



HAL
open science

Extrusion latérale de "Anatolie: Géométrie et mécanisme de la fracturation

Patrick Suzanne

► **To cite this version:**

Patrick Suzanne. Extrusion latérale de "Anatolie: Géométrie et mécanisme de la fracturation. Tectonique. Université Rennes 1, 1990. Français. NNT: . tel-00675844

HAL Id: tel-00675844

<https://theses.hal.science/tel-00675844>

Submitted on 2 Mar 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.

P. SUZANNE

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-41-6

**extrusion latérale
de l'anatolie :**

GEOMETRIE ET MECANISME
DE LA FRACTURATION

MEMOIRES ET DOCUMENTS

du Centre Armoricaïn

n° 42

d'Etude Structurale

des Socles



Rennes 1991

**MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES**

N°42

Patrick SUZANNE

**Extrusion latérale de l'Anatolie :
Géométrie et Mécanisme de la fracturation.**

**Thèse de l'Université de Rennes I
soutenue le 20 Décembre 1990**

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex
(France)**

1991



ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-41-6

1991

**Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042 - RENNES Cédex (France)**

P. SUZANNE (1991).

**Extrusion latérale de l'Anatolie :
Géométrie et mécanisme de la fracturation.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes,42 ; 262p.



Ce travail a été effectué aux laboratoires de Tectonophysique de l'institut de Rennes et de géologie structurale de Paris VI sous la direction de Ph. Davy et N. Lyberis. Cette collaboration fructueuse a été riche tant sur le plan humain que scientifique.

Je remercie Ph. Davy qui a toujours été présent et constructif pendant ces deux années. Philippe a su m'encadrer, m'orienter et m'encourager sans jamais se tromper en ce qui me concerne. Si j'ai choisi de faire cette thèse c'est parce qu'il m'offrait cette chance après le DEA.

Je remercie N. Lyberis qui s'est mobilisé sans compter pour avancer ce travail. Nikos est devenu un ami, je suis heureux d'avoir pu le connaître et de m'être enrichi de sa philosophie orientale.

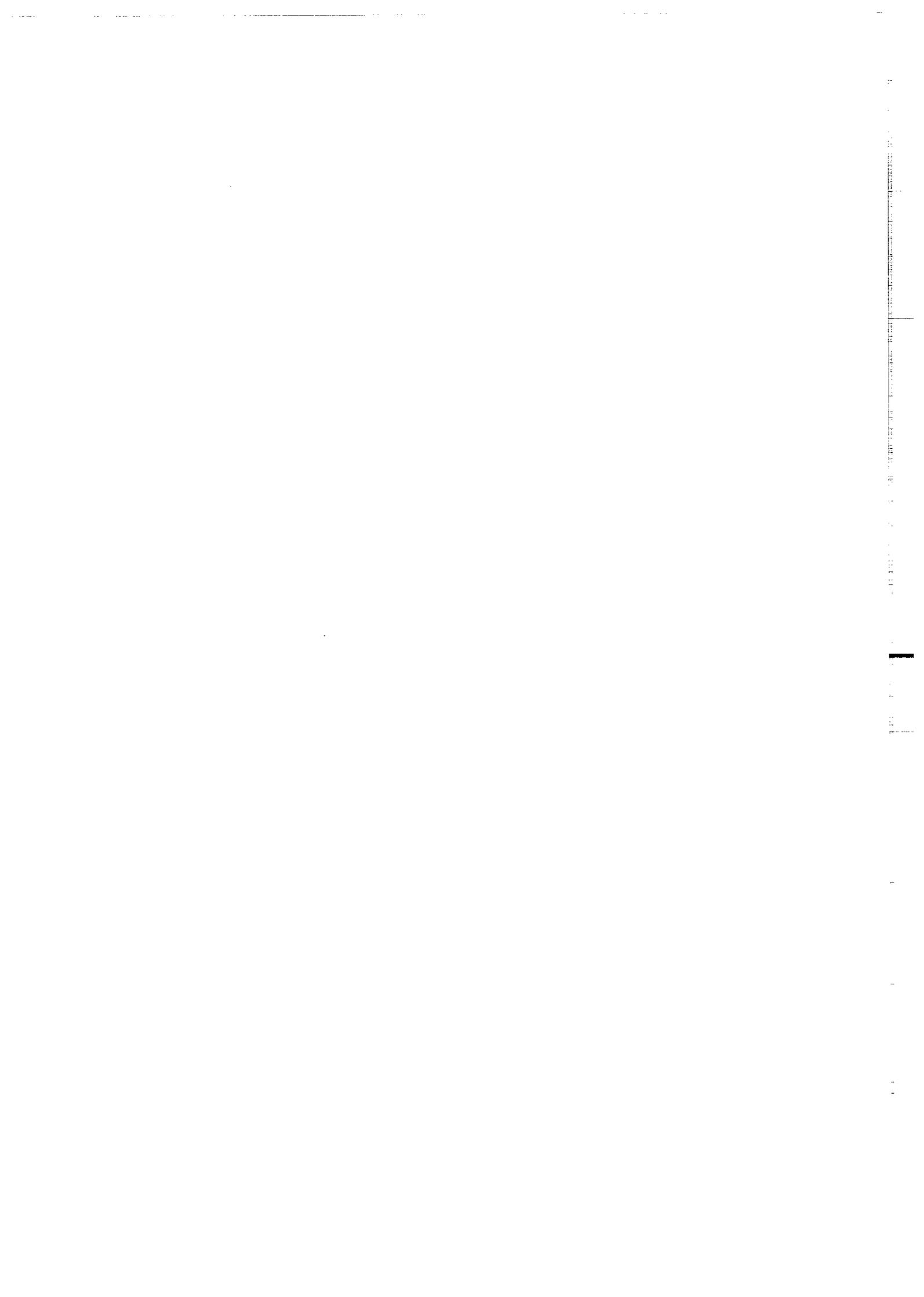
Je souhaite à tous les thésards de connaître deux êtres aussi passionnés et motivants.

Je remercie J.J. Kermarec pour sa coopération active et son imagination inventive. La complicité particulière que nous avons est certainement à l'origine de ces débats fondamentaux qui jalonnent l'existence et dont Jean Jacques est devenu le maître.

Merci à Bruno, Catherine, Claudine, Isabelle, Joseph, Marc, Pierre et Sandrine. Il fallait bien tout ce monde pour corriger mon orthographe.

Je suis heureux d'avoir parcouru ces années Rennaises à côté de Guillaume, complice à terre comme en mer.

A mes parents, mes copains Rennais, aux femmes Callipyges.



SOMMAIRE

INTRODUCTION

<i>Introduction</i>	7
<i>Histoire tectonique de la turquie</i>	13

CHAPITRE I: DONNEES SATELLITAIRES

1) GENERALITES	19
<i>Le capteur MSS</i>	20
<i>Le capteur TM</i>	20
2) GEOMETRIE DE LA FNA A PARTIR D'IMAGES LANDSAT-MSS.....	26
<i>article BSGF, 1990. Géométrie de la faille nord</i>	27
<i>anatolienne à partir d'images Landsat-MSS.</i>	27
<i>article: Folded wedge system ("coin plissé"):</i>	38
<i>a new type of relay structure evidence by satellite</i>	38
<i>imagery along the North Anatolian Fault (Turkey).</i>	38
3) JONCTION FNA-FEA ET DEFORMATION INTERNE.....	49
DANS LA PARTIE ORIENTALE DU BLOC ANATOLIEN.....	49
A PARTIR D'IMAGES LANDSAT-TM.	49
3.1) Introduction.....	51
3.2) Généralités	51
<i>la déformation interne du bloc anatolien</i>	52
3.3) Fracturation.....	56
<i>à propos des données</i>	56
<i>orientation des failles</i>	64

CHAPITRE II: DONNEES DE TERRAIN

1) INTRODUCTION	69
2) OBSERVATIONS GEOMORPHOLOGIQUES	71
<i>méga-géomorphologie</i>	71
<i>micro-géomorphologie</i>	74
3) LITHOLOGIE	77
4) MECANISME DE DEFORMATION LE LONG DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA FNA	81
<i>article: mécanisme de déformation le long de la partie orientale de la faille nord anatolienne.</i>	83
5) MECANISME DE L'ENSEMBLE DE LA FNA	114
<i>mécanismes sur les plans de failles striés.</i>	115

CHAPITRE III: DONNEES EXPERIMENTALES

I INTRODUCTION	125
II LE DECROCHEMENT LITHOSPHERIQUE	127
1) Introduction	127
2) Les conditions aux limites	129
3) Description des expériences	129
-A modèle avec une bordure libre perpendiculaire	129
au piston	129
<i>modèle 1</i>	129
<i>modèle 2</i>	132
<i>modèle 3</i>	135
<i>conclusions</i>	136
-B modèle 4	141
-C modèle en cisaillement simple	143
4) Discusion à propos des décrochements en échelons	146
5) Mécanismes de l'extrusion laterale	150
<i>article: Finite Size Effects and the Indentation Process: insights from experiments.</i>	153

CHAPITRE IV : ANALYSE FRACTALE

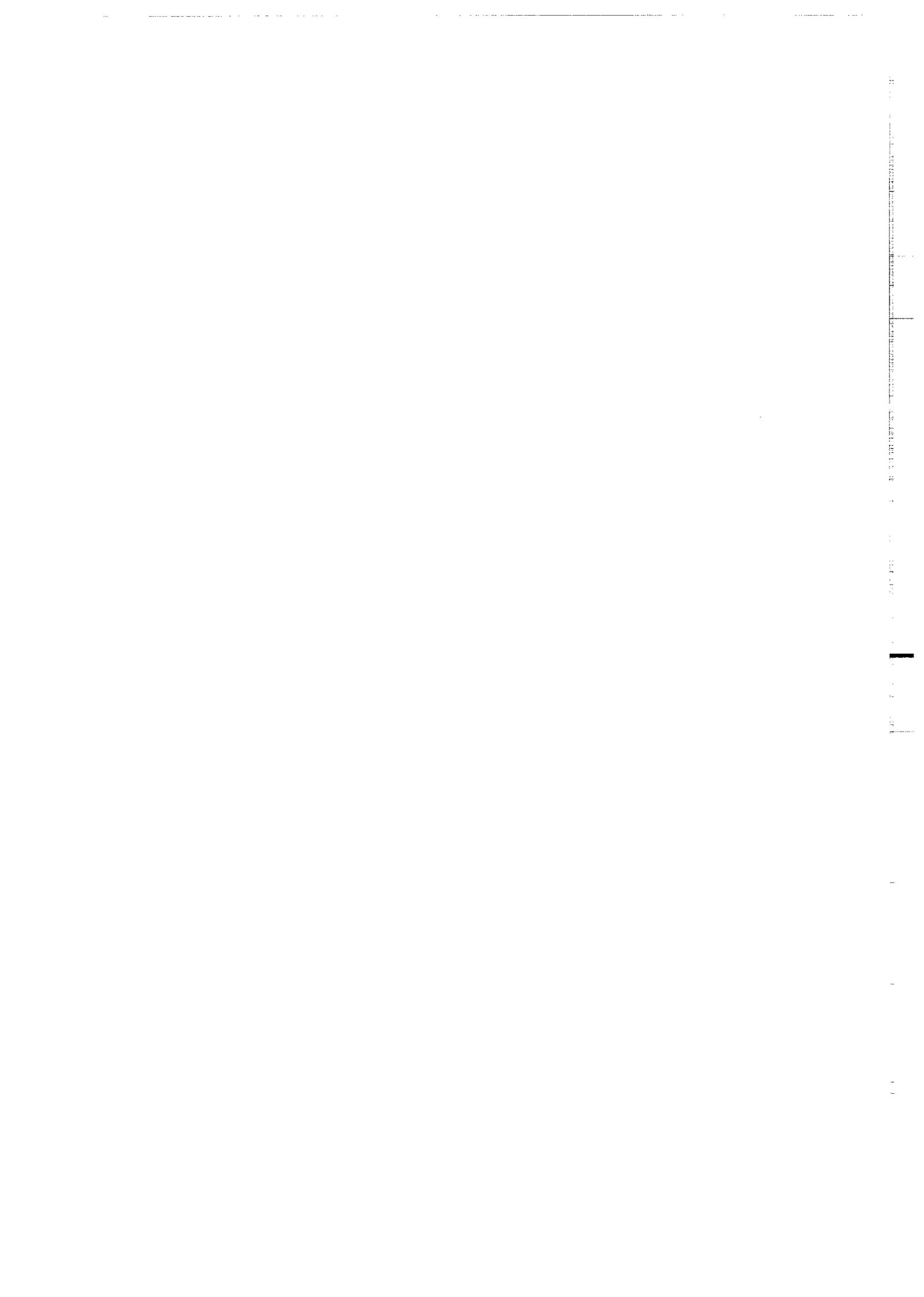
1) Introduction	197
<i>définition</i>	198
2) Dimension fractale pour les réseaux de failles:	199
méthodes et significations	199
3) Caractérisation des réseaux de failles	207
5) Caractérisation des réseaux de séismes	219
4) Conclusions.....	221

SYNTHESE

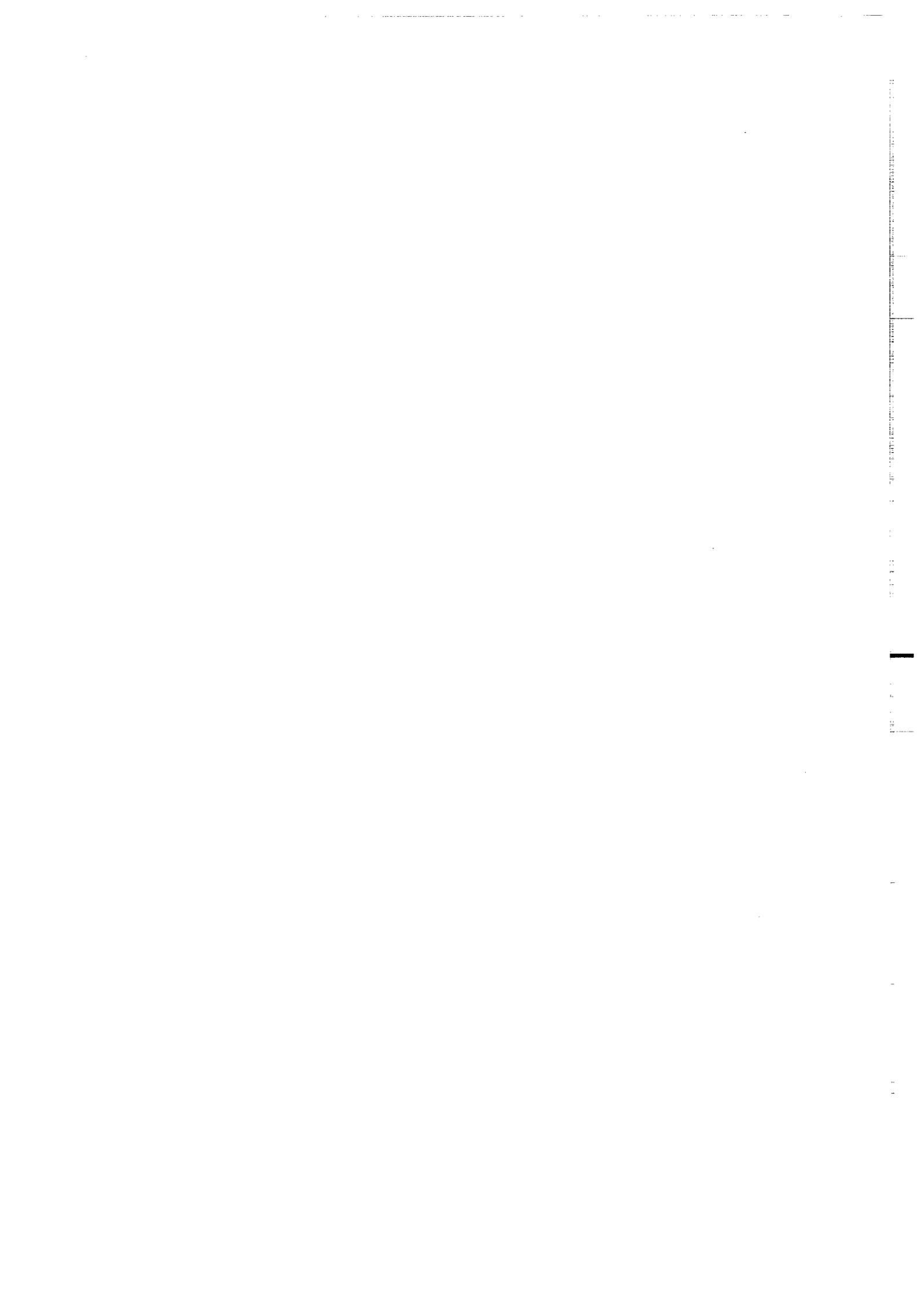
1) <i>Le système anatolien</i>	225
2) <i>Mécanisme de la fracturation</i>	230

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques	235
-----------------------------------	-----



INTRODUCTION



INTRODUCTION

Le sujet initial de ces deux années de thèse était l'étude du fonctionnement de la Faille Nord Anatolienne (FNA). Nous nous sommes progressivement aperçus que ce décrochement lithosphérique ne pouvait être compris indépendamment du phénomène plus général de l'extrusion latérale dont la FNA constitue la clef du problème. En effet, si la FNA accommode le mouvement vers l'ouest de l'Anatolie depuis 13-14 Ma (McKenzie, 1972; Sengor, 1979) ce n'est que la conséquence de l'évolution géodynamique de la Méditerranée orientale depuis le Miocène inférieur (McKenzie et al., 1970, Le Pichon & Francheteau, 1978; Le Pichon & Angelier, 1979; Cochran, 1981). Ainsi, la présence de la FNA semble liée à la collision continentale et aux possibilités qu'a la matière de s'échapper latéralement. C'est donc la compréhension des phénomènes d'extrusions latérales qui permettront aussi de mieux comprendre le fonctionnement de la FNA.

L'extrusion latérale est présente dans l'orogène alpin à chaque fois que la matière a la possibilité de s'échapper. C'est le cas du Tibet et de la Chine du sud (Tapponnier et al., 1986), ou de l'ensemble Chine-Mongolie (Cobbold & Davy, 1988) au front de la chaîne himalayenne, vers la Mer de Chine, celui de Carpathes vers le bassin panonique dans les Alpes s.s. (Ratschbacher et al., 1990), et également de l'Anatolie depuis la collision Arabie-Eurasie vers la Mer Egée (McKenzie, 1972). Ces trois systèmes sont liés à l'avancée d'un promontoire de l'Afrique vers l'Eurasie créant une hyper-collision (Dewey et al., 1986) associée à une marge en subduction sur l'une des bordures latérales des systèmes considérés. Ces bordures en subduction sont les zones où la matière n'est pas confinée (Berckemer, 1977; Le Pichon et Angelier, 1979; Mercier, 1981). Il s'agit soit d'une bordure libre, c'est à dire en équilibre statique, mais pouvant se déplacer si le système est mis sous contrainte (Mer de Chine), soit d'une limite en extension créant alors un domaine peu confiné par rapport à la zone en collision voisine (Mer Egée). La question alors posée était la conversion des déplacements relatifs des plaques en contraintes à l'intérieur des limites de plaques convergentes ?

Les différents auteurs qui ont tenté de répondre à cette interrogation ont, en majorité, pris l'exemple de la collision Inde-Asie. Nous rappelons l'évolution

des concepts qui permis de caractériser cette chaîne. Argand (1924) propose un premier modèle qui explique l'orogène himalayen comme le résultat du sous-charriage du continent indien sous le continent asiatique. Ce type d'interprétation est aujourd'hui repris pour expliquer l'épaisseur de la croûte tibétaine notamment par Powell et Conaghan (1973), Ni et York (1978), Baranzangi et Ni (1982) et Ni et Baranzangi (1984). Dewey et Burke (1973) introduisent l'idée d'une déformation continue dans l'élaboration de la chaîne himalayenne. Pour ces auteurs, la lithosphère du Tibet est raccourcie et épaissie par un étirement vertical. Ce type de déformation s'opère par des cisaillements sub-horizontaux ou des chevauchements n'affectant que la partie supérieure de la croûte. Enfin, Molnar et Tapponnier (1975, 1977 a,b, 1978, 1979, 1981) Tapponnier et Molnar (1976, 1977) Tapponnier (1977) et Tapponnier et collaborateurs (1981, 1982) se proposent de comprendre l'orogène alpin à travers une région plus vaste qui inclut les grands décrochements associés aux chaînes de montagnes. Ils interprètent la déformation intra-plaque observée au nord des chaînes alpines comme le résultat du poinçonnement d'un promontoire de l'Afrique vers l'Eurasie ou de l'écrasement de ces promontoires sur le continent eurasiatique. Dans leur première hypothèse, le promontoire continental sud agit comme un poinçon expulsant latéralement la lithosphère du continent nord le long de lignes de glissement. L'évocation d'une déformation plane le long de lignes de glissement permet d'expliquer la présence des grands décrochements observés au front des chaînes de montagnes. Les modèles proposés rendent compte soit des déplacements verticaux, soit des déplacements horizontaux à l'avant et au front des chaînes de montagnes. Ces interprétations semblent s'appliquer à l'un ou l'autre de ces types de déplacements, divisant en deux les processus qu'impliquent la déformation dans la collision continentale. Les premières tentatives qui permettent d'associer ces processus sont suggérés par England et McKenzie (1982). Ils proposent un modèle visqueux continu pour lequel le poinçonnement progressif par le continent rigide indien produit un étirement vertical qui est ensuite atténué par un écoulement latéral de la croûte épaissie. Leur hypothèse suggère donc, que les déplacements horizontaux sont la conséquence des premiers mouvements verticaux, mais leur modèle numérique ne permet pas d'expliquer les vastes régions impliquées par une déformation plane.

Les questions que nous posons dans ce mémoire sont: Comment se fait la conversion des mouvements transverses? Dans quelle mesure peut-on dissocier l'épaississement de l'extrusion latérale? Et, dans le cas de la fracturation, quelles sont les mécanismes de déformation des systèmes regroupant les phénomènes d'extrusion et de collision continentale.

Nous avons abordé le problème par le biais de deux analyses complémentaires: l'une régionale, concerne la caractérisation d'un système naturel, l'Anatolie, l'autre d'ordre thématique concerne la caractérisation des champs de failles. Les deux analyses menées en parallèle constituent des garde-fous l'une pour l'autre, soit pour un contrôle mécanique, soit pour un contrôle géométrique.

Le choix de l'Anatolie pour la présente étude se justifie par la taille relativement réduite du système par rapport au système himalayen et par l'activité sismique sur les zones décrochantes plus marquée que celle des structures présentes dans les Carpathes. Par ailleurs, les nombreuses publications au sujet de la néo-tectonique en Anatolie permettaient de commencer un travail sur la base de multiples données. Nous avons complété les précédentes analyses par:

- 1- une nouvelle interprétation des structures à partir de données satellitaires. L'avantage du procédé est la vision synoptique de surface sur une vaste région. Nous avons pu extraire le tracé des failles majeures qui forment la FNA (Landsat-MSS) ainsi que le réseau de failles appartenant à la partie orientale de l'Anatolie (Landsat-TM). Le choix de la FNA se justifiait parce qu'elle constitue la principale zone faillée qui accommode l'extrusion vers l'ouest de l'Anatolie. L'analyse du champ de failles de l'Anatolie orientale permettait d'inclure les deux failles conjuguées du système en extrusion (Faille Nord Anatolienne et Faille Est Antoiienne) lié à la collision Arabie-Eurasie.
- 2- une campagne de terrain visant à contrôler le tracé des failles effectué par les images satellitaires, la chronologie des différents événements tectoniques présents en Anatolie et à caractériser les mécanismes de la déformation le long de la FNA.
- 3- une procédure expérimentale pour assurer le contrôle mécanique de nos modèles interprétatifs.

L'ensemble de ces données a permis de mieux caractériser l'extrusion latérale en Anatolie.

L'analyse thématique que nous avons menée s'intègre dans une réflexion de groupe sur les mécanismes de la fracturation. Les travaux réalisés par Davy et Cobbold (1988), Cobbold et Davy (1988), Davy et collaborateurs (1990), Martinod et Davy (1990 a et b), Suzanne et Davy (1990) et Sornette et al. (sous presse) constituent le cheminement de cette réflexion.

L'utilisation de modèles analogiques a permis de comprendre l'influence des conditions aux limites dans les mécanismes de la fracturation, et de quantifier les processus, de localisation de la déformation, et du partitionnement entre l'extrusion et le raccourcissement. Les expériences mettent en évidence la nature chaotique des mécanismes de la fracturation. Aussi, nous avons calculé les fonctions de corrélation qui pouvaient au mieux les définir. En particulier, nous avons calculé les dimensions fractales des réseaux de failles extraites à partir de l'étude régionale. Cette nouvelle méthode d'analyse permet en effet de caractériser la distribution spatiale d'objet chaotique. Par ailleurs, les précédentes mesures menées à partir de ce procédé ont montré que l'existence de lois d'échelles pouvaient être reliées aux processus de croissance. Cet aspect particulier des phénomènes fractals nous intéressait pour mieux comprendre la complexité des mécanismes de la fracturation. Nous avons aussi comparé les données de déformation finie (réseau de failles) avec des données sur la déformation instantanée (réseau de séismes) avec l'objectif d'obtenir des informations temporelles nécessaires à la compréhension des processus de croissance des failles.

ANALYSE THEORIQUE

ANALYSE REGIONALE

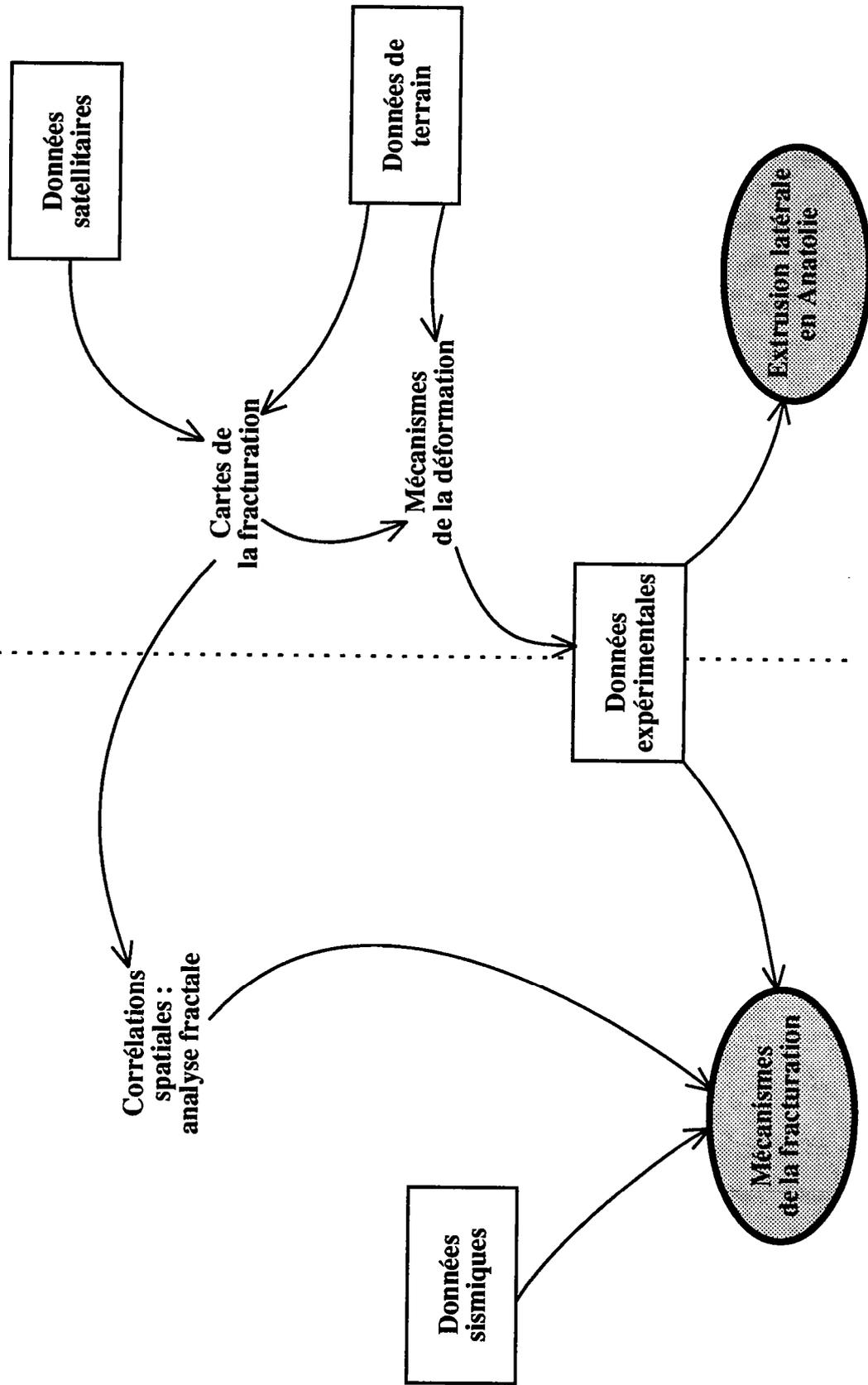
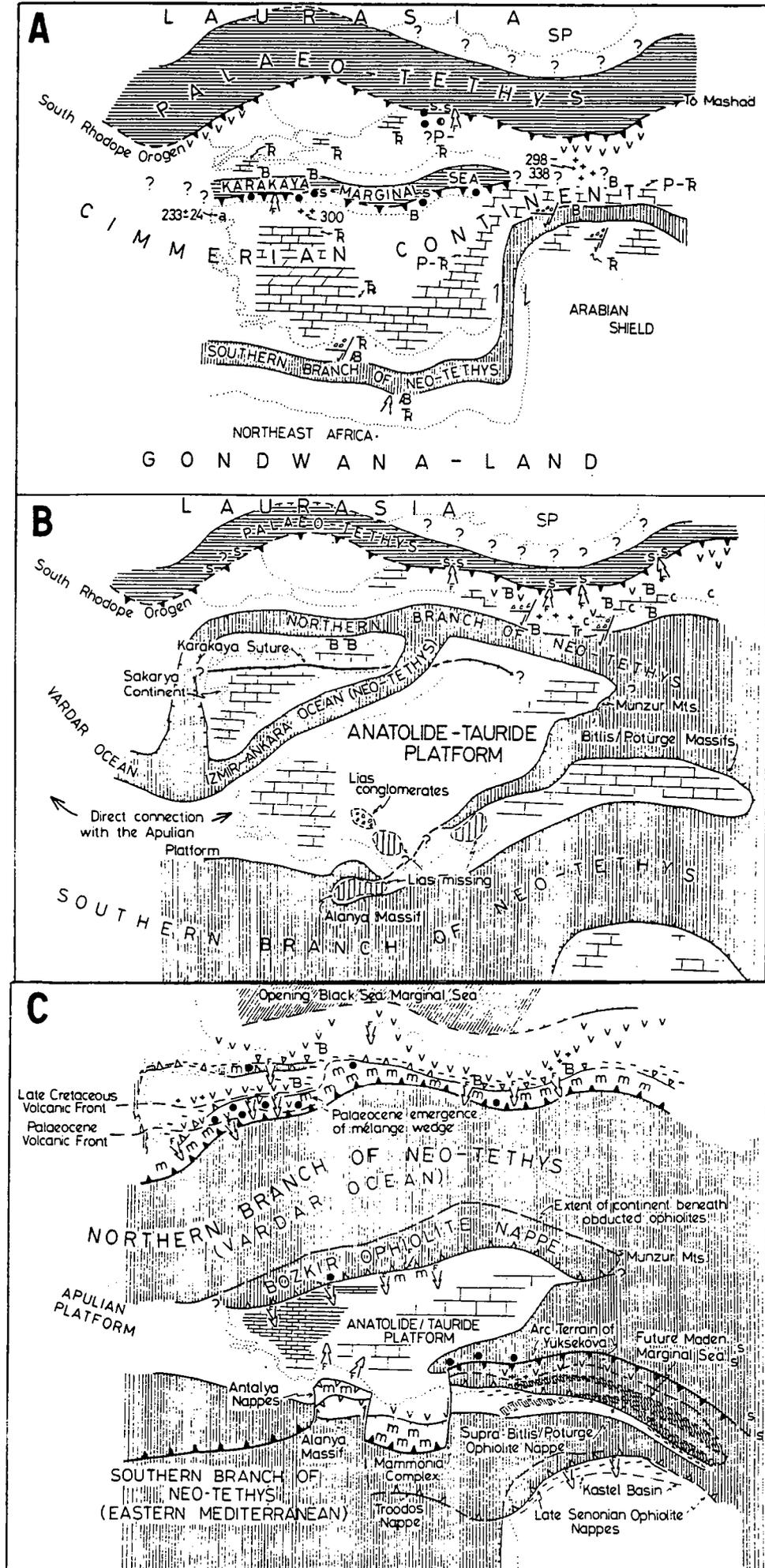


Fig.0.1:



HISTOIRE TECTONIQUE DE LA TURQUIE

L'évolution tectonique de la Turquie depuis le Permien correspond à l'histoire complexe de la disparition de la paléo-Tethys et de l'ouverture puis fermeture de multiples branches de la néo-Tethys (Sengor, 1989). La Turquie est marquée par la présence de nombreux alignements d'ophiolites qui ont suggérés des modèles plus ou moins complexes, et contradictoires de reconstitutions paléo-tectoniques. Nous n'entrerons pas dans ce débat, aussi ce bref rappel de l'histoire tectonique de la Turquie se veut volontairement simple.

Durant le Permien, l'ensemble de la surface actuellement couverte par la Turquie constituait une partie de la marge nord du continent Gondwanien, situé au Sud de la Paléo-Tethys (Sengor, 1981). Le plancher océanique de la Paléo-Tethys semble se subduire vers le sud, sous la Turquie, pendant la période permo-triasique. L'ouverture du bassin marginal de Karakaya (Fig.0.1A) s'effectue au Trias, à la faveur de cette subduction. Le bassin se referme au Trias supérieur formant la suture de Karakaya qui sépare deux unités indépendantes: la zone d'Istanbul au nord, et la zone de Sakarya au sud (Okay, 1986). L'ouverture de la néo-Tethys, au nord du Gondwana, a lieu au Jurassique et au début du Crétacé. Deux branches principales de la néo-Tethys s'individualisent (Fig.0.1B), isolant la plate-forme Anatolide-Tauride de la Laurasie, au nord (océan Vardar) et du Gondwana, au sud (branche sud de la néo-Tethys dont la Méditerranée orientale constitue l'actuel témoin). A la fin du Crétacé, une partie du plancher océanique qui séparait la plate-forme Anatolide-Tauride des pontides au nord de la Turquie est obduite vers le sud (Ricou et al., 1975). Les Pontides forment à ce moment un arc insulaire dont la Mer Noire constituait le bassin marginal (Fig.0.1C). Les Pontides montrent un magmatisme calco-alcalin d'âge fini-crétacé à paléocène (Tokay, 1973; Seymen, 1975) et sont caractérisés par la mise en place d'un mélange ophiolitique au Crétacé supérieur-Paléocène (Tokay, 1973; Gansser, 1974; Seymen 1975, Bergougnan, 1976). L'accumulation du volcanisme calco-alcalin et du mélange ophiolitique sur les Pontides continue longtemps après l'obduction crétacée des ophiolites sur la plate-forme Anatolide-Tauride jusqu'à la collision Pontide-Anatolide

Fig.0.1: Carte paléo-tectonique de la Turquie. A, Permo-trias. B, Jurassique inférieur. C, Crétacé supérieur à Paléocène. D'après Sengor & Yilmaz (1981).

de la fin du Crétacé (Ricou et al., 1975). La surrection de la suture Pontide-Anatolide (plantes fossiles du Lutétien au nord d'Ankara, Tokay, 1973) est accompagnée par l'initiation de chevauchements à vergence sud et la formation de fosses mollassiques en Anatolie au début de l'Eocène (Delaune-Mayere et al., 1977). La collision Pontide-Anatolide commence ainsi à cette époque à l'ouest de l'Anatolie tandis

qu'elle n'atteint la partie est de l'Anatolie qu'au Burdigalien (Seymen, 1975). Après la collision, le domaine Anatolide-Tauride est écaillé et empilé et la mise en place d'un métamorphisme de haute pression s'accompagne de granites d'anatexie (Durr et al., 1978). Au sud-est de l'Anatolie, l'océan Bitlis, existant depuis la fin du Trias (Dewey et al., 1973; Bein & Gvirtzman 1977), est consommé du Crétacé inférieur au miocène moyen le long d'une zone en subduction plongeant vers le nord (Dewey et al., 1973; Hall, 1976; Dewey & Sengor, 1979). Les mouvements convergents Arabie-Anatolie se poursuivent ensuite par une collision continentale le long de la suture de Bitlis, à partir du Miocène supérieur. Ainsi, au Miocène supérieur, les quatre unités tectoniques majeures de la Turquie (Pontides, Anatolides, Taurides et plis bordiers) définies par Ketin (1966), forment une entité soudée qui sera par la suite l'objet d'une nouvelle tectonique (Fig.0.2).

L'ouverture de la Mer rouge et du golfe d'Aden au début du Miocène (Le Pichon & Francheteau, 1978; Cochran, 1981) permettent le détachement du Bloc Arabe et l'accélération des mouvements convergents entre le promontoire Arabe et l'Eurasie plus au nord. Les déplacements vers le nord du bloc arabe s'effectuent, depuis le miocène supérieur (Steckler et al., 1988, Lyberis, 1988) le long d'un décrochement intra-continental senestre (Garfunkel, 1981): la Faille du Levant (FL). A partir du Serravalien-Tortonien (Sengor, 1979), la convergence Arabie-Eurasie est accommodée par l'extrusion vers l'ouest de l'Anatolie (Fig;0.3) le long de deux zones faillées majeurs (McKenzie, 1972): la Faille Nord Anatolienne (FNA) et la Faille Est Anatolienne (FEA). Ce mouvement vers l'ouest est rendu possible par la présence du domaine Egéen, dont les mécanismes au foyer (McKenzie, 1978) et les mécanismes sur les plans de faille (Mercier et al., 1976 et 1979; Angelier et al. 1982) indiquent une extension depuis le Miocène supérieur (Le Pichon & Angelier, 1979).

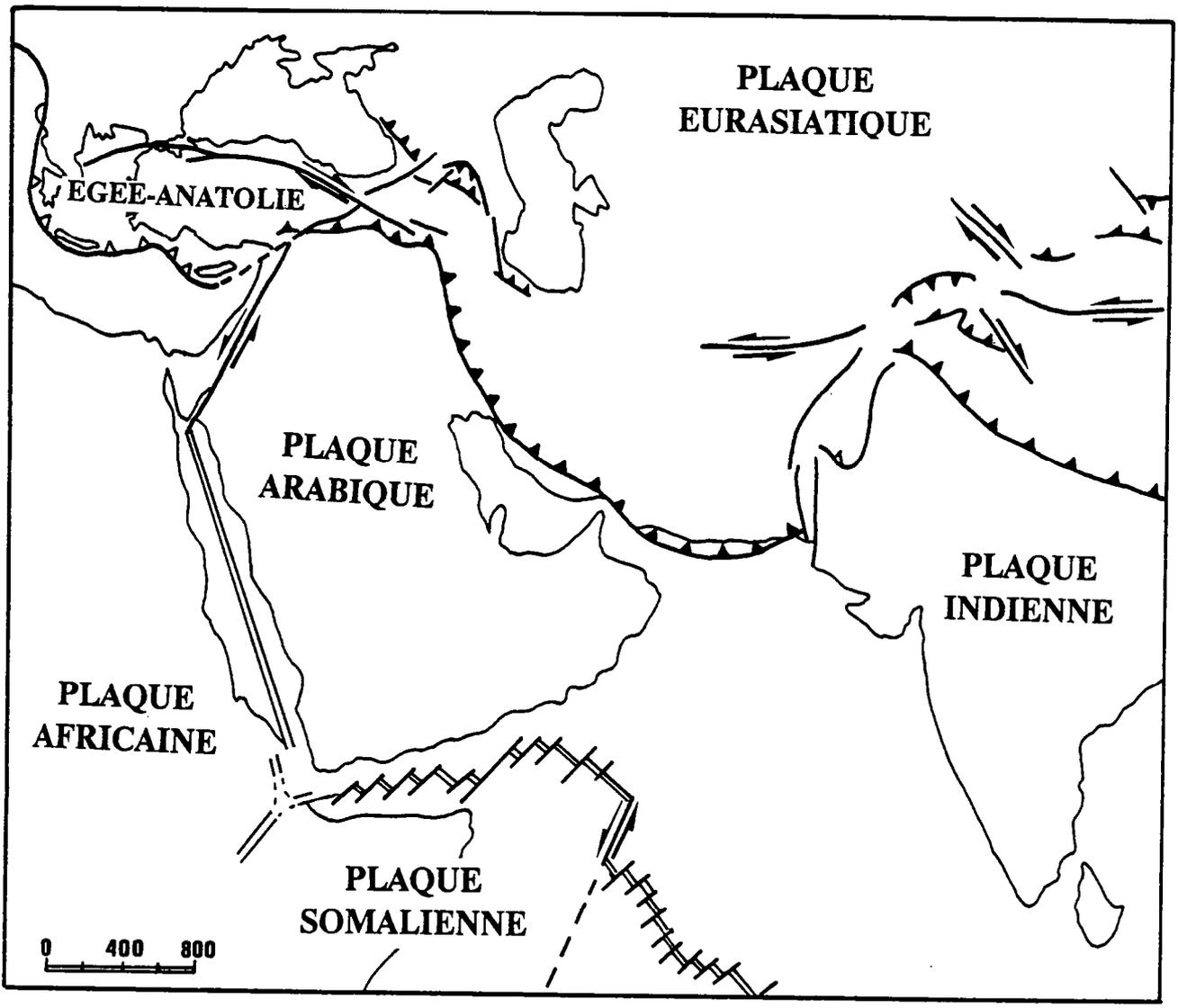


Fig.0.2: Contexte géodynamique de l'Anatolie.

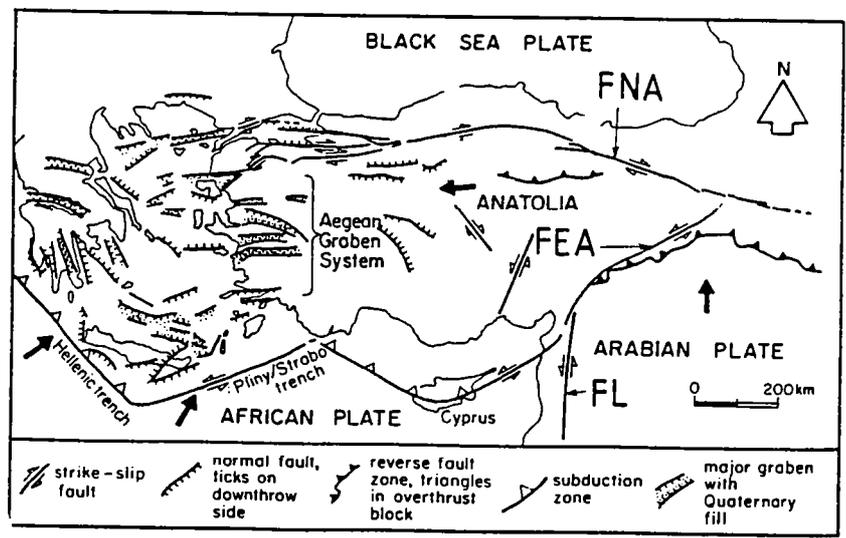
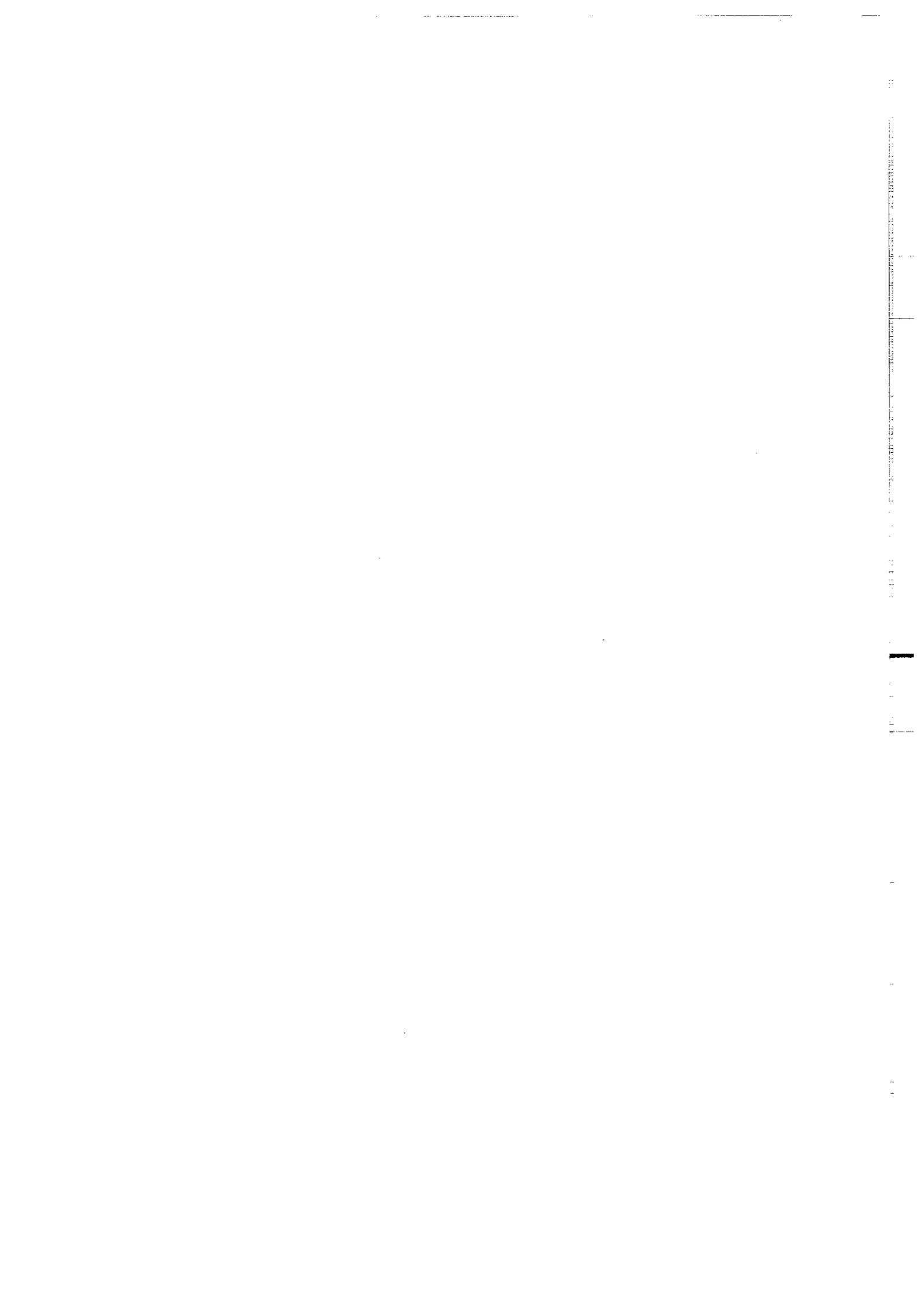


Fig.0.3: Carte tectonique du système anatolien dans le cadre de la collision Arabie-Eurasie. FNA, Faille Nord Anatolienne. FEA, Faille Est Anatolienne. FL, Faille du Levant. D'après Sengor (1979). Hancock & Barka (1981).



**CHAPITRE I: DONNEES
SATELLITAIRES**



CHAPITRE I :DONNEES SATELLITAIRES

1) GENERALITES

La télédétection est l'observation, sans contact physique, d'un phénomène depuis un point élevé et éloigné. L'aspect particulier de cette définition, appliquée au domaine satellitaire, se traduit par l'acquisition de données, sous forme d'images représentatives de l'émission et de la réflexion des rayonnements électromagnétiques dans l'ensemble du spectre. Ces images résultent de l'action combinée d'un vecteur et d'un capteur :

Le mouvement associé du capteur (balayage ligne par ligne) et du vecteur (dont la trajectoire est perpendiculaire au balayage) définit une image assimilable à un tableau de y lignes et x colonnes. Les lignes correspondent au balayage effectué par le capteur et les colonnes traduisent la trajectoire du satellite.

Le capteur mesure en chaque point (x,y), le rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par la surface terrestre. Il agit par l'intermédiaire d'une "cellule" qui traduit un changement d'intensité dans le rayonnement par un courant électrique variable.

L'énergie reçue par le capteur pour chaque tache élémentaire, ou PIXEL (résolution au sol du système) est convertie en une valeur d'intensité (256 niveaux de gris). Les images ainsi définies permettent leur traitement numérique et en photo-interprétation.

La télédétection offre un grand nombre de données à partir de différents satellites équipés de capteurs spécifiques. L'étude de la déformation en Anatolie et plus spécialement de la faille nord anatolienne nécessitait une vision d'ensemble mais cependant précise. Notre choix s'est ainsi porté sur des images issues des satellites Landsat 4 et 5, les considérant comme le meilleur compromis précision-vision-coût à petite échelle. Les satellites Landsat 4 (désignés aussi sous le terme de Landsat D) et Landsat 5, respectivement lancés

le 16 Juillet 1982 et 1 Mars 1984, marquent une seconde génération dans la série des Landsat, par la mise en place à côté du capteur MSS d'un instrument de haute précision : le *Thematic Mapper* (TM).

Le capteur MSS:

Le capteur MSS est un radiomètre multispectral à balayage (Fig. 1.1). Il comprend 4 canaux, numérotés 4,5,6,7, chacun correspondant à un intervalle de longueur d'onde du spectre électromagnétique:

canal 4 : 0.5 - 0.6 μ m,

canal 5 : 0.6 - 0.7 μ m,

canal 6 : 0.7 - 0.8 μ m,

canal 7 : 0.8 - 0.9 μ m.

La scène a une dimension de 185*185 km pour une résolution au sol (pixel) de 80m (Fig. 1.3). Le système optico-mécanique associé au détecteur MSS comprend en tête un miroir oscillant perpendiculairement à la trace du satellite et dont l'angle d'oscillation ($\pm 2.88^\circ$) détermine à terre la largeur balayée de la scène. Les détecteurs assemblés suivant les 4 canaux, en 6 fibres perpendiculaires à la trace du satellite permet à chaque balayage du miroir l'enregistrement d'une bande de terrain de 6 pixels de large (480 m * 185 km).

Le capteur TM:

Le capteur TM produit des images (185 * 185 km) de résolution au sol de 30m sur 7 bandes spectrales réparties dans la partie visible, le proche et moyen infra-rouge. La sixième bande (infrarouge thermique) correspond à un pixel de 120m.

bande 1 : 0.45 - 0.52 μ m

bande 2 : 0.52 - 0.60 μ m

bande 3 : 0.63 - 0.69 μ m

bande 4 : 0.76 - 0.90 μ m

bande 5 : 1.55 - 1.75 μ m

bande 7 : 2.08 - 2.35 μ m

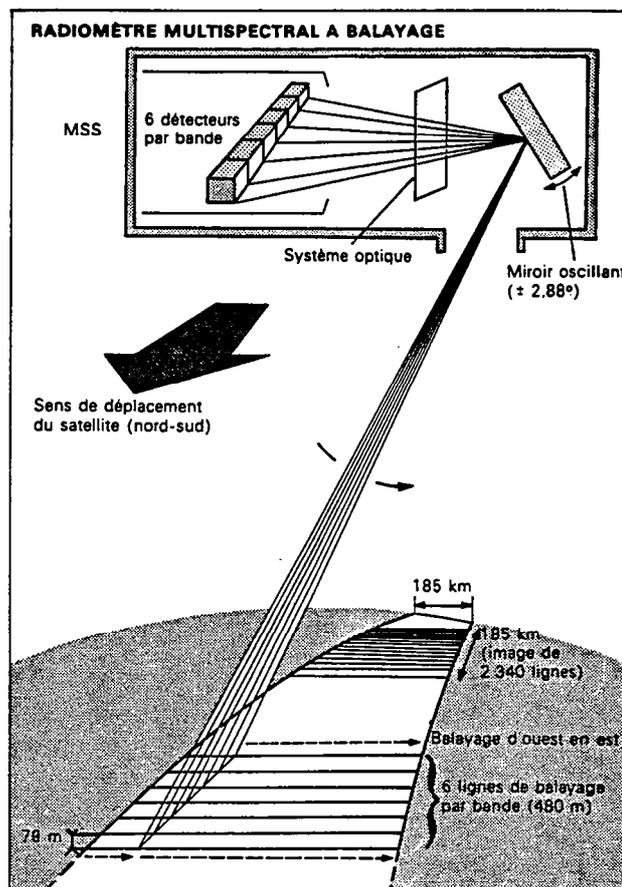
bande 6 : 10.4 - 12.5 μ m

La transmission vers le sol des données numériques est faite soit en mode direct (transmission immédiate en temps réel) soit en mode différé (sur enregistreurs magnétiques à bord du satellite). Au sol les données brutes

Fig.1.1: Radiométrie multispectrale à balayage.
D'après A. et M. Chabreuil (1979).

Le radiomètre multispectral à balayage (MultiSpectral Scanner) des deux premiers satellites Landsat comportait quatre canaux correspondant à quatre bandes spectrales différentes. Pour chacun d'eux, un groupe de six détecteurs parallèles observaient le sol à travers un système optique et un miroir qui oscillait de $\pm 2.88^\circ$, ce qui correspond, depuis une altitude de 900 kilomètres, à une couverture au sol de 185 kilomètres. Chaque détecteur couvrait une bande de terrain de 79 mètres de large, de sorte que chaque aller et retour du miroir permettait d'observer une surface de 480 mètres sur 185 kilomètres.

Une image carrée Landsat (185 sur 185 kilomètres) correspond donc à 390 balayages du miroir et peut être décomposée en 2 340 bandes ou lignes de 79 mètres sur 185 kilomètres.



Landsat Orbit

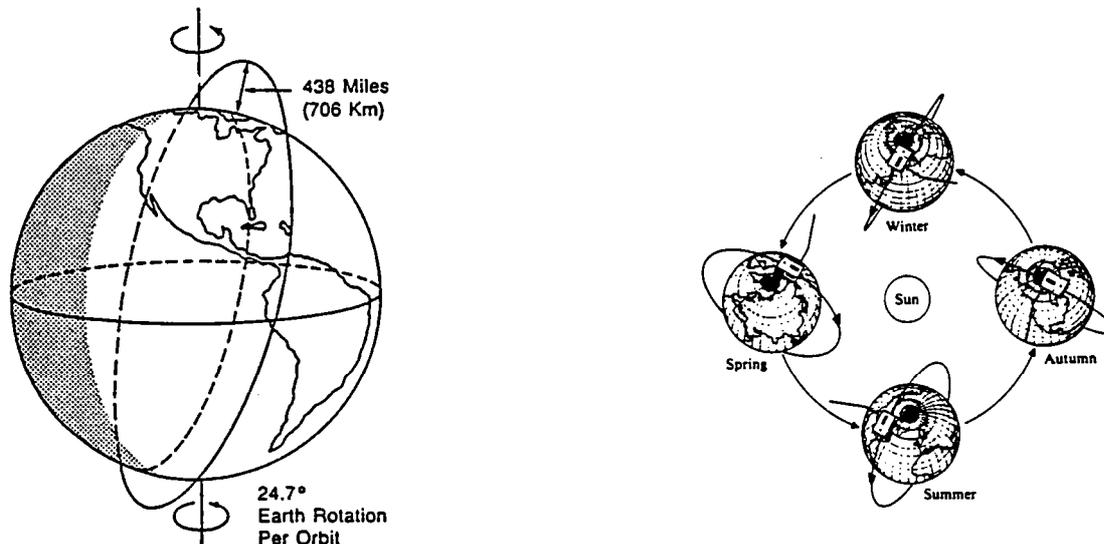
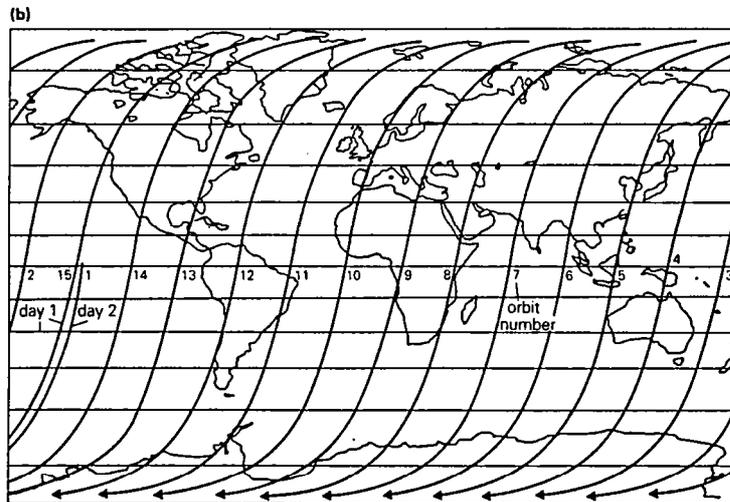
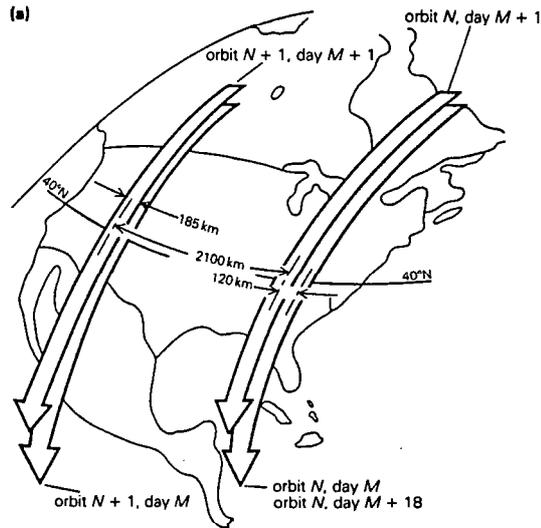


Fig.1.2: Orbite héliosynchrone. Le plan terre-soleil et le plan de l'orbite du satellite restent constants. Le satellite observe la terre avec un éclairage constant suivant le méridien.

Fig.1.3: Orbites du satellite Landsat.
D'après S.A. Drury (1987).

(a) This figure shows successive Landsat orbits on two days. On day M , orbit $N+1$ is shifted 2100 km west of orbit N at this latitude. Orbit N on day $M+1$ is only 120 km west of the same orbit of the previous day, so the images taken on both days overlap. The higher the latitude is, the greater the overlap between adjacent scenes. The sequence repeats itself every 18 days for Landsats-1, 2 and 3. This revisit frequency was reduced to 16 days for Landsats-4 and 5. Much the same principle applies to all Sun-synchronous, polar-orbiting systems. In the case of the NOAA AVHRR, the revisit frequency is every 12 h to give day and night coverage. (b) So that orbits are synchronous with the Sun, they are inclined relative to the Equator. On a Mercator projection Landsat orbits plot as sinusoidal curves. Only the descending (north to south) orbits are shown, the ascending orbits pass on the night side of the Earth.



(a) The irregular graph is the true variation of scene reflectance for one of the Landsat MSS bands along a scan line. The scanner samples this analogue record every 56 m along a scan line in order to produce pixels. However, the IFOV is 79 m wide, so the value (M) assigned to a pixel is the average reflectance over this distance, not that from the pixel itself. (b) The raw data from the Landsat MSS is in the form of a square matrix 2340 lines deep, each line containing 3240 pixels. This gives a ground cover of 185 x 185 km. Because the Earth rotates beneath the platform during the 25 s taken to produce a whole scene, the square matrix represents a parallelogram on the ground, whose actual shape is determined by the latitude of the scene – the rotational velocity of the Earth decreases towards the poles.

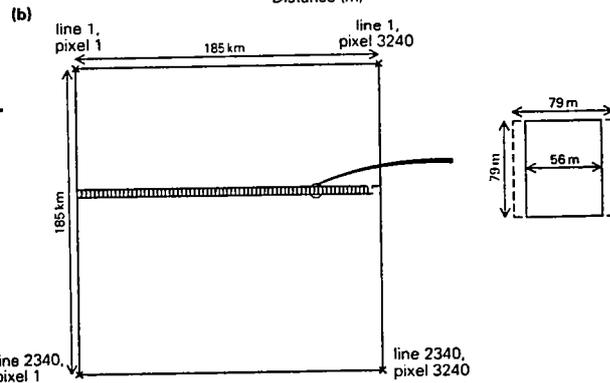
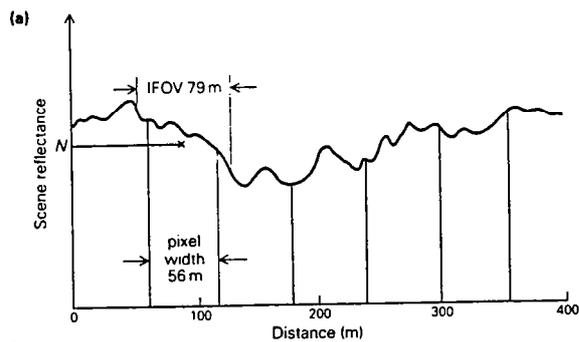


Fig.1.4: Variation de la réflectance sur une scène Landsat-MSS.
D'après S.A. Drury (1987).

transmises sont enregistrées sur bandes magnétiques. Les bandes rassemblées par différentes stations de réception sont traitées puis composées à la demande, sous forme photographique ou magnétique:

- clichés noir et blanc tirés des informations recueillies dans une bande spectrale,
- clichés en fausses couleurs résultant de la combinaison de 3 canaux (composition colorée) de type: canal 4 filtré en bleu - canal 5 filtré en vert - canal 7 filtré en rouge,
- bandes magnétiques fournissant des données numériques utilisables après décodage des bandes, pour divers traitements informatiques.

Landsat 4 et 5 tournent sur une orbite héliosynchrone polaire (Fig. 1.2) avec une périodicité de 98.9 minutes. L'altitude de vol est de 706 km. Chaque trace se superpose tous les 16 jours (Fig. 1.4). En réalité le satellite enregistre une légère dérive qui produit un décalage entre deux scènes théoriquement superposées (16 jours). Nous utilisons ce défaut, en choisissant deux scènes identiques dont les centres sont les plus éloignés (dérive du satellite) pour observer les images en stéréoscopie (Fig. 1.5). Par ailleurs, le recouvrement entre deux scènes voisines étant de 60 km, nous disposons de deux régions vues sous deux angles différents pour chaque image (Fig. 1.5) avec une excellente vision du relief.

Nous avons utilisé des images Landsat MSS canal 5 (dans le domaine du visible et du proche infra-rouge) à l'échelle du 1/500 000 pour couvrir l'ensemble de la Turquie (50 images). Pour ces longueurs d'onde les réflectances des sols et de la végétation sont très voisines et favorisent l'observation de la géomorphologie.

Dans un deuxième temps, nous disposons de six scènes TM en composition colorée à l'échelle du 1/250 000. Ces images ont permis la cartographie de la partie orientale de l'Anatolie.

Les méthodes utilisées pour l'analyse des images satellitaires (Scanvic, 1983; Drury, 1987) sont similaires à celle utilisées pour la photo-interprétation des photographies aériennes. De nombreux ouvrages (Lattman, 1958; Mekel, 1978; Allum, 1966; Ray, 1960; Smith & Anson, 1968) traitent de ces méthodes aujourd'hui classiques en géologie. L'étude qui suit utilise ces techniques.

Landsat 4 et 5 tournent sur une orbite héliosynchrone polaire (Fig.1.2) avec une périodicité de 98.9 minutes. L'altitude de vol est de 706 km. Chaque trace se superpose tous les 16 jours (Fig.1.4). En réalité le satellite enregistre une légère dérive qui produit un décalage entre deux scènes théoriquement superposées (16 jours). Nous utilisons ce défaut, en choisissant deux scènes identiques dont les centres sont les plus éloignés (dérive du satellite) pour observer les images en stéréoscopie (Fig.1.5). Par ailleurs, le recouvrement entre deux scènes voisines étant de 60 km, nous disposons de deux régions vues sous deux angles différents pour chaque image (Fig.1.5) avec une excellente vision du relief.

Nous avons utilisé des images Landsat MSS canal 5 (dans le domaine du visible et du proche infra-rouge) à l'échelle du 1/500 000 pour couvrir l'ensemble de la Turquie (50 images). Pour ces longueurs d'onde les réflectances des sols et de la végétation sont très voisines et favorisent l'observation de la géomorphologie.

Dans un deuxième temps, nous disposons de six scènes TM en composition colorée à l'échelle du 1/250 000. Ces images ont permis la cartographie de la partie orientale de l'Anatolie.

Les méthodes utilisées pour l'analyse des images satellitaires (Scanvic, 1983; Drury, 1987) sont similaires à celle utilisées pour la photo-interprétation des photographies aériennes. De nombreux ouvrages (Lattman, 1958; Mekel, 1978; Allum, 1966; Ray, 1960; Smith & Anson, 1968) traitent de ces méthodes aujourd'hui classiques en géologie. L'étude qui suit utilise ces techniques.

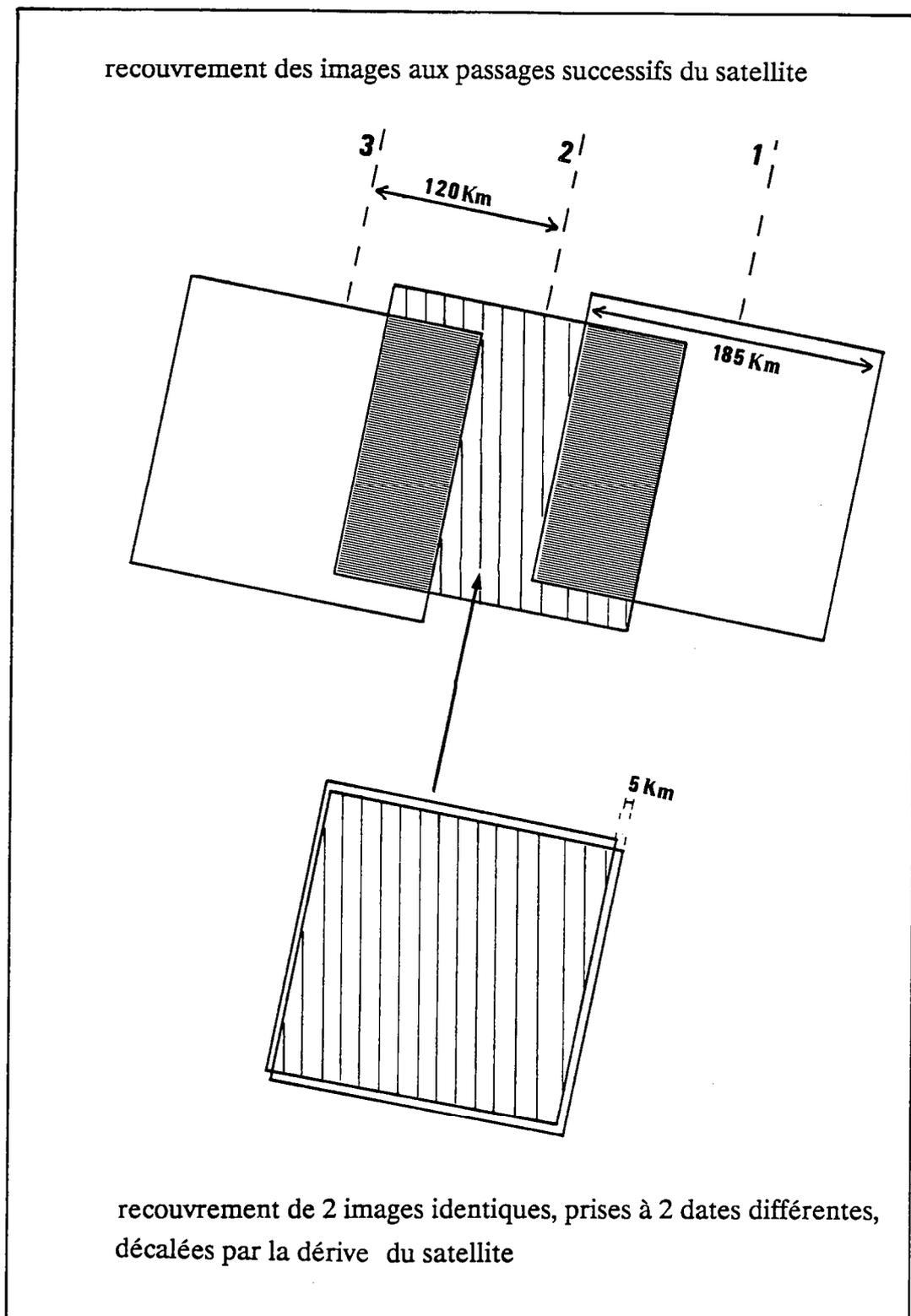


Fig.1.5: Recouvrement des images Landsat pour une vision stéréoscopique.

2) GEOMETRIE DE LA FNA A PARTIR D'IMAGES LANDSAT-MSS

Présentation

Nous avons effectué une analyse en photo-interprétation le long de la zone Faillée Nord Anatolienne (FNA) à partir d'images Landsat-MSS. Ce premier travail est présenté sous la forme de deux articles. Il s'agissait d'extraire le réseau de failles associé à la FNA à partir de onze couples d'images. Cette étude a permis de mettre en évidence de nouvelles failles et de préciser les relations entre les fractures et la géométrie des bassins néogènes.

La géométrie de la faille nord anatolienne à partir d'images Landsat-MSS

par PATRICK SUZANNE*, NICOLAS LYBERIS*, JEAN CHOROWICZ*, MURAT NURLU**,
TEKIN YURUR* et ERCIN KASAPOGLU**

Mots clés. – Décrochement, Faille transformante, Extrusion.

Résumé. – La faille nord-anatolienne (FNA) est un décrochement intracontinental dextre lié à la collision Arabie-Eurasie, qui affecte une zone relativement étroite. Une analyse des images Landsat-MSS a été effectuée sur l'ensemble de la zone déformée. La largeur de cette zone est de 20 à 30 km, dans sa partie orientale, tandis qu'elle dépasse 100 km à son extrémité occidentale. La direction de la FNA varie et permet de distinguer trois segments : le segment oriental de direction N110°, le segment occidental de direction N075° et le segment médian, courbe, reliant les deux segments précédents. L'organisation des structures le long du segment oriental de la FNA montre une alternance de structures compressives et extensives. La distribution des structures actives et inactives montre que la FNA évolue d'est en ouest : dans sa partie orientale la FNA est un décrochement pur, tandis que dans sa partie occidentale elle correspond à un décrochement à composante extensive. Le bloc anatolien est soumis, à l'est, à la poussée de l'Arabie qui produit un mouvement d'extrusion vers l'ouest, selon la direction N110° et, à l'ouest, à un mouvement vers le sud-ouest contrôlé par l'extension égéenne. La présence du bloc rigide de la mer Noire semble conditionner le changement de direction de la FNA. Ce changement de direction s'effectue à la faveur d'un transfert progressif du mouvement le long d'accidents de direction N110° à N075°, formant des coins. La formation de structures en coin, entre une faille active et une faille fossile, accommode le changement de direction de la FNA sur son segment médian.

Geometry of the north Anatolian fault from Landsat-MSS images

Key words. – Strike-slip fault, Transform fault, Extrusion.

Abstract. – The North Anatolian fault zone (NAF) is a dextral strike-slip deformation zone. Its width varies from 20 to 30 km in its eastern part, up to 100 km in the west. The fault zone comprises three segments : an eastern segment, striking N110°, a western segment, striking N075°, and a curved central segment, linking the two others. The distribution of active and inactive faults within the NAF zone shows that the NAF has propagated from east to west. The fault pattern of the eastern segment of the NAF shows a succession of releasing oversteps (pull-apart basins) and restraining bends or restraining oversteps (push-up reliefs). The central segment is a transtensive fault zone. North to the NAF, earlier faults, striking N110°, stop against the Black Sea oceanic basin and are inactive. We consider these faults as the initial NAF. The western segment shows a splitted fault pattern including the Marmara Sea-North Aegean trough continuation of the NAF into the Aegean region, as well as the Bolu-Edremit segment which links the NAF to the west Anatolian-Aegean extensive domain.

The Arabian-Anatolia convergence is accommodated by dextral slip along the N110° striking eastern segment of the NAF and gives rise to the westward escape of the Anatolian block. In its western part, the Anatolian block undergoes a SW displacement controlled by the extension of the Aegean landmass. This change in the strike of the NAF is considered as due to the Black Sea oceanic crust which has acted as a rigid obstacle and inhibited the propagation of the NAF towards the NW. Reorientation occurs by splitting of the fault in two directions forming a folded wedge system («coin plissé»). These wedges are bounded by an inactive fault to the north and by an active fault to the south. The overall geometry of the NAF appears to be controlled by the boundary conditions of the Anatolian block : (1) the Arabia-Eurasia collision creates the strike-slip fault parallel to the westward escape (N110°), (2) the occurrence of the rigid Black Sea block to the north controls the fault propagation, and (3) the extension within the Aegean landmass to the west pulls the Anatolian block westwards.

INTRODUCTION

La faille nord-anatolienne (FNA) est un décrochement intracontinental dextre situé au sud de la mer Noire qui s'étend depuis Karliova, à l'est, à sa jonction avec la zone convergente est-anatolienne [McKenzie, 1972; Sengör, 1979, Dewey *et al.*, 1986], jusqu'au golfe de Saros, à l'ouest, en continuité avec le fossé nord-égéen [Lyberis, 1984 et 1985] (fig. 1a). La FNA traverse une région montagneuse, d'altitude moyenne supérieure à 1500 m. Son expression morphologique correspond à un «fossé» étroit,

réduit souvent à une seule vallée profonde. Ketin [1948] a proposé une première synthèse à partir d'observations sur le séisme d'Erzincan du 26 décembre 1939. Il conclut que les séismes associés à la FNA sont les manifestations d'un mouvement dextre et il montre que cet accident est indépendant des principales structures orogéniques d'âge antémiocène supérieur de la Turquie. Néanmoins, Ataman et collaborateurs [1975] suggèrent que la FNA réactive la zone de suture des Pontides orientales.

Il est maintenant généralement admis que les quatre unités structurales de la Turquie (Taurides, Anatolides, Pontides et plis bordiers) forment au début du Miocène supérieur un bloc (fig. 1a) qui peut être considéré comme rigide [Ketin, 1966; Ketin et Roesli, 1953]. Le premier modèle global des mouvements actuels aux limites du bloc anatolien a été proposé par McKenzie [1972]; il permet aussi de mieux comprendre le mouvement de l'Anatolie depuis le Miocène supérieur. La collision de l'Arabie avec la

* Dépt. Géotectonique, URA-CNRS 1315, Univ. Paris VI, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France.

** Dépt. Géologie, Univ. Hacettepe, 06532 Beytepe-Ankara, Turquie.

Note déposée le 27 novembre 1989, présentée à la séance du 8 janvier 1990; manuscrit définitif accepté le 12 mars 1990.

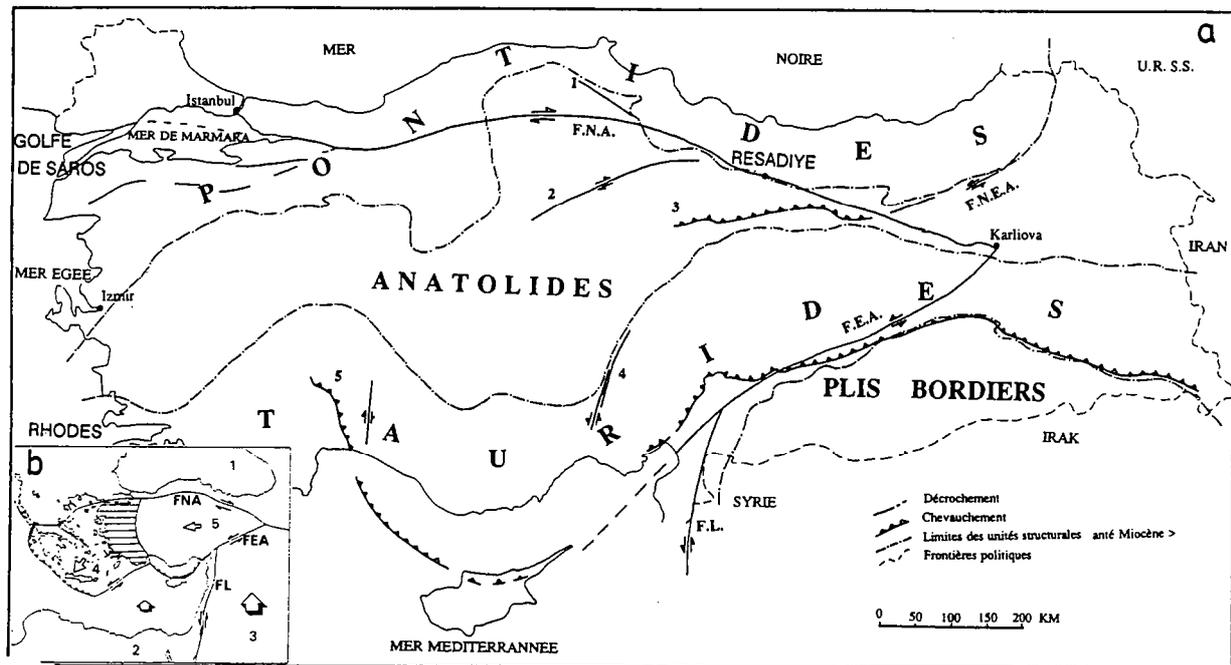


FIG. 1a. — Les grands ensembles structuraux de la Turquie. 1 : faille d'Inebolu-Havza; 2 : faille de Kirikkale-Erbaa; 3 : chevauchement de Sivas; 4 : faille d'Ecemis; 5 : chevauchement d'Antalya; FNA : faille nord-anatolienne; FNEA : faille nord-est anatolienne; FEA : faille est-anatolienne; FL : faille du Levant.

1b. — Le contexte géodynamique de la Méditerranée orientale depuis le Miocène supérieur. 1 : Eurasie; 2 : Afrique; 3 : Arabie; 4 : domaine égéen; 5 : Anatolie. Flèches : mouvements des plaques par rapport à l'Eurasie fixe; triangles : zones de subduction; zone hachurée : zone de transition entre le bloc anatolien et le domaine égéen.

FIG. 1a. — Main structural units in Turkey. 1 : Inebolu-Havza fault; 2 : Kirikkale-Erbaa fault; 3 : Sivas thrust; 4 : Ecemis fault; 5 : Antalya thrust; FNA : North-Anatolian fault (NAF); FEA : East-Anatolian fault (EAF); FNEA : North-East Anatolian fault; FL : Dead Sea fault.

1b. — Plate framework of the eastern Mediterranean. 1 : Eurasian plate; 2 : African plate; 3 : Arabian plate; 4 : Aegean landmass; 5 : Anatolian block. White arrows : plate movements with respect to Eurasia; triangles : subduction zones; dashed zone : transition area between the Aegean landmass and the Anatolian block.

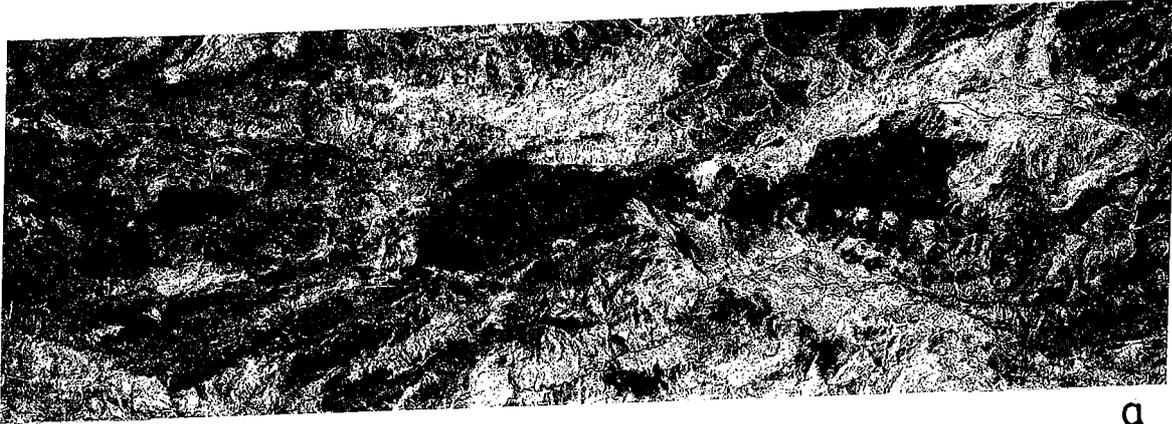
marge sud de l'Eurasie (fig. 1b) provoque l'expulsion vers l'ouest du bloc anatolien long de deux décrochements majeurs : la faille est-anatolienne (FEA), senestre, et la FNA, dextre. Cette expulsion est facilitée par la présence à l'ouest du domaine égéen, en régime extensif, qui subit un mouvement vers le sud-ouest [Le Pichon et Angelier, 1979].

Dans le présent travail, nous présentons une analyse de la géométrie de la FNA basée sur l'interprétation d'images satellites Landsat-MSS en stéréoscopie. Nos observations sont réalisées à partir d'images correspondant aux bandes spectrales du visible et du proche infra-rouge. Pour ces longueurs d'onde, les réflectances des sols et de la végétation sont très voisines favorisant ainsi l'observation de la géomorphologie (pl. I). La comparaison des documents satellitaires avec les cartes géologiques disponibles nous a permis de corréler les niveaux de gris avec les principaux faciès. Nous avons pu ainsi cartographier avec précision les limites des bassins pliocènes et quaternaires qui jalonnent la FNA. De plus, l'observation des images en stéréoscopie permet de corréler les reliefs morphologiques avec les limites lithologiques. Ce procédé d'analyse favorise la détection des accidents majeurs, dont l'inclinaison est supérieure à 30° environ. Les failles ainsi triées correspondent surtout aux décrochements, aux failles normales et aux

failles inverses. La reconnaissance des chevauchements nécessite des traitements particuliers qui peuvent mettre en évidence la distribution des différentes lithologies. L'interprétation, en terme de cinématique, des structures compressives et extensives associées aux décrochements dextres, courbes ou en échelon, devient alors possible. L'utilisation de l'imagerie Landsat semble par conséquent adaptée à l'étude d'une zone décrochante et des structures associées, offrant à la fois une vision synoptique (à l'échelle de 1/500 000) et une vision suffisamment détaillée (résolution de 80 m). A partir de la géométrie d'ensemble de la FNA nous proposons un schéma de propagation de ce décrochement depuis le Miocène supérieur.

PLANCHE I. — Images Landsat MSS (échelle 1 : 1 000 000) de la FNA (pour la localisation cf. figures 3 et 5). a : région d'Erzincan-Refayé; b : région de Niksar-Havza; c : région de Eskipazar-Bolu.

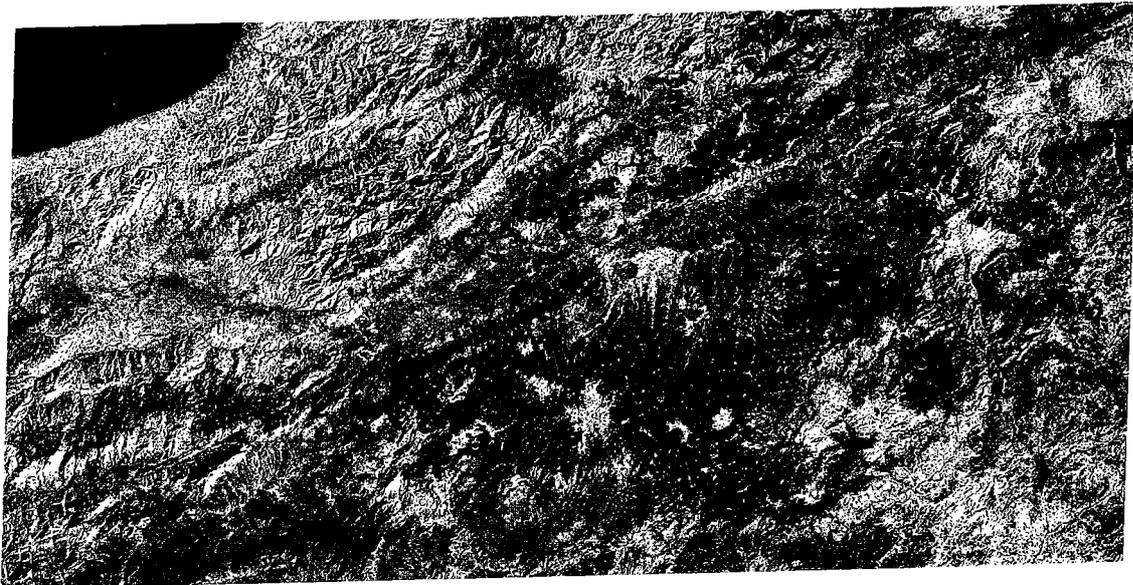
PLATE I. — Landsat MSS images (scale 1 : 1 000 000) of the NAF (for location see figures 3 and 5). a : Erzincan-Refayé area; b : Niksar-Havza area; c : Eskipazar-Bolu area.



a



b



c

Bull. Soc. géol. Fr., 1990, n° 4

I. - L'AGE DE LA FNA

L'âge de la FNA fait actuellement l'objet d'un débat [cf Dewey *et al.*, 1986] et il doit être examiné dans le contexte géodynamique de la collision Arabie-Eurasie. Le mouvement relatif Arabie-Afrique le long de la faille du Levant (FL) commence au Tortonien, il y a environ 14-12 Ma [Steckler *et al.*, 1988]. Par ailleurs, l'émersion générale de la région située entre l'Arabie et l'Anatolie commence au Miocène moyen et atteint l'ensemble de cette région au Miocène supérieur. Ce soulèvement s'amplifie au cours du Plio-Pléistocène et continue jusqu'à l'Actuel [Luttig et Steffens, 1976].

La datation de l'apparition de la FNA est directement liée à la datation des formations néogènes qui jalonnent la zone déformée, dont les plus anciennes sont du Miocène supérieur. Sengör [1979] montre que la FNA n'a pas d'expression géomorphologique avant le Miocène moyen. L'âge des premiers mouvements le long de la FNA est postérieur au Miocène moyen et antérieur au Pliocène dans la région d'Erzincan, dans la partie orientale de l'accident [Sengör, 1979]. Des laves d'âge miocène inférieur à moyen [Innocenti *et al.*, 1982] sont présentes au voisinage de la FNA, sans toutefois constituer un alignement volcanique continu. Par ailleurs, Hancock et Barka [1980, 1981] montrent que le mouvement dextre le long de la FNA a commencé après le Miocène.

L'extrémité ouest du bloc anatolien est marquée par la présence d'importants bassins, d'âge miocène supérieur à actuel, d'orientation moyenne E-W, tels que la mer de Marmara. Nous pouvons remarquer que la partie occidentale (bordure égéenne) du bloc anatolien est affectée par un réseau dense de failles, principalement normales, formant un ensemble de bassins et de fossés (fossés de Menderes) distribués depuis la mer de Marmara, au nord, jusqu'à Rhodes, au sud. La formation de ces bassins est contrôlée par l'ouverture du domaine égéen dominée par une tectonique extensive depuis le Tortonien [Le Pichon et Angelier, 1979].

Il apparaît ainsi que le Miocène supérieur correspond à la période de mise en place des structures majeures de la FNA qui déterminent sa structure actuelle. Cependant, si

les mouvements du bloc anatolien le long de la FEA et de la FNA commencent au Miocène supérieur, ce n'est qu'au Pliocène que le mouvement dextre atteint la partie occidentale de la FNA, dans la mer de Marmara et le golfe de Saros [Lyberis, 1984 et 1985].

Les estimations du rejet dextre de la FNA varient considérablement. Il est évalué à 80 km au niveau de Resadiye [Seymen, 1975; Bergougnan, 1987], à partir du décalage observé sur le front de la nappe ophiolitique des Pontides, de part et d'autre de l'accident. Ce front correspond à un chevauchement redressé à plus de 45°, dont les dernières manifestations (rétrochevauchements des Pontides vers le sud) ont lieu au Burdigalien. Sengör [1979] et Sengör et collaborateurs [1985] proposent un rejet de 80 à 100 km au moins pour la partie orientale de la FNA. Pour Tokay [1973] et Tatar [1975] le rejet cumulé le long de la FNA varie de 50 à 100 km. Barka et Gulen [1987] proposent enfin un rejet horizontal de 40 km dans la moitié orientale de la FNA se réduisant à 15 km près de la mer de Marmara. S'il est généralement admis que le rejet dextre de la FNA diminue d'est en ouest, la valeur du déplacement horizontal est encore incertaine.

II. - GÉOMÉTRIE DE LA FAILLE NORD ANATOLIENNE

Nous pouvons considérer que l'accident principal est celui qui est marqué par une activité sismique (fig. 2), autour duquel des structures, aujourd'hui fossiles, sont associées.

La FNA peut être décrite en trois segments principaux : le segment oriental, rectiligne de Karliova à Niksar, le segment médian, convexe vers le nord, de Niksar à Bolu et le segment occidental, de Bolu à Edremit (fig. 2).

1) Le segment oriental

Les images Landsat-MSS de la zone située entre Erzincan et Karliova, montrent que la zone de décrochement est marquée par un réseau de failles de direction principale N110° à N095° (fig. 3). La direction dominante est N110° et elle correspond aux principaux décrochements. La direc-

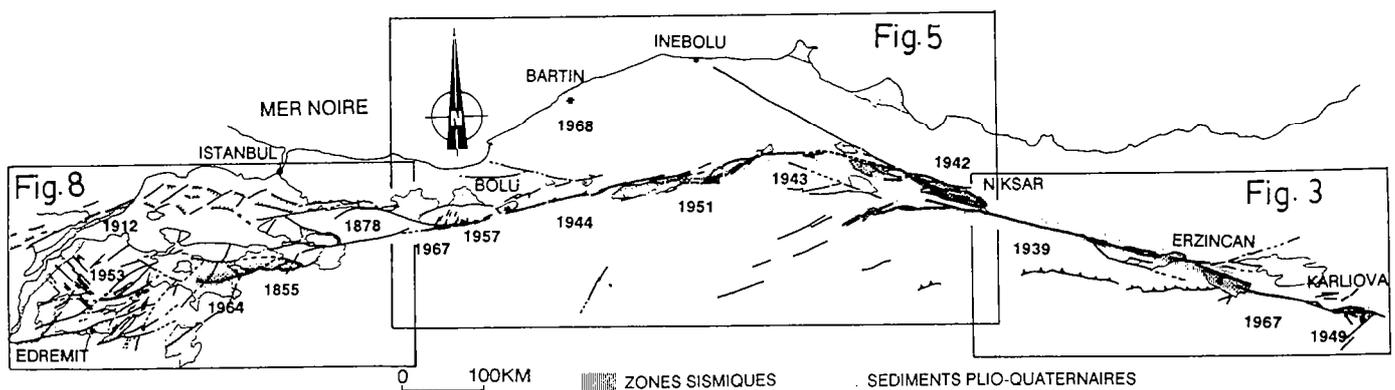


FIG. 2. - Carte structurale de la FNA, obtenue à partir des images Landsat MSS. Les zones grisées correspondent aux parties sismiques de la FNA durant les 100 dernières années. Chacune des dates correspond à un séisme majeur.

FIG. 2. - Structural map of the NAF obtained from Landsat MSS images. Dotted areas are seismic areas along the NAF zone, dates correspond to earthquakes.

tion principale du segment oriental de la FNA fait un angle de 50 à 60° avec l'extrémité nord de la faille est-anatolienne, dans la région de la triple jonction de Karliova (fig. 1a). La FNA n'est pas un accident unique et continu, mais une zone faillée, caractérisée par une succession des structures compressives et extensives (fig. 3).

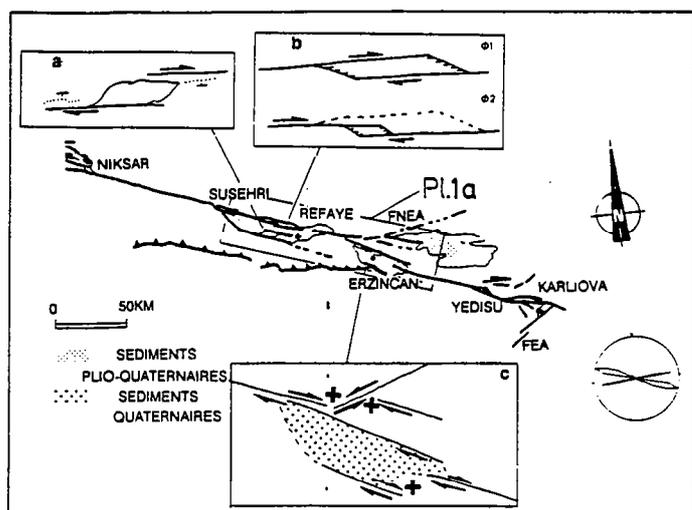


FIG. 3. - Carte structurale du segment oriental de la FNA. La rose de fréquences correspond aux directions de failles de la région d'Erzincan-Karliova (pour la localisation cf. figure 2).

FIG. 3. - Structural map of the eastern segment of the NAF. Rose diagram shows distribution of fault directions in the Erzincan-Karliova area (for location see figure 2).

La dépression morphologique du bassin de Yedisu correspond à un relais extensif situé entre deux décrochements majeurs, en échelon, orientés N110° [Barka et Kadinsky-Cade, 1988], associés à une faille normale NW-SE. Les images satellitaires de la région située entre Karliova et Yedisu, montrent que la zone faillée comprend des décrochements dont la courbure implique une composante compressive. Cette association de structures compressives et extensives suggère un mécanisme décrochant, pour la partie orientale de la FNA. Par ailleurs, les mécanismes au foyer des séismes montrent aussi des mécanismes décrochants, sans composante compressive ou extensive significatives [Jackson and McKenzie, 1984].

Le bassin d'Erzincan (fig. 3 & pl. 1a), interprété en *pull-apart* par Hempton et Dunne [1984], est dominé par des relais décrochants en échelons. La géométrie de ce bassin attribué au Quaternaire, dont la surface topographique n'est pas érodée, nous permet de l'assimiler à un relais extensif. Cependant, le bassin d'Erzincan ne correspond pas à un bassin en *pull-apart* classique en «z» décrit par Mann et collaborateurs [1983]. Les images satellitaires montrent que la bordure sud-est du bassin est formée par deux décrochements en échelon qui décalent l'accident majeur vers le sud (fig. 3c). Un relief positif, pouvant être interprété comme un *push-up*, est observé dans un relais compressif situé entre deux décrochements dextres. De plus, la région située au nord-ouest du bassin est dominée par la présence d'une

zone de failles, qui se développe vers le nord-est correspondant au début de la faille nord-est anatolienne (FNEA). La jonction de la FNEA avec la FNA est marquée par l'association de décrochements et de plis orientés N060°.

A l'ouest d'Erzincan, le bassin *pliocène de Refaye* (ou Refahiye), se développe dans un système complexe de relais décrochants [Barka et Gulen, 1989]. Il comprend, au nord, deux bassins de forme rhomboédrique emboîtés l'un dans l'autre dans un nouveau relais extensif de la FNA. Les images examinées montrent que le bassin principal (fig. 3b), à sédiments d'âge pliocène érodés, contient un deuxième bassin de taille réduite. Ce bassin, aux contours rectilignes et à fond plat, se place à l'intérieur du bassin pliocène à surface déformée. La géométrie de ce petit bassin, marqué par l'absence d'érosion significative suggère que sa formation est plus récente, d'âge probablement quaternaire. Ce dispositif de «pull-aparts emboîtés» montre qu'à cet endroit, la déformation s'effectue en deux étapes ($\phi 1$ et $\phi 2$, fig. 3b).

Au sud du bassin de Refaye, deux décrochements délimitent un *massif de serpentinites* déformé en forme sigmoïde (fig. 3a). L'image Landsat de cette région (pl. 1a) révèle la présence d'un massif de serpentinites dont la position et la géométrie peuvent être considérées comme le résultat du mouvement le long de la FNA. La géométrie de ce massif en relais compressif suggère une déformation plastique, indiquant que le sens du cisaillement est dextre.

La figure 4 illustre une interprétation du système de Refaye-Erzincan basée sur l'analyse du relief, à partir des images satellitaires, prenant en compte l'ensemble des structures observées. Les bassins quaternaires sont représentés par les dépressions les plus importantes avec une surface topographique généralement plate. Les bassins pliocènes sont disposés dans des dépressions relatives, par rapport aux reliefs avoisinants, avec une surface topographique érodée. Les reliefs positifs correspondent à des structures compressives (en *push-up*). Les rejets des reliefs positifs de part et d'autre des failles, leur géométrie, ainsi que celles des bassins témoignent d'un mouvement dextre. La distribution des relais décrochants dextres est compatible avec l'observation des surfaces topographiques surélevées (compression) et affaissées (extension). L'ensemble de ces structures s'inscrit dans un vaste relais extensif limité par deux zones décrochantes principales : l'une soulignée par

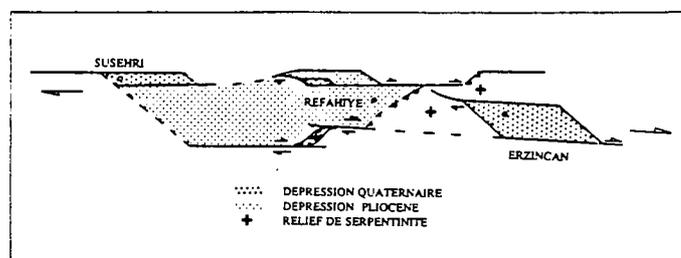


FIG. 4. - Schéma structural interprétatif de la région de Refaye (Refahiye) - Erzincan.

FIG. 4. - Interpretative structural map of the Refaye (Refahiye) - Erzincan region. Dotted areas, Quaternary and Pliocene depressions; «+», serpentinite relief.

les failles situées au nord de Refaye, l'autre par celles qui sont situées au sud.

D'autres accidents majeurs rejoignent la FNA dans la région d'Erzincan : la faille nord-est anatolienne (FNEA) et le chevauchement de Sivas (3, fig. 1a et fig. 2). La FNEA est un décrochement senestre qui assure le transfert de déformation entre la collision caucasienne et l'extrusion anatolienne [Philip *et al.*, 1989]. Au nord du bassin d'Erzincan, Barka et Gulen [1987] montrent la présence de failles inverses d'âge plio-quadernaire, orientées E-W. Le chevauchement de Sivas affecte les formations évaporitiques du Miocène supérieur. Il se prolonge à l'ouest jusqu'à la faille de Kirikkale-Erbaa. Le mouvement le long de cette structure est associé au mouvement dextre de la FNA. Le chevauchement de Sivas peut aussi être considéré comme une structure liée au mouvement, en partie convergent, entre l'Arabie et l'Anatolie. Il représenterait la structure située la plus au nord du système compressif de Maras [Lyberis *et al.*, 1990] située à la jonction présumée entre la FEA et la faille du Levant. Dans les deux interprétations, il apparaît que la déformation liée au mouvement du bloc anatolien est associée à des structures qui se prolongent à l'intérieur de ce bloc.

Entre Susehri et Niksar, la FNA correspond à un accident unique, rectiligne, long de 100 km et de direction N110°, représenté morphologiquement par la vallée profonde et rectiligne du Kelkit (fig. 3). De part et d'autre de cet accident nous avons reconnu des vallées actuelles, marquées par une flexure d'entraînement correspondant à un mouvement dextre.

Le segment oriental de la FNA est donc dominé par des accidents orientés N110° dont la géométrie indique clairement un mécanisme décrochant dextre. La largeur de la zone faillée est de 10 à 30 km entre Susehri et Karliova, et se limite à une faille unique entre Niksar et Susehri. Les données géologiques et sismologiques confirment un mouvement décrochant dextre pur pour cette partie de la FNA [Dewey *et al.*, 1986].

2) Le segment médian

Dans sa partie médiane la FNA est caractérisée par un changement de direction, d'est en ouest, de N110° à N075° formant ainsi une courbure à convexité vers le nord. Le mouvement de la FNA, tant dans la partie orientale (N110°) que dans sa partie occidentale (N075°), est décrochant comme l'indiquent les mécanismes au foyer des séismes [Jackson et McKenzie, 1984]. C'est pourquoi, le mouvement du bloc anatolien n'est pas une simple translation mais plutôt une rotation compatible avec la forme générale courbe de la FNA. De nombreuses failles annexes se branchent sur les failles ayant une activité sismique (fig. 2 et 5), dont les principales sont : la faille d'Inebolu-Havza, la faille de Kirikkale-Erbaa, et la faille d'Eregli-Eskipazar.

Cette partie de la FNA est marquée par la présence d'un important dispositif volcanique, le massif de Kizilcahamam, situé au nord d'Ankara. En effet, entre Ilgaz et Bolu la FNA constitue la limite nord de ce massif, large de plusieurs dizaines de kilomètres (fig. 5). Les laves les plus anciennes, situées dans la partie nord-est du massif, sont d'âge miocène inférieur [Innocenti *et al.*, 1982]. Cependant, les laves

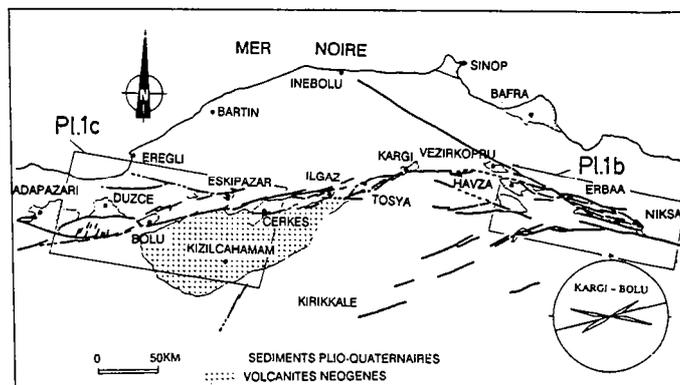


FIG. 5. — Carte structurale du segment médian de la FNA et rose de fréquence des directions des failles de la région de Kargi-Bolu. Les directions majeures du segment médian sont : N075° pour la région de Bolu, N060° pour la région de Tosya et N100° pour les décrochements inactifs au nord de Bolu (pour la localisation cf. figure 2).

FIG. 5. — Structural map of the central segment. Faults are distributed along three main directions : N060° for strike-slip faults of the Tosya region, N075° for strike-slip faults of the Bolu region and N100° for inactive strike-slip faults north of Bolu. Rose diagram shows fault distribution in the Kargi-Bolu area (for location see figure 2).

des bordures de ce massif sont interstratifiées avec les sédiments d'âge pliocène. Il s'agit, essentiellement, de dacites et, en partie, d'andésites. Les laves d'âge pliocène sont des basaltes d'origine mantélique sans contamination crustale significative (Gundogdu, comm. pers.). L'origine des laves du massif de Kizilcahamam suggère une composante extensive pour les failles crustales de la partie médiane de la FNA.

Le bassin de Niksar (fig. 5), interprété en pull-apart par Hempton et Dunne [1984], se prolonge par celui d'Erbaa (pl. 1b). Ces deux bassins s'inscrivent dans un seul relais extensif à la limite des segments médian et oriental. Les failles qui bordent le bassin de Niksar-Erbaa au nord, se prolongent vers le nord-ouest, au-delà de la zone active, par un accident rectiligne d'orientation N110°, en direction d'Inebolu. Cet accident inactif, (faille d'Inebolu-Havza), est situé sur le prolongement occidental du segment oriental, en direction de la mer Noire. Il est considéré comme la branche initiale de la FNA, formée au Miocène supérieur et inactif depuis le Pliocène [Bergougnan *et al.*, 1978].

Au sud d'Erbaa, un accident orienté N075° à N080° se dirige vers le sud-ouest, et peut se suivre jusqu'à Kirikkale (faille de Kirikkale-Erbaa). La faille de Kirikkale-Erbaa, au voisinage de la FNA, est caractérisée par une série de fossés, larges de 1 à 4 km, orientés E-W. Elle s'amortit, vers l'ouest, à l'intérieur du bloc anatolien.

Le changement de direction de la FNA a lieu dans la région de Kargi. En effet, à l'ouest de Kargi, l'orientation des décrochements de la FNA est N060° vers Tosya, puis N075° vers Bolu (fig. 5). Le bassin néogène de Tosya est compris entre deux décrochements orientés N060°. Il enferme deux bassins emboîtés, attribués au Quaternaire, aux contours losangiques et à fond plat (fig. 5). Le bassin néogène de Cerkes est limité au nord par un décrochement majeur orienté N075°. D'autres accidents de la même direction affectent la partie centrale du bassin de Cerkes.

Plus à l'ouest, la géométrie du dispositif de failles dans la région de Bolu (pl. Ic) semble refléter l'évolution de la FNA (fig. 6a). Les failles du système de Bolu délimitent un bassin d'âge quaternaire qui s'organise dans un dispositif en triangle. L'observation de la topographie de cette région (fig. 6a) montre que ce bassin (bassin de Duzce) se dispose dans une dépression au contour triangulaire séparée par deux reliefs positifs. La faille active est située à la bordure sud du système en coin, comme en témoignent les séismes de 1944, 1957 et 1967 [Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972]. La faille la plus septentrionale (faille d'Eregli-Eskipazar) de direction N100°-110° est une faille inactive qui se dirige vers la mer Noire. L'orientation des failles, entre la faille d'Eregli-Eskipazar au nord et la faille active au sud, passe progressivement, du nord vers le sud, de la direction N110° à N075°. Ce dispositif suggère une migration progressive du nord vers le sud de la faille active.

La migration vers le sud de la FNA peut être considérée comme la conséquence de la présence au nord d'un obstacle à la propagation de la FNA au-delà d'Eregli. Cet obstacle est matérialisé par la présence, au nord, du plancher océanique de la mer Noire qui constitue un matériau plus résis-

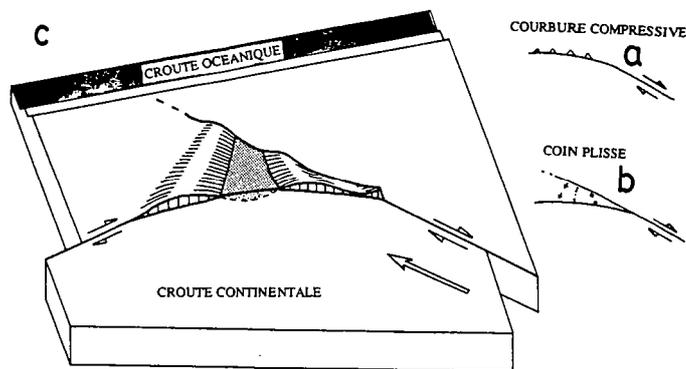


FIG. 7. - Bloc diagram of a «folded wedge» structure.

tant que celui de la croûte continentale. Ainsi, la propagation du décrochement s'effectue au sein de la croûte continentale du bloc anatolien, parallèlement à la marge de la mer Noire. Lorsque la faille atteint ce matériau résistant (fig. 6b1), elle migre vers le sud, créant un coin limité par deux décrochements, l'un actif (au sud) et l'autre inactif (au nord) (fig. 6b2). Progressivement l'activité des failles les plus septentrionales s'amortit sur la marge de la mer Noire et de nouveaux décrochements sont créés plus au sud (fig. 6b3 et 6b4). La faille la plus septentrionale est parallèle aux accidents du segment oriental de la FNA. Le changement progressif de direction des failles, à partir de la faille d'Eregli-Eskipazar vers le sud devrait alors se matérialiser par une faille décrochante à composante compressive [«restraining bends», Harding *et al.*, 1985] (fig. 7a). En fait, chaque nouvelle faille délimite un coin qui enregistre la déformation compressive sous la forme de plis (fig. 7b et 7c). L'axe des plis est perpendiculaire à la faille active et permet la mise en place d'un bassin de forme triangulaire au centre des deux antiformes les plus développées. Nous appelons les structures ainsi créées des «coins plissés». Ces structures accommodent le changement de direction d'un décrochement qui implique une composante compressive.

Le bloc rigide formé de roches métamorphiques et volcaniques, situé à l'ouest de Bolu (fig. 5 et 6a), montre une géométrie de système en domino [McKenzie et Jackson, 1983] dans un cisaillement dextre orienté N075° : les cours d'eau, obliques par rapport à la ligne de crête, sont interprétés comme des vallées structurales (fig. 5). Ces failles «satellites» de direction N020° sont en accord avec un mouvement en domino du bloc de Bolu, dans un cisaillement dextre N075°. Ces structures en domino confirment l'existence d'un mécanisme décrochant le long des failles les plus méridionales du système de Bolu, suggéré par les mécanismes au foyer des séismes [Jackson et McKenzie, 1984].

3) Le segment occidental

Le segment occidental de la FNA se caractérise par une dispersion des accidents sur une zone très large. Il se divise en deux branches actives, marquées par la présence de nombreux fossés subsidents (fig. 8a) : la branche nord, de Bolu

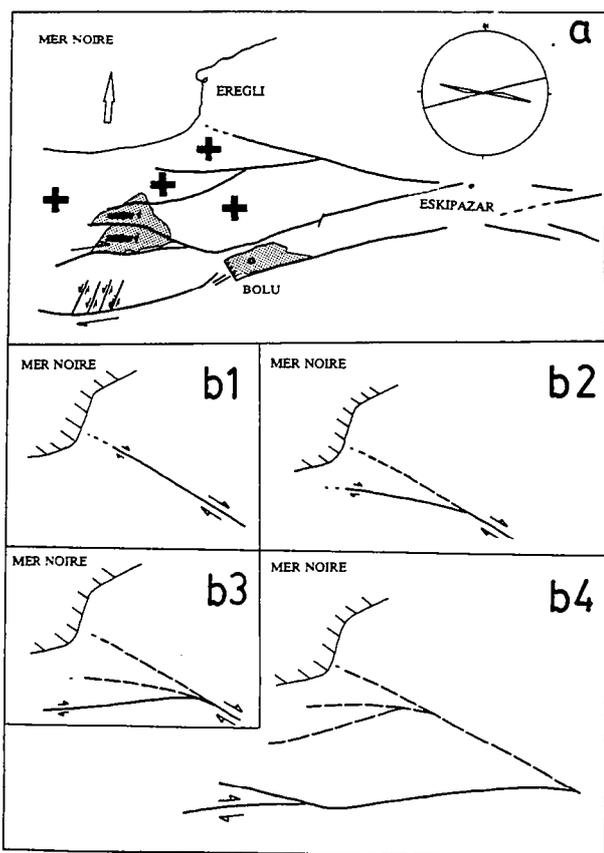


FIG. 6a. - Schéma morphostructural de la région de Bolu. «-», surface topographique en dépression; «+», surface topographique surélevée. 6b. - Modèle de propagation de la FNA (stades b1 à b4) dans la région de Bolu.

FIG. 6a. - Morphologic and structural sketch of the Bolu region: «-», topographic depressions; «+», topographic highs. 6b. - Interpretative diagrams showing 4 successive stages of NAF propagation in the Bolu area.

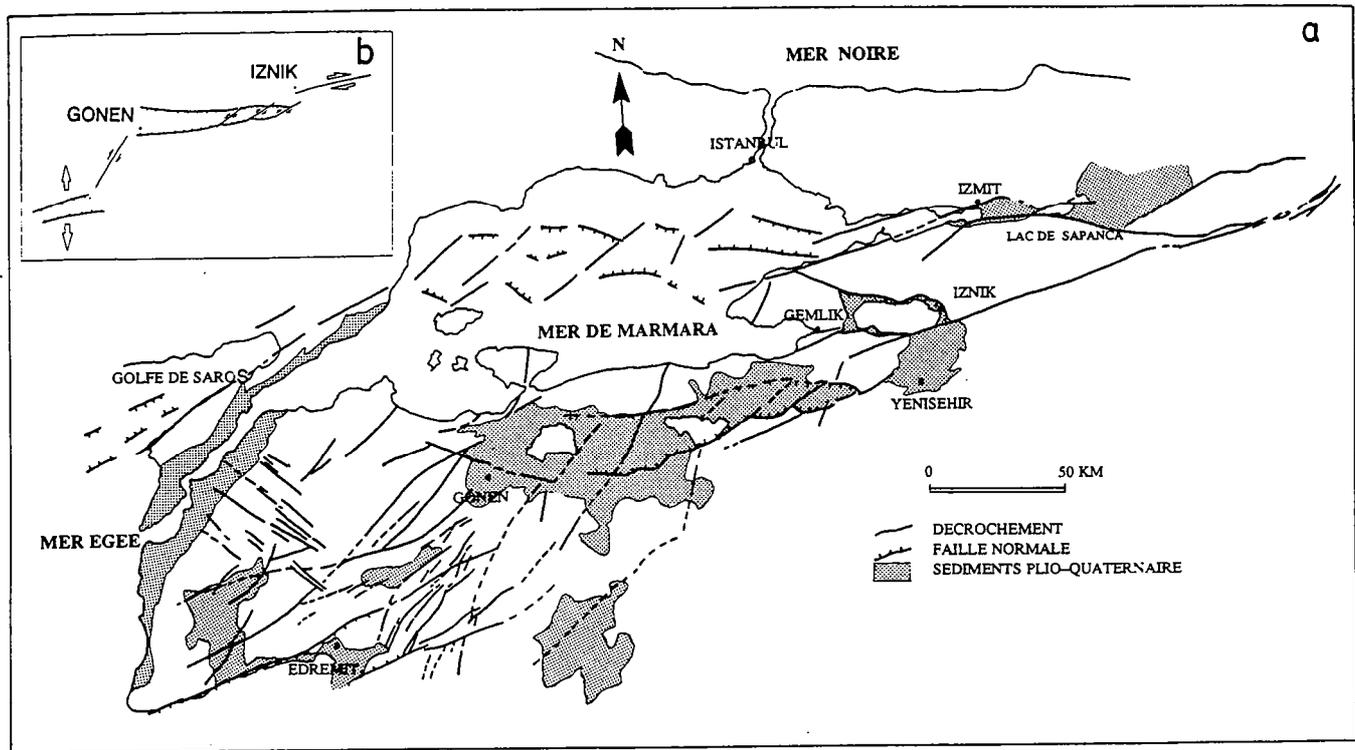


FIG. 8a. - Carte structurale du segment occidental de la FNA (pour la localisation cf. figure 2). 8b. - Transition du mécanisme d'ouverture oblique au sud d'Iznik vers un mécanisme purement extensif dans la région des fossés de Gonen et d'Edremit.

FIG. 8a. - Structural map of the western segment of the NAF (for location see figure 2). 8b. - Transition from oblique opening, south of Iznik, to the pure extension mechanism of the western Anatolia basins.

à Izmit, prolongée par les bassins profonds de la mer de Marmara et le fossé nord égéen, à l'ouest du golfe de Saros [Lyberis, 1985]; et la branche sud, de Bolu à Edremit.

a) La branche nord

De Bolu au lac de Sapanca (fig. 8a), la zone faillée suit une direction N110°. Plus à l'ouest, au voisinage d'Izmit, la zone faillée se courbe en s'approchant de la mer de Marmara. Elle comprend un faisceau de trois failles orientées de N060° à N080°. La géométrie des fonds de la mer de Marmara, de direction générale E-W, suggère une succession de bassins en ouverture oblique, compatible avec un mouvement dextre [Lyberis, 1985]. Le système se prolonge vers l'ouest par une importante faille décrochante à composante normale, formant la bordure sud du golfe de Saros qui est un bassin appartenant au système du fossé nord égéen.

La mer de Marmara et le fossé nord égéen, marqués par une forte subsidence depuis le Miocène supérieur, témoignent de l'influence progressive vers l'ouest de l'extension égéenne sur le mouvement dextre de la FNA.

b) La branche sud

De Bolu à Yenisehir les décrochements sont orientés N075°. A Gemlik, deux bassins sont traversés par des décrochements obliques par rapport à la direction N075°. Ils se prolongent vers l'ouest par le fossé de Gonen, large de

20 km et long de 80 à 90 km, dont la direction moyenne des failles normales est E-W. De nombreux accidents NE-SW à NNE-SSW se connectent à l'extrémité ouest du bassin de Gonen. Ces failles marquent le transfert du mouvement depuis le système décrochant nord anatolien au système ouest anatolien dominé par une extension nord-sud (fig. 8b). La géométrie du bassin de Gonen montre le passage d'un mécanisme d'ouverture oblique, au sud d'Iznik, à un mécanisme purement extensif (graben à l'ouest).

La déformation affecte ici une zone large de 100 km exprimant la transformation du mouvement dextre de la FNA en un mouvement d'ouverture. Ces observations sont confirmées par l'analyse des données sismiques d'Eyigodan [1988], qui indique l'influence croissante vers le sud de l'extension orientée N-S de l'extrémité ouest de l'Anatolie.

III. - DISCUSSION ET CONCLUSIONS

L'analyse de la FNA, à partir des images Landsat MSS, montre que la largeur de la zone déformée le long de la FNA, de 20 à 30 km à l'est augmente jusqu'à plus de 100 km à l'ouest, et que le nombre de failles appartenant à la FNA, augmente également d'est en ouest. Lyberis [1985] montre que l'apparition de mécanismes décrochants dextres dans le fossé nord égéen, au Pliocène, est postérieure aux premiers mouvements de la FNA, datés du Miocène supérieur dans sa partie orientale, contemporains du

début de la collision Arabie-Anatolie [Lyberis *et al.*, 1990]. L'ensemble de ces observations suggère que la FNA s'est propagée d'est en ouest, à partir du Miocène supérieur.

Le segment oriental de la FNA est constitué par des relais de failles déterminant des bassins en «pull-apart» et des structures en «push-up». Généralement ces structures se succèdent en alternance. Les structures extensives se caractérisent par une déformation cassante dans les bassins «pull-apart», tandis que les structures compressives peuvent montrer une déformation continue sous la forme de massifs en sigmoïde. Dans cette partie, le mouvement est purement décrochant, de direction N110°. Ces structures sont comparables à celles décrites le long de la faille de San Andreas [e.g. Harding *et al.*, 1985].

Le segment médian comprend de nombreux bassins néogènes. Ces bassins ne correspondent pas à des structures en «pull-apart» mais à des bassins en transtension. Dans cette région, la formation des bassins, comme celui de Cerkes-Ilgaz (fig. 5), en bordure de la zone faillée principale, contrairement à ceux du segment oriental qui sont des relais situés entre deux branches de la FNA, témoignent d'une composante extensive le long de l'accident majeur. La présence d'une activité volcanique importante, dans la région de Kizilcahamam, est en accord avec la composante extensive de la partie médiane de la FNA.

Au nord de Bolu, des structures en «coins plissés» se développent lorsque la FNA subit un changement de direction. Le dispositif de failles de la région de Bolu montre la déviation de l'accident principal, par sauts successifs, depuis la direction initiale N100°-110° jusqu'à la direction actuelle N075°. Ce système peut être considéré comme une image, à petite échelle, du mécanisme général à l'origine de la courbure de la FNA.

Au Miocène supérieur, la FNA se propage le long du segment Karliova-Inebolu, orienté N110°, en direction de la mer Noire (fig. 9a). Atteignant la marge du bassin océanique de la mer Noire, la faille s'amortit sur un matériau trop résistant. Elle migre alors vers le sud en restant ainsi dans la croûte continentale du bloc Anatolien (fig. 9b et 9c). C'est pourquoi, la direction moyenne de la FNA change dans sa partie médiane pour emprunter la direction N075°, proche de la direction de la marge sud de la mer Noire. Dans ce secteur, des failles de direction N100°-110°, aujourd'hui inactives, sont observées. Elles constituent autant de tentatives de propagation de la FNA, suivant sa direction initiale, vers la marge sud de la mer Noire.

Cette interprétation de la propagation de la FNA peut être comparée à celle de la faille du Levant, accommodant le déplacement relatif Arabie-Afrique depuis la mer Rouge. Au cours du Miocène, l'activité tectonique a migré depuis le golfe de Suez (prolongation septentrionale de la mer Rouge au Miocène inférieur et moyen), vers le golfe d'Aqaba [Lyberis, 1988; Steckler *et al.*, 1988]. Le golfe d'Aqaba est prolongé vers le nord par la faille du Levant (FL), qui matérialise la limite de plaque intracontinentale Afrique-Arabie. Le saut d'activité du golfe de Suez au golfe d'Aqaba est la conséquence de la différence de résistance entre la lithosphère continentale amincie et océanique de la Méditerranée orientale d'une part, et la lithosphère continentale de l'Arabie, d'autre part [Steckler, 1985; Steckler et Brink, 1986]. La forte résistance de la lithosphère océanique de la Méditerranée empêche la propagation vers le

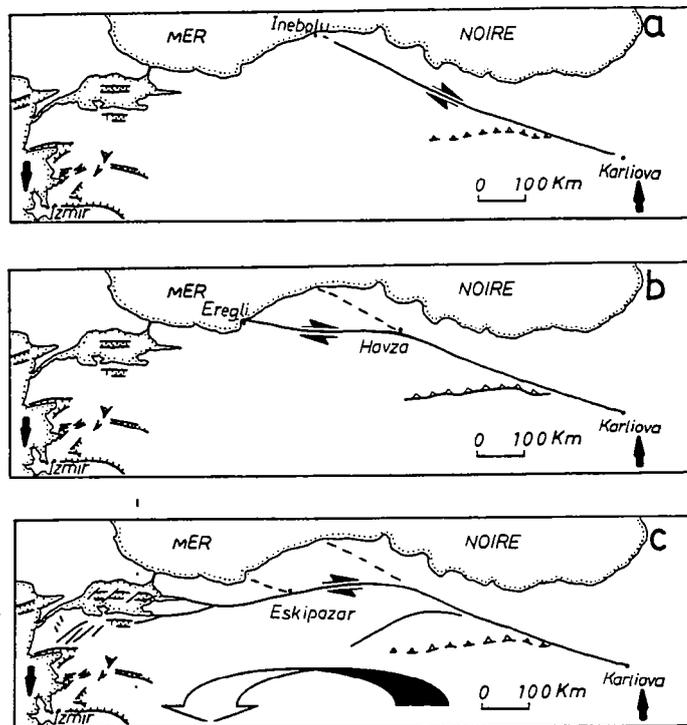


FIG. 9. - Schéma de propagation de la FNA. a : Miocène supérieur; b : limite Miocène-Pliocène; c : Plio-Quaternaire.

FIG. 9. - Sketch showing the westward propagation of the NAF since the late Miocene. a : late Miocene times; b : Miocene-Pliocene transition; c : Plio-Quaternary times.

nord de l'ouverture du golfe de Suez et le mouvement se propage à travers la lithosphère continentale de l'Arabie, dans un milieu dont la résistance est moindre. Ainsi, le mouvement relatif Arabie-Afrique est transféré depuis le golfe de Suez vers la FL. La FL se propage entièrement à travers la croûte continentale arabo-africaine en longeant la marge de la Méditerranée orientale [Steckler, 1985], tandis que l'ouverture du golfe de Suez s'arrête. Le mouvement Arabie-Afrique, localisé au système mer Rouge-golfe de Suez, au Miocène inférieur et moyen, est alors transféré au système mer Rouge-golfe d'Aqaba et FL, depuis le Miocène supérieur.

La propagation de la FNA au voisinage de la marge de la mer Noire présente des similitudes avec la FL. Nous pouvons considérer que les FNA et FL constituent deux limites de plaques, dont la position est influencée par la rhéologie lithosphérique qu'elles rencontrent lors de leur propagation.

Le séisme du 3 septembre 1968 de Bartin (fig. 2) montre la présence d'un mouvement de convergence NW-SE, au nord de l'accident majeur [Alptekin *et al.*, 1986], compatible avec le déplacement vers l'ouest, le long de la direction N110° du bloc anatolien. Il apparaît ainsi, que le mouvement relatif Arabie-Eurasie n'est pas limité à la zone déformée de la FNA, mais que des structures doivent être recherchées sur la marge de la mer Noire.

A son extrémité occidentale, la FNA se divise en deux branches actives. La branche nord, prolongée par les bassins en pull-apart de la mer de Marmara et le fossé nord égéen,

constitue le prolongement occidental majeur de la FNA. L'ensemble sud marque la capture de la FNA par l'extension, d'orientation générale N-S, du domaine égéen [Lyberis, 1984].

La géométrie de la FNA semble donc être contrôlée par ses conditions aux limites : la collision Arabie-Eurasie créant le décrochement parallèle au mouvement d'expulsion à l'est, la présence du bloc rigide de la mer Noire guidant son tracé, et l'existence du domaine égéen soumis à une extension qui facilite le mouvement du bloc anatolien vers l'ouest. Cependant, il n'est pas encore possible de quantifier l'influence relative de la collision Arabie-Eurasie d'une part et de l'extension égéenne d'autre part sur le mouvement du bloc anatolien.

Remerciements. – Les auteurs remercient P. Cobbold, P. Davy et L.E. Ricou pour les discussions constructives qui ont accompagné les différentes étapes de ce travail. Nous remercions également D. Gapais et F. Bergerat pour leurs commentaires qui ont permis d'améliorer la clarté de cet article. Cette étude a été réalisée dans le cadre de la coopération entre les Universités de Paris VI et de l'Université Hacettepe d'Ankara. La couverture en images satellitaires de la région étudiée a été financée par le CNRS (ATP Télédétection) et les missions sur le terrain par le MAE et l'Université Hacettepe.

Références

- ALPTEKIN O., NABELEK J.L. & TOKSÖZ M.N. (1986). – Source mechanism of the Bartın earthquake of september 3, 1968 in northwestern Turkey : evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 122, pp. 73-88.
- AMBRASEYS M.N. (1970). – Some characteristic features on the North Anatolian fault zone. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 9, pp. 143-165.
- ATAMAN G., BUCKET E. & CAPAN U.Z. (1975). – The North Anatolian fault zone : new interpretation as a paleo-Benioff zone. – *Bull. Mineral Res. Explor. Inst.*, Ankara, 84, pp. 97-102.
- BARKA A.A. & GULEN L. (1987). – Age and total displacement of the North Anatolian fault zone and its significance for the better understanding of tectonic history and present day dynamics of the eastern Mediterranean region, (abstract). – *Melih Tokay Geol. Symp.* 87, pp. 57-58.
- BARKA A.A. & GULEN L. (1989). – Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey). – *J. Struct. Geol.*, Oxford, 11, pp. 275-284.
- BARKA A.A. & KADINSKY-CADE K. (1988). – Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. – *Tectonics*, Washington, 7, 3, pp. 663-684.
- BERGOUNGAN H. (1987). – Etudes géologiques dans l'est anatolien. – Thèse doctorat d'état, Paris VI, 606 p.
- BERGOUNGAN H., FOURQUIN C. & RICOU L.E. (1978). – Les deux tronçons et le double jeu de la faille nord-anatolienne dans la tectonique récente du Moyen Orient. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 287, pp. 1183-1186.
- DEWEY J.F., HEMPTON M.R., KIDD W.S.F., SAROGLU F. & SENGÖR A.M.C. (1986). – Shortening of continental lithosphere : the neotectonics of eastern Anatolia – a young collision zone. In : COWARD M.P. & RIES A.C. Eds., *Collision tectonics*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, Oxford, 19, pp. 3-36.
- EYIDOĞAN H. (1988). – Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 148, pp. 83-92.
- HANCOCK P.L. & BARKA A.A. (1980). – Plio-Pleistocene reversal of displacement on the North Anatolian fault zone. – *Nature*, London, 286, pp. 591-594.
- HANCOCK P.L. & BARKA A.A. (1981). – Opposed shear senses inferred from neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian fault zone. – *J. Struct. Geol.*, Oxford, 3, pp. 383-392.
- HARDING T.P., VIERBUCHEN R.C. & CHRISTIE-BLICK N. (1985). – Structural styles, plate-tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In : T.R. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK Eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. – *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Pub.*, Tulsa, 37, pp. 51-77.
- HEMPTON M.R. & DUNNE L.A. (1984). – Sedimentation in pull-apart basins : active examples in eastern Turkey. – *J. Geol.*, Chicago, 92, pp. 513-530.
- INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PASQUARE G. & VILLARI L. (1982). – Anatolian and north-western Iran. In : ANDERSON R.S. Ed., *Chicago*, pp. 327-349.
- JACKSON J. & MCKENZIE D.P. (1984). – Alpine tectonic in the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. – *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, Oxford, 77, pp. 185-264.
- KETIN I. (1948). – Über die tectonisch-Mechanischen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. – *Geol. Rundsch.*, Mendig, 36, pp. 77-83.
- KETIN I. (1966). – Tectonic units of Anatolia. – *Bull. Min. Res. Explor. Inst.*, Ankara, 66, pp. 23-34.
- KETIN I. & ROESLI F. (1953). – Makroseismische Untersuchungen über das nordwest-Anatolische Beben vom 18 März 1953. – *Eclogae Geol. Helv.*, Basel, 47, pp. 187-208.
- LE PICHON X. & ANGELIER J. (1979). – The Hellenic arc and trench system : a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 60, pp. 1-42.
- LUTTIG G. & STEFFENS P. (1976). – Explanatory notes for the paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pliocene. – Bundesanstalt, für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 64 p.
- LYBERIS N. (1984). – Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur. – *Mém. Sci. Terre Univ. P.M. Curie*, n° 84-18, Paris, 367 p.
- LYBERIS N. (1985). – Tectonic evolution of the North Aegean trough. In : J.G. DIXON & A.H.F. ROBERTSON Eds., *The geological evolution of eastern Mediterranean*. – *Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, 17, pp. 711-725.
- LYBERIS N. (1988). – Tectonic evolution of the gulf of Suez and the gulf of Aqaba. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 153, pp. 209-220.

- LYBERIS N., YURUR T., CHOROWICZ J., KASAPOGLU K.E. & GUNDOGDU N. (1990). – The East Anatolian fault : an oblique collisional belt. – *Tectonophysics*, (sous presse).
- MANN P., HEMPTON M., BRADLEY D.C. & BURKE K. (1983). – Development of pull-apart basins. – *J. Geol.*, Chicago, 91, pp. 529-554.
- McKENZIE D.P. (1972). – Active tectonics of the Mediterranean region. – *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Oxford, 30, pp. 109-185.
- McKENZIE D.P. & JACKSON J. (1983). – The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and faults movements within a deforming zone. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 65, pp. 182-202.
- PHILIP H., CISTERNAS A., GVISHIANI A. & GORSHKOV A. (1989). – The Caucasus : an actual example of the initial stages of continental collision. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 161, pp. 1-21.
- SENGÖR A.M.C. (1979). – The North Anatolian transform fault; its age, offset and tectonic significance. – *J. Geol. Soc.*, London, 136, pp. 269-282.
- SENGÖR A.M.C., GÖRÜR N. & SAROĞLU F. (1985). – Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape : Turkey as a case study. In : T.R. BIDDLE & N. CHRISTIE-BLICK Eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. – *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 37, pp. 227-264.
- SEYMEN I. (1975). – Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği. – ITU Maden Fak. Yay., İstanbul, 192 p.
- STECKLER M.S. (1985). – Uplift and extension at the Gulf of Suez : indications of induced mantle convection. – *Nature*, London, 317, pp. 135-139.
- STECKLER M.S. & BRINK U.S.T. (1986). – Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries : example from the northern Red Sea region. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 79, pp. 120-132.
- STECKLER M.S., BERTHELOT F., LYBÉRIS N. & LE PICHON X. (1988). – Subsidence in the Gulf of Suez : implications for rifting and plate kinematics. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 153, pp. 249-270.
- TATAR Y. (1975). – Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan). – *Tectonophysics*, Amsterdam, 29, pp. 401-409.
- TOKAY M. (1973). – Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler (Geological observations on the North Anatolian fault zone between Gerede and Ilgaz). In : *Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kusagi Simpozyumu*, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara, pp. 12-29.

Folded wedge system ("coin plissé"): a new type of relay structure evidenced by satellite imagery along the North Anatolian Fault (Turkey)

By J. Chorowicz, P. Suzanne et N. Lyberis

The North Anatolian Fault (NAF) is an active fault zone running from Eastern to Western Turkey along the southern shore of the Black Sea (Fig. 1). The eastern segment of the NAF strikes at N110° and displays dextral strike-slip motion due to westward escape of the Anatolian block in between the north-south relative convergence of the Arabian and Eurasian plates. Along the N70° trending western segment of the NAF, the Anatolian block is also submitted to a north-south directed extensional process controlled by the opening of the Aegea Sea. The fault zone comprises straight segments separated by releasing oversteps forming pull-apart basins and restraining bends forming push-up reliefs. The distribution of active and inactive faults in the vicinity of the NAF zone testifies propagation from east to west. The central segment turns from the N110° trend in the east to the N70° trend in the west. It is related to connecting faults striking N110° and stops against the Black Sea oceanic crust. These faults are inactive and may be considered as early initiated segments of the NAF zone. We interpret the change in strike of the main active NAF line as due to the Black Sea oceanic crust acting as a rigid obstacle which stopped the westward propagation of the NAF. Reorientation occurred by creation of peculiar structures we call folded wedge system ("coin plissé"), clearly shown on the satellite images. The wedges are bounded by an inactive fault (to the north) and an active fault (to the south), both connecting eastwards with an active fault. The wedges accommodate the change in trend of the active fault zone by folding. The 1,400km long NAF zone parallels (Fig. 1) the southern border of the Black Sea from its eastern connection with the East Anatolian Fault (EAF) near Karliova (McKenzie, 1972; Sengör, 1979; Dewey et al., 1986), to the Gulf of Saros where it continues along strike westernly into the North Egean trough (Lyberis, 1985). It cross-cuts most of the pre-Late Miocene orogenic features of Turkey, except in the east where it seems to reactivate inherited faults of the Eastern Pontides (Bergougnan, 1978).

The NAF northernly bounds the Anatolian block which was considered as rigid (Ketin, 1966; Ketin and Roesli, 1953). Collision between the Arabian and the Eurasian plates induces the westward expulsion of the Anatolian block, along two major intracontinental strike-slip fault zones, the sinistral EAF and the dextral NAF (McKenzie, 1972). This movement is facilitated in Western Turkey which suffers a N-S trending relative extension due to the opening of the Aegean landmass (Le Pichon et Angelier, 1979).

We base our analysis of the NAF propagation mainly on the observation of Landsat-MSS satellite imagery. We used images acquired in the near-infrared because bare soils

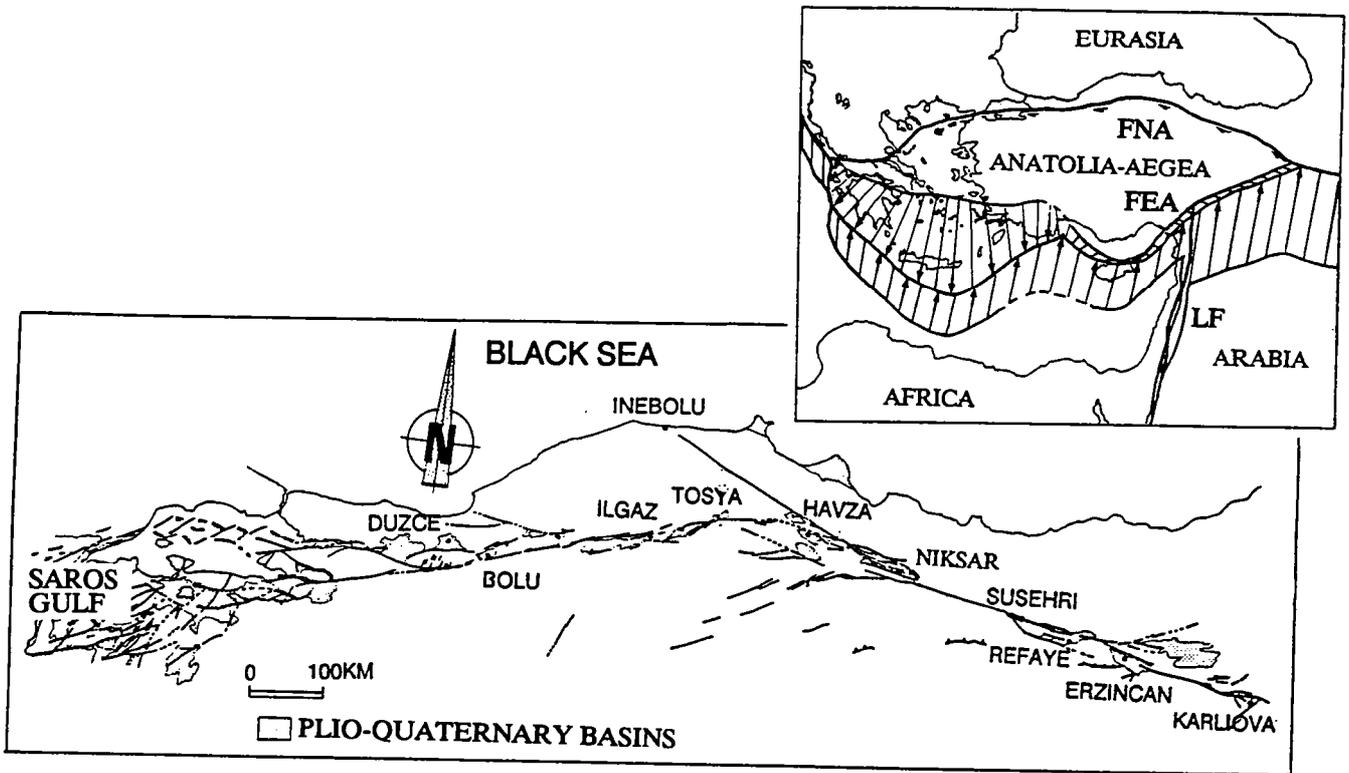


Fig. 1 – The geodynamic framework of the North Anatolian Fault (inset). EAF, East Anatolian Fault; LF: Dead Sea Fault; NAF: North Anatolian Fault. Arrows indicate the motions along the main plate boundaries in the Anatolian region during the last 13Ma.

Structural map of the North Anatolian Fault from Landsat MSS images. Dotted area, Quaternary and Pliocene basins.

and vegetation display in these wavelengths more or less the same reflectance values which are then modulated mainly by the slope changes. They give consequently a better view of the geomorphology. We also used scenes acquired in different dates in order to obtain stereoscopic views. The comparison between 1/500,000 imagery and existing geological maps permitted to observe lithological boundaries, the Pliocene and Quaternary basins and the fault pattern. This type of remote sensing data offers simultaneously a synoptic view of the area and detailed observation of tectonic patterns, helping in the analysis of the major structures. It is convenient for the study of a strike-slip fault zone and associated structures.

Along the eastern segment of the NAF, the first movements post-date the Middle Miocene and occurred prior to the Pliocene (Sengör, 1979). The basins infill, along the fault zone, began in the Late Miocene. In the western segment, the basins were formed since the Tortonian, contemporaneously with the beginning of the extensional tectonics in the Aegea (Le Pichon et Angelier, 1979) but the right-lateral strike-slip movements in the north Aegean through began only during the Pliocene (Lyberis, 1985). Thus it is obvious that the NAF was initiated to the east and propagated westwards.

The middle segment of the NAF is characterized (Fig. 2) by a change in strike from N110° in the east to N70° in the west, shaping in plan view a curved line whose concavity is open southward. Analysis of the focal mechanism solutions of the earthquakes (Jackson and McKenzie, 1984) shows that both N110° and N70° striking faults of the main fault trace is right-lateral. The movement of the Anatolian block is then a rotation compatible with the curved shape of the NAF. Several appended active faults connect with the NAF. The area is also marked by the presence of the large Kizilcahamam volcanic massif. The oldest lavas of the northeastern part of the massif are Lower Miocene in age (Innocenti et al, 1982), but the widespread lava flows are interbedded with Pliocene sediments. These volcanic rocks mainly consists of dacites and partly of andesites which were originated from the mantel, without crustal contamination. The location of this massif suggests that its central part which is northerly bounded by the curved shaped NAF, locally suffers tensional deformation.

In the studied area (Fig. 2), the dextral movements is associated to extensional mechanism. The Niksar rhomboedral pull-apart basin (Hempton and Dunne, 1984) is followed westward by the Erbaa basin. The wrench faults strike at N110° and continue westwards into linear faults which can be observed as far as Inebolu at the Black Sea shore. This fault is inactive but prolongates the eastern segment of the NAF. It may be regarded as a part of the eastern branch which was initiated during the Late Miocene. The Inebolu-Havza fault became inactive since the Pliocene (Bergougnan et al, 1978).

The change in trend of the NAF occurs in the Vezirkopru-Kargi area. The Tosya basin is

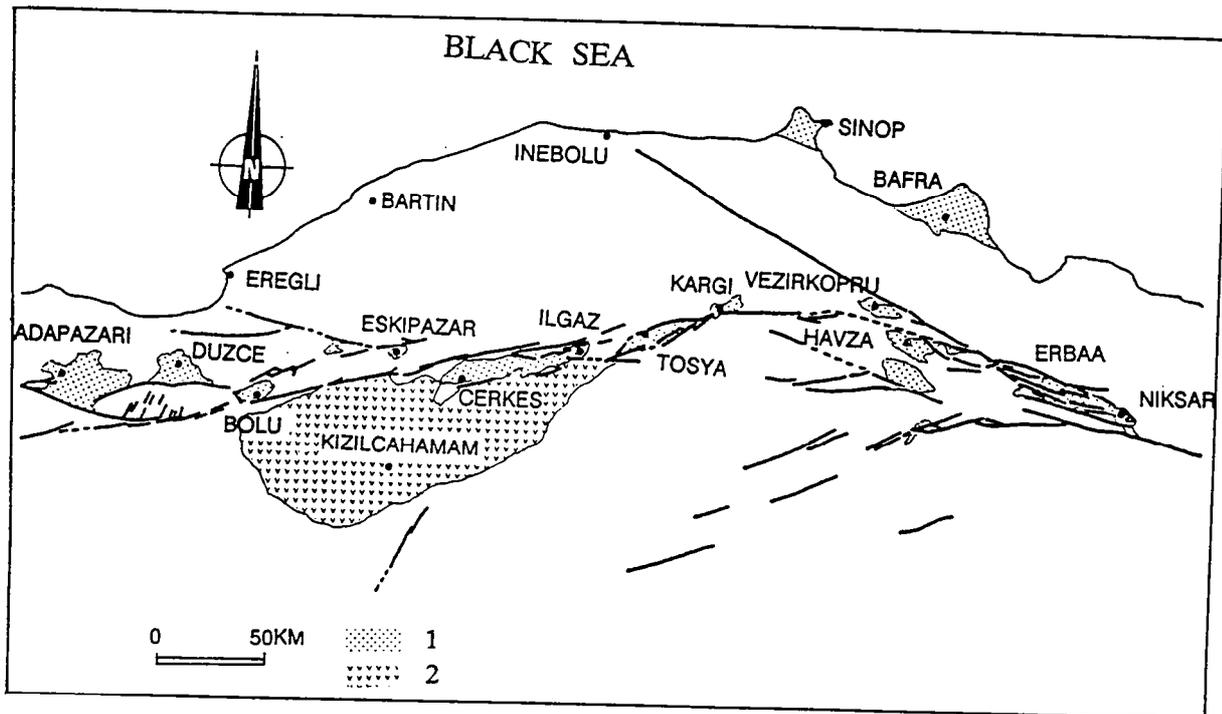


Fig. 2 – Structural map of the central segment of the North Anatolian Fault. 1: Plio-Quaternary sediments; 2: Neogene volcanics.

located between two N60° trending strike-slip faults (Fig. 2). It is formed of two Quaternary imbricated rhomboedral pull-apart basins. The Cerkes basin is northernly bounded by a major fault trending N70°.

In the Bolu area, several faults separate triangular blocks. The Duzce basin (Fig. 3) lies in a triangular depression. The active fault, responsible for the earthquakes of 1944, 1957 and 1967 (Ambraseys, 1970; McKenzie, 1972) bounds the basin to the south and is parallel to the active Bolu fault. The northernmost fault of this area (Eksipazar-Eregli fault) strikes at N100° and is inactive. The connection between the N100° Eksipazar-Eregli fault and the N70° active fault may be considered as a succession of faults which are located in between and which allows the progressive change of direction from the N110° to the N70° trends. This pattern suggests a progressive migration of the active segment by successive steps from north to south (Fig. 3). The migration from north to south of the NAF during its westward propagation may be the result of the presence of an obstacle stopping the progression along the N100° Eksipazar-Eregli fault. This obstacle in the north may be the oceanic crust forming the floor of the Black Sea, more resistant than the continental crust (Steckler, 1985). When the fault stopped against oceanic crust, it migrated southwards, forming a wedge located in between an inactive (north) and an active (south) faults (Fig. 3). Progressively the propagation of the new faults stopped against the Black Sea oceanic crust and new strike-slip faults were created to the south. Finally, the southernmost new fault is parallel to the Black Sea margin and propagated westwards within the continental crust.

The progressive change in trend of the NAF would have given a strike-slip compressive fault segment or restraining bend (Hardings et al, 1985). However, we observe that a wedge is formed which records the shortening by folding (Fig. 4). These folds are observed by stereoscopic analysis of the satellite images. The anticlines correspond to regular positive reliefs and the synclines form small sedimentary basins. We call these structures folded wedge or "coin plissé". They accommodate the change in direction of a strike-slip fault by stepping migration away from an obstacle.

This small scale system in the Eksipazar-Eregli area may be considered as a model for the large scale migration of the NAF from N110° to N70° trends giving the large curved shape of the NAF in plan view. During Late Miocene times, the NAF propagated along the Karliova-Inebolu segment (Fig. 5a). The faults stopped against the resistant Black Sea oceanic crust and migrated southwards to the Havza-Eregli segment (Fig. 5b). This latter segment also stopped against the oceanic crust and a new fault was created more to the south in the N70° trend (Fig. 5c). The NAF then propagated westwards inside the continental crust, paralleling the Black Sea margin. The change in direction of the fault is accounted for these folded wedge systems.

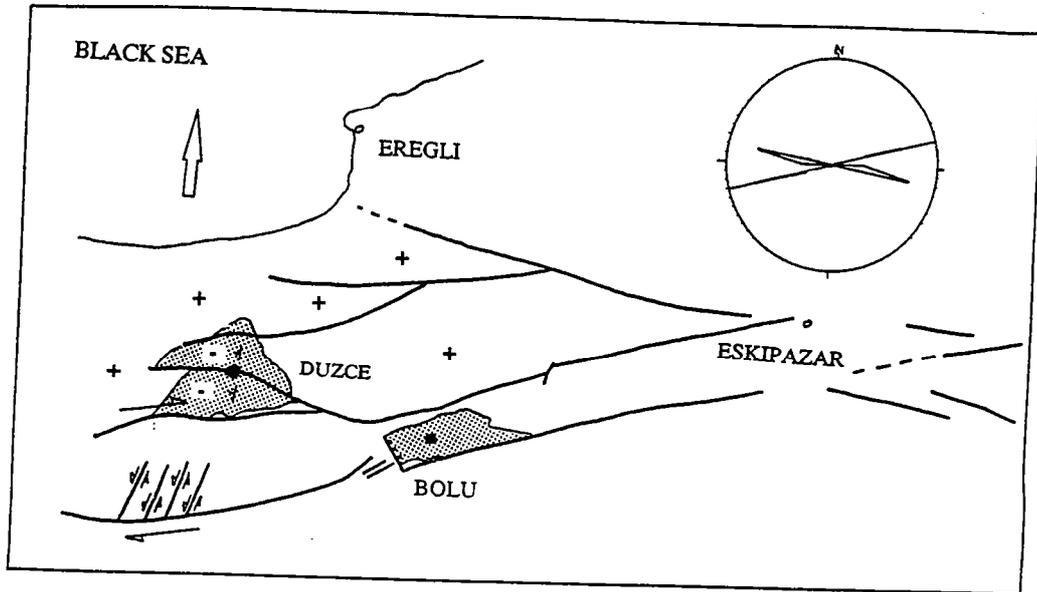


Fig. 3 – Morphology and fault pattern of the Bolu region: . “-”, topographic depression; “+”: topographic high.

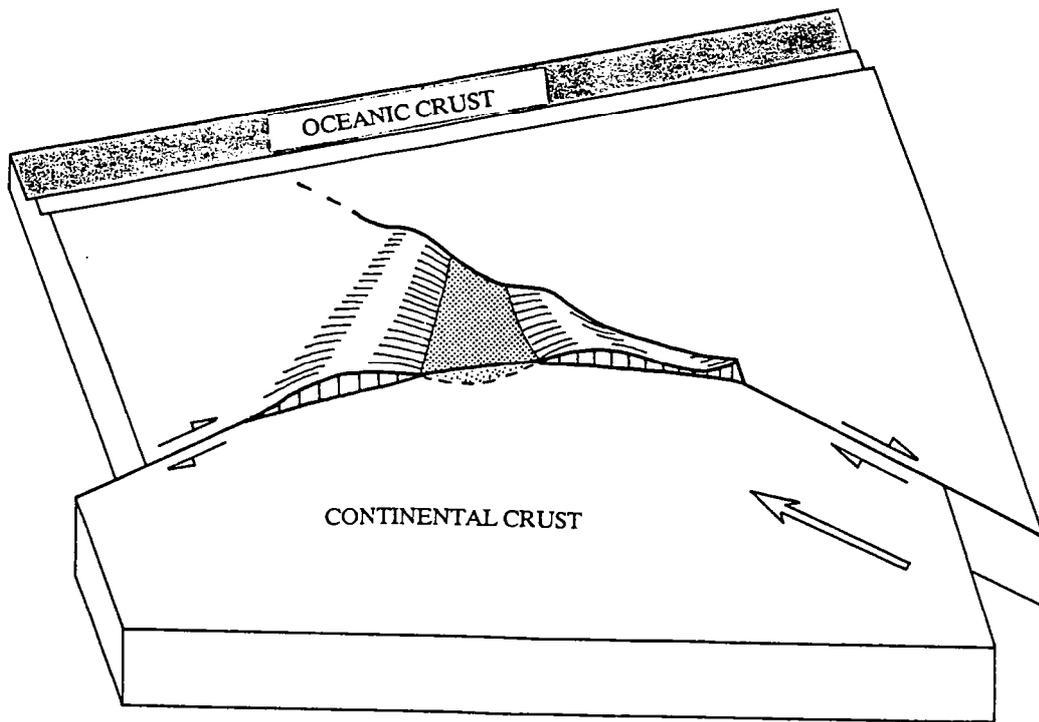


Fig. 4 – 3dimentional diagram of a "folded wedge".

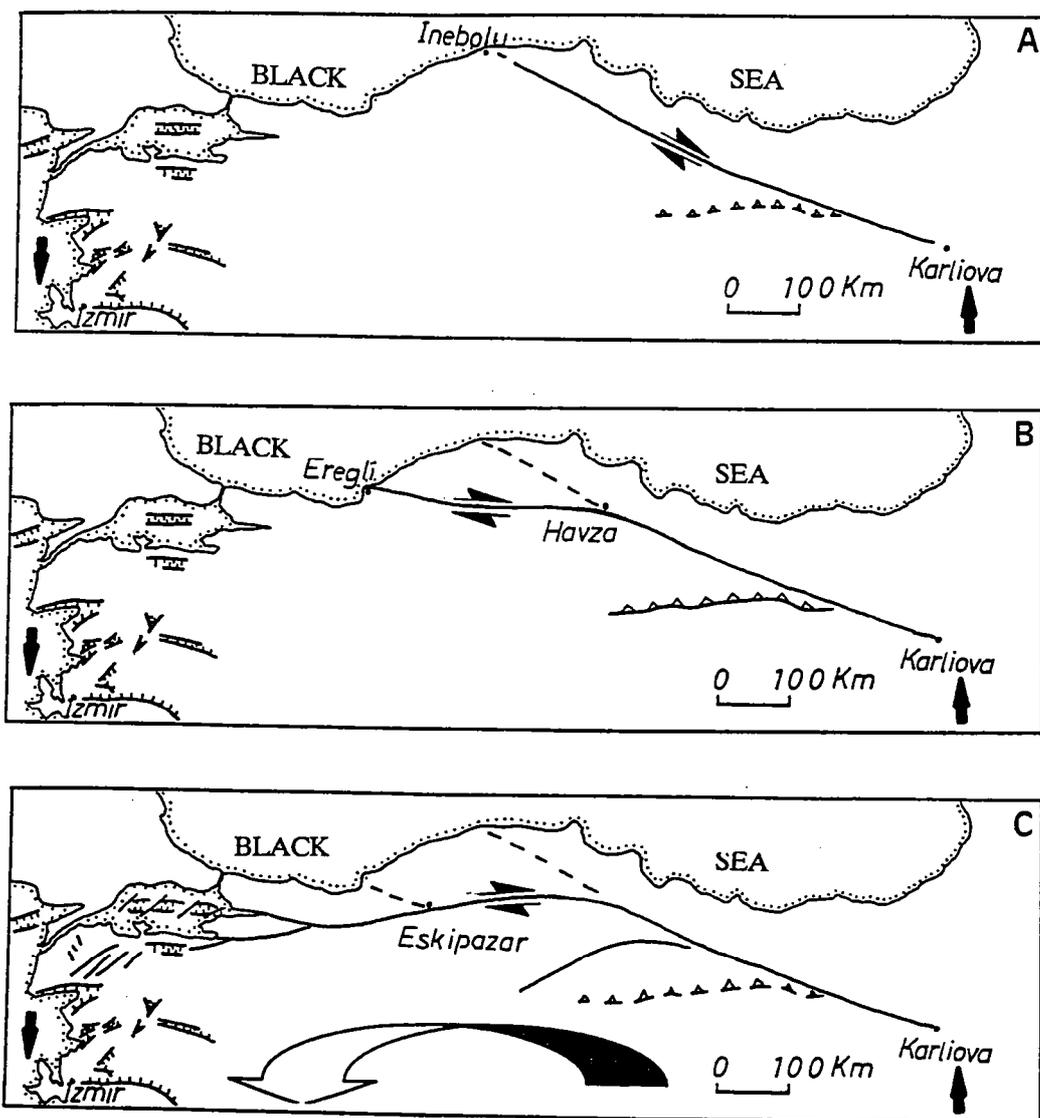


Fig. 5 – Sketch showing the propagation of the NAF since the Late Miocene. a: in the Late Miocene; b: in the Miocene–Pliocene boundary; c: during the Plio–Quaternary.

REFERENCES

- Ambraseys, M.N., 1970, Some characteristic features on the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9, 143–165.
- Ataman, G., Bucket, E. and Capan, U.Z., 1975, The North Anatolian fault zone: new interpretation as a paleo–Benioff zone. *Bull. Mineral Res. Explor. Inst., Ankara*, 84, 97–102.
- Bergougnan, H., Fourquin, C. and Ricou, L.E., 1978, Les deux tronçons et le double jeu de la faille nord–anatolienne dans la tectonique récente du Moyen Orient. *C.R.Acad.Sc., Paris*, 287, 1183–1186.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Saroglu, F. and Sengor, A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolian – a young collision zone. In 'Collision Tectonics', Coward, M.P. and Ries, A.C. (eds), Geological Society Special Publication, 19, 3–36.
- Harding, T.P., Vierbushen, R.C. and Christie–Blick, N., 1985, Structural styles, plate–tectonic settings and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults. In 'Strike–slip deformation, basin formation and sedimentation', Biddle T.R. and Christie–Blick, N. (eds), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Pub.*, 37, 51–77.
- Hempton, M.R. and Dunne, L.A., 1984, Sedimentation in pull–apart basins: active examples in eastern Turkey. *Journal of Geology*, 92, 513–530.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. and Villari, L., 1982, Anatolian and north–western Iran. In 'Andesites', Thorpe, R.S. (ed), 327–349.
- Jackson, J., and McKenzie, D.P., 1984, Alpin tectonic in the Alpin–Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 77, 185–264.
- Ketin, I., 1948, Über die Tectonisch–Mechanischen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums. *Geol. Rdsch.*, 36, 77–83.
- Ketin, I., 1966, Tectonic units of Anatolia. *Bull. Min. Res. Explor. Inst., Ankara*, 66, 23–34.
- Ketin, I. and Roesli, F., 1953, Makroseismische Untersuchungen über das nordwest–Anatolische Beben vom 18 März 1953. *Eclog. Geol. Helv.*, 47, 187–208.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979, The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60, 1–42.
- Lyberis, N., 1985, Tectonic evolution of the North Aegean trough. In 'Geological Evolution of Eastern Mediterranean', Dixon, J.G. and Robertson, A.H.F. (eds), *Geol. soc. of London Spec. Publ.*, 17, 711–725.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 109–185.
- Sengor, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136, 269–282.
- Steckler, M.S., 1985, Uplift and extension at the Gulf of Suez: indications of induced mantle convection. *Nature*, 317, 135–139.

FIGURE CAPTIONS

Fig. 1 – The geodynamic framework of the North Anatolian Fault (inset). EAF, East Anatolian Fault; LF: Dead Sea Fault; NAF: North Anatolian Fault. Arrows indicate the motions along the main plate boundaries in the Anatolian region during the last 13Ma.

Structural map of the North Anatolian Fault from Landsat MSS images. Dotted area, Quaternary and Pliocene basins.

Fig. 2 – Structural map of the central segment of the North Anatolian Fault. 1: Plio–Quaternary sediments; 2: Neogene volcanics.

Fig. 3 – Morphology and fault pattern of the Bolu region: “-”, topographic depression; “+”: topographic high.

Fig. 4 – 3dimensional diagram of a “folded wedge”.

Fig. 5 – Sketch showing the propagation of the NAF since the Late Miocene. a: in the Late Miocene; b: in the Miocene–Pliocene boundary; c: during the Plio–Quaternary.



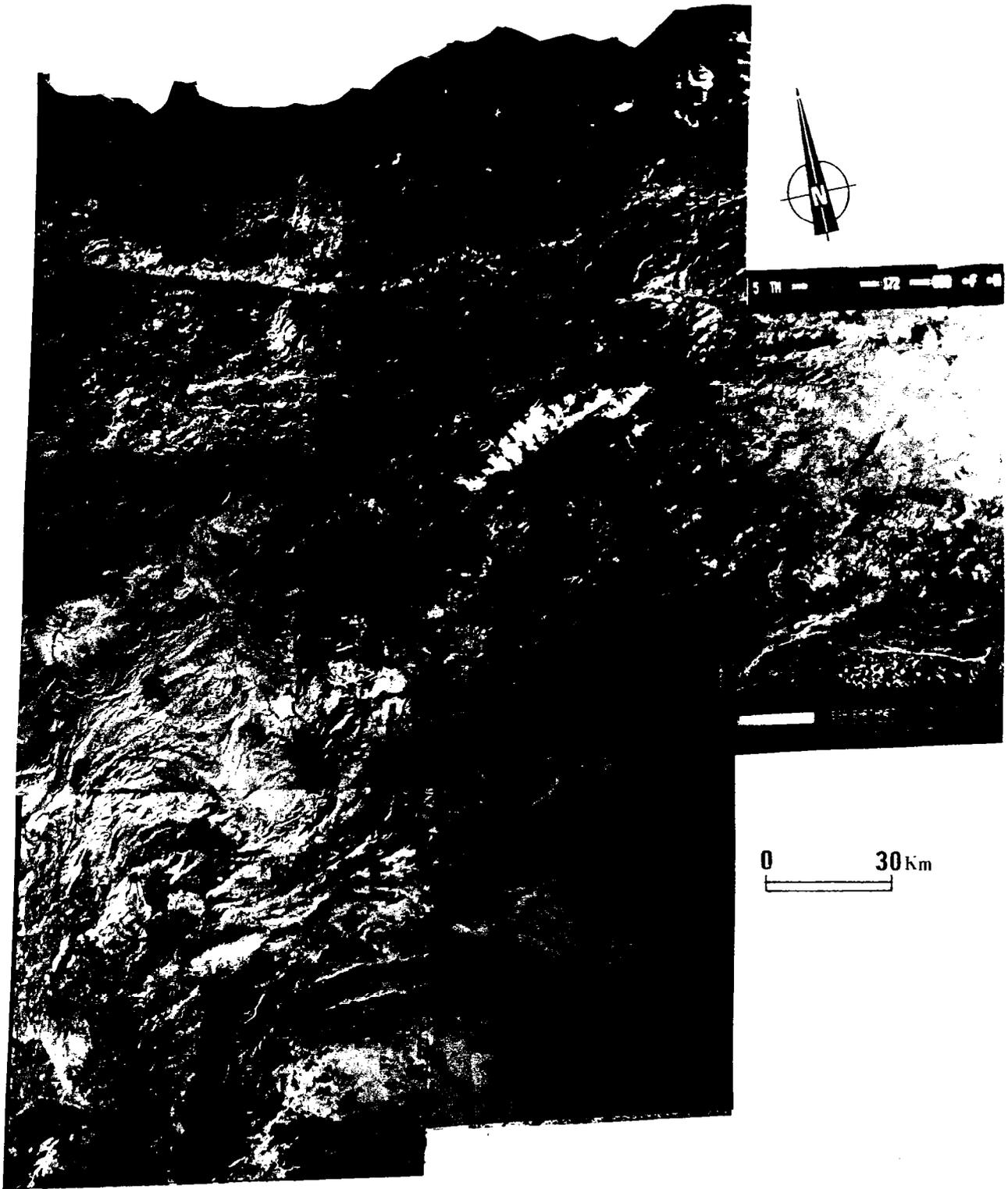
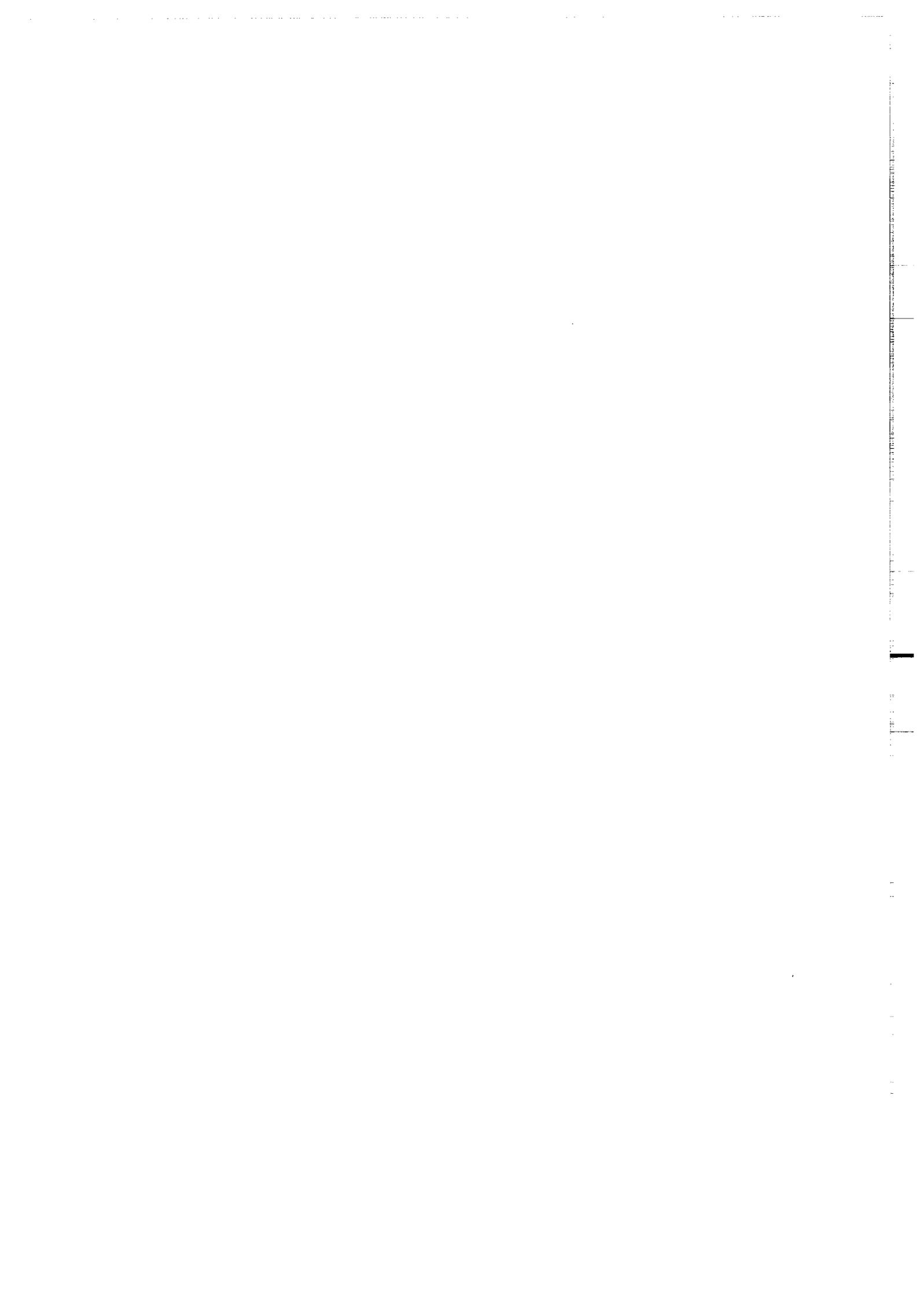


Planche 2: mosaïque de l'Anatolie orientale réalisée à partir d'images Landsat-TM.



3) JONCTION FNA FEA ET DEFORMATION INTERNE DANS LA PARTIE ORIENTALE DU BLOC ANATOLIEN A PARTIR D'IMAGES LANDSAT-TM

3.1) Introduction

La première étude à partir d'images Landsat-MSS nous a conduit à interpréter la forme de la Faille Nord Anatolienne (FNA) comme la conséquence des conditions aux limites du système anatolien. La déformation dans la partie ouest de l'Anatolie est influencée par la présence du domaine égéen en extension (Eyidogan, 1988). La partie Est de l'Anatolie est à relier à la collision Arabie-Eurasie. L'influence des deux styles de déformation diminue progressivement à mesure que l'on s'éloigne des deux domaines, et le changement d'orientation de la FNA marque le passage d'une zone d'influence à l'autre. Pour mettre en évidence les structures liées à la collision Arabie-Eurasie, il fallait donc isoler la partie orientale de l'Anatolie. Nous avons ainsi limité notre étude à la région ouest où la FNA change d'orientation. Dans cette région (de Karliova à Niksar), la FNA montre une orientation constante des failles majeures N110°, et la présence de bassins décrits en pull-apart (Hempton & Dune, 1984) suggèrent que le mécanisme dominant est décrochant. L'ensemble de la Zone Faillée Est Anatolienne (FEA) est concerné par notre investigation ainsi que sa jonction avec la faille du Levant. Nous disposions pour cette région de huit images Landsat-TM en couleur (planche 2) qui ont permis l'établissement d'une carte structurale et de la fracturation dont nous discutons les informations.

3.2) Généralités

La configuration actuelle des mouvements qui impliquent le bloc anatolien est mise en place au Miocène supérieur (Sengor, 1979). En effet, c'est depuis le Miocène supérieur que le bassin de flysch qui séparait le promontoire Arabe et l'Anatolie se referme (Luttig & Steffens, 1976; Kelling & al., 1987). La seule partie encore visible de ce bassin se situe au nord de Maras (Fig1.6) (Lyberis et al., sous presse). La plaque subduite sous la bordure eurasiatique de la région de Bitlis provoque un épaississement crustal entraînant le soulèvement

général de cette région. Les dépôts marins observés en Anatolie sont antérieurs au Miocène supérieur, et deviennent continentaux ou lacustres à partir du Tortonien. Parallèlement, l'Anatolie est le siège d'une activité volcanique depuis le Miocène supérieur qui va en s'intensifiant au cours du Plio-Quaternaire. Ce volcanisme s'étend depuis Antalya à l'Ouest jusqu'au petit Caucase à l'est (Pasquarè et al., 1988; Fig1.7). Il s'exprime par des strato-volcans ou de grandes nappes d'ignimbrites associées à des sédiments continentaux néogènes. La signature géochimique des formations éruptives est principalement calco-alcaline et parfois alcaline. La plupart des centres volcaniques quaternaires se situent à l'intersection de failles délimitant des bassins effondrés. L'origine de ces bassins est controversée. Pour certains auteurs (Scott, 1981), il s'agit de bassins initiés sur des fractures ouvertes (méga-fentes de tension) parallèles à la direction de compression. Pour d'autres auteurs (Boccaletti & Daineli, 1982), il s'agirait plutôt de bassins extensifs en pull-apart en relation avec de grands décrochements. L'origine du volcanisme néogène dans la partie orientale de l'Anatolie semble en effet liée à la tectonique récente impliquant les structures actives depuis 13 Ma. Nous observons trois localisations préférentielles de ces centres volcaniques:

- le long des décrochements senestres d'Ecemis et de Malatya orientés N20°,
- à l'intersection des grandes structures aux frontières des plaques Arabe-Anatolie-Eurasie, dans la région du point triple FNA-FEA-suture du Zagros,
- le long de la FNA.

Il faut donc associer ces dispositifs volcaniques aux mécanismes responsables de l'extrusion anatolienne.

La déformation interne du bloc anatolien

Nous avons pu mettre en évidence de nombreuses structures qui témoignent d'un raccourcissement important au sein du bloc anatolien oriental.

Au nord de Gölbasi, de nombreuses écailles impliquent les séries miocènes. Ces écailles forment le chaînon de Nurhak (Fig. 1.6) correspondant à une succession d'écailles et de plis affectant des terrains dont les plus jeunes sont d'âge miocène (Perinçek & Özkaya, 1981). Cette région est active (séisme du 06/06/1964) et les mécanismes au foyer caractérisent une compression NE-SW (Jackson & McKenzie, 1984).

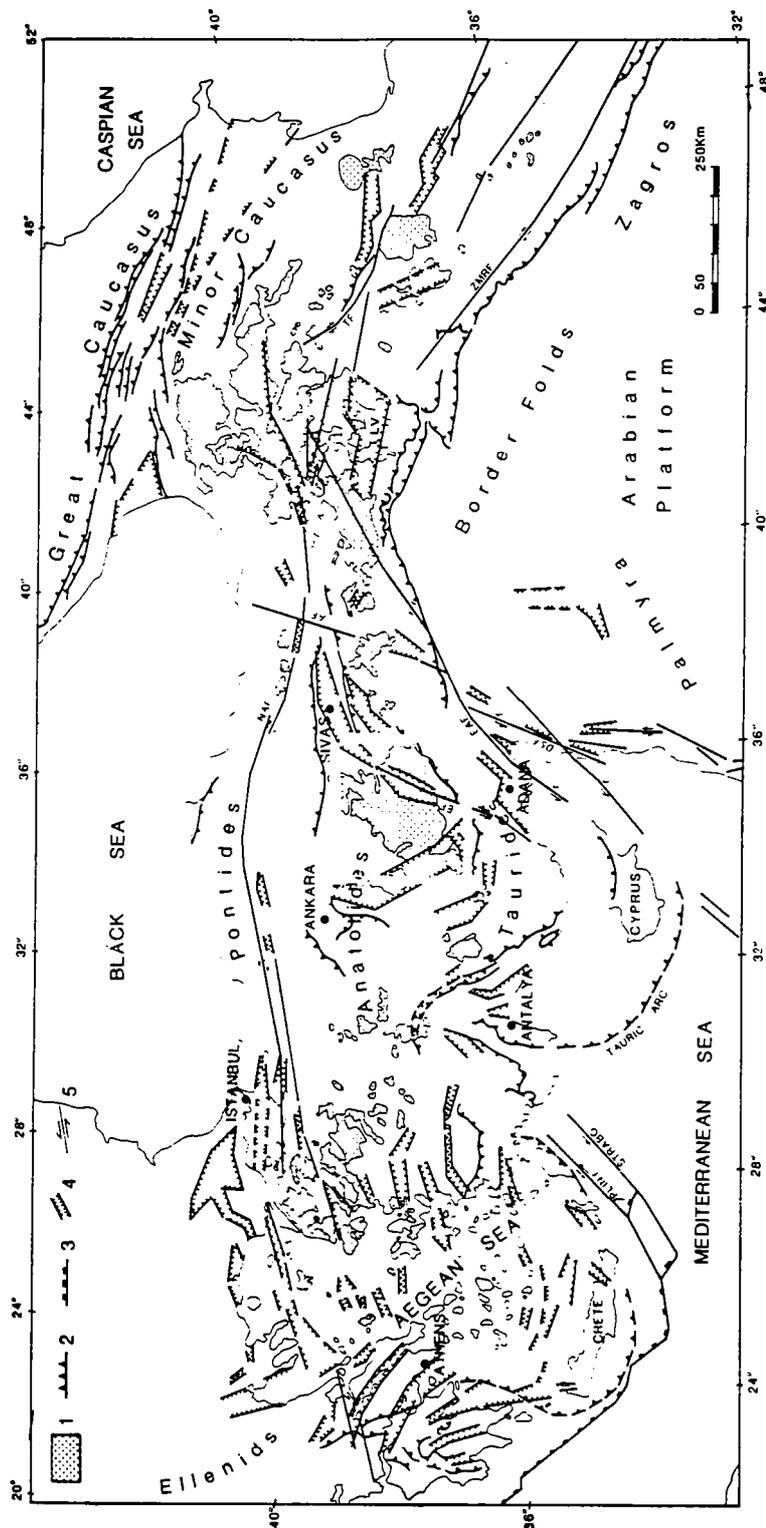


Fig.1.7: Distribution du volcanisme post-néogène en Turquie. 1, Volcanismes néogènes à quaternaires. 2, Chevauchements. 3, Fosses helléniques. 4, Bassins tectoniques néogènes et quaternaires. D'après Pasquarè et al. (1988).

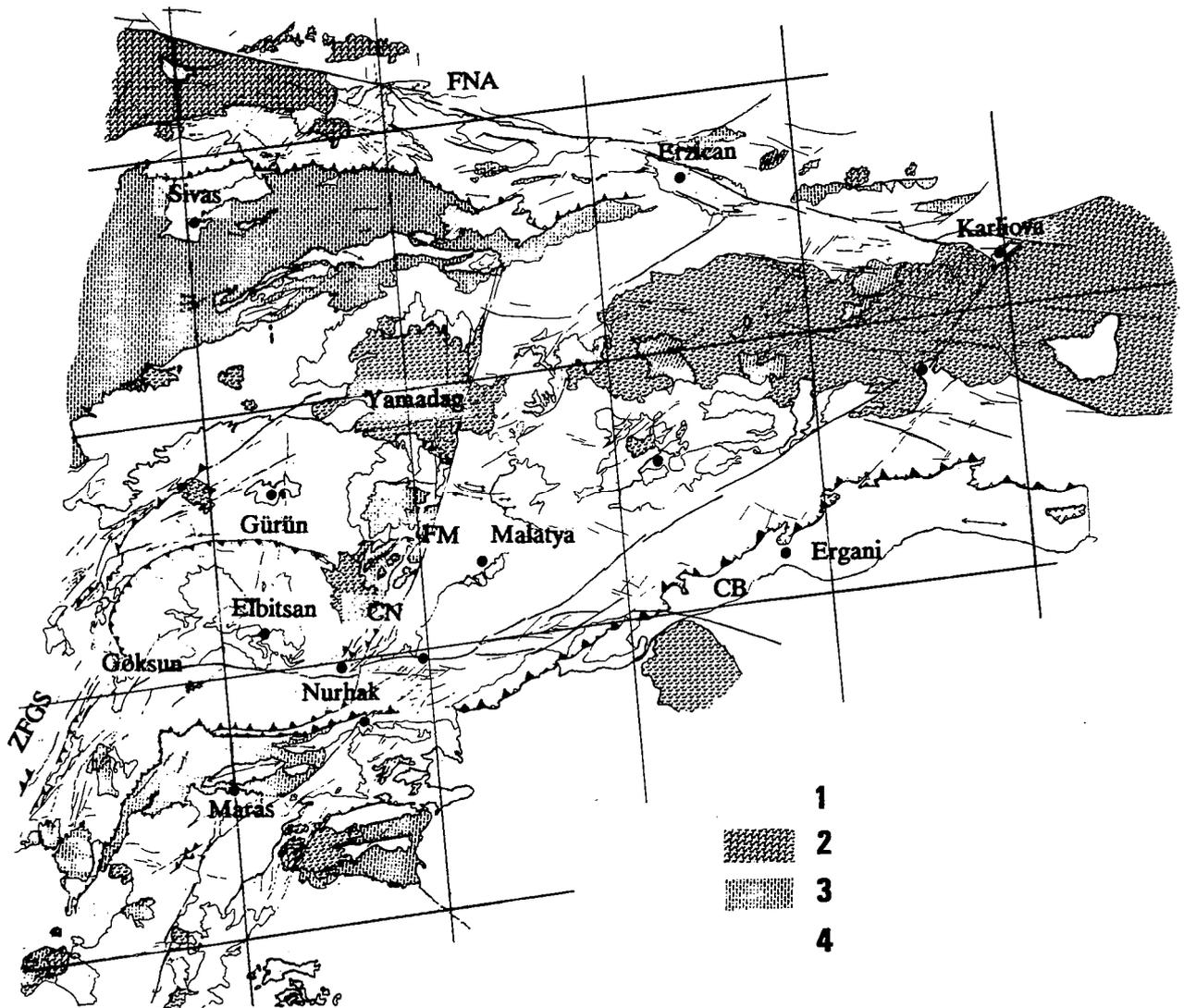


Fig.1.6: Schéma structural de l'est de l'Anatolie réalisé à partir de photos satellites Landsat-TM au 1/250 000. 1, Quaternaire. 2, Andésites et Basaltes néogènes. 3, Oligo-Miocène. 4, Paléogène. CB, Chevauchement de Biltis. CN, Chaînon de Nurhak. CS, Chevauchement de Sivas. FEA, Faille Est Anatolienne. FM, Faille de Malatya. FNA, Faille Nord Anatolienne. FO, Faille d'Ovacik. FS, Faille de Sürgü. ZFGF, Zone de Faille de Gökşun-Savrun. D'après Luxey (1990).

Les structures compressives E-W de la région de Gölbasi à Maras sont liées à la convergence Arabie-Anatolie (Fig. 1.6). Cette région marque la limite méridionale des failles rectilignes de la zone faillée est anatolienne (FEA), orientée N70°.

Au sud de Maras les failles orientées N40° à N20° constituent la prolongation septentrionale de la faille du Levant. Ces failles montrent un mécanisme décrochant à composante inverse (Lyberis et al., sous presse).

La région de Maras est caractérisée par des plis et des chevauchements. Le flysch miocène, largement représenté dans cette région, est affecté par une déformation compressive comprenant les anticlinaux de Maras et des chevauchements (le principal est celui situé au nord de la ville). Plus au nord, de nombreuses écailles affectant ce flysch sont observées. Les axes de plis et les chevauchements passent de la direction N90° au nord de Maras à N20° vers l'ouest.

Au nord du chevauchement de Maras, une fenêtre au sein des séries paléozoïques et mésozoïques laissant apparaître le Miocène au sud de Cardak indique que ces chevauchements ont une flèche minimale de 30 Km (Perinçek, 1980). Ces plis et ces écailles sont le résultat du chevauchement des séries métamorphiques du Taurus oriental sur le flysch oligo-miocène.

La faille de Sürgü est le siège d'une activité sismique (séisme du 05/05/1986 et 06/06/1986). Sa forme légèrement convexe vers le nord indique qu'elle appartient probablement au système compressif disposé au nord des chevauchements principaux de Maras et Gölbasi. Par ailleurs, de nombreux chevauchements affectant les séries d'âge miocène ont été décrits dans la région de Göksun confirmant notre première hypothèse.

Au nord de la faille de Sürgü, se trouve le bassin plio-quadernaire d'Elbistan (Fig. 1.6). Sous le quadernaire se trouvent des niveaux à lignite pliocènes exploités. Les coupes (Staesche, 1972) montrent que ce bassin est limité par des failles normales orientées N150° à N-S. Le jeu est d'âge pliocène, les terrains pliocènes étant décalés par ces failles. Les dépôts pliocènes sont aussi affectés par des failles inverses E-W à la faveur desquels le substratum du bassin repose sur les séries éocènes du bassin de Gürün (Fig. 1.6).

Les séries éocènes du bassin de Gürün sont plissées au front du chevauchement. Le bassin est traversé au nord par la zone de failles d'Yaryurdu orientée N70°. Cette zone faillée correspond à des écailles remaniant des

terrains d'âge crétacé. En outre, l'allure rectiligne de la zone faillée indique un pendage proche de la verticale. Cette faille est décrite par Perinçek (1980) comme un décrochement senestre.

Plus au nord, le bassin de Sivas, large de 80 Km environ, montre des sédiments plissés d'âge éocène à miocène. Le bassin est limité au nord par le chevauchement de Sivas ou de Kemah dont le tracé sinueux indique une flèche d'au moins 10 Km.

Le bloc anatolien paraît ainsi affecté par une série de structures qui témoignent d'un raccourcissement N-S s'atténuant du sud vers le nord. La convergence entre les blocs arabe et anatolien se propage à l'intérieur du bloc anatolien par une série de structures parallèles aux chevauchements de Maras et Gölbaşı. Il s'agit du sud vers le nord des failles de Sürgü, du chevauchement arqué d'Elbistan, de la faille de Yaryurdu et du chevauchement de Sivas.

3.3) Fracturation

A propos des données

Il existe plusieurs cartes sur la fracturation en Anatolie, les unes très détaillées d'autres simplifiées à l'extrême. Le lecteur s'étonnera par conséquent de notre initiative, à savoir la réalisation d'une carte de la fracturation à partir d'images Landsat-TM, sur la partie orientale de l'Anatolie. Pourquoi extraire nous-mêmes un réseau de failles déjà décrit par d'autres? La réponse est justifiée par le résultat de notre travail. Nous présentons trois cartes (Fig. 1.8, Fig. 1.9 et Fig. 1.10) dont la dernière est celle que nous avons réalisée nous-mêmes. Ces trois cartes sont différentes et soulèvent la question suivante: quelle est la carte la plus représentative des structures en Anatolie, et pourquoi sont-elles si différentes? Il faudrait chercher une explication dans la source des données. A partir de quelles informations sont réalisées ces cartes?

Il existe trois types d'information pour obtenir un champ de failles sur une région donnée:

- les images issues des satellites Landsat ou Spot, principalement. Le pouvoir de résolution (pixel) des caméras numériques fixe l'échelle maximale de cartographie. Les images Landsat-MSS (pixel 80m) permettent l'obtention de cartes au 1/500 000, Landsat-TM au 1/250 000 et Spot au 1/100 000.

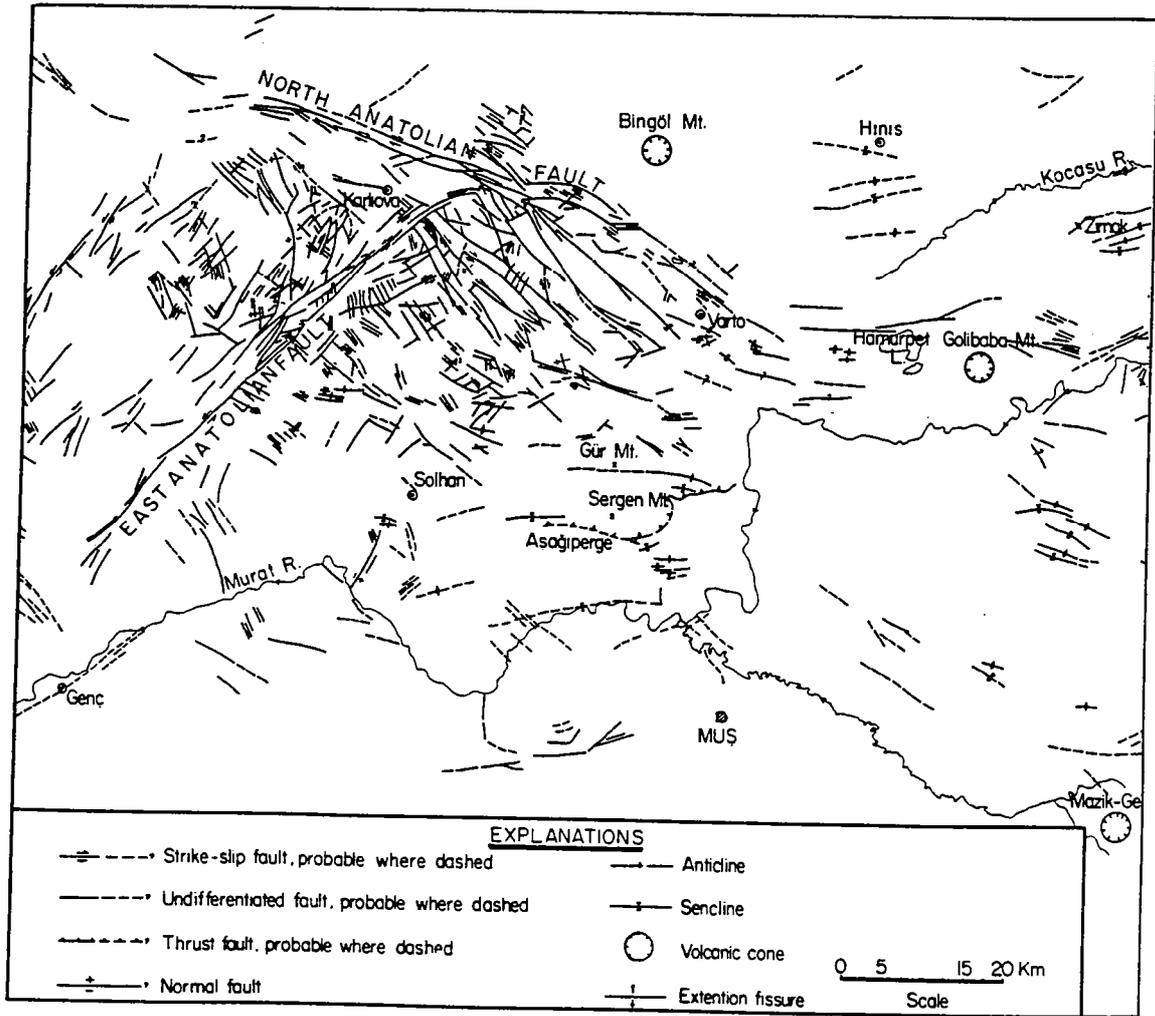


Fig.1.8: Carte de la fracturation de l'Anatolie orientale. D'après Saroglu & Yilmaz (1987).

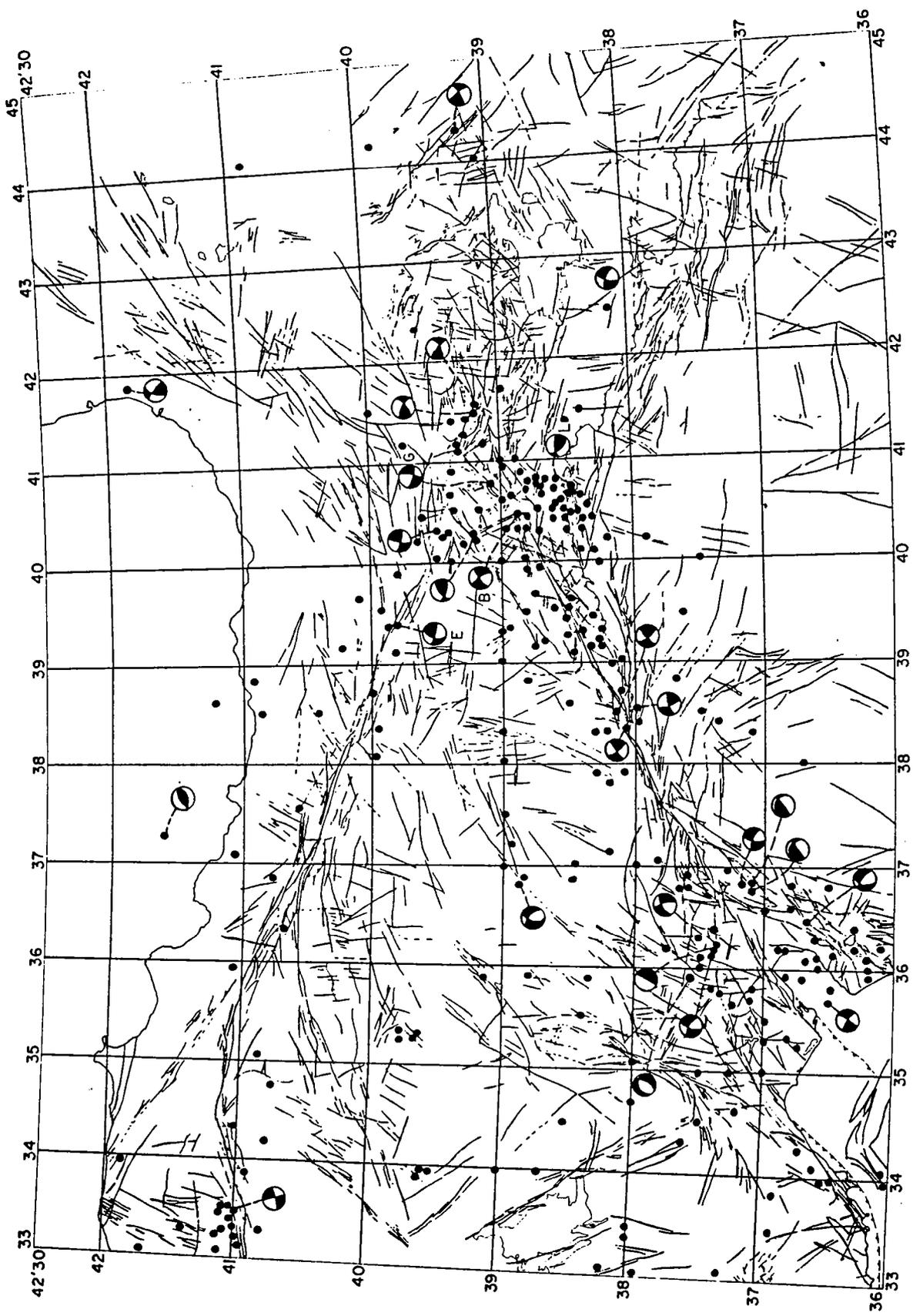
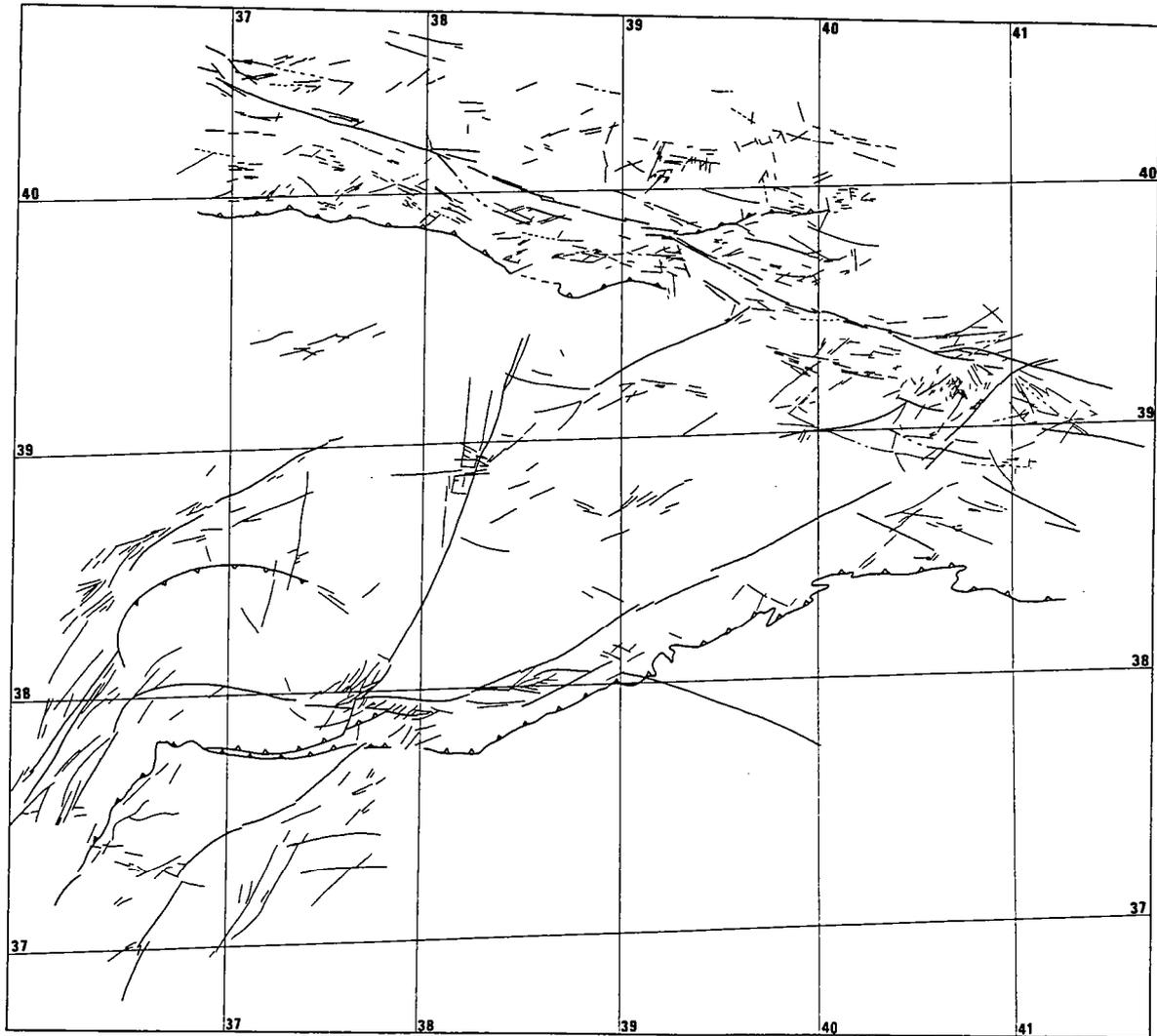


Fig.1.9: Carte de la fracturation de l'Anatolie orientale. D'après Dewey et al. (1986).

Fig.1.10: Carte de la fracturation de l'Anatolie orientale réalisée à partir d'images Landsat-TM.



- les photographies aériennes avec lesquelles on peut obtenir une cartographie jusqu'au 1/10 000
- la campagne de terrain qui est adaptée à la cartographie au 1/10 000 jusqu'au 1/50 000.

Le type d'information fixe donc l'échelle d'observation maximale (coupure inférieure), mais également la coupure supérieure de résolution. La coupure supérieure peut être assimilée à la taille du document (photographies aériennes ou images satellites). La question est de savoir si l'on peut additionner plusieurs cartes obtenues à partir d'images aériennes, réduire le collage et le comparer à la carte obtenue à partir d'une image Landsat? Pour répondre à cette question il faut analyser l'information obtenue par les deux procédés. La quantité d'informations perçues peut être représentée par une courbe située entre les deux coupures de résolution d'une image. Cette courbe est définie par le type d'information que l'on recherche. La distribution spatiale des failles, par exemple, semble suivre une loi de puissance ou en d'autres termes une distribution structure fractale (Davy et al., 1990). Additionner deux informations obtenues à partir de documents à différentes échelles revient alors à superposer deux courbes décalées en fonction de leurs coupures de résolution. On obtient une courbe bimodale qui reflète l'hétérogénéité des informations. Ce type d'hétérogénéités s'amplifie encore sur une analyse de la fracturation. En effet, les déplacements sur les failles sont souvent proportionnels à leurs longueurs (ils sont importants sur les grandes failles tandis qu'ils sont faibles sur les petites failles). Nous pouvons considérer que toutes les failles ont ainsi un poids (une importance statistique) proportionnel à leurs longueurs. Les grandes failles sont représentatives des phénomènes à grande échelle (tectonique des plaques), mais les petites peuvent résulter de phénomènes locaux (déplacement sur une grande faille proche, rotations de blocs). Ainsi, si toutes les failles sont d'abord influencées par un niveau d'ordre inférieur, les plus petites failles sont également sensibles à des niveaux d'organisation supérieurs. La compilation de cartes à différentes échelles conduit à un réseau de failles hétéroclites qui est l'image de plusieurs phénomènes superposés. C'est pourquoi nous avons réalisé une cartographie de la fracturation en Anatolie à partir d'une seule source (images landsat-TM). Cette carte est différente des précédentes réalisées à partir de données à différentes échelles.

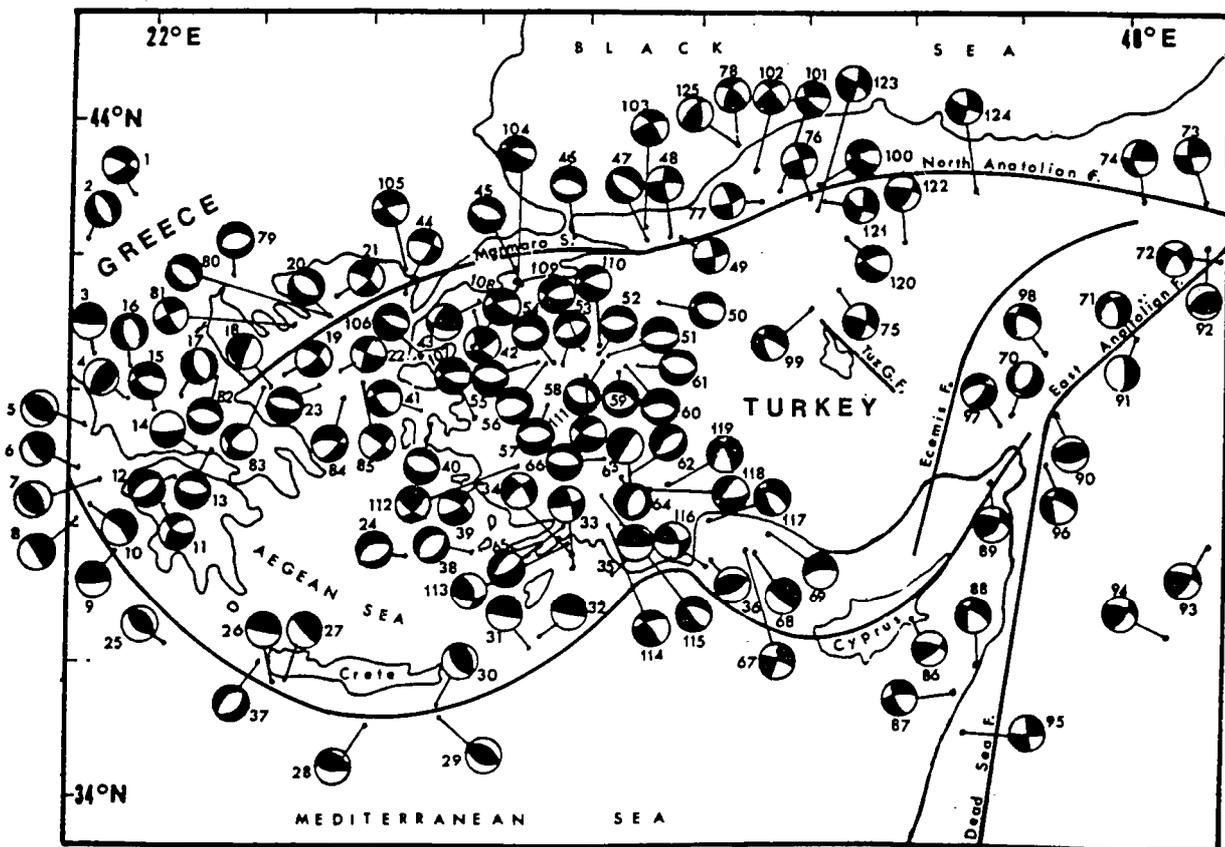


Fig.1.11: Compilation des mécanismes au foyer pour le domaine Anatolie-Egée. D'après Kasapoglu (1987). Les numéros correspondent aux références de chaque séismes qui sont reportées sur le tableau 1.

No:	Tarih Date	Enl.0N Lat.	Boyl.0E Long.	Şiddet Magnitude	Kaynak Source
1.	1963.7.26	42.10	21.40	5.5	McKenzie (1972)
2.	1967.11.30	41.50	20.50	6.0	McKenzie (1972)
3.	1969.10.13	39.86	20.64	5.6	McKenzie (1972)
4.	1966.10.29	39.20	21.20	5.7	McKenzie (1972)
5.	1973.11.4	38.90	20.44	5.8	McKenzie (1978)
6.	1972.9.17	38.28	20.34	5.6	McKenzie (1978)
7.	1953.8.12	38.11	20.72	7.2	McKenzie (1972)
8.	1969.7.8	37.56	20.28	5.4	McKenzie (1972)
9.	1963.12.16	37.10	20.90	5.6	McKenzie (1972)
10.	1959.11.15	37.80	20.56	6.6	McKenzie (1972)
11.	1965.4.5	37.70	21.80	5.7	McKenzie (1972)
12.	1975.4.4	38.09	21.98	5.4	McKenzie (1978)
13.	1970.4.8	38.43	22.66	5.8	McKenzie (1978)
14.	1965.7.6	38.40	22.40	5.9	McKenzie (1972)
15.	1966.2.5	39.10	21.70	5.6	McKenzie (1972)
16.	1967.5.1	39.70	21.30	5.6	McKenzie (1972)
17.	1954.4.30	39.24	22.17	7.0	McKenzie (1972)
18.	1964.4.29	39.30	23.70	5.1	McKenzie (1972)
19.	1965.3.9	39.40	24.00	5.7	McKenzie (1972)
20.	1965.12.20	40.20	24.80	5.3	McKenzie (1972)
21.	1964.4.11	40.50	25.00	5.1	McKenzie (1972)
22.	1968.2.19	39.40	25.00	> 5.0	McKenzie (1972)
23.	1967.3.4	39.20	24.60	> 5.0	McKenzie (1972)
24.	1956.7.9	36.69	25.81	7.5	McKenzie (1972)
25.	1973.1.5	35.81	21.84	5.3	McKenzie (1978)
26.	1972.5.4	35.12	23.61	5.9	McKenzie (1978)
27.	1973.11.29	35.18	23.80	5.7	McKenzie (1978)
28.	1969.6.12	34.40	25.06	5.8	McKenzie (1972)
29.	1966.5.9	34.50	26.40	5.5	McKenzie (1972)
30.	1971.1.3	34.67	26.34	5.2	McKenzie (1978)
31.	1969.4.6	38.50	26.42	5.5	McKenzie (1972)
32.	1968.5.30	35.49	27.96	5.3	McKenzie (1972)
33.	1957.4.24	36.37	28.61	6.9	McKenzie (1972)
34.	1957.4.25	36.45	28.59	7.0	McKenzie (1972)
35.	1969.1.14	36.18	29.20	5.5	McKenzie (1972)
36.	1975.4.30	36.18	30.77	5.6	McKenzie (1978)
37.	1965.4.27	35.70	23.50	5.5	McKenzie (1972)
38.	1968.12.5	36.58	26.97	5.5	McKenzie (1972)
39.	1955.7.16	37.66	27.19	6.8	McKenzie (1972)
40.	1969.4.6	38.50	26.42	5.5	McKenzie (1972)
41.	1949.7.23	38.66	26.29	6.7	McKenzie (1972)
42.	1953.3.18	40.07	27.39	7.2	McKenzie (1972)
43.	1969.3.3	40.12	27.43	5.6	McKenzie (1972)
44.	1975.3.27	40.42.	26.14	5.7	McKenzie (1972)
45.	1964.10.6	40.30	28.20	6.0	McKenzie (1972)
46.	1963.9.18	40.90	29.20	5.3	McKenzie (1972)
47.	1967.7.30	40.70	30.40	5.6	McKenzie (1972)
48.	1967.7.22	40.70	30.80	6.0	McKenzie (1972)
49.	1957.5.26	40.66	30.89	7.0	McKenzie (1972)
50.	1956.2.20	39.86	30.49	6.0	McKenzie (1972)
51.	1970.3.28b	39.22	29.52	5.2	McKenzie (1978)
52.	1972.3.14	39.28	29.42	5.4	McKenzie (1978)
53.	1970.4.24	39.13	28.70	5.2	McKenzie (1978)
54.	1969.4.30	39.16	28.58	5.1	McKenzie (1972)
55.	1969.3.25	39.18	28.37	5.6	McKenzie (1972)
56.	1969.3.23	39.16	28.48	5.6	McKenzie (1972)
57.	1969.3.28	38.59	28.45	6.0	McKenzie (1972)
58.	1970.3.28a	39.20	29.57	6.0	McKenzie (1978)
59.	1971.5.25	39.03	29.74	5.8	McKenzie (1978)
60.	1970.4.19	39.06	29.83	5.4	McKenzie (1978)
61.	1970.4.16	39.03	30.00	5.5	McKenzie (1978)

No:	Tarih Date	Enl.0 _N Lat.	Boyl.0 _E Long.	Şiddet Magnitude	Kaynak Source
62.	1971.5.12a	37.59	29.76	5.5	McKenzie (1978)
63.	1971.5.12b	37.53	29.72	5.5	McKenzie (1978)
64.	1971.5.12c	37.58	29.60	5.4	McKenzie (1978)
65.	1959.4.25	37.05	28.55	6.1	McKenzie (1972)
66.	1965.6.13	37.80	29.30	5.3	McKenzie (1972)
67.	1977.6.1	36.24	31.34	5.7	Jackson and McKenzie (1972)
68.	1979.12.31	36.18	31.51	5.3	Jackson and McKenzie (1972)
69.	1979.5.28	36.41	31.75	5.9	Jackson and McKenzie (1972)
70.	1967.4.7	37.40	36.20	5.0	Jackson and McKenzie (1972)
71.	1964.6.14	38.00	38.50	5.5	Jackson and McKenzie (1972)
72.	1971.5.22	38.83	40.52	6.0	Jackson and McKenzie (1972)
73.	1967.7.26	39.50	40.40	5.6	Jackson and McKenzie (1972)
74.	1939.12.26	39.70	39.41	8.0	Jackson and McKenzie (1972)
75.	1938.4.19	39.50	33.80	6.6	Jackson and McKenzie (1972)
76.	1977.10.5	40.96	33.41	5.3	Jackson and McKenzie (1972)
77.	1951.8.13	40.95	32.57	6.7	Jackson and McKenzie (1972)
78.	1968.9.3	41.79	32.31	5.7	Jackson and McKenzie (1972)
79.	1978.5.23	40.76	23.27	5.7	Lyberis (1984)
80.	1965.12.20	40.20	24.80	5.3	Lyberis (1984)
81.	-	40.00	24.25	> 5.0	Lyberis (1984)
82.	-	39.35	22.90	> 5.0	Lyberis (1984)
83.	1964.4.29	39.30	23.70	> 5.1	Lyberis (1984)
84.	1967.3.4	39.20	24.60	> 5.0	Lyberis (1984)
85.	1968.2.19	39.40	25.00	> 5.0	Lyberis (1984)
86.	1961.9.15	34.81	33.80	> 5.0	Rotstein and Kafka (1982)
87.	1971.4.16	33.80	35.30	> 5.0	Rotstein and Kafka (1982)
88.	1968.3.26	34.05	35.55	> 5.0	Rotstein and Kafka (1982)
89.	1951.4.8	36.60	36.10	6.0	Rotstein and Kafka (1982)
90.	1971.7.11	37.20	36.80	5.2	Rotstein and Kafka (1982)
91.	1964.6.14	38.00	38.00	-	Rotstein and Kafka (1982)
92.	1957.7.7	39.21	40.23	5.0	Rotstein and Kafka (1982)
93.	1970.10.15	35.00	38.76	> 5.0	Rotstein and Kafka (1982)
94.	1974.6.12	34.05	37.65	> 5.0	Rotstein and Kafka (1982)
95.	1971.11.8	33.30	35.55	> 5.0	Rotstein and Kafka (1982)
96.	1975.1.1	36.67	36.49	> 5.0	Büyükaşikoğlu (1982)
97.	1976.7.15	37.55	35.90	> 5.0	Büyükaşikoğlu (1982)
98.	1970.7.2	38.87	36.81	> 5.0	Büyükaşikoğlu (1982)
99.	1978.7.4	39.45	33.19	4.9	Kocaeve and Ataman (1982)
100.	1943.11.26	41.05	33.72	7.2	Kocaeve and Ataman (1982)
101.	1953.9.7	41.09	33.01	6.4	Kocaeve and Ataman (1982)
102.	1944.2.1	41.41	32.69	7.2	Kocaeve and Ataman (1982)
103.	1943.6.20	40.85	30.51	6.6	Kocaeve and Ataman (1982)
104.	1964.10.6a	40.20	28.10	5.1	Kocaeve and Ataman (1982)
105.	1965.8.23	40.70	26.10	5.2	Kocaeve and Ataman (1982)
106.	1972.4.26	39.43	26.36	5.0	Kocaeve and Ataman (1982)
107.	1974.2.1	38.55	27.22	5.2	Kocaeve and Ataman (1982)
108.	1971.2.23	39.60	27.37	5.0	Kocaeve and Ataman (1982)
109.	1970.4.7	39.38	29.15	5.1	Kocaeve and Ataman (1982)
110.	1972.3.14	39.32	29.47	5.3	Kocaeve and Ataman (1982)
111.	1968.11.3	38.82	29.20	5.0	Kocaeve and Ataman (1982)
112.	1966.5.7	37.80	27.90	5.3	Kocaeve and Ataman (1982)
113.	1957.4.24	36.43	28.63	6.8	Kocaeve and Ataman (1982)
114.	1967.6.1	36.90	29.20	5.0	Kocaeve and Ataman (1982)
115.	1967.10.26	37.30	29.10	5.1	Kocaeve and Ataman (1982)
116.	1975.4.30	36.18	30.77	5.6	Kocaeve and Ataman (1982)
117.	1965.3.26	36.80	30.90	5.3	Kocaeve and Ataman (1982)
118.	1964.1.30	37.30	29.90	5.3	Kocaeve and Ataman (1982)
119.	1971.9.9	37.30	30.23	5.3	Kocaeve and Ataman (1982)
120.	1973.2.19	40.28	33.86	4.6	Canitez and Büyükaşikoğlu (1984)
121.	1967.6.23	40.85	33.65	5.0	Canitez and Büyükaşikoğlu (1984)
122.	1975.10.26	40.08	35.02	4.6	Canitez and Büyükaşikoğlu (1984)
123.	1943.11.26	40.73	33.55	7.2	Canitez and Büyükaşikoğlu (1984)
124.	1942.12.20	40.52	36.50	7.0	Canitez and Büyükaşikoğlu (1984)
125.	1968.9.3	41.80	32.39	5.7	Alptekin et al (1986)

Orientation des failles

Le réseau de failles dans l'Est anatolien est complexe (Fig. 10). L'histogramme des orientations (Fig. 1.12D) permet cependant de montrer qu'il existe deux directions dominantes, correspondant aux deux accidents majeurs qui sont la zone faillée nord anatolienne FNA (N115°) et la zone faillée est anatolienne FEA (N65°). On observe par ailleurs trois autres directions de failles qu'il ne faut pas négliger:

- N90°,
- N20° à N40°,
- N0° à N10°.

Toutes ces directions peuvent assez bien s'expliquer en tenant compte des données géologiques relatives au raccourcissement N-S dans le bloc anatolien et des données obtenues à partir des plans nodaux au foyer des séismes (compilation de Kasapoglu, 1987)(Fig. 1.11). La direction de la compression déduite des mécanismes au foyer (Alptekin et al., 1986; Büyükasikoglu, 1982; Canitez & Büyükasikoglu, 1984; Jackson & McKenzie, 1972; Kocafe & Ataman, 1982; Lyberis, 1984; McKenzie, 1972; Mckenzie, 1978, Rostein & Kafka, 1982) est N150° le long de la FNA tandis qu'elle est N-S sur la FEA et à l'intérieur du bloc anatolien oriental. Il faut donc isoler les deux systèmes pour interpréter les directions observées.

Le champ de failles au voisinage de la FNA montre des failles orientées N115° et N0° (à N10°). Ces directions sont celles des deux plans décrochants conjugués associés à une compression N150° (Fig. 1.12B).

Les directions N20° à N40°, pour des décrochements senestres, sont compatibles avec une direction de compression N-S (Fig. 1.12C), ainsi que les chevauchements E-W et la FEA orientée N065° dont le mécanisme est décrochant-chevauchant (Lyberis et al., sous presse). Cependant la juxtaposition des décrochements d'une part, et des chevauchements d'autre part, dans l'Anatolie orientale suggèrent la coexistence de deux états de contraintes qui conservent la direction de la contrainte principale maximale N-S avec une permutation de la contrainte principale minimale du plan vertical au plan horizontal. Ainsi, si le mécanisme de la déformation est principalement compressif dans cette région, il existe de nombreuses failles normales orientées N-S et également le décrochement senestre de Malatya à composante extensive

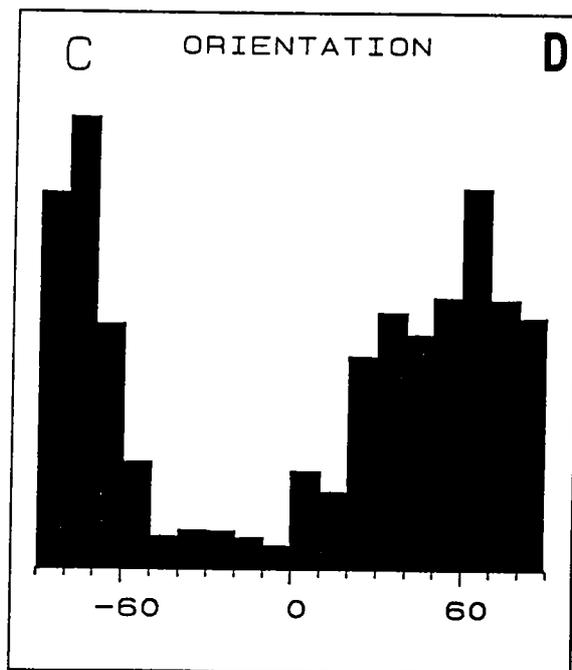
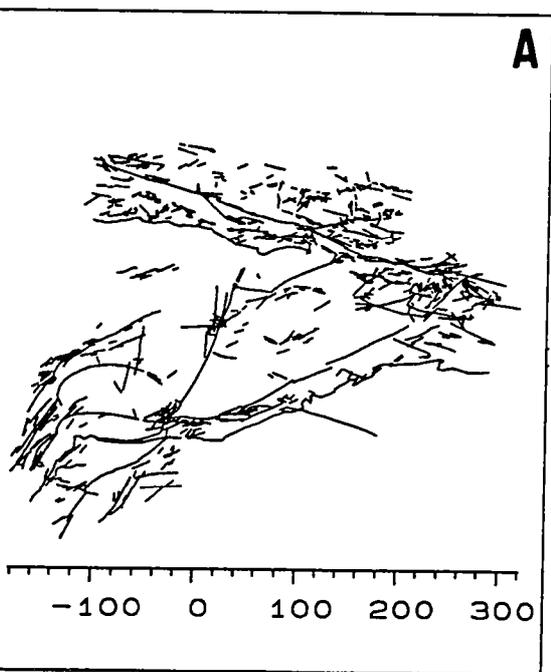
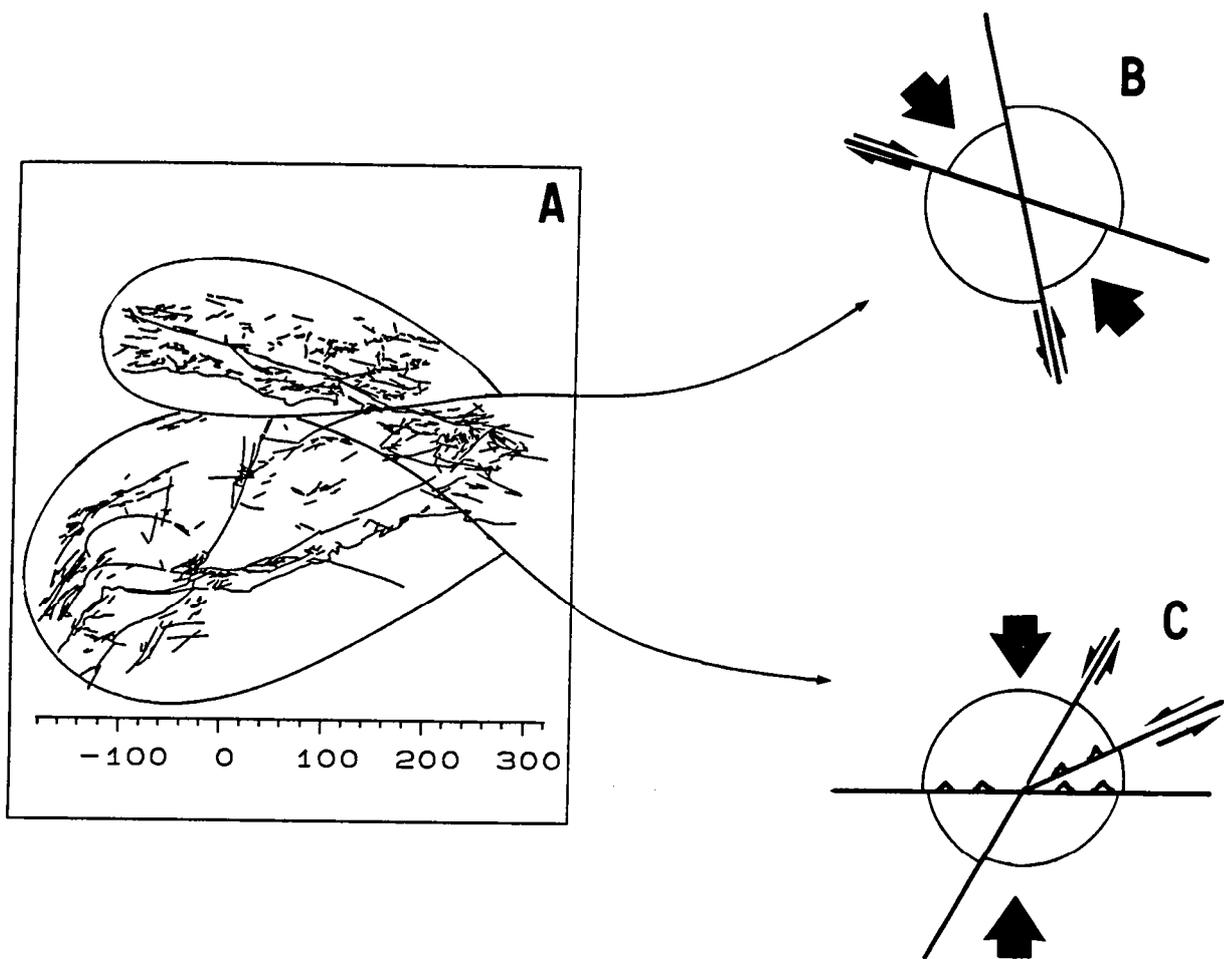


Fig.1.12: Orientation des failles de l'Anatolie orientale. A, champ de faille digitalisé. Interprétation mécanique du réseau de failles appartenant à la Faille Nord Anatolienne (schéma B), et à la partie orientale du bloc anatolien (schéma C). Les flèches noires correspondent à la contrainte principale σ_1 . D, histogramme des orientations de failles appartenant à l'ensemble du réseau.

(Lyberis, com. orale) qui attestent d'une orientation E-W, dans le plan horizontal, de la contrainte principale minimale.

Dans la région située à la jonction entre les deux décrochements majeurs (FNA et FEA), un assemblage de failles orientées N115° et N065°, appartenant aux deux systèmes décrits ci-dessus, est observé. L'image du réseau de failles est celle d'une mosaïque où les déplacements s'effectuent alternativement dans l'une ou l'autre des deux directions.

CHAPITRE II: DONNEES DE TERRAIN

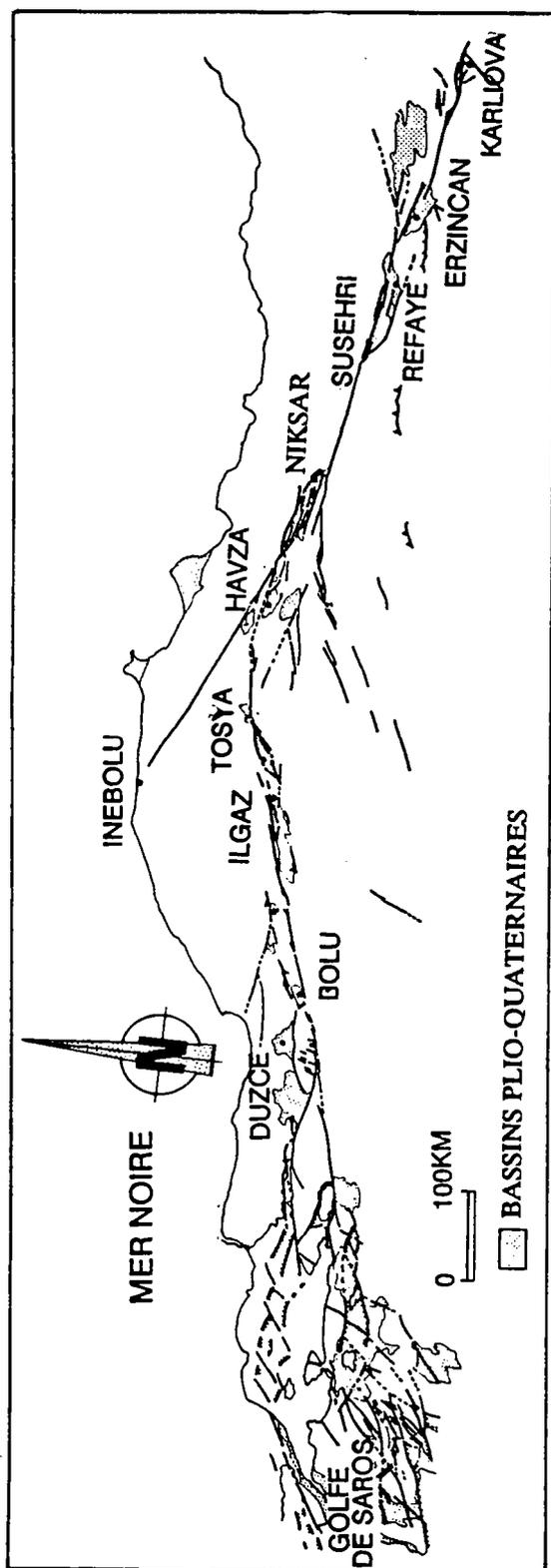


Fig.2.1: la Faille Nord-Anatolienne. Le tracé réalisé à partir d'images Landsat-MSS est celui que nous avons suivi pendant notre campagne de terrain.

CHAPITRE II : DONNEES DE TERRAIN

1) INTRODUCTION

L'analyse des structures à partir des images Landsat (Fig. 2.1) devait se compléter par des observations directes soit pour valider, soit pour éliminer les failles que nous avons cartées. Nous nous sommes ainsi attachés à suivre les failles principales qui jalonnent la zone faillée nord-anatolienne, avec une attention particulière sur les bassins plio-quadernaires témoins de l'activité récente de la FNA. L'étude des failles sur le terrain a révélé un réseau de failles denses et complexes qu'il était difficile de corréler directement avec nos observations satellitaires. Nous nous sommes ensuite aperçus que les failles devenaient plus denses vers une zone centrale correspondant aux failles principales observées à partir des images Landsat (Fig. 2.1). Son tracé correspondait sur le terrain, à l'échelle de l'affleurement, à une zone broyée traversée par de nombreuses failles. En définitive, l'observation à terre constituait une approche supplémentaire, dans la continuité logique de nos observations de la FNA à différentes échelles.

Le travail que nous avons effectué est principalement basé sur les possibilités qu'offre une faille active, c'est-à-dire une observation géomorphologique des paysages, avec parfois une attention particulière aux traces et indices des dernières activités sismiques, une observation de la lithologie de part et d'autre de la zone faillée et le relevé des mécanismes sur les plans de failles striés. Nous avons parcouru la FNA d'est en ouest depuis Izmit (extrémité orientale de la Mer de Marmara) jusqu'à Karliova (jonction avec la FEA) soit 1000 km de distance. L'exploration a été faite avec le soutien de l'université d'Hacettepe à Ankara. Nous disposions des documents suivants :

- cartes topographiques de l'aviation au 1/500 000,
- cartes topographiques turques au 1/100 000,
- la couverture géologique de l'ensemble de la Turquie au 1/500 000 avec, localement, des cartes géologiques au 1/50 000 fournies par le MTA,
- et quelques documents originaux sur les précédentes études prêtés par le professeur AMC Sengor depuis son extraordinaire bibliothèque personnelle.

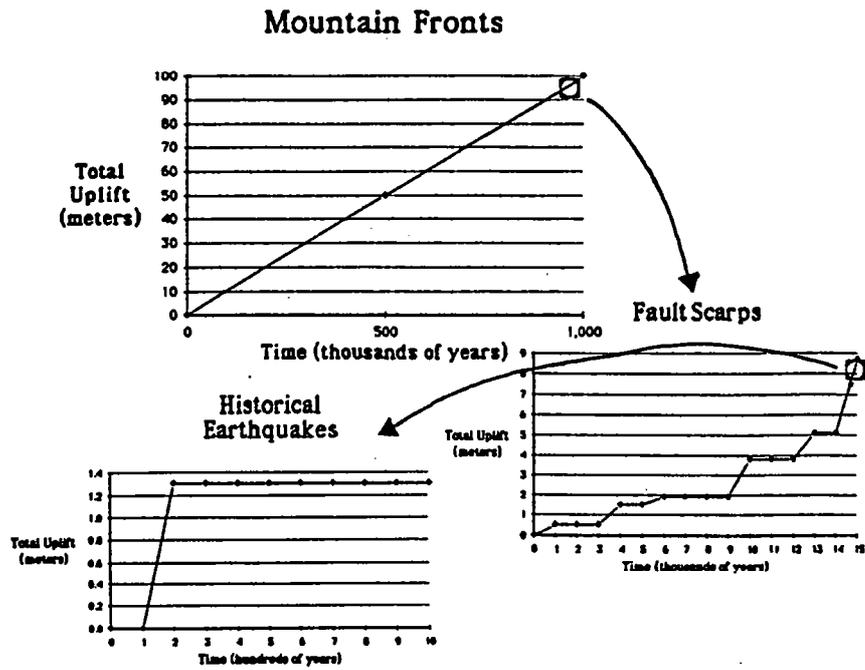


Fig.2.2: formation des reliefs à différentes échelles.

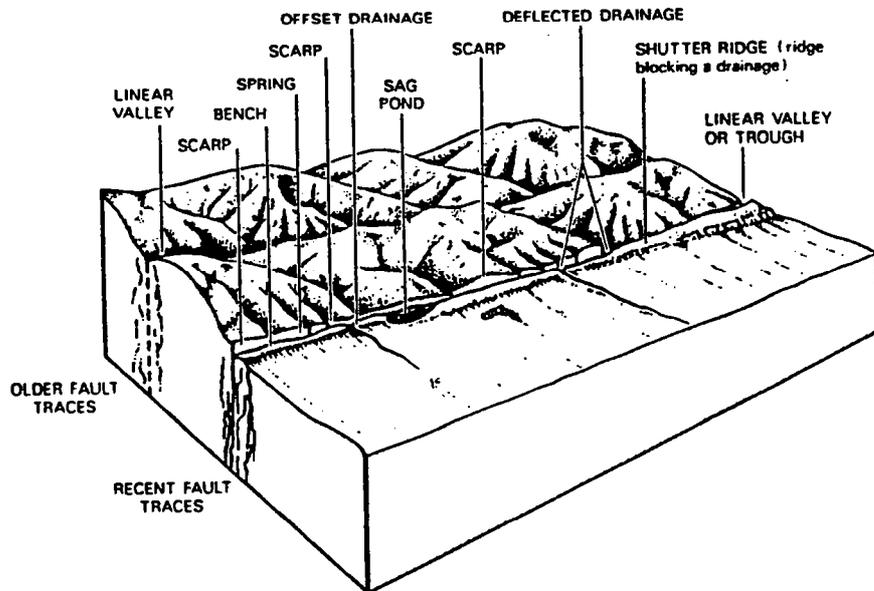


Fig.2.3: schéma synthétique des traces géomorphologiques créées par le jeu de failles décrochantes.

2) OBSERVATIONS GEOMORPHOLOGIQUES

La géomorphologie tectonique est l'étude des paysages qui résultent des phénomènes tectoniques et de l'interaction entre les processus tectoniques et géomorphologiques (Fig. 2.2) (Mayer, 1989). La préservation d'un paysage dépend essentiellement de la vitesse d'érosion et de l'amplitude des variations d'altitude du paysage (les deux paramètres étant interdépendants). Les deux types de paysages qui persistent le plus longtemps sont les escarpements et les fronts montagneux. Dans un contexte décrochant, les principaux reliefs persistants, créés par l'activité tectonique, sont les escarpements. Avec une vitesse d'érosion mécanique moyenne de 0.5 cm/an les escarpements de plusieurs mètres sont effacés après 100 000 ans. Ainsi l'activité ancienne de la FNA qui fonctionne depuis 13 Ma ne devrait laisser aucune trace géomorphologique. Cependant, l'activité sismique répétée sur un même endroit permet l'installation et la réactivation d'escarpements ou de vallées profondes qui sont les traces des principales failles de la zone décrochante. Nous avons observé deux types de géomorphologie liés au fonctionnement de la FNA :

- l'un marqué par des reliefs supérieurs à 100 m, allant jusqu'au kilomètre, lié à l'activité répétée des séismes dans la zone où la déformation se concentre que nous appelons méga-géomorphologie,
- l'autre marqué par des reliefs métriques se superposant aux précédents reliefs ou décentré par rapport à la zone principale de déformation appelé micro-géomorphologie.

mega-géomorphologie

Il s'agit des structures cartées à partir des images Landsat-MSS (Fig. 2.1). Ces structures sont des objets géomorphologiques qui sont représentés pour la plupart sur la figure 2.3.

La présence de vallées linéaires constitue la caractéristique géomorphologique majeure d'une zone décrochante. Il s'agit de vallées étroites, ne dépassant pas quelques centaines de mètres de large et longues de plusieurs kilomètres. La vallée de Niksar à Susehri montre un exemple de vallée linéaire qui s'étend sur plus de 100 km de long. Les flancs de la vallée sont relativement

Le sag pond de Yeniçaga

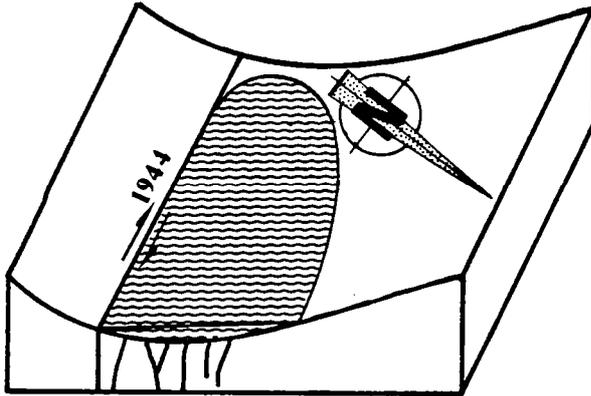


Fig.2.4: le Sag Pond est un lac qui s'installe au fond des vallées créées par le jeu d'une zone faillée décrochante.

Le set pond d'Abant

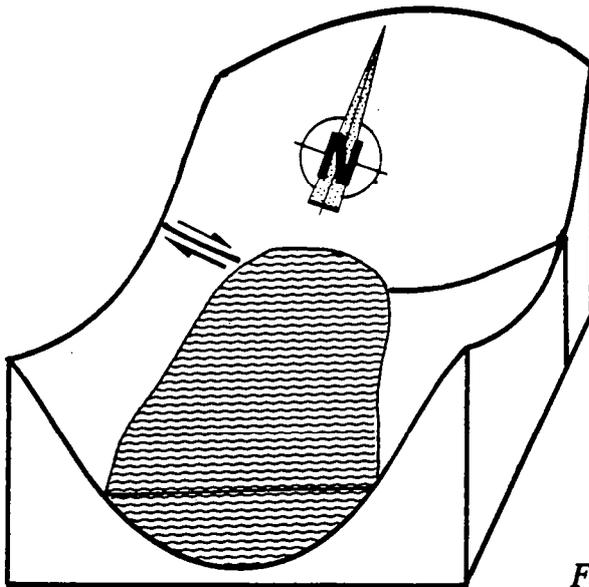


Fig.2.5: le Set Pond ou lac de barrière est un lac formé par la fermeture naturelle d'une vallée. Cette fermeture s'effectue par la translation d'une partie de la vallée le long de décrochements transverses.

abruptes et montrent des facettes décalées qui attestent d'un réseau de failles parallèles à l'allongement de la vallée. Les roches sont broyées et montrent notamment dans le Crétacé supérieur des couleurs verte, jaune, brune, blanche et rouge. Suivant le type de lithologie traversée, on observe ou non des glissements de terrain (planche 3A). Les flyschs et les radiolarites semblent propices aux glissements de terrain tandis que les calcaires montrent des plans de failles striés d'orientation et de pendage variables. De nombreux lacs sont observés dans la zone faillée. Ces lacs sont liés au fonctionnement de la FNA. Il s'agit de sag ponds lorsque le lac, de taille variable (d'une dizaine de mètres à plusieurs kilomètres de long) est allongé dans la direction des décrochements. Le lac est alors disposé dans une dépression peu profonde au centre d'une vallée à la faveur d'un réseau de failles concentré au fond de la vallée (Fig. 2.4). On reconnaît également un deuxième type de lac caractéristique des décrochements; le set pond ou lac de barrière. Ce type de lac est formé par la fermeture d'une vallée oblique à la direction des décrochements, par le jeu décrochant d'une ou plusieurs failles (Fig. 2.5). Le lac d'Abant est un exemple de set pond au centre de trois reliefs séparés par une faille décrochante dextre. Le lac est alors circulaire et profond, limité par une forte pente.

La trace des failles actives, ou tout au moins récentes, est matérialisée dans le paysage par des facettes triangulaires ou polygonales (planches 3B et C). Les facettes triangulaires sont généralement disposées en bordure des bassins, indiquant une composante extensive du décrochement. Les facettes polygonales sont caractéristiques des plans décrochants, l'escarpement est faible et la pente abrupte. Les cours d'eau viennent parfois confirmer le jeu décrochant par leurs déflexions ou décalages à l'approche de la faille.

Enfin, la disposition en échelons des décrochements principaux accommode des relais extensifs ou compressifs que l'on peut reconnaître à l'aide de la topographie. Les bassins en pull-apart se matérialisent par une plaine effondrée par rapport aux reliefs avoisinants tandis que les push-up se caractérisent par un relief positif dont l'allongement est parallèle à l'axe des plis qui les constituent.

micro-géomorphologie

Il s'agit d'une morphologie à l'échelle du mètre voire de la dizaine de mètres créée par les séismes du XX^{ième} siècle ou des derniers siècles. Les bergers nous ont conduit vers ces traces et décrit l'aspect initial des modifications morphologiques créées par les séismes. La trace des séismes récents ne se situe pas nécessairement dans la zone axiale des décrochements principaux. Elle est alors excentrée de plusieurs centaines de mètres avec des directions tantôt obliques, tantôt parallèles aux décrochements majeurs. La trace d'un séisme se présente souvent sous la forme d'un fossé étroit de 1 à 2 m avec une profondeur initiale équivalente à la "taille d'un homme". De nombreuses craquelures centimétriques à décimétriques, orientées dans toutes les directions, y sont associées. De même que les décrochements principaux semblent s'organiser de manière à créer alternativement des reliefs positifs et négatifs, les fossés sismiques présentent une alternance de buttes et de dépressions métriques (planche 4A). Le phénomène est identique à l'échelle de la dizaine de mètres, matérialisé par des petits sags séparés par des reliefs décamétriques. Il apparaît ainsi que le fonctionnement d'un décrochement produit des structures identiques à toutes les échelles.

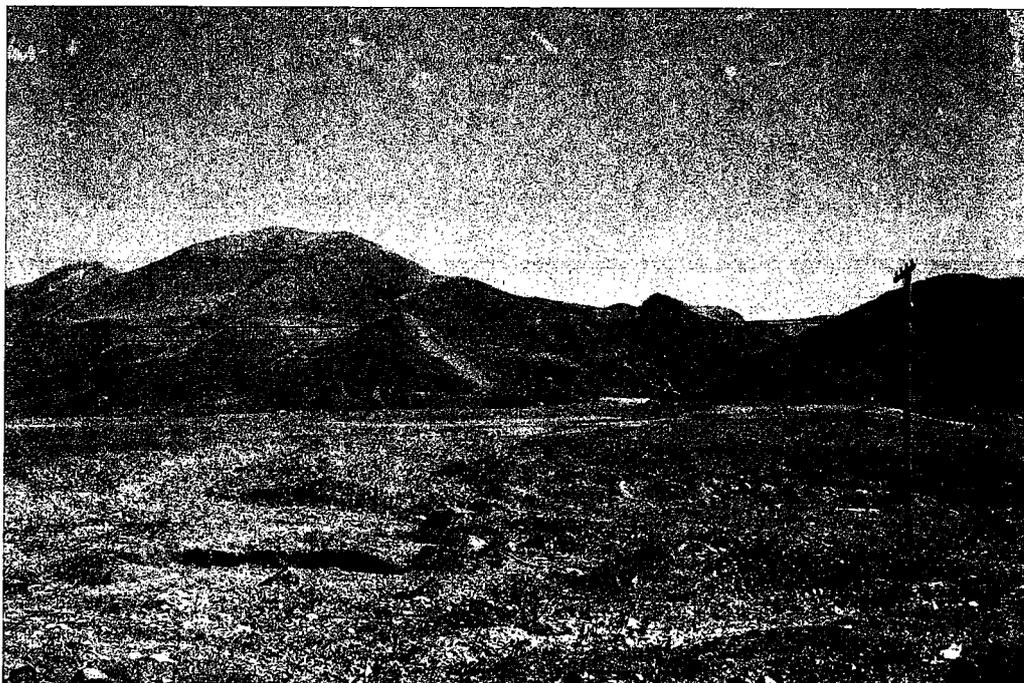
La reconnaissance des traces sismiques historiques prend en compte des objets géomorphologiques identiques à ceux déjà décrits dans le paragraphe précédent mais de plus petites tailles. Il faut souligner toutefois la morphologie en demi-oeuf facilement observable à cette échelle. Il s'agit d'un relief allongé dissymétrique à faible pente d'un côté et abrupt de l'autre, témoin du tracé de la faille (planche 4B).

De nombreuses observations liées à l'activité humaine sont également à prendre en compte. Il peut s'agir de fissures sur les constructions ou les routes, de décalages sur les plantations, ou plus spectaculaire, de déplacements liés au fonctionnement asismique des décrochements. Il est possible de mesurer la vitesse de déplacement sur ces objets. Ainsi la déformation d'un mur (planche 4C) et de la voie ferrée à Ismetpasa conduit à des valeurs comprises entre 0.5 et 1 cm/an pour les dernières années.



Planche 3

a)



b)



c)

Planche 4

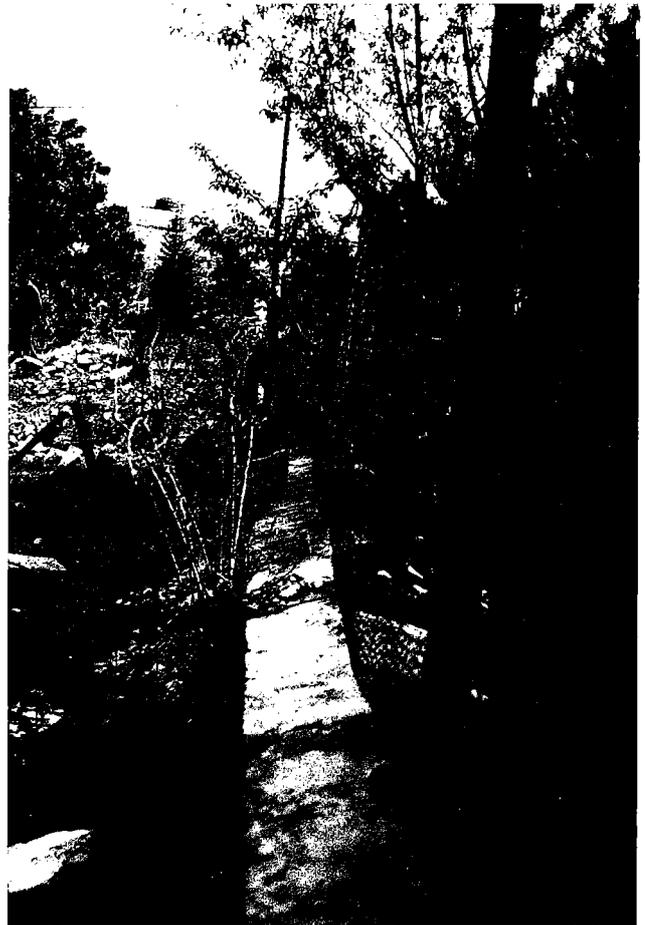


a)

b)



c)



3) LITHOLOGIE

La FNA traverse des formations d'âge Jurassique inférieur à Quaternaire. Deux phases tectoniques majeures, liées aux collisions pontiques, ont lieu avant la mise en place du régime décrochant accommodant l'extrusion vers l'ouest de l'Anatolie (Bergougnan, 1987). Il s'agit des phases fini-crétacée et fini-éocène.

Le Jurassique est caractérisé par des dépôts marins dominés par des faciès carbonatés. On y observe un Lias inférieur à calcaire dolomitique puis des calcaires marneux, intercalés de marnes jaunes riches en ammonites (Perisphintes). Le Dogger montre des calcaires pseudo-oolitiques avec également des intercalations de marnes jaunes. Enfin, le Malm commence avec des calcaires oolitiques très fossilifères traversés par des filons couches de basaltes. Le Kimmeridgien montre des brèches rougeâtres surmontées par le Portlandien à calcaire massif riche en ammonites.

Le Crétacé inférieur est représenté par des calcaires argileux, surmontés d'un flysch Albien Cénomaniens formé de grès alternant avec des marnes et parfois des intercalations de calcaires. Le Crétacé supérieur est caractérisé par un assemblage chaotique de roches intrusives, métamorphiques et sédimentaires datées du Paléozoïque au Crétacé inférieur. Il s'agit le plus souvent d'un conglomérat polygénique à galets de gneiss, calcaires, radiolarites, quartzites et volcanites basiques et ultrabasiques, enrobés dans une matrice calcaire ou siliceuse. Le Crétacé supérieur apparaît toutefois sous des faciès très variés comprenant des calcaires argileux rougeâtres, des grès micassés et feldspatiques ou des calcaires sableux à Hippurites. Ces roches sont généralement broyées au voisinage de la FNA et montrent des teintes vertes, jaunes, brunes, blanches et rouilles qui ont donné au niveau stratigraphique le nom de mélange coloré. L'ensemble est couvert par des sédiments d'âge Maestrichtien indiquant qu'il s'agit bien d'une série allant du Turonien au Campanien. Il existe soit une lacune de sédimentation à la base du Paléocène, soit des faciès continentaux, marqués par des grès et conglomérats d'origines fluviales. La fin du Crétacé correspond donc à une émergence qui est considérée comme la première phase majeure de l'orogène pontique.

L'Eocène se présente sous la forme d'un flysch ou de calcaires jaunes passant latéralement à des niveaux gréseux qui alternent avec des argiles. On y observe de nombreux fossiles parmi lesquels nous avons reconnu des

Nummulites, des Orbitulines et des Alveolines. L'Eocène supérieur est couvert par des conglomérats. La granulométrie augmente de la base vers le sommet de l'Eocène, annonçant une nouvelle régression qui caractérise l'émersion finieocène de la seconde phase compressive de l'orogène pontique.

L'Oligocène n'a pas été reconnu au voisinage de la FNA. Il est présent, cependant, à l'intérieur du bloc anatolien (bassin de Sivas) sous la forme de calcaire crayeux gypsifère et de grès.

Le Miocène comprend des brèches volcaniques, tuffs, basaltes ou andésites. Ce volcanisme se poursuit jusqu'au Pliocène puisque nous avons observé des coulées de laves d'andésites posées sur du Pliocène dans le bassin de Cerkes. Dans la région d'Erzincan, le Miocène est représenté par des calcaires marins du Miocène inférieur et moyen qui passent progressivement à des formations terrigènes au Miocène supérieur. Il s'agit de l'émersion générale en Turquie, depuis le Serravalien-Tortonien, où les séries sont dès lors continentales.

La période du Pliocène et du Quaternaire correspond au remplissage des bassins qui jalonnent la FNA. Ils s'agit de brèches intraformationnelles ou de conglomérats sous la forme de cônes alluviaux.

La zone faillée se situe au voisinage de sutures marquées par des ophiolites mésozoïques dans sa partie orientale. Depuis Inebolu jusqu'à Erzincan, la FNA emprunte un tracé parallèle à la suture pontique (Fig. 2.7) séparant les pontides orientales des anatolides, auxquelles est associé le bloc de Tokat (Bergougnan, 1987). La suture pontique se dirige enfin vers le nord-ouest au nord d'Erzincan, parallèle à l'actuelle FNEA. La FNA emprunte ensuite une seconde suture à l'est d'Erzincan correspondant à la limite Anatolides-Taurides.

Dans la partie occidentale de la Turquie la suture pontique montre une virgation contournant le bloc de Kirsehir au sud et débouchant dans la Mer Egée au niveau d'Izmir (Sengor, 1981; Ricou et al, 1986). La FNA occidentale semble alors traverser le bloc pontique sans réactiver des discontinuités préexistantes majeures. Nous avons cependant observé des différences paléogéographiques de part et d'autre de la FNA occidentale qui suggèrent également la présence d'accidents anciens à l'intérieur du bloc anatolien. La région située au nord du décrochement principal montre un socle d'âge Siluro-Dévonien surmontés, à Zonguldag, par des séries d'âge Carbonifère. Sur ces dernières, le Crétacé supérieur et l'Eocène à faciès flyschoides et volcanique

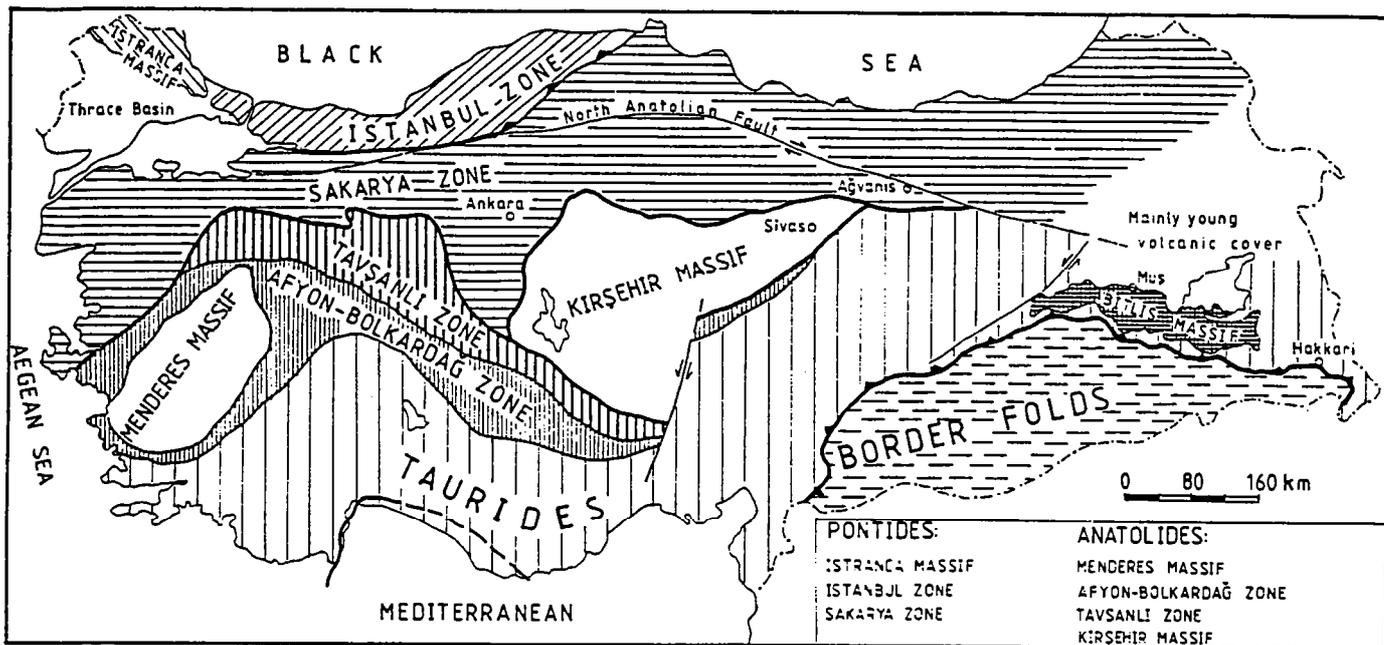


Fig.2.6: carte tectonique de la Turquie montrant les différents domaines tectoniques des Pontides et des Anatolides. La limite entre la zone de Sakaya et d'Istambul correspondrait à la trace d'une paléosuture fermée au Jurassique inférieur. D'après Okay (1986).

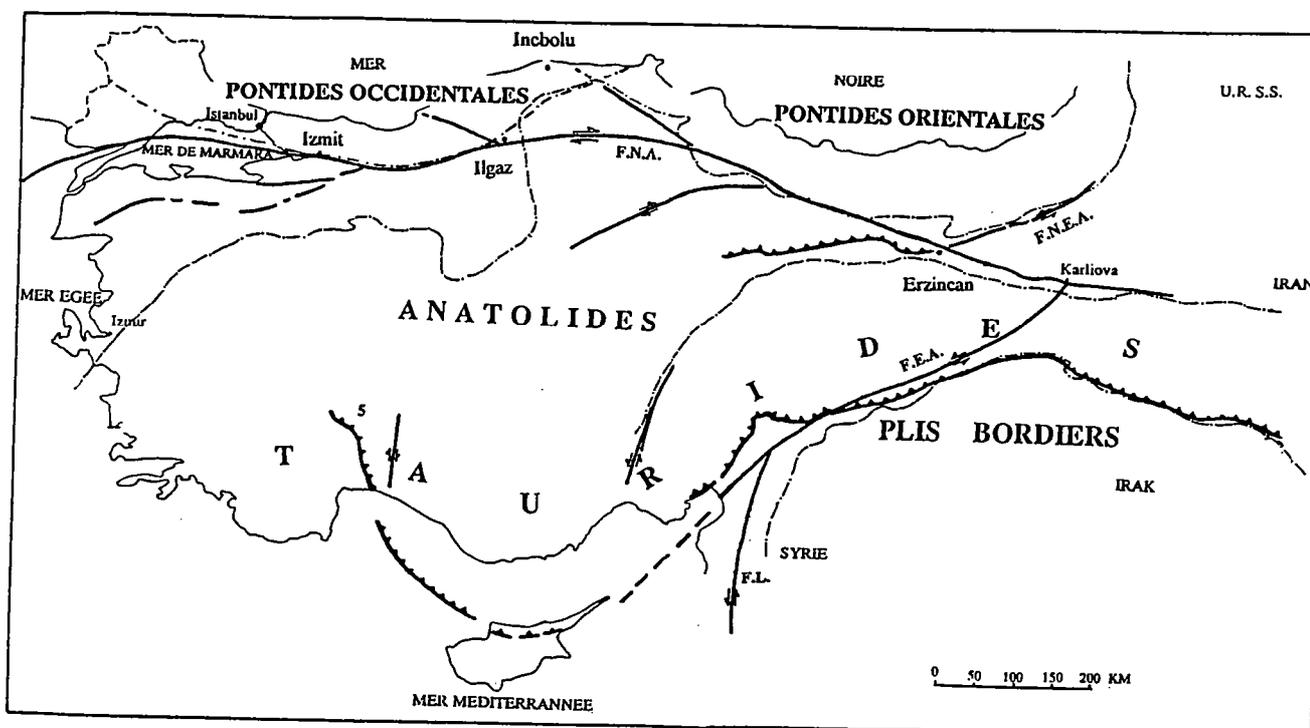


Fig.2.7: carte schématique des principales failles actives en Turquie. Les lignes discontinues représentent les traces superficielles des paléosutures. Il faut remarquer que la plupart des failles actives empreintent les anciennes discontinuités présentes en Turquie.

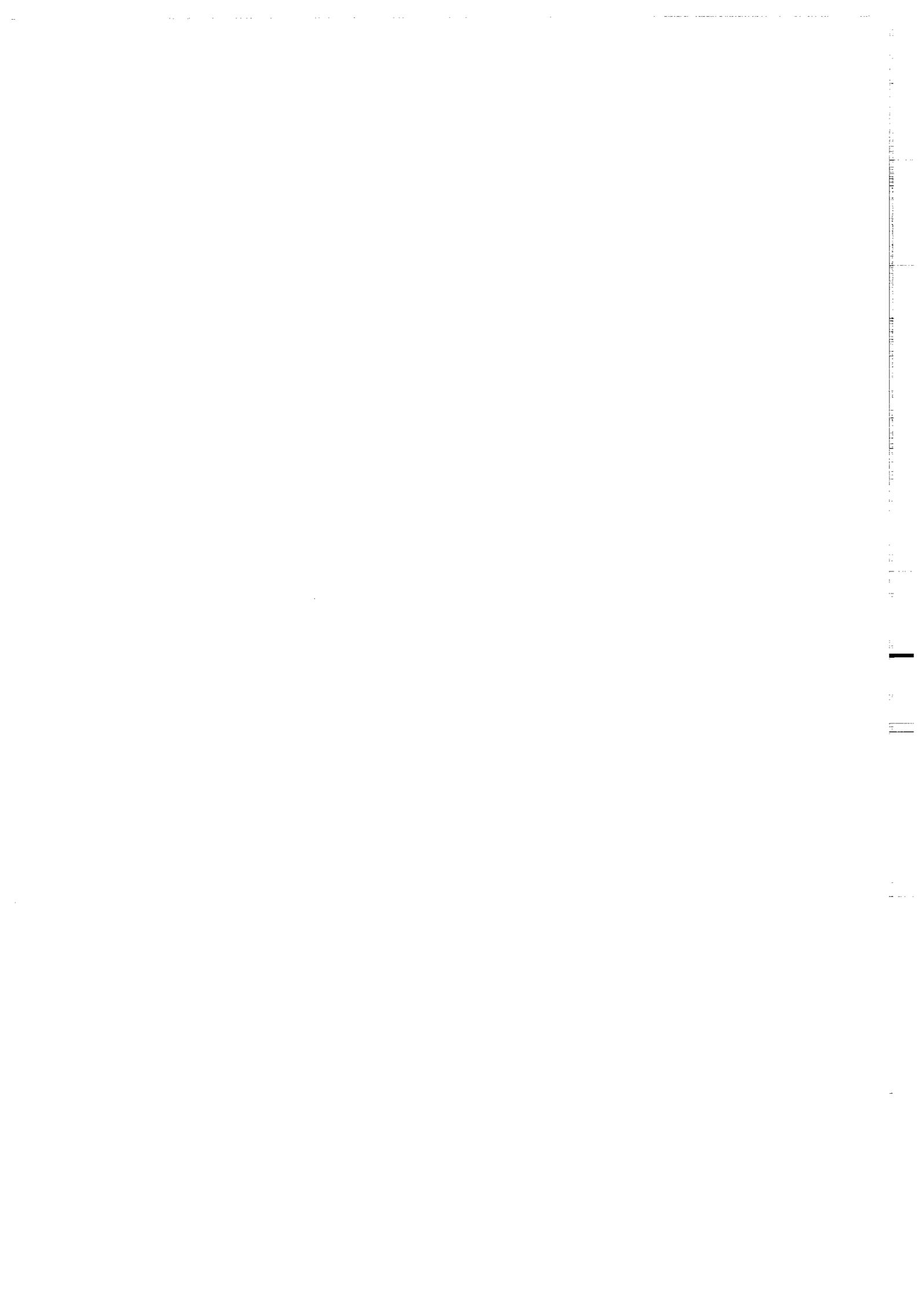
reposit en discordance. La région située au sud de la FNA est caractérisée en revanche, par l'absence de séries siluro-dévonienne et carbonifères qui sont remplacées par un complexe permo-triasique épais, constitué de roches déformées et métamorphisées: le complexe de Karakaya. Ce complexe est composé de volcanites basiques, de calcaires, et de grauwackes. Ces unités correspondent aux séries autochtones les plus anciennes de la zone de Sakaria, définie par Okay (1986 cf. figure 2.6), sur lesquelles le Trias et le Jurassique inférieur sont transgressifs. La série stratigraphique est complète jusqu'au Crétacé supérieur tandis que le Crétacé inférieur est absent au nord de la FNA. Le complexe de Karayaka caractérise la zone de Sakarya qui s'individualise jusqu'au Jurassique inférieur par rapport à la zone d'Istanbul, au nord, séparée par l'actuelle FNA orientale. Okay (1986) interprète le métamorphisme et la déformation du complexe de Karakaya comme la conséquence de la collision d'un arc insulaire (zone de Sakarya au Sud) avec la zone d'Istanbul au nord, au Jurassique inférieur. La présence d'une paléosuture, d'Ilgaz à Izmit, pose le problème de continuité vers l'ouest de cette suture. Dercourt et collaborateurs (1986) montrent l'existence, au sud de la Moésie, de plutons calco-alcalins datés du Crétacé supérieur qu'ils interprètent comme le résultat de la subduction de l'océan balcan vers le sud, fermé ensuite au Tertiaire. Ces plutons sont bien dans l'alignement de la paléosuture jurassique turque, mais sont trop tardifs pour constituer sa prolongation occidentale. Les observations de Burchfiel (1980) permettent une meilleure corrélation entre ces sutures, et autorisent une interprétation différente quant à l'origine des plutons Balkans. Burchfiel (1980) observe des roches océaniques en débris dans l'Albien entre les Rhodopes et la Moésie. Ces deux unités peuvent être considérées comme la prolongation occidentale des zones de Sakarya et d'Istanbul. La collision entre ces unités est anté-Cénomaniennne puisque le Cénomanienn repose en discordance sur les métamorphites. Dans ces conditions, les plutons calco-alcalins décrits par Dercourt et al. (1986) seraient plutôt associés à la subduction vers le nord de l'océan Vardar fermé au Crétacé supérieur. Enfin, le volcanisme calco-alcalin, d'âge crétacé supérieur, présent des Pontides au Balkans, constitue également pour Bonçev (1988) un élément de continuité entre ces deux chaînes. Il apparaît ainsi qu'une paléosuture existe au nord de la suture Pontique. La trace de cette suture en Turquie correspondrait alors, en partie, au tracé actuel de la partie occidentale de la FNA.

La FNA semble ainsi utiliser des hétérogénéités lithosphériques sur toute sa longueur (Fig. 2.7) :

- la suture des Taurides d'Erzincan à Karliova,
- la suture des Pontides d'Erzincan à Inebolu,
- et la suture au Nord du bloc de Sakaya d'Ilgaz à Izmit.

4) MECANISME DE DEFORMATION DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA FAILLE NORD ANATOLIENNE

L'analyse des mécanismes sur la partie orientale de la FNA fait l'objet d'un article soumis. Nous avons sélectionné la partie orientale de la FNA parce qu'elle permettait d'extraire une zone faillée qui fonctionne en décrochement. La cohérence de nos mesures avec la géométrie des structures qui jalonnent la FNA orientale font de cet ensemble un site privilégié pour l'étude des décrochements. Nous développons ensuite un paragraphe sur le fonctionnement de l'ensemble de la FNA qui repose principalement sur les mécanismes des failles et la compilation des mécanismes au foyer. Cette étude confirme le changement de mécanisme entre les parties orientale et occidentale, et met en évidence une évolution des mécanismes depuis la région en compression à l'est vers le domaine en extension à l'ouest.



MECANISME DE DEFORMATION LE LONG DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA FAILLE NORD ANATOLIENNE.

Patrick SUZANNE* & Nicolas LYBERIS**

* *Dépt. Tectonophysique, URA CNRS 4661, Univ. RennesI, Av. Gl. Leclerc, 35042 Rennes cedex, France.*

** *Dépt. Géotectonique, URA CNRS 1315, Univ. Paris VI, 4 place jussieu 75252 Paris cedex 05, France.*

RESUME

La Faille Nord Anatolienne est un décrochement lithosphérique dextre reliant la zone de collision Arabie-Eurasie, à l'Est, avec le domaine égéen en extension, à l'Ouest. La partie orientale de la Faille Nord Anatolienne est une zone déformée large de 20 à 30 km. L'étude des images Landsat-TM, ainsi que les observations sur le terrain révèlent de nombreuses structures distribuées de part et d'autre de l'accident principal sur une largeur de 100 km. Au sud de la Faille Nord Anatolienne, le bloc anatolien est affecté par des décrochements et des chevauchements montrant que la Faille Nord Anatolienne correspond à une zone où la déformation se concentre. Les chevauchements orientés E-W, dans l'Est de l'Anatolie, accommodent un raccourcissement N-S synchrone du rejet dextre de la Faille Nord Anatolienne.

L'analyse des mécanismes de la déformation, à partir de mesures de plans de failles striés, montre que la partie orientale de la Faille Nord Anatolienne est un cisaillement simple. Elle est constituée de décrochements rectilignes, en échelons qui forment à leurs extrémités, des bassins en pull-apart et des push-up. Le tenseur de contraintes régional calculé pour des regroupements de populations de failles, associés à l'accident principal, montre une évolution des mécanismes d'Est en Ouest. L'état des contraintes régionales est décrochant à composante compressive, à l'Est, puis décrochant et enfin décrochant à composante extensive à l'Ouest.

MECHANISM OF DEFORMATION ALONG THE WESTERN PART OF THE NORTH ANATOLIAN FAULT.

ABSTRACT

The North Anatolian Fault is a major dextral strike-slip fault penetrating the lithosphere and linking the Arabia-Eurasia collision zone to the east with the Aegean extension zone to the west.

The North Anatolian Fault is connected to the Caucasian zone of convergence via the North-East Anatolian Fault along which the sinistral motion is accompanied by a reverse component reflecting the larger regional Arabia-Eurasia convergence.

Landsat-TM and field studies show that the principal fault zone is 20-30 Km wide. However for over 100 KM astride this zone, South into the Anatolian block and North into the Pontides, important arrays of strike-slip and thrust faults have been observed. The North Anatolian Fault zone coincides with the most intensively deformed section of this zone. Across the eastern of this wide zone of deformation, shortening in N-S direction was coincident with the dextral motion on the North Anatolian Fault.

Analyses of fault plane populations with slickenside lineations show that the North Anatolian fault is a zone of a simple shear. The North Anatolian Fault consists of a relay of strike-slip faults with pull-apart and push-up blocks at their terminations. Stress tensor calculation from data sets, collected along the eastern part of the North Anatolian Fault, suggest that the mechanism of deformation varies from strike-slip with a compressional component in the east to pure strike-slip and then to strike-slip with an extensional component in the west. The principal maximum stress axis (σ_1) is consistently oriented $N150^\circ \pm 10^\circ$ and the principal minimum stress axis is $N60^\circ \pm 10^\circ$.

INTRODUCTION

La Faille Nord Anatolienne (FNA) est un décrochement intracontinental majeur, actif qui s'inscrit dans le cadre de la collision Arabie-Eurasie (McKenzie, 1972; Sengor et al., 1985; Dewey & al., 1986). Son mouvement

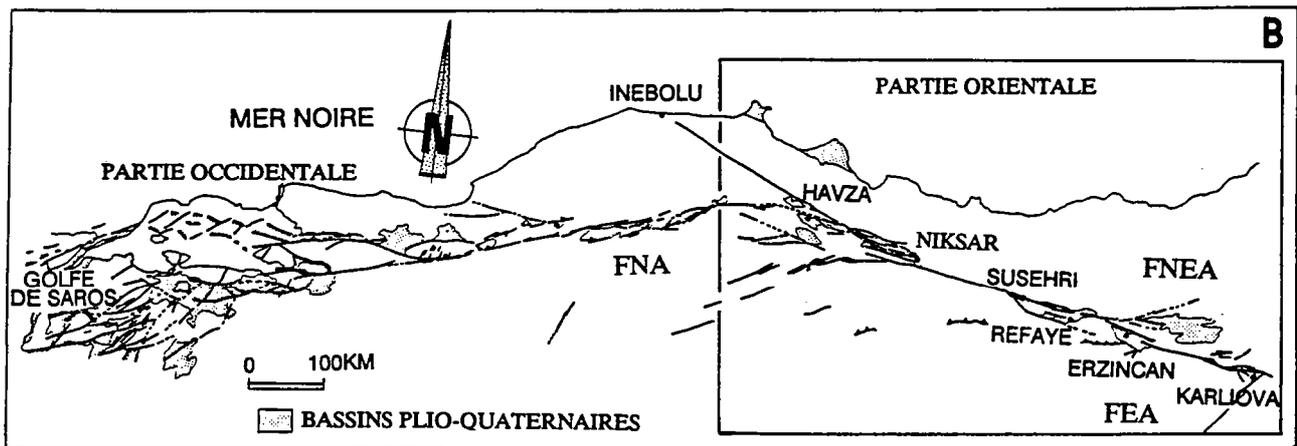
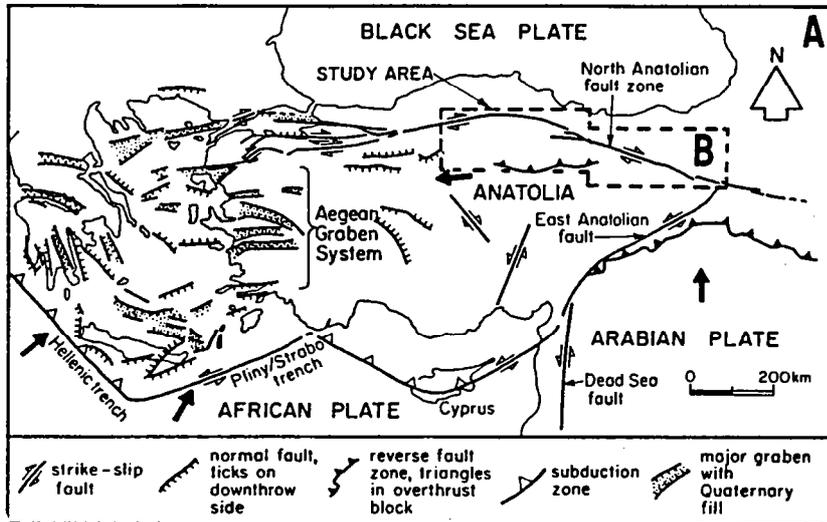


FIG. 1: A) Contexte géodynamique du bloc anatolien dans le cadre de la collision Arabie-Eurasie (d'après Sengor, 1979; Hancock & Barka, 1981).

B) Schéma structural de la Faille Nord Anatolienne (FNA) à partir des images satellites Landsat-MSS. FNEA, Faille Nord-Est Anatolienne. FEA, Faille Est Anatolienne.

dextre (Ketin, 1936; Sengor, 1979) permet l'extrusion vers l'Ouest du bloc anatolien par rapport à l'Eurasie, tandis que plus au Sud le mouvement s'effectue le long de la zone de collision senestre est anatolienne (Lyberis et al., sous presse). Le transfert de déformation entre l'extrusion anatolienne et la collision caucasienne est assuré par la faille Nord-Est anatolienne (FNEA) qui fonctionne en décrochement senestre (Philip et al., 1989). La FNEA traverse suivant sa longueur la chaîne Pontique, située sur la bordure Sud de la Mer Noire. La zone faillée dextre de la FNEA s'étend sur plus de 1200 km depuis Karliova, à l'Est, jusqu'au fossé Nord-égéen, à l'Ouest.

La FNEA dans son ensemble relie la zone de convergence Arabie-Eurasie, en Turquie orientale, avec le domaine égéen extensif qui affecte la bordure Ouest de l'Anatolie. Cette structure active fonctionne depuis le Miocène supérieur dans sa partie orientale (Sengor, 1979), elle n'atteint la région égéenne qu'au Pliocène (Lyberis, 1985). Le rejet horizontal dextre de la FNEA est estimé à 85-110 km sur la base du décalage du socle européen impliqué dans la suture pontique (Bergougnan, 1974; Seymen, 1975; Bergougnan et al., 1978). Malgré les incertitudes de mesure, il est généralement admis que le rejet dextre le long de la branche Ouest est plus faible que celui de la branche Est. Koçyigit (1989) et Barka et Gulen (1988) proposent des rejets de 35 à 40 km pour la partie orientale diminuant progressivement jusqu'à 15 km (Barka & Gulen, 1988) pour la partie occidentale. Ces estimations résultent de l'observation des décalages dans le voisinage immédiat des failles principales et ne tiennent pas compte des flexures et des failles secondaires associées à l'accident principal. C'est pourquoi, ces valeurs sont sous estimées, notamment par rapport aux données sismiques (1 à 2 cm/an pour Canitez, 1973; Canitez et al. 1973; jusqu'à 5 cm/an pour McKenzie, 1972).

La FNEA peut être divisée en deux branches, l'une orientale de direction N110° et l'autre occidentale de direction moyenne N75° (Fig. 1B). Le mouvement dans la partie Est de la FNEA est purement décrochant et s'exprime par des décrochements associés à des relais extensifs et des relais compressifs. Dans la partie occidentale de la FNEA, une composante extensive s'ajoute au mouvement décrochant comme le suggère la présence des bassins qui jalonnent le tracé de l'accident principal. La courbure de la FNEA semble être la conséquence de la présence de la croûte océanique de la Mer Noire au Nord plus résistante en comparaison avec la croûte continentale d'une part, et de

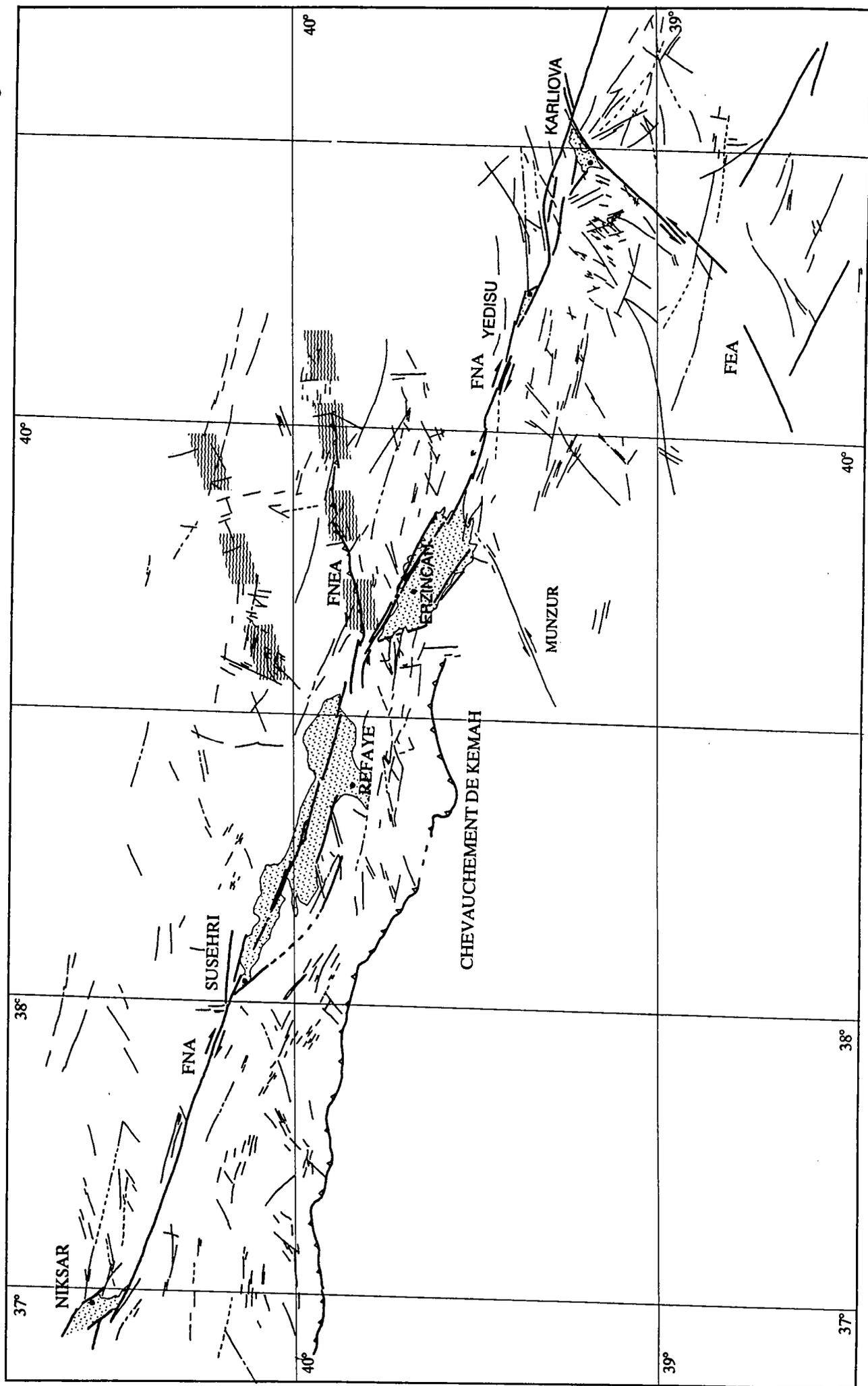
l'extension égéenne N-S, à l'Ouest d'autre part. En effet, l'existence de branches inactives, montrent que le changement d'orientation entre la branche Est et la branche Ouest peut être attribué à la présence de la croûte océanique rigide de la Mer Noire qui empêche la propagation de la FNA vers le Nord-Ouest (Suzanne et al., 1990). Les déplacements sur la partie occidentale de la FNA sont alors influencés par la présence du domaine égéen extensif, à l'Ouest, qui joue le rôle d'un second moteur, attirant la partie Ouest du bloc anatolien vers le SSW (Suzanne et Davy, en préparation).

La partie orientale de la FNA constitue un ensemble cohérent, d'orientation constante N110°, long de 700 Km, qui s'étend depuis Inebolu jusqu'à Karliova. La zone faillée est large de 20 à 30 Km (Fig. 1B), et son expression géomorphologique correspond à un fossé intramontagneux étroit, réduit souvent à une seule vallée. De nombreux bassins en Pull-apart, déjà reconnus (Hempton & Dunne 1984), constituent des structures propices pour l'analyse du fonctionnement d'un décrochement.

Les trois principaux bassins qui jalonnent la FNA (Fig. 3A, 4B et 5) sont décrits à l'aide de l'imagerie Landsat MSS (résolution au sol de 80m) pour les accidents principaux. Une étude plus détaillée de la fracturation (Fig. 2) est abordée à l'aide d'images Landsat TM (résolution au sol de 30m). Nos observations sur le terrain complètent ces deux types d'informations et permettent la mise en évidence de structures compressives dont le relevé est plus difficile à partir des images satellitaires. Nous présentons également les résultats des calculs de tenseur de contraintes réalisés à partir de mesures sur les plans de failles. Cette analyse conduit à montrer les mécanismes de la déformation le long de la FNA.

Fig. 2: Champ de fracture de la partie orientale de la FNA établi à partir des images Landsat-TM à l'échelle 1/250 000. En lignes ondulées, les limites paléogéographiques de la marge européenne au cours du Mésozoïque.

Fig. 2



LES RELATIONS DE LA FNA AVEC LES PONTIDES ORIENTALES

La déformation associée au mouvement dextre de la partie orientale de la FNA est à l'origine des principales structures, au cours des derniers 14-12 Ma, dans la région des Pontides orientales. Dans cette région, les formations d'âge miocène inférieur et moyen correspondent à des sédiments marins, et ce n'est qu'au Tortonien que la sédimentation devient continentale, témoin d'une émergence générale. Bergougnan (1987) a montré que des mouvements compressifs affectant le bâti pontique oriental ont lieu après le Miocène moyen. En effet, la présence d'écaillés de sédiments miocènes au sein des nappes ophiolitiques, au Nord d'Erzincan, ainsi que dans la partie Nord du Munzur Dag impliquent un raccourcissement d'au moins 2 km pour chacune de ces structures. Ces chevauchements d'orientation moyenne Est-Ouest, sont situées au voisinage immédiat de la FNA (Fig. 2) et leur mécanisme est compatible avec le mouvement dextre le long de la FNA, orientée N110°.

Les accidents principaux associés à la FNA, aujourd'hui actifs semblent réactiver des accidents plus anciens. La zonation paléogéographique au cours du Jurassique-Crétacé exposée en détail par Bergougnan (1987), montre que la limite entre la plate-forme eurasiatique et le bassin océanique téthysien voisin, était située à l'emplacement actuel de la faille Nord Est anatolienne (FNEA) (Fig. 2). Il apparaît ainsi que la FNEA, orientée NNE-SSW, correspond à une ancienne faille normale de la marge Nord de la Téthys réactivée après le Miocène supérieur. Bergougnan (1987) montre également une distribution des bassins sédimentaires mésozoïques en blocs séparés par des accidents, orientés N110°, transverses par rapport à la marge téthysienne et parallèles à la branche orientale de la FNA. Cependant, il est clair que le segment de Havza-Karlioiva a joué un rôle important dans la réorganisation structurale de l'Anatolie depuis le Miocène supérieur. En ce qui concerne le segment d'Inebolu-Havza (Fig. 1B), à présent inactif, il ne peut être considéré comme un accident mésozoïque fossile étant donnée sa morphologie rectiligne qui indique qu'il n'est pas affecté par des charriages du Crétacé supérieur à l'Eocène. C'est pourquoi, le segment d'Inebolu-Havza correspond très probablement, à l'emplacement initial de la FNA, orienté N110°, au Miocène supérieur, devenu inactif après le transfert du mouvement vers la branche occidentale, orientée N75°, à la fin du Miocène (Suzanne et al., 1990).

L'analyse détaillée de la fracturation dans la région d'Erzincan (Fig. 2), à partir d'images satellitaires Landsat-TM montre que le champ de fractures est très dense. Plusieurs accidents rectilignes orientés N110° existent au Nord et au Sud de l'accident principal de la FNA. Leurs mécanismes observés sur le terrain, montrent qu'il s'agit de décrochements dextres qui ont un rejet de second ordre en comparaison avec celui de la FNA. La carte de fracturation montre aussi la présence d'un réseau de failles senestres, orientées N60° à N70° de part et d'autre de la FNA. Cette direction ENE-WSW correspond à l'orientation de la marge européenne de la Téthys au Mésozoïque qui semble jouer le rôle d'anisotropies préexistantes réactivées au cours du fonctionnement de la FNA. En effet, Bergougnan (1987) montre qu'il existe une zonation paléogéographique, orientée N70°, comprenant le continent, sa plate-forme et l'océan du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Le passage entre ces trois milieux paléogéographiques est reporté sur la figure 2. La FNEA semble ainsi réactiver les anciennes failles de la marge téthysienne, et la zone faillée, orientée N70°, à l'Ouest de la FNEA, qui s'aligne sur la paléolimite continent/plate-forme continentale.

La mise en évidence des structures compressives au voisinage de la partie Est de la FNA, notamment au niveau de la FNEA (reliant la FNA et la suture caucasienne), suggère que la déformation dans la partie Est de l'Anatolie est en relation directe avec la collision Arabie-Eurasie.

GEOMETRIE DES BASSINS PLIOQUATERNAIRES

a) Le bassin d'Erzincan

Avec une morphologie typique de bassin en pull-apart, le bassin d'Erzincan est sans doute le plus connu des bassins qui jalonnent la FNA (Allen 1969, Ketin 1969, Aydin & Nur 1982, Hemton & Dunne 1984, Barka & Gulen 1989). Cependant sa structure n'est pas celle d'un pull-apart. De nombreuses failles parallèles, orientées N110°, bordent une plaine quaternaire montrant un dénivelé de 1000 mètres par rapport aux séries mésozoïques de part et d'autre. Le bassin est disposé dans un relais compris entre deux décrochements en échelons (Fig. 3A). Cette zone peut être définie en terme de "recouvrement" et

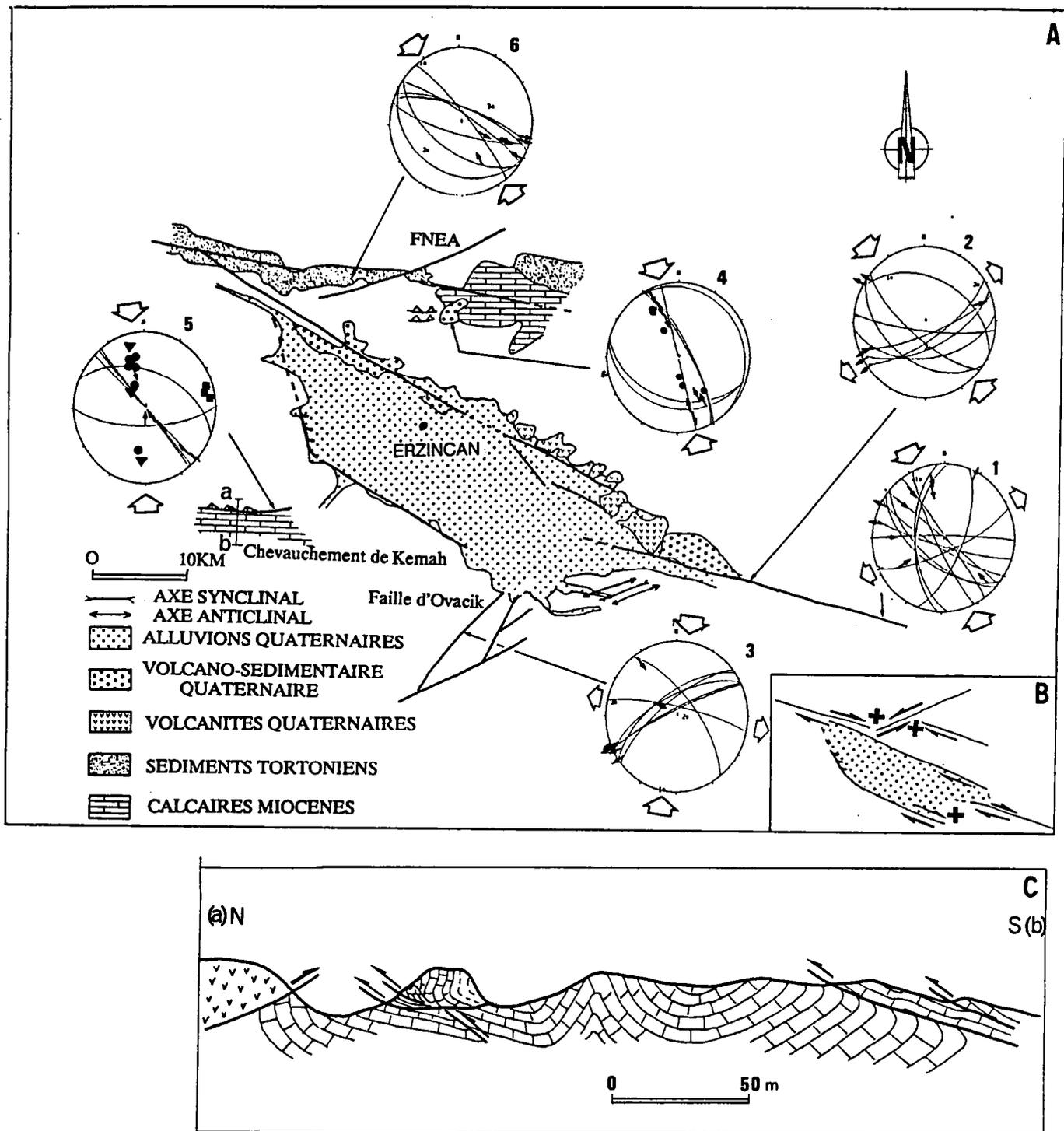


Fig. 3: A) Carte structurale du bassin d'Erzincan. Diagrammes: projection Schmidt, hémisphère inférieur. Les grands cercles correspondent aux plans de failles. Les flèches noires fines centrifuges correspondent aux failles à composante normale, les flèches centripètes aux failles à composante inverse. Cercles noirs, pôles des plans de stratification; carrés noirs, axes de plis; triangles noirs, normales des plans de schistosité. Axe de la contrainte principale horizontale maximale σ_1 (grandes flèches centripètes), minimale σ_3 (grandes flèches centrifuges).

B) Cinématique des principaux accidents du bassin d'Erzincan. Croix, relief positif.

C) Coupe dans les calcaires miocènes au niveau du chevauchement de Kemah (localisation sur Fig. 3A).

de "séparation" suivant la nomenclature établit par Rodgers (1980). Le recouvrement est positif de 35 Km et la séparation de 13 Km. La limite Ouest du bassin d'Erzincan est constitué par une faille normale à composante dextre, orientée N150°. Cette faille peut être considérée comme l'une des failles bordières du système en pull-apart. La bordure Est du bassin, orientée N60°, n'est pas conforme à la géométrie d'un pull-apart dans un relais décrochant dextre. Cette limite est marquée par une série de plis orientés N60°, situés entre deux décrochements dextres en échelons à la faveur d'un relais compressif. La géométrie du bassin, en particulier ses bordures orientale et occidentale, est donc le résultat des mouvements relatifs de part et d'autre des décrochements dextres orientés N110° (Fig. 3B). Ainsi la mise en place du bassin d'Erzincan est la conséquence du fonctionnement des décrochements dextres en échelons.

La partie Nord-Ouest du bassin est marquée par la jonction entre la FNEA, orientée N70° qui se prolonge vers le Nord-Est en direction du Caucase, et de la FNA. Le plan principal de la FNEA observé dans plusieurs localités correspond à un décrochement senestre avec une composante inverse. Des structures compressives orientées E-W sont observées dans la région située entre la FNA et la FNEA au Nord d'Erzincan (Fig. 3A). Il s'agit des conglomérats rouges continentaux du Miocène supérieur formant des écaillés au sein des massifs ophiolitiques.

Au Sud-Ouest d'Erzincan, le chevauchement de Cengerli ou de Kemah (Nerbert, 1963), à vergence Sud, est une structure majeure, de direction E-W, qui se prolonge vers l'Ouest sur 200 Km. Son rejet, estimé sur la base de la géométrie de l'accident est d'au moins 10 Km (Fig. 2). Les séries ophiolitiques y chevauchent les formations terrigènes du Miocène inférieur et moyen, elles mêmes plissées et écaillées (Fig. 3C).

Au Sud-Est du bassin d'Erzincan, un autre accident majeur prend naissance au voisinage de la FNA: la faille senestre d'Ovacik, orientée N60° (Fig. 2). Cette faille se prolonge à l'intérieur du bloc anatolien vers le Sud-Ouest limitant au Sud le massif de Munzur.

L'analyse de la déformation dans la région d'Erzincan montre que le relais extensif qui jalonne la FNA est associé à une série de structures principalement compressives. Bien que nous ne puissions pas quantifier les taux de raccourcissement le long de la FNEA et du chevauchement de Kemah avec précision, il est toutefois probable que le raccourcissement N-S soit supérieur à

20 Km. Cette déformation est concentrée sur une zone large de 50 Km qui s'étend de part et d'autre de la FNA. A l'Ouest du bassin d'Erzincan et du chevauchement de Kemah, de nouvelles structures compressives ont été mises en évidence dans le bassin tertiaire (Oligocène-Miocène) de Sivas. Les formations miocènes du bassin de Sivas, comprenant des niveaux évaporitiques attribués au Messinien, sont affectés par des plis et des failles inverses témoins d'un raccourcissement non négligeable (Yilmaz, 1989). Plus au Sud, d'importants chevauchements sont mis en évidence au Nord de la Faille Est Anatolienne (Lyberis & al., sous presse). Il apparaît ainsi que la partie Est du bloc anatolien se déforme dans son ensemble sous l'effet d'une convergence N-S, synchrone des mouvements dextres le long de la FNA.

b) Le bassin de Susehri-Refaye

Le bassin de Susehri-Refaye est une dépression intramontagneuse, longue de 70 Km et large de 15 Km, comblée par des sédiments plio-quadernaires. Le bassin se développe au Sud de l'accident principal de la FNA (Fig. 4A). L'analyse de sa géométrie montre qu'il s'agit d'un ensemble de structures comprenant plusieurs petits bassins en pull-apart (Hempton & Dunne, 1984; Suzanne et al., 1990), et des structures en push-up (Koçyigit, 1989).

Au Nord de Refaye les sédiments pliocènes forment une série de trois plis orientés N60° (Tatar, 1975). La limite Sud du bassin correspond à un décrochement orienté N115°. Plusieurs décrochements orientés N115° affectent les séries pliocènes dans la partie centrale du bassin. L'extrémité N-W du bassin de Susehri-Refaye est marquée par la présence d'un relais compressif (push-up) affectant les séries d'âge crétacé, observé également par Koçyigit (1989). Le push-up est représenté par des plis isoclinaux d'axe N60°, passant vers le Sud à des plis droits associés à une schistosité de plan axial (Fig. 4B). La morphologie, à peine érodée, de ce relais compressif suggère que sa structuration est récente, probablement d'âge plio-quadernaire. Immédiatement au N-W du bassin de Susehri la FNA est associée à des failles normales orientées N170° (Fig. 4B). Ces failles ont un rejet métrique à décamétrique et produisent l'effondrement d'une série de blocs formés par des séries détritiques attribuées au Miocène.

Le bassin de Susehri-Refaye montre une alternance de structures compressives et extensives liées au fonctionnement de décrochements dextres en

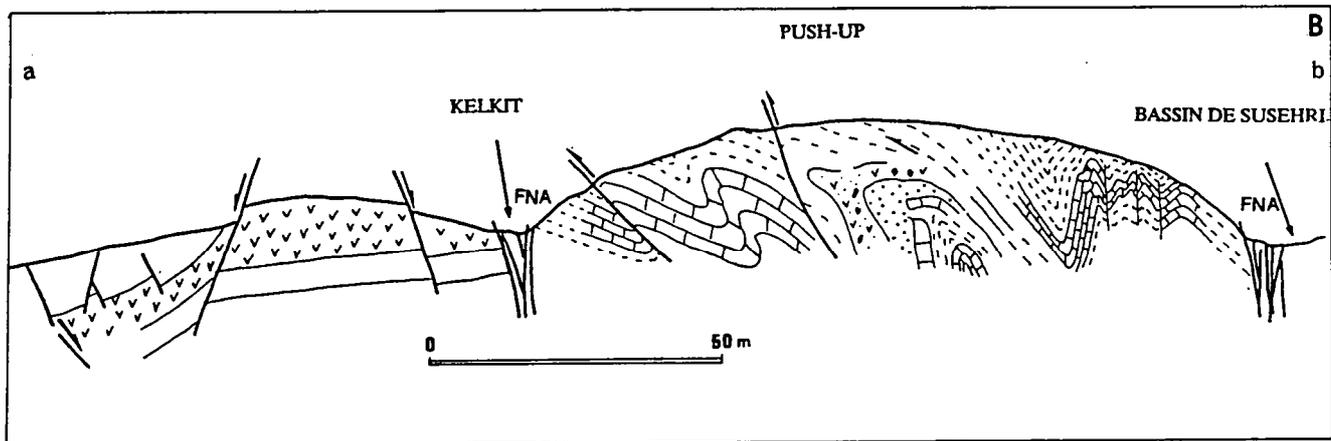
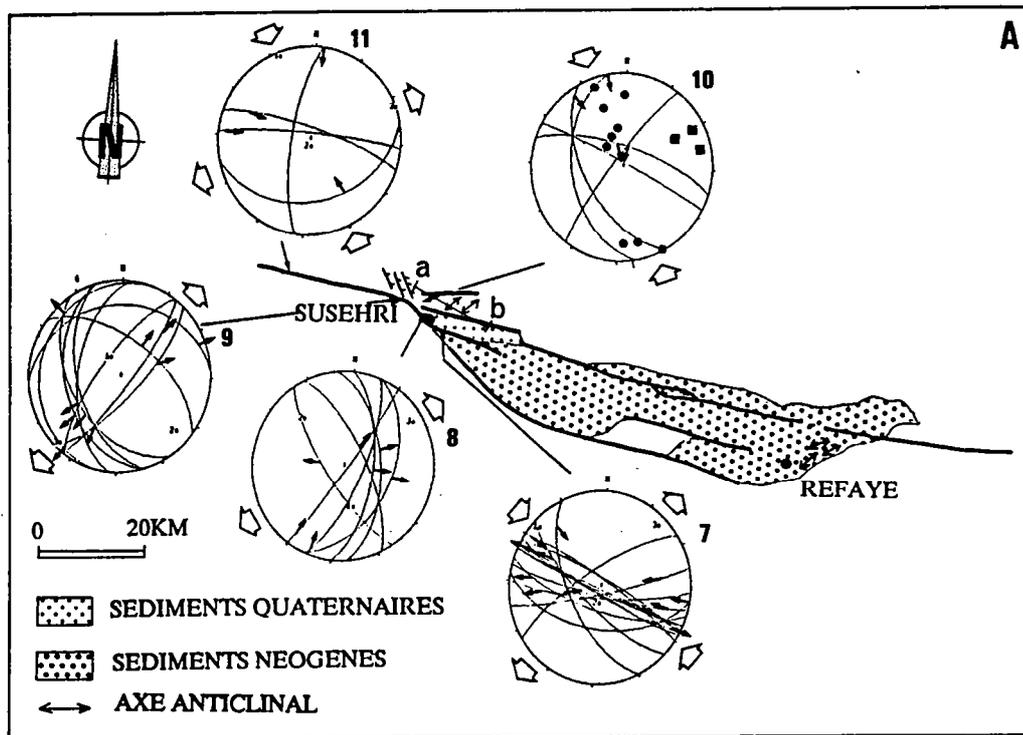


Fig. 4: A) Carte structurale du bassin de Susehri-Refaye (pour la légende cf. Fig. 3A).

B) Coupe au niveau du push-up de Susehri (localisation sur Fig. 4A)

échelons orientés N110° à N115°. Ces structures semblent se compenser de manière à conserver une déformation plane.

c) Le bassin de Niksar-Havza

Le bassin quaternaire de Niksar (Fig. 5A), décrit par Hempton & Dunne (1984) montre un bel exemple de géométrie en "Z" (terminologie Mann et al., 1983) parmi les bassins en pull-apart de la FNA. L'observation à l'échelle régionale à partir d'images satellitaires (Fig. 5A), permet de distinguer sans ambiguïté un vaste bassin plio-quaternaire comprenant le bassin quaternaire de Niksar. Deux failles principales dextres, en échelons, orientées N100° à N110° forment un relais extensif correspondant à un bassin à géométrie losangique. Le recouvrement des décrochements est de 65 Km avec une séparation de 14 Km. Le bassin est limité à l'Est (Est de Niksar) et à l'Ouest (Ouest d'Erbaa) par des failles normales orientées N150°.

A l'Ouest de Niksar, la zone faillée se divise en trois branches majeures, à l'image d'une terminaison de faille: a) la faille d'Inebolu-Havza, au Nord, inactive, qui prolonge la partie orientale de la FNA vers la Mer Noire, b) la zone faillée courbe, de Niksar à Kargi qui rejoint la partie occidentale de la FNA, et c) la faille de Kirrikale-Erbaa, au Sud, qui s'amortit à l'intérieur du bloc anatolien.

Les solutions des mécanismes au foyer indiquent que l'ensemble de la FNA (partie orientale et occidentale) fonctionne en décrochement (Jackson et McKenzie, 1984). Ainsi, le mouvement vers l'Ouest de l'Anatolie, le long de la FNA à géométrie courbe, implique une flexuration du bloc anatolien qui doit alors produire une zone en extension située immédiatement au Sud de la section courbée de la FNA, et une zone en compression située au Sud du bloc anatolien. La zone en extension englobe le bassin de Niksar-Havza et le bassin plio-quaternaire de Suluova. La zone en compression se situe dans le Taurus moyen, au Sud de l'Anatolie centrale, où des structures résultant d'une compression récente ont été reconnues (Saroglu et al., 1983; Marcoux et al., 1989).

Au Nord de la courbure de la FNA, le bassin pliocène de Vezirkopru (Fig. 5A) montre des plis d'axe N60° et des failles inverses compatibles avec une direction de raccourcissement N150°. Le bassin se situe entre la branche active de la FNA et la branche fossile d'Inebolu-Havza.

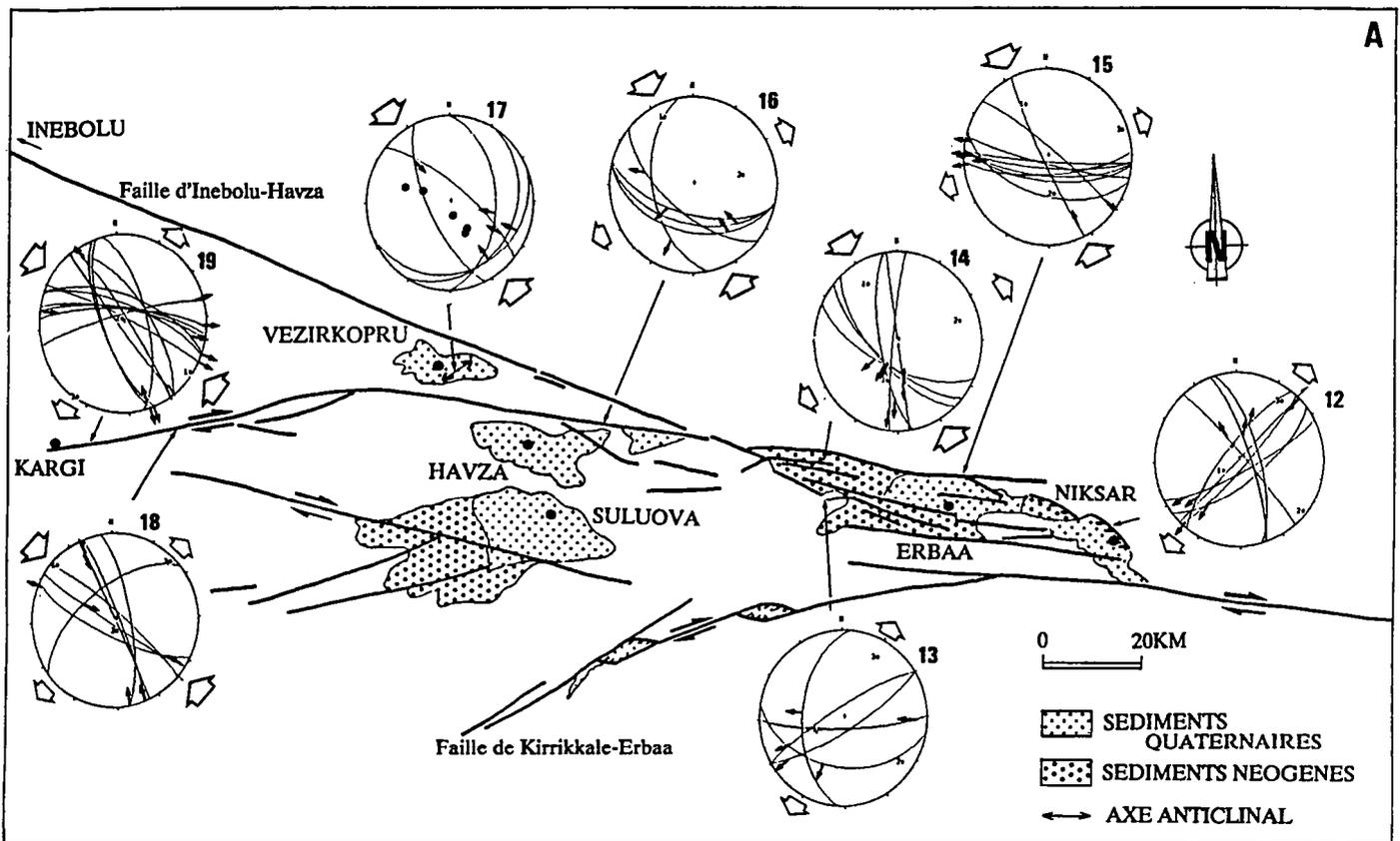
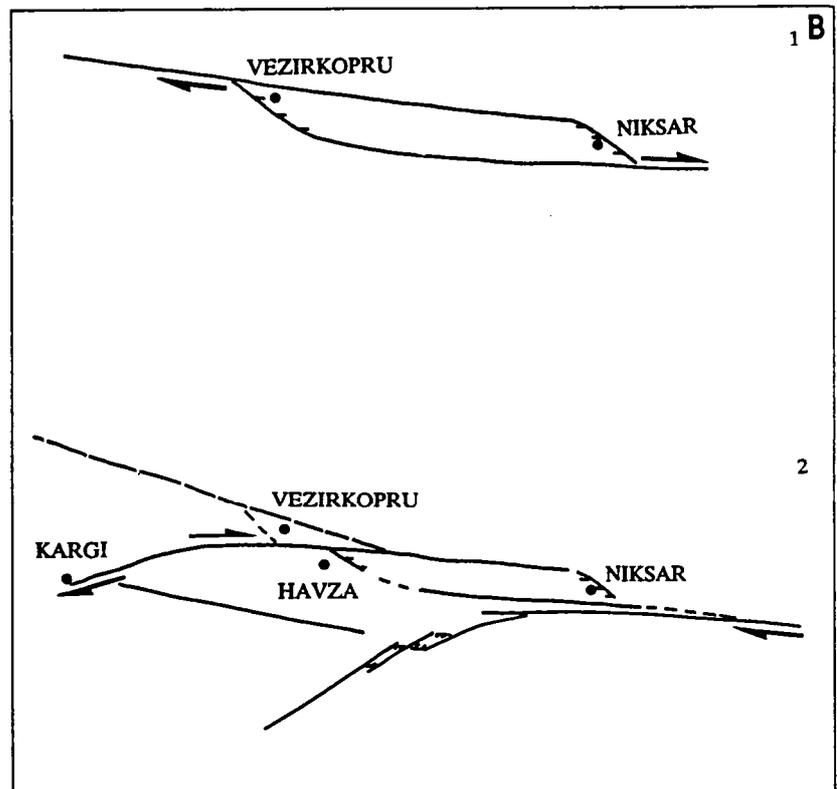


Fig. 5: A) Carte structurale du bassin de Niksar-Havza (pour la légende cf. Fig. 3A).

B) Evolution du bassin de Niksar-Havza. 1, mise en place du bassin en pull-apart de Niksar-Vezirkopru au Miocène supérieur. 2, migration de la FNA au Pliocène depuis le segment d'Inebolu-Havza vers le segment d'Havza-Kargi.



Une évolution en deux stades permet d'expliquer les structures entre Niksar et Kargi (Fig. 5B): dans un premier temps le bassin de Niksar-Havza, fonctionne en "pull-apart". L'accident d'Inebolu-Havza devient ensuite inactif (Suzanna et al., 1990) et migre vers le Sud-Ouest par l'intermédiaire d'une zone faillée courbe. Le bassin de Vezirkopru se trouve alors compris entre une faille inactive au Nord et la zone faillée active au Sud (Fig. 5B). Il constitue un coin limité par des failles dont seul l'accident au Sud est actif. Les déplacements sur la bordure Sud du bassin de Vezirkopru sont alors inversés, et produisent un raccourcissement. Au Sud de la FNA le bloc anatolien se flexure en produisant une extension générale matérialisée par les bassins plio-quadernaires de Havza-Suluova.

MECANISME DE LA DEFORMATION

a) Méthode utilisée

Nous avons analysé des familles de plans de failles striés, observés au voisinage de la partie orientale de la FNA, pour comprendre le mécanisme de la déformation. Les plis, fentes de tension et stylolites sont également mesurés et intégrés aux mesures des plans de failles. Le tenseur de contraintes a été calculé en utilisant la méthode proposée par Etchecopar et collaborateurs (1981) permettant de restituer les directions des axes des contraintes principales (σ_1 , axe de la contrainte principale maximale, σ_2 , axe de la contrainte principale intermédiaire et σ_3 , axe de la contrainte principale minimale) qui ont produit les structures observées au cours d'un événement tectonique. L'hypothèse de base étant que pour une famille de plans de failles, un événement tectonique est caractérisé par un tenseur de contraintes homogène, et que le mouvement résultant a la même direction et le même sens que la contrainte cisailante. La méthode permet de calculer la position des axes principaux qui sont décrits par trois angles eulériens et le rapport R tel que $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. Nous pouvons obtenir également une projection stéréographique (hémisphère inférieur) des axes des contraintes principales pour chaque plan de faille. Il faut observer que les mesures que nous réalisons sur le terrain correspondent à un état de déformation fini. Aussi, pour une déformation non coaxiale, nos

observations contiennent les rotations associées à la déformation. La méthode que nous utilisons permet le calcul, à partir de déplacements finis, d'un état de contrainte fini. Or, l'état de contraintes qui est à l'origine de la déformation d'un volume rocheux est un état de contraintes instantané, c'est à dire qui ne rend pas compte, entre autres, des rotations locales de blocs indépendants. Cependant, la cohérence des résultats au niveau régional suggère que les effets des rotations des petits blocs sont négligeables ou annulés.

La reconstitution du tenseur de contraintes permet la mise en évidence des mécanismes de la déformation qui sont équivalents quelles que soient les rotations. Les différents niveaux d'organisation de la matière peuvent également interférer sur l'orientation des contraintes principales. En effet, les mouvements produits par un état de contraintes peuvent eux-mêmes produire localement de nouvelles contraintes qui vont guider la déformation d'un système plus petit. Les mouvements mesurés sur de telles structures ne sont alors la conséquence que d'un état de contraintes locales. Pour limiter les mesures de déplacements de niveau d'ordre supérieur (déformation locale), nous avons utilisé le tracé de la faille réalisé à partir d'images satellitaires Landsat-MSS, qui permettait de nous focaliser sur la zone des déplacements principaux. Cette zone étroite contient la zone sismiquement active qui jalonne la FNA depuis sa formation et représente par conséquent les structures de premier ordre associées à l'extrusion vers l'Ouest de l'Anatolie.

b) Mécanisme de la déformation

L'ensemble des mesures réalisées sur la zone faillée révèle une cohérence d'ensemble en ce qui concerne la direction des contraintes principales σ_1 et σ_3 . Les sites étudiés sont présentés sur les figures 3A, 4A et 5A. Ils peuvent être regroupés en trois ensembles homogènes qui caractérisent les mécanismes de la déformation le long de la FNA:

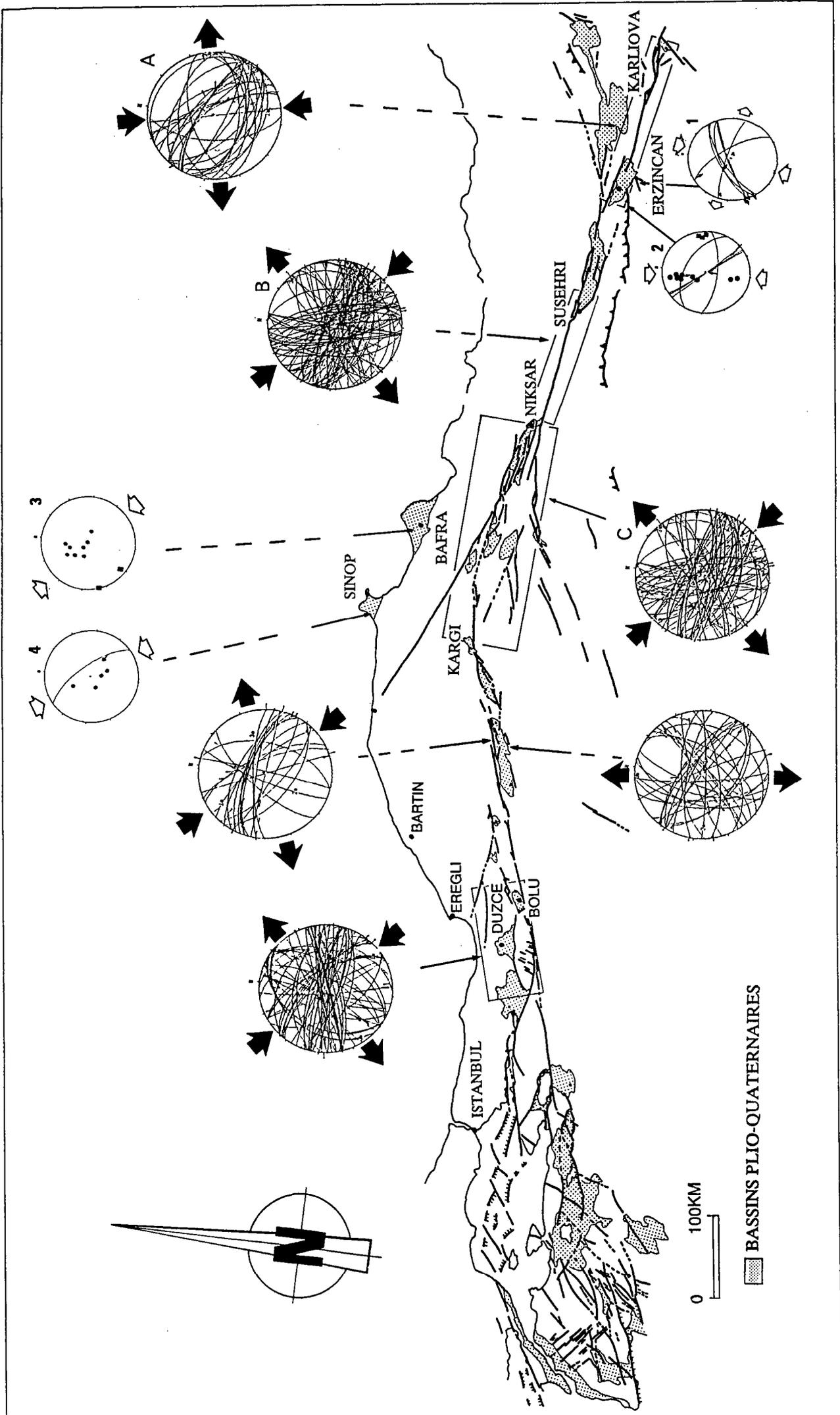
1)- **Un mécanisme décrochant** (σ_1 et σ_3 horizontales, σ_2 verticale) est observé sur les parties rectilignes des failles majeures qui jalonnent la FNA tant dans la région d'Erzincan (Fig. 3A, sites 1 et 2) que dans la région de Susehri (Fig. 4A, sites 7 et 11) et de Niksar-Kargi (Fig. 5A, sites 14, 15, 16, 18, 19). Les axes principaux des contraintes maximales σ_1 et minimales σ_3 , sont orientés sur l'ensemble des sites à $N150^\circ \pm 10^\circ$ et $N60^\circ \pm 10^\circ$ respectivement.

2)- **Un mécanisme extensif** (σ_2 et σ_3 horizontales, σ_1 verticale) caractérise les bordures des bassins en pull-apart. La zone en extension se matérialise par un bassin effondré, généralement comblé de sédiments plio-quadernaires. Les décrochements majeurs, orientés N110°, se disposent en échelon à la faveur d'un relais extensif, et montrent un recouvrement positif de plusieurs dizaines de kilomètres. Les structures majeures associées aux décrochements sont les failles normales, orientées N150°, qui limitent le bassin de Susehri à l'Ouest (Fig. 4A, sites 8 et 9) et le bassin de Niksar à l'Est (Fig. 5A, site 12). La contrainte σ_3 est orientée N60 ± 10°. Cette direction de la contrainte principale minimale (σ_3) est parallèle à celle obtenue sur les tenseurs de contraintes des décrochements. La comparaison entre les mécanismes calculés le long des décrochements avec ceux calculés pour les failles normales montre que les contraintes principales σ_1 et σ_2 sont permutées.

3)- **Un mécanisme compressif** (σ_1 et σ_2 horizontales, σ_3 verticale) est associé aux relais compressifs (push-up) du bassin de Susehri (Fig. 4A, site 10). Dans la région de la jonction entre la FNA et la FNEA, un état de contrainte en compression est associé aux chevauchements impliquant les séries du Miocène supérieur (Fig. 3A, site 4). Dans le bassin pliocène de Vezirkopru, des plis orientés N60° sont associés à des failles inverses résultant d'un état de contraintes compressif (Fig. 5A, site 17). L'axe de la contrainte principale maximale σ_1 est orienté à N150° ± 10°, pour l'ensemble de ces sites. Nous constatons que les mécanismes compressifs concernent les régions situées entre deux décrochements majeurs, dont les mouvements sont convergents (Fig. 3B). Il s'agit soit de deux décrochements dextres en échelons soit de la jonction entre deux décrochements conjugués.

L'orientation de la contrainte principale σ_1 (N150° ± 10°), tant pour les mécanismes décrochants que pour les mécanismes compressifs forme un angle d'environ 30° avec les accidents majeurs qui composent la FNA. L'ensemble des mécanismes extensifs montre une direction de l'axe principal σ_3 , N60° ± 10°, comparable à l'orientation de l'axe σ_3 qui caractérise les mécanismes décrochants. Il apparaît, ainsi, que les mécanismes de déformation calculés pour les structures liées aux mouvements dextres de la FNA conservent les directions des deux axes principaux des contraintes σ_1 et σ_3 , N150° ± 10° et N60° ± 10° respectivement.

Fig. 6



La cohérence des directions des axes principaux σ_1 et σ_3 , pour l'ensemble des sites analysés, montre que les dispositifs extensifs et compressifs sont liés au fonctionnement des décrochements qui composent la FNA. Ces dispositifs alternent et semblent ainsi se compenser de manière à conserver une déformation moyenne plane.

Etant donné la constance des directions des deux contraintes principales σ_1 et σ_3 , l'addition de plusieurs sites permet de caractériser le mécanisme moyen pour des segments de 100 à 200 Km de longueur. Nous avons procédé au regroupement de plusieurs familles de failles pour les régions dont la zone faillée montre une géométrie homogène (Fig. 6). Les résultats du calcul des tenseurs de contraintes sont illustrés sur la figure 7. Trois mécanismes peuvent être différenciés par la valeur du rapport R ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$).

1)- Lorsque R est proche de 0 ($\sigma_2 = \sigma_3$) l'état des contraintes est de révolution autour de σ_1 . Les axes σ_1 , calculés pour chaque plan de faille sont concentrés, tandis que les axes σ_2 et σ_3 sont disposés sur un grand cercle (Fig. 7, site A). Ce type de tenseur correspond à un mécanisme **décrochant-compressif** (transpressif).

2)- Lorsque R est proche de 1 ($\sigma_1 = \sigma_2$), l'ellipsoïde des contraintes est de révolution autour de σ_3 (Fig. 7, site C). Ce tenseur caractérise un mécanisme **décrochant-extensif** (transtensif).

3)- Le résultat du cumul des plans de failles des régions où les mécanismes sont alternativement transpressifs et transtensifs produit un tenseur moyen dont le mécanisme est **décrochant** ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ avec $R = 0.5$, Fig. 7, site B).

Les mécanismes de la déformation le long de la partie orientale de la FNA montrent une évolution d'Est en Ouest: le mécanisme moyen de la FNA est transpressif de Karliova à Erzincan, décrochant d'Erzincan à Niksar, et transtensif de Niksar à Kargi. Cette évolution régionale des mécanismes est confirmée par la présence de bassins en extension oblique puis en extension pure de Niksar vers l'Ouest (Suzanne et al., 1990). L'augmentation de la composante extensive est le résultat de l'influence croissante vers l'Ouest du régime extensif égéen.

Fig. 6: Regroupement des plans de failles des différents sites par région. Le mécanisme moyen régional est représenté par des flèches noires (pour la légende voir Fig. 3A).

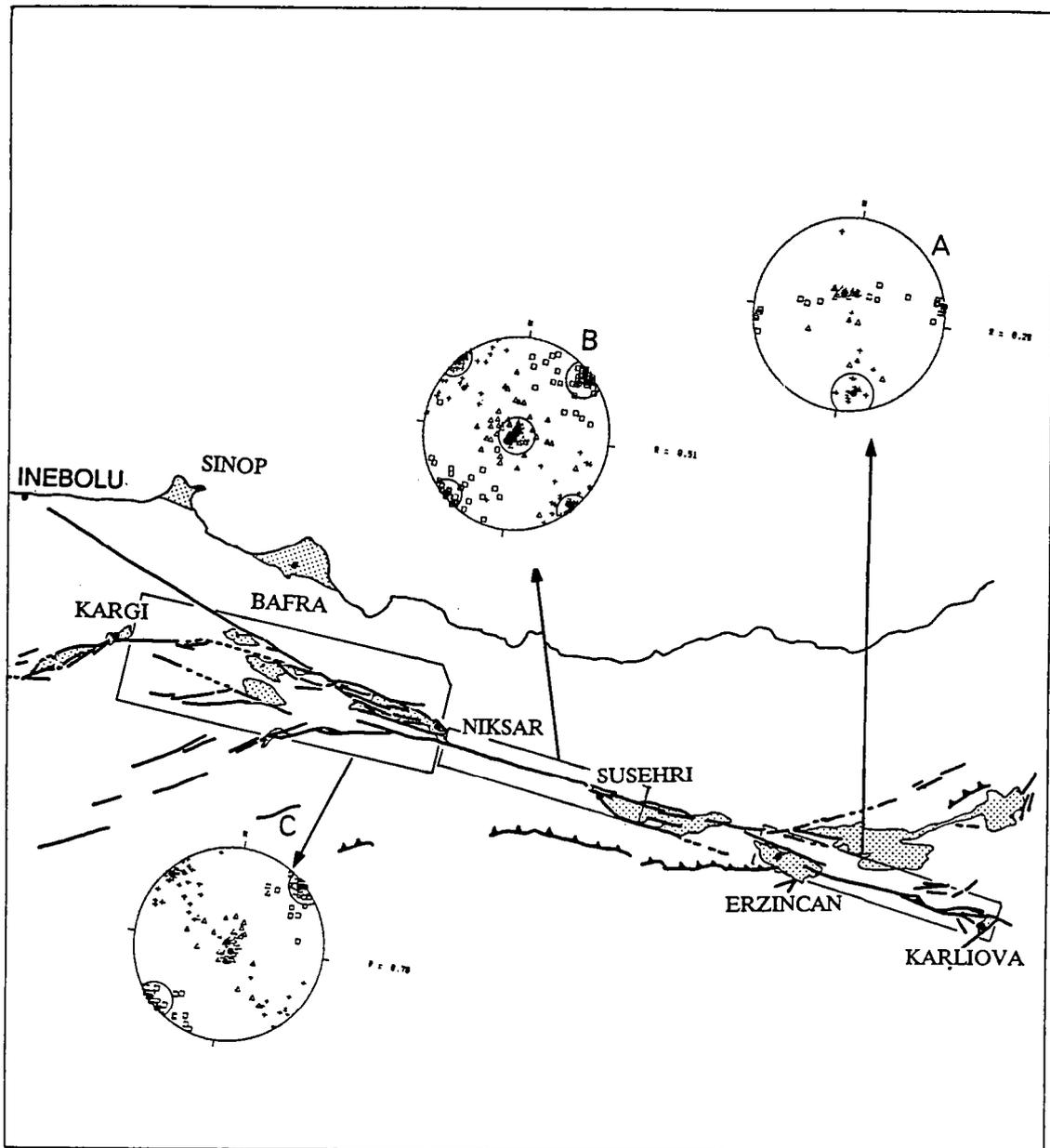


Fig. 7: Mécanisme de la partie orientale de la FNA. Les sites correspondent aux failles illustrées sur la figure 7. Pour chaque plan de faille: petite croix, axe de la contrainte σ_1 ; triangle blanc, axe de la contrainte σ_2 ; carré blanc, axe de la contrainte σ_3 . A, mécanisme transtensif; B, mécanisme décrochant; C, mécanisme transpressif.

De même, l'augmentation vers l'Est de la composante compressive peut être attribuée à la convergence Arabie-Eurasie de l'Est anatolien.

c) Déformation du bloc anatolien

Au Sud de la FNA, des structures compressives ont été observées le long du chevauchement de Kemah. Les séries miocènes sont affectées par des plis et des chevauchements à vergence sud. Les plis sont orientés E-W et sont accompagnés par une schistosité de fracture de même direction (Fig. 3A, site 5; Fig. 6, site 2). Le tenseur de contraintes calculé à partir des failles inverses et des décrochements associés montre un axe principal σ_1 orienté N-S, l'axe σ_3 étant vertical. Plus à l'Est, le mécanisme calculé à partir des failles NE-SW d'Ovacik est décrochant avec un axe σ_1 orienté N-S (Fig. 3A, site 3; Fig. 6, site 1). Il faut remarquer, par ailleurs, que les structures appartenant à l'extrémité orientale de la FNA (au voisinage de Karliova) résultent d'un état de contraintes décrochant avec également un axe de σ_1 orienté N-S. Cette direction N-S de la contrainte principale maximale σ_1 est parallèle à celle décrite dans la partie Sud-Est du bloc anatolien, au Sud de la zone étudiée (Lyberis et al., 1990). Aussi, l'extrémité orientale de la FNA et celle du bloc anatolien semblent être influencées par la convergence Arabie-Eurasie, de direction N9°.

En ce qui concerne les sédiments pliocènes des bassins de Sinop et Bafra, situés au Nord de la FNA, ils sont affectés par des plis orientés $N60^\circ \pm 10^\circ$ compatibles avec une direction de raccourcissement $N150^\circ \pm 10^\circ$ (Fig. 6, sites 3 et 4). La déformation de l'Anatolie n'est donc pas limitée aux accidents majeurs tels que la FNA, FNEA et FEA. La partie orientale du bloc anatolien est influencée par la convergence Arabie-Eurasie tandis qu'au Nord de la FNA la déformation semble dominée par le fonctionnement de la FNA.

d) Discussion

L'état de contraintes moyen calculé par région (Fig. 7, site A et C) est de révolution conservant l'orientation des axes σ_1 ou σ_3 dans le plan horizontal, où seule une des contraintes horizontales peut être différente de la contrainte verticale. L'axe de la contrainte σ_2 est vertical (σ_v). Les axes des contraintes σ_1

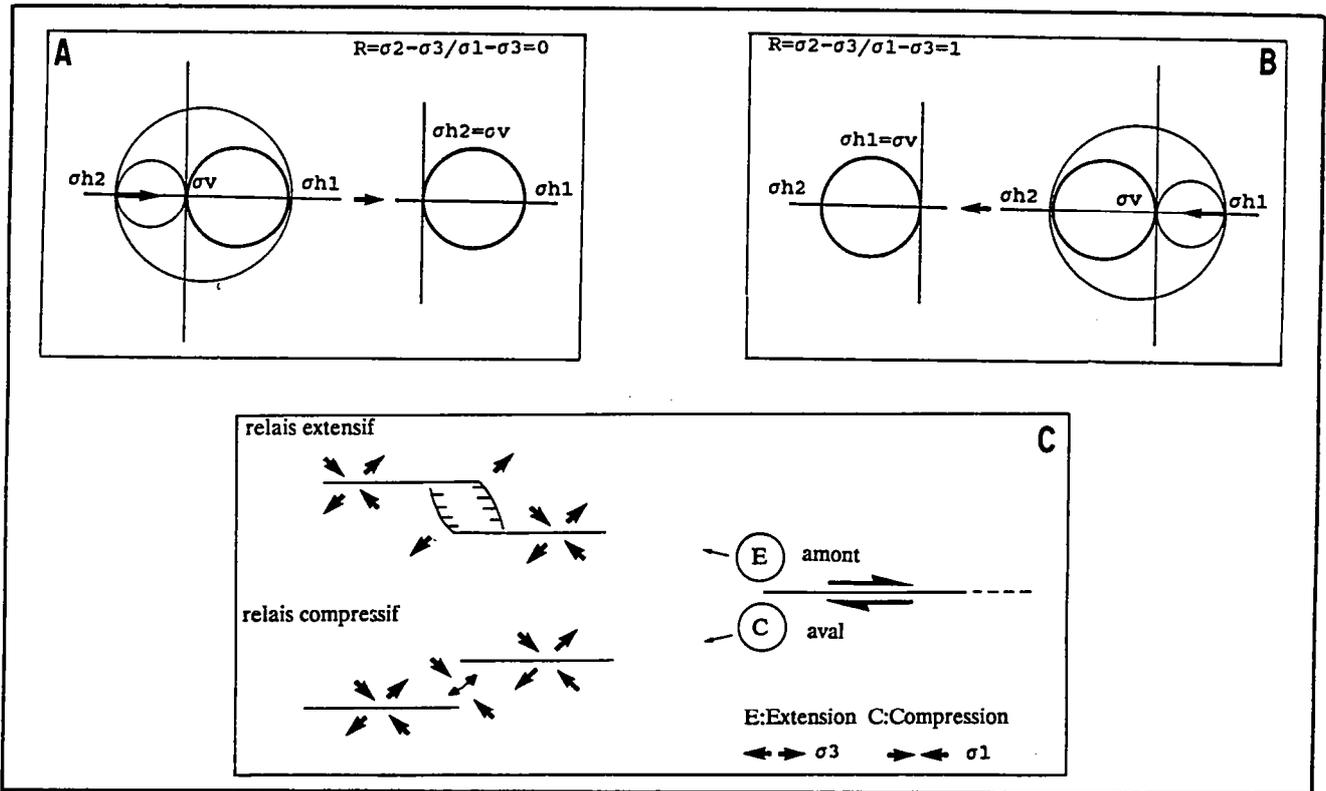


Fig. 8: A) Cercle de Mohr pour un décrochement compressif (transpressif) avec un état de contraintes de révolution autour de σ_1 .

B) Cercle de Mohr pour un décrochement extensif (transtensif) avec un état de contraintes de révolution autour de σ_3 .

C) Mécanisme de propagation d'un décrochement.

et σ_3 sont horizontaux (σ_{h1} et σ_{h2}). Ce phénomène privilégie deux états de contraintes:

- un état de contraintes décrochant-compressif (Fig. 8A).

Dans ce cas, on ne distingue plus la différence entre σ_v et σ_{h2} (même module), et leurs directions ne sont plus significatives. Il n'y a plus de distinction entre un état de contraintes en compression ou en décrochement.

- un état de contraintes décrochant-extensif (Fig. 8B).

Dans ce cas, les contraintes σ_v et σ_{h1} sont égales. Le tenseur de contraintes peut être aussi bien en extension qu'en décrochement.

Les perturbations de contraintes sont liées aux terminaisons de décrochement. De nombreux auteurs montrent, à partir de modèles microtectoniques (Rispoli, 1980, Liu Xiaohan, 1983) et de modèles mathématiques (Rodgers, 1980, Segall et Pollard, 1980, Liu Xiaohan, 1983) que sur chaque extrémité d'un décrochement, l'association pull-apart/push-up (fentes de tension et stylolites à l'échelle de l'affleurement) détermine d'un côté la concentration de la contrainte minimale σ_3 et de l'autre la concentration de la contrainte maximale σ_1 (Fig. 8C). Les ellipsoïdes de révolution que nous observons correspondent au mécanisme de propagation d'un décrochement. En effet, la propagation d'un décrochement s'effectue par la migration vers l'avant de la perturbation de contraintes à la terminaison d'une faille. Cette migration se matérialise par l'initiation sur un côté de nouvelles fractures en bout de décrochement. Si la fracture néoformée se situe en "amont" du décrochement dextre elle se propage par l'intermédiaire d'un relais extensif (Fig. 8C). La direction de la contrainte minimale σ_3 est conservée tandis que l'axe σ_1 devient, localement, vertical. L'autre possibilité (Fig. 8C) correspond à la propagation du décrochement par un relais compressif (fracture néoformée en "aval" du décrochement dextre). La direction de la contrainte maximale σ_1 est conservée et σ_3 devient, localement, verticale.

Segall et Pollard (1980) montrent que dans le cas d'un relais extensif, la contrainte maximale décroît et permet la formation de fractures secondaires qui relient les décrochements en échelons. Le mouvement se propage ainsi le long du décrochement par des failles normales. Dans le cas d'un relais compressif, la contrainte principale σ_1 augmente. La formation de failles secondaires devient alors mécaniquement plus difficile. Ces failles sont alors peu nombreuses, de taille réduite, et ne relient pas les décrochements en échelons. Nous observons

fréquemment dans ce type de relais, la formation de plis, mais le mouvement le long de la zone décrochante est moins bien transféré que dans le cas des relais extensifs.

Le mécanisme de déformation sur les plans décrochants correspond à un tenseur de contraintes décrochant observé loin des terminaisons de failles.

CONCLUSIONS

L'ensemble des structures observées à partir des images Landsat-MSS (résolution 80 m) dans la partie orientale de la FNA (Fig. 3A, 4A et 5A) révèle une zone principale faillée de 20 à 30 Km de largeur, jalonnée par des structures compressives et extensives liées à la disposition en échelons des principaux décrochements dextres. Ces failles principales, dont l'extension longitudinale est généralement supérieure à 50 Km, forment des fossés transverses par rapport aux structures pontiques. Leurs signatures géomorphologiques très prononcées, nous permettent de les considérer comme des structures de premier ordre. L'analyse plus détaillée réalisée, cette fois, à partir des images Landsat-TM (résolution 30 m; Fig. 2) permet la mise en évidence de structures associées à la FNA dans une zone large de 100 km. Il s'agit de décrochements dextres à faibles rejets horizontaux, parallèles aux failles majeures de la FNA, auxquels sont associés des décrochements senestres conjugués, orientés $N0^\circ$ à $N20^\circ$ et des décrochements obliques de direction $N70^\circ$. Ces structures montrent que le bloc anatolien est affecté par une déformation non négligeable qui s'étend sur l'ensemble du bloc et que la FNA correspond à une zone où la déformation se concentre. La déformation en compression N-S le long du chevauchement de Kemah et de la FNEA accommodent un raccourcissement significatif synchrone du rejet horizontal de la FNA. Le mouvement de convergence N-S semble s'amortir depuis les chevauchement de Maras et d'Elbistan (à l'extrémité occidentale de la faille Est anatolienne) jusqu'au chevauchement de Kemah.

La compilation des rejets horizontaux, à partir des dernières données disponibles dans la littérature, conduit à une estimation du décalage dextre de 35 à 40 Km le long des accidents majeurs. Toutefois, une partie de la déformation, qui n'est pas prise en compte dans ces estimations, est absorbée par de nombreux accidents de part et d'autre de la FNA. Les rejets sur l'accident

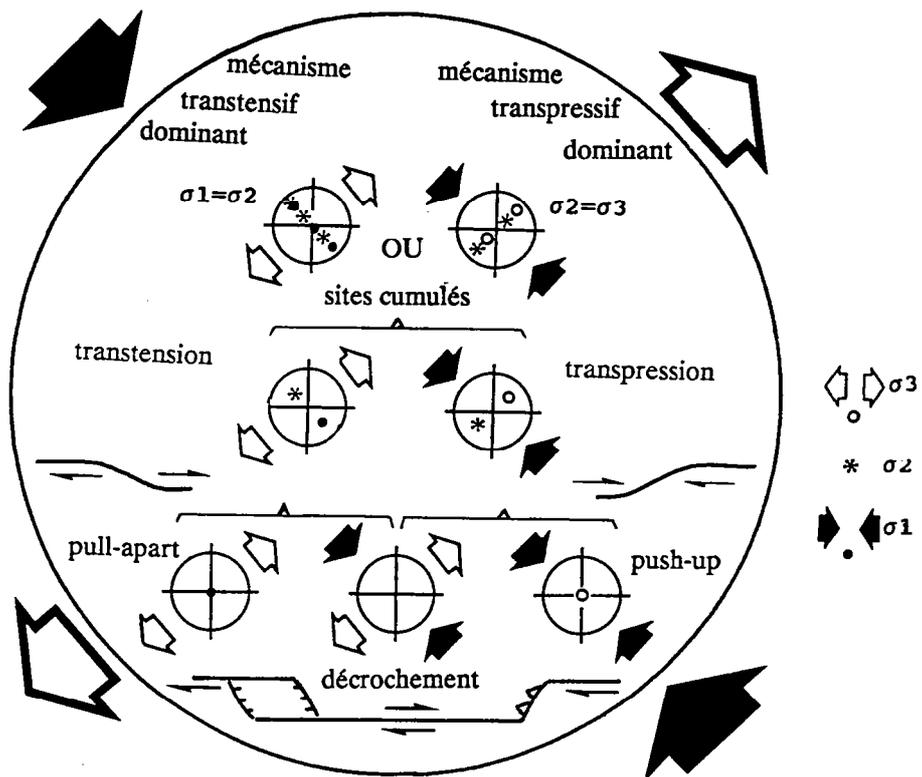


Fig. 9: Schéma synoptique des différents mécanismes observés le long de la FNA.

principal, en surface, sont donc inférieurs à ceux que l'on obtiendrait sur l'ensemble de la zone déformée. Une estimation raisonnable de ces rejets semble être proche de 80 à 100 Km (Bergougnan, 1974; Sengor, 1979).

L'analyse des mécanismes sur les structures qui jalonnent la partie orientale de la FNA est en accord avec l'analyse de sa géométrie. Les tenseurs de contraintes pour la totalité des failles observées, illustrés par la figure 9, sont caractéristiques d'une zone décrochante dextre. Nous avons pu mettre en évidence une évolution des mécanismes dominants d'Est en Ouest, en regroupant les sites par région. La partie orientale de la FNA montre un mécanisme **transpressif** à l'Est (de Karlioiva à Erzincan), **décrochant** dans la partie centrale rectiligne (d'Erzincan à Niksar), puis **transtensif** à l'Ouest (de Niksar à Kargi). Il apparaît, ainsi, que dans un matériel de type Mohr Coulomb, correspondant à la croûte continentale, l'état des contraintes correspond à des variations d'intensité relative entre σ_1 et σ_3 et ne dépendent pas de σ_2 . La contrainte déviatorique, sur un décrochement, n'est pas constante, mais varie d'une limite extensive à une limite compressive ($2^* gh/3$ à $2^* gh$). Le cumul des sites aboutit alors à une moyenne représentative du mécanisme dominant.

De plus, nous constatons une rotation d'environ 30° de la contrainte principale σ_1 , depuis une orientation N-S dans le système compressif de la collision Arabie-Eurasie, vers une direction $N150^\circ$ le long de la FNA constante depuis Erzincan vers l'Ouest.

REMERCIEMENTS

La présente étude est effectuée dans le cadre de la coopération entre le département de Géotectonique de l'Université de Paris VI et l'Université Hacettepe d'Ankara. Les missions sur le terrain ont été financés par le CNRS (ATP Télédétection) et le MAE.

Légende des figures

figure captions

FIG. 1: A) Contexte géodynamique du bloc anatolien dans le cadre de la collision Arabie-Eurasie (d'après Sengor, 1979; Hancock & Barka, 1981).

B) Schéma structural de la Faille Nord Anatolienne (FNA) à partir des images satellites Landsat-MSS. FNEA, Faille Nord-Est Anatolienne. FEA, Faille Est Anatolienne.

FIG. 1: A) Tectonic setting of the studied segment of the North Anatolian Fault (after Sengor, 1979; Hancock & Barka, 1981).

B) Structural map of the North Anatolian Fault (FNA) from Landsat-MSS images. FNEA, North-East Anatolian Fault. FEA, East Anatolian Fault.

Fig. 2: Champ de fracture de la partie orientale de la FNA établi à partir des images Landsat-TM à l'échelle 1/250 000. En lignes ondulées, les limites paléo-géographiques de la marge européenne au cours du Mésozoïque.

Fig. 2: Fault pattern of the western part of the North Anatolian Fault (FNA) from Landsat-TM images at the scale 1/250 000. Wavy lines outline paleo-geographic limits of the European margin (Northern domain) during the Mesozoic.

Fig. 3: A) Carte structurale du bassin d'Erzincan. Diagrammes: projection Schmidt, hémisphère inférieur. Les grands cercles correspondent aux plans de failles. Les flèches noires fines centrifuges correspondent aux failles à composante normale, les flèches centripètes aux failles à composante inverse. Cercles noirs, pôles des plans de stratification; carrés noirs, axes de plis; triangles noirs, normales des plans de schistosité. Axe de la contrainte principale horizontale maximale σ_1 (grandes flèches centripètes), minimale σ_3 (grandes flèches centrifuges).

B) Cinématique des principaux accidents du bassin d'Erzincan. Croix, relief positif.

C) Coupe dans les calcaires miocènes au niveau du chevauchement de Kemah (localisation sur Fig. 3A).

Fig. 3: A) Structural map of the Erzincan basin. Stereograms (Schmidt projection, lower hemisphere) show fault planes (great circles), fault with an extensional component (fine black centrifugal arrows), fault with a compressional component (fine black centripetal arrows), poles to bedding planes (black cercles), fold axes (black squares), poles to schistosity (black triangles), principal maximum stress axes σ_1 (great centripetal arrows), principal minimum stress axes σ_3 (great centrifugal arrows).

B) Displacements along main faults to the Erzincan basin. Crosses, topographic elevations.

C) Cross section within Miocène limestones near the Kemah thrust (see Fig. 3A for location).

Fig. 4: A) Carte structurale du bassin de Susehri-Refaye (pour la légende cf. Fig. 3A).

B) Coupe au niveau du push-up de Susehri (localisation sur Fig. 4A)

Fig. 4: A) Structural map of the Susehri-Refaye (symbols as on Fig. 3A).

B) Cross section of the Susehri push-up (see Fig. 4A for location)

Fig. 5: A) Carte structurale du bassin de Niksar-Havza (pour la légende cf. Fig. 3A).

B) Evolution du bassin de Niksar-Havza. 1, mise en place du bassin en pull-apart de Niksar-Vezirkopru au Miocène supérieur. 2, migration de la FNA au Pliocène depuis le segment d'Inebolu-Havza vers le segment d'Havza-Kargi.

Fig. 5: A) Structural map of the Niksar-Havza basin (symbols as on Fig. 3A).

B) Structural sketch of the Niksar-Havza basin. 1, Formation of the Niksar-Vezirkopru pull-apart basin during the upper Miocène . 2, Change in strike of the North Anatolian Fault (FNA) during the Pliocene from an inactive fault to the North to an active one to the South producing shortening in the Vezirkopru basin.

Fig. 6: Regroupement des plans de failles des différents sites par région. Le mécanisme moyen régional est représenté par des flèches noires (pour la légende voir Fig. 3A).

Fig. 6: Compilation of fault populations observed within structural homogeneous areas. Black arrows indicate mean bulk stress field.

Fig. 7: Mécanisme de la partie orientale de la FNA. Les sites correspondent aux failles illustrées sur la figure 7. Pour chaque plan de faille: petite croix, axe de la contrainte σ_1 ; triangle blanc, axe de la contrainte σ_2 ; carré blanc, axe de la contrainte σ_3 . A, mécanisme transtensif; B, mécanisme décrochant; C, mécanisme transpressif.

Fig. 7: Stress pattern for the Eastern part of the North Anatolian Fault (FNA). General regional setting of sites A, B and C is shown on Fig. 6. Small crosses, open triangles and open squares show attitudes of principal maximum stress axes σ_1 , σ_2 and σ_3 respectively, as deduced from each individual fault plane.

Fig. 8: A) Cercle de Mohr pour un décrochement compressif (transpressif) avec un état de contraintes de révolution autour de σ_1 .

B) Cercle de Mohr pour un décrochement extensif (transtensif) avec un état de contraintes de révolution autour de σ_3 .

C) Mécanisme de propagation d'un décrochement.

Fig. 8: A) Mohr circle for transpressive strike-slip with $\sigma_2 = \sigma_3$.

B) Mohr circle for transtensive strike-slip with $\sigma_1 = \sigma_2$.

C) Mechanism of strike-slip fault propagation.

Fig. 9: Schéma synoptique des différents mécanismes observés le long de la FNA.

Fig. 9: General sketch summarizing the different mechanisms observed along the North Anatolian Fault (FNA).

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN C.R.: *Active faulting in Northern Turkey*. California Inst. Tech. Div. Geol. Sci. Cont. 1577, 32 p., 1969.

AYDIN A. & NUR A.: *Evolution of pull apart basins and their scale independence*. Tectonics, v. 1, 91-105, 1982.

BARKA A.A. & GULEN L.: *Age of total displacement of the North Anatolian fault zone and its significance for the better understanding of tectonic history and present day dynamics of the eastern Mediterranean region (abstract)*. Melih Tokay Geol. Symp. 87, 57-58, 1987.

BARKA A.A. & GULEN L.: *Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey)*. J. Struct. Geol., Oxford, 11, 275-284, 1989.

BERGOUGNAN H.: *Dispositif des ophiolites nord-est anatoliennes, origine des nappes ophiolitiques et sud-pontiques; jeu de la faille nord-anatolienne*. C.R. Acad. Sci., t. 281, sér. D, 107-110, 1975b.

BERGOUGNAN H., FOURQUIN Cl., & RICOU L.E.: *Les deux tronçons et le double jeu de la faille nord-anatolienne dans la tectonique récente du Moyen-Orient*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 287, 1183-1186, 1978.

BERGOUGNAN H.: *Etudes géologiques dans l'est anatolien*. Thèse doctorat d'état: Paris VI, 606 p, 1987.

CANITEZ N.: *Yeni Kabuk hareketlarine iliskin calismalar ve Kuzey Anadolu Fay problemi*. Kuzey Anadolu Fayi ve Deprem Kusagi Simpozyumu, MTA Yayinl, Ankara, 12, 35-58, 1973.

CANITEZ N. & EZEN U.: *Slip rate and stress drop along the North Anatolian Fault*. In: Symposium on Earthquake Statistics, UENSCO Balkan Project, Istanbul, 1973.

DEWEY J.F., HEMPTON M.R., KIDD W.S.F., SAROGLU F. & SENGOR A.M.C.: *Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone*. In Collision Tectonics, eds. M.P. Coward and A.C. Ries, Geol. Soc. Spec. Publ., 19, London, 3-36, 1986.

ETCHECOPAR A., VASSEUR G. & DAIGNIERES M.: *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis*. Journ. of Struct. Geol. Vol 3, n°1, 51-65, 1981.

HANCOCK P.L. & BARKA A.A.: *Opposed shear senses inferred from Neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian fault zone*. J. Struct. Geol., 3, 383-392, 1981.

HEMPTON M.R. & DUNNE L.A.: *Sedimentation in pull-apart basins : active examples in eastern Turkey*. J. Geol., Chicago, 92, 513-530, 1984.

JACKSON J. & MCKENZIE D.P.: *Alpine tectonic in the Alpin-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan*. Geophys. J.R. Astr. Soc., Oxford, 77, 185-264, 1984.

KETIN I.: *Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums*. Geol. Rdsch., 36, 77-83, 1948.

KETIN I.: *Über die nordanatolische Horizontalverschiebung*. Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ankara, 72, 1-28, 1969.

KOCYIGIT A.: *Susehri basin: an active fault wedge basin on the North Anatolian Fault zone*, Turkey, Tectonophysics, 167, 13-29, 1989.

LIU Xiaohan: *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques*. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 130 p., 1983

LYBERIS N: *Tectonic evolution of the North Aegean trough*. In: J.G. Dixon & A.H.F. Robertson Eds., *The geological evolution of eastern Mediterranean*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 17, 711-725, 1985.

LYBERIS N., YURUR T., CHOROWICZ J., KASAPOGLU K.E. & GUNDOGDU N.: *The East Anatolian fault: an oblique collisional belt*. Tectonophysics, 1990 sous presse.

McKENZIE D.P.: *Active tectonics of the Mediterranean region*. Geophys. J.R. astr. Soc., Oxford, 30, 109-185, 1972.

MANN P., HEMPTON M.R., BRADLEY D.C. & BURKE K.: *Development of pull-apart basins*. J. Geol., v. 91, 529-554, 1983.

MARCOUX J., RICOU L. E., BURG J.P. & BRUN J.P.: *Shear-sense criteria in the Antalya and Alanya thrust system (southwestern Turkey): evidence for a southward emplacement*. Tectonophysics, 161, 81-91, 1989.

NERBER K.: *Ein Anthrazitvorkommen im LiasFlysch bei Siran (Vilayet Gumushane)*. Bull. Miner. Res. Expl. Inst. Turk., 60, 7-13, 1963.

PHILIP H., CISTERNAS A., GVISHIANI A. & GORSHKOV A.: *The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision*. Tectonophysics, Amsterdam, 161, 1-21, 1989.

RODGERS D.A.: *Analysis of pull-apart basin development produced by an echelon strike-slip faults*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment, 4, 27-41, 1980.

SAROGLU F., BORAY A., ÖZER S. & KUSCU I.: *Orta Toroslar - orta anadolu'nun güneyinin neotektonigi ile ilgili görümler* (Views on the neotectonics of the middle taurus - Southern central Anatolia). Jeomorfoloji Dergisi, Ankara-türkiye, S. 1, 35-44, 1983.

SEGGAL P. & POLLARD D.D.: *Mechanics of discontinuous faults*. J. Geophys. Res., v. 85, 4337-4350, 1980.

SENGOR A.M.C.: *The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance*. J. Geol. Soc. London, 136, 269-282, 1979.

SENGOR A.M.C., GORUR N. & SAROGLU F.: *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*. In: T.R. Biddle & N. CHRISTIE-BLICK Eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 37, 227-264, 1985.

SEYMEN I.: *Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği*. ITU Maden Fak. Yay., Istanbul, 192 p., 1975.

SUZANNE P., LYBERIS N., CHOROWICZ J., NURLU M., YURUR T. & KASAPOGLU E.: *La géométrie de la faille nord anatolienne à partir d'images Landsat-MSS*. Bull. Soc. Géol. France, (8), VI, 4, 589-599, 1990.

SUZANNE P & DAVY P.H.: *Faulting Extrusion Deformation: an experimental analysis scaled for gravity*. in prep.

TATAR Y.: *Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan)*. Tectonophysics, Amsterdam, 29, 401-409, 1975.

YILMAZ A.: *Geologic map of the Sivas-G23 quadrangle*. MTA Ankara, 1989.

5) MECANISMES DE DEFORMATION DE L'ENSEMBLE DE LA FNA

Le fonctionnement de la FNA peut être étudié à partir de deux outils: les mécanismes au foyer des séismes et l'analyse des plans de failles striés. Les informations provenant des séismes concernent le fonctionnement actuel ou instantané d'une zone faillée. Ils permettent la détermination d'un plan nodal avec ses déplacements. Les stries mesurées sur les failles correspondent aux déplacements enregistrés sur un plan de faille, à une époque donnée. On peut chercher ensuite, à reconstituer les directions des contraintes qui ont produit le jeu d'une famille de failles. Toutes les failles mesurées ont joué au cours des derniers 12Ma, si bien que le tenseur de contraintes représente un état de contraintes correspondant à une déformation finie. Les mécanismes au foyer déterminent des déplacements instantanés tandis que les populations de failles correspondent à des déplacements finis. Dans le cas d'un cisaillement simple, cette constatation permet d'apporter des réponses différentes pour ces deux mesures. En effet, pour une déformation non coaxiale, les mécanismes au foyer apportent une solution qui est la contrainte réelle appliquée au système (contrainte instantanée) alors que le tenseur de contraintes obtenu sur une série de failles mesure la somme des mouvements incrémentaux. Un tel tenseur des contraintes contient alors les rotations subies par les blocs au cours de la déformation incrémentale. Ainsi, la détermination des mécanismes ne peut théoriquement pas être obtenue à partir des populations de failles pour une déformation non coaxiale. Cependant, la cohérence de l'ensemble de nos mesures indique que si de telles rotations existent, elles s'opèrent tout au plus autour d'un axe vertical. Aussi, l'orientation des axes des contraintes principales doit être discutée dans notre étude. En revanche, la distribution spatiale des trois axes des contraintes principales permettent de caractériser avec précision les mécanismes de la déformation. L'analyse des résultats obtenus à partir des moments sismiques ne permet de déterminer les mécanismes sur la FNA qu'avec une résolution grossière. En effet, la compilation de ces résultats sur l'ensemble de la FNA nous informe sur le mécanisme général de la zone faillée sans plus d'indications (plans nodaux principaux parallèles aux décrochements principaux de la FNA). Notre analyse montre une évolution des mécanismes décrochants entre un pôle compressif à l'Est et extensif à l'Ouest.

mécanismes sur les plans de failles striés

La technique que nous utilisons pour déterminer le tenseur de contraintes (Etchecopar et al., 1981) se décompose en deux étapes:

- 1- recherche du tenseur par tirage au hasard
- 2- optimisations de la meilleure détermination obtenue par le tirage au hasard. La première optimisation est obtenue par la méthode des moindres carrés appliquée à la composante qui tendrait à faire dévier le cisaillement théorique par rapport aux stries observées. On cherche ensuite pour toutes les stries, si une fluctuation acceptable de la solution trouvée rend compte de chacune des observations.

Le résultat est visualisé par une projection de Schmidt de l'hémisphère inférieure, regroupant les ellipsoïdes de contraintes associés à chaque plan de faille. Il donne également la solution unique du tenseur de contraintes pour l'ensemble des failles avec la valeur du rapport R ($R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$).

Tous les sites observés sont regroupés sur la figure 2.8. Sur cette figure, nous observons qu'exceptés les sites 1, 2, 3 et 4 les directions des contraintes principales maximales et/ou minimales sont quasi parallèles. Elles sont orientées $N145^\circ \pm 10^\circ$ et $N55^\circ \pm 10^\circ$ respectivement. Cette constance dans la direction des axes des contraintes principales suggère que les effets des rotations des petits blocs sont négligeables ou annulés.

Nous rappelons brièvement nos conclusions concernant la partie orientale de la FNA: les regroupements de plusieurs familles de failles, pour les régions dont la zone faillée montre une géométrie homogène, indiquent que son mécanisme est décrochant avec une évolution d'Est en Ouest, depuis un pôle transpressif vers un pôle transtensif.

En ce qui concerne la partie occidentale de la FNA (de Kargi jusqu'à Izmit), nous observons (Fig. 2.8) que tous les sites situés au Nord et sur les

Fig. 2.8: compilation des mécanismes de la déformation calculés à partir des déplacements mesurés sur les plans de failles. Les flèches centripètes représentent l'axe de la contrainte principale σ_1 . Les flèches centrifuges représentent l'axe de la contrainte principale σ_3

Fig. 2.9: mécanismes moyens régionaux de la déformation calculés à partir des regroupements de populations de failles, pour les régions dont la zone faillée montre une géométrie homogène.

Fig. 2.10: mécanisme intime de la déformation. les sites correspondent aux failles illustrées sur la figure 1.10. Croix, σ_1 . Triangles, σ_2 . Carrés, σ_3 . $R = \sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$.

Fig.2.8:

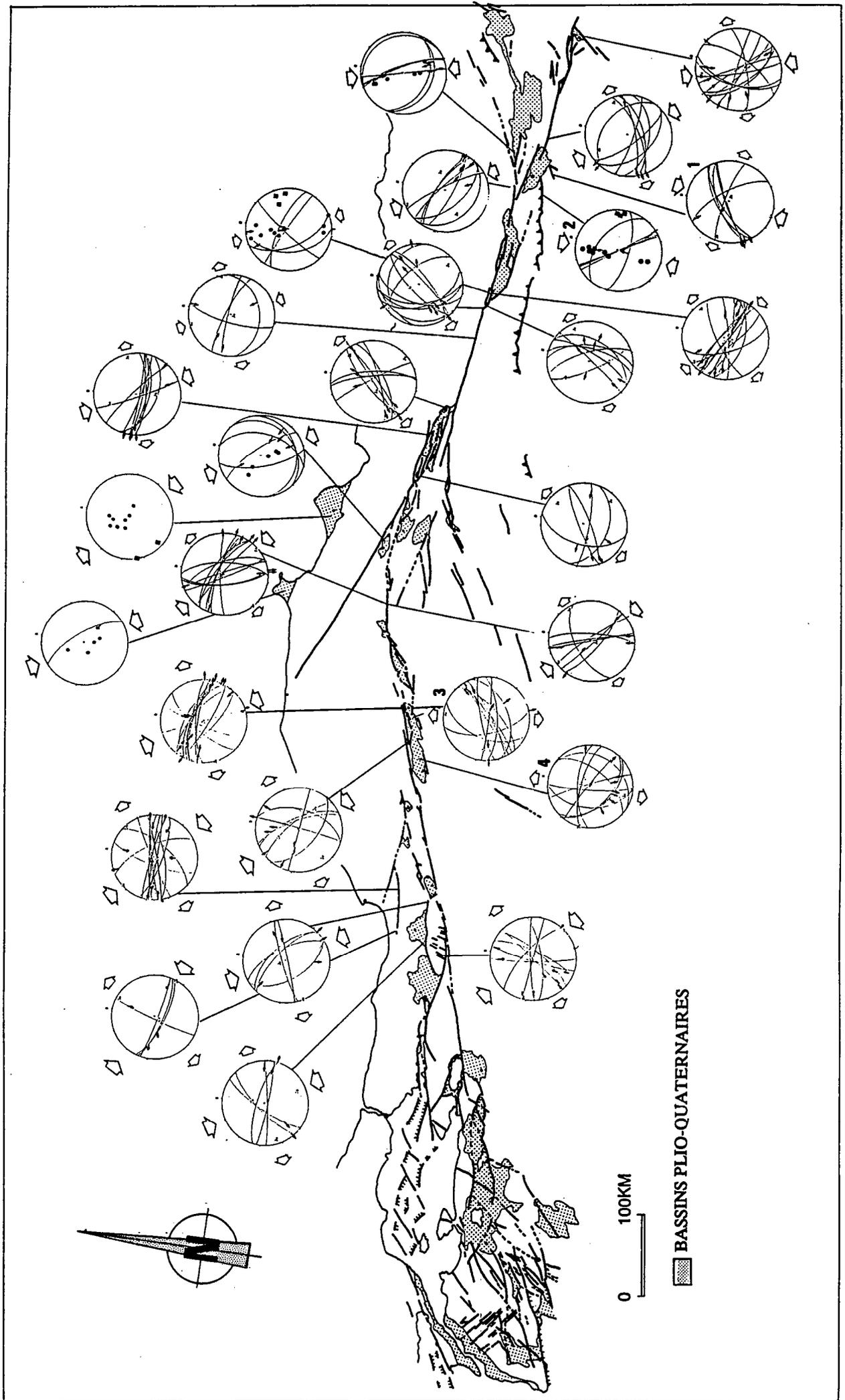


Fig.2.9:

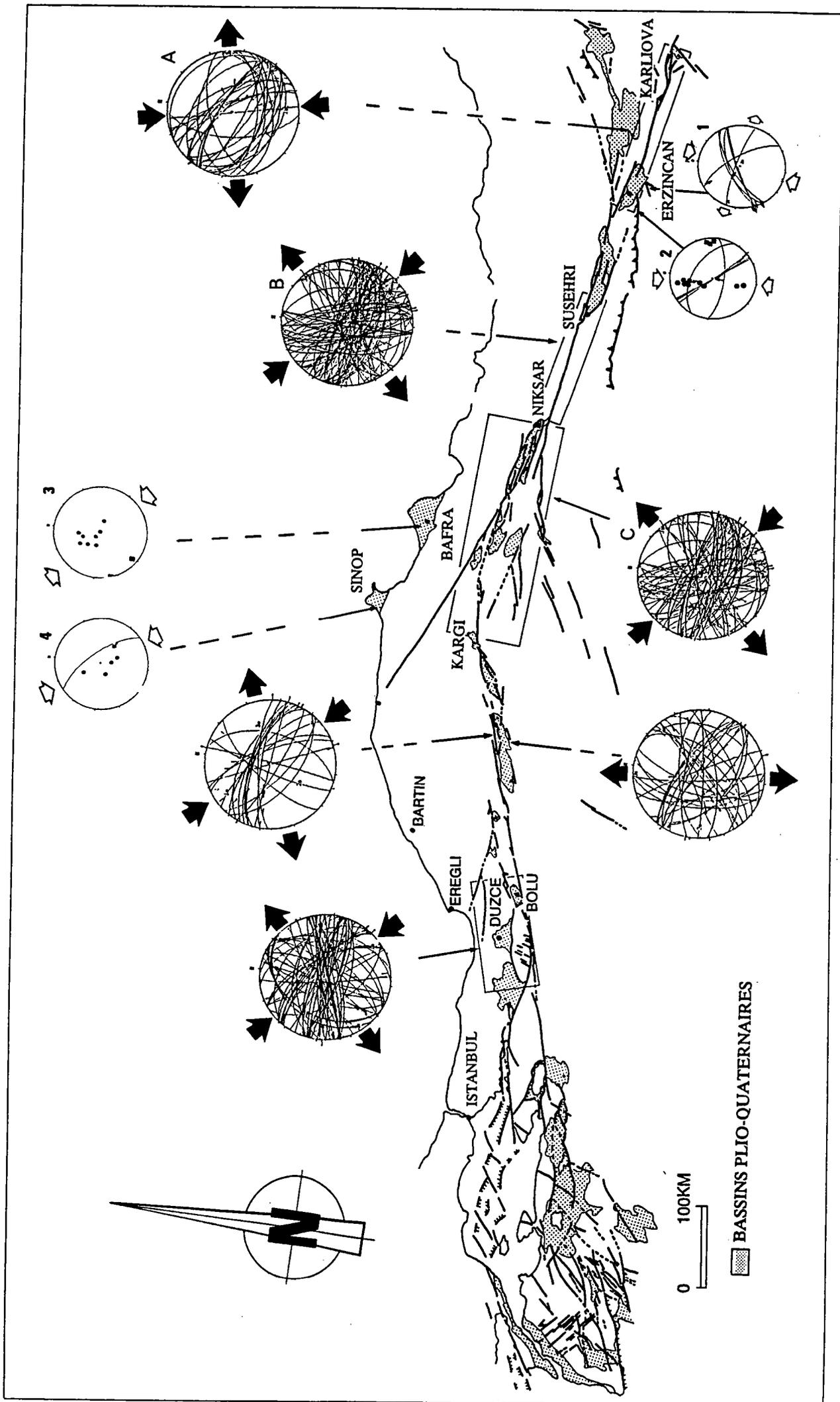
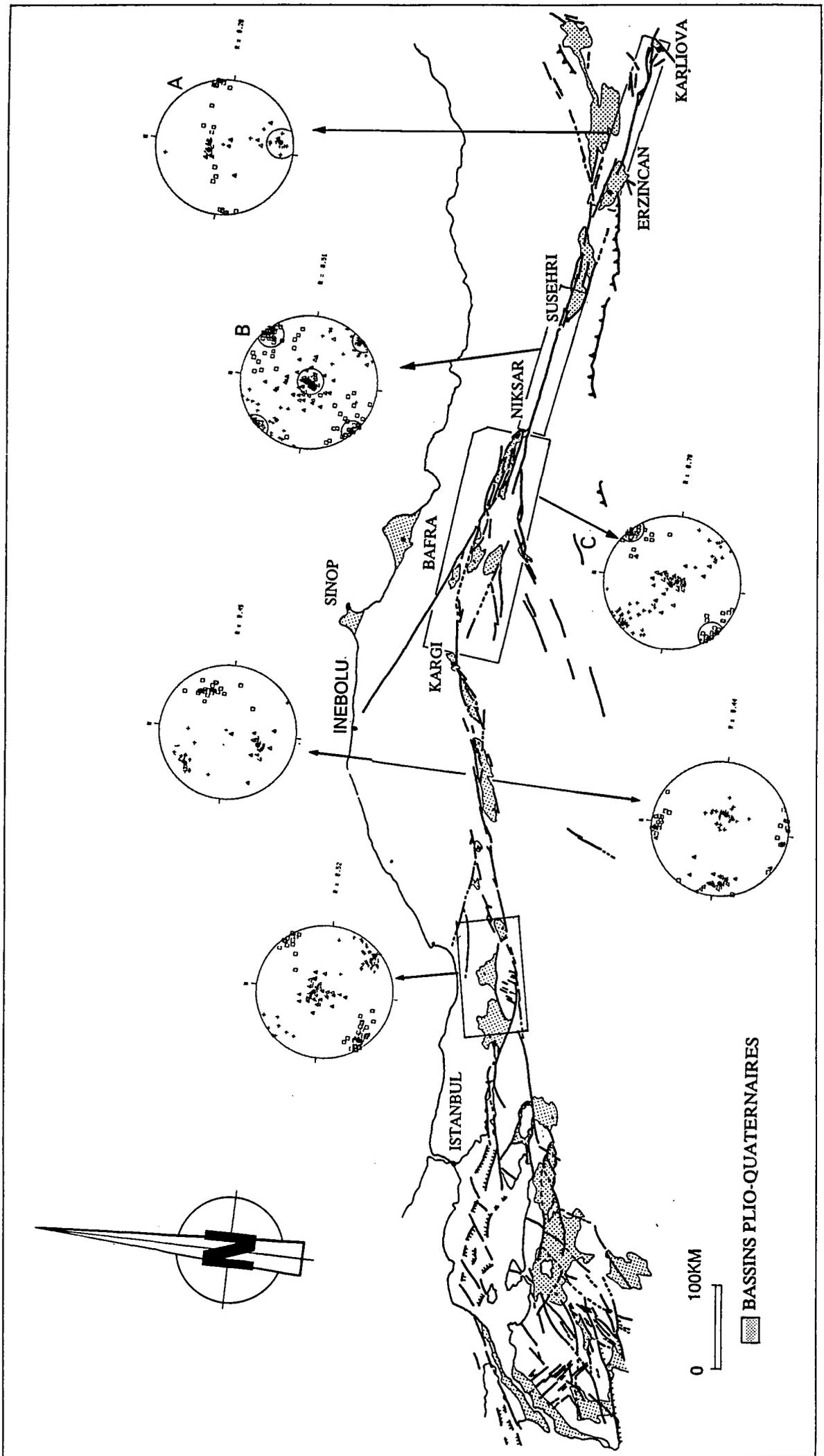


Fig.2.10:



accidents principaux présentent un mécanisme décrochant. Nous avons procédé au regroupement de plusieurs familles de failles pour les régions d'Ismetpasa et de Bolu-Duzce (Fig. 2.9). Le cumul de ces familles permet de calculer un nouvel état de contrainte qui caractérise le mécanisme décrochant moyen de la FNA (Fig. 2.10). En revanche, les deux sites (site 3 et 4 sur Fig. 2.8) situés au Sud de la zone faillée principale (dans le bassin de Cerkes-Ilgaz) montrent des mécanismes extensifs. Nous avons procédé au regroupement de ces deux sites qui révèle le même mécanisme que les sites pris indépendamment (E sur Fig. 2.9). L'orientation N-S de l'axe de la contrainte principale σ_3 indique que l'extension n'est pas produite par le fonctionnement des décrochements. Ce régime extensif semble être également responsable de la mise en place du massif volcanique de Kizilcahamam situé au Sud de la FNA entre Bolu et Ilgaz. Ces informations sont à corréliser avec celles obtenues à partir des mécanismes au foyer qui montrent sans ambiguïté que la partie occidentale du bloc anatolien est en régime extensif N-S (Fig. 2.11).

La FNA, située entre un domaine en compression à l'est et un domaine en extension à l'ouest, montre une évolution des mécanismes d'un domaine vers l'autre. La partie orientale de l'Anatolie est caractérisée par un mécanisme décrochant qui évolue depuis un pôle compressif à l'est vers un pôle extensif à l'ouest. La partie occidentale de la FNA montre un mécanisme décrochant, avec cependant la superposition d'une extension N-S. Le domaine égéen, dont le régime général est l'extension, constitue le pôle extensif du gradient de déformation observé depuis Niksar jusqu'à Izmit. La collision Arabie-Eurasie influence les mécanismes de l'extrémité orientale de la FNA (d'Erzincan jusqu'à Karliova) vers un pôle transpressif.

La juxtaposition des mécanismes décrochants sur la zone faillée principale et des mécanismes extensifs, dans la partie occidentale du bloc anatolien, suggère un découplage des deux régimes de déformation. Ce phénomène est également observé dans la partie orientale de l'Anatolie, notamment par la présence du chevauchement de Sivas au voisinage de la FNA. Toutefois, les mécanismes des accidents principaux sont influencés par le régime de déformation régionale dans la partie orientale de la FNA tandis qu'ils ne le sont pas dans sa partie occidentale.

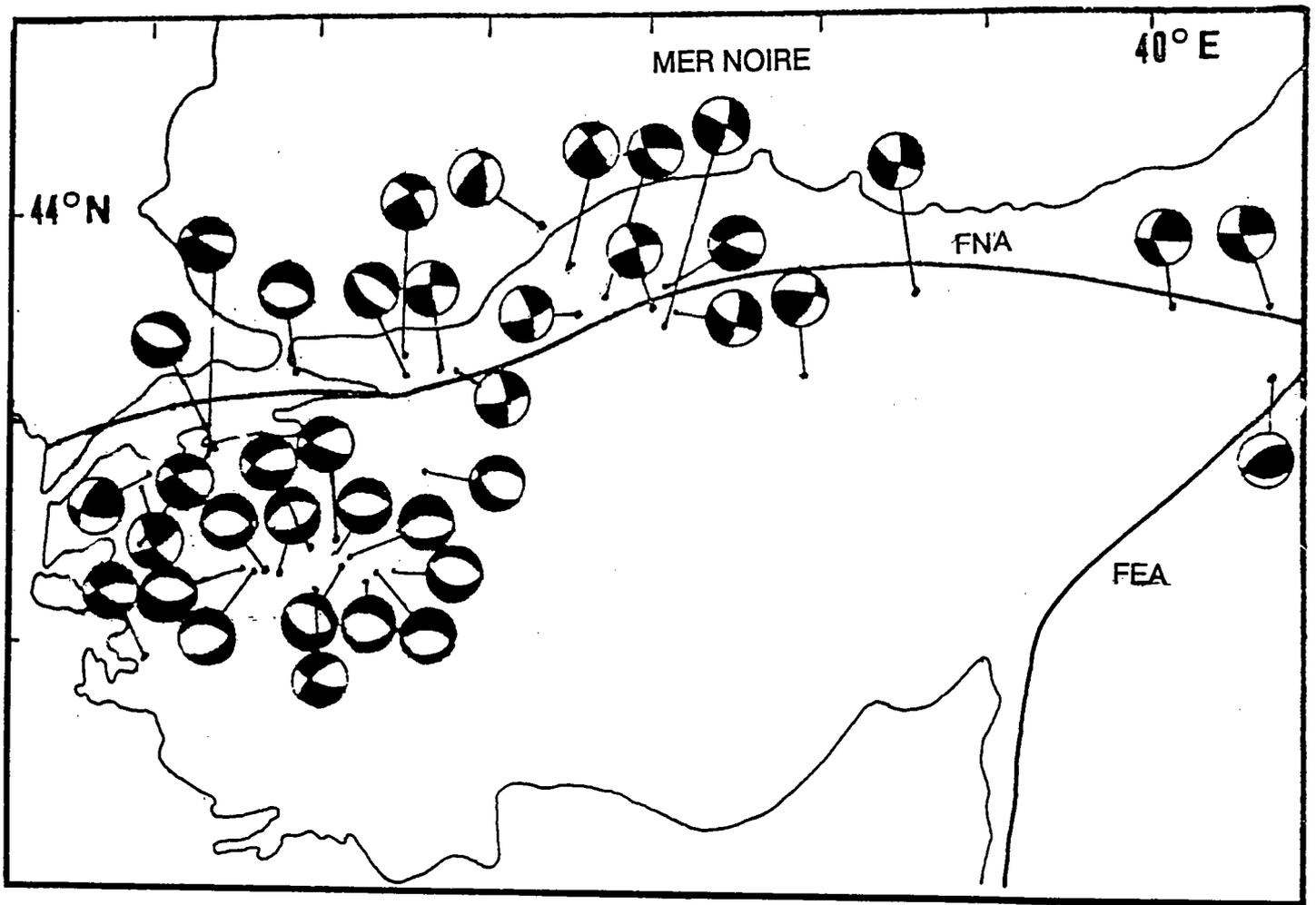


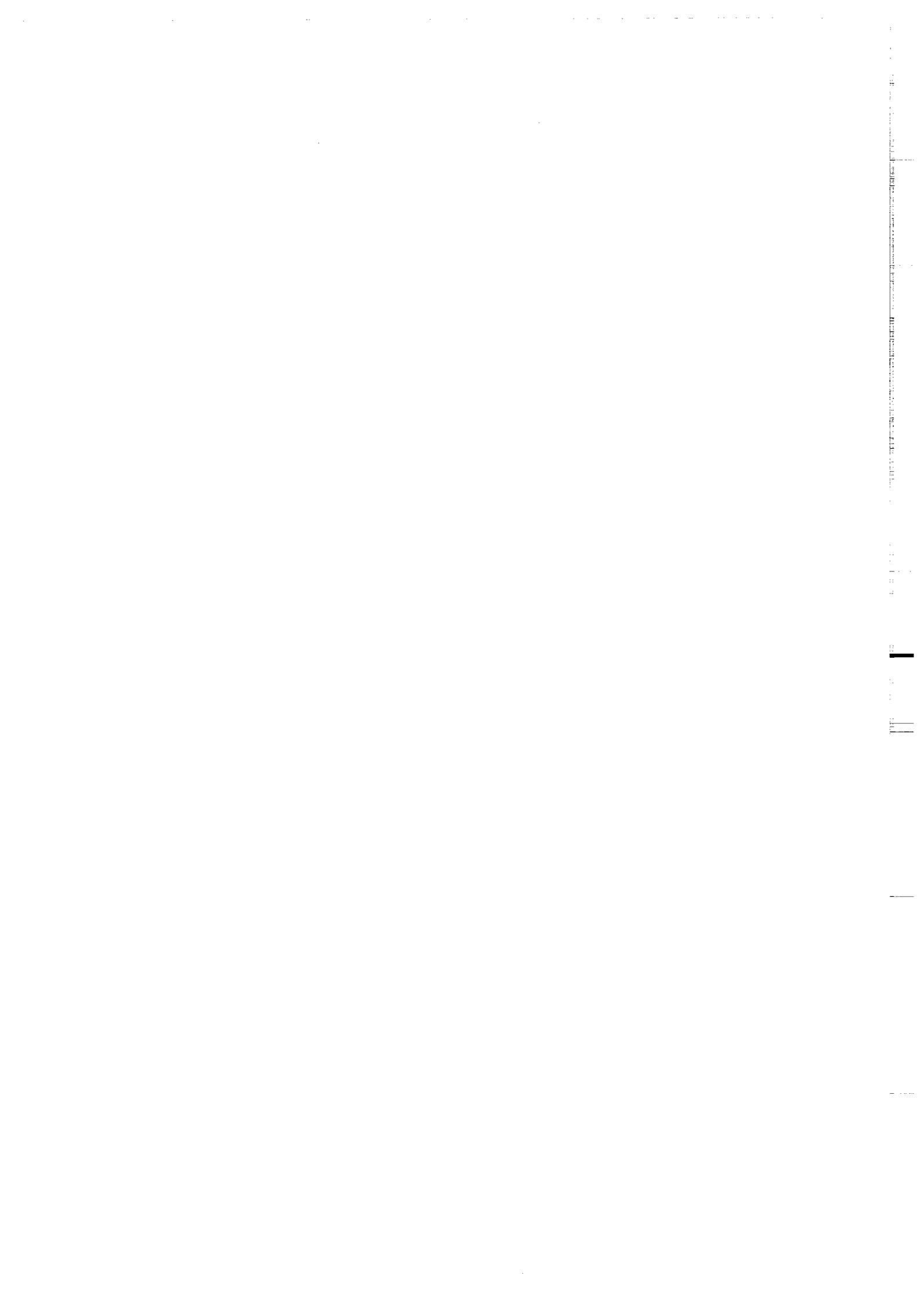
Fig.2.11: compilation des mécanismes au foyer sur la Faille Nord Anatolienne (modifiée d'après Kasapoglu, 1987).

Les mécanismes au foyer indiquent que les déplacements de part et d'autre de la FNA sont des translations dextres sur l'ensemble de la FNA en dépit de sa courbure. Aussi, si la direction des mouvements en translation change le long de la FNA (comme l'indique les solutions des mécanismes au foyer), la direction des axes des contraintes principales que nous avons calculée est constante d'un bout à l'autre de la FNA. De même, la direction des plans de failles, synthétiques du mouvement dextre, est parallèle à la zone décrochante le long de la partie orientale de la FNA tandis qu'elle est oblique le long de sa partie occidentale. Dans la partie orientale de la FNA, les déplacements sont à 30° de l'axe de la contrainte principale σ_1 , et favorisent un mécanisme décrochant avec une variation de l'importance relative de la composante extensive ou compressive en fonction de l'influence croissante de l'extension égéenne ou de la collision Arabie-Eurasie. En revanche dans sa partie occidentale, le mouvement général du bloc anatolien, orienté $N60^\circ$ à $N70^\circ$, est à 70° de l'axe de la contrainte principale σ_1 . Dans cette partie de la FNA, l'extrusion latérale vers l'Ouest du bloc anatolien est sous l'influence du domaine égéen en régime extensif. Une telle obliquité entre l'axe de la contrainte principale σ_1 et la translation du bloc anatolien ne permet pas à la FNA de fonctionner en décrochement oblique. Dans ces conditions, la seule solution mécanique possible semble être le découplage de la déformation en mécanismes décrochant et extensif.

Une telle interprétation implique que le tracé de la FNA soit prédéterminé. Cette hypothèse n'est d'ailleurs pas à rejeter puisque nous avons vu qu'il existait des discontinuités anciennes sur le tracé actuel de la FNA. Ces discontinuités crustales sont matérialisées par trois segments de paléo-suture. Mais nous avons également montré, dans le premier chapitre, que la forme générale de la FNA est contrôlée par les conditions aux limites de l'Anatolie: la collision Arabie-Eurasie crée le décrochement parallèle au mouvement d'expulsion à l'Est, la présence du bloc rigide de la Mer Noire guide son tracé et le domaine égéen, dont le régime général est l'extension, attire la partie occidentale de l'Anatolie vers le Sud. Ces conditions prédisposent également la géométrie actuelle de la FNA. Il faut aussi considérer comme seconde hypothèse que le tenseur de contraintes n'enregistre pas d'éventuelles rotations qui rendraient nos interprétations caduques. Dans le cas contraire, la comparaison entre la déformation instantanée et la déformation finie indiquerait une rotation

des structures initiales d'environ 35° (plan nodal principal orienté $N70^\circ$ et failles synthétiques orientées $N105^\circ$). Il est difficile de trancher entre les deux interprétations cependant, la première que nous avons formulée présente l'avantage d'expliquer le découplage de la déformation observée dans la partie orientale de la FNA. De plus, la cohérence des tenseurs de contraintes, pour l'ensemble de la région étudiée, supporte la première hypothèse.

**CHAPITRE III:
DONNEES
EXPERIMENTALES**



CHAPITRE III DONNEES EXPERIMENTALES

I) INTRODUCTION

La modélisation analogique est une simulation en laboratoire des processus physiques d'échelles différentes. En sciences de la terre, l'utilisation de modèles analogiques n'a pas pour but de reproduire strictement la complexité des systèmes naturels, mais de mieux cerner l'évolution, les causes et les mécanismes des processus géologiques qui ont engendré les structures observées sur le terrain (sic, Vendeville, 1987). La modélisation expérimentale a pour avantage de permettre l'observation tridimensionnelle au cours du temps des structures néo-formées. Néanmoins, l'utilisation de matériaux analogues et le respect des conditions de similitudes (dimensionnement) sont nécessaires pour valider nos observations. Les matériaux analogues que nous utilisons ont été choisis et testés par les chercheurs qui ont utilisé ces techniques depuis dix ans au laboratoire de modélisation à Rennes (Cobbold & Quinquis, 1980; Hugon, 1982; Tapponnier et al., 1982; Faugère & Brun, 1984; Harris & Cobbold, 1984; Brun, 1985; Brun et al., 1985; Davy, 1986; Faugère et al., 1986; Merle, 1986; Ballard et al., 1987, Burg et al., 1987; Van Den Driessche & Brun, 1987; Gilbert & Merle, 1987; Vendeville, 1987; Vendeville & Cobbold, 1987; Vendeville et al., 1987; Allemand, 1988; Brun & Merle, 1988; Davy & Cobbold, 1988; Allemand et al., 1989; Ballard, 1989; Cobbold et al., 1989a)b); Merle, 1989; Merle & Guillier, 1989; Richard, 1989; Richard & Cobbold, 1989; Richard et al., 1989a, b); Basile, 1990). Ces matériaux privilégient quatre propriétés qui nous semblent essentielles pour la compréhension des déformations de la lithosphère continentale (sic Davy, 1986):

- 1) le caractère fragile de la croûte continentale (sable de Fontainebleau),
- 2) le caractère ductile de la croûte inférieure et du manteau (silicone et miel),
- 3) la possibilité d'obtenir des déformations gravitaires,
- 4) les contrastes de densité dans la lithosphère.

Pour obtenir les conditions de similitude nécessaires à une application géologique, nous utilisons les principes du dimensionnement qu'Hubbert (1937)

Tableau 1

	L_o (m)	u_o (m.s ⁻¹)	T_o (s)	ρ (Kg.m ⁻³)	σ_o (Pa)	$\frac{u_o}{g \cdot T_o}$	$\frac{\sigma_o}{\rho g L_o}$
MODELE	10^{-2} (1 cm)	$3 \cdot 10^{-6}$ (1 cm/h)	$3 \cdot 10^3$ (1 h)	$1.2 \cdot 10^3$	1	10^{-10}	10^{-2}
NATURE	$3 \cdot 10^4$ (30 Km)	10^{-9} (3cm/an)	$3 \cdot 10^{13}$ (1 Ma)	$3 \cdot 10^3$	10^7 (10 MPa)	$3 \cdot 10^{-24}$	10^{-2}

et Ramberg (1981) ont appliqués aux sciences de la terre:

Un modèle est défini à partir de grandeurs caractéristiques (longueur L_0 , temps T_0 , vitesse V_0 , masse volumique, viscosité, etc.). On définit, à partir de ces constantes, des variables non dimensionnées qui sont le rapport des variables du système sur une constante de même dimension. Les constantes définies pour nos modèles expérimentaux et pour la lithosphère sont définies sur le tableau 1.

Dans ces conditions, la seule présence d'une structure dans une expérience, justifie sa validité mécanique. Ceci étant, les conditions (conditions aux limites et rhéologie) qui ont permis l'élaboration d'une telle structure ne doivent pas être considérées comme une solution unique. Les modèles analogiques apportent une solution mécanique parmi de nombreuses autres.

II) LE DECROCHEMENT LITHOSPHERIQUE

1) Introduction

La géométrie et le mécanisme des décrochements lithosphériques sont abordés par une série d'expériences à l'échelle du laboratoire. Cette analyse constitue une étape préliminaire pour l'étude, plus ciblée, sur le thème de l'extrusion latérale. Elle est cependant essentielle parce que les décrochements n'apparaissent pas seulement dans les systèmes liés à la collision continentale, et qu'il fallait donc mettre en évidence leurs spécificités. Nous avons tenté plusieurs dispositifs pour créer une structure décrochante que nous avons ensuite analysée. Le profil rhéologique utilisé est le même pour chacune de nos expériences puisque les paramètres qui sont étudiés en première priorité sont les conditions aux limites des systèmes propices à la formation des décrochements. Il s'agit d'une lithosphère simplifiée comprenant un niveau supérieur localisant (fragile), c'est-à-dire où les déplacements s'effectuent par la formation et le jeu de failles, sur un niveau inférieur ductile qui accommode les mouvements par une déformation homogène. Le profil rhéologique utilisé est composé d'1 cm de silicone surmonté d'1.5 cm de sable qui flotte sur une asthénosphère représentée par du miel (Fig. 3.1). L'épaisseur du niveau fragile est volontairement exagérée pour faciliter l'observation des structures cassantes en surface qui caractérisent

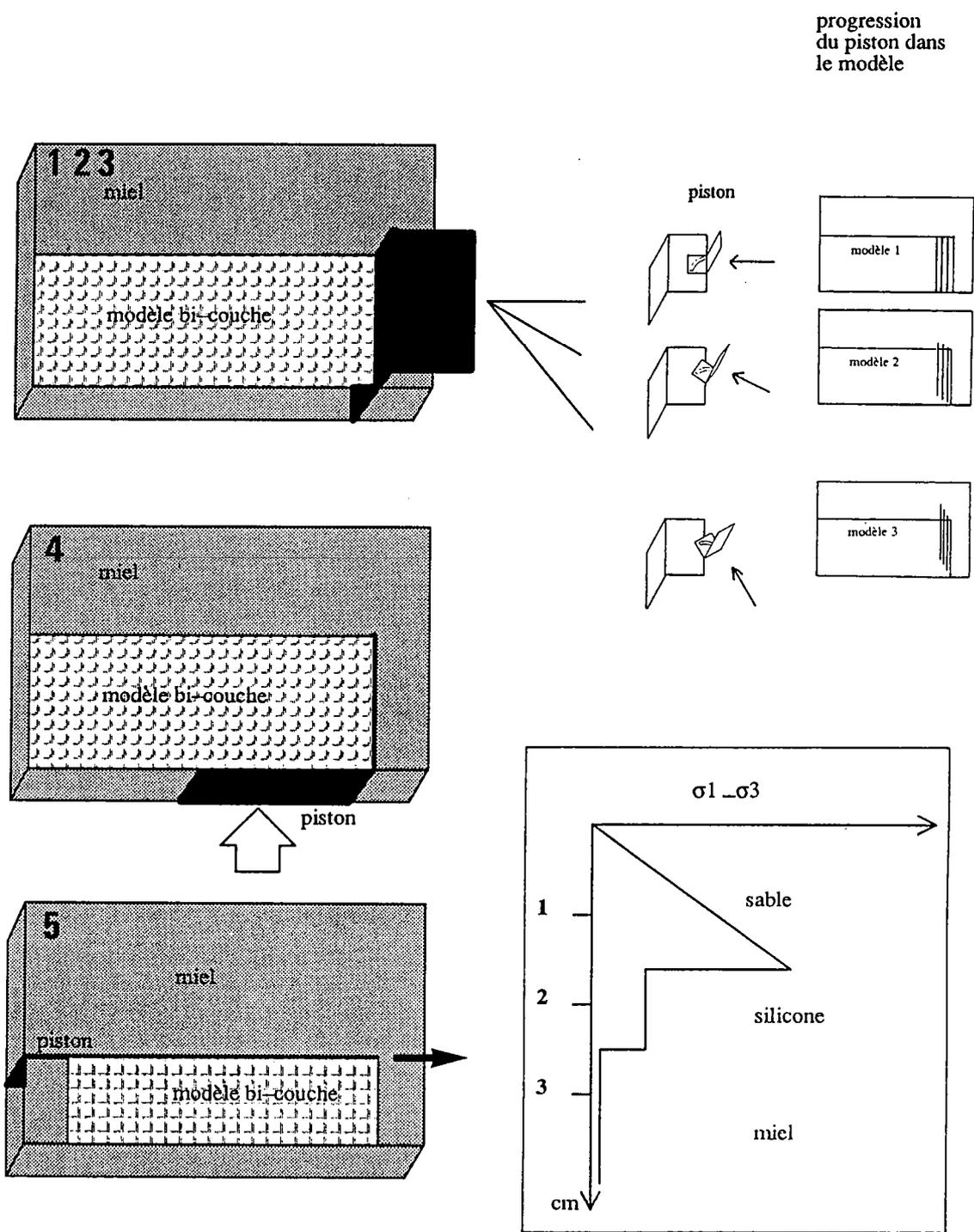


Fig.3.2: conditions aux limites.

Fig.3.1: profil rhéologique.

le mieux la déformation.

2) Les conditions aux limites

Pour chacune des expériences réalisées, nous utilisons la présence d'un bord libre. Cette notion est assimilée à une limite (limite entre le modèle bi-couche sable silicone et le miel sur les vues de surface) pour laquelle le modèle n'est pas tenu par une paroi rigide. Dans ces conditions, le modèle est en équilibre statique, tout en ayant la possibilité de s'échapper vers cette limite lorsqu'il est mis sous contrainte. La présence d'une telle limite est nécessaire pour favoriser les déplacements horizontaux, et par conséquent la formation des décrochements.

Cinq types d'expériences ont été réalisés:

A)-Les modèles 1, 2 et 3 (Fig. 3.2) possèdent une bordure libre perpendiculaire au piston. Le piston se déplace suivant trois directions par rapport au bord libre:

- 0°, modèle 1,
- 30°, modèle 2,
- 60°, modèle 3.

B)-Le modèle 4 (Fig. 3.2) correspond à l'avancement d'un bloc contenu dans un "L" vers sa bordure libre.

C)-Le modèle 5 (Fig. 3.2) est un bloc long soumis à un cisaillement simple grâce au déplacement d'une paroi (piston) sur sa bordure longitudinale.

3) Description des expériences

A) Modèles avec une bordure libre perpendiculaire au piston

Pour chacun des trois modèles (1, 2 et 3) nous analysons les vues de surface pendant 9 cm d'avancée du piston.

modèle 1

Le piston progresse dans une direction parallèle à la limite du bord libre. Trois structures apparaissent successivement au cours de l'expérience:

-Une zone décro-chevauchante F1 senestre apparaît au front du piston (Fig. 3.3 et Fig. 3.4). La zone faillée se compose de deux chevauchements à vergence

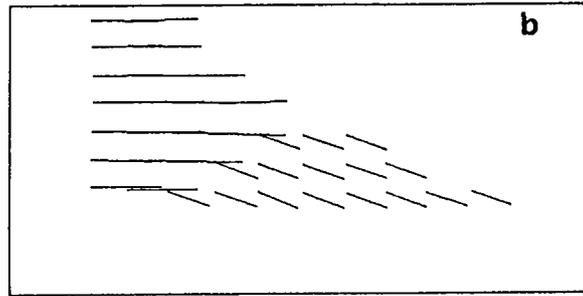
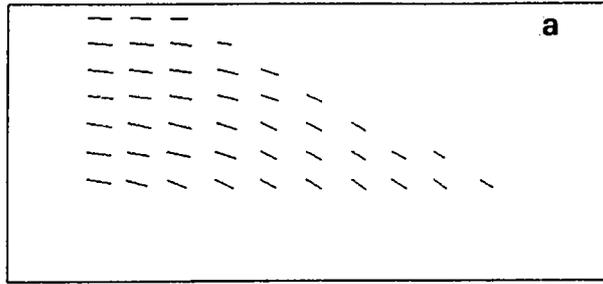
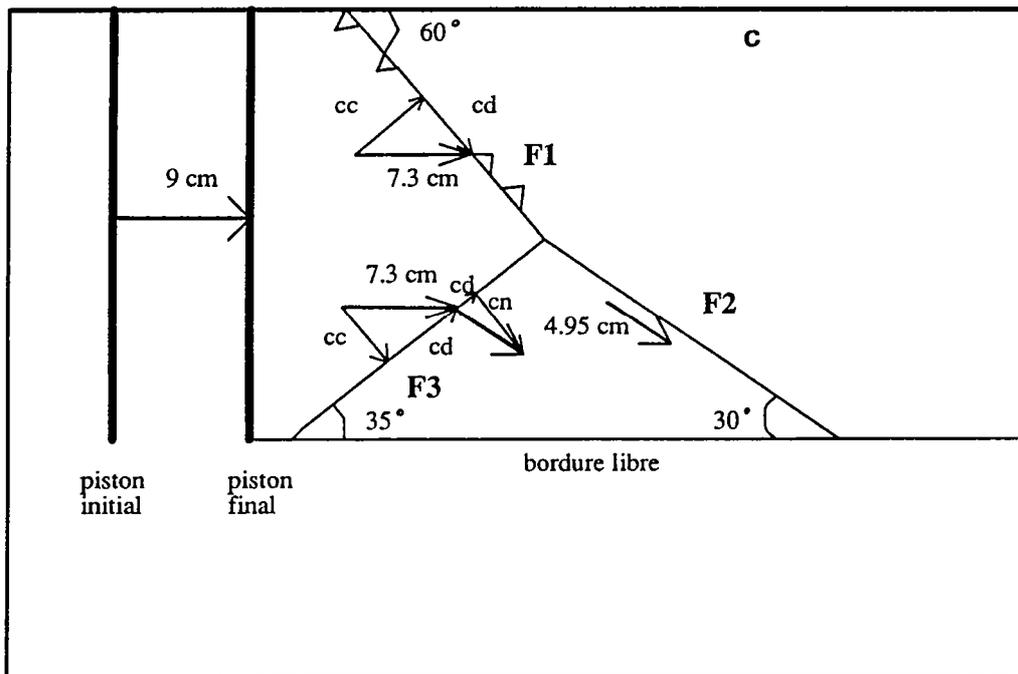


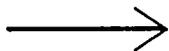
Fig.3.4: a) vecteurs déplacements avant l'apparition du décrochement F3.
 b) vecteurs déplacements après l'apparition du décrochement F3.
 c) bilan des déplacements.



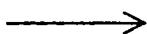
CHEVAUCHEMENT F1



DECROCHEMENT F2 ET F3



VECTEUR DEPLACEMENT (module indiqué en cm)



cc COMPOSANTE CHEVAUCHANTE

cd COMPOSANTE DECROCHANTE

cn COMPOSANTE NORMALE

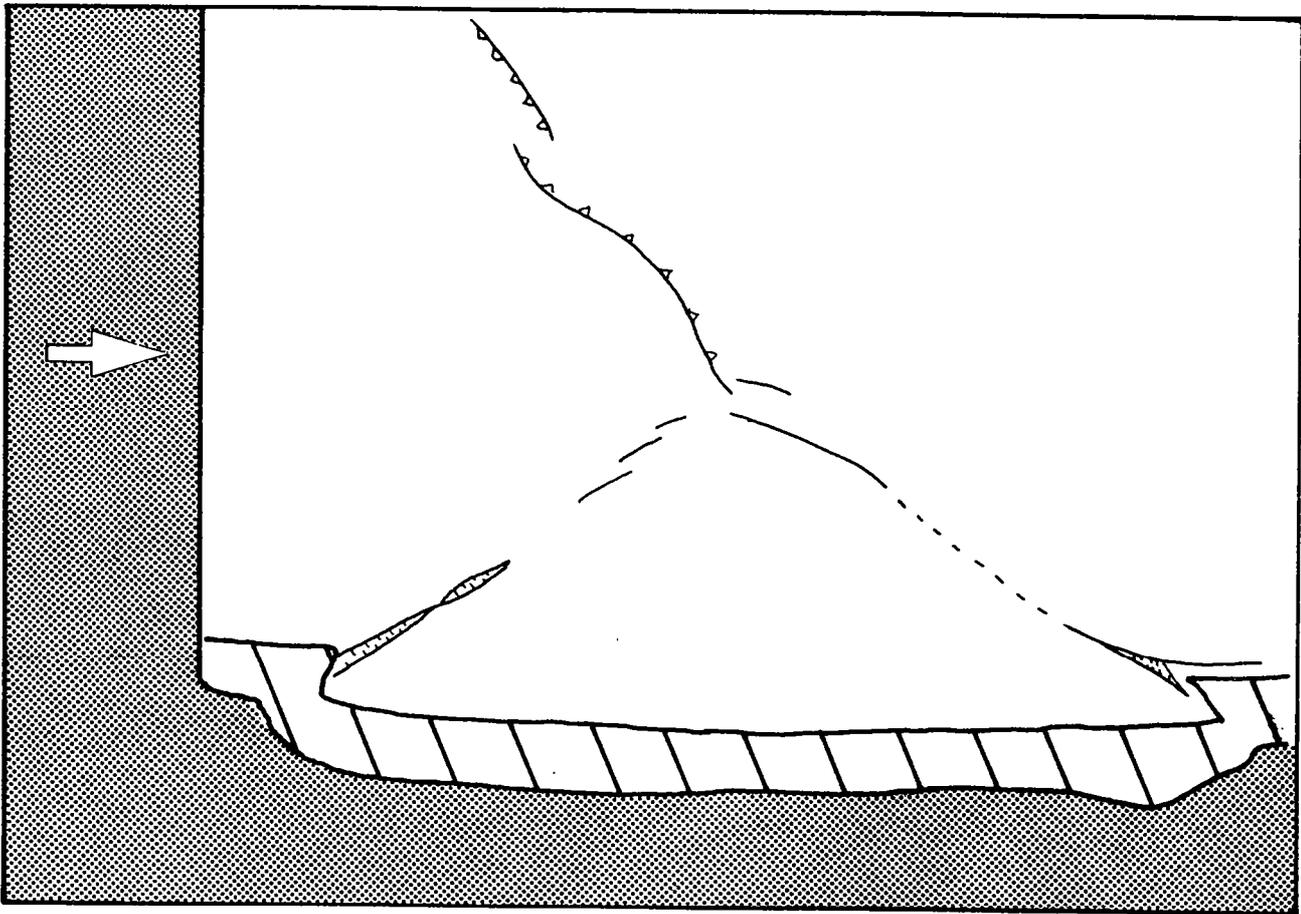
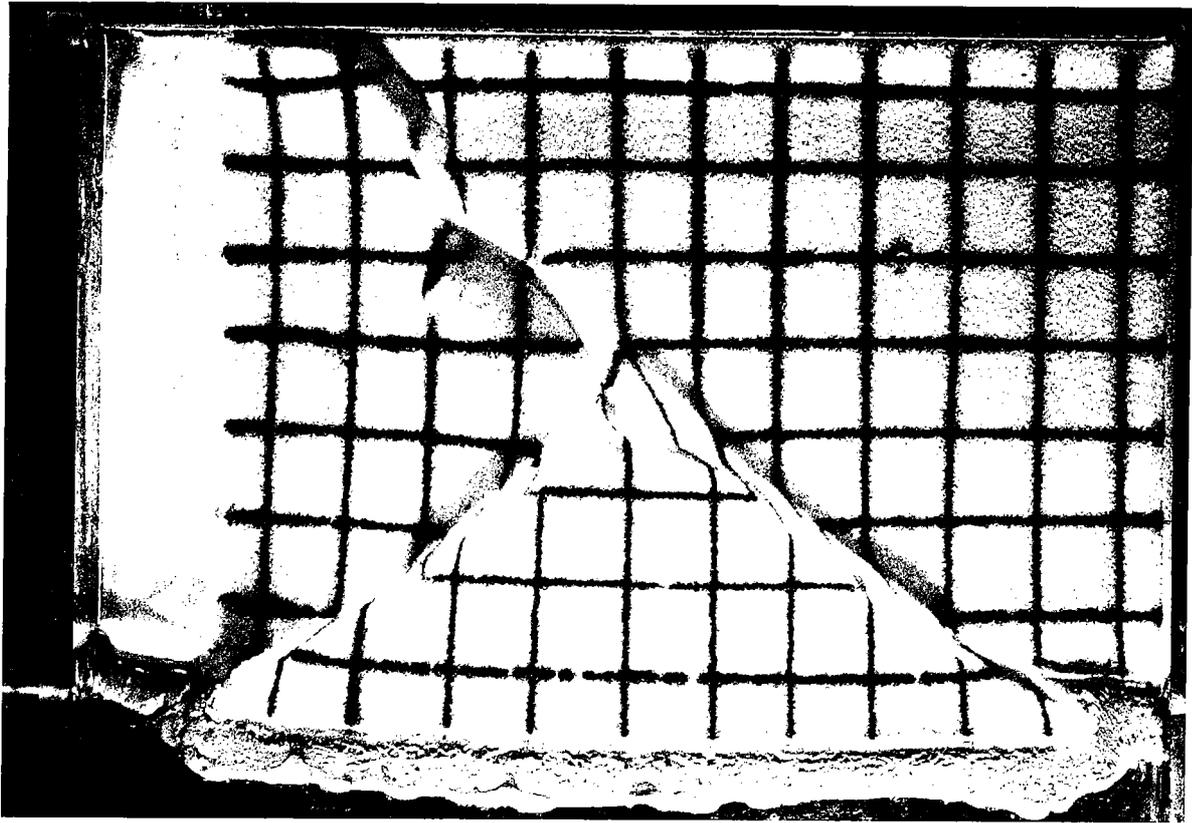


Fig.3.3: vue de dessus du modèle 1, photographie et schéma interprétatif.

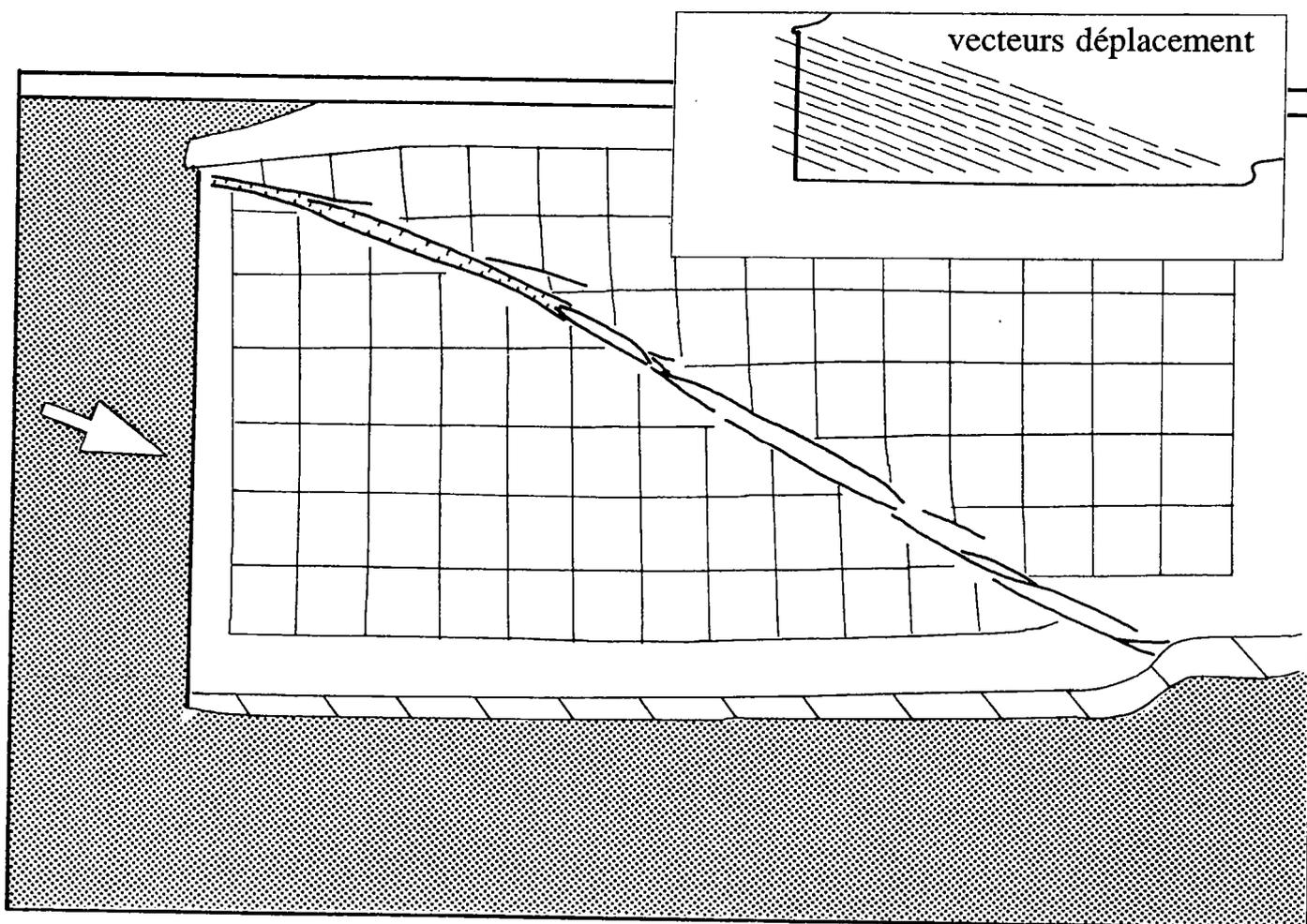
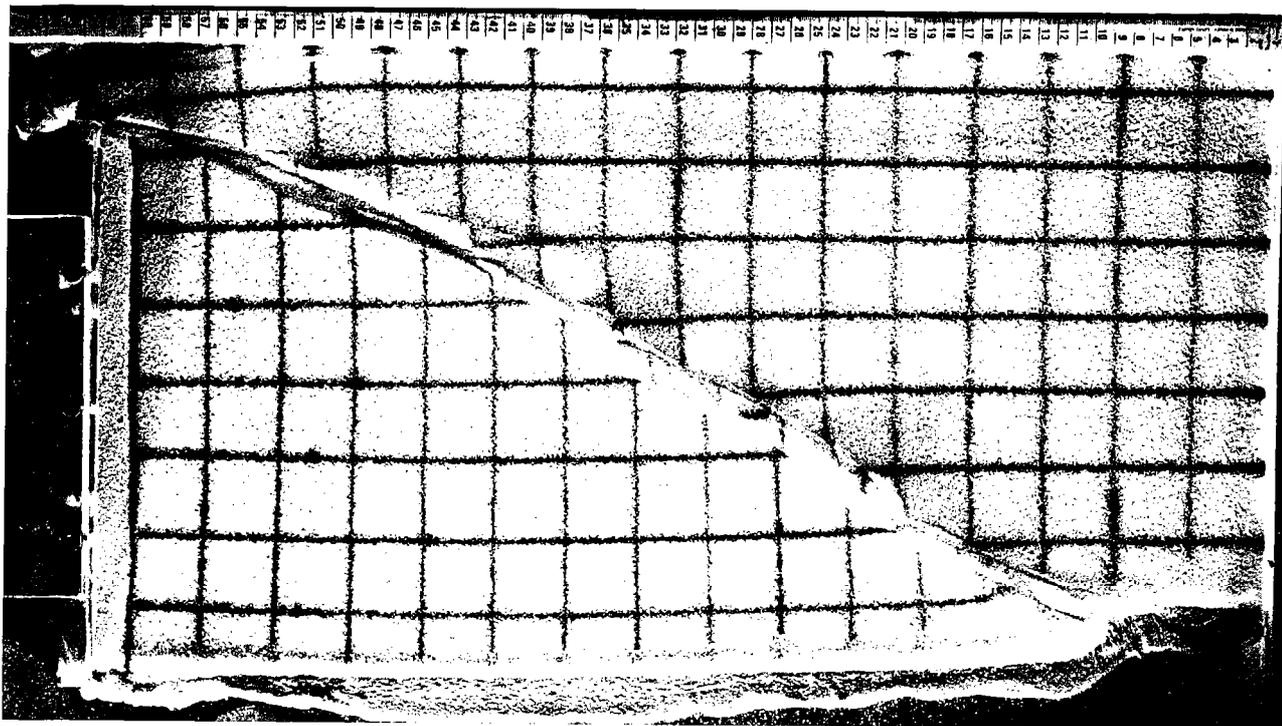
opposée délimitant deux bassins flexuraux. Les vecteurs déplacement sont parallèles à l'avancée du piston (N-S) (Fig. 3.4a). Les chevauchements sont orientés N60°. La direction des déplacements par rapport à celle des structures chevauchantes (Fig. 3.4c) indique que la zone faillée fonctionne en chevauchement oblique comptant 1/4 de composante décrochante. Les 9 cm de raccourcissement sont résorbés par 7.3 cm de déplacement fini au niveau des chevauchements. Le bloc déplacé au front du piston subit par conséquent une déformation homogène (déformation interne du bloc) qui s'élève à 18.5% du raccourcissement total imposé.

-Une zone décrochante F2 senestre est formée en avant des chevauchements F1 (Fig. 3.3 et Fig. 3.4). Ces nouvelles structures permettent l'échappement latéral d'une partie du modèle vers le bord libre. Les vecteurs déplacement sont parallèles à la zone décrochante (N30°) indiquant une translation pure du bloc extrudé le long des structures décrochantes. Les deux structures F1 et F2 s'organisent en continuité depuis le piston vers le bord libre séparant le modèle en deux blocs. La zone décrochante accommode 4.95 cm de déplacement senestre du bloc mobile par rapport au bloc fixe. La direction de la zone décrochante est à 30° de la bordure libre.

-Une zone décrochante dextre F3, partant de la zone séparant les deux structures F1 et F2, apparaît après 3 cm de raccourcissement, et correspond au changement de pente des vecteurs déplacement (Fig. 3.4a). La zone décrochante dextre F3 sépare le bloc migrant en deux blocs (Fig. 3.4b): 1) le bloc situé front du piston qui se déplace suivant une direction parallèle à l'avancée du piston, et 2) le bloc limité par les deux zones décrochantes conjuguées dont les déplacements ont une direction parallèle à F2. Le bilan des déplacements (Fig. 3.4c) montre que les composantes chevauchantes et normales induites par les déplacements des deux blocs, de part et d'autre de F3, s'annulent mutuellement. Les décrochements F3 accommodent ainsi, 3.49 cm de translation pure dextre d'un bloc par rapport à l'autre. La direction de la zone décrochante est à 35° de la bordure libre. L'angle entre les deux zones décrochantes conjuguées est de 115°.

modèle 2

Le piston progresse dans une direction orientée à 30° par rapport au bord



S
Fig.3.5: vue de dessus du modèle 2, photographie et schéma interprétatif.

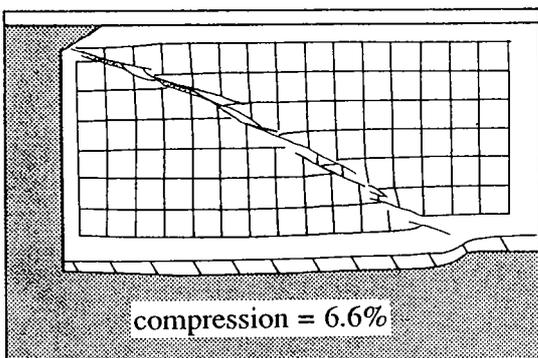
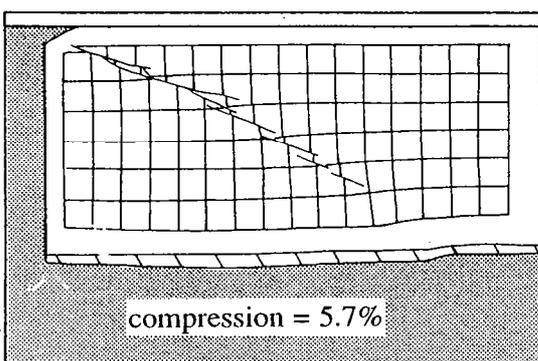
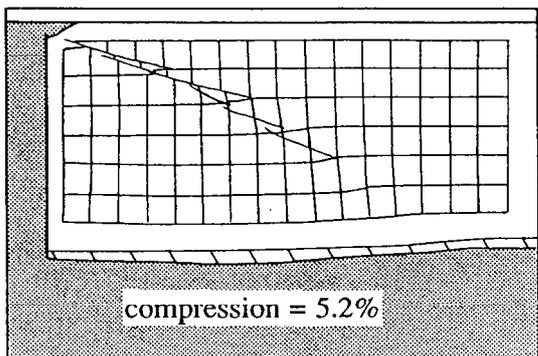
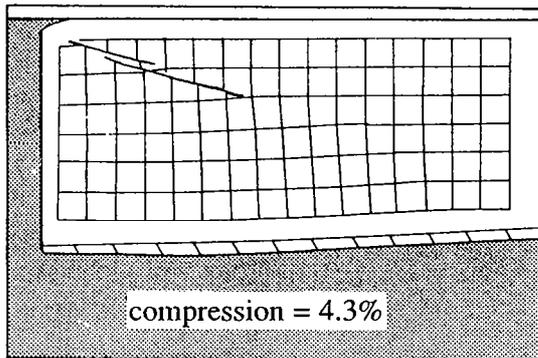
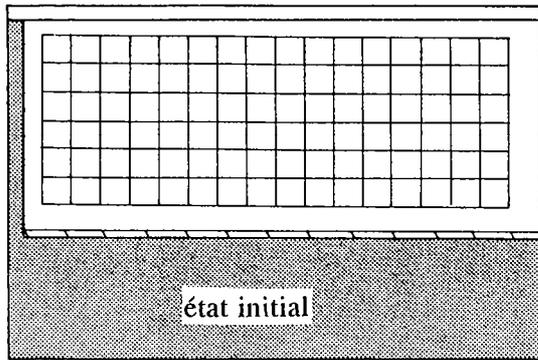
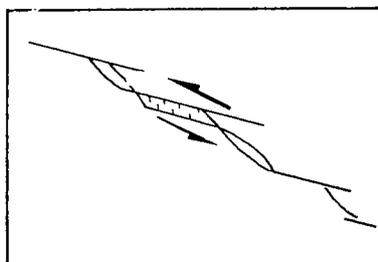
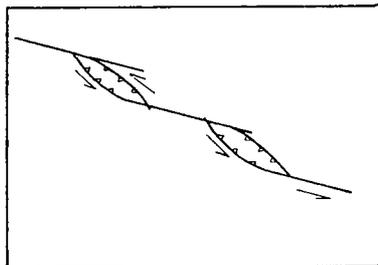
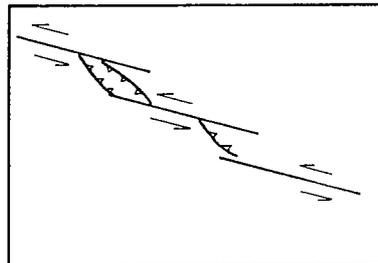
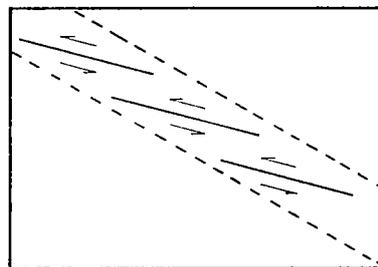


Fig.3.6: structuration du modèle 2 au cours du temps.

Schémas interprétatifs de l'évolution d'une zone décrochante



libre (Fig. 3.5). La première faille apparaît après 3% de compression. La déformation cassante se propage ensuite vers le bord libre par des failles en échelons. Ces failles orientées à 15° par rapport à la direction perpendiculaire au mur du piston déterminent une zone faillée décrochante oblique (d'environ 15°) par rapport à leurs directions individuelles. Les déplacements senestres sont parallèles aux failles en échelons et permettent l'installation de systèmes compressifs (push-up) entre chaque relai de failles (Fig. 3.6). La direction de la zone faillée qui englobe tous ces relais est à 30° de la normale au mur du piston. Lorsque la zone faillée atteint le bord libre, le modèle séparé en deux blocs montre des vecteurs déplacement parallèles à cette zone (également parallèles à la direction d'avancée du piston). Les failles en échelons sont alors obliques par rapport au déplacement du bloc mobile et fonctionnent par conséquent en décrochement à composante extensive. Le fonctionnement de ces décrochements transtensifs permet l'installation de bassins entre les push-up (Fig. 3.6). Ces bassins ne peuvent pas être considérés comme des pull-apart car leur mise en place n'est pas la conséquence directe de relais décrochants en échelons. Par ailleurs, leur géométrie n'est pas celle des pull-apart caractérisant une zone décrochante senestre. En fin d'expérience la déformation se concentre dans une zone de plus en plus étroite. La zone faillée prend alors la forme d'une sigmoïde (Fig. 3.5). Les vecteurs déplacement restent parallèles à la direction d'avancée du piston, si bien que la forme de la zone faillée détermine une zone transtensive au front du piston, transpressive au centre du modèle et transtensive vers la bordure libre.

La zone décrochante accommode 7.5 cm de translation senestre au front du piston. Ces déplacements diminuent à l'extrémité de la zone décrochante atteignant une valeur de 5.4 à 5.8 cm. Le bloc en translation n'est donc pas rigide. Il montre 16.7% de déformation interne finie dans la partie voisine du piston et 38% dans la partie éloignée du piston.

modèle 3

Le piston progresse dans une direction orientée à 60° de la limite du bord libre. Le modèle 3 montre également deux blocs séparés par un décrochement orienté à 30° de la bordure libre (Fig. 3.7). Le mécanisme du décrochement est oblique avec une forte composante extensive. La structure, à l'état final, montre

un fossé large de 2 cm au front du piston qui passe progressivement à un décrochement puis à un chevauchement vers le bord libre. Les vecteurs déplacement sont parallèles à l'avancée du piston au voisinage de celui-ci, mais montrent une légère rotation anti-horaire vers l'extrémité du décrochement. Il faut attribuer cette rotation au fait que la zone proche du piston s'est déplacée en début d'expérience suivant une direction oblique par rapport à la direction des structures créées tandis que la zone proche du bord libre n'était pas encore fracturée. La propagation des structures se faisant vers l'avant, le bloc migrant se déplace dans la direction imposée par le piston, mais les mouvements sont contrariés par la zone de contact entre le bloc fixe et le bloc migrant.

Les déplacements sont totalement transmis au voisinage du piston tandis que l'extrémité du bloc enregistre une déformation interne de 23.2%.

conclusions

Les structures décrochantes se forment à 30° du bord libre quelque soit la direction d'avancée du piston. Le confinement latéral semble ainsi contrôler la géométrie des structures tandis que la direction de déplacement du piston contrôle la cinématique. La combinaison entre la cinématique et la direction des failles, détermine le mécanisme de la déformation (transtensif, décrochant ou transpressif). Ces trois modèles décrivent trois mécanismes de décrochement:

-modèle 1, système transpressif et extrusion latérale à l'aide de deux décrochements conjugués,

-modèle 2, système décrochant,

-modèle 3, système transtensif.

Ces modèles montrent certaines similitudes avec la nature que nous nous proposons d'examiner en prenant pour exemple la région de l'Anatolie.

Le modèle d'extrusion latérale (modèle 1) montre un système combinant les chevauchements au front du piston et les deux décrochements conjugués qui permettent l'extrusion d'un bloc vers son bord libre. Le mécanisme le long des deux zones décrochantes est purement décrochant bien que le bloc extrudé subisse une translation parallèle à la zone faillée synthétique. De part et d'autre de la zone faillée conjuguée, antithétique, les deux déplacements des blocs conduisent à une translation pure. L'extrusion vers l'ouest de l'Anatolie le long

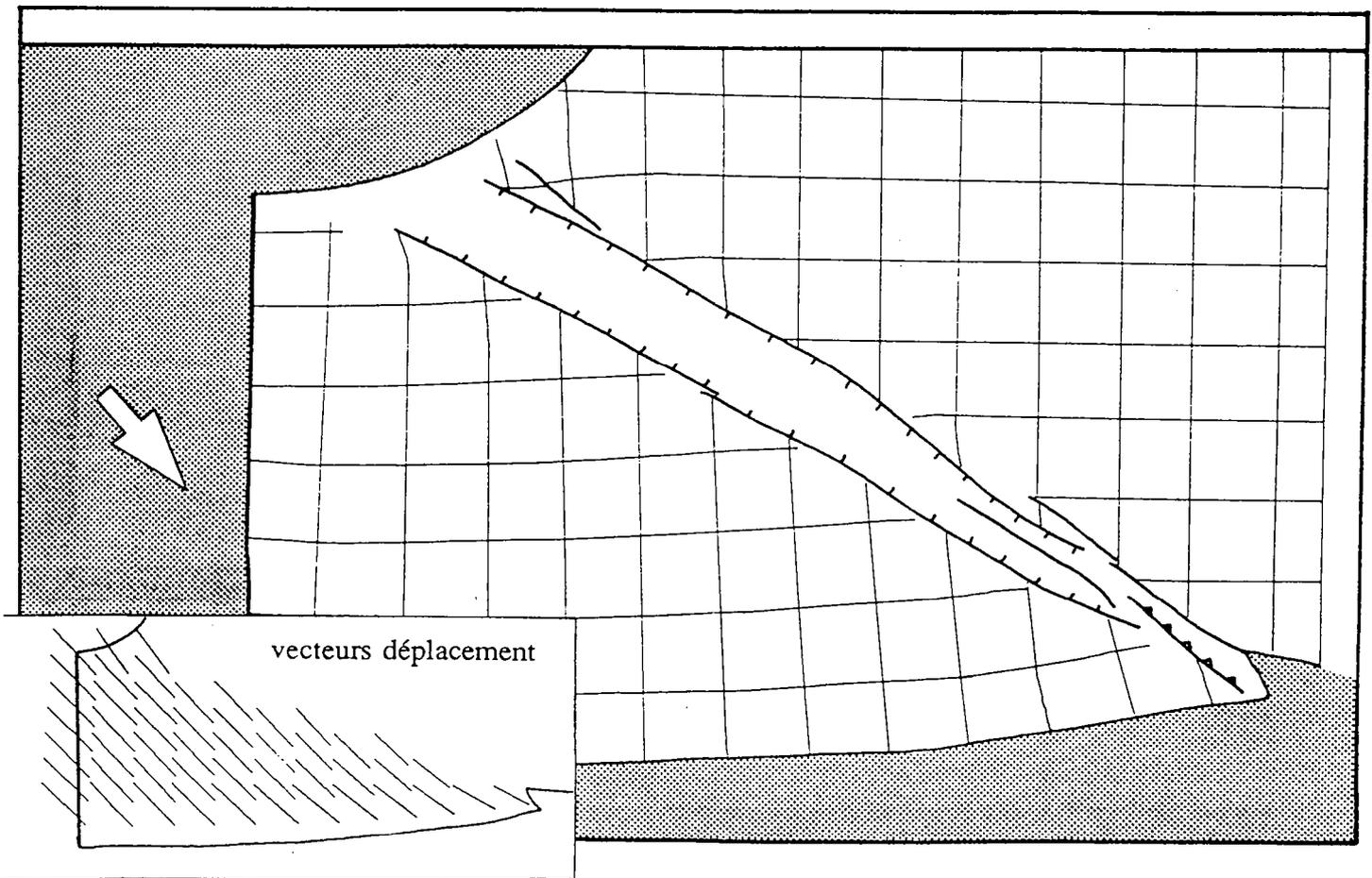
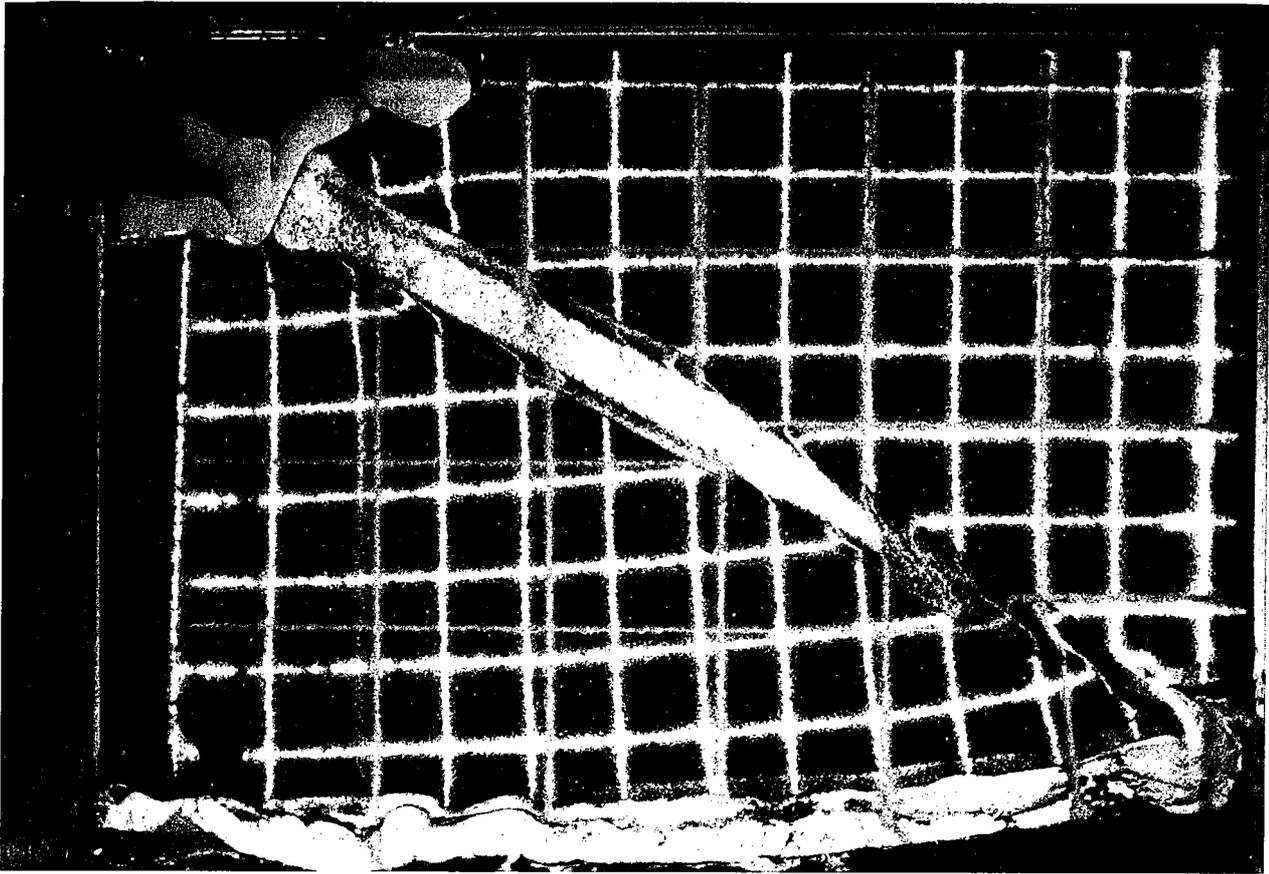


Fig.3.7: vue de dessus du modèle 3, photographie et schéma interprétatif.

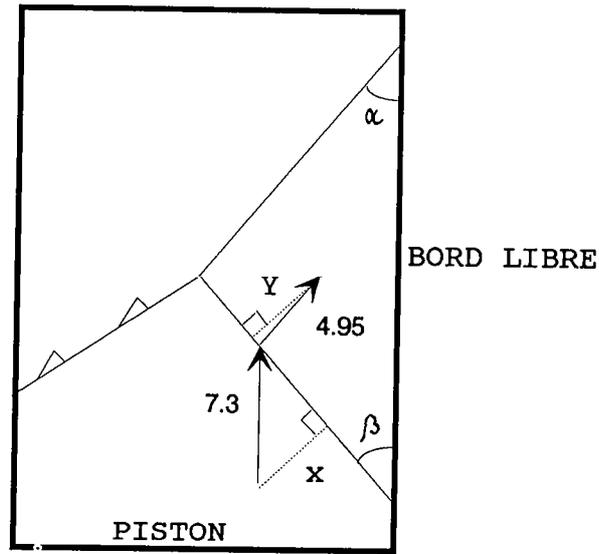


Fig.3.8: bilan des déplacements du modèle 3 autour de la faille décrochante dextre. Nomenclature des angles et des valeurs X et Y pour la figure 3.9

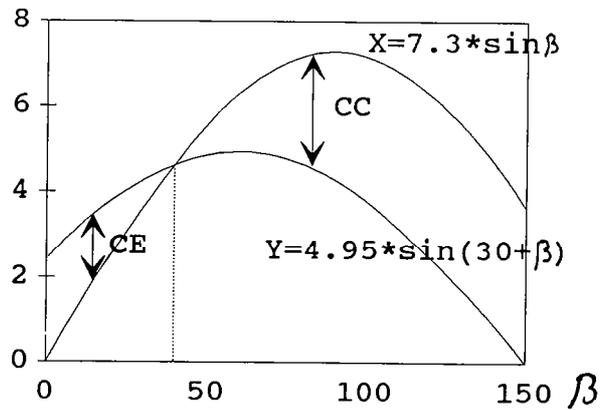


Fig.3.9: variation théorique du mécanisme de la faille décrochante dextre en fonction de son angle (β) par rapport au bord libre. CC, composante compressive. CE, composante extensive.

de la partie orientale de la FNA et de la FEA est un système équivalent qui présente néanmoins deux différences majeures avec notre expérience. L'angle entre les deux zones décrochantes est de 50 à 60° et le fonctionnement de la zone faillée antithétique (FEA) est décrochant avec une forte composante compressive. Ces deux informations sont en fait corrélées. En effet, nous montrons à partir des modèles analogiques qu'il est possible d'établir une relation géométrique entre l'angle séparant les deux zones décrochantes et le mécanisme de la zone faillée antithétique. Pour cela nous postulons que le mécanisme de la zone faillée synthétique est décrochant et que sa direction est à 30° de la direction d'avancée du piston. Si l'on prend les valeurs des vecteurs déplacement données par l'expérience (Fig. 3.8):

-le mouvement du bloc au front du piston induit une composante compressive sur la faille B égale à

$$X = 7.3 * \sin \beta$$

-le mouvement d'extrusion le long de la faille A induit une composante extensive sur la faille B égale à

$$Y = 4.95 * \sin(+ \beta)$$

Le mécanisme de la faille B est décrochant si $X = Y$ (Fig. 3.9). Dans ces conditions $\beta = 39.4^\circ$, et l'angle entre les deux décrochements $\Theta = 110^\circ$.

Si $X > Y$, alors $\Theta > 110^\circ$ la faille B est transpressive,

si $X < Y$, alors $\Theta < 110^\circ$ la faille B est transtensive.

La composante décrochante de la faille B est:

$$CD = 7.3 * \cos \beta - 4.95 * \cos(+ \beta)$$

La composante extensive CE ou compressive CC est:

$$CC = (X - Y), CE = (Y - X)$$

Appliquons ces relations géométriques à l'Anatolie. La valeur de la compression induite par le piston arabe est donnée par les rejets de la faille du Levant dans sa partie septentrionale. Garfunkel (1981) propose un rejet de 80 Km qu'il faut comparer aux 7.3 cm de déplacement du bloc au front du piston dans notre expérience. Les translations sur la FNA seraient de $80 * 7.3 / 4.95$ soit **54.25 Km**.

Nous obtenons pour les valeurs de X et Y:

$$X = 78.78$$

$$Y = 41.56$$

$X > Y$, la FEA est donc transpressive avec une composante compressive $CC = 37.22$ Km et une composante décrochante $CD = 20.98$ Km. Les valeurs des rejets

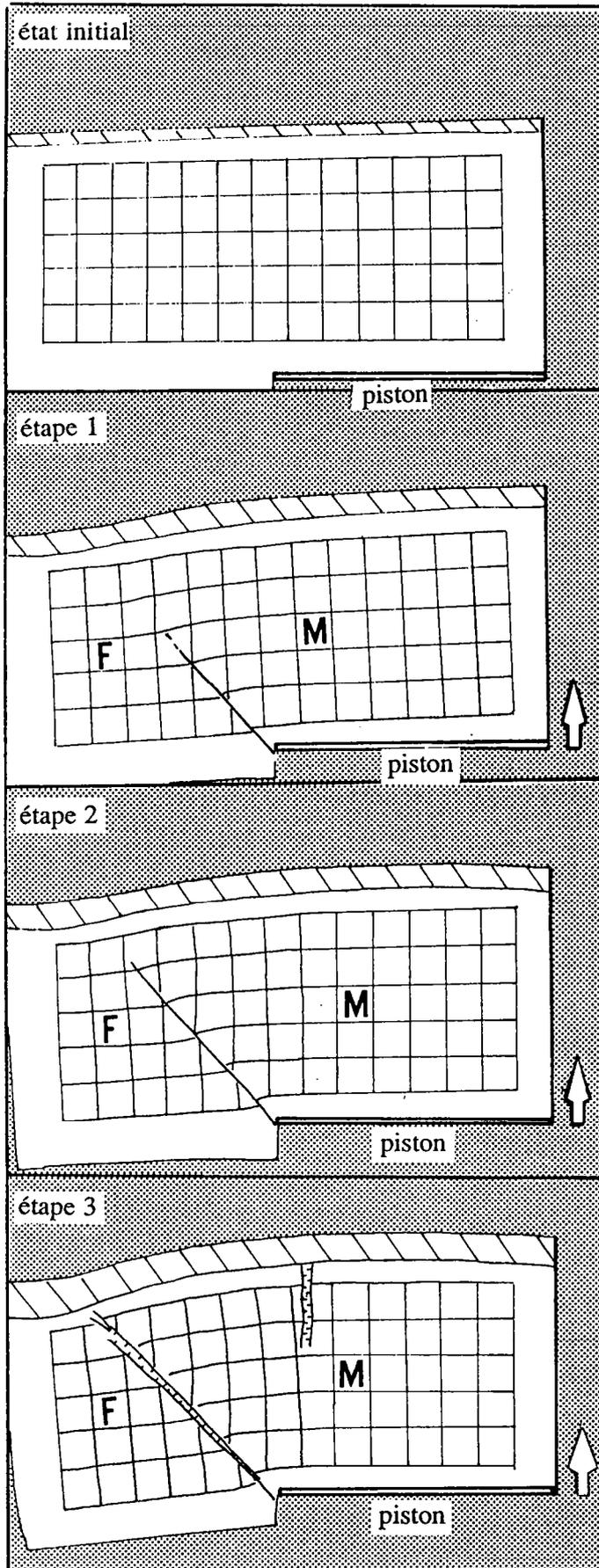


Fig.3.10: structuration du modèle 4 au cours du temps. Avancée du piston : étape 1, 3 cm ; étape 2, 6 cm ; étape 3, 9 cm.

calculés ne doivent pas tromper le lecteur: le modèle n'est qu'une simplification extrême des structures observées dans la nature. Il permet cependant de montrer qu'il existe des relations géométriques entre les deux décrochements conjugués déterminant le mécanisme de déformation du décrochement antithétique. En tout état de cause, les valeurs des rejets, obtenues pour un angle de 60° entre deux décrochements conjugués (cas des FEA et FNA), indiquent que la composante compressive obtenue le long du décrochement antithétique est supérieur à sa composante décrochante.

Le modèle 2 (mécanisme décrochant) se caractérise par une alternance de systèmes extensifs et compressifs à toutes les échelles:

- à grande échelle, les failles décrochantes en échelons déterminent des push-up séparés par des bassins,
- à petite échelle, la courbure sigmoïde de la zone faillée détermine 3 zones alternativement extensive, compressive et extensive.

Nous pouvons considérer ce système comme une structure gigogne équivalente à celle que nous avons observée sur la partie orientale de la FNA. Cette disposition alternative de relais compressifs et extensifs à différentes échelles semble caractériser le fonctionnement d'un décrochement.

B)Modèle 4

Cette expérience montre la propagation d'un décrochement unique depuis le piston vers le bord libre (Fig. 3.10). Le décrochement senestre sépare le modèle en deux blocs: un bloc mobile (bloc M) soumis au déplacement du piston, et un bloc fixe (bloc F) adhérent aux parois du modèle. La simplicité des structures permet une étude quantitative sur les rejets dont les mesures sont indiquées dans le tableau 2. Les rejets R_{TH} et R_{TV} (Fig. 3.11) correspondent aux déplacements des marqueurs du bloc mobile par rapport au bloc fixe. Ils prennent en compte la somme de la déformation interne, marquée par une flexure d'entraînement des marqueurs à proximité de la faille, et de la déformation cassante exprimée par les rejets R_H et R_T des marqueurs de part et d'autre de la faille.

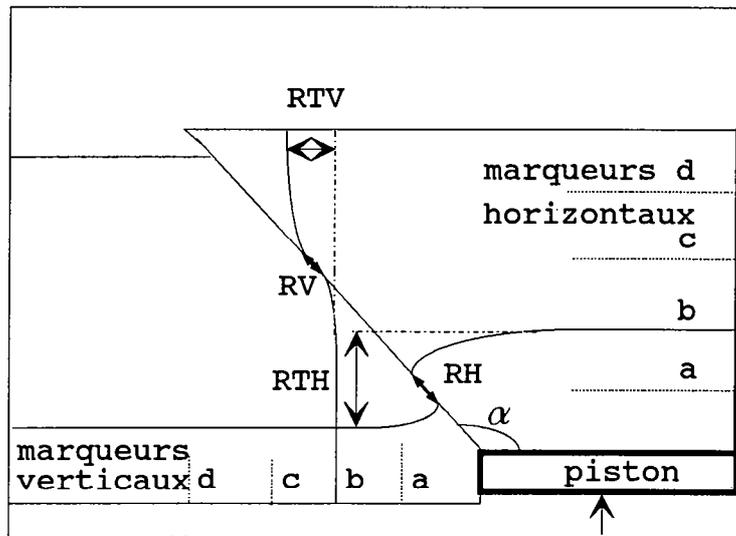


Fig.3.11: Nomenclature des différents rejets mesurés sur le modèle 4.

Tableau 2

avancée du piston (mm)	α degré	RTH	RTV	RH	RV	marqueur
15	50	7.5	0	0	0	d
		9.37	0	0	0	c
		11.25	0	0	0	b
		12.5	0	0	0	a
30	47	21.75	0	3.75	2.5	d
		22.5	0	5	5	c
		23.75	0	7.5	5	b
		23.75	0	7.5	?	a
60	49	45	0	6.25	10	d
		38.25	0	8.75	12.5	c
		35	0	12.5	15	b
		33.75	0	13.75	?	a

Trois étapes ont été choisies pour décrire l'expérience:

-étape 1, après 1.5 cm d'avancée du piston, la faille apparaît avec une direction N50° (α sur la figure 3.11). Les rejets R_H et R_V ne sont pas encore mesurables. Le déplacement du bloc migrant (M) est matérialisé par une déformation interne que l'on peut quantifier par les rejets R_{TH} . Les rejets R_{TV} étant nuls, le bloc M se déplace dans une direction parallèle aux marqueurs V (V, marqueurs verticaux cf. Fig. 3.11), par rapport au bloc F. Nous pouvons définir une enveloppe de déformation qui comprend l'aire dans laquelle les marqueurs sont déformés. Cette enveloppe montre que la déformation accompagne la zone faillée dans une zone étroite, qui s'élargit vers le bord libre .

-étape 2, après 3 cm d'avancée du piston, la faille atteint la bordure libre du modèle (Fig. 3.10). Les faibles différences entre les valeurs des rejets R_{TH} et R_{TV} indiquent que la zone décrochante est à composante extensive. La déformation interne semble à cette étape, contenir la plus importante quantité d'extension. La faille proprement dite, absorbe quant à elle, le mouvement décrochant.

-étape 3, après 6 cm d'avancée du piston, le décrochement se divise en deux failles normales formant un fossé d'autant plus ouvert que l'on s'éloigne du piston. Les rejets R_{TH} et R_{TV} ne sont plus significatifs du mécanisme de la déformation car le bloc fixe est entraîné par l'avancée du piston dans une rotation senestre. Toutefois, les flexures des marqueurs V à proximité de la faille révèlent une augmentation de la composante extensive sur le décrochement.

Ces trois étapes montrent la même dissymétrie de l'enveloppe de déformation de part et d'autre des structures cassantes. La déformation se concentre sur le bloc mobile. L'évolution des rejets au cours de la déformation indique que la faille fonctionne en décrochement à faible composante extensive, lors des premiers stades de la fracturation, puis en décrochement à forte composante extensive lorsque la faille atteint le bord libre.

C)Modèle en cisaillement simple (modèle 5)

Le modèle est compris entre deux plaques, dont l'une est mobile animée par un piston. Le volume (sable-silicone) est donc soumis à un cisaillement simple. L'enveloppe de la zone cisailée forme une sigmoïde joignant les deux coins opposés du modèle (Fig. 3.12). Les failles naissent aux deux coins opposés,

à environ 30° de leurs bordures longitudinales, puis se rejoignent avec un angle progressivement décroissant.

Deux étapes ont été sélectionnées (Fig. 3.12 et Fig. 3.13): l'une avec un taux de cisaillement $\gamma=0.18$, correspond à l'apparition des failles, l'autre en fin d'expérience avec $\gamma=0.36$. Nous avons mesuré les variations de surface de chaque triangle défini par les marqueurs superficiels disposés en début d'expérience. Nous observons que la surface totale du modèle "St" augmente avec la déformation (Fig. 3.13: $St=1$ à l'état initial, $St=1.06$ à l'état intermédiaire et $St=1.12$ à l'état final). L'étude des variations de surface pour chaque triangle montre une zonation perpendiculaire aux structures indiquant une alternance de domaines relativement compressifs ($S < St$) et extensifs ($S > St$) (Fig. 3.13). Cette alternance se retrouve à l'état final, à petite échelle, marquée par deux grands domaines, l'un compressif et l'autre extensif (Fig. 3.13). Cette alternance de domaines relativement compressifs et extensifs ne semble pas affecter la fracturation qui s'organise en échelons à la faveur de relais compressifs.

III) DISCUSSION A PROPOS DES DECROCHEMENTS EN ECHELONS

Nous observons systématiquement dans les zones décrochantes la présence de décrochements en échelons distribués à la faveur de relais compressifs. En revanche, nous n'avons pas observé de relais extensifs et donc pas de formation de pull-apart. L'examen des travaux précédents, réalisés au laboratoire de modélisation à Rennes, sur le thème du décrochement montre également que les structures en pull-apart n'ont jamais été obtenues. Cette observation mérite une attention particulière.

Examinons les premières structures du modèle 2. Si la formation des décrochements en échelons semble caractériser les premiers stades de la fracturation, ces échelons peuvent théoriquement s'organiser de manière à créer des relais extensifs ou des relais compressifs (Fig. 3.14A, B, C et D). Il existe deux possibilités pour obtenir une légère obliquité de ces échelons par rapport à la zone décrochante ($30^\circ + \alpha$ ou $30^\circ - \alpha$). Cependant, si le système suit l'une ou l'autre de ces possibilités, seule une orientation identique des décrochements permet l'obtention d'un type de relais. En effet, il n'est géométriquement pas

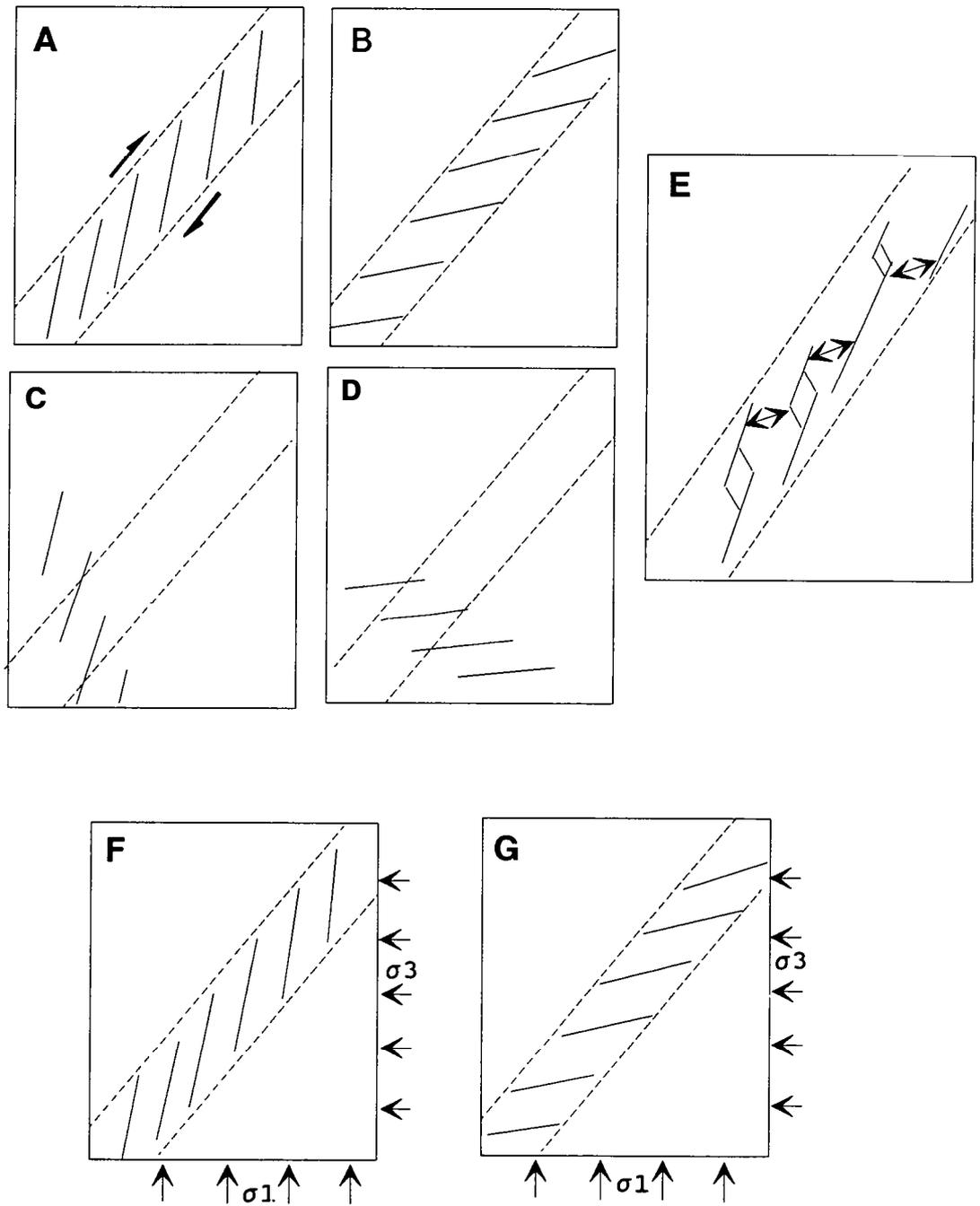


Fig.3.14: A, B,C, D et F : les différentes configurations envisageables de décrochements en échelons dans une zone décrochante. F et G, obliquité des décrochements avec l'axe des contraintes principales maximale et minimale.

possible d'obtenir des relais extensifs avec des décrochements en échelons orientés $N15^\circ$ dans une zone décrochante orientée $N30^\circ$ (cas D, ou inversement cas B sur Fig. 3.14). Une telle géométrie nécessiterait la formation de structures non organisées juxtaposant des relais compressifs et extensifs, ce que nous n'avons jamais obtenu dans un matériau homogène. L'initiation des structures cassantes semble, au moins à ce stade, respecter un ordre (périodicité), et ce n'est que l'interaction entre les failles dans un stade plus avancé de la fracturation qui produit des systèmes chaotiques. Ce dispositif (E sur Fig. 3.14) peut en revanche s'observer dans la nature où les propriétés de la matière ne sont pas nécessairement isotropes (hétérogénéités locales, failles pré-existantes etc.). Ainsi, les deux possibilités restantes (A et C sur Fig. 3.14) semblent avoir la même probabilité de se former, puisque dans les deux cas les failles en échelons montrent la même obliquité par rapport à la direction de déplacement du bloc en translation (parallèle à la zone décrochante). C'est l'orientation de l'axe de la contrainte principale maximale par rapport à la direction des failles en échelons qui semble alors discriminante. Les déplacements des décrochements en échelons, distribués à la faveur de relais compressifs sont en effet favorisés par rapport à ceux qui animent les échelons produisant des relais extensifs (Fig. 3.14F et G). Nous observons ainsi que c'est la distribution des contraintes qui contrôle la géométrie des failles décrochantes en échelons.

Observons le cas du modèle 5 en cisaillement simple. Le volume compris dans le cisaillement subit une rotation qui conduit à l'augmentation des contraintes sur deux points opposés d'où vont naître les premières failles (Fig. 3.15). Ces deux points vont guider l'évolution de la déformation. Lorsque le taux de la déformation augmente, les nouvelles failles apparaissent dans une zone faillée qui relie ces deux points. Deux distributions des décrochements en échelons sont alors envisageables: l'une à la faveur de relais compressifs, l'autre à la faveur de relais extensifs. Le modèle étant assez long, l'orientation des décrochements en échelons est sub-parallèle pour les deux configurations. Le critère géométrique que nous avons précédemment envisagé ne peut donc plus être suffisamment discriminant. Néanmoins, le modèle montre encore une distribution des failles en échelons transmettant les déplacements par des relais compressifs. Ceci peut aisément se comprendre si l'on observe l'évolution du cercle de Mohr pour obtenir une nouvelle fracture (Fig. 3.16). Le déviateur nécessaire à la fracturation est obtenu par des variations d'intensité de la

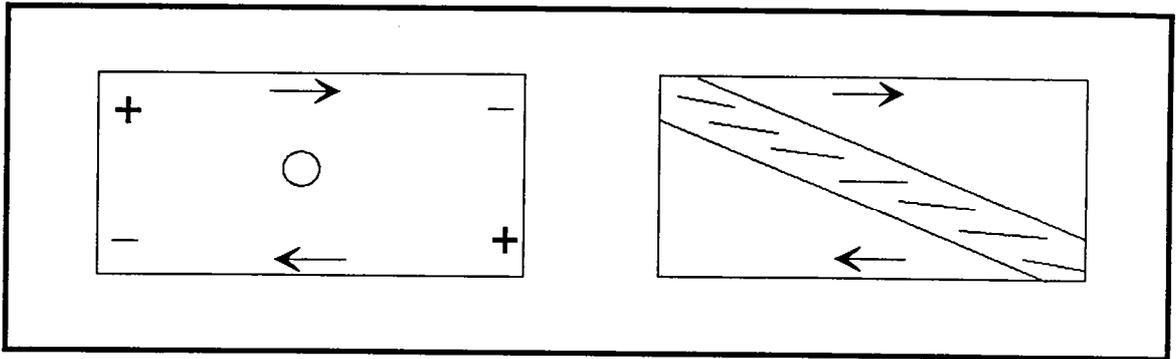


Fig.3.15: prédétermination de la zone décrochante dans le modèle 5 (cisaillement simple). Distribution des relais en échelons.

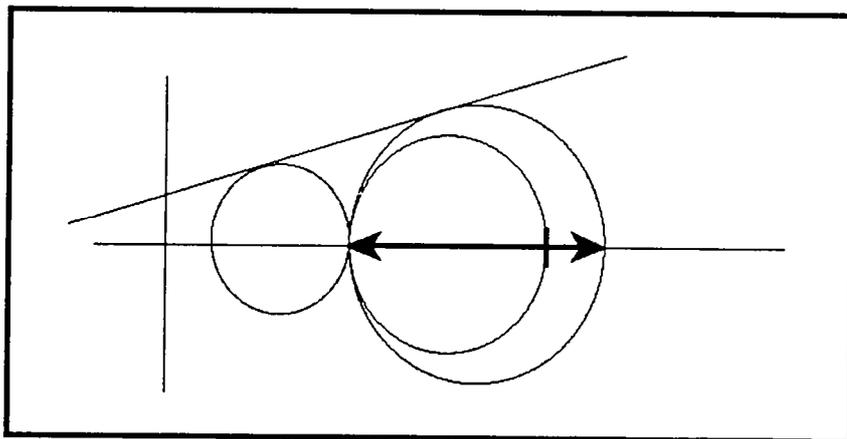


Fig.3.16: variation du déviatorique pour former un relai décrochant. La variation de l'intensité de la contrainte σ_1 est plus faible pour former un relai compressif que pour former un relai extensif.

contrainte principale σ_1 faibles lorsque l'on augmente son module et fortes lorsqu'on le diminue. Le système prend alors le chemin le plus court, c'est à dire celui qui produit des relais compressifs. De plus, les contraintes croissent inexorablement et favorisent encore l'alternative des relais compressifs. L'observation que nous avons faite au sujet de l'omniprésence des relais compressifs semble donc répondre à une logique géométrique et mécanique.

Si les mécanismes de la fracturation dans une zone décrochante conduisent à la formation de structures compressives, l'obliquité des premières failles en échelons par rapport au déplacement général du bloc permet, dans un second temps, l'installation de systèmes extensifs. Les structures qui accommodent l'extension sont des décrochements obliques et ne doivent pas être considérées comme des pull-apart. Ces structures compressives et extensives s'organisent alternativement le long de la zone décrochante. Le système décrochant semble vouloir conserver cette alternance lorsque la déformation augmente. En effet, la concentration de la déformation dans une zone étroite qui s'opère au cours de la déformation, s'accompagne d'une déformation en sigmoïde de la zone faillée. Cette nouvelle géométrie de la zone faillée accommode de nouveaux régimes extensifs et compressifs à plus petite échelle. Cette alternance de structures gigognes extensives et compressives semble caractériser le mode de déformation des zones décrochantes. Le décrochement permet ainsi la formation de tous les mécanismes de la déformation mais les différents régimes semblent se compenser pour conserver une déformation moyenne plane.

IV) MECANISME DE L'EXTRUSION LATÉRALE

Une analyse expérimentale appliquée à la collision Arabie-Eurasie, empruntant les conditions aux limites particulières de l'Anatolie est présentée sous la forme d'un article (Finite Size Effects and the Indentation Process: Insight from experiments). Le but de ces expériences est d'étudier les mécanismes de l'extrusion latérale dans des conditions mécaniques non favorables par rapport au critère mécanique de Mohr-Coulomb. Pour une rhéologie Coulombienne, l'angle que forment les décrochements avec l'axe de la contrainte principale maximale σ_1 est de 30° à 45° . Dans le système Arabie-

Anatolie, la taille de l'Anatolie comprise entre le bloc rigide de la Mer Noire et le poinçon Arabe ne permet pas une telle orientation des décrochements. C'est la raison pour laquelle la FNA fait un angle de 70° à 80° par rapport à la direction du raccourcissement Arabie-Eurasie. Les critères de Mohr-Coulomb permettent la réactivation de failles avec de tels angles pour de fortes contraintes déviatoriques, mais n'autorisent pas la création de ces failles. Le problème que nous posons est celui de la fracturation (et plus généralement de la déformation) quand les conditions aux limites n'autorisent pas, à priori, le respect des orientations des failles déduites de l'analyse théorique. Nous avons donc paramétré notre analyse par un angle (Θ_{BC}) qui est l'angle minimum, par rapport à la direction de raccourcissement permettant l'extrusion latérale d'une partie du continent.

Lorsque l'angle Θ_{BC} est trop fort, l'extrusion latérale n'est pas observée. Le continent se déforme en raccourcissement par la propagation de chevauchements au front du poinçon. Les expériences ont permis de fixer un seuil autour de $\Theta_{BC} = 60^\circ$ au dessus duquel le modèle est soit trop confiné (bord libre trop loin par rapport au poinçon) pour permettre l'extrusion latérale, soit, l'écart entre l'angle théorique ($30-45^\circ$) et l'angle imposé ($\Theta_{BC} > 60^\circ$) est trop important pour former des structures décrochantes.

Lorsque $30^\circ < \Theta_{BC} < 60^\circ$, les décrochements conjugués, accommodant l'extrusion latérale du continent, apparaissent et montrent une rotation de 30° de l'axe de la contrainte principale maximale σ_1 par rapport à la direction d'avancée du poinçon (N-S). La zone décrochante synthétique (oblique par rapport à la direction des failles) forme un angle " α " avec la direction N-S qui est proportionnel à Θ_{BC} ($\alpha = \Theta_{BC} + 15^\circ$). La valeur maximale de cet angle " α " est de 70° .

Lorsque $\Theta_{BC} \leq 30^\circ$, l'orientation des décrochements est compatible avec une direction de l'axe de la contrainte principale maximale parallèle à la direction d'avancée du poinçon ($\pm 30^\circ / \sigma_1$).

Les expériences montrent ainsi un saut par palier de 30° de l'axe σ_1 quand Θ_{BC} augmente tandis que l'orientation de la zone faillée décrochante synthétique varie de façon continue en fonction des conditions aux limites imposées.

L'ensemble des expériences sur lesquelles l'extrusion latérale est observée ($\Theta_{BC} < 60$) montrent un partitionnement entre les mécanismes extrusif et compressif. La contribution de l'extrusion dans la déformation totale décroît avec le temps, à la faveur du raccourcissement au front du poinçon. Cependant, l'extrusion est le mécanisme majeur de la déformation pour les expériences dont les conditions aux limites sont les plus proches des conditions mécaniques favorables à la formation des décrochements ($30^\circ < \Theta_{BC} < 40^\circ$). La contribution des mécanismes extrusifs décroît de façon linéaire lorsque Θ_{BC} augmente. Ces expériences montrent une localisation progressive de la déformation vers des zones décrochantes étroites. Cependant, dans les premiers stades de la fracturation certaines expériences montrent une croissance fractale des failles à l'intérieur du bloc extrudé. Ces croissances fractales mettent en évidence la distribution chaotique des réseaux de failles qui est favorisée par l'existence d'hétérogénéités préexistantes.

Nous avons complété cette étude par une analyse plus ciblée visant à comprendre l'extrusion latérale en Anatolie et particulièrement la géométrie de la Faille Nord Anatolienne. L'adjonction d'un second, moteur exprimé dans la nature par l'extension égéenne, semble nécessaire pour expliquer des déplacements sur la partie orientale de la FNA ainsi que sa forme courbe. De plus, l'angle de 70° à 80° que forme la partie orientale de la FNA, avec la direction d'avancée du poinçon Arabe, (non observé dans les expériences précédentes) est observé dans ces conditions particulières.

FINITE SIZE EFFECTS AND THE INDENTATION PROCESS : INSIGHTS FROM EXPERIMENTS

Suzanne P. and Davy Ph.

C.A.E.S.S. (CNRS LP 4661), Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu,
35042 Rennes Cedex, France.

I. Introduction

Indentation of a continent by another results in the most spectacular intracontinental deformations. For the 20 last years, the new ideas on the mechanics of the continental lithosphere took roots in studies of the India-Asia collision. First of all, this example showed that the intracontinental deformation can be widespread, several thousands of kilometers away from the continent-continent boundary. The intracontinental deformation in Asia results in a large diversity of regimes: thickening, wrenching, extension and combined regimes when only thickening could be expected as the main result of indentation. Tapponnier and Molnar (1977) explained that the diversity of deformation regime results from an Eastern unconstrained lateral boundary that enables the eastward escape of large continental blocks. 2-D experiments with stress-softening plasticine (Tapponnier et al., 1982, 1986; Peltzer, 1987; Peltzer & Tapponnier, 1988) confirm that the propagation of large wrench faults (several thousand of kilometers long) can guide the escape of significant fractions of the continent.

More elaborate models involving 3-D deformation (experiments and numerical calculations) discuss the partitionning between thickening and lateral escape as a function of the mechanical properties of the lithosphere. Numerical calculations assume the lithosphere to behave as a visco-elastic continuous medium (for instance, England and McKenzie, 1983; England and Houseman, 1986; Houseman and England, 1986; Vilotte et al, 1982, 1984). Most of the 3-D calculations (assuming plane stress) emphasize the predominance of thickening. Extrusion is an expression of a thickening-induced gravity spreading. This last result is inconsistent with the 3D experiments performed with brittle/ductile multilayers (Davy, 1986; Cobbold and Davy, 1988; Davy and Cobbold, 1988; Sornette, 1990) where wrenching and thickening are spatially separated. The compressive regime is confined in front of the piston. At the contrary, the

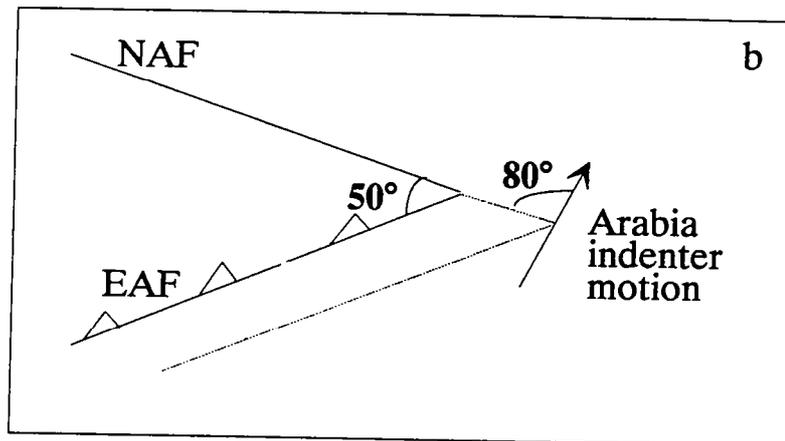
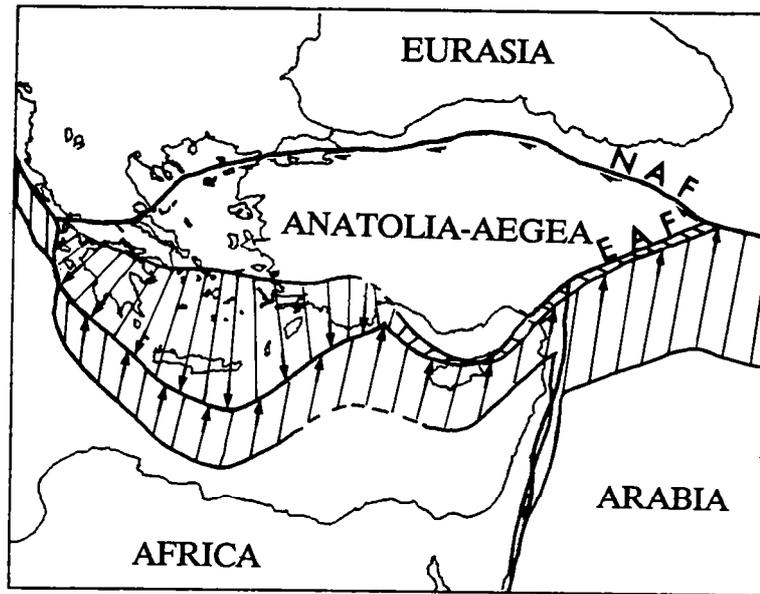


Fig. 1: a) Kinematic reconstruction (since 13 Ma) of the Arabia/Anatolia/Eurasia system, at the beginning of the recent phase motion using data from Le Pichon and Angelier (1979), Jackson and McKenzie (1984), Chase (1978) and Jolivet et al (in prep.). The relative motions are with respect to the Eurasian plate. NAF, North Anatolian Fault, EAF, East Anatolian Fault. Arrows join the plate boundaries at 13 Ma to current position.
 b) Geometry of the main strike-slip conjugate faults accommodating the westward escape of the eastern Anatolian block.

wrench system developed from the edge of the indenter toward the lateral unconstrained boundary. The motion of the indenter is accommodated by thickening and extrusion in about similar ratios. At the contrary to 2D plasticine experiments (Peltzer and Tapponnier, 1988), these experiments emphasized widespread internal deformation illustrated by a fractal pattern of faults which suggest chaotic mechanisms for fault growth (Davy et al, 1990; Sornette et al, 1990). The orientation of the wrench system is coherent with a main maximum stress (referred σ_1 thereafter) parallel to the motion of the indenter and a main minimum compressive stress (referred σ_3 thereafter) perpendicular to the lateral free boundary.

These results may be applied to other continental system involving indentation with unconstrained boundary. In Turkey, the northward movement of the Arabian plate resulted in major collision tectonics in eastern Anatolia and a consequential westward escape of Anatolia. This escape is favored by the western boundary (extensive Aegean domain) whose constrain capabilities are low. The escape of the continental block is marked by the activity of two conjugate strike-slip fault zones (McKenzie 1972, 1978): The North Anatolian Fault zone (NAF) and the East Anatolian Fault zone (EAF) (fig. 1). The Eastern Alps (Switzerland and Austria) seem also to behave similarly. Ratschbacher et al, 1989 assume that a number of strike-slip faults in the Carpathe basin result from an eastern escape as a consequence of the Apulia-Europe collision.

From 2 years, we are especially interested in the deformation of the Anatolian system. We characterized the fault pattern by field studies (Suzanne and Lyberis, in prep), satellite imagery interpretations (Suzanne et al, 1990; Chorowicz et al, in prep) and correlations between the fault pattern and the distribution of seisms (Davy and Suzanne, in prep). However, the geometry of this system get it quite different from the India-Asia collision. In particular, the Anatolian block is constrained northward by the oceanic rigid block of the Black Sea. Reducing the length of the continent parallelly to the indenter motion constrains the wrench fault system to shift perpendicularly to the indenter motion (fig. 1).

The purpose of the paper is then to study the escape/indentation process

when the kinematics force the deformation to move away from the optimum mechanical conditions. Our motivations is to discuss the kinematic configurations that are mechanically acceptable.

Following the previous experimental work (Davy and Cobbold, 1988), we present gravity-scaled experiments where we assume faulting to control the lithosphere deformation. Firstly, we illustrate the mechanical behaviour for the chosen rheology with very simple boundary conditions. Then, we present a series of 10 experiments where boundary conditions are changing.

II. Simple mechanical ideas for the partitioning between thickening and escape in brittle rocks

From a kinematic point of view, both thrusts and strike-slip faults may accomodate horizontal motion of the indenter, the former transferring an horizontal motion to a vertical motion, the latter transferring an horizontal motion to another horizontal motion with a different direction. In order to compare these two transfert modes, we can look at the energy consumed by each mode during deformation. The energy is the product of three terms : deviatoric stress, deformation and affected volume.

Thickening and wrenching require different state of stress. For same value of σ_1 fixed by the motion of the indenter, thickening will occur if σ_3 is vertical and wrenching if σ_3 is horizontal. Experiments by Davy and Cobbold (1988) showed that each transfert mode (thickening/escape) affect spatially-dissociated area. The thickening is localized in a quasi-isosceles triangular area whose one of the sides is the rigid indenter. Wrench faults appeared between this compressive zone and the unconstrained margin and are consistent with the low horizontal stress level induced by the unconstrained margin. The volume of space affected by each transfert mode involve different geometrical characteristics of the boundary conditions. That comes from the geometrical particularities of each transfert mode. Thickening uses the space above and below the lithosphere to stock the in-flow of indenter materials into the continent. Escape needs free space laterally to eliminate the in-flow of indenter materials. That partly fixes the characteristic length of each transfert mode: the width of the piston for thickening and the distance between the indenter and the unconstrained margin for the escape. That is certainly the first way for boundary

conditions to control the escape/thickening partitioning since the energy consumed by each transfer mode depends on the deformation-affected volume. One cannot imagine a needle penetrating into an infinite medium to produce other deformation than thickening!

In order to bring more quantitative arguments on stresses, let's assume a Coulomb friction law for the rheology of the crust. This assumption takes root in an analysis of strength profiles of the continental lithosphere (Davy and Cobbold, 1991) where the brittle layers (deforming by fracturation) are stronger than the ductile layers (deforming by creep processes). This assumption is somewhere confirmed by the calculations of Sonder and England (1986) who find very large exponents of their assumed power-law relationship between stress and strain-rate to model the lithosphere rheology. That gets the lithosphere very close to plastic medium with yield strength.

For Coulomb rheologies, strike-slip faults will form with an orientation of 30-45° from the direction of the main maximum compressive stress (i.e. the indenter motion). In the Anatolia/arabia system, rigid block or very constrained domain (rigid oceanic Black sea northward to Anatolia) does not enable escaping in this strike. That is why the North Anatolian Fault make a very high angle of about 70-80° from the shortening direction.

The Coulomb theory enables such high angles for the reactivation of existing faults but with large deviatoric stress. However, this orientation for newly formed faults is inconsistent with σ_1 parallel to the indenter motion.

In this paper, we address the problem of faulting (and more generally overall deformation pattern) when boundary conditions do not allow to respect the orientations deduced from the theoretical analysis. In other words, because of the characteristic lengths of the continent, a strike-slip fault created at 30-45° of the indenter motion direction does not reach the free boundary and, thus, is incapable to enable the escape of continent blocks. We parametrize our study by the angle Θ_{BC} (fig. 2) that is the minimum angle with respect to the shortening direction enabling a lateral escape of part of the continent. For a given width (L_w) of the continent, Θ_{BC} varies with the length (L_l) of the continent parallel to the direction of shortening: $\Theta_{BC} = \text{atan}(L_l/L_w)$.

One notice that the angle Θ_{BC} increases during indenter motion favoring thickening instead of escape. At the contrary, during deformation, thickening induces an increase of the gravitationnal potential energy whereas lateral escape

does not. The gravitational energy change is proportional to the square of the overthickness of the crust $(h-h_0)^2$, see England and McKenzie, 1983) and then increasingly counteracts thickening. The history of the thickening/escape partitioning is not trivial since these two opposite effects are competing.

III. Experiments

A. Experimental procedure

1. Rheology

The continental lithosphere can be viewed as a superposition of several layers differing by their rheology and their density. Two extreme deformation mechanisms are encountered : (i) fracturation for which Byerlee (1978) found a remarkable universal friction law and (ii) high-temperature creep for which a stress-strain rate temperature-dependant power law relationship is generally assumed. Strength of *brittle* (referring to fracturation) layer is generally 7-10 times greater than the strength of *ductile* (referring to creep) layer (see Davy and Cobbold, 1991). The continental crust can be roughly equally divided into an upper brittle layer and a lower ductile layer. The most part of the lithosphere mantle deforms with creep mechanisms due to high temperature encountered. A subject of debate is still the behaviour of the uppermost kilometers of the mantle which can switch into the field of brittle behaviour especially if temperature gradients are low.

In this study, we choose to extremely simplify the rheological composition of the experiments. Our rheological model for the lithosphere is a superposition of a strong brittle layer upon a weak ductile layer. We justify this approach for bringing the most mechanical meaning of our results. Behind this model is the assumption that the propagation of faults control the deformation of the lithosphere. Other studies already used simplify models of rheology either assuming an average ductile behaviour for the lithosphere (see for instance England and Jackson, 1989) either assuming only 2-D fault propagation (experiments by Peltzer and Tapponnier, 1988).

The experimental technique that we used is especially relevant to the study of faults interactions during deformation with scaled 3-dimension deformations.

Our "lithosphere" is made of dry sand and silicone putty resting upon an

heavy weak "asthenospheric" syrup. The relevance of this rheological model of lithosphere and its right concretisation in analog materials is widely discussed in Davy and Cobbold (1991) and Davy (1986). We only summarize the important points in the following section.

Firstly and as gravitational forces has a non-negligible contribution to the force balance, analog materials are chosen to be rightly scaled for gravity. That condition is very restrictive for the choice of experimental materials but ensures the scaling of 3-dimensional deformation.

The "brittle" upper layer is made in dry sand which have a Mohr-Coulomb yield strength with no cohesion and an internal angle of friction of 30° . It is also characterized by a stress drop accompanying the formation of faults. In dry sand, internal deformation never exceeds 10% except in faults where a reorganization of sand grains with dilatancy ensures large strains. Density of dry sand is 1.4 g.cm^{-3} .

The ductile layer is made in silicone putty (Gomme 7007, manufactured by Rhone-Poulenc, France) which is a newtonian viscous material with a viscosity that we can vary between $1.5 \cdot 10^4 \text{ Pa.s}$ to $20 \cdot 10^4 \text{ Pa.s}$. Compared to the creep law of olivine, the rheology of the silicone putty can also be expressed as a power-law but with an exponent of 1 and no depth-dependance.

Underlying these two layers we used golden syrup to represent the viscous asthenosphere as a weak fluid and to give isostatic support.

The thicknesses and mechanical properties of the two sand and silicone layers are always the same. An example of a typical strength profile for the experiments is given in fig. 2.

2. Boundary Conditions (fig. 2)

The free boundary is taken parallel to the motion of the piston. We systematically introduce a band of high-strength material between the northern boundary of the continent and the box wall. This band is made with a very thick sand layer (1.0 cm) and its resistance is about 4 times the resistance of the deformable continent. We observe indeed that this band is never deformed and then is considered separately to the deformable continent. The reasons for adding that high-strength band is (i) to verify that an oceanic crust (like the Black sea in front of the Arabia indenter) can play the role of a rigid boundary conditions, and (ii) to avoid deformations at the sand/plexiglass boundary.

In most of the experiments, we also simulate a deformable indenter by

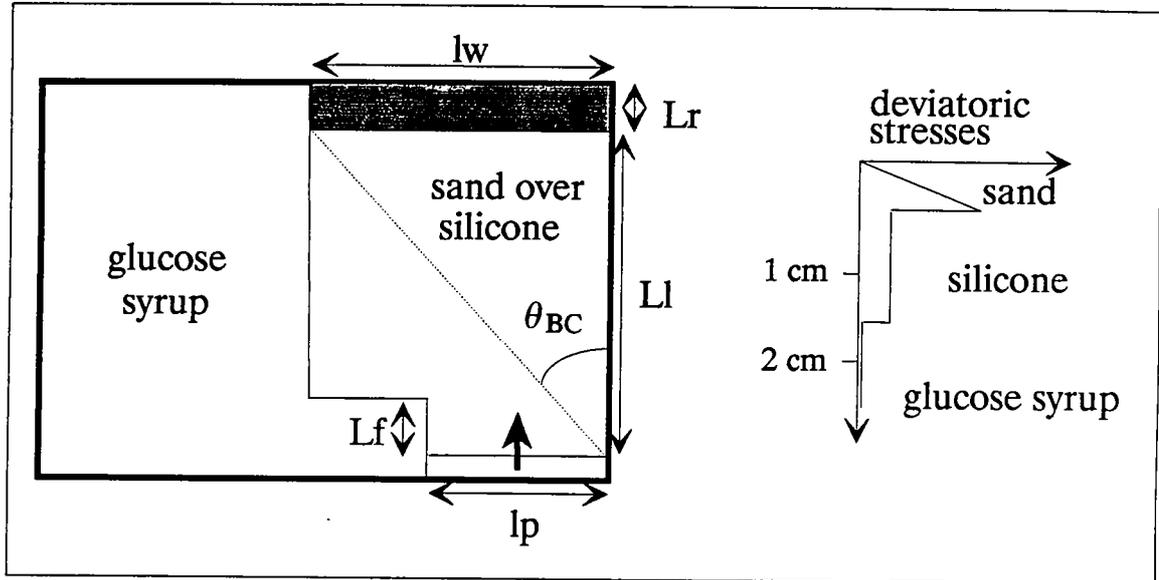


Table 1

EXP	Ll	lw	lp	Lr	Lf	θ_{BC}	θ'_{BC}	Lp/Lw	Comments
1	59	30	30	0	0	27	27	1.00	
2	46.5	30	20	2	6	33	37	0.67	
3	46.5	30	20	2	6	33	37	0.67	with heterogeneities
4	43	30	20	5	6	35	39	0.67	
5	38	33	20	10	6	41	46	0.61	
6	30	33	20	10	6	48	54	0.61	(+ 2cm at the left of the indenter)
7	30	33	20	10	6	48	54	0.61	
8	35	50	30	15	10	55	63	0.60	
9	25	60	30	15	0	67	67	0.50	
10	20	60	30	20	0	72	72	0.50	

Fig. 2: Top view of the experimental apparatus and the rheological profile used for the experiments. Parameters Ll, Lp, Lr, lw, Lf and θ_{BC} are described in the text; values are given in Table 1.

prolonging southwards the continent with a band as wide as the rigid indenter (see fig. 2). By the way, we create a buffer area smoothing local effects due to the rigidity of the plexiglass indenter.

Although gravitational stresses exist along the free boundary, no flow occurs before the beginning of piston motion. Indeed, gravitational forces are less than the strength of the deformable material.

Boundary conditions have been changed in every experiment except for exp. 6 and 7 to test the reproductibility, and for exp2 and 3 to test the effects of initial heterogeneities. We used different widths (lw) and lengths (Ll) of continents for each experiment (Table 1). Then, we define different angles Θ_{BC} (Table 1) that are guide lines of our study. Note that, because the presence of a deformable indenter in some experiments, we can define by two ways the south-North length of the continent: Ll or $Ll-Lf$ if we remove the length of the deformable indenter. That leads to 2 different values for Θ_{BC} (Table 1) but with small differences.

Most of our experiments are built with Θ_{BC} greater than the theoretical angle (30°) needed to produce a strike-slip fault with σ_1 parallel to the indenter motion.

The size of the indenter is generally 20 cm except for the three last experiments where we fixed the indenter width at 30 cm. The reason for this change is to avoid the surface of the continent to decrease too much (considering that it is technically difficult to continuously decrease the width of the indenter).

B. Analysis of results

1. the TEST-experiment (n°1) and presentation of the method of analysis

First, we present an experiment (n°1 in Table 1, others are referred 2 to 10) whose boundary conditions are the simplest ones of the set. The continent is as wide as the indenter and its length is sufficiently large to enable strike-slip faults forming with a trend of 30° from the shortening direction ($\Theta_{BC}=27^\circ$).

a) Deformation/displacement

We present line drawings of the surface grids made from photographs of the upper surface of the experiments. The deformation of the grid allows us to calculate the deformation, the displacements and the rotations that occur

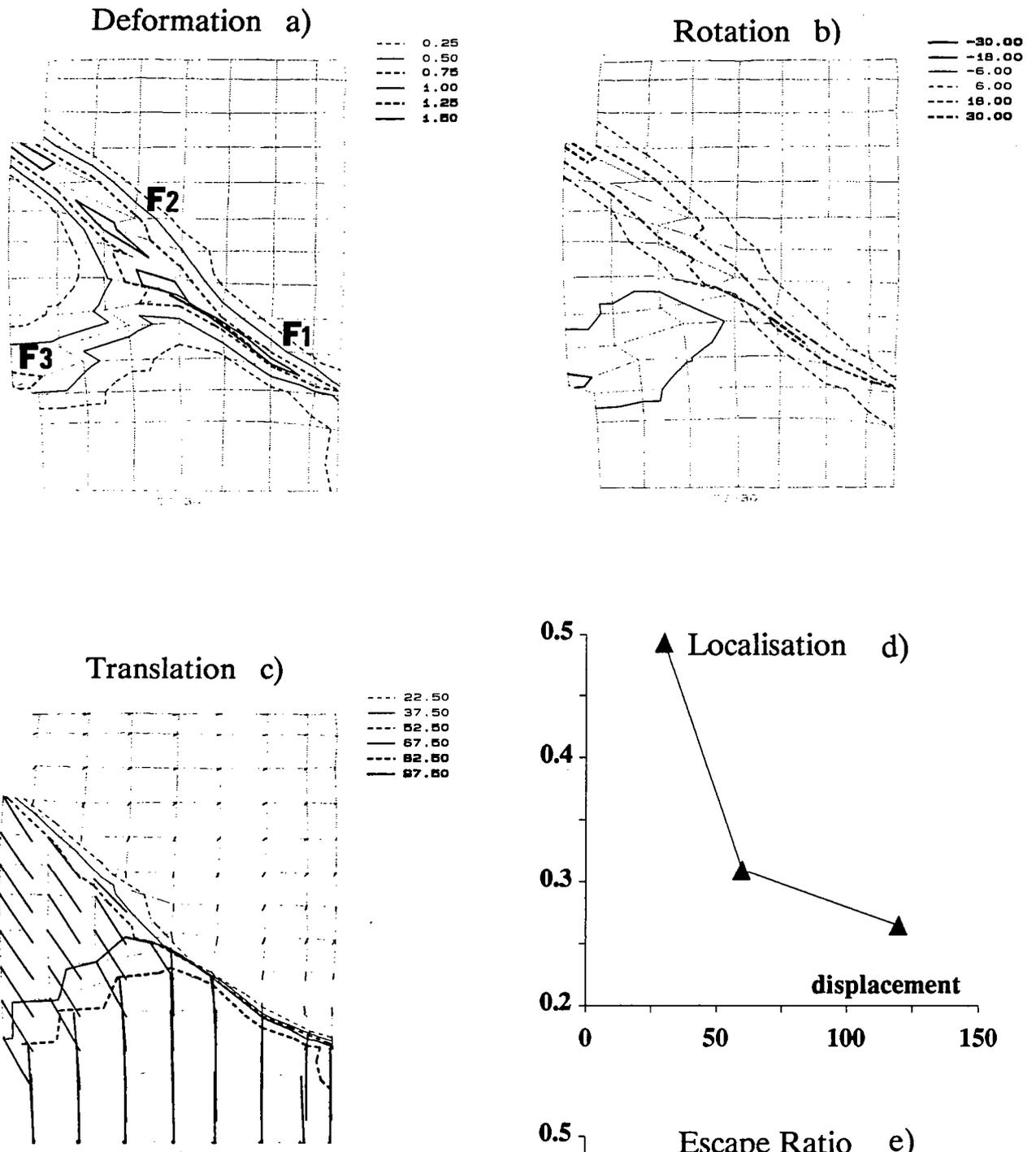


Fig. 3: The "Test-experiment", exp. 1. Data are calculated from the relative displacements of the surface grid. a, Map of the second invariant of the deformation tensor (see text). b. Map of the rigid rotation deduced from the deformation tensor. c. Map of translations. d. Plot of the localisation coefficient (measuring the surface of continent suffering deformation) as a function of the indenter displacement. e. Plot of the escape ratio (the surface that the continent encroached upon the unconstrained margin over the surface scanned by the displacement of the indenter) as a function of the indenter displacement.

between each stage of the continent deformation. The surface grids are digitized. Then, the surface is divided into triangles formed by the intersections of the grid. The deformation is considered homogeneous within each triangle. We calculate the tensor of displacement gradients within each triangle and split it into the product of three terms : a rigid rotation tensor, the scalar surface change (δV) and a symmetric deformation tensor. The rigid rotation tensor can be described by the scalar rotation angle Ω . In the same spirit, we reduce the symmetric deformation tensor to its second invariant taken as a measure of the intensity of the deformation and referred as ϵ thereafter (see Davy et al, in prep.). We can present maps of Ω , ϵ and δV and translations between any stages of the deformation. For a given stage of the deformation (corresponding to a given penetration of the indenter), we can compute either incremental parameters by comparing with the stage just before, or finite parameters by comparing with the initial stage (before any deformation occurs).

In the Test-experiment, only the southern and western part of the continent is displaced with the indenter. The directions of displacement varies from N 0° to N 150° going away from the indenter. At first stages of the experiment, this direction change is continuous but very rapidly become sharp, individualizing two blocks with constant direction of displacement within. The triangular Southern block (sticked to the indenter) is moving northward. Its shape and position get it equivalent to the "dead triangle" of the 2D slip line field theory of the indentation (Tapponnier and Molnar, 1976). The western block (called *escape block*) is moving 30° East of the shortening direction. The internal deformation ϵ within these blocks is small but not negligible (less than 20%) and their rotation is less than a few degrees (fig. 3a and b). Most of the deformation is concentrated into three block boundaries (F1, F2 and F3 in fig. 3a). Two of them (F2 and F3), bounding the escape block, have only wrench component (without significant surface change) while the third (F1) is compressive with a small wrench component. The orientation of the three boundaries is compatible with the Mohr-Coulomb criterion with σ_1 parallel to the indenter motion. Note that all these boundaries are formed with several sub-parallel faults. The boundaries with a dextral component (F1 and F2) are more deformed than the sinistral boundary (F3) which appears the latter.

b) *Escape Ratio*

We define an escape/thickening ratio in order to estimate the competition

between these two deformation processes (Fig. 3e). The escape surface is defined as the surface that the model encroached upon the unconstrained boundary. The escape ratio is obtained by normalizing the escape surface by the surface scanned by the displacement of the indenter. We observe that the escape ratio is around 45% at the beginning and then reaches an asymptotic value around 25%, indicating an enhancement of the thickening process at the expense of escape.

c) Localisation

We also quantify the surface of continents suffering deformation. We recall that the two extreme hypothesis for the intracontinental deformation is a localisation within very narrow zones (corresponding to a very small part of the continent which is deformed) and the continuum approximation where a wide surface of the continent is involved in the deformation. An interesting parameter, coming from the physicist litterature (Davy et al, in prep.) where it is called participation ratio, is the ratio between the square of the integrate of the deformation over the system divided by the integrate of the square of the deformation over the system.

$$L = \frac{\left(\int \epsilon \, dS \right)^2}{\int \epsilon^2 \, dS}$$

where ϵ describes the intensity of deformation. Our choice for ϵ is the second invariant of the deformation tensor removed from the rigid rotation and the surface change (Davy et al, in prep.). Note that L has the dimension of a surface and is necessarily a fraction of the total surface. If the deformation is constant everywhere in the model, L is equal to the total surface. On the contrary, if the deformation is nil everywhere except in a small area S' , L is then equal to S' . L can then be viewed as a good measure of the surface affected by deformation.

We calculate the L value considering the deformation of the surface markers by assuming that the deformation is homogeneous between the markers. That assumption limits the precision of the study.

In the test-experiment, the localisation indicates that, at first steps, 50% of the total surface suffers a deformation while, at the end of the experiment, only 25-30% of the total surface is deformed (fig. 3d). This decrease indicates that the

deformation progressively concentrates into narrow shear zones.

2. Deformation and the escape process

a) General trends

The experiments are presented with an increasing Θ_{BC} in the range 33° to 72° (Table 1 for experiments 2 to 10). When Θ_{BC} is greater than 30° , we expect that the strike-slip faults ensuring the escape cannot form in a favorable orientation regarding to the Mohr-Coulomb criterion with σ_1 parallel to the indenter motion. Note that the width of the piston is a large ratio of the total width of the continent (more than 50%, see Table 1). Other experiments with smaller piston widths are presented in Davy and Cobbold (1988) and Davy et al (in prep.). Decreasing the width of the indenter favors the thickening in front of the indenter and delays the appearance of strike-slip faults (Davy and Cobbold, 1988). Changing the rheology of continents (for instance by increasing the viscosity of ductile layers) also produces other effects that are described and discussed in Davy and Cobbold (1988) and Davy et al (in prep.).

In fig. 4, we present photographs of the top view of all experiments for a displacement of the indenter of 12 cm. We also present 4 stages of the experiment 2 (fig. 5 corresponding respectively to indenter motions of 0, 3, 6 and 9 cm). For all experiments, the first deformation is crustal thickening in front of the piston. Forethrust and backthrusts formed in the brittle layer with a East-West general trend parallel to the piston (see fig. 4, or for 4 stages of experiment 2, fig. 5). Note that the thrusts are forming very close to the indenter without producing a well-pronounced "dead triangle" as observed in the Test-experiment. That can be attributed to the width of the indenter that is smaller than the width of the continent.

The main differences between all the experiments stay in the modality of the westward escape of the continent. For experiments 9 and 10 (Θ_{BC} respectively 67° and 72°), no lateral escape and strike-slip faults are observed. That fixes a threshold over which no extrusion can occur due to the shape of the continent. For other experiments (2 to 8), the escape is firstly marked by the westward displacement of the western boundary (see fig. 5 stages 2 and 3) and then by the appearance of strike-slip faults joining the eastern edge of the indenter to the northern edge of the free boundary (see fig. 5 stage 4).

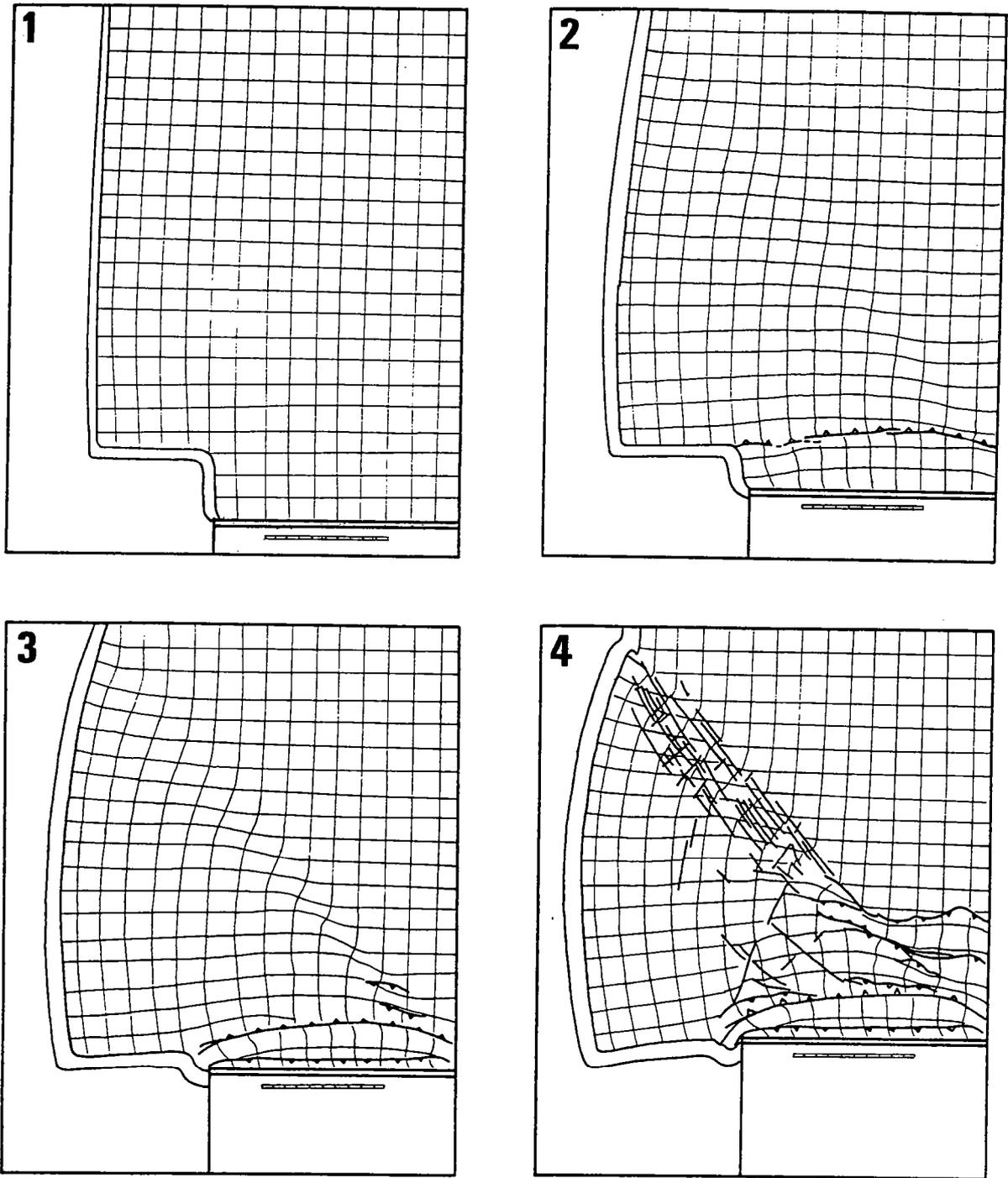
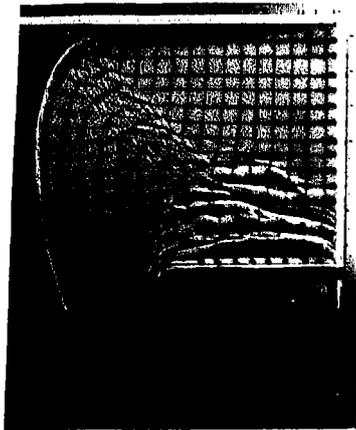
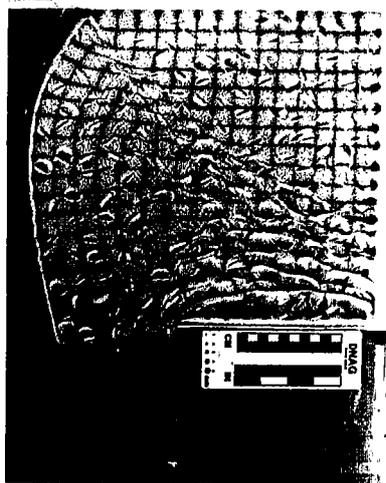


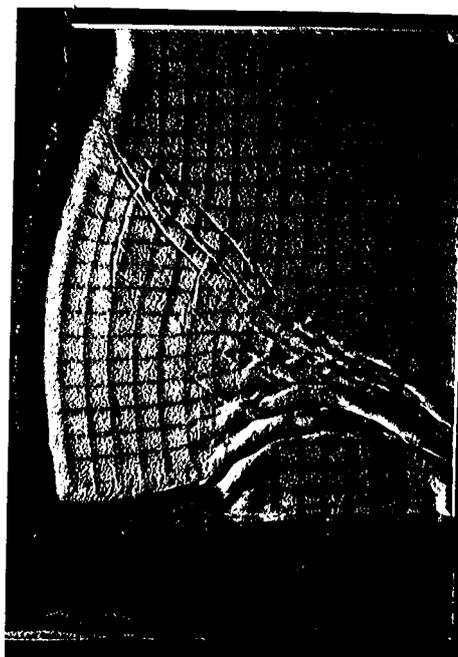
Fig. 5: Drawings of the top view of the experiment 2 showing the surface grid and the faults. Thrusts are marked with black triangles, other faults are strike-slip faults. Stages 1, 2, 3 and 4 correspond to a displacement of the indenter of respectively 0, 3, 6 and 9 cm.



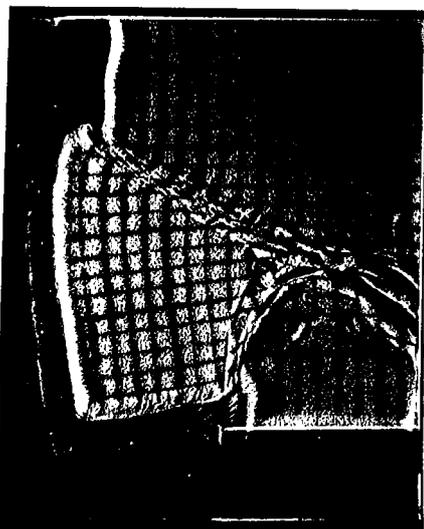
2



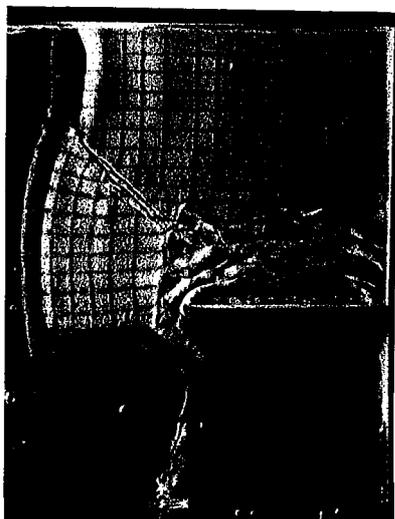
3



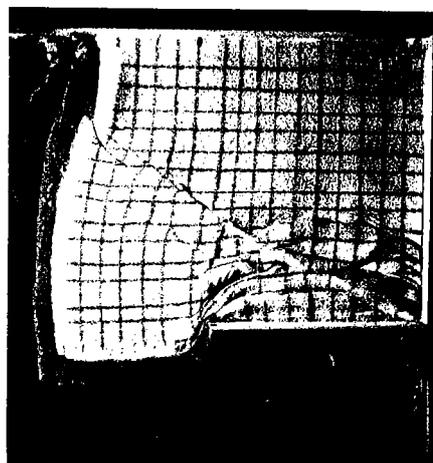
4



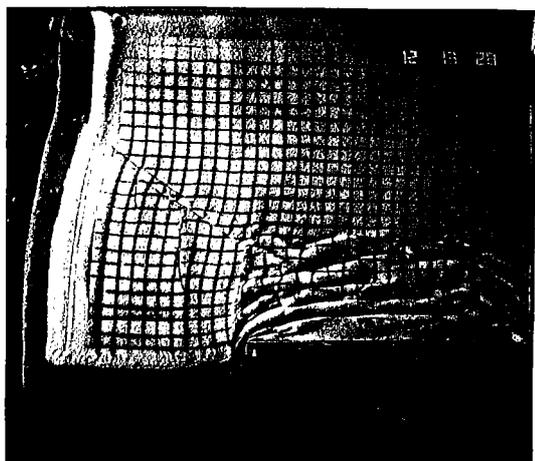
5



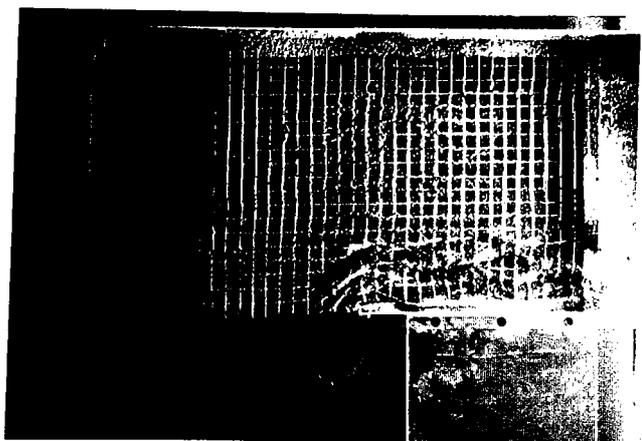
6



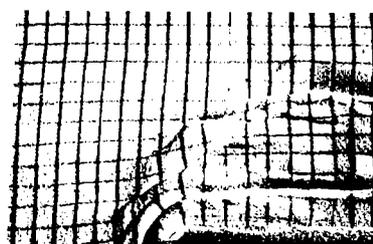
7



8

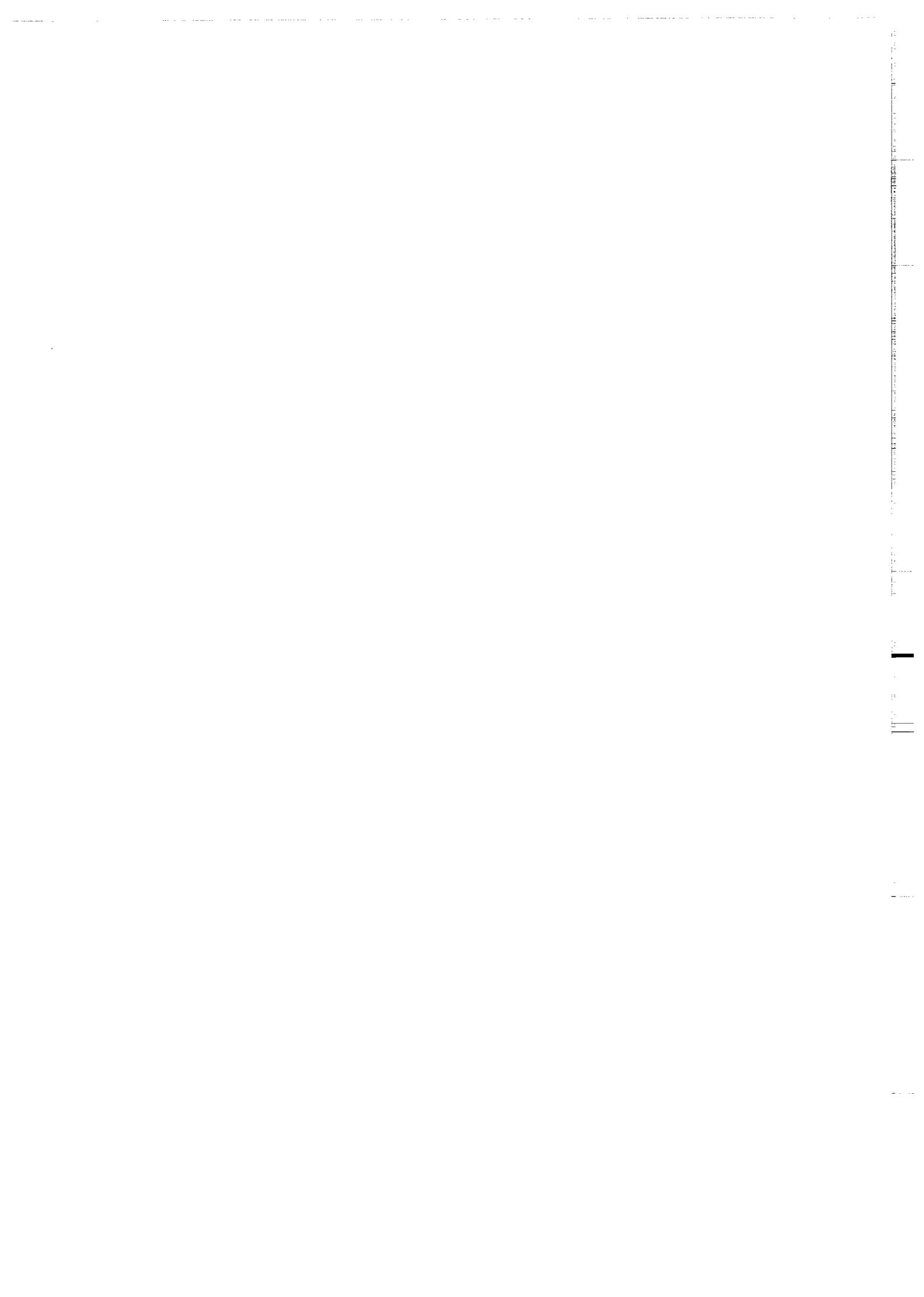


9



10

Fig. 4: Top view of the photographs for experiments 2 to 10 after 9 cm of indenter displacement. Photograph of experiment 10 is an enlargement of the left edge of the indenter.



b) the deformation history

We choose the experiment 2 to describe the general evolution of the experiments (fig. 5 and 6). Surface grids show that before any strike-slip faults appeared, a wrench zone connects the right corner of the piston to the northward corner of the free boundary (fig. 5 stages 2 and 3). The trend of this right lateral shear zone (α) is thus defined by the boundaries conditions ($\alpha \approx \Theta_{BC}$). As observed and defined in the Test-experiment (fig. 3a), three main sets of faults are created:

- thrusts in front of the indenter;
- a northwestern dextral wrench fault system joining the right (east) edge of the indenter to the free boundary;
- and a more incipient northeastern sinistral wrench fault system delimitating the western side of the thrust system.

Northward to the wrench and thrust system, the continent remains undeformed during the experiment.

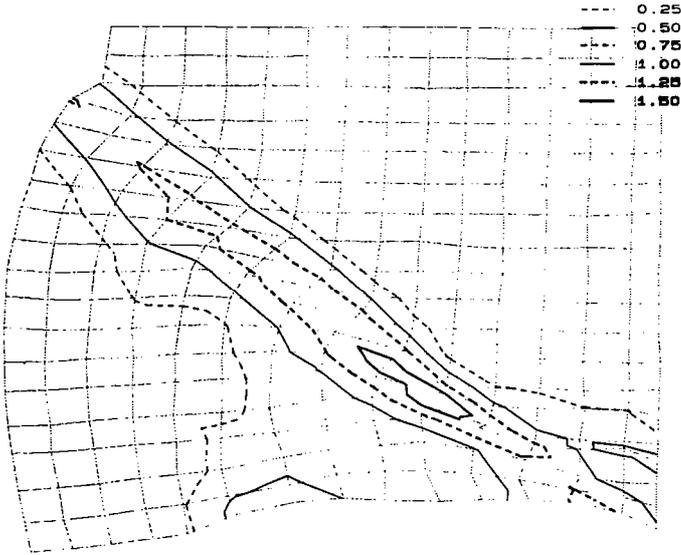
Just close to the indenter, thrusts shape the whole width of the indenter. Northward, the thrusts are confined in the right half of the indenter and are bounded, on the left, by the wrench fault system.

Map of deformation (fig. 6a), rotations (fig. 6b) and translations (fig. 6c) show off the eastward escape of part of the continent and the associated dextral wrench shear. In contrast, the conjugate sinistral wrench zone is not marked with a well defined fault system as in the test experiment (compare fig. 3 and 6). Its trend can however be observed on the translation map where this sinistral shear zone is marked by a rupture of the displacement vectors strike on the left side of the indenter (fig. 6c). Displacement vectors and analysis of surface changes also show evidences of a compressional component on the sinistral wrench zone.

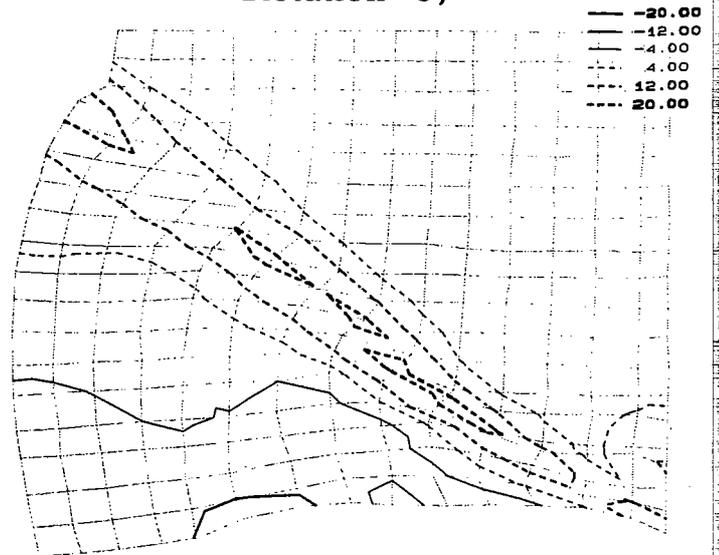
Note that the average trend of the displacement vectors within the escape block is at 60-70° of the direction of the indenter motion and differs from the orientation of the highly deformed dextral wrench zone. This observation is generally observed for all the experiments presenting an escape deformation.

The two coefficients (localisation and escape ratio, fig. 6de) show similar evolutions than observed in the test experiment, but with a general shift to greater values. The Escape ratio (fig. 6e) decreases from 90% to 60% indicating a large enhancement of the escape process. Note that the larger value is observed before the appearance of faults and then stabilized around 60-70%.

Deformation a)



Rotation b)



Translation c)

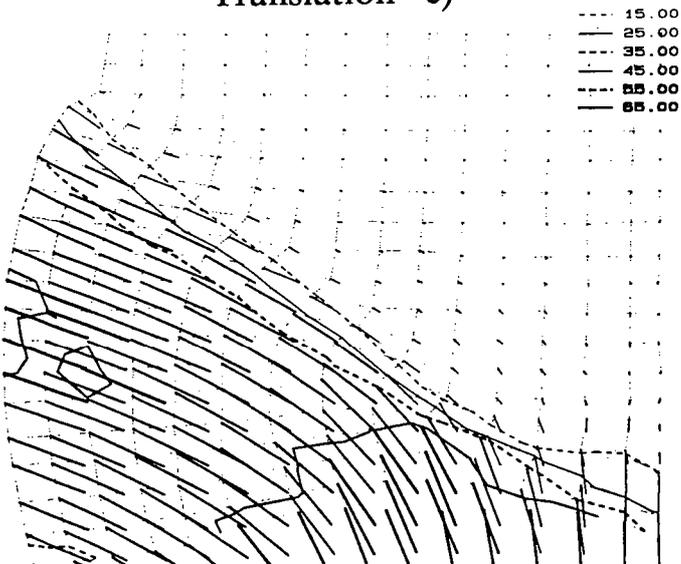
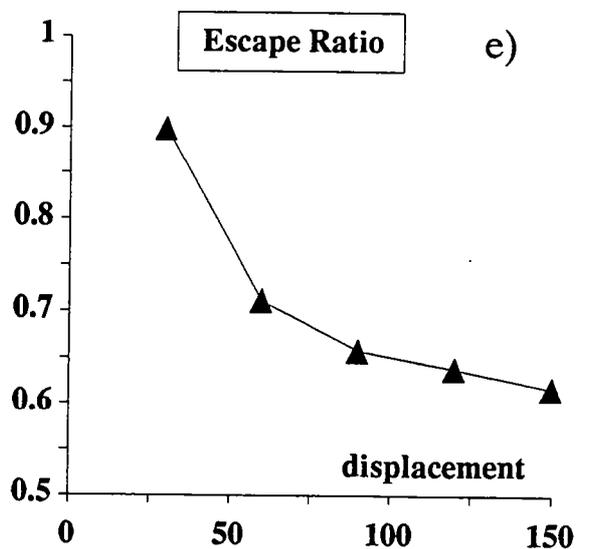
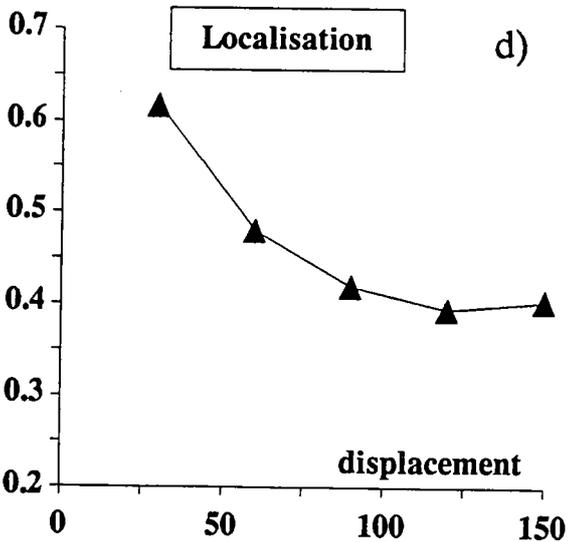


Fig. 6: Experiment 2. Same legend as fig. 3.



These high values can appear contradictory with the smaller values obtained in the Test-experiment since the latter should favor the escape process. The reason is that, in experiment 2, the indenter has a smaller width than the continent. Replacing the width of the indenter by the width of the continent in the calculation of the escape ratio, gives similar values for the escape ratio.

The localisation ratio decreases from 60% to 40% (fig. 6d) indicating a progressive localisation of the deformation during the experiment. However, the obtained values are larger than those observed in the Test-experiment, showing a more diffuse deformation within the continent.

c) Influence of boundary conditions on the amount of escape

As expected, the boundary conditions strongly control the main structure of the lateral escape, i.e. the main dextral shear zone. The angle between the N-S shortening and the trend of this zone evolves from 40° to 70° showing a linear dependance on the Θ_{BC} angle (fig. 7a). Note that the trend of the dextral shear zone is systematically a little bit larger than our parameter Θ_{BC} . Fitting this relationship with a linear regression indicates that the orientation of the dextral shear zone is about $\Theta_{BC} + 15^\circ$.

Displacements within the escape block are controlled by the fault orientations. We discuss this point in a next paragraph dealing with fracturation.

We compare escape and thickening mechanisms in fig. 7b. The escape ratio decreases quite linearly with Θ_{BC} from 60-65% (exp. 2, $\Theta_{BC} = 33^\circ$) to 10% (exp. 8, $\Theta_{BC} = 55^\circ$). A value of 0.5 (same amount of thickening and escape) is obtained for $\Theta_{BC} = 35-40^\circ$. This threshold separates experiments for which the main deformation mechanism is the lateral escape to experiments for which it is thickening. The escape ratio intersects the horizontal axis (corresponding to escape=0) for Θ_{BC} around 60°, confirming the lack of escape in experiments 9 and 10 ($\Theta_{BC} = 67$ and 72°).

3. Fracturation, displacements and deformation

The role of faulting in the lithosphere deformation is still currently a subject of debate with two main opposite hypothesis :

- (i) the lithosphere deforms continuously and faulting is a response of the deformation of the underlying ductile mantle (see England and Jackson, 1989),
- and (ii) the lithosphere deforms heterogeneously and faulting is the controlling process (Peltzer and Tapponnier, 1988; Davy and Cobbold, 1988).

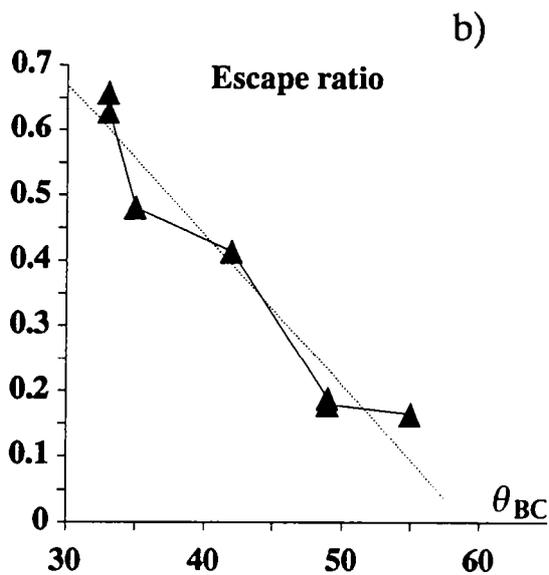
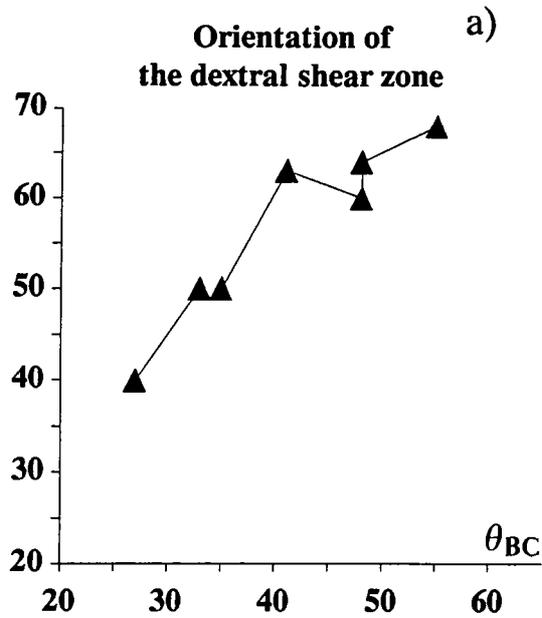


Fig. 7: a. Plot of the orientation of the dextral shear zone for experiments 1 to 8, where escape occurs, as a function of θ_{BC} (describing the initial geometry of the boundary conditions). b. The escape ratio (see fig.3) as a function of θ_{BC} for experiments 2 to 8. Data are fitted by a dotted linear regression line which intercepts the horizontal axis (Escape=0) for $\theta_{BC}=60^\circ$. For both plots, the indenter displacement is 9 cm in all experiments

In this paper, we study a fault-controlled deformation. Our goal is not to decide what is the right hypothesis (otherwise we focus on real data, not on experiments) but to bring new mechanical insights on the fault-controlled deformation since it is certainly the less studied.

a) Fault pattern and deformation

We digitized the fault pattern observed at the surface of the experiments.

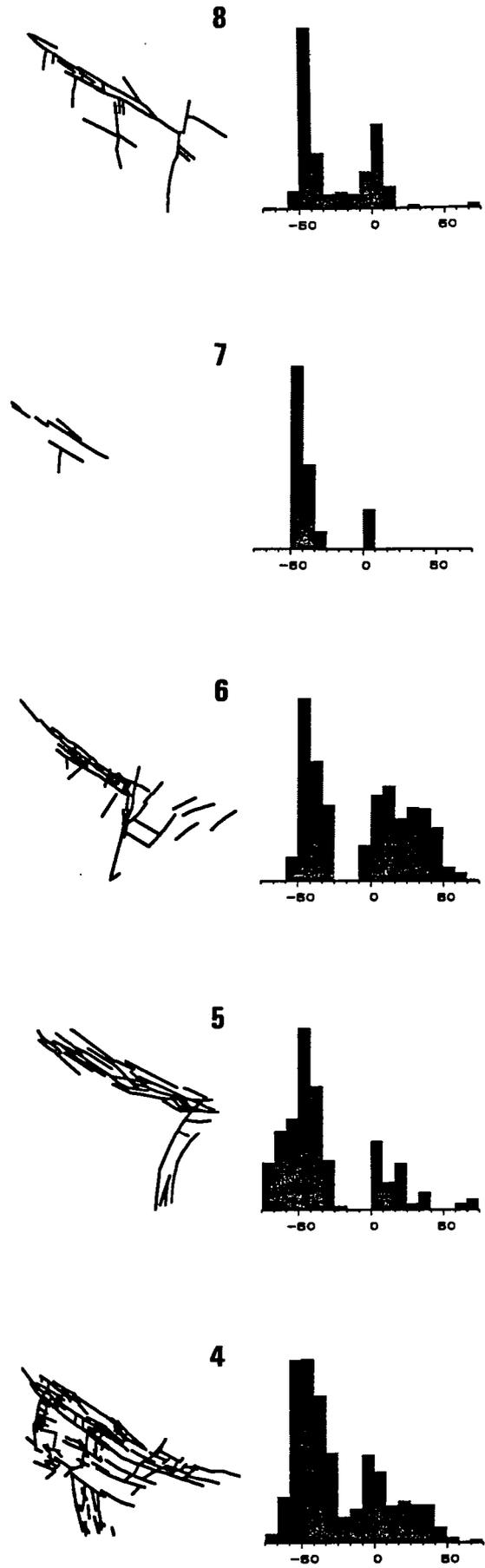
The first main result is the partitionning of the deformation within the continent. Both the deformation and the observations on faults indicate that the two deformation mechanisms (thickening and wrenching) are spatially separated. Thickening is confined in front of the indenter and wrenching occupy the space between the indenter and the free boundary. The boundary between these two domains appears fixed with respect to material coordinates even if each domains can grow. The wrench faults always appear later than the thrusts. The delay is larger when increasing θ_{BC} , emphasizing the inhibition of escape when constraining it to occur very oblique to the direction of indentation.

We focus on the geometrical aspects of the fault pattern in the wrench domain since it emphasizes the differences between the experiments. Faults pattern of experiment 2 are presented in fig. 5. Other fault patterns (experiment 4 to 8) with fault orientations are presented in fig. 8. For all experiments where extrusion occurs, the histograms of fault orientations show two peaks respectively at $N120^\circ$ (-60° to the North) and $N0^\circ$; the first peak corresponding to dextral wrench faults, the second to antithetic sinistral wrench faults. Note that the less angle between the two families is 60° as predicted by the Mohr-Coulomb criterion. The σ_1 orientation deduced from the strike-slip fault orientations indicates an anticlockwise rotation of 30° with respect to the indenter motion. Note that σ_1 deduced from the orientation of thrusts is parallel to the indenter motion. A map of the rigid rotations deduced from the deformation of the surface grid (fig. 6b) do not show this anticlockwise rotation as linked to material rotation.

On the other hand, other experiments with θ_{BC} less than 30° (experiment 1 and experiments presented in Davy and Cobbold (1988), Davy et al (1990) and Davy et al (in prep)) show peaks of the two strike-slip families at $+30^\circ$ and -30° of the direction of the indenter motion (fig. 9).

We thus emphasize in these experiments, an anticlockwise rotation of 30° of the direction of the two strike-slip faults families and the direction of σ_1

Fig. 8: Fault pattern and histogram of fault orientations for experiments 4 to 8.



whatever θ_{BC} between 30° and 60° . One can assume that, for θ_{BC} greater than 60° , another anticlockwise rotation of 30° should be necessary; but, in this case, the dextral wrench faults would be perpendicular to the indenter motion getting it kinematically inoperant. That explains why $\theta_{BC}=60^\circ$ is the threshold over which no extrusion can occur.

The detailed pattern of faults within the wrench domain remained problematic. The total number of faults roughly decreases when θ_{BC} increases. This is directly related to the inhibition of the escape process. However, faulting may affect a large domain (exp. 2, 3, 4, 6, 8; see fig. 4 for photographs and fig. 8 for digitized faults) or a very narrow zone (experiments 1 and 5) independently on the variation of the boundary conditions (θ_{BC}). We claim that this observation emphasizes the chaotic behaviour of fault growth and the control by microscopic heterogeneities (Davy et al, 1990). This hypothesis could explain why the fault pattern is never absolutely reproducible even with similar rheologies and boundary conditions.

The fault growth is always followed by a localisation of the deformation. We observed that, at these stages, only a small subset of the fault pattern is active. In experiments 1 and 5, the wrench faults grow in the zone where the deformation will localise and thus remain active all along the history. At the contrary, in other experiments, only the northern subset of the fault pattern remains active when deformation localises.

We measure independently the localisation of the deformation by the displacements of the surface markers (whose accuracy is fixed by their spacing, around 2 cm). In fig. 10, we plot the calculated localisation coefficient (see previous paragraph) for all the experiments when the indenter motion is 9 cm. The smaller the localisation coefficient is, the more concentrate is the deformation. We can split the experiments in three groups:

1) experiments (1 & 5) where faults are concentrated in a narrow zone and for which the localisation coefficient is small ($<.3$),

2) experiments where faults are widespread and for which the localisation coefficient is intermediate (<0.5 and >0.3),

and 3) the experiment 3 (fig. 4) whose boundary conditions are the same as exp.2 but where we introduce heterogeneities before any deformation.

We describe in a next paragraph this experiment 3 in order to illustrate some aspects of the role of initial heterogeneities. These observations emphasize

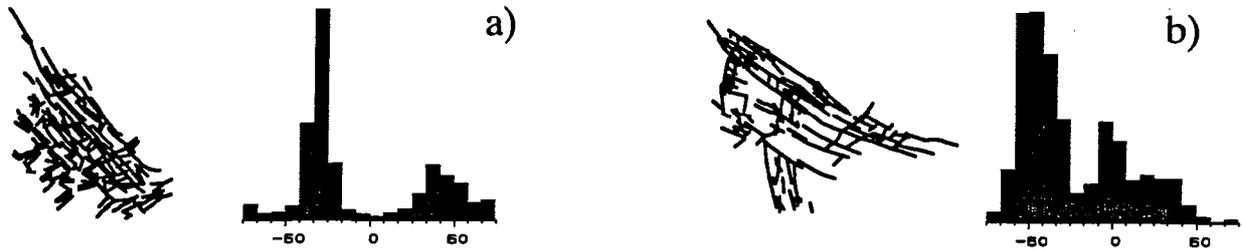


Fig. 9: Fault patterns and histogram of fault orientations for an experiment with $\Theta_{BC} < 30^\circ$: a) (from Davy et al., 1990) and the experiment 4 ($\Theta_{BC} = 35^\circ$): b).

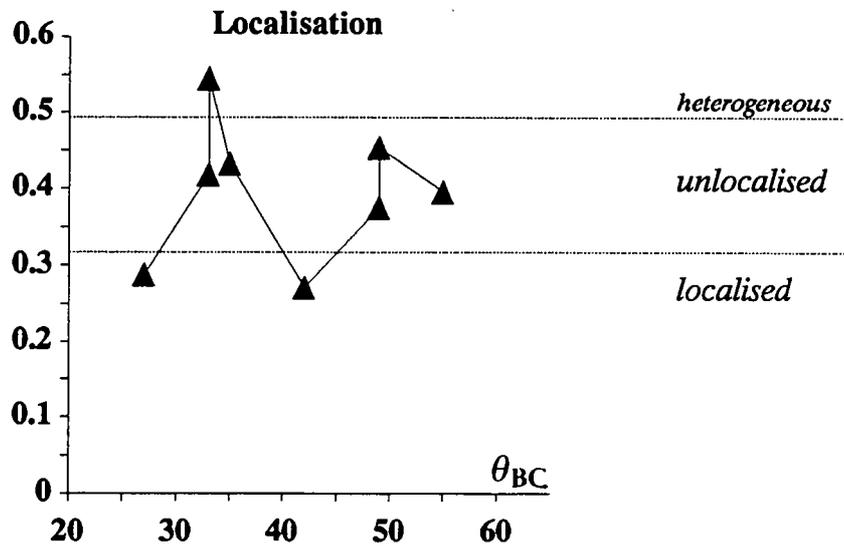


Fig. 10: The localisation coefficient as a function of Θ_{BC} , after 9 cm of displacement of the indenter. The graphs is divided into three areas characterized by different values of the localisation coefficient (see text).

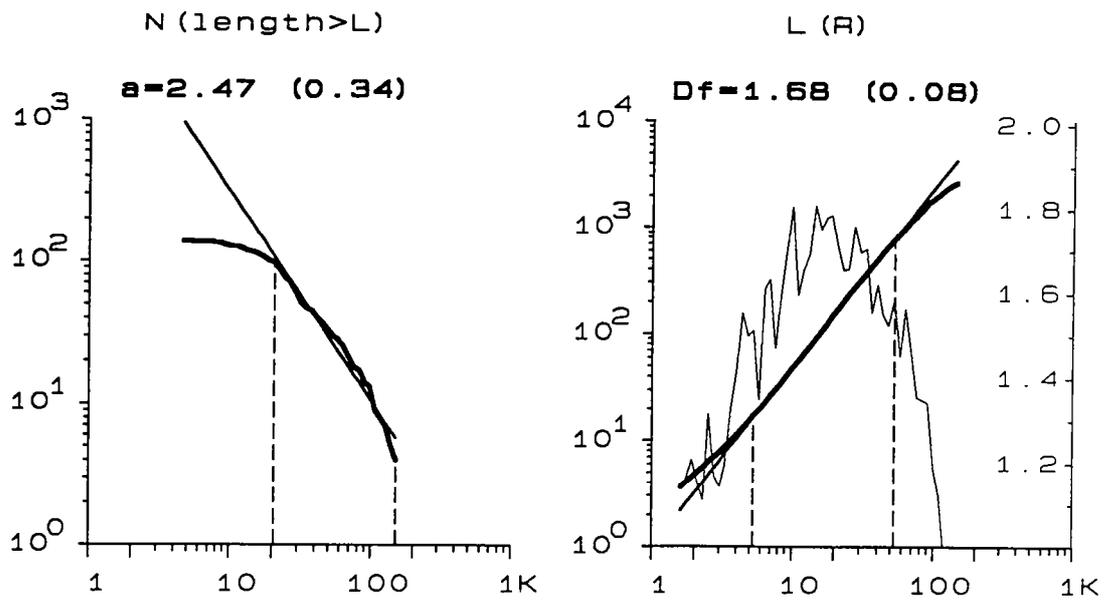


Fig. 11: Statistical analysis of the fault pattern for the experiment 4. a. The number of faults $N(L)$ whose length is larger than L (equivalent to a cumulated histogram) is fitted by $N(L) \sim La+1$ with $a=2.5+0.3$. b. Logarithm of the total length $L(R)$ of faults in a box of size $R \times R$ as a function of $\text{Log}(R)$ (heavy line). $L(R)$ is fitted by $L(R) \sim RD$ (thin line) with $D=1.68+0.08$. The local slope (very thin line and vertical axis on the right) gives an estimate of the uncertainty attached to D .

a competition during deformation of a widespread fault growth and the subsequent localisation of the deformation. The fault growth appears as a chaotic process capable to amplify very small heterogeneities that we do not control when building the experiment (Davy et al, 1990 and Sornette et al, 1990). The study of this chaotic process as well as the role of initial heterogeneities will be discussed in the next paragraph.

b) Fault growth and the role of initial heterogeneities.

In order to characterize the chaotic behaviour of fault growth and in the same spirit than other studies (Davy et al, 1990), we calculate the fractal dimension for all experiments as well as the fault length distribution. However, that kind of statistical description have only sense if the fault pattern is sufficiently widespread as it can be observed in exp. 2 and 4. The method to calculate the fractal dimension is a measure of the fault length $L(R)$ within a square of side R (see Davy et al, in prep). If the fault length $L(R)$ vary as R^D , D can be considered as a fractal dimension. We verify the fractal distribution by other methods as the box-counting method (Hentschel and Procaccia, 1983). The results are presented in fig. 11. The distribution show a linear log-log distribution of $L(R)$ between 5 mm and 10 cm with a slope of 1.68 ± 0.08 (fig. 11b). The obtained fractal dimension correlates well with other experimental results (Davy et al, 1990) and distributions of faults in nature (Hirata, 1989). The fault length distribution can also be fitted by a power-law relationship $N(L) \sim L^{-a}$ with $a = 2.4 \pm 0.3$ (fig. 11a). This relationship can be compared to $a = 2.1$ obtained on a compilation of natural faults (Scholz et al, 1990). We refer to two similar studies (Davy et al, 1990 and Sornette et al, 1990) for the implications of these scaling-law exponents (D and a) on the mechanisms of fault growth.

The chaotic nature of the growth process is favored by the capability of any fault to amplify microscopic heterogeneities. In most of our experiments, heterogeneities are details of sand grains arrangements that we don't control. In order to investigate a little bit more the role of initial heterogeneities on the faulting process, we report a preliminary experiment (exp. 3) where widespread microscopic heterogeneities have been randomly introduced before indentation by slicing the sand in short segments (of about 1 cm) with a distribution of orientations described in fig. 12. For other characteristics, the experiment is similar to experiment 2.

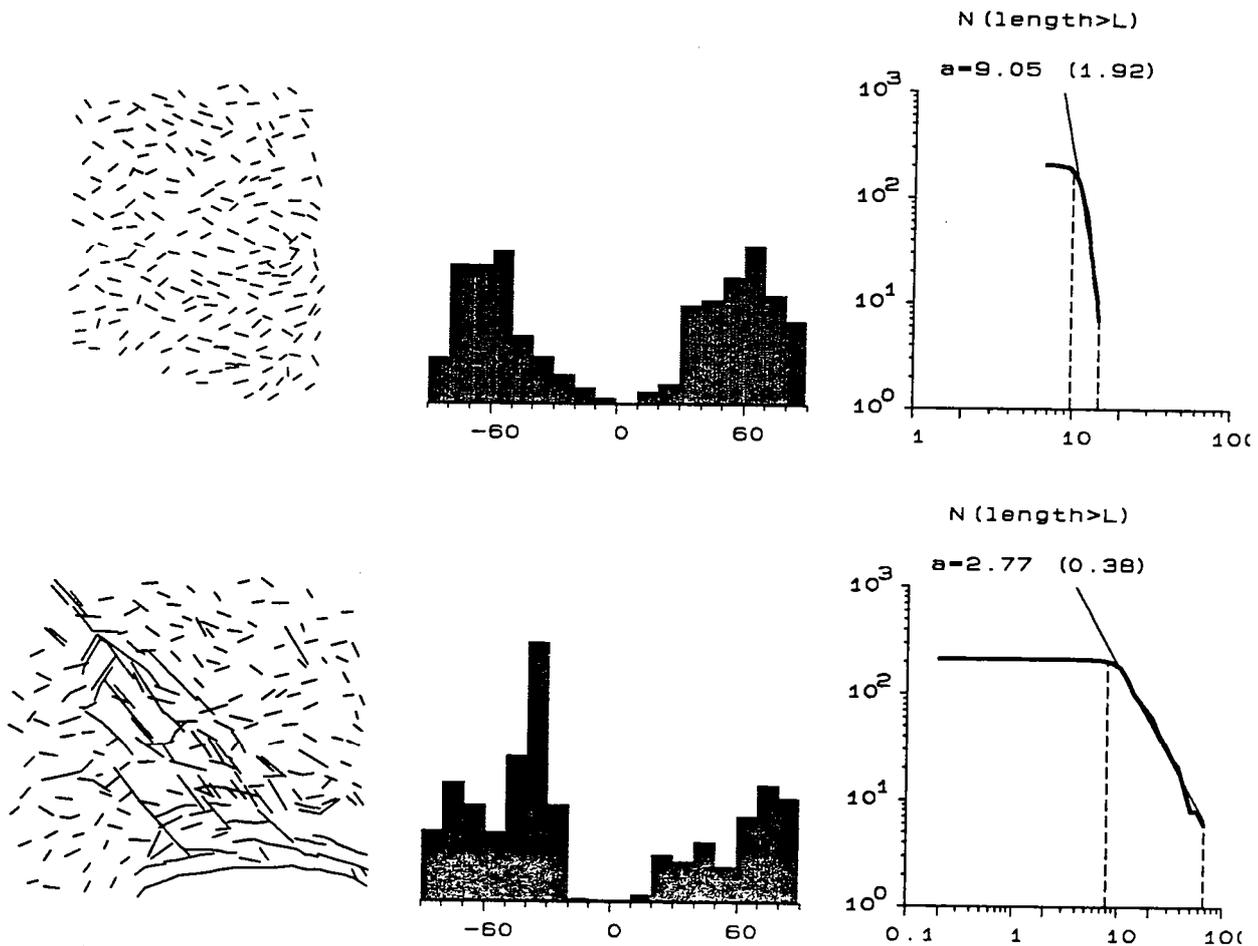
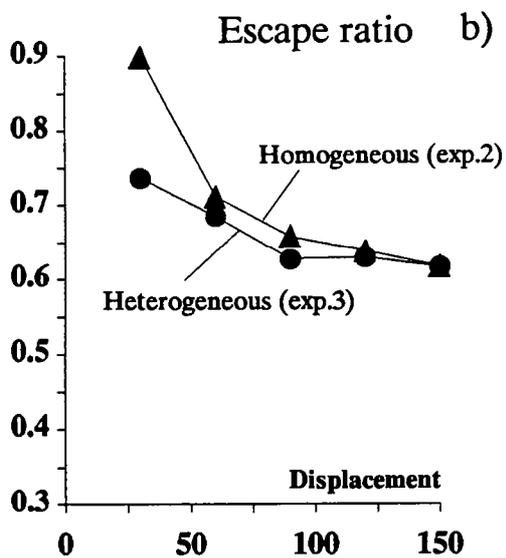
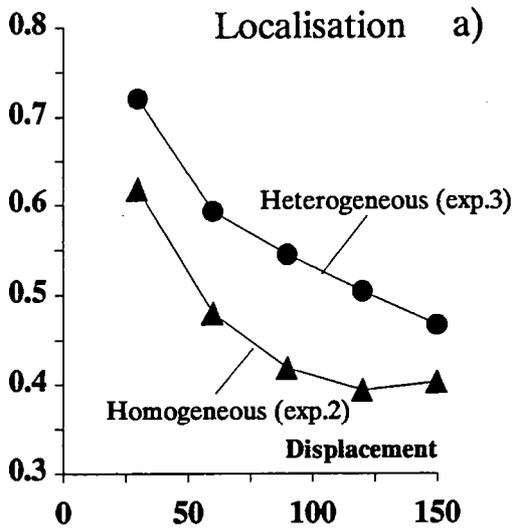
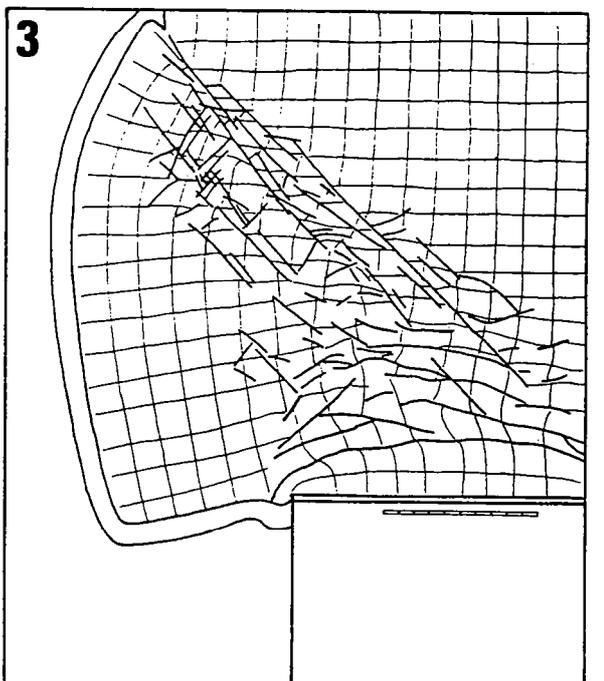
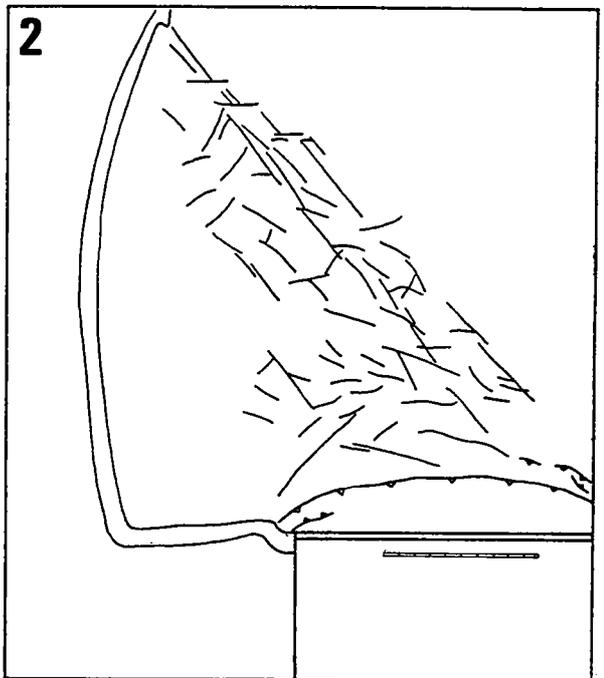
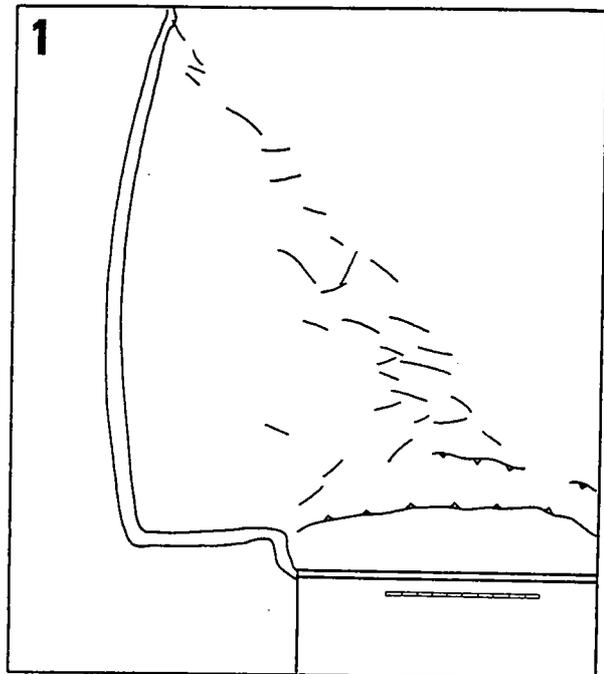


Fig. 12: Top view of the faults in experiment 3 with an histogram of the fault orientation and the distribution of fault length (see fig.11a). a. Faults are initial heterogeneities introduced before any indenter displacement. b. Newly formed faults and heterogeneities for an indenter displacement of 9 cm.

Fig. 13: Active fault pattern in experiment 3. Stages 1, 2 and 3 correspond to an indenter displacement of respectively 6, 9, 12 cm.

Fig. 14: Comparison between experiment 2 (without macroscopic heterogeneities) and experiment 3 (with initial heterogeneities). same graphs as fig.3d and e



We observe the active faults by comparing two stages of the top view of the experiments as a couple of stereoscopic photographs (fig. 13). By the way, we only report faults whose offset is large enough to be observed.

In the first stages, the accuracy of the observation is low because displacements are small. The main active faults are reactivation of initial heterogeneities and are concentrated in a narrow zone between the eastern edge of the indenter and the northern edge of the free boundary. However, later stages indicate that the area affected by faulting was larger than in experiment 2, indicating a penetrating deformation within the extruded block. This is also correlated with the evolution of the localisation coefficient that is systematically (and significantly) greater than in experiment 2 (fig. 14a). In particular, in the first stages of the deformation, 70% of the surface of the continent is affected by a penetrative deformation.

On the contrary, the extrusion is not affected by the heterogeneities (fig. 14b) except for the first stage. In the "heterogeneous" experiment, the escape ratio evolves very slowly with time. With this result, the first value of the escape ratio for "homogeneous" experiments appear abnormal and can be attributed to the bending of the free boundary before the appearance of strike-slip faults.

The active fault system during deformation indicates a subtle mixing of heterogeneities reactivation and creation of new faults. We show therefore that heterogeneities in all orientations can be reactivated but, progressively only the faults with a right trend and well placed grow whereas the others peter out. The fault growth is indicated by the distribution of fault length with a power-law coefficient of 2.7 close to the one observed in exp. 4 (fig. 12).

It is beyond our goal to study the local interactions especially with only one experiment. However, we verify that the fractal dimension of the active fault system is similar (1.7) to experiments without heterogeneities. That indicates a universal growth mechanism for faulting. We then conclude that increasing the "noise" of the continent (by macroscopic heterogeneities) favors a penetrative fractal growth of faults and delay the localisation of the deformation.

C. Conclusion and discussion

In this paper, we present a series of experiments on the indentation deformation with a lateral free boundary parallel to the indenter motion. The

boundary conditions and the rheology of analog materials allows a 3 dimensional deformation where thickening and lateral escape of continental block are the main deformation processes. We focus on the mechanics of faulting with constrained kinematic conditions: geometry of initial conditions constrain the escape to occur with a minimum angle θ_{BC} with respect to the indenter motion. For the series of experiment, θ_{BC} varies from 27° to 72° . Note that, when $\theta_{BC} > 30^\circ$, the kinematic conditions are inconsistent with the angle predicted for wrench faults by the Mohr-Coulomb criterion assuming σ_1 parallel to the indenter motion ($\theta = \pi/4 - \phi/2$ where θ is equal to 30° when the friction angle ϕ is 30° as observed for both continental crust and its analog: sand).

We can divide the set of experiments in three types defined by the value θ_{BC} :

a) If $\theta_{BC} \leq 30^\circ$, strike-slip faults ensuring the lateral escape is consistent with a σ_1 parallel to the indenter motion ($\pm 30^\circ$ from σ_1). The escape occur along a wrench shear zone oriented at about $30-45^\circ$ from the indenter motion.

b) If $30^\circ < \theta_{BC} < 60^\circ$, strike-slip faults are consistent with σ_1 at 30° of the indenter motion. The escape occur along a wrench shear zone whose orientation varies with θ_{BC} ($\sim \theta_{BC} + 15^\circ$).

c) If $\theta_{BC} > 60^\circ$, no strike-slip faults form and no escape is observed.

Thus, the experiments show shifts of the orientations of σ_1 by steps of 30° within the wrench domain while the orientation of the main wrench zone varies continuously with the boundary conditions.

For the two first types of experiments (a and b), the indenter motion is partitionned between two main mechanisms, spatially separated : thickening and lateral escape. The contribution of the escape mechanism to the total deformation is decreasing with time but it remains the main deformation mechanism for experiments with θ_{BC} smaller than $35-40^\circ$. Note that abnormal high contributions of escape are obtained before faults appear. The contribution of the escape mechanism decreases linearly with θ_{BC} .

When lateral escape occurs, we observe a progressive localisation of the deformation within narrow shear zones. However, before a complete localisation of the deformation, some experiments show a fractal growth of faults within the extruded block. The fractal growth emphasizes the chaotic behaviour of the fracturation and is favored by the existence of initial heterogeneities.

BIBLIOGRAPHY

- BYERLEE J.: *Friction of rocks*. Pageoph., 116, 615-626, 1978.
- CHASE C.G.: *Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world*. Earth Planet. Sci. Lett., 37, 355-368, 1978.
- CHOROWICS J., SUZANNE P. & LYBERIS N.: *Folded wedge system ("coin plissé"): a new type of relay structure evidence by satellite imagery along the North Anatolian Fault (Turkey)*. in prep
- COBBOLD P.R. & DAVY P.: *Indentation tectonics in nature and experiment, 2. Central Asia*. Bull. of Geol. Inst., Uppsala, v. 14, 143-162, 1988.
- DAVY P.: *Modélisation thermomécanique de la collision continentale*. Mém. Doc. Centre Arm. et Struct. Socl., Rennes, 8, 233 p., 1986.
- DAVY P. & COBBOLD P.R.: *Indentation tectonics in nature and experiment, 1. Experiments scaled for gravity*. Bull. of Geol. Inst., Uppsala, N.S., v 14, 129-141, 1988.
- DAVY P. & COBBOLD P.R.: *Experiments on shortening of 4-layer model of the continental lithosphere*. Tectonophys. in press.
- DAVY P., SORNETTE A. AND SORNETTE D.: *Some consequences of a proposed fractal nature of continental faulting*. Nature, 348, 56-58, 1990.
- DAVY P. AND SUZANNE P.: *Multifractal analysis of the fault pattern and the distribution of seisms in Western Anatolia*. in prep.
- DAVY P., SORNETTE A. AND SORNETTE D.: *The mechanics of continental collision with brittle/ductile experiments*. in prep.
- ENGLAND P.C. and JACKSON J.: *Active deformation of the continents*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 17, 197-206, 1989
- ENGLAND, P.C. & HOUSEMAN G.: *Finite strain calculations of continental deformation. 2. Comparison with the India-Asia collision zone*. J. Geophys. Res., 91, B3, 3664-3676, 1986.

- ENGLAND P.C. & MCKENZIE D.P.: *A thin viscous sheet model for continental deformation (correction to: A thin viscous sheet model for continental deformation, Geophys. J. R. Astron. Soc. 70, 295-321, 1982). Geophys. J. R. Astron. Soc., 73, 523-592, 1983.*
- HENTSCHER H.G.E AND PROCACCIA I.: *The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors. Physica 8D, 435-444, 1983.*
- HIRATA T.: *Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales. Pageoph., 131, 157-170, 1989.*
- HOUSEMAN G. & ENGLAND P.: *Finite strain calculations of continental deformation. I. Method and general results for convergent zones. J. Geophys. Res., 91, B3, 3651-3663, 1986.*
- LE PICHON X. and ANGELIER J.: *The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics, Amsterdam, 60, 1-42, 1979.*
- JACKSON J. AND MCKENZIE D.P.: *Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophys. J. R. astr. Soc., 77, 185-264, 1984.*
- MCKENZIE D.P.: *Active tectonics of the Mediterranean region. Geophys. J.R. astr. Soc., Oxford, 30, 109-185, 1972.*
- MCKENZIE D.P.: *Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region). Geophys. J.R. Astron. Soc., 55, 217-254, 1978.*
- PELTZER G.: *Contribution à l'étude de la collision Inde-Asie 1) approche expérimentale, équilibre entre épaissement crustal et extrusion latérale 2) estimation des déplacements quaternaires sur le bord nord du Tibet. Thèse d'Etat, Université de Paris VII, 400 p., 1987.*
- PELTZER G. & TAPPONNIER: *Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. J. Geophys. Res., 1988.*

- RATSCHBACHER L., FRISCH W., NEUBAUER F., SCHMID S.M. AND NEUGEBAUER J.: *Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps*. *Geology*, 17, 404-407, 1989.
- SCHOLZ C. and COWIE P.A.: *Determination of total strain from faulting using slip measurements*. *Nature*, 346, 837-839, 1990.
- SONDER L.J. & ENGLAND P.C.: *Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters*. *Earth and Planetary Science Letters*, 77, 81-90, 1986.
- SORNETTE A., DAVY P. AND SORNETTE D.: *Growth of fractal fault patterns*, *Phys. Rev. Lett.*, 65, 2266-2269, 1990.
- SUZANNE P. AND LYBERIS N.: *Mécanismes de la déformation le long de la partie orientale de la faille nord anatolienne*. *Annales tectonicae*, submitted to *Annales Tectonicae*.
- SUZANNE P., LYBERIS N., CHOROWICZ J., NURLU M., YURUR T. & KASAPOGLU E.: *La géométrie de la faille nord anatolienne à partir d'images Landsat-MSS*. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, 4, 589-599, 1990.
- TAPPONNIER P. & MOLNAR P.: *Slip line field theory and large-scale continental tectonics*. *Nature*, London, 294, 410-4, 1976.
- TAPPONNIER P. & MOLNAR P.: *Active faulting and tectonics in China*. *J. geophys. Res.*, 82, 2905-30, 1977.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A. Y., ARMIJO R. & COBBOLD P.R.: *Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine*. *Geology*, v. 10, 611-616, 1982.
- TAPPONNIER P., PELTZER G. & ARMIJO R.: *On the mechanics of the collision between India and Asia*. In: *Collision Tectonics* Eds. M.P.Coward & A.C. Ries, *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 28, 97-107, 1986.
- VILLOTTE, J.P., DAIGNIERES M. & MADARIAGA R.: *Numerical modelling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision*. *J. Geophys. Res.*, 87, B13, 10709-10728, 1982.

VILLOTTE, J.P., DAIGNIERES, M., MADARIAGA, R. & ZIENKIEWICZ
O.C.: *The role of heterogeneous inclusion during continental collision.*
Phys. Earth Planet. Interiors, 36, 236-259, 1984.

Figure Captions

figure 1: a) Kinematic reconstruction (since 13 Ma) of the Arabia/Anatolia/Eurasia system, at the beginning of the recent phase motion using data from Le Pichon and Angelier (1979), Jackson and McKenzie (1984), Chase (1978) and Jolivet et al (in prep.). The relative motions are with respect to the eurasian plate. NAF, North Anatolian Fault, EAF, East Anatolian Fault. Arrows join the plate boundaries at 13 Ma to current position.

b) Geometry of the main strike-slip conjugate faults accomodating the westward escape of the eastern anatolian block.

figure 2: Top view of the experimental apparatus and the rheological profile used for the experiments. Parameters L_l , L_p , L_r , l_w , L_f and θ_{BC} are described in the text; values are given in Table 1.

Figure 3: The "Test-experiment", exp. 1. Data are calculated from the relative displacements of the surface grid. a. Map of the second invariant of the deformation tensor ϵ (see text). b. Map of the rigid rotation deduced from the deformation tensor. c. Map of translations. d. Plot of the localisation coefficient (measuring the surface of continent suffering deformation) as a function of the indenter displacement. e. Plot of the escape ratio (the surface that the continent encroached upon the unconstrained margin over the surface scanned by the displacement of the indenter) as a function of the indenter displacement.

figure 4: Top view of the photographs for experiments 2 to 10 after 9 cm of indenter displacement. Photograph of experiment 10 is an enlargement of the left edge of the indenter.

figure 5: Drawings of the top view of the experiment 2 showing the surface grid and the faults. Thrusts are marked with black triangles, other faults are strike-slip faults. Stages 1, 2, 3 and 4 correspond to a displacement of the indenter of respectively 0, 3, 6 and 9 cm.

figure 6: Experiment 2. Same legend as fig.3.

figure 7: a. Plot of the orientation of the dextral shear zone for experiments 1 to 8 where escape occurs as a function of θ_{BC} (describing the initial geometry of the boundary conditions). b. The escape ratio (see fig.3) as a function of θ_{BC} for experiments 2 to 8. Data are fitted by a dotted linear regression line which intercepts the horizontal axis (Escape=0) for $\theta_{BC}=60^\circ$. For both plots, the indenter displacement is 9 cm for all experiments

figure 8: Fault pattern and histogram of fault orientations for experiments 4 to 8.

figure 9: Fault patterns and histogram of fault orientations of an experiment with $\theta_{BC} < 30^\circ$ from Davy et al (1990) and the experiment 4 ($\theta_{BC}=35^\circ$).

figure 10: The localisation coefficient as a function of θ_{BC} after 9 cm of displacement of the indenter. The graphs is divided into three areas characterized by different values of the localisation coefficient (see text).

figure 11: Statistical analysis of the fault pattern for the experiment 4. a. The number of faults $N(L)$ whose length is larger than L (equivalent to a cumulated histogram) is fitted by $N(L) \sim L^{a+1}$ with $a=2.5 \pm 0.3$. b. Logarithm of the total length $L(R)$ of faults in a box of size $R \times R$ as a function of $\text{Log}(R)$ (heavy line). $L(R)$ is fitted by $L(R) \sim R^D$ (thin line) with $D=1.68 \pm 0.08$. The local slope (very thin line and vertical axis on the right) gives an estimate of the uncertainty attached to D .

figure 12: Top view of the faults in experiment 3 with an histogram of fault orientations and the distribution of fault length (see fig.11a). a. Faults are initial heterogeneities introduced before any indenter displacement. b. Newly formed faults and heterogeneities for an indenter displacement of 9 cm.

figure 13: Active fault pattern in experiment 3. Stages 1, 2 and 3 correspond to an indenter displacement of respectively 6, 9, 12 cm.

figure 14: Comparison between experiment 2 (without macroscopic heterogeneities) and experiment 3 (with initial heterogeneities). same graphs as fig.3d and e

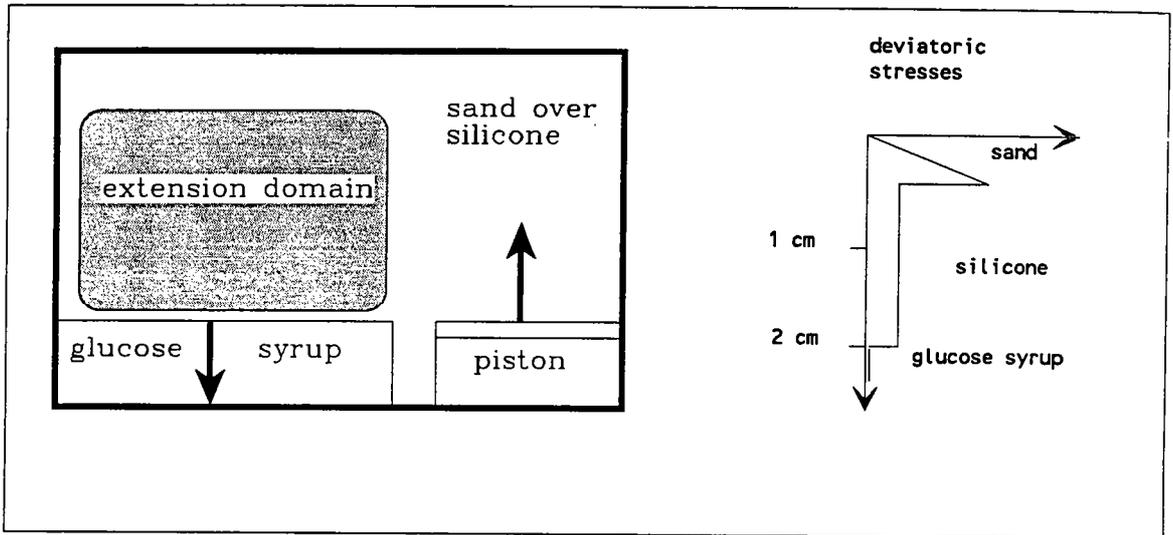


Fig. 15: Top view of the experimental apparatus and the rheological profile used.

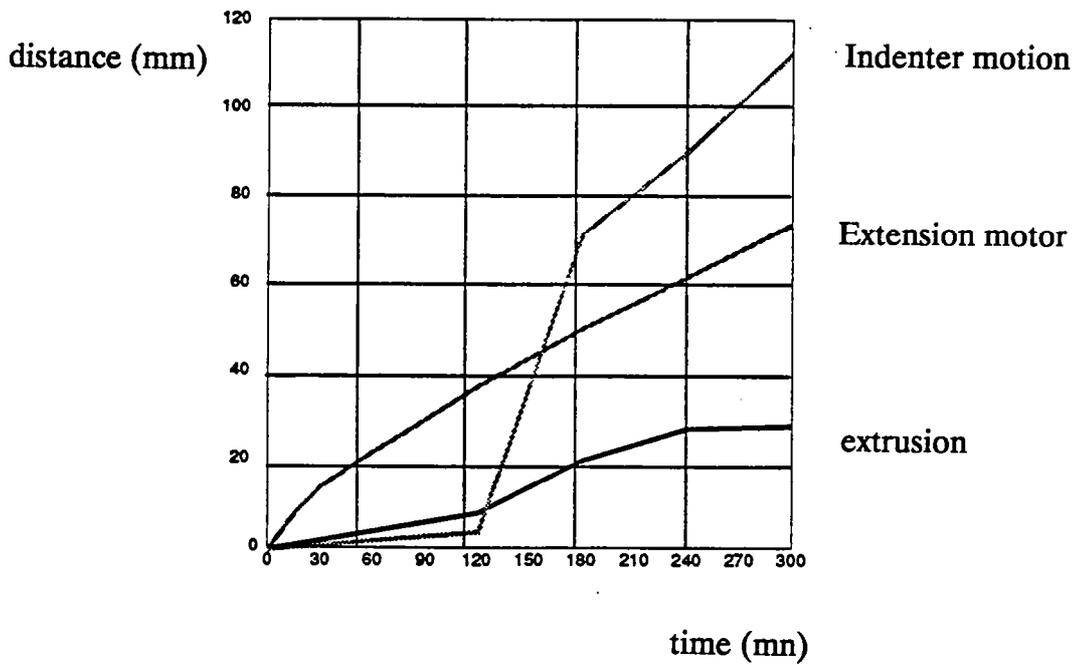


Fig. 16: Velocity of the indenter motion, the extension motor motion and the extrusion motion.

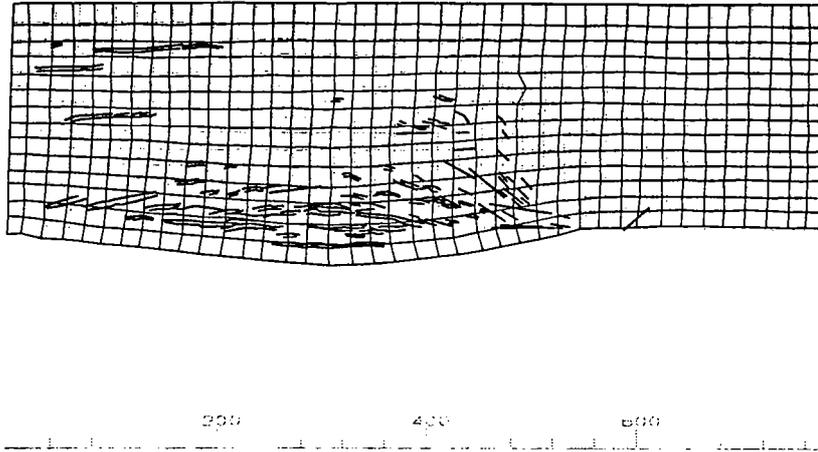
Appendix. Experiment and the Arabia/Anatolia/Aegean system

Turkey forms the better developed western part of the tectonics escape caused by post-collisional convergence of the arabian platform and Asia (McKenzie, 1972; Sengor et al., 1985). Since 13 Ma, the anatolian block is extruded westward along two boundaries, the North and East Anatolian transform Faults (NAF and EAF). The anatolian block is located between two domains : the eastern Anatolia in north-south compression and the western Anatolian-Aegean in north-south extension. Focal mechanism solutions for earthquakes in western Turkey give evidence to a progressive change of the dominant state of stress, going from a right lateral displacement to a north-south extension westward (Eyidogan, 1988). It is thus reasonable to consider the aegean domain as an unconstrained margin of the Anatolia/Arabia system (McKenzie, 1978). But this cannot be considered as a simple free boundary as the peri-pacific subductions are for the India/Asia collision (Tapponnier and Molnar, 1977). In the light of the previous experiments, the boundary conditions of the Anatolia/Arabia collision could not produce extrusion since the northern boundary (the rigid oceanic Black Sea, Suzanne et al, 1990) is very close to the Arabia indenter (θ_{BC} more than 60°). We then test the role of a western North-South extension combined with an eastern North-South indentation in order to favor the occurrence of a lateral escape.

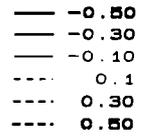
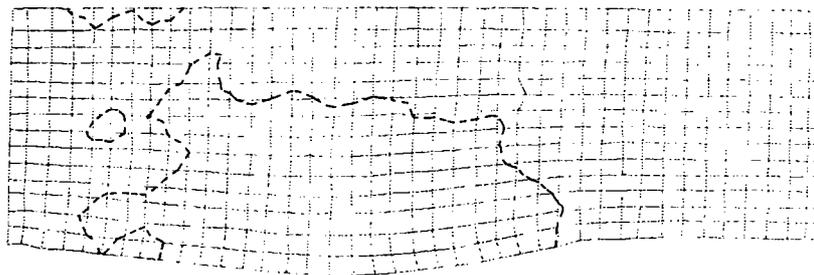
In order to explore the role of a dynamic extension, we performed a new experiment where extension is ensured by a gravitational collapse of the western part of the continent (fig. 15). These conditions represent a simplified model of the Aegean/Anatolia/Arabia system where extension and compression can be viewed as a torque. Kasapoglu and Toksoz (1988) used elastic finite-elements calculations to include the Aegean extension in the deformation of the Anatolia. They concluded that motions along western section of the NAF are controlled by the pull of the aegean plate in southward direction. That is what suggest Geiss and al. (1989) from geodetic measurements where motions seem to be continuous from Arabia to the aegean domain. According to Kasapoglu et Toksoz (1988) appropriate boundaries conditions that could simulate the present day plate motions, stress regimes, faulting and earthquake mechanism are:

- the Arabian plate moves northward with an average velocity of 2

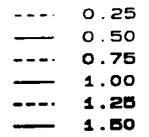
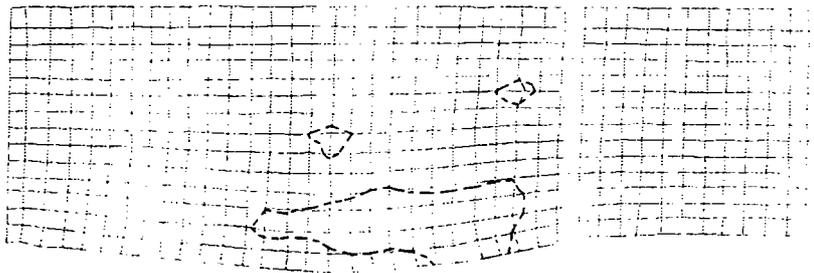
Fracturation



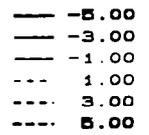
Surface change



Deformation



Rotation



Translation

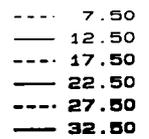
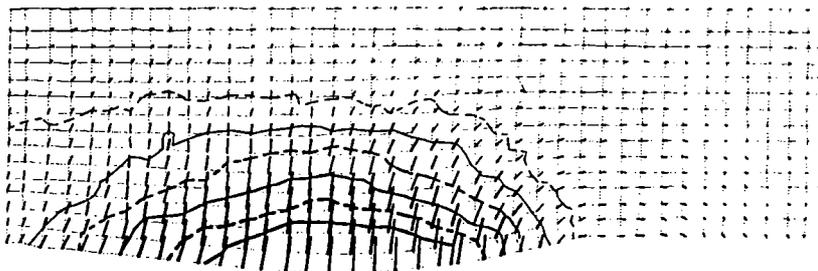
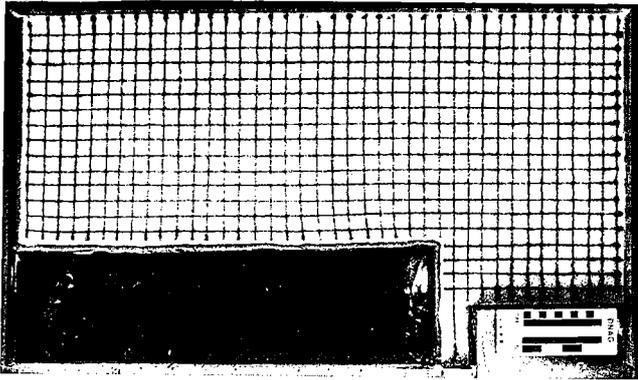
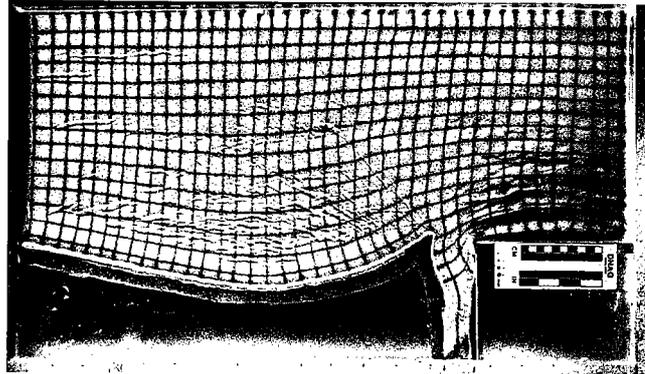


Fig. 18: Experiment after 2 hour deformation.

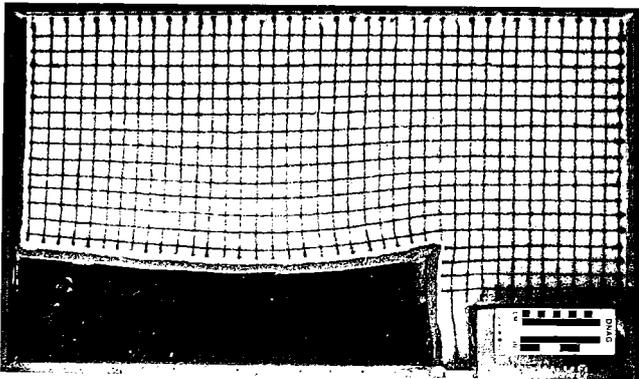
0



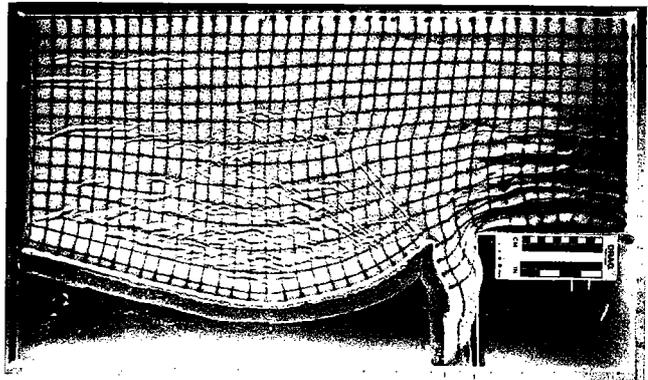
3



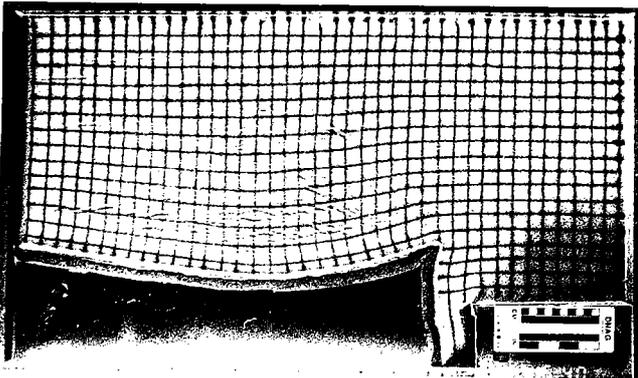
1



4



2



5

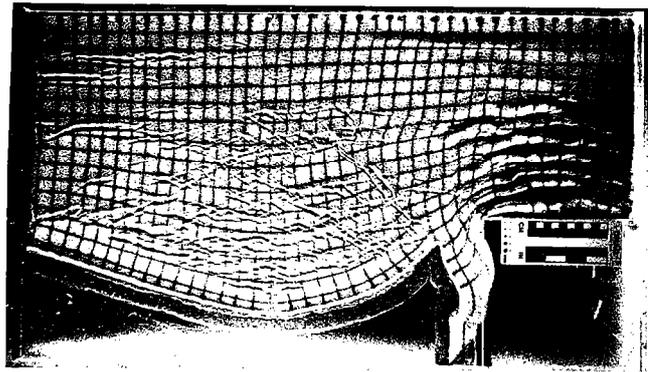
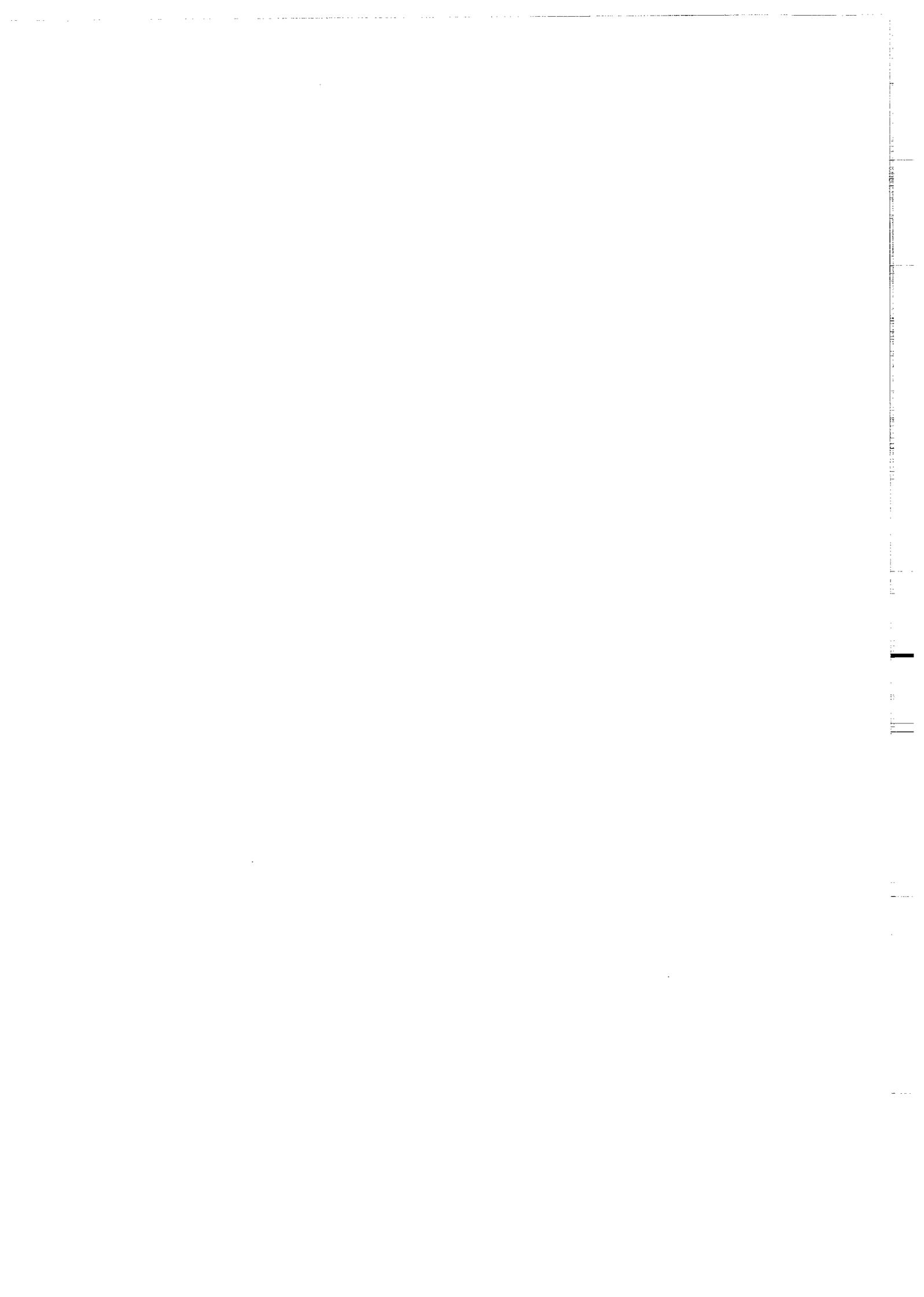


Fig. 17: Top view of the photographs. Stage 0, 1, 2, 3, 4 and 5 correspond respectively to 0, 1, 2, 3, 4 and 5 hour deformation.



cm.yr⁻¹ with respect to the Eurasian plate.

- the African plate is fixed at its lower left corner and free along its southern and western edges,

- the Egean plate is pulled southward with an average velocity of 1.5 cm.yr⁻¹ with respect to the Eurasian plate.

In experiment, we use a rheologic profile (fig.15) enabling a gravitational collapse of the continent. For that, the forces generated by the density contrast between the light layers (upper sand and silicone layer) and the underlying heavy fluid are larger than the strength of these two upper layers. As a result, a collapse with flow velocity of 1.5 cm.h⁻¹ is obtained in part of the continent at the neighbouring of the free boundary (fig. 15). This extension velocity is scaled down with respect to the velocities of the southward boundary of the Aegean plate. That fixes the northward motion of the indenter (scaled with respect to Arabian plate velocity) at 2 cm.h⁻¹.

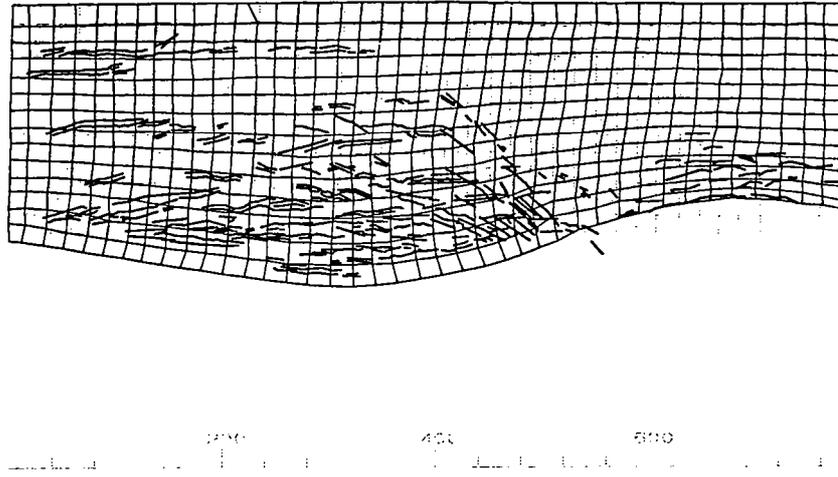
In order to favor a lateral extrusion in front of the indenter, we first let the continent to collapse in order to ensure a significant extension at the west boundary of the indenter. At that time, we start the indenter motion. By the way, we expect to free the western boundary of the collisional domain. This delay is fundamental to ensure westward escape of the eastern part of the continent since it is not observed in other experiments where both extension and indentation start simultaneously.

Details of the different motions are given in fig. 16.

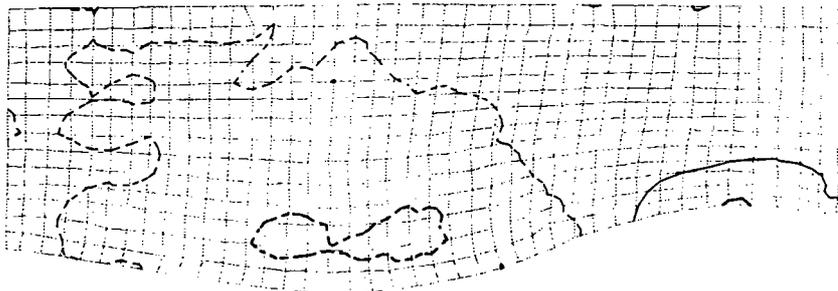
During the extensional phase (fig. 17 & 18), the western part of the continent flows southwards. The main structures are grabens. The extension domain almost reaches the northern boundary of the western continent (see map of surface change, fig. 18). The amount of extension is a little bit larger near the south-east edge of the western continent (equivalent to the western edge of the future indenter). Map of rotations (fig. 18) shows clockwise rotations in the west and anticlockwise rotations in the east indicating a bending of the free boundary which is attached at its edge. Displacement vectors (fig. 18) show that there already exists westward displacements within the eastern part of the continent due to the pull of the extension motor. We cannot observe any strike-slip fault (fig. 17) accomodating the small east-west displacement.

After three hours (fig. 17 & 19), the indenter is displaced. We first move it fast (8 cm/hour) in order to compensate the time delay with extension and then

Fracturation



Surface change



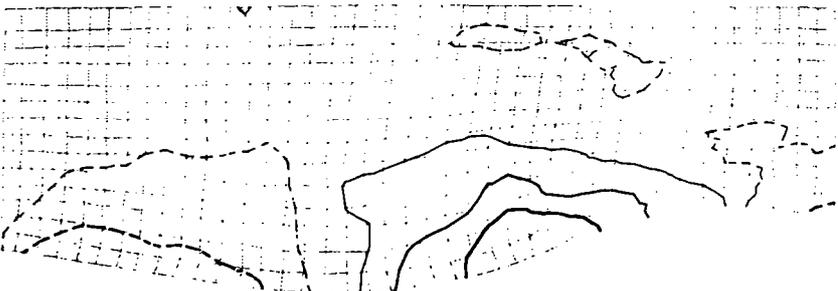
- -0.50
- -0.30
- -0.10
- - - 0.1
- - - 0.30
- - - 0.50

Deformation



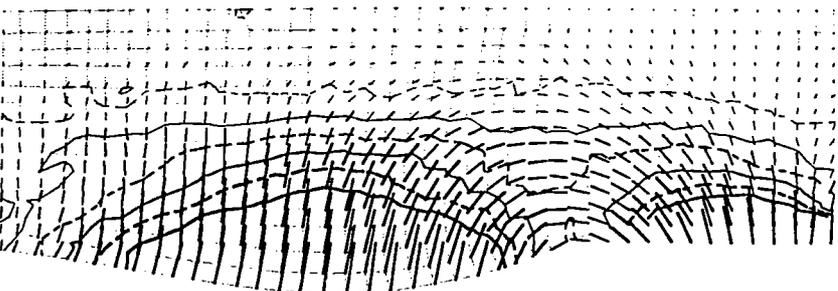
- - - 0.25
- - - 0.50
- - - 0.75
- 1.00
- - - 1.25
- 1.50

Rotation



- -10.00
- -6.00
- -2.00
- - - 2.00
- - - 6.00
- - - 10.00

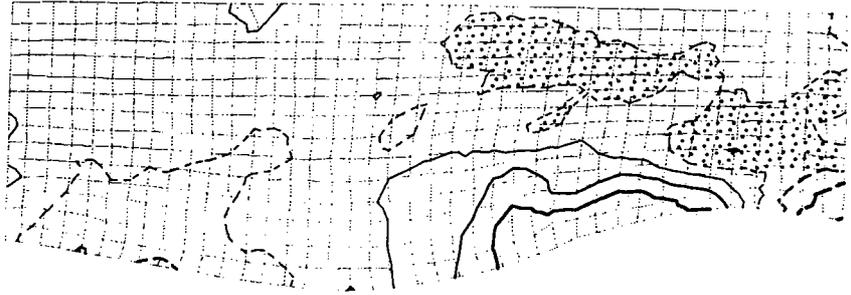
Translation



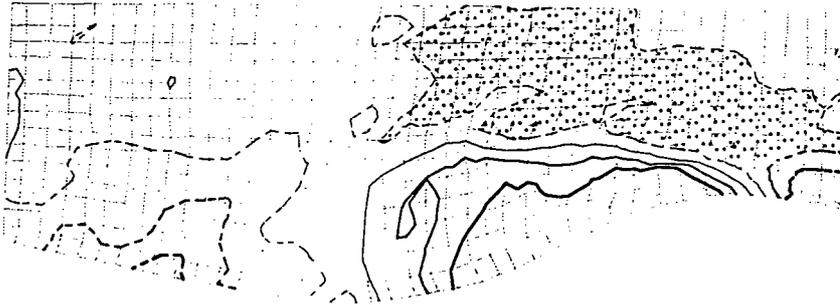
- - - 7.50
- 12.50
- - - 17.50
- 22.50
- - - 27.50
- 32.50

Fig. 19: Experiment after 3 hour deformation.

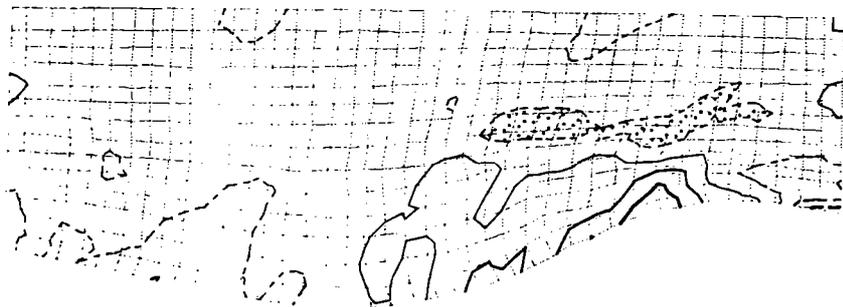
Deformation between 2 and 1 hour



Deformation between 3 and 2 hour



Deformation between 4 and 3 hour



Deformation between 5 and 4 hour

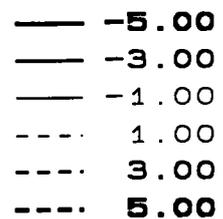
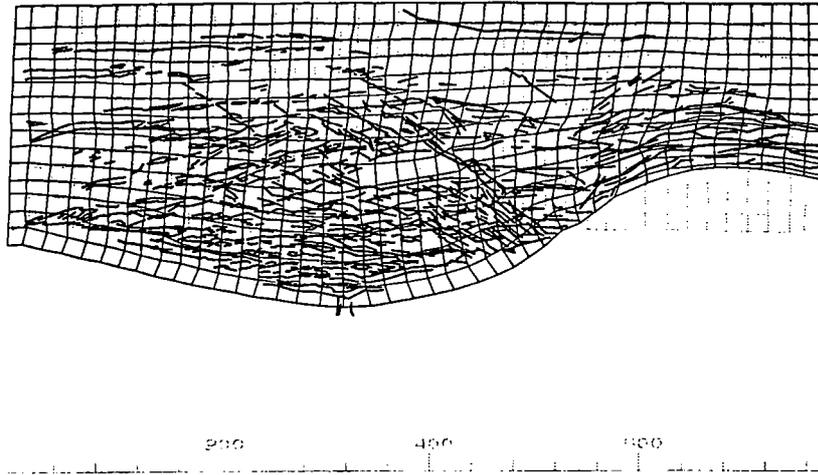
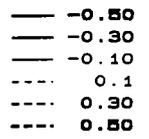


Fig. 20: Map of incremental deformation.

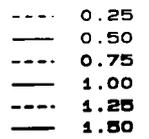
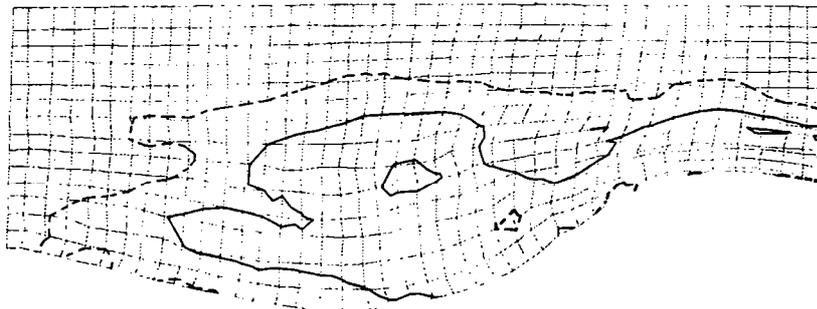
Fracturation



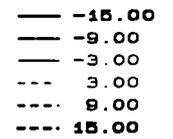
Surface change



Deformation



Rotation



Translation

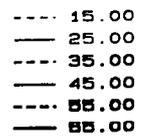
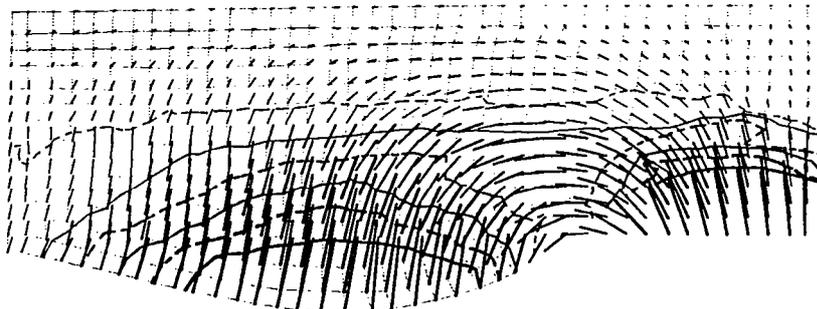


Fig. 21: Experiment after 5 hour deformation.

stabilize the velocity at 2 cm/hour. As in the previous experiments, the indenter displacement is accommodated by both a thrust belt in front of the piston and a significant lateral westward escape (Map of translations, fig. 19). The lateral escape occurs along a right lateral shear zone trending N130° and left lateral shear zone trending N60°-N70°. The southward extension velocities in the western continent are not affected by the indenter motion (fig. 16). However, one observe the appearance of grabens trending N70°-N80° and joining the southwest edge of the extension domain to its northeast edge. Other right lateral strike-slip faults occur in the eastern extension zone trending N140°-N150°. The stronger extension deformation is going eastward increasing the asymetry of the model.

Incremental deformation (fig. 20) reveals that the first right lateral strike-slip zone that ensure the escape motion is first trending N130. It is deactivated in favour of an east-west shear zone slightly curved joining the north-south compression northward to the piston, to the dextral grabben in the extension domain. This change of strike may be compare to the change of the North-anatolian fault strike between the Inebolu-Karlioiva fault and the present day fault. We attribute this jump of the right lateral shear zone to the northern rigid boundary that inhibate the propagation of the dextral fault zone northwestward.

During the 5th hour (Fig. 21), lateral escape decreases and the thickening domain is propagating northward. In the same time right lateral strike-slip faults are well marqued, showing that the deformation is concentrated in a small area. We can distinguish clearly a dextral wrench zone, curved, going from the compressional domain to the extensional one. In opposition we cannot see clearly the left lateral strike-slip faults which are combined with the thrust in the western front of the piston. These thrusts show a large component of wrench. that is what suggest the rotation map (fig. 21) , showing evidences of senestral rotation in a very localised area in the south-west of the shortening zone.

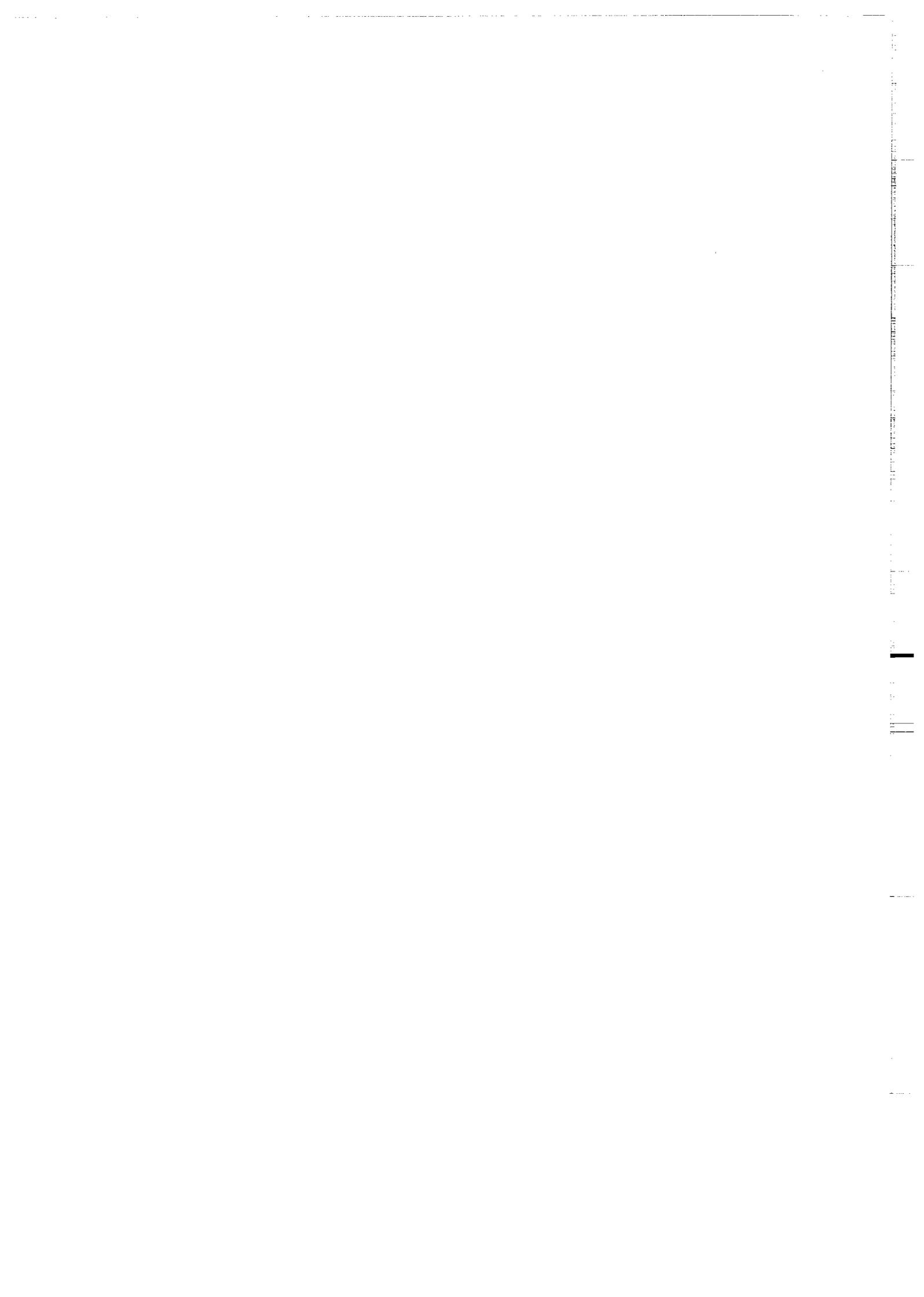
We conclude that extension produces a thinning down in a large domain just northward to the collapse zone. This domain acts then as an unconstrained limit for the eastern part of the continent which is able in addition to pull it southward. When the model is laterally unconstrained, the compression is the main motor of the lateral escape. After 3 hours deformation the deformation concentrate end the extrusion velocity decrease.

The two motors seem to be necessary to obtain curved displacement along the escaping block. Displacements are curved contrary to the first serie of experiments and suggest that the extension motor pulls southward the material.

APPENDIX BIBLIOGRAPHY

- EYIDOĞAN H.: *Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes*. Tectonophysics, Amsterdam, 148, 83-92, 1988.
- GEISS E., REIGBER Ch. & SCWINTZER P.: *Geodetic measurements of continental deformations: projects and first results*. In KISSEL C. & CARLO L. (eds), *Paleomagnetic Rotations and continental Deformation*, 69-81, 1989.
- KASAPOĞLU K.E. & TOKSOZ M.N.: *Plate motion induced deformation in the eastern Mediterranean*. Tectonophys. soumis.
- LE PICHON X. and ANGELIER J.: *The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area*. Tectonophysics, Amsterdam, 60, 1-42, 1979.
- SENGÖR A.M.C., GORUR N. & SAROĞLU F.: *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*. In: T.R. Biddle & N. CHRISTIE-BLICK Eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 37, 227-264, 1985.

**CHAPITRE IV:
ANALYSE FRACTALE**



CHAPITRE IV

DISTRUBUTION SPATIALE DES FAILLES: ANALYSE FRACTALE

1) INTRODUCTION

La géométrie des réseaux de failles est l'un des rares moyens à notre disposition pour mettre en évidence les propriétés physiques de la fracturation intracontinentale. Nous nous intéressons ici à la distribution spatiale des failles en essayant d'y retrouver une organisation interne. La complexité des mécanismes de la fracturation (genèse, croissance et interaction entre les failles), ainsi que la variété des comportements des matériaux n'ont pas encore permis la formulation de théories universelles qui expliqueraient la distribution des failles observées dans la nature. A toutes les échelles (de la photo satellite aux études de terrain), les réseaux de failles montrent une complexité qui se traduit par l'absence de longueurs caractéristiques. Un exemple de cette complexité apparente peut être observée sur la distribution des tailles de blocs non affectés par la fracturation. De tels blocs existent de l'échelle du millimètre (et sans doute moins) à l'échelle du continent. Nous disposons aujourd'hui d'un nouvel outil d'analyse qui permet de "quantifier" la complexité grâce au concept de fractal et aux lois d'échelle qui en découlent.

Les travaux numériques (voir la synthèse d'Herrmann, 1988) ont montré que des lois d'échelles observables sur les distributions spatiales des fractures résultaient de la croissance chaotique des failles (par lois d'échelle, nous entendons une distribution qui décrit l'influence des changements d'échelles sur les propriétés statistiques du milieu). Ces lois d'échelles sont, pour une part, significatives des processus de croissance (Herrmann, 1988) et sont donc intéressantes à caractériser. Le cas de l'Anatolie est, à ce titre, extrêmement instructif puisque nous possédons un réseau de failles statistiquement significatif jusqu'à l'échelle maximale du phénomène (système collision-extrusion en Anatolie orientale). Les réseaux de failles que nous analysons sont obtenus soit à partir d'images satellitaires soit à partir d'images aériennes. Chacun des réseaux est étudié séparément et possède une échelle de résolution propre (de 5Km à 180 Km pour les images issues des satellites Landsat-TM et de 100m à 30Km pour les photographies aériennes). Ces failles ont une histoire cumulée.

Cependant, leur extraction en photo-interprétation sélectionne les failles qui ont une expression géomorphologique, c'est-à-dire celles qui sont actives depuis les 13 derniers millions d'années. Notre analyse est complétée par le réseau des séismes qui couvre la partie orientale de l'Anatolie. Ces nouvelles données ont en revanche une signification temporelle différente, puisqu'elles n'intéressent que les failles actives depuis 1900, avec une échelle de résolution inférieure ou égale à 10Km. Nous n'avons, malheureusement, que les distributions d'épicentres de séismes ce qui réduit à un point et une magnitude une information qui concerne un segment, un déplacement et une chute de contrainte. Aussi ces informations doivent être considérées comme mixtes entre la longueur des failles et les déplacements. D'autre part, les effets de précurseur et de réplique des séismes suggèrent que les séismes de petites magnitudes peuvent mettre en évidence des phénomènes de croissance complexes dont nous devons tenir compte.

Définition

Depuis une dizaine d'année les physiciens ont remarqué que la plupart des structures observées dans la nature possédaient une particularité à travers leurs géométries complexes. Benoit Mandelbrot (1982) fut le premier à porter un intérêt aux propriétés géométriques d'objets comme la côte des continents, les branches d'arbres et les surfaces de nuages. Il donna le nom de fractal à ces formes complexes pour exprimer qu'elles pouvaient être caractérisées par une dimension d'espace non entière (fractal). Le développement des recherches dans ce domaine a permis de multiplier les exemples d'objets fractals. Les physiciens se sont aperçus que la plupart de ces objets sont observés dans les phénomènes de croissance.

Une des propriétés communes aux objets fractals est leur auto-similarité. Cela veut dire que si l'on extrait une partie d'un objet fractal avec une résolution supérieure, ce nouvel objet ressemble à son original. Observons les côtes de la Bretagne sur des cartes d'échelles croissantes à titre d'exemple. On remarque que le dessin des côtes apparaît statistiquement identique à lui même à toutes ces différentes échelles. En effet, les multiples protubérances de la côte bretonne renferment elles même d'autres protubérances similaires à plus petite échelle. Cette côte qui est topologiquement une ligne tracée dans un plan,

présente le critère d'auto-similarité.

Une des propriétés des objets fractals, qui sert directement aux calculs de leur dimension, est la relation qui existe entre la masse d'un fractal M (terme qui exprime la quantité de matière observée, on peut aussi parler de volume), la taille du système dans lequel cette masse est mesurée (caractérisée par une longueur R) et l'échelle de résolution microscopique qui définit cette mesure (ϵ). Cette relation s'exprime de la façon suivante:

$$M(R, \epsilon) = C^{ste} (R/\epsilon)^D \text{ où } D \text{ est la dimension fractale.}$$

On peut remarquer que la masse du fractal augmente lorsqu'on affine l'échelle de résolution (ϵ diminue) ou lorsqu'on augmente la taille du volume de mesure. Une conséquence est que la masse d'un fractal tend vers l'infini quand on réduit infiniment l'échelle d'observation.

Il est possible de construire mathématiquement des objets fractal par itérations successives qui conservent exactement la propriété d'auto-similarité. La figure 1.18 montre un tel exemple. On part soit d'une unité avec une configuration initiale simple (Fig. 1.18a), soit d'un objet géométrique (Fig. 1.18b). Ensuite, par des itérations successives (Fig. 1.18a), l'objet initial est ajouté à lui-même de telle manière que l'objet fils soit un nouvel objet initial pour ses descendants. Dans la nouvelle structure descendante, les objets sont arrangés entre eux en conservant la symétrie de l'objet original. A chaque nouvelle étape, la nouvelle configuration ressemble toujours à la précédente. La construction de la figure 1.18b est basée sur la division de l'objet initial. Ces structures sont obtenues par ce que l'on appelle une construction récurrente. Ces objets sont fractals quand l'itération tend vers l'infini avec une dimension fractale égale à 1.465 pour l'exemple donné.

2) DIMENSION FRACTALE POUR DES RESEAUX DE FAILLES: METHODES ET SIGNIFICATIONS

Nous utilisons deux méthodes pour caractériser la répartition spatiale des réseaux de failles par sa dimension fractale.

La première méthode utilisée, mise au point par Philippe Davy, utilise la dépendance de la masse avec le volume de mesure. On se fixe un point P qui

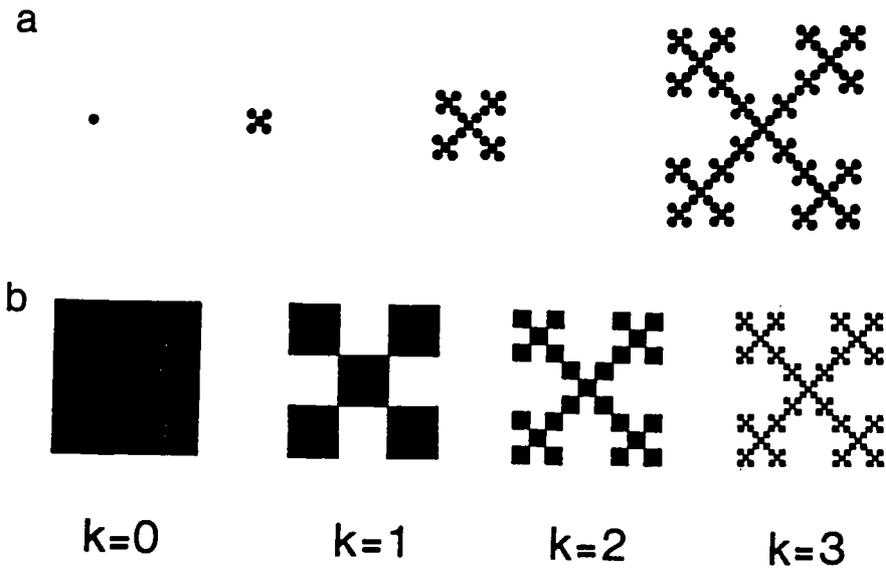


Fig.1.18: Exemple de constructions récurrentes conduisant à une distribution fractale.

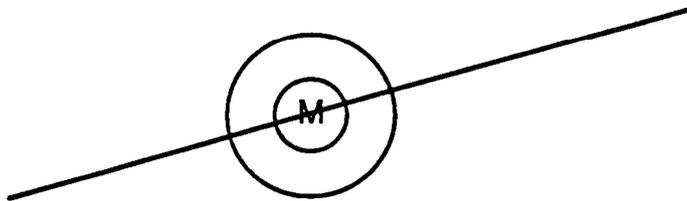
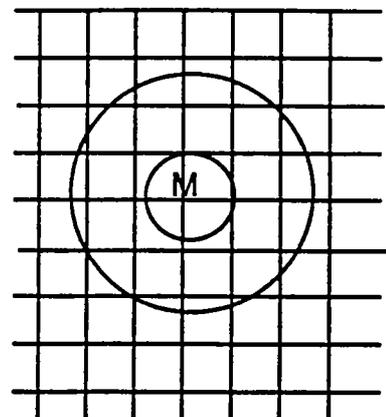


Fig.1.19: Calcul de la dimension fractale pour une faille unique: $D_f=1$.

Fig.1.20: Calcul de la dimension fractale pour un réseau quadrillé: $D_f=2$.



appartient au réseau de failles, et on mesure ensuite la longueur totale (L) des portions de failles l_i , contenues dans un cercle de rayon R centré en P . L est une mesure de la masse du fractal à échelle de résolution fixée.

$$L(R, P) = \sum_{\text{failles } i} l_i$$

Il faut noter que cette mesure est locale dans le sens où le calcul est centré sur un point P de l'espace. Pour augmenter la validité statistique de ce calcul, nous mesurons une moyenne statistique :

$\langle L(R) \rangle = 1/N \sum_{N \text{ Points } P} L(R, P)$, où le moyennage s'effectue sur une centaine ($N=100$) de points P de l'espace. Nous affectons à $\langle L(R) \rangle$ une incertitude reliée aux écarts quadratiques à la moyenne :

$$dL(R) = \sqrt{(1/N) \sum_{\text{Points } P} (L(R, P) - \langle L(R) \rangle)^2}$$

On vérifie ensuite que la fonction $\langle L(R) \rangle$ croît avec R selon une loi de puissance:

$$L(R) = C^{ste} * R^{Df} \text{ où } Df \text{ est la dimension fractale.}$$

Nous présentons ces calculs sous la forme de trois courbes (Fig. 1.22C):

- 1) La courbe croissante en trait épais représente la longueur cumulée $L(R)$ de toutes les failles dans un cercle de rayon R en fonction de R (échelles logarithmiques).
- 2) La droite de régression dans un diagramme log-log dont la pente est la dimension fractale. Les incertitudes $dL(R)$ sont prises en compte dans le calcul de la courbe de régression et dans l'erreur attachée à la dimension fractale. Il est aussi possible de visualiser (et de calculer) les bornes inférieures et supérieures au delà de laquelle la régression n'est plus valide.
- 3) La courbe des dérivées locales $d(\text{Log}(L))/d(\text{Log}(R))$. Cette fonction peut être considérée comme une estimation locale de la dimension fractale. La courbe surtout permet de visualiser la validité de la loi de puissance.

Examinons la signification des valeurs de la dimension fractale.

1) Prenons le cas d'une seule faille linéaire (Fig. 1.19):

Plaçons un point sur cette faille, puis appliquons le processus décrit précédemment. Nous constatons que la longueur totale de la faille contenue dans le cercle est égale au diamètre de ce cercle. $L(R)$ varie comme $2R$ autrement dit comme $2 \cdot R^{D_f}$ où $D_f=1$. La dimension fractale d'une ligne droite est égale à un.

2) Nous considérons à présent un réseau de failles formant un quadrillage (Fig. 1.20):

Plaçons un point M sur une maille et construisons des cercles de centre M et de rayons R croissants. Tant que R est plus petit que le pas du réseau, les cercles de rayons croissants sondent la même maille. Nous sommes ramenés au cas précédent où $L(r)$ croît comme $2R$, c'est-à-dire $D_f=1$. Si nous considérons des cercles plus grands, de rayons croissants plus grands que la maille élémentaire du réseau, nous trouvons que $L(R)$ varie comme R^{D_f} où $D_f=2$. Cela signifie que la dimension fractale d'un tel réseau de faille est égale à 2 pour une échelle de résolution supérieure à la taille de la maille.

La deuxième méthode que nous utilisons est une adaptation de la méthode Henschel et Procaccia (1983) et de la méthode des recouvrements (MandelBrod, 1982), que nous appellerons par la suite "box-counting". Par rapport à la précédente méthode, ce calcul s'effectue en fixant la taille de système et en faisant varier l'échelle de résolution. On découpe le champ de failles en carrés de côté R . On attribue une valeur $P_i=1$ si le carré contient un élément du réseau de failles et $P_i=0$ si le carré n'en contient pas. La somme sur tous les carrés des P_i représente donc, le nombre de carrés $N(R)$ nécessaires pour recouvrir l'ensemble du réseau de failles. En diminuant la taille des carrés, le recouvrement fait apparaître de nouveaux détails de la structure fractale. Cette mesure est une mesure globale car elle s'applique au système entier. Numériquement, on vérifie que

$$N(R) \sim R^{-D}$$

D'autre part, cette méthode permet de généraliser le complexe de fractal. En effet, la méthode de recouvrement élimine une partie de l'information dans

le sens où la densité de failles à l'intérieur des carrés n'est pas prise en compte. On constate, d'ailleurs, que sur des données naturelles donc non complètes, cette méthode est entachée d'une erreur importante qui tend à sous-estimer la dimension fractale (Davy et al, in prep.). Il est possible d'affecter à chaque carré i de côté R une probabilité P_i proportionnelle à la longueur totale de failles incluse dans ce carré. Ensuite, on calcule les moments d'ordre q de la distribution en sommant sur tous les carrés les P_i^q .

$$M_q(R) = \sum_i P_i^q \quad (1)$$

Si, la distribution des moments d'ordre q est une loi de puissance par rapport à l'échelle de résolution R , il est alors possible de définir une dimension généralisée D_q telle que:

$$M_q(R) = C^{ste} \cdot R^{(1-q)D_q} \quad (2)$$

On peut constater que, pour $q=0$, $M_{q=0}$ vaut exactement le nombre de carrés de recouvrement. En effet, si un carré ne contient pas de faille P_i sera nul et $P_i^q=0$ aussi. Au contraire, si P_i n'est pas nul (le carré contient au moins un bout de failles), $P_i^q=0$ sera égal à 1. On peut alors vérifier que $D_{q=0}$ est la dimension fractale.

Plus q est grand, plus on sélectionne les carrés qui contiennent beaucoup de failles. Quand $q \rightarrow \infty$, p_i^q n'échantillonne que le carré contenant la plus grande longueur de failles.

Pour $q=1$, les expressions (1) et (2) ne peuvent être obtenues directement. En effet $M_{q=1}(R)$ représente la somme des probabilités sur le système qui, par définition, vaut 1. L'expression (2), par contre, n'est pas définie. On peut toutefois montrer que, $D_{q=1}$ est associée à la fonction information $I = - \sum_i P_i \ln(P_i)$, avec D_1 tel que:

$$\exp(I) = C^{ste} \cdot R^{-D_1} \quad (3).$$

L'expression (3) est la limite quand q tend vers 1 de (1) et (2).

Les dimensions D_q (pour $q>0$) ne sont pas des dimensions fractales, cependant si le réseau de failles est un fractal pur alors toutes les dimensions

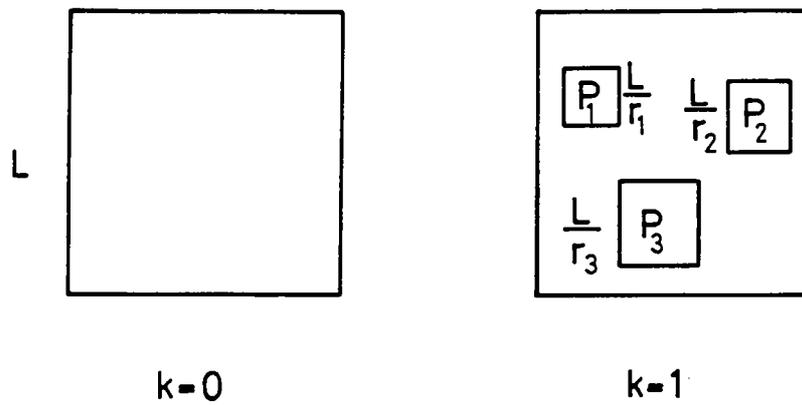
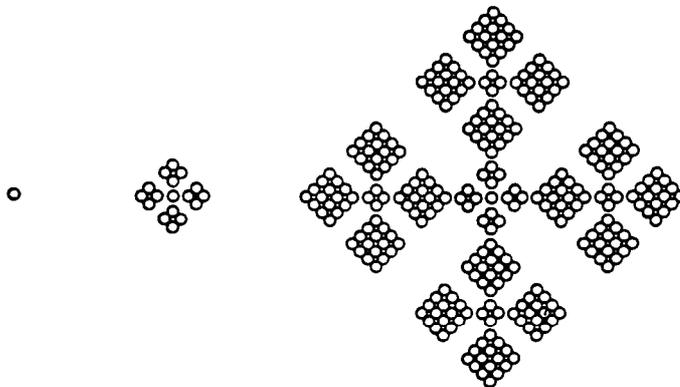


Fig1.21: Principe de croissance d'un objet conduisant à une distribution multifractale. Chaque itération réduit la forme initiale du carré d'un facteur $1/r_i$, mais l'apparition des nouveaux objets est pondérée par une probabilité P_i . Ci-dessous, exemple de croissance d'un réseau multifractal.



généralisées sont égales à la dimension fractale ($D_0 = D_1 = D_2 = \dots = D_\infty$).

Il existe d'autres distributions qui ne sont pas parfaitement fractales. Mais si les lois d'échelle (2) sont établies pour tous les moments de la distribution, on peut montrer théoriquement (Hentchel and Procaccia, 1983; Mandelbrodt, 1989) que les dimensions d'ordre q sont décroissantes ($D_0 < D_1 < D_2 < \dots < D_\infty$). Le système est alors appelé multifractal.

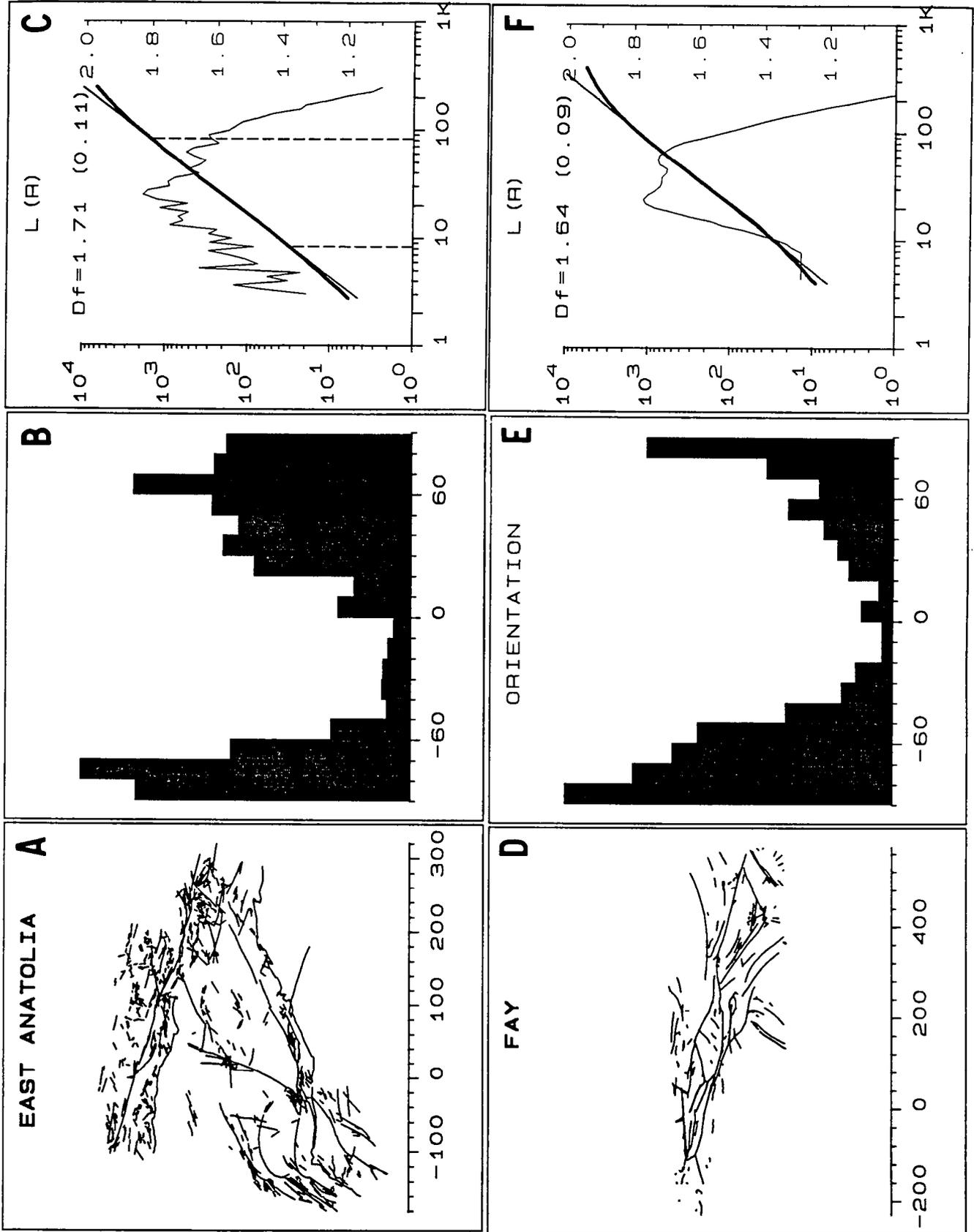
L'intérêt d'une analyse multifractale est de caractériser plus en profondeur la structure géométrique. En effet, la description d'un système, uniquement, par une dimension fractale est assez pauvre. Pour relier les mécanismes de croissance à des processus déjà étudiés, nous avons intérêt à avoir une caractérisation plus fine du système.

D'autre part, l'analyse multifractale, par les moments d'ordre supérieurs M_q permet de différencier des variations de concentrations d'objets dans l'espace. Augmenter la valeur de q revient à sélectionner un sous-ensemble de carrés qui contiennent une concentration minimale de failles. Plus q est élevé, plus la concentration minimale est forte. Dire que l'espace est multifractal signifie que le sous-ensemble ainsi sélectionné est un fractal dont la dimension est forcément inférieure à la dimension des sur-ensembles (d'où $D_q < D_{q'}$ pour $q > q'$).

Il est difficile d'imaginer comment une si grande complexité de la distribution spatiale peut apparaître comme le résultat d'un processus physique simple. Pour illustrer ce point, considérons un processus itératif qui génère un multifractal avec une variation de poids ou de probabilité attribuée à chaque changement d'échelle (Vicsek, 1989; Fig. 1.21). Dans un premier stade, on remplace à l'objet initial (un carré) par trois copies de cet objet avec des facteurs de réductions de $1/R_1$, $1/R_2$ et $1/R_3$. On peut remarquer qu'un tel processus itératif générerait une distribution fractale pure. Pour complexifier le processus itératif, on donne un poids (ou une masse) différent (P_1 , P_2 et P_3) à chaque objet. Puis on répète la subdivision en considérant chacun des 3 carrés comme un carré initial. On obtiendra en répétant le processus itératif une structure multifractale. Par exemple, si le poids (ou probabilité) P_1 est supérieure à P_2 et P_3 , les objets réduits par le facteur $1/R_1$ auront la masse la plus importante. La structure multifractale est obtenue en complexifiant le processus de croissance (la réduction d'échelle) par une pondération variable.

Concrètement, les moments M_q seront calculés par l'équation (1) et représentés graphiquement comme précédemment. Remarquons cependant que

Fig.1.22:



les deux graphes correspondants aux valeurs de q égales à 0 et 1 montrent des pentes négatives de la courbe $\text{Log}(Mq(R))=\text{Log}(R)$, puisque l'exposant de l'équation (2) est $-Dq$ (Fig. 1.23C et D).

4) CARACTERISATION DES RESEAUX DE FAILLES

Nous présentons, pour chaque réseau de faille, le champ de failles digitalisé (Fig. 1.22A et D), un histogramme de l'orientation des failles (Fig. 1.22B et E) et la courbe $\text{Log}(L(R))=\text{Log}R$ (Fig. 1.22C et F). Le premier champ de failles (Fig. 1.22A) couvre la partie orientale de l'Anatolie et a été obtenu par photo-interprétation d'images satellitaires. Ce champ de failles est comparé à celui obtenu par photo-interprétation de photographies aériennes, sur une petite région de la FNA couvrant la zone faillée d'Erzincan à Karliova (Fig. 1.22D).

Pour chacun des réseaux, les deux histogrammes des orientations, ont des allures identiques. Ces deux histogrammes montrent des distributions d'orientations de failles assez similaires.

Le calcul de la dimension fractale donne des valeurs d'environ 1.65 à 1.70, identiques pour les deux champs de failles. Cela veut dire que si l'on extrait une partie du réseau A (Fig. 1.22), on obtient un objet (Fig. 1.22D) qui peut se caractériser par une dimension fractale équivalente au réseau initial, ce qui prouve en partie l'hypothèse d'invariance d'échelle sur les réseaux de failles. Notons que ces 2 analyses se font pour des tailles de système différentes mais aussi pour des échelles de résolution différentes.

Fig. 1.22: Réseau de failles (encadré A et D), histogrammes des orientations (encadré B et E) et calcul de la dimension fractale (encadré C et F) pour deux champs de failles. L'encadré A représente le champ de faille de l'Anatolie orientale extrait à partir d'images Landsat-TM, tandis que l'encadré D montre la zone faillée Nord Anatolienne de Karliova à Erzincan extraite à partir d'images aériennes. L'échelle des abscisses est en kilomètres pour les graphes A B et C, en 1/3 de kilomètre pour les graphes D E et F.

Les résultats obtenus par la seconde méthode (Hentchel & Procaccia, 1983) montrent des valeurs de la dimension fractale plus faibles (Fig. 1.23B et Fig. 1.24B) que celles obtenues par la précédente méthode. Cette méthode semble être plus sensible que la précédente au manque d'information dans certaines parties de l'espace (Davy et al, in prep). L'analyse satellitaire est, à ce titre, plus complète que l'analyse par photos aériennes où la couverture photographique était incomplète. Cette configuration a pour effet de diminuer la dimension fractale puisque l'information n'a été extraite que sur une portion linéaire ($D=1$ pour une droite) de la zone faillée.

Le calcul des dimensions d'ordre supérieure montre qu'on peut considérer les réseaux de failles comme des fractals purs. On constate, en effet, qu'il n'existe pas de variations significatives des dimensions D_q . La loi d'échelle est démontrée pour des longueurs comprises entre 10 et 100 km, dynamique tout à fait compatible avec la méthode d'observation utilisée (voir chap.I).

Les résultats obtenus confirment l'analogie qui existe entre la croissance des failles et d'autres processus de croissance chaotique (Sornette et al, 1990; Davy et al, 1990). Dans cette hypothèse, toutes les failles, des plus grandes aux plus petites, contribuent aux mécanismes de fracturation de la lithosphère continentale.

Fig. 1.23: Calcul des dimensions d'ordre q par la méthode Hentchel et Procaccia (1983) pour la partie orientale de l'Anatolie (échelle des abscisses cf. Fig. 1.22).

Fig. 1.24: Calcul des dimensions d'ordre q par la méthode Hentchel et Procaccia (1983) sur la zone faillée Nord Anatolienne de Karliova à Erzincan (échelle des abscisses cf. Fig. 1.22).

Fig. 1.25: Calcul des dimensions d'ordre q par la méthode Hentchel et Procaccia (1983) pour le champ de séismes de l'Anatolie orientale (latitude de 36 à 43, longitude de 36 à 44).

- 1) Séismes de magnitude 0 à 9 sans pondération.
- 2) Séismes de magnitude 0 à 9 avec pondération sur l'énergie ($\delta = 1$).
- 3) Séismes de magnitude 5 à 9 sans pondération.
- 4) Séismes de magnitude 5 à 9 avec pondération sur l'énergie ($\delta = 1$).
- 5) Séismes de magnitude 5.5 à 9 sans pondération.
- 6) Séismes de magnitude 5.5 à 9 avec pondération sur l'énergie ($\delta = 1$).
- 7) Séismes de magnitude 0 à 4 avec pondération sur l'énergie ($\delta = 1$).
- 8) Séismes de magnitude 4 à 5 sans pondération.

Fig.1.23:

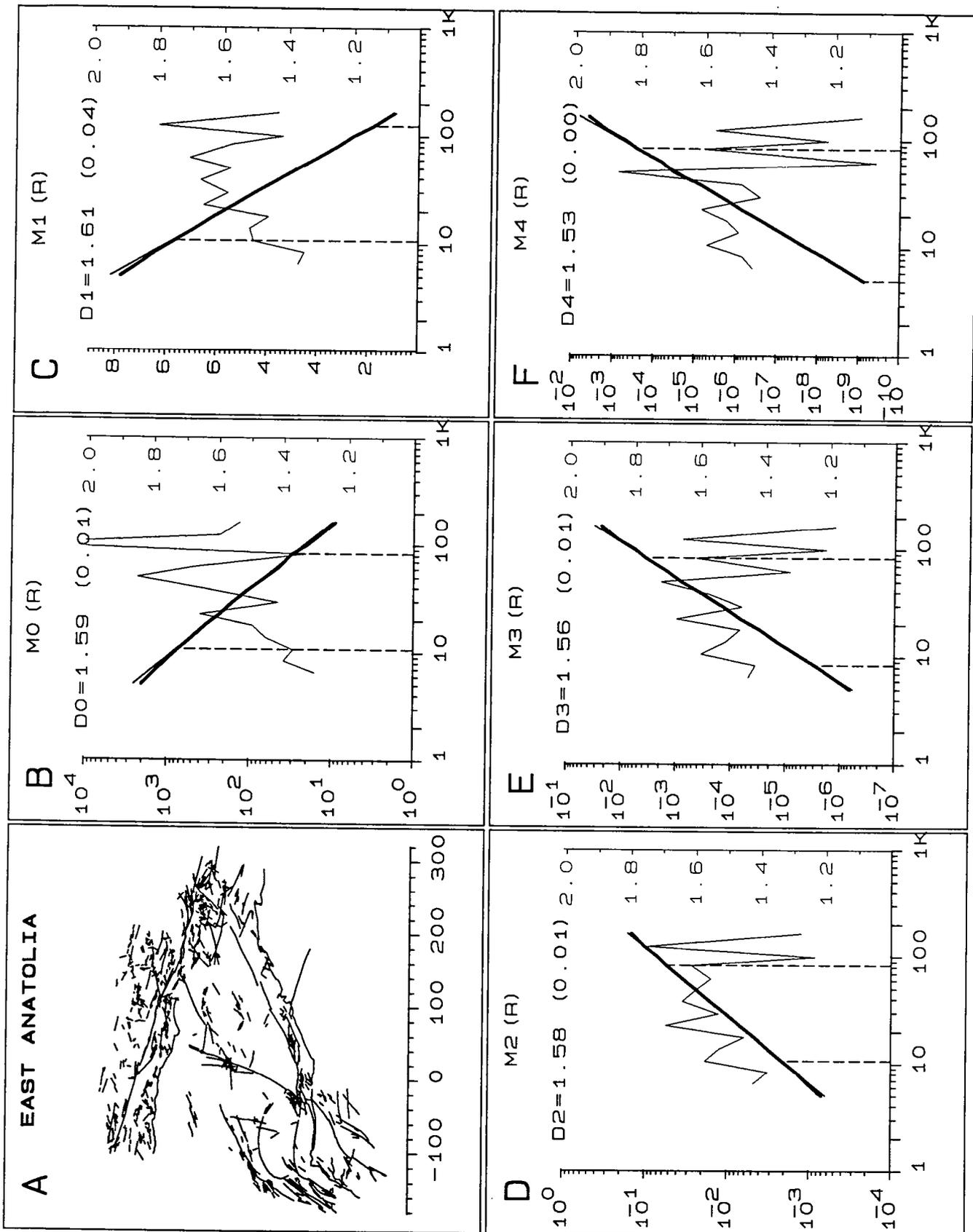


Fig. 1.24:

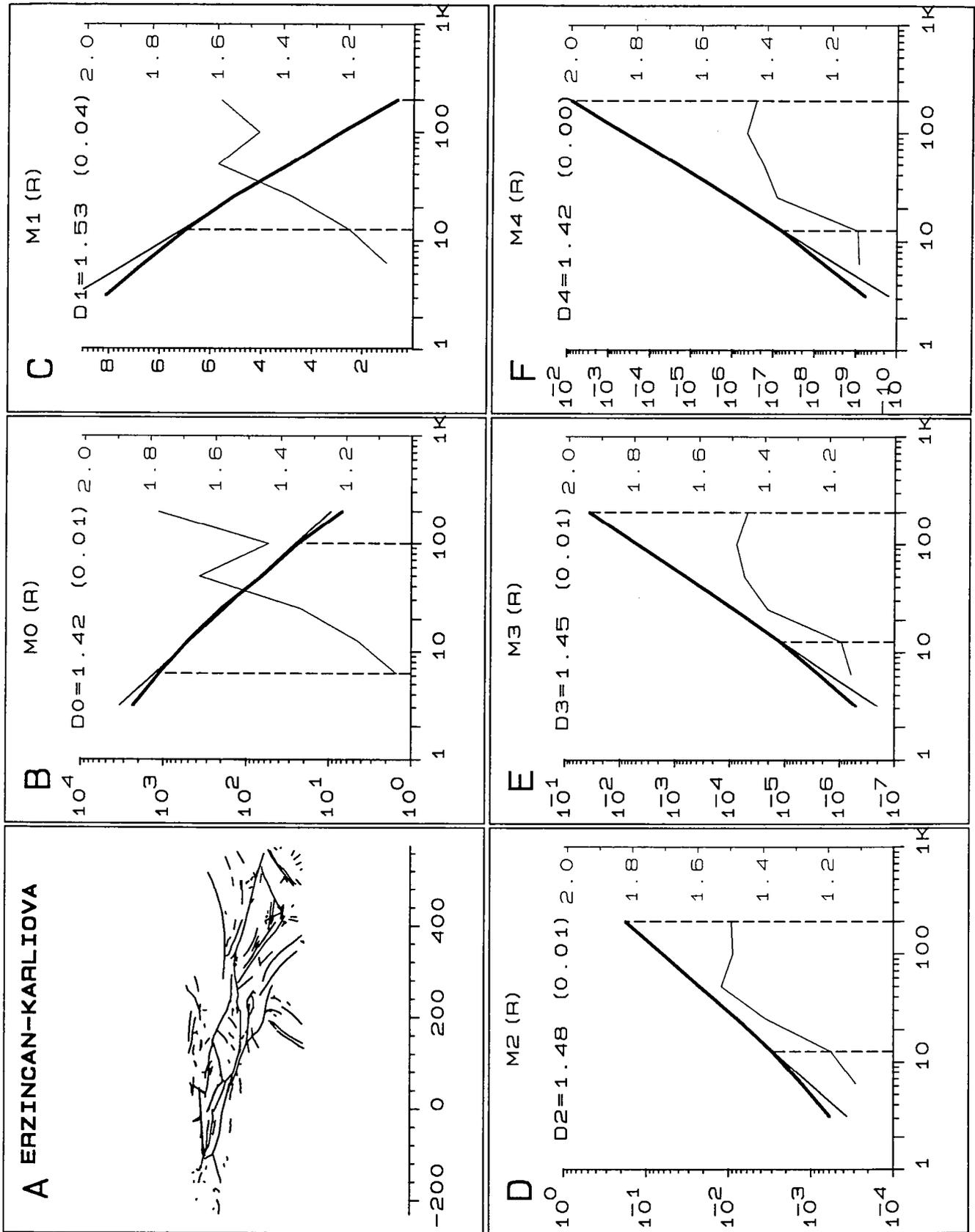


Fig. 1.25:

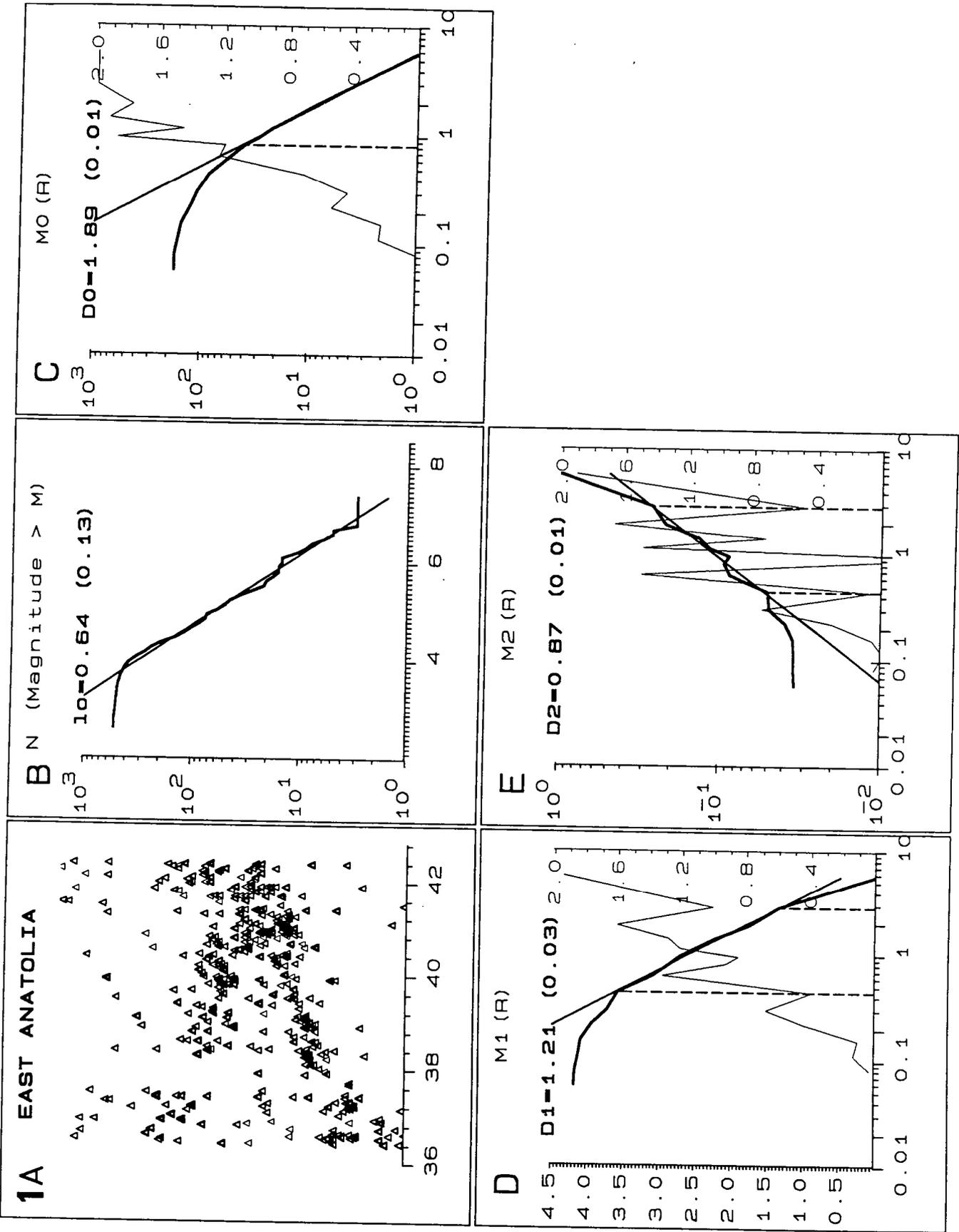


Fig.1.25:

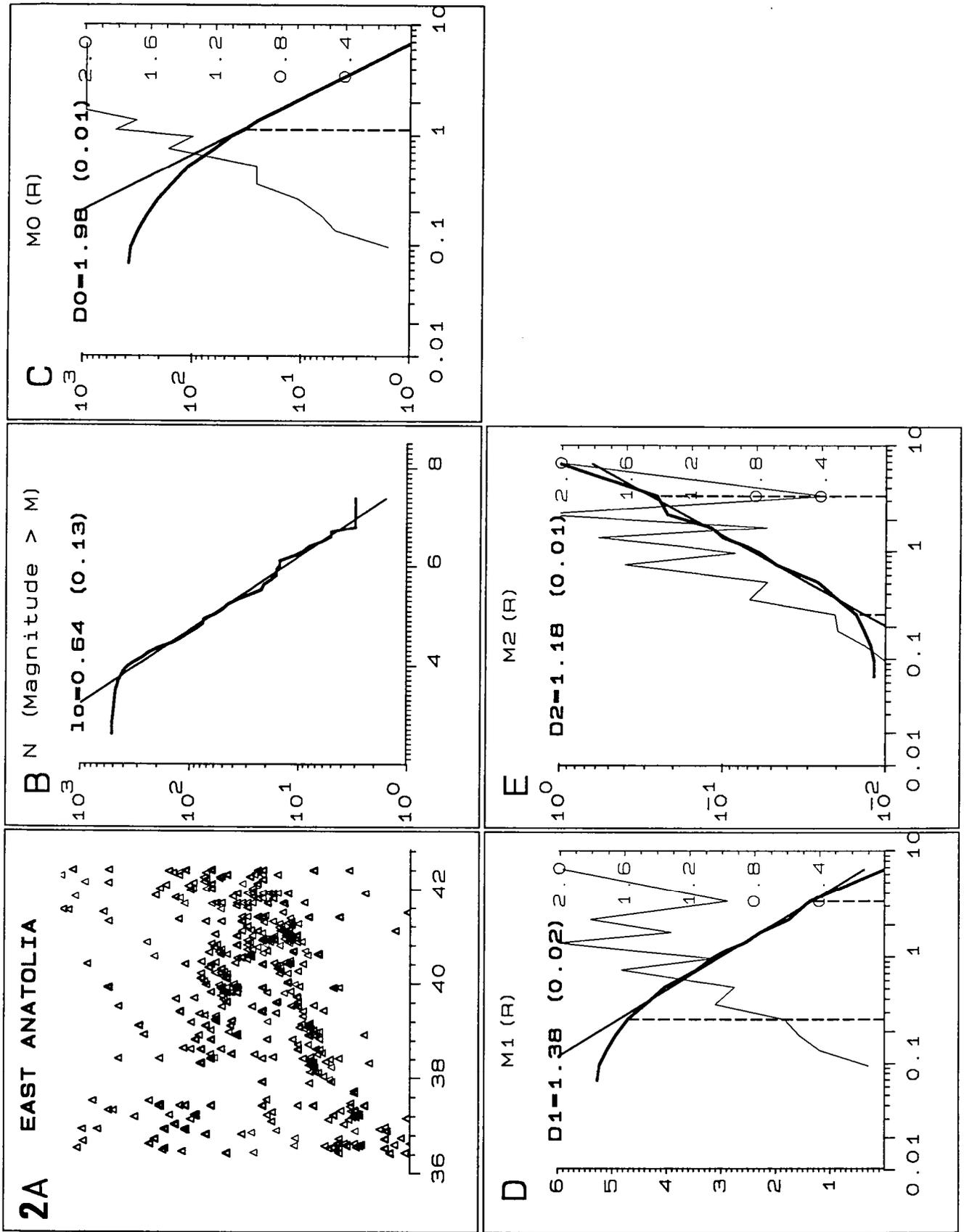


Fig.1.25:

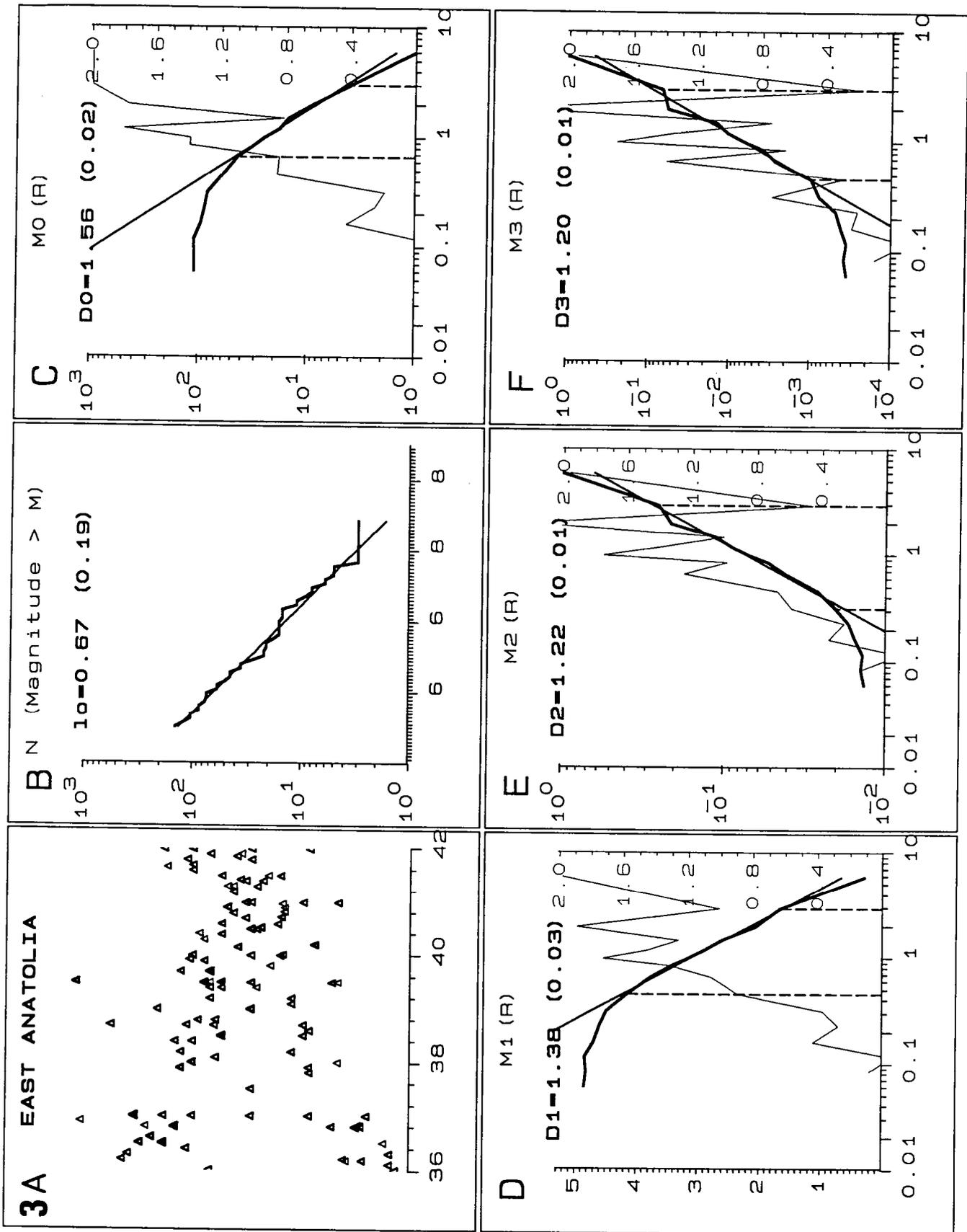


Fig. 1.25:

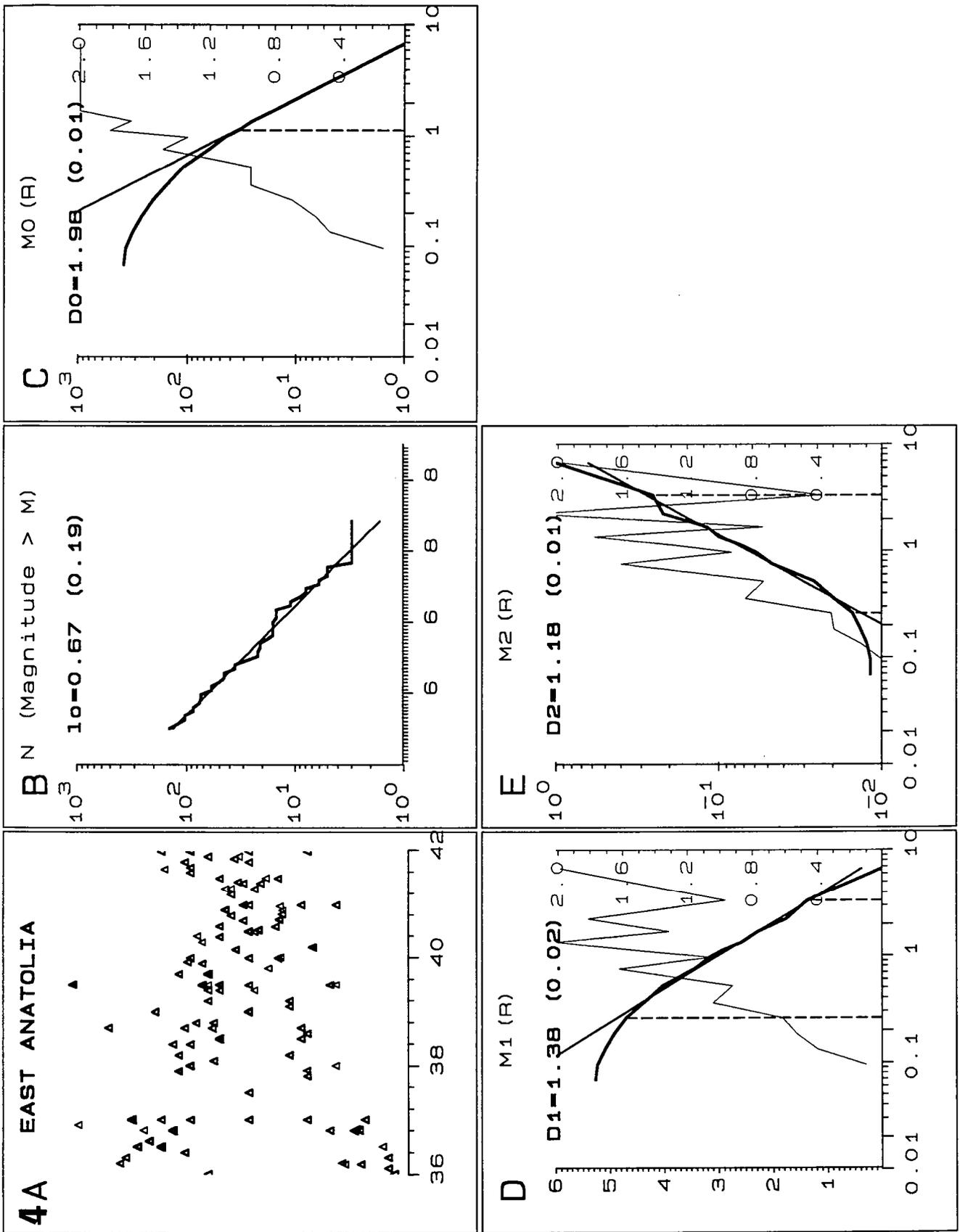


Fig.1.25:

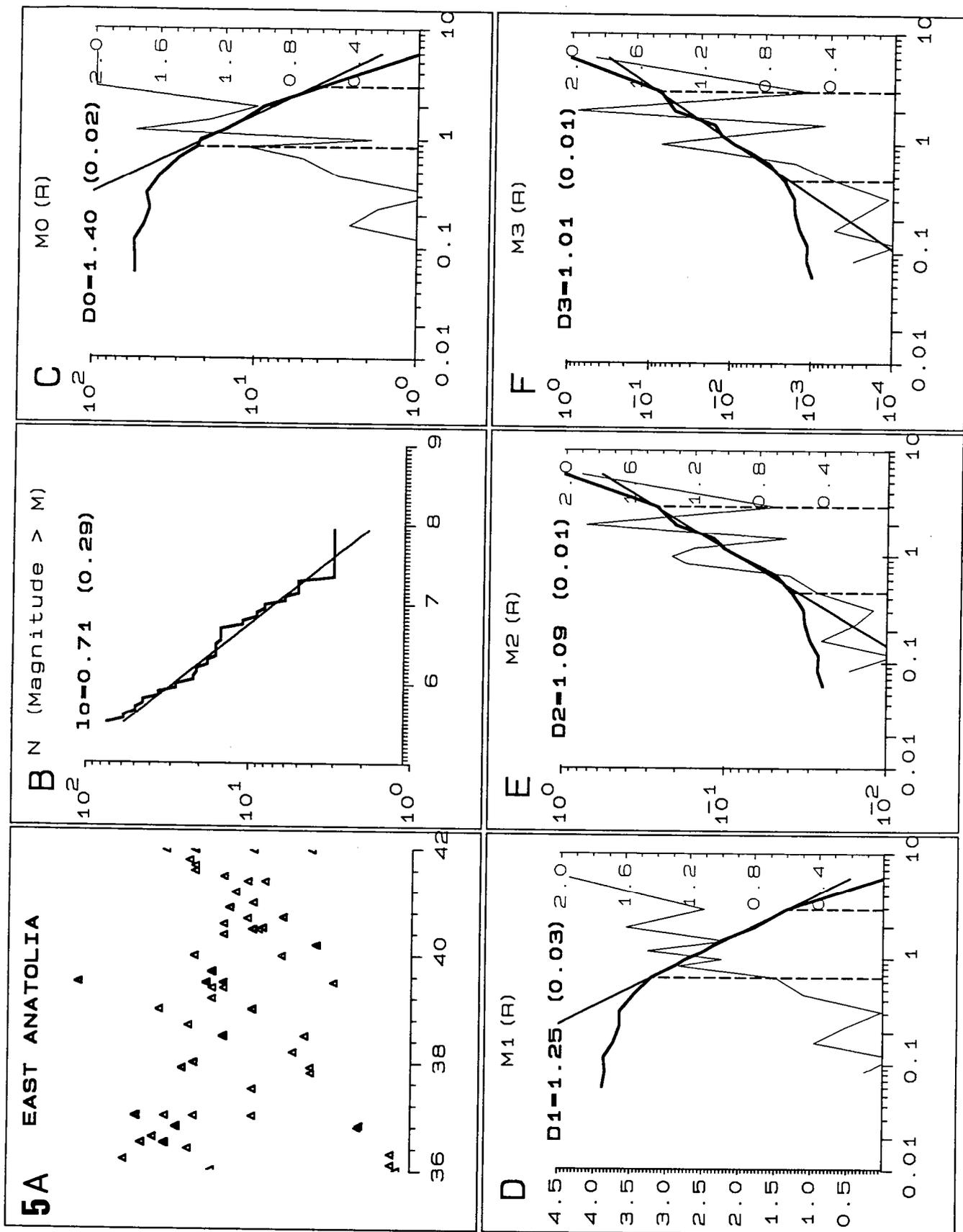


Fig.1.25:

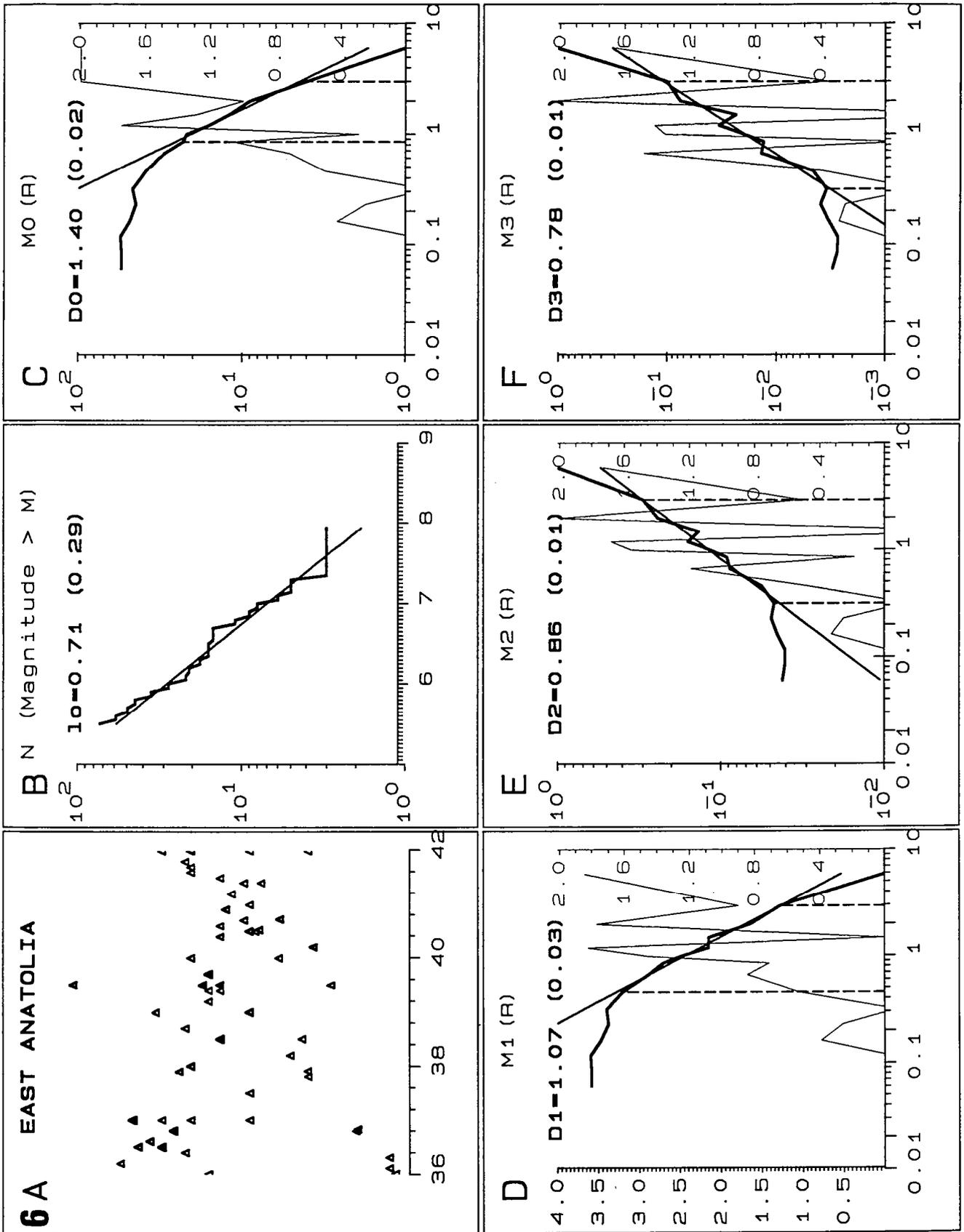


Fig.1.25:

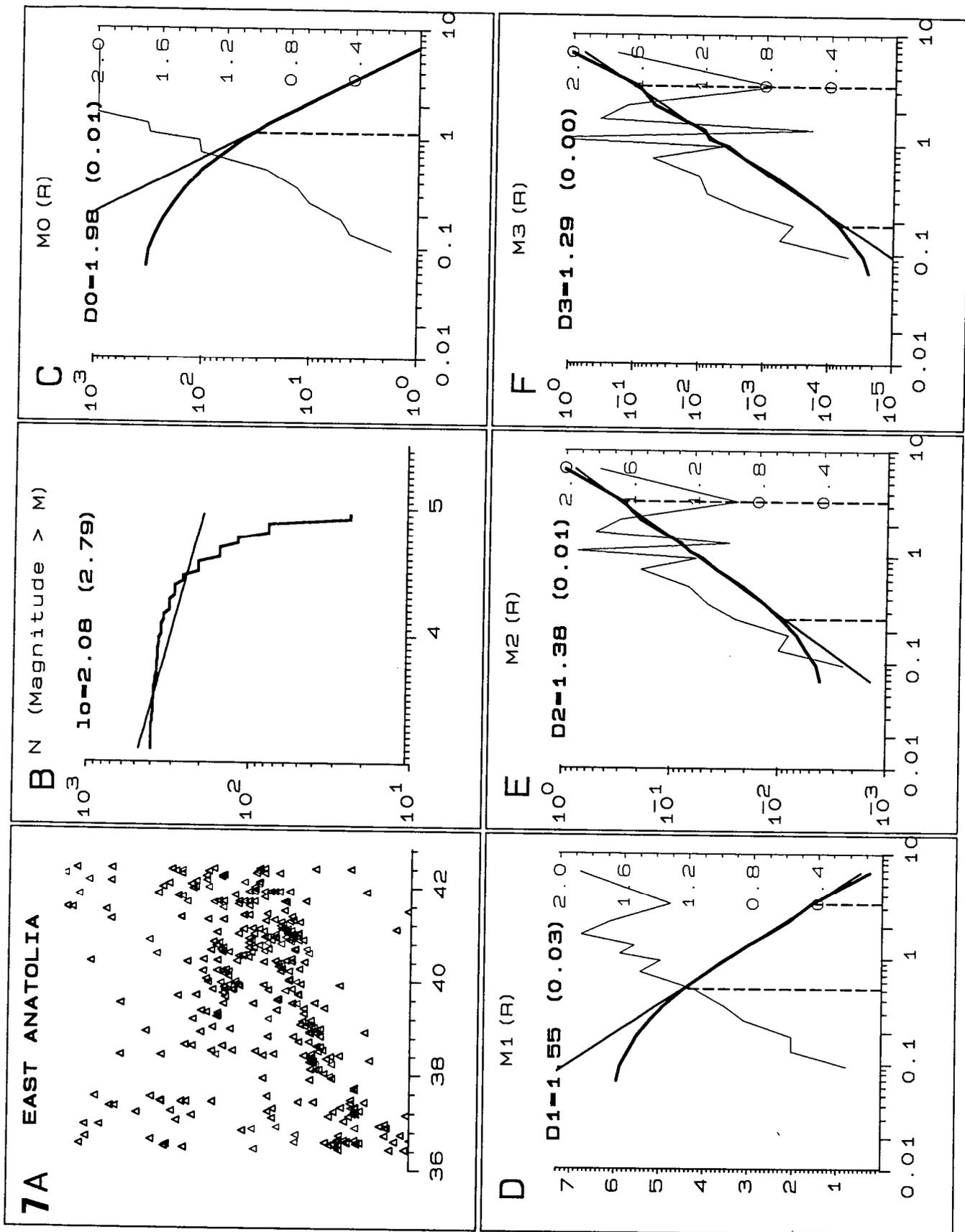
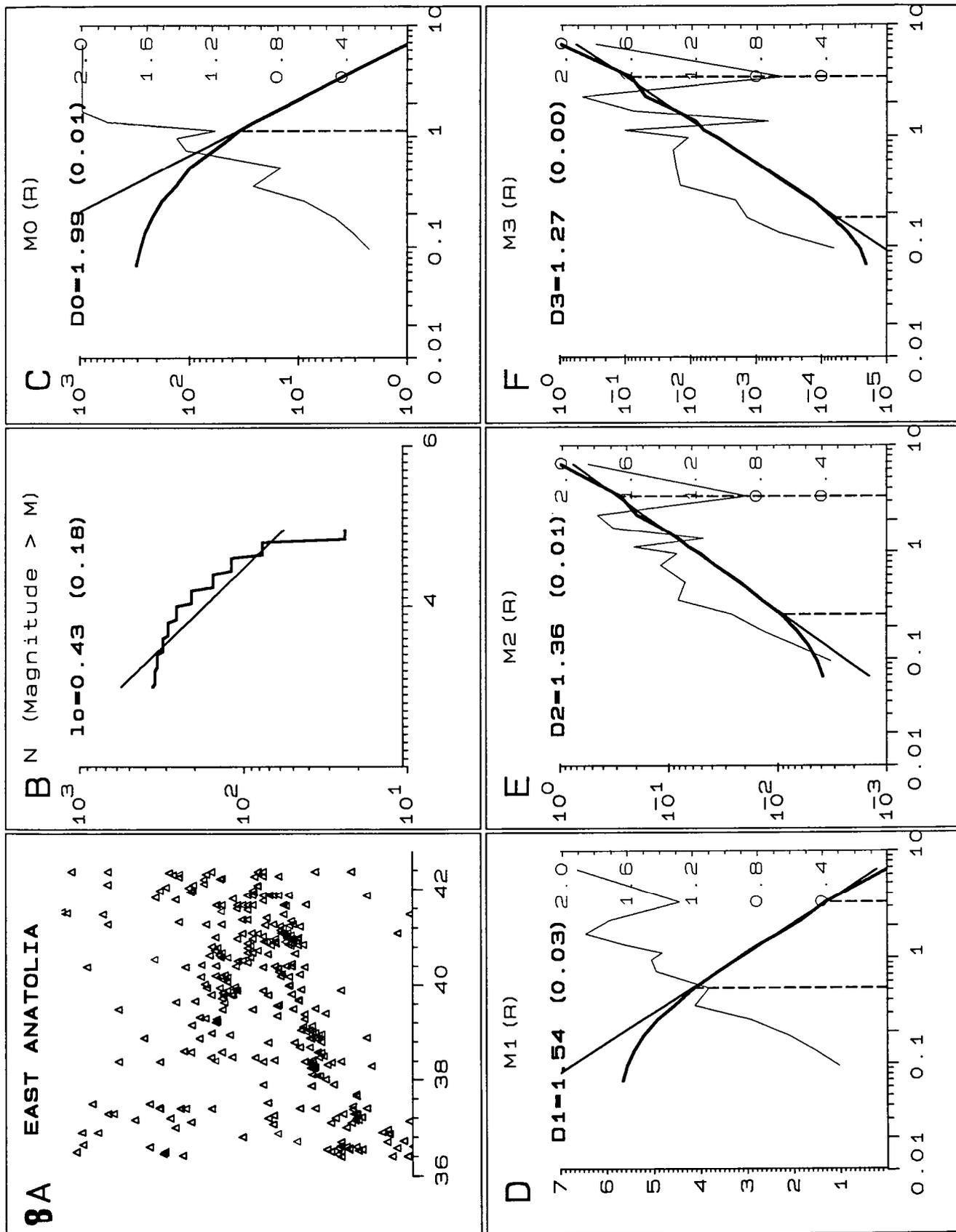


Fig.1.25:



5) CARACTERISATION DES DISTRIBUTIONS DE SEISMES

Nous avons analysé la distribution spatiale des séismes par la méthode du "box-counting" (Hentchel & Procaccia, 1983). Pour la comparer avec la distribution des failles, nous avons réalisé une analyse surfacique en projetant les épicentres des séismes sur un plan. La banque de données utilisées (Réseau mondial gracieusement prêté par l'I.P.G.P.) donne tous les séismes de magnitudes supérieures à 3 mais seuls les séismes de magnitudes supérieures à 5 fracturent la croûte continentale fragile sur toute son épaisseur. Il nous est donc apparu important de séparer les séismes par intervalles de magnitude différente et/ou de les pondérer par l'énergie qu'ils libèrent. Pour relier énergie et magnitude, nous utilisons la relation suivante (Kanamori & Bochi, 1983):

$$\text{Log}E = \tau + \delta M \text{ avec } \tau = 11 \text{ et } \delta = 1-1.5 \text{ (Ekström \& Dziewonski, 1988).}$$

Les données que nous avons analysées sont représentées sous la forme de graphes (Fig. 1.25):

Graphe A: localisation des séismes, l'échelle des abscisses correspond aux longitudes.

Graphe B: la courbe représente les magnitudes en fonction de leur fréquence.

Graphes C à F: dimensions fractales d'ordre q pour des valeurs de q croissantes.

Le tableau 1 regroupe les valeurs des dimensions d'ordre q pour chaque intervalle de magnitude de séisme analysée avec ou sans pondération ($d=0$ et $d=1$) sur l'énergie.

Nous observons pour toutes les données, une diminution significative de la dimension d'ordre q à q croissant (Fig. 1.26). Cela démontre la multifractalité de la distribution spatiale des séismes. Lorsque l'on pondère les séismes par leur énergie (favorisant les magnitudes élevées), la décroissance de la dimension d'ordre q est encore plus accentuée (Fig. 1.26).

Nous pouvons observer que la dimension fractale des distributions des séismes de forte magnitude ($D_0=1.40$ à 1.56 pour $M>5$) est proche de celle que nous avons mesurée par le même procédé pour la distribution des failles. Si l'on prend tous les séismes ou si l'on sélectionne les séismes de petite magnitude,

	0>M>9		5>M>9		5.5>M>9		0>M>5	4>M>5
	d=0	d=1	d=0	d=1	d=0	d=1	d=1	d=0
D0	1.89	1.98	1.56	1.56	1.40	1.40	1.98	1.99
D1	1.21	1.38	1.38	1.20	1.25	1.07	1.55	1.54
D2	0.87	1.18	1.22	0.99	1.09	0.86	1.38	1.36
D3					1.01	0.78	1.29	1.27

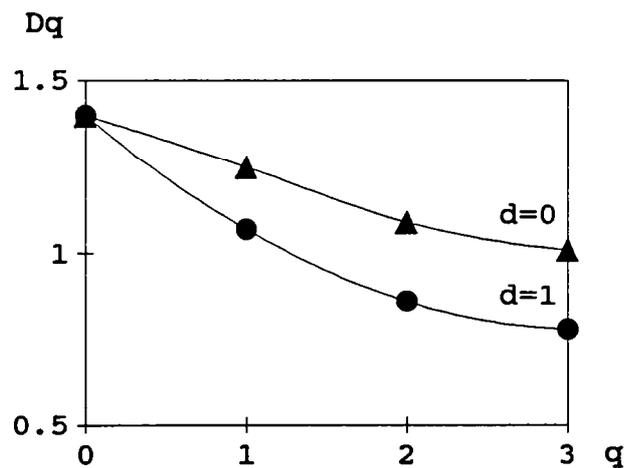


Fig.1.26: Evolution de la dimension d'ordre q pour le champ de séisme de l'Anatolie orientale (latitude 36 à 43, longitude 36 à 44) pour les séismes de magnitude 5.5 à 5.9 avec et sans pondération sur l'énergie.

nous observons une dimension fractale D_0 proche de 2. Cette différence confirme le changement de régime entre les grands séismes qui fracturent l'ensemble de la croûte supérieure sismogénique et les petits séismes qui n'impliquent qu'une fracturation limitée.

Nous pouvons remarquer par ailleurs, que les lois d'échelle sont obtenues sur des intervalles de longueurs (de 0.3° à 3° de longitude soit de 30 km à 300 km) à peu près identiques à ceux obtenus pour les failles.

6) CONCLUSIONS

L'analyse statistique a confirmé l'hypothèse d'une croissance fractale (donc chaotique) des réseaux de failles. La dimension obtenue (1.65 ± 0.05) est identique à celle observée dans les modèles, expérimentaux et numérique, de croissance de fracture (Herrmann, 1990; Davy et al, 1990). Cette analogie est confirmée par l'analyse multifractale qui tend à prouver que les réseaux de failles ont une distribution purement fractale. Ce résultat donne de nouvelles perspectives des processus de croissance de failles par analogie avec d'autres processus de croissance mieux connus (ex. DLA, Vicsek, 1990). L'un des objectifs est de définir la formulation la plus simple possible de la loi de croissance qui respecte l'ensemble des caractéristiques géométriques et temporelles des réseaux de failles.

Il faut noter que toutes ces résultats ont été obtenus sur des déformations quasi-bidimensionnelles (réseaux de décrochements). Ce résultat n'est pas, à priori, généralisable à l'ensemble des fractures observables dans la croûte continentales notamment lorsqu'il existe une composante verticale importante de la déformation (failles normales ou chevauchements). Il a d'ailleurs été montré expérimentalement et numériquement (Martinod, en préparation) que, dans ce cas, l'initiation des failles était contrôlée par des phénomènes périodiques.

L'analyse des séismes fait apparaître une distribution plus complexe que la distribution observée pour les failles. Tout d'abord, nous pensons que seuls les séismes de magnitude supérieurs à 5 sont significatifs du processus de croissance étudié. L'un des arguments est l'analogie existant entre les dimensions fractales calculées. Toutefois, les séismes montrent une distribution fortement

multifractale indiquant des dimensions d'ordres supérieures très faibles (< 1).

Plusieurs raisons peuvent être invoquées:

-tout d'abord, on peut penser que les mécanismes de développement des séismes font intervenir des processus de croissance plus complexes

-D'autre part, l'évolution temporelle de la déformation a montré, à partir des expériences analogiques, une tendance à la localisation dans des zones étroites (donc de dimension fractale plus faibles, voir chap.III). Or les séismes sont des marqueurs instantanés de la déformation contrairement aux réseaux de failles qui intègrent toute son histoire. La différence des caractéristiques géométriques de ces 2 réseaux serait alors lié à l'évolution temporelle de la déformation marquée par une première phase de croissance fractale des failles, puis par une localisation de la déformation sur un sous-ensemble du précédent réseau.

SYNTHESE

Vertical text or artifacts along the right edge of the page, possibly a page number or header.

SYNTHESE

Les deux aspects que nous développons dans la synthèse sont:

- 1) la caractérisation du système anatolien et les conséquences sur le phénomène d'extrusion latéral.
- 2) la caractérisation des champs de failles et les nouvelles contraintes sur les mécanismes de la fracturation.

1) Le système anatolien

La FNA constitue notre fil directeur pour la compréhension du phénomène d'extrusion latérale en Anatolie. La FNA est un décrochement intracontinental dextre synthétique permettant le déplacement vers l'Ouest de l'ensemble du continent anatolien. Sa forme générale, la géométrie des décrochements qui la définissent et les mécanismes de la déformation le long des zones décrochantes reflètent du processus d'extrusion latérale.

Nous avons procédé dans un premier temps au tracé des failles qui forment la FNA à partir d'images Landsat-MSS. La taille relativement grande des scènes Landsat-MSS avec une résolution au sol de 80m permettait de sélectionner les failles principales. Nous avons également observé des accidents disposés au Nord de l'actuelle FNA. L'ensemble du dispositif faillé suggère une migration progressive du Nord vers le Sud de la faille active. Cette migration de la FNA peut être considérée comme la conséquence de la présence au Nord, d'un obstacle à la propagation vers le Nord-Ouest de la FNA. Cet obstacle est matérialisé par la croûte océanique de la Mer Noire qui constitue un matériau plus résistant que celui de la croûte continentale. Ce changement de direction s'effectue à la faveur d'un transfert progressif du mouvement le long d'accidents de direction N110° (FNA orientale) à N75° (FNA occidentale) formant des coins plissés. La formation des structures en coins, entre une faille active et une faille fossile, accommode le changement de direction de la FNA sur son segment médian. La présence de structures compressives (push-up) et de structures extensives (pull-apart) distribuées alternativement à la faveur de décrochements en échelons sur la partie orientale de la FNA suggère un mécanisme général décrochant.

L'analyse plus détaillée, réalisée cette fois à partir des images Landsat-TM (résolution 30 m) permet la mise en évidence de structures associées à la FNA dans une zone large de 100 km. Il s'agit de décrochements dextres à faibles rejets horizontaux, parallèles aux failles majeures de la FNA, auxquels sont associés des décrochements senestres conjugués. Ces structures montrent que le bloc anatolien est affecté par une déformation non négligeable qui s'étend sur l'ensemble du bloc et que la FNA correspond à une zone où la déformation se concentre.

La campagne de terrain qui a suivi cette première étude a permis de contrôler l'existence des failles que nous avons tracées à partir des images satellitaires. Nous avons précisé les mécanismes le long de la FNA qui avaient été suggérés à partir de la distribution des failles principales.

Nous avons observé sur l'ensemble de la FNA, soit des vestiges de basaltes océaniques, soit des radiolarites, soit des discontinuités stratigraphiques de part et d'autre de la zone faillée correspondant aux deux phases majeures de l'orogène pontique. La FNA semble emprunter des discontinuités préexistantes qui sont probablement les sutures qui traversent l'Anatolie.

En ce qui concerne les rejets de la FNA, la compilation des rejets horizontaux disponibles dans la littérature, conduit à une estimation du décalage dextre de 35 à 40 Km le long des accidents majeurs. Toutefois, une partie de la déformation, qui n'est pas prise en compte dans ces estimations, est absorbée par de nombreux accidents de part et d'autre de la faille principale. Les rejets sur l'accident principal, en surface, sont donc inférieurs à ceux que l'on obtiendrait sur l'ensemble de la zone déformée. Une estimation raisonnable de ces rejets semble être proche de 80 à 100 Km (Bergougnan, 1974; Sengor, 1979).

Nous avons complété nos informations sur la FNA par une analyse des structures dans la partie orientale et occidentale du bloc anatolien. Le bloc anatolien oriental paraît affecté par une série de structures qui témoignent d'un raccourcissement N-S s'atténuant du sud vers le nord. La convergence entre les blocs arabe et anatolien se propage à l'intérieur du bloc anatolien par une série de structures parallèles aux chevauchements de Maras et Gölbasi. Il s'agit, du sud vers le nord, des failles de Sürgü, du chevauchement arqué d'Elbistan, de la faille de Yaryurdu et du chevauchement de Sivas. La partie occidentale du bloc

anatolien, est affectée par une extension Nord-Sud comme en témoignent les mécanismes au foyer.

La FNA, située entre un domaine en compression à l'est et un domaine en extension à l'ouest, montre une évolution des mécanismes décrochants d'un domaine vers l'autre. La partie orientale de l'Anatolie est caractérisée par une évolution du mécanisme décrochant depuis un pôle compressif à l'est vers un pôle extensif à l'ouest. La partie occidentale de la FNA montre un mécanisme décrochant, avec cependant la superposition d'une extension N-S. Le domaine égéen, dont le régime général est l'extension, constitue le pôle extensif du gradient de déformation observé depuis Niksar jusqu'à Izmit. La collision Arabie-Eurasie influence les mécanismes de l'extrémité orientale de la FNA (d'Erzincan jusqu'à Karliova) vers un pôle transpressif.

Le fonctionnement d'un tel système n'est cependant pas trivial au sens mécanique tout au moins. Un certain nombre de questions restent en suspens.

Pour une rhéologie coulombienne, les décrochements doivent former un angle de 30° à 45° avec la direction de l'axe de la contrainte principale σ_1 que nous considérons comme confondue avec le mouvement du piston. Dans le système Anatolie-Eurasie le bloc océanique rigide de la croûte océanique de la Mer Noire ne permet pas une extrusion dans cette direction. Aussi, l'angle que forme la FNA avec la direction de la convergence Arabie-Eurasie (80°) est incompatible avec les critères de Mohr-Coulomb. De plus, les deux décrochements conjugués majeurs (FNA et FEA) sont séparés par un angle inférieur à 50° ce qui est également différent des prédictions théoriques (90° à 120°) basées sur la mécanique des roches. Se pose aussi le problème du découplage entre l'épaississement dans la zone de collision et l'extrusion affectant des régions plus vastes. En effet si les mouvements horizontaux convergents étaient totalement transmis en translation vers l'Ouest (théorie des blocs rigides) le long de décrochements orientés $N110^\circ$, le rejet dextre de la FNA serait supérieur à 80-100Km. La déformation doit accommoder un transfert d'une proportion des mouvements horizontaux en mouvements verticaux que nous ne connaissons pas. Enfin, la forme courbe de la FNA et notre interprétation à propos des failles inactives au Nord de la FNA doivent être validées par un test mécanique.

Pour répondre à ces questions nous avons procédé à une analyse expérimentale avec des matériaux dont les propriétés mécaniques sont proches de celles de la lithosphère. En particulier, les contraintes gravitaires sont correctement dimensionnées. Les modèles analogiques, avec une bordure libre parallèle à la direction d'avancée du piston, ont permis d'observer des décrochements dans des conditions incompatibles avec la théorie de Mohr-Coulomb. La zone décrochante synthétique du mouvement d'extrusion forme un angle de 70° au maximum avec la direction d'avancée du piston. La zone faillée antithétique montre dans ce cas un angle de 50° avec la zone décrochante synthétique. Nous montrons que le mécanisme de la zone décrochante antithétique est déterminée par l'angle qui sépare les deux zones décrochantes conjuguées. Une telle configuration implique alors un mécanisme à forte composante compressive pour ces décrochements. L'orientation des failles qui composent la zone décrochante dextre indique que l'axe des contraintes principales horizontales σ_1 et σ_3 est déviée de 30°. La déformation se concentre au cours du temps vers les zones décrochantes majeures tandis que le rapport extrusion/raccourcissement diminue. Le processus de partitionnement entre les mouvements horizontaux et verticaux semble ainsi évoluer à la faveur des mouvements verticaux. Ces modèles apportent de nouvelles informations sur le fonctionnement de systèmes en extrusion tels que l'Anatolie mais ne permettent pas cependant d'expliquer la forme courbe de la FNA et les déplacements dextres qui animent la partie orientale de l'Anatolie. Une telle configuration a pu être observée en ajoutant un second moteur qui attire la région orientale vers le Sud. Le nouveau modèle est donc animé par un couple de forces formant un moment. Le piston à l'Est est justifié par l'avancé du poinçon arabe vers le Nord. Le domaine à l'Ouest subit un écoulement gravitaire vers Sud, comme le suggère l'extension du domaine égéen. Dans ces conditions, la zone décrochante dextre, observée sur le modèle, montre une histoire semblable à celle de la FNA. Nous observons un changement de direction de la zone décrochante dextre qui s'effectue par un transfert progressif des mouvements décrochants depuis une direction N130° vers une direction N90°. La partie occidentale de la zone décrochante dextre se relie au domaine extensif donnant au décrochement synthétique une géométrie courbe. La présence de deux moteurs apparaît ainsi nécessaire pour obtenir des déplacements suivant une trajectoire courbe. Le domaine extensif semble devoir fonctionner le premier (Gautier et al. 1990)

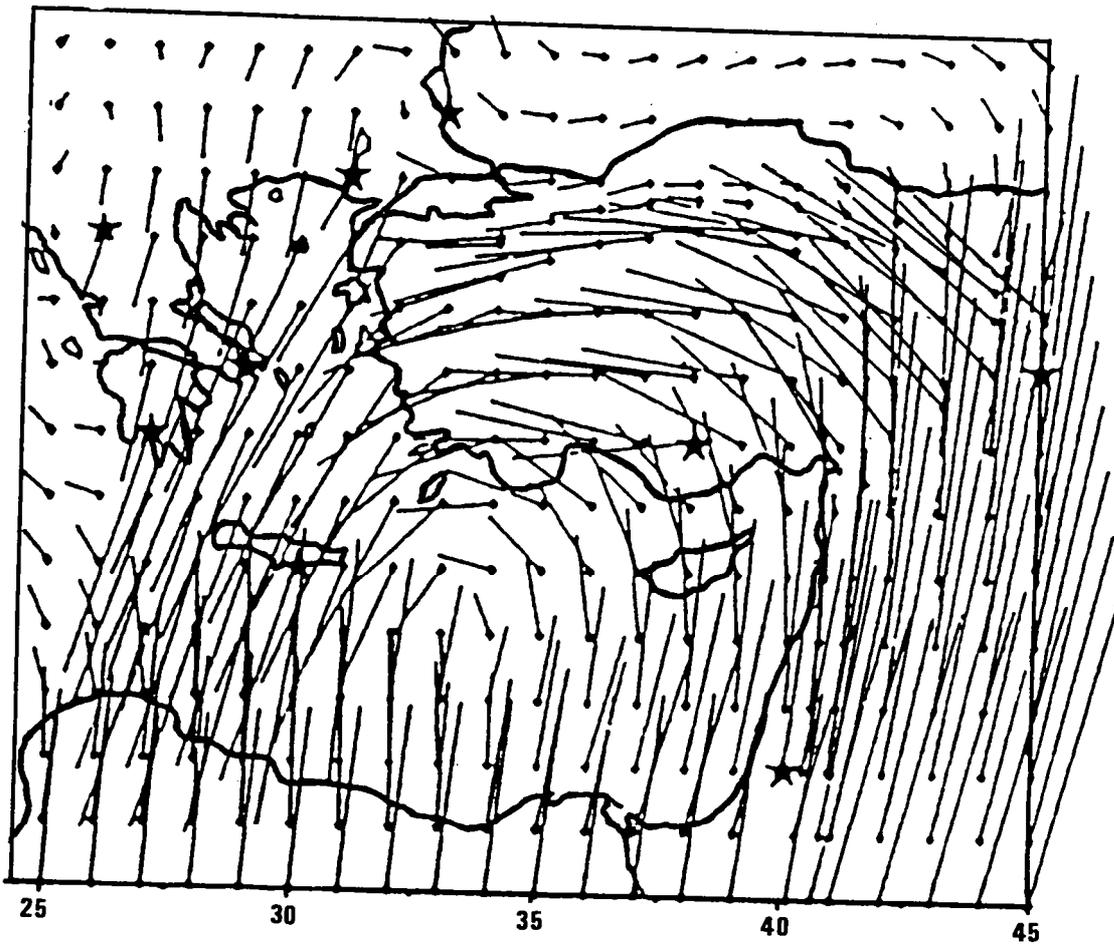


Fig. 2: Déplacements obtenus à par de mesures géodésiques dans le système Egée/Anatolie/Arabie (d'après Gueiss et al., 1989).

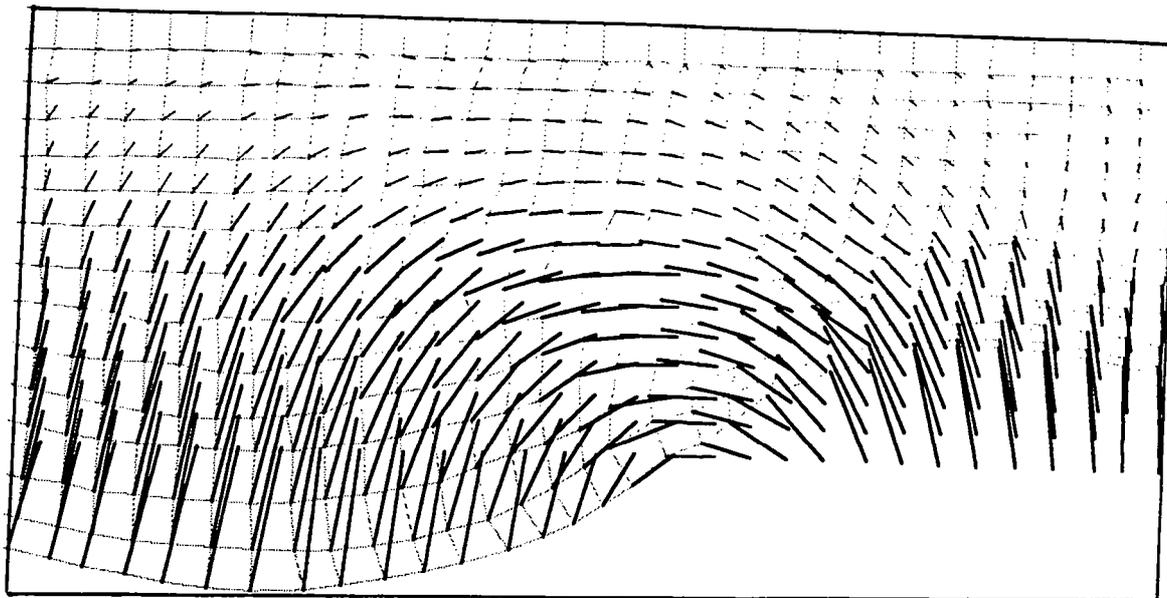


Fig. 1: Déplacements des marqueurs superficiels observés sur le modèle Egée/Anatolie/Arabie décrit dans le Chapitre III.

pour créer une diminution du confinement vers l'Ouest et attirer la matière vers le Sud. L'extrusion peut ensuite s'effectuer sous l'effet du poinçonnement qui active alors l'ensemble du décrochement courbe.

La présence de discontinuités préexistantes guidant le tracé de la FNA et parallèlement, la possibilité de créer, dans un modèle homogène, une zone faillée courbe équivalente à la FNA constituent presque trop d'arguments pour prédéterminer le tracé de cette zone faillée. En fait nous pensons que les conditions aux limites du système anatolien (les moteurs arabe et égéen, et la présence de la croûte océanique rigide de la Mer Noire) ont conditionné la mise en place de la FNA. La localisation précise de la FNA s'est opérée en utilisant les anisotropies de la croûte anatolienne qui étaient voisines du tracé qu'elle aurait eu dans un matériel isotrope. La présence de bassins en pull-apart dans la partie orientale de la FNA suggère également l'existence de structures préexistantes puisque nous avons montré que les bassins en pull-apart ne pouvaient apparaître dans un milieu homogène.

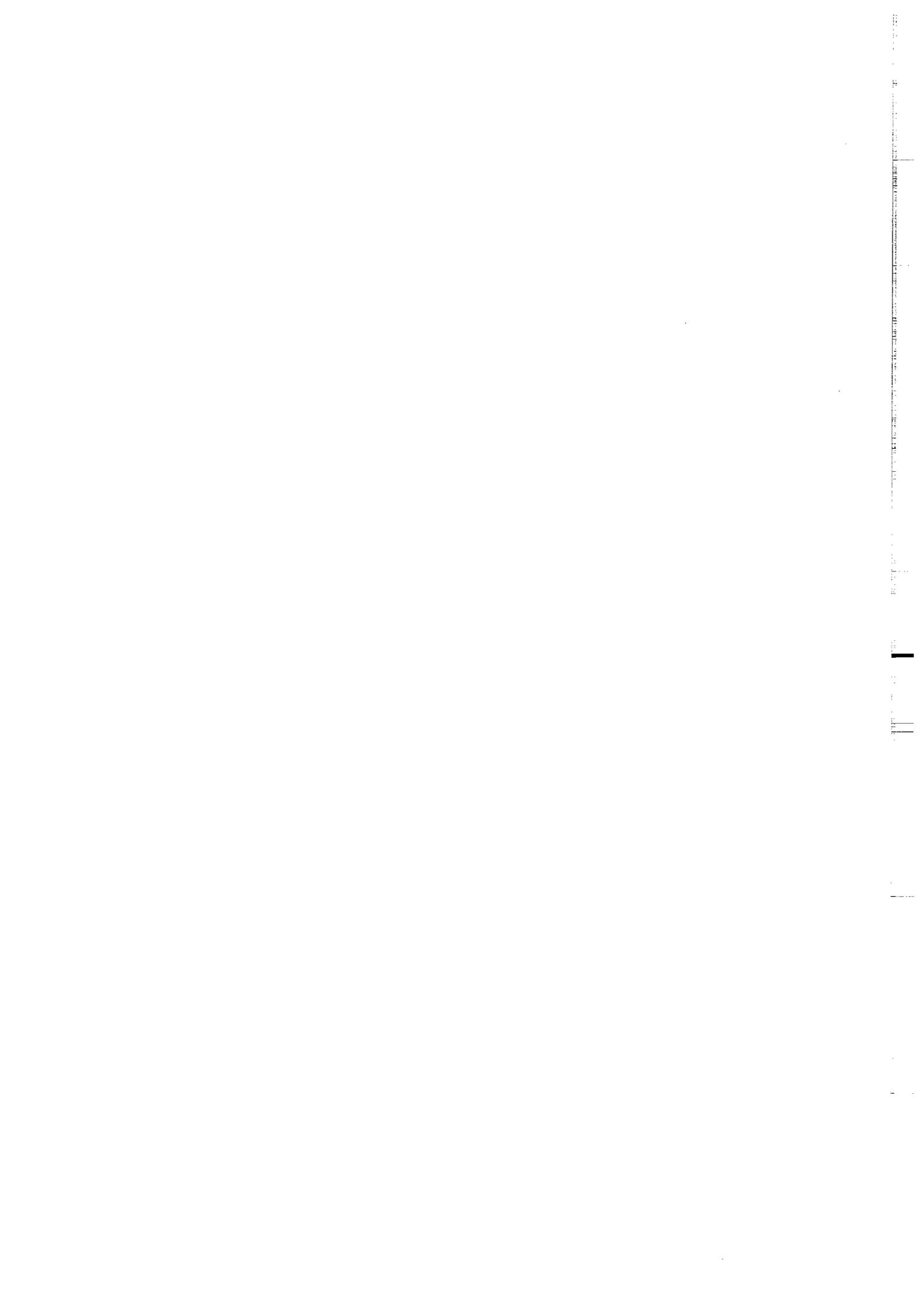
Pour conclure, la continuité des déplacements que nous avons observé sur le dernier modèle (Fig. 1) entre le domaine en extrusion et le domaine en extension (équivalent au modèle géodésique de Gueiss et al., 1989; Fig. 2) suggère que le bloc anatolien ne peut être considéré comme une plaque rigide mais constitue une partie du système continu plus vaste Anatolie-Egée.

2) Mécanisme de la fracturation

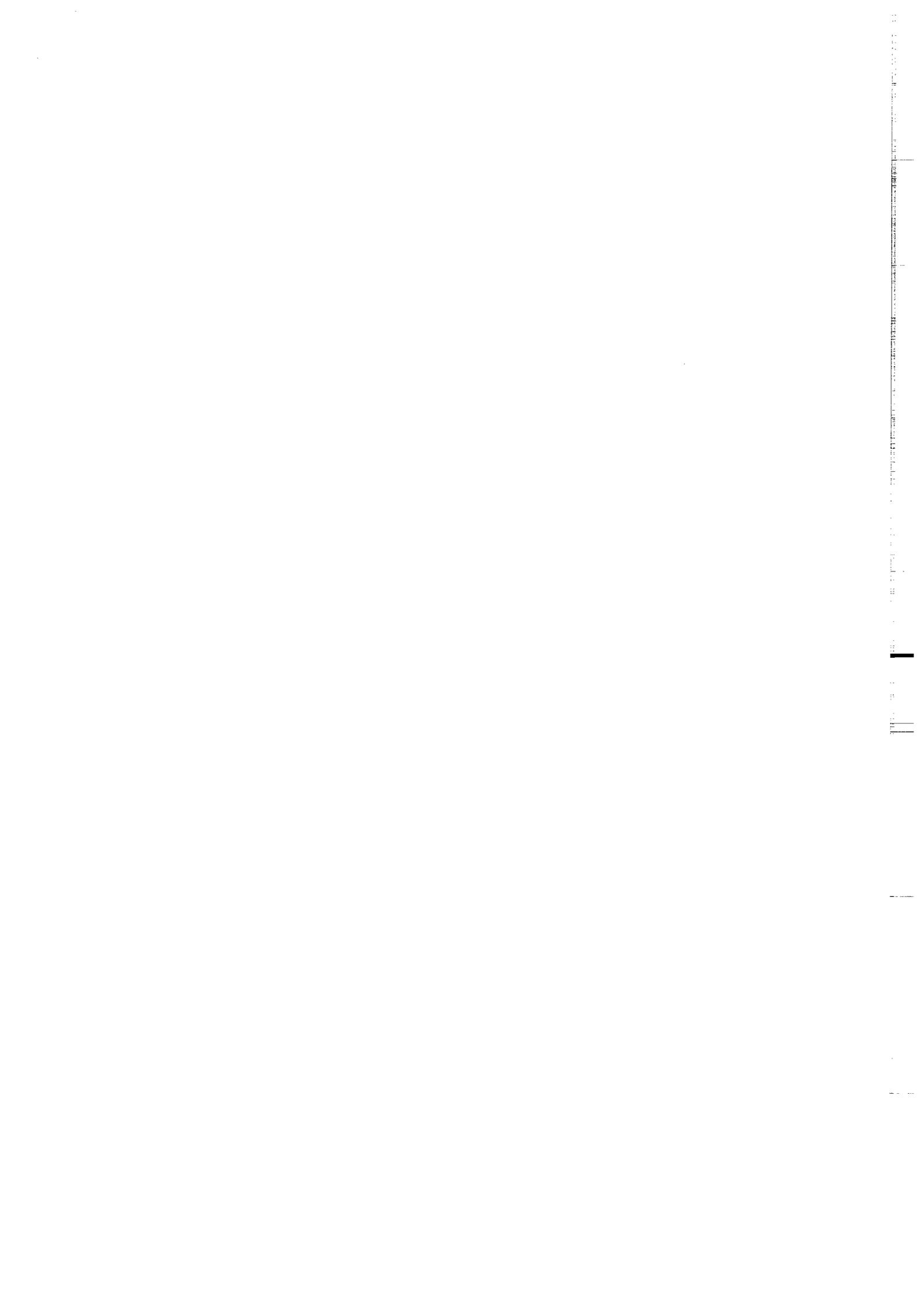
La distribution spatiale des failles dans le système Arabie-Anatolie incluant les deux décrochements conjugués majeurs et la déformation interne du bloc anatolien peut être caractérisée par une dimension fractale d'environ 1.7. Le champ de faille répond donc au critère d'auto-similarité. Cela signifie qu'il existe un processus de croissance dans la fracturation du bloc anatolien conduisant à une distribution chaotique du réseaux de faille. Cependant l'étude des modèles expérimentaux tendrait à montrer que dès les premiers stades de la déformation la matière se structure de façon périodique, déterminant ainsi la localisation et l'initiation des premières fractures. Cet ordre apparaît de façon remarquable dans les expériences visant à créer des décrochements. En effet, les premières structures apparaissent sous la forme de décrochements en échelons

qui s'organisent périodiquement dans une zone décrochante. L'évolution de la déformation conduit ensuite à l'installation de bassins transtensifs qui séparent des relais compressifs en échelons conservant l'organisation périodique initiale. Nous avons nommé cette organisation une structure gigogne, puisque dans un stade plus avancé de la déformation nous retrouvons cette alternance de bassins et de reliefs à plus petite échelle. Les modèles réalisés sur le thème de l'extrusion latérale montrent une croissance fractale des failles à l'intérieur du continent extrudé. Ces croissances fractales mettent en évidence une distribution chaotique des réseaux de failles également caractéristique d'une déformation diffuse. Nous montrons que la présence d'hétérogénéités préexistantes favorise ces croissances fractales de failles. Toutefois les processus de localisation de la déformation tendent à sélectionner les failles qui auraient été activées sans discontinuités préexistantes. En ce qui concerne le partitionnement extrusion/raccourcissement, les modèles homogène et hétérogène, montrent la même contribution des mécanismes d'extrusion.

La distribution spatiale des séismes en Anatolie orientale montre que les failles actives ont une géométrie multifractale. Cela signifie qu'il existe un phénomène de croissance supplémentaire à celui qui conduit au champ de failles cumulé. Ce phénomène agirait comme une pondération ou une probabilité qui sélectionnerait de façon préférentielle la croissance de certaines failles. L'information temporelle qu'apporte les données sismiques semble confirmer que les processus de localisation de la déformation, observés à partir des expériences, interviennent aussi dans les mécanismes de croissances des failles en Anatolie orientale.



REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEMAND P., BRUN J.P., DAVY P. & VAN DEN DRIESSCHE J.: *Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère*. Bull. Soc. Geol. France, (8), t. V, n° 3, 445-451, 1989.
- ALLEMAND P.: *Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental*. Thèse de 3ème cycle, Université de Rennes I, 1988.
- ALLEN C.R.: *Active faulting in Northern Turkey*. California Inst. Tech. Div. Geol. Sci. Cont. 1577, 32 p., 1969.
- ALPTEKIN O., NABELEK J.L. & TOKSOZ M.N.: *Sources mechanism of the Bartın earthquake of september 3, 1968 in northwestern Turkey: evidence for active thrust faulting at the southern Black Sea margin*. Tectonophysics, Amsterdam, 122, 73-88, 1986.
- AMBRASEYS M.N.: *Some characteristic features on the North Anatolian fault zone*. Tectonophysics, Amsterdam, 9, 143-165, 1970.
- ARGAND E.: *La tectonique de l'Asie*. Rep. 13th Int. Geol. Congr. 1, 171-372, 1924.
- ATAMAN G., BUCKET E. & CAPAN U.Z.: *The North Anatolian fault zone: new interpretation as a paleo-Beniof zone*. Bull. Min. Res. Explor. Inst., Ankara, 84, 97-102, 1975.
- AYDIN A. & NUR A.: *Evolution of pull apart basins and their scale independence*. Tectonics, v. 1, 91-105, 1982.
- BALLARD J.F., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. & ALLEMAND P.: *Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollement: modèles expérimentaux*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, II, 1249-1253, 1987.
- BALLARD J.F.: *Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure*. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes I, 1989.
- BARAZANGI M. & NI J.: *Velocities and propagation characteristics of Pn and Sn beneath the Himalayan arc and Tibetan plateau: possible evidence for underthrusting of Indian continental lithosphere beneath Tibet*. Geology, 10, 179-85, 1982.
- BARKA A.A. & GULEN L.: *Age of total displacement of the North Anatolian fault zone and its significance for the better understanding of tectonic history and present day dynamics of the eastern Mediterranean region (abstract)*. Melih Tokay Geol. Symp. 87, 57-58, 1987.
- BARKA A.A. & GULEN L.: *Complex evolution of the Erzincan basin (eastern Turkey)*. J. Struct. Geol., Oxford, 11, 275-284, 1989.

- BARKA A.A. & KADINSKY-CADE K.: *Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence in earthquake activity*. Tectonics, Washinton, 7, 3, 663-684, 1988.
- BASILE C.: *Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante: l'exemple de la marge de Côte d'Ivoire - Ghana*. Thèse 3ème cycle, Université de Paris VI, 220 p., 1990.
- BEIN A. & GVIRTZMAN G.: *A Mesozoic fossil edge of the Arabian plate along the Levant coastline and its bearing on the evolution of the eastern Mediterranean*. In BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (eds) *Structural history of the Mediterranean basins*, 95-110, 1977.
- BERGOUGNAN H., FOURQUIN Cl., & RICOU L.E.: *Les deux tronçons et le double jeu de la faille nord-anatolienne dans la tectonique récente du Moyen-Orient*. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 287, 1183-1186, 1978.
- BERGOUGNAN H.: *Dispositif des ophiolites nord-est anatoliennes, origine des nappes ophiolitiques et sud-pontiques; jeu de la faille nord-anatolienne*. C.R. Acad. Sci., t. 281, sér. D, 107-110, 1975.
- BERGOUGNAN H.: *Etudes géologiques dans l'est anatolien*. Thèse doctorat d'état: Paris VI, 606 p, 1987.
- BERGOUGNAN H.: *Structure de la chaîne pontique dans le Haut-Kelkit (Nord-Est de l'Anatolie)*. Bull. Soc. Géol. France, 18, 175-186, 1976.
- BOCCALETTI M. & DAINELLI P.: *Sistema regmatico Neogenico-Quaternario nell'area Mediterranean: esempio di deformazione plastico-rigida post collisionale*. Mem. Soc. Geol., Italie, 24, 265-482, 1982.
- BONCEV E.: *Note sur la tectonique alpine des Balkans*. Bull. Soc. Géol. France, 2, 241-249, 1988.
- BRUN J.P. & MERLE O.: *Experiments on folding in spreading-gliding nappes*. Tectonophysics, 145, 129-139, 1988.
- BRUN J.P. & MERLE O.: *Strain patterns in models of spreading-gliding nappes*. Tectonics, v. 4, n° 7, 705-719, 1985.
- BRUN J.P., CHOUKROUNE P. & FAUGERE E.: *Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal: application aux marges passives*. Bull. Soc. Geol. France, (8), t. I, n° 1, 139-144, 1985.
- BURCHFIELD B.C.: *Eastern European Alpin system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics*. Tectonophysics, 63, 33-61, 1980.
- BURG J.P., BALE P., BRUN J.P. & GIRARDEAU J.: *Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision*. Geodinamica Acta, Paris, 1, 1, 71-87, 1987.

- BÜYÜKASIKOĞLU S.: *Eurasian-African plate boundary in southern Turkey and eastern Mediterranean*. Proc. 7th World Conf. Earthquake Eng., Geosciences Aspects, Part I, v. 1, 209-212, 1980.
- BYERLEE J.: *Friction of rocks*. Pageoph., 116, 615-626, 1978.
- CANITEZ N. & BÜYÜKASIKOĞLU S.: *Seismicity of the Sinop Nuclear Power Plant site. I.T.U Project no. TEK-81-22, Final Report*, 230 p., 1984.
- CANITEZ N. & EZEN U.: *Slip rate and stress drop along the North Anatolian Fault*. In: Symposium on Earthquake Statistics, UENSCO Balkan Project, Istanbul, 1973.
- CANITEZ N.: *Yeni Kabuk hareketlerine ilişkin calismalar ve Kuzey Anadolu Fay problemi*. Kuzey Anadolu Fayi ve Deprem Kusagi Simpozyumu, MTA Yayinl, Ankara, 12, 35-58, 1973.
- CHARBREUIL A. & CHARBREUIL M.: *Exploration de la Terre par les satellites*. Ed. Hachette, 1979.
- CHASE C.G.: *Plate kinematics: the Americas, East Africa and the rest of the world*. Earth Planet. Sci. Lett., 37, 355-368, 1978.
- CHOROWICS J., SUZANNE P. & LYBERIS N.: *Folded wedge system ("coin plissé"): a new type of relay structure evidence by satellite imagery along the North Anatolian Fault (Turkey)*. in prep
- COBBOLD P.R. & DAVY P.: *Indentation tectonics in nature and experiment, 2. Central Asia*. Bull. of Geol. Inst., Uppsala, v. 14, 143-162, 1988.
- COBBOLD P.R. & QUINQUIS H.: *Development of sheath folds in shear regimes*. J. of Struct. Geol., v. 2, n°1/2, 119-126, 1980.
- COBBOLD P.R., BRUN J.P., DAVY P., FIQUET G., BASILE C. & GAPAIS D.: *Some experiments on block rotation in the brittle upper crust*. In: Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation Eds. C. Kissel & C. Laj, 145-155, 1989a).
- COBBOLD P.R., ROSSELLO E. & VENDEVILLE B.: *Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons*. Bull. Soc. Geol. France, (8), t. V, n°3, 453-460, 1989b).
- COCHRAN J.R.: *The Gulf of Aden: Structure and evolution of a young ocean basin and continental margin*. J. Geophys. Res., 86 (b1), 263-287, 1981.
- DAVY P.: *Modélisation thermomécanique de la collision continentale*. Mém. Doc. Centre Arm. et Struct. Socl., Rennes, 8, 233 p., 1986.
- DAVY P. & COBBOLD P.R.: *Indentation tectonics in nature and experiment, 1. Experiments scaled for gravity*. Bull. of Geol. Inst., Uppsala, N.S., v 14, 129-141, 1988.

- DAVY P., CHOUKROUNE P. & SUZANNE P.: *Hypothèses mécaniques de la formation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées*. Bull. Soc. Géol. (8), VI, n°2, 219-228, 1990.
- DAVY P., SORNETTE D. & SORNETTE A.: *Fractal Geometry of continental Faulting*. Nature, sous presses, 1990.
- DAVY P. & COBBOLD P.R.: *Experiments on shortening of 4-layer model of the continental lithosphere*. Tectonophys. in press.
- DAVY P., SORNETTE A. AND SORNETTE D.: *The mechanics of continental collision with brittle/ductile experiments*. in prep.
- DAVY P. & SUZANNE P.: *Multifractal analysis of the fault pattern and the distribution of seisms in Western Anatolia*. in prep.
- DELAUNE-MAYERE M., MARCOUX J., PARROT J.F. & POISSON A.: *Modèle d'évolution Mésozoïque de la paléo-marge Téthysienne au niveau des nappes radiolaritiques et ophiolitiques du Taurus Lycien*. In BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (eds) *Structural history of the Mediterranean basins*, 79-94, 1977.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L.P., RICOU L.E., KAZMIN V.G., Le PICHON X., KNIPPER A.L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I.M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PERCHERSKY D.H., BOULIN J., SIBUET J.C., SAVOSTIN L.A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M.L., LAUER J.P. & BIJU-DUVAL B.: *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, 123, 241-315, 1986.
- DEWEY J. F. & SENGOR A.M.C.: *Aegean and surrounding regions. Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone*. Geol. Soc. Am. Bull., Part I, v. 90, 84-92, 1979.
- DEWEY J.F. & BURKE K.C.A.: *Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision*. J. Geol., 18, 683-92, 1973.
- DEWEY J.F., HEMPTON M.R., KIDD W.S.F., SAROGLU F. & SENGOR A.M.C.: *Shortening of continental lithosphere; the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone*. In Collision Tectonics, eds. M.P. Coward and A.C. Ries, Geol. Soc. Spec. Publ., 19, London, 3-36, 1986.
- DEWEY J.F., PITMAN III W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J.: *Plate tectonics and the evolution of the Alpin System*. Bull. Geol. Soc. Am., 90, 84-92, 1973.
- DRURY S.A.: *Image Interpretation in Geology*. Eds. Allen and Unwin, 1987.
- DURR S., ALTHERR R., KELLER J., OKRUSH M. & SEIDEL E.: *The*

median Aegean crystalline belt : stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In CROSS H. (ed) *Mediterranean Orogens*, 48-72, 1978.

- EKSTRÖM G; & DZIEWONSKY A. M.: *Evidence for bias in estimation of earthquake size.* *Nature*, 312-319, 1988.
- ENGLAND P.C.: *Some numerical investigations of large scale continental deformation.* In: *Mountain Building Processes* (ed. by K. Hsu), Academic Press, Orlando, Fla., 129-139, 1982.
- ENGLAND P.C. & MCKENZIE D.P.: *A thin viscous sheet model for continental deformation.* *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 70, 295-321, 1982.
- ENGLAND P.C. & MCKENZIE D.P.: *A thin viscous sheet model for continental deformation (correction to: A thin viscous sheet model for continental deformation, Geophys. J. R. Astron. Soc. 70, 295-321, 1982).* *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 73, 523-592, 1983.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN G.: *Finite strain calculations of continental deformation. 2. Comparison with the India-Asia collision zone.* *J. Geophys. Res.*, 91, B3, 3664-3676, 1986.
- ENGLAND P.C. and JACKSON J.: *Active deformation of the continents.* *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 17, 197-206, 1989
- ETCHECOPAR A., VASSEUR G. & DAIGNIERES M.: *An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis.* *J. of Struct. Geol.* Vol 3, n°1, 51-65, 1981.
- EYIDOĞAN H.: *Rates of crustal deformation in western Turkey as deduced from major earthquakes.* *Tectonophysics*, Amsterdam, 148, 83-92, 1988.
- FAUGERE E. & BRUN J.P.: *Modélisation expérimentale de la distension continentale.* *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 299, II, n° 7, 1984.
- FAUGERE E., BRUN J.P. & VAN DEN DRIESSCHE J.: *Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement: modèles expérimentaux.* *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 2, 13-21, 1986.
- GANSSER A.: *The insubric line, a major geotectonic problem.* *Schweiz. Miner., Petrog. Mitt.*, 48, 123-143, 1974.
- GAUTIER P., BALLEVRE M., BRUN J.P. et JOLIVET L.: *Extension ductile et bassins sédimentaires mio-pliocènes dans les Cyclades (îles de Naxos et Paros).* *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.310, Serie II, 147-153, 1990.
- GEISS E., REIGBER Ch. & SCWINTZER P.: *Geodetic measurements of continental deformations: projects and first results.* In KISSEL C. & CARLO L. (eds), *Paleomagnetic Rotations and continental Deformation*, 69-81, 1989.

- GILBERT E. & MERLE O.: *Extrusion and radial spreading beyond a closing channel*. J. of Struct. Geol., v. 9, n° 4, 481-490, 1987.
- HALL R.: *Ophiolitic emplacement and the evolution of the Taurus Suture Zone, south eastern Turkey*. Bull. Geol. Soc. Am., 158, 161-175, 1976.
- HANCOCK P.L. & BARKA A.A.: *Opposed shear senses inferred from Neotectonic mesofracture systems in the North Anatolian fault zone*. J. Struct. Geol., 3, 383-392, 1981.
- HANCOCK P.L. & BARKA A.A.: *Plio-pleistocene reversal of displacement on the North Anatolian fault zone*. Nature, London, 286, 591-594, 1980.
- HARDING T.P., VIERBUCHEN R.C. & CHRISTIE-BLICK M.: *Structural styles, plate tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults*. In : T.R. Biddle & N. CHRISTIE-BLICK Eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Min., Spec. Pub., Tulsa, 37, 51-77, 1985.
- HARRIS L.B. & COBBOLD P.R.: *Development of conjugate shear bands during bulk simple shearing*. J. of Struct. Geol., v. 7, n°1, 37-44, 1984.
- HEMPTON M.R. & DUNNE L.A.: *Sedimentation in pull-apart basins : active examples in eastern Turkey*. J. Geol., Chicago, 92, 513-530, 1984.
- HENTSCHEL H.G.E AND PROCACCIA I.: *The infinite number of generalized dimensions of fractals and strange attractors*. Physica 8D, 435-444, 1983.
- HERRMANN H.S.: *Introduction to modern ideas on fracture patterns*. In STANLEY H.E. & OSTRWSKY N. (eds): *Random Fluctuations and pattern Growth: Experiments and models*. 1-355, 1988.
- HIRATA T.: *Fractal dimension of fault systems in Japan: fractal structure in rock fracture geometry at various scales*. Pageoph., 131, 157-170, 1989.
- HOUSEMAN G. & ENGLAND P.: *Finite strain calculations of continental deformation. I. Method and general results for convergent zones*. J. Geophys. Res., 91, B3, 3651-3663, 1986.
- HUGON H.: *Structures et déformation du massif de Rocroi (Ardennes): approche géométrique, quantitative et expérimentale*. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes I, 1982.
- INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZUOLI R., PASQUARE G. & VILLARI L.: *Anatolian and north-western Iran*. In Andesites. Thorpe R. S. Ed., Chicago, 327-349, 1982.
- JACKSON J. & MCKENZIE D.P.: *Alpine tectonic in the Alpin-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan*. Geophys. J.R. Astr. Soc., Oxford, 77, 185-264, 1984.

- KANAMORI H. & BOSCHI E.: *Earthquakes, observation, theory and interpretation*. In KANAMORI H. & BOSCHI E (eds), 1983.
- KASAPOGLU K.E.: *Dogu Akdeniz'in Sismotektonik Özellikleri: Sonlu Elemanlar Çözümlemesi (Seismotectonic characteristics of eastern Mediterranean: a finite elements analysis)*. *Yerbilimleri*, 14, 309-317, 1987.
- KASAPOGLU K.E. & TOKSOZ M.N.: *Plate motion induced deformation in the eastern Mediterranean*. *Tectonophys. soumis*.
- KELLING G., GOKCEN S.L., FLOYD P.A. & GOKSEN N.: *Neogene tectonic and plate convergent in the eastern Mediterranean: new data from southern Turkey*. *Geology*, 15, 425-429, 1987.
- KETIN I. & ROESLI F.: *Makroseismische Untersuchungen uber das Nordwest Anatolische Beben vom 18 Marz 1953*. *Eclogae Geol. Helv.*, Basel, 47, 187-208, 1953.
- KETIN I.: *Tectonic units of Anatolia*. *Bull. Min. Res. Explor. Inst.* , Ankara, 66, 23-34, 1966.
- KETIN I.: *Über die nordanatolische Horizontalverschiebung*. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*, Ankara, 72, 1-28, 1969.
- KETIN I.: *Über die tektonisch-mechanischen Folgerungen aus den grossen anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums*. *Geol. Rdsch.*, 36, 77-83, 1948.
- KOCAEFE S. & ATAMAN G.: *Actual tectonics of western Anatolia*. *Yerbilimleri*, 9, 149-162, 1982.
- KOCYIGIT A.: *Susehri basin: an active fault wedge basin on the North Anatolian Fault zone, Turkey*, *Tectonophysics*, 167, 13-29, 1989.
- LATTMAN J.A.E.: *Photogeology and regional mapping*. London: Pergamon Press, 1958.
- LE PICHON X. & FRANCHETEAU J.: *A plate tectonic analysis of the Red Sea-Gulf of Aden area*. *Tectonophys.*, 46, 369-406, 1978.
- LEPICHON X. & ANGELIER J.: *The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area*. *Tectonophysics*, Amsterdam, 60, 1-42, 1979.
- LIU Xiaohan: *Perturbations de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques*. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 130 p., 1983
- LUTTIG G. & STEFFENS P.: *Explanatory notes for the paleogeographic atlas of Turkey from the Oligocene to the Pliocene*. Bundesanstalt, für

- Geowissenschaften un Rohstoffe, Hanover, 64p, 1976.
- LYBERIS N., YURUR T., CHOROWICZ J., KASAPOGLU K.E. & GUNDOGDU N.: *The East Anatolian fault: an oblique collisional belt*. Tectonophysics, 1990 sous presse.
- LYBERIS N.: *Tectonic evolution of the gulf of Suez and the gulf of Aquaba*. Tectonophysics, Amsterdam, 153, 209-202, 1988.
- LYBERIS N.: *Géodynamique du domaine égéen depuis le Miocène supérieur*. Mém. Sci. Terre Univ. P.M. Curie, n°84-18, Paris, 367 p., 1984.
- LYBERIS N.: *Tectonic evolution of the North Aegean trough*. In: J.G. Dixon & A.H.F. Robertson Eds., *The geological evolution of eastern Mediterranean*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 17, 711-725, 1985.
- MANDELBROT B.B.: *The fractal geometry of nature*. FREEMAN W.H. (ed), Ney york, 1982.
- MANDELBROT B.B.: *Multifractal Measures, Especially for the Geophysicist*. Pageoph., 131, 5-42, 1989.
- MANN P., HEMPTON M.R., BRADLEY D.C. & BURKE K.: *Developement of pull-apart basins*. J. Geolo., v. 91, 529-554, 1983.
- MARCOUX J., RICOU L.E., BURG J.P. & BRUN J.P.: *Shear-sense criteria in the Antalya and Alanya thrust system (southwest Turkey): evidence for a southward emplacement*. Tectonophysics, 161, 81-91, 1989.
- MARTINOD J. & DAVY Ph.: *Periodic instabilities in compression and extension developing in the oceanic/continental lithosphere: I. Deformation modes from an analytical perturbation method*. a) in prep.
- MARTINOD J. & DAVY Ph.: *Periodic instabilities in compression and extension developing in the oceanic/continental lithosphere: II. The control of fracturation by periodic instabilities from experiments*. b) in prep.
- MARTINOD J. *Les instabilités périodiques de la lithosphère et leur amplification*. Thèse en preparation, Janvier 1991.
- MAYER L.: *Tectonic geomorphology of Escapments and Mountain Fronts*. In Active Tectonics, National Academy press, Washington D.C., 226p, 1986.
- McKENZIE D.P., DAVIES P. & MOLNAR P.: *Plate tectonics of the Red Sea and East Africa*. Nature, 226, 243-248, 1970.
- McKENZIE D.P.: *Active tectonics of the Mediterranean region*. Geophys. J.R. astr. Soc., Oxford, 30, 109-185, 1972.
- McKENZIE D.P.: *Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region)*. Geophys. J.R. Astron. Soc., 55, 217-254, 1978.

- McKENZIE D.P. & JACKSON J.: *The relationship between strain rates, crustal thickening, paleomagnetism, finite strain and faults movements within deforming zone.* Earth Planet. Sci. Lett., Amsterdam, 65, 182-202, 1983.
- MEKEL J.F.M.: *The use of aerial photographs and other images in geological mapping.* In ITC Text book of photo interpretation: Enscheda: Int. Inst. for Aerial Survey on Earth Sciences, V 8i and 8ii, 1978.
- MERCIER J.L., CAREY E., PHILIP H. et SOREL D.: *La néotectonique plio-quadernaire de l'arc Egéen externe et de la mer Egée et ses relations avec la séismicité.* Bull. Soc. Géol. France, 7, 355-372, 1976.
- MERCIER J.L., DELIBASSIS N., GAUTHIER A., JARRIGE J.J., LEMEILLE F., PHILIP H., SERBIER M. et SOREL D.: *La néotectonique de l'arc Egéen.* Rev. Geodyn. Geog. Phys., Vol 21,1, 41-55, 1979.
- MERCIER J.L.: *Extensional-compressional tectonics associated with the Aegean Arc: comparison with the Andean cordillera of the Peru North Bolivia.* Phil. Trans. R. Soc. London, A. 300, 337-355, 1981.
- MERLE O. & GUILLIER B.: *The building of the Central Swiss Alps: an experimental approach.* Tectonophysics, 165, 41-56, 1989.
- MERLE O.: *Patterns of stretch trajectories and strain rates within spreading-gliding nappes.* Tectonophysics, 124, 211-222, 1986.
- MERLE O.: *Strain models within spreading nappes.* Tectonophysics, 165, 57-71, 1989.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P.: *Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision.* Science, 189, 419-26, 1975.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P.: *Relation of the tectonics of eastern China to the India-Eurasia collision: application of slip line field theory to large-scale continental tectonics.* Geology, 5, 212-6, 1977a.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P.: *Active faulting and tectonics in China.* J. geophys. Res., 82, 2905-30, 1977b.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P.: *Active tectonics of Tibet.* J. geophys. Res., 83, 5361-75, 1978.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P.: *Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Bayka regions.* J. geophys. Res., 84, 3425-59, 1979.
- MOLNAR P. & TAPPONNIER P.: *A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia.* Earth Planet. Sci. Lett., 52, 107-17, 1981.
- NASDA Publ.: *Outline of the MOS. 1 Earth observation system.* HE. 85414, 1985.

- NERBER K.: *Ein Anthrazitvorkommen im LiasFlysch bei Siran (Vilayet Gumushane)*. Bull. Miner. Res. Expl. Inst. Turk., 60, 7-13, 1963.
- NI J. & BARAZANGI N.: *Seismotectonics of the Himalayan collision zone: geometry of the underthrusting Indian Plate beneath the Himalayas*. J. geophys. Res., 89, 1147-63, 1984.
- NI J. & YORK J.E.: *Late Cenozoic tectonics of the Tibetan plateau*. J. geophys. Res., 83, 5377-48, 1978.
- OKAY A.I.: *High-pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey*. Geol. Soc. Am., 164, 333-347, 1986.
- PASQARE G., POLI S., VEZZOLI L. & ZANCHI A.: *Continental arc volcanism and tectonic setting in central Anatolia, Turkey*. Tectonophys., 146, 217-230, 1988.
- PELTZER G.: *Contribution à l'étude de la collision Inde-Asie 1) approche expérimentale, équilibre entre épaissement crustal et extrusion latérale 2) estimation des déplacements quaternaires sur le bord nord du Tibet*. Thèse d'Etat, Université de Paris VII, 400 p., 1987.
- PELTZER G.: *Experimental approach in a centrifuge of large scale continental tectonics in Asia*. Bull. of Geol. Inst., Uppsala, N.S., v 14, ????, 1988.
- PELTZER G. & TAPPONNIER: *Formation and evolution of strike-slip faults, rifts and basins during the India-Asia collision: an experimental approach*. J. Geophys. Res., 1988.
- PERINCEK D. & ÖZKAYA I.: *Tectonic evolution of the northern margin of arabian plate*. Yerbilimleri, 8, 91-101, 1981.
- PERINCEK D.: *Sedimentation on the arabian shelf under the control of tectonic activity in Taurid Belt*. Türkiye Petrol Jeologlari Dernegi, Türkiye Besinci Petrol Kongresi, 77-93, 1980.
- PHILIP H., CISTERNAS A., GVISHIANI A. & GORSHKOV A.: *The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision*. Tectonophysics, Amsterdam, 161, 1-21, 1989.
- POWEL C.McA. & CONAGHAN P.J.: *Plate tectonics and the Himalayas*. Earth Planet Sci. Lett., 20, 1-20, 1973.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., NEUBAUER F., SCHMID S.M. AND NEUGEBAUER J.: *Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps*. Geology, 17, 404-407, 1989.
- RICHARD P. & COBBOLD P.R.: *Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 308, II, 553-560, 1989.

- RICHARD P., BALLARD J.F., COLLETTA B. & COBBOLD P.R.: *Naissance et évolution de failles au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation analogique et tomographie*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, II, 2111-2118, 1989a).
- RICHARD P., LOYO B. & COBBOLD P.R.: *Formation simultanée de failles et de plis au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, II, 1061-1066, 1989b).
- RICHARD P.: *Champs de failles au-dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale*. Thèse d'Université, Mémoires et Documents du CAESS, 34, Rennes, 1989.
- RICOU L.E., ARGYRIADIS I. & MARCOUX J.: *L'axe calcaire du Taurus, un alignement de fenêtres arabo-africain sous des nappes radiolaritiques, ophiolitiques et métamorphiques*. Bull. Soc. Géol. France, 7, 17, 1024-1044, 1975.
- RICOU L.E., DER COURT J., GEYSSANT J., GRANDJACQUET C., LEPVRIER C. & BIJU-DUVAL B.: *Geological constraints on the Alpin evolution of the Mediterranean Tethys*. Tectonophysics, 123, 83-122, 1986.
- RODGERS D.A.: *Analysis of pull-apart basin development produced by an echelon strike-slip faults*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment, 4, 27-41, 1980.
- SAROGLU F. & YILMAZ Y.: *Geological evolution and basin models during the neotectonic episode in the eastern Anatolia*. Bull. Min. Res. and Explor. (MTA), n°17, 61-83, 1987.
- SAROGLU F., BORAY A., ÖZER S. & KUSCU I.: *Orta Toroslar - orta anadolu'nun güneyinin neotektonigi ile ilgili görüsler (Views on the neotectonics of the middle taurus - Southern central Anatolia)*. Jeomorfoloji Dergisi, Ankara-türkiye, S. 1, 35-44, 1983.
- SCANVIC J.Y.: *Utilisation de la télédétection dans les sciences de la Terre*. B.R.G.M. Manuels et méthodes n°7, 1983.
- SCHOLZ C. and COWIE P.A.: *Determination of total strain from faulting using slip measurements*. Nature, 346, 837-839, 1990.
- SCOTT B.: *The Eurasian-Arabian and African continental margin from Iran to Greece*. J. Geol. Soc., London, v. 138, 719-733, 1981.
- SEGGAL P. & POLLARD D.D.: *Mechanics of discontinuous faults*. J. Geophys. Res., v. 85, 4337-4350, 1980.
- SENGÖR A.M.C.: *The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance*. J. Geol. Soc., London, 136, 269-282, 1979.
- SENGÖR A.M.C. & YILMAZ Y.: *Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach*. 75, 181-241, 1981.

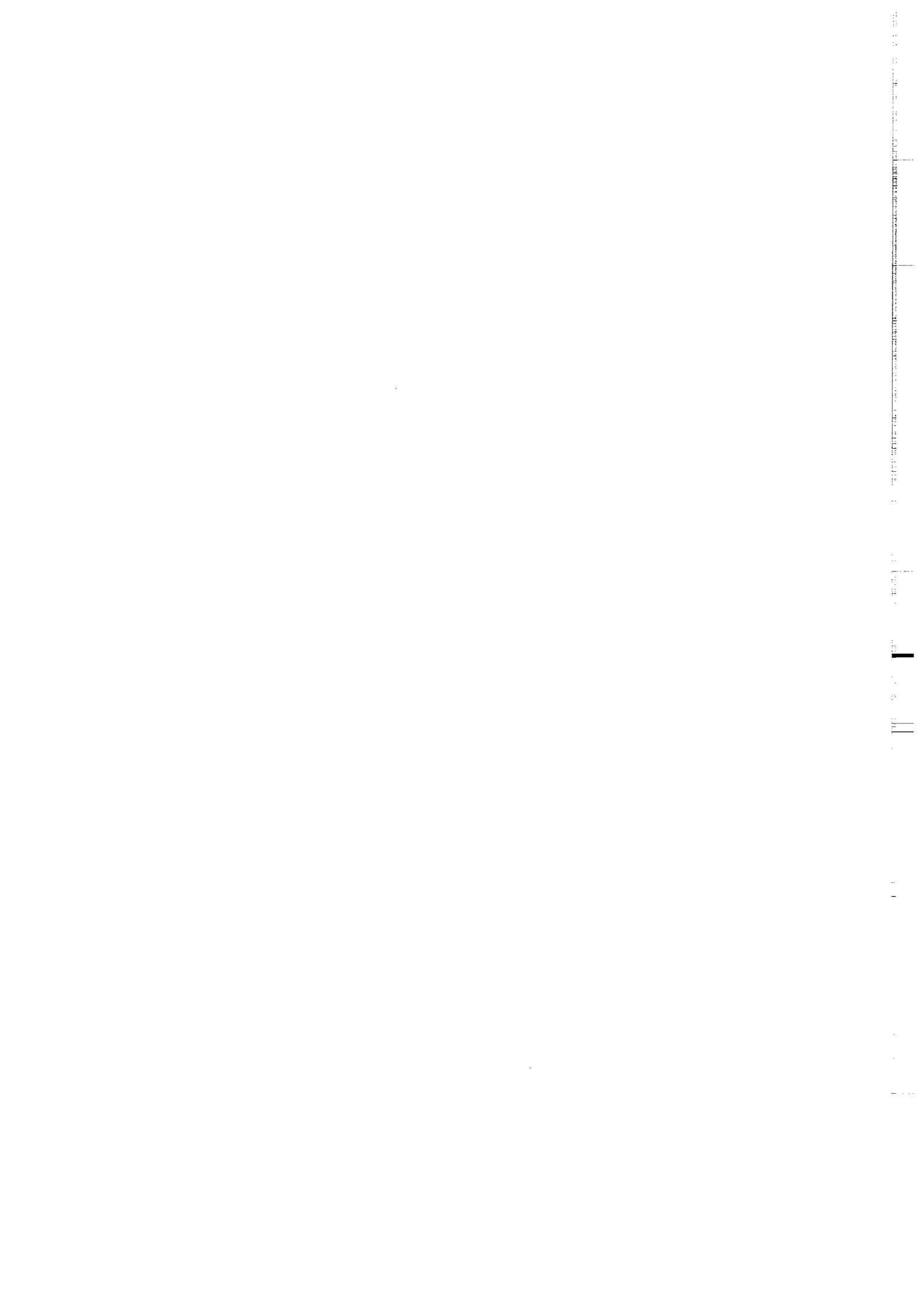
- SENGÖR A.M.C., GORUR N. & SAROGLU F.: *Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study*. In: T.R. Biddle & N. CHRISTIE-BLICK Eds., *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*, Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 37, 227-264, 1985.
- SENGÖR A.M.C.: *The tethyside orogenic system: an introduction*. SENGÖR A.M.C. (ed) *Tectonic evolution of the tethyan region*, 1-22, 1989.
- SEYMEN I.: *Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu Fay Zonunun tektonik özelliği*. ITU Maden Fak. Yay., Istanbul, 192 p., 1975.
- SMITH J.T. & ANSON A.: *Manual of colour aerial photography*. Falls Church, Virginia: Am. Soc. of photogrammetry, 1968.
- SONDER L.J. & ENGLAND P.C.: *Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters*. *Earth and Planetary Science Letters*, 77, 81-90, 1986.
- SORNETTE A., DAVY P. AND SORNETTE D.: *Growth of fractal fault patterns*, *Phys. Rev. Lett.*, 65, 2266-2269, 1990.
- STAESCHE U.: *Die Geologie des Neogen-Beckens von Elbistan? Türkei und seiner Umrandung*. *Geol. Jb.*, B4, 3-52, 1972.
- STECKLER M.S. & BRINK U.S.T.: *Lithospheric strength variations as a control on new plate boundaries: examples from the northern Red Sea region*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 79, 120-132, 1986.
- STECKLER M.S., BERTHELOT F., LYBERIS N. & LE PICHON X.: *Subsidence in the gulf of Suez: implications for rifting and plate kinematics*. *Tectonophysics*, Amsterdam, 153, 249-270, 1988.
- STECKLER M.S.: *Uplift and extension at the gulf of Suez: indications of industrial convection*. *Nature*, London, 317, 135-139, 1985.
- SUZANNE P.: *Modèles lithosphérique en compression*. D.E.A., Rennes, 88 p., 1988.
- SUZANNE P., LYBERIS N., CHOROWICZ J., NURLU M., YURUR T. & KASAPOGLU E.: *La géométrie de la faille nord anatolienne à partir d'images Landsat-MSS*. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, 4, 589-599, 1990.
- SUZANNE P. & LYBERIS N.: *Mécanismes de la déformation le long de la partie orientale de la faille nord anatolienne*. *Annales tectonicae*, soumis.
- SUZANNE P & DAVY P.H.: *Finite size effects and the indentation process experiments in the Arabia/Anatolia collision*, in prep.

- TAPPONNIER P.: *Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide plastique*. Bull. Soc. géol. France, 7, t. XIX, n°3, 437-460, 1977.
- TAPPONNIER P. & MOLNAR P.: *Slip line field theory and large-scale continental tectonics*. Nature, London, 294, 410-4, 1976.
- TAPPONNIER P. & MOLNAR P.: *Active faulting and tectonics in China*. J. geophys. Res., 82, 2905-30, 1977.
- TAPPONNIER P. & MERCIER J.L., ARMIJO R., HAN TONGLIN & ZHOU J.: *Field evidence for active normal faulting in Tibet*. Nature, London, 294, 414-4, 1981.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A. Y., ARMIJO R. & COBBOLD P.R.: *Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine*. Geology, v. 10, 611-616, 1982.
- TAPPONNIER P., PELTZER G. & ARMIJO R.: *On the mechanics of the collision between India and Asia*. In: Collision Tectonics Eds. M.P. Coward & A.C. Ries, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 28, 97-107, 1986.
- TATAR Y.: *Tectonic structures along the North Anatolian fault zone, northeast of Refahiye (Erzincan)*. Tectonophysics, Amsterdam, 29, 401-409, 1975.
- TOKAY M.: *Kuzey Anadolu Fay Zonunun Gerede ile Ilgaz arasındaki kisminda jeologik gozlemler (Geological observations on the North Anatolian fault zone between Gerede and Ilgaz)*. In: Kuzey Anadolu Fayi ve Deprem Kusagi Simpozyumu, Maden Tetkik ve Arama Enstitusu, Ankara, 12-29, 1973.
- TUKTUN S.Z.: *Esil (Erzincan) ile Karliova Bingöl arasinda Kuzey Anadolu Fay Zenu'un sistematigi (The system of the North Anatolian fault zone between Karliova and Erzincan)*. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi. Sci. A. Yerbilimleri, C3-S1, 1986.
- VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J.P.: *Rolling structures at large shear strain*. J. of Struct. Geol., v. 9, n° 5/6, 691-704, 1987.
- VENDEVILLE B. & COBBOLD P.R.: *Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux*. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 305, II, 1313-1319, 1987.
- VENDEVILLE B., COBBOLD P.R., DAVY P., BRUN J.P. & CHOUKROUNE P.: *Physical models of extensional tectonics at various scales*. In: Continental Extensional Tectonics Eds. M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hancock, Geol. Soc. Spec. Publ., n° 28, 95-107, 1987.
- VENDEVILLE B.: *Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale*. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes I, 1987.

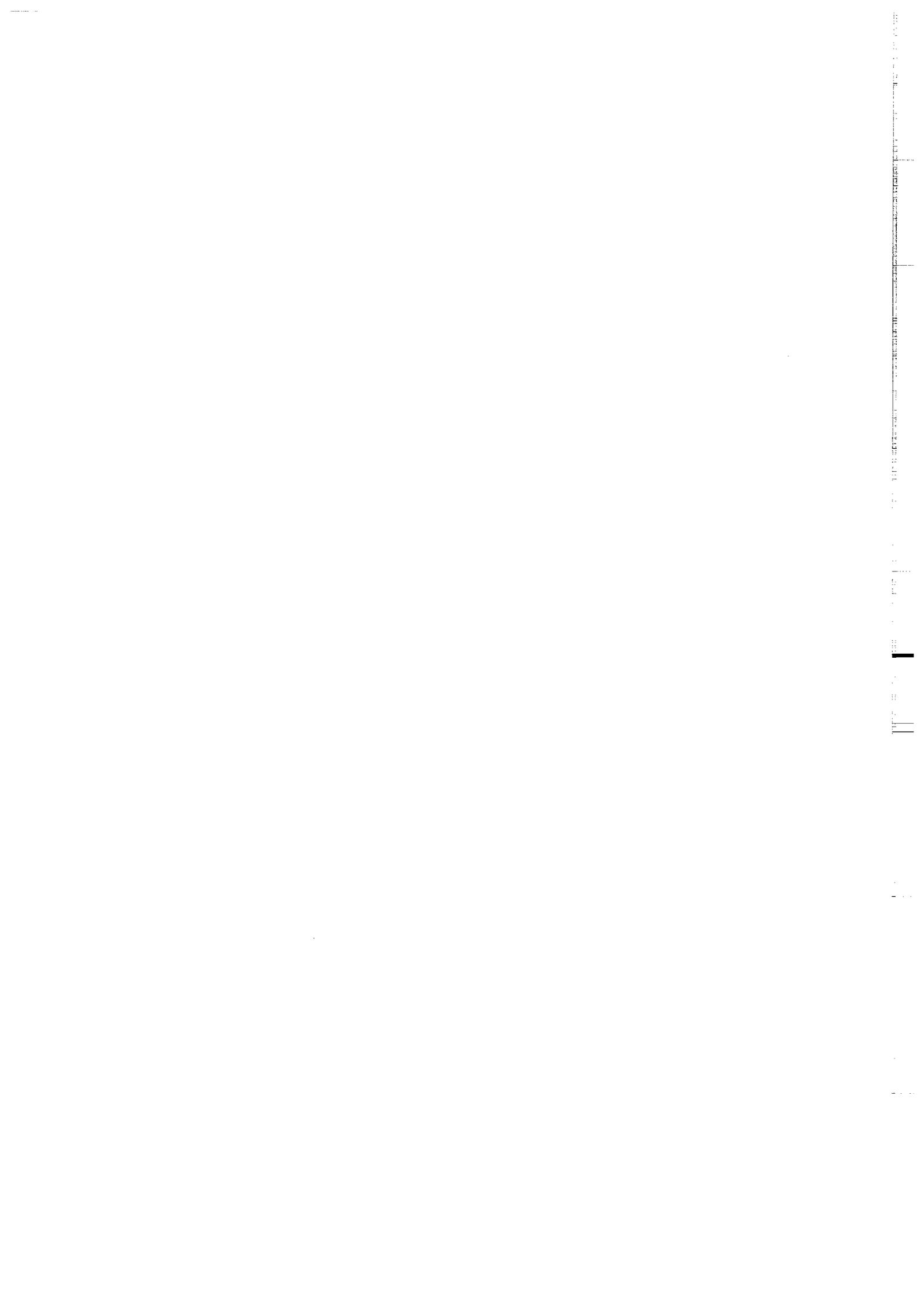
- VICSEK T.: *Fractal growth phenomena*. In Word Scientific (ed), 355p, 1989.
- VILOTTE J.P., DAIGNIERES M. & MADARIAGA R.: *Numerical modelling of intraplate deformation: simple mechanical models of continental collision*. J. Geophys. Res., 87, B13, 10709-10728, 1982.
- VILOTTE, J.P., DAIGNIERES, M., MADARIAGA, R. & ZIENKIEWICZ O.C.: *The role of heterogeneous inclusion during continental collision*. Phys. Earth Planet. Interiors, 36, 236-259, 1984.
- YLMAZ A.: *Geologic map of the Sivas-G23 quadrangle*. MTA Ankara, 1989.

Dans la même collection :

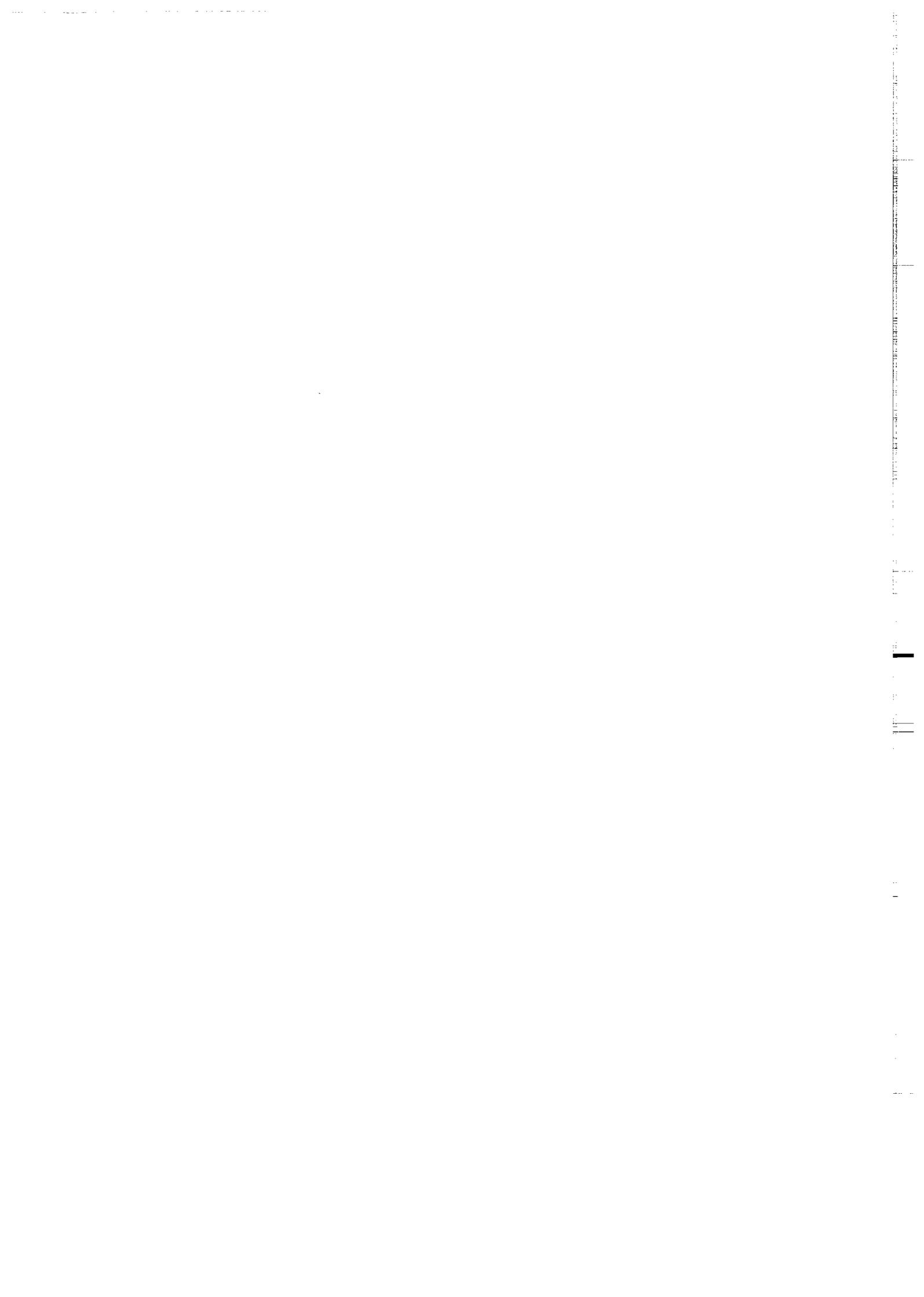
- N°1 - H. MARTIN** - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. **392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985).** **EPUISE**
- N°2 - G. QUERRE** - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. **226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985).** **85F.**
- N°3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. **150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985).** **EPUISE**
- N°4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. **157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985).** **55F.**
- N°5 - V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. **185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986).** **70F.**
- N°6 - J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. **159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986).** **55F.**
- N°7 - P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). **324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986).** **EPUISE**



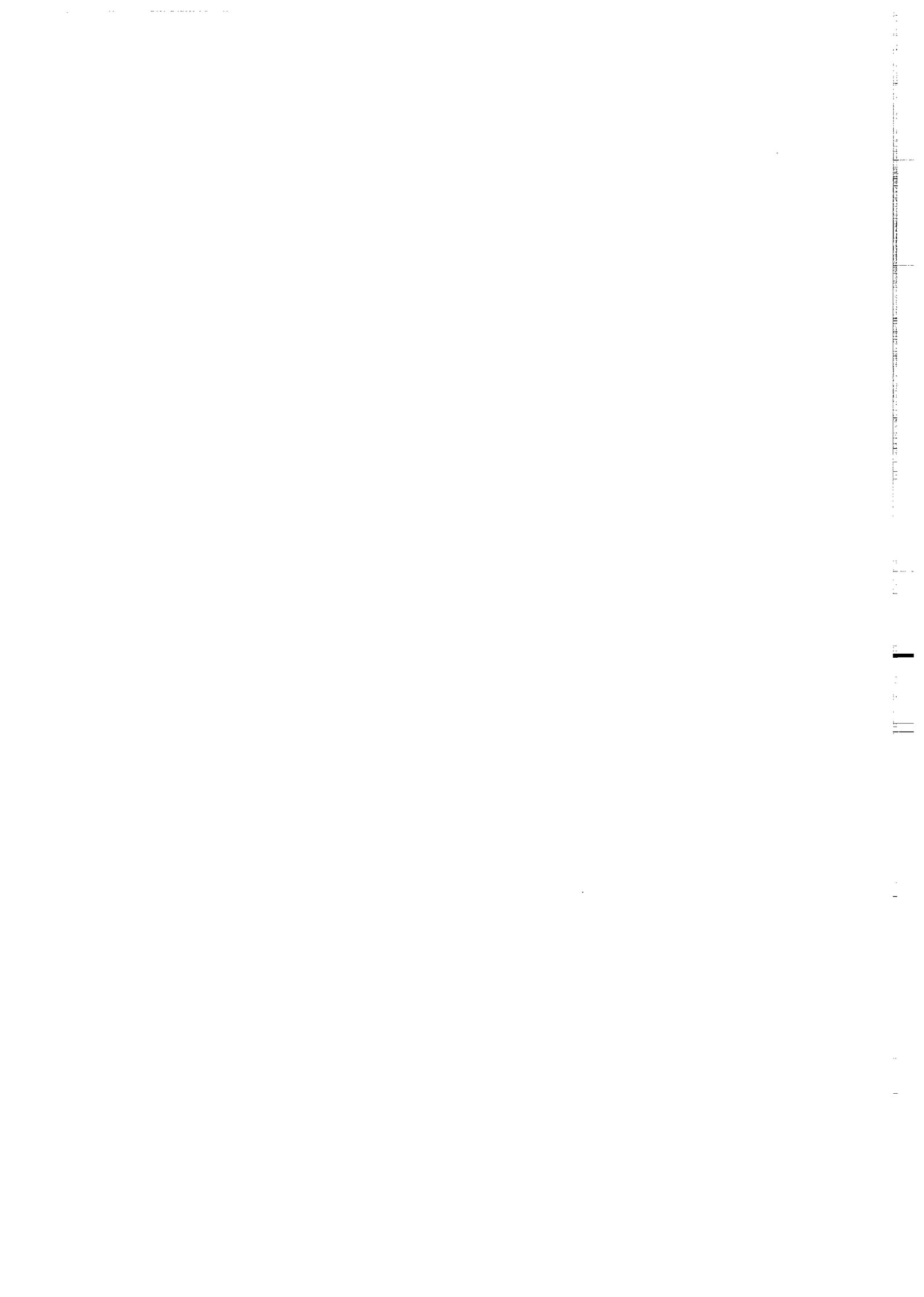
- N°8 - Ph. DAVY -** Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). EPUISE
- N°9 - Y. GEORGET -** Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986).
EPUISE
- N°10 - D. MARQUER -** Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). EPUISE
- N°11 - J.S. SALIS -** Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 - 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.
- N°12 - Y. GERARD -** Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.
- N°13 - H. TATTEVIN -** Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.
- N°14 - J.L. PAQUETTE -** Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tabl., 2 pl. (1987). 95F.
- N°15 - B. VENDEVILLE -** Champs de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). 265F.



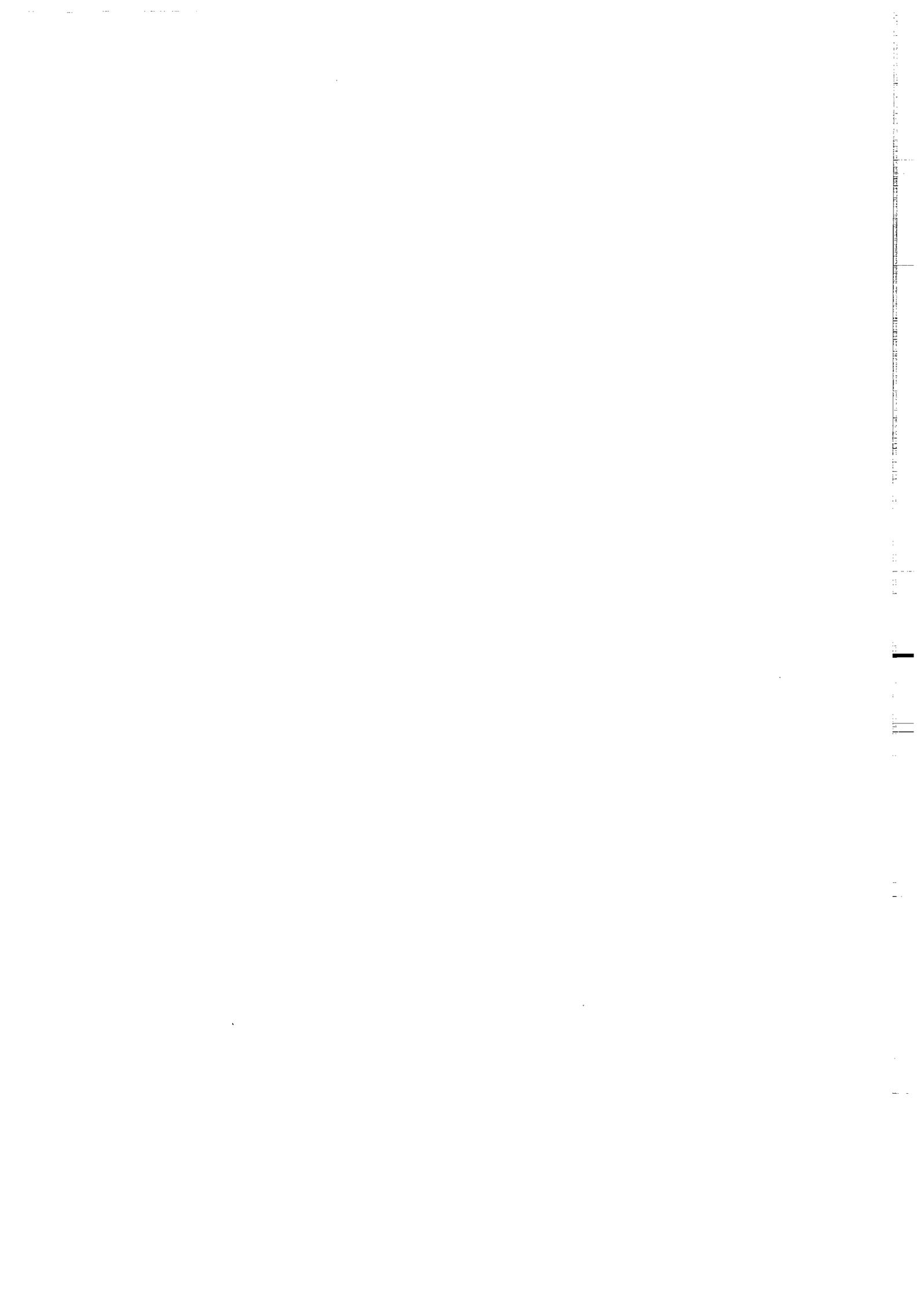
- N°16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.
- N°19 - M. BALLEVRE** - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F.
- N°22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11 pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F.



- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine : évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méséta marocaine. 353 p., 244 fig., 15 pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricaïn et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.



- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.
- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.



- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricaïn). 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.



RESUME

Le phénomène d'extrusion latérale dans les systèmes en collision est étudié avec l'aide d'images satellitaires, de données de terrain et de modèles analogiques. Nous avons abordé le problème par le biais de deux analyses complémentaires: l'une régionale concerne la caractérisation d'un système naturel, l'Anatolie, l'autre d'ordre thématique concerne la caractérisation des champs de failles.

L'étude régionale est menée à partir de la Faille Nord Anatolienne (FNA) qui est la principale zone faillée accommodant l'extrusion vers l'Ouest du bloc anatolien. La FNA est une zone décrochante dextre dont le mécanisme évolue depuis un pôle compressif à l'Est, vers un pôle extensif à l'Ouest. La partie orientale de la FNA, orientée N110°, est contrôlée par le système en collision Arabie/Eurasie tandis que la partie occidentale de la FNA, orientée N75°, est sous l'influence de l'extension égéenne. La présence du bloc rigide de la Mer Noire semble conditionner le changement de direction de la FNA.

Le problème mécanique posé, à partir de l'étude expérimentale, est la modalité du processus d'extrusion latérale avec des conditions aux limites défavorables. En réduisant la longueur du continent au front du piston, nous observons une rotation de l'axe de la contrainte principale σ_1 , de 30° par rapport à la direction d'avancée du poinçon. Nous observons une déformation diffuse à l'intérieur du continent extrudé qui évolue cependant vers une concentration de la déformation. L'évolution du partitionnement extrusion/raccourcissement se fait aux dépens de l'extrusion. Nous concluons aussi que l'extension égéenne agit comme un moteur, nécessaire pour assurer l'extrusion de l'Anatolie.

La distribution spatiale des failles et des séismes est caractérisée par une analyse fractale. La géométrie des failles est fractale avec une dimension de 1.7, et représentative d'une déformation pénétrative. Le champ de séismes montre une distribution plus complexe, multifractale, que nous attribuons à l'interférence des phénomènes de croissance avec le phénomène de localisation de la déformation.

Mots clés :

Faille nord anatolienne, images satellites, décrochements, modélisation analogique, extrusion, fractal.