



**HAL**  
open science

## Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique.

Thierry Souriot

► **To cite this version:**

Thierry Souriot. Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique.. Tectonique. Université Rennes 1, 1992. Français. NNT: . tel-00675835

**HAL Id: tel-00675835**

**<https://theses.hal.science/tel-00675835>**

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.

**T. SOURIOT**

ISSN 1240-1498

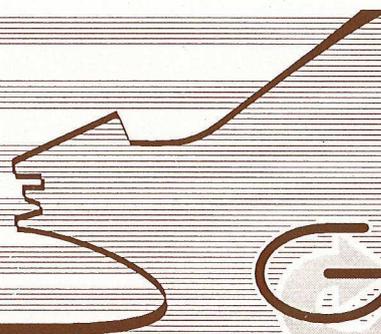
ISBN 2-905532-48-3

**cinématique de l'extension  
post-pliocène en Afar**

IMAGERIE SPOT  
ET  
MODELISATION ANALOGIQUE

**MEMOIRES**

1993



**Géosciences**  
**Rennes**

**n° 50**

**MEMOIRES DE GEOSCIENCES RENNES**

**N°50**

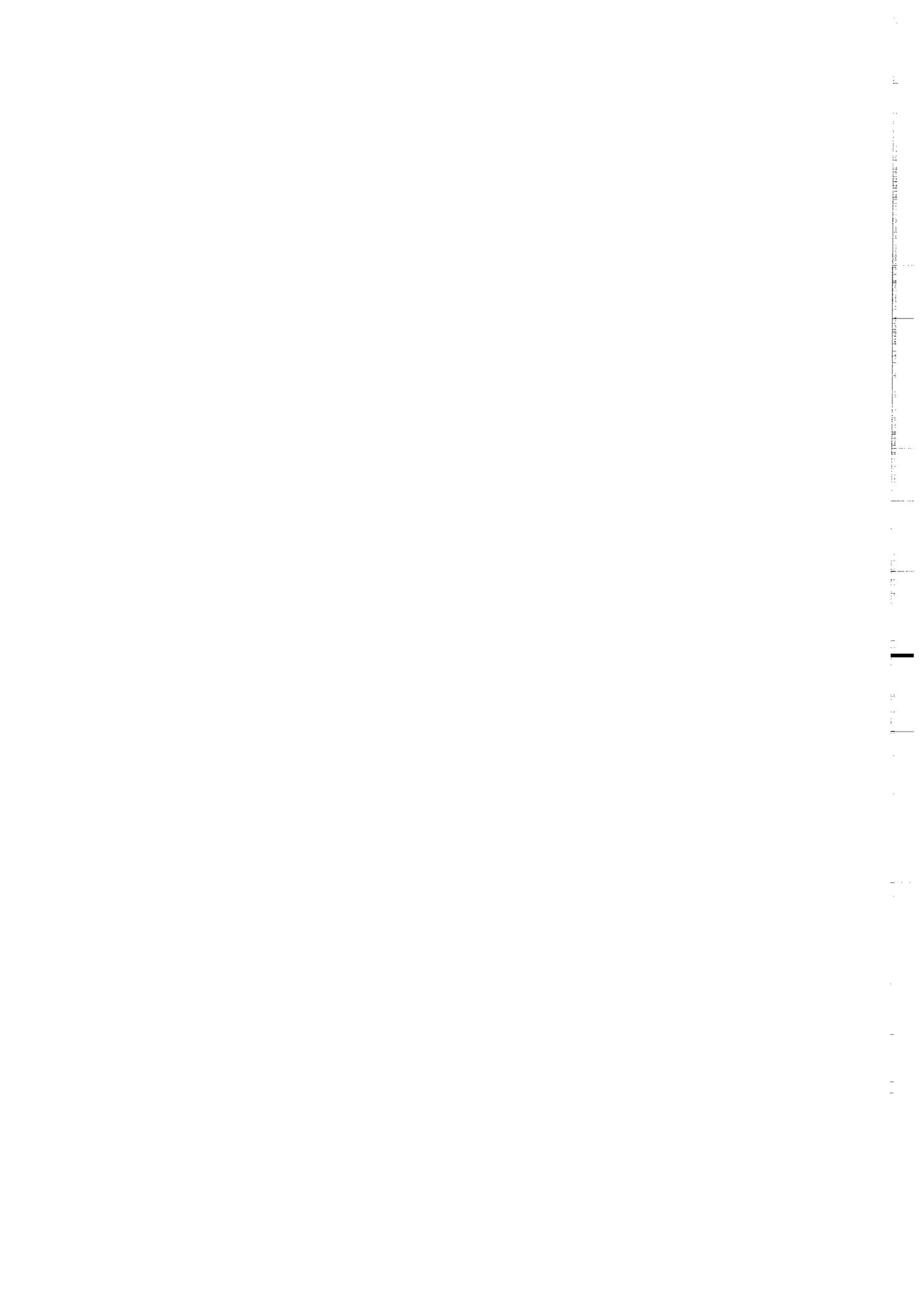
**Thierry SOURIOT**

**CINEMATIQUE DE L'EXTENSION POST-PLIOCENE EN AFAR**  
**Imagerie SPOT et modélisation analogique.**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I**  
**soutenue le 27 Mars 1992**

**GEOSCIENCES RENNES**  
**LP CNRS n°4661**  
**Université de Rennes I**  
**Campus de Beaulieu**  
**F-35042 - RENNES Cédex**  
**(France)**

**1993**



**ISSN : 1240-1498**

**ISBN : 2-905532-48-3**

**1993**

**GEOSCIENCES RENNES**

**LP CNRS n°4661**

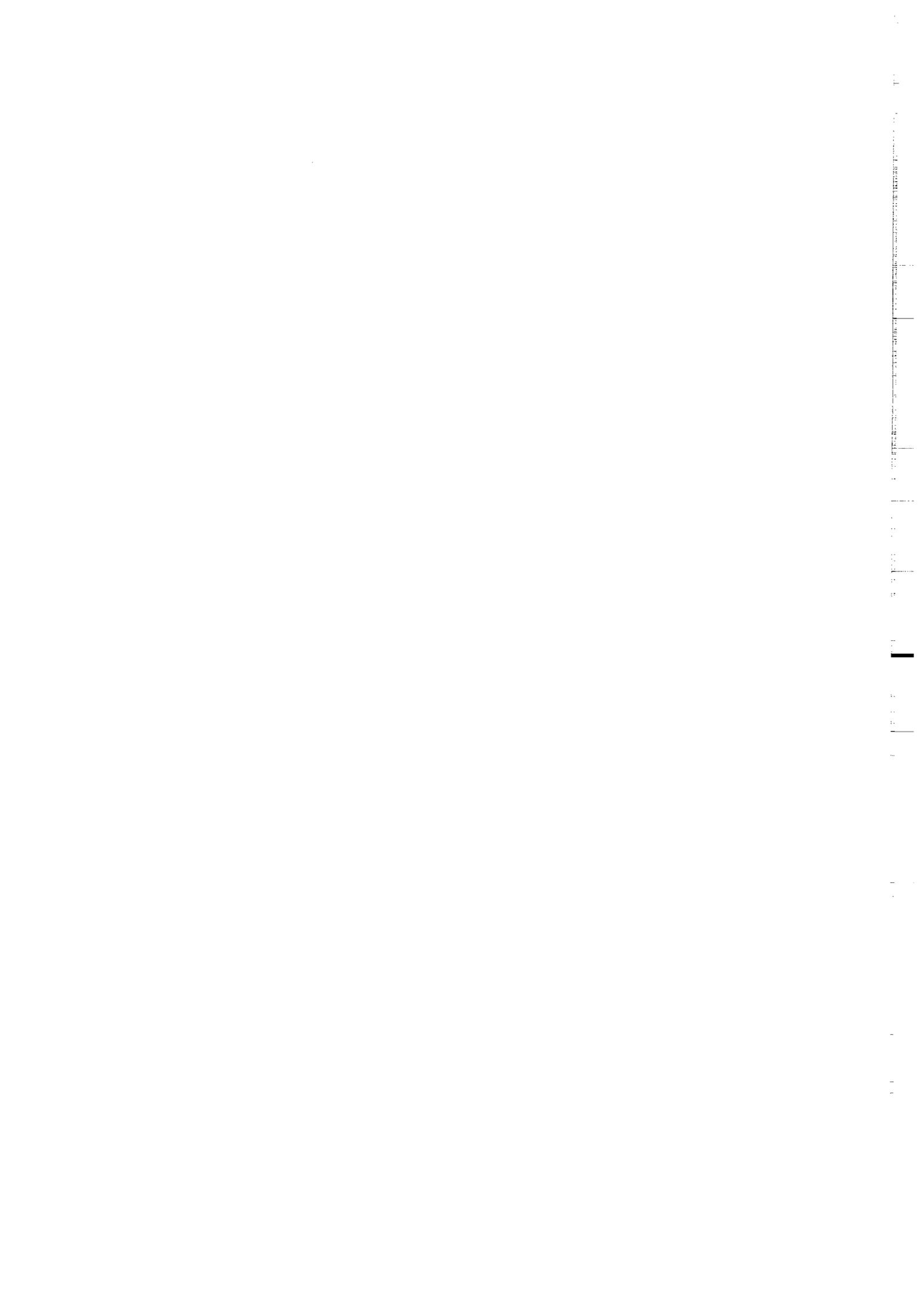
**Université de Rennes I - Campus de Beaulieu**

**F-35042 - RENNES Cédex (France)**

**Th. SOURIOT**

**Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar.  
Imagerie SPOT et modélisation analogique.**

**Mémoires de Géosciences Rennes, 50, 225 p.**



*'Ce pays comportait donc une zone torride et stérile, hallucinante par sa nature volcanique, sans doute de date récente, je veux dire contemporaine des grands séismes qui séparèrent l'Afrique de l'Arabie par la cassure de la Mer Rouge. Les coulées de lave que nulle érosion n'a aplanies semblent à peine refroidies, et les plaques vitrifiées des monstrueuses scories se dressent dans le ciel bleu, déchiquetées par l'acharnement millénaire des moussons, comme les vagues d'une tempête brusquement pétrifiées.*

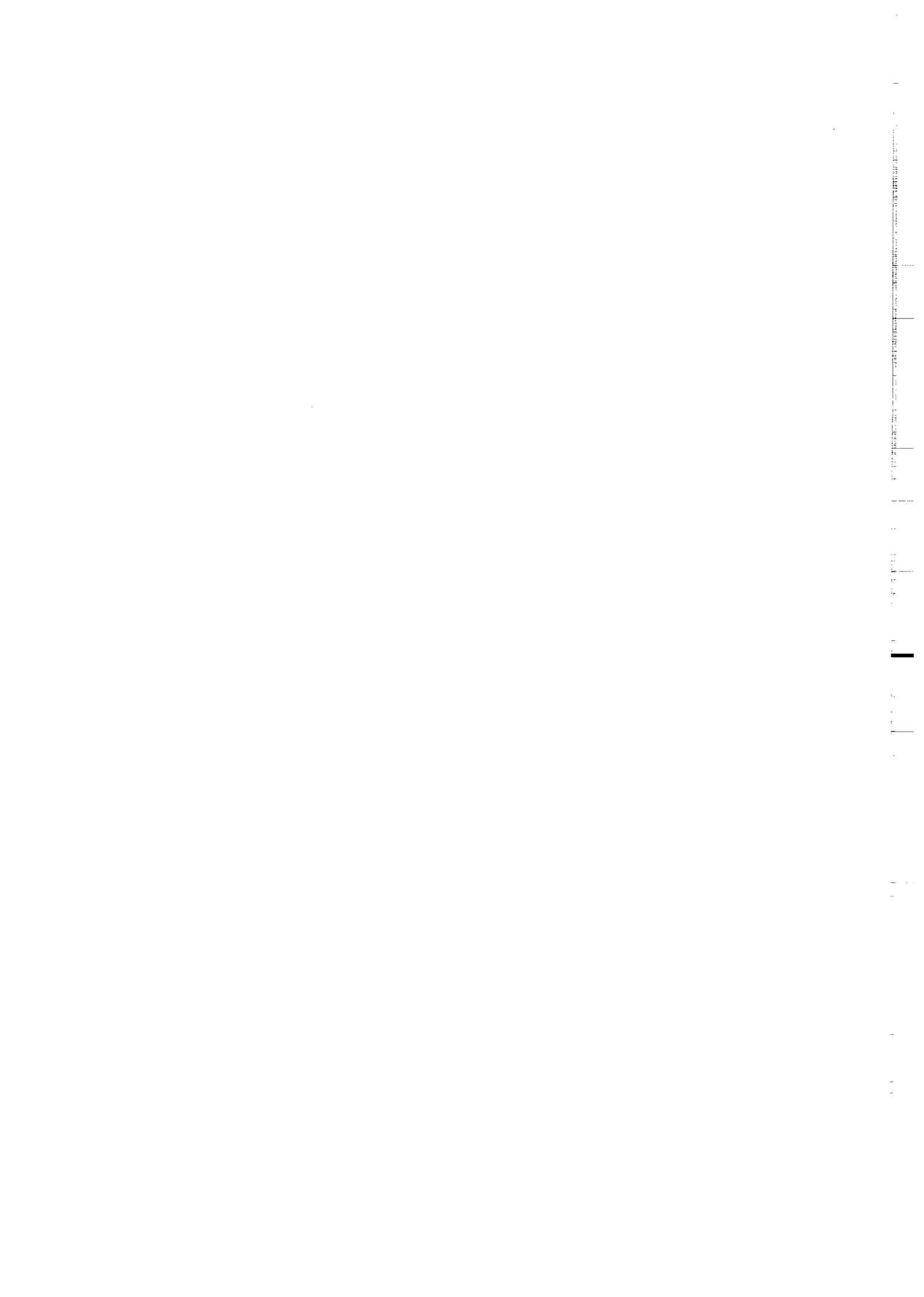
*Vision infernale de planète morte qui barra longtemps la route aux envahisseurs. Seuls les Arabes connaissaient la place des points d'eau sans lesquels la piste mène à la mort.'*

*Henry de Monfreid*

*Le sang du parjure*

*(Janvier, Février 1957)*

*Contes et légendes de la Mer Rouge.*



## AVANT-PROPOS

Ce travail constitue la première publication relative au projet TECTOSCOPE AFAR dont le financement a été réalisé par les programmes "Imagerie et Structure de la Terre" et "Dynamique et Bilan de la Terre" de l'INSU/CNRS. Je tiens donc à remercier les personnes qui m'ont permis de participer à ce projet ambitieux.

Tout d'abord, merci à Jean-Pierre BRUN de m'avoir permis de venir à Rennes en D.E.A., puis de m'avoir supporté lors de l'encadrement de ma thèse. Je lui suis aussi redevable d'être l'un des initiateurs du projet TECTOSCOPE AFAR.

Merci, à Paul TAPPONNIER, acteur important de ce projet pour m'avoir initié à la néotectonique de l'Afar lors d'une mission sur le terrain en 1990. Merci encore à lui et à son équipe, Isabelle MANIGHETTI et Rolando ARMIJO en tête, pour les discussions toujours fructueuses même si elles nous ont parfois opposés.

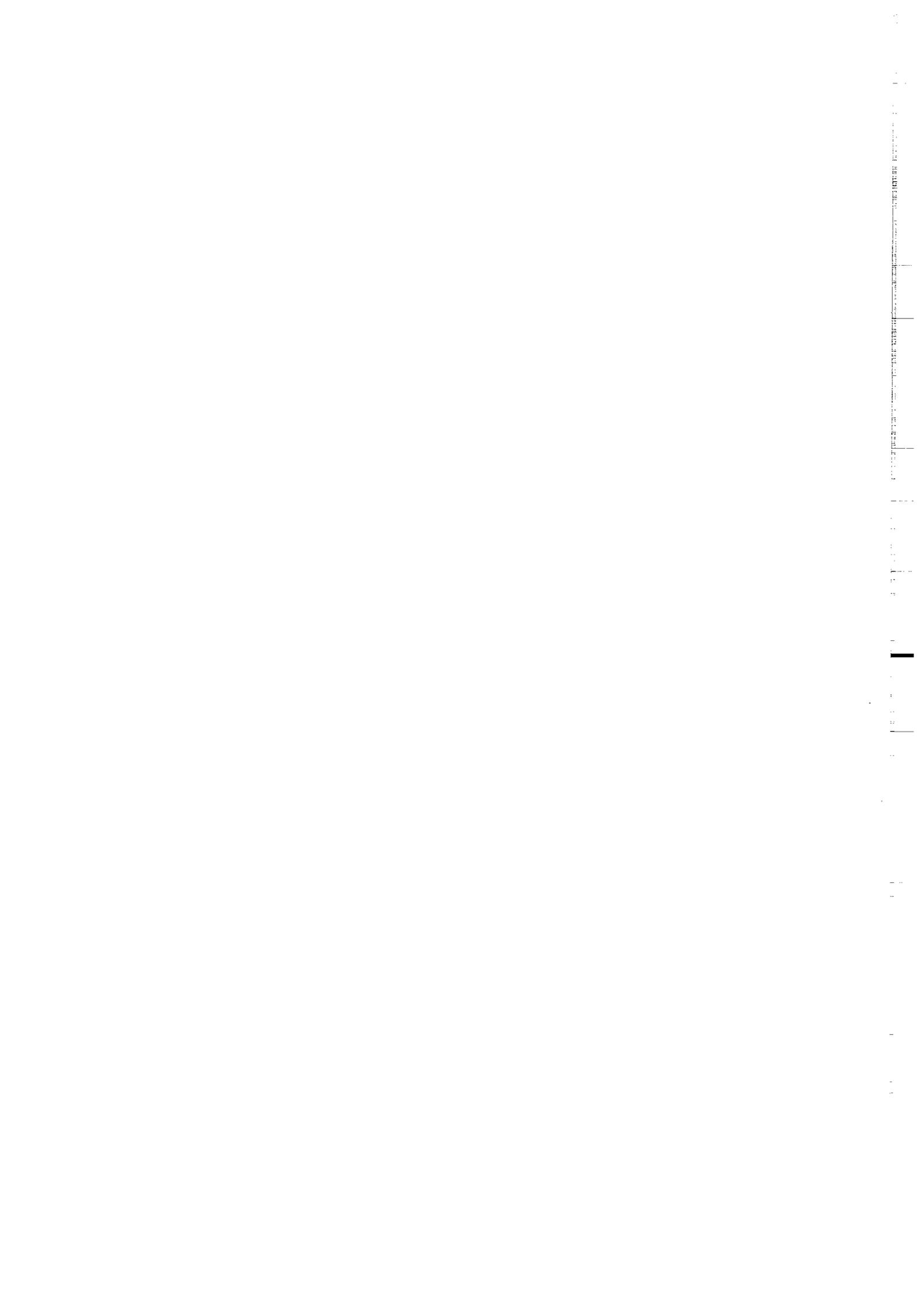
Merci à Jean-Claude RUEGG de m'avoir permis de réaliser la jonction de mes deux plus anciennes vocations, la tectonique et la topographie, en m'initiant aux techniques de la géodésie sur le terrain.

Sans le soutien technique essentiel de Yves QUETE pour l'installation des stations de traitement d'image, et de Jean-Jacques KERMARREC pour la modélisation analogique, ce travail n'aurait certainement pas été le même: je tiens à les en remercier vivement.

Merci à Philippe HUCHON et Peter R. COBBOLD d'avoir accepté de juger ce travail et à Pierre CHOUKROUNE de présider mon jury de thèse.

Tous mes remerciements enfin aux amis et collègues qui ont fait de mon exil breton, un séjour très agréable qui ne sera pas sans lendemain. Il me faut attribuer une mention spéciale à Olivier DAUTEUIL pour sa générosité tant amicale que scientifique, sans laquelle cette thèse ne serait qu'un brouillon.

Les conclusions auraient sans doute perdu de leur valeur sans les discussions physico-philosophiques avec Philippe DAVY qui ont équilibré ce travail entre Géologie et Mécanique de la Lithosphère, et surtout ouvert des perspectives que j'espère avoir la possibilité de concrétiser.



<b>SOMMAIRE</b>
-----------------

INTRODUCTION.....	7
<b>Ch1 / PRESENTATION GEOLOGIQUE DE L'AFAR.....</b>	<b>13</b>
1- CINEMATIQUE DES PLAQUES (Fig 1-1).....	13
2- GEOLOGIE DE L'AFAR :.....	16
2-1- LE VOLCANISME:.....	17
2-2- BASSINS SEDIMENTAIRES.....	19
3 - LES DONNEES GEOPHYSIQUES.....	21
3-1- GRAVIMETRIE.....	21
3-2- SISMOLOGIE.....	21
3-3- MAGNETISME.....	25
3-4- PALEOMAGNETISME.....	25
4- ETUDES TECTONIQUES ANTERIEURES.....	27
5 - CONCLUSIONS.....	33
<b>Ch2 / ANALYSE DES STRUCTURES POST-STRATOIDES A PARTIR DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE SPOT. ....</b>	<b>37</b>
1- LE PROJET TECTOSCOPE AFAR.....	37
1-1- OBJECTIFS.....	37
1-2- LES DONNEES SPOT.....	37
1-3- METHODOLOGIE.....	41
2- CARTOGRAPHIE DU CHAMP DE FAILLES ET DES DIRECTIONS LOCALES D'EXTENSION.....	43
2-1- CRITERES UTILISES ET EXEMPLES.....	43
2-2- ANALYSE STRUCTURALE DES SCENES SPOT. .....	57
3- CONCLUSION.....	62
<b>Ch 3 / ANALYSE DU CHAMP DE FAILLES .....</b>	<b>65</b>
1- ANALYSE STATISTIQUE.....	65
1-1- METHODE DE CALCUL ET PRECISION.....	65
1-2- INTERPRETATIONS CINEMATIQUES.....	69
1-3- TERMINOLOGIE.....	73
2- CARACTERISTIQUES DU CHAMP DE FAILLES.....	74

3-3 ZONE DE TRANSFERT DE GAMARRI-ALOL.....	91
3-4 BORDURE DU BLOCK DANAKIL : MAK'ARRASOU.....	93
3-5 BORDURE NORD DU BLOCK D'AÏSHA.....	95
3-6 RIFT ETHIOPIEN.....	97
4- STRUCTURES SUPERPOSEES ET DEFORMATION PROGRESSIVE.....	99
5- CONCLUSION.....	101
 Ch4 / INTERPRETATION TECTONIQUE ET MODELISATION	
ANALOGIQUE.....	105
1- DIVERS MODELES.....	105
2- MICROPLAQUES.....	107
3- PROPAGATION D'UNE RIDE.....	109
4- O.S.C. ET ROTATION DE BLOCS.....	111
5- LA BIELETTE DANAKIL.....	115
5-1- MODELE GEODYNAMIQUE.....	115
5-2- MODELISATION ANALOGIQUE.....	117
6-CONCLUSIONS.....	123
CONCLUSIONS.....	127
1-METHODOLOGIE.....	127
2-GEODYNAMIQUE DE L'AFAR.....	128
3-PERSPECTIVES.....	129
4-FAULTING AND BLOCK ROTATION IN THE AFAR TRIANGLE (NOTE SOUMISE A GEOLOGY):.....	133
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	146

#### ANNEXE 1 - TRAITEMENTS ET ANALYSE DES IMAGES SPOT :

ASPECTS TECHNIQUES.....	159
1- INTRODUCTION.....	159
2- METHODE DE RESTITUTION DU RELIEF.....	163
2-1- ORIENTATION DES IMAGES (ROTATION).....	165
2-2- AMELIORATION DES CONTRASTES.....	169
2-3- COMBINAISON DES 2 CANAUX.....	170
3- CALCUL D'ALTITUDE (STEREOGRAMMETRIE).....	171
3-1- CALCUL DES PARAMETRES.....	171
3-2- MESURES.....	173
4- APPLICATIONS.....	175
5- APPLICATIONS OPTIQUES.....	175

ANNEXE 1 - TRAITEMENTS ET ANALYSE DES IMAGES SPOT :	
ASPECTS TECHNIQUES.....	159
1- INTRODUCTION.....	159
2- METHODE DE RESTITUTION DU RELIEF.....	163
2-1- ORIENTATION DES IMAGES (ROTATION).....	165
2-2- AMELIORATION DES CONTRASTES.....	169
2-3- COMBINAISON DES 2 CANAUX.....	170
3- CALCUL D'ALTITUDE (STEREOGRAMMETRIE).....	171
3-1- CALCUL DES PARAMETRES.....	171
3-2- MESURES.....	173
4- APPLICATIONS.....	175
5- APPLICATIONS OPTIQUES.....	175
ANNEXE 2 - MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN :	179
1- INTRODUCTION.....	179
2- TRAITEMENTS VISUELS.....	183
2-1- TRAITEMENT EN FAUSSES COULEURS.....	183
2-2- ECLAIRAGE ARTIFICIEL.....	183
2-3- ALTITUDE OMBREE.....	185
3- TRAITEMENTS GEOMETRIQUES.....	187
3-1- PROJECTION EN PERSPECTIVE.....	187
3-2- PROJECTION EN STEREOSCOPIE.....	189
4- TRAITEMENTS QUANTITATIFS.....	191
4-1- CALCUL DE PENTE ET DE DIRECTION.....	191
4-2- ANALYSES MORPHOLOGIQUES ET TEXTURALES.....	193
4-3- ANALYSE DE LA DEFORMATION ET RESTAURATION.....	193
ANNEXE 3 - CATALOGUE DES SCENES SPOT UTILISEES.....	197
METHODES ET TECHNIQUES.....	197
TABLEAU DES CARACTERISTIQUES.....	197
CATALOGUE DES SCENES SPOT.....	197
 CARTE DU CHAMP DE FAILLES POST-PLIOCENES DU SUD- EST DE LA DEPRESSION AFAR D'APRES LES IMAGES STEREOSCOPIQUES SPOT DU PROGRAMME TECTOSCOPE AFAR, 1:200.000.....	 Hors-texte

1  
2  
3  
4  
5  
6  
7  
8  
9  
10  
11  
12  
13  
14  
15  
16  
17  
18  
19  
20  
21  
22  
23  
24  
25  
26  
27  
28  
29  
30  
31  
32  
33  
34  
35  
36  
37  
38  
39  
40  
41  
42  
43  
44  
45  
46  
47  
48  
49  
50  
51  
52  
53  
54  
55  
56  
57  
58  
59  
60  
61  
62  
63  
64  
65  
66  
67  
68  
69  
70  
71  
72  
73  
74  
75  
76  
77  
78  
79  
80  
81  
82  
83  
84  
85  
86  
87  
88  
89  
90  
91  
92  
93  
94  
95  
96  
97  
98  
99  
100

# INTRODUCTION

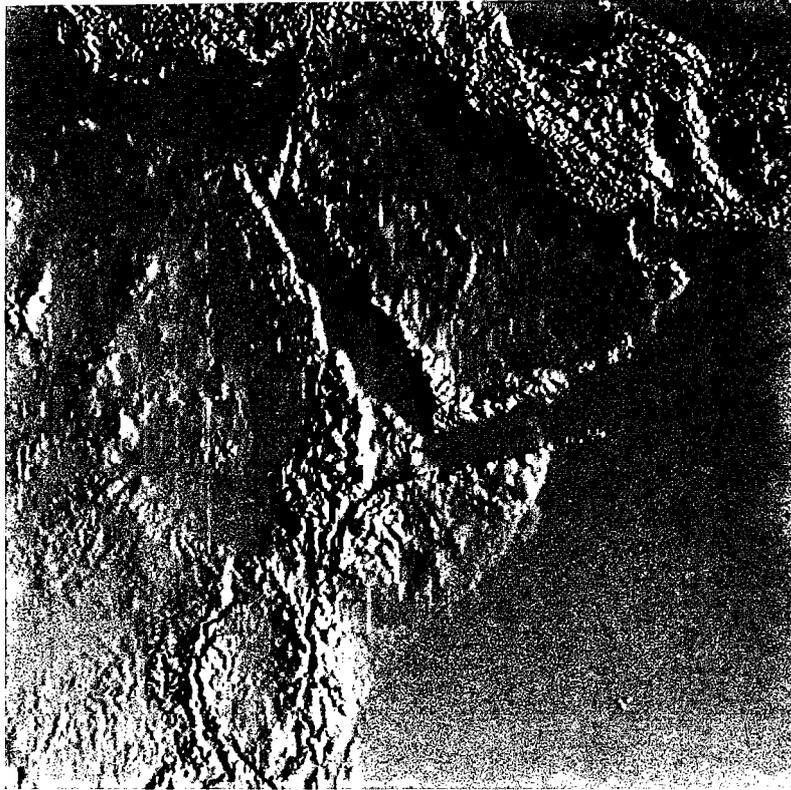


Fig 1 / Topographie du système de rift Mer Rouge-Golfe d'Aden-Rift Est Africain. Noter le dôme centré sur la dépression Afar et probablement dû au panache mantellique sous-jacent. Ce dôme dépasse 3000m d'altitude en Ethiopie.

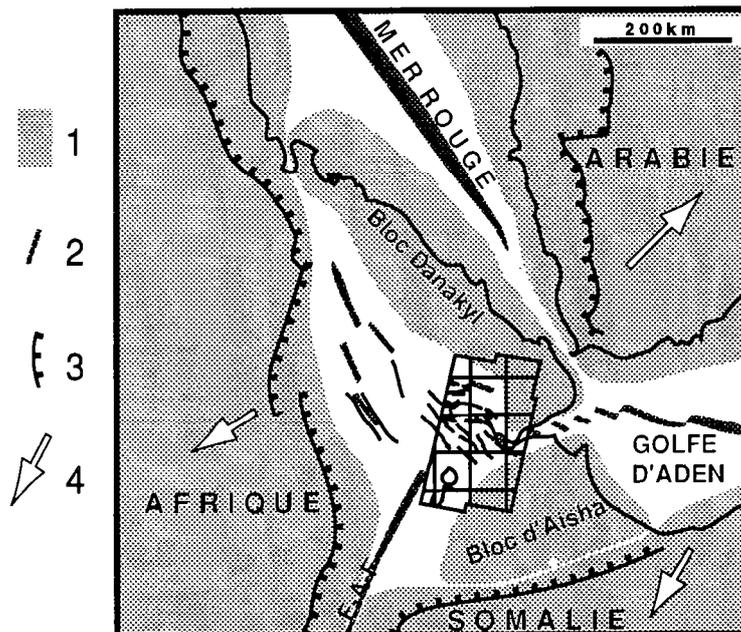


Fig2 / Localisation de la zone d'étude et contexte tectonique. 1/Plaques continentales et blocs. 2/Rifts continentaux et océaniques. 3/Escarpements majeurs. 4/ Mouvement relatif des plaques.

## **INTRODUCTION**

La Dépression Afar est située à l'intersection de trois zones de rift actives majeures : la Mer Rouge, le Golfe d'Aden et le Rift Est Africain (Fig1). C'est un site privilégié pour l'étude de l'extension de la lithosphère pour plusieurs raisons.

- Les conditions d'affleurements sont exceptionnelles à cause d'une érosion négligeable en climat désertique.

- Une formation répète, les coulées initialement sub-horizontales des basaltes "stratoïdes", forment une surface structurale idéale pour recalculer les rejets verticaux des failles depuis 4Ma.

- La région fait l'objet de longue date d'une surveillance géophysique qui permet un contrôle des interprétations.

- C'est le seul exemple d'un passage, continu dans l'espace, d'un rift continental à un rift océanique .

Les études précédentes, basées sur des études tectoniques ponctuelles et sur la base de données géophysiques ont proposé plusieurs modèles cinématiques de la dépression. Les modèles plus récents et les mieux argumentés expliquent la déformation en Afar par l'overlap de deux rifts, l'un se propageant à partir du rift d'Asal (Fig4) au Sud-Est de la dépression et l'autre se propageant vers le Sud [Tapponnier, et al., 1990] ou regressant vers le Nord [Acton, et al., 1991] sur la bordure ouest de la dépression. Si ces modèles permettent d'expliquer les rotations paléomagnétiques du Sud de la dépression, ils se basent sur des observations structurales sommaires ou ponctuelles, les cartes générales étant peu précises. Les modèles sont donc assez mal argumentés quant à la répartition de la déformation en Afar et sur les relations entre les différentes zones de la dépression, notamment sur le transfert de la déformation entre le Sud où la déformation est très diffuse et le Nord où la déformation est localisée sur les chaînes volcaniques (Fig3). La compatibilité de ces modèles avec le contexte cinématique global pose aussi quelques problèmes, notamment les évolutions polyphasées avancées pour la déformation de la dépression ne correspondent pas avec les mouvements réguliers des plaques majeures Afrique-Arabie-Somalie.

Malgré les conditions exceptionnelles d'affleurement en Afar (Fig3), le champ de failles n'avait donc pas encore fait l'objet d'études de détails, sa complexité et son étendue étant les principales causes. Le programme TECTOSCOPE AFAR, financé par l'Institut National des Sciences de l'Univers, a pour but cette étude du champ de failles post-pliocène (post séries stratoïdes, 4-1Ma). L'imagerie satellitaire panchromatique et stéréoscopique SPOT est l'outil le mieux adapté à cause de sa haute résolution (10m/Px), de sa large couverture avec un minimum de déformations géométriques (60x60km), et de ses possibilités stéréoscopiques. L'étude structurale à partir de l'imagerie satellitaire SPOT a été abordée de deux manières.

- La mesure et l'interprétation des critères de déplacements ainsi que l'analyse des structures locales pouvant déterminer les chronologies relatives nous permettent de déterminer les directions d'extension locales et d'en établir la carte (chapitre 2).

-En prenant le champ de failles dans son ensemble et en essayant, par des méthodes statistiques de caractériser le champ, dans sa totalité et par zones, il est possible d'en déduire les conditions cinématiques qui le génèrent (chapitre 3).

Cette double approche a permis une comparaison entre les différents modèles cinématiques proposés dans la littérature. Des modèles analogiques ont ensuite été réalisés afin de mieux cerner les mécanismes impliqués par ces modèles et pouvoir ajuster les interprétations des données acquises dans un modèle cohérent depuis les observations de terrain jusqu'à la dynamique des plaques (chapitre 4).



Fig 3 / Photo de la dépression Afar vue du N-O par la navette spatiale américaine (altitude 300km, le Nord est en bas à gauche). On note la localisation des chaînes volcaniques (Erta Ale, Alayta, Tat'Aly, etc...), masses sombres dans le Nord (premier plan), la forme triangulaire de la dépression et le bloc Danakil qui sépare la dépression de la Mer Rouge (à gauche).

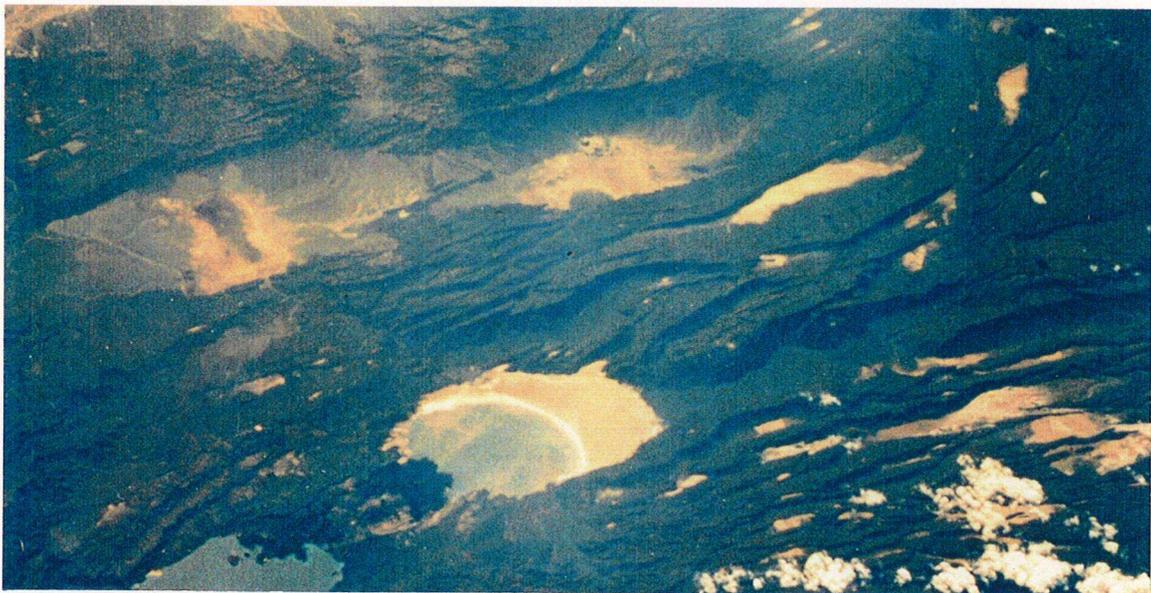


Fig 4 / Photo du Sud de la dépression Afar vue de l'Est par la navette spatiale américaine (altitude 300km, le Nord est à droite). Le rift d'Asal et les principaux escarpements se sont formés dans les basaltes stratoïdes datés fini-Pliocène, coulées sub-horizontales avant déformation.

## **CHAPITRE 1**

# **PRESENTATION GEOLOGIQUE DE L'AFAR**



## **Ch1 / PRESENTATION GEOLOGIQUE DE L'AFAR.**

### **1- CINEMATIQUE DES PLAQUES (Fig 1-1).**

Le contexte cinématique de la dépression Afar à l'échelle de la tectonique des plaques est étudié depuis le début des années 70, même si Wegener y faisait référence vers 1920 ou Teillard de Chardin en 1930 [Teillard de Chardin, 1930]. Des études spécifiques du système Afrique-Arabie-Somalie permettent de contraindre le mouvement des plaques bordant le triangle de l'Afar [Minster et Jordan, 1978]. La chronologie relative des trois rifts, Mer Rouge-Golfe d'Aden-Rift Est Africain (EAR), est largement débattue [Berhe, 1986, Cochran, 1981, Courtillot et al., 1987, Girdler, 1991, Le Pichon et Francheteau, 1978, Makris et al., 1991, Mohr, 1978] :

- Basées sur les données magnétiques marines, les reconstructions cinématiques font débiter l'ouverture du Golfe d'Aden vers 13Ma mais le rifting continental semble avoir débuté à l'Oligocène [Cochran, 1981, Girdler, 1980].

- L'ouverture de la Mer Rouge résulte de la rotation de l'Arabie par rapport à l'Afrique depuis 30Ma. La comparaison des isobathes [McKenzie et al., 1970] et des anomalies magnétiques [Le Pichon et Francheteau, 1978] de la Mer Rouge a permis les premières estimations sur la direction d'ouverture, mais il a fallu attendre les études de sismique pour mieux contraindre la quantité d'extension [Bohannon, 1986, Izzeldin, 1987]. Ces études font débiter l'ouverture vers 13Ma mais le rifting vers 30Ma comme dans le golfe d'Aden. Les différents calculs de pôle de rotation [Girdler et Southren, 1987, Le Pichon et Gaulier, 1988, McKenzie et al., 1970] prédisent tous peu ou prou une direction d'extension N40-45° en Afar.

- Les plus anciennes coulées volcaniques sont localisées (37Ma) sur les plateaux éthiopiens alors que l'activité tectonique y est plus tardive [Mohr, 1983]. Les principaux événements volcaniques sont synchrones de la rupture Mer Rouge et du golfe d'Aden [Rosendahl, 1987]. La partie sud de l'EAF n'est active que depuis 7Ma [Ebinger, 1989, Ebinger et al., 1989].

Un premier modèle tectonique du système Mer Rouge-Aden-EAR suppose la propagation du EAR à travers la Mer Rouge depuis 30Ma puis propagation de la ride de Carlsberg à travers le golfe d'Aden et sa connexion avec la Mer Rouge vers 15Ma, entraînant une accélération du rifting en Mer

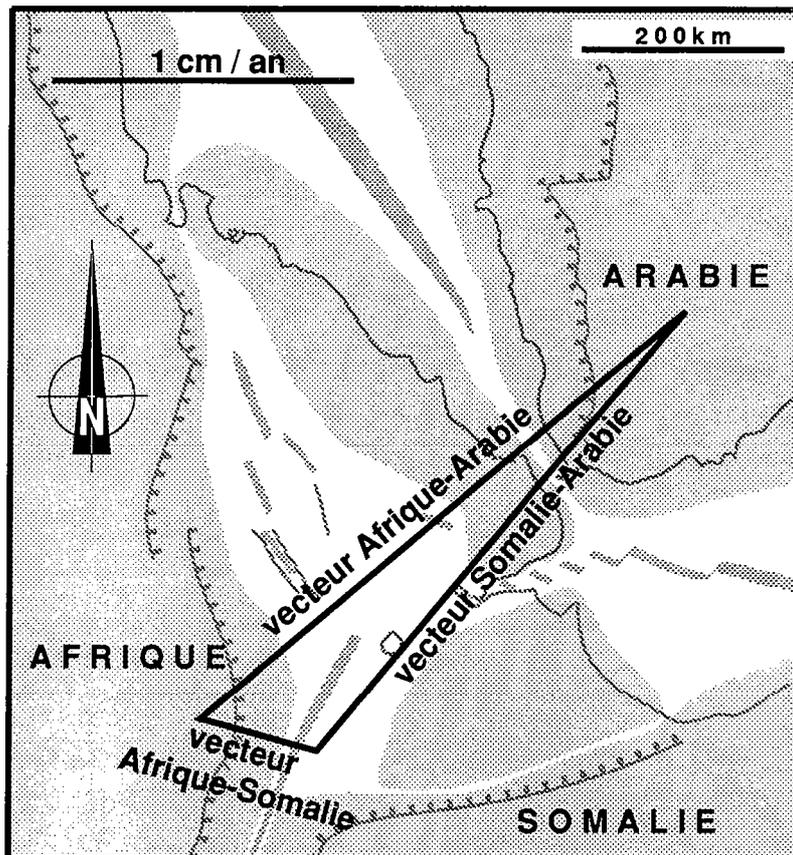


Fig 1-1 / Triangle des vecteurs déplacements entre les plaques Afrique, Somalie et Arabie au niveau de la dépression Afar (d'après Gaulier et Huchon, 1991). Le déplacement de tout point situé entre ces trois plaques devrait être inclus dans ce triangle.

Rouge [Courtilot et al., 1987]. Un autre modèle suppose à l'inverse une propagation de la ride d'Aden en Mer Rouge puis, lors de la rupture continentale vers 15Ma, activation du EAR [Girdler, 1991]. En fait, le rifting semble extrêmement lié à la présence du point chaud sous l'Afar [Ebinger, 1989, Schilling, 1973, White et Mc Kenzie, 1989, Hill, 1991]. Comme il est peu probable que le volcanisme soit totalement indépendant de la fracturation, le début du rifting dans les trois directions, doit être plus ou moins synchrone à 32-30Ma et relativement lent. La rupture continentale plus précoce en Mer Rouge et en Aden vers 15-13Ma a entraîné la disymétrie de vitesse observée actuellement [Gaulier et Huchon, 1991, Jestin et Huchon, 1991], la résistance mécanique au niveau des rides océaniques étant plus faible, les vitesses d'ouverture de la Mer Rouge et du golfe d'Aden se sont accélérées.

La figure 1 résume l'état actuel du triangle des vitesses des plaques Afrique-Arabie-Somalie tel qu'il a été estimé à partir des données bibliographiques les plus récentes par Gaulier et Huchon, 1991, Jestin et Huchon, 1991. Il semble que ce contexte cinématique soit constant depuis 13Ma. Le vecteur d'extension Afrique-Arabie est calculé d'après les transformantes embryonnaires de la Mer Rouge et de la Faille du Levant. Le vecteur Arabie-Somalie est calculé d'après les transformantes du golfe d'Aden. Le vecteur Afrique-Somalie est estimé par différence avec les deux autres mouvements et des séismes. C'est le plus mal contraint par l'absence de transformantes et par l'incertitude qui existe sur la vitesse d'extension dans le golfe d'Aden. Les vitesses sont calculées d'après les anomalies magnétiques [Cochran, 1981, Girdler, 1980]. Les estimations qui me semblent les mieux argumentées sont une extension Afrique-Arabie N50 de 2,1cm/a, une extension Afrique-Somalie N105 de 0,4cm/a et une extension Somalie-Arabie N40 de 1,9cm/a.

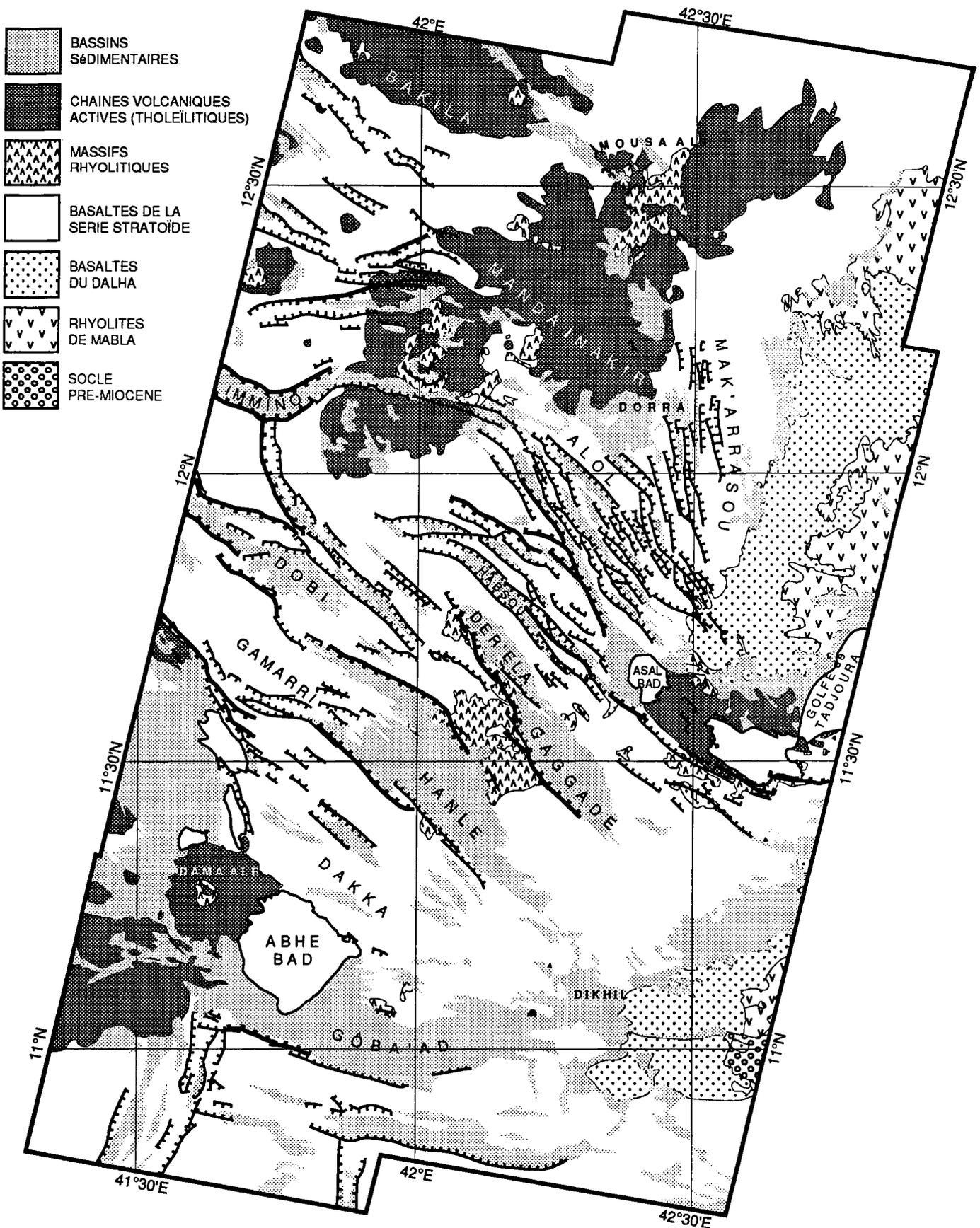


Fig 1-2 / Carte géologique simplifiée de la région étudiée. Formations géologiques d'après Varet, 1975. Structures d'après ce travail.

## **2- GEOLOGIE DE L'AFAR : VOLCANISME, BASSINS SEDIMENTAIRES ET STRUCTURES.**

### **2-1- LE VOLCANISME:**

Dans ce chapitre, on se limitera à la stratigraphie du secteur étudié (Fig 1-2 et 1-3), c'est à dire la République de Djibouti et les terrains limitrophes en Ethiopie, l'histoire pétrologique peut être ainsi résumée [Varet, 1978] :

- Des dépôts fluviaux anté-rift sont à l'affleurement à l'Ouest de la ville de Dikkil. Ce sont des formations gréseuses d'âge Jurassique à Eocène.

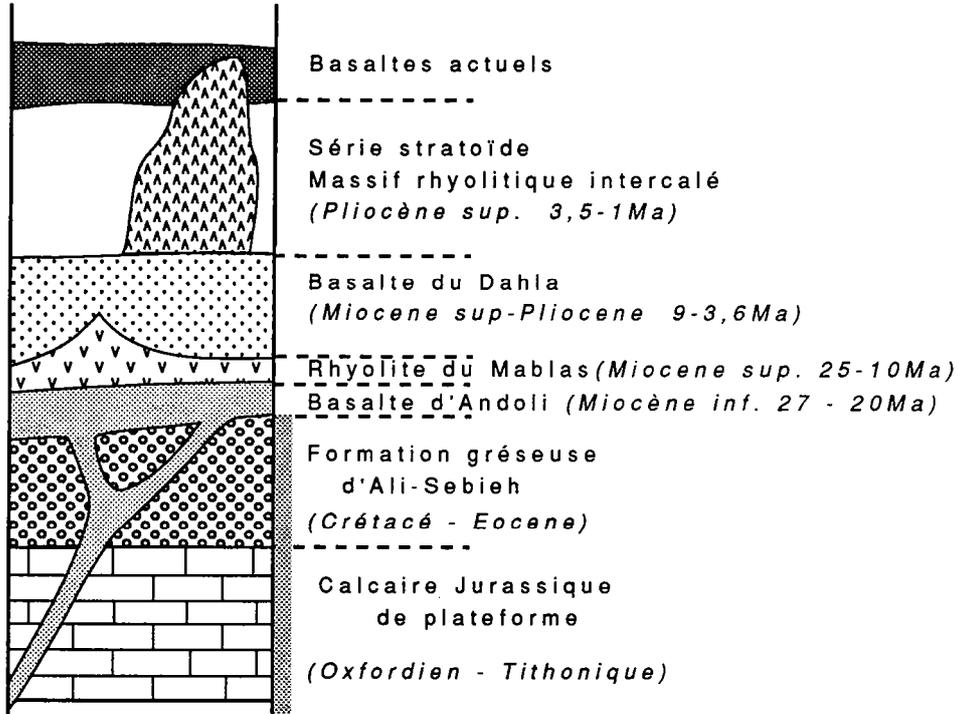
- Des dykes de "basalte ancien", datés de 26,5 à 19,7Ma [Barberi et al., 1975] indiquent le début de l'extension dans la région. Ils sont présents dans le même secteur et aussi probablement au Nord de Tadjoura.

- Suivent la série des "rhyolites de Mablas", datée de 26 à 9Ma suivant les secteurs [Barberi et al., 1975, Black et al., 1975] sous forme de coulées épaisses, dômes et ignimbrites. Les études réalisées autour du golfe de Tadjoura ont montré que leur mise en place, très souvent fissurale, et leur composition traduit un flux de chaleur important pendant au moins tout le Miocène et des taux d'extension équivalents au Rift Est Africain actuel [Gadalia et Varet, 1983].

- La série des "trapps du Dalha", épaisse par endroits de plus de 800m, est datée entre 9 et 4Ma. Formée essentiellement de coulées basaltiques, elle est présente sur les bords de la dépression sous l'aspect de vastes plateaux en marche d'escalier [Varet, 1973 et 1975]. Très érodée, la série des Trapps du Dalha est recouverte en discordance par la série stratoïde.

- La série des basaltes stratoïdes de l' Afar recouvre les deux tiers de la zone étudiée et est la plus puissante formation rencontrée. Son épaisseur est estimée à plus de 1500m dans la zone de Gamarri et elle forme probablement la quasi totalité de la croûte supérieure localement . L'essentiel du dépôt est daté entre 4,4 et 1Ma [Barberi et al., 1975 , Barberi et al., 1972, Barberi et al., 1980, Black et al., 1975, Demange et Stieltjes, 1975]. La formation des failles et le basculement des blocs sont partiellement synchrones de la mise en place des coulées comme l'atteste l'augmentation du pendage dans certains blocs [Varet, J., 1978]. Cette série est contemporaine des séries initiales du Golfe de Tadjoura, séries à affinité tholéïtique qui marquent l'ouverture du Golfe [Joron et al., 1980, Richard, 1979]. Des centres d'émission acide sous forme d'édifices volcaniques sont

**PETROGRAPHIE**



**STRATIGRAPHIE (Pliocène à l'actuel)**

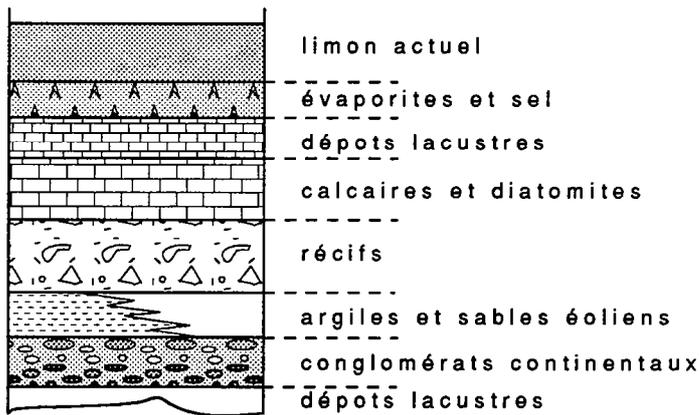


Fig 1-3 / Logs synthétiques du Sud-Est de la dépression Afar (d'après Varet, 1978).

ennoyés dans le stratoïde, le plus important est le massif de Babba Alou entre les plaines de Gagade et du Hanle.

Actuellement, l'activité volcanique est limitée à trois zones.

- Le rift d'Asal, qui marque la limite sud-est de la dépression Afar, est actif depuis 700.000ans [Ruegg et al., 1990]. Il est classiquement interprété comme l'équivalent structural et pétrologique d'une dorsale émergée [Stieltjes, 1973, Stieltjes et al., 1976]. Des forages récents ont cependant montré que toutes les séries antérieures sont présentes à faible profondeur sous le plancher du rift. Bien que les relations structurales soient peu claires, le rift d'Asal, d'un point de vue pétrologique, peut être considéré comme étant l'extrémité du Golf de Tadjoura. Le volcanisme est historique (crise de l'Ardoukoba en 1978 [Hernandez et Ruegg, 1980]).

- La chaîne de Manda Inakir, formée de coulées fissurales basaltiques, et du volcan Moussa Alli [De Fino et al., 1973, Vellutini, 1990]. Ce secteur est interprété [Tapponnier et al., 1990] comme la prolongation du rift d'Asal au travers du champ de failles de Mak'Arrasou.

- Le volcan bouclier Dama Ale [Varet, 1978], à dominance basaltique tholéïtique marque le débouché du Rift Est Africain dans la dépression Afar.

Il faut ajouter le Golfe de Tadjoura pour son volcanisme sous-marin, les cônes volcaniques sont très bien visibles sur la bathymétrie. Ce volcanisme [Richard, 1979] a été échantillonné en plongée lors de la campagne CYADEN [Choukroune et al., 1988]. Des basaltes de types MORB ont montré un très faible taux de contamination, ce qui montre la quasi-océanisation du golfe de Tadjoura dans sa partie orientale [Barrat et al, 1990].

Le point le plus important, pour notre étude structurale, est la mise en place des séries stratoïdes, coulées très volumineuses de basaltes très fluides qui ont recouvert l'ensemble de la dépression d'un niveau sub-horizontal, et égalisé la topographie (par exemple les édifices rhyolitiques). Leur mise en place syntectonique indique une continuité tectonique anté et post-stratoïde. Cette continuité (ou évolution très progressive) semble être aussi bien spatiale que temporelle [Barberi et Varet, 1977, Bizouard et Richard, 1980].

## **2-2- BASSINS SEDIMENTAIRES.**

Les sédiments plio-pléistocènes sont essentiellement des calcaires lacustres et des dépôts détritiques [Gasse et al., 1980, Gasse et Rognon,

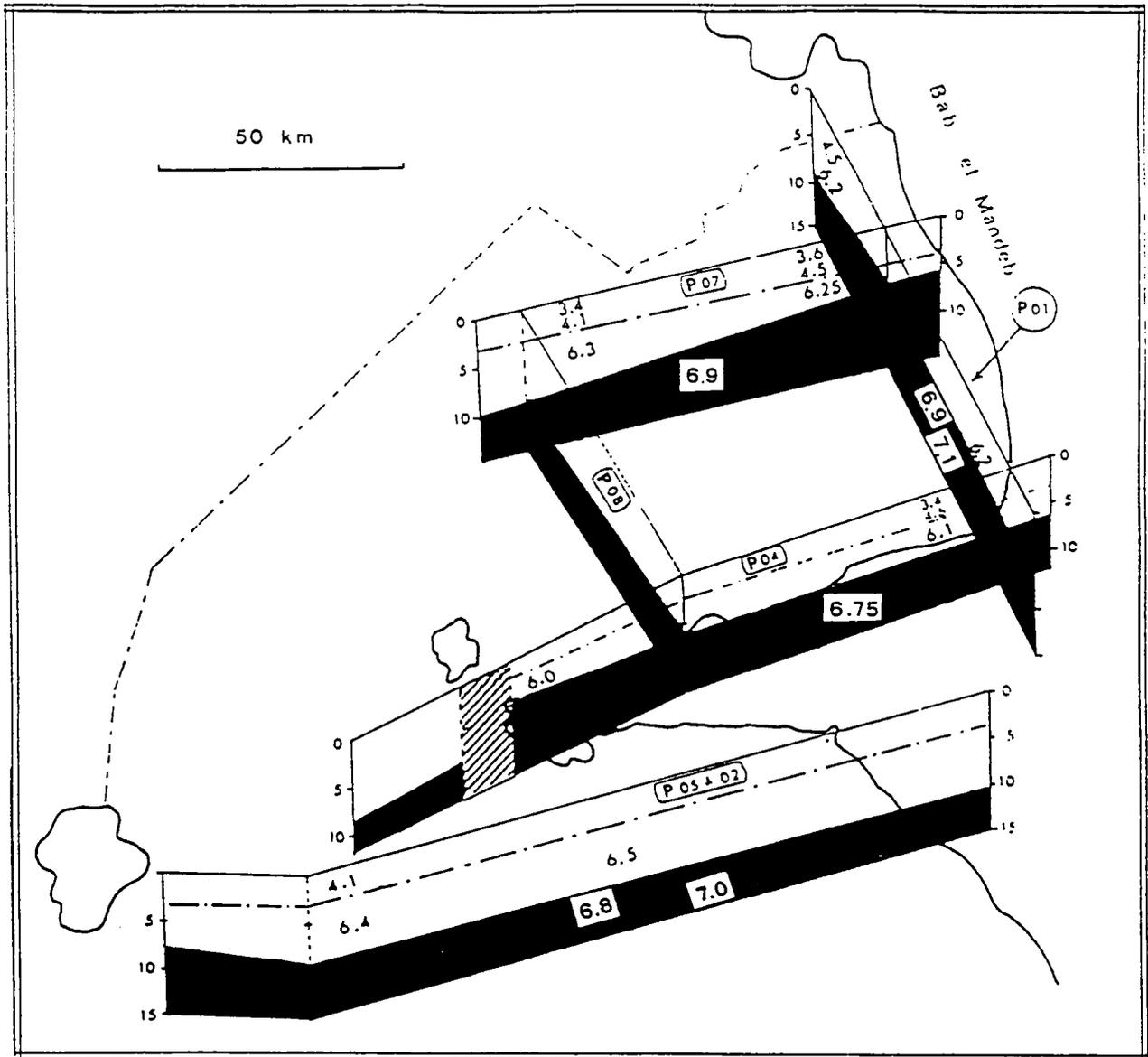


Fig 1-4 / Interprétation des profils de sismique réfraction effectués en République de Djibouti en 1972 [Ruegg, 1975]. Le niveau supérieur à faible vitesse montre une asymétrie du rift d'Asal et du Golfe de Tadjoura, ce qui traduit un soulèvement du bloc danakil dans sa partie Sud. Le bloc est plus épais dans sa partie Nord. On note la remontée sous le Bab El Mandeb qui montre la séparation du bloc danakil avec le Yemen.

## **2-2- BASSINS SEDIMENTAIRES.**

Les sédiments plio-pléistocènes sont essentiellement des calcaires lacustres et des dépôts détritiques [Gasse et al., 1980, Gasse et Rognon, 1973]. Outre le fait qu'ils indiquent des conditions arides dans la région depuis au moins 1,5Ma, et des taux d'altération très faibles, la datation des différents bassins permet d'établir un déplacement d'Est en Ouest des dépôt-centres. D'autre part les barrières récifales du Golfe de Tadjoura montrent un important soulèvement des côtes nord du golfe [Faure et al., 1980, Gasse et Fournier, 1983] et témoignent de son asymétrie.

## **3 - LES DONNEES GEOPHYSIQUES.**

### **3-1- GRAVIMETRIE.**

Les données gravimétriques disponibles en Afar sont trop espacées pour permettre des applications satisfaisantes en tectonique. A l'échelle de la Mer Rouge, la carte des anomalies de Bouguer montre des anomalies négatives sur tous les hauts plateaux d'Ethiopie et du Yémen. Les auteurs les attribuent à une croûte continentale épaisse ce qui abaisse la profondeur du Moho calculée par ces données [Makris et Ginzburg, 1987, Makris et al., 1991] sans tenir compte de la présence d'un panache mantellique qui est clairement mis en évidence par la géochimie [Barrat et al., 1990, Schilling, 1973] et la tomographie sismique [Montagner et Tanimoto, 1991, Zhang et Tanimoto, 1992] ou même par la topographie anormale pour une zone de rift (Fig 1-4), les plateaux éthiopiens culminant à plus de 3000m.

A l'échelle de la dépression Afar, on peut remarquer que la gravimétrie souligne la faille de Marda sur le plateau somalien, faille décrochante mésozoïque qui semble avoir été réactivée lors du rifting comme nous aurons l'occasion de le voir plus loin [Makris et al., 1991, Kronberg et al, 1975]. De plus le bloc danakil présente une anomalie négative plus importante que celle de l'axe Asal Erta Ale.

Les études locales, effectuées dans le rift d'Asal, ont seulement permis de mettre en évidence des variations localisées sur les structures et de légères fluctuations lors de la crise d'Asal en 1978 [Gérard et al., 1980].

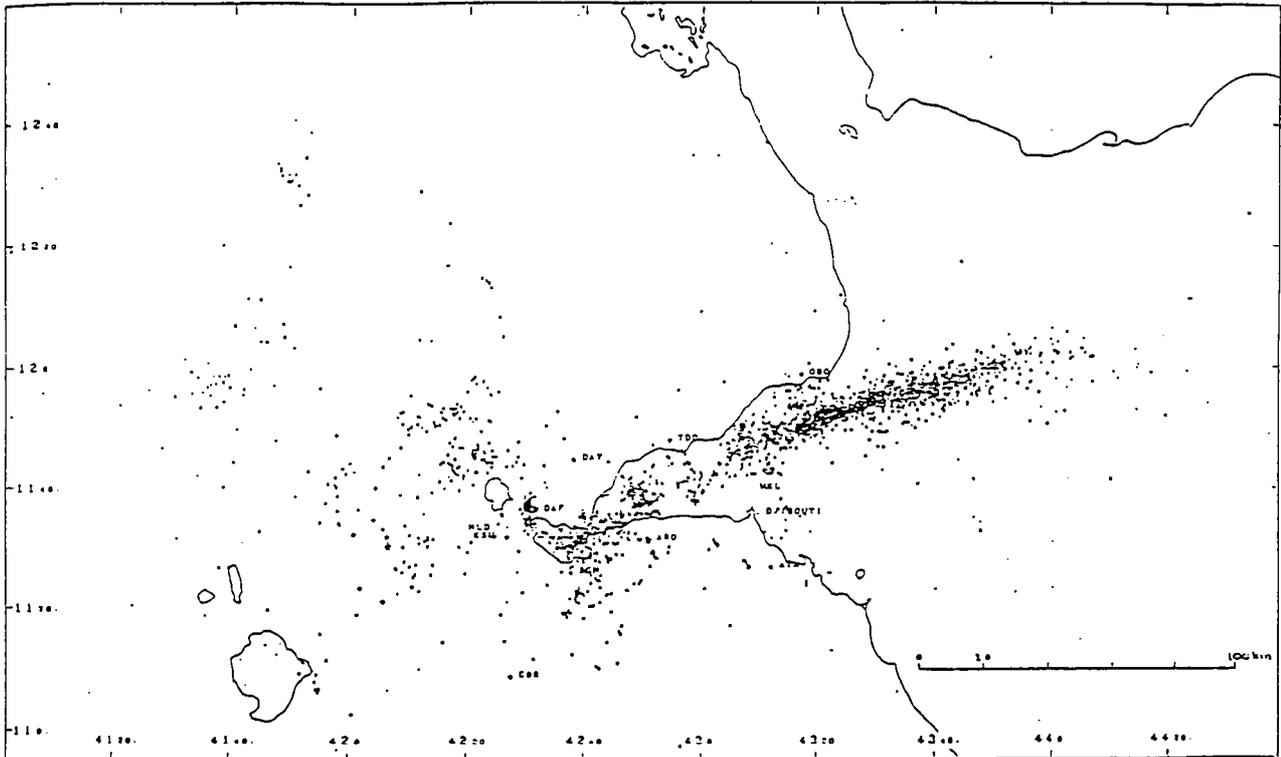


Fig 1-5 / Activité sismique en République de Djibouti, séismes de magnitude supérieure ou égale à 2, d'après Lepine, 1987.

### 3-2- SISMOLOGIE.

Deux séries de profils de sismique réfraction ont été réalisées en Afar. Six grands profils traversant entièrement la dépression dans les secteurs éthiopiens ont été réalisés en 1972. Ils ont montré (d'après Berckhemer et al., 1975, Makris et Ginzburg, 1987) la présence d'une croûte continentale normale sous l'Ethiopie (30 à 40km d'épaisseur). Le reste de la dépression serait constitué d'une croûte continentale fortement amincie à l'exception du Golfe de Tadjoura qui serait océanique et du bloc danakil qui serait notablement moins aminci.

Huit autres profils ont été réalisés en 1972 dans la République de Djibouti et interprétés par Ruegg, 1974 et 1975 (Fig 1-4) selon le modèle suivant : Une croûte néoformée de type océanique (au sens des vitesses sismiques) d'une épaisseur variant de 7 à 11km surmonte un manteau lithosphérique anormal (vitesse sismique 6,8km/s). Son interprétation est plus en accord avec, d'une part les modèles pétrogénétiques [Barberi et Varet, 1977, Mohr, 1989], et d'autre part avec les restaurations de la Mer Rouge qui montrent dans cette région un surplus de matière [Gaulier, 1990]. Ces profils montrent la géométrie de cette croûte transitionnelle. Le bloc danakil est individualisé à l'Est par une remontée du Moho sous le détroit de Bab-el-Mandeb, et à l'Ouest par une dissymétrie de part et d'autre du rift d'Asal, le coté sud étant plus profond que le coté nord. Cette remontée est aussi montrée par les études sédimentaires [Gasse et Fournier, 1983].

Un réseau de surveillance sismique est installé depuis 1974 par l'IPG de Paris. Cette surveillance a montré que la principale zone d'activité est située dans le Golfe de Tadjoura (Fig 1-5) [Lepine et al., 1980, Lepine et Ruegg, 1976, Ruegg et al., 1980] avec des mécanismes au foyer de type décrochement senestre orienté N145°. Cette orientation est actuellement très discutée dans les modèles tectoniques. Le centre de la dépression montre une sismicité plus diffuse. Quelques séismes importants sont connus, tel le séisme de Sardo de magnitude 6.4 interprété comme un décrochement senestre N333°. [Kebede et al., 1989, Kebede et Kulhanek, 1989] ou le séisme de Galafi d'Août 1989, de magnitude 5,6 et qui présente la particularité d'être caractérisé par deux mécanismes en faille normale orientés avec plus de 30° d'écart par rapport à la direction de la faille N125° (cf ch2) mais qui se compense pour donner un jeu quasi normal. Les interprétations de ces différents séismes sont très discutées (cf ch4).

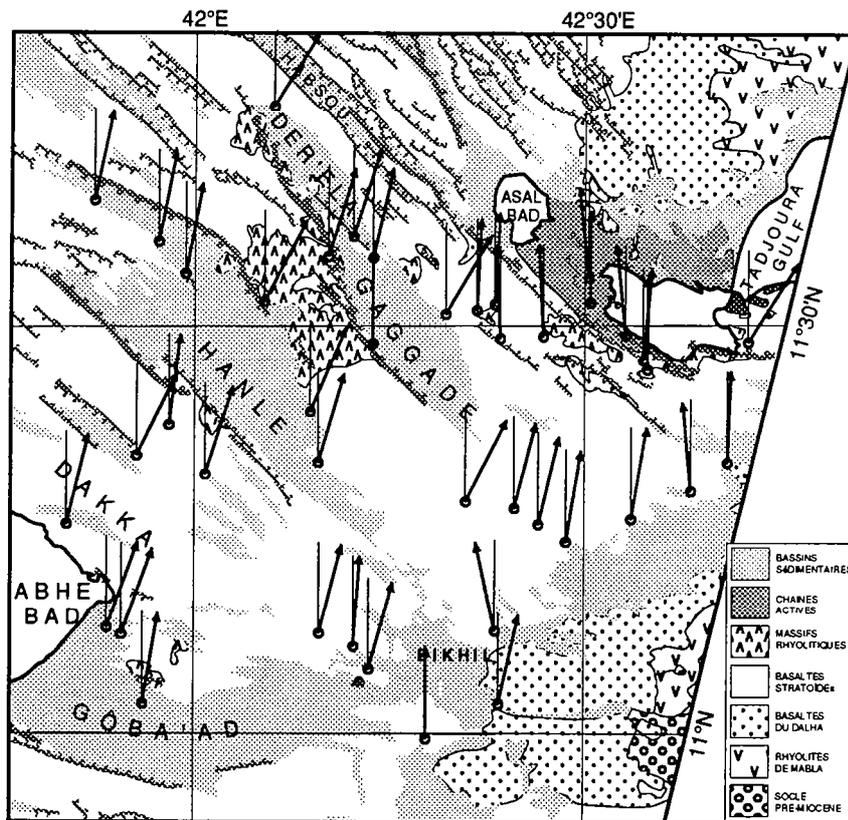


Fig 1-6 / Déclinaisons paléomagnétiques des basaltes stratoïdes entre le lac Asal et le lac Abhe [Courtilot et al., 1984]

### **3-3- MAGNETISME.**

La carte aéromagnétique, à l'échelle de la dépression montre clairement que les anomalies magnétiques du Golfe d'Aden s'arrêtent au Golfe de Tadjoura [Makris et Ginzburg, 1987]. La carte à l'échelle de la République de Djibouti [Courtilot et al., 1980], beaucoup plus précise, montre que les deux massifs du Day (Sud Danakil) et d'Ali Sabieh (ou d'Aysha) sont des "zones calmes" alors que la dépression elle même est très perturbée par des anomalies apparemment contrôlées par la tectonique (alignées sur les bassins). Cette répartition argumente l'hypothèse d'une croûte juvénile de type transitionnelle puisqu'elle ne marque pas les anomalies d'accrétion tout en étant très énergétique.

### **3-4- PALEOMAGNETISME.**

Les premières mesures paléomagnétiques ont permis de calculer une rotation du bloc danakil de  $10^\circ$  depuis le Pliocène Inférieur [Schult, 1974 et 1975] ou de  $23^\circ$  à  $30^\circ$  depuis l'Oligo-Miocène [Burek, 1970 et 1974] par rapport au plateau éthiopien. Les mécanismes de cette rotation sont mal connus mis à part la divergence Afrique-Arabie, et nous aborderons ce point plus en détail dans le chapitre 4.

Des mesures effectuées en République de Djibouti ont montré de fortes rotations ( $14,5 \pm 7,5^\circ$  en 3Ma) dans le Sud Est de la dépression, essentiellement les blocs du stratoïde [Courtilot et al., 1984, Galibert et al., 1980](Fig 1-6), des rotations encore plus rapides et plus fortes affectent les basaltes du Golfe dans la passe du Goubbet [Manighetti et Tapponnier, 1991].

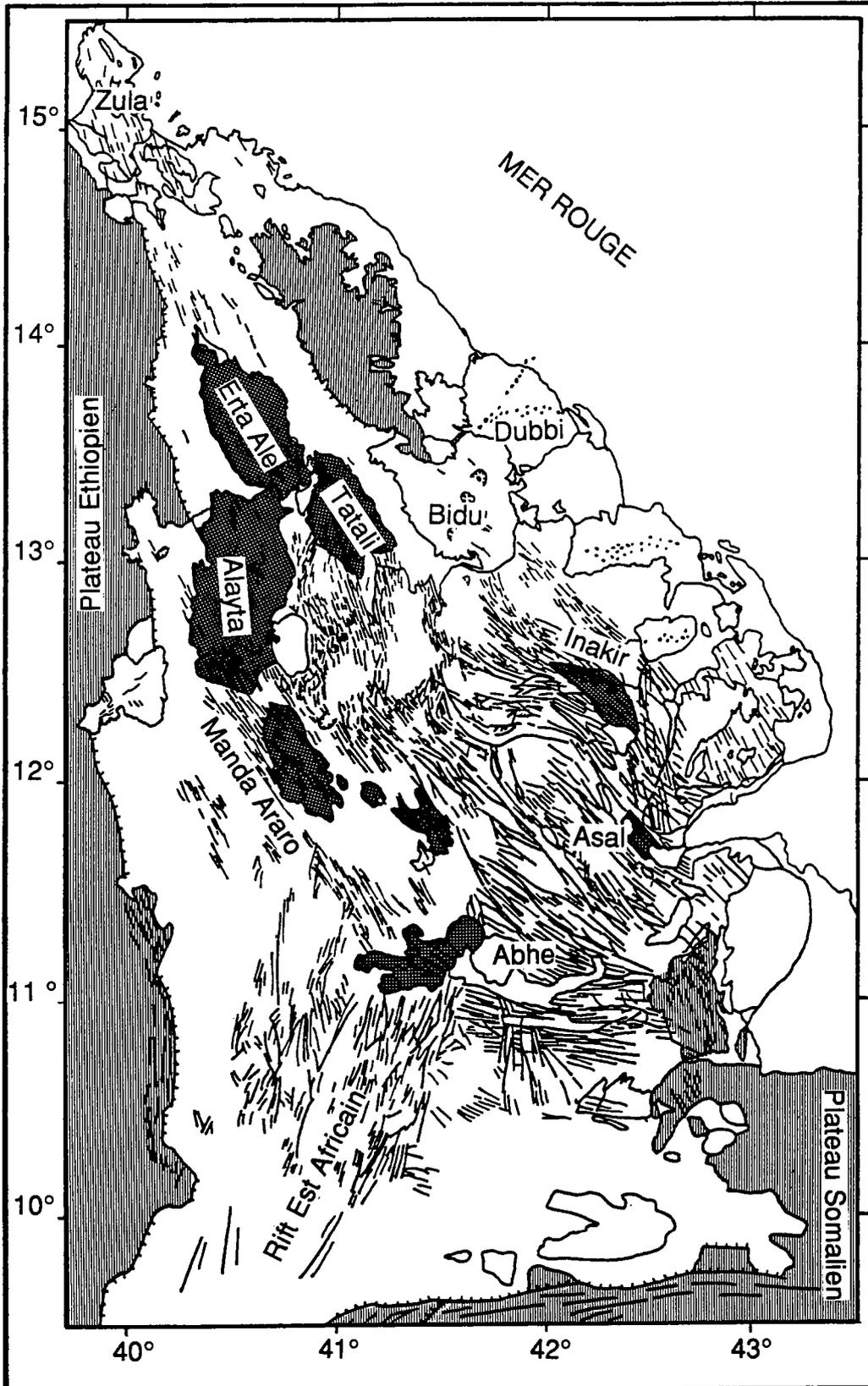


Fig 1-7 / Carte géologique simplifiée de la dépression Afar (d'après Varet, 1978). En gris clair, affleurements de socle. En gris foncé, zones volcaniques actuelles.

#### 4- ETUDES TECTONIQUES ANTERIEURES.

Après avoir tracé les grandes caractéristiques pétrologiques et géophysiques de la dépression Afar, et plus particulièrement du secteur sud-ouest, on passera ici en revue les données structurales publiées et les interprétations tectoniques qui en ont été données.

Il existe trois types de cartes géologiques pour la dépression Afar :

- Une carte géologique générale, couvrant l'Ethiopie, la Somalie et Djibouti au 1:2.000.000, qui montre surtout les formations volcaniques et de plateforme [Merla et al., 1979]. Du fait de son échelle et de son imprécision, elle ne permet pas une description précise des structures.

- Une carte géologique au 1:500.000 a été réalisée au début des années 70 qui couvre, en deux feuilles, l'ensemble de la dépression [CNR-CNRS, 1973, Varet, 1978]. Réalisée à partir de photographies aériennes, elle constitue la référence la plus utilisée.

- Certains secteurs ont été cartographiés plus en détail (1:100.000), comme la chaîne de l'Erta Ale au Nord de la dépression [Barberi et Varet, 1973], et quelques feuilles en République de Djibouti [CEGD, 1974, 1975 et 1978, Demange et Stieltjes, 1975].

Généralement, les données structurales sur ces cartes sont peu détaillées surtout en ce qui concerne l'importance relative des failles et leur pendage. Quelques zones ont cependant été détaillées.

Du Nord au Sud (latitudes de 15° à 10°N), les grandes lignes structurales de la dépression (Fig 1-7) sont, d'après ces données :

- Dans le golfe de Zula (15°N), une zone tectonisée très étroite (30km de large) et linéaire. Le massif volcanique de Wangabo ferme le passage entre la Mer Rouge et la dépression (-116m)[CNR-CNRS, 1973].

- La chaîne active de l'Erta Ale (14°N) située au centre d'une plaine de sel (épaisseur supérieure à 5000m) de 70km de large. Le volcan bouclier est essentiellement basaltique [Barberi et al., 1972, Barberi et Varet, 1973]. La déformation est très localisée sur la chaîne axiale et sur les escarpements, notamment éthiopiens, sous la forme de failles normales en échelon [CNR-CNRS, 1973]. Le socle affleure sur le bloc danakil à ce niveau, et est faiblement fracturé selon des directions très diverses.

Deux chaînes volcaniques actives sub-parallèles, le Tatali à l'Est et l'Alayta à l'Ouest (13°N) se placent en relais de l'Erta Ale au Sud. Le transfert de la déformation entre les chaînes se fait par des champs de fracture denses,

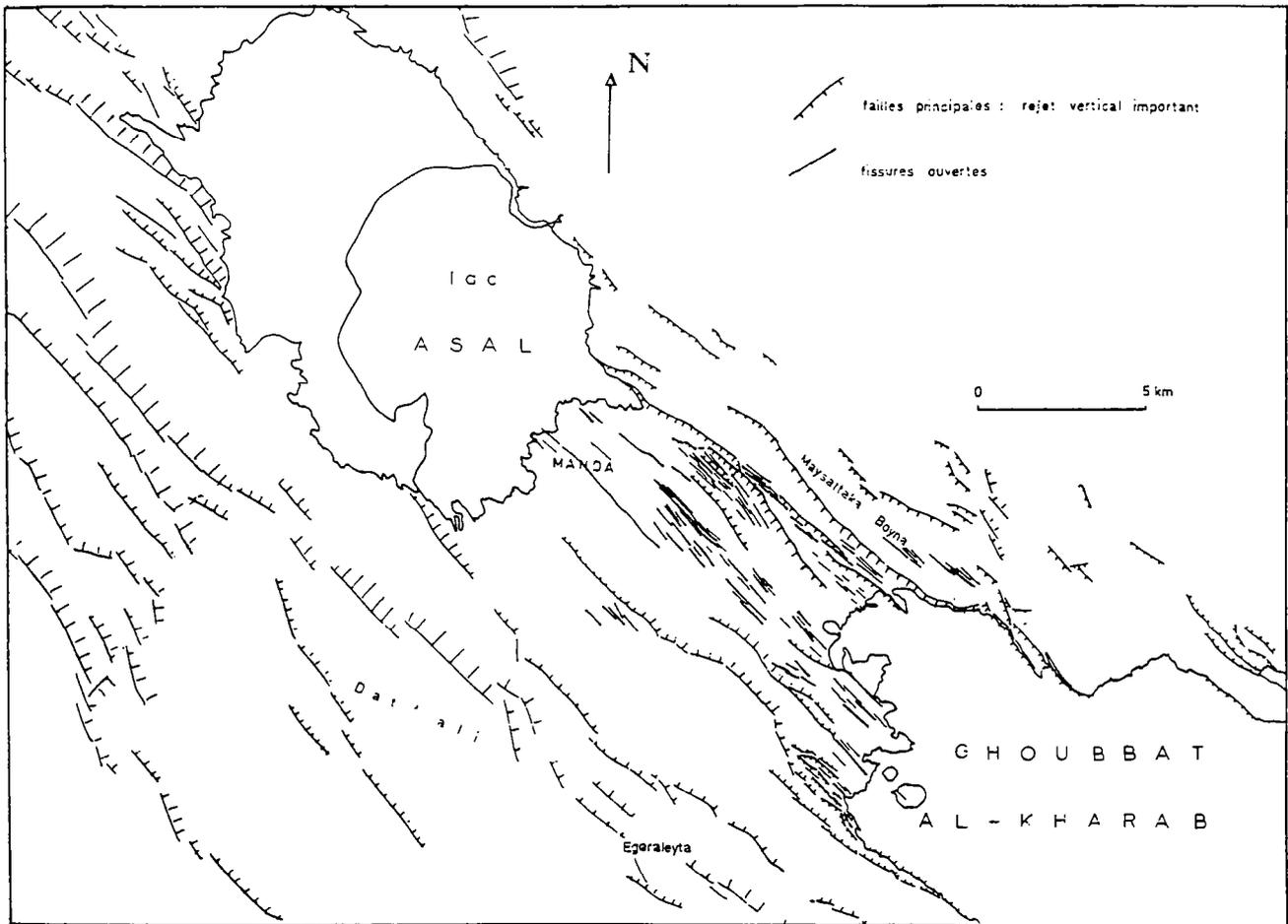


Fig 1-8 / Carte structurale du rift d'Asal  
[Stieltjes, 1973].

présentant généralement deux orientations distinctes et interprétées comme l'équivalent de zones transformantes [Varet et Barberi, 1976]. A cette latitude se localise la première chaîne transverse du bloc danakil, chaîne de Bidu et Dubbi, qui semble connecter la dépression et la fin de la fosse de la Mer Rouge [Barberi, et Varet, 1977].

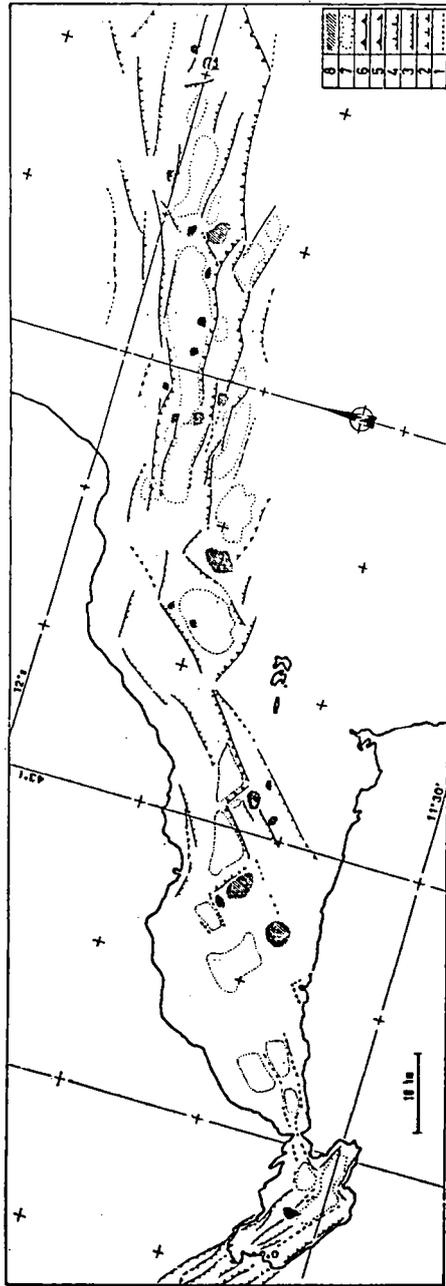
La chaîne de Manda Hararo ( $12^{\circ}\text{N}$ ), mal connue, longe la bordure de l'escarpement éthiopien et se prolonge par le bassin de Tendaho. Cette chaîne basaltique complexe est interprétée comme la propagation de l'Alayta en échelon senestre vers le Sud [Tapponnier et al., 1990]. A l'Est la déformation est beaucoup plus diffuse et la limite du bloc danakil est moins marquée, sauf au niveau de la chaîne de Manda Inakir. Une partie de la chaîne consiste en une série de volcans fissuraux actifs alignés  $\text{N}120^{\circ}$  et d'un volcan bouclier, le Moussa Ali plus au Nord [De Fino et al., 1973, Vellutini, 1990]. La déformation sur cet axe reste assez diffuse.

Le centre de la dépression (entre  $\text{N}12^{\circ}$  et  $\text{N}11^{\circ}$ ) ne présente pas d'activité volcanique mais une structuration importante. Elle est composée de horsts, de grabbens et de blocs basculés de grande dimension ( $\approx 20\text{km}$ ) [CEGD, 1975, Demange et Stieltjes, 1975, Gasse et Rognon, 1973, Grellet, 1983, Kronberg, 1991, Varet, 1978], ce qui délimite une série de bassins de même orientation. D'orientation générale  $\text{N}140^{\circ}$ , la fracturation s'atténue vers le Sud en s'orientant E-O. Les études microstructurales ont montré que la déformation récente se décompose en deux phases : une extension  $\text{N}20^{\circ}$  à partir de 3,7Ma qui s'oriente  $\text{N}40^{\circ}$  entre 1,7Ma et l'actuel [Gaulier, 1990, Gaulier et Huchon, 1991, Huchon et Gaulier, 1989].

La limite orientale de cette zone est formée par la zone de Mak'Arrasou, en prolongement de la chaîne de Manda Inakir. Elle présente une double fracturation  $\text{N}135^{\circ}$  et  $\text{N}170^{\circ}$ . Cette zone est classiquement interprétée [Courtillot et al., 1974, Tapponnier et Varet, 1974, Varet et Barberi, 1976] comme l'équivalent émergé d'une transformante entre le rift de Manda Inakir et le rift d'Asal situé au Sud.

Encore plus à l'Est, le bloc danakil présente une déformation anté-pliocène importante mais semble inactif depuis cette période, les formations stratoïdes y étant non déformées [Marinelli et Varet, 1973].

A partir de  $\text{N}11^{\circ}$ , le Rift Est Africain est défini, à l'Ouest, par un large graben (70km) orienté  $\text{N}20^{\circ}$  très nettement délimité (bordure de 500m). Dans la série de volcans boucliers régulièrement espacés, au centre du rift, le Dama Ale, près du lac Abhe, est l'élément le plus septentrional de cette série.



— Carte tectonique schématique du golfe de Tadjoura et de l'Ouest du golfe d'Aden. La représentation des failles (1 à 6) correspond à la hauteur de l'escarpement (respectivement 10, 20, 50, 100, 200 et 300 m).

Les zones délimitées par des pointillés correspondent aux zones de faible relief du plancher interne et des gradins du rift. Les zones hachurées correspondent aux zones identifiées comme étant des monts ou volcans sous-marins.

**Fig 1-9 / Carte structurale du golfe de Tadjoura**  
 [Ruegg et al., 1980].

Le bloc d'Aysha qui inclue le horst d'Ali Sabieh, forme la partie est de cette zone, peu déformée depuis le Pliocène, où sont présentes les différentes orientations de la dépression [Varet, 1978].

Les secteurs sud-ouest de la dépression ont été les plus étudiés, étant donné leur facilité d'accès, grâce au golfe de Tadjoura.

Le rift d'Asal, au Sud de Mak'Arrasou, présente une structure de rift "en marche d'escalier" typique qui l'ont fait comparer à un rift océanique (voir ch2). Il s'est formé dans les séries stratoïdes pliocènes par effondrement d'une série de panneaux (Fig 1-8)[Stieltjes, 1973, Stieltjes et al., 1976]. Entre le lac Asal (en dépression à -145m) et le Ghoubbet, le plancher interne est bombé suivant les deux axes N130° et N40°, intensément fissuré et recouvert par un volcanisme actif [Needham et al., 1976, Tamsett, 1986]. A la suite de la crise sismo-volcanique de l'Ardoukôba en 1978 [Abdalha et al., 1979, Le Dain et al., 1979], les mesures géodésiques ont mis en évidence une extension N40° perpendiculaire aux structures [IGN, 1989, Kasser et al., 1980, Kasser et al., 1979, Ruegg et al., 1979], et un mécanisme de déformation par accumulation de contraintes [Ruegg et al., 1984, Tarantola et al., 1979, Tarantola et al., 1980]. Ceci étaye l'idée d'une connection du rift d'Asal avec le Golfe de Tadjoura bien que le mode de transfert de la déformation ne soit pas clairement élucidé [Lepine et al., 1980]. En effet, contrairement au modèle le plus répandu, aucune faille décrochante ne peut être mise en évidence au niveau du Ghoubbet.

Le Golfe de Tadjoura a fait l'objet de nombreuses études. Dans le golfe, les levés bathymétriques de la campagne SUMEROUAD [Ruegg et al., 1980] ont mis en évidence deux directions de failles : N40-55° et N125-155° (Fig 1-9). La campagne de plongée CYADEN a mis en évidence des directions légèrement différentes. Une direction décrochante N70-80° qui semble recoupée par une direction actuelle (0,7Ma) N130-140° [Choukroune et al., 1986, Choukroune et al., 1988]. La déformation dans le golfe de Tadjoura semble donc polyphasée comme le montrent aussi les données micro-structurales de la région d'Arta, qui attesteraient un épisode compressif vers 3,5Ma peu compatible avec l'extension régionale [Arthaud et al., 1980a et 1980b]. Les directions N140° du centre de la dépression tournent à N120° en se rapprochant du golfe et butent sur les directions structurales N020° de la zone d'Arta, structure décrochante (transformante) à 4Ma. Une autre étude micro-structurale [Huchon et Gaulier, 1989] montre un polyphasage régional différent : l'extension N20° pliocène tournerait N40° il y a 1,7Ma.

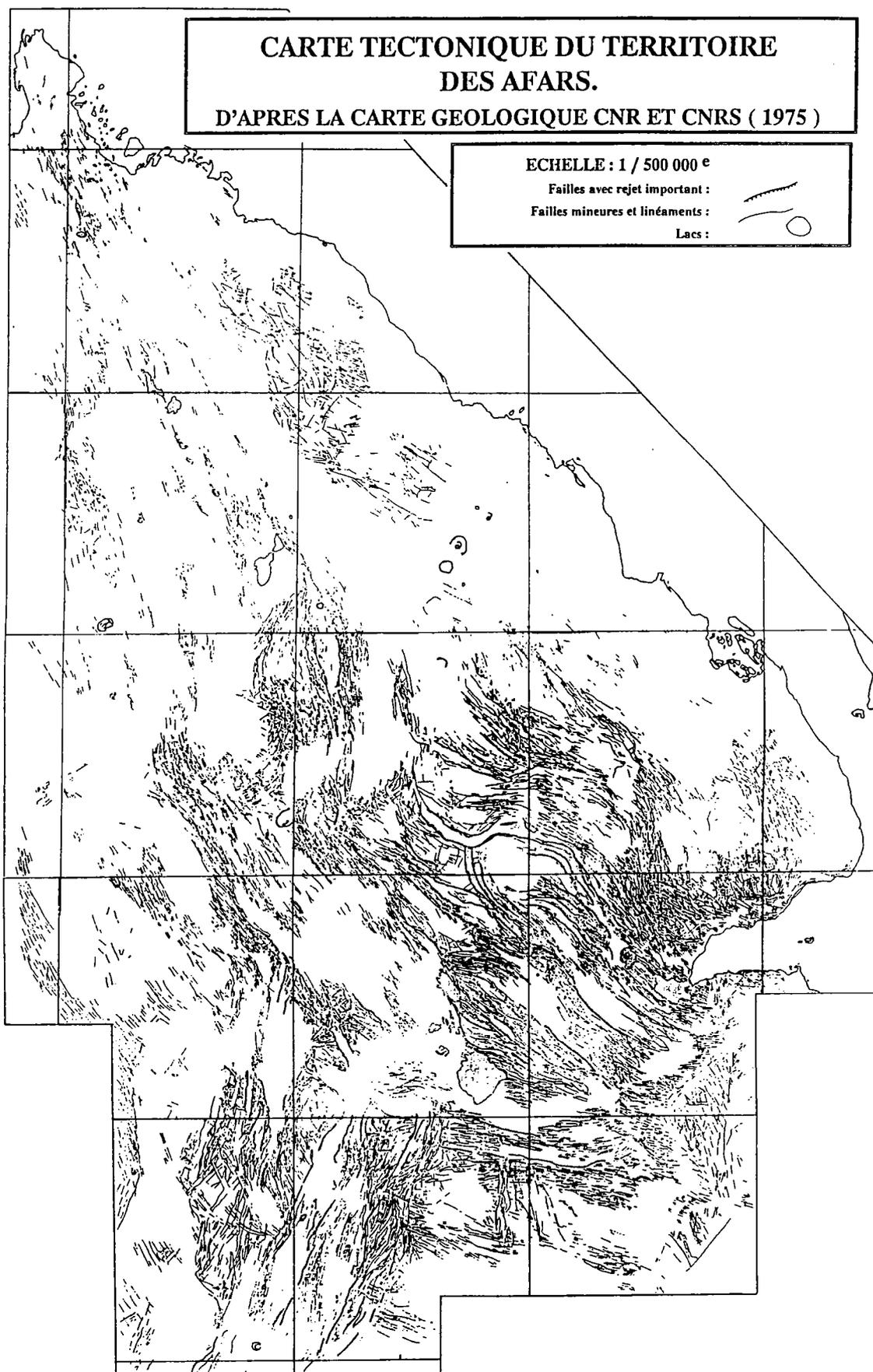


FIG 1-10 / Carte tectonique redessinée à partir des cartes générales de l'Afar (CNRS-CNR, 1973, Varet, 1978). Mis à part quelques petites zones étudiées en détail, les cartes disponibles se sont révélées trop imprécises pour une interprétation cinématique fine. Seul le sens du pendage de quelques unes des failles majeures y est indiqué sans notion d'importance relative.

## 5 - CONCLUSIONS.

En terme d'analyse de la déformation, cette compilation met en évidence plusieurs problèmes.

Les études locales montrent un polyphasage de la déformation pas toujours cohérent selon les zones et les auteurs, alors que les conditions cinématiques générales déduites des structures majeures semblent au contraire très stables ou en évolution progressive. Ceci est particulièrement remarquable pour les analyses microstructurales qui, en outre, montrent une hétérogénéité locale parfois en contradiction avec le champ de contrainte régional. Les interprétations qui en ont été déduites présentent évidemment la même variabilité qui traduit un manque de données structurales détaillées à l'échelle de la dépression (Fig 1-10).

La cinématique des failles qui affectent les séries stratoïdes, est, à l'échelle du terrain difficilement interprétable car les affleurements se présentent sous forme d'éboulis de prismes de basalte quasiment sans miroir de faille visible. De plus, de nombreuses zones sont inaccessibles pour des raisons politiques autant que topographiques (fort relief, terrain difficile).

Etant donné l'étendue de cette région, l'utilisation des images satellitaires apparaît le plus efficace moyen d'étude de la déformation au centre de la dépression. Quelques études de ce type ont déjà été réalisées mais avec des images de faible résolution telles les images stéréoscopiques de la caméra à champ large de la navette spatiale américaine [Kronberg, 1991] ou l'imagerie ERTS1 qui a été utilisée pour une étude linéamentaire de l'ensemble de la dépression [Kronberg et al., 1975].

On présente ici les premiers résultats de l'analyse des images stéréoscopiques à haute résolution spatiale SPOT, entreprise dans l'objectif de cartographier la structure du Sud-Est de la dépression Afar.



## **CHAPITRE 2**

# **ANALYSE DES STRUCTURES POST-STRATOIDES A PARTIR DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE SPOT**

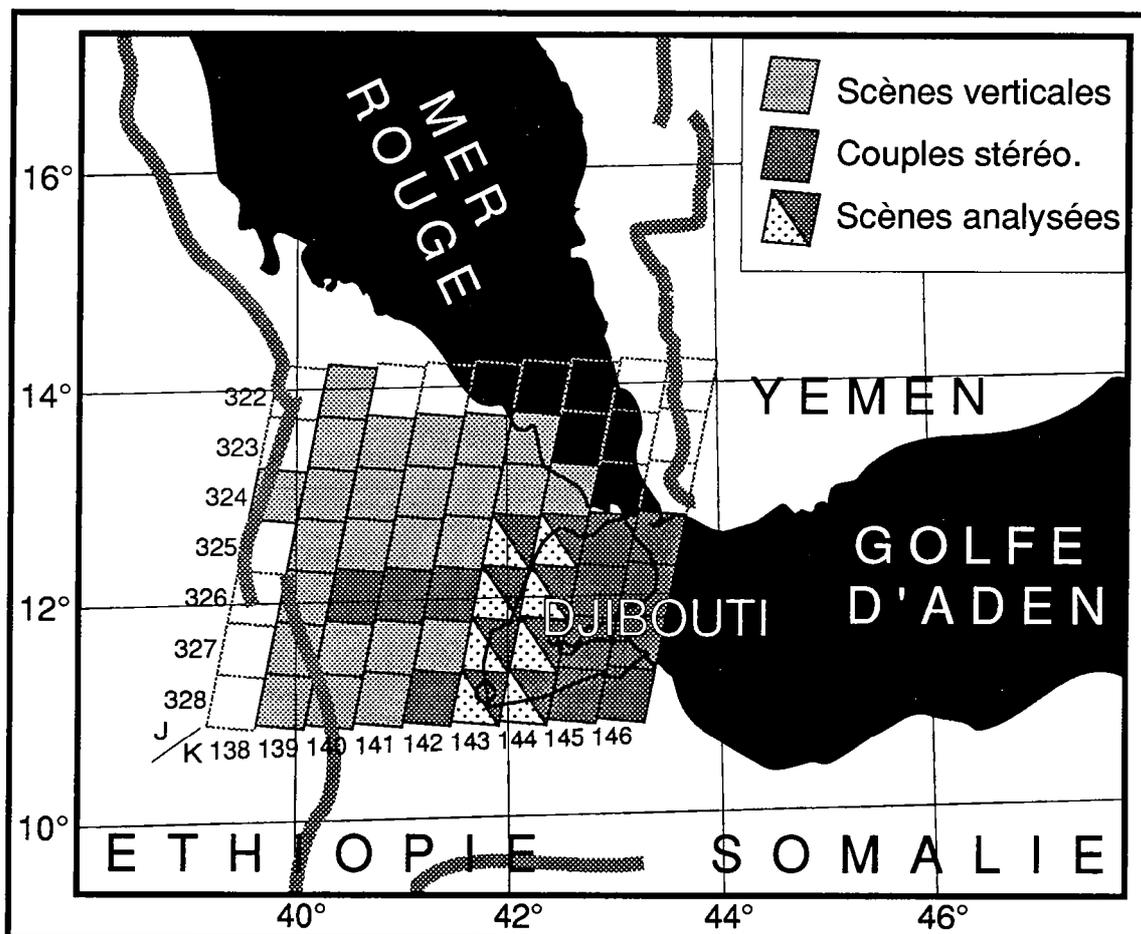


Fig 2-1 / Position des scènes SPOT acquises lors du programme TECTOSCOPE AFAR de l'INSU.  
K et J correspondent aux coordonnées SPOT-IMAGE.

## **Ch2 / ANALYSE DES STRUCTURES POST-STRATOÏDES A PARTIR DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE SPOT.**

### **1- LE PROJET TECTOSCOPE AFAR**

#### **1-1- OBJECTIFS.**

Le programme TECTOSCOPE AFAR a pour but de réaliser une cartographie du champ de failles de l'ensemble de la dépression Afar. Cette cartographie doit tenir compte de la hiérarchie des failles, de leur vergence et du basculement des blocs. La thématique d'une telle carte est multiple :

- Estimer la déformation par l'intégration des mesures de rejets verticaux et horizontaux des failles effectuées d'après les décalages topographiques des surfaces structurales et par les décalages horizontaux de marqueurs types (oueds, coulées volcaniques, etc...).

- Etablir une typologie des structures élémentaires et leur signification cinématique par comparaison avec des exemples naturels connus, et avec des modèles analogiques dont les conditions cinématiques sont imposées.

- Caractériser les champs de failles suivant des paramètres d'orientation, de périodicité, et de densité dans le même but que le point précédent.

- Mettre en évidence les chronologies relatives et absolues lorsque les datations sont suffisantes, afin de mieux contraindre un éventuel polyphasage et les variations spatiales du champ de déformation mises en évidence par les études de terrain antérieures.

- L'objectif final étant la détermination de la cinématique de la dépression et son intégration dans la cinématique des plaques du système Afrique-Arabie-Somalie.

#### **1-2- LES DONNEES SPOT.**

Le projet TECTOSCOPE AFAR, financé par le programme IST (Imagerie et Structure de la Terre) de l'INSU, avait initialement pour objectif l'acquisition de la couverture complète de la dépression en images satellitaires panchromatiques SPOT verticales (pour plus de détails techniques sur les images SPOT, se reporter aux annexes 1 et 3)[SPOT\_Image, 1986]. Une transversale Est-Ouest et une transversale Nord-Sud en couples d'images stéréoscopiques étaient prévues. Les opportunités, et contraintes techniques, ainsi que les objectifs thématiques ont réorienté le choix des scènes (images).

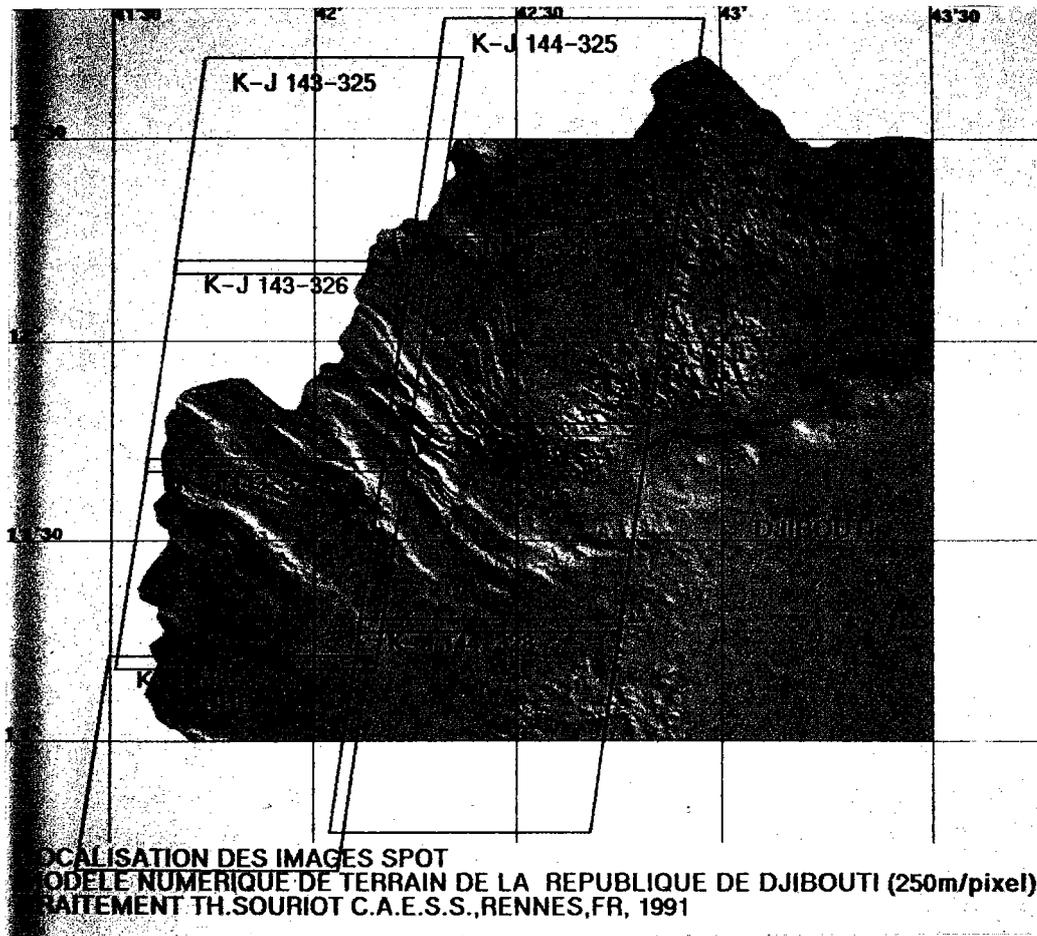


Fig 2-2 / Position des scènes SPOT par rapport à la République de Djibouti (modèle numérique de terrain obtenu par digitalisation des cartes topographiques de l'IGN). La topographie très accidentée rend très difficile l'accès de nombreuses zones. (Altitude de -153m au lac Asal à 2021m volcan Mousâ-Ali; Profondeur maximum : -1600m au Nord de Djibouti)(cf planche couleur hors texte).

La figure 2-1 montre les données actuellement disponibles, acquises en deux tranches, en 1989 et en 1990. Huit couples stéréoscopiques des scènes de la première tranche ont été sélectionnés pour cette étude (Fig2-2). Les critères de sélection sont :

- La qualité de l'affleurement, les coulées volcaniques qui y sont très peu érodées, le peu de végétation, et le remplissage des bassins moins important que dans d'autres zones où les failles sont susceptibles d'être masquées.

- Les structures particulièrement actives (sismique)[Lepine, 1987] et de forte amplitude topographique.

- La zone en partie accessible (République de Djibouti)(Fig2) rendant les observations contrôlables sur le terrain (la politique locale et la Guerre du Golfe ont cependant perturbé le programme des missions de terrain pendant ce travail).

### **1-3- METHODOLOGIE**

La cartographie et l'analyse du champ de failles à partir des images satellitaires ont été réalisées en deux étapes.

L'étape d'analyse des structures individuelles, présentée dans ce chapitre, a nécessité dans un premier temps l'identification des principaux types de failles et des différentes formations volcaniques. L'identification des failles est facilitée par la présence d'une surface structurale dont il est utile de décrire l'aspect de surface. La possibilité d'utiliser la surface topographique comme surface structurale de référence sera abordée dans le paragraphe 2-1-3. Suite à l'identification des structures, l'analyse de leurs relations géométriques permet d'une part une approche des chronologies relatives, et d'autre part une estimation de la cinématique locale du champ de failles grâce à la morphologie des structures, c'est-à-dire non seulement leur forme mais aussi leur position relative. Cette première étape d'analyse est illustrée par quelques exemples de chaque type dans ce chapitre. Cette étape permet de réaliser une cartographie du champ de failles et une cartographie des directions locales d'extension.

La deuxième étape, développée dans le chapitre suivant, considère le champ de failles dans son ensemble et tente d'interpréter, par des outils statistiques, la cinématique de la dépression Afar sur des domaines structuraux de grande dimension.

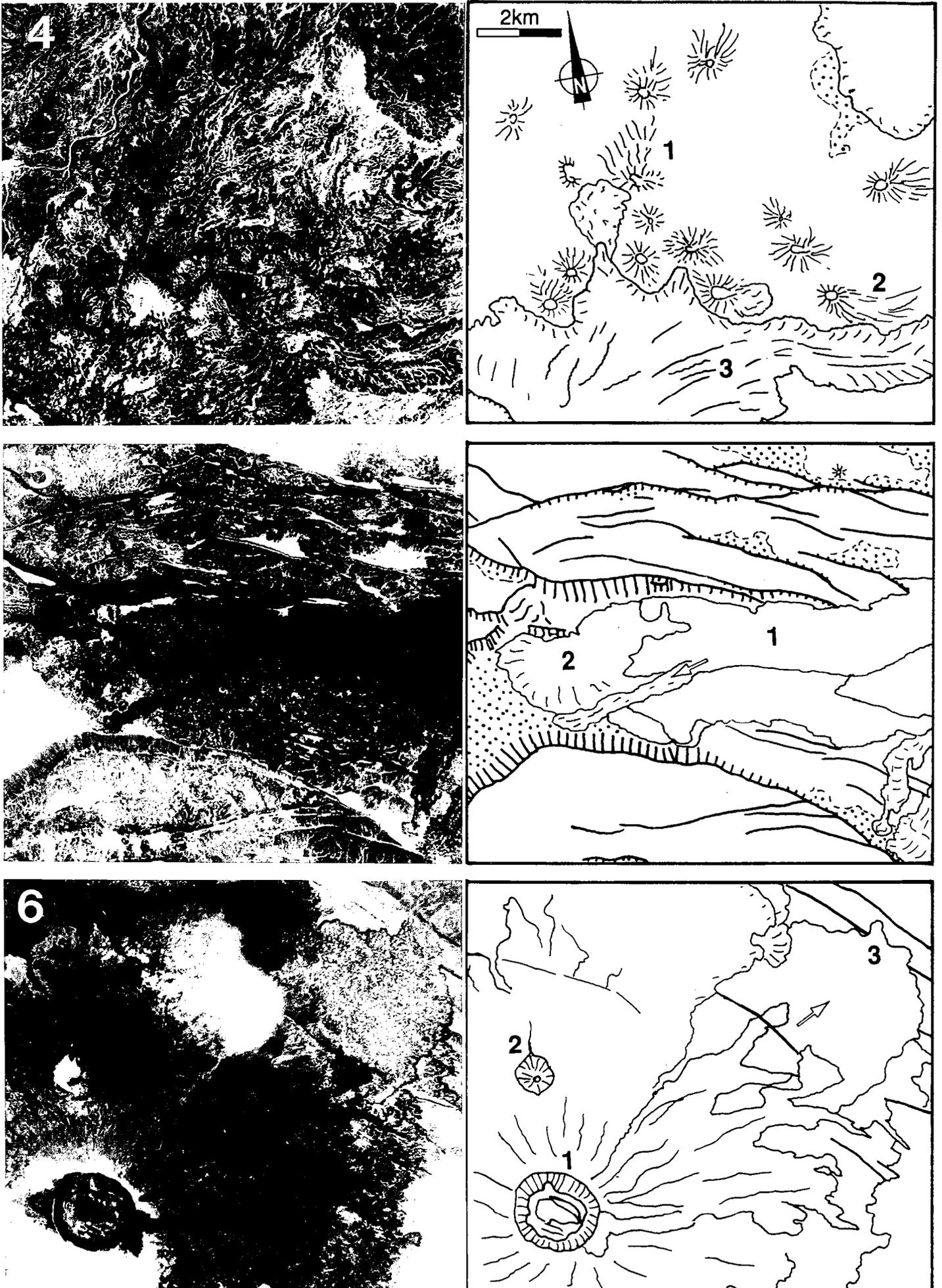


Fig 2-4 / Structures volcaniques et relations avec la tectonique  
(cf. texte pour explications détaillées).

### 2-1-2- Volcanisme actif et tectonique (Fig 2-4).

#### 2-1-2-1- Petits volcans de plateau (photo 4).

Au Nord Ouest de Manda Inakir se trouve un champ de petits volcans d'un à deux kilomètres de diamètre qui ne semblent pas alignés sur une fracture [1] contrairement à l'exemple de la photo 3. Si de larges zones de coulées peuvent leur être attribuées [2], ils sont partiellement ennoyés par les coulées beaucoup plus volumineuses du Moussa-Ali très proche [3].

#### 2-1-2-2- Volcanisme fissural (photo 5. Ouest de Manda-Inakir).

L'essentiel des formations stratoïdes s'est mis en place par un volcanisme de type fissural. Seuls les rifts d'Asal et de Manda-Inakir présentent ce type de volcanisme actif. Les coulées tholéïtiques sont extrêmement sombres lorsqu'elles sont récentes [1](aux limites de sensibilité des détecteurs SPOT). Très fluides, elles comblent progressivement le graben auquel les fissures sont associées, masquant ainsi une partie du rejet des failles bordières [2].

#### 2-1-2-3- Volcan bouclier (photo 6. Le Dama-Ale).

Deux volcans boucliers sont présents dans la zone : le Moussa-Ali au Nord Est et le Dama-Ale au Sud Ouest. De 17km de diamètre pour 1600m d'altitude par rapport à l'altitude du plateau ou du bassin, ils présentent un cône principal assez régulier [1] essentiellement basaltique et quelques cônes secondaires à forte affinité alcaline [2](de teinte plus claire). Le Dama Ale, dont le cône est plus régulier que celui du Moussa Ali, est affecté par des fractures circulaires qui suggèrent une caldeira en cours de formation. Les coulées récentes masquent partiellement les fracturations du stratoïde du plateau de Dakka [3]. Le fond du cratère est actuellement très en contrebas par rapport au sommet.



Fig 2-5 / Formations affleurantes et surface structurale (cf.texte pour explications détaillées).



### 2-1-3- Surface topographique et structurale (Fig 2-5).

L'interprétation des images satellites nécessite de connaître le type de formation à l'affleurement. Comme nous pouvons le constater sur la carte géologique (Fig 1-2), les coulées stratoïdes, coulées tholéïthiques fissurales, représentent la surface de la plus grande partie de la zone étudiée. Vues par satellite (photo 7), les zones non fracturées forment de vastes plateaux sur lesquels les limites de coulées sont indifférenciables. Cette photo montre un des plateaux les plus irréguliers (extrême Sud du bassin du Gobaad), les limites de coulées Est-Ouest sont de très bon critères pour définir le déplacement sur les failles Nord-Sud. Il semble possible, en mesurant les variations topographiques de ces coulées de part et d'autre des failles, d'en mesurer le rejet vertical. Quelques limitations cependant s'imposent.

Les limites de coulées sont assez souvent visibles, même s'il est difficile de dessiner les contours d'une coulée individuellement du fait de l'altération et du recouvrement des coulées entre elles. Le relief des limites des coulées est le plus souvent inférieur à la résolution verticale des images SPOT (11m théorique). Le manque de contrôle au sol n'exclue pas que certaines failles sans rejet puissent avoir été cartographiées comme limite de coulée et vice-versa. Cependant, cette catégorie de failles a très peu d'influence sur les interprétations ultérieures.

Par ailleurs, le comblement des bassins sédimentaires masque le rejet des failles. Pour les blocs basculés de faible dimension, il est possible d'estimer la profondeur des bassins et donc le rejet réel des failles bordières, mais dans la plus part des cas, ceci n'est pas possible. Le rejet des failles est donc mesuré par la différence topographique entre le sommet du bloc et la surface du remplissage de bassin, il s'agit donc d'un **rejet vertical minimum** (voir détail technique en Annexe 1).

Sur le terrain (photo 8, faille Nord du Hanle, falaise de 200m), les falaises créées par les failles montrent que les coulées stratoïdes sont très régulières et peuvent être suivies parfois sur plusieurs kilomètres. Il n'y a donc pas dans ces formations de variations rapides d'épaisseur qui fausseraient les mesures de rejet. Ce n'est pas le cas pour les massifs rhyolitiques, tel le Massif de Babba'Olou entre les plaines du Hanle et de Gaggade, où les formations sont très perturbées et où l'érosion est plus forte, les roches étant moins résistantes. Dans ces massifs, l'estimation du rejet des failles a donc été réalisée par extrapolation des mesures proches, réalisées dans l'encaissant stratoïde qui a ennoyé les massifs.

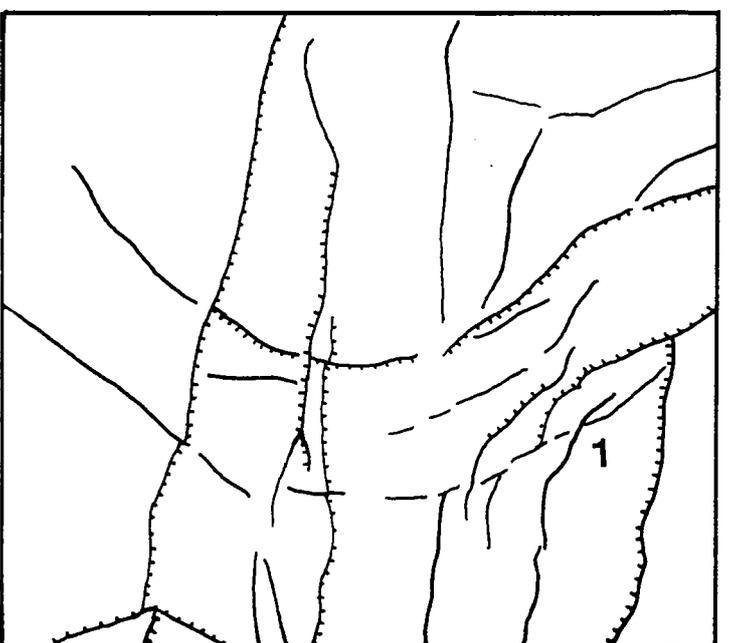
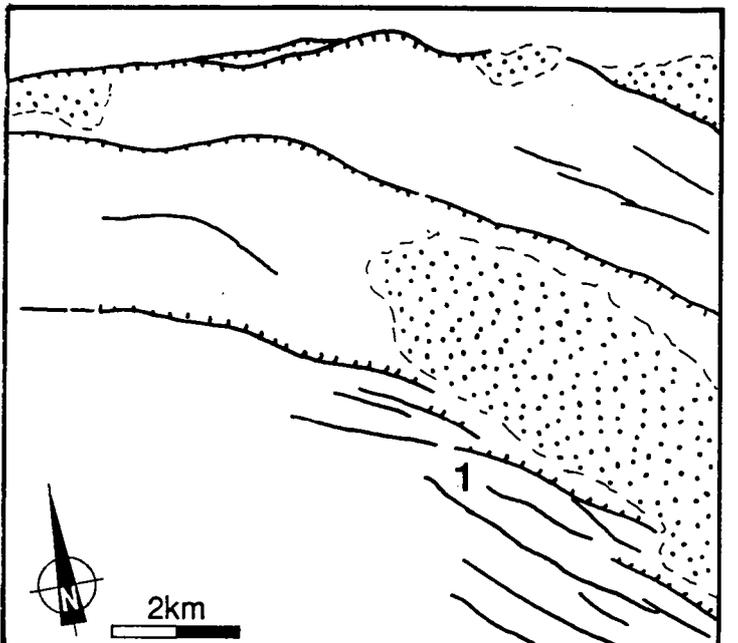
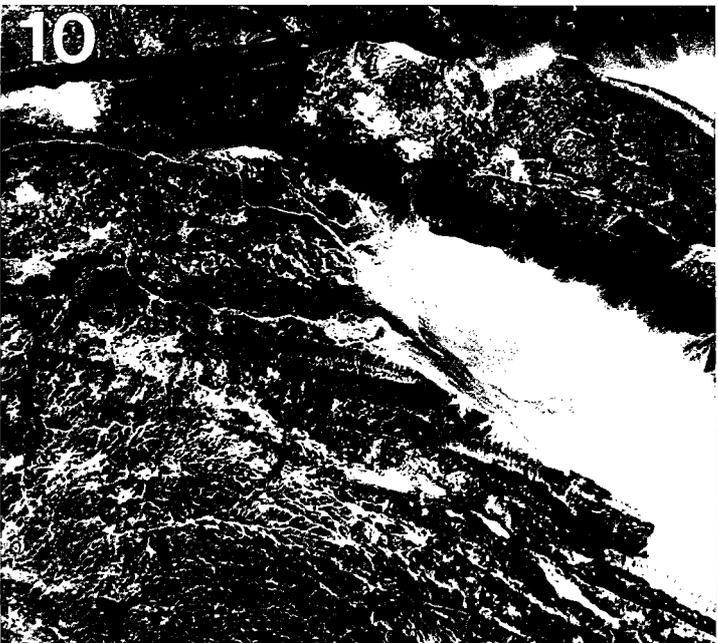
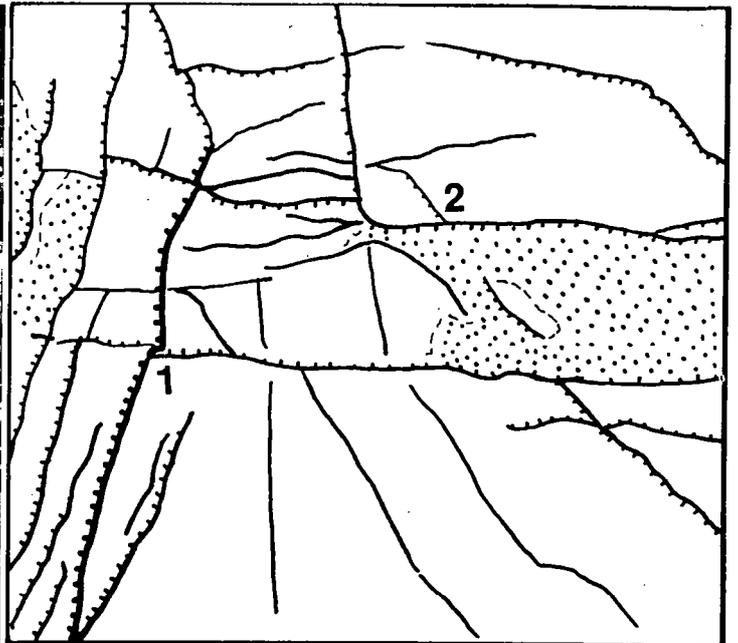
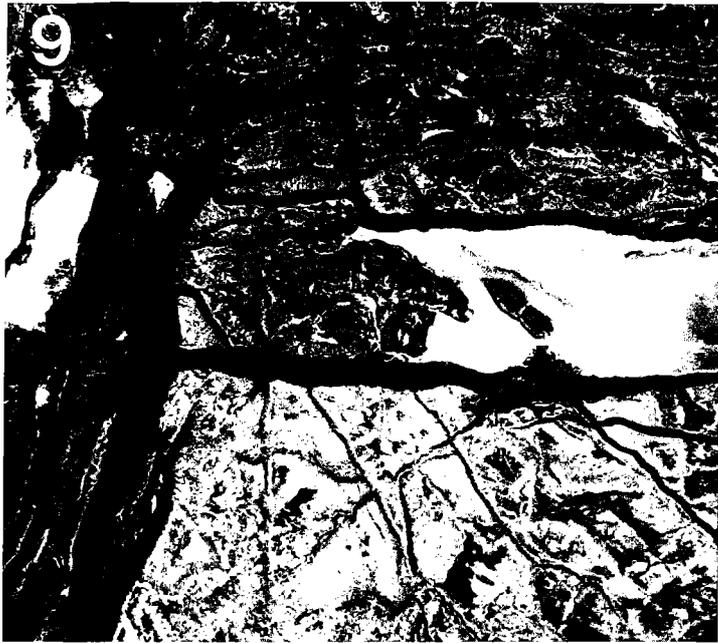


Fig 2-6 / Exemples de relation entre failles (cf. texte pour explications détaillées).

#### 2-1-4- Relations géométriques entre failles (Fig 2-6).

##### 2-1-4-1- Problèmes de chronologie (photo 9, bordure Est du Rift Est Africain).

Plusieurs intersections de failles illustrent les difficultés de détermination de la chronologie relative entre failles. Sur cet exemple (photo9), les failles Est-Ouest décalent et sont décalées par les failles Nord-Sud [1], 4 directions distinctes de failles peuvent être indentifiées (N000°, N020°, N100° et N145°) [2]. Dans la plupart des cas, la seule interprétation possible est un fonctionnement synchrone des différentes failles. Les seuls marqueurs chronologiques fiables sont les coulées post-stratoïdes qui couvrent ou sont fracturées par les failles, il faut cependant vérifier que ces coulées n'ont pas été arrêtées par une faille contemporaine.

##### 2-1-4-2- Failles en échelon (photo 10, limite Nord de Habsou).

Les failles normales en échelon [1] sont classiquement interprétées comme significatives d'une composante décrochante parallèle à la direction enveloppe des échelons.

##### 2-1-4-3- Influence de champs de failles proches (photo 11, Nord du Rift Est Africain).

Dans certains cas, assez rares, les failles ne se recoupent pas mais s'incurvent pour se connecter entre elles [1]. Les failles courbes pourraient être liées à des hétérogénéités crustales mais aucun mécanisme n'a pu être mis en évidence (présence de massif volcanique enfoui, structures héritées, etc...).

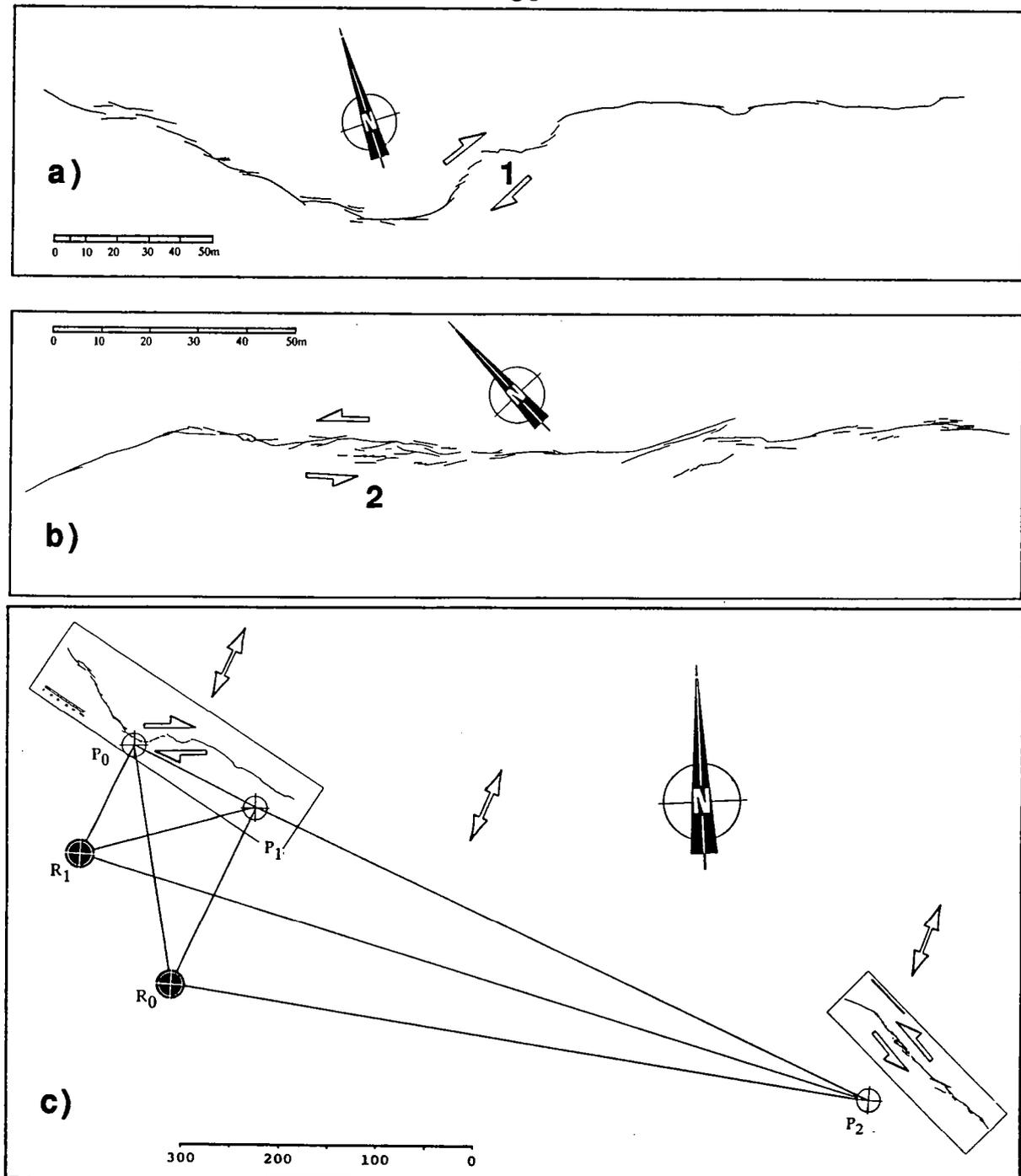


Fig 2-10 / Cartographie de 2 zones de rupture de la crise sismique d'août 1989 de Galafi, réalisée au cours d'une mission du laboratoire de Mécanique de la Lithosphère de L'IPG Paris à laquelle j'ai pu participer. Les échelons dextres sur les segments orientés  $N080^\circ$  [1] et les échelons sénestres sur les segments orientés  $N135^\circ$  [2] permettent d'estimer une direction locale d'extension  $N25^\circ$  en moyennant les deux composantes, soit un mouvement purement normal sur la faille dont l'orientation moyenne est  $N115^\circ$ . a) Zone P0 et P1. b) Zone P2. c) Localisation totale.

## 2-2- ANALYSE STRUCTURALE DES SCENES SPOT.

La cartographie générale du champ de faille et l'analyse des critères cités précédemment permettent une interprétation structurale des scènes SPOT, dont nous déduisons une interprétation cinématique et mécanique dans le chapitre suivant. Il est utile de suivre la description qui suit sur la carte générale en annexe, le montage des photographies (Fig2-11) et les principaux noms sur la figure (Fig2-12).

### 2-2-1- La bordure du bloc danakyl.

Le Nord-Est de la zone étudiée (Fig2-11) fait partie du Bloc Danakyl, plateau non fracturé, qui se prolonge jusqu'au Golfe de Tadjoura par le Massif du Dye qui est intensément faillé mais sans indice d'activité actuelle. La déformation qui affecte les séries volcaniques anciennes est anté-stratoïde. Le bloc est limité par deux types de zones qui sont du Nord au Sud :

- La zone de forte fracturation de Bakila, constituée de 2 familles de failles entre N165° et N130, disposées en éventail et qui s'orientent progressivement N120° en se connectant à l'Est sur un graben courbe de N070 à N0120, d'Ouest en Est. La déformation répartie sur de nombreuses failles au N-O semble se concentrer sur ce graben. Les différentes failles sont partiellement synchrones, l'orientation la plus méridienne semblant plus ancienne et peu active actuellement, mais aucun critère de chronologie absolue n'a pu être trouvé.

- Le graben du Sud-Est de Bakila est peu à peu comblé par l'Est par les coulées de Manda Inakir (Fig2-4-Photo5), rift actif orienté N115°, constitué de petits cônes et de coulées fissurales très fluides. Au Nord-Est le massif volcanique est complété par le Moussa-Ali, volcan bouclier à tendance rhyolitique plus prononcée, dont les coulées couvrent de vastes zones du Plateau Danakil (Fig2-3-Photo3 et Fig2-4-Photo4).

- La zone de fracture de Mak'Arrasou poursuit la bordure du Bloc Danakil vers le Sud-Est. Elle est constituée de deux orientations de failles (N170° et N135°)(Fig 2-3-Photo1) qui délimitent des blocs basculés allongés de taille décroissante d'Ouest en Est. La zone faiblement sismique semble cependant active par le fort contrôle hydrographique et la fraîcheur des structures. Les deux orientations de failles ne présentent pas d'indice de chronologie relative. Les parties Est et centrale montrent des directions d'extension Est-Ouest alors que les zones plus occidentales, où la fracturation N135° est plus marquée, montrent des directions d'extension N045° (coulée fractionnée).



Dans le cas de Mak'Arrasou comme dans le cas de Bakila, la fracturation se décompose donc en deux familles de failles disposées en éventail autour d'un point Sud-Est où convergent les structures et où la déformation est concentrée. Une telle disposition implique une composante décrochante sénestre à l'échelle de la zone, composante qui résulte de la combinaison de 2 mouvements en faille normale sur des directions différentes (nous reviendrons sur ce point dans le ch3).

- Au Sud, le Rift d'Asal forme la limite Sud-Ouest du Bloc Danakil. C'est un graben dissymétrique dont le plancher "en marche d'escalier" présente un volcanisme fissural. La bordure Sud est formée de failles majeures orientées N130 alors que le bord Nord est formé de failles de moindre importance. Le rift vient butter au Sud-Est sur le plateau en s'incurvant selon une direction N100°. La fracturation au Nord du Ghoubbet (golfe presque fermé au S-E du Lac Asal) est orientée N110° et les mécanismes de transfert de la déformation vers le Golfe de Tadjoura ne sont pas identifiables par image satellite.

La bordure du Bloc Danakil est constituée d'une succession de rifts orientés  $\approx$ N130-110, en alternance avec des zones de transfert orientées globalement  $\approx$ N170°, zones dont les failles sont disposées en éventail par rapport à la jonction S-E entre la zone et le rift suivant.

Cette disposition semble diffuser une partie de la déformation : une telle interprétation implique une rotation sénestre des blocs Ouest, telle la zone située au sud de Manda Inakir. C'est donc seulement une partie de l'extension du Rift d'Asal qui est transmise au Rift de Manda Inakir, le reste étant diffusé au niveau des Bassins d'Alol. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce mécanisme dans le chapitre 3.

#### 2-2-2- Le centre de la dépression.

Un grand nombre de structures convergent vers le rift d'Asal par le Nord: la zone de Mak'Arrasou, la faille majeure au Sud d'Alol qui se poursuit en s'incurvant vers le graben d'Immino, et plusieurs failles majeures incurvées qui délimitent des horsts sigmoïdes (voir ch3 interprétation mécanique); Ces failles s'amortissent en "queue de cheval" sénestre. Des failles sigmoïdes similaires forment les terminaisons Nord-Ouest des bassins du centre de la dépression, Habsou, Gagade et Hanle (Fig2-6-Photo10). Ces failles sigmoïdes sont toutes alignées selon un axe qui relie Mak'Arrasou et le Sud de Gamarri.



Fig 2-11 / Montage photographique des scènes Spot analysées.

Ces terminaisons peuvent être la conséquence d'une composante décrochante sénestre sur les failles qui bordent le Sud des bassins (cf 2-1-4-2).

Au Nord de cette zone de failles sigmoïdes, les plateaux sont entaillés de grabens étroits et profonds tel le Graben d'Immino (Fig2-9-Photo15). Les plateaux, comme le plateau de Gamarri, sont à plus de 800m d'altitude et ne présentent pas de fracturation interne. Toute la déformation semble localisée sur quelques failles majeures. Ces horsts et grabens sont le plus souvent courbes et présentent des directions d'extension assez variables. La cause de cette dispersion peut être due soit à l'hétérogénéité crustale, mais aucun lien notamment avec les massifs volcaniques enfouis ne peut être mis en évidence, soit à un polyphasage qui n'explique cependant pas la courbure des grabens, soit à la rhéologie de la croûte, aspect qui sera développé dans le chapitre suivant en terme de couplage fragile-ductile dans la lithosphère.

Le bloc de Gamarri se termine dans sa partie Sud-Est par une zone d'intense fracturation N120° qui délimite de longs blocs basculés vers le Nord-Est. La limite entre les blocs et le plateau est assez "floue". Ces blocs peuvent être interprétés comme le résultat d'une torsion (en vrille) du horst vers le bassin de Hanle: la pente de la surface structurale passe de 0° sur le Plateau de Gamarri à plus de 10° à la limite du Hanle. Cette zone peut aussi être interprétée comme un relais de déformation entre la faille du bord Sud de Dobi et la faille du bord Sud de Hanle, cette première s'incurvant très nettement vers cette zone, cependant les connections entre les failles ne sont pas claires et la direction de fracturation devrait être dans ce cas plus méridienne.

Le graben sigmoïde du Sud de Gamarri (Kadda) peut être interprété en termes de composante décrochante sénestre sur la faille Sud de Hanle, il peut aussi être dû à la torsion entre le plateau de Gamarri qui est sub-horizontal et le bloc au Sud qui pend de 5° vers le Sud-Ouest.

Le Sud de la zone de failles sigmoïdes, qui va de Mak'Arrasou à Gamarri, est constituée des trois blocs basculés. Ces trois blocs, Dakka, Hanle et Gagade, sont situés entre le lac Abhe et le rift d'Asal. Ils sont d'Ouest en Est de taille décroissante, respectivement 35, 20 et 20km, et de basculement croissant, respectivement 5, 10 et 17°. Au contraire des horsts du Nord, les blocs majeurs sont très fracturés, en particulier le bloc de Gagade. Des sédiments essentiellement lacustres comblent les hémigrabens des flancs Sud-Ouest des blocs, masquant le rejet réel des failles

bordières orientées globalement N135. L'amplitude du basculement décroît vers le Sud-Est vers le bloc d'Aysha (ou d'Ali-Sabieh dans la littérature) en même temps que les failles bordières diminuent de rejet et s'orientent progressivement N90°. Cette zone d'amortissement des blocs est en partie masquée par les bassins alignés N070°. Les limites de ces bassins ne semblent pas faillées et de nombreuses structures peuvent être identifiées de part et d'autre. Ces bassins peuvent être dus à une flexure en extrémité latérale des blocs, exception faite du bassin du Gôba'Ad qui est la limite arrière du système de blocs.

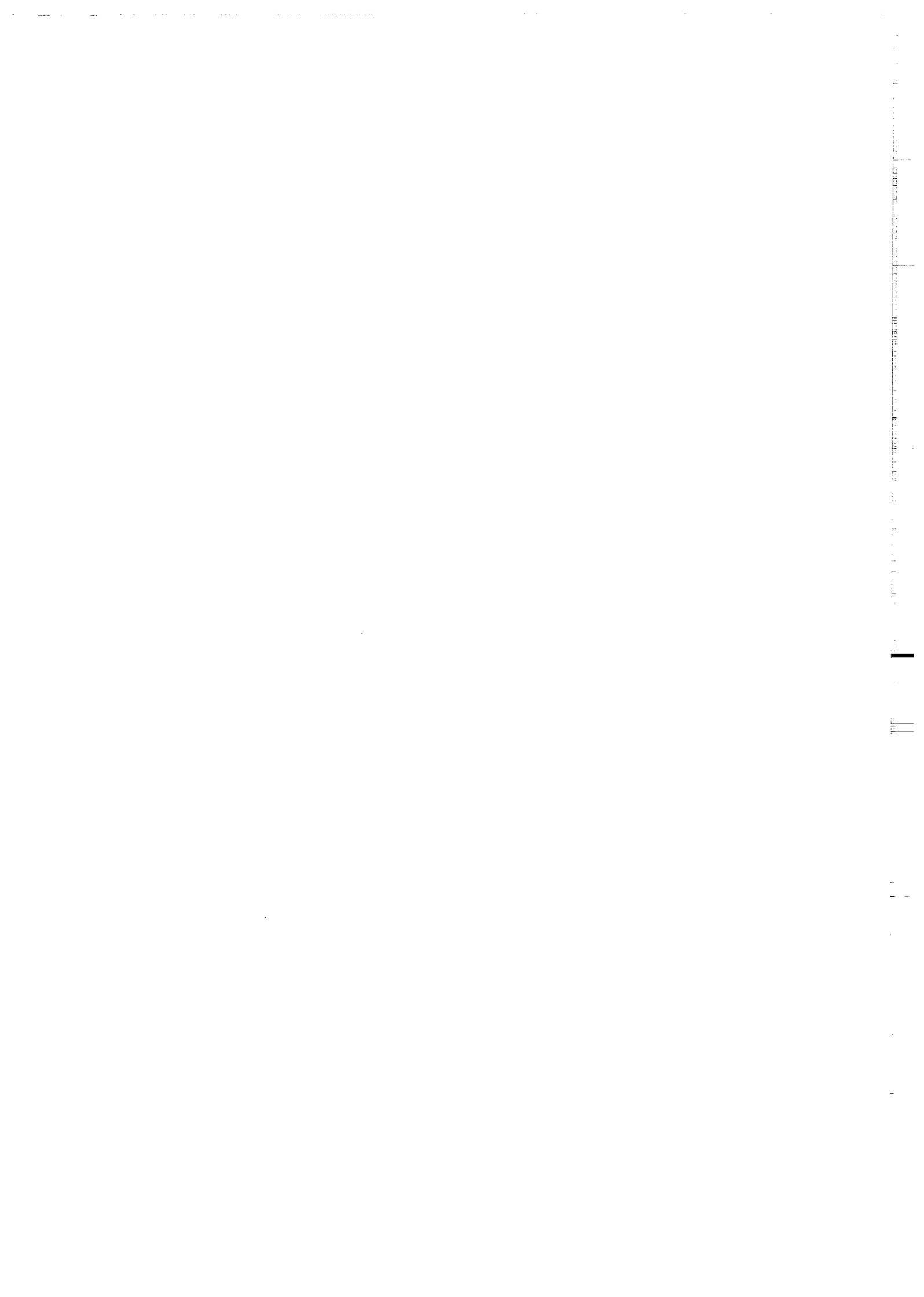
Le système de blocs basculés semble se former progressivement à partir du bloc d'Aysha, s'amplifier vers le N-O, et, par une zone de transfert, passer à un système de horst-graben. Les reliefs de la zone Sud semblent plus anciens que les structures du Nord qui sont de plus forte amplitude. Ceci peut correspondre à une migration de la déformation vers le Nord. Cependant les formations fracturées de la zone Nord sont globalement plus jeunes que celles du Sud, donc la déformation peut ne pas avoir migré mais s'être concentrée dans le Nord depuis moins de 1Ma, âge des formations volcaniques entre Immino et Manda-Inakir.

### **3- CONCLUSION.**

L'analyse des scènes SPOT a donc permis une cartographie du champ de failles, la détermination de directions locales d'extension en utilisant des critères structuraux, et ponctuellement une première interprétation cinématique. Cette analyse met en évidence, au sein d'un champ de failles à dominante normale pure, des variations régionales des mécanismes de la déformation. Quels sont ces mécanismes, leurs influences réciproques et les implications cinématiques et rhéologiques à l'échelle de la zone d'étude? C'est ce que nous allons aborder dans le chapitre suivant.

## **CHAPITRE 3**

# **ANALYSE DU CHAMP DE FAILLES: LES DOMAINES DE DEFORMATION DANS LE SUD DU TRIANGLE DE L'AFAR**



### **Ch 3 / ANALYSE DU CHAMP DE FAILLES: LES DOMAINES DE DEFORMATION DANS LE SUD DU TRIANGLE DE L'AFAR.**

#### **1- ANALYSE STATISTIQUE.**

##### **1-1- METHODE DE CALCUL ET PRECISION.**

La cartographie du champ de failles du Sud-Est de la dépression Afar a été réalisée sur 8 couples d'images SPOT stéréoscopiques (cf Ch2 et Annexe3). Sur cette carte (cf carte annexe) est reporté l'ensemble des failles qui marquent la topographie et qui sont donc considérées comme étant ou ayant été actives postérieurement aux formations qu'elles affectent, en général les coulées de basalte stratoïdes âgées d'environ 3,5Ma [Varet, 1978]. Un rejet vertical a été mesuré d'après la variation d'altitude des surfaces structurales avec une précision d'environ 20m (cf annexe 2-). Les rejets sont classés pour des raisons techniques par classe de 100m. Les failles bordant les bassins sont mesurées par rapport à la surface du remplissage sédimentaire du bassin et donc ne tiennent pas compte de l'épaisseur des sédiments, cette limitation est difficilement contournable en l'absence de données de sismique ou de forages mais ne modifie sans doute pas la répartition relative des failles, seul le rejet des failles majeures est sous-estimé. La mesure effectuée est donc un rejet vertical minimum de chaque segment de faille. Mais ce rejet est très souvent égal au rejet vrai puisqu'il est calculé d'après la surface structurale et que les critères de décrochement sur ces failles sont le plus souvent inexistantes (cf chapitre 2). Le champ de failles a ensuite été numérisé sur une table à digitaliser de grand format au Centre Informatique de Calcul de Bretagne. Chaque faille est approximée comme une suite de segments de droite, chacun caractérisé par ses coordonnées et son rejet vertical. La précision de la digitalisation est très supérieure à la carte elle-même et le principal artefact est donc la segmentation où intervient le choix de l'opérateur. La digitalisation adoptée permet de calculer l'orientation de chaque segment sur 360°, en utilisant la convention standard de la pente à droite de la direction (Fig 3-1)(ex: une faille de direction N90° pend vers le Sud, une N270° vers le N).

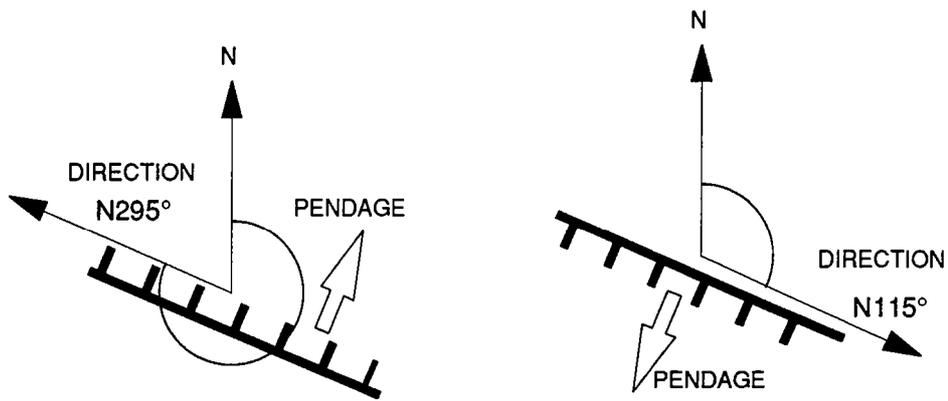


Fig 3-1 / La direction d'une faille est définie comme l'azimuth lorsque le pendage est à droite (convention utilisée en sismologie et aux USA). Cette définition permet d'étudier les failles sur 360° et donc de séparer les vergences opposées.

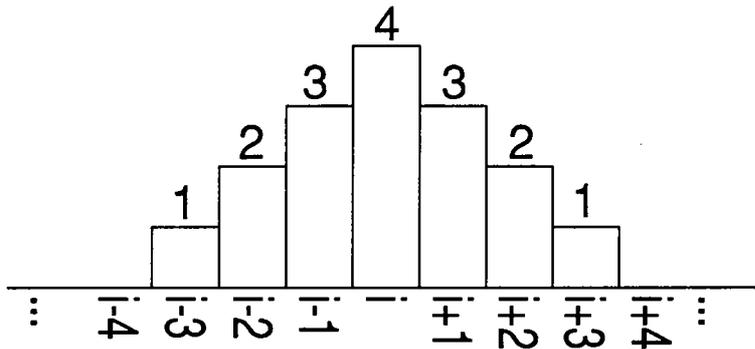


Fig 3-2 / Importance relative des valeurs brutes lors du lissage linéaire de l'histogramme avec un filtre de largeur 4.

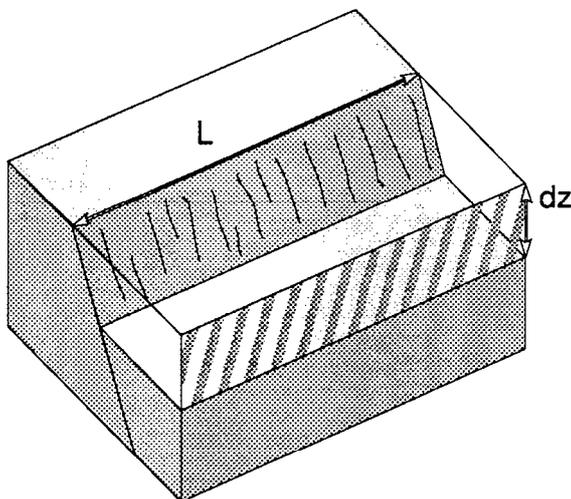


Fig 3-3 / La surface activée (en hachure) est le produit de la longueur  $L$  par le rejet vertical  $dz$ .

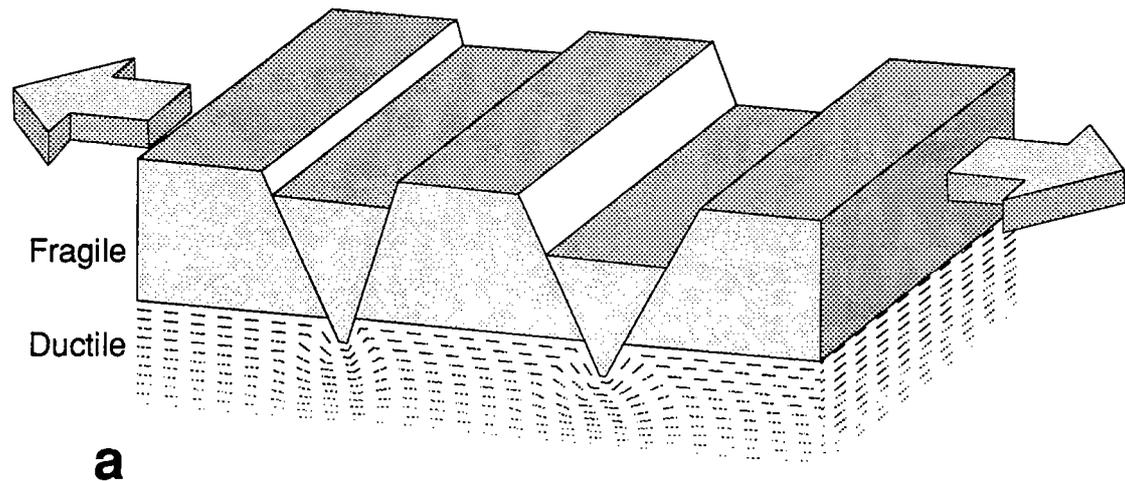
La **surface activée** du segment de faille est définie comme le produit de la longueur du segment par son rejet (Fig3-3). L' histogramme sur 360° est la somme des surfaces activées de chaque orientation. Ce produit est proportionnel aux taux de déformation si on considère que le pendage des failles est quasi-constant, car le pendage intervient dans le calcul de la déformation comme un facteur linéaire qui ne modifie donc pas les intensités relatives de déformation. Il aurait été intéressant d'utiliser l'orientation du pendage au lieu de la direction de la faille, ce qui permettrait de visualiser la vergence des failles plus clairement mais les comparaisons avec les analyses en orientation classiques auraient été plus difficiles. Afin d'éviter les artefacts inhérents aux données numérisées et, en fonction de la population de failles analysée, un filtre linéaire a été appliqué sur les histogrammes. Le filtrage de largeur N est appliqué sur l'orientation x de l'histogramme t pour obtenir l'histogramme T filtré (Fig 3-2) :

$$T[x] = \frac{\sum_{i=N}^{+N} (t[x+i] \cdot (N-i))}{\sum_{i=N}^{+N} (N-i)}$$

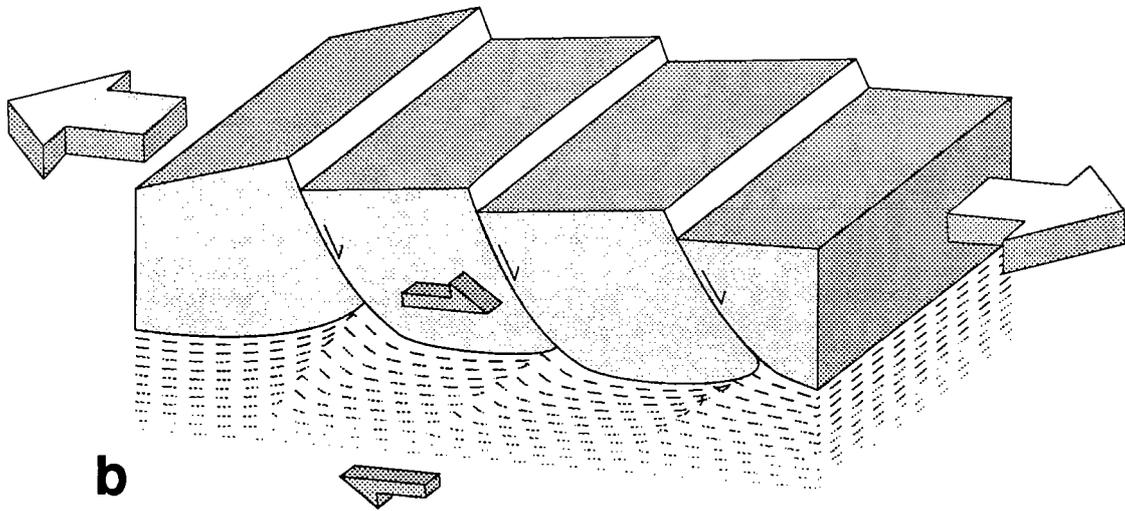
La largeur du filtre est déterminée en fonction de la population étudiée: plus la population est importante, plus la largeur du filtre peut être faible.

Les affichages sont réalisés en attribuant la valeur 100% à la plus forte valeur. Les autres valeurs seront donc données en % de cette valeur qui est peu significative sous sa forme réelle étant donné les pondérations utilisées.

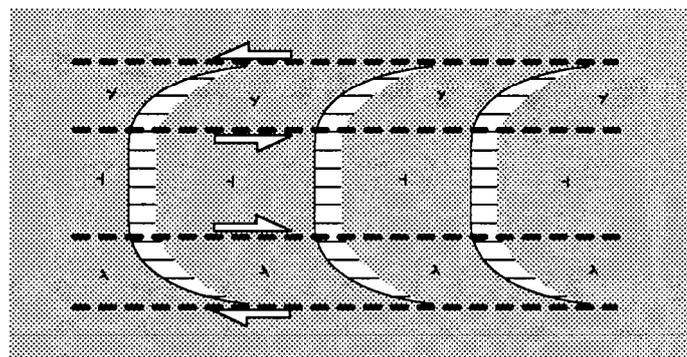
L'analyse statistique est possible car le nombre de failles (7311 failles pour 47261 segments) et leurs longueurs cumulées (19787,6Km) sont suffisamment importants.



a



b



c

Fig 3-4 / Mécanisme de la déformation crustale en contexte extensif  
(Commentaires détaillés dans le texte).

a) Déformation coaxiale.

b) avec un cisaillement à l'interface fragile-ductile,  
déformation non-coaxiale.

c) cisaillements latéraux et courbure des failles.

## 1-2- INTERPRETATIONS CINEMATIQUES.

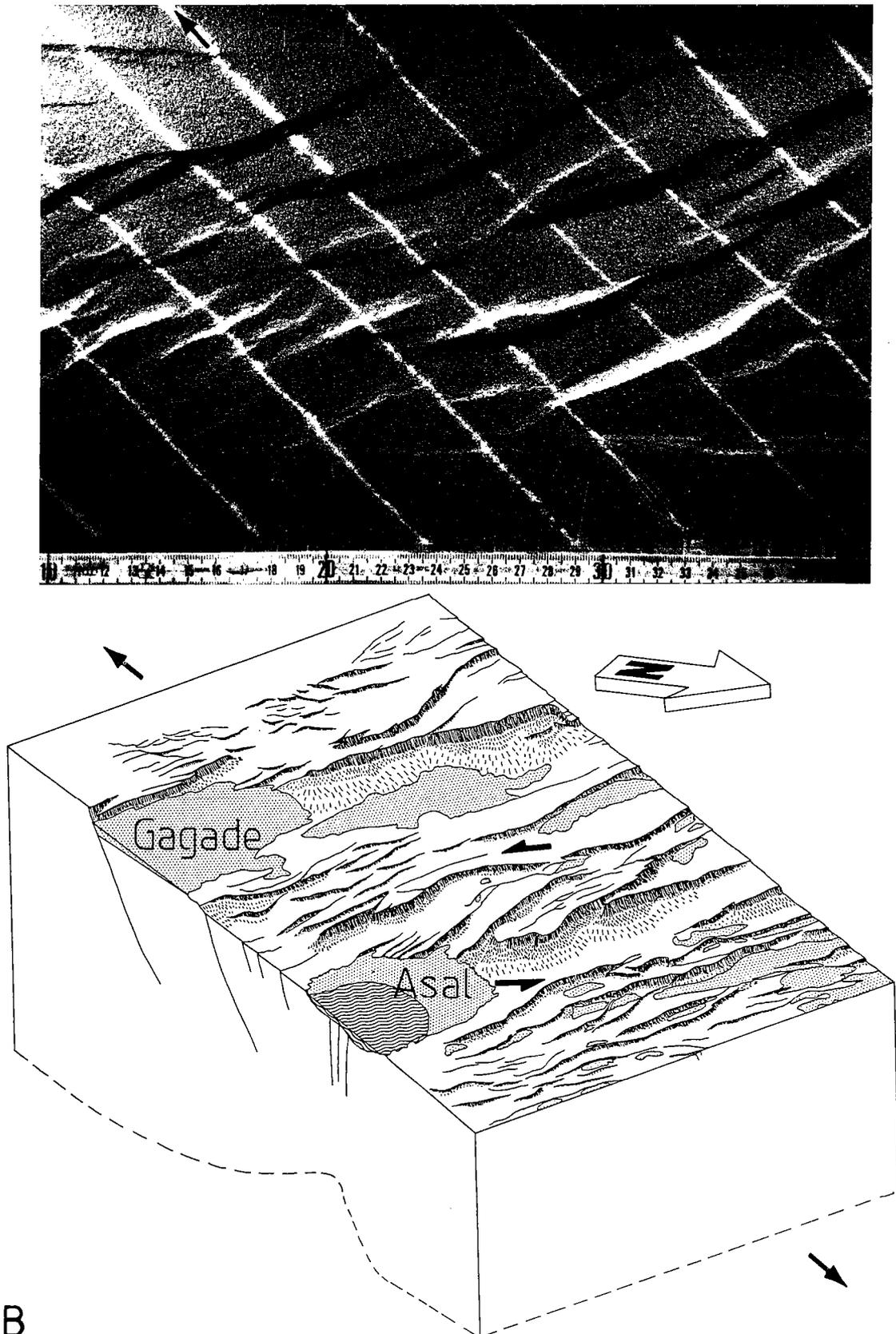
La modélisation analogique offre un support idéal à une interprétation des structures et des orientations du champ de failles car les conditions cinématiques sont connues. Il est donc possible de comparer structures et mécanismes. Quels sont les principaux mécanismes, contrôlant la fracturation de la croûte en extension qui ont été mis en évidence par la modélisation analogique?

Le paramètre le plus important est le couplage de la croûte par rapport au manteau sous-jacent, couplage qui est défini comme le rapport de la contrainte cisailante dans la croûte inférieure ductile sur la contrainte totale dans la croûte.

- Un faible couplage correspond à une croûte inférieure avec une faible résistance à la déformation (à vitesse constante). La croûte supérieure est donc isolée mécaniquement du reste de la lithosphère et la déformation cassante est coaxiale même si la déformation dans la croûte inférieure est non-coaxiale. La déformation cassante coaxiale est de type horst-graben (Fig 3-4-a). Un faible couplage est obtenu, soit avec une faible vitesse de déformation (la résistance d'un niveau ductile est fonction de cette vitesse), soit avec un gradient thermique fort, qui abaisse la viscosité de la croûte inférieure et donc sa résistance. On observe le premier cas pour les rifts continentaux symétriques lents [Allemand, 1990, Allemand et al, 1989], et le second cas pour les vallées axiales de rides océaniques.

- Un fort couplage correspond à une croûte inférieure avec une forte résistance. Les contraintes cisailantes de la croûte inférieure sont transmises dans la croûte supérieure et la déformation cassante devient donc non-coaxiale (Fig 3-4-a). La déformation est alors asymétrique soit par un rift asymétrique [Faugère, et al., 1986] soit par des blocs basculés [Faugère et Brun, 1984, Beslier, 1990]. Le sens de l'asymétrie dépend du sens de cisaillement de la croûte inférieure [Brun, et al., 1985](Fig 3-4-a).

Dans le cas de déformation non plane, les effets latéraux jouent un rôle important. Toutes les expériences d'extension réalisées avec des contraintes cisailantes latérales montrent le même type de fracturation illustré par la figure 3-4-c. La déformation y est systématiquement non-coaxiale et les failles normales, perpendiculaires à la direction d'extension, s'incurvent vers la bordure, leur rejet vertical décroît et acquiert une composante décrochante. Le sens de la courbure est significatif du sens de cisaillement sur la bordure [Vendeville, 1987].

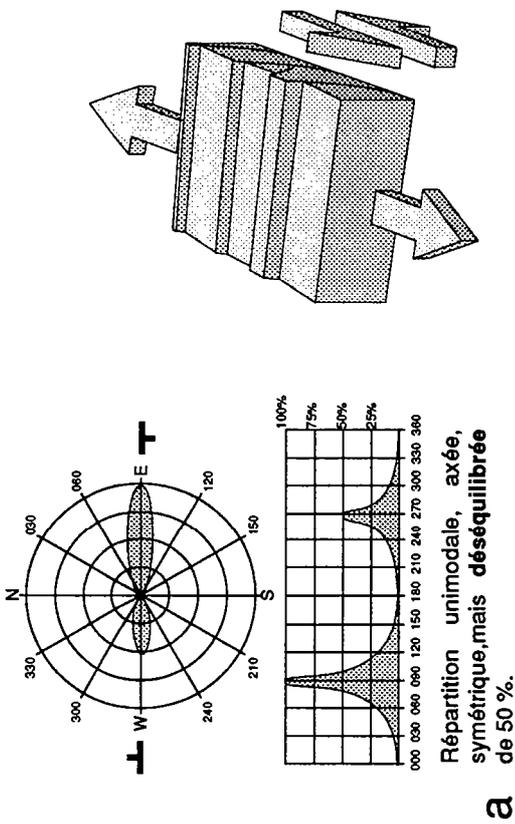


B

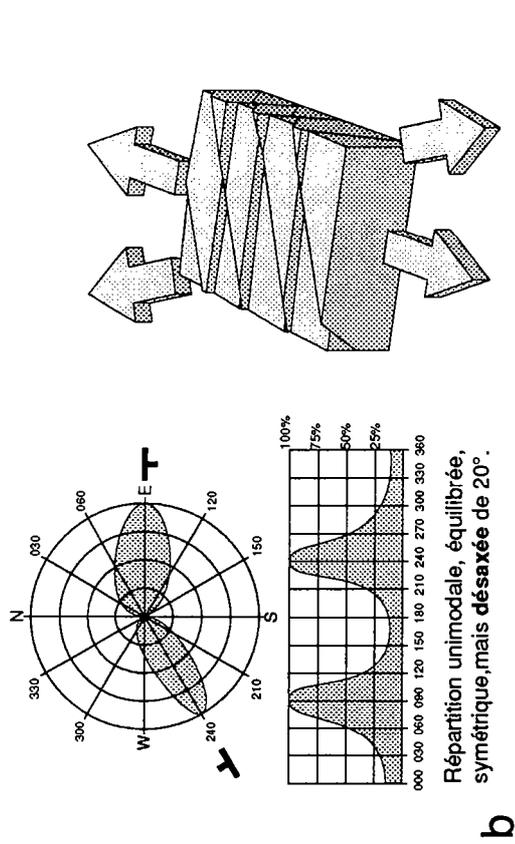
Fig 3-5 / Effet de bordure dans le cas de rifting oblique, les blocs sigmoïdes. a) Vue de surface d'un modèle analogique bicouche avec une direction d'extension parallèle aux marqueurs (d'après Tron et Brun, 1991). b) Bloc perspective du Nord-Est du lac Asal (d'après une photo de la navette spatiale NASA, voir Fig 4).

Les effets de bordure sont différents dans le cas de bordures obliques à la direction d'extension, c'est à dire de rifting oblique. L'expérience de la figure 3-5-a correspond à une extension orientée à  $45^\circ$  des bords du dispositif (parallèle aux marqueurs) [Tron et Brun, 1991]. Dans ce cas, des structures caractéristiques, les blocs sigmoïdes, apparaissent. Ces blocs résultent d'interférences entre les failles normales perpendiculaires à la direction d'extension et les failles localisées sur et parallèlement, aux bordures. Ces blocs peuvent être basculés et subdivisés en blocs plus petits de même forme. De tels blocs et sous-blocs sont clairement identifiables au nord du lac Asal et impliquent une composante décrochante senestre sur ce système de blocs (Fig 3-5-b)(petites flèches). En comparant les structures et les expériences, ceci permet d'argumenter une direction d'extension  $N45^\circ$  sur la direction globale N-S de la structure qui constitue l'extrémité de la zone de Mak'Arrasou. Ce point sera repris dans l'étude du champ de failles par zone.

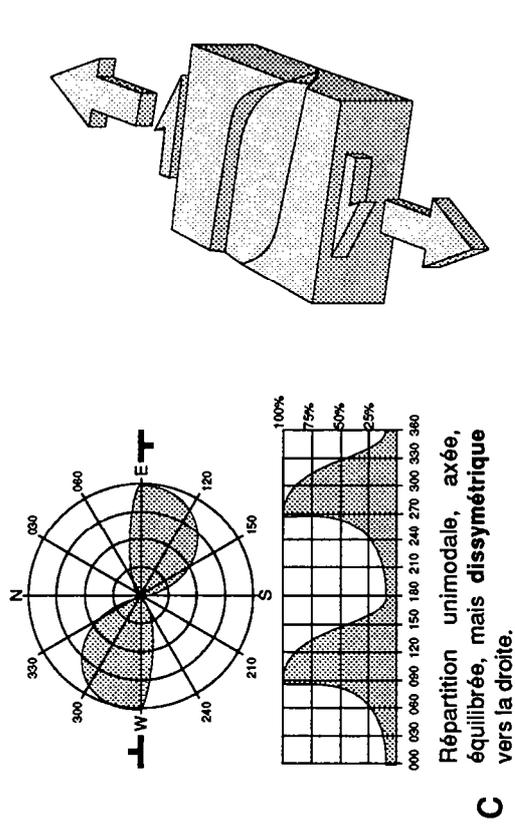
Ces différentes observations expérimentales permettent de discuter les conditions cinématiques à partir des caractéristiques du champ de failles par référence aux caractéristiques observées dans les expériences.



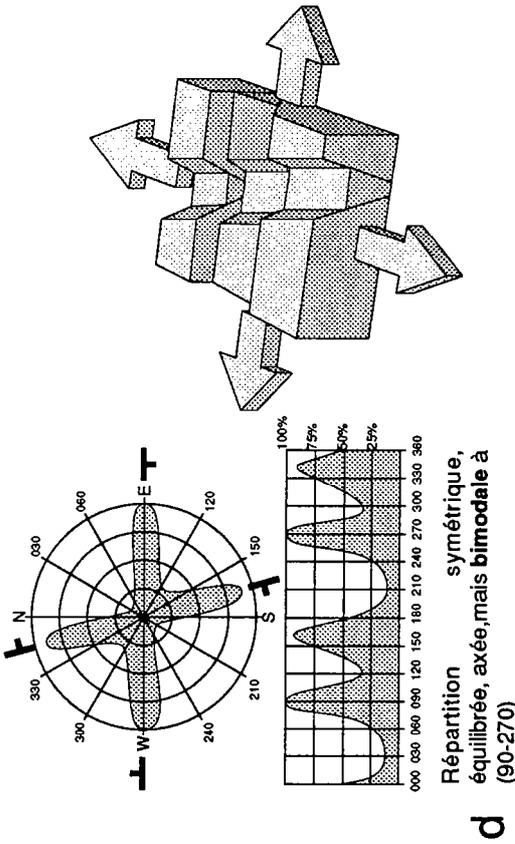
a



b



c



d

Fig 3-6 / Terminologie utilisée pour caractériser les répartitions des orientations de failles avec un exemple de mécanisme de déformation pouvant expliquer la répartition.

### 1-3- TERMINOLOGIE.

L'interprétation est réalisée sur trois types de figures qui sont :

- La coloration des failles en fonction de leur orientation (Fig 3-7-a), qui permet de repérer les zonations par les variations de la couleur dominante.

- La distribution de l'orientation des failles sous forme de rosace (Fig 3-7-b). La rosace permet une visualisation rapide des orientations par rapport au tracé du champ de failles mais amplifie exagérément l'importance relative des orientations (les pics sont amplifiés).

- La distribution de l'orientation des failles sous forme d'histogramme (Fig 3-7-b). L'histogramme est plus objectif quant à l'importance relative de chaque classe d'orientation, mais ne présente pas la continuité de la répartition (coupure à 0°) et est plus difficile à comparer directement avec la carte.

Outre les direction des pics, il est important d'observer la forme et la disposition des pics (Fig 3-6) :

Une rosace est dite "**équilibrée**" lorsque deux pics de vergence opposée ont la même amplitude. Un déséquilibre de la rosace (Fig 3-6-a) signifie qu'une des vergences est dominante, ceci s'observe en particulier pour les structures de type blocs basculés.

Une rosace est dite "**désaxée**" lorsque les pics majeurs, correspondant aux deux vergences opposées, font un angle différent de 180° (Fig 3-6-b). Ce décalage peut avoir plusieurs origines (changement cinématique, héritage...).

Sur un histogramme, un pic est "**symétrique**" si sa décroissance est régulière de part et d'autre du pic (Fig 3-6-c). Une dissymétrie peut être associée à un cisaillement dans le plan horizontal c'est à dire notamment des rotations de blocs autour d'un axe vertical ou des changements de cinématique (rifting oblique) [Tron, 1991]. Les histogrammes permettent aussi de mesurer l'équilibre et l'axe de la répartition mais sans les visualiser aussi bien que la rosace.

La répartition peut être **unimodale** lorsqu'il n'y a que deux pics à environ 180° l'un de l'autre ou plurimodale lorsque plus de 2 pics sont présents à des angles différents de 180° (Fig 3-6-d). Ce type de distribution peut être interprété en termes de déformation superposée ou de déformation progressive dans un milieu hétérogène (exemple: extension oblique sur des héritages structuraux).

Les relations entre les mécanismes de déformation et la distribution des orientations de failles sont mal connues et ne sont pas univoques. Les

interprétations évoquées précédemment ne sont pas les seules possibles. Il est donc important de réaliser systématiquement l'analyse par zone et par catégorie de failles pour éventuellement pouvoir les différencier.

## **2- CARACTERISTIQUES DU CHAMP DE FAILLES.**

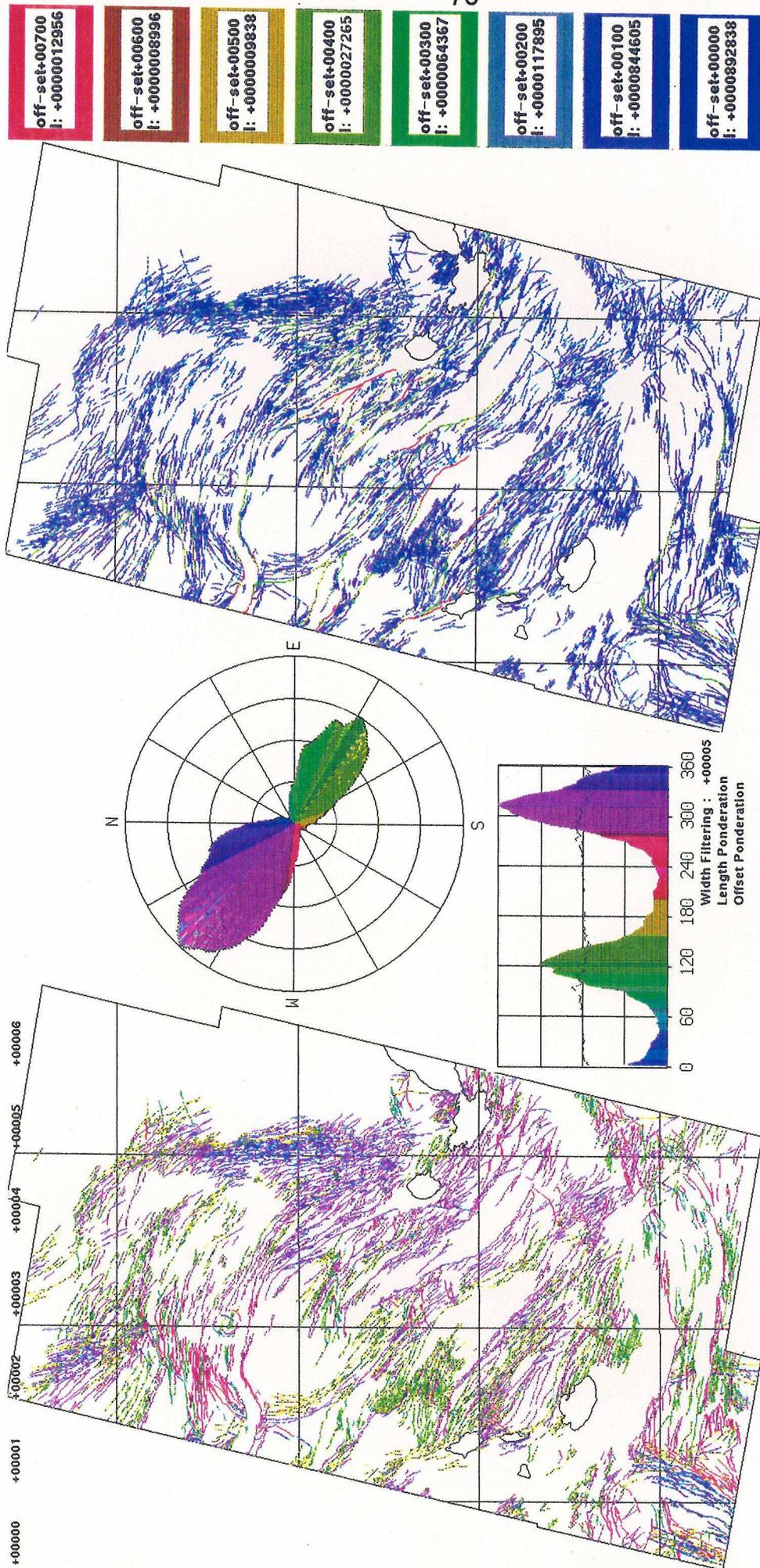
### **2-1- CARACTERES GENERAUX.**

L'orientation du champ total des failles (Fig 3-7) montre que la direction principale (ou pic principal) est à N320°, le pic opposé est désaxé à N120° soit de 20° et son amplitude n'est que de 75% celle du pic principal. Chaque pic est à peu près symétrique.

Pour les failles de rejet supérieur ou égal à 100m (Fig 3-8-a), le pic majeur se situe à N320° et la rosace, bien que mieux axée, est encore plus déséquilibrée car l'amplitude du pic opposé à N130 est inférieure à 50% du pic principal. Les failles majeures présentent donc une nette vergence vers le NE. De plus le pic majeur est dissymétrique de par la présence d'un pic secondaire à N345°. Cette dissymétrie peut être la conséquence des rotations de blocs dextres, mesurées dans le Sud de la dépression [Courtilot et al., 1984].

Pour les failles de rejet inférieur à 100m (Fig 3-8-b), le pic majeur se situe à N300° et est plus développé vers le Nord. La rosace est par contre plus axée et plus équilibrée que les rosaces précédentes avec une amplitude à 80% du pic majeur, le pic opposé étant à N120°.

Ces caractéristiques peuvent être interprétées comme étant le reflet de l'évolution globale du champ de failles. Les failles majeures, probablement les plus anciennes, sont apparues vers N310°, délimitant les blocs basculés, puis ont subi les rotations déterminées par le paléomagnétisme de 10 à 20° vers le Nord, elles indiquent donc des conditions de déformation très dissymétriques et non-coaxiales. Les failles mineures semblent, par contre, se développer en continu dans le temps pour accommoder la déformation interne des blocs (antithétiques des failles majeures) ou à leurs limites, d'où une répartition plus équilibrée et axée. Elles représentent la déformation coaxiale.

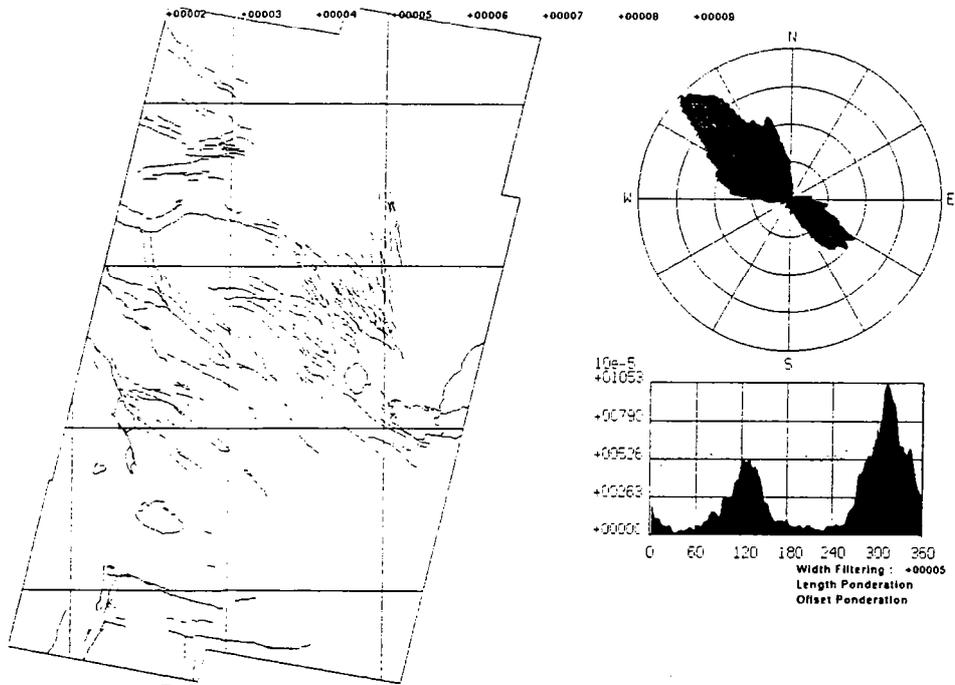


**a** **b** **c**

Fig 3-7 / Orientation de la totalité du champ de faille.

- a) Failles coloriées en fonction de leur orientation.
- b) Rosace et histogramme des surfaces activées donnant le code des couleurs.
- c) Failles coloriées en fonction de leur rejet - par classes de 100m-.

a



b

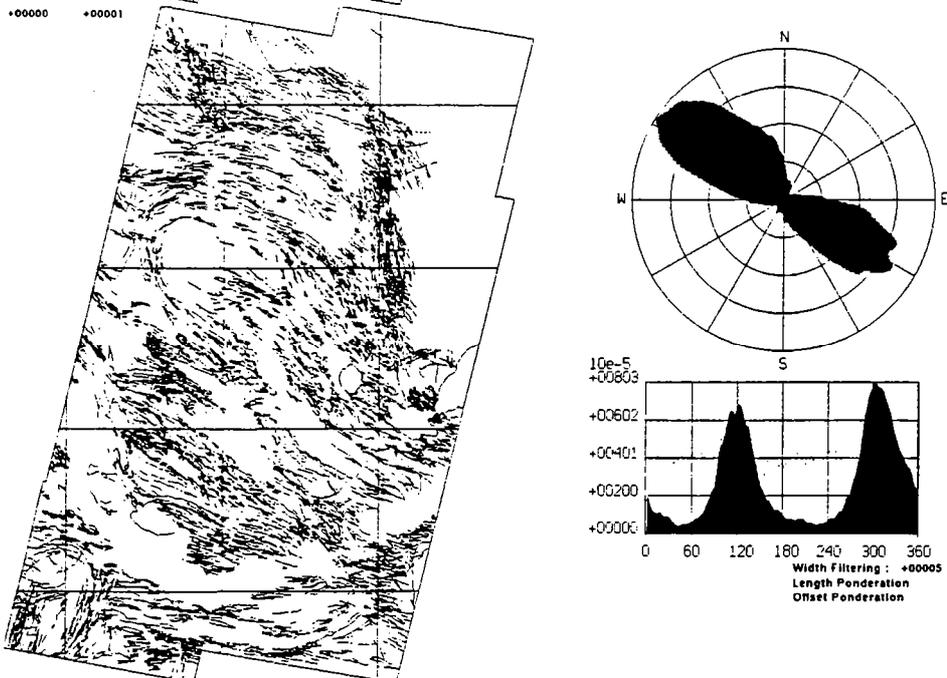


Fig 3-8 / Orientation des failles.

a/ des failles mineures (rejet inférieur à 100m).

b/ des failles majeures (rejet supérieur à 100m).

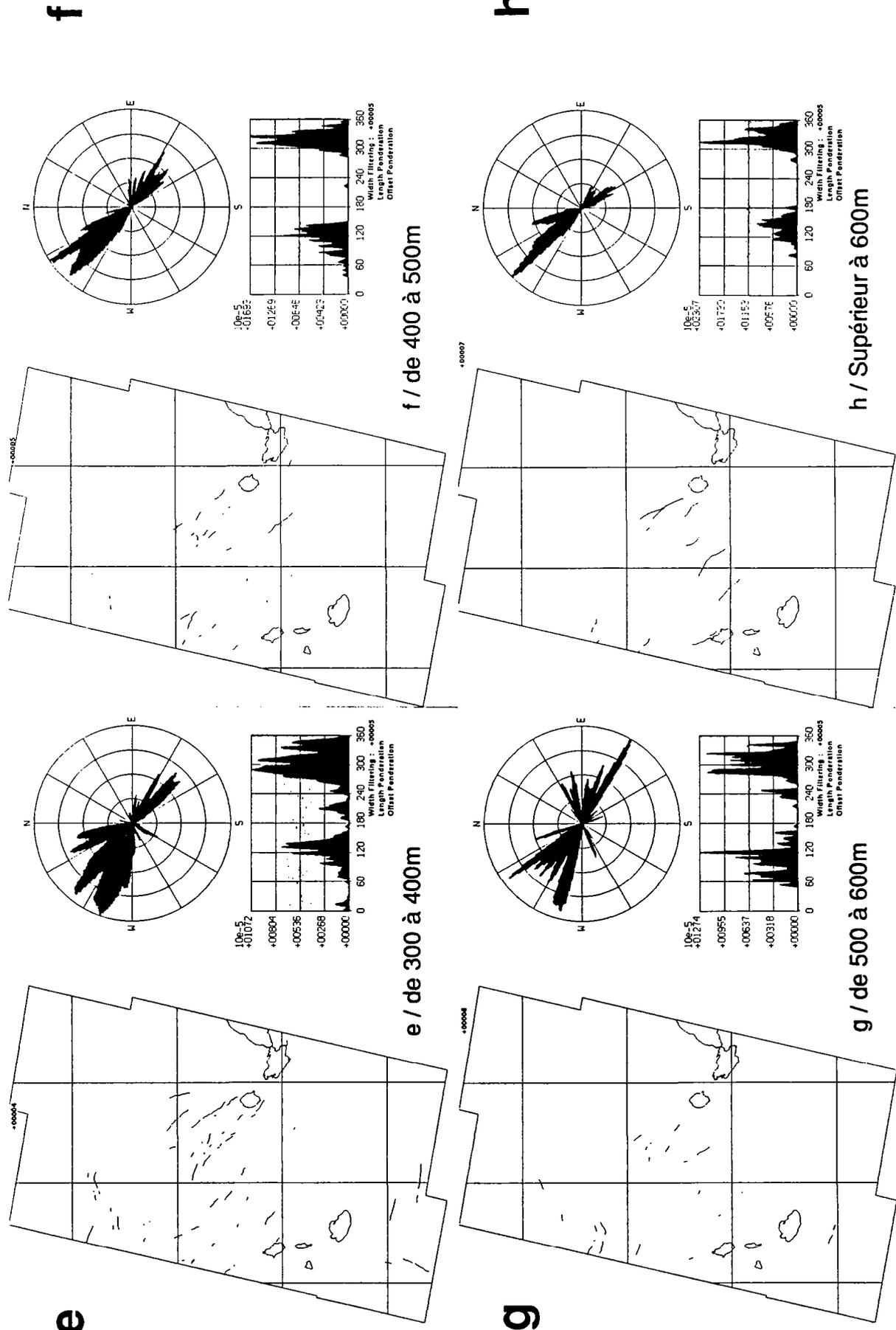


Fig 3-9 / Orientation des failles par classe de rejet de 100m.

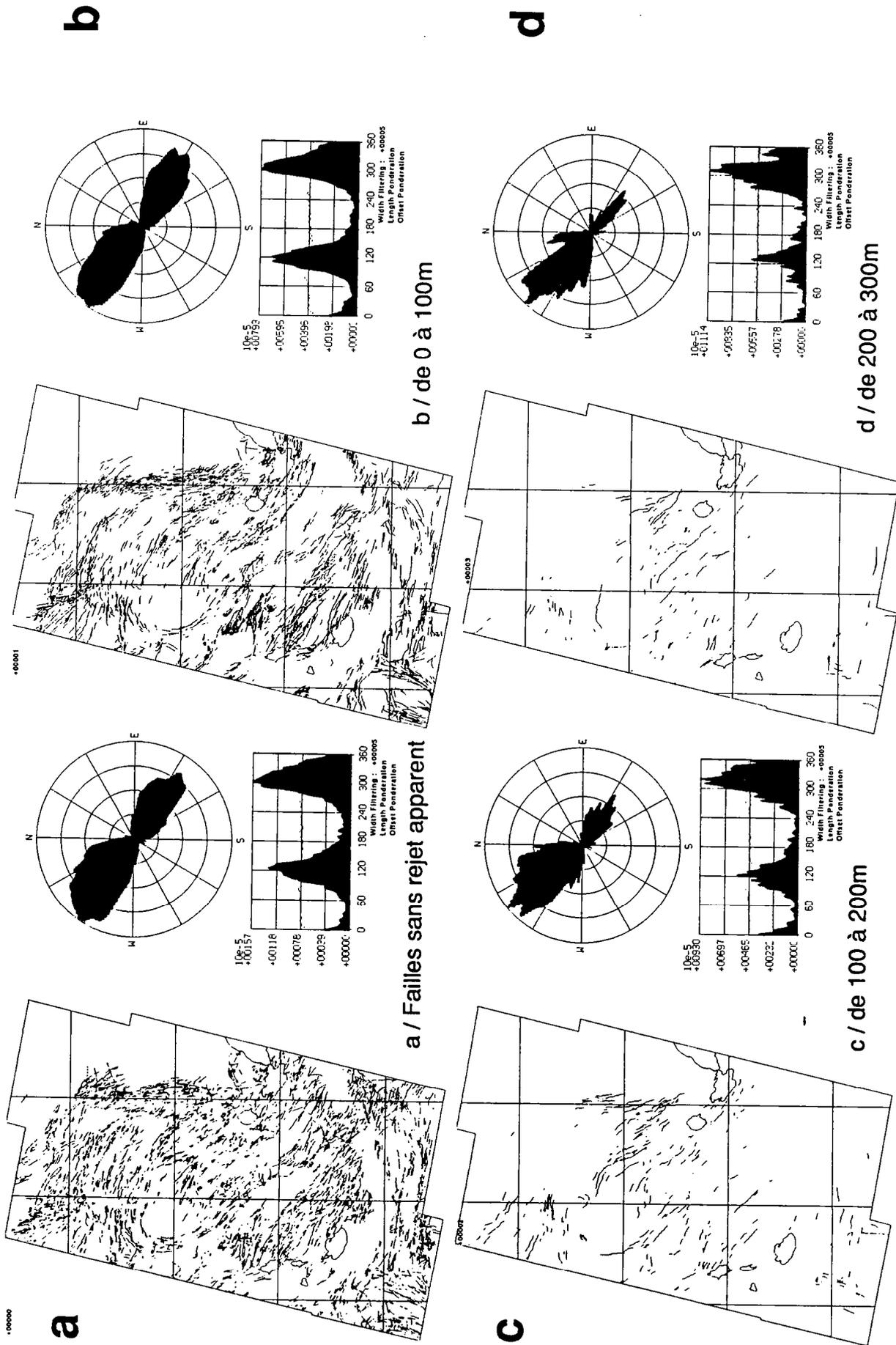


Fig 3-9 / Orientation des failles par classe de rejet de 100m.

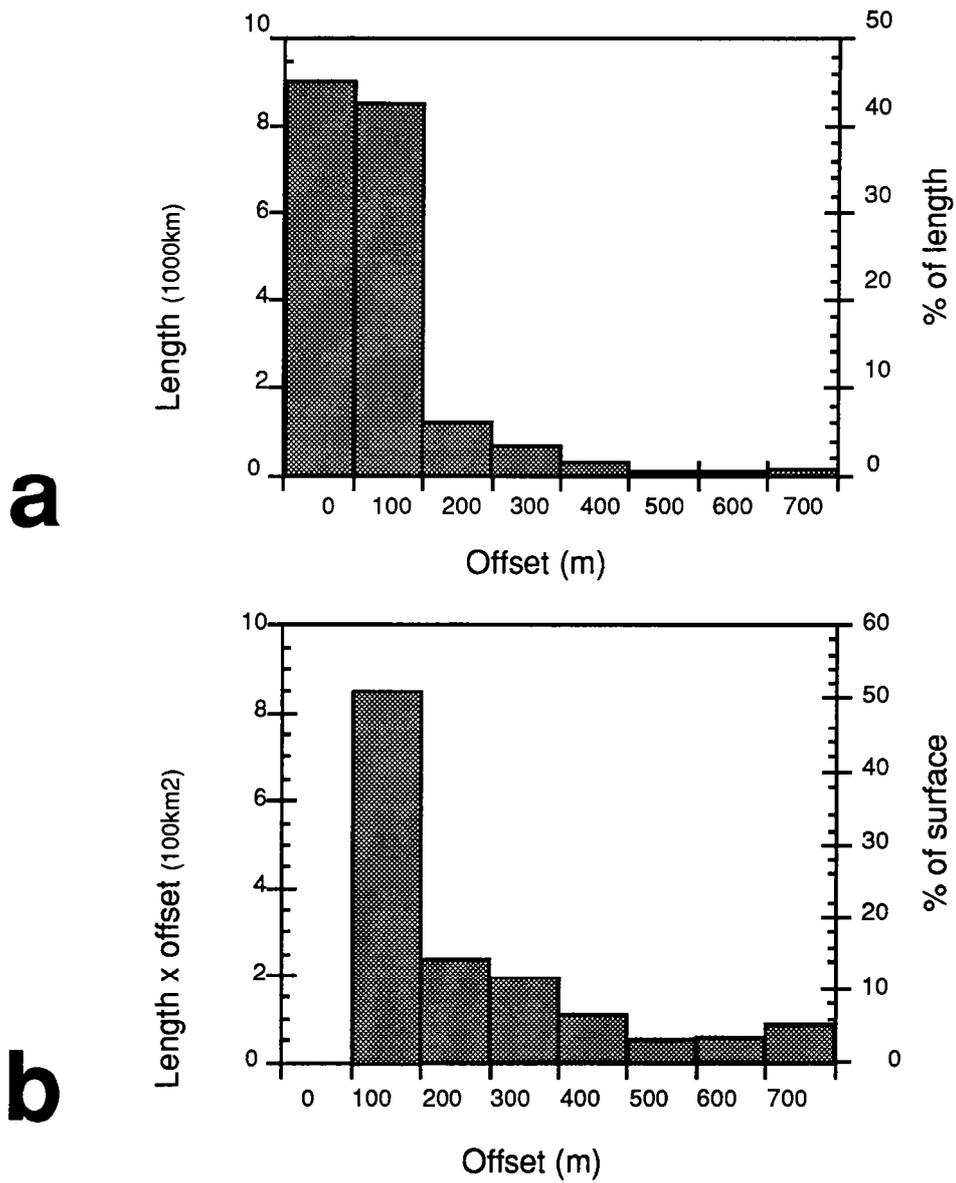


Fig 3-10 / Longueurs cumulées des failles par classe de rejet.  
 a / Longueurs non pondérées.  
 b / Longueurs pondérées par le rejet.

## **2-2- RELATION REJET-ORIENTATION.**

Les différentes catégories de failles n'ont pas toutes la même importance (Fig 3-10). Si les failles mineures totalisent près de 90% de la longueur des failles, en termes de surface activée, elles ne représentent que 52% de la surface totale, ce qui montre l'importance d'une pondération des longueurs par les rejets. Les failles mineures ont donc autant d'importance pour la quantification de la déformation que les failles majeures qui compensent leur faible longueur par une surface activée plus grande. Cette remarque est valable quel que soit le contexte tectonique à condition que la surface activée soit définie à partir du rejet réel de la faille. Dans le cas de l'Afar, aucun indice de composante décrochante importante sur les failles (estimation maximum 20%, voir ch2) ne permet de se limiter au calcul des surfaces activées à partir du rejet vertical des failles.

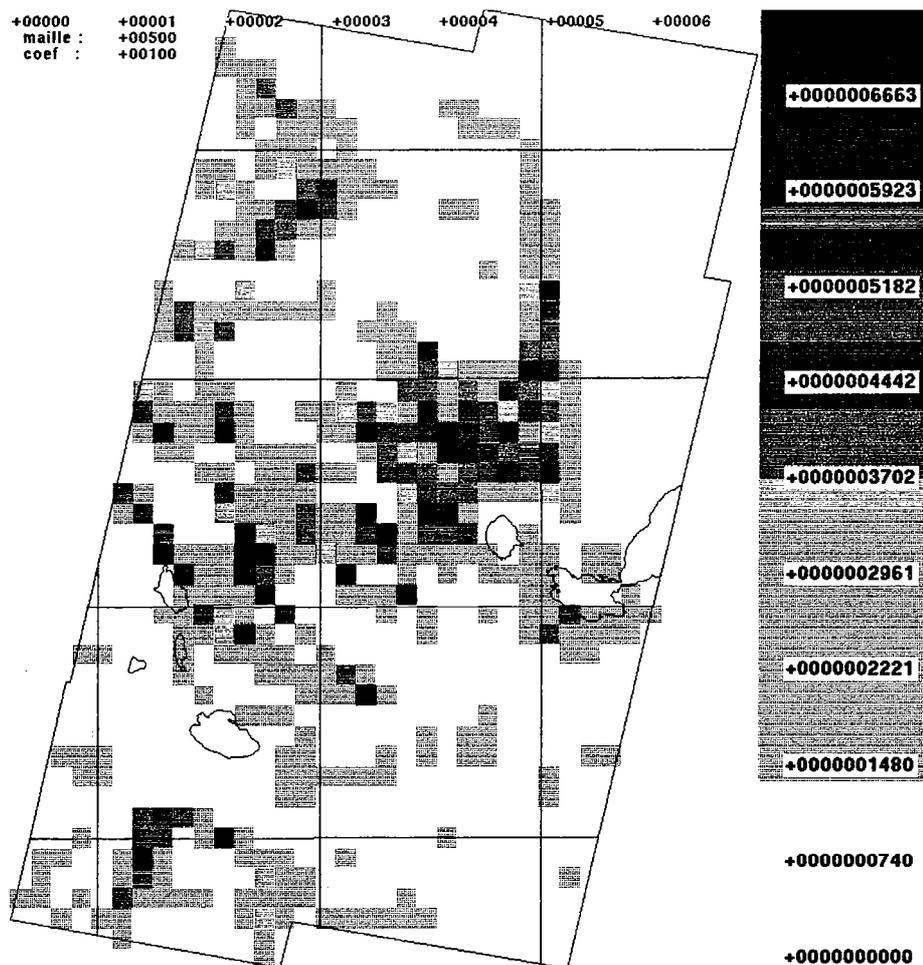


Fig 3-11 / Densités de surface de faille activée (Longueur x Rejet). La maille élémentaire a 5km de coté.

### **2-3- DENSITE DE FAILLES ET INTENSITE DE LA DEFORMATION.**

Il semble raisonnable d'estimer la quantité de déformation comme étant proportionnelle à la densité de surface activée (Fig 3-11), densité qui est définie comme le cumul des surfaces activées comprises dans une maille de référence. Des tests ont montré que pour le champ de failles étudié, une maille élémentaire de 5Km donne le plus d'information. Le calcul pour l'ensemble des failles montre certaines zones très denses telle la zone Gamarri-Alol. Par comparaison avec l'analyse en orientation, la densité des failles mineures semble plus homogène que pour les failles majeures, quelques pics dans le secteur de Gamarri et de Mak'Arrasou contrastent avec un fond homogène plus faible: ceci justifie l'interprétation des failles mineures comme significatives de la déformation diffuse du système. Par contre, la densité des failles majeures montre une plus forte hétérogénéité en particulier pour la zone de horst et graben, et une localisation sur la zone Gamarri-Alol.

Ce contraste entre failles mineures et failles majeures traduit l'accommodation par les failles majeures de la partie non-coaxiale de la déformation et par les failles mineures, de la partie coaxiale de la déformation. Une telle partition de la déformation est observée dans les expériences analogiques.

Cette interprétation peut être complétée en tenant compte des phénomènes thermiques. L'extension provoque une remontée des isothermes [Gaulier, 1990] et donc un abaissement de la viscosité de la croûte inférieure, mais aussi une remontée de la transition-fragile ductile qui affaiblit la croûte supérieure. Le problème est donc de savoir si le couplage, qui contrôle la déformation coaxiale, est constant ou non car les deux effets thermiques ont des conséquences opposées. Une évolution du couplage dans le temps se traduirait par une chronologie relative des failles. Les failles majeures sont antérieures aux failles mineures si le couplage augmente, et les failles mineures sont antérieures aux failles majeures si le couplage décroît. Aucun critère de chronologie n'as pu être déterminé sur les images satellitaires.

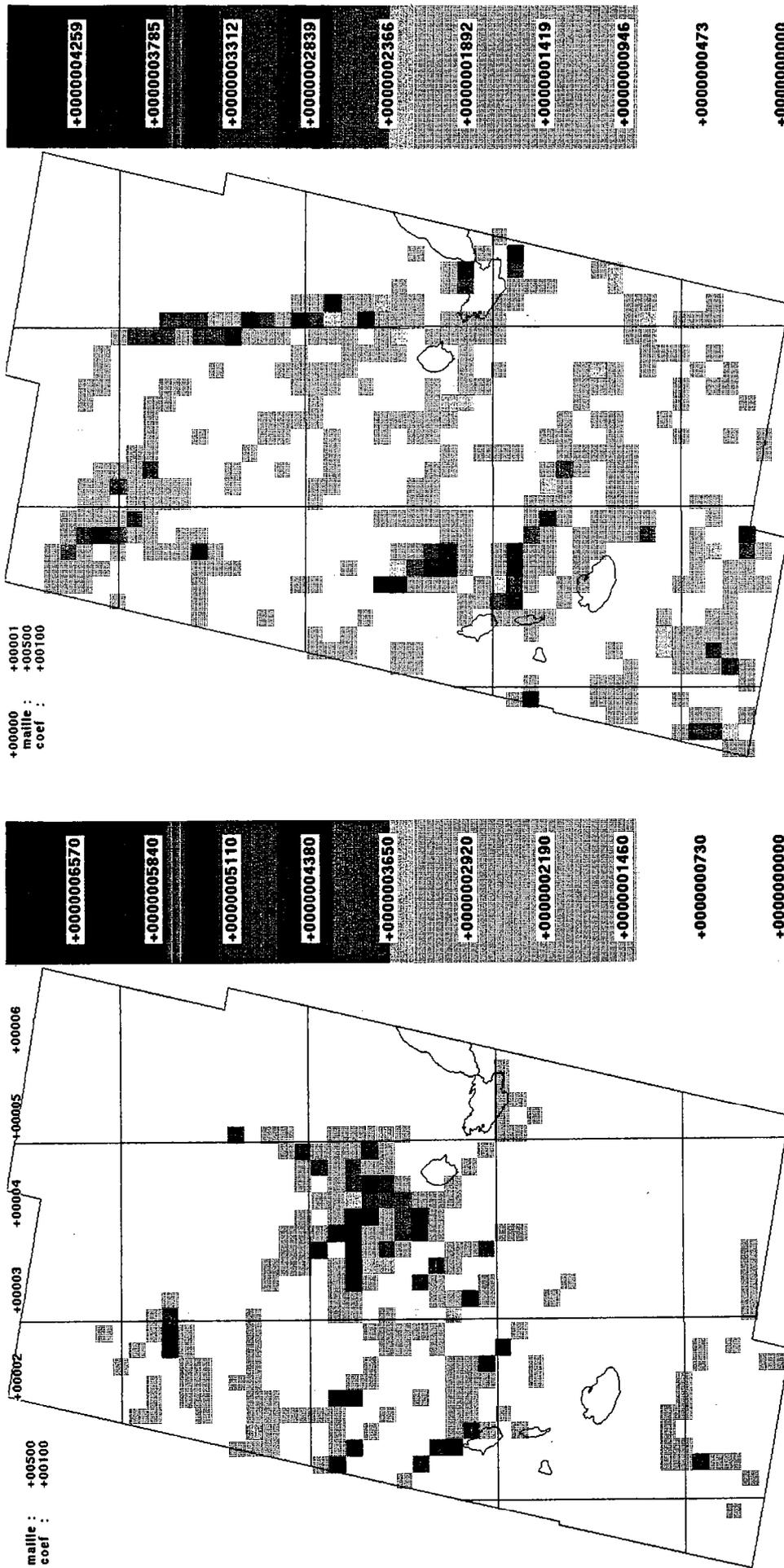


Fig 3-12 / Densité de surface de faille activée.

La maille élémentaire a 5km de côté.

a/ Failles majeures.

b/ Failles mineures.



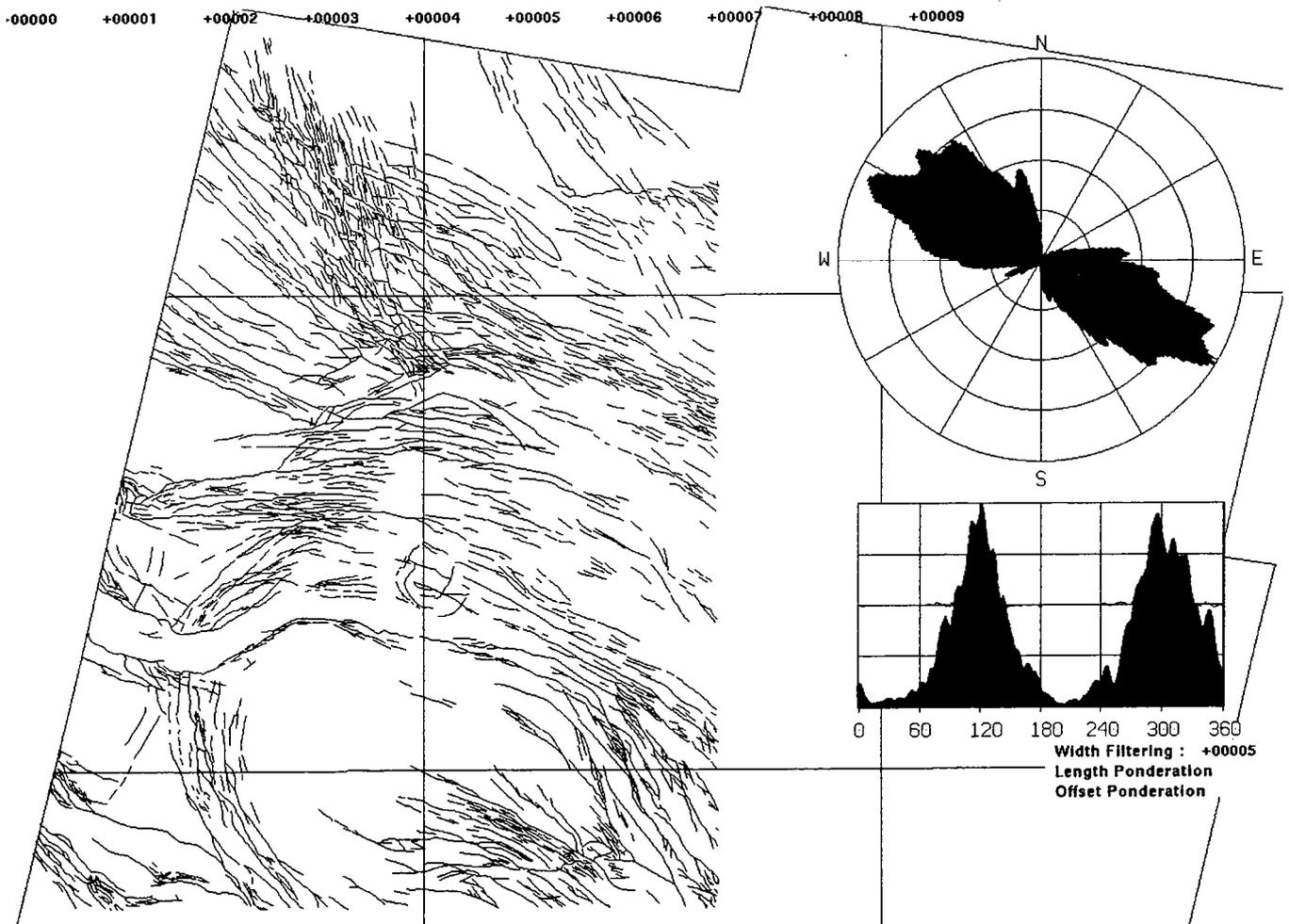


Fig 3-13 / Orientation des failles dans la zone d'Immino.

### **3- IDENTIFICATION DES DOMAINES DE DEFORMATIONS.**

L'analyse en orientation et en densité de la totalité des failles permet donc d'identifier des zones dont le type de déformation est différent. Quelles sont les caractéristiques et la signification tectonique de ces domaines?

#### **3-1 ZONE D'IMMINO : HORST ET GRABEN.**

Le secteur compris entre Gamarri, Dorra et Immino (Fig 3-13) est caractérisé par une structure en horst et graben. La rosace d'orientation est équilibrée et quasi symétrique autour de N140 et N320. Ce mode de déformation suggère que la croûte supérieure cassante est fortement découplée à sa base puisque elle ne subit pas de cisaillement important ni dans le plan vertical ni dans le plan horizontal, qui déséquilibreraient la rosace en favorisant une des deux vergences. Ceci est argumenté par la forte localisation de la déformation dans les grabens (Fig 3-11) qui traduit un comportement très cassant de la croûte. Cependant, les nombreux pics secondaires de l'histogramme montrent que la déformation est complexe. Il est possible d'interpréter le Nord de la zone comme la bordure du bloc Danakil car elle présente des similitudes avec la zone de Mak'Arrasou (cf 3-16), et en particulier une forte densité de failles mineures selon deux directions (N170-350 et N140-320) bordant un plateau peu déformé.

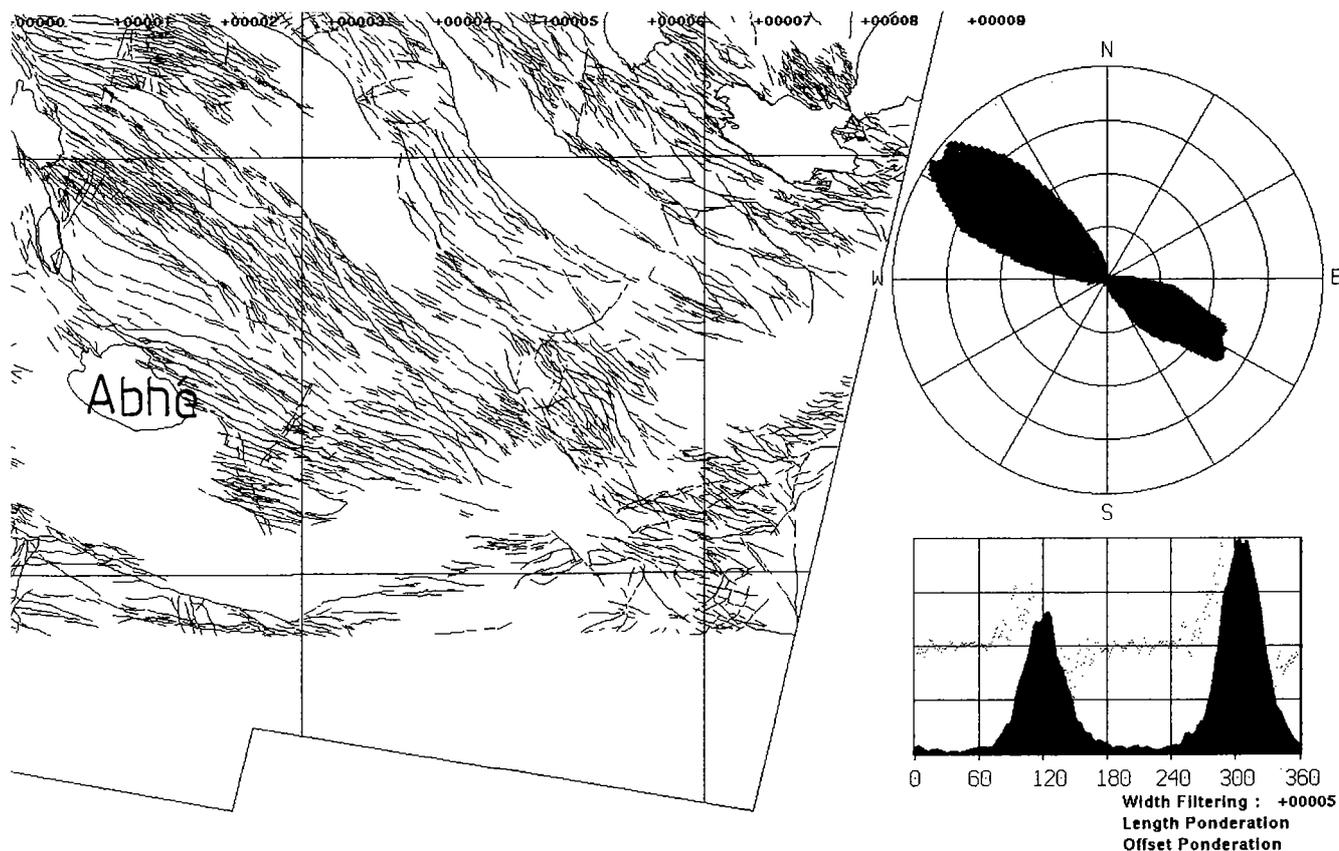


Fig 3-14 / Orientation des failles dans la zone d'Abhe-Asal.  
Photo : Bord Ouest du Bloc de Gagade (vers le Nord). Le pendage de  $17^\circ$  et la fracturation interne du bloc synthétique des failles majeures sont clairement visibles.

### **3-2 ZONE ABHE-ASAL : BLOCS BASCULES.**

Le Sud-Est de la dépression Afar est caractérisé par la présence de blocs basculés dont la largeur décroît d'Ouest en Est (Fig 3-14), de 40 à 20km, et dont le basculement croît en moyenne de 3 à 17°, dans le même sens. L'analyse de l'orientation des failles reflète cette structure. La rosace, qui montre un pic principal à N310, est très déséquilibrée avec une amplitude du pic majeur de 50%, tant pour les failles majeures que pour les failles mineures. Ce domaine subit donc un cisaillement basal important, la croûte inférieure étant dans ce cas plus résistante que dans la zone d'Immino. Cette zone a, de plus, une densité forte et homogène de failles mineures (Fig 3-11) qui peut aussi être attribuée à un cisaillement horizontal à la base des blocs (cf Fig3-4b).

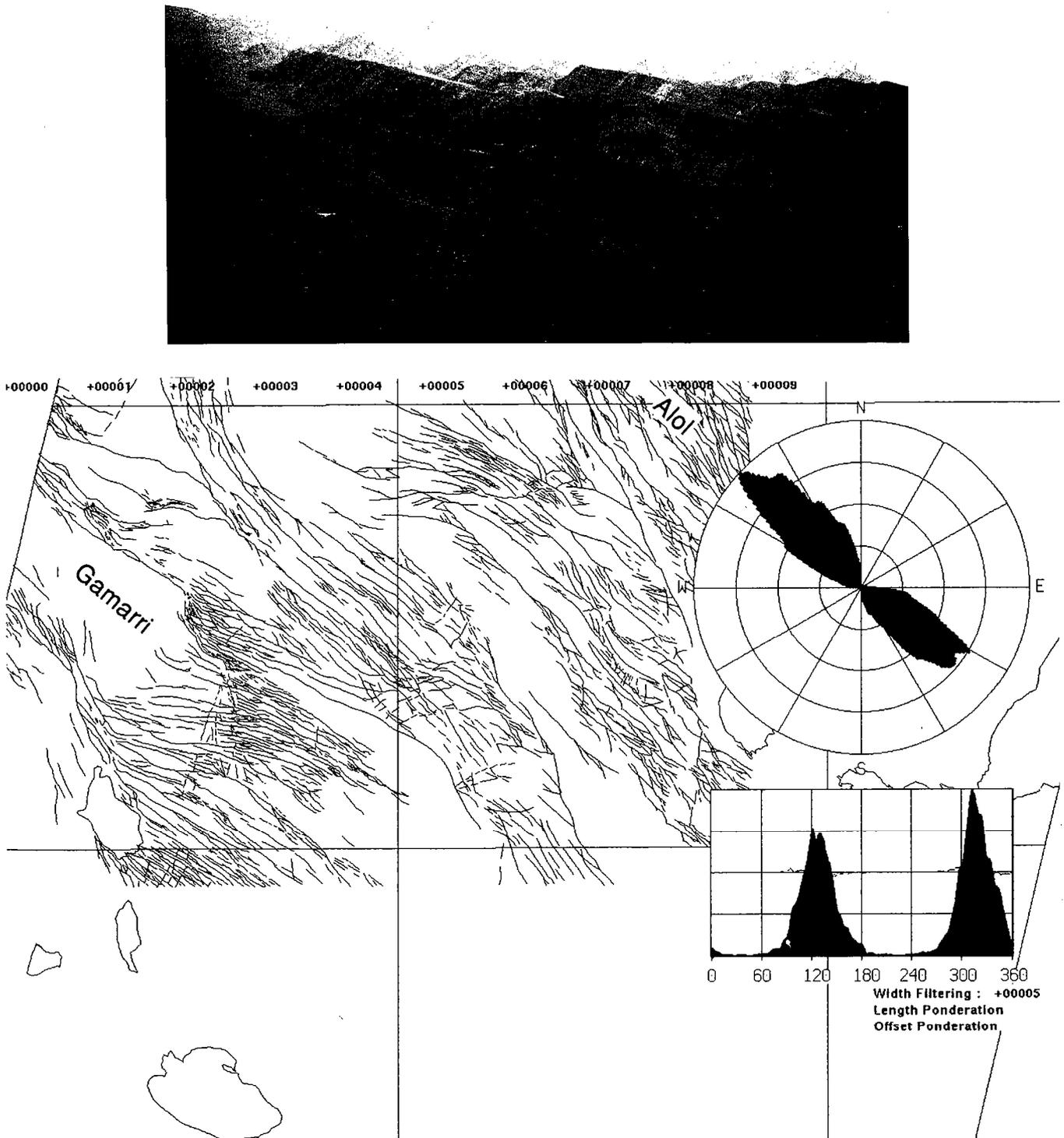


Fig 3-15 / Orientation des failles de la zone de transfert de Gamarri-Alol.

Photo : La série de blocs basculés de Galafi permet le transfert de la déformation entre la faille Nord du Hanle au premier plan et la faille Sud de Dobi visible à l'arrière plan, les vergences étant opposées.

### **3-3 ZONE DE TRANSFERT DE GAMARRI-ALOL.**

Cette zone se caractérise sur la carte du champ total des failles (Fig 3-7) par une dominante N120 à l'opposé de la tendance générale (Fig 3-15), exprimée dans les nuances vertes. Elle sépare les zones de Immino et d'Abhe-Asal. Elle présente à la fois une des plus fortes densités de failles mineures (Fig 3-11) mais aussi la quasi-totalité des failles majeures (rejet > 600m) (Fig 3-9). La forme de la zone ne pouvant pas être individualisée dans un rectangle (format imposé par le programme), il a été nécessaire de la segmenter. L'analyse en orientation montre une répartition totale presque équilibrée (75%) selon la direction régionale (N315°-125°) et désaxée de 10°. Contrairement à la zone des blocs basculés, si les failles majeures (>100m) sont aussi orientées N315° (avec un très net déséquilibre de 50%), les failles mineures ont par contre une orientation de N125°. Cette inversion entre failles majeures et failles mineures est localement très marquée comme au Sud du plateau de Gamarri (carte générale). D'autre part, de nombreuses failles en prolongation des failles délimitant les blocs de la zone Sud s'incurvent de la direction NO-SE à presque E-O. Cette zone est donc soumise à des cisaillements verticaux et horizontaux (déséquilibre et désaxement) qui permettent d'interpréter ce secteur de Gamarri-Alol comme une zone de transfert accommodant les variations de déformation entre les blocs basculés au Sud et les horst et grabens au Nord. La notion de zone de transfert est utilisée dans ce cas pour définir une zone permettant le transfert de la déformation entre deux zones dont le type de déformation est contrasté. Ce transfert s'exprime par du cisaillement senestre et dextre dans le plan horizontal pour accommoder les taux d'extension ou de rotation différents mais aussi de la torsion pour passer de blocs basculés à des blocs restés horizontaux, les horsts. Ce mécanisme est très probablement responsable de l'intense fracturation du Sud du bloc de Gamarri.

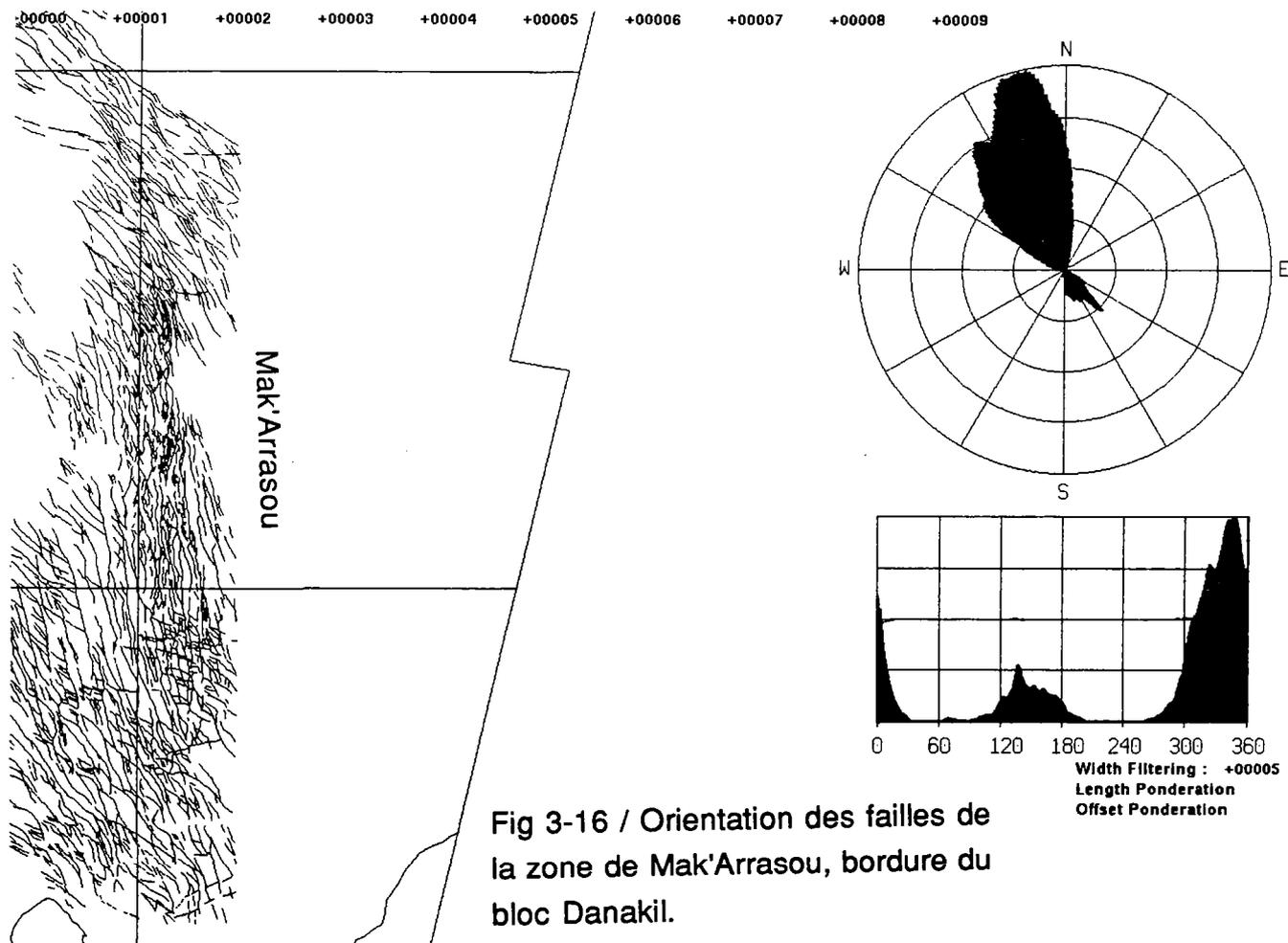


Fig 3-16 / Orientation des failles de la zone de Mak'Arrasou, bordure du bloc Danakil.

### **3-4 BORDURE DU BLOCK DANAKIL : MAK'ARRASOU.**

Il est tentant d'associer ce secteur à la zone précédente puisque localisé dans son prolongement (Fig 3-16). Cependant, plusieurs caractères les différencient. La rosace de cette zone est la plus déséquilibrée, 80% des failles étant à vergence N-E. Le pic majeur est relativement large et semble résulter de la superposition d'un pic N320° et d'un pic N340°. Le pic opposé N130° est très faible et provient majoritairement de failles externes à la zone de Mak'arrasou sensus stricto. Cette analyse confirme, par comparaison avec des modèles analogiques [Tron et Brun, 1991] et par les critères d'extension locaux (Fig3-5), l'obliquité de l'extension variant de N45° dans la partie Sud à N090° dans la partie centrale. Cette zone est bordée à l'Ouest par la terminaison de la zone d'Immino et à l'Est par le bloc Dankaly Sud qui n'est pas faillé dans la partie Nord de la figure et dont la déformation récente n'est pas étudiable dans la partie sud par la méthode utilisée (taux d'érosion trop élevé) bien qu'elle semble absente, comme dans la partie nord. De plus, on observe une décroissance d'Est en Ouest de l'importance des failles et de la largeur des blocs basculés qui la composent. Il semble donc que cette zone soit affectée par un cisaillement horizontal dont la profondeur décroît d'Est en Ouest et accommode la transition entre le bloc danakyl non déformé et le centre de la dépression.

La zone de Mak'arrasou est donc une zone d'amortissement (effet de bordure le long d'un bloc non déformé) dont l'orientation est délimitée par la bordure du bloc Danakil.

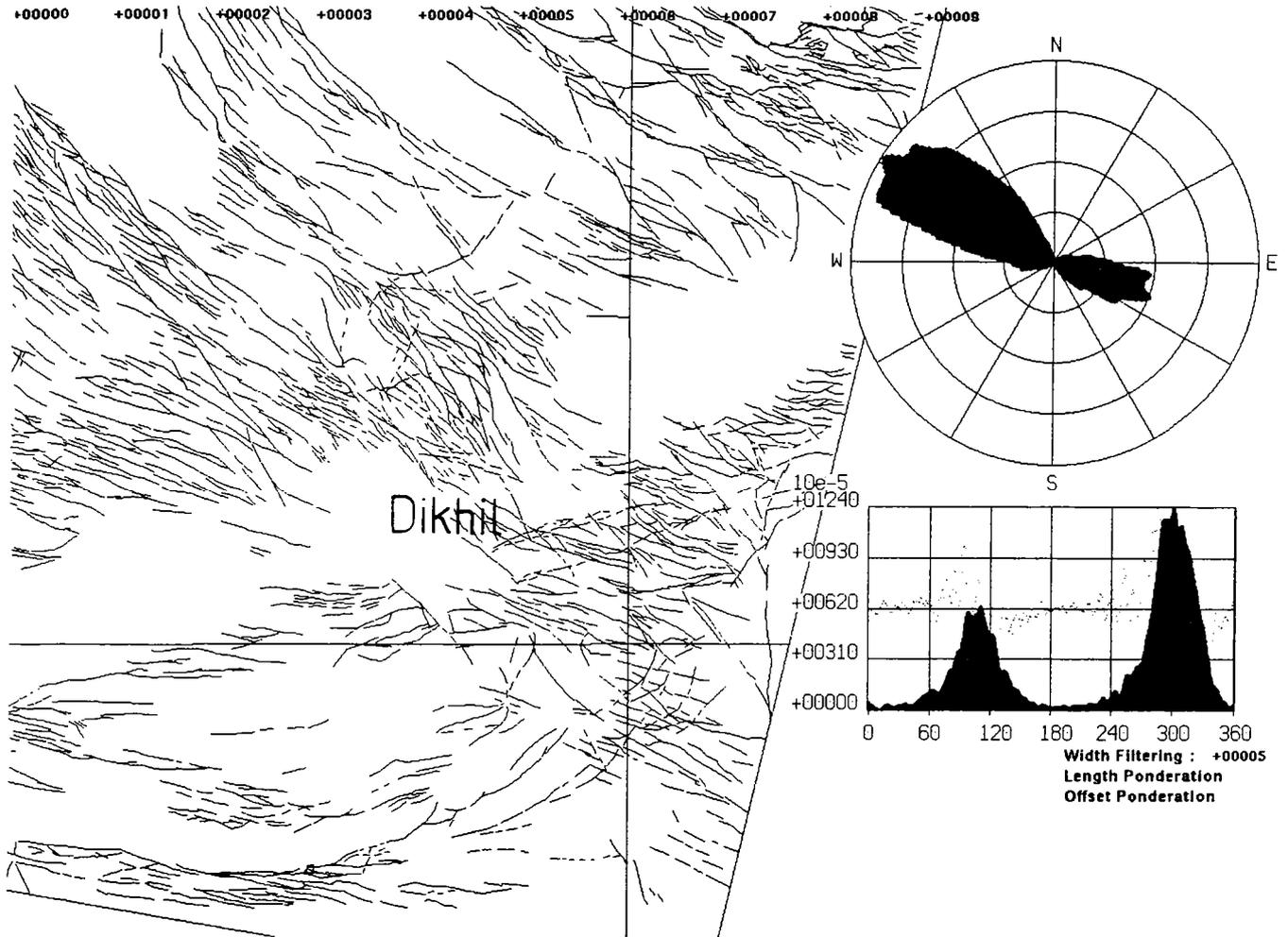


Fig 3-17 / Orientation des failles dans la zone de la bordure Nord du bloc d' Aysha

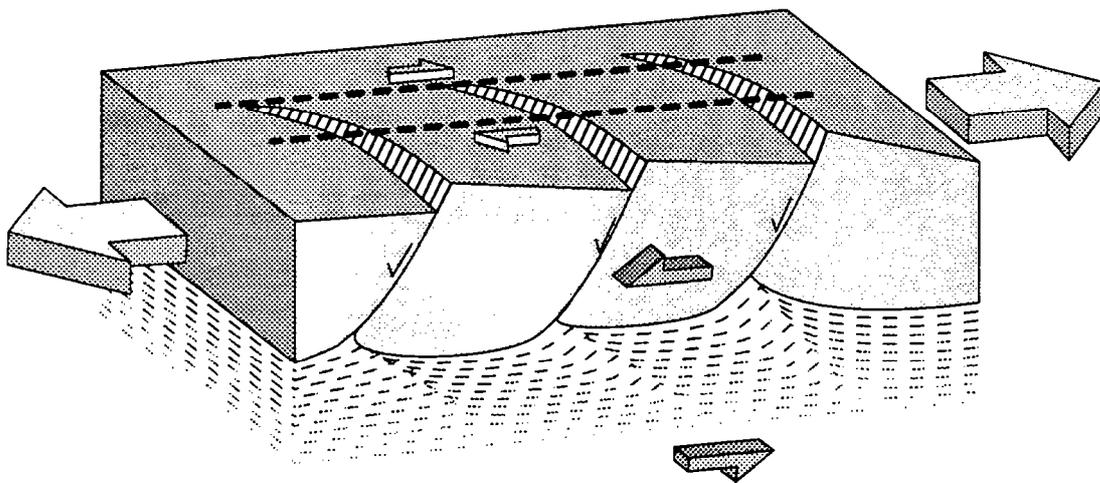


Fig 3-18 / Bloc diagramme résumant la cinématique de la bordure Sud de la dépression Afar, vue par le Nord. (Amortissement latéral des blocs basculés).

### **3-5 BORDURE NORD DU BLOC D'AÏSHA.**

Au Sud-Est de la région étudiée, le bloc d'Aïsha (ou d'Ali-Sabîeh) présente peu de déformations récentes. Il faut souligner que, comme pour la zone Gamarri-Alol, la géométrie des contours, imposée par le programme, englobe une partie non négligeable de zones voisines, ce qui perturbe les résultats. D'autre part, la présence de nombreux petits bassins minimise le rejet des failles ainsi que l'érosion qui semble ici plus forte que dans les zones précédentes. Quoiqu'il en soit, certaines caractéristiques peuvent être identifiées (Fig3-17).

Les failles majeures de la zone de blocs basculés d'Abhe-Asal s'amortissent dans cette zone en s'incurvant de N310 à N280. Les orientations de cette zone montrent une plus large répartition que dans la zone Abhe-Asal, une rosace très désaxée ( $15^\circ$ ), et un déséquilibre très important des amplitudes de 50%. Ces critères caractérisent une composante décrochante dextre le long de la ligne NE-SO, le long de laquelle une série de bassins souligne l'amortissement et la courbure des failles majeures.

Cette zone assure donc le transfert de la déformation entre la zone Abhe-Asal et le bloc d'Aïsha non déformé par une réorientation des structures et une composante dextre de la déformation (Fig3-18). Elle correspond à une combinaison de cisaillement basal et d'effet de bordure tel qu'ils ont été décrits dans le paragraphe (1-2). Notons que cette zone est dans l'axe du Golfe de Tadjoura.

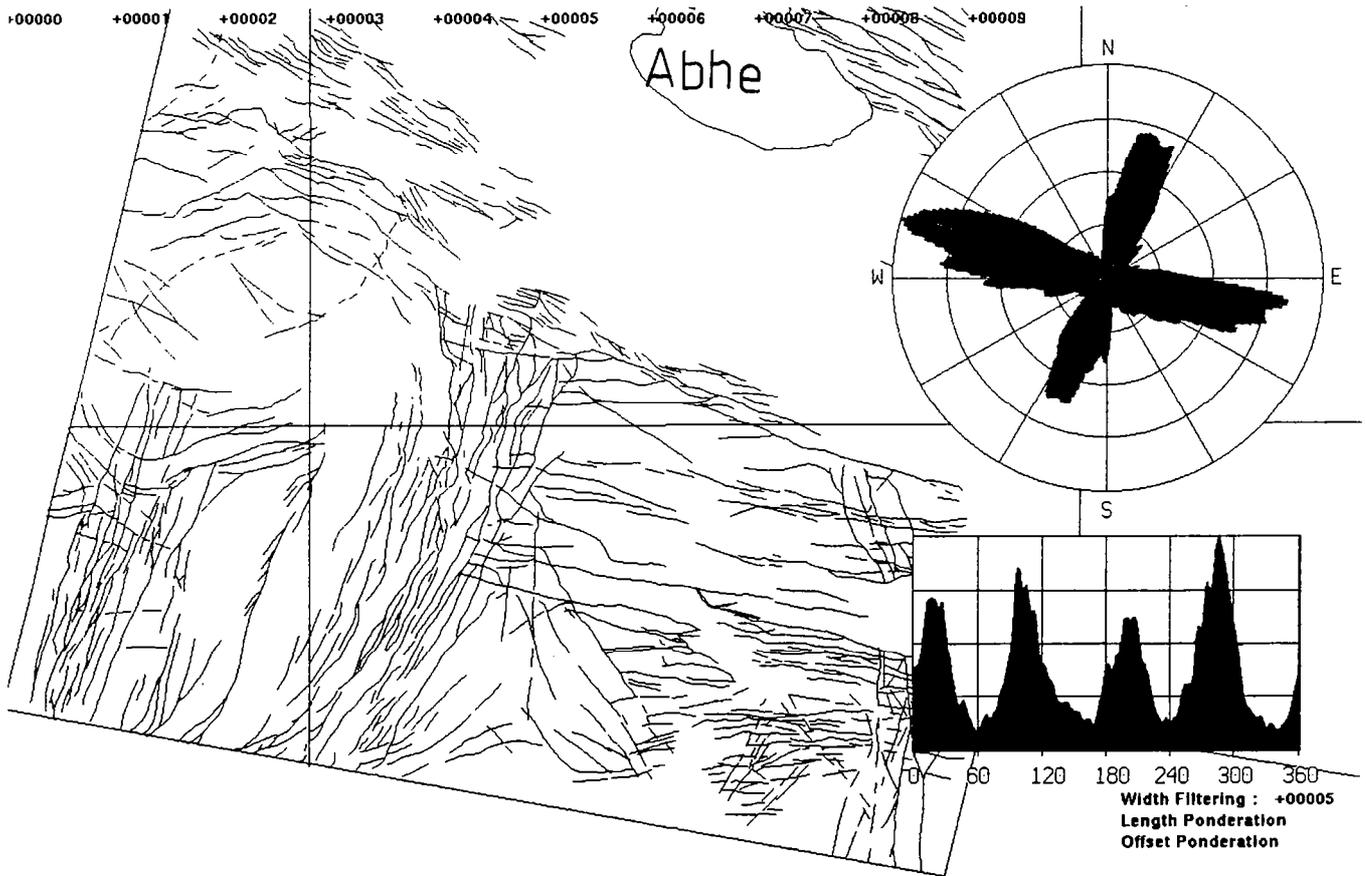


Fig 3-19 / Orientations des failles dans zone du rift éthiopien.

### 3-6 RIFT ETHIOPIEN.

Les structures de l'extrémité Nord du Rift Est Africain pénètrent en Afar au Sud Ouest de la dépression. Ces structures, en partie visibles dans le domaine étudié, recoupent les failles de la zone des blocs basculés. L'orientation des failles (Fig 3-19) montre un histogramme bimodal très net. La rosace d'orientation des failles du rift éthiopien est axée et équilibrée à 80%. Les pics correspondants sont cependant légèrement bimodaux (N15-195° et N25-205°) et présentent donc des indices d'une légère composante décrochante dextre. Des fractures en échelon dextre dans le rift (juste à l'Ouest du méridienne sur la Fig3-19), confirment cette interprétation. Nous avons vu dans le chapitre 1, que la direction d'extension déterminée à partir des mouvements des plaques Afrique-Arabie-Somalie est N105°. La perpendiculaire à cette direction est N015°, ce qui correspond à une direction purement normale sur les structures observées. Il est donc probable que la direction N105° soit sous-estimée, et plus proche de N115°. A partir de cette direction, le calcul inverse accroît la vitesse d'ouverture du golfe d'Aden de 0,07cm/a, valeur très inférieure à la précision des données. Il n'est donc pas incohérent d'estimer la direction d'extension du rift éthiopien N115°.

Les structures associées aux blocs basculés de la zone Abhe-Asal subissent une faible perturbation dans le rift éthiopien qui disperse les orientations et semblent créer une troisième orientation à N270°. On observe pourtant leur signature de blocs basculés qui est très déséquilibrée (N290° et N120° à 50%) et dissymétrique à gauche. Cette orientation montre un angle de 20° avec l'orientation majeure des blocs Abhe-Asal (N310°). Si on interprète cette zone comme la limite Sud de la zone de bloc, cet angle peut être dû d'une part à la disposition en éventail et, d'autre part à la rotation dextre des blocs ( $14^{\circ} \pm 7$  [Courtilot et al., 1984]).

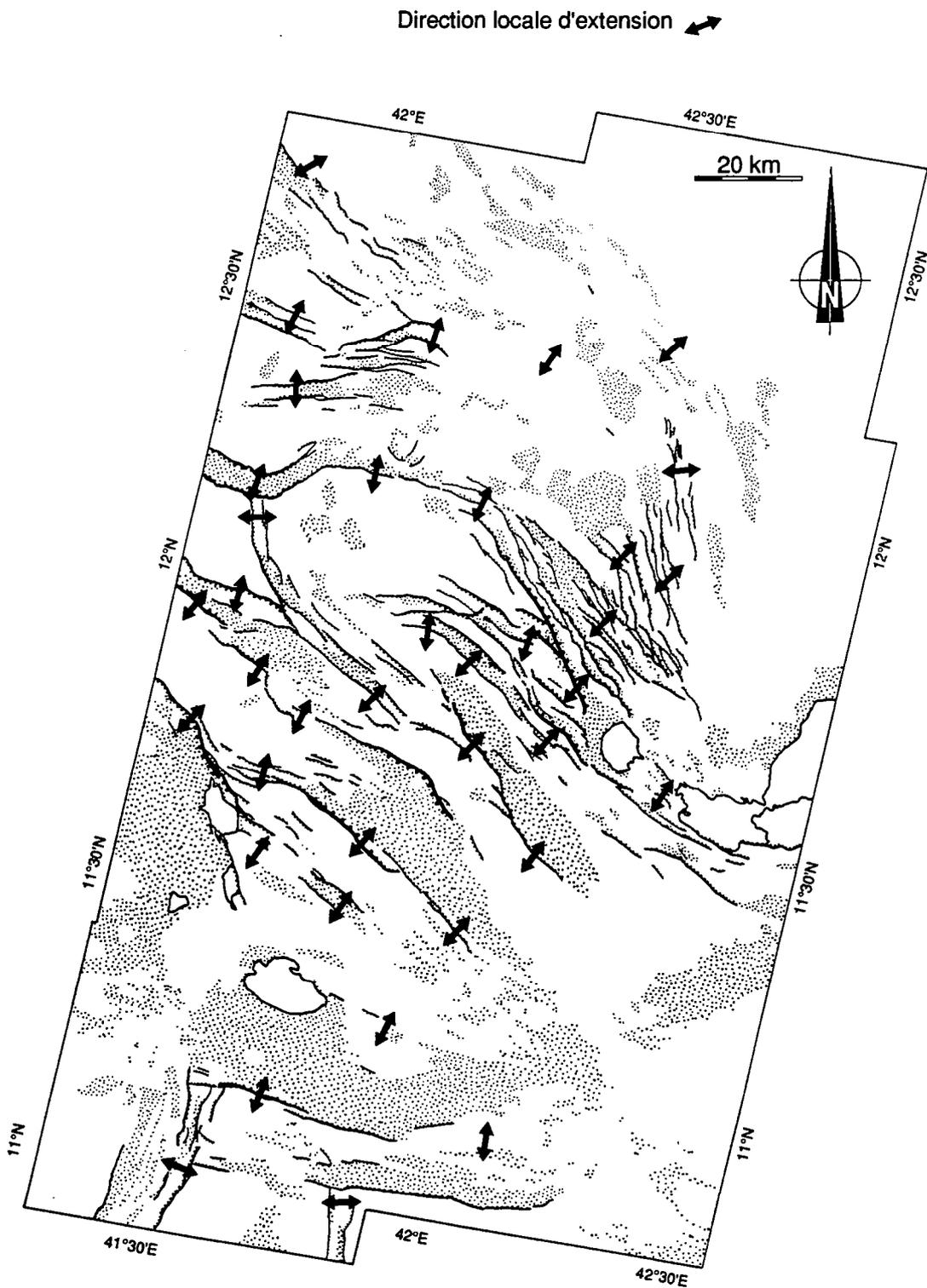


Fig 3-20 / Carte des directions locales d'extension déterminées par les critères cinématiques du champ de failles.

#### **4- STRUCTURES SUPERPOSEES ET DEFORMATION PROGRESSIVE.**

Nous venons de voir que le champ de failles est décomposé en domaines dont les mécanismes de déformation sont assez différents les uns des autres. Ce découpage est-il le reflet d'une anisotropie de l'extension ou bien traduit-il une réponse mécanique différente à une extension globalement homogène, à cause de conditions rhéologiques différentes (point déjà discuté pour chaque zone individuellement).

La carte des directions locales d'extension apporte un élément de réponse. Ces directions ont été déterminées par des critères structuraux ponctuels tel ceux décrit dans le chapitre 2. Le champ d'extension est relativement homogène : la direction moyenne varie de N020° vers N045° du Sud-Ouest vers le Nord-Est, du lac Abhe vers Mak'Arrasou. Les exceptions peuvent toutes être expliquées dans ce champ. L'influence du Rift Est Africain permet d'expliquer les directions N100° et N090° du secteur Sud. L'extension Est-Ouest au Sud d'Immino a été expliquée en détail précédemment (cf ch2p2-1-6). La direction N090° dans Mak'Arrasou est l'une des composantes de l'extension dont la somme donne la direction N045°, la bordure du plateau danakil favorisant son individualisation. La plupart des "anomalies" sont associées à des structures de faible amplitude ce qui minimise leur importance.

Pour évoquer un polyphasage de la fracturation depuis 3Ma en terme de variation des conditions cinématiques aux limites du système, il faut que ces conditions aient changé, or aucun indice ne le montre dans les autres régions (Aden, Mer Rouge, etc...).

Il semble donc raisonnable de considérer l'ensemble des structures comme résultant d'un contexte cinématique constant dans le temps. Il ne semble pas y avoir de relation entre les massifs volcaniques âgés d'au moins 3Ma et la fracturation. Ce point n'est pas vraiment démontrable étant donné la densité importante de failles, mais plusieurs massifs rhyolitiques sont traversés par des failles sans changement de direction de ces failles.

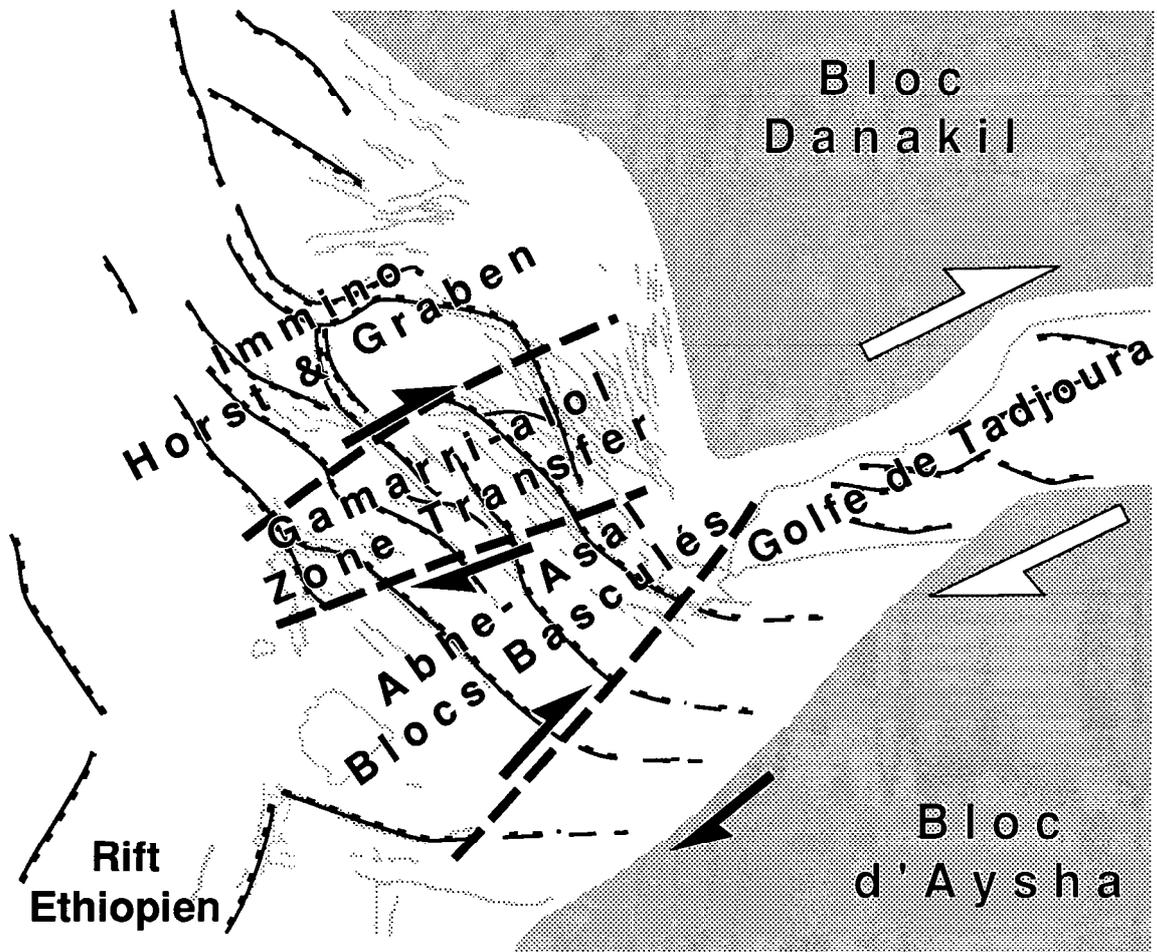


Fig 3-21 / Domaines de déformation en Afar méridional et composantes de transfert associées

## 5- CONCLUSION.

Il est donc possible de caractériser, à partir de l'analyse géométrique du champ de failles, des domaines de déformation distincts et les caractéristiques cinématiques de la déformation qui les affectent (Fig 16).

Deux zones principales :

- La zone d'Immino, structurée en horst et grabens, probablement déformée en aplatissement avec cependant une extension principale régionale d'orientation N020°.
- La zone Abhe-Asal, structurée en blocs basculés témoignant d'un cisaillement horizontal important et dont la direction d'extension varie progressivement de N020° à N040° du S-O au N-E.

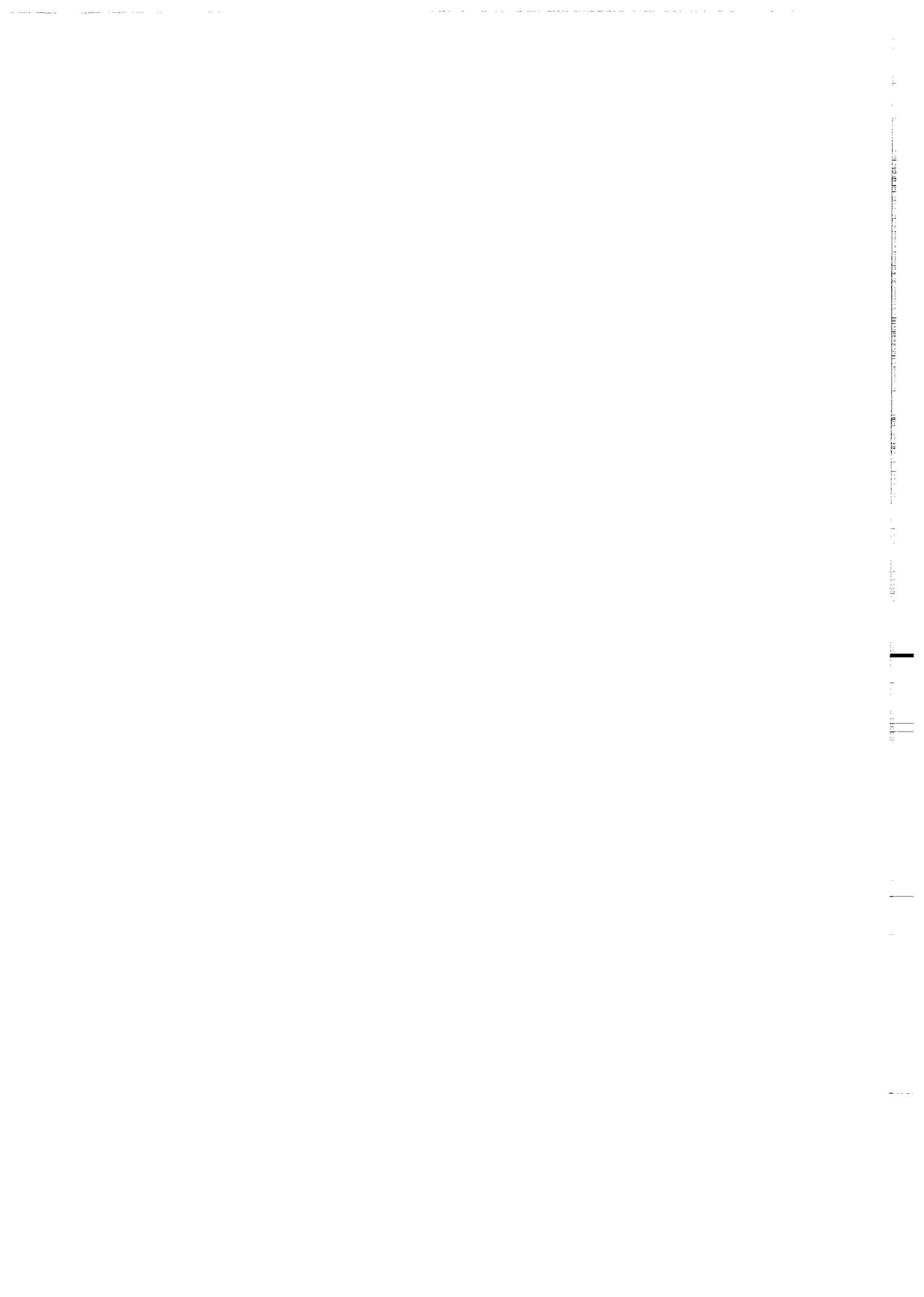
Une zone de transfert entre ces deux zones.

- La zone Gamarri-Alol, où les structures majeures des 2 zones principales interfèrent.

Les zones de bordures entre la zone déformée de la dépression Afar et les blocs non déformés Danakil et d'Aïsha :

- La zone de Mak'Arrasou, orientée NS avec une direction d'extension N045° et une composante décrochante senestre, compatible avec les résultats du chapitre 2.
- La bordure Nord du bloc d'Aïsha orientée WSW-ENE qui est la zone "d'ancrage" des blocs basculés, ceux ci étant disposés en éventail au NW de cette zone. L'extension N040°, responsable des blocs basculés, est amortie dans cette zone par une composante décrochante dextre.
- L'extrémité du rift éthiopien qui recoupe de manière synchrone les autres structures et ne pénètre pas plus loin que le lac Abhé dans la dépression Afar.

La déformation qui affecte l'Afar méridional depuis la mise en place des coulées stratoïdes semble, de plus, résulter d'une déformation progressive de la croûte. Cette déformation, très influencée par la bordure du bloc danakil, se traduit par des superpositions de structures complémentaires par rapport à un champ d'extension qui varie de N020° dans le secteur Sud-Ouest à N040°, dans le secteur Nord-Est.



**CHAPITRE 4**

**INTERPRETATION TECTONIQUE  
ET MODELISATION ANALOGIQUE**

Fig 4-1 / L'Afar interprété comme l'extension évasée du rift éthiopien et caractérisé principalement par un axe tectonique actif (Wonji Fault Belt) [Mohr, 1968]. La prolongation de la Wonji Fault Belt n'a pas été trouvée depuis!

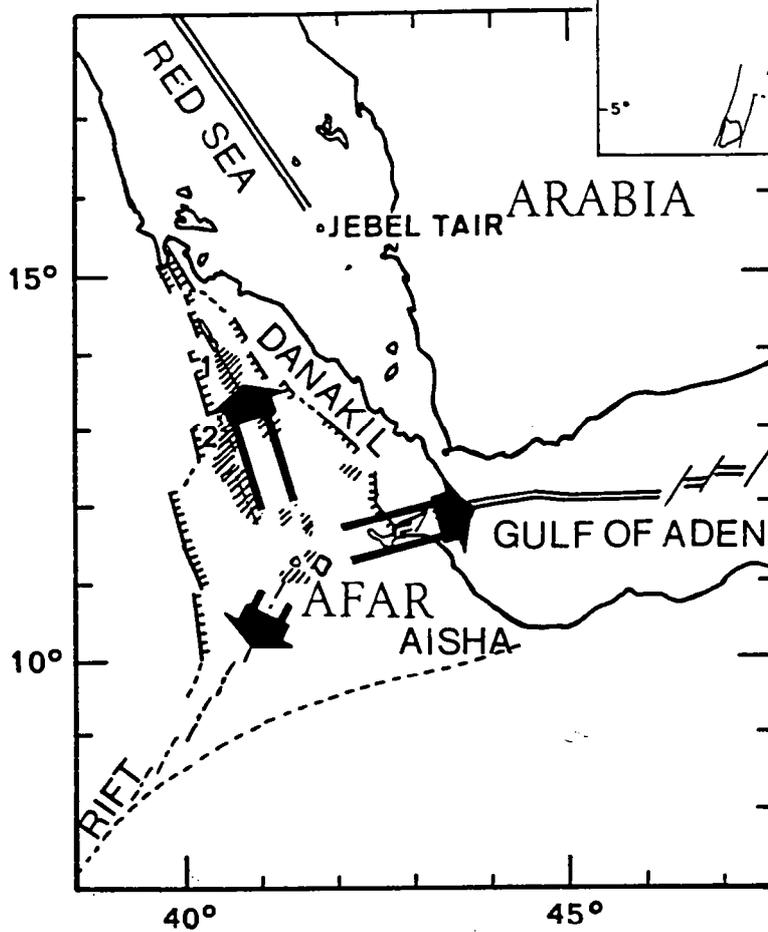
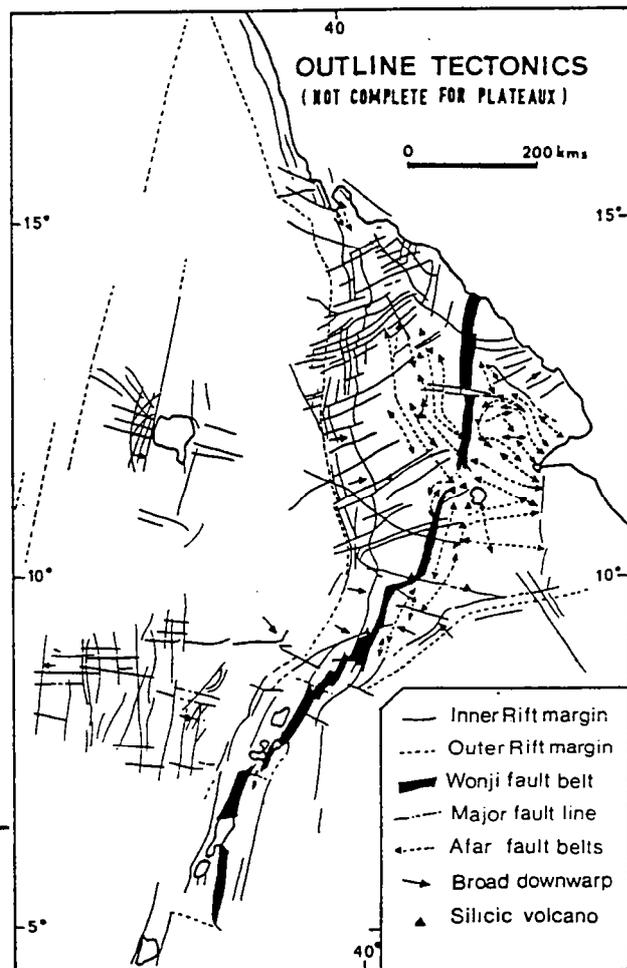


Fig 4-2 / Interprétation de l'Afar comme jonction triple localisée à l'aplomb d'un "panache" à partir duquel les flux divergeraient selon trois directions [Schilling, 1973].

## **Ch4 / INTERPRETATION TECTONIQUE ET MODELISATION ANALOGIQUE.**

L'étude structurale des images SPOT nous a permis d'expliquer les variations des directions locales d'extension en accord avec le champ d'extension générale (Fig 2-5) qui varie d'une direction N020° au centre et au Sud de la dépression, à une direction N040° à N045° sur la bordure Est. L'analyse des orientations des failles du Sud-Est de la dépression a montré que le champ de faille est subdivisé en domaines dont les caractéristiques permettent de déterminer les conditions cinématiques (Fig 3-20). Ces deux conclusions permettent-elles d'envisager un modèle géodynamique qui soit en accord avec les données antérieures. Nous allons établir ce modèle en étudiant la validité des modèles antérieurs avec des données plus récentes et par comparaison avec des modèles analogiques.

### **1- DIVERS MODELES.**

Les premiers modèles géodynamiques ont été proposés en même temps que les premières études régionales. Un certain nombre de ces modèles sont purement spéculatifs et ne tentent pas d'expliquer la structuration de la dépression mais seulement les accidents majeurs.

Voici les principaux.

L'une des premières hypothèses fut la prolongation par évasement du rift éthiopien, sa propagation au travers du Bloc Danakil et sa connexion à l'extrémité de la Mer Rouge [Mohr, 1968](Fig 4-1), hypothèse qui fut rejetée très rapidement par l'absence de continuité des structures du rift éthiopien dans la dépression. L'Afar fut ensuite considéré comme un point triple localisé au Lac Abhe [Mohr, 1970, McKenzie et al., 1970], interprété par Schilling (1973) comme résultant d'un panache mantellique divergent suivant les trois axes (Fig 4-2). Ces modèles sont plus une constatation à petite échelle qu'une explication structurale, et, comme le fait remarquer Tazieff (1973), ces modèles sont basés sur des données structurales très succinctes à cause des difficultés d'accès et des "populations locales peu accueillantes" (à l'époque).

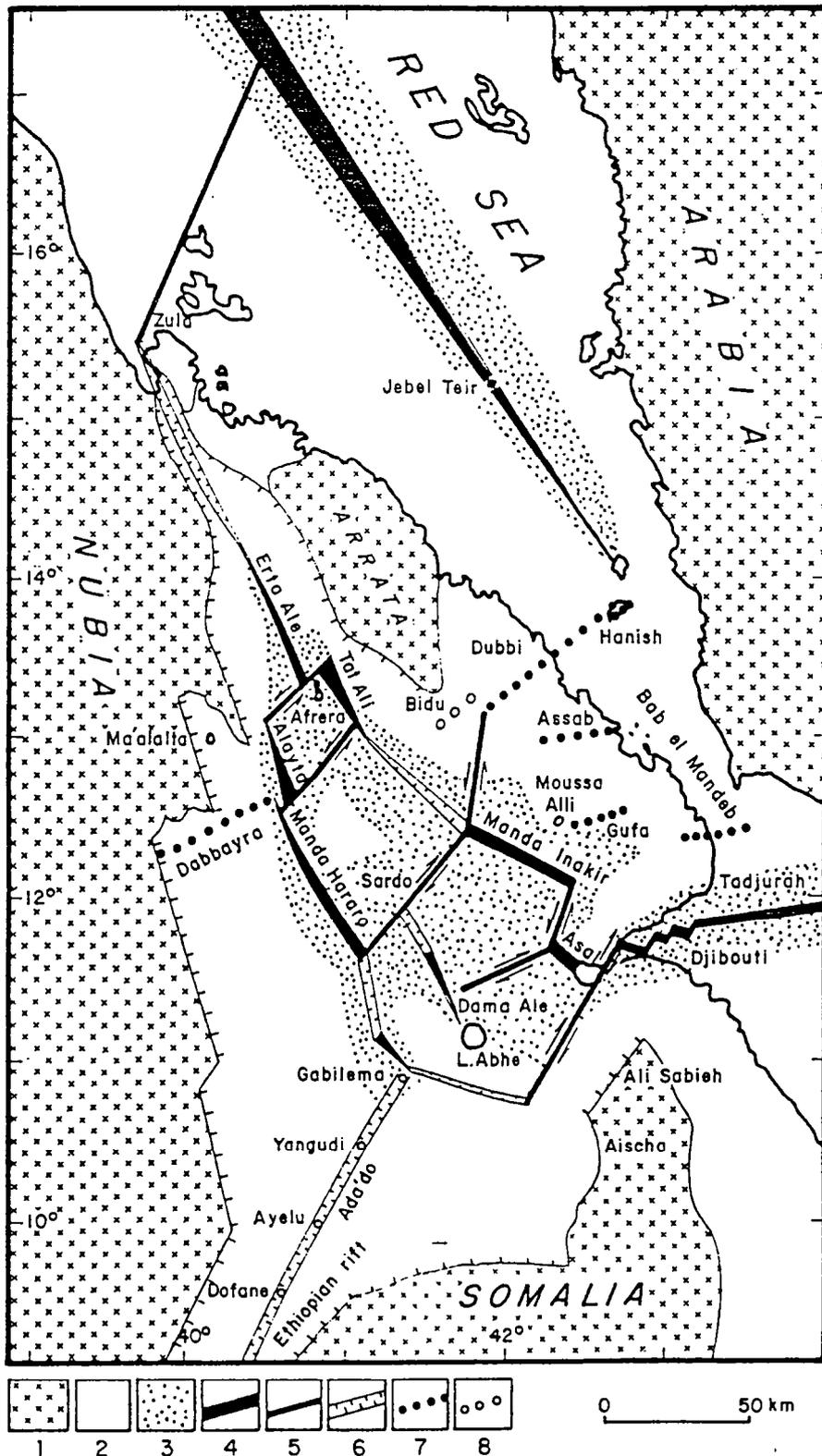


Fig 4-3 / Modèle schématique de déformation en microplaques de la dépression Afar [Barberi et Varet, 1977].  
 1) Socle 2) Zone de rift continental 3) Croûte océanique récente 4) Zone d'extension 5) Transformante 6) Graben majeur 7) Chaîne volcanique transverse 8) Volcan

Citons quelques modèles originaux mais généralement peu réalistes, tel les comparaisons entre la fracturation de l'Afrique de l'Est et la fracturation expérimentale de matériaux vitreux [Bahat, 1979], ou d'autres matériaux [Malkin et Shemenda, 1991]. Kazmin (1991) explique la dépression Afar en terme de faille de détachement en référence au modèle de rupture continentale proposé par Wernicke (1985).

Il faudra attendre la cartographie structurale de la dépression [CNR-CNRS, 1973, Varet, 1975] pour que soient proposés des modèles géodynamiques tenant compte de la fracturation.

## **2- MICROPLAQUES.**

La tectonique des plaques, comme la plupart des théories, a entraîné quelques abus dans l'utilisation de la notion de microplaques. Barberi et Varet [Barberi et Varet, 1977, Varet et Barberi, 1976], ont étudié en détail ce type de modèles (Fig 4-3) et ses limites d'utilisation. Etablissant la nature océanique de la croûte en Afar à partir d'études pétrologiques et géochimiques, ils déterminent les limites des micro-plaques à partir de données de sismique et de magnétisme, en discutant les analogies avec les structures océaniques : failles transformantes et vallées axiales. On peut remarquer que les failles transformantes de ce modèle ont des positions comparables aux zones de transfert déterminées à partir du champ de faille ( $ch_3$ ), même si leur signification est assez différente. Le calcul de densité de fracturation ( $Ch_3$ ) montre que la taille maximum des blocs peu déformés est de l'ordre de 10 km, la taille moyenne étant de l'ordre de 1km. Ces dimensions sont incompatibles avec la notion de microplaques rigides au sein d'un système de rifts connectés entre eux par des transformantes (voir aussi Courtillot, 1980). De plus, aucun critère de composante décrochante active importante n'a été détecté permettant d'identifier les failles transformantes. Ce modèle semble donc peu adapté à la description de la cinématique de la dépression Afar. Il présente l'intérêt de tenter une reconstruction de l'Afar par la comparaison des côtes de la Mer Rouge et une fermeture des "axes d'accrétion" de la dépression. Cette reconstitution montre un surplus de matière par rapport à la coïncidence des côtes du Yémen, et des escarpements éthiopiens et somaliens. Ceci permet donc d'argumenter que la dépression Afar est en partie constituée de croûte juvénile. Rappelons que cette similitude des côtes est à la base de la tectonique des plaques [Wegener, 1929].



Fig 4-4 / Carte des anomalies magnétiques en République de Djibouti [Courtilot et al., 1980]. Le trait épais limite les zones calmes des blocs Danakil et d'Ayscha par rapport aux anomalies plus importantes de la dépression. La ride d'Aden se propagerait vers le centre de la dépression au travers du Golfe de Tadjoura (voir texte).

### **3- PROPAGATION D'UNE RIDE.**

Barberi et al. (1975) proposent, à partir de l'étude des anomalies magnétiques, que l'Afar résulte de la propagation de la ride de Carlsberg vers la Mer Rouge mais n'envisagent pas d'implications structurales en Afar. Courtillot (1980) interprète le golfe de Tadjoura et les structures du Sud de la dépression comme le résultat de la pénétration d'Est en Ouest d'une fissure de la lithosphère à la vitesse de 3cm/an et dont l'extrémité serait actuellement aux environs du lac Asal [Courtillot et al., 1980; Courtillot, 1980]. Le modèle, que l'auteur reconnaît être préliminaire, est essentiellement argumenté sur les anomalies magnétiques de la République de Djibouti (Fig 4-4), anomalies qui ne peuvent être que partiellement interprétées en terme d'anomalie type océanique. Si l'existence d'interactions entre la dépression et le golfe d'Aden est indiscutable, la fissure n'a pas pu être observée, ni en bathymétrie, ni en plongée dans le golfe de Tadjoura [Choukroune, et al., 1986, Ruegg, et al., 1980], ni sur le terrain au niveau du Ghoubbet. Si fissure il y a, elle n'est visible en surface qu'au niveau du rift d'Asal [Stieltjes et al, 1976]. D'autre part, ce modèle est limité à la partie sud et n'explique donc pas les relations entre la dépression et la Mer Rouge. Comme la plupart des modèles proposés en Afar, il s'agit d'un modèle conceptuel pour expliquer des données géophysiques (magnétiques, sismiques, etc...) et qui ne tient compte que des grandes lignes structurales bien documentées, c'est-à-dire les rifts d'Asal et de Manda Inakir.

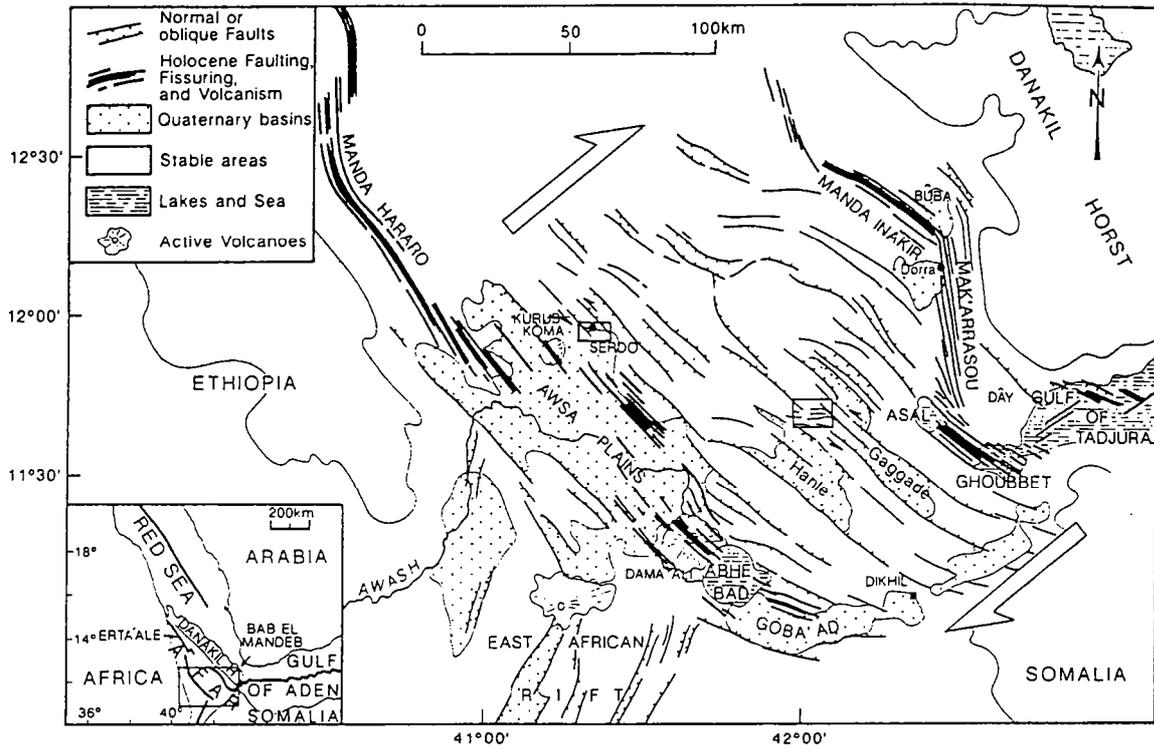


Fig 4-5 / Recouvrement de rifts (overlap) dans le Sud-Est Afar [Tapponnier, et al., 1990]. La propagation de Manda Hararo vers le Sud et de Asal vers le Nord cisaille en dextre les blocs du centre de la dépression (flèches).

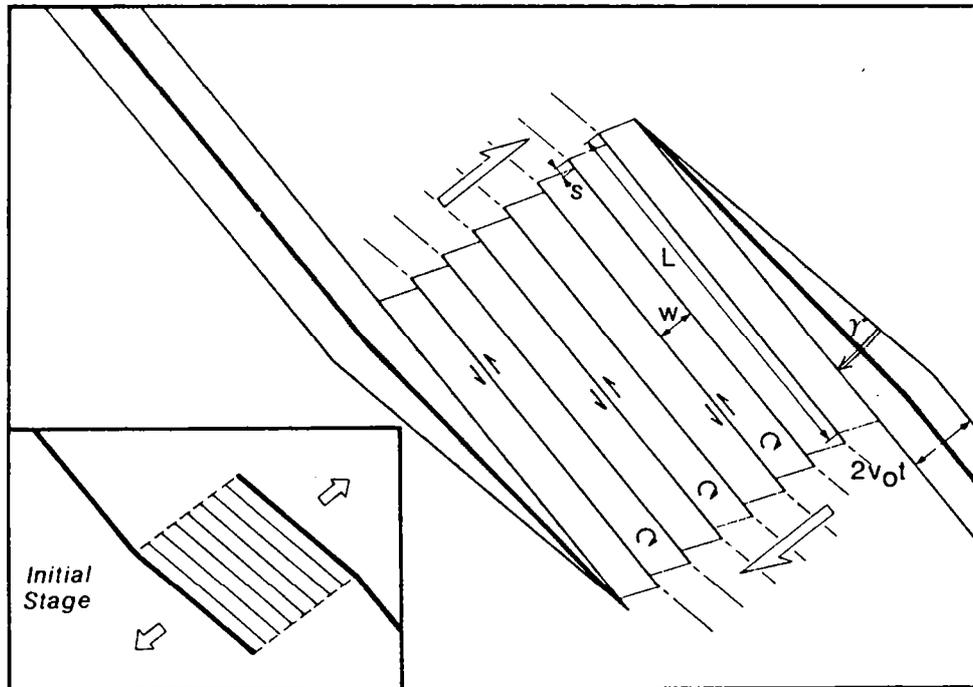


Fig 4-6 / Mécanisme en dominos expliquant dans le modèle de la Fig4-5 les composantes décrochantes sénestres sur les limites de bloc et leur rotation horaire [Tapponnier et al., 1990].

#### 4- O.S.C. ET ROTATION DE BLOCS.

Le premier modèle structural complet est, en fait, très récent et inspiré du modèle précédent de la propagation de rift. Tapponnier et al. (1990) proposent que la déformation de la dépression Afar résulte du recouvrement (overlap) de deux rifts (Fig 4-5): l'axe Asal-Manda Inakir qui se propagerait vers le Nord suivant la bordure est de la dépression et le rift de Manda Hararo, de l'autre côté de la dépression, qui se propagerait vers le Sud, les blocs basculés du centre fonctionnant en "dominos" (Fig 4-6). Si ce modèle permet d'expliquer une grande partie des données structurales et géophysiques, il soulève un certain nombre de questions.

Le modèle suppose une propagation du rift d'Asal vers le Nord et Manda Inakir au travers de la zone transformante oblique de Mak'Arrasou, ce qui implique une différence d'âge des deux rifts. Le rift d'Asal est estimé actif depuis 0,7Ma [Ruegg, et al., 1990] et le rift de Manda-Inakir depuis 0,5Ma [Civetta, et al., 1975, Vellutini, 1990], la différence d'âge existe bien que faible. D'autre part, comme le soulignent les auteurs, le taux d'extension est estimé 4 fois supérieur à Asal qu'à Manda-Inakir. Ceci peut refléter soit une différence d'âge, soit plus probablement une vitesse d'extension différente. C'est sans doute le cas puisque l'âge du rift d'Asal n'est pas 4 fois supérieur et qu'il a pu être mis en évidence que la déformation est progressivement amortie le long de Mak'Arrasou par les grabens et failles normales orientées N320°, tel la zone d'Alol (ch2/2-2-1, ch3/2-3 et 3/3-4). D'autre part, il suffit que les coulées volcaniques de Manda-Inakir soient plus volumineuses que celles d'Asal pour que les taux d'extension puissent être sous-estimés. Il y donc probablement propagation du rift d'Asal vers Manda-Inakir comme le montre la forte densité de fracturation qui joint les deux zones mais la propagation n'est pas seulement dans cette direction et il y a diffusion vers d'autres zones plus à l'Ouest de Mak'Arrasou.

Au Nord de la dépression, la chaîne de l'Ertà Ale se propage vers le Sud par la chaîne de l'Alayta et de Manda Hararo, le long de l'escarpement éthiopien qui forme le flanc Ouest de la dépression. Il semble donc y avoir propagation d'un rift du Nord vers le Sud jusqu'au lac Abhe. Cependant le volcan Dama Ale situé près du lac Abhé, fait partie d'une ligne de volcans qui marque l'axe du rift éthiopien. La propagation de Manda Hararo peut donc être interprétée comme l'influence du Rift Ethiope sur la déformation de la dépression.

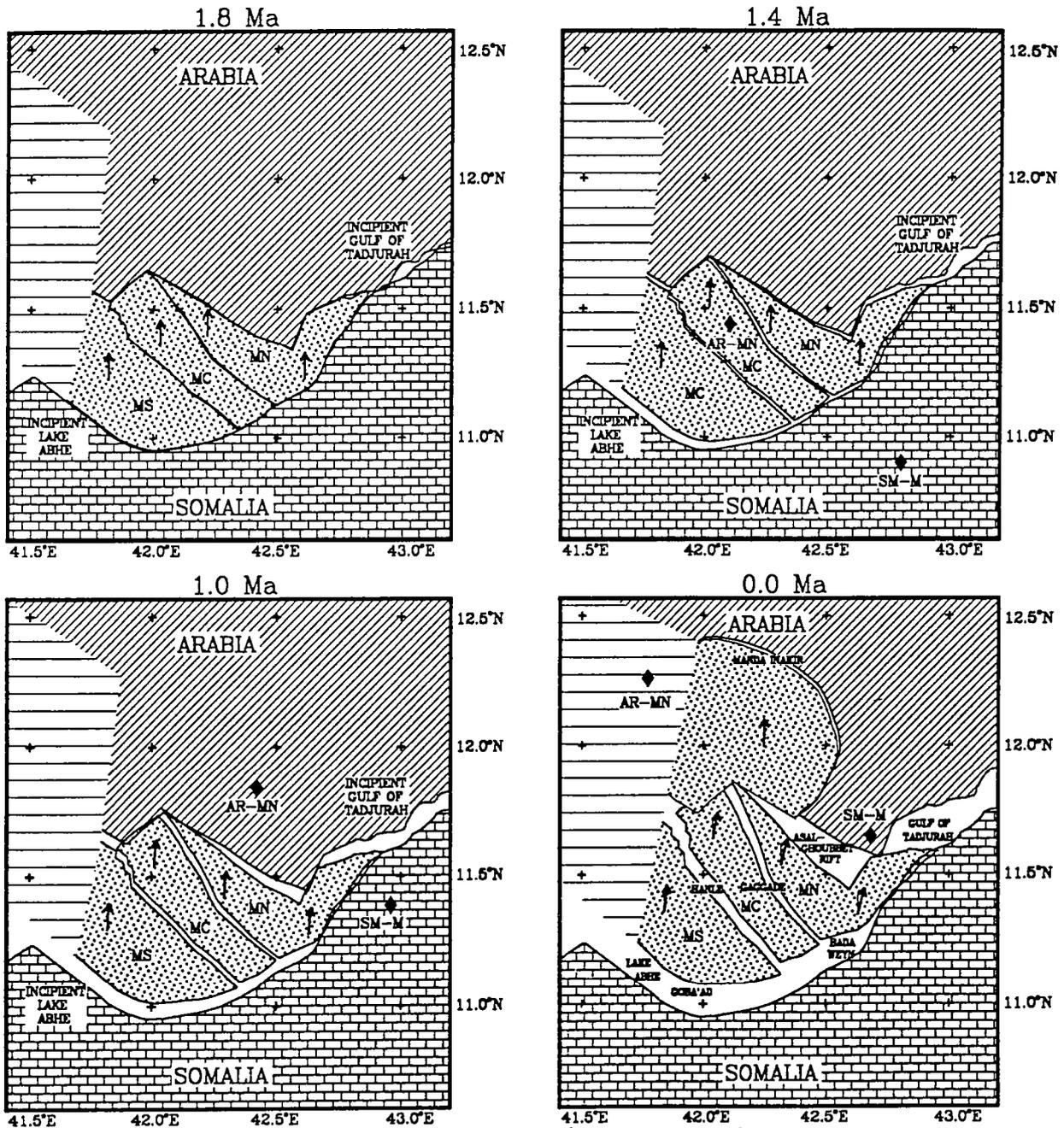


Fig 4-7 / Modèle d'évolution de l'Afar en multiples microplaques [Acton et al., 1991]. Les limites des plaques sont très discutables et des recouvrements (compression?) sont inclus dans ce modèle.

De plus, la chaîne de l'Erta Ale est prolongée vers le Sud Ouest par l'Alayta mais aussi vers l'Est par la chaîne du Tatali et par une série de grabens non-volcaniques vers Immino et Manda-Inakir [Kronberg, 1991, Varet, 1978]. Il semble donc que la déformation se répartisse sur les deux escarpements de la dépression, même si la bordure Ouest de Manda-Hararo est un peu plus active.

Si on considère la propagation, des deux axes, proposée par Taponnier et al. (1990), l'ouverture plus forte qui se produit alors au NO et au SE implique une composante cisillante dextre orientée environ  $N070^\circ$  sur le centre de la dépression, composante effectivement mise en évidence par le champ de faille (Fig3-18 et 20). Les blocs, orientés  $N140^\circ$ , sont alors soumis à une rotation par un mécanisme en dominos. Ces rotations dextres ont été mesurées par paléomagnétisme de  $14,5^\circ \pm 7,5^\circ$  [Courtilot, et al., 1984]. Si les pôles de rotation des blocs sont à leurs extrémités, les failles bordières des blocs ont alors un rejet décrochant d'environ 5km, les blocs étant larges de 20km en moyenne ( $20\text{km} \cdot \text{tg}(14^\circ) = 5\text{km}$ ). Ce mécanisme expliquerait les séismes décrochants senestres de directions  $N333^\circ$  qui ont eu lieu à Serdo en 1969. Il faut cependant noter que les blocs basculés ont une légère disposition en éventail. Si les pôles de rotation sont moins éloignés les uns des autres que les bordures des blocs, la composante décrochante senestre sur les failles sera plus faible, voire nulle si les pôles sont confondus, sans modifier le cisaillement global dextre des bordures sud et nord(?).

Ce modèle est donc en accord avec un certain nombre d'observations. Mais, comme nous venons de le voir, il n'explique pas la dissymétrie des structures entre les blocs basculés du SE et les horsts et grabens du centre, ni les relations entre la dépression, la Mer Rouge et le Golf d'Aden.

A l'opposé, Acton et al., 1991, proposent un modèle cinématique dans lequel le rift d'Asal se propage aussi vers le Nord mais le rift de Manda Hararo régresse vers le Nord. On peut faire, sur ce modèle basé sur les modèles de propagation d'une ride dans une plaque océanique, les mêmes remarques que pour le modèle précédent ainsi que pour les modèles de microplaques (Fig 4-7), essentiellement, une incompatibilité, avec les densités de fracturation mesurées qui excluent les microplaques, et avec les domaines de déformation dans la dépression.

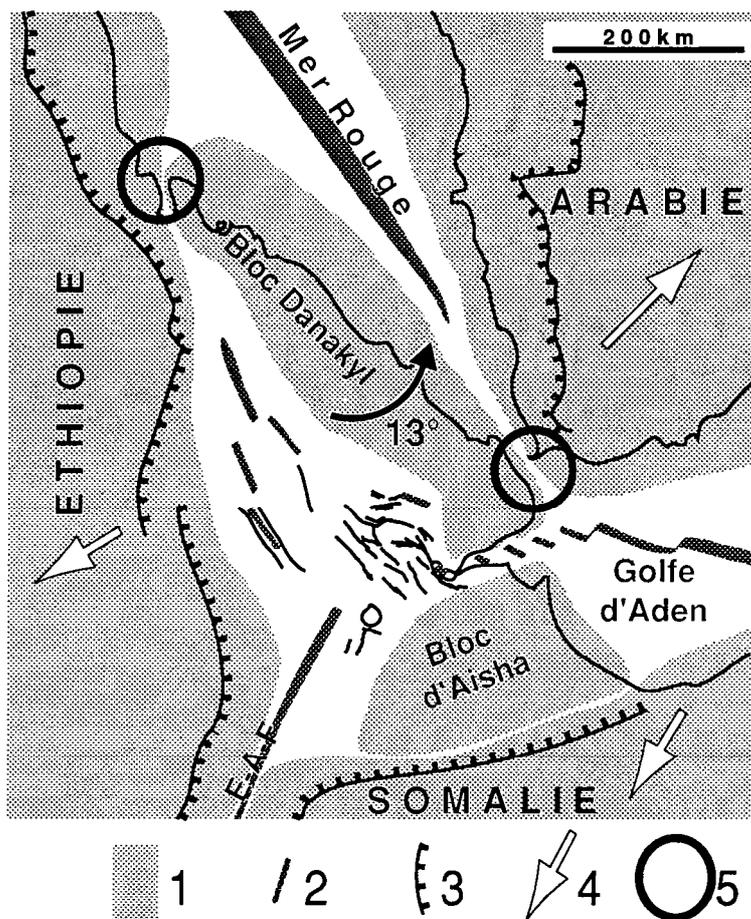


Fig 4-8 / Modèle géodynamique de la biellette danakil (d'après Sichler, 1980). 1) Plaque continentale ou bloc 2) Axe de rift océanique ou continental 3) Principaux escarpements 4) Mouvement relatif des plaques 5) Axes de rotation du bloc danakil.

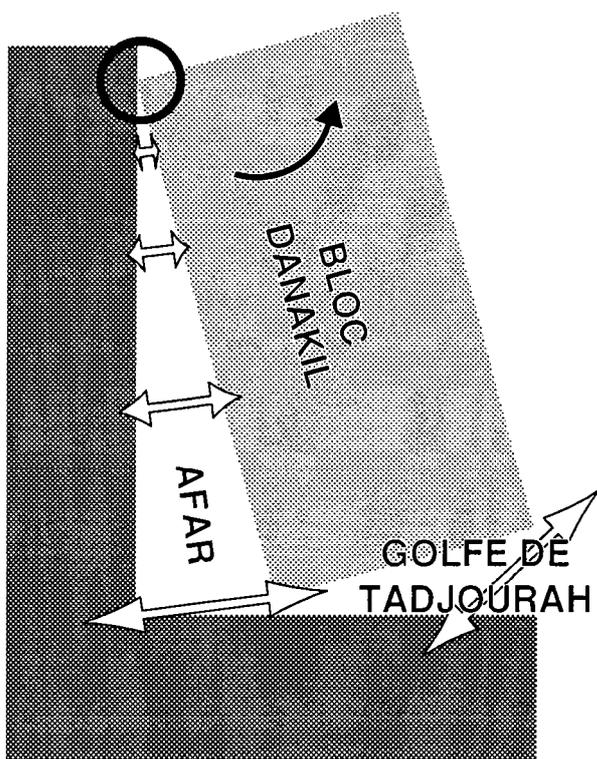


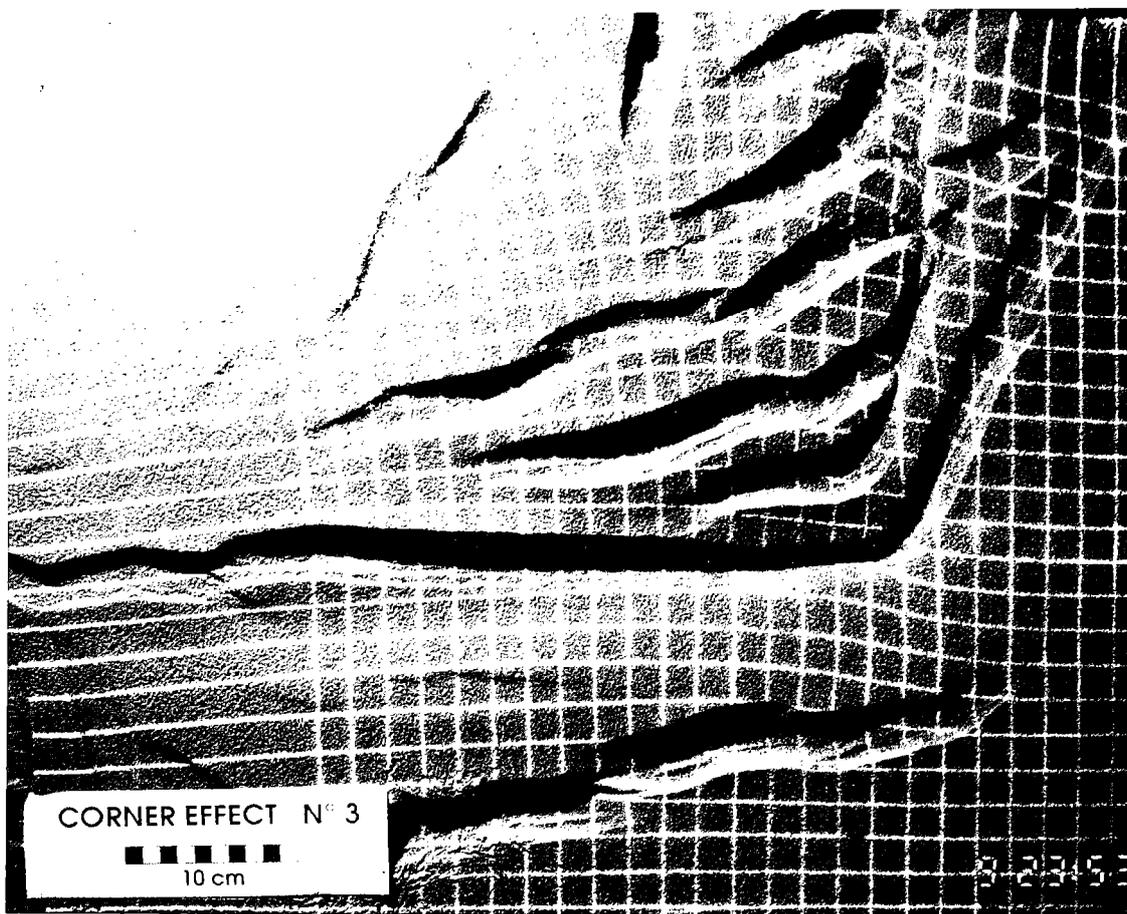
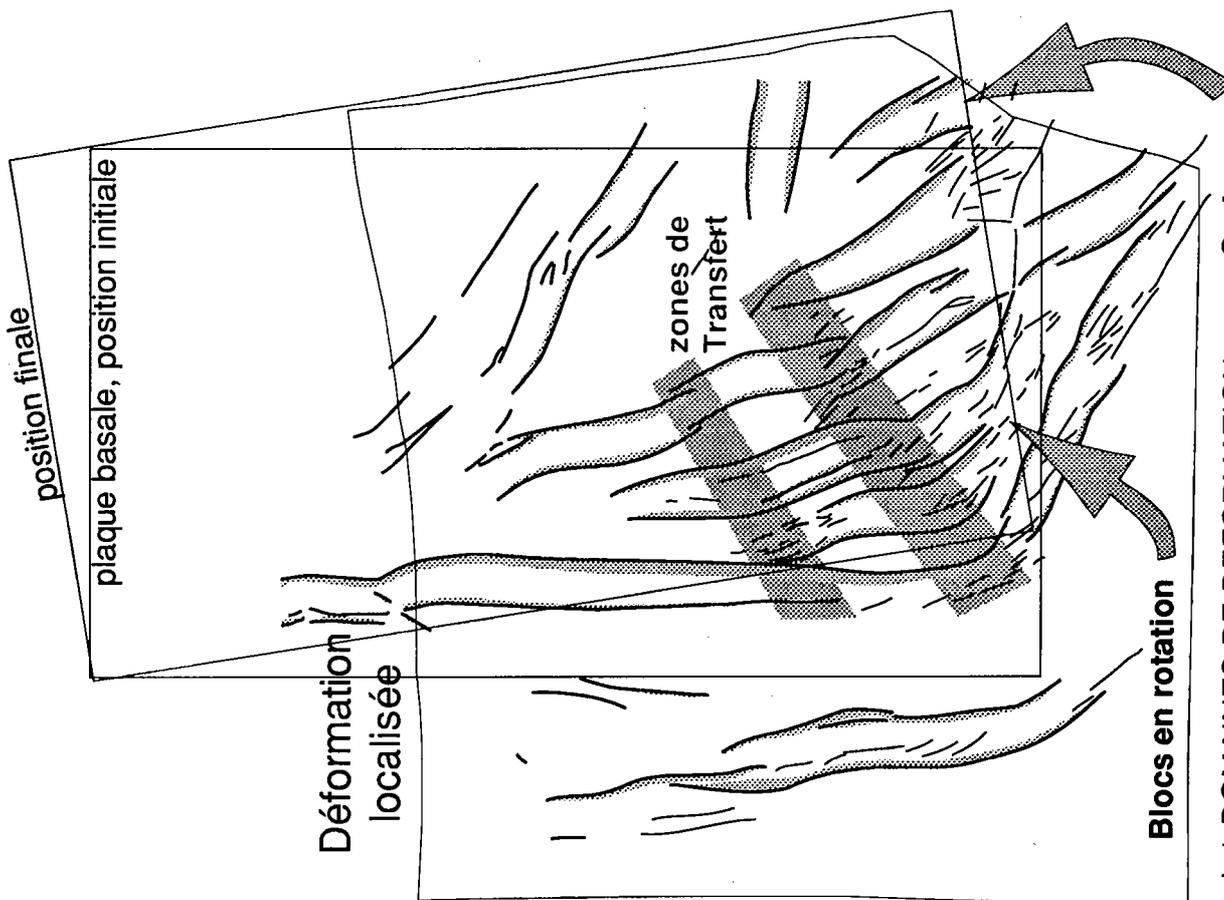
Fig 4-9 / Implications cinématiques du modèle de la biellette. L'extension varie le long du golfe de Tadjoura et évolue vers une extension pure avec le temps. La vitesse d'extension croit du Nord au Sud en Afar. Ce schéma est aussi le dispositif expérimental des expériences analogiques.

## 5- LA BIELETTE DANAKIL.

### 5-1- MODELE GEODYNAMIQUE.

La plupart des modèles expliquent la déformation de la dépression par des mécanismes dont la symétrie est d'ordre deux comme une ride, une transformante, un système de dominos ou de microplaques. Or la dépression est nettement triangulaire (par exemple Fig3) c'est à dire avec une symétrie d'ordre trois. Cette forme ne peut pas être expliquée seulement par le mouvement relatif des plaques continentales Afrique-Arabie-Somalie. La dépression n'est pas délimitée à l'Est par la plaque Arabe mais par le Bloc Danakil qui sépare la dépression de la Mer Rouge [Marinelli et Varet, 1973, Mohr, 1970, Tazieff, 1973](Fig 4-8). De forme très allongée (environ 600x100km), ce bloc est caractérisé par l'absence de déformation post-stratoïde [CNR-CNRS, 1973], par une épaisseur crustale plus importante que dans la dépression (déterminée en sismique réfraction [Berckhemer, et al., 1975] et par gravimétrie [Makris, et al., 1991]), par une signature aéromagnétique calme [Courtilot, et al., 1980]. Malgré l'aspect linéaire de ce bloc, il n'est pas certain qu'il ne soit pas divisé en une partie nord et une partie sud au niveau de la chaîne volcanique de Bidu, qui traverse le bloc de la dépression vers la Mer Rouge [Marinelli et Varet, 1973]. La partie nord présente de vastes affleurements de socle anté-rift. Par contre, la partie sud présente une boutonnière de basaltes des séries anciennes (15-25Ma) et une fracturation intense N140-170° datée anté-stratoïdes. La forme en coin de la terminaison de la Mer Rouge, la faible sismicité du Bab El Mandeb entre le Bloc Danakil et la plaque Arabe permet de penser que le bloc est sub-continu de Zula au golfe de Tadjoura, même s'il s'amincit dans sa partie sud. Les mesures paléomagnétiques montrent que ce bloc a subi une rotation senestre de 45° depuis le Miocène [Burek, 1970], ou plus précisément d'environ 15° depuis 6Ma [Schult, 1974, Schult, 1975]. Sichler, en 1980 (Fig 4-8), estime que cette rotation est responsable du décalage de 80km entre les courbes bathymétriques à l'Est du Golfe de Tadjoura et présente le modèle de la Biellette Danakil (Fig 4-12).

Le Bloc Danakil serait articulé au Nord du Golfe de Zula avec la plaque Afrique et au Sud-Est à la plaque Arabe dans le détroit du Bab-El-Mandeb, l'ouverture Afrique-Arabie faisant tourner le Bloc Danakil et ouvrant en biseau la dépression Afar (Fig 4-8).



a / VUE DE SURFACE. APRES 9° DE ROTATION      b / DOMAINES DE DEFORMATION      Graben en échelon

Fig 4-10 / Modèle analogue de la Biellette Danakile. Vue de surface et champ de failles.

## 5-2- MODELISATION ANALOGIQUE.

Les modèles analogiques fragile-ductiles ont été réalisés afin de tester la validité du modèle de la bielle en terme de cinématique et de champ de failles. Les modèles sont dimensionnés à partir des profils de résistance théoriques de la lithosphère [Davy et Cobbold, 1991](échelle 1:1.000.000). La croûte inférieure est modélisée par de la gomme de silicone (Rhone Poulenc) de comportement newtonien, avec une viscosité de  $10^{-5}$  Pa.s à température ambiante. La croûte supérieure cassante est modélisée par un niveau de sable qui possède un angle de friction interne de  $30^\circ$ . Le dispositif est constitué d'une base sur laquelle est fixée, par un de ses coins, une fine plaque rigide (Fig4-9), le coin opposé est fixé à un moteur pas-à-pas contrôlé par ordinateur. Le modèle est constitué d'une plaque de silicone de 1cm d'épaisseur, débordant largement du dispositif afin de s'affranchir des phénomènes de bordures. Par dessus est déposé un niveau de sable de 2cm sur la surface duquel sont réalisés des marqueurs passifs afin de calculer les paramètres de la déformation (Fig4-10-a). Cette grille est initialement parallèle aux bords de la plaque basale.

La modélisation analogique, de part son principe, impose des limites quant à sa comparaison avec le système naturel. Les phénomènes thermiques ne sont pas techniquement réalisables, il n'est donc pas possible de déformer trop longtemps un modèle de manière réaliste. Par contre, la comparaison de modèles réalisés à des vitesses différentes permet de simuler des gradients thermiques différents et donc éventuellement des stades successifs de la déformation. Par ailleurs, l'état initial des expériences est homogène, ce qui n'est évidemment pas le cas en Afar. Il ne faut donc pas considérer les analogies structure élémentaire par structure élémentaire mais zone par zone en fonction des mécanismes de déformation qui les affectent.

Une série d'expériences a été réalisée pour calibrer la vitesse de déformation et s'assurer de la répétitivité des résultats. D'après cette série, il est possible de déterminer l'évolution générale de la déformation sur un exemple (expérience CE3, vitesse du piston 1cm/h)(Fig4-10 et 4-11) ayant subi une rotation  $9^\circ$  similaire à la rotation du Bloc Danakil depuis 4Ma. Afin de faciliter les comparaisons avec l'Afar, et au risque de choquer le lecteur, il sera utilisé la toponymie régionale sur les zones du modèle présentant des analogies importantes.

La déformation débute par la formation de graben sur la limite N-S, puis se forment des décrochements sur la bordure E-O.



Ces décrochements de faible rejet deviennent rapidement inactifs et sur leur limite Nord apparaissent des bassins en échelon dextre. Après déformation, la fracturation est répartie sur plusieurs domaines (Fig4-10-b). La zone de bassins, en échelon le long de la limite E-O de la plaque en rotation, indique un cisaillement dextre de la zone (Tadjoura). Une zone centrale triangulaire (la dépression) composée de trois séries de bassins (Abhé- Asal et Immino) orientées obliquement par rapport à la bordure N-S et séparées entre elles par des zones de transfert (Gamarri-Alol) où se connectent les bassins des différentes séries, la limite Ouest de cette zone étant formée par un large demi-graben très rectiligne penté vers l'Est (plaine de Tandaho) qui s'incurve vers l'Est (lac Abhe) en direction des anciens décrochements (plaine du Goba'Ad). Dans le Nord de l'expérience, la déformation est concentrée sur un seul graben central (Erta Ale). Cette disposition est très similaire aux domaines de déformation déterminés en Afar d'après le champ de failles (Fig3-20)(voir aussi planche 1 au chapitre 2).

Les marqueurs passifs du modèle permettent de quantifier plusieurs paramètres (Fig4-11).

La mesure des rotations rigides des blocs (Fig4-11a) montre une zone de rotation dextre dans le Sud du triangle de déformation dont les intensités sont du même ordre de grandeur que la rotation senestre de la plaque basale. Une zone neutre sépare la zone de rotation antithétique de la zone de rotation synthétique de la rotation basale. Le modèle étant de faible dimension, il n'est pas possible de préciser s'il existe des rotations dans la zone la plus déformée mais cela est très probable. Les rotations en Afar, déterminées par des mesures paléomagnétiques, sont très comparables. Le Bloc Danakil a subi une rotation senestre de l'ordre de  $10^\circ$  depuis 4Ma et les blocs basculés de la zone Abhé-Asal ont subi une rotation dextre de  $14^\circ$ .

Il n'existe pas encore de mesure de l'intensité de la déformation en Afar, mais sur le modèle, on observe que la déformation délimite une zone triangulaire (Fig4-11b), comme la forme de la dépression, et que l'intensité maximum est obtenue dans l'équivalent du Golfe de Tadjoura, ce qui est compatible avec la quasi-océanisation du golfe.

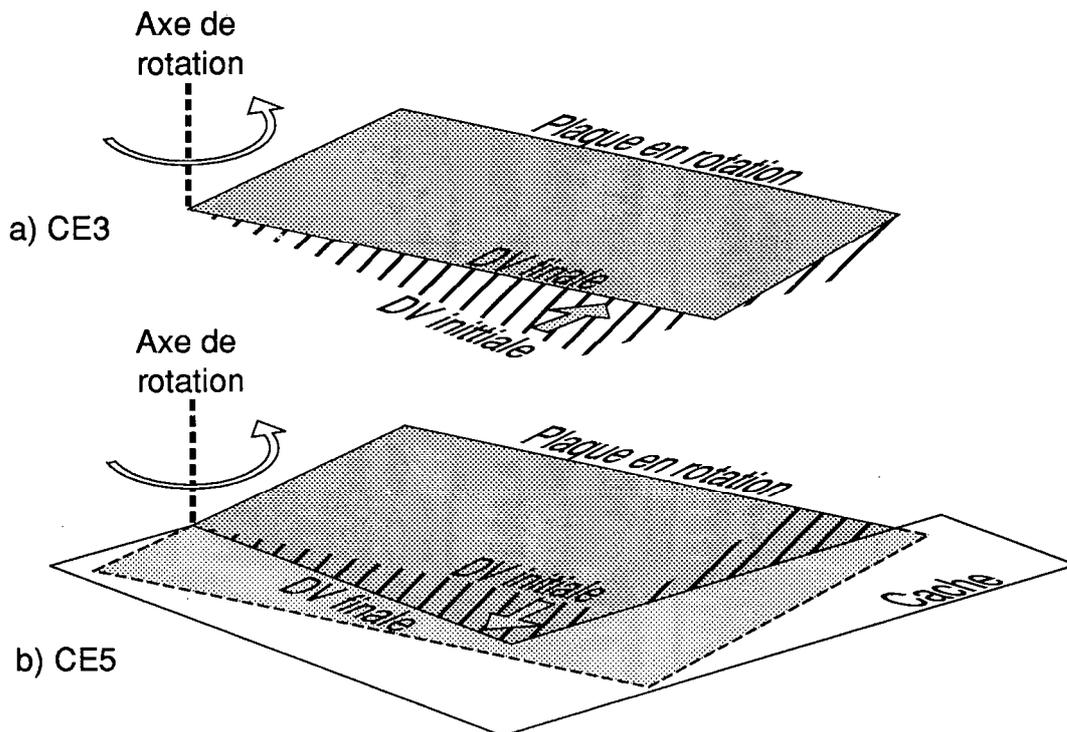


Fig 4-12 / Dispositif expérimental. En hachures, zone découverte par la rotation de la plaque. a) La limite entre les deux domaines (DV) tourne et la base est découverte. b) La DV reste fixe et la plaque est découverte. Il y a inversion de l'asymétrie.



Fig 4-13 / Modèle avec inversion de la discontinuité de vitesse (DV) à la base (inversion du découvrément). Les structures formées sont un peu différentes de celles du modèle précédent (Fig3/10 et 11). La zone de bassins en échelon est mieux marquée. Les analogies avec le système naturel de l'Afar s'observent sur des zones plus restreintes. Les conséquences de ces modèles sur la déformation de la lithosphère en Afar ne sont pas simples.

L'axe de la dépression Afar est actuellement orienté N145°, le modèle étant orienté N165°, il faut corriger les orientations de -20° pour établir les similitudes. Les directions d'extension sur le modèle (Fig4-11b), calculées comme l'axe principal de l'ellipse de déformation, sont N010° sur la bordure Sud de la zone déformée, et s'orientent progressivement N030° en direction du bloc principal au N-E, puis s'orientent N070° dans la zone nord. En Afar, les directions d'extension mesurées dans ce travail (Fig 2-5) sont N020° sur la bordure sud et s'orientent N040° en direction du bloc danakil, soit la même évolution spatiale que le modèle. Une direction d'extension N070° au niveau de la chaîne de l'Erta Ale semble possible, aucun critère de décrochement n'étant visible sur les structures orientées N160°.

Des modèles ont été réalisés avec une vitesse de rotation différente, tous les autres paramètres étant égaux par ailleurs. A faible vitesse (0,5cm/h), la déformation est dès le début accommodée par des grabens, il n'y a pas de phase décrochante. A forte vitesse (2,5cm/h), les décrochements sont beaucoup plus importants et les grabens plus petits. Cette observation permet de proposer deux mécanismes qui contrôlent la déformation du Golfe de Tadjoura. D'une part, le mouvement relatif, de part et d'autre du golfe, passe de très décrochant à une extension oblique au cours de la déformation ce qui favorise le développement des grabens. D'autre part, l'amincissement de la croûte provoque une remontée des isothermes et donc crée une faiblesse qui peut aussi favoriser la formation des bassins en échelon.

Ayant constaté que la déformation se localise systématiquement sur la plaque en rotation, un modèle a été réalisé en inversant l'asymétrie de la discontinuité de vitesse (limite base-plaque, D.V.)(Fig 4-12) et en prenant une vitesse de piston identique au premier modèle. La déformation est localisée sur une zone plus restreinte, mais encore sur la plaque. On peut donc conclure que c'est la concavité de la D.V. qui localise la déformation et non le sens de l'asymétrie de la D.V. (Fig 4-13). Ceci limite l'utilisation de la modélisation pour argumenter un modèle de déformation lithosphérique en Afar.

Il y a donc de nombreuses correspondances cinématiques entre le modèle analogique et la déformation en Afar. En tenant compte des contraintes de la modélisation (un état initial homogène, l'absence de phénomènes thermiques, etc...), il est donc possible de proposer et de discuter un modèle géodynamique de l'ensemble de la jonction triple de l'Afar.

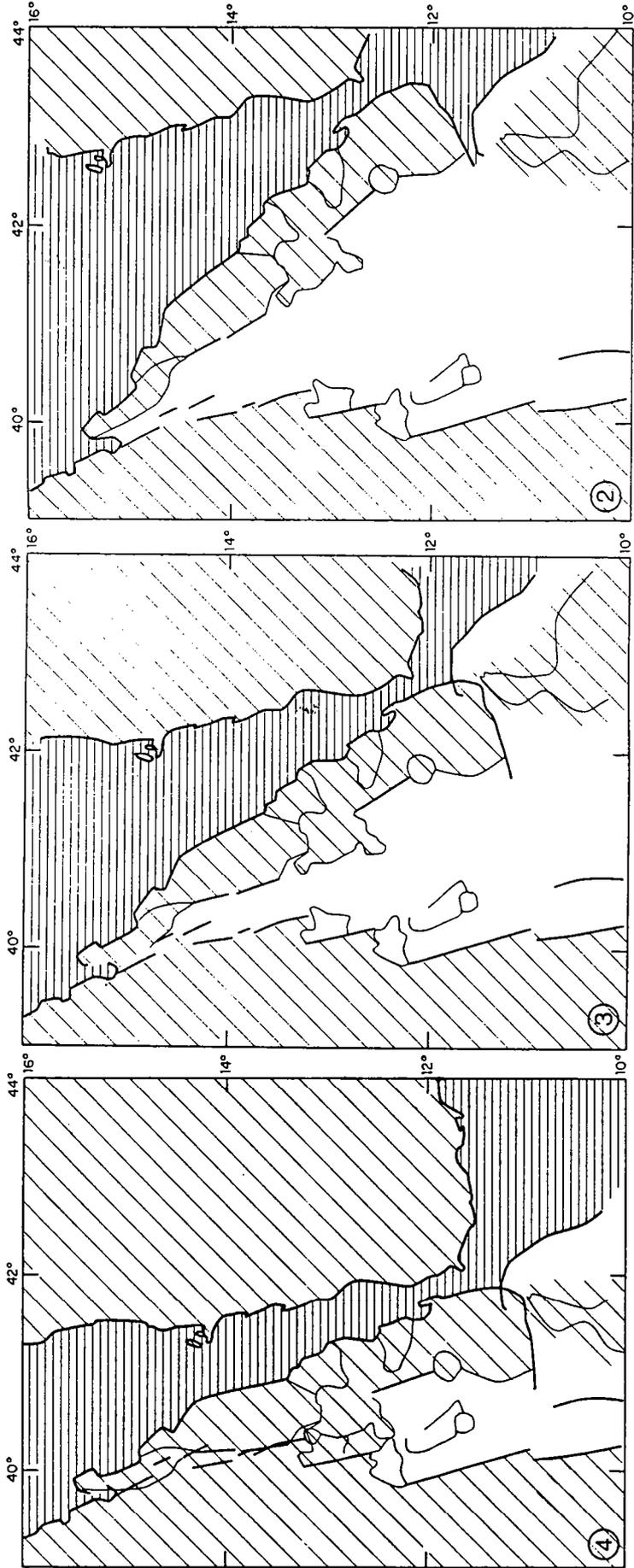


Fig 4-14 / Reconstitution du mouvement des plaques [Sichler, 1980].

- 4) Situation à l'Oligo-Miocène.
- 3) Situation à 4Ma.
- 2) Situation actuelle.

## 6-CONCLUSIONS.

La rotation du Bloc Danakil semble donc contrôler la déformation observée en Afar.

La position des pôles de rotation du Bloc Danakil est discutable, mais il est probable qu'elle se situe au delà des limites du bloc, ce qui entraînerait dans le cas contraire des zones fortement décrochantes ou même compressives non observées dans les zones de Zula au Nord et du détroit de Bab El Mandeb au Sud-Est.

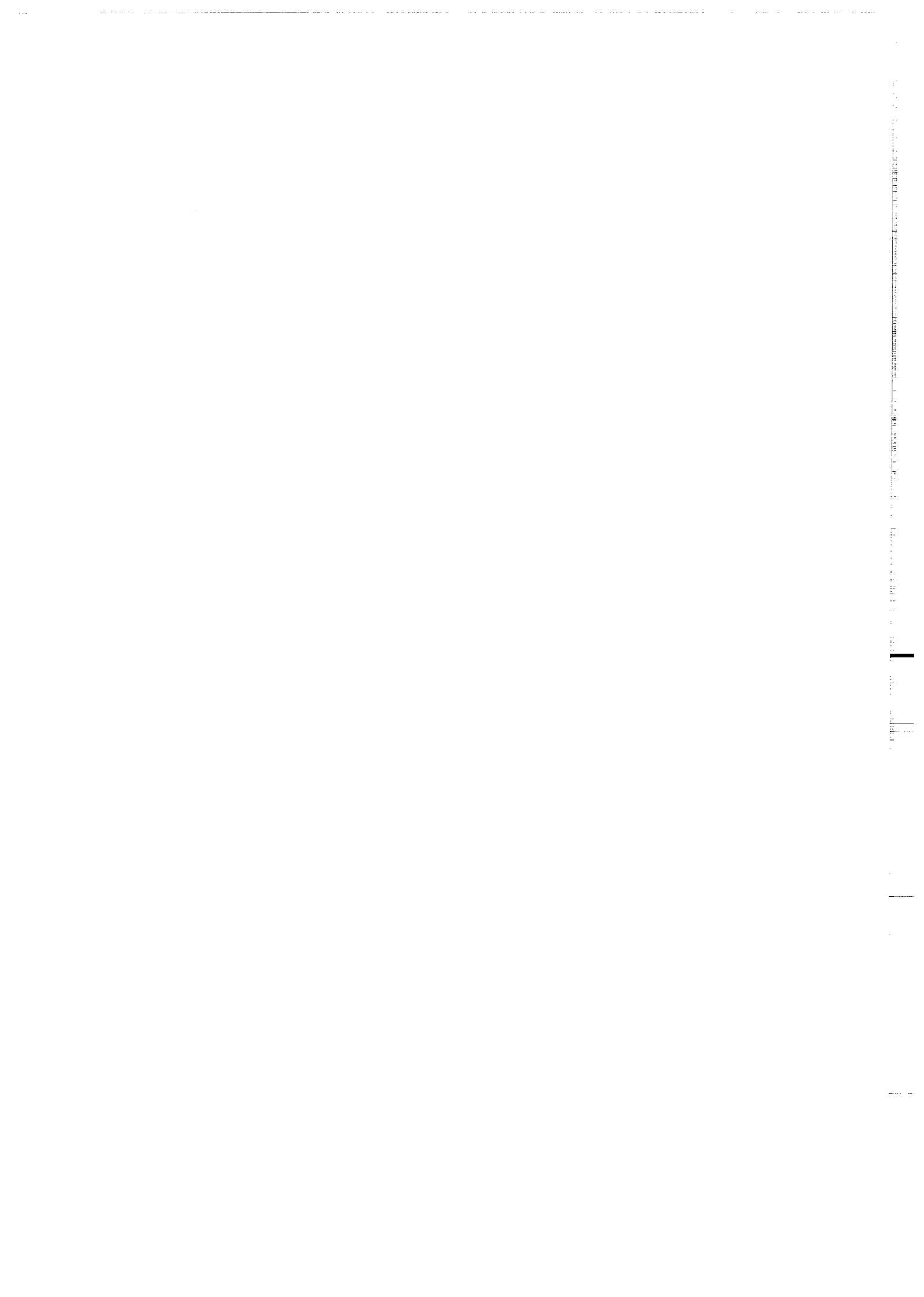
Son mouvement par rapport au Bloc d'Aïsha impose une ouverture oblique du Golfe de Tadjoura. Très décrochante initialement, les décrochements ont été décrits dans la zone d'Arta et d'Ali-Sabhié [Arthaud, et al., 1980, Grellet, 1983], l'extension devient de plus en plus extensive au fur et à mesure de la rotation du bloc pour une raison géométrique, la déformation est alors accommodée par une série de bassins en échelon orientés N130°. Les deux orientations N070° et N130° ont été décrites dans le Golfe de Tadjoura [Choukroune, et al., 1988]. Il faut noter la présence de failles importantes d'orientation N080 sur les bords du golfe qui n'ont été actives que jusque vers 2Ma. La présence de ces structures, plus fréquentes sur la bordure Nord que sur la bordure Sud, n'est pas clairement expliquée mais pourrait être la conséquence de l'asymétrie de l'ouverture du golfe [Arthaud, et al., 1980, Grellet, 1983], le bord Nord étant surélevé de plus de 1000m par rapport au bord Sud, en se référant aux formations volcaniques équivalentes de part et d'autre, mais aussi d'après la surrection plus rapide de la cote Nord calculée à partir des massifs récifaux [Faure et al., 1980, Gasse et Fournier, 1983]. Les différentes structures du golfe peuvent donc être interprétées comme l'évolution progressive d'un même contexte cinématique et non comme un polyphasage.

La composante décrochante du Golfe de Tadjoura est transmise dans la dépression et progressivement amortie sur la bordure nord du bloc d'Aïsha par la rotation des blocs basculés de la zone Abhé-Asal. Les différents domaines de déformation de la dépression sont dus, d'une part à la différence de rotation, les blocs de la zone nord de la dépression n'étant plus soumis aux décrochements de la bordure sud, et d'autre part à la différence de taux d'extension. L'ouverture se fait en angle et donc la vitesse angulaire est plus faible au Nord qu'au Sud. Il est montré par la modélisation analogique qu'une forte vitesse de déformation accroît la résistance de la croûte inférieure et influe donc sur la coaxialité de la déformation [Allemand, 1990, Faugère, et

al., 1986](cf ch3/3-5). Une forte vitesse au Sud induit une déformation délocalisée et non-coaxiale qui explique la présence de blocs basculés au Sud. Une vitesse de déformation intermédiaire répartit la déformation sur quelques zones localisées et symétriques (horsts et grabens). Tandis qu'une faible vitesse localise fortement la déformation sur une chaîne axiale unique au Nord de la dépression. Le sens de basculement des blocs peut être attribué soit au cisaillement décrochant de la bordure sud, soit au cisaillement horizontal au niveau de la transition fragile-ductile dans la croûte.

Si le modèle permet d'expliquer la cinématique, il n'indique pas pourquoi la biellette semble fixée à ses extrémités (dans le cadre d'un mouvement passif). Des études sont donc nécessaires, d'une part au niveau des zones de rotation de la biellette pour répondre à la question précédente, d'autre part au niveau des chaînes volcaniques transverses du Bloc Danakil pour savoir si la partie nord est solidaire de la partie sud.

## CONCLUSION



## **CONCLUSIONS.**

Les conclusions de ce travail sont de deux ordres. D'abord méthodologiques dans la mesure où l'utilisation des données satellitaires SPOT stéréoscopiques, peu encore développée pour l'étude des champs de failles complexes de grande dimension ( $\approx 120 \times 240 \text{ km}$ ), nécessitait la mise au point d'une palette d'outils de mesure, d'analyse et d'interprétation. Ensuite géodynamiques, l'objectif ultime de ce travail étant une contribution à la compréhension de la dynamique de l'extension en Afar.

### **1-METHODOLOGIE.**

La méthode développée est basée sur l'utilisation conjointe de critères cinématiques locaux, de paramètres statistiques d'orientations de rejet des failles, et de comparaison avec une base de donnée issue de la modélisation analogique.

La possibilité d'effectuer des mesures de distances horizontales et verticales permet la détermination d'un rejet minimum sur chaque faille et donc, en complément des critères classiques de la géologie structurale, de déterminer la cinématique d'une structure individuelle.

Les calculs statistiques effectués sur les directions des failles, qui prennent en compte le rejet et la vergence, permettent d'argumenter les caractéristiques cinématiques d'une zone ou de la totalité du champ de failles.

La comparaison avec ces mêmes paramètres statistiques calculés sur des modèles analogiques, dont les conditions de déformation aux limites sont connues, permet de proposer un schéma cinématique global.

La combinaison des approches précédentes et du calcul des densités de fracturation donne une bonne approximation de la déformation relative, au sein de la zone étudiée.

Cette méthode d'analyse permet ainsi d'effectuer le lien entre les observations de terrain (structures élémentaires) et la déformation à l'échelle des plaques (champ de failles total).

## **2-GEODYNAMIQUE DE L'AFAR.**

La méthodologie adoptée a permis, par l'étude du champ de failles du Sud-Est de la dépression Afar à travers l'imagerie satellitaire SPOT, une cartographie quantitative détaillée du champ de failles, une cartographie des directions locales d'extension et une estimation des taux de déformation. Les conditions cinématiques qui en sont déduites sont en bon accord avec un modèle de rotation senestre du bloc danakil. De nombreuses autres données, tectoniques et géophysiques, acquises indépendamment s'accordent également avec cette interprétation, et la modélisation analogique qui en a été proposée. Cette rotation du bloc danakil se traduit par une évolution progressive de la déformation. La composante cisailante sur la bordure nord du bloc d'Aysha, induite par la rotation du bloc danakil, devient progressivement dans le temps et dans l'espace plus oblique et explique la transition dans le golfe de Tadjoura d'un régime extensif décrochant (N070°) à une extension oblique accommodée par les bassins en échelons N130°. Cette même composante décrochante explique la rotation dextre des blocs basculés de la zone sud.

Le transfert de la déformation entre la zone sud de la dépression soumise à la composante décrochante dextre et la zone nord purement en extension, explique l'existence des zones de transfert entre différents domaines à déformation contrastée (blocs basculés au Sud, horst et grabens au Nord).

La rotation du bloc danakil implique la décroissance de la vitesse d'extension du Sud au Nord de la dépression. Ceci explique la localisation de la déformation dans le Nord sur une chaîne volcanique centrale et la délocalisation de la déformation par une forte déformation interne des blocs de la zone sud.

### **3-PERSPECTIVES.**

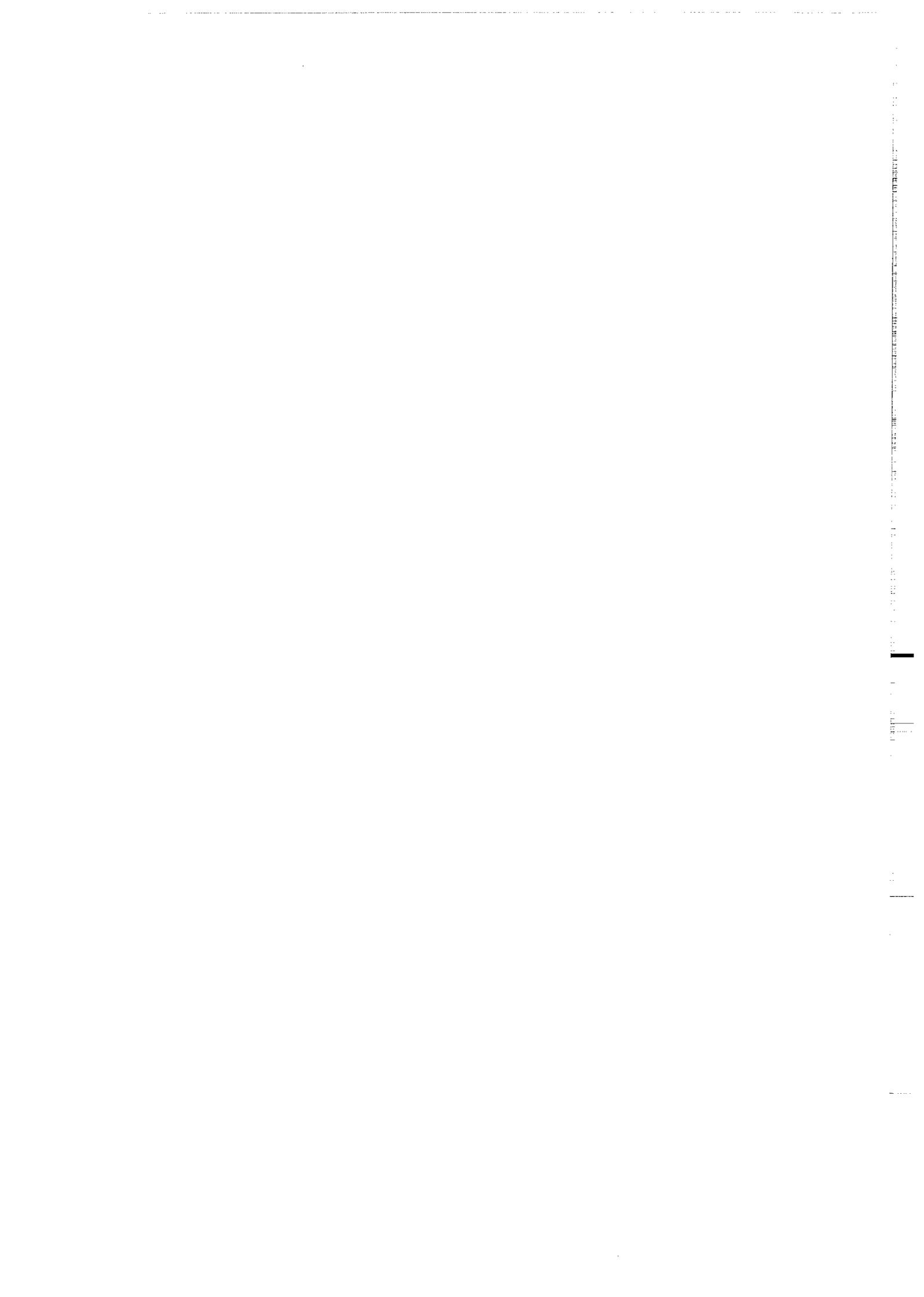
Ce travail pose les bases d'une méthode d'analyse des champs de failles, de grande dimension, en extension, qui permette de tenir compte des variations spatiales de la déformation.

Une utilisation plus précise de la topographie permettrait de quantifier la déformation par des méthodes de restauration numérique, mais ces méthodes impliquent une connaissance du pendage des failles, données inaccessibles par imagerie satellitaire.

D'autres méthodes d'analyse (mesure de dimension fractale, décomposition en ondelettes et FFT) qui ont été testées sur le champ de failles digitalisé semblent prometteuses en vue de l'analyse de la fracturation.

Le modèle géodynamique du point triple de l'Afar doit être confirmé par l'étude de secteurs clés tel la chaîne transversale de Bidu afin de connaître la continuité du bloc danakil, et les zones de Zula et du détroit de Bab-El-Mandeb, "rotules" présumées de la "bielle" danakil.

Ce modèle de la cinématique crustale peut être confirmé (ou infirmé) en surface, notamment par les programmes de positionnement géodésique en cours. Il serait intéressant de compléter la géométrie de la fracturation en profondeur par les projets d'étude sismique, et de pouvoir intégrer ce modèle dans un modèle d'extension de la lithosphère dont une bonne argumentation peut être apportée par une étude régionale en tomographie sismique.



**FAULTING AND BLOCK ROTATION  
IN THE AFAR TRIANGLE  
(NOTE ACCEPTEE A GEOLOGY)**



## **Faulting and block rotation in the Afar triangle, East Africa: The Danakil "crank-arm" model**

T. Souriot, J.-P. Brun

Geosciences-Rennes, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, France

### **ABSTRACT**

Several domains of contrasted extensional deformation have been identified in the southern Afar triangle (East Africa) from fault pattern analysed using panchromatic stereoscopic SPOT (Système Probatoire d'Observation de la Terre) images. Stretching directions and statistical orientation and offset variations of faults fit with the Danakil "crank arm" model of Sichel : A 10° sinistral rotation of the Danakil block explains the fault geometry and dextral block rotation in the southern part of the Afar triangle, as well as the oblique extension in the Tadjoura Gulf. Analogue modeling supports this interpretation.

### **INTRODUCTION**

Since the early days of plate tectonics the Afar has been considered one of the most suitable areas for studying plate divergence and lithospheric extension. Proponents of the first generation of models, from "rigid plates" (Le Pichon and Francheteau, 1978; Mohr, 1978) or "microplates" (Barberi and Varet, 1977; Sichel, 1980) to "progressive tearing" (Courillot et al., 1980) or "propagating rift" (Courillot, 1982), have debated the regional kinematic setting but have not attempted to explain the deformation pattern in the Afar triangle. Recent paleomagnetic evidence for block rotation in the southern Afar triangle (Courillot et al., 1984) has generated new interest, motivating a new generation of models, hypothesizing overlapping rifts and a "bookshelf" mechanism (Acton et al., 1991; Tapponnier et al., 1990). The common data base for these models was a 1/500 000 scale geologic map (CNR-CNRS, 1973; Varet 1975). However, more precise structural data were clearly needed for better understanding of the Afar triangle deformation. We present here a quantitative analysis of faulting from stereoscopic SPOT images (Fig. 1B) and its kinematic implications. Small-scale experiments based on the Danakil "crank-arm" model (Sichel 1980) (Fig. 1C) give a fairly comparable fault pattern and block rotation and integrate oblique extension in the

Tadjoura Gulf (Choukroune et al., 1988).

### **GEOLOGICAL SETTING**

The Afar triangle (Fig 1A) is bounded on the west by the African plate, on the south by the Somalian plate and Aysha block, and on the north-east by the Danakil block, which is connected to the African plate in the north and to the Arabian plate in the south. According to paleomagnetic data (Burek, 1970; Schult, 1974) the Danakil block has undergone  $10^\circ$  of sinistral rotation during the past 4 m.y..

Early studies (Tazieff, 1973; Varet, 1973) interpreted the triangle as oceanic crust, whereas more recent geochemical studies favor the concept of transitional crust (Gadalia and Varet, 1983) or new igneous crust (Mohr, 1989).

To the north the deformation is strongly concentrated in a narrow zone of rifting where the three volcanic ranges are emplaced (CNR-CNRS, 1973) . To the south the extension is more diffuse; a tilted block trending  $N140^\circ$ , and horst and graben structures on a regional scale (Fig. 2) are delimited by two main axes of volcanism (Symbol 2 on Fig 1B), the Manda Araro zone to the west and the Asal-Manda Inakir zone to the south-east (Tamsett, 1986; Tapponnier and Varet, 1974; Vellutini, 1990) .

According to available paleomagnetic data (Courtillet et al., 1984; Galibert et al., 1980), these  $N140^\circ$ -trending fault blocks have undergone a  $14.5^\circ \pm 7.5^\circ$  dextral rotation which vanishes northward (Manighetti and Tapponnier, 1991). The Tadjoura Gulf, which extends the southern border of the depression, between the Danakil and Aysha blocks (Figs. 1 and 2), displays a through that trends  $N80^\circ$ , with "en echelon" fault blocks and basins trending  $N140^\circ$  (Choukroune et al., 1986; Choukroune et al., 1988). This indicates an oblique extension with a dextral strike slip component along the southern border of the Danakil block.

### **FAULT PATTERN FROM SPOT STEREO PAIRS.**

The first fault map of central Afar (Varet, 1978) was obtained from aerial photographs and compiled on a scale of 1:500 000. In way to develop a quantitative mapping of fault pattern, we present here an analysis of height stereopairs of panchromatic SPOT images (10m/pixel) from the south-eastern of the Afar depression (Fig. 3A; see location in Fig. 1B). Altitudes have been

computed with a minimum vertical resolution of 20 m. The stratoïd lava flows (Varet, 1978), which cover most of the previous structures in the triangle between 4 and 3 m.y. give a useful reference surface to measure the minimum vertical offset of younger faults. Faults, with a total length of 19787 km, have been identified and measured on a scale of 1:200 000. On figure 1 only faults with offset greater than 100m are represented to allow size reduction (copies of the complete map are available from us on request).

The whole fault map has been digitized to allow computer processing and statistical analysis of fault direction. The direction is measured parallel to the fault with dip to the right and direction frequency diagrams on 360° are computed from the product of length by offset of each fault segments (faults are approximated as many linear segments).

On the whole area, two groups of faults are evident with mean directions N320° and N120° respectively. The second represents 75% of the first. For faults with vertical offset greater than 100 m this asymmetry is increased (Fig. 3B). Whereas for faults with offsets less than 100 m the two groups are equal.

The local direction of stretching has been obtained from measurement of the displacement of identifiable SPOT images of geologic markers (e.g., borders of lava flows, dikes, volcanic cones). On the whole area, the mean value of stretching is N035° (Fig. 3A). Computer analysis of fault directions and fault offsets leads to identification of 5 contrasting zones of deformation (Fig. 3C). They are (1 et 2) boundary zones between the deformed domain and undeformed blocks (Danakil and Aysha), (3 et 4) zones of block faulting (Immino and Abhe-Asal) and (5) a transfer zone (Gamarri-Alol).

(1) The northern boundary of the Aysha block is characterized by a curvature of the N140°-striking faults that delimit the southern tilted blocks (Fig. 2). The fault curvature increases along the boundary toward the Tadjoura Gulf and is associated with a regular decrease of normal fault offset from northwest to southeast. This indicates a dextral component of strike slip along the northern border of the Aysha blocks as observed in the Tadjoura Gulf.

(2) The southwestern border of the Danakil block, the Mak'Arrasou zone, is characterized by a pair of N320°- and N340°-striking faults. Analysis of displacement markers shows that a component of sinistral strike slip increases from north to south along the zone (Fig. 3, A and C).

(3) The Asal-Abhe tilted blocks zone is dominated by N310°-striking major faults and only a few N120°-striking conjugate faults. The density of small-offset faults nearly parallel to the major ones likely represents an large

intra-block deformation. Paleomagnetic data (Galibert et al., 1980) indicate a mean dextral block rotation of up to  $14.5^\circ \pm 7.5^\circ$ . The tilt toward the southwest at the regional scale indicates a top to the northeast sense of horizontal shear in the ductile lower crust (Faugère and Brun, 1984).

(4) The Immino horst and graben zone is a nearly horizontal plateau mostly affected by large-offset faults (300 to 800 m). Those major faults trend dominantly  $N300^\circ$  and  $N120^\circ$ , showing local and nonsystematic curvature. The density of small-offset ( $< 100$  m) faults is lower than in the Asal-Abhe zone. The absence of significant tilting suggests a coaxial stretching -i.e., weak horizontal shear at the base of the brittle crust.

(5) The Gamarri-Alol transfer zone is an elongated band that separates the two previous zones of tilted blocks and horst and graben structures. It contains most of the major faults (offset greater than 600 m) of the studied domain  $N320^\circ$ - and  $N120^\circ$ -striking faults are equally represented,  $N120^\circ$ -striking minor faults dominates locally. Many major faults show a curvature from  $N320^\circ$  to  $N270^\circ$  (Figs. 2 and 3A), which indicates a dextral strike-slip component along the zone.

### **SMALL-SCALE MODELING**

Small-scale experiments on brittle-ductile models (Davy and Cobbold, 1991; Faugère and Brun, 1984) have been performed (1) to test the validity of the Danakil "crank-arm" model in terms of deformation and (2) to compare the observed fault pattern. The experimental models consist of two-layer sand-silicone systems lying above a stable horizontal plate that can rotate around a pivot (Fig 1C). The sand, a Coulomb material with a  $30^\circ$  friction angle, represents the brittle crust, and the silicone putty, with Newtonian behaviour and a viscosity of  $10^4$  Pa.s (at  $20^\circ$  C) represents the ductile lower crust. A thin mobile plate was pulled at a constant rotation rate (from 0.9 to 1.9  $^\circ$ /h depending on the experiment) by a jack-screw driven by a computer-controlled stepping motor. Three experiments have been done to calibrate the brittle-ductile strength profile (Davy and Cobbold, 1991), and three to examine the effect of basal boundary conditions (Fig 1C). Only one of them is reported here (Fig 4). The length scale used was  $10^{-6}$  (1 cm/10 km).

Figure 4 summarizes some of the finite deformation parameters after a sinistral rotation of  $9^\circ$  of the mobile plate. The deformed domain displays a characteristic triangular pattern comparable to the Afar which is well illustrated

by the faults orientation (Fig 4b) and contours of finite strain intensity (Fig 4d)(Souriot, 1992).

The obliquity of faults on the dextral strike-slip boundary is comparable to that of the faults studied in the Asal-Abhe zone and the Tadjoura Gulf. These faults also show a strong curvature like the one along the northern border of the Aysha block.

Offset of marker lines (Fig. 4A) and an oblique small fault sets associated with the first-order faults (Fig. 4, A and B) demonstrate the existence of a sinistral strike-slip components along the major normal faults.

Transfer zones are defined by alignment of overlaps of major normal faults (Fig. 4C). Dextral rigid rotations culminate in the southern part of the triangle (Fig. 4C). It is noteworthy that maximum  $10^\circ$  dextral rotations are slightly higher than the  $9^\circ$  sinistral rotation applied on the mobile boundary. The same applies to the Afar triangle, where the mean dextral rotation of tilted blocks is  $14^\circ$  and the Danakil block sinistral rotation was about  $10^\circ$  since emplacement of the stratoid lava flows (reference surface). This explanation of block rotation in Afar is at variance with the overlapping-rift model of Tapponnier et al. (1990) and Acton et al. (1991) in which block rotation is considered as a phenomenon due to rift propagation inside the deformed zone. Our model relates block rotation to external boundary conditions, mainly the Danakil block rotation and the dextral strike-slip movement along the southern border. It not only explains the deformation in the Afar triangle but also integrates satisfactorily the structure of the Tadjoura Gulf.

## CONCLUSIONS

Analysis of stereoscopic SPOT images in Afar has allowed a quantitative and precise mapping of faults, and estimates of the finite stretching direction locally for the past 4 m.y.. The kinematic implications of the fault pattern are best explained by a sinistral rotation of the Danakil block (crank-arm model of Sichel, 1980). Dextral rotation in the southern part of the Afar triangle and oblique extension in the Tadjoura Gulf are the result of dextral strike-slip along the northern border of the Aysha block.

## REFERENCE CITED

- Acton, G.D., Stein, S. and Engeln, J.F., 1991, Block rotation and extension in Afar: A comparison to oceanic microplate systems: *Tectonics*, v. 10, p. 501-526.
- Anis, A. M., and eight others, 1979, Relevance of Afar seismicity and volcanism to the mechanics of accreting plate boundaries: *Nature*, v. 282, p. 17-23.
- Barberi, F. and Varet, J., 1977, Volcanism of Afar: small-scale plate tectonics implications: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1251-1266.
- Burek, P.J., 1970, Paleomagnetic evidence for an anticlockwise rotation of the Danakyl Alps, Ethiopia [abs.]: *EOS (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 51, p. 271
- Choukroune, P., Auvray, B., Francheteau, J., Lepine, J.C., Arthaud, F., Brun, J.P., Auzende, J.M., Sichter, B. and Khobar, Y., 1986, Tectonics of the westernmost Gulf of Aden and the Gulf of Tadjoura from submersible observation: *Nature*, v. 319, p. 396-399.
- Choukroune, P., Francheteau, J., Auvray, B., Auzende, J.M., Brun, J.P., Sichter, B., Arthaud, F. and Lepine, J.C., 1988, Tectonics of an incipient oceanic rift: *Marine Geophysical Researches*, v. 9, p. 147-163.
- CNR-CNRS, 1973, Geology of northern Afar (Ethiopia): *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, v. 15, p. 443-490.
- Courtillot, V., 1982, Propagating rifts and continental breakup: *Tectonics*, v. 1, p. 239-250.
- Courtillot, V., Galdeano, A. and Le Mouél, J.L., 1980, Propagation of an accreting plate boundary : a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjurah and southern Afar: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 47, p. 144-160.
- Courtillot, V., Achache, J., Landre, F., Bonhommet, N., Montigny, R. and Feraud, G., 1984, Episodic spreading and rift propagation : New Paleomagnetic and geochronologic data from the Afar nascent passive margin: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 3315-3333.
- Davy, P. and Cobbold, P.R., 1991, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere: *Tectonophysics*, v. 188, p. 1-25.
- Faugère, E. and Brun, J.P., 1984, Modélisation expérimentale de la distension continentale: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, v. 299, p. 365-370.
- Gadalia, A. and Varet, J., 1983, Les rhyolites miocènes de l'Est de l'Afar: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v.2, p. 139-153.
- Galibert, P.Y., Sichter, B., Smith, B. and Bonhommet, N., 1980, Paléomagnétisme en zone d'accrétion : le cas de l'Afar: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 6, p. 881-890.
- Le Pichon, X. and Francheteau, J., 1978, A plate tectonic analysis of the Red Sea Gulf of Aden area: *Tectonophysics*, v. 46, p. 369-406.

- Manighetti, I. and Tapponnier, P., 1991, Géométrie et cinématique 3D des déformations plioquaternaires en Afar [abs.]: Tectoscope-positionnement, Centre National de la Recherche Scientifique-Institut Nationale des Sciences de l'Univers, p. 35.
- Mohr, P., 1978, Afar: Annual Review of Earth Planetary Sciences, v. 6, p. 145-172.
- Mohr, P., 1989, Nature of the crust under Afar : new igneous, not thinned continental: Tectonophysics, v. 167, p. 1-11.
- Schult, A., 1974, Paleomagnetism of tertiary volcanic rocks from Ethiopian Southern plateau and Danakil block: Journal of Geophysics, v. 4, p. 203-212.
- Sichler, B., 1980, La bielle danakile: un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar: Bulletin de la Société Géologique de France, v. 6, p. 925-933.
- Souriot, T., 1992, Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Thèse de l'université de Rennes 1, Rennes (France), p. 214.
- Tamsett, D., 1986, Median valley Tectonics: air photographs of the Ghoubbet-Asal rif, Afar: Tectonophysics, v. 131, p. 75-91.
- Tapponnier, P., Armijo, R., Manighetti, I. and Courtillot, V., 1990, Bookshelf faulting and horizontal block rotation between overlapping rift in southern Afar: Geophysical Research Letters, v. 17, p. 1-4.
- Tapponnier, P. and Varet, J., 1974, La zone de Mak'arrasou en Afar: un équivalent émergé des "failles transformantes" océaniques: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v. 278, p. 209-212.
- Tazieff, H., 1973, Signification tectonique de l'Afar: Revue Géographie Physique et Geologie Dynamique, v. 15, p. 341-346.
- Varet, J., 1973, Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar: Thèse d'Etat, Paris-Sud, 491p.
- Varet, J., 1975, Geological map of central and southern Afar (Ethiopia and Djibouti Republic): Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, scale 1:500 000.
- Varet, J., 1978, Géologie de l'Afar central et méridional: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, scale 1:500 000.
- Vellutini, P., 1990, The Manda-Inakir Rift, Republic of Djibouti: a comparison with the Asal Rift and its geodynamic interpretation., Tectonophysics, v. 172, p. 141-153.

## ACKNOWLEDGEMENTS

Supported by the TECTOSCOPE Program (Institut National des Sciences de l'Univers) for SPOT data acquisition and processing, and by Dynamique et Bilan de la Terre Theme 5 (INSU) for field work and analogue modelling, we thank R. Armijo, I. Manighetti and P. Tapponnier (Institut de Physique du Globe, Paris) for helpful discussions; our Rennes colleagues O. Dauteuil and Ph. Davy for their help at various steps of the work; and J.-J. Kermarrec and Y. Quete for their invaluable technical assistance. Thanks are also due to the reviewers R. Fletcher and E. Rutter for useful improvements and suggestions.

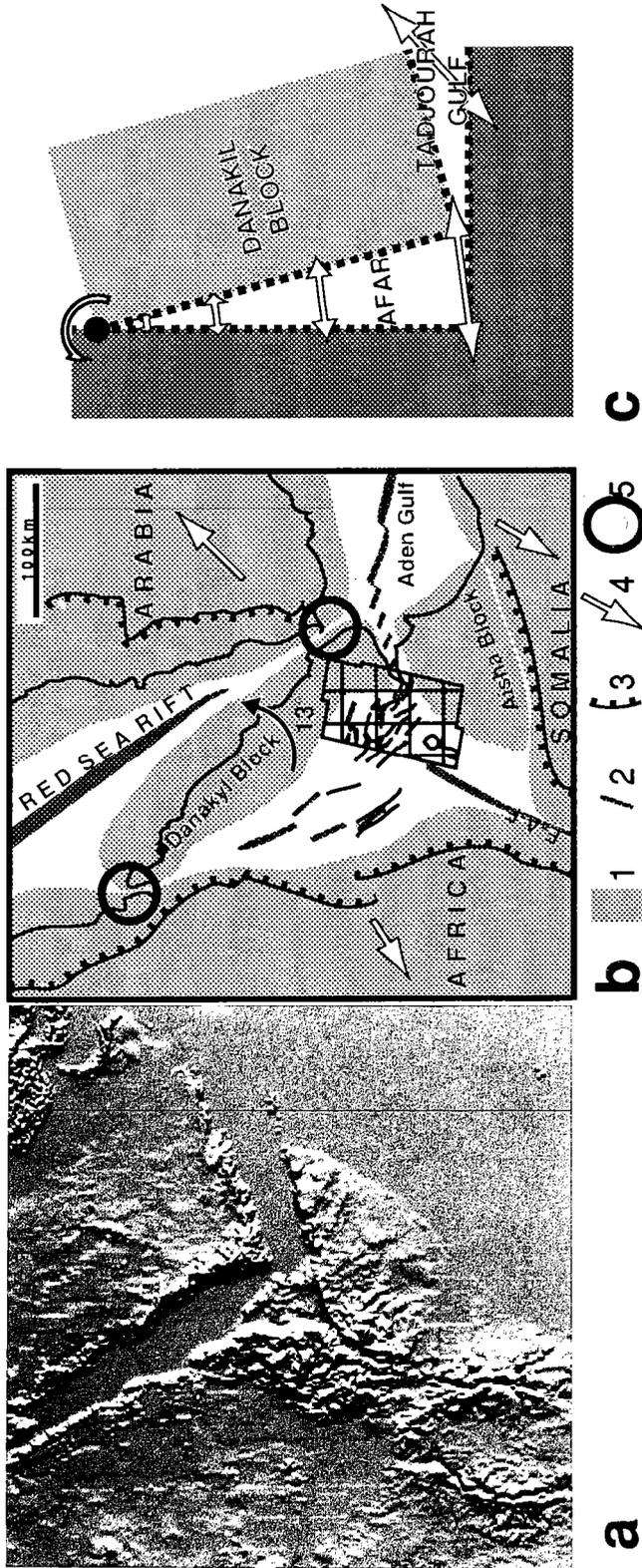
## FIGURE CAPTIONS

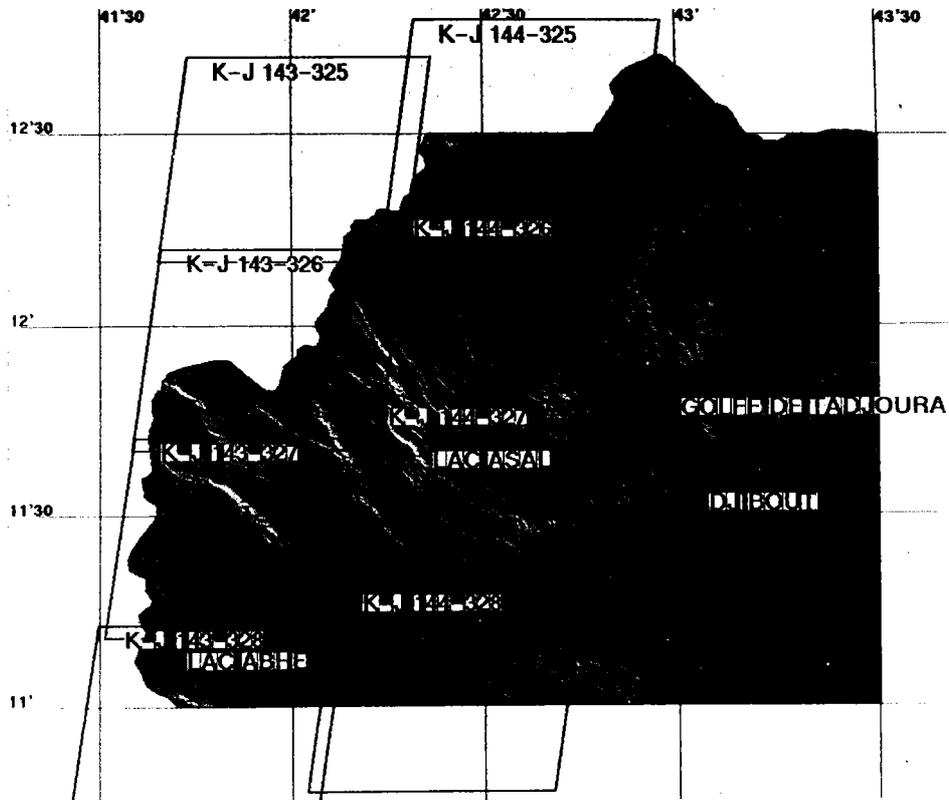
Figure 1. Geodynamic setting of Afar depression. A: Topography of East Africa showing regional dome and location of Afar. B: Structural sketch of Afar triangle with location of studied SPOT grid. *D*= Djibouti. 1= continental plates or blocks. 2= continental and oceanic rift axes. 3= boundary fault scarps. 4= relative plate motions. 5= rotation axes of the Danakil block according to the "crank arm" model of Sichler (1980). C: Kinematic implications of the "crank arm" model.

Figure 2 Digital topographic model of Republic of Djibouti with location of panchromatic SPOT stereocouples.

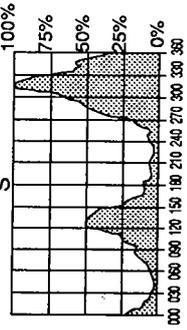
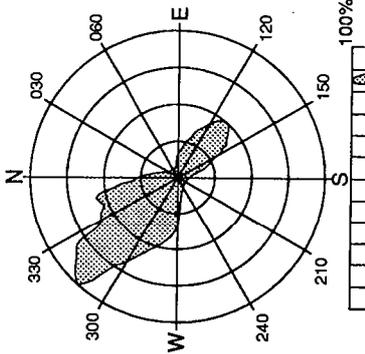
Figure 3. Fault patterns. A: Map of major faults and local stretching directions. B: Fault orientation at regional scale. C Deformation domains and strike-slip components along boundary and transfer zones.

Figure 4. Small-scale modeling of "crank-arm" model. A: Top view of model after 9° sinistral rotation. B: Line drawing of faults and deformation domains. C: Rigid-block rotations measured in degree (numbers) on local undeformed marker lines. D: Strain intensity and stretching directions computed from grid. Note analogy of southern zone of high strain intensity with Tadjoura Gulf. Compare with Figures 2 and 3.

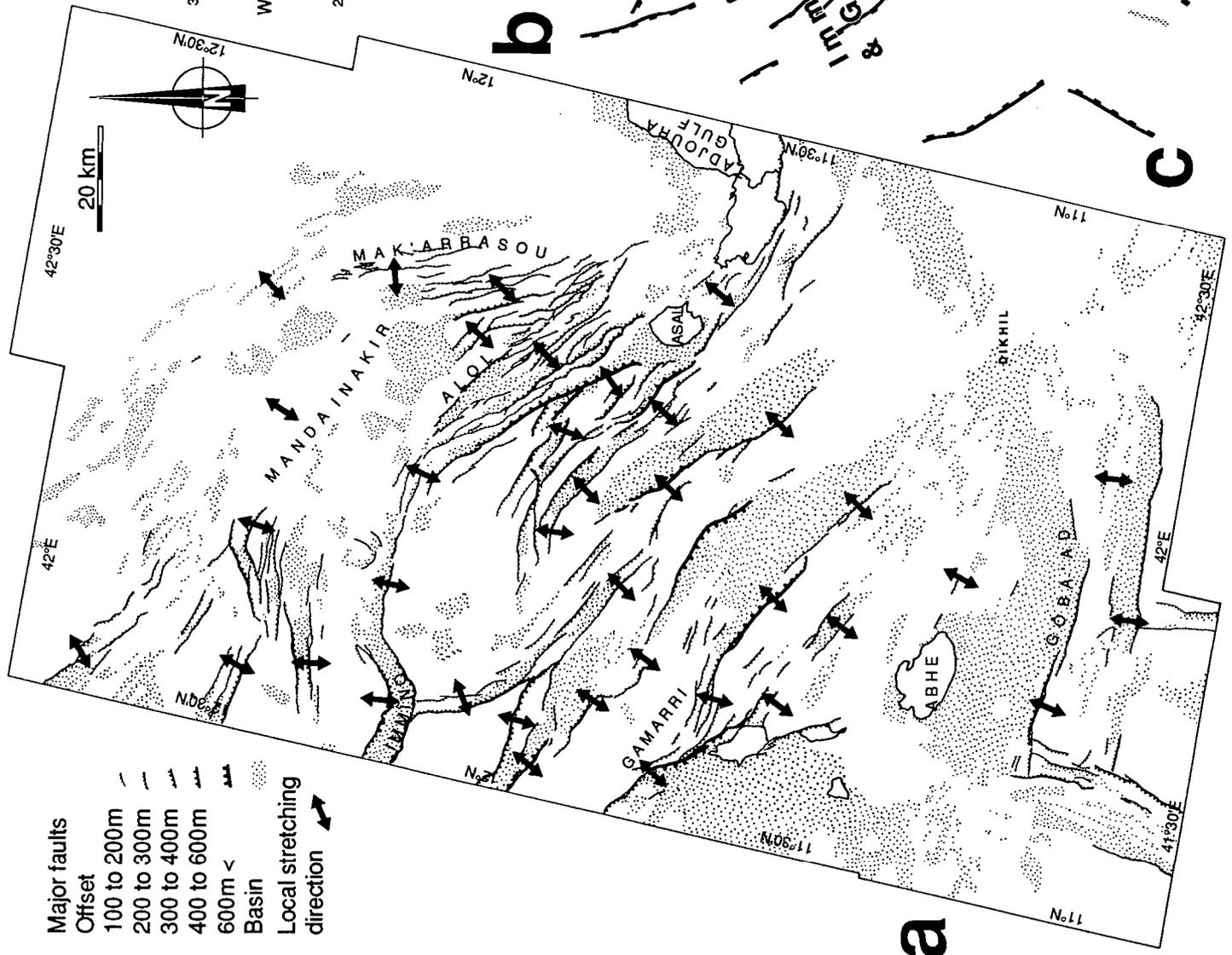
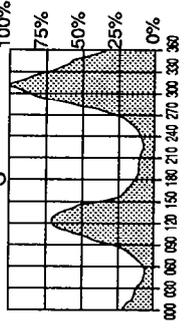
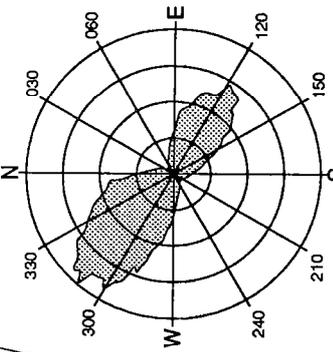




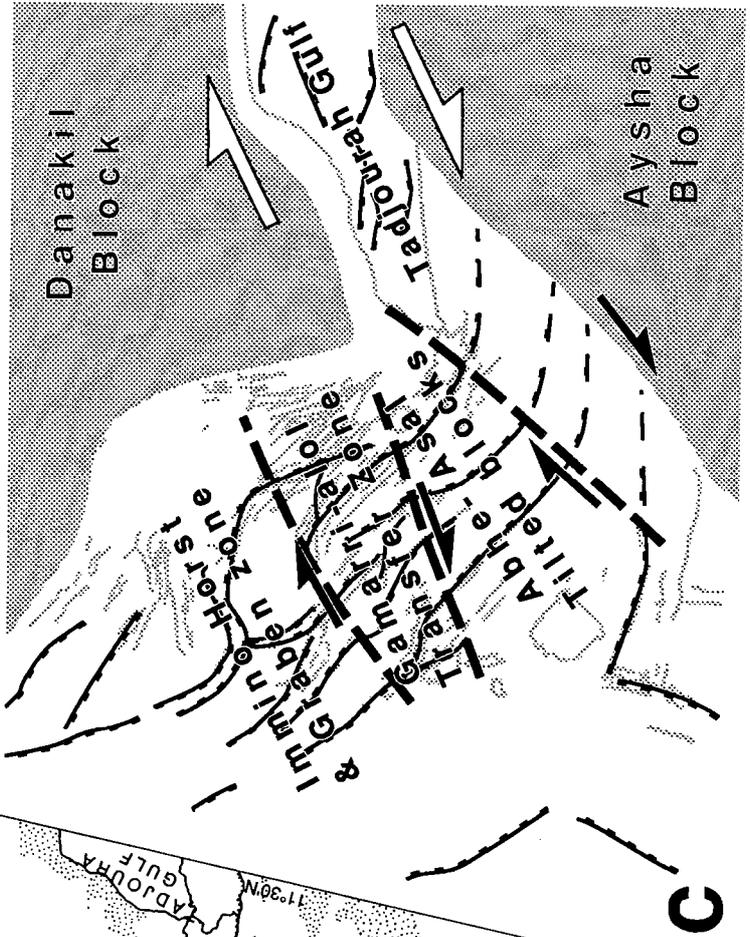
Major faults  
Offset > 100m



All faults

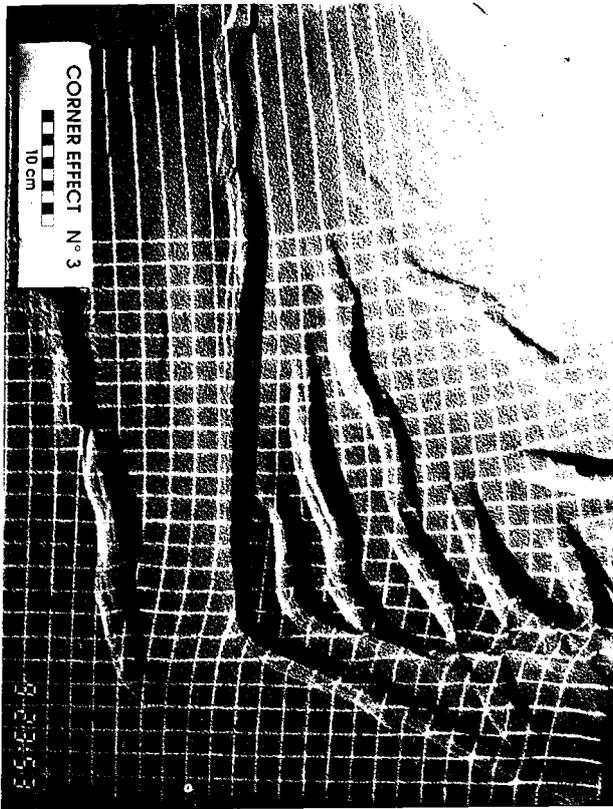


**b**

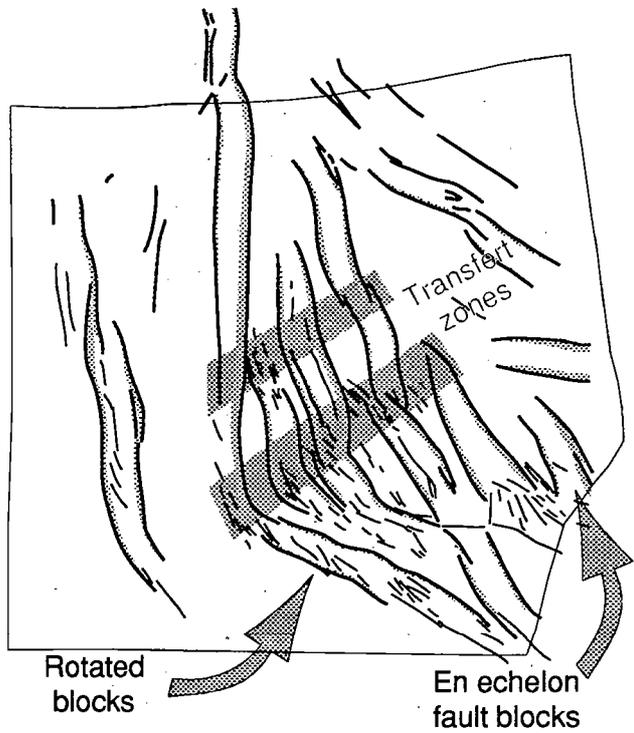


**c**

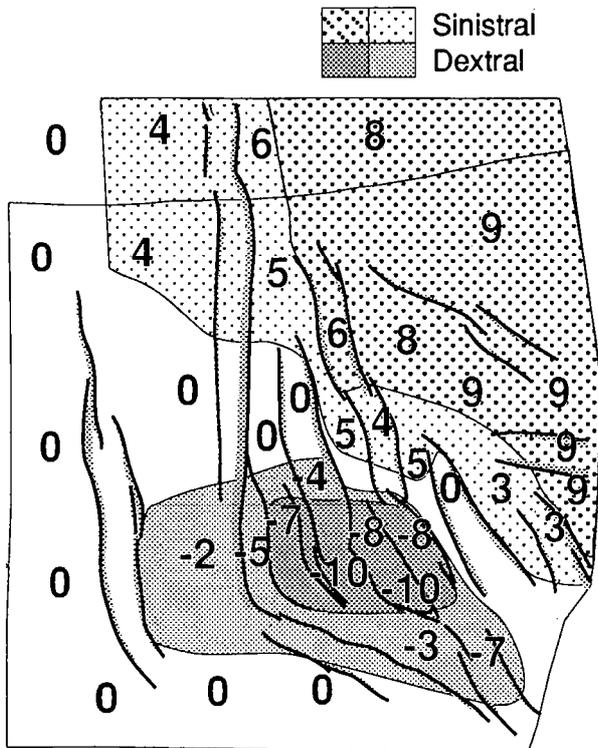
**a**



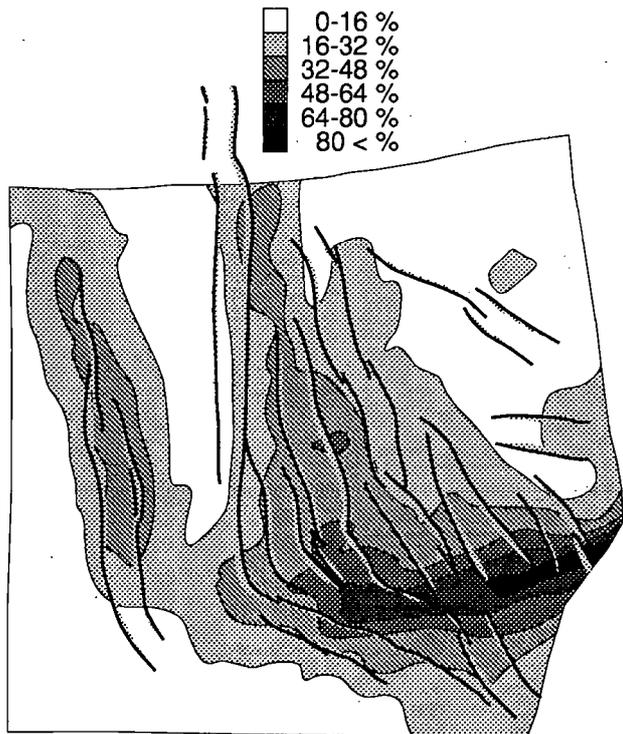
a / TOP VIEW, 9° ROTATION



b / STRUCTURAL DOMAINS



c / RIGID BLOCK ROTATIONS



d / STRAIN INTENSITY

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Acton, G.D., Stein, S., et Engeln, J.F., 1991**, "Block rotation and extension in Afar : a comparaison to oceanic microplate systems.," Tectonics 10,3 : 501-526.
- Adam de Villier-Demarq, C., 1985**, "Utilisation géologique du traitement d'image appliqué aux modèles numériques de terrain.,"Thèse de 3<sup>o</sup>cycle ,Université de E.N.S.Paris et Nice
- Allemand, P., 1990**, "Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental.," Doc.Mem.C.A.E.S.S., (Rennes:C.A.E.S.S.)38:
- Anis, A.M., Courtilot, V., Kasser, M., Le dain, A.Y., Lepine, J.-C., Robineau, B., Ruegg, J.-C., Tapponier, P., et Tarantola, A., 1979**, "Relevance of Afar seismicity and volcanism to the mechanics of accreting plate boundaries.," Nature 282,5734 : 17-23.
- Armijo, R., Tapponier, P., Mercier, J.L., et Tonglin, H., 1989**, "Quaternary extension in Southern Tibet, Field observation and tectonic implication.," J. Geophys. Res. 94 : 2787-2838.
- Arthaud, F., Chouckroune, P., et Robineau, B., 1980a**, "Evolution structurale de la zone transformante d'Arta (Rep de Djibouti)," Bull. Soc. Geol. France 7-XXII-6 : 909-915.
- Arthaud, F., Chouckroune, P., et Robineau, B., 1980b**, "Tectonique, microtectonique et évolution structural du golf de Tadjoura et du Sud de la dépression Afar.," Bull. Soc. Géol. France 7-XXII-6 : 901-908.
- Bahat, D., 1979**, "On the African Rift system, theoretical and experimental study.," Earth Planet. Sci. Let. 45 : 445-452.
- Ballard, J.-F., 1989**, "Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure.,"Thèse de doctorat d'Université ,Université de Rennes1
- Barberi, F., Civetta, L., et Varet, J., 1980**, "Sr isotropic composition of Afar volcanics and its implication for mantle evolution," EarthPlan.Sci.Let. 50 : 247-259.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santacrose, R., et Varet, J., 1975**, "Structural evolution of the Afar triple junction.," Afar depression of Ethiopia., Ed. Pilger&Rosler (Stuttgart:Schweizerbart)38-54.
- Barberi, F., Tazieff, H., et Varet, J., 1972**, "Volcanism in the Afar depression : its tectonic and magmatic significance'," Tectonophysics 15 : 19-29.
- Barberi, F., et Varet, J., 1977**, "Volcanism of Afar : small-scale plate tectonics implications," Geol.Soc.Am.Bull. .88 : 1251-1266.
- Barberi, V., et Varet, J., 1973**, "Carte géologique de la chaine volcanique

de l'Erta Ale (Afar, Ethiopie) 1/100 000.", (Paris:C.N.R.-C.N.R.S.)

- Barrat, J.-A., Jahn, B.M., Joron, J.L., Auvray, B., et Hamdi, H., 1990**, "Mantle heterogeneity in northeastern Africa: evidence from Nd isotopic compositions and hygromagmaphile element geochemistry of basaltic rocks from the Gulf of Tadjoura and southern Red Sea region," Earth and Planetary Science Letters 101 : 233-247.
- Belier, M.-O., 1990**, "Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de Galice.",Thèse de doctorat d'Université. ,Université de Paris6
- Berckhemer, H., Baier, B., Bartelsen, H., Behle, A., Burkhardt, H., Gebrande, H., Makris, J., Menzel, H., Miller, H., et Bees, R., 1975**, "Deep seismic sounding in the afar region and on the highland of Ethiopia.," Afar depression of Ethiopia., Ed. Pilger&Rosler Stuttgart:Schweizerbart)89-107.
- Berhe, S.M., 1986**, "Geologic and geochronologic constraints on the evolution of the Red Sea-Gulf of Aden and Afar depression," J.Afric.EarthSci. 5,2 : 101-117.
- Bizouard, H., et Richard, O., 1980**, "Etude de la transition dorsale océanique rit émergé : Golfe de Tadjoura, Asal, Afar central. Approche pétrographique et minéralogique.," Bull.Soc.Geol.France 7,tXXII,6 : 935-943.
- Black, R., Morton, W.H., et Rex, D.C., 1975**, "Block tilting and volcanism within the Afar in light of recent K/Ar date.," Afar depression of Ethiopia., Ed. Pilger&Rosler Stuttgart:Schweizerbart)296-299.
- Bohannon, R.G., 1986**, "How much divergence has occurred between Africa and arabia as a result of the Red Sea.," Geology 14 : 510-513.
- Brun, J.-P., et Choukroune, P., 1983**, "Normal faulting, block tilting and decollement in a stretched crust.," Tectonics 2.4 : 345-356.
- Brun, J.-P., Choukroune, P., et Faugère, E., 1985**, "Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal : application aux marges passives," Bull. Soc. Geol. France 8, I : 139-144.
- Burek, P.J., 1970**, "Paleomagnetic evidence for an anticlockwise rotation of the Danakyl Alps, Ethiopia.," E.O.S. 51.271 :
- Burek, P.J., 1974**, "Plattentektonisch probleme in der weiteren umgebung arabiens sowie der Danakil-Afar-Senke.," Geotectonisch Forsch 47 : 1-93.
- Byerlee, J., 1978**, "Friction of rocks," Pure Appl. Geophys. 116 : 615-626.
- CEGD, 1974**, "Carte géologique du territoire de Afars et des Issas au

1:100.000.Feuille d'Asal.", (Bordeaux:CEGD)

**CEGD, 1975**, "Carte géologique du territoire de Afars et des Issas au 1:100.000.Feuille d'Ali Sabih.", (Bordeaux:CEGD)

**CEGD, 1978**, "Carte géologique du territoire de Afars et des Issas au 1:100.000.Feuille de Khor Angar.", (Bordeaux:CEGD)

**Chorowicz, J., 1990**, "Dynamics of the different basins-types in the East African rift.," J. Afr. Earth Sci. 10, 1/2 : 271-282.

**Choukroune, P., Auvray, B., Francheteau, J., Lepine, J.C., Arthaud, F., Brun, J.-P., Auzende, J.M., Sichler, B., et Khobar, Y., 1986**, "Tectonics of the westernmost Gulf of Aden and the Gulf of Tadjoura from submersible observation.," Nature 319 : 396-399.

**Choukroune, P., Francheteau, J., Auvray, B., Auzende, J.M., Brun, J.-P., Sichler, B., Arthaud, F., et Lepine, J.-C., 1988**, "Tectonics of an incipient oceanic rift," Mar. Geophys. Res. 9 : 147-163.

**Civetta, L., De Fino, M., Gasparini, P., Ghiara, M.R., La Volpe, L., et Lirer, L., 1975**, "Structural meaning of central Afar.," J.Geol. 83 : 363-373.

**Clin, M., 1991**, "Evolution of Eastern Afar and the Gulf of Tadjoura.," Tectonophysics 198 : 355-368.

**CNR-CNRS, 1973**, "Geology of northern Afar (Ethiopia).," Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. XV,4 : 443-490.

**Cochran, J.R., 1981**, "The Gulf of Aden : structure and evolution of a young ocean and continental margin.," J. Geophys. Res. 86B1 : 263-287.

**Cornet, F.H., 1980**, "Discussion de la tectonique de rift observée dans la région de l'Afar.," Bull. Soc. Geol. France 7,XXII,6 : 965-973.

**Coster, M., et Chermant, J.L., 1985**, "Précis d'analyse d'images.", Editions du CNRS)

**Courtilot, V., 1980a**, "Opening of the Gulf of Aden and Afar by progressive tearing.," Phys.Earth Planet.Inter. 21 : 343-350.

**Courtilot, V., 1980b**, "Plaque, microplaque et déchirures lithosphériques : une hiérarchie de structures tectoniques de l'échelle du globe à celle du terrain.," Bull.Soc.Geol.France 7, XXII, 6 : 981-984.

**Courtilot, V., 1982**, "Propagating rifts and continental breakup," Tectonicss 1 : 239-250.

**Courtilot, V., Achache, J., Landre, F., Bonhommet, N., Montigny, R., et Feraud, G., 1984**, "Episodic spreading and rift propagation :

New Paleomagnetic and geochronologic data from the Afar nascent passive margin," J.Geophys.Res. 89 B5 : 3315-3333.

**Courtilot, V., Armijo, R., et Tapponnier, P., 1987**, "Kinematics of the Sinaï triple junction and a two-phase model of Arabia-Africa rifting.," Continental Extensional Tectonics, Ed. Coward, M.P., Dewey, J.F. et Hancock, P.L. Geol. Soc. Spec. Pub.)28:559-573.

**Courtilot, V., Galdeano, A., et Le Mouél, J.L., 1980**, "Propagation of an accreting plate boundary : a discussion of new aeromagnetic data in the Gulf of Tadjurah and southern Afar," Earth Planet. Sci. Lett. 47 : 144-160.

**Courtilot, V., Tapponnier, P., et Varet, J., 1974**, "Surface features associated with transform faults : a comparison between observed examples and an experimental model.," Tectonophysics 24 : 317-329.

**Davy, P., et Cobbold, P.R., 1991**, "Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere," Tectonophysics 188 : 1-25.

**De Fino, M., La Volpe, L., Lirer, L., et Varet, J., 1973**, "Geology and Petrology of Manda-inakir Range and Monssa Ali Volcano, Central Eastern Afar," Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn 2,XV,4 : 373-386.

**Demange, J., et Stieltjes, L., 1975**, "Géologie de la région SW du TFAI," Bull. B.R.G.M. 2,IV,2 :

**Dixon, T.H., Irwins, E.R., et Franklin, B.J., 1989**, "Topographic and volcanic asymmetry around the red Sea : constraints on rift models," Tectonics 8-6 : 1193-1216.

**Drury, S.A., 1987**, "Image interpretation in Geology", (London:Allen & Unwin)

**Ebinger, C.J., 1989a**, "Geometric and kinematic development of border faults and accomodation zones, Kivu-Rusizi rift, Africa.," Tectonics 8,1 : 117-133.

**Ebinger, C.J., 1989b**, "Tectonic development of the western branch of the East African rift system," Geol. Soc. Am. Bull. 101 : 885-903.

**Ebinger, C.J., Bechtel, T.D., Forsyth, D.W., et Bowin, C.O., 1989a**, "Effective elastic plate thickness beneath the East African and Afar plateaus ad dynamic compensation of the uplifts.," Jour.Geophys.Res. 94B3 : 2883-2901.

**Ebinger, C.J., Deino, A.L., Drake, R.E., et Tesha, A.L., 1989b**, "Chronology of volcanism and rift bassin propagation: Rungwe volcanic province, East Africa.," Jour.Geoph.Res. 94B11 : 15,785-15,803.

**Faugère, E., et Brun, J.-P., 1984**, "Modélisation expérimentale de la

- distension continentale," C.R.Acad.Sci. Paris 299 SII n°7 : 365-370.
- Faugère, E., Brun, J.P., et Van Den Driessche, J., 1986**, "Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement : modèles expérimentaux," Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine 10,2 : 13-21.
- Faure, H., 1973**, "Cadre morphotectonique mégamétrique de l'Afar," Rev. Géog. Phys. Geol. Dyn. 2, XV, 4 : 387-392.
- Faure, H., Hoang, C.T., et Lalou, C., 1980**, "Datations  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  des calcaires coralliens et mouvements verticaux à Djibouti.," Bull.Soc.Geol.France 7,XXII,6 : 959-962.
- Gadalia, A., et Varet, J., 1983**, "Les rhyolites miocènes de l'Est de l'Afar.," Bull.Soc.Geol.France (7)25 : 139-153.
- Galibert, P.Y., Sichler, B., Smith, B., et Bonhommet, N., 1980**, "Paléomagnétisme en zone d'accrétion : le cas de l'Afar," Bull. Soc. Geol. France 7,XXII, 6 : 881-890.
- Gasse, F., et Fournier, M., 1983**, "Sédiments Plio-quaternaires et tectonique en bordure du Golfe de Tadjoura," Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquit. 7, 1 : 285-300.
- Gasse, F., Richard, O., Robbe, D., Rognon, P., et Williams, M.A., 1980**, "Evolution tectonique et climatique de l'Afar central d'après les sédiments plio-pléistocènes.," Bulletin de la Société Géologique de France 7,tXXII,6 : 987-1001.
- Gasse, F., et Rognon, P., 1973**, "Le quaternaire des bassins lacustres de l'Afar," Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn. 2, XV, 4 : 405-414.
- Gaulier, J.M., 1990**, "De l'extension intracontinental à l'accrétion océanique : géodynamique de la Mer Rouge.,"Thèse d'Université ,Université de Paris, Pierre et Marie Curie.
- Gaulier, J.M., et Huchon, P., 1991**, "Tectonic evolution of Afar triple junction," Bull. Soc. Geol. France 162,3 : 451-464.
- Gérard, A., Menechet, C., Delattre, J.-N., et Varet, J., 1980**, "Etude des variations du champ de pesanteur entre 1973 et 1979 dans la région de l'Ardoukôba (République de Djibouti).," Bull.Soc.Geol.France 7,tXXII,6 : 831-835.
- Girdler, R.W., 1980**, "Recent geophysical studies in the Gulf of Aden and their relevance to Afar," Bull. Soc. Geol. France 7,XXII, 6 : 963-964.
- Girdler, R.W., et Southren, T.C., 1987**, "Structure and evolution of the Northern Red Sea," Nature 330, 2/31 : 716-721.

- Girdler, R.W., 1991**, "The Afro-Arabian rift system. A overview.," Tectonophysics 197 : 139-153.
- Grellet, B., 1983**, "Rôle et influence du contexte géodynamique sur les structures et l'évolution des rifts. Exemples de l'Islande et des Afars," Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquit. 7,1 : 191-200.
- Harrison, C.G.A., Stieltjes, L., et Bonatti, E., 1974**, "Topographic comparison between a portion of Afar and the mid ocean ridge system.," Afar Symp. Bad Bergzabern April 1-6, Ed. Pilger, A. et Rosler, A. Stuttgart:178-198.
- Hernandez, J., et Ruegg, J.C., 1980**, "Colloque rift d'Asal," Bull. Soc. Geol. France 7, XXII, 6 : 799-807.
- Hill, R.I., 1991**, "Starting plumes and continental breakup.," Earth Planet.Sci.Lett. 104 : 398-416.
- Huchon, P., et Gaulier, J.-M., 1989**, "Evolution tectonique de l'Afar méridional depuis 3,5Ma.," C.R.Acad.Sci.Paris t309,sII : 1215-1222.
- IGN, 1989**, "Inventaire historique des travaux géodésiques. Fascicule : 2 Djibouti," IGN RT/G 15 : 26.
- Izzeldin, A.Y., 1987**, "Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea, their interpretation and implication for the structure and evolution of the Red Sea," Tectonophysics 143 : 269-306.
- Jestin, F., et Huchon, P., 1991**, "Cinématique et déformation de la jonction triple Mer Rouge-Golfe d'Aden-Rift Ethiopien de puis l'Oligocène.," Bull.Soc.Geol.France : submitted.
- Joron, J.L., Treuil, M., Jaffrezie, H., Villemant, B., et Richard, O., 1980**, "Géochimie des éléments traces du magmatisme de l'Afar et de la mégastructure Mer Rouge - Afar - Golf d'Aden : implication pétrogénétique et géodynamique.," Bull. Soc. Géol. France 7, XXII, 6 : 945-957.
- Kasser, M., Lepine, J.-C., Ruegg, J.-C., et Tarantola, A., 1980**, "Nouvelles mesures géométriques sur le rift d'Asal-Ghoubbet," Bull.Soc.Geol.France 7,XXII,6 : 823-824.
- Kasser, M., Lepine, J.C., et Ruegg, J.C., 1979**, "Mise en évidence de mouvement d'extension sur la dorsale émergée d'Asal Ghoubbet en république de Djibouti," C.R.Acad.Sci. Paris 288 : 469-472.
- Kazmin, V.G., 1991**, "The position of continental flood basalts in rift zones and its bearing on models of rifting.," Tectonophysics 199 : 375-387.
- Kebede, F., Kim, W.Y., et Kulhanek, O., 1989**, "Dynamic source parameters of the march-May 1969, Serdo earthquake sequence in

- central Afar, Ethiopia, deduced from teleseismic body waves," J.Geophys.Res. 94 : 5603-5614.
- Kebede, F., et Kulhanek, O., 1989,** "Source parameters of selected earthquakes on the central and western margin of Afar," Tectonophysics 170 : 243-257.
- Kronberg, P., 1991,** "Geometries of extensional fault systems, observed and mapped on aerial and satellite photographs of central Afar (Ethiopia/Djibouti).," Geol.Mijnb. 70 : 145-616.
- Kronberg, P., Schönfeld, M., Günther, R., et Tsombos, P., 1975,** "ERTS 1-data on the geology and tectonics of the Afar/Ethiopia and adjacent regions.," Afar depression of Ethiopia, Ed. Rosler, P.& Stuttgart:Scwerzerbart)19-27.
- Le Dain, A.Y., Robineau, B., et Tapponnier, P., 1979,** "Les effets tectoniques de l'événement sismique et volcanique de novembre 78 dans le rift d'Asal," Bull.Soc.Geol.France 7,XXII, 6 : 817-822.
- Le Pichon, X., et Francheteau, J., 1978,** "A plate tectonic analysis of the Red Sea Gulf of Aden area," Tectonophysics 46 : 369-406.
- Le Pichon, X., et Gaulier, J.M., 1988,** "The rotation of Arabia and the Levant fault system," Tectonophysics 153 : 271-294.
- Lepine, J.-C., 1987,** Thèse d'état ,Université de Paris 7
- Lepine, J.-C., Ruegg, J.-C., et Anis, A.-M., 1980,** "Sismicité du rift d'Asal-Ghoubbet pendant la crise sismo-volcanique de novembre 1978.," Bull.Soc.Geol.France 7,XXII,6 : 809-816.
- Lepine, J.G., et Ruegg, J.C., 1976,** "La sismicité du TFAI," Bull.Soc.Geol.France 7,XVIII,4 : 841-846.
- Makris, J., et Ginzburg, A., 1987,** "The Afar depression : transition between continental rifting and sea floor spreading," Tectonophysics 141 : 199-214.
- Makris, J., Henke, C.H., Egloff, F., et Akamaluk, T., 1991,** "The gravity field of the Red Sea and Est Africa.," Tectonophysics 198 : 369-381.
- Malkin, B.V., et Shemenda, I., 1991,** "Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data.," Tectonophysics 199 : 193-210.
- Manighetti, I., 1992,** "communication personnelle.," :
- Manighetti, I., et Tapponnier, P., 1991,** Géométrie et cinématique 3D des déformations plioquaternaires en Afar., *In conf.* : "Tectoscope-

Positionnement", CNRS-INSU(org.), Paris,

- Marinelli, G., et Varet, J., 1973**, "Structure et évolution du Sud du "Horst Danakil", " C.R.Acad.Sci. Paris 276 : 1119-1122.
- McKenzie, D.P., Davis, D., et Molnar, P., 1970**, "Plate tectonics of the Red Sea and East Africa.", Nature 226 : 243-248.
- Merla, G., Abbate, E., Azzaroli, A., Bruni, P., Canuti, P., Fazzuoli, M., Sagri, M., et Tacconi, P., 1979**, "A geological map of ethiopia and somalia (1973).1:2.000.000 and Comment with a map of major mandforms.", (Firenze, Italy:C.N.R.)
- Minster, J.B., et Jordan, T.H., 1978**, "Present day plate motions," J.Geophys.Res. 83 : 5331-5354.
- Mohr, P., 1978**, "Afar," Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 6 : 145-172.
- Mohr, P., 1983**, "Volcanotectonic aspects of ethiopian rift evolution," Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquit. 7,1 : 175-189.
- Mohr, P., 1989**, "Nature of the crust under Afar : new igneous, not thinned continental.," Tectonophysics 167 : 1-11.
- Mohr, P.A., 1968**, "Transcurrent faulting in the Ethiopian Rift system.," Nature 218 : 938-940.
- Mohr, P.A., 1970**, "The Afar triple junction," J.Geol.Res. 75.35 : 7340-7352.
- Montagner, J.-P., et Tanimoto, T., 1991**, "Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies.," Journal of Geophysical Research 96B12 : 20,337-20,351.
- Moore, J.M., et Davidson, A., 1978**, "Rift structure in Southern Ethiopia," Tectonophysics 46 : 159-173.
- Needham, H.D., Choukroune, P., Cheminée, J.L., Le Pichon, X., Francheteau, J., et Tapponnier, P., 1976**, "The accreting plate boundary : Ardoukoba rift (Asal) and the oceanic rift valley," Earth Plan. Sci. Let. 28 : 439-453.
- Richard, O., 1979**, "Etude de la transition dorsale océanique-rift émergé: le Golf de Tadjoura (Rép. de Djibouti). Approche géologique, géochronologique et pétrologique.", Thèse de 3ème cycle , Université de Orsay
- Rosendahl, B.R., 1987**, "Architecture of continental rifts with special reference to East Africa," Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 15 : 445-503.
- Ruegg, J.C., 1974**, "Structure profonde de la croûte terrestre au moyen de

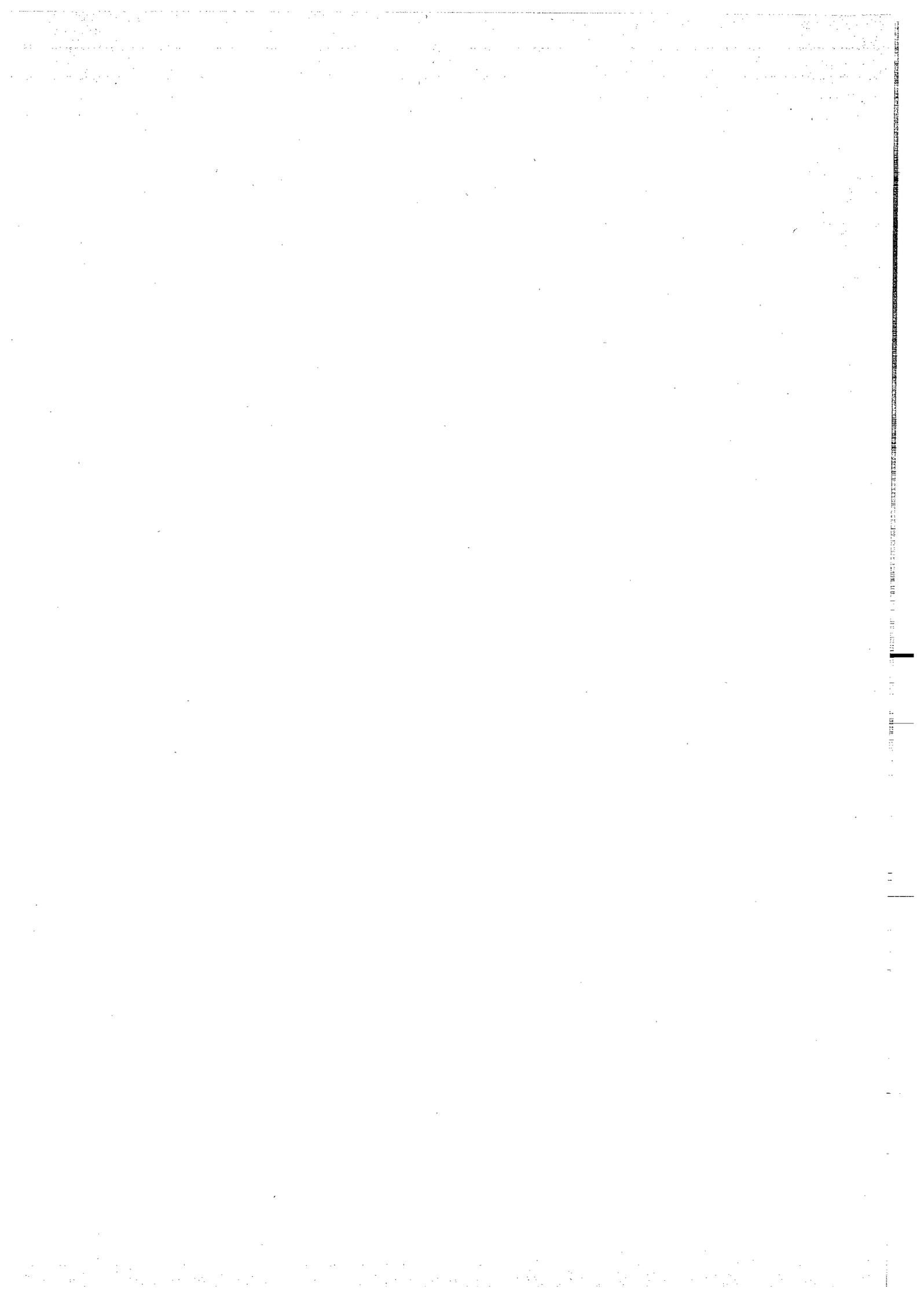
grands profils sismiques. Application à l'étude des zones de distension (Sud-Est Afar et Massif central français)", Thèse d'Etat, Université de Paris

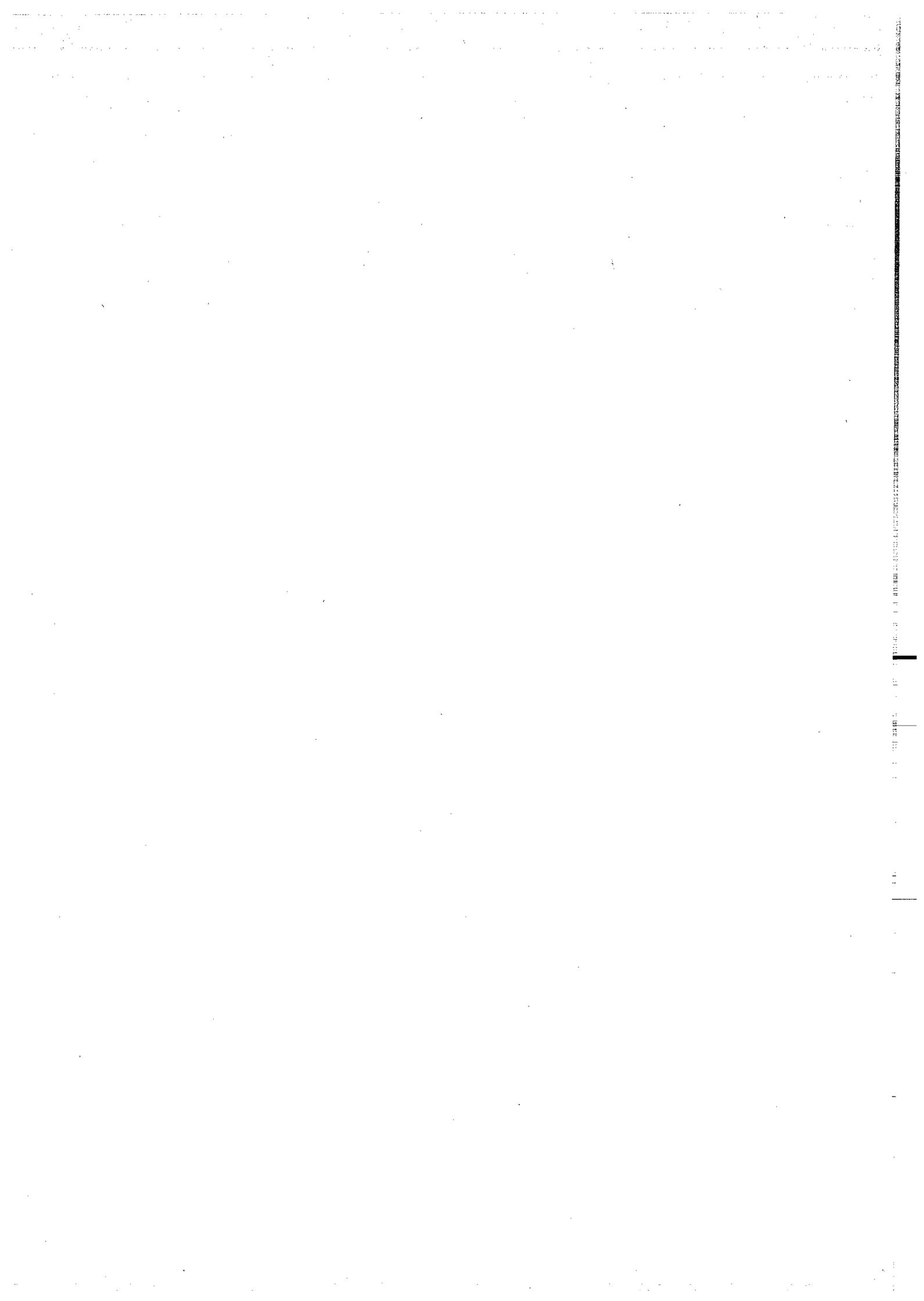
- Ruegg, J.C., 1975**, "Structure profonde de la croûte et du manteau supérieur du Sud-Est de l'Afar d'après les données sismiques," Ann. Geophys. 31(3) : 329-360.
- Ruegg, J.C., Gasse, F., et Briole, P., 1990**, "Mouvements du sol holocènes dans le rift d'Asal à Djibouti," C.R.Acad.Sci.Paris 310,2 : 1687-1694.
- Ruegg, J.C., Kasser, M., et Lepine, J.C., 1984**, "Strain accumulation across the Asal Ghoubbet rift, Djibouti, East Africa," J.Geophys.Res. 89, B7 : 6237-6246.
- Ruegg, J.C., Lepine, J.C., et Vincent, C., 1980**, "Sismicité et microsismicité de la dorsale de Tadjoura, tectonique et frontière de plaque," Bull.Soc.Geol.France 7,XXII,6 : 917-923.
- Ruegg, J.G., Lepine, J.G., Tarantola, A., et Kasser, M., 1979**, "Geodetic measurements of rifting associated with a seismo volcanic crisis in Afar," Geophys. Res. Lett. 6 : 817-820.
- Sabin, F.F.J., 1987**, "Remote sensing", (New York:W.H. Freeman and Co)450 p.
- Saunders, S., 1991**, "La surface de Vénus.," Pour la Science 160 : 86-91.
- Scanvic, J.Y., et Welber, C., 1990**, "Utilisation de la stéréoscopie des satellites SPOT pour la géomorphologie quantitative et l'étude des mouvements de terrain.," Géochronique 36 : 18-21.
- Schalkoff, R.J., 1989**, "Digital image processing and computer vision", John Wiley & Sons, inc.)490 p.:
- Schilling, J.G., 1973**, "Afar mantle plume : Rare Earth Evidence," Nat. Phys. Sci. 242, 114 : 2-5.
- Schult, A., 1974**, "Paleomagnetism of tertiary volcanic rocks from Ethiopian Southern plateau and Danakil block.," J.Geophys. 40 : 203-212.
- Schult, A., 1975**, "Paleomagnetic results from the Ethiopian Southern-Eastern plateau and the Danakil block.," Afar depression of Ethiopia, Ed. Rosler, P.&. Stuttgart:Scwerzerbart)80-85.
- Sichler, B., 1980**, "La bielle danakile : un modèle pour l'évolution géodynamique de l'Afar," Bull.Soc.Geol.France 7, XXII, 6 : 925-933.
- SPOT\_Image, 1986**, "Guide des utilisateurs de données SPOT", 2 vols. CNES-SPOT\_Image)

- Stieltjes, L., 1973,** "Evolution tectonique récenté du rift d'Asal," Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn. 2,XV,4 : 425-436.
- Stieltjes, L., Joron, J.L., Treuil, M., et Varet, J., 1976,** "Le rift d'Asal, segment de dorsale émergé : discussion pétrologique et géochimique," Bull.Soc.Geol.France 7, XVIII, 4 : 851-862.
- Tamsett, D., 1986,** "Median valley Tectonics : air photographs of the Ghoubbet-Asal rif, Afar.," Tectonophysics 131 : 75-91.
- Tapponnier, P., Armijo, R., Manighetti, I., et Courtilot, V., 1990,** "Bookshelf faulting and horizontal block rotation between overlapping rift in southern Afar," Geophys. Res. Lett. 17,1 : 1-4.
- Tapponnier, P., et Varet, J., 1974,** "La zone de Mak'arrasou en Afar : un équivalent émergé des "failles transformantes" océaniques," C.R.Acad.Sci. Paris 278 : 209-212.
- Tarantola, A., Ruegg, J.C., et Lepine, J.C., 1979,** "Geodetic evidence for rifting in Afar. A brittle elastic model of behaviour of the lithosphere," Earth Planet. Sci. Lett. 45 : 435-444.
- Tarantola, A., Ruegg, J.C., et Lepine, J.C., 1980,** "Geodetic evidence for rifting in Afar, 2 : vertical displacements," Earth Planet. Sci. Lett. 48 : 363-370.
- Tazieff, H., 1973,** "Signification tectonique de l'Afar," Rev. Géog. Phys. Geol. Dyn. 2, XV, 4 : 341-346.
- Teillard de Chardin, P., 1930,** "Etude géologique en Ethiopie, Somalie et Arabie méridionale.", Mem.Soc.Géol.France, VI,14:
- Tron, V., et Brun, J.P., 1989,** "Oblique rifting into a brittle-ductile crust: small-scale experiments," Terra Cognita 1, 1 : 237.
- Tron, V., et Brun, J.P., 1991,** "Experiments on oblique rifting in brittle ductile systems," Tectonophysics 188 : 71-84.
- Varet, J., 1973,** "Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar.",Thèse d'Etat ,Université de Paris Sud
- Varet, J., 1975,** "Geological map of central and southern Afar (Ethiopia and Djibouti Republic)(1/500.00e).", (Paris:C.N.R.S.)
- Varet, J., 1976,** "Introduction : Accrétion de nouvelle croûte en domaine subaérien : exemple de l'Afar," Bull.Soc.Geol.France 7,XVIII,4 : 825-828.
- Varet, J., 1978,** "Géologie de l'Afar central et méridional (1/500.000ème)",

CNRS ed. (Paris:CNRS)

- Varet, J., et Barberi, F., 1976**, "Trace des frontières de plaques en Afar : discussion à partir de données volcanologiques," Bull.Soc.Geol.France 7,XVIII,4 : 831-836.
- Vellutini, P., 1990**, "The Manda-Inakir Rift, Republic of Djibouti : a comparison with the Asal Rift and its geodynamic interpretation.," Tectonophysics 172 : 141-153.
- Vendeville, B., 1987**, "Champs de faille et tectonique en extension. Modélisation expérimentale.," Mem.Doc.CAESS, (Rennes:CAESS)15:
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P., et Choukroune, P., 1987**, "Physical models of extensional tectonics at various scale," Continental Extensional Tectonics, Ed. Coward M.P., D., J.F., Hancock, P.L. London:Geological Society Special Publication)N28:95-107.
- Wegener, A., 1929**, "Die Entstehung der kontinent und ozeane.," Vieweg Braunschweig :
- Wernicke, B., 1985**, "Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere," Can. J. Earth Sci. 22 : 108-128.
- White, R., et Mc Kenzie, D., 1989**, "Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts," J. Geophys. Res. 94, B6 : 7685-7729.
- Zhang, Y.S., et Tanimoto, T., 1992**, "Ridges, hotspots and their interaction as observed in seismic velocity maps.," Nature 355 : 45-49.





**ANNEXE 1**

**TRAITEMENTS ET ANALYSE DES IMAGES SPOT**

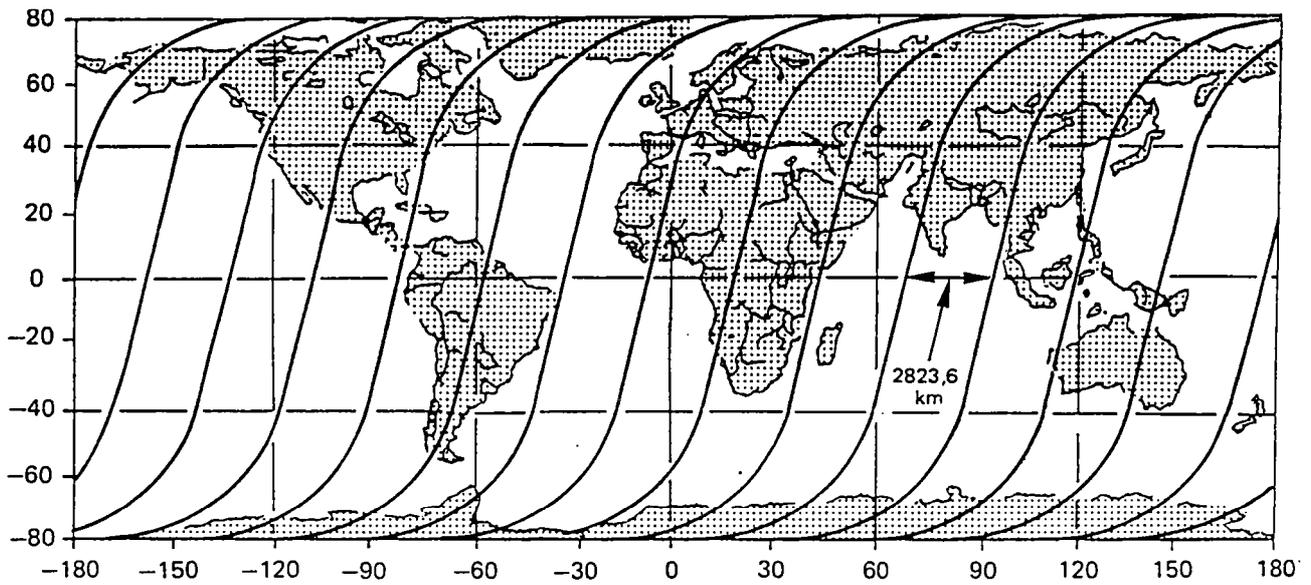


Fig A1-1 / Trajectoires descendantes journalières du satellite SPOT. La couverture totale entre  $-80$  et  $+80^\circ$  de latitude est réalisée en 26 jours.

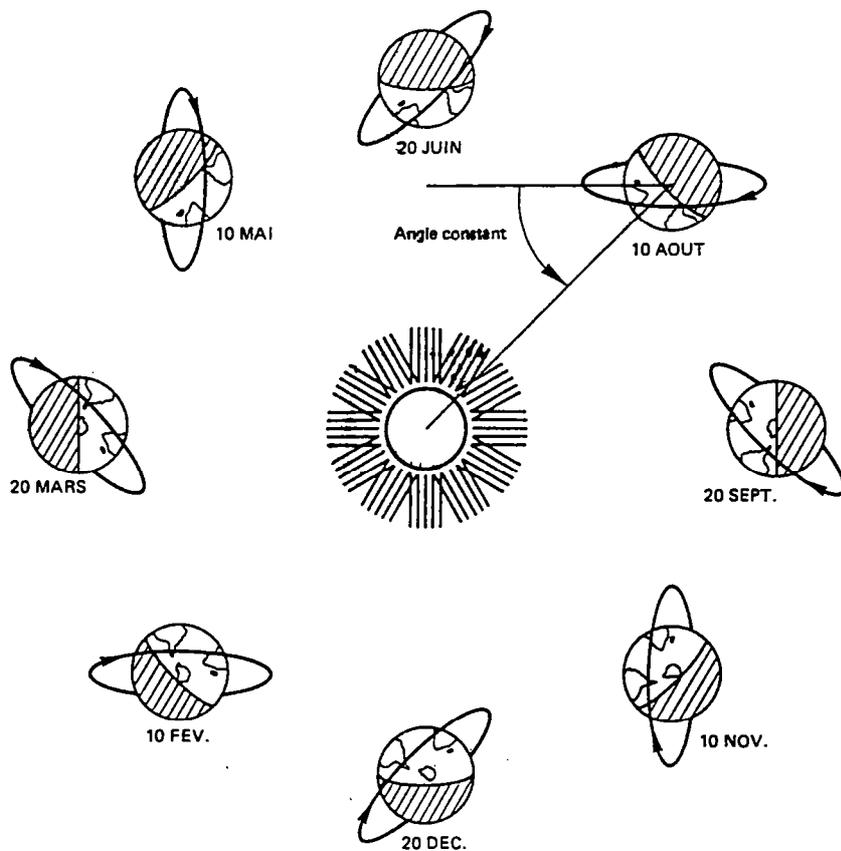


Fig A1-2 / L'orbite éliosynchrone de SPOT donne un angle d'éclairage constant pour un site et un angle d'observation donné.

## **TRAITEMENTS ET ANALYSE DES IMAGES SPOT : ASPECTS TECHNIQUES.**

### **1- INTRODUCTION.**

On présente ici quelques unes des techniques de traitement d'image, classiques ou originales, utilisées au cours de ce travail. Pour un exposé plus complet sur les manipulations des images satellitaires en géologie, le lecteur pourra se reporter à Drury, 1987, et Sabin, 1987.

Les images satellites ressemblent à priori à de grandes photographies aériennes mais présentent des avantages et des inconvénients qui les orientent vers des applications différentes.

- Ce sont des données numériques autorisant des traitements qui, pour l'essentiel visent à améliorer les contrastes ce qu'il est difficile de réaliser sur photographie (Pour les traitements informatiques, voir Coster et Chermant, 1985, Schalkoff, 1989).

- Elles permettent de visualiser d'un seul tenant des zones de 60 à 80 km de coté avec des déformations géométriques très inférieures à celles créées par le recallage des "mozaïques" aériennes (Les images satellitaires peuvent éventuellement servir à faire ce recallage .

- La totalité de la surface terrestre est accessible périodiquement et à des coûts infiniment moindres qu' une couverture aérienne (Fig 1).

- Si elles deviennent ainsi plus "lisibles", elles restent cependant beaucoup moins précises ( 10m au lieu de 10cm ) que des photos aériennes conventionnelles [Scanvic et Welber, 1990].

Les images satellitaires sont donc particulièrement adaptées à l'étude tectonique de mégastructures peu accessibles [Chorowicz, 1990, Kronberg, Schönfeld, et al., 1975], pour préparer des études de larges zones, ou en complément d'études de détail réalisées sur photographies aériennes.

Le satellite SPOT1 ( Système Probatoire d'Observation de la Terre) a été lancé en 1986 en orbite héliosynchrone (Fig 2) et a été relayé par sa copie SPOT2 en 1990 [SPOT\_Image, 1986]. Ce système permet l'acquisition de scènes (images), soit en mode panchromatique dans les longueurs d'onde du visible, soit en mode multispectral (Fig 3). Il ne sera discuté par la suite que de l'utilisation des scènes panchromatiques.

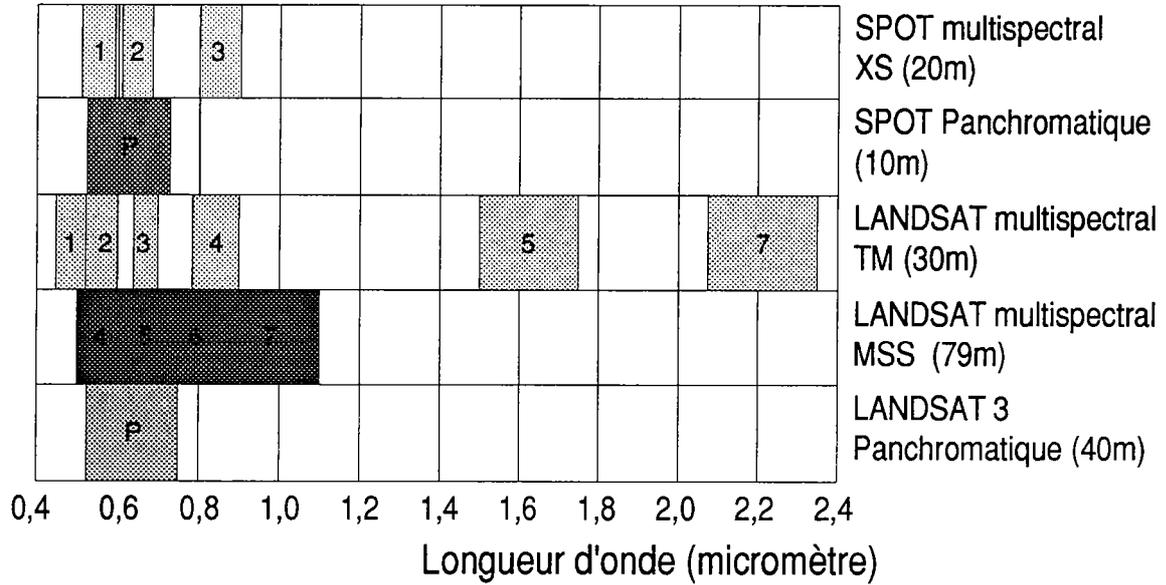


Fig 3/ Bandes spectrales et résolution au sol des systèmes SPOT et LANDSAT.

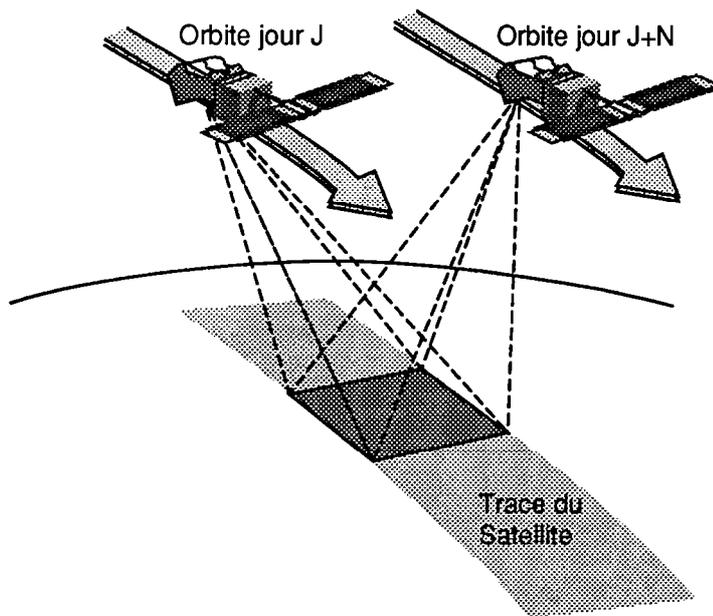


Fig 4/ Principe de visée oblique et donc stéréoscopique de SPOT.  
Les 2 passages se font à plusieurs jours d'intervalle

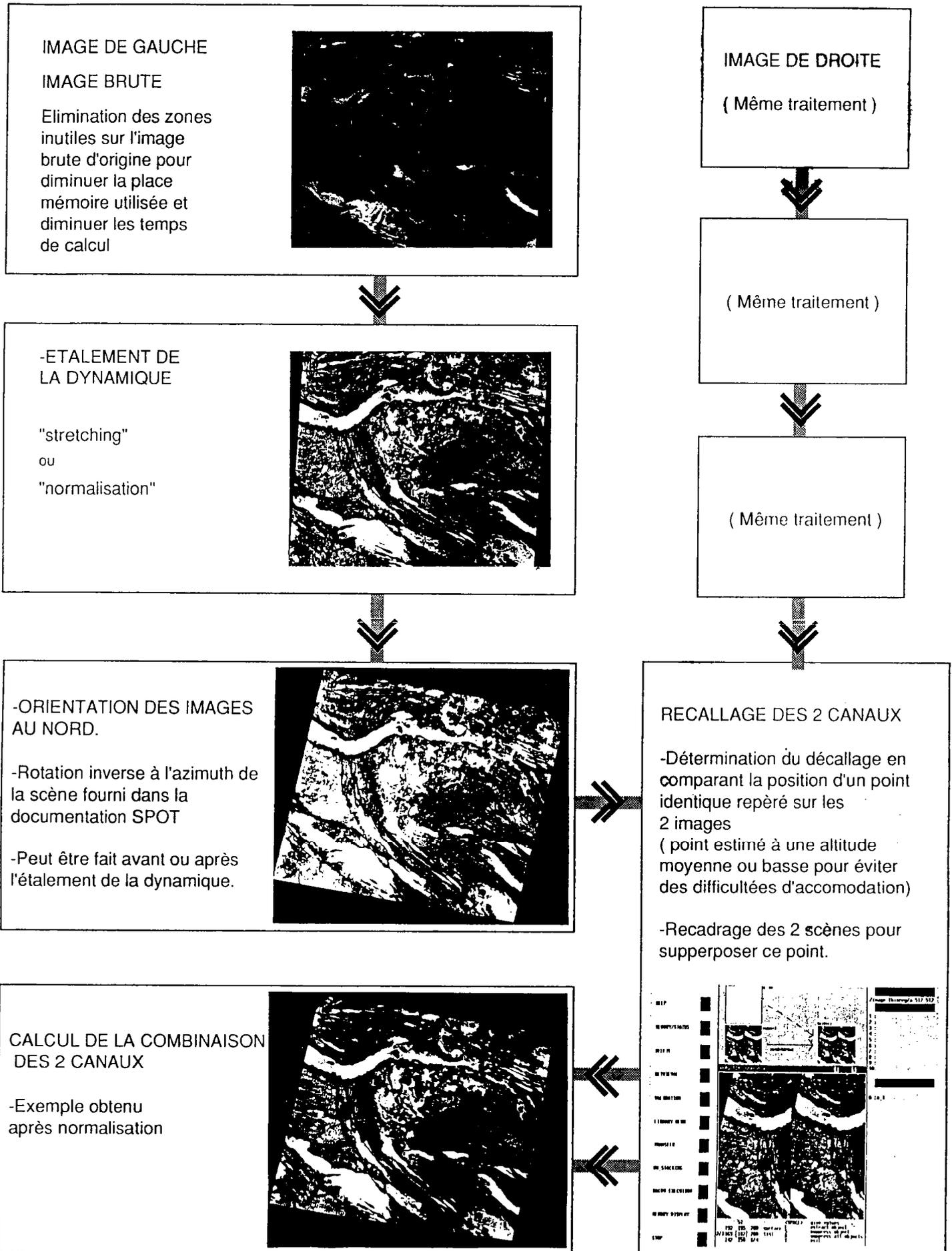
Le système SPOT possède 2 caractéristiques particulières par rapport aux systèmes antérieurs :

- Une résolution au sol de 10m en mode panchromatique soit 2 fois supérieure au système LANDSAT TM, ce qui permet d'allier la largeur du champ d'observation (6000x6000 pixels utiles soit 60km à 80km par scène) à l'observation de détail.

- Le système SPOT est le seul à posséder un système de visée oblique qui permet de restituer une même scène sous deux angles différents et donc d'obtenir les couples stéréoscopiques (Fig 4)(Une possibilité de visualisation stéréoscopique existe sur le système LANDSAT [Drury, S.A., 1987] grâce au recouvrement des traces aux sol, mais ce recouvrement n'est que partiel et n'est pas contrôlable, il dépend entièrement de la trajectoire du satellite). L'axe de prise de vue peut être incliné de plus ou moins 27°. Cette possibilité a été créée pour observer plusieurs jours consécutifs un même site (ce qui est très utilisé en agronomie et en écologie) et pour permettre des observations stéréoscopiques largement utilisées par l'IGN pour des applications topographiques (et par les militaires pour le survol des territoires interdits).

Ces deux avantages font actuellement du système SPOT le plus performant pour l'utilisation en tectonique active car il permet la détection d'indices d'activité, (cône alluvial tronçonné, rivière décalée, etc) [Armijo, Tapponnier, et al., 1989], et de mesurer cette activité (rejet horizontal et vertical grâce à la stéréoscopie des structures précédentes). Pour utiliser au mieux les couples stéréoscopiques, il est donc indispensable de pouvoir visualiser le relief non seulement au moment de l'analyse mais aussi de pouvoir le montrer lors d'exposé à un public, d'où les méthodes informatiques expliquées ci-dessous.

Fig 5/ Chaîne de traitement informatique pour obtenir des anaglyphes à partir des scènes SPOT.



## 2- METHODE DE RESTITUTION DU RELIEF SUR ORDINATEUR A PARTIR D'IMAGES STEREOSCOPIQUES "SPOT".

Classiquement, l'effet stéréoscopique est restitué grâce à 2 types d'appareils. Après tirage sur papier, un stéréoscope à miroirs a permis l'analyse du champ de faille réalisée dans cette thèse, mais dans ce cas non seulement la souplesse de traitement des données numériques est perdue mais le relief n'est perçu que par une seule personne à la fois. L'utilisation d'un restituteur stéréoscopiques ("*traster*") numérique conserve la souplesse des données numériques mais représente un investissement financier très important.

Une méthode simple a été développée à partir de la méthode des anaglyphes, c'est à dire la restitution suivant deux couleurs complémentaires. Cette méthode permet, avec des ordinateurs de modèle courant et un dispositif peu onéreux (lunettes bicolors, 4,50FF ttc!!!) une visualisation stéréoscopique directement à partir des données numériques, aussi bien sur l'écran d'ordinateur mais aussi après photographie d'écran, sur un écran de projection photographique ordinaire, dans une salle de conférence par exemple. Cette méthode informatique peut fonctionner sur de petits systèmes (type PC-AT), la configuration minimum étant un écran de 256 couleurs. La méthode appliquée à des scènes SPOT complètes nécessite cependant au moins une station de travail et 150 Méga.octets disponibles sur disque dur, pour avoir un confort d'utilisation raisonnable.

Le principe des anaglyphes consiste à attribuer à une des images des intensités de couleur rouge et à l'autre image des intensités de couleur cyan (cyan = bleu + vert). La palette de couleur sur 256 niveaux est alors calculée (Fig 8) pour qu'à chacun des 16 niveaux des rouges soient attribués 16 niveaux de cyan ce qui permet d'obtenir toutes les combinaisons ( $256=16 \times 16$ ). Lors de l'affichage à l'écran de l'ordinateur ou d'après des photographies de celui-ci, l'utilisation de lunettes de couleurs correspondantes permet par combinaison visuelle du rouge et du cyan de restituer l'image en niveau de gris et par le décalage de parallaxe des images, de restituer le relief. Le calcul des images affichables à l'écran est très similaire aux calculs des compositions colorées utilisées en mode multispectral qui utilise trois canaux (rouge, vert, bleu) au lieu de deux (rouge, cyan) dans la méthode présentée.

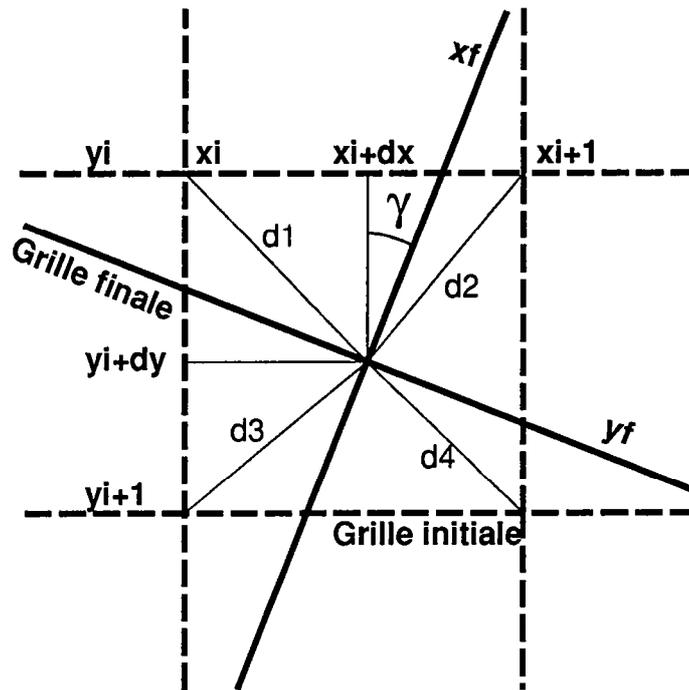


Fig 6/ Calcul de la rotation d'une image.

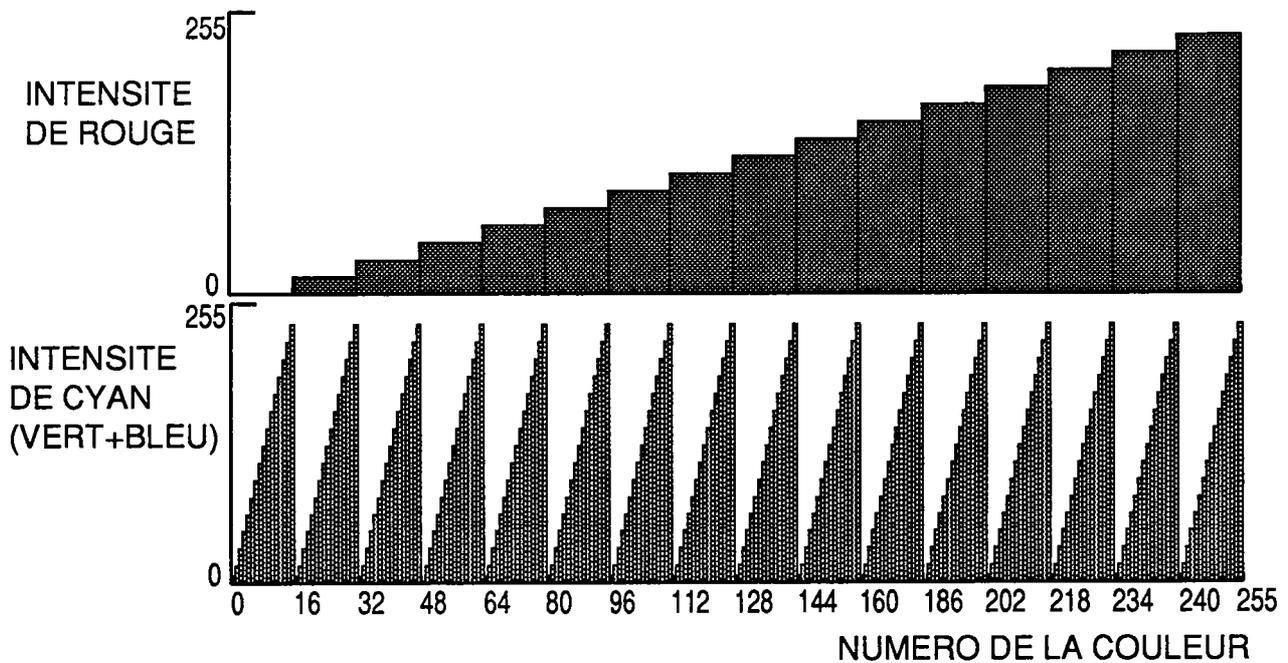


Fig 8/ Palette sur 256 couleurs utilisée pour la restitution stéréoscopique des anaglyphes.

Bien que la dynamique de chaque canal soit ramenée à 16 niveaux, la différence spectrale entre les 2 canaux augmente le nombre de niveaux de gris perçus. Si on ne considère qu'une différence spectrale possible de plus ou moins 1 niveau sur 16, on obtient une dynamique de 48 niveaux de gris soit le maximum de résolution de l'oeil humain. Le calcul de l'ensemble des traitements, pour un couple de scènes stéréoscopiques SPOT, est réalisée dans notre laboratoire en 3 heures sur une station de travail Apollo 4000, le traitement étant automatique à l'exception du recadrage final.

La chaîne de traitement complète est décrite page suivante (Fig 5). Pour chaque étape nous appellerons  $INIT(x_i, y_i)$  le tableau image de départ ayant L lignes et C colonnes, et  $FINAL(x_f, y_f)$  le tableau image après traitement. Dans chaque traitement décrit, il est implicite que le niveau de fond des images n'est pas pris en compte (en général le niveau 0 ) et que les valeurs sont contrôlées pour rester dans les bornes du système (de 0 à 255).

### 2-1- ORIENTATION DES IMAGES (ROTATION)

Les images utilisées ont subi une correction géométrique de niveau 1B, c'est-à-dire une correction liée aux déformations systématiques introduites par le système [SPOT\_Image, 1986]:

- La rotation de la Terre, d'où la forme lozangique de la scène.
- L'effet panoramique, essentiellement l'obliquité de la prise de vue, d'où l'allongement horizontal de la scène.

Le satellite SPOT ayant des variations de ses paramètres de vol, l'orientation (  $\gamma$  ) de chaque scène est différente, il faut réorienter chaque scène au Nord. On applique donc à INIT une matrice de rotation-translation. Plusieurs méthodes de calcul sont possibles (Fig 6). A chaque point de FINAL est attribuée la moyenne des 4 points entourant la position correspondante dans INIT pondérée par la distance de la position au coté de la grille. Cette méthode permet de ne pas introduire trop d'artéfacts de calcul en conservant un temps de calcul raisonnable. Envisageons le cas d'une rotation horaire,  $\gamma$  étant toujours positif pour les images SPOT (orienté vers l'Est). FINAL aura :

$$\begin{array}{ll} (C.\sin(\gamma) + L.\cos(\gamma)) & \text{lignes} \\ (C.\cos(\gamma) + L.\sin(\gamma)) & \text{colonnes} \end{array}$$

A chaque point de FINAL de coordonnées (xf,yf) correspond le point de coordonnées (xi,yi) dans INIT tel que :

$$x_i = x_f \cdot \cos(\gamma) + y_f \cdot \sin(\gamma) - L \cdot \sin(\gamma) \cdot \cos(\gamma)$$

$$y_i = x_f \cdot \sin(\gamma) + y_f \cdot \cos(\gamma) + L \cdot \sin^2(\gamma)$$

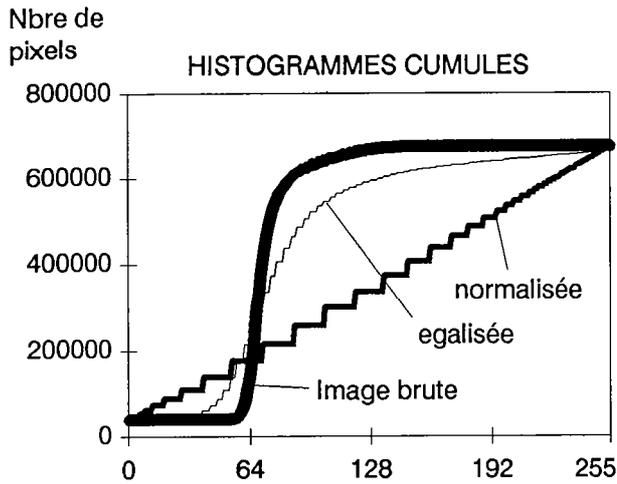
Posons  $dx =$  partie décimale de  $x_i$   
 $dy =$  partie décimale de  $y_i$

$dx$  et  $dy$  servent à calculer la distance entre la position absolue dans INIT et les voisins de cette position. D'où le calcul de la moyenne du point qui est la valeur du point FINAL :

$$\text{FINAL}(x_f, y_f) = (1-dx) \cdot (1-dy) \cdot \text{INIT}(x_i, y_i) + dx \cdot (1-dy) \cdot \text{INIT}(x_{i+1}, y_i) \\ + (1-dx) \cdot dy \cdot \text{INIT}(x_i, y_{i+1}) + dx \cdot dy \cdot \text{INIT}(x_{i+1}, y_{i+1})$$

Remarque : Ce calcul peut être extrêmement long suivant la méthode de programmation utilisée, des variations d'un facteur trente étant facilement atteintes sur un même type de machine, une optimisation du programme est indispensable. Une simplification consiste à n'utiliser qu'un seul point dans INIT après calcul de  $x_i$  et  $y_i$  :  $\text{FINAL}(x_f, y_f) = \text{INIT}(|x_i|, |y_i|)$ . Une autre simplification consiste à n'orienter qu'une scène par rapport à l'autre de la différence  $(\gamma_1 - \gamma_2)$ , ce qui diminue le temps calcul et la perte de résolution due à la double rotation mais complique les calculs d'orientations ultérieures.

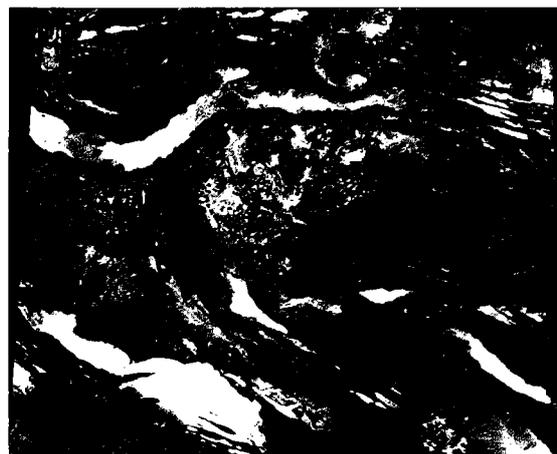
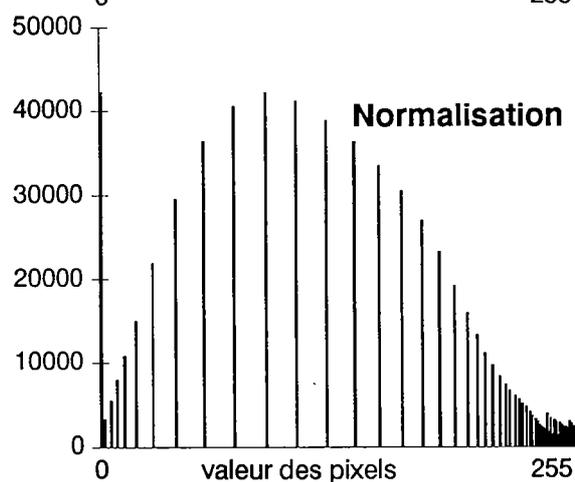
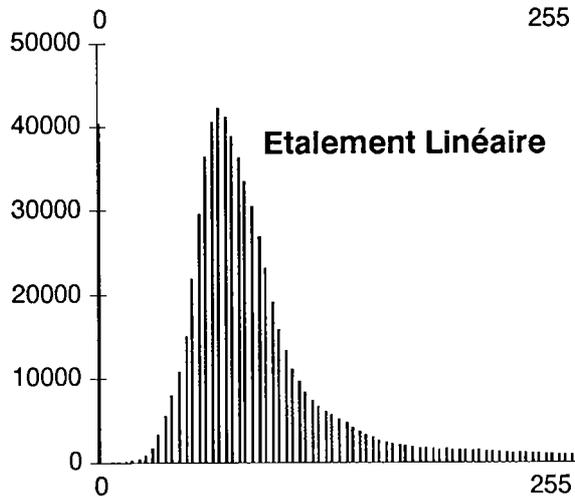
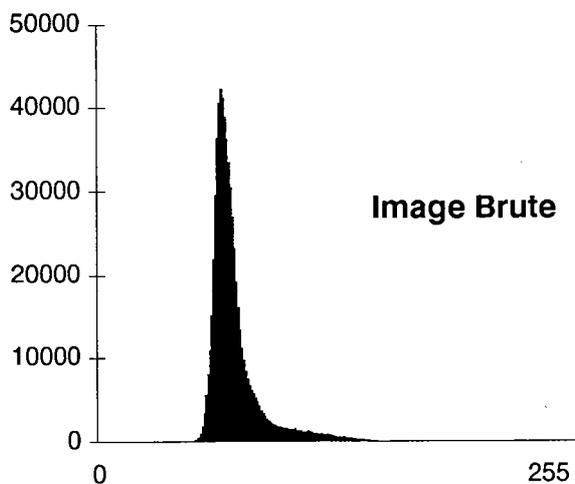




**HISTOGRAMMES COMPARATIFS  
D'UNE IMAGE :**

- SANS TRAITEMENT
- ETALEE LINEAIREMENT
- NORMALISEE

**Image SPOT 143-326 L ( Extrait 1/8 )**



## 2-2- AMELIORATION DES CONTRASTES

Le calcul des compositions colorées, qu'elles soient sur trois canaux sur des scènes multispectrales ou sur deux canaux pour des couples stéréoscopiques, nécessite d'augmenter le contraste des images afin de pouvoir discerner à l'oeil le maximum de détails. La première étape consiste à dénombrer la population de pixels pour chaque niveau d'intensité (histogramme)(Fig 7) et de dénombrer la population de pixels de valeur inférieure à chaque niveau d'intensité (histogramme cumulé)(Fig 7). La détermination des paramètres statistiques (minimum, maximum, moyenne, écart type, etc...) permet d'améliorer les contrastes, entre autre grâce aux traitements suivants.

### 2-2-1- ETALEMENT LINEAIRE DE L'HISTOGRAMME (stretching)

Ce traitement est le premier et le plus important des traitements en imagerie tout en étant un des plus simples. Il consiste à augmenter le contraste ( la dynamique ) de l'image en recalculant les valeurs de chaque pixel suivant une équation du premier degré :

$$FINAL(X,Y) = \frac{(INIT(X,Y) - minimum) \cdot 255}{maximum - minimum}$$

Il présente l'intérêt de conserver et d'améliorer les contrastes sur les zones de faible dimension, proche de la taille du pixel, ainsi que de conserver le contraste relatif entre les différentes zones.

### **2-2-2- ETALEMENT DYNAMIQUE(normalisation)**

La normalisation est aussi un traitement améliorant le contraste de l'image et consiste à appliquer pour chaque valeur de pixel un coefficient proportionnel à sa valeur dans l'histogramme cumulé, l'histogramme cumulé de l'image finale devient une droite. Ce traitement est bien plus intéressant pour le calcul des images stéréoscopiques car il permet de conserver un nombre de pixel équivalent pour chacun des 16 niveaux finaux et donc un contraste maximum.

Dans un premier temps, il faut calculer l'histogramme cumulatif de l'image Histo(X). Pour X variant de 0 à 255, Histo(X) est égal au nombre de pixels d'intensité inférieure ou égale à X.

$$\text{Puis : } \text{FINAL}(X,Y) = 255 \cdot \frac{\text{Histo}(\text{INIT}(X,Y))}{\text{Histo}(255)}$$

Si l'image n'a pas de zone de fond :  $\text{Histo}(255) = C.L$

Ce traitement permet d'augmenter plus fortement le contraste dans les zones d'intensités fortement représentées et donc les images seront globalement plus contrastées. Cette méthode est mieux adaptée lors du calcul de compositions colorées sur écran. Les populations par niveau de gris étant toutes également représentées, les structures majeures apparaissent mieux, par contre, si 2 valeurs de pixel voisines n'ont pas une population supérieure à 1/256 de la population totale, elles peuvent être regroupées sous une seule valeur, perdant ainsi une partie de l'information. C'est le cas pour des secteurs d'histogramme très plats et de faible population, en général les extrémités des histogrammes.

### 2-3- COMBINAISON DES 2 CANAUX

Afin de faire correspondre la palette de couleurs présentée précédemment (Fig 8), l'image calculée ici et les lunettes ayant un verre rouge à gauche et cyan à droite il faut utiliser la correspondance suivante :

$$\text{FINAL}(X,Y) = 16 \cdot \left| \frac{\text{GAUCHE}(X,Y)}{16} \right| + \left| \frac{\text{DROITE}(X,Y)}{16} \right|$$

L' image FINAL est ensuite visualisée à l'écran avec la palette de couleur stéréoscopique. Ce principe de combinaison de deux canaux a d'autres applications qui sont développées dans l'annexe II les paragraphes 2-3,3-2 et 4-1 sur le traitement des modèles numériques de terrain.

### 3- CALCUL D'ALTITUDE (STEREOGRAMMETRIE).

La restitution de la stéréoscopie permet de mesurer les variations de parallaxe et donc les variations d'altitudes. Les images utilisées ont subi une correction géométrique de niveau 1B, nous permettant d'espérer une précision suffisante en géologie. Par rapport aux mesures réalisées sur photographies aériennes, les principes de calcul diffèrent, d'une part, par une variation de la distance scène-satellite et d'autre part, par la courbure de la trajectoire. Les formules de calcul et les paramètres associés fournis par SPOT-IMAGE dans la documentation générale permettent le calcul des différents paramètres.

#### 3-1- CALCUL DES PARAMETRES

Sont fournis avec chaque scène SPOT (Fig 9) :

- Lat Latitude du centre de la scène.
- $\alpha$  Angle d'incidence entre la verticale au centre de la Scène et la direction du satellite.
- $\gamma$  Orientation de la scène.
- E Dimension du pixel.

d'où pour chaque scène du couple:

- Rt Rayon terrestre au centre de la scène.

$$Rt = \frac{6354,75}{\sqrt{1 - \frac{\cos^2(\text{lat})}{149}}}$$

$$\left( \begin{array}{l} \frac{1}{149} \text{ correspond à l'aplatissement de la terre} \\ 6357,75 \text{ est le rayon terrestre à l'équateur} \end{array} \right)$$

- Dst Distance satellite - centre de la Terre.

$$Dst = Rt \left( 1,1315 - \frac{\sin(\text{Lat}) \cos(2.\text{Lat})}{796 \quad 602} \right)$$

( 1,1315 , 796 et 602 sont liés à l'orbite du satellite)

Fig 9/ Paramètres spaciaux liés à l'aquisition des scènes SPOT permettant les calculs de stéréogramétrie.

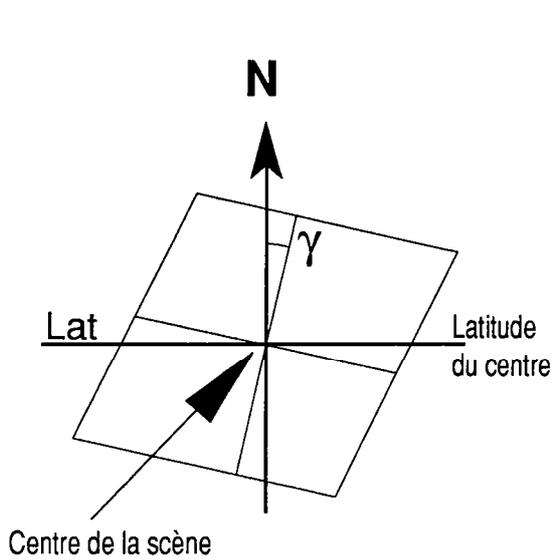


Fig 9-a/ Paramètres de calcul dans le plan de l'image.

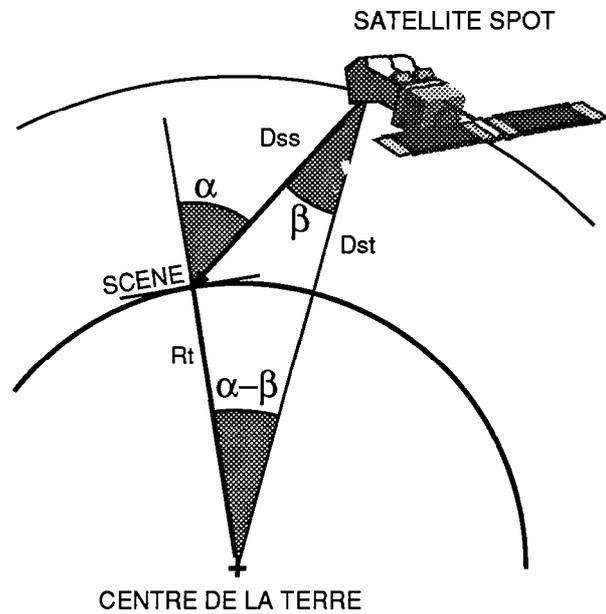


Fig 9-b/ Paramètres de visée oblique.

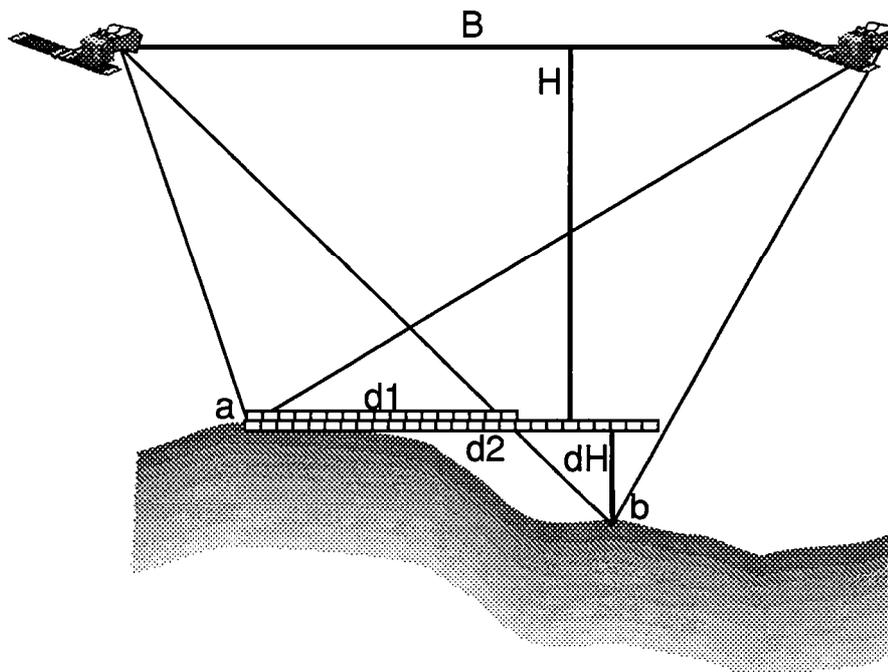


Fig 10/ Principe de calcul topographique à partir des mesures de variation de parallaxe.

$\beta$  Angle de prise de vue.

$$\beta = \arcsin\left(\frac{Rt}{Dst} \cdot \sin(\alpha)\right)$$

Dss Distance centre de la scène - satellite

$$Dss = \frac{Rt \left( \frac{Dst}{Rt} \cos(\alpha - \beta) \right)}{\cos(\beta)}$$

et pour le couple stéréoscopique (1) et (2) :

B Distance entre les deux positions du satellite ou base de calcul  
 $B = Dss(1)\sin(\alpha(1)) + Dss(2)\sin(\alpha(2))$

H Hauteur perpendiculaire à la base et passant au centre de la scène  
 $H = Dss(1) \cos(\alpha(1)) = Dss(2) \sin(\alpha(2))$

### 3-2- MESURES

Soit  $d1$  Différence de position du point 1 entre les 2 scènes (parallaxe).

$d2$  Différence de position du point 2 entre les 2 scènes (parallaxe).

D'où on calcule (Fig 10):

dH Variation d'altitude entre les deux points

$$dH = (d1 - d2) \cdot \frac{E.H}{B}$$

Pe Pente entre les deux points

$$Pe = \arctg\left(\frac{dH \cdot \cos(\alpha(1))}{d1}\right)$$

Fig 11/ Positionnement relatif des scènes sous un stéréoscope à miroirs.

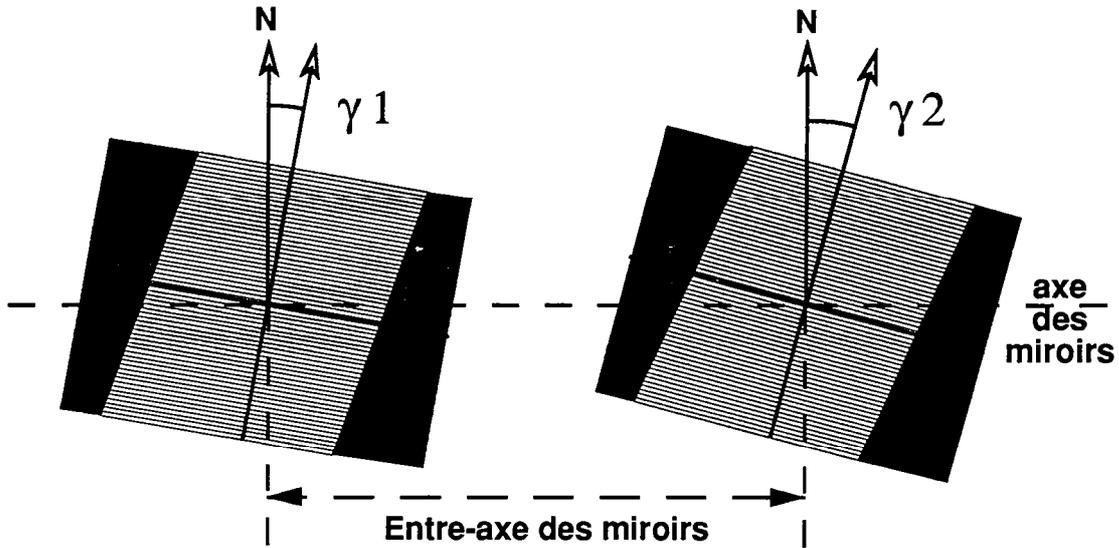
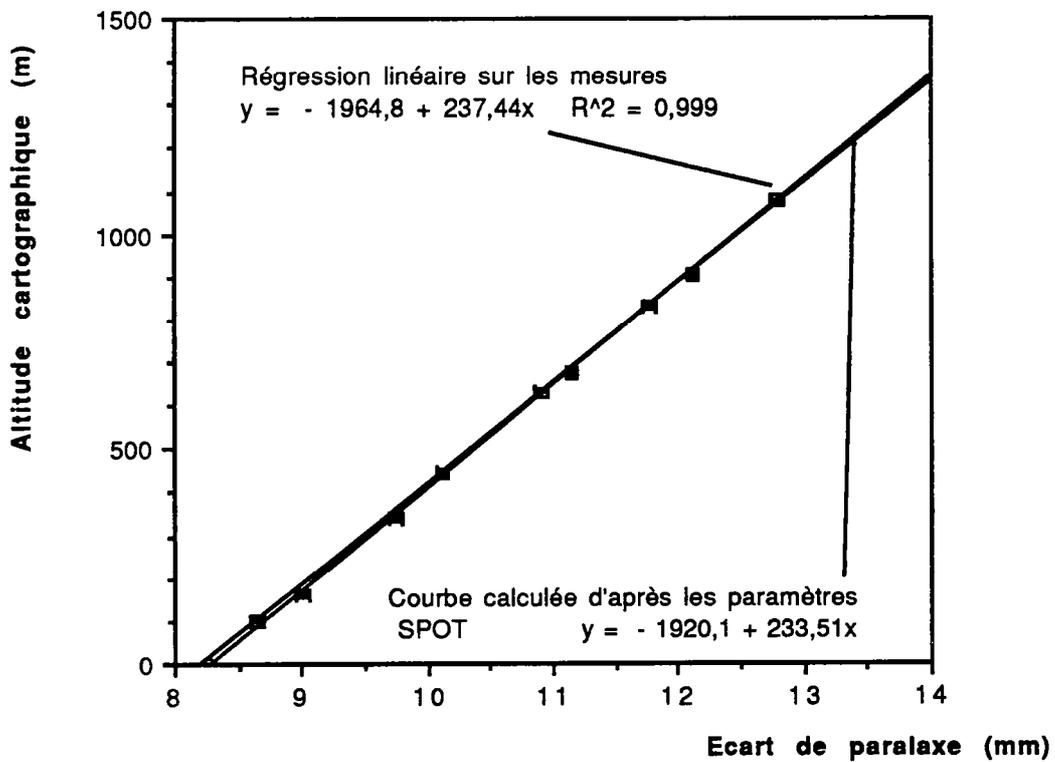


Fig 12/ Corrélation des mesures de parallaxe avec un stéréoscope. Les mesures ont été réalisées sur des points cotés des cartes I.G.N ( 1/100.000e ). La précision est supérieure aux barres d'erreur de mesure (0,05mm) ce qui valide la méthode.

Précision en altitude 10m  
sur la mesure de parallaxe 0,05mm



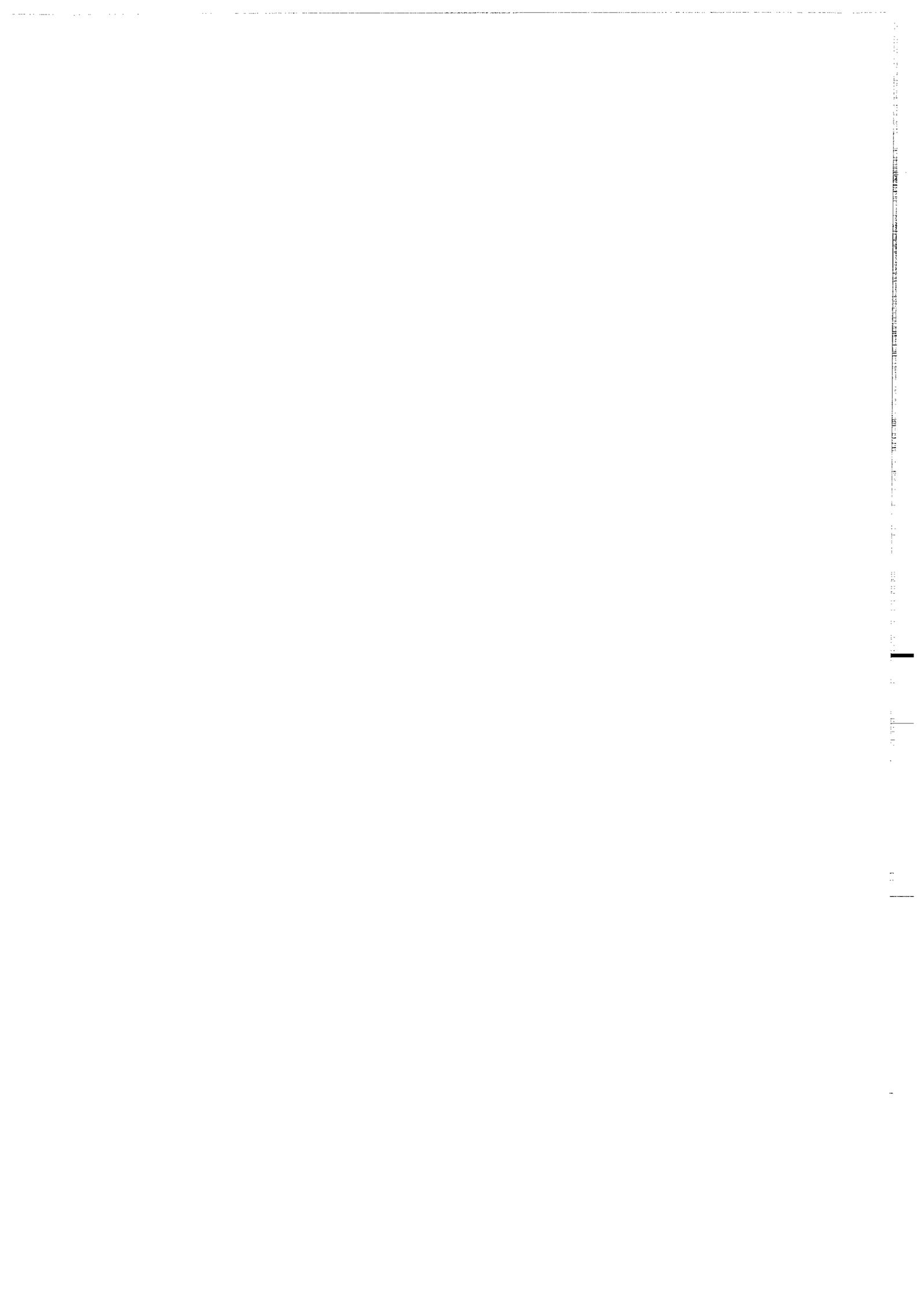
Mesures sur le couple SPOT 143-326 panchromatique  
Carte topographique au 1/100.000e de la République de Djibouti (feuille de Gamarri)

#### 4- APPLICATIONS .

Pratiquement, en affichage stéréoscopique sur l'écran, après avoir déterminé les positions d'un point repère, on mesure l'écartement  $d_1$  de deux points indentiques par exemple en "superposant" un marqueur cyan et un marqueur rouge sur le relief et l'ordinateur retourne l'altitude relative du point par rapport à un point repère. Si l'altitude du point repère est connue on aura l'altitude réelle, sinon on aura la différence d'altitude. La position absolue X du point calculé est fonction de l'angle de prise de vue des deux scènes. La précision obtenue est de  $\pm 1$  pixel soit  $\pm 10$  mètres sur les images SPOT utilisées (Fig 12a). En effectuant des mesures régulièrement espacées suivant les 2 axes, on obtient une maille d'altitudes, c'est à dire un modèle numérique de terrain (M.N.T.). Les traitements applicables à ce MNT sont décrits dans l'annexe suivante.

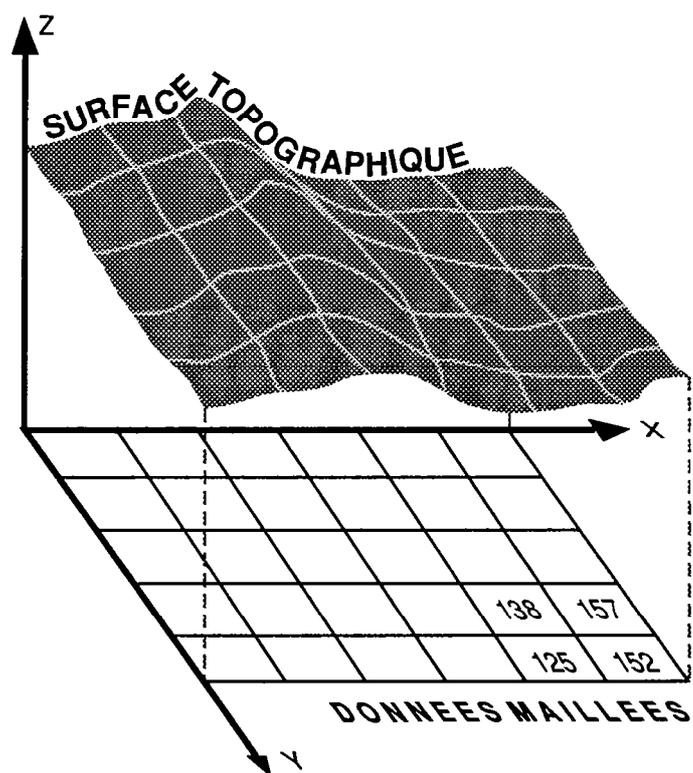
#### 5- APPLICATIONS OPTIQUES .

La méthode précédente est applicable sur les tirages sur papier, des scènes satellitaires, sous un stéréoscope à miroirs. Après avoir fixé les scènes en respectant la géométrie de la prise vue (Fig 11), ces paramètres sont calculés avec pour seule modification la taille de pixel E qui est remplacée par l'inverse de l'échelle du tirage (ex: 10m en SPOT panchromatique est remplacé par 200.000 pour des tirages aux 1/200.000<sup>e</sup>). Possédant des cartes topographiques précises correspondant à certains de nos couples d'images (ex scène SPOT K143-J326 ), un point repère permet de calculer la courbe entre le parallaxe et l'altitude vraie, nous avons comparé les altitudes de certains points cotés avec cette courbe théorique. La précision obtenue sur des différences d'altitude est inférieure à la précision de mesure de la parallaxe soit environ  $\pm 10$ m, ce qui nous paraît suffisant quant à l'application tectonique développée ici (Fig 12a). Des tests indentiques utilisant d'autres points repères ont donné des résultats comparables.



**ANNEXE 2**

**MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN**



*Fig 1 - A chaque zone du quadrillage de la surface topographique est attribuée son altitude moyenne. Cette grille constitue le Modèle Numérique de Terrain.*

## **MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN :** **QUELQUES TRAITEMENTS**

### **1- INTRODUCTION.**

Les modèles numériques de terrain (MNT) sont des données topographiques numériques sous forme de grille de maille généralement carrée (Fig 1), à chaque carré étant attribuée l'altitude moyenne du carré. Les MNT sont produits à partir de différents types de données (Fig 2):

- Les données acquises par des radars telque celui embarqué sur le satellite SEASAT permettant d'obtenir la topographie de la surface de la mer et sur le satellite Magellan permettant d'obtenir la topographie de Vénus [Saunders, 1991].

- Les données sonar obtenues par des systèmes tel le système Seabeam et permettant la cartographie des fonds océaniques .

- La digitalisation de cartes topographiques déjà existantes comme le MNT de Djibouti présenté dans cette thèse.

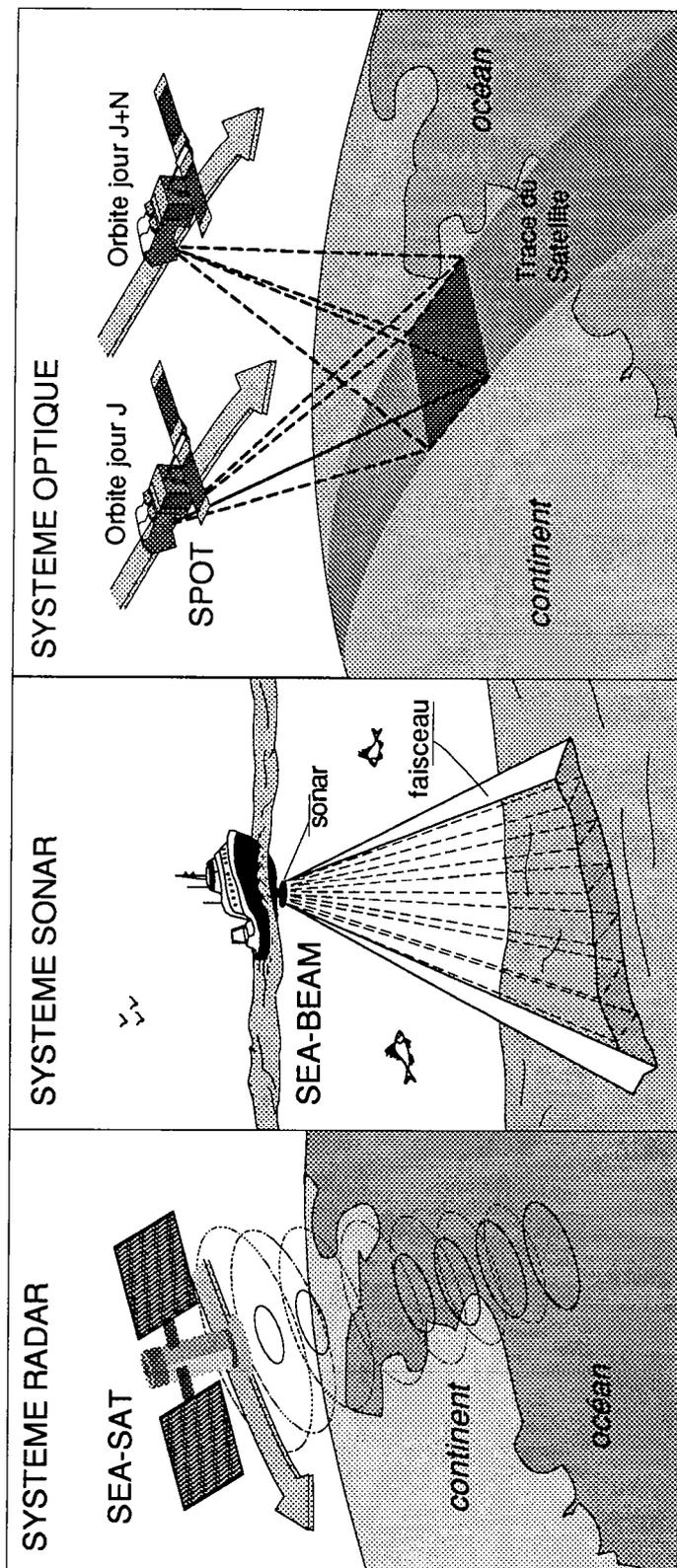
- Les systèmes numériques de restitution stéréoscopique, par exemple les trasters utilisant des couples d'images, comme le montrent les paragraphes précédents et principalement utilisés pour la cartographie [Scanvic et Welber, 1990].

Ces systèmes d'acquisition ne donnent généralement pas une grille régulière de données ce qui oblige à utiliser des programmes d'interpolation. La qualité du résultat de l'interpolation est évidemment fonction de la densité de données initiales par rapport à la grille finale. Plus la densité sera forte, plus le MNT sera fiable (Fig 3), l'idéal étant d'avoir une densité supérieure à 100%. La qualité du MNT est aussi contrôlée par l'algorithme d'interpolation dont il existe divers types plus ou moins sophistiqués [Carr 90]. Certains d'artéfacts sont dus à l'interpolation des données et il est indispensable de les répertorier avant d'interpréter le MNT.

Fig 2 - Principaux instruments permettant la réalisation de M.N.T.

Les systèmes de mesure directe :

- Système par onde radar .
  - Système par onde acoustique.
- Les systèmes de mesure indirecte :
- Système optique stéréoscopique.



Les études réalisables à partir des MNT en sciences de la Terre sont nombreuses mais concernent en général la tectonique active ou le volcanisme et principalement dans des sites difficilement accessibles. Il est possible, par exemple, d'établir à partir de MNT et par différents traitements numériques :

- Les cartes structurales du fond des océans.
- La morphologie d'une région.
- L'activité tectonique des accidents majeurs.
- L'activité volcanique par calcul du volume des émissions volcaniques.
- Etc...

Un certain nombre de facteurs limite l'automatisation ou l'étude statistique de MNT. Dans le cas de surfaces aériennes, l'érosion pluviale ou éolienne, bien que soulignant les contacts entre roches de résistance mécanique différente, comme le rejet des failles actives. La sédimentation masque les rejets de failles et perturbe les analyses statistiques. Ce type d'étude est donc plus favorable dans des terrains peu érodés et sous un climat désertique, ce qui est le cas en Afar.

Il existe deux principaux types de traitement. Les traitements qualitatifs qui facilitent l'analyse visuelle essentiellement par l'utilisation de fausses couleurs et de vues en perspective. Les traitements quantitatifs qui permettent de réaliser des études statistiques sur différents paramètres tels que les pentes et leurs orientations, et la "texture" des terrains.

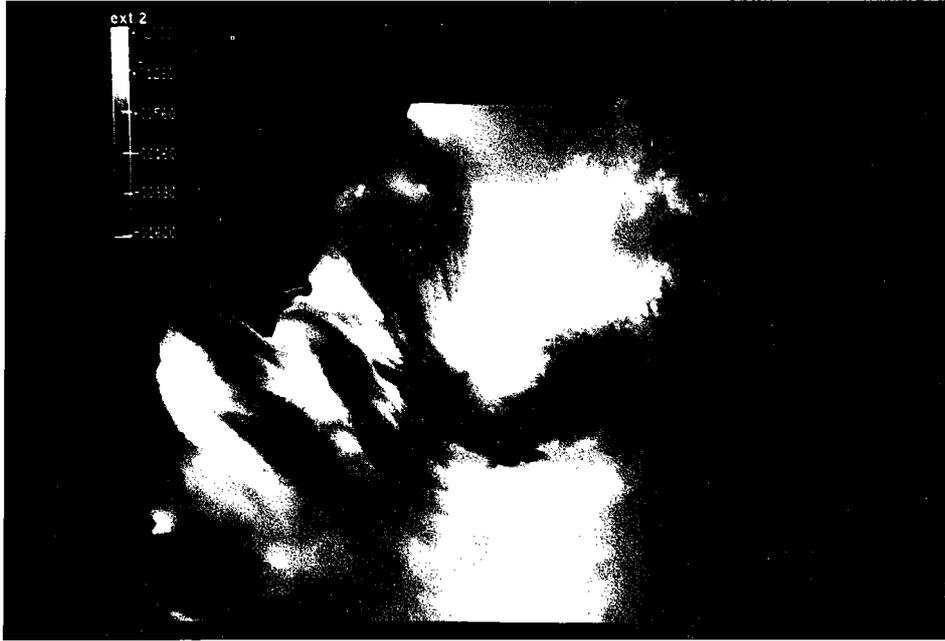


Fig 3- MNT de la République de Djibouti sans traitement. L'intensité lumineuse, codée de 0 à 255, est attribuée par une loi linéaire aux 3600m de dénivelé.

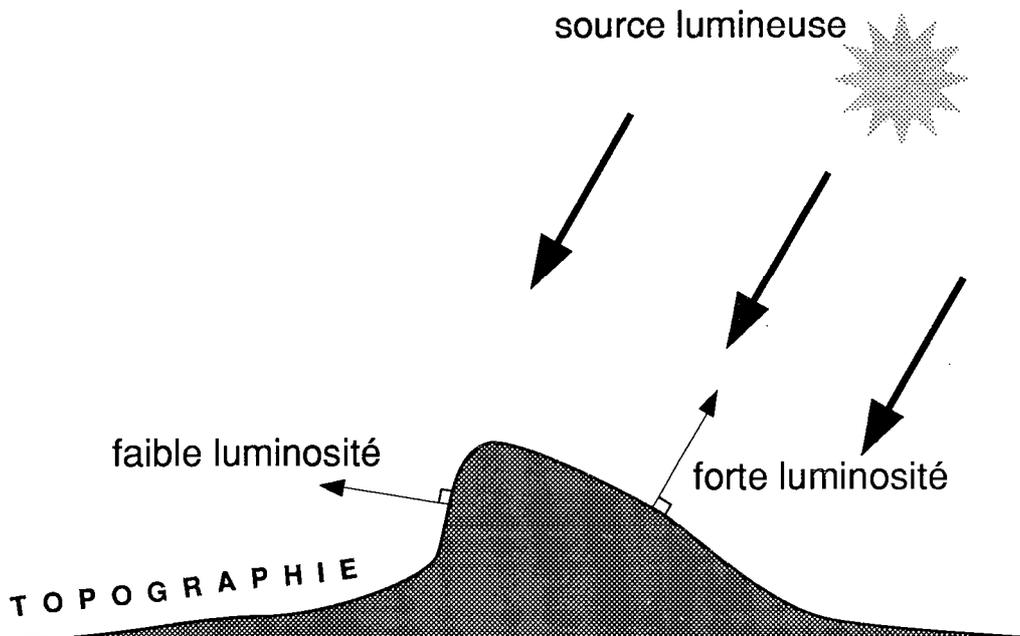


Fig 4- Principe de calcul des ombrages artificiels. Une valeur de luminosité est attribuée proportionnellement à l'angle d'incidence.

## 2- TRAITEMENTS VISUELS.

### 2-1- TRAITEMENT EN FAUSSES COULEURS.

La plus simple des visualisations d'un MNT consiste à attribuer une couleur à chaque altitude. Le plus souvent, il s'agit de déterminer le minimum et le maximum d'altitude et d'attribuer les couleurs par tranche d'altitude, le nombre de couleurs étant inférieur au nombre de classes d'altitude (plusieurs milliers de mètres pour 256 couleurs)(Fig 3). Le calcul de l'image (IMAGE) est une simple règle de trois:

$$\text{IMAGE}(x,y) = \frac{256 \cdot (\text{MNT}(x,y) - \text{minimum})}{\text{maximum} - \text{minimum}}$$

Les palettes utilisées font énormément varier l'effet rendu, et il faut adapter la palette en fonction de l'objet que l'on veut visualiser (et de ses goûts personnels !). Pour obtenir une visualisation rapide des isocourbes, il suffit de réduire le nombre de couleurs et d'augmenter leur contraste. Cette représentation lisse le relief et la perte d'information est importante.

### 2-2- ECLAIRAGE ARTIFICIEL.

Afin de mettre en évidence les faibles reliefs, il est particulièrement utile de calculer une image du MNT éclairé par une source artificielle. On suppose que toute la surface à la même couleur, et on calcule l'angle de la surface locale avec un rayon lumineux sous forme de vecteur (Fig 4). En pratique, il est commode de pondérer la projection du vecteur sur les 3 axes par les variations du plan topographique local sur plan perpendiculaire à l'axe (Fig 5). L'éclairage est défini par son azimuth ( $\alpha$ ) et par son plongement ( $\beta$ ). Les projections de ce rayon sont calculées :

sur x :	$u(x) = \sin(90-\alpha) \cdot \cos(\beta)$
sur y :	$u(y) = -\cos(90-\alpha) \cdot \cos(\beta)$
sur z :	$u(z) = -\sin(\beta)$

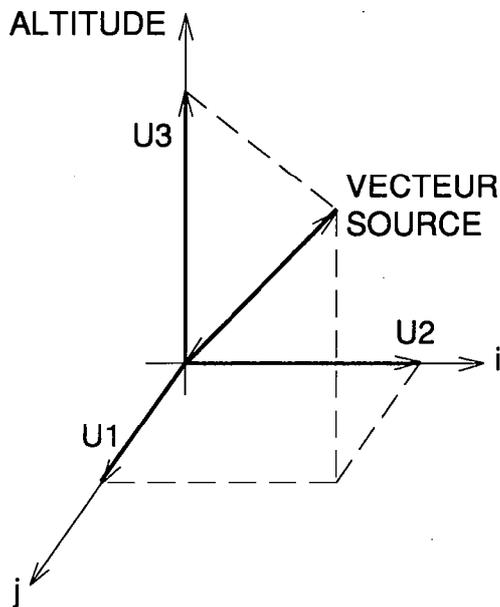
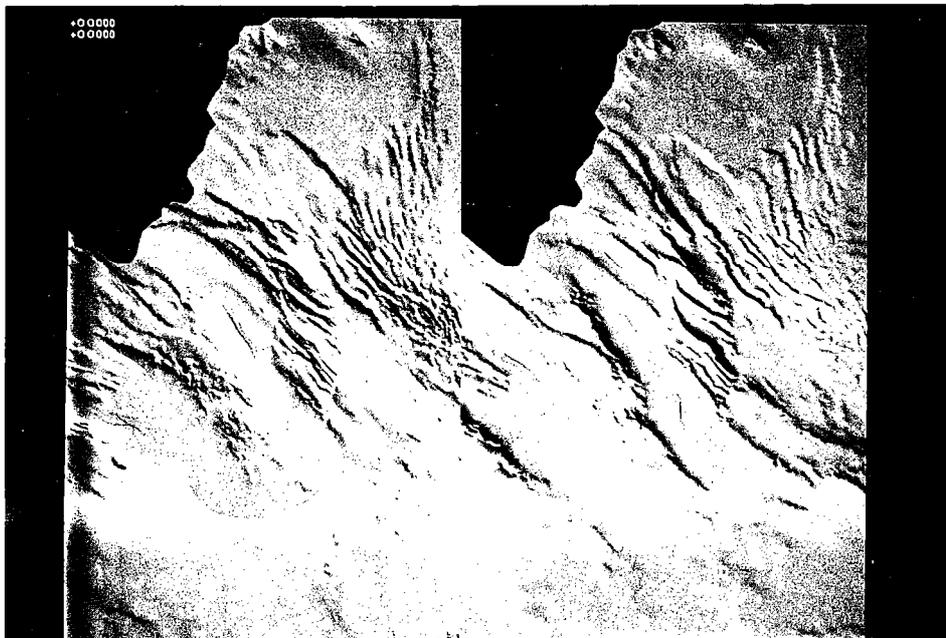


Fig 5- Le vecteur d'éclairage est décomposé sur les trois axes, une luminosité est alors calculée pour chacun de ces axes. La luminosité totale est proportionnelle à ces trois valeurs



Eclairage N45

Eclairage N225

Fig 6 - Ombrage artificiel d'un MNT. A gauche la source lumineuse est située à N45, à droite la source est à N225, l'impression de relief est inversée (les grandes surfaces uniformes sont les plaines).

Ce qui permet pour chaque point (x,y) du MNT de calculer la luminance OMBRE(x,y) comme la somme de ces composantes vectorielles pondérées par les variations sur les 2 autres axes du plan topographique, le terme inférieur permettant une normalisation :

$$\text{OMBRE}(x,y) = 256 \cdot \left[ \frac{P_x \cdot dzy \cdot u(x) + P_x \cdot dzx \cdot u(y) + 2 \cdot P_x \cdot P_X \cdot u(z)}{2 \cdot (dzx^2 + dzy^2 + 4 \cdot P_x^2)} \right]$$

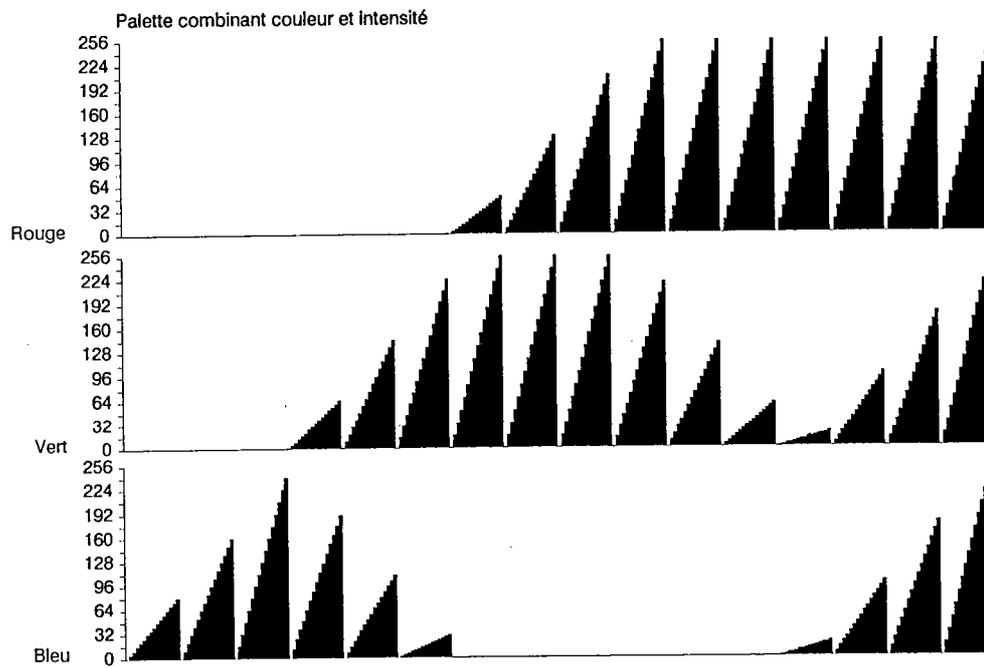
Cette représentation permet non seulement d'observer les petites structures mais aussi un certain nombre d'artéfacts liés à la réalisation du MNT. Elle permet aussi, en testant différentes orientations d'ombrage, de mettre en évidence des alignements de structure. C'est aussi la visualisation la plus pratique pour une publication, puisqu'en niveaux de gris. Par contre, il est possible de percevoir le relief en négatif ou en positif suivant l'azimuth de l'éclairage, le sens de perception variant suivant l'observateur (Fig 6). Il est donc utile de fixer le sens positif de perception du relief par le traitement suivant.

### 2-3- ALTITUDE OMBREE.

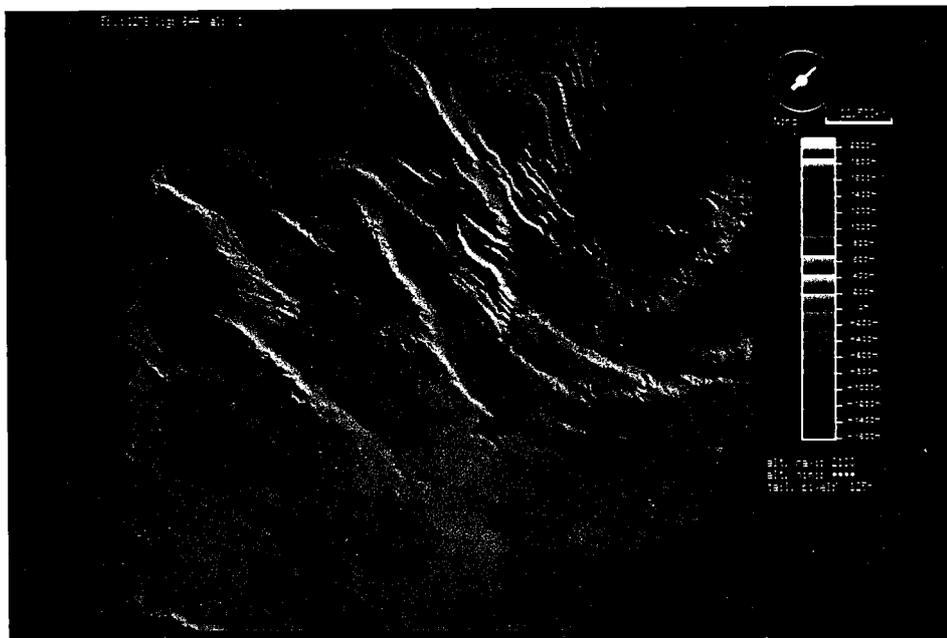
La combinaison des 2 traitements précédents est couramment utilisée car elle permet de visualiser les grandes structures par la coloration ainsi que les détails par l'ombrage, additionnant les avantages des 2 méthodes précédentes. Il suffit d'effectuer une composition colorée de deux canaux (l'image des altitudes pour le canal couleur et l'ombrage pour le canal intensité lumineuse) en utilisant une palette (Fig 7). Le calcul, pour une palette 256 couleurs, s'effectue par l'équation:

$$\text{COMBINAISON}(x,y) = 16 \cdot \left| \frac{\text{IMAGE}(x,y)}{16} \right| + \left| \frac{\text{OMBRE}(x,y)}{16} \right|$$

Dans ce traitement comme pour la visualisation en fausses couleurs, la position des contrastes de la palette de couleurs joue un rôle important en fonction du type de relief étudié (Fig 8).



*Fig 7/ Palette utilisée pour combiner la couleur de l'altitude et l'intensité de l'ombrage.*



*Fig 8/ Exemple d'application de la palette de la figure 7 sur le MNT de Djibouti.*

### 3- TRAITEMENTS GEOMETRIQUES.

#### 3-1- PROJECTION EN PERSPECTIVE.

Afin de mettre en évidence des alignements structuraux, il est souvent utile de visualiser le MNT en vue oblique. La méthode la plus simple consiste à effectuer dans un premier temps une rotation de l'axe vertical (Fig 9a) pour s'aligner sur l'azimuth  $\alpha$  désiré (le principe est indentique à la rotation d'une image : voir rotation d'une image). Puis d'effectuer une rotation correspondant au plongement  $\beta$  suivant l'axe horizontal parallèle à l'écran (Fig 9b). On obtient ainsi une perspective isométrique. A l'exception des reliefs de haute montagne, il est décevant d'utiliser la même échelle de projection en vertical et en horizontal, les reliefs étant petits par rapport aux distances horizontales, il est donc nécessaire d'utiliser un facteur de dilatation D en fonction du rapport entre la taille du pixel et les dénivelés verticaux. Le rapport d'échelle verticale sur horizontale s'écrit donc  $(D/P_x)$ , avec  $P_x$  la taille d'un pixel. La projection se calcule depuis les lignes les plus éloignées en traçant un trait de la couleur du point projeté entre la position calculée et la projection du point située devant lui dans la perspective (Fig 10), ce qui évite le calcul des surfaces cachées. Lorsque le MNT n'a pas une limite régulière, nous ajoutons une surface de référence, généralement à l'altitude minimum (Min) du MNT, sous la surface du MNT, en calculant pour chaque point la projection de Min.

Après l'orientation, la projection PROJ(x,y) dans le plan vertical est calculée pour chaque point MNT(i,j) :

$$x = i$$

$$y = \frac{D}{P_x} \cdot (\max - \min) \cdot \cos(b) - \frac{D}{P_x} \cdot \cos(b) \cdot (\text{MNT}(i,j) - \min) + j \cdot \sin(b)$$

Lors du calcul de la perspective, il est possible d'utiliser n'importe quelle image comme surface du MNT. Il s'agit le plus souvent de l'ombrage ou de la composition ombre-altitude. Dans le cas des terrains émergés il est assez facile de recaller une image aérienne ou satellitaire (Fig 14).

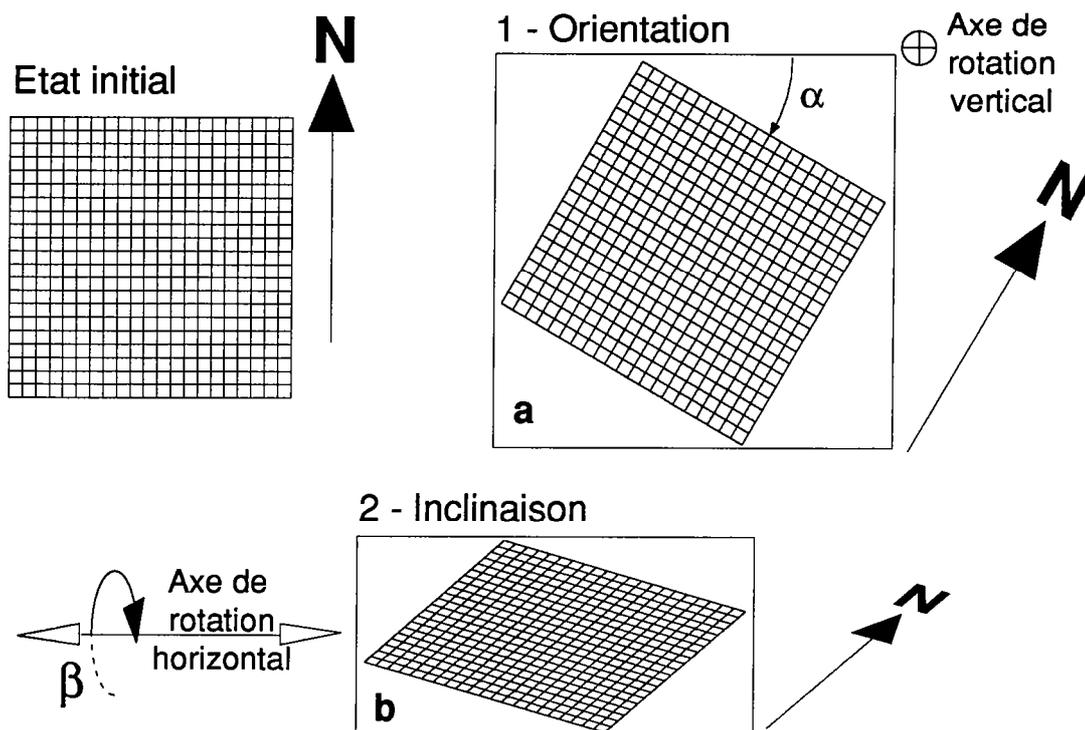


Fig 9 - Principe de projection isométrique  
 a - Orientation de l'image suivant l'azimuth  $\alpha$   
 b - rotation suivant l'élévation  $\beta$

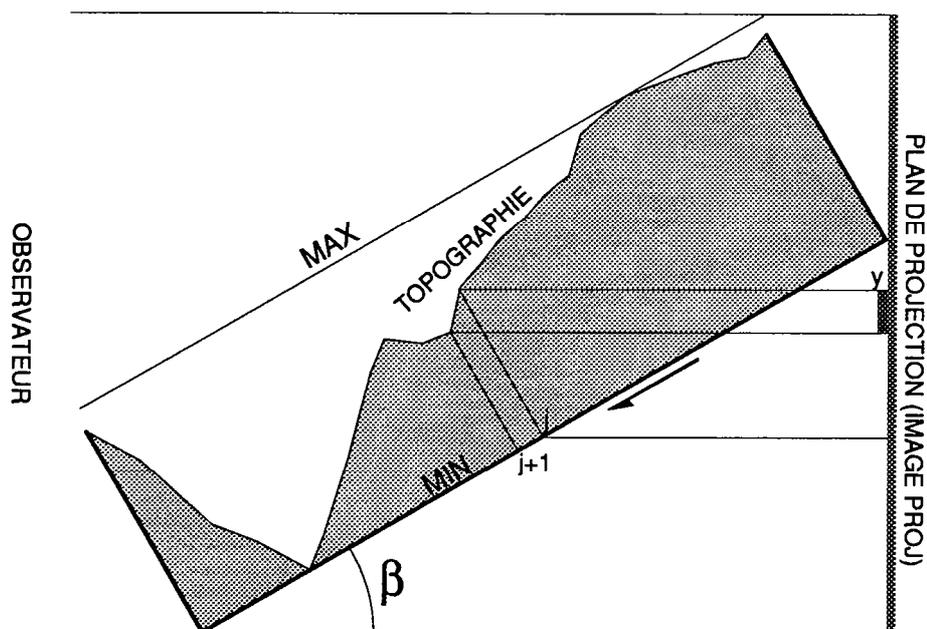


Fig 10 - Méthode de projection d'une surface topographique sur un plan écran.

### 3-2- PROJECTION EN STEREOSCOPIE.

Il est possible de visualiser, comme dans le cas d'image stéréoscopique SPOT (voir "notice image"), le relief des MNT par la méthode des anaglyphes. L'image de gauche est calculée comme une perspective cavalière à gauche de  $\beta^\circ$  de la verticale (Fig 11) et l'image de droite comme une perspective cavalière à droite de  $-\beta$ . Les 2 images stéréoscopiques ainsi obtenues sont combinées comme décrit précédemment (voir "annexe 1"). L'effet stéréoscopique est proportionnel à  $\beta$ . Un certain confort est obtenu avec  $\pm 25^\circ$ . Pour une interprétation graphique, il est préférable de conserver l'image d'analyse verticale et l'autre oblique, afin de ne pas obtenir une carte déformée.

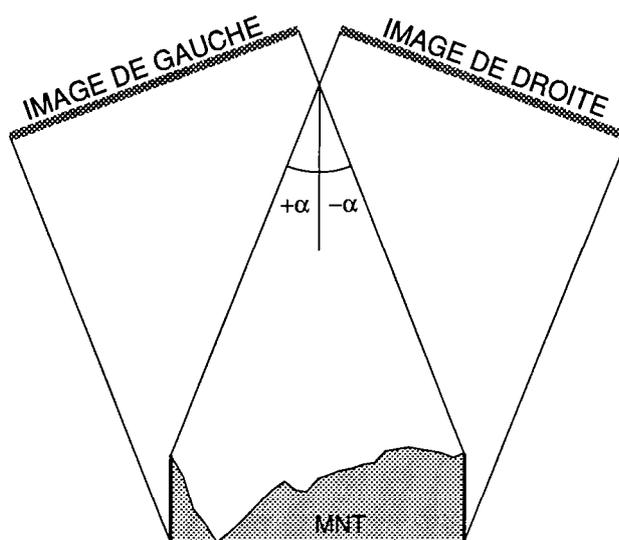


Fig 11 - Les images stéréoscopiques sont calculées en effectuant une projection à droite et une projection à gauche.

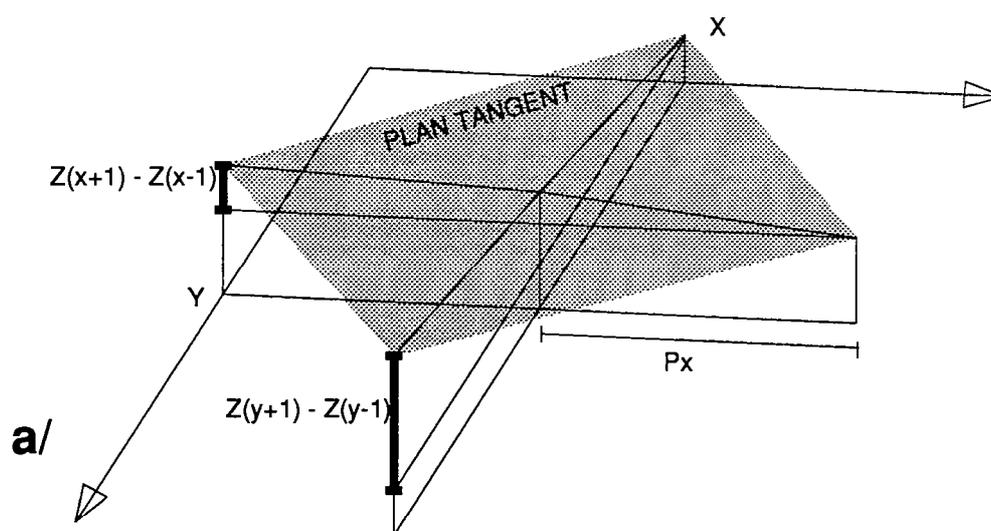
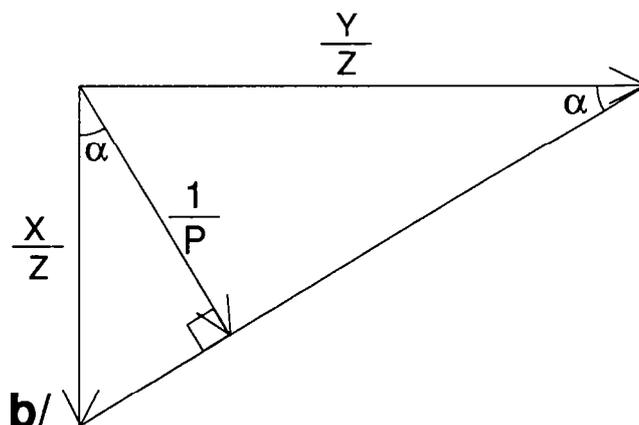


Fig 12-a - Sur 5 points, la valeur et la direction de la plus grande pente sont calculées sur le plan défini par les moyennes des gradients en X et en Y des 4 points voisins

Fig 12-b - La plus grande pente est définie géométriquement par le plus proche point dans l'espace inverse des gradients, qu'ils soient calculés sur 3 ou 5 points voisins.



#### 4- TRAITEMENTS QUANTITATIFS.

##### 4-1- CALCUL DE PENTE ET DE DIRECTION.

Un certain nombre de traitements existe afin de quantifier les observations sur les MNT. Le calcul des pentes et de la direction est à la base de toute reconnaissance de forme et de structures en mode automatique. Le calcul de la pente est proche de l'ombrage artificiel. Plusieurs algorithmes de calcul sont possibles. Un des plus simples est de calculer les gradients moyens suivant les deux axes ce qui permet de définir le plan tangent local et d'en calculer la plus grande pente et sa direction (Fig 12). Pour un MNT de résolution  $P_x$ , le plan tangent aux points de calcul de coordonnées  $(X,Y,Z)$  est défini par l'équation du type :

$$Z = X \frac{\partial Z}{\partial X} + Y \frac{\partial Z}{\partial Y} + Z_0$$

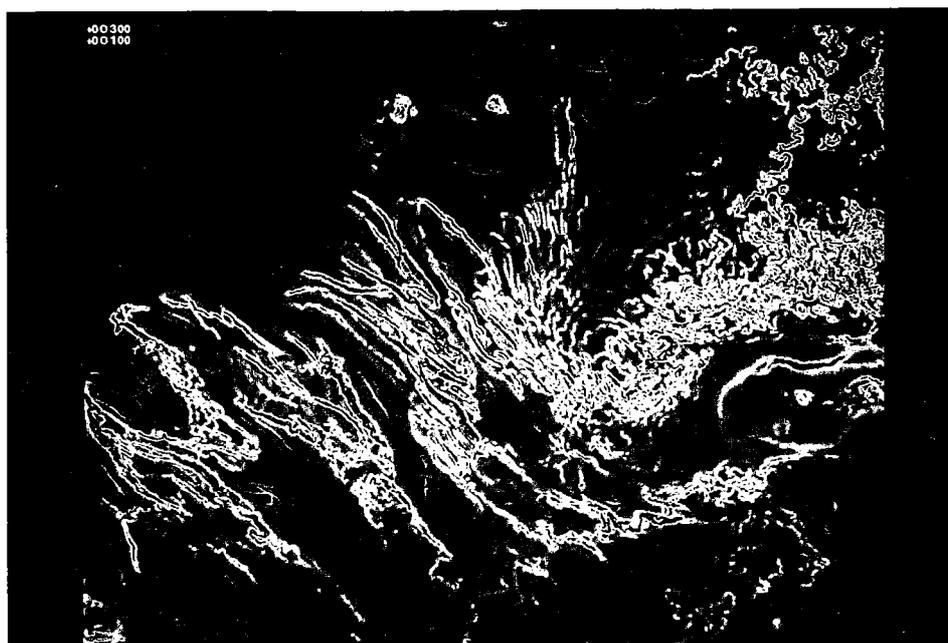
avec les gradients orthogonaux :

$$\frac{\partial Z_X}{\partial X} = \frac{(Z_{X-1} - Z_{X+1})}{2.P_x} \quad \text{et} \quad \frac{\partial Z_Y}{\partial Y} = \frac{(Z_{Y-1} - Z_{Y+1})}{2.P_x}$$

Comme nous pouvons le voir Figure 12-b, la plus grande pente  $P$  et la direction  $\alpha$  de la plus grande pente peuvent être calculées par :

$$\alpha = \arctg\left(\frac{\partial Z_X}{\partial Z_Y}\right) \quad \text{et} \quad P = \frac{\partial Z_X}{\sin(\alpha)} = \frac{\partial Z_Y}{\cos(\alpha)}$$

Les deux paramètres sont calculés séparément mais il est intéressant de les combiner par une méthode indentique à la combinaison altitude-ombrage, la direction étant codée en couleurs et la pente en intensité. Ce traitement permet, comme le montre la Figure 13, de visualiser l'orientation des plus fortes pentes. Ce traitement est comparable à une analyse statistique des orientations et des pentes morphologiques.



13 - Calcul de pente sur le MNT de Djibouti.



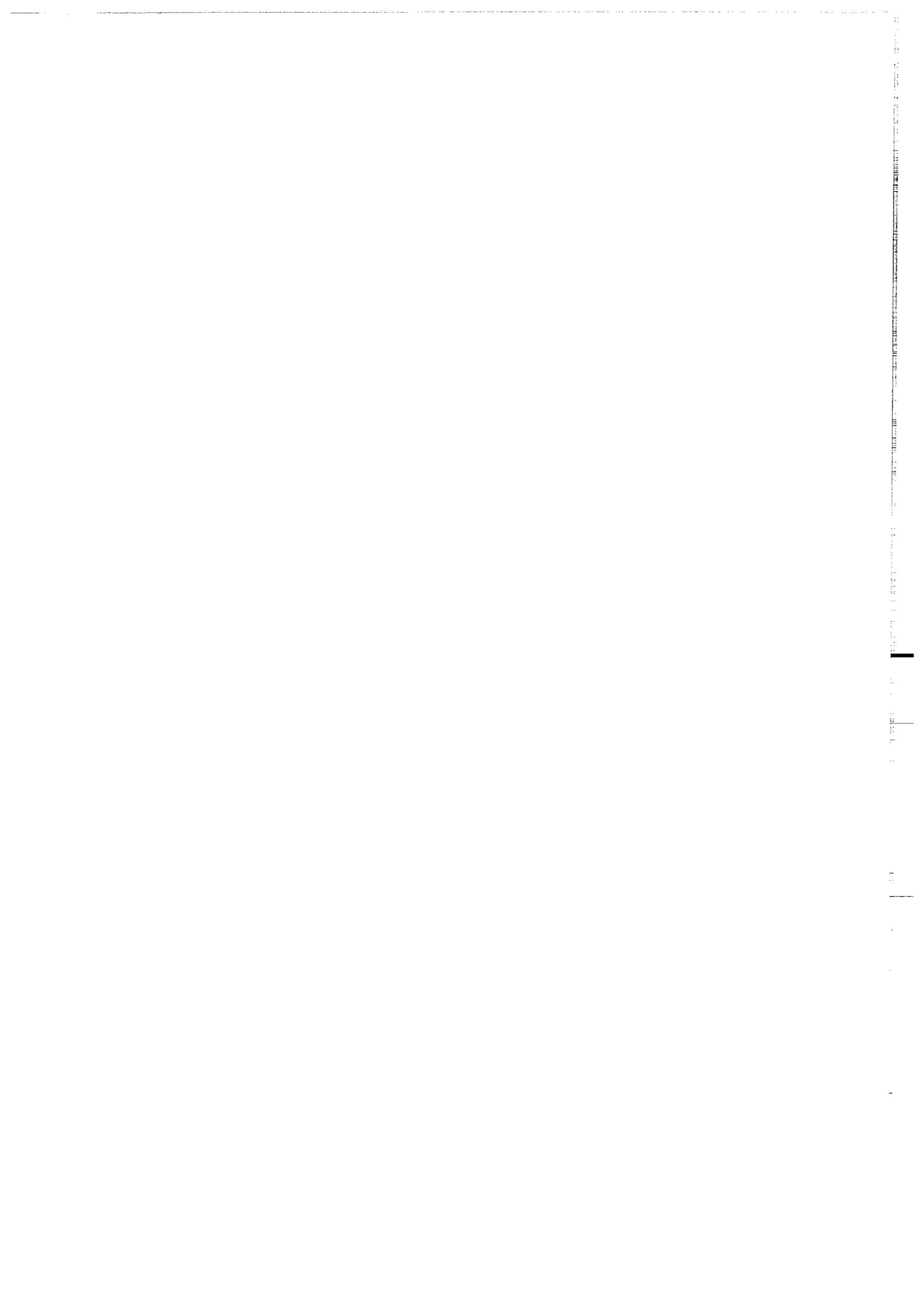
14 - Vue en perspective de la superposition d'une image SPOT panchromatique sur le MNT correspondant (NW du lac Asal, 5x5km).

#### **4-2- ANALYSES MORPHOLOGIQUES ET TEXTURALES.**

Un grand nombre de traitements comparables à ceux utilisés en imagerie sont applicables à l'analyse des MNT. N'ayant pas développé moi-même de tels traitements, je me limite ici à en citer quelques uns. Pour les analyses morphologiques, le plus courant consiste à visualiser les crêtes et les vallées à partir des mesures de plus faible pente, ce qui permet de visualiser le contrôle de la tectonique sur le réseau hydrographique [Adam de Villier-Demarq, 1985]. Plus sophistiquées, les analyses de transformées de Fourier permettent de déterminer les périodicités des alignements topographiques liées à la géologie. Après le pointage d'objets topographiques, la méthode de Fry permet aussi d'accéder aux périodicités de ces objets, par exemple des cônes volcaniques [Dauteuil com.pers.]. Les analyses texturales, par exemple par la méthode Barba-Ronsin, outre une cartographie automatique des linéaments, permettent de caractériser la morphologie en fonction de sa rugosité et donc indirectement de son âge, en tenant compte du contexte climatique et sédimentaire. Cette liste est non-limitative et totalement provisoire, le traitement des MNT étant un domaine en pleine expansion.

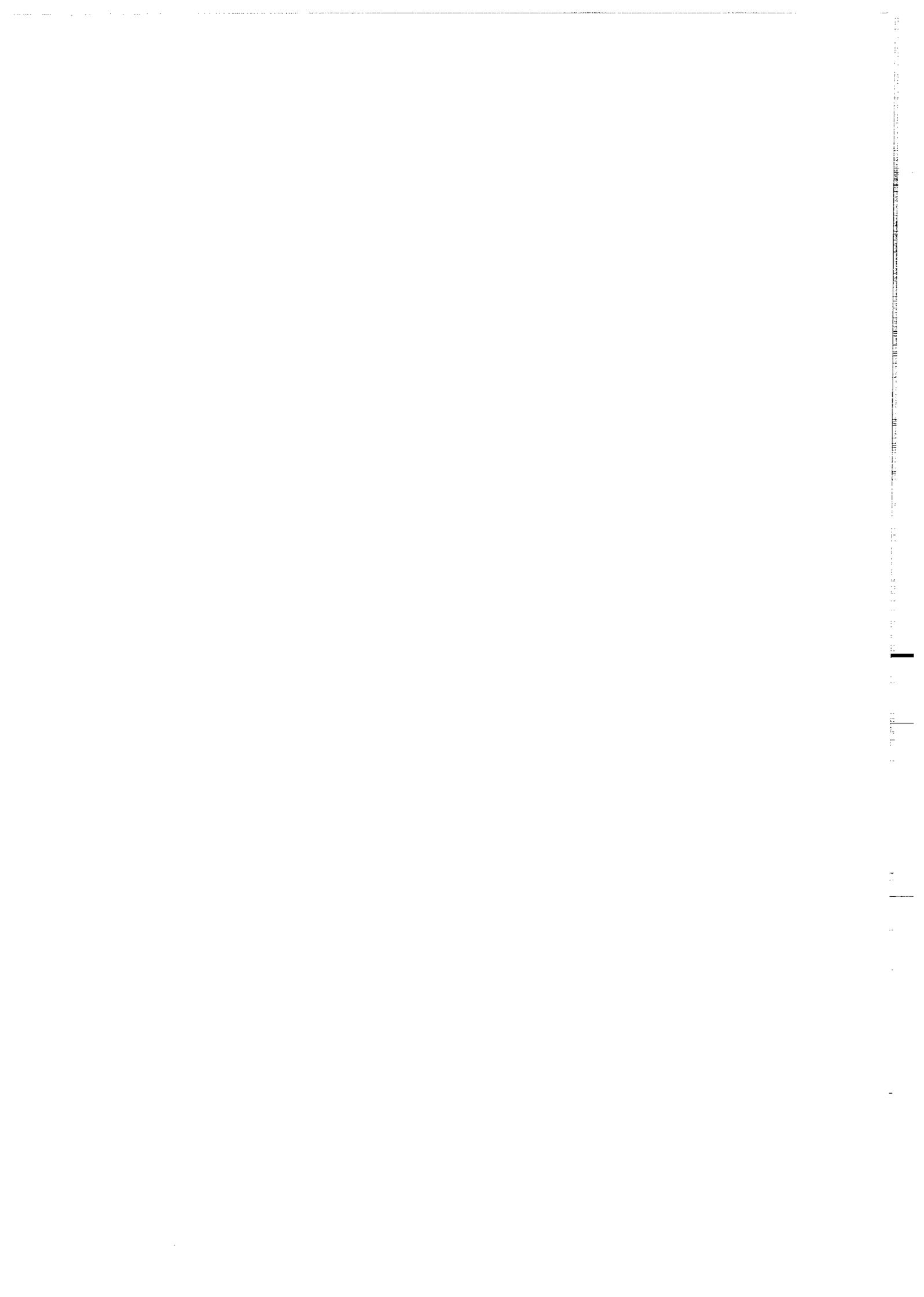
#### **4-3- ANALYSE DE LA DEFORMATION ET RESTAURATION.**

Lorsque la topographie permet d'accéder à la surface structurale ou bien lorsque le MNT représente l'isobathe d'un niveau structural déterminé en méthode sismique ou bien à l'affleurement, il est possible d'effectuer des restaurations 3D de la déformation si le champ de fracturation est bien déterminé. De nombreux logiciels sont développés en plan, en coupe ou en trois dimensions. Il est cependant rare actuellement que ces logiciels combinent et restaurent simultanément la déformation cassante et la déformation diffuse.



**ANNEXE 3**

**CATALOGUE DES SCENES SPOT UTILISEES**



## CATALOGUES DES SCENES SPOTS

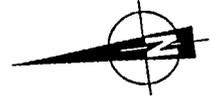
Les scènes stéréoscopiques Spot ont été analysées à partir de tirages papier fait par restituteur laser VIZIR au 1:200.000 sous un stéréoscope à miroirs SOKKISHA MS27 qui possède un entre-axe de 27cm et des binoculaires de grossissement 3. La cartographie a été réalisée sur film mat d'acétate de 10/100e qui possède une très faible dilatance (par rapport au calque par exemple) et permet le dessin à l'encre.

De nombreux aspects tels que la cartographie des coulées en relation avec la topographie ou le contrôle tectonique du réseau fluvial n'ont put être abordés dans le cadre de cette thèse, à mon grand regret, et semblent très prometteurs. En dehors du domaine structural, l'interprétation de certaines scènes a été moins approfondie que d'autres mais le facteur temps ne m'a pas permis d'apporter le même degré d'observation sur toutes les zones et il a fallu rapidement me concentrer sur le champ de failles et la photogrammétrie qui ont fait l'objet d'une seconde série de minutes et qui sont l'original de la carte annexe.

Les photocopies présentées sont pour des raisons de place évidentes, à l'échelle 1:300.000. Elles se suivent dans l'ordre du tableau des caractéristiques (L = gauche, R = droite).

Principales caractéristiques des scènes						
K-J	Orient.	Incid.	Lat.	Long.	Date	Heure
143-325L	9,72	-20,9	12.31.12	42.02.15	28/05/88	7H58
143-325R	8,72	25,4	12.31.12	42.02.28	24/05/88	7H35
143-326L	9,75	-20,9	12.01.11	41.55.00	28/05/88	7H58
143-326R	8,15	25,4	12.01.11	42.55.54	24/05/88	7H35
143-327L	9,67	-20,9	11.31.09	41.47.47	28/05/88	7H59
143-327R	8,19	25,4	11.31.09	41.49.20	24/05/88	7H35
143-328L	9,60	-20,9	11.01.07	41.40.12	11/03/88	7H59
143-328R	8,02	25,4	11.01.08	41.42.00	07/03/88	7H36
144-325L	9,66	-17,9	12.31.12	42.36.07	26/10/88	7H55
144-325R					14/06/88	
144-326L	9,82	-25,5	12.01.11	42.32.05	11/03/88	7H59
144-326R	8,21	20,9	12.01.11	42.32.25	07/03/88	7H36
144-327L	9,84	-25,5	11.31.09	42.24.49	11/03/88	7H59
144-327R	8,25	20,9	11.31.09	42.25.48	07/03/88	7H36
144-328L	9,77	-25,5	11.01.07	42.17.36	11/03/88	7H59
144-328R	8,29	20,9	11.01.08	42.19.11	07/03/88	7H36

K-J 143-325-L



20km



K-J 143-325-R



20km



K-J 143-326-L



20km



K-J 143-326-R



20km



K-J 143-327-L



20km



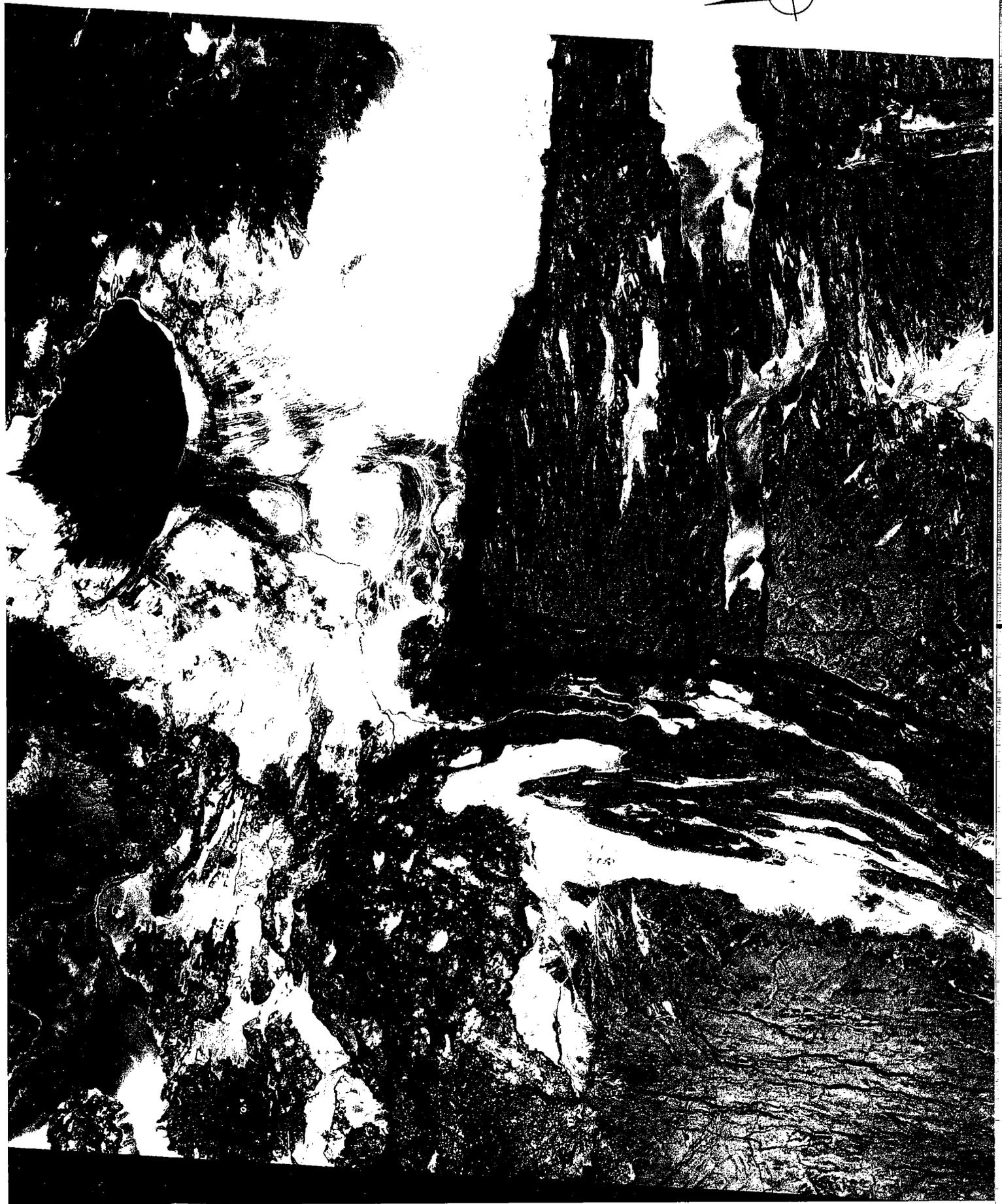
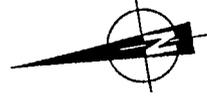
K-J 143-327-R



20km



K-J 143-328-L



20km



K-J 143-328-R



20km



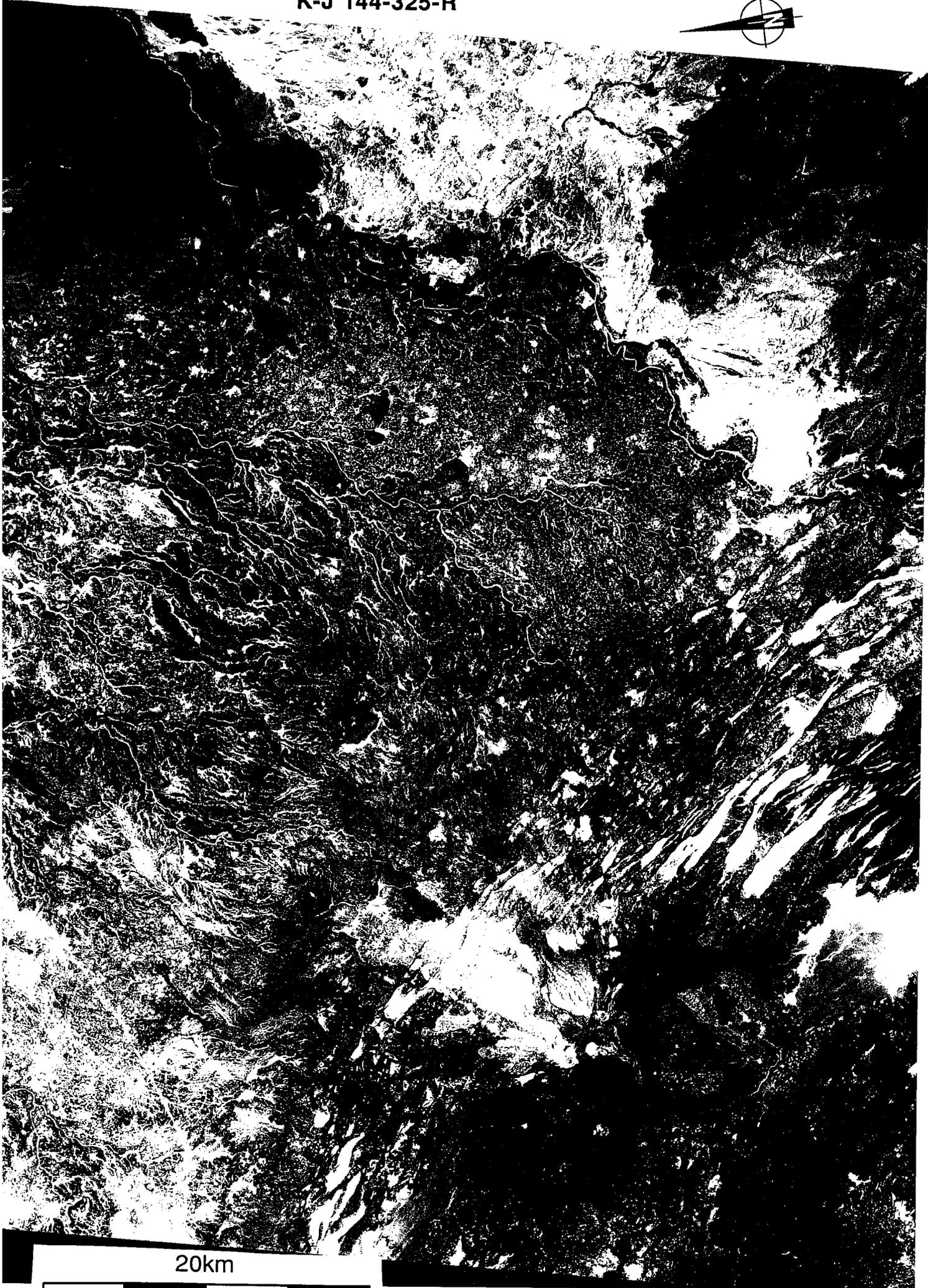
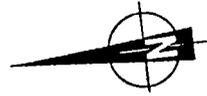
K-J 144-325-L



20km



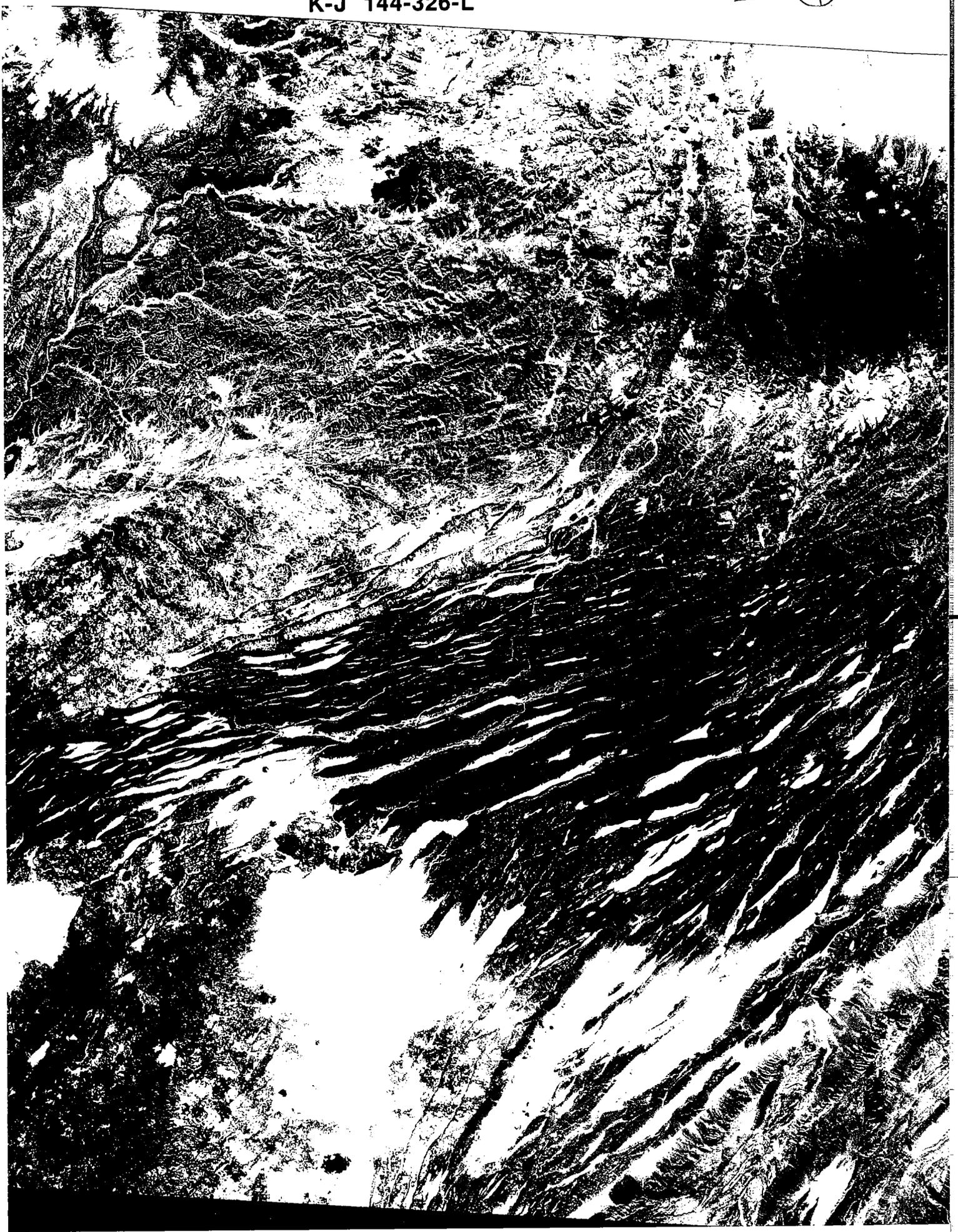
K-J 144-325-R



20km



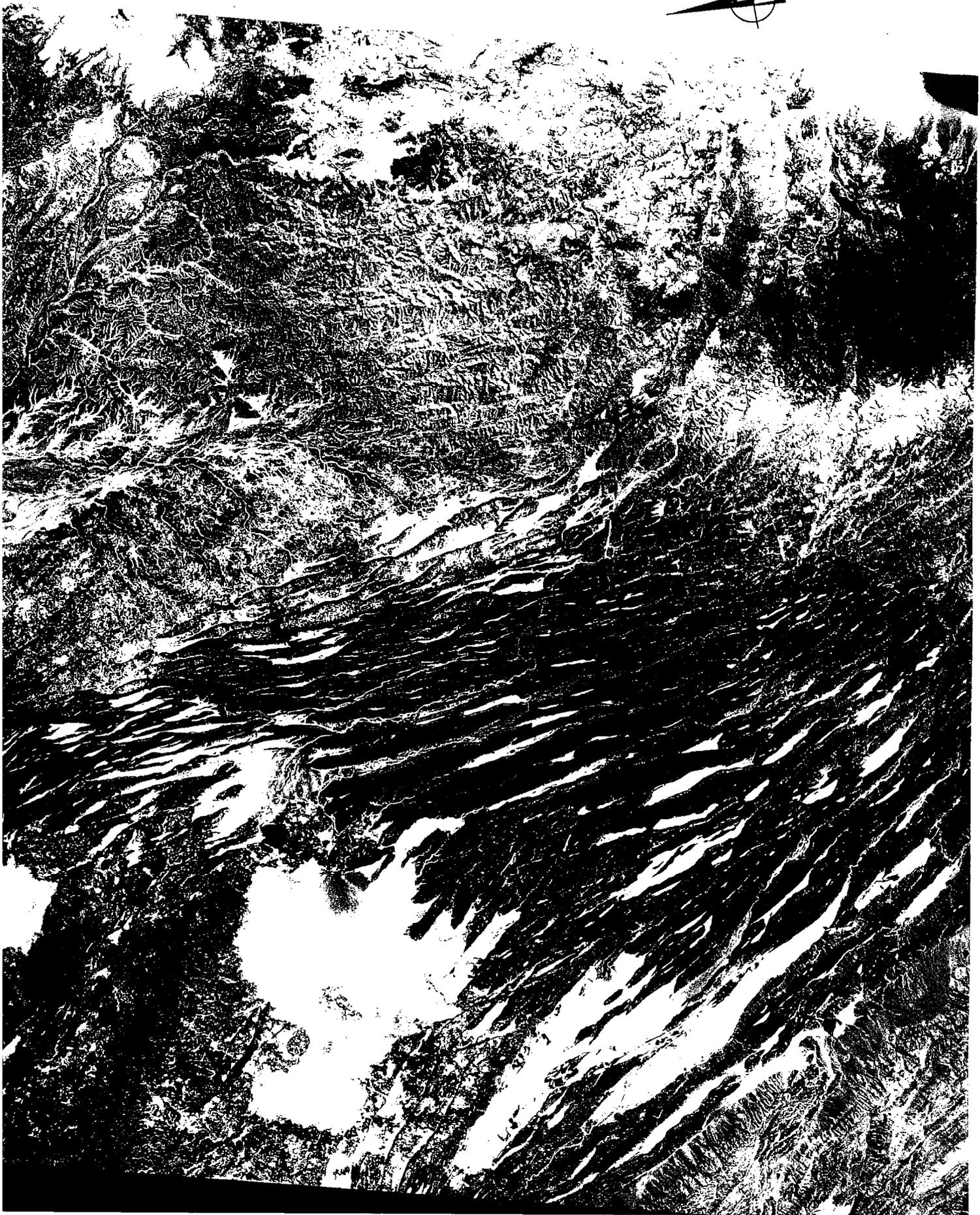
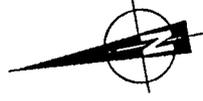
K-J 144-326-L



20km



K-J 144-326-R



20km



K-J 144-327-L



20km



K-J 144-327-R



20km



K-J 144-328-L



COORDONNÉES DU CENTRE LATITUDE N011DEG 01MIN 07SEC LONGITUDE E042DEG 17MIN 36SEC INCIDENCE L25.5

20km

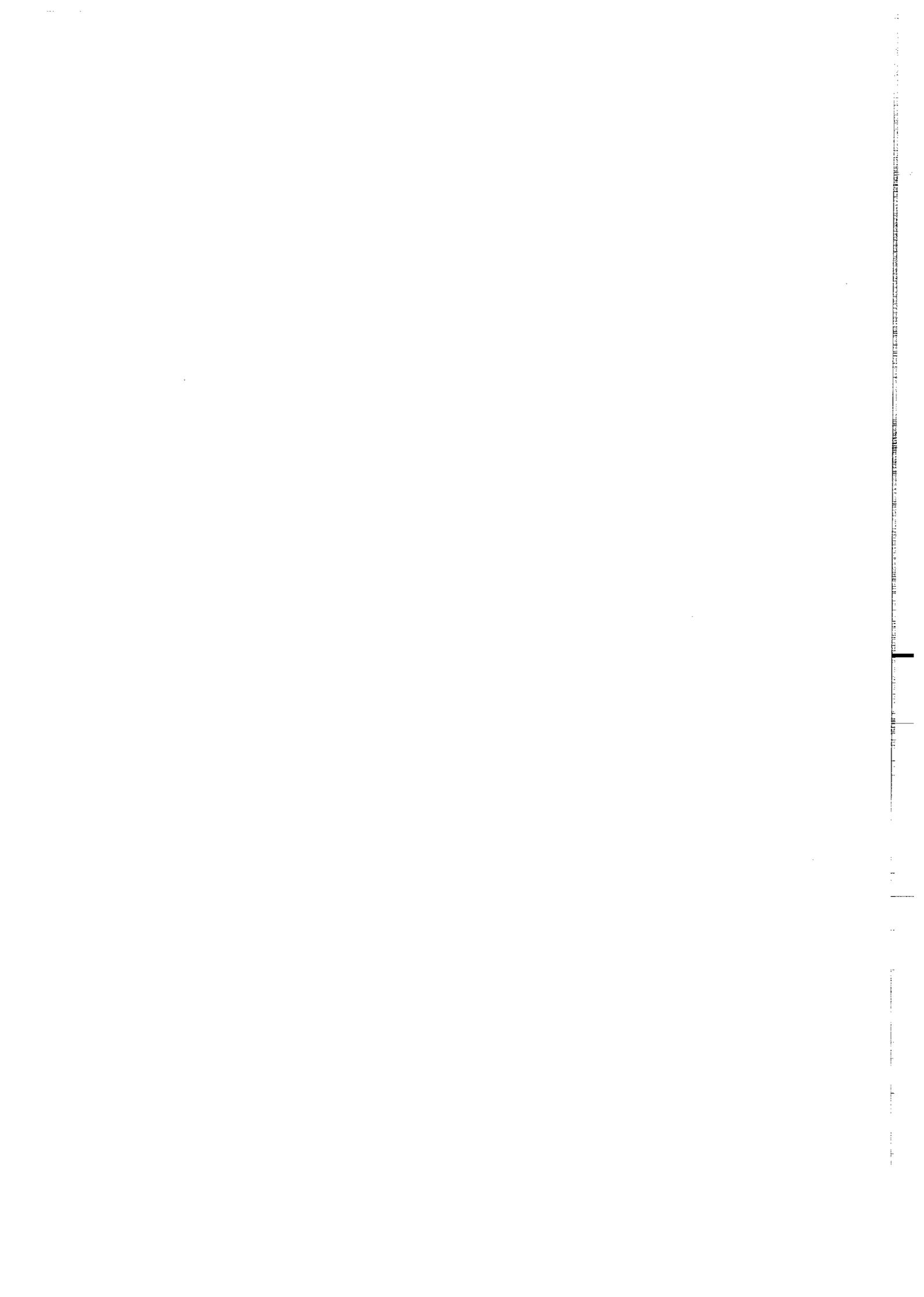


K-J 144-328-R



20km





**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).** **EPUISE**
- 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).** 120 F.
- 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 tab., 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).** EPUISE

- 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 tabl., 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). **EPUISE**
- 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 tabl., 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 tabl., 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 SiO<sub>2</sub>. 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 Armoricain) . 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.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.
- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.

- N° 47 - S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques : Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieu, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.



## BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

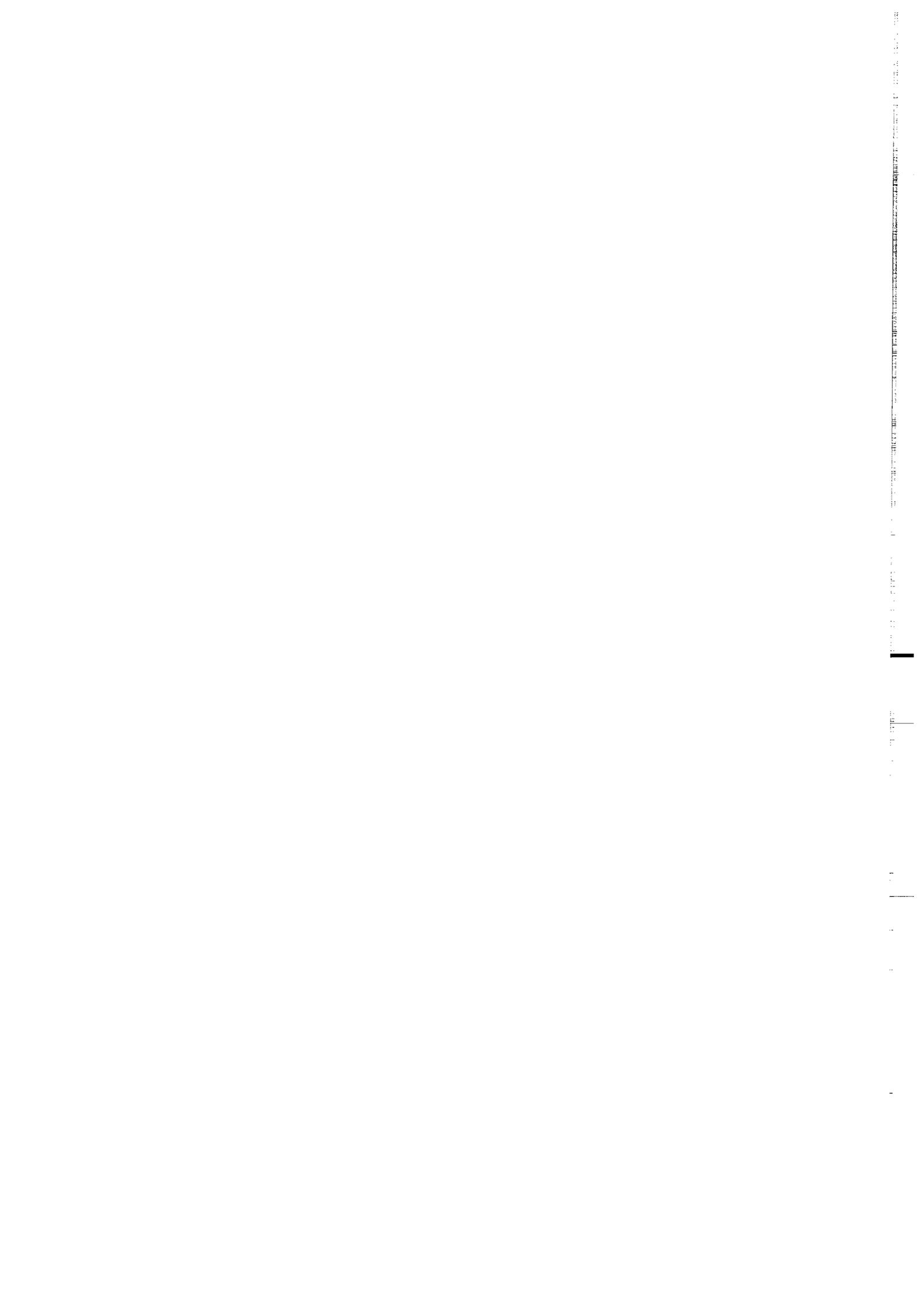
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles  
Mémoires et Documents du CAESS  
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu  
35042 - RENNES Cédex (France)  
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM .....  
ORGANISME .....  
ADRESSE .....

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable  
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.



**Imprimé à GEOSCIENCES RENNES**

**Dépot Légal**

**1er trimestre 1993**



## Résumé

La partie centrale de la dépression Afar (Sud Mer Rouge) est bordée de blocs sans déformation récente (Danakil et d'Aysha). En raison du climat désertique, la morphologie des structures récentes et/ou actives est très bien conservée. Dans le cadre du programme TECTOSCOPE Afar financé par l'INSU/CNRS et pour la partie sud de la dépression, l'analyse détaillée de 8 couples d'images stéréoscopiques SPOT a permis non seulement de cartographier et d'interpréter le champ de failles mais aussi de mesurer le rejet vertical des failles. Cette interprétation a été réalisée d'une part sur des tirages photographiques Vizir réalisés à l'INSU, d'autre part sur station de travail par images "anaglyphes". Il a ainsi été possible de définir la géométrie et la cinématique du champ de déformation finie post-stratoïde (4Ma). Les caractéristiques du champ de failles ont été déterminées en utilisant des critères structuraux (intersection de failles, segmentation de coulées volcaniques, etc...) et l'analyse statistique de la distribution spatiale des orientations, rejets, et densités de la fracturation. Deux domaines de déformations (blocs basculés et horst-grabens) sont caractérisés et des zones de transfert entre ces domaines et les zones non déformées accommodent les variations latérales de la déformation. Cette étude met en évidence une direction moyenne d'extension N020° dans le centre de la dépression, s'orientant N040° en bordure du bloc danakil. Cette configuration structurale résulte d'une déformation progressive du domaine central de l'Afar et les hétérogénéités du champ de déformations sont interprétables en termes d'effets de bordure le long des blocs non déformés Dankaly et Aysha.

Les implications cinématiques en sont déduites et comparées avec des expériences sur modèles réduits fragiles-ductiles inspirés du modèle de la "Biellette" Danakil (Sichler 1980). La rotation senestre de 10° du bloc Danakil offre une explication cohérente de la géométrie du champ de failles, des rotations dextres des blocs basculés du Sud de la dépression et de l'extension oblique du golfe de Tadjoura.

### Mots clés :

Afar, Champ de failles, Analyse d'images SPOT, Modélisation analogique, Rifting.