



Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte d'Ivoire - Ghana.

Christophe Basile

► To cite this version:

Christophe Basile. Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte d'Ivoire - Ghana.. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1990. Français. NNT : . tel-00594681

HAL Id: tel-00594681

<https://theses.hal.science/tel-00594681>

Submitted on 20 May 2011

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.

Ch. BASILE

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-38-6

analyse structurale
et
modélisation analogique
d'une marge transformante

EXEMPLE DE LA MARGE
DE COTE D'IVOIRE - GHANA

MEMOIRES ET DOCUMENTS

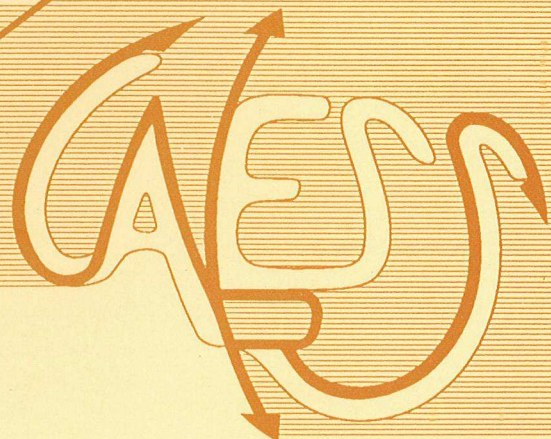
du Centre Armoricaïn

n° 39

d'Etude Structurale

des Socles

Rennes 1990



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

N° 39

CH. BASILE

**Analyse structurale et modélisation analogique
d'une marge transformante :
l'exemple de la marge de Côte d'Ivoire - Ghana.**

**Thèse de l'Université de Paris VI
soutenue le 9 Février 1990**

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

1990

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-38-6

1990

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

Ch. BASILE (1990).

**Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge
transformante : l'exemple de la marge de Côte d'Ivoire - Ghana.**

Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 39 ; 230 p.



Cette thèse a été réalisée sous la direction conjointe de

Jean Mascle (Laboratoire de Géodynamique sous-marine
GEMCO, URA CNRS 718
Observatoire océanologique de Villefranche / Mer
Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)

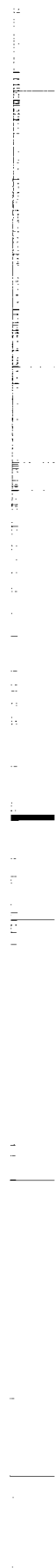
et de Jean Pierre Brun (Laboratoire de Tectonique
Centre Armoricaïn d'Etude des Socles
Université Rennes I).

Les données marines ont été acquises lors de la campagne Equamarge II du N/O "Jean Charcot", et en partie traitées par l'IFREMER (Brest).

A toutes et à tous, et tout spécialement à Mireille et Thomas, merci

Un modèle ne se suffit jamais à lui même: il faut le confronter à la réalité, le jeter à l'eau. Flotte-t-il, c'est un point d'importance; qu'il sombre, tout est à recommencer.

F. Braudel



SOMMAIRE

	pages
INTRODUCTION	9
1 Introduction	11
2 Décrochements et failles transformantes	11
2.1 Décrochements, définition et caractéristiques	11
2.2 Failles transformantes et failles transcurrentes	14
2.3 Marges transformantes	16
 PREMIER CHAPITRE: LA MARGE TRANSFORMANTE DE COTE D'IVOIRE-GHANA:	
ETUDE SEDIMENTAIRE ET STRUCTURALE DE LA MARGE PROFONDE	17
1 Introduction	19
2 Cadre géologique de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana	21
2.1 Contexte géodynamique	21
2.2 Contexte géologique régional	21
2.3 La marge de Côte d'Ivoire-Ghana, secteurs étudiés et méthodes d'études	23
2.4 Bathymétrie	24
3 Stratigraphie acoustique de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana	29
3.1 Données antérieures à la campagne Equamarge II	29
3.2 Les données de la campagne Equamarge II	32
3.3 Nouvelle stratigraphie acoustique de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana	35
3.3.1 Unités et faciès acoustiques	35
3.3.1.1 Stratigraphie du domaine océanique	36
3.3.1.2 Stratigraphie du domaine continental	37
3.3.2 Essai de datation des différentes unités de la marge continentale	51

3.4	Répartition des différentes unités	55
3.4.1	Profondeur du toit de la série déformée	55
3.4.2	Répartition des différents faciès des unités A1 et A2	57
3.4.3	Les bassins contemporains de l'unité A1 et les réflecteurs profonds associés	58
3.4.4	Répartition des unités post-tectoniques B1 et B2	60
3.4.5	Répartition de la série post-déformation totale	61
3.5	Evolution sédimentaire de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana	62
4	Analyse structurale de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana	68
4.1	Caractérisation de la déformation et styles tectoniques observés	68
4.2	Cartes structurales de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana	66
4.2.1	Structure du secteur occidental	75
4.2.2	Structure du secteur oriental	79
4.3	Synthèse structurale	80

DEUXIEME CHAPITRE: FORMATION D'UNE MARGE TRANSFORMANTE,		
APPORTS DE LA MODELISATION ANALOGIQUE		83
1	Introduction	85
2	Expériences antérieures	86
2.1	Dispositifs expérimentaux	86
2.2	Résultats expérimentaux	86
3	Matériaux analogues	90
3.1	Le sable de Fontainebleau	90
3.2	La silicone	90
3.3	Résistance au cisaillement du modèle	91
4	Déformations associées à un mouvement décrochant de grande ampleur	92
4.1	Dispositif expérimental purement décrochant	92
4.2	Mouvement décrochant dans un modèle fragile	94
4.3	Mouvement décrochant dans un modèle fragile-ductile	99
4.3.1	Déformation dans la partie fragile du modèle	99

4.3.2	Déformation dans la partie ductile du modèle	107
4.3.3	Influence de la vitesse sur la déformation d'un modèle fragile et ductile	112
4.4	Synthèse: les structures associées à un décrochement de grande ampleur, et leur évolution	114
5	Déformations à l'intersection d'un secteur en extension et d'un secteur transformant	116
5.1	Dispositif expérimental combinant extension et décrochement	116
5.2	Initiation et évolution de la déformation à la surface du modèle	118
5.2.1	Initiation de la déformation	118
5.2.2	Evolution de la déformation	128
5.3	Déformation finie: structure en coupe	133
5.4	Conclusion: structuration à l'intersection entre un segment décrochant et un segment en extension, et styles de déformation associés	139

TROISIEME CHAPITRE: SYNTHESE DE LA MODELISATION ANALOGIQUE ET DES DONNEES MARINES: MECANISMES DE FORMATION ET INTERPRETATION DES STRUCTURES DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA		143
1	Les apports de la modélisation expérimentale; comparaison avec les structures de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana	145
1.1	Modélisation analogique: rappel des structures générées par un mouvement transformant	145
1.2	Comparaison des résultats expérimentaux avec les structures observées dans la marge de Côte d'Ivoire-Ghana et d'autres zones transformantes	148
2	Reconstitution de la formation et de l'évolution de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana	150
2.1	Mécanismes, données et hypothèses	150
2.2	Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana	151
2.2.1	Figure 122: rifting du bassin ivoirien profond	152
2.2.2	Figure 123: premiers décrochements, formation de la ride	154
2.2.3	Figure 124: rotations dans le bassin ivoirien profond	156

2.2.4	Figure 125: nouvelle propagation de la terminaison en queue de cheval	158
2.2.5	Figure 126: propagation de la terminaison en queue de cheval, individualisation des rides mineures	160
2.2.6	Figure 127: formation de la première croûte océanique à l'ouest du bassin ivoirien profond	162
2.2.7	Figure 128: fin du mouvement transformant entre deux croûtes continentales le long de la marge profonde	164
2.2.8	Figure 129: état actuel de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana	166
CONCLUSIONS		168
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		171
ANNEXE 1: PROFILS SISMIQUES DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA		183
ANNEXE 2: VUES DE SURFACE DES EXPERIENCES DE MODELISATION ANALOGIQUE		201
ANNEXE 3: MESURE STATISTIQUE DES DIRECTIONS DES DIFFERENTES FAMILLES DE FAILLES		219
CARTES AU 1/500 000 DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA, D'APRES LES DONNEES DE LA CAMPAGNE EQUAMARGE II		Encartés en couverture de dos

INTRODUCTION:

DECROCHEMENTS, FAILLES ET MARGES TRANSFORMANTES

1 INTRODUCTION

Le déplacement relatif entre les plaques lithosphériques peut être ramené à trois types principaux: convergence, divergence ou coulissement. De même, il existe trois types de marges continentales associées à ces différents déplacements: on distingue les marges actives, résultant d'une convergence, les marges passives divergentes, et les marges passives transformantes dont la structure et la formation constituent l'objet de cette étude.

Deux approches ont été développées pour atteindre cet objectif:

L'étude d'un exemple de marge transformante, la marge de Côte d'Ivoire-Ghana, où une campagne océanographique a eu lieu récemment (Equamarge II, Mars 1988). Les données acquises pendant cette campagne ont permis une étude très détaillée de certains secteurs de la marge profonde.

La modélisation analogique du mouvement transformant a été utilisée en parallèle afin de déterminer les déformations associées à certains stades de formation d'une marge transformante, et de rechercher l'influence des conditions aux limites (essentiellement cinématiques) sur les structures formées.

Les résultats expérimentaux sont utilisés pour interpréter les données acquises sur la marge de Côte d'Ivoire-Ghana, distinguer les structures et leur mode de mise en place, et reconstituer l'histoire de sa formation.

Mais tout d'abord il est nécessaire de préciser ce qu'est le mouvement coulissant, les conditions aux limites qu'il implique et les déformations qui lui sont associées.

2 DECROCHEMENTS ET FAILLES TRANSFORMANTES

2.1 DECROCHEMENTS, DEFINITION ET CARACTERISTIQUES

La notion de décrochement est connue depuis maintenant près d'un siècle, plus exactement depuis l'observation d'un décalage horizontal des terrains à la suite d'un tremblement de terre en Nouvelle-Zélande (Sylvester, 1988).

La définition cinématique d'un décrochement est relativement simple: c'est une faille, généralement verticale, accommodant un déplacement horizontal. Malheureusement, si cette définition est simple, elle est la plupart du temps difficile à appliquer sur le terrain. On utilise plus généralement pour reconnaître ce type de failles certaines de leurs caractéristiques structurales, observées dans la nature ou produites par la modélisation analogique (voir les

synthèses de Moody et Hill (1956), Wilcox et al (1973), Christie-Blick et Biddle (1985), Sylvester (1984, 1988)):

En coupe (fig. 1), les décrochements correspondent à des failles verticales à sub-verticales, formant souvent un fuseau divergent vers le haut (structure en fleur).

En plan (fig. 2, 3), le mouvement décrochant est caractérisé par:

- des plis en échelons;

et surtout par cinq types de fractures associées (fig. 2 et 3):

- les failles R (failles de Riedel), disposées également en échelons, synthétiques du cisaillement, et qui apparaissent les premières;
- les failles R', antithétiques du cisaillement;
- les failles P, synthétiques du cisaillement, et symétriques des failles R par rapport à la direction générale du mouvement;
- Les failles Y, parallèles au mouvement décrochant.
- Les fentes de tension, perpendiculaires à la direction d'extension associée au cisaillement;

L'ensemble de ces fractures est regroupé dans une bande de terrain, appelée zone principale de déplacement (ZPD, fig. 1 et 2), qui accommode la quasi totalité du déplacement. La direction cette zone peut être différente de celle du mouvement; une composante compressive ou extensive peut alors se superposer au décrochement et modifier les structures associées.

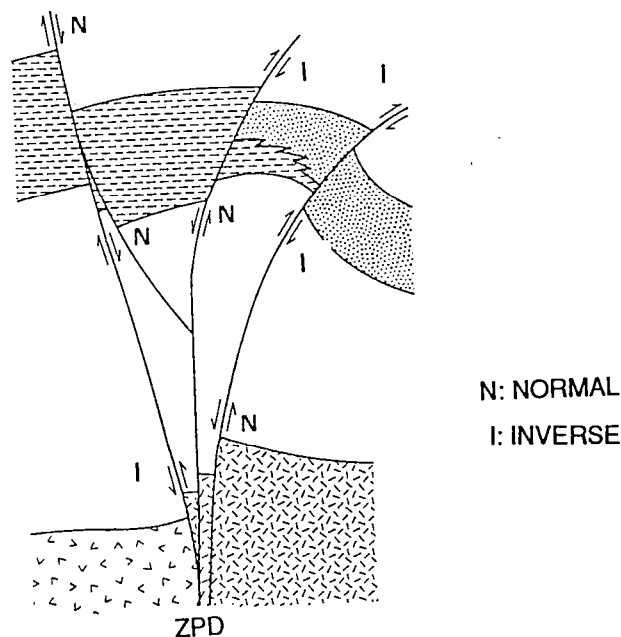


Fig. 1: coupe d'un décrochement idéalisé (d'après Christie-Blick et Biddle, 1985).

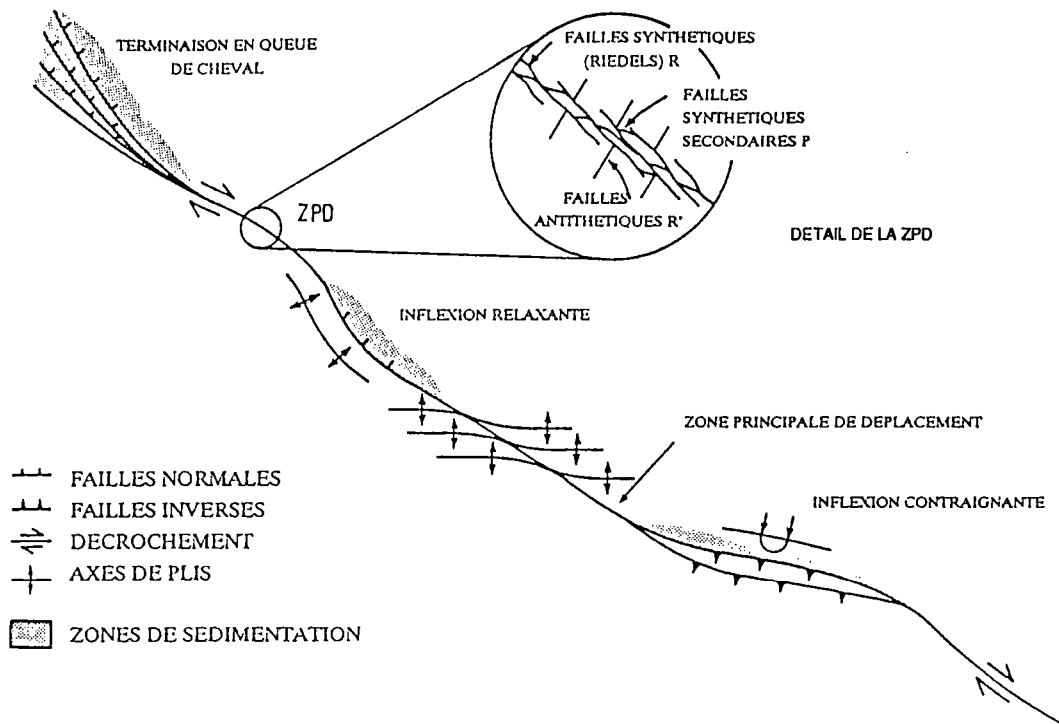


Fig. 2 : Vue en plan des structures associées à un décrochement dextre idéalisé (d'après Christie-Blick et Biddle, 1985).

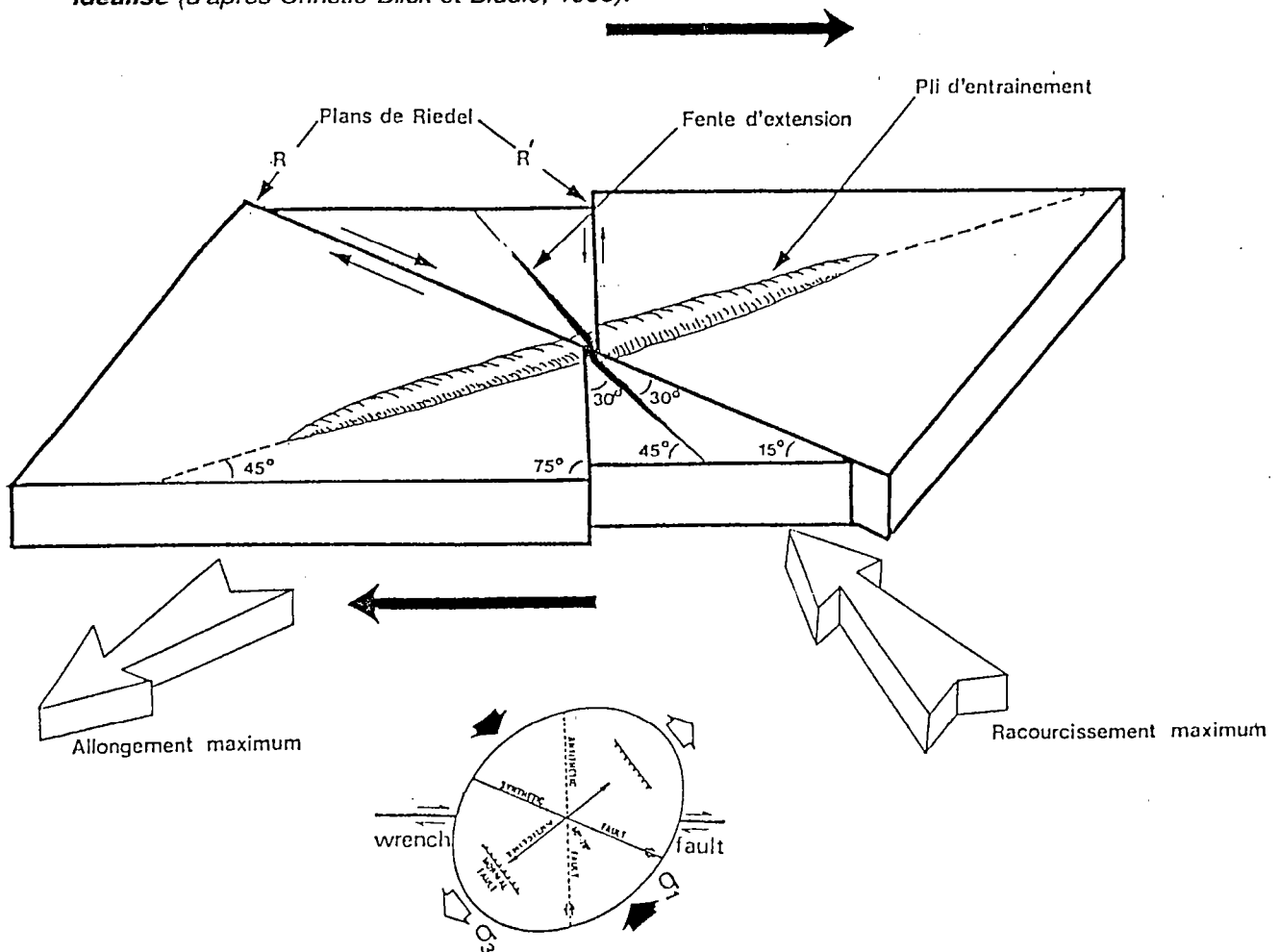


Fig. 3: Structures théoriques associées à un décrochement dextre (d'après Blarez, 1986). Les flèches noires indiquent la direction du décrochement potentiel.

2.2 FAILLES TRANSFORMANTES ET FAILLES TRANSCURRENTES

L'introduction par Wilson (1965) d'une nouvelle classe de failles a permis de distinguer deux types de failles parmi les décrochements:

- les failles transformantes ("transform faults", Wilson, 1965),
- et les failles transcurrentes ("transcurrent faults", Freund, 1974).

Freund (1974) définit ainsi la différence entre ces deux types de failles: le déplacement accommodé par une faille transformante est constant sur toute sa longueur, et est entièrement pris en compte aux extrémités de la faille par d'autres structures (compressives, extensives ou cisailantes). Au contraire, le déplacement sur une faille transcurrente diminue progressivement vers les extrémités de la faille, extrémités qui peuvent être divisée en plusieurs branches.

Comme la définition des décrochements, cette distinction repose sur des critères cinématiques. De plus, elle ne peut s'appliquer que sur la longueur totale de la faille. Le type d'un décrochement est donc aisément reconnaissable à grande échelle, mais il est difficilement identifiable sur le terrain.

Le tableau 1 résume les caractéristiques distinguant les deux groupes

Pour résumer, les failles transcurrentes sont des failles crustales générées par un champ de contrainte régional ou local. Le champ de déformation global entraîne une déformation diffuse, constituée d'une multitude de déplacements locaux.

Par contre, les failles transformantes sont des failles lithosphériques contrôlées par la cinématique globale, et formant des zones déformées entre des plaques stables: un champ de déplacement global est alors accommodé par un unique déplacement local; la déformation est localisée uniquement sur une frontière.

De plus, les structures distensives associées à ces deux types de décrochements sont très différentes: l'extension associée aux failles transcurrentes est également crustale, de type pull-apart, et est liée à des champs de contraintes locaux résultant de relais entre décrochements, d'inflexions relaxantes de la zone principale de déplacement (fig. 3), ou de rotations de blocs. L'extension dépend donc du même champ de contrainte cisailant que le décrochement.

Par contre, l'extension associée aux failles transformantes affecte toute la lithosphère; elle est contrôlée par des mouvements asthénosphériques, et les structures distensives sont géographiquement séparées des failles transformantes. L'extension et le cisaillement sont donc indépendants, bien qu'ils accommodent un même déplacement des plaques lithosphériques.

Failles transformantes

Se connectent aux extrémités à des structures accommodant la totalité du déplacement le long de la faille transformante

Constituent des limites entre des plaques rigides (déformation interplaque), et transportent la totalité de la déformation d'une extrémité de la faille à l'autre

Traversent la lithosphère (failles lithosphériques) (Sylvester, 1988, Lemiszki et Brown, 1988)

Sont parallèles à la direction d'extension ou de raccourcissement à leur extrémité

Ne subissent pas de rotations

Leur initiation est inconnue (zones de faiblesses préexistantes, mouvements asthénosphériques?)

Failles transcurrentes

Se terminent par un faisceau de failles en éventail, ou par une courbure, le déplacement diminuant vers l'extrémité du décrochement

Constituent une partie de la déformation totale à l'intérieur des plaques (déformation intraplaque)

Sont limitées à la croûte, et sans doute à la croûte supérieure (failles crustales) (Sylvester, 1988, Lemiszki et Brown, 1988)

Sont obliques par rapports aux directions d'extension et de raccourcissement

Peuvent subir une rotation sans changement du champ de contrainte

Initiation par cisaillement dans le plan de la contrainte cisillante maximale

Tableau 1: Caractéristiques des failles transformantes et des failles transcurrentes (modifié d'après Freund, 1974).

2.3 MARGES TRANSFORMANTES

De nombreuses études se sont intéressées aux failles transformantes, en domaine océanique (zones de fractures océaniques, par exemple Romanche) comme en domaine continental (faille de San Andreas, faille du Levant). Les marges continentales transformantes, situées entre les lithosphères continentales et océaniques ont par contre été encore peu étudiées:

Une synthèse des différents travaux géophysique (dont la gravimétrie) a été proposée par Scrutton (1979, 1982), et des études détaillées ont été menées sur quelques marges transformantes: marge de Côte d'Ivoire-Ghana (Arens et al, 1971, Mascle, 1976, Blarez, 1986), marge de Newfoundland (Hayworth et Keen, 1979, Todd et al, 1988, Keen et al, sous presse), marge du Spitzberg (Lowell, 1972, Eldhom et Talwani, 1982, Eldhom et al, 1987).

D'après ces études, les marges transformantes possèdent des caractéristiques communes:

- Leur morphologie est marquée par une pente continentale forte séparant le plateau continental de la plaine abyssale, souvent prolongée par une ride marginale formée de matériaux déformés.
- Les données gravimétriques indiquent une transition continent/océan très rapide (quelques dizaines de kilomètres), et un amincissement nul ou faible de la croûte continentale.
- Les accidents tectoniques sont en général interprétés comme des décrochements.
- De plus, les échanges thermiques entre lithosphères océanique et continentale entraînent des mouvements verticaux, parfois responsables de l'émersion et de l'érosion d'une partie de la marge.

Cependant, de manière générale, le détail des structures de la marge générées par le mouvement coulissant n'est pas connu. Dans la première partie, nous allons étudier grâce à de nouvelles données la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana et les déformations associées à sa formation.

PREMIER CHAPITRE

LA MARGE TRANSFORMANTE

DE COTE D'IVOIRE-GHANA:

ETUDE SEDIMENTAIRE ET STRUCTURALE

DE LA MARGE PROFONDE



1 INTRODUCTION

On reconnaît deux grands types de marges continentales passives:

- D'une part les marges divergentes, issues d'une tectonique intra-continentale extensive, et parallèles aux rides d'accrétion médio-océanique.
- D'autre part les marges transformantes, structurées par des mouvements coulissant, et prolongeant de zones de fractures (ou failles transformantes) océaniques.

La marge de Côte d'Ivoire-Ghana, au Nord du golfe de Guinée, constitue un exemple typique de marge transformante: elle se trouve dans le prolongement de la zone de fracture océanique de la Romanche, faille transformante majeure qui décale actuellement la ride médio-atlantique de 950 km.

Deux ensembles morphologiques sont principalement distingués dans cette marge:

- A l'Est la marge ghanéenne sensu-stricto, caractérisée par un plateau continental très étroit séparé de la plaine abyssale du golfe de Guinée par une pente à forte déclivité.
- A l'Ouest, le bassin ivoirien profond, qui assure la transition entre le plateau continental et la plaine abyssale. Il est limité au Sud par une ride marginale, la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, dont la pente méridionale prolonge la pente continentale ghanéenne.

La présente étude s'intéresse tout particulièrement aux structures héritées du mouvement transformant dans la partie du bassin ivoirien profond comprenant la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, ainsi qu'à la transition entre bassin ivoirien profond et marge ghanéenne.

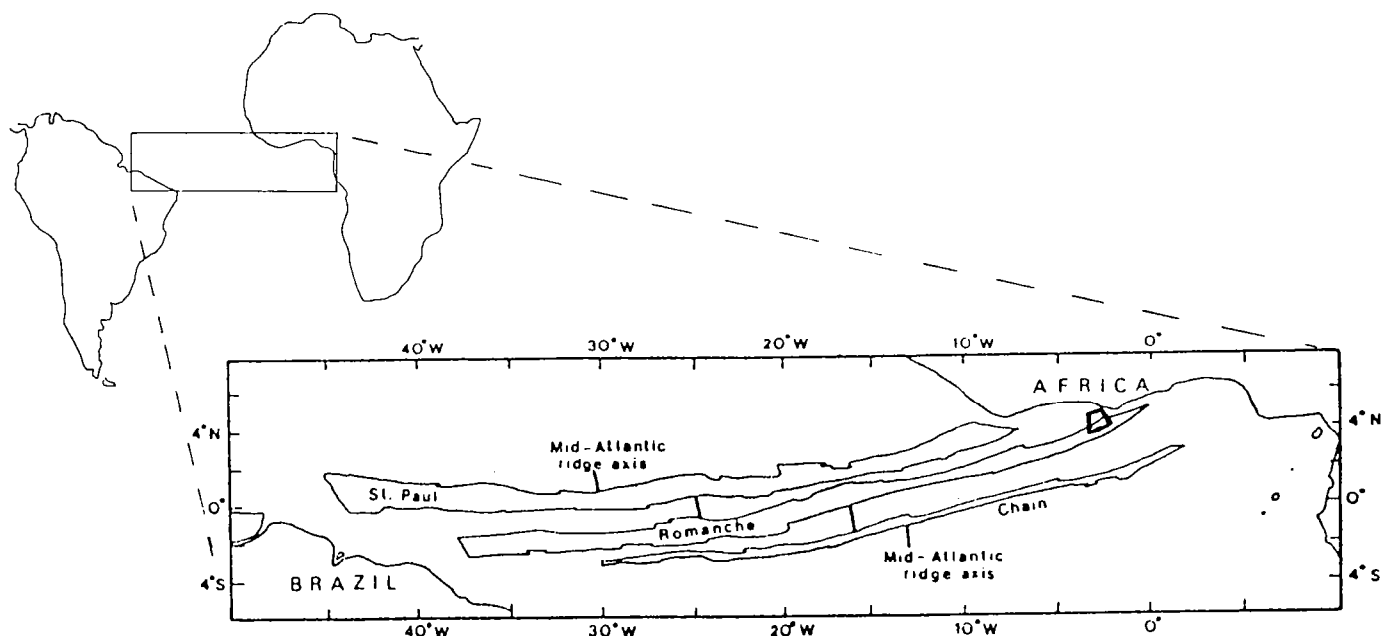


Fig. 4: Zones de fractures de l'Atlantique équatorial, et marges continentales les prolongeant (d'après Bonatti et Crane, 1984). La zone d'étude (encadré) se trouve dans le prolongement de la zone de fracture de la Romanche.

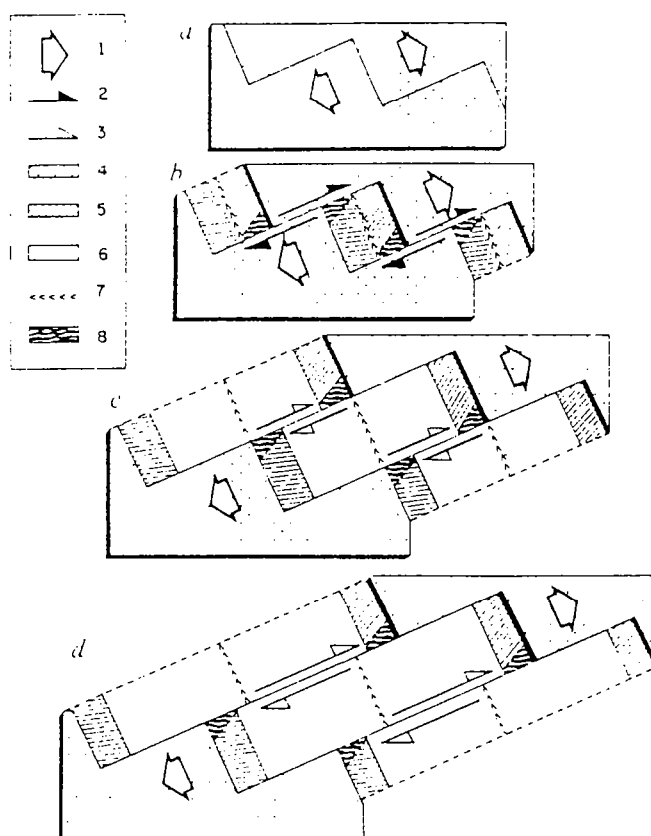


Fig. 5: Modèle simplifié de l'évolution d'une marge transformante basée sur l'exemple de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana (d'après Mascle et Blarez, 1987). (a) décrochement intracontinental. (b) décrochement continent contre marge continentale (croûte amincie et sa couverture sédimentaire). (c) décrochement continent contre océan. (d) marge stable.

1 divergence; 2 décrochement entre croûtes continentales; 3 décrochement entre croûtes océaniques (zones de fracture); 4 croûte continentale épaisse; 5 croûte continentale amincie; 6 croûte océanique; 7 ride médio-océanique; 8 ride marginale.

2 CADRE GEOLOGIQUE DE LA MARGE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA

2.1 CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La marge de Côte d'Ivoire-Ghana est située dans le prolongement de la zone de fracture océanique de la Romanche (fig. 1) (Fail et al, 1970, Arens et al, 1971).

Depuis Fail et al (1970), on considère que c'est le même mouvement décrochant qui est à l'origine de ces deux ensembles: la marge de Côte d'Ivoire-Ghana, aujourd'hui inactive, aurait été structurée lors de l'ouverture de l'Atlantique équatorial (au Crétacé) par un décrochement intra-continental, correspondant à la partie aujourd'hui active de la zone de fracture de la Romanche (Fail et al, 1970, Arens et al, 1971, Delteil et al, 1974, Mascle, 1976, Blarez, 1986). Cette faille transformante (au sens de Wilson, 1965) décale la ride médio-atlantique de 950 km (Heezen et al, 1964, Tomczak et Annutsch, 1970).

La marge de Côte d'Ivoire-Ghana a donc dû subir au cours de sa formation un rejet coulissant de très grande amplitude (plusieurs centaines de kilomètres).

Blarez (1986), et Mascle et Blarez (1987) ont proposé une évolution schématique de la marge, mise en place par le coulisement de blocs crustaux de natures et d'épaisseurs différentes (fig. 5):

- (a) tout d'abord décrochement entre deux croûtes continentales d'épaisseurs normales (fig. 5a),
- (b) puis entre une croûte étirée (marge distensive africaine, c'est à dire le bassin ivoirien profond) et une croûte d'épaisseur normale (Brésil) (fig. 5b),
- (c) puis entre la croûte continentale amincie (bassin ivoirien) et la croûte océanique (fig. 5c).
- (d) enfin, le passage de l'axe d'accrétion océanique au Sud du bassin ivoirien marque la fin du mouvement transformant le long de la marge (fig. 5d).

2.2 CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

La marge de Côte d'Ivoire-Ghana limite au Sud le craton de l'Afrique de l'Ouest formé de deux ensembles majeurs (Affaton et al, 1980):

- Le craton Ouest-Africain proprement dit (fig. 6), constitué essentiellement de roches métamorphiques et cristallines (structures birrimiennes, d'âges 1600 à 2500 Ma (Grant, 1969), et de direction NE-SW);
- La chaîne pan-africaine des Dahoméyides (500-650 Ma (Kennedy et Grant, 1969)), de nature métamorphique, et structurée selon des direction N-S.

La limite entre ces deux domaines correspond à la suture du Dahomey, orientée NNE-SSW, qui se prolonge sur le plateau continental ghanéen à la hauteur d'Accra, très nettement à l'Est des secteurs étudiés ici. Bien qu'inactive depuis plusieurs centaines de millions d'années, cette suture serait le siège d'une activité sismique historique (Junner, 1941, Gutenberg et Richter, 1954), en particulier sur la pente continentale de la marge (Delteil et al, 1974).

Les différentes structures du socle africain n'ont apparemment pas été remobilisées lors de l'ouverture de l'Atlantique équatorial au Crétacé.

Ce substratum supporte de petits bassins paléozoïques (bassins de Keta et d'Accra au Ghana (Machens, 1973, Akpati, 1978) et mésozoïques à tertiaires (bassin côtier de Côte d'Ivoire (fig. 6) (Spengler et Delteil, 1966), également connu en mer par forages). Les sédiments détritiques fins (argiles et grès) qui se sont déposés dans le bassin côtier de Côte d'Ivoire du Néocomien au Miocène atteignent une épaisseur totale de plus de 5 km.

Les séries sédimentaires les plus épaisses sont celles du Crétacé basal, et surtout de l'Albien-Aptien transgressif. Le Cénomaniens est à caractère régressif, le Turonien-Sénonien nettement transgressif. L'Oligocène correspond à une importante discordance d'érosion. Pratiquement toute la subsidence de ce bassin provient du jeu normal d'un accident majeur orienté E-W, la faille bordière de Côte d'Ivoire (fig. 6) (Spengler et Delteil, 1966), qui prolonge la zone de fracture océanique de Saint Paul sur la marge continentale (Fail et al, 1970).

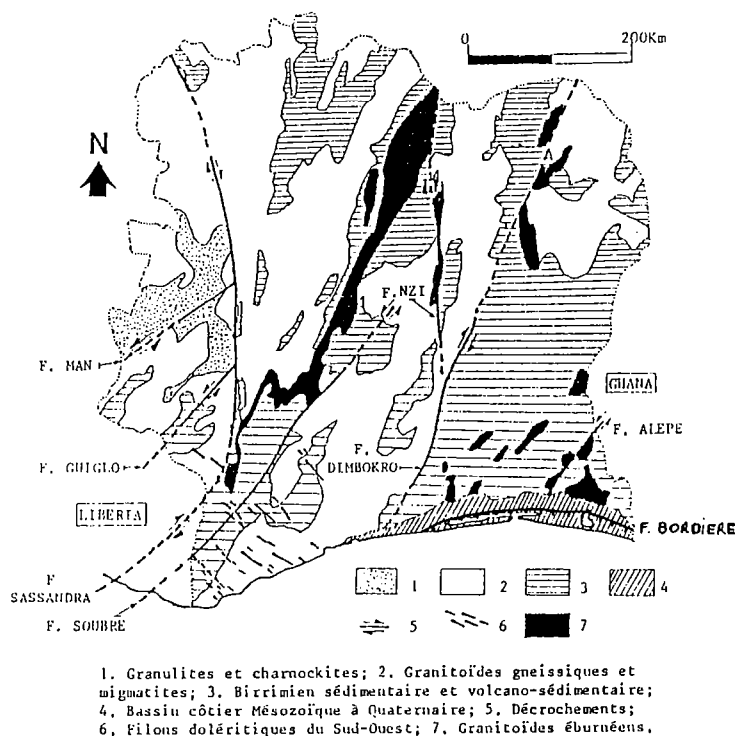


Fig. 6: Carte géologique et structurale de la Côte d'Ivoire-Ghana (modifié d'après Bard, 1974, et Spengler et Delteil, 1966). Les roches à l'affleurement appartiennent au craton ouest-africain, à l'exception du bassin côtier de Côte d'Ivoire traversé par la faille bordière.

2.3 LA MARGE DE COTE D'IVOIRE-GHANA, SECTEURS ETUDIES ET METHODES D'ETUDE

Depuis Fail et al (1970), la pente continentale et la ride marginale qui la prolonge sont considérées comme la trace d'un mouvement décrochant de très grande ampleur contemporain de la création de la marge. Blarez (1986) a montré que ce mouvement décrochant a également déformé plus au Nord le bassin ivoirien profond.

L'essentiel des données utilisées dans cette étude provient de la campagne océanographique Equamarge II (Février-Mars 1988, à bord du N/O "Jean Charcot"), dont un des objectifs principaux était de détailler les structures tectoniques et sédimentaires associées à ce mouvement transformant. Durant cette campagne ont été enregistrés en continu et simultanément la sismique monotrace haute vitesse, la bathymétrie par sondeur multi-faisceaux (seabeam), le 3,5 Khz, ainsi que la gravimétrie et le magnétisme. Trois carottages et trois dragages ont de plus été réalisés.

Trois secteurs de la marge ont été tout particulièrement étudiés (fig. 7):

Les secteurs occidentaux (CIG1 et CIG2) sont compris entre les points de coordonnées 3°N26'-2°W25', 3°N06'-3°W27', 4°N-2°W45', et 4°N-3°W20'. Ils sont situés dans la partie profonde de la marge (de 2000 à 5000 m), au dessus d'une croûte continentale de plus en plus amincie d'Est en Ouest.

- Le secteur CIG1 a permis d'étudier la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, élément structural majeur de la marge, de 2°W30' jusqu'à sa disparition dans la plaine abyssale vers 3°W40', ainsi que les relations entre la Ride proprement dite et les bassins sédimentaires adjacents (bassin ivoirien profond au nord, plaine abyssale au sud).

- Le secteur CIG2 a détaillé la structure sédimentaire et tectonique du bassin ivoirien profond dans une zone, plus éloignée de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, où des plis avaient déjà été reconnus (Blarez, 1986, Blarez et Mascle, 1986).

Le secteur oriental (CIG3) est situé entre 3°N36' à 4°N25' et 1°W36' à 2°W13'. Il est relié au secteur CIG1 par une bande de relevés suivant la pente continentale. Ce secteur est placé à la transition entre le plateau continental ghanéen (croûte non amincie) et le bassin ivoirien profond; il doit correspondre à une croûte continentale peu amincie. D'après les prélèvements antérieurs (Mascle et Smit, 1974, Blarez et al, 1987), c'est également dans ce secteur que la nature pétrologique de la pente continentale change, passant de roches sédimentaires détritiques à l'Ouest à des roches cratoniques à l'Est.

La marge a été étudiée grâce à des profils régulièrement espacés à l'intérieur de ces trois cadres (secteurs CIG1, 2 et 3), de manière à obtenir une couverture bathymétrique (seabeam) et sismique la plus complète possible. Le faible espacement entre chaque profil (de 1 à 2 km)

permet une excellente corrélation des structures d'une ligne sismique à l'autre. De plus, plusieurs profils transversaux recoupent chaque secteur et apportent un contrôle supplémentaire sur l'ensemble.

2.4 BATHYMETRIE

On distingue dans la morphologie actuelle de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana les différentes unités morphologiques déjà évoquées: plateau continental ghanéen, pente continentale, Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, bassin ivoirien profond. La bathymétrie de certaines zones a été détaillée grâce à la campagne Equamarge II qui en a obtenu une couverture seabeam complète.

2.4.1 Le plateau continental ghanéen forme un ensemble étroit (de 25 km à l'Ouest du Cap des Trois Pointes, à 75 km plus à l'Est) et peu profond (moins de 100 m) (fig. 7).

2.4.2 La pente continentale sépare le plateau continental de la plaine abyssale du golfe de Guinée. Cette pente est également très étroite (40 km) et à dénivelé très fort (jusqu'à 20% (Blarez, 1986)) (fig. 7). Elle se prolonge vers l'Ouest, où elle sépare le bassin ivoirien profond de la plaine abyssale du golfe de Guinée. Elle a été cartographiée en détail de 1°W45' jusqu'à sa disparition vers 3°W10'. A partir de 2°W30', elle correspond à la pente méridionale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

De 1°W45' à 2°W15' (secteur CIG3), cette pente est découpée par de nombreux canyons. Son dénivelé reste très fort (en moyenne 15%, jusqu'à 30% (Mascle, Auroux et al, 1989)) (fig. 8, 9 (en couverture de dos), 10).

De 2°W15' jusqu'à la Ride (vers 2°W30'), la pente, toujours très forte (27 à 36% (Mascle, Auroux et al, 1989)), reste remarquablement rectiligne et régulière suivant une direction N65-N70 (fig. 8).

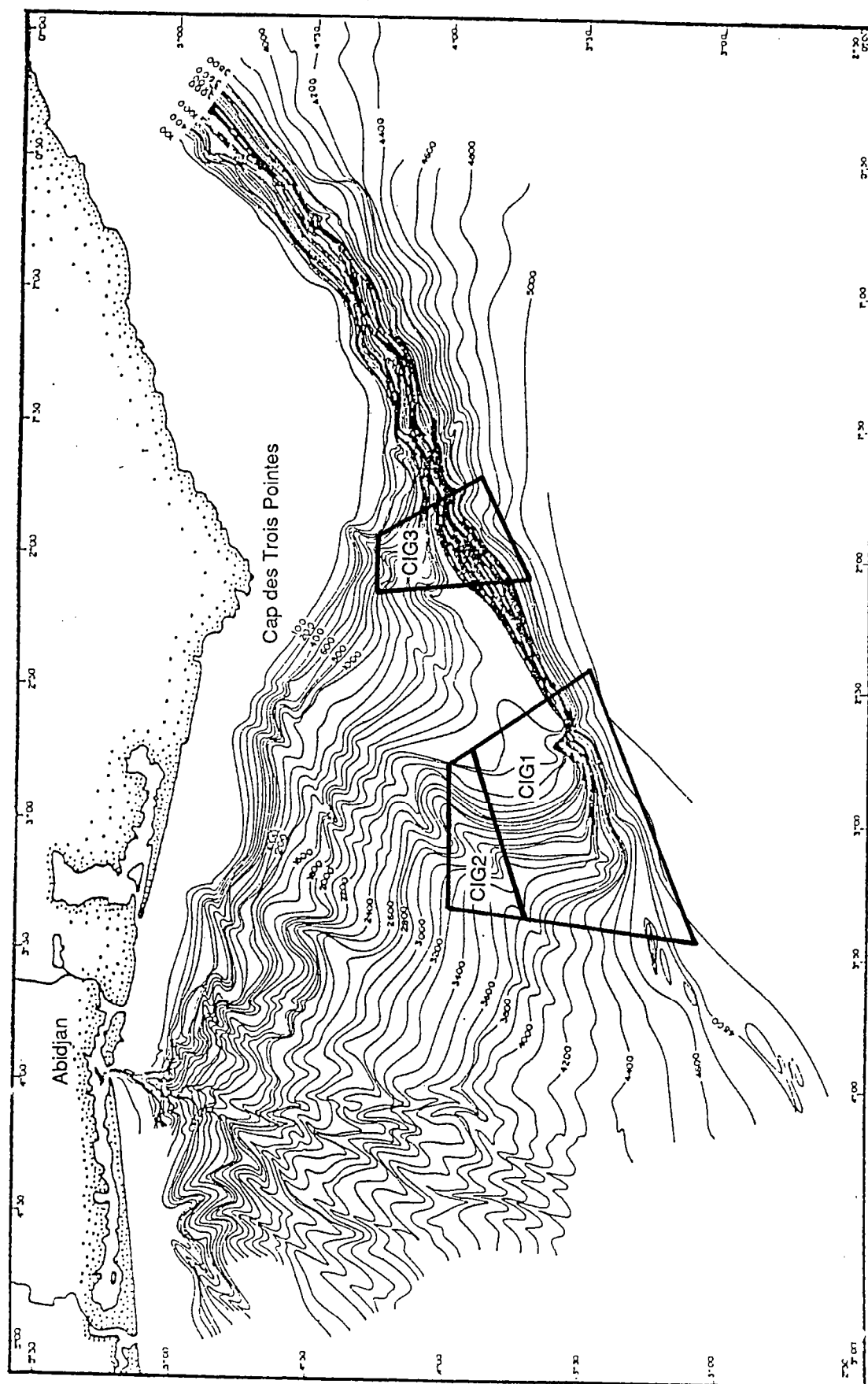


Fig. 7: Carte de position des secteurs d'étude de la campagne Equamarge II (fond bathymétrique d'après Blarez, 1986).

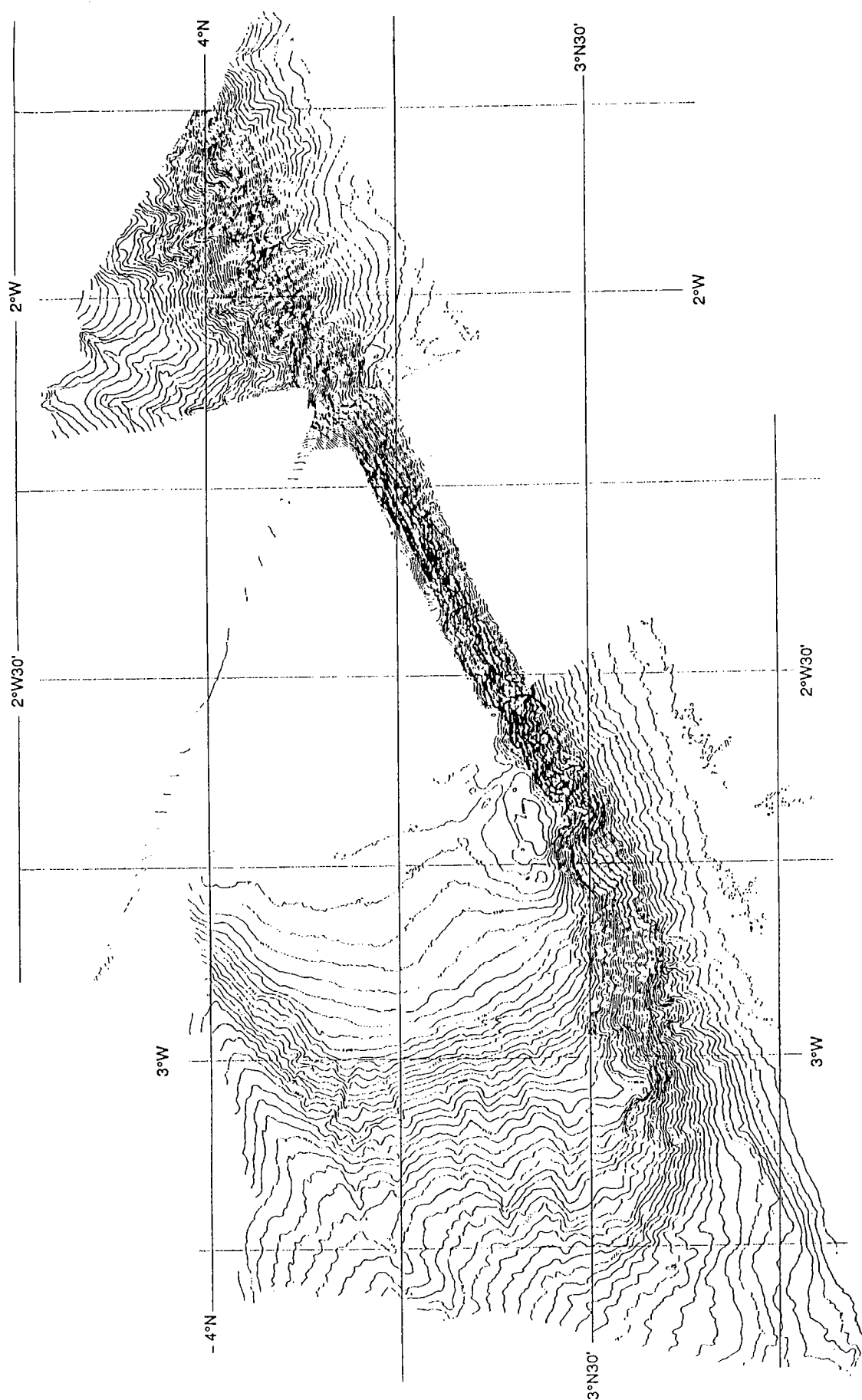


Fig. 8: Carte bathymétrique de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana, réalisée à partir des enregistrements Seabeam de la campagne Equamarge II. Equidistance des courbes, 50 m. Les différents ensembles morphologiques (plaine abyssale, pente continentale, Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, bassin ivoirien profond) sont caractérisés par des pentes de déclivité et d'orientations différentes. Voir également les figures 9 et 11 en couverture de dos.

2.4.3 La Ride de Côte d'Ivoire-Ghana culmine à une profondeur de 2000 m. C'est une structure peu marquée dans la morphologie actuelle: elle se signale comme le rebord légèrement proéminent d'un plateau (de profondeur 2000 à 2500 m). La pente méridionale de la Ride, qui prolonge la pente continentale ghanéenne, reste forte (dénivelé 2400 m, inclinaison 24%) et découpée (apparemment sans rapport avec des chenaux d'érosion). La Ride et la pente associée disparaissent progressivement vers l'ouest; mais la limite occidentale entre ride et plaine abyssale est imprécise (fig. 8, 11 (en couverture de dos), 12).

2.4.4 Le bassin ivoirien profond est limité au Nord et à l'Est par le plateau et la pente continentale ivoirienne, au Sud par la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Ce bassin présente une pente générale vers l'Ouest, qui peut être localement assez variable: dans le secteur oriental (CIG3), la pente est de l'ordre de 5% vers le SW (de 1200 à 2500 m), entaillée par des chenaux étroits et peu profonds qui se prolongent dans la pente continentale (cf 2.4.2, fig. 8, 9 (en couverture de dos), 10). Dans le secteur occidental (CIG1-2), le bassin ivoirien profond correspond à un plateau profond en pente douce (1,5%) vers l'Ouest, limité au Nord par un canyon d'orientation ENE-WSW (de plusieurs km de large et d'une centaine de mètres de profondeur), et à l'Ouest par une pente plus forte (4%) assurant la transition avec la plaine abyssale (fig. 8, 11 (en couverture de dos), 12).

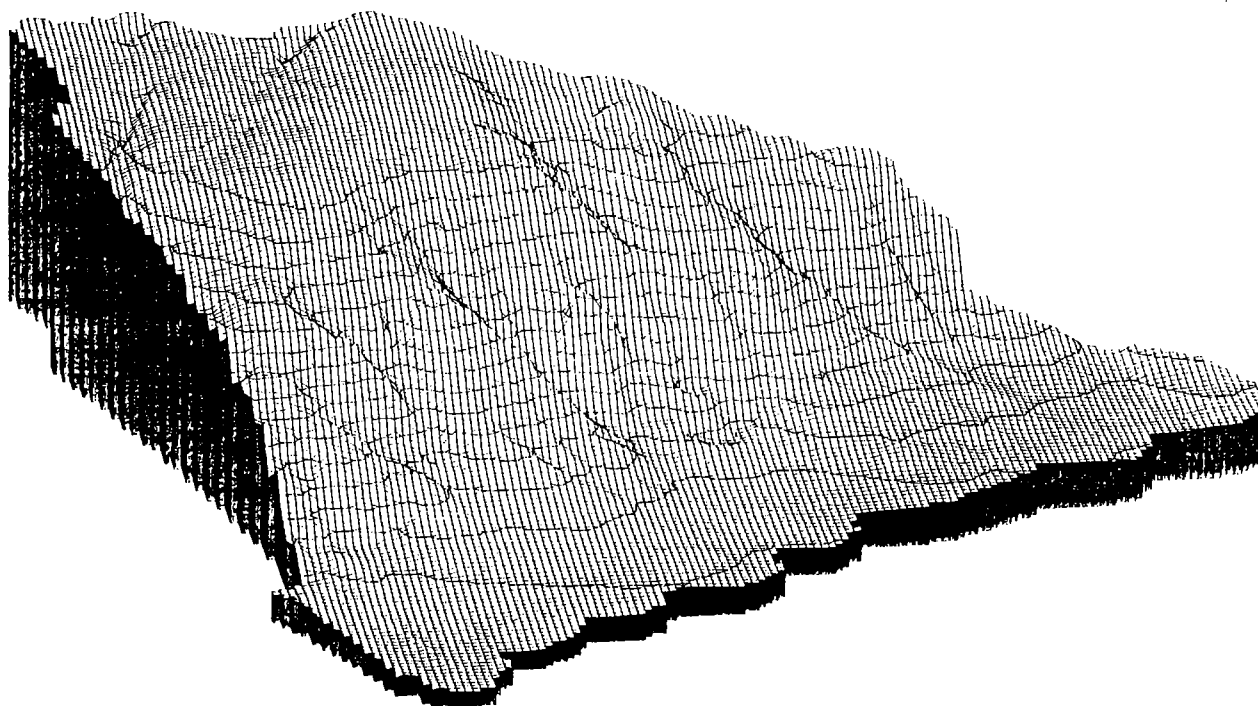


Fig. 10: Bloc diagramme de la bathymétrie du secteur CIG3. Vue du SW vers le NE. On distingue de bas en haut la plaine abyssale, la pente continentale, et le bassin de marge entaillé par de petits canyons.

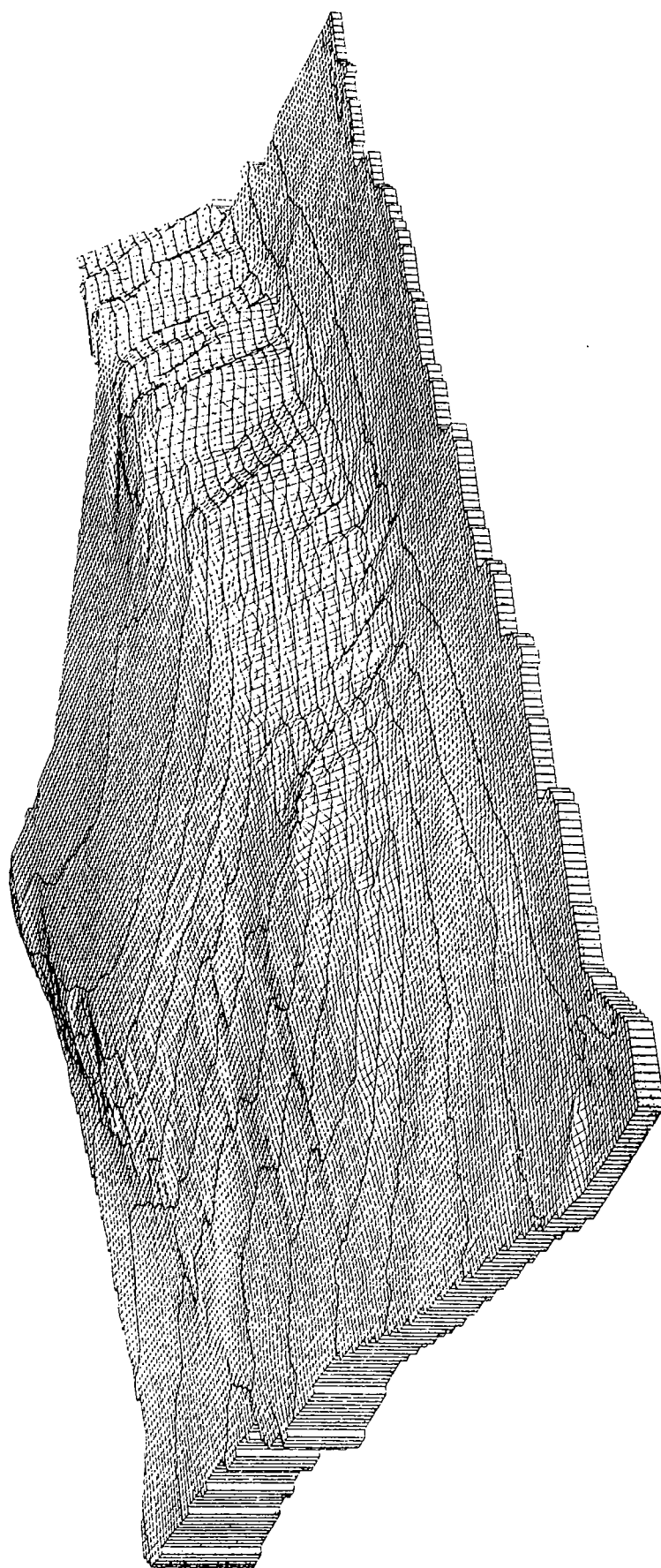


Fig. 12: Bloc diagramme de la bathymétrie du secteur CIG1-2. Vue du SW vers le NE. On distingue de bas en haut et de droite à gauche la plaine abyssale du golfe de Guinée, la pente méridionale de la Rive de Côte d'Ivoire-Ghana, et le bassin ivoirien profond entaillé au Nord par un large canyon.

3 STRATIGRAPHIE ACOUSTIQUE DE LA MARGE PROFONDE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA

3.1 DONNEES ANTERIEURES A LA CAMPAGNE EQUAMARGE II

Les données antérieures sont de deux types:

- Les **données sismiques** (campagnes Géoguinée (Fail et al, 1970, Arens et al, 1971), Atlantis II (1975, Woods Hole Oceanographic Institution), Walda (1971, C.N.E.X.O. et C.O.B.), Bénin (Delteil et al, 1974), Equamarge I (Blarez 1986)). Elles définissent une stratigraphie acoustique et donc une chronologie relative. Mascle (1976) puis Blarez (1986) en ont proposé des synthèses montrant les différentes unités acoustiques du bassin ivoirien profond, de la ride et de la plaine abyssale, ainsi que les relations entre ces unités.

Blarez (1986) différencie cinq formations dans la série sédimentaire du bassin ivoirien profond (fig. 13), nommées A à E de la plus ancienne à la plus récente; et sept unités (I à VII) dans le domaine océanique (fig. 14).

- Des **échantillons** provenant d'un carottage sur la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (fig: 15) (Delteil et al, 1974, Klingebiel, 1976), ainsi que la corrélation avec des données de **forages** sur le plateau continental ivoirien (IVCO 2 (Blarez 1986)) permettent de dater les différentes unités du bassin ivoirien (tableau 2).

Unités	Age
A	Anté-Cénomanién (carottée (Delteil et al, 1974) et datée Albien moyen (Klingebiel, 1976))
B	Crétacé supérieur à Paléocène
C	Eocène
D	Mio-Pliocène
E	Quaternaire

Tableau 2: Stratigraphie acoustique de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana, d'après Blarez (1986)

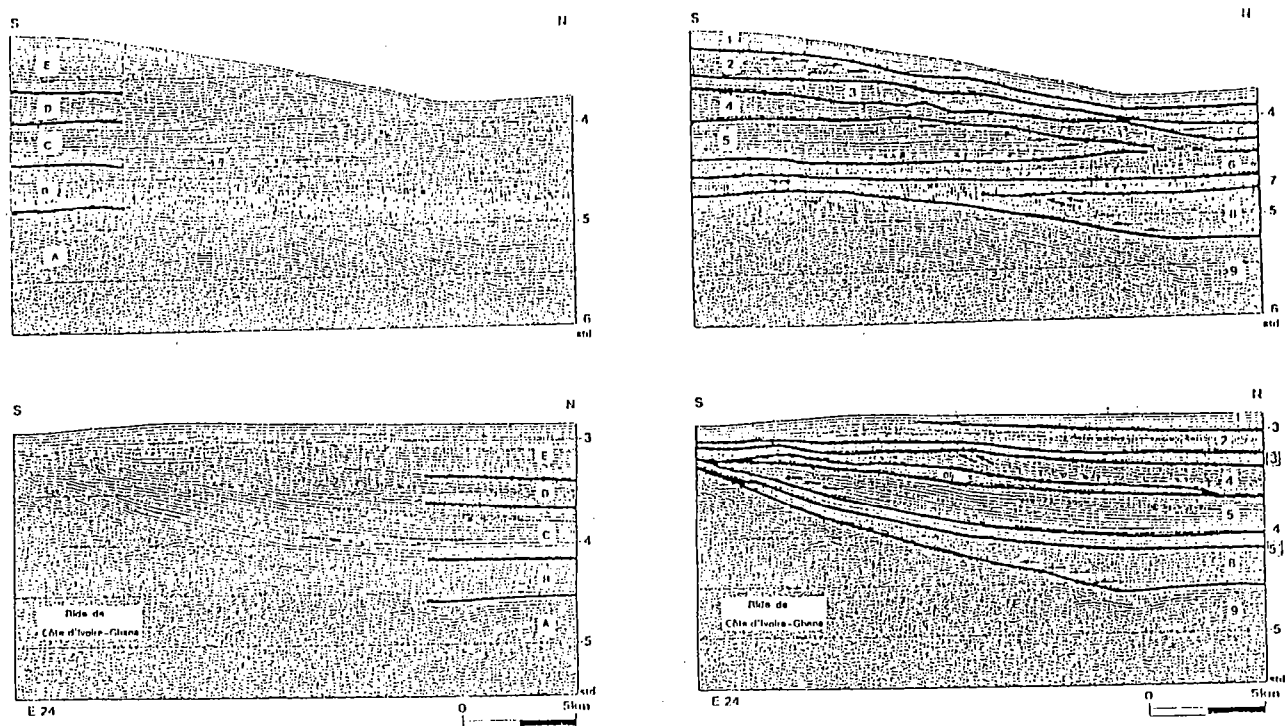


Fig. 13: Stratigraphie acoustique du bassin ivoirien profond, d'après Blarez, 1986.

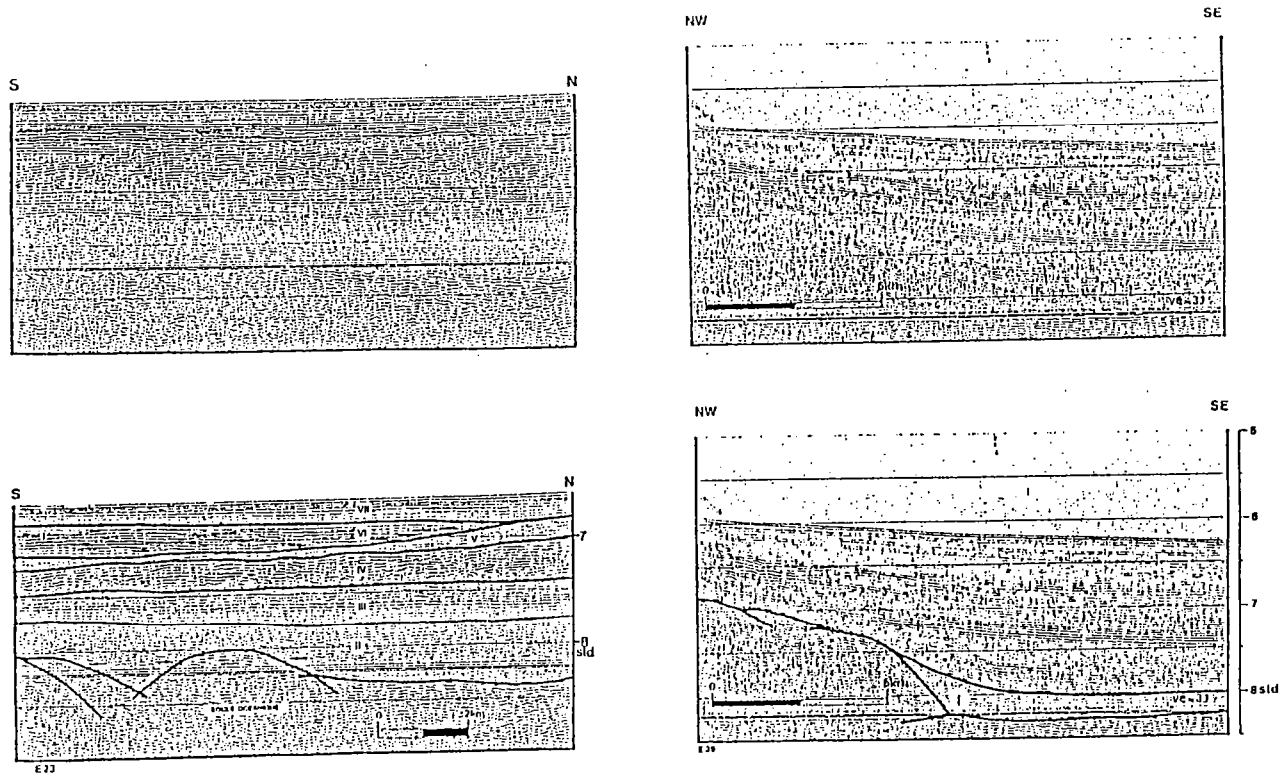


Fig. 14: Stratigraphie acoustique de la plaine abyssale du golfe de Guinée, d'après Blarez, 1986.

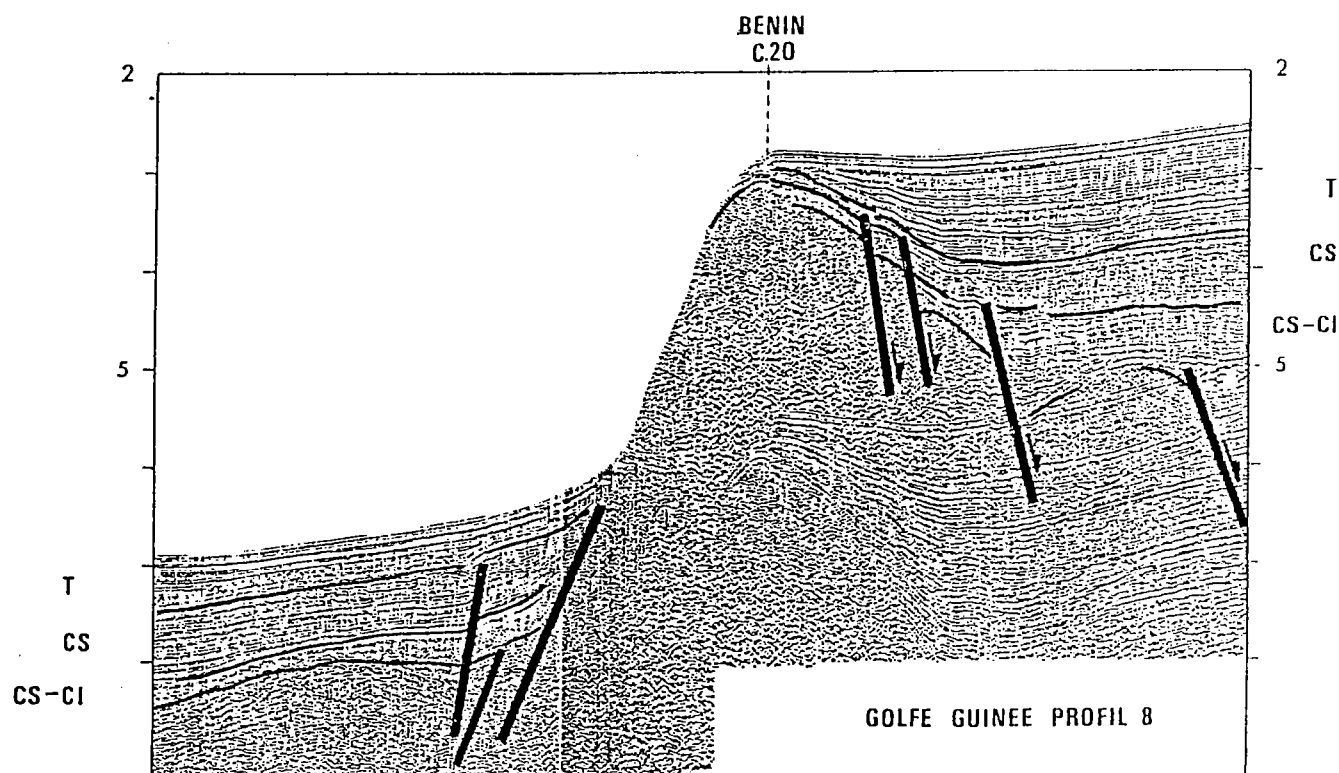


Fig. 15: Profil de sismique réflexion interprété (d'après Delteil et al, 1974) positionnant le carottage C20 (entre les secteurs CIG1 et CIG3). T, Tertiaire; CS, Crétacé supérieur; CI, Crétacé inférieur.

La datation des formations sédimentaires du domaine océanique (tableau 3) est plus hypothétique, en raison de l'absence de forage océanique profond dans le golfe de Guinée. Blarez (1986) propose les âges suivants à partir d'interprétations sismiques antérieures (Emery et al, 1975) corrélées avec les forages existant dans l'Atlantique Sud:

Unités	Age
I	Cénomanién inférieur (?) (à l'est de 2°W)
II	Post-Cénomanién inférieur
III	Campanien-Maestrichtien
IV	Paléocène
V	Eocène
VI-VII	Oligocène à actuel

Tableau 3: Stratigraphie acoustique de la plaine abyssale du golfe de Guinée au Sud de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana, d'après Blarez (1986).

3.2 LES DONNEES DE LA CAMPAGNE EQUAMARGE II

La campagne Equamarge II a permis de préciser considérablement la définition des différentes unités stratigraphiques, leur répartition et leur âge grâce à:

- Une plus grande **puissance de tir** (deux canons à eau TWG 1,3 litres, un tir toutes les dix secondes à dix noeuds), qui permet une meilleure définition des réflecteurs les plus profonds, et donc une meilleure définition des unités de la base de la série sédimentaire. Pour les unités superficielles, la précision est équivalente à celle de la campagne Equamarge I. Les sources sismiques étant de même type, seul le filtrage introduit une légère variation des faciès acoustiques entre les deux campagnes.

- Une grande **densité de profils sismiques** (fig. 16, 17) et de nombreuses sections entre profils permettent de corréliser chaque unité et chaque faciès acoustique sur toute la zone étudiée, et d'en fixer les limites avec une précision de l'ordre d'un kilomètre. Ce maillage serré permet également d'observer des discontinuités ou des changements latéraux de faciès et de préciser la nature et les limites de formations sédimentaires d'extension limitée.

- Des **prélèvements** (carottages et dragages) (fig. 18) apportent de nouvelles données sur l'âge de certaines unités (Masclé, Auroux et al, 1989).

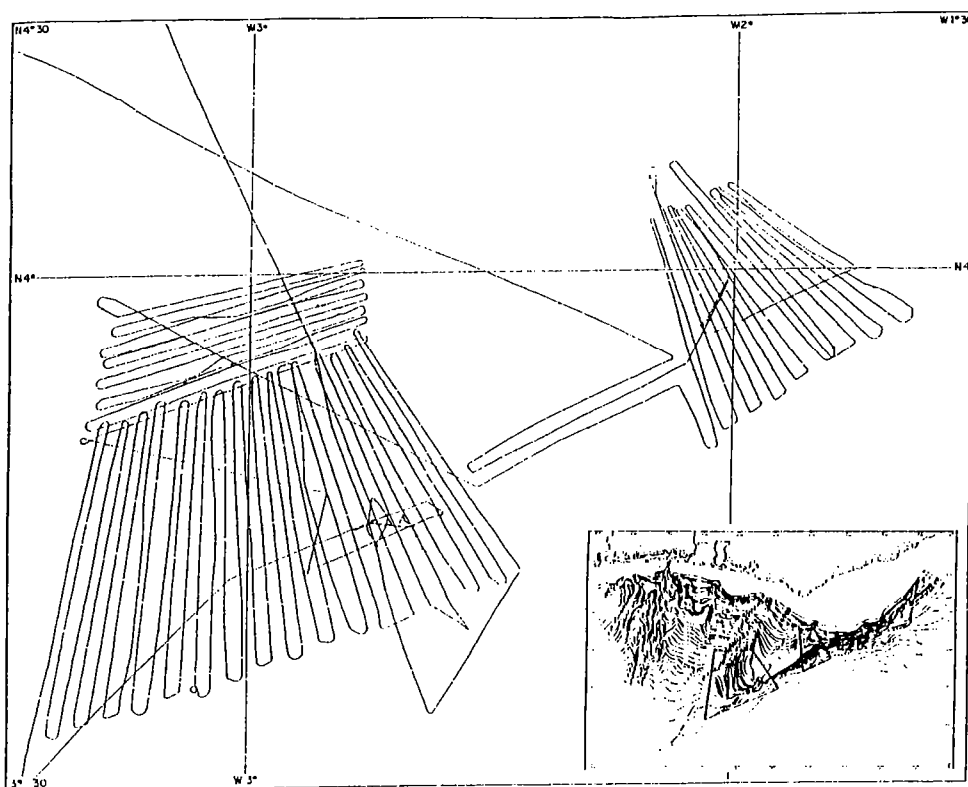


Fig. 16: Plan de position des profils sismiques de la campagne Equamarge II.

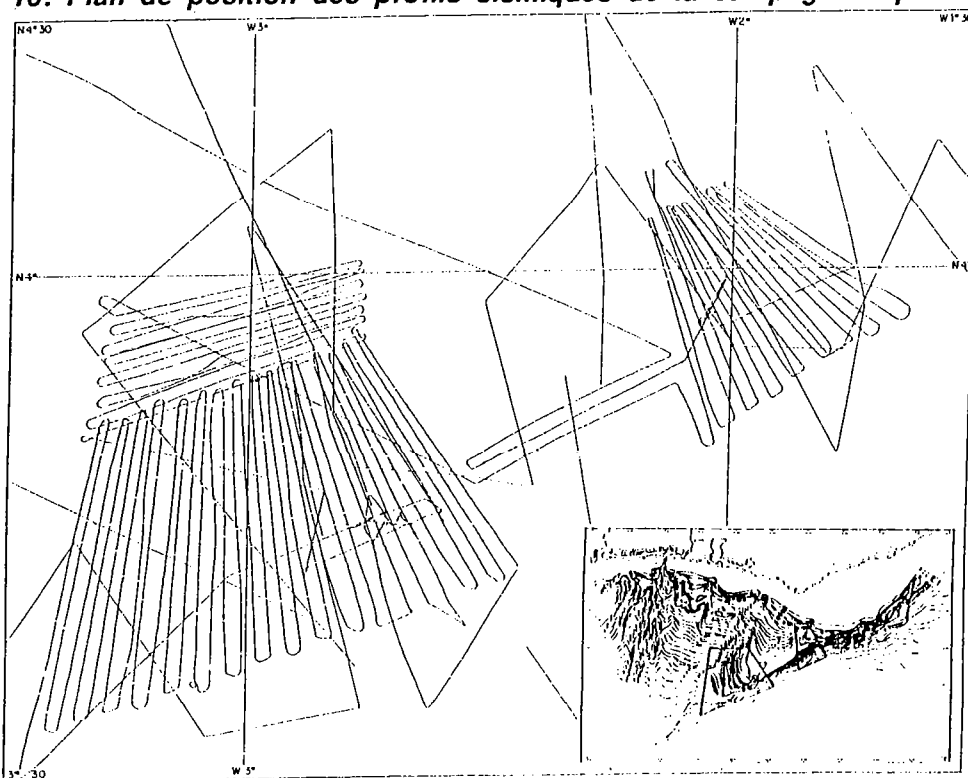


Fig. 17: Plan de position des profils sismiques de la campagne Equamarge II et des campagnes océanographiques précédentes (essentiellement Equamarge I) utilisés dans cette étude.

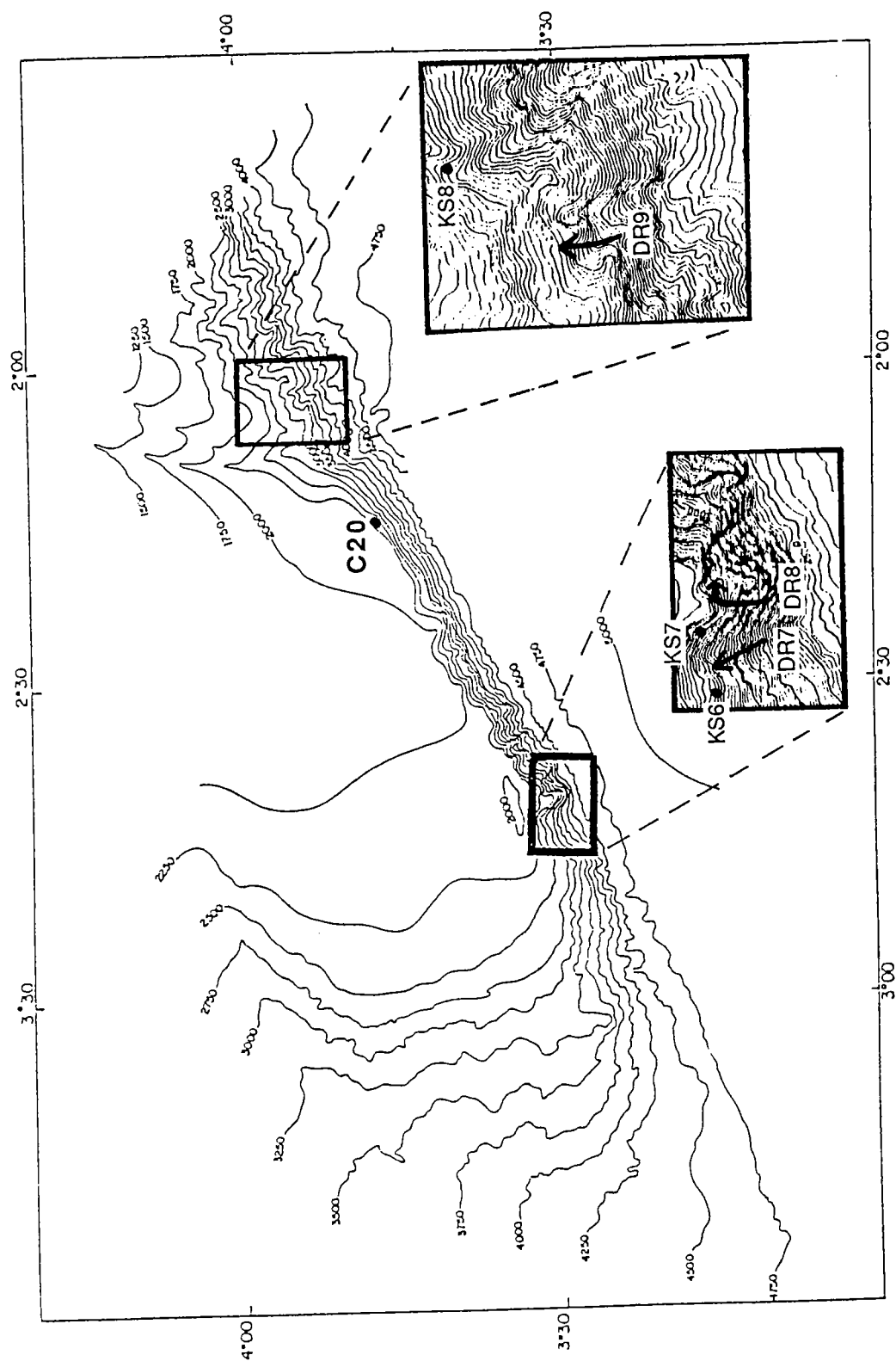


Fig. 18: Position des prélèvements réalisés sur la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana au cours de la campagne Equamarge II, et de la carotte C20 (Deiteil et al, 1974). KS: carottage, DR: dragage. Des échantillons prélevés par le dragage DR9 ont été datés.

3.3 NOUVELLE STRATIGRAPHIE ACOUSTIQUE DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA

3.3.1 Unités et faciès acoustiques

La nomenclature définie par Blarez (1986) a été conservée, en la précisant quand cela était nécessaire. Quand l'interprétation des données sismiques est différente, on a conservé la distinction entre une unité sédimentaire déformée (unité A) et des unités non déformées (B, C, D, E), même lorsque ces unités représentent des ensembles différents dans les deux études. Les unités dont le nom est inchangé gardent la même définition, celles dont le nom est complété (B devient B2...) changent de définition. La correspondance entre les deux études est indiquée dans le tableau 4.

La stratigraphie est définie d'une part en domaine océanique (plaine abyssale du golfe de Guinée), d'autre part en domaine continental (bassin ivoirien et Ride de Côte d'Ivoire-Ghana).

Blarez 1986		Cette étude	
Faciès	Unités	Unités	Faciès
1	E	E	
2			
3			
4	D	D	
5	C	C	
5'			
6	B	B2	
7			
8			
9	A	B1	
		A2	(β), (δ), (ϵ)
		A1	(α), (α^*), (β)

Tableau 4: Unités stratigraphiques et des faciès sismiques utilisés dans cette étude et leurs relations avec ceux définis par Blarez (1986).

3.3.1.1 Stratigraphie du domaine océanique:

Le domaine océanique n'a été étudié pendant la campagne Equamarge II que sur une bande de 5 à 10 kilomètres de large au Sud de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana. Aucun élément nouveau n'a justifié la modification des unités stratigraphiques définies antérieurement. On reprendra donc les différentes unités du bassin océanique telles que Blarez (1986) les a définies dans le secteur étudié (unités II, III, IV, V, VI et VII (fig. 19), et que Mascle, Auroux et al (1989) ont également décrites.

Cette série sédimentaire repose sur un pseudo-socle acoustique attribué par Blarez (1986) au socle océanique, et dont le sommet est caractérisé par quelques réflecteurs de très forte amplitude, pouvant correspondre à des dépôts volcano-sédimentaires. La profondeur du socle océanique varie en moyenne de 8 à 8,5 std, elle est maximale au pied de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

L'unité I de Blarez (1986), présente uniquement à l'Est de 2°W, n'a pas été observée dans le secteur étudié.

L'unité II repose directement sur le socle océanique dont elle comble les reliefs. Son faciès acoustique est semi-transparent, avec quelques réflecteurs de faible puissance disposés en onlap au pied de la ride, évoquant des séries détritiques de base de pente.

L'unité III est concordante avec l'unité précédente; elle est formée de réflecteurs parallèles, continus, et de moyenne puissance, également disposés en onlap sur la base de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Vers l'Ouest, le faciès de cette unité devient plus transparent.

L'unité IV est constituée d'un faciès semi-transparent à chaotique, devenant plus lité vers le Sud et vers l'Est.

L'unité V est d'épaisseur très faible (0,1 à 0,2 std), de faciès semi-transparent. Elle se confond avec l'unité VII au pied de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana et de la pente ghanéenne.

L'unité VI est constituée de réflecteurs puissants et continus sur de grandes distances. Cette unité reposant en onlap sur l'unité précédente n'atteint pas la base de la pente continentale.

L'unité VII présente un faciès acoustique lité (au Sud) à semi-transparent (à proximité de la base de la pente).

Les âges de ces unités ont été attribués par Blarez (1986) (cf tableau 3).

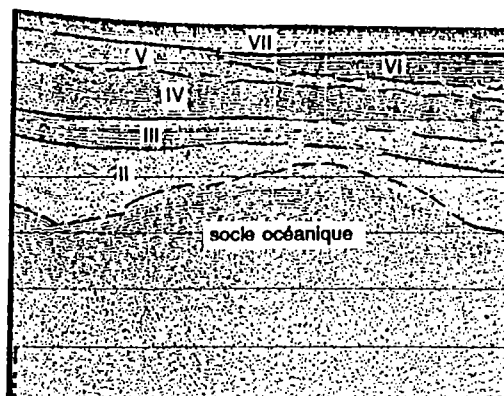


Fig.19: Extrait du profil IG3 (cf fig. 1-3, annexe 1) montrant les unités stratigraphiques de la couverture sédimentaire du golfe de Guinée, au Sud de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

3.3.1.2 Stratigraphie de la marge continentale

La marge continentale est formée dans le domaine d'étude par la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et le bassin ivoirien profond.

La série sédimentaire est définie dans le secteur CIG1-2, où elle est plus complète; elle est légèrement différente dans le secteur CIG3.

On distingue tout d'abord une série sédimentaire tectonisée (unité A) de sa couverture non déformée (unités B, C, D, E) (fig. 20, 21, 50).

L'**unité A** est hétérogène: elle regroupe plusieurs faciès acoustiques, avec de fortes variations latérales et des discordances internes. On y distingue une sous-unité inférieure (A1), très déformée, recouverte en discordance par une sous-unité supérieure (A2), peu déformée (fig. 22, voir aussi fig. 33).

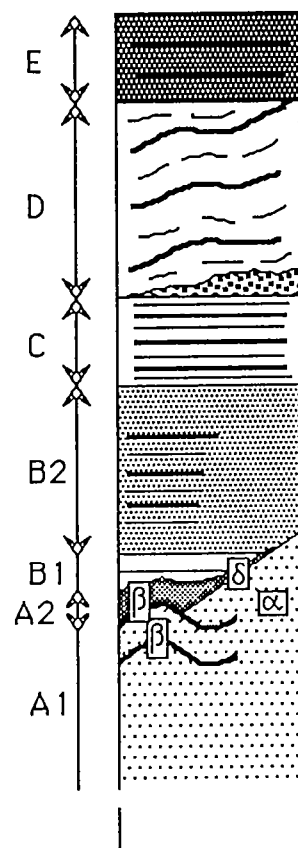


Fig. 20: Colonne stratigraphique synthétique des unités sédimentaires et des faciès acoustiques définis dans le bassin ivoirien profond.

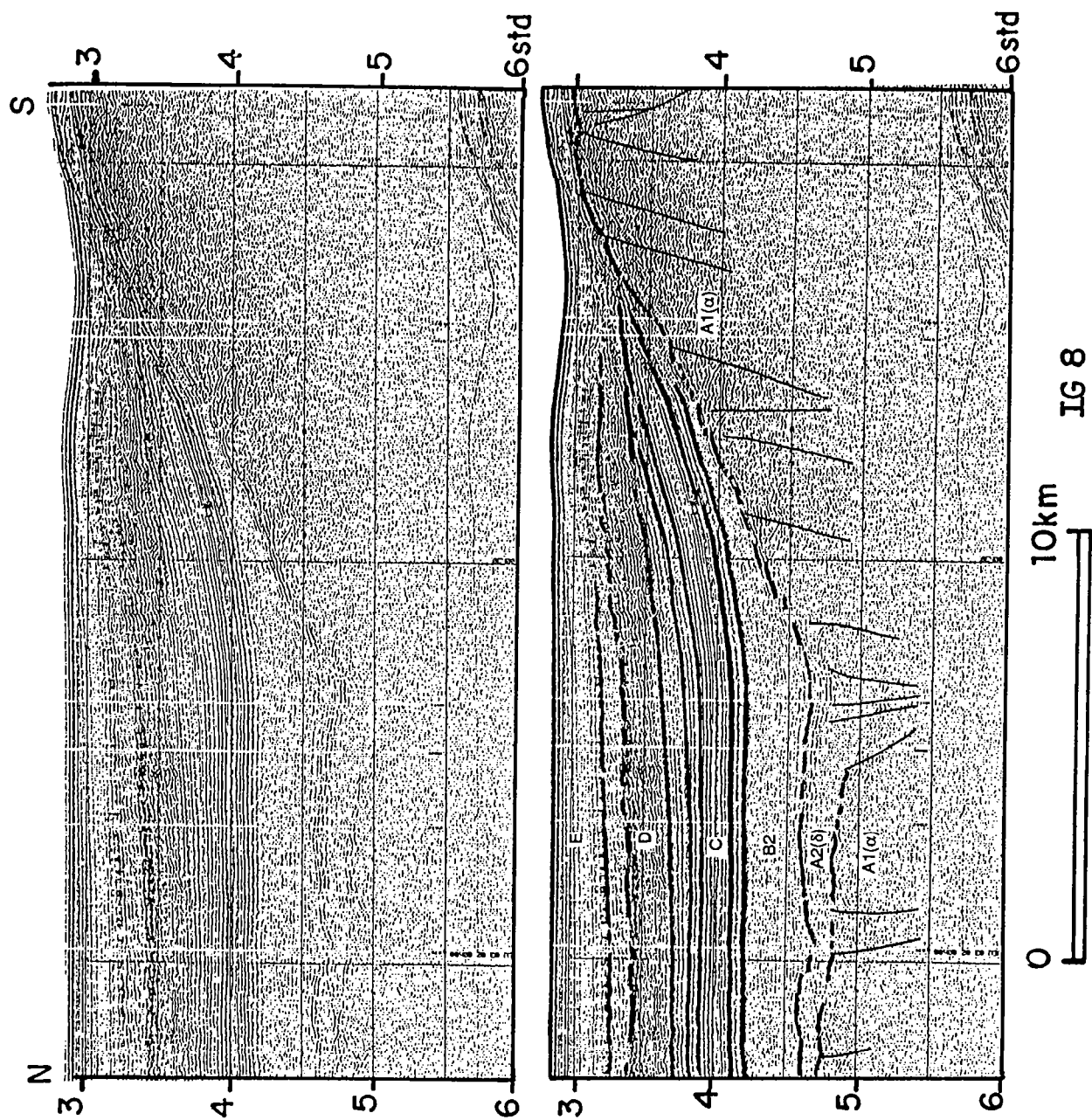


Fig. 21: Profil sismique IG8. La couverture sédimentaire non déformée recouvre les sédiments déformés qui constituent le bassin ivoirien profond et le flanc Nord de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

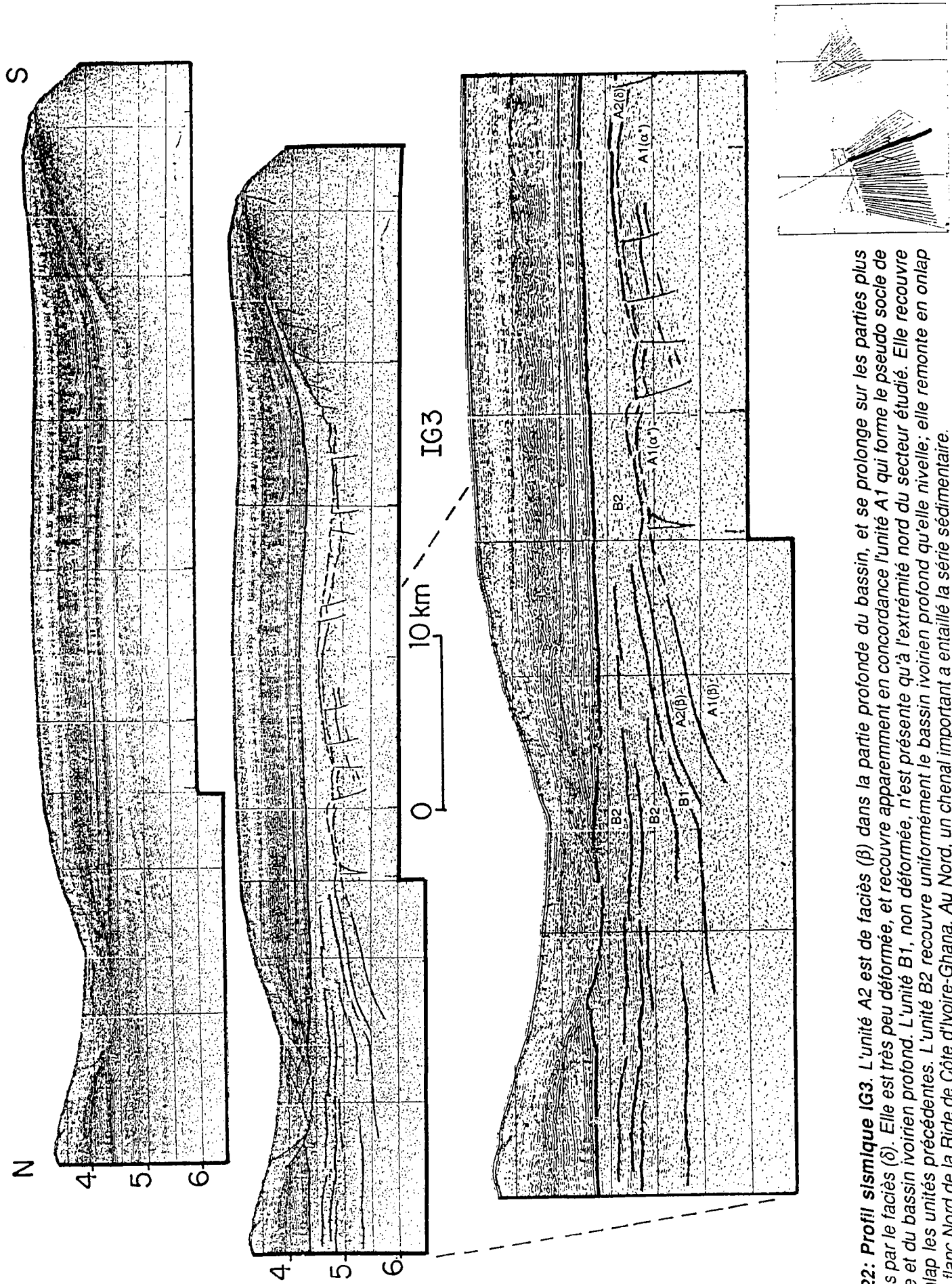


Fig. 22: Profil sismique IG3. L'unité A2 est de faciès (β) dans la partie profonde du bassin, et se prolonge sur les parties plus hautes par le faciès (δ). Elle est très peu déformée, et recouvre apparemment en concordance l'unité A1 qui forme le pseudo socle de la ride et du bassin ivoirien profond. L'unité B1, non déformée, n'est présente qu'à l'extrémité nord du secteur étudié. Elle recouvre en onlap les unités précédentes. L'unité B2 recouvre uniformément le bassin ivoirien profond qu'elle nivelle; elle remonte en onlap sur le flanc Nord de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Au Nord, un chenal important a entaillé la série sédimentaire.

La sous-unité A1 représente l'ensemble sédimentaire le plus profond observé dans le bassin ivoirien et sur la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana. On y distingue plusieurs faciès acoustiques:

Le faciès (α) (fig. 23, 24) correspond à un pseudo-socle acoustique. Sa nature sédimentaire est attestée par tous les dragages effectués sur la pente méridionale de la Ride. Ce faciès acoustique est chaotique, avec de nombreux réflecteurs à très faible continuité latérale, parfois profonds. Cette allure chaotique pourrait être due à une importante fracturation du sédiment. Le faciès (α) passe latéralement dans le secteur CIG1-2 à un faciès (α^*) semi-chaotique (fig. 23), avec des réflecteurs plus puissants et plus continus. Cette différence pourrait indiquer une intensité moindre de la déformation subie par les sédiments. Bien que la limite entre ces deux faciès ne puisse être précisée, le faciès (α) caractérise la ride et son prolongement, alors que le faciès (α^*) est plutôt observé dans le bassin ivoirien.

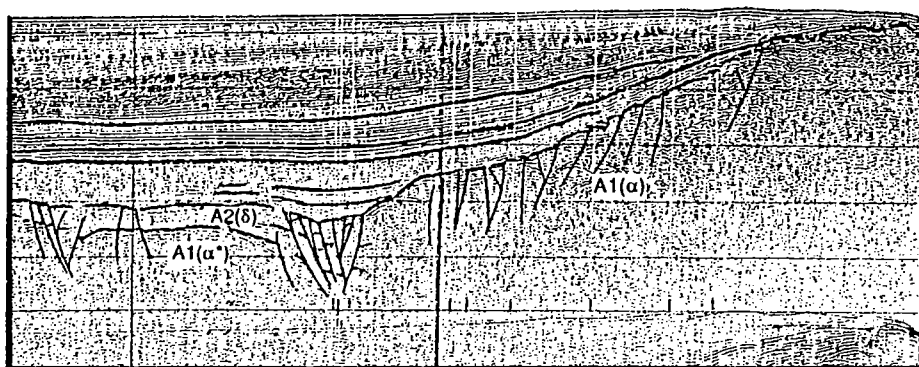


Fig.23: Extrait du profil IG7 (cf fig. 1-2, annexe 1). Le faciès A1(α), très chaotique, forme le flanc nord de la ride. Le faciès A1(α^*), un peu plus lité, forme le socle du bassin ivoirien plus au Nord; il est recouvert par A2(δ). Ce contact entre A1(α) (la ride) et A2(δ) est tectonisé.

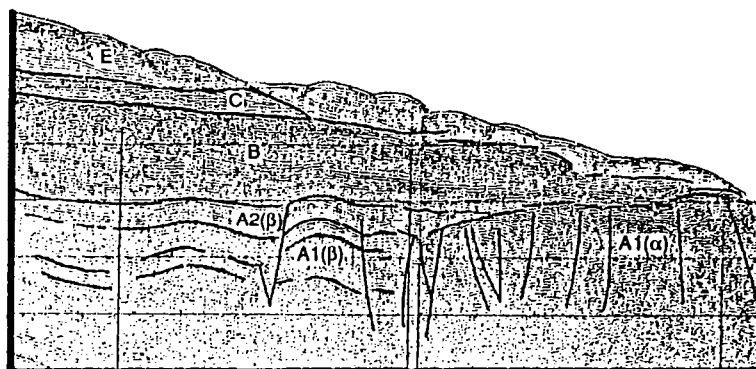


Fig. 24: Extrait du profil IG60 (cf fig. 67). Le faciès chaotique A1(α), qui occupe la pente continentale et son sommet passe latéralement vers le nord au faciès A1(β), formé de réflecteurs lités et continus. A2(β) est concordant sur A1(β), mais discordant sur A1(α)

Le faciès (β) (fig. 24, 25) est lité, formé de réflecteurs continus et puissants, peu déformés. Dans le secteur CIG1-2 (fig. 25), ces réflecteurs reposent sur une série moins continue, plus fracturée, correspondant au faciès (α^*). On peut localement observer une discordance de A1(β) sur A1($\alpha-\alpha^*$) (fig. 26). Dans le secteur CIG3 (fig. 24), la série apparaît litée en profondeur, et passe latéralement à A1(α).

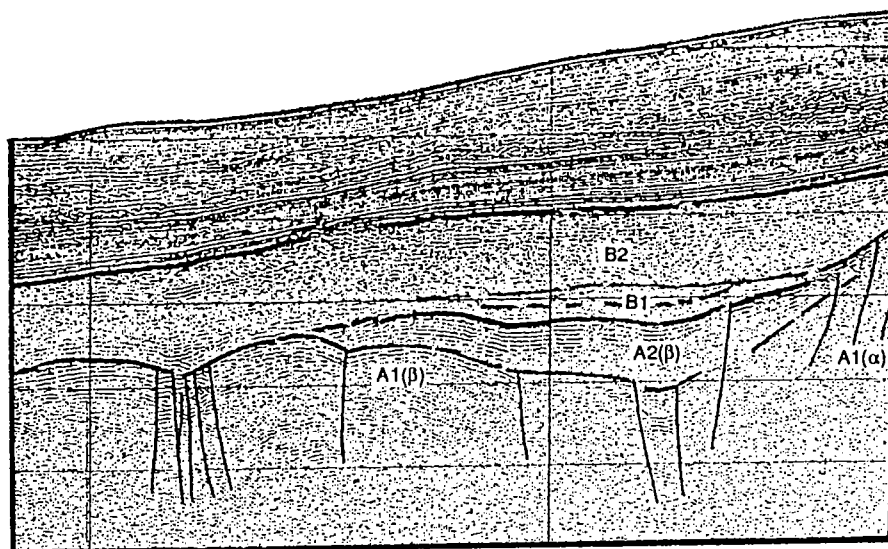


Fig. 25: Extrait du profil IG42 (cf fig. 1-11, annexe 1). L'unité A1(β) est recouverte localement en discordance par l'unité A2 de même faciès.

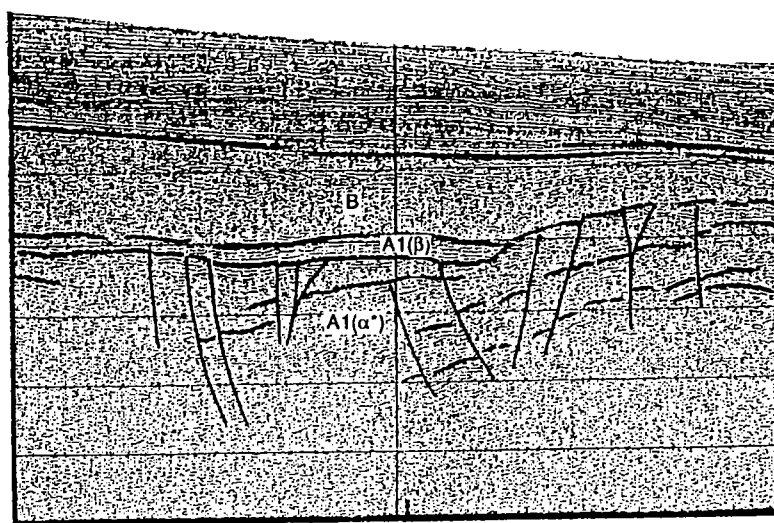


Fig. 26: Extrait du profil IG36 (cf fig. 1-10, annexe 1). L'unité A1(β) recouvre apparemment en discordance l'unité A1(α^) beaucoup plus déformée.*

De plus, des réflecteurs profonds et assez continus apparaissent au sein de l'unité A1, en de nombreux secteurs de la zone étudiée. Il est souvent impossible de les corrélérer d'un profil à l'autre (fig. 27). Lorsque la corrélation est possible, ils correspondent (fig. 28) au plancher (ou à des réflecteurs internes) de bassins syntectoniques contemporains du dépôt de l'unité A1 (cf § 3.4.3).

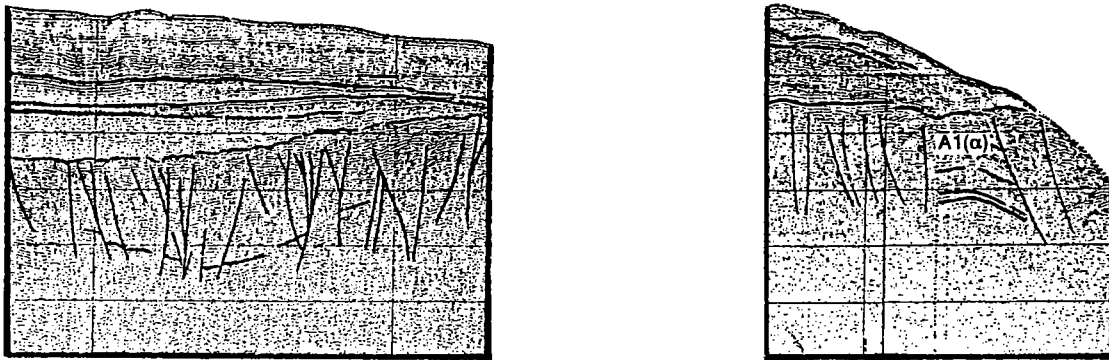


Fig. 27: Extraits des profils IG21 (à gauche) (cf fig. 1-5, annexe 1) et IG73 (à droite) (cf fig. 50). Les réflecteurs profonds visibles à l'intérieur de l'unité A1 sont absents dans les profils voisins. Ces réflecteurs sont limités ou recoupés par des failles verticales (décrochements).

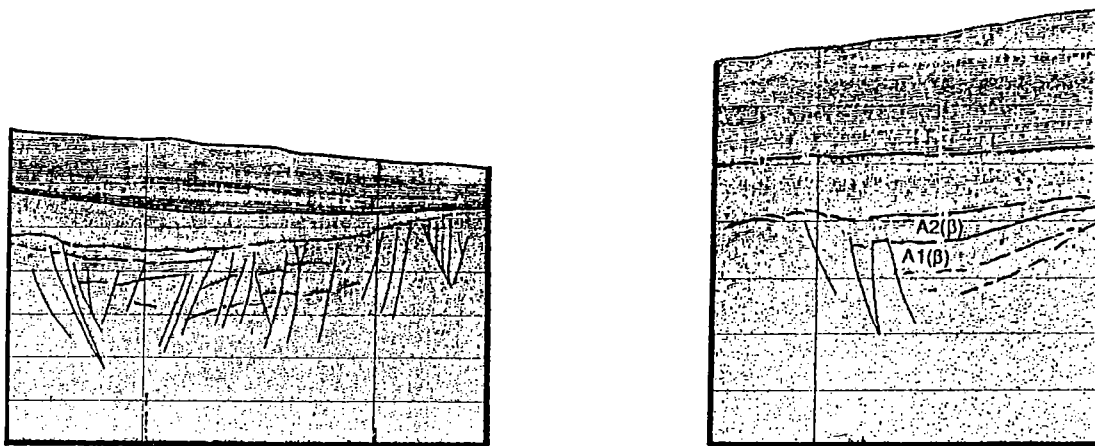


Fig. 28: Extraits des profils IG34 (à gauche) (cf fig. 1-9, annexe 1) et IG48 (à droite) (cf fig. 1-14, annexe 1). Les réflecteurs profonds à l'intérieur de l'unité A1 sont corrélables d'un profil aux profils voisins; ils sont associés à des failles à rejet normal.

La sous-unité A2 est nettement moins déformée que A1, qu'elle recouvre uniquement dans le bassin ivoirien. Elle est absente sur la ride. On y distingue trois faciès:

Le faciès (β) est comparable à celui observé dans l'unité A1 (fig. 24, 25): ces réflecteurs sont parallèles, puissants, à grande continuité latérale et peu déformés. Il est parfois difficile de distinguer A1(β) de A2(β), qui présentent le même faciès acoustique apparemment en concordance (fig. 22), et qui sont souvent proches de la limite de pénétration de la sismique. On peut cependant différencier ces deux sous-unités grâce à la discordance (en onlap) de A2 sur A1, décelable sur quelques profils (fig. 25). Cette discordance a pu être cartographiée (§ 3.4.2). A2(β) est également discordant sur A1(α) (fig. 29). Dans le secteur CIG3, l'unité A2 est uniquement de faciès (β), concordant sur A1(β) mais discordant sur A1(α) (fig. 24).

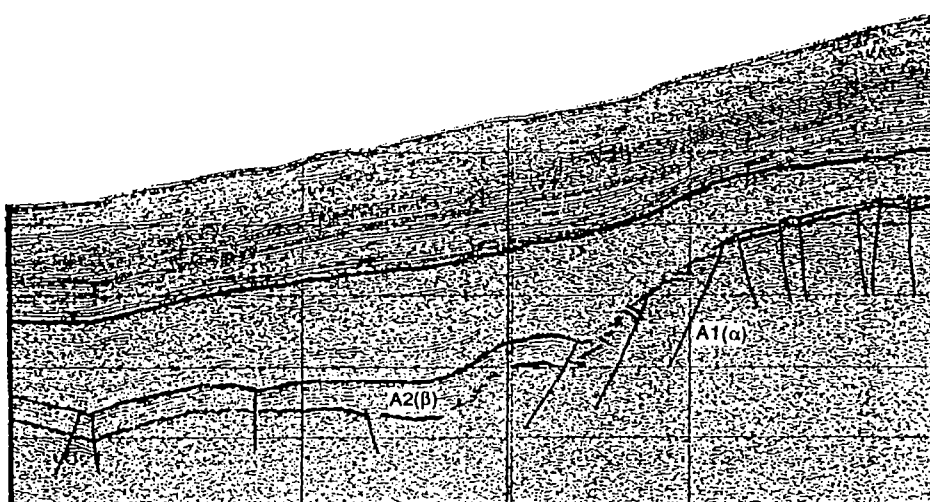


Fig. 29: Extrait du profil IG43 (cf fig. 1-12, annexe 1). Dans le bassin ivoirien profond, l'unité A2(β) est discordante sur un escarpement important formé par l'unité A1(α).

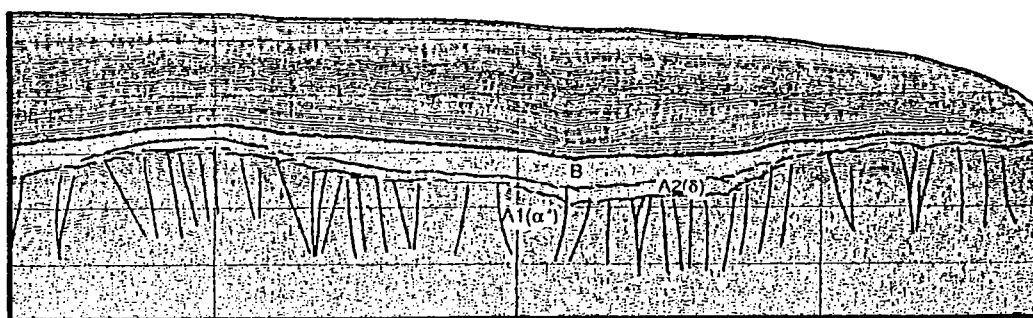


Fig. 30 Extrait du profil IG18 (cf fig. 1-4, annexe 1). L'unité A2(δ) forme une mince couverture discordante sur l'unité A1(α).

Dans le secteur CIG1-2, l'unité A2 passe latéralement du faciès (β) au faciès (δ) (fig. 22) qui correspond à une série semi-transparente peu épaisse (0,2 à 0,3 std), comportant des réflecteurs peu nombreux, de puissance moyenne et de faible extension. Ce changement latéral de faciès indique vraisemblablement deux milieux de sédimentation différents: un bassin profond pour A2(β), et une transgression sur un relief bordier pour A2(δ).

Dans le prolongement occidental de la ride et dans le bassin profond, A2(δ) est discordant sur A1(α) (fig. 30), alors qu'au pied du flanc Nord de la ride le passage entre ces deux faciès apparaît tectonisé (fig. 23). Par contre, dans la partie la plus profonde du bassin ivoirien, c'est l'unité A1(β) (elle même recouverte par A2(β)) qui recouvre en discordance A1(α) (fig. 26). Il est donc probable que ce faciès (α) formant le pseudo-socle acoustique de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana soit diachrone.

Il serait contemporain du dépôt des unités A1 et A2 sur la ride proprement dite à l'est du secteur CIG1-2, antérieur à A2 et à A1(β) à l'ouest du secteur CIG1-2 (fig. 31), et enfin antérieur à A2(β) et contemporain de A1(β) dans le secteur CIG3 (fig. 24).

Le faciès (ϵ) (fig. 32) est observé à l'ouest du secteur CIG1. Il est attribué à l'unité A2, mais la ride de Côte d'Ivoire-Ghana le sépare des faciès A2(β) et (δ). A2(ϵ) correspond à un faciès semi transparent, avec quelques réflecteurs de faible puissance, remplissant une dépression au toit de l'unité A1.

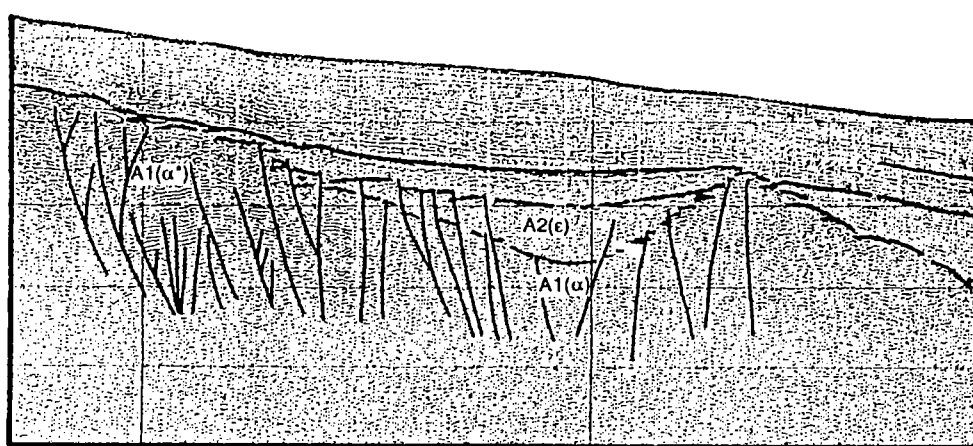


Fig. 32 Extrait du profil IG31 (cf fig. 1-7, annexe 1). Le faciès (ϵ) comble une dépression du toit de l'unité A1(α) dans le prolongement occidental de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

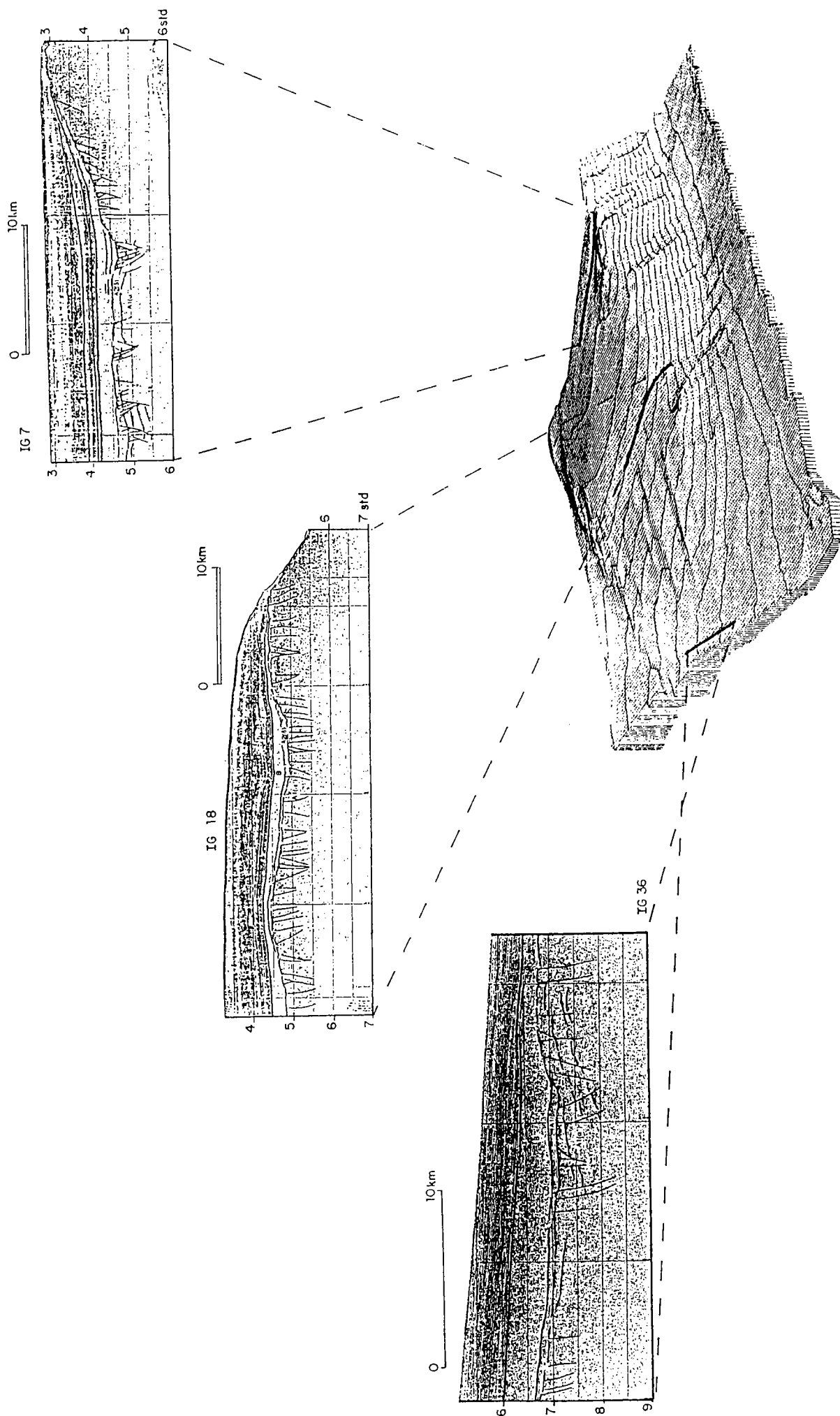


Fig. 31: Relations entre l'unité A1(α) constituant la ride de Côte d'Ivoire-Ghana, et les unités A1(β) et A2(δ)
(voir aussi des agrandissements figures 23, 24 et 26).

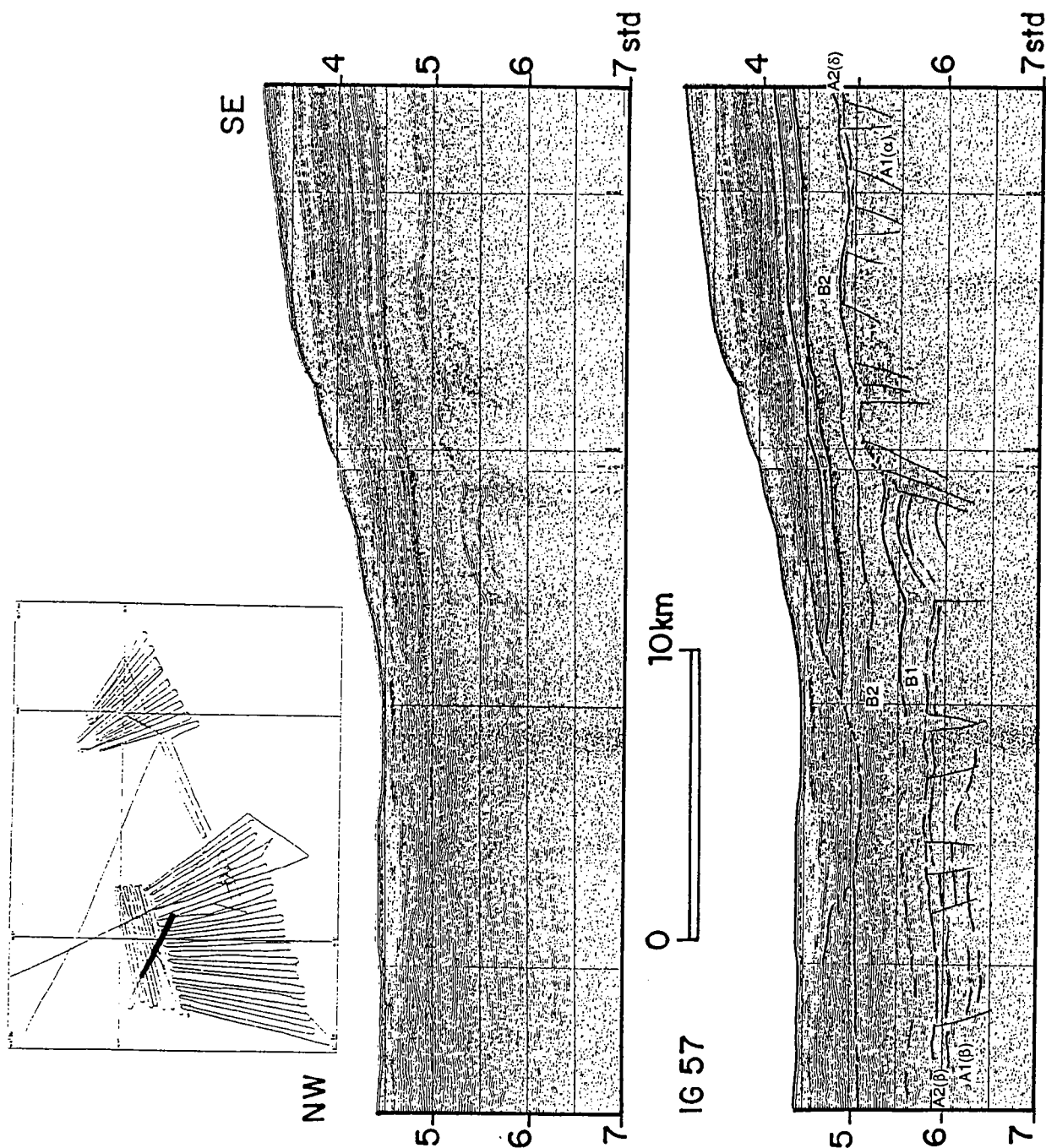


Fig. 33: Profil sismique IG57. L'unité B1 est presque isopaque; elle se moule sur les reliefs antérieurs. Elle n'est présente que dans la partie la plus profonde du bassin ivoirien, et discordante sur un escarpement formé par l'unité A1(α). L'unité B2 comble l'ensemble du bassin ivoirien, dont elle recouvre les parties basses comme hautes. Au Nord Ouest, un chenal important a entaillé la série sédimentaire.

L'unité B1 (fig. 22, 33) est formée de réflecteurs lités, puissants, assez continus, à l'intérieur d'une série semi-transparente. L'ensemble est comparable au faciès (β), mais n'est pas déformé; il est discordant (onlap) sur A2(β). Cette unité n'est présente que dans la partie la plus profonde du bassin ivoirien, au Nord et Nord-Ouest du secteur CIG2.

L'unité B2 (fig. 21, 22) correspond dans le secteur CIG1-2 à un faciès semi-transparent qui comble les reliefs sous-jacents dans l'ensemble du bassin ivoirien, ainsi que sur le flanc Nord de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Quelques réflecteurs de moyenne puissance sont visibles dans la partie profonde du bassin ivoirien, ainsi que dans les dépressions du toit de l'unité A. Sur le flanc Nord de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, cette unité passe latéralement à un faciès lité qui remonte en recouvrant en onlap les séries antérieures (A1) (fig. 22).

Dans le secteur CIG3 (fig. 34), cette l'unité présente un faciès plus lité, avec à sa base quelques réflecteurs très continus. L'ensemble est progradant sur les unités antérieures.

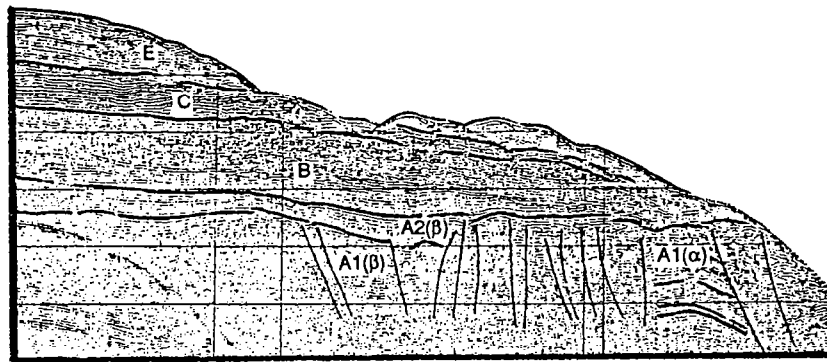


Fig. 34: Extrait du profil IG73 (cf fig. 50). L'unité B recouvre uniformément et en progradation le bassin de marge.

La campagne Equamarge II n'a pas apporté d'éléments nouveaux justifiant la modification des unités C, D et E, définies par Blarez (1986). Ces trois unités sont concordantes entre elles mais discordantes sur l'unité A1 au sommet de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

L'**unité C** (fig. 35) représente la série la plus réflectrice du bassin ivoirien. Elle est formée de plusieurs réflecteurs parallèles, puissants, à grande continuité latérale. Son épaisseur est constante, de l'ordre de 0,4 std, à l'exception du Nord du secteur CIG2 où elle a été fortement érodée par un ensemble de chenaux (fig. 22, 33). Elle se termine en top lap contre la ride de Côte d'Ivoire-Ghana (fig. 21).

L'**unité D** (fig. 35) a une organisation interne complexe à semi-chaotique: elle est formée de réflecteurs plus ou moins ondulés, à faible extension latérale. Elle est limitée à sa base comme à son sommet par des réflecteurs plus continus d'extension régionale. Son épaisseur est de 0,3 à 0,4 std; elle est également affectée par l'érosion (chenalisation) dans le secteur CIG2 (fig. 22, 33). Cette unité est absente dans le secteur CIG3.

Dans le secteur CIG1-2 l'**unité E** (fig. 35) est constituée à son sommet d'une série de réflecteurs puissants, lités et parallèles, reposant sur une série semi-transparente. A sa base, une série semi-chaotique à litée assure la transition avec l'unité D. Cette unité E est perturbée comme les précédentes par la chenalisation affectant le Nord du secteur CIG2. Dans l'ensemble du secteur CIG3 (fig. 34), l'unité E est désorganisée par un réseau de chenaux; elle présente alors des faciès sismiques très variables où l'on reconnaît un modelé du type chenaux-levées sédimentaires (fig. 36).

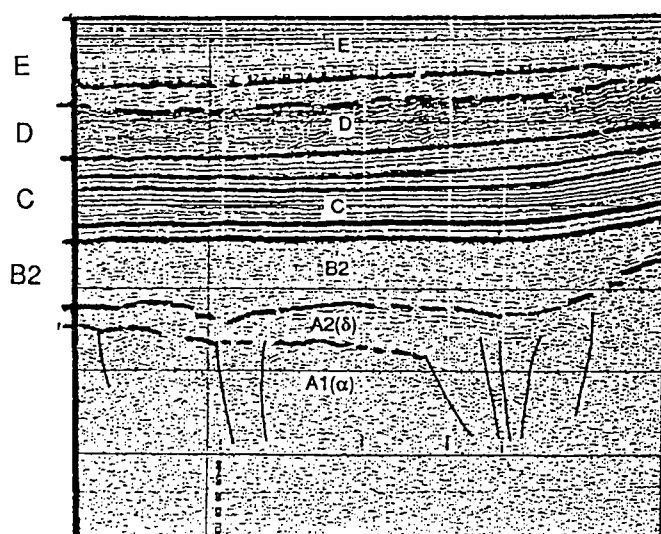


Fig. 35: Extrait du profil IG8 (cf fig. 21) montrant les différentes unités stratigraphiques de la couverture sédimentaire du bassin ivoirien profond.

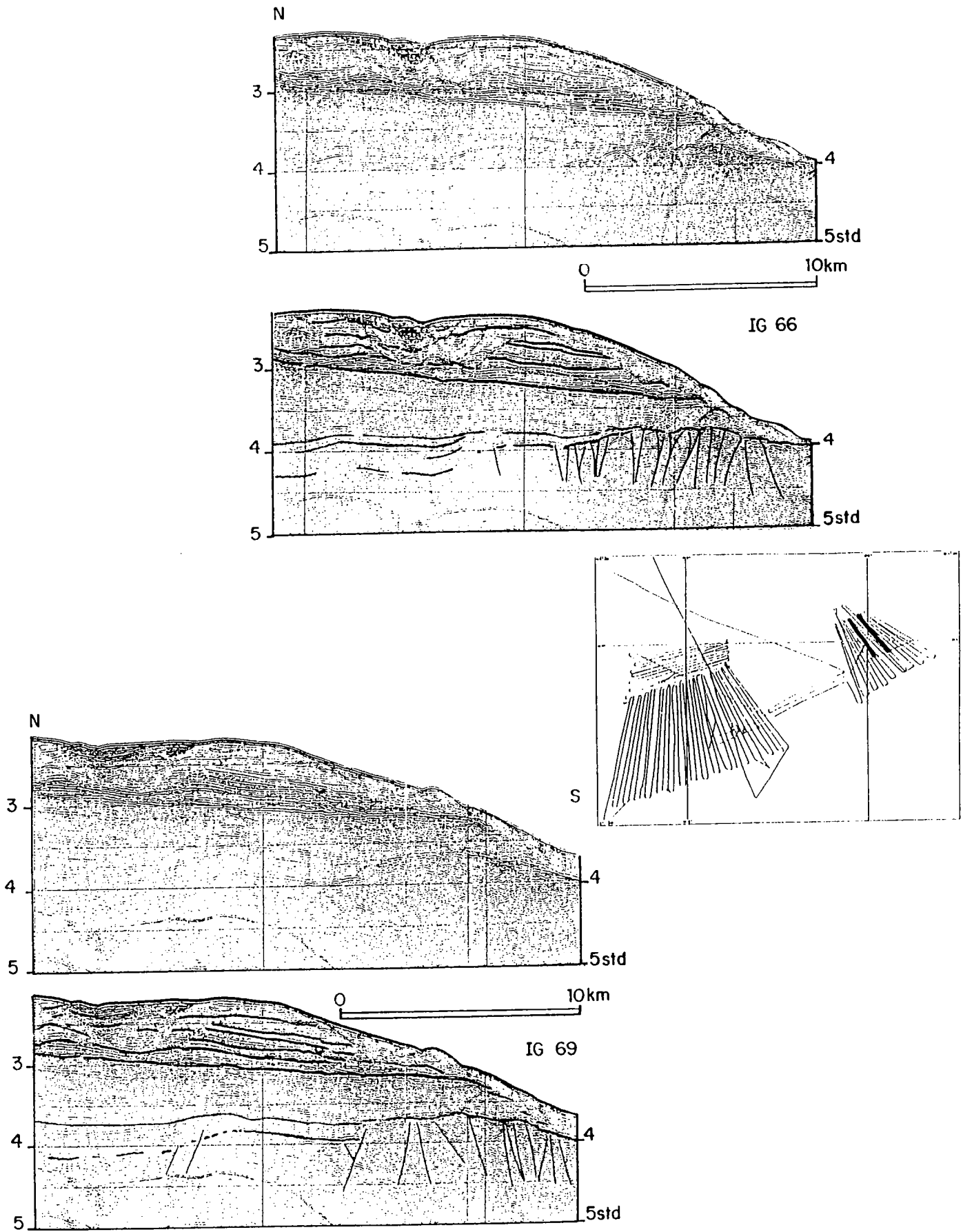


Fig. 36: Profils IG66 et IG69. Dans le secteur oriental, le bassin ivoirien est entaillé au sommet de la pente continentale par des chenaux qui ont particulièrement perturbé la série sédimentaire récente.

Même pour les dépôts les plus récents, on n'observe aucune continuité entre les stratigraphies acoustiques de la marge continental et du domaine océanique, sans doute en raison de l'obstacle que constituent depuis leur création la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et la pente qui lui est associée. Les faciès acoustiques sont souvent différents, à l'exception de ceux des unités B2 et C de la marge continentale (respectivement semi-transparent comblant les reliefs antérieurs et lité, continu) comparables à ceux des unités II et III du domaine océanique.

3.3.2 Essai de datation des différentes unités de la marge continentale

Les seuls prélèvements ayant permis une datation des unités acoustiques sont un carottage (C20, Delteil et al, 1974) (fig. 15) et un dragage (DR09, Mascle, Auroux et al, 1989) (fig. 18) qui ont échantillonné l'ensemble acoustique le plus profond, c'est à dire l'unité A1, affleurant localement au sommet de la ride et sur son flanc méridional.

La carotte C20 a été prélevée au sommet de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana par 3°47.30N et 2°14.30W (c'est à dire entre les secteurs CIG1 et CIG3). L'unité A1 y est datée de l'Albien moyen par analyse sporopollinique (Klingebiel, 1976).

Le dragage récent DR09 a été effectué entre les points 3°52,623N - 2°03,854W et 3°53,854N - 2°03,958W sur la pente de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Il a permis de recueillir des grés datés grâce aux ostracodes Albien supérieur, et d'un faciès marin peu profond connu en différents points du golfe de Guinée (Grosdidier, communication personnelle).

Cette différence des datations sur deux prélèvements d'une même série peut s'expliquer par le diachronisme de la formation A1.

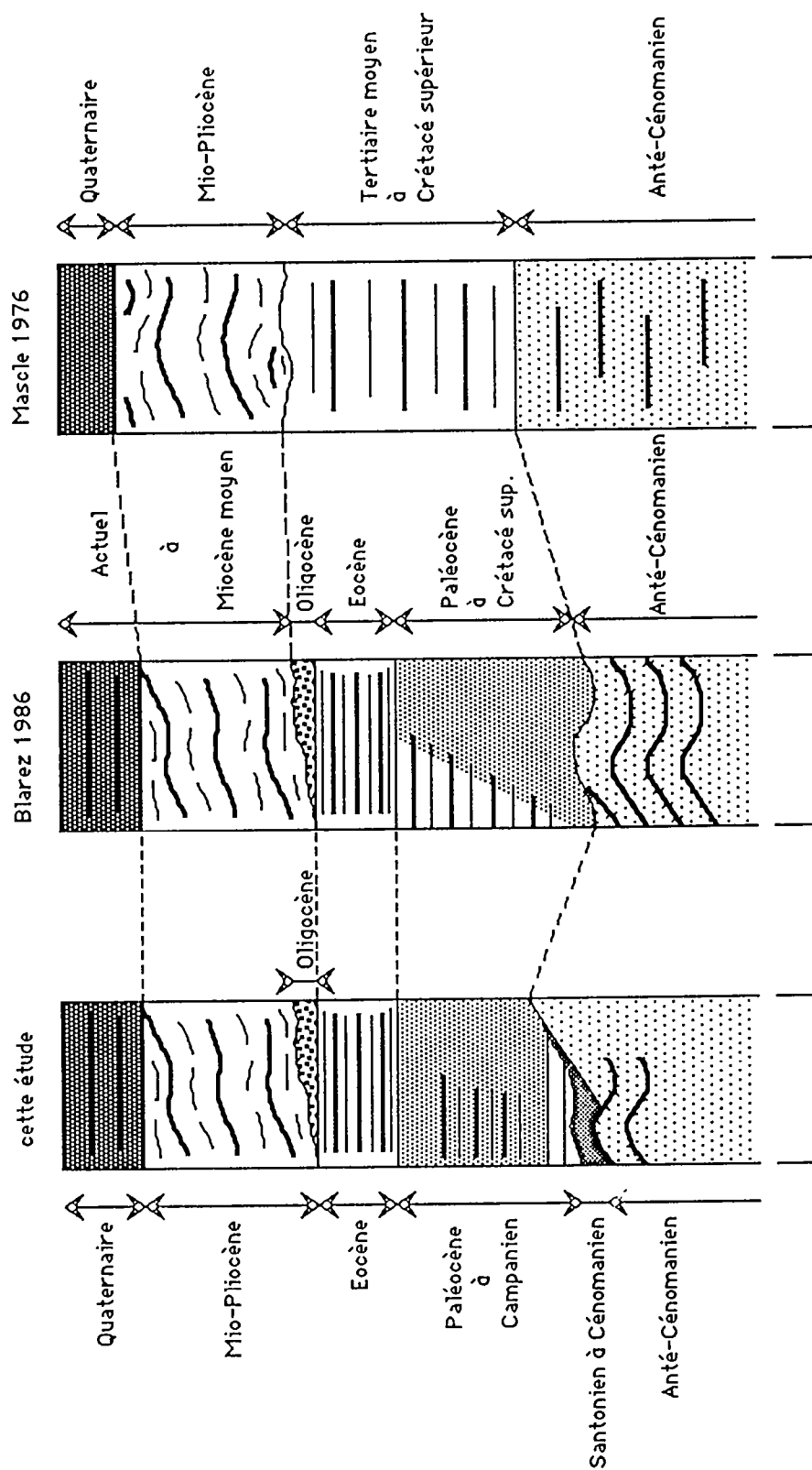


Fig. 37: Formations sédimentaires du bassin ivoirien profond; comparaison avec les formations définies dans les études antérieures.

Les unités sédimentaires supérieures sont datées par corrélation avec le forage IVCO 2 (Blarez 1986). En conservant l'interprétation de cet auteur, et compte tenu des modifications apportées dans cette étude (fig. 37), on obtient des âges anté-Cénomaniens (Albien moyen à supérieur et dépôts antérieurs) pour l'unité A1, Crétacé supérieur à Paléocène pour les unités A2, B1 et B2, Eocène pour l'unité C, Mio-Pliocène pour l'unité D, Quaternaire pour l'unité E.

D'autre part, d'après les modèles d'évolution cinématique de l'Atlantique sud (Sibuet et Mascle, 1978, Rabinowitz et La Brecque, 1979, Blarez, 1986, Mascle et al, 1988, Scotese et al, 1988) on admet qu'à partir du Santonien (anomalie 34) la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana n'est plus affectée par un mouvement transformant. Il apparaît alors justifié de supposer que les unités sédimentaires tectonisées (A1 et A2) sont antérieures, ce qui implique un âge Cénomaniens à Santonien pour l'unité A2.

Cette distinction nous conduit à attribuer les âges suivant aux différentes unités sédimentaires (fig. 37):

Unités	Age
A1	Albien (et anté-Albien?)
A2	Cénomaniens à Santonien
B1	Crétacé supérieur post-Santonien
B2	Crétacé supérieur à Paléocène
C	Eocène
D	Mio-Pliocène
E	Quaternaire

Tableau 4: Stratigraphie de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana

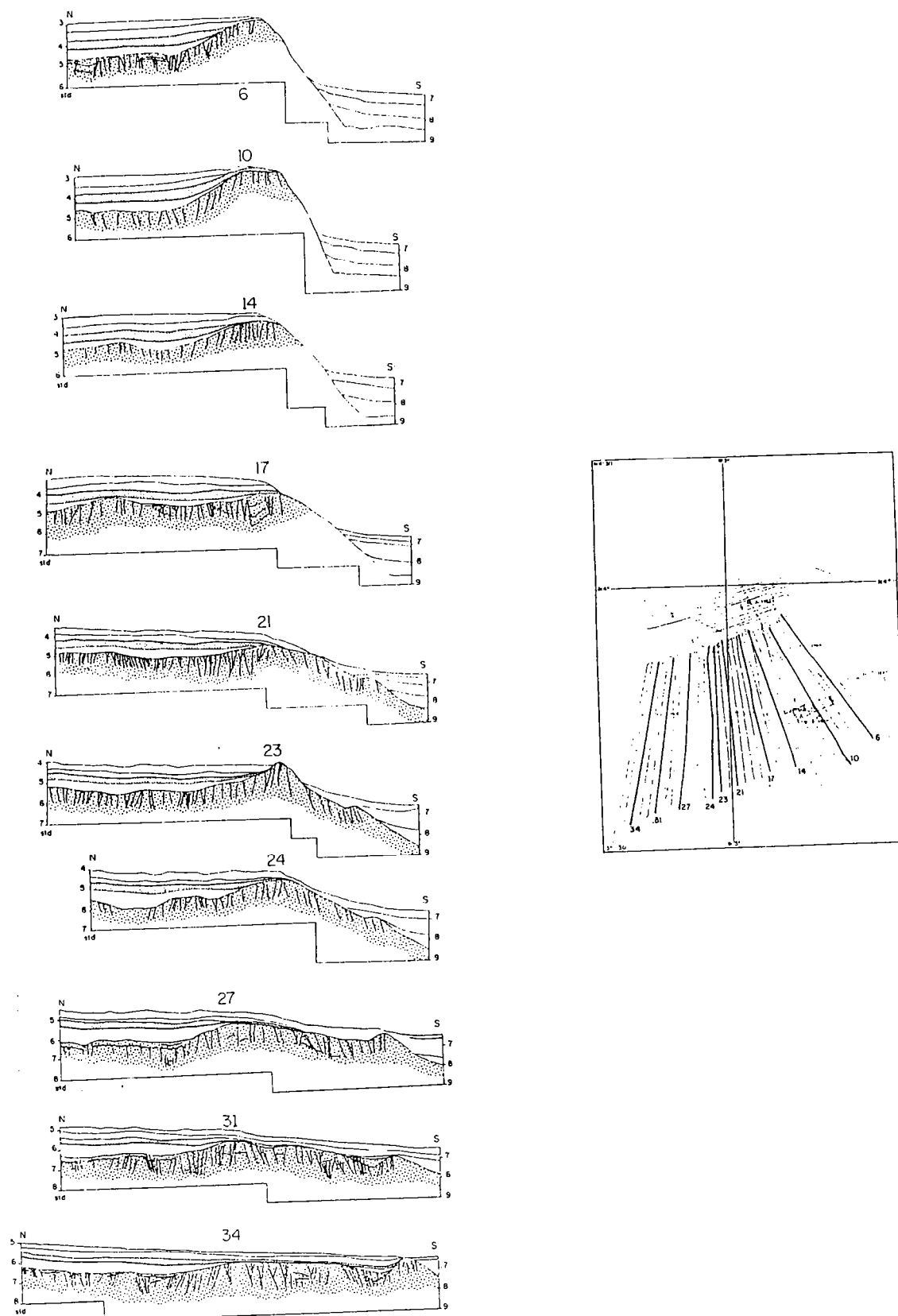


Fig.40: Coupes-temps sériees perpendiculaires à la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Cette Ride formée par la série A1 s'enfonce progressivement vers l'Ouest, alors qu'apparaissent les rides mineures. Noter la platitude du sommet de la ride (profil 10). Les unités A et C sont soulignées.

3.4 REPARTITION DES DIFFERENTES UNITES

La structuration tectonique de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana et sa subsidence peuvent être approchées de manière indirecte grâce à l'étude de la répartition actuelle des sédiments qui se sont successivement déposés:

3.4.1 Profondeur (isochrones) du toit de la série déformée (unités A1 et A2) (fig. 38, 39 en couverture de dos)

Le sommet de l'ensemble de la série sédimentaire déformée (unités A1 et A2, d'âges respectivement anté-Cénomaniens et Cénomaniens à Santoniens) a été cartographié. La répartition des différents faciès à l'intérieur de cet ensemble sera étudiée ultérieurement (§ 3.4.2). La série sédimentaire déformée a été considérée globalement en raison d'une part du diachronisme de différents faciès des unités A1 et A2 (faciès (α), cf § 3.3.1.2), et d'autre part de l'impossibilité de distinguer les unités A1 et A2 dans une grande partie du secteur CIG2.

La principale structure exprimée par le toit des unités A est la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana dont l'extrémité occidentale est observée dans le secteur CIG1-2 (fig. 38 en couverture de dos). Cette ride, de 30 km de large et de direction N65-N70, est suivie sur plus de 80 km de long; elle est particulièrement visible dans la moitié Est du secteur CIG1-2.

Sa structure est asymétrique, la pente Sud (transition avec le domaine océanique) présentant un dénivelé et une pente (dénivelé maximal 5,1 std en 12,5 km) plus importantes que celles de la pente Nord (transition avec le domaine continental, dénivelé de 1,6 std en 11,4 km, pente de l'ordre de 3 à 4%) (fig. 40).

Le sommet de la Ride (à une profondeur de 3 std) est plat sur une largeur de 4 km (fig. 40); cette morphologie résulte sans doute d'une importante érosion, voire d'une émergence (Blarez, 1986).

La Ride se prolonge vers l'Ouest par un axe antiforme plongeant, portant par 3°N25,5' - 3°W03' un relief sub-circulaire (4 km de diamètre, 0,5 std de hauteur, cf profil 23, fig. 40). A l'Ouest de ce relief, la direction générale de la Ride s'infléchit vers l'Ouest (N90-N95), tandis que deux rides mineures disposées en relais s'individualisent plus au Sud (respectivement et d'Est en Ouest de directions N65 et N80, et de dimensions 22 x 3,5 km et supérieure à 10 x 5 km (seule l'extrémité étant observée)).

Vers le domaine océanique, les isochrones en base de pente sont rectilignes, de direction N65-N70, alors que la limite de la croûte océanique déduite des profils sismiques apparaît plus ondulée.

Au Nord de la Ride, dans le bassin ivoirien, l'isochrone 5 std limite un plateau (profondeur moyenne 4,8 à 4,6 std), accidenté vers 3°N43,5' - 2°W56' par une zone haute (atteignant 4,3 std), et au pied de la Ride par un talweg de direction N65. Dans le tiers NW du secteur CIG1-2, le bassin ivoirien s'approfondit du NE (5,6 à 5,8 std) vers le SW (jusqu'à 7 std). Le plateau est séparé de cette partie profonde par un escarpement (0,6 à 0,9 std de dénivellée) de direction N160 à 170, s'infléchissant vers le Nord à N45. Cet escarpement (N45) correspond à un double axe anticlinal et synclinal.

Dans le secteur CIG3 (fig. 39 en couverture de dos), le toit des unités déformées s'organise plus simplement en un bassin au Nord (prolongement oriental du bassin ivoirien, appelé ici bassin de marge) et la pente continentale au Sud (la pente ghanéenne), sans qu'une ride sépare ces deux ensembles comme dans le secteur CIG1. Ces deux domaines sont caractérisés par des pentes d'orientations différentes, les isochrones du bassin possédant une direction N120, sub-parallèle à la limite du plateau continental du Cap des Trois Pointes, alors que les isochrones de la pente sont alignés suivant une direction N65. Dans le bassin de marge le toit de la série déformée est nettement plus profond (entre 3,5 et 4 std) que sur la Ride (2,9-3 std) dans la partie occidentale (secteur CIG1). L'approfondissement s'effectue du NE (pente régulière) vers le SW (pente irrégulière).

La pente séparant le bassin de marge (au dessus de 4 std) du domaine océanique est moins raide (4 std en 12 km) que dans le secteur CIG1. En base de pente les isochrones sont rectilignes selon une direction N65-N70, identique à celle de la limite continent/océan. Par contre, le sommet de la pente est découpé par plusieurs indentations, qui se remarquent également dans la bathymétrie. Ces rentrants affectent également la limite d'affleurement de la série déformée.

3.4.2 répartition des différents faciès des unités A1 et A2

On a distingué précédemment cinq faciès pour ces deux unités (cf § 3.3.1.2): A1($\alpha-\alpha^*$), A1(β), A2(β), A2(δ), et A2(ϵ). La figure 41 (en couverture de dos) indique la répartition de ces différents faciès au toit de l'unité déformée dans le secteur occidental (CIG1-2):

Le faciès A1($\alpha-\alpha^*$) forme le toit de l'unité déformée sur la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et son prolongement occidental, ainsi que sur les rides mineures. Dans le bassin ivoirien, ce faciès ne correspond au toit de l'unité A que dans le secteur le plus élevé du plateau (y compris l'escarpement N160-170). Dans le secteur CIG3 (fig. 39, en couverture de dos), il s'observe dans la pente continentale, et suivant une bande de 10 km de large, parallèle à la pente, à la limite du bassin de marge. Ce faciès est localement recouvert par d'autres formations de l'unité A: ainsi il forme le pseudo-socle acoustique sous les formations A2(ϵ), A2(δ), A1(β) (dans la partie profonde du bassin ivoirien (secteur CIG1)), et sous A2(β) à la limite Sud du bassin dans le secteur CIG3.

En résumé, le faciès A1($\alpha-\alpha^*$) constitue le substratum de l'ensemble de la marge ivoiro-ghanéenne, de la limite continent/océan à la base de la pente ivoiro-ghanéenne jusqu'au bassin ivoirien, soit sur une largeur de 35 km dans le secteur oriental (CIG3), et de 65 km dans le secteur occidental (CIG1-2).

Le faciès A1(β) est recouvert par A2(β) dans l'ensemble du bassin ivoirien, à l'exception de sa partie la plus profonde où il forme le toit de la série sédimentaire déformée. Sa limite correspond approximativement à l'isochrone 6,3 std. Il est également recouvert par la formation A2(β) dans le secteur CIG3.

A2(β) s'étend dans la partie profonde du bassin ivoirien, en suivant la limite formée par l'escarpement N160-170 au Sud, et en recouvrant au Nord l'escarpement N45. Dans le secteur CIG3, la formation A2(β) forme le toit de l'unité déformée dans l'ensemble du bassin de marge, à exception d'une bande étroite au sommet de la pente.

Le faciès A2(δ) recouvre dans le secteur CIG1-2 la zone déprimée du plateau, de l'escarpement N45 jusqu'au talweg en pied de Ride.

Enfin, le faciès A2(ϵ) correspond au remplissage d'une dépression sur le flanc Nord des rides mineures (dans le prolongement occidental de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana).

En définitive, il faut remarquer, particulièrement dans le secteur occidental (CIG1-2), la corrélation entre les limites des différents faciès acoustiques de l'unité A2 et les isochrones du toit des unités déformées: l'unité A2 comble en partie les reliefs formés par le toit de l'unité A1.

3.4.3 Les bassins contemporains de l'unité A1 et les réflecteurs profonds associés

Trois petits bassins (cotés (1) à (3) d'Est en Ouest) ont été reconnus dans le secteur CIG1-2 au sein de l'unité A1 (fig. 41 en couverture de dos). Ce sont des bassins syntectoniques, limités par des failles normales actives pendant leur remplissage. Leur largeur est de 6 à 12 km, leur longueur au minimum de 15 à 20 km. De plus la présence de réflecteurs profonds permet pour deux d'entre eux ((2) et (3)) de reconstituer la morphologie de leur plancher à une certaine époque.

Le bassin (1) se situe sur le plateau profond, à la limite orientale du secteur CIG1-2. Une série de réflecteurs atteignant l'épaisseur de 0,7 std y apparaît à l'intérieur du faciès acoustique A1(α^*) (fig.42). Ces réflecteurs, qui ne peuvent être corrélés d'un profil à l'autre, montrent une structure monoclinale à pendage Nord. Ce bassin est recouvert en discordance par le faciès A2(δ).

Le bassin (2) est également situé sur le plateau profond, à la limite de l'escarpement N45. Il s'agit de l'extrémité méridionale d'un bassin orienté N30-35 qui se prolonge en s'élargissant vers le Nord en dehors du secteur étudié. Ce bassin asymétrique a été formé pendant le dépôt de l'unité A1(β), puis déformé et recouvert en discordance par l'unité A2(β) (fig. 43). Ses réflecteurs internes forment une structure monoclinale à pendage W à NW. Leur approfondissement a été plus important au Nord, sans doute en raison d'une plus grande subsidence au centre du bassin que vers son extrémité méridionale.

Le bassin (3) s'observe à l'Ouest du secteur CIG1 dans la partie la plus profonde du bassin ivoirien, à la limite entre les faciès A1(α) et A1(β). Il est orienté E-W; on n'en observe que la terminaison orientale. Ce bassin s'est formé pendant le dépôt de l'unité A1(α^*), puis a été recouvert en discordance par A1(β) (fig. 44). Les réflecteurs internes possèdent une structure monoclinale, à pendage NW, d'orientation (N35 à N50) nettement sécante par rapport à celle du bassin, mais comparable à celle du toit de l'unité A1 dans ce secteur (fig. 38, en couverture de dos). De plus, des réflecteurs très profonds (jusqu'à 7,7 std) s'étendent sous le bassin (3) ainsi que sous l'extrémité occidentale de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Ils pourraient correspondre soit au toit d'un socle, soit aux traces d'un bassin plus ancien dont les structures auraient été remobilisées.

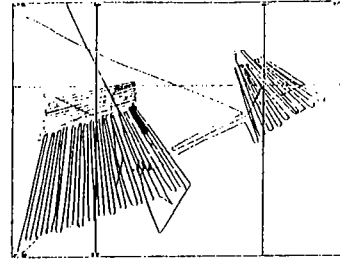
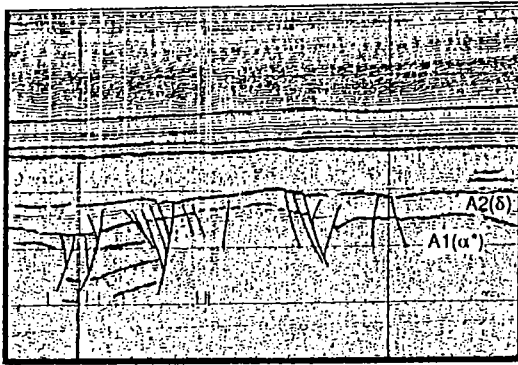


Fig. 42: Extrait du profil IG7 (cf fig. 1-2 , annexe 1) montrant la limite Sud tectonisée du bassin (1) et les réflecteurs profonds associés.

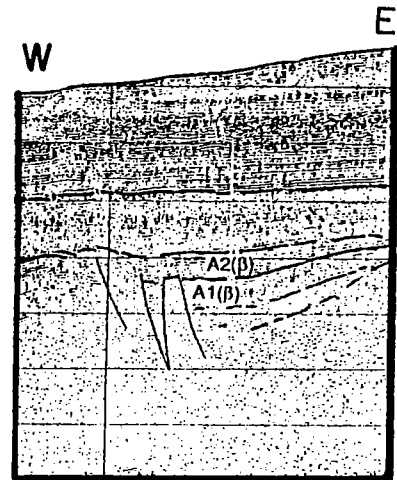
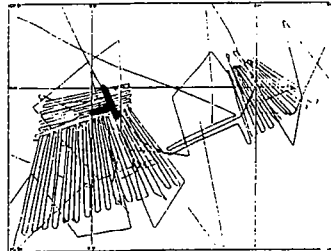
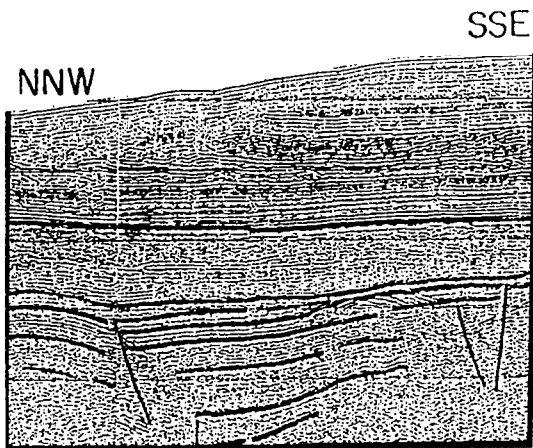


Fig. 43: Extraits du profil E23 (à droite) (cf fig. 1-16 , annexe 1), et du profil IG48 (à gauche) (cf fig. 1-14 , annexe 1). Les réflecteurs internes (unité A1(β)) du bassin (2) sont disposés en éventail, sans doute en raison d'un dépôt contemporain au jeu de la faille normale limitant le bassin au NW. Par contre, l'unité A2(β) recouvre le bassin sans être déformée.

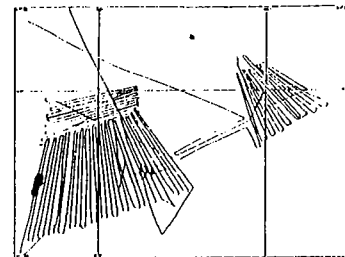
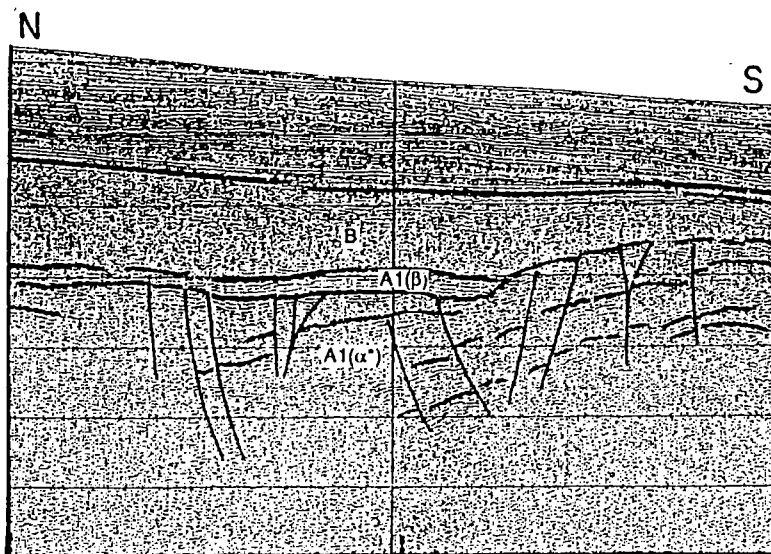


Fig. 44: Extrait du profil IG36 (cf fig. 1-10 , annexe 1). Le bassin (3) est formé d'un bloc basculé par le rejet normal d'un ensemble de failles le limitant au nord. Noter que les réflecteurs basculés se prolongent nettement au-delà de la zone déprimée constituant le bassin proprement dit, et qui est remplie en discordance par l'unité A1(β).

3.4.4 Répartition des unités post-tectoniques B1 et B2 (fig. 45, 46, en couverture de dos)

Les unités B1 et B2 (Campanien à Paléocène) n'ont pas été distinguées, l'unité B1 n'étant observée qu'au Nord de la partie profonde du bassin ivoirien. Ce sont les premières unités sédimentaires non tectonisées recouvrant les séries déformées précédentes. L'étude de leur répartition permet une approche de la subsidence postérieure à la déformation.

Dans le secteur CIG1-2, on distingue à partir des isopaques de B1 et B2 les zones différenciées au toit des unités déformées (§ 3.4.2). Le relief sous-jacent contrôle clairement la sédimentation:

- La Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et les rides mineures ne sont pas recouvertes par les unités B;

- Au Sud de la ride, l'unité II (équivalente à l'unité B) recouvre la plaine abyssale, la base de la Ride, ainsi que le bassin individualisé sur le flanc Nord des rides mineures. On remarque un épaississement particulier au dessus de la limite continent / océan (fig. 41, en couverture de dos). Le toit de cette unité est cependant relativement horizontal: l'unité B comble les reliefs du plancher océanique.

Dans le bassin ivoirien, on distingue à partir de la répartition de l'unité B:

- Le plateau, nivelé par l'unité B2 qui comble les reliefs (talweg et hauteur à 4,3 std). Le toit de l'unité y est relativement plan, mais il remonte rapidement en onlap (de plus de 0,5 std) contre le flanc Nord de la ride (fig. 47).



Fig. 47: Extrait du profil IG3 (cf fig. 22). Le toit de l'unité B2, sub-horizontal dans le bassin ivoirien profond, remonte rapidement en onlap sur la ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

- Au Nord du plateau, le bassin profond est marqué par une accumulation sédimentaire importante (jusqu'à 1,2 std, c'est à dire le maximum observé dans le secteur) qui comble le bassin et l'escarpement N45 jusqu'au niveau du plateau.

- A l'Ouest du plateau, le bassin profond a par contre une couverture sédimentaire d'épaisseur importante mais approximativement constante (0,6-0,7 std), qui moule les reliefs sous-jacents. Contrairement à la partie orientale du secteur CIG1, le toit de l'unité B ne remonte pas contre l'extrémité ouest de la ride.

Dans le secteur CIG3, la morphologie du toit de la série déformée a peu influencé la sédimentation de l'unité B. Cette unité est progradante du N-NW vers la pente continentale; elle recouvre de manière isopaque les reliefs sous-jacents, à l'exception d'une gouttière d'axe N-S comblée. Par contre, sur la pente, les limites de cette unité suivent les mêmes sinuosités que celles de la série déformée sous-jacente.

3.4.5 Répartition de la série post-déformation totale (fig. 48, 49, en couverture de dos)

Les reliefs sous-jacents (toit des unités déformées A1 et A2) ont fortement influencés le dépôt de la couverture sédimentaire non déformée (unités B1, B2, C, D et E, du Campanien à l'actuel). La comparaison avec la répartition des formations B montre que la sédimentation ultérieure a été très régulière:

Dans le secteur occidental (CIG1-2), on reconnaît la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, dont le sommet est recouvert par des sédiments peu épais (moins de 0,5 std) progradants du Nord vers le Sud. La série déformée n'affleure plus que sur une partie de la pente Sud. A l'Ouest, l'extrémité de la Ride montre un épaississement de la couverture sédimentaire; les rides mineures sont également presque entièrement recouvertes.

Dans le domaine océanique, la couverture sédimentaire atteint des épaisseurs importantes (1,9 std) à proximité immédiate de la base de pente; l'accumulation sédimentaire observée à la transition continent/océan est uniquement le fait de l'unité B (unité II), la série sédimentaire ultérieure ayant une puissance constante.

De la même manière, les variations de la répartition des sédiments dans le bassin ivoirien correspondent aux variations de répartition de l'unité B, à l'exception du Nord du secteur CIG2 où la mise en place pendant le dépôt de l'unité C d'un chenal d'érosion de grande dimension (10 km de large) (fig. 22) a fortement influencé la sédimentation. Ce chenal a réduit à 0,5 std l'épaisseur totale de la série C à E, qui atteint 0,8 std dans la moitié ouest du bassin

profond et 1 std au pied de l'escarpement N160-170. Sur le plateau profond la puissance de la série post-tectonique est de 1 à 1,4 std.

Dans le secteur oriental (CIG3), les séquences B à E sont réparties dans le bassin à la fois sous les effets d'une progradation dirigée du NNW vers la pente (fig. 24, 50), et d'un réseau de chenaux d'érosion qui entaillent la série sédimentaire depuis le dépôt de l'unité C. Ces chenaux qui érodent également la pente, dessinent au toit de la série A des indentations qui caractérisent également les limites des dépôts ultérieurs. La partie supérieure de la pente continentale, trop raide, n'est pas sédimentée. Par contre, dans le domaine océanique, la sédimentation est très régulière et comble le bassin océanique.

3.5 EVOLUTION SEDIMENTAIRE DE LA MARGE DE COTE D'IVOIRE-GHANA

Après les études régionales de Delteil et al (1974), Mascle (1976) et Blarez (1986), la présente étude permet d'expliquer l'évolution de la sédimentation dans les secteurs étudiés de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana, depuis le Crétacé jusqu'à nos jours, grâce au contrôle de quatre facteurs d'importances variables: d'une part la direction des apports sédimentaires et les variations eustatiques, d'autre part et surtout la morphologie sous-jacente et la subsidence (elles-même étroitement contrôlées par la tectonique, cf § 4) (tableau 5).

L'histoire sédimentaire de la marge commence au Crétacé inférieur (Albien, et sans doute antérieurement) par le dépôt de la formation **A1**. La morphologie et la structure du substratum (de nature continentale?) sont inconnues. D'après les dragages et carottages effectués sur la Ride (Delteil et al, 1974, Blarez et Mascle, 1986, Blarez et al, 1987, Mascle, Auroux et al, 1989), cette formation A1 est essentiellement constituée de matériel détritique: grès grossiers, grès quartzites fins, pélites, datés Albien Moyen à Supérieur.

Deux faciès acoustiques, indiquant soit des types de sédimentation différents, soit des intensités de déformation différentes (soit les deux), se répartissent en fonction de la proximité de la pente ivoiro-ghanéenne (fig. 39, 41): un faciès A1(α - α^*), très chaotique (très déformé) s'étend de la pente continentale jusqu'au bassin ivoirien, sur 35 km de large dans le secteur

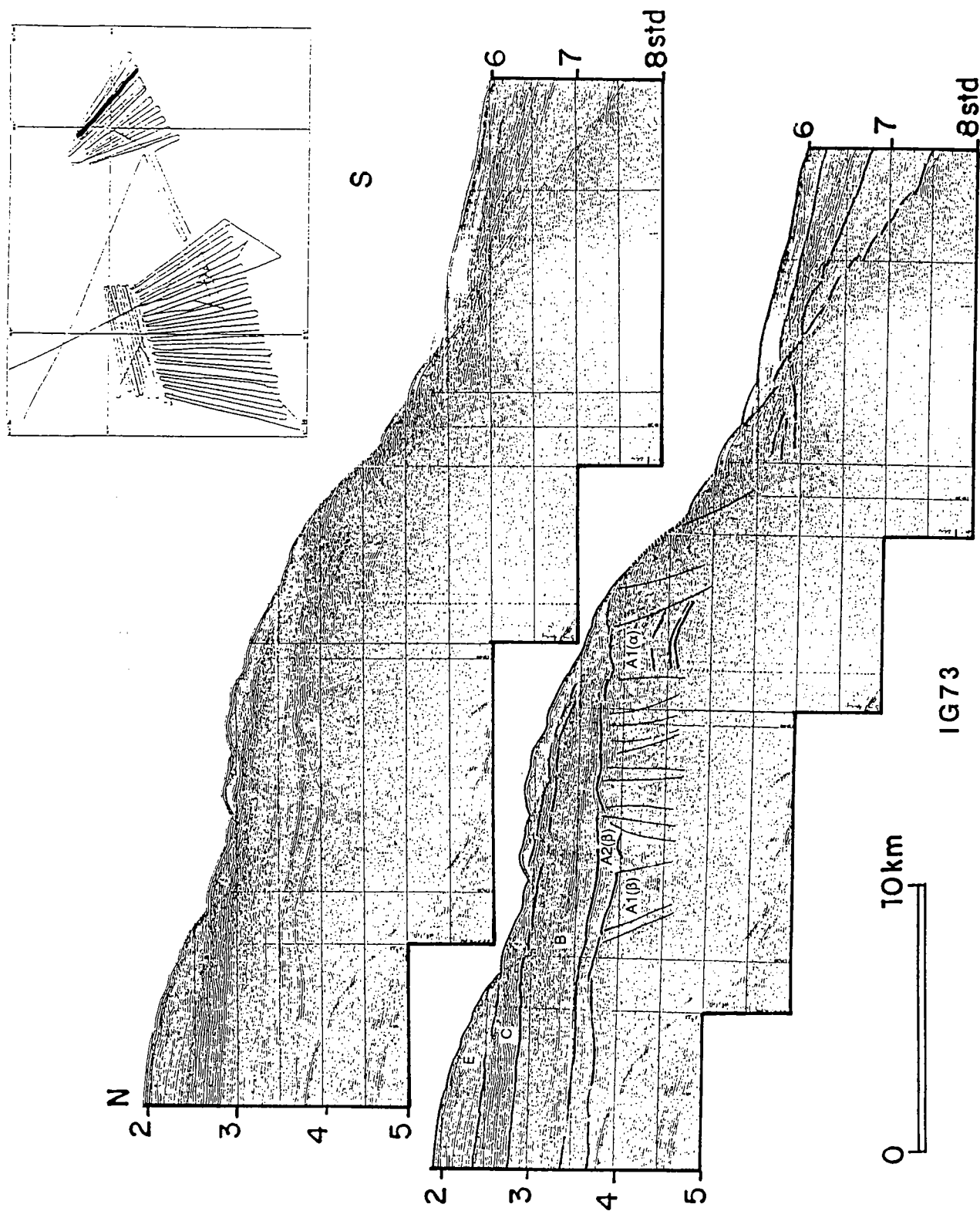


Fig. 50: Profil sismique IG73 montrant dans le secteur CIG3 la progradation de la série sédimentaire du bassin de marge du Nord vers le Sud, et l'érosion des séries les plus récentes par un ensemble de chenaux.

unité	âge	secteur CIG1-2				secteur CIG3			
		rides marginales		bassin ivoirien		bassin profond	bassin de la marge ivoirienne	pente continentale ghanéenne	
		rides mineures	Ride de CIG (ouest)	Ride de CIG (est)	plateau profond				
		les différentes structures tectoniques sont mises en place							
A1()	Albien (et antérieur?)	pseudo-socle acoustique		érosion du sommet ?	bassins syntectoniques (1) et (2)		bassin syntectonique (3)	pseudo-socle acoustique au sud (10 km de large)	pseudo-socle acoustique
							postérieur à A1() discordant vers le sud		
		A1()	Albien (et antérieur?) contemporain à postérieur à A1()	absent		extrémité nord bassin syntectonique (2)	uniquement au nord et au sud est, en onlap sur A1		contemporain de A1(), au nord
A2()	Cénomannien à Santonien	absent	érosion du sommet ?				absent	concordant sur A1() puis discordant sur A1()	absent
A2()		absent		discordance	absent		absent	absent	
B1	post-Santonien	sur le flanc nord				uniquement au nord, discordant vers le sud		absent	
						subsidant		absent	
B2	Crétacé supérieur à Paléocène	absent	discordance en onlap horizontal	discordance en onlap penté	discordance et comblement du relief sous-jacent		moule les reliefs sous-jacents		progradation jusqu'à la limite de la pente
			subsidant		subsidant		très subsidant		
C	Éocène à Oligocène	discordance	discordance	toplap		comblement		recul de l'aire de sédimentation érosion et chenalisation	
D	Mio-Pliocène	discordance	recouvre la ride	recouvre le sommet de la ride		comble le bassin ivoirien		progradation	
E	Quaternaire	concordance			absent			absent	

Tableau 5: Récapitulatif de l'évolution de la sédimentation dans le domaine continental de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana.

oriental (CIG3, marge ghanéenne), 65 km dans le secteur occidental (CIG1-2, Ride de Côte d'Ivoire-Ghana proprement dite). Plus au nord le faciès A1(β), lité, indique sans doute une sédimentation plus fine et plus régulière. Ces deux faciès sont contemporains dans le secteur oriental. Dans le secteur occidental, à la fin de l'Albien, le faciès A1(β) apparaît discordant sur A1(α - α^*) (fig. 26), sans doute en raison du diachronisme du faciès A1(α - α^*). De cette époque date la structuration de la marge en pente, Ride et bassin ivoirien (divisé dans le secteur CIG1-2 en plateau et bassin profonds) (fig. 38, 39). Les reliefs issus de cette phase tectonique vont contrôler la suite de l'histoire sédimentaire de la marge: cette structuration a influencé la répartition des faciès (α) (sur la pente, la Ride et le plateau) et (β) (dans le bassin profond, dans le bassin de marge à l'est); mais elle s'est aussi traduite dans le secteur occidental des petits bassins syntectoniques (bassins (1), (2) et (3)) de quelques kilomètres de large.

L'unité **A2** se dépose du Cénomanién au Santonien. Son aire de sédimentation initiale est plus réduite que celle de A1, ce qui pourrait indiquer dans la partie profonde de la marge une diminution importante des apports sédimentaires (et sans doute une lacune de sédimentation), peut-être en raison d'une transgression majeure (transgression cénomaniénne, Haq et al, 1988).

A l'Est (secteur CIG3), on n'observe pratiquement pas de sédimentation au dessus de A1(α): la limite Sud du bassin de marge est alors légèrement surélevée. L'unité A2(β) se dépose au Nord en concordance sur A1(β) et s'étend vers le Sud en discordance sur A1(α) (fig. 24).

A l'Ouest (secteur CIG1-2), l'unité A2 (toujours avec le faciès (β)) n'est présente dans un premier temps que dans le bassin profond, au dessus de ce qui est aujourd'hui l'isochrone 6,3 std. Les apports (détritiques?) composant A2(β) devaient provenir du Nord, la série s'amincissant vers le Sud. Ses limites correspondent soit à des accidents majeurs (escarpement N160-170), soit à des reliefs de faible ampleur au toit de A1 (exemple isochrone 6,3 std pro parte (fig. 25)). Au nord du plateau, A2(β) comble en partie le bassin profond; il recouvre en discordance l'escarpement N45 et le petit bassin syntectonique (2). Le faciès A2(δ) s'étend sur la partie basse du plateau jusqu'à la base de la Ride sous le faciès (δ). Le contact entre A2(δ) et A1(α) (formant la pente Nord de la Ride) correspond selon les profils à un contact tectonique, à un changement latéral de faciès (?) ou encore à une discordance.

Au Sud Ouest, le faciès (ϵ) attribué à l'unité A2 remplit une dépression très subsidente installée sur le flanc nord des rides mineures.

L'unité **B1** (post-Santonien) n'est présente qu'au Nord du bassin profond, ce qui confirme la provenance septentrionale du matériel sédimenté, et pourrait indiquer un nouvel épisode transgressif (Haq et al, 1988). Son dépôt se produit pendant l'approfondissement du bassin profond, comme le montre sa disposition concordante puis en onlap sur le rebord du plateau profond (fig. 22).

L'unité **B2** (Crétacé supérieur-Paléocène) recouvre l'ensemble du bassin ivoirien. Cette unité atteint son épaisseur maximale dans le Nord du bassin profond sans doute en raison de la provenance septentrionale des sédiments. Elle comble totalement les reliefs sous-jacents, à l'exception de la Ride qu'elle ne parvient pas à franchir. A l'Est, la disposition en onlap distaux remontant sur le flanc nord de la Ride suggère un approfondissement contemporain du plateau. Cette disposition n'existe ni sur la terminaison occidentale de la Ride (ce qui semble indiquer une subsidence comparable à celle du bassin profond), ni dans le domaine océanique (la Ride de Côte d'Ivoire et les rides mineures associées seraient solidaires de la plaque océanique). Le bassin profond, toujours subsident, est recouvert d'une couche isopaque.

Dans le secteur CIG3, les sédiments proviennent également du Nord (plateau continental du Cap des Trois Pointes); l'unité B2 est progradante vers le Sud.

Les unités **C** (Eocène-Oligocène), **D** (Mio-Pliocène) et **E** (Quaternaire) se sont déposées selon la même logique: apports sédimentaires provenant du continent africain, remplissage progressif du bassin ivoirien jusqu'au sommet de la Ride qui ne sera totalement recouverte que dans sa terminaison occidentale, progradation dans le secteur CIG3. Dans l'ensemble de la marge, on n'observe plus de différences notables de subsidence. A l'Oligocène, un épisode régressif (Blarez, 1986, Haq et al, 1988) entraîne la mise en place de chenaux qui ont parfois érodé jusqu'au toit de l'unité B2 dans le bassin ivoirien profond, et jusqu'à l'unité A1 sur la pente continentale (secteur CIG3). Le chenal le plus important lié à cet épisode (plus de dix kilomètres de large) se trouve au Nord du secteur CIG2; il emprunte une dépression préexistante au toit de l'unité A. Dans CIG3, un réseau de chenaux de plus petite dimension (quelques kilomètres de large) entaille la série sédimentaire et la pente.

En définitive, on peut distinguer deux types de contrôles de la sédimentation, soit par des paramètres intrinsèques à la marge, soit par des paramètres extérieurs:

Les paramètres intrinsèques sont:

- la structuration tectonique de la marge dès l'Albien;
- la subsidence, se traduisant à partir du Santonien par l'approfondissement du bassin profond au Nord du plateau, puis au Paléocène par l'approfondissement de l'ensemble du bassin profond par rapport au plateau et par celui du plateau par rapport à la Ride.

Ces paramètres propres à la marge ont joué un rôle déterminant dans l'évolution sédimentaire du secteur CIG1-2, mais ils semblent avoir été moins importants dans le secteur CIG3 où la subsidence a été uniforme. L'influence des paramètres extérieurs a alors été prédominante. Ces paramètres sont:

- les apports de matériel sédimentaire provenant de l'érosion du continent africain au Nord;
- les variations eustatiques, transgressions cénomanienne et campanienne, régression oligocène provoquant la formation de chenaux toujours actifs.

4 ANALYSE STRUCTURALE DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA

4.1 CARACTERISATION DE LA DEFORMATION ET STYLES TECTONIQUES OBSERVES

La déformation de la série sédimentaire peut s'appréhender à partir de quatre paramètres qui sont:

- le faciès acoustique, qui peut donner une idée de l'intensité de la déformation à l'échelle de la roche (échelle métrique à plurimétrique).

Ainsi, dans le faciès A(β) formé de réflecteurs continus, la déformation s'exprime sous la forme de plis ou de failles décalant ces réflecteurs (fig. 51).

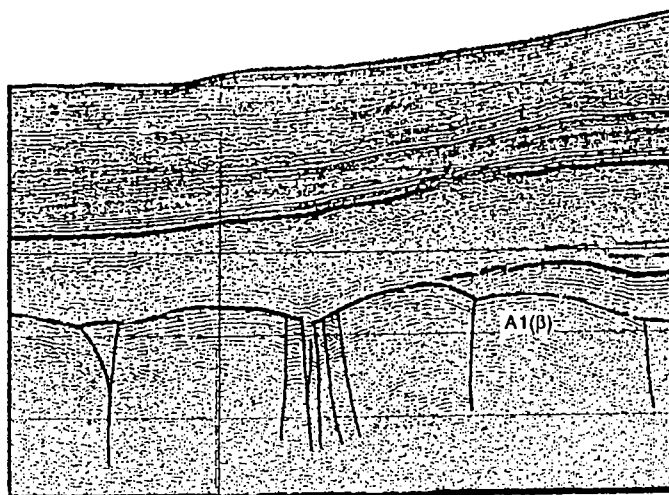


Fig. 51: Extrait du profil IG42 (cf fig. 1-11, annexe 1). Dans le bassin ivoirien profond, le faciès acoustique (β) est plissé et peu fracturé.

Par contre, le faciès A(α) est plutôt chaotique: il peut être interprété comme une série sédimentaire fortement déformée à l'échelle métrique à pluri-métrique (fig. 52). Les failles (ou plus généralement les discontinuités sismiques) localement observables dans un tel faciès ne représentent sans doute qu'une faible partie de la déformation totale.

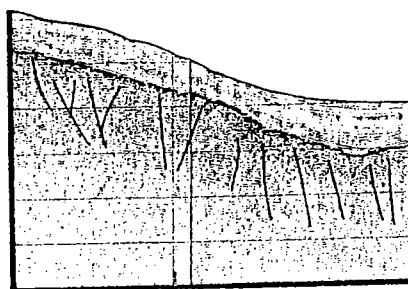


Fig. 52: Extrait du profil IG26 (cf fig. 1-6, annexe 1). Les failles représentées correspondent à des discontinuités dans un faciès sismique semi-chaotique.

- les reliefs du toit de la série sédimentaire déformée, dans la mesure où cette morphologie est directement héritée de la déformation. Bien que la topographie soit étroitement associée aux accidents tectoniques (cf § 4.2), les reliefs ne donnent qu'une idée très approximative de la localisation et de l'intensité de la déformation. On remarque cependant que dans le secteur occidental (CIG1-2), l'extension importante du faciès A(α) s'accompagne d'une ride morphologique conséquente, alors que dans le secteur oriental (CIG3), l'absence d'un tel édifice se corrèle avec une extension très limitée du faciès A(α) (fig. 38, 39, 41, en couverture de dos).

- les failles, qui expriment une déformation cassante localisée. Elles ne sont visibles en sismique qu'aux l'échelles hectométrique à kilométrique. Suivant la continuité des réflecteurs de part et d'autre de ces l'accidents tectoniques, on distingue dans les faciès A(β), A(δ) ou A(ϵ) des failles dont on peut évaluer le rejet vertical grâce au décalage de quelques réflecteurs caractéristiques, et dans le faciès A(α) des discontinuités sismiques indiquant une fracturation dont on ne peut estimer le rejet.

- les plis, correspondant à une déformation plastique à l'échelle pluri-kilométrique. On ne les observe que dans les faciès bien lités (faciès A(β)).

Le faciès sismique et la paléo-morphologie n'apportent que peu d'informations sur la nature de la déformation. Par contre, on peut définir à partir de la géométrie des failles et des plis un ou plusieurs styles tectoniques.

On distingue dans la zone étudiée trois types de failles (des décrochements, des failles normales et des failles inverses) et deux types de plis (associés soit à des failles normales, soit à des décrochements):

Les décrochements forment la famille d'accidents la plus nombreuse. Ce sont des failles caractérisées par un pendage important (vertical à sub-vertical) et par des ramifications (à pendages plus faibles) vers le haut (structures en fleur négatives (Harding, 1973)) (fig. 53). Leur rejet vertical est très faible, sauf dans les structures en fleur où on observe un jeu en général normal, parfois inverse. Ce type de failles est prédominant dans le faciès A(α) (c'est à dire essentiellement sur la ride et au sommet de la pente continentale).

Dans le faciès A(β), ces décrochements sont souvent disposés en faisceaux, définissant une bande déformée de plusieurs centaines de mètres de large. On peut observer à l'extrémité d'un de ces faisceaux une terminaison en queue de cheval, où les failles coulissantes s'infléchissent en un ensemble de failles normales (fig. 54).

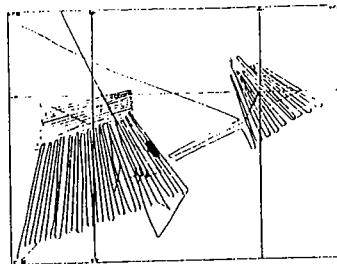
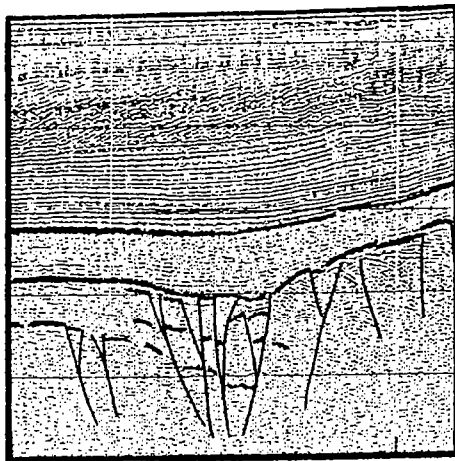


Fig. 53: Extrait du profil IG6 (cf fig. 1-1, annexe 1). La limite septentrionale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana est fracturée par une structure en fleur négative ayant rejoué pendant le dépôt de l'unité A2(δ).

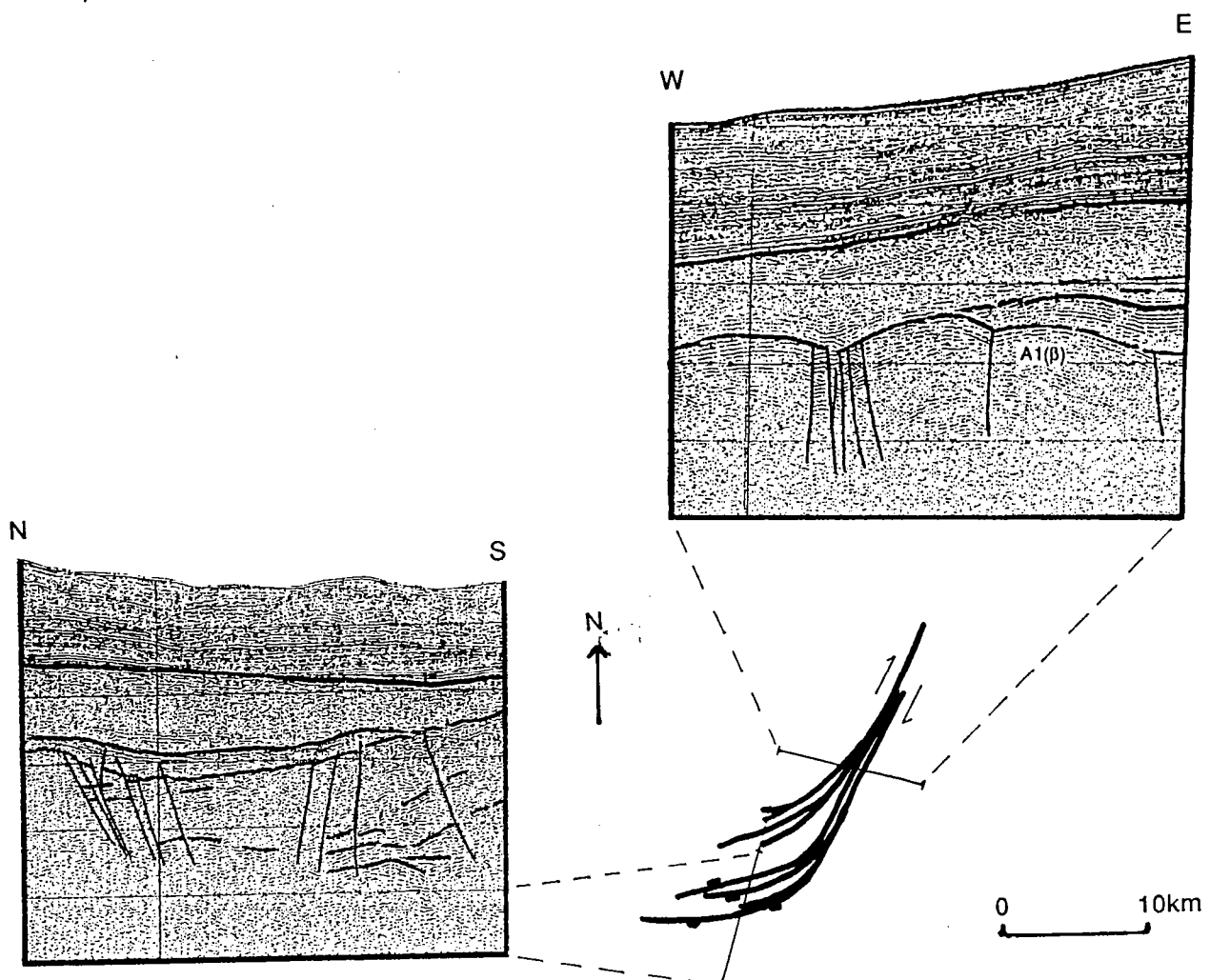


Fig. 54: Terminaison en queue de cheval d'un faisceau décrochant dextre dans le bassin ivoirien profond. Extraits de la carte structurale synthétique (fig. 62), et des profils IG42 (cf fig. 51, 1-11 annexe 1) et IG31 (cf fig. 1-6, annexe 1). Le segment décrochant, orienté NNE-SSW, se termine par un ensemble de failles normales de directions E-W. L'ensemble indique un rejet décrochant dextre.

Les failles normales sont relativement peu nombreuses. On peut distinguer trois grand types de failles normales:

- sur les pentes fortes (pente de la ride, escarpement limitant le bassin profond), des failles dont on ne peut préciser si elles sont directement à l'origine des escarpements ou si elles les accommodent seulement (fig. 55, 56).
- à la limite de bassins asymétriques (cf § 3.4.3), des failles synsédimentaires avec un rejet pouvant atteindre 0,5 std (fig. 57, 58, 59).
- enfin, quelques failles normales à faible rejet dans le bassin ivoirien (fig. 55).

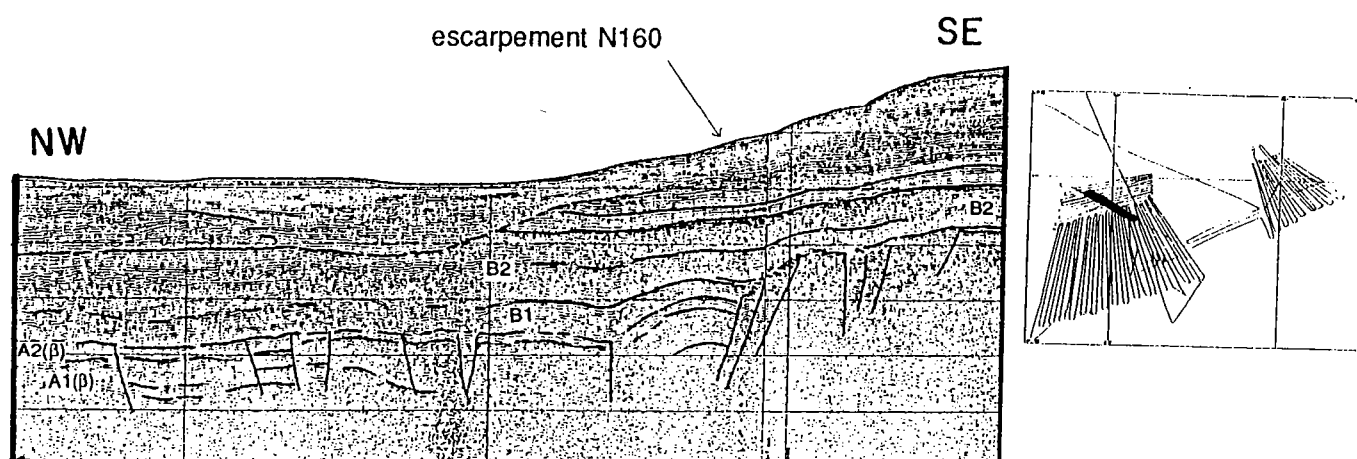


Fig. 55: Extrait du profil IG57 (cf fig.33). Dans le bassin ivoirien profond, des failles normales structurent la pente (escarpement N160) séparant le plateau du bassin profond. Plus au Nord, quelques failles normales affectent le toit de l'unité A1.

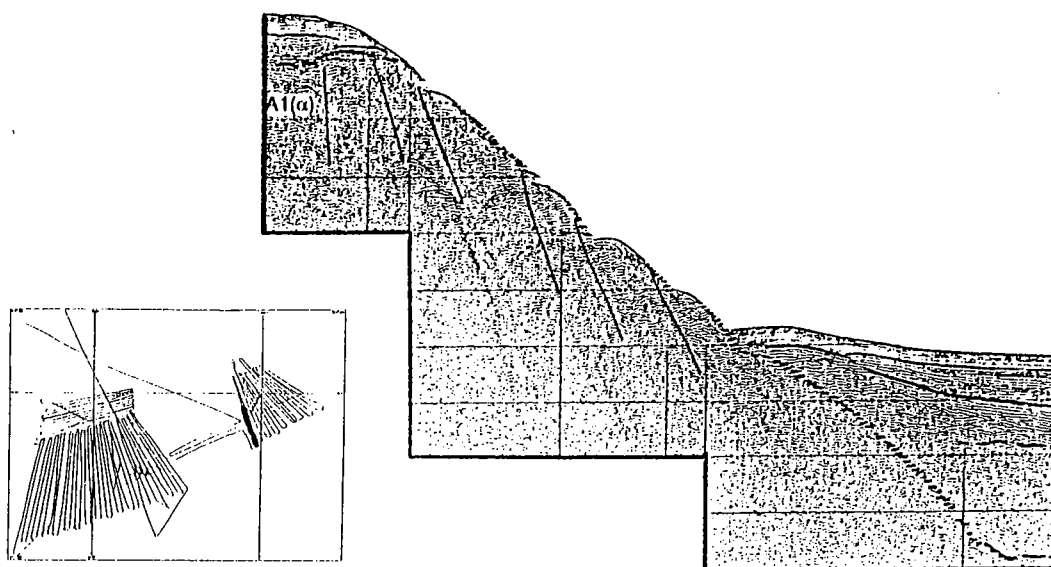


Fig. 56: Extrait du profil IG60 (cf fig. 67). Des failles normales accommodent la dénivelée formée par la pente continentale entre le bassin de marge et la plaine abyssale.

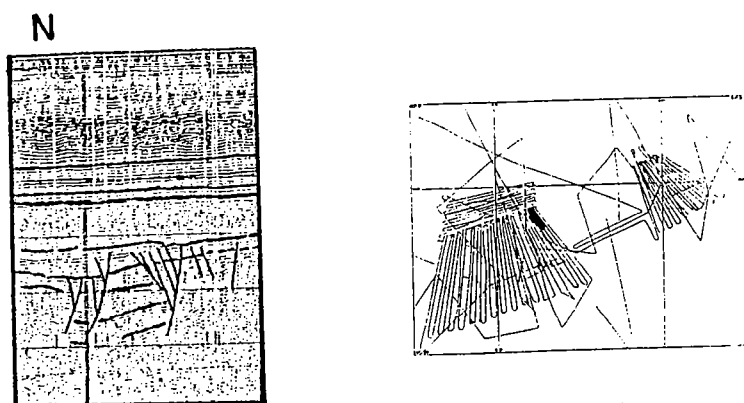


Fig. 57: Extrait du profil IG7 (cf fig. 1-2, annexe 1). Des failles à rejet normal et sans doute décrochant (structures en fleurs) limitent au SE le bassin syntectonique n°1.

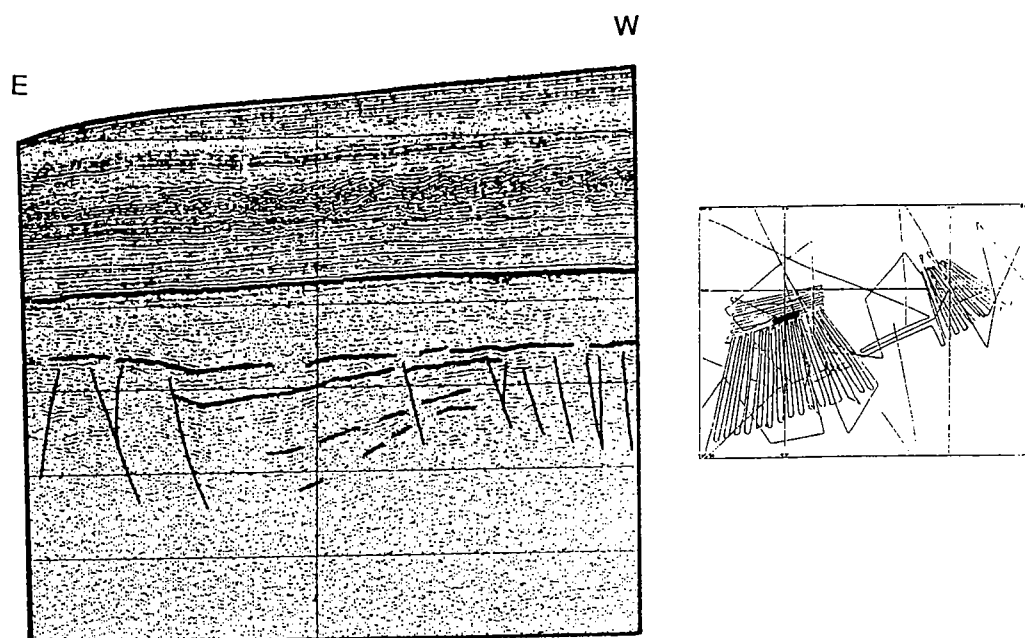


Fig. 58: Extrait du profil IG46 (cf fig. 1-13, annexe 1). Des failles normales limitent à l'Ouest et au Nord-Ouest le bassin syntectonique n°2.

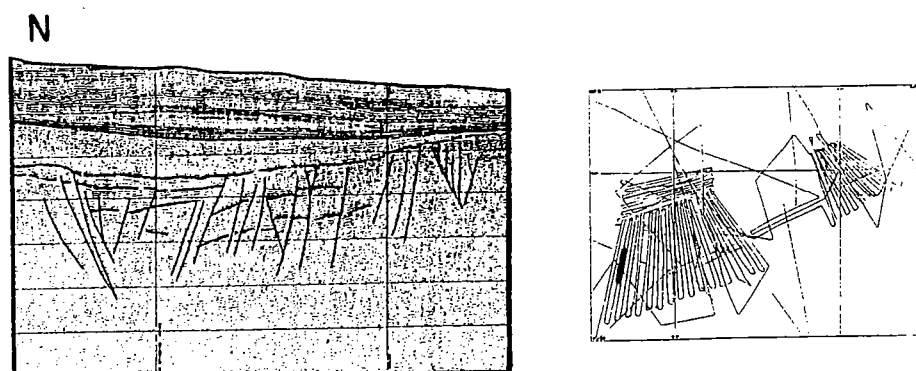


Fig. 59: Extrait du profil IG34 (cf fig. 1-9, annexe 1). Un faisceau de failles à rejets normaux limite au Nord le bassin syntectonique n°3.

Les failles inverses sont des accidents rarement observés et à rejet vertical toujours très faible. Par contre, on observe de nombreux décrochements à composante inverse.

Les plis observés sont uniquement des anticlinaux, de longueur d'onde voisine de 3 km, et d'amplitude faible (maximum 0,2-0,3 std, donc de l'ordre de 300-500 m) (fig. 60). Ils sont toujours associés à des failles, qui les limitent au moins sur un flanc. Ces failles sont soit des failles normales synsédimentaires limitant un bassin (fig. 60a), et éventuellement reprises en compression (fig. 60d, 60e), soit des faisceaux de décrochements (dans ce cas l'amplitude des plis est plus faible (inférieure à 0,2 std)) (fig. 60c).

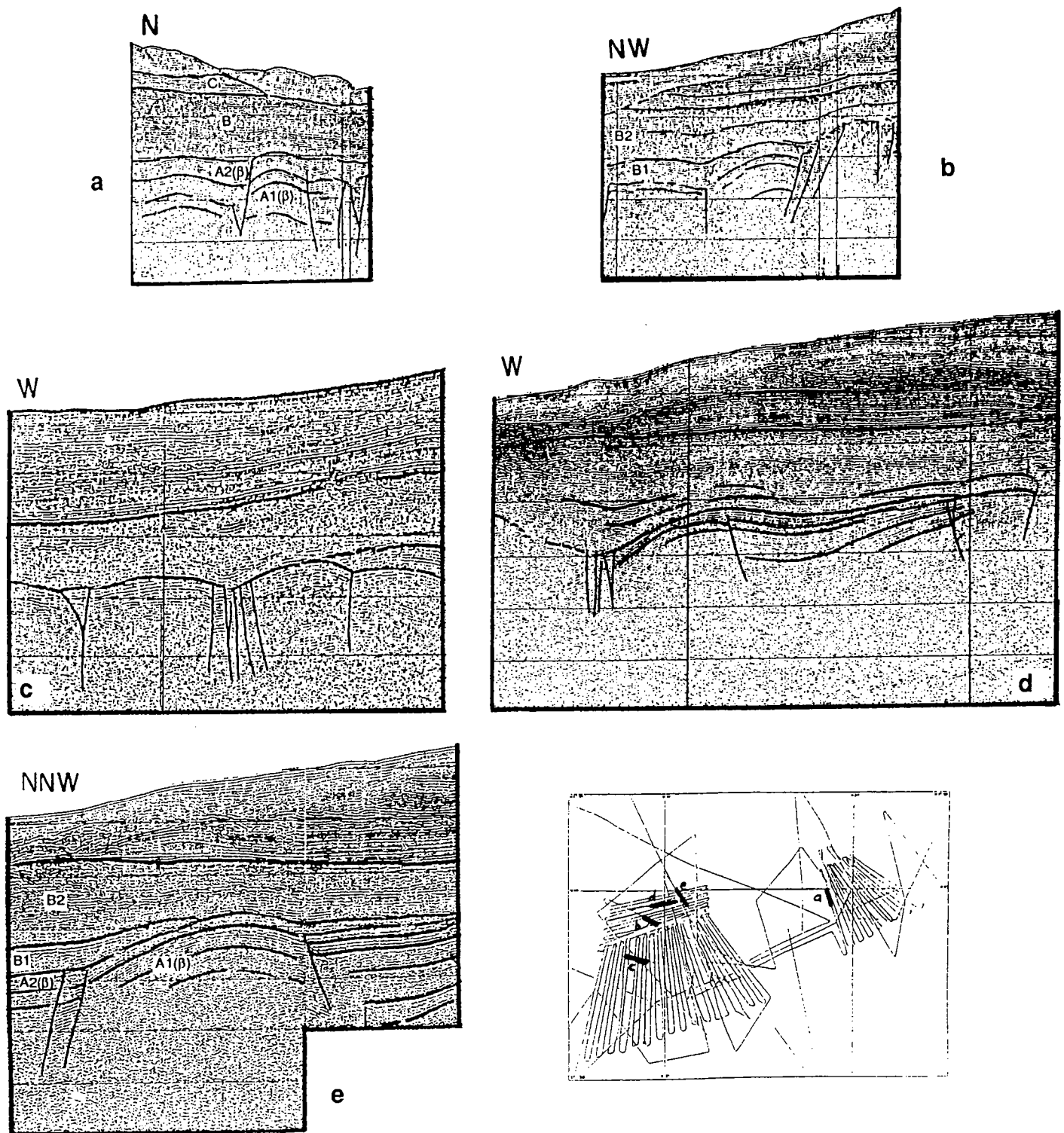


Fig. 60: Structures plicatives du bassin ivoirien profond. (a) Extrait du profil IG60 (cf fig. 67): pli anticlinal associé à des failles normales dans le bassin de marge (secteur CIG3). (b) Extrait du profil IG57 (cf fig. 33): pli anticlinal au pied de l'escarpement N160 dans le bassin ivoirien profond (secteur CIG1-2); l'unité B1 n'est pas plissée: son épaisseur diminue de la base du pli vers son sommet; elle enveloppe le pli. (c) Extrait du profil IG42 (cf fig. 1-11, annexe 1): plis anticlinaux de faibles amplitudes associés à un faisceau décrochant. (d) Extrait du profil IG54 (cf fig. 1-15, annexe 1): pli anticlinal affectant le bassin asymétrique n°2. Une faille inverse est associée à ce pli. (e) Extrait du profil E23 (cf fig. 1-16, annexe 1): pli anticlinal affectant la limite septentrionale du bassin asymétrique n°2. Ce pli est limité par une faille normale, responsable du basculement de la série, et reprise par un très léger rejet inverse.

4.2 CARTES STRUCTURALES DE LA MARGE PROFONDE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA

Les cartes structurales ont été élaborées à partir des données sismiques disponibles (essentiellement celles de la campagne Equamarge II). Deux types de documents sont présentés: les cartes exhaustives et les cartes synthétiques. Les cartes exhaustives montrent le tracé de tous les accidents (quelque soit leur importance) qu'il a été possible d'observer et qui ont pu être corrélés d'un profil à l'autre; les cartes synthétiques ne représentent que les accidents les plus importants par la dimension et le rejet, ou les plus significatifs à l'intérieur d'un ensemble homogène de failles. Ces cartes permettent l'étude des directions des différents accidents, de leur répartition, et finalement une approche régionale de la déformation de la marge.

4.2.1 Structure du secteur occidental (CIG1-2) (fig. 61, 62 en couverture de dos)

On retrouve dans ces cartes les différentes zones définies à partir de la morphologie du toit de l'unité déformée (cf § 3.4.1). Ces zones se distinguent ici d'une part grâce des ensembles d'accidents tectoniques de types et de directions relativement homogènes; d'autre part grâce à des accidents majeurs qui soulignent leurs limites:

4.2.1.1 la Ride

La Ride de Côte d'Ivoire-Ghana est limitée au nord par une bande de décrochements (structure en fleur négative, fig. 53) d'environ quatre kilomètres de large, constituée de trois segments d'orientations différentes: N70 à l'Est, N45 vers 2°55 de longitude Ouest, et N90 à l'Ouest. A l'Est, ce faisceau de failles est formé de deux décrochements parallèles (N70) encadrant des failles plus obliques (N35).

La limite Sud de la Ride est supposée correspondre à la limite continent / océan; elle n'est apparemment pas tectonisée.

A l'Est du secteur CIG1, la pente de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana (où l'unité A affleure) est trop raide pour que la sismique réflexion permette d'y définir des failles. A l'Ouest de CIG1, cette pente diminue et on peut y observer un ensemble d'accidents décrochants à pendage normal et de direction N70 à N95 (vers l'Ouest); ces failles sont associés aux rides mineures et forment un bassin sur leur flanc septentrional (fig. 63).

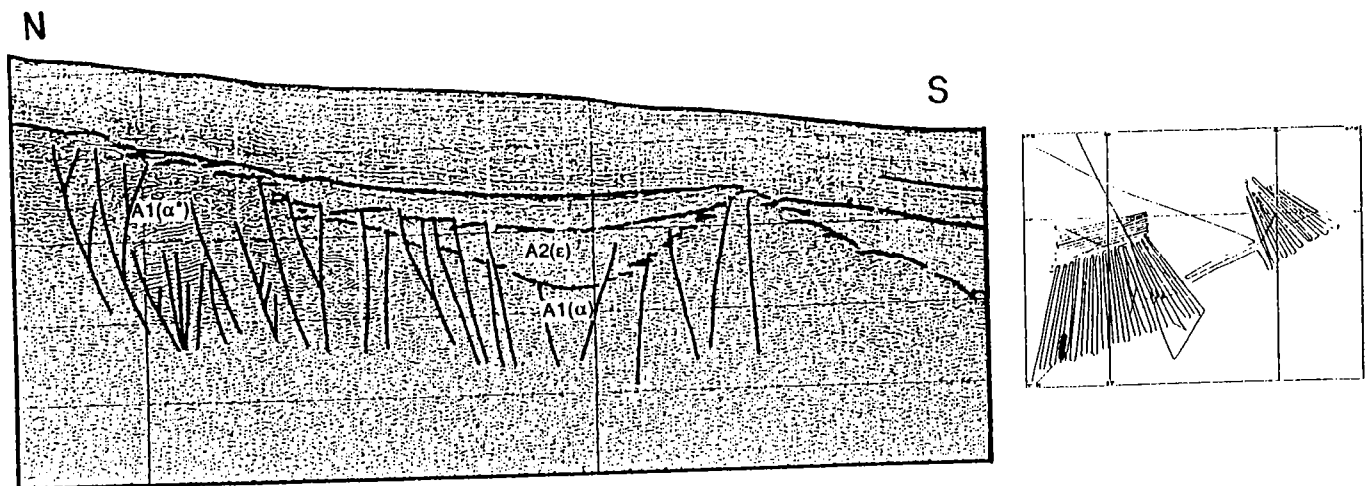


Fig. 63: Extrait du profil IG31 (cf fig. 1-7, annexe 1). Un ensemble de failles E-W à pendage normal forment et déforment une dépression remplie par l'unité A2(ε) immédiatement au Nord des rides mineures.

Le sommet de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et sa pente septentrionale sont également affectés par de nombreux accidents en majorité décrochants, sub-parallèles (N70) à la ride, et qui sont recoupés par des failles obliques à jeu apparent dextre et d'orientation N110-120 à N155. Ces failles obliques influencent la morphologie actuelle de la pente, par exemple vers 3°N32' et 2°W42' où la pente correspond à une faille normale; ou vers 3°N25' et 3°W03' où un relief affectant l'arête de la Ride est apparemment associé à une faille courbe.

4.2.1.2 le plateau profond

Au Nord de la Ride, le bassin ivoirien est divisé en plateau et bassin profond par un ensemble de failles normales associées à un escarpement N160-170 (fig. 1-11, annexe 1, fig. 33). Cet escarpement se prolonge au Nord par un second escarpement de direction N45, formé de failles normales, failles inverses et plis anticlinaux (fig. 60d, 60e).

Sur le plateau profond, on distingue au Nord une série de failles courbes de directions N-S à NE-SW, à jeu normal, localisées en majorité en limite des petits bassins syntectoniques (demi-grabens) (fig. 28, 58, 60e). Ces accidents normaux ont été remobilisées, sur l'escarpement N45, en décrochements à jeu inverse (fig. 60d, 60e).

Le Sud du plateau profond est affecté, en pied de Ride, par un couloir décrochant (structure en fleur négative) qui correspond au talweg précédemment décrit (fig. 53); la partie la plus haute du plateau (au SW) est découpée par un ensemble de failles normales (et décrochantes?) de direction E-W qui pourraient prolonger la bande de décrochements du talweg (fig. 64).

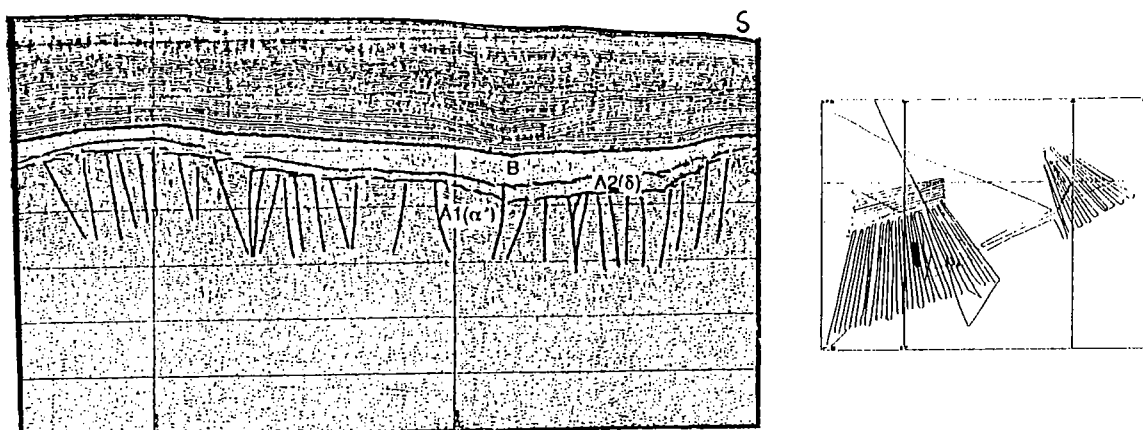


Fig. 64: Extrait du profil IG18 (cf fig. 1-4, annexe 1) montrant la fracturation du plateau profond.

Le point de contact entre les structures limitant le plateau, le bassin profond et la Ride montre une structure tectonique complexe, dominée par des décrochements E-W (prolongeant ceux limitant la Ride) et par l'escarpement N160-170 séparant le plateau du bassin profond. Les failles normales formant cet escarpement s'incurvent vers le Sud suivant une direction E-W sub-parallèle au couloir décrochant. Dans la partie Est de cette zone de contact un ensemble de failles NW-SE évoque une terminaison en queue de cheval ultérieurement recoupée.

L'ensemble des accidents affectant le plateau est contemporain du dépôt de l'unité A1, seuls le couloir décrochant du talweg en base de Ride et quelques autres failles ont été remobilisés pendant le dépôt de la série A2 (fig. 23, 53).

4.2.1.3 le bassin profond

Le bassin profond contient au Sud Ouest un ensemble de failles normales E-W à vergence Sud, dont certaines, antérieures au dépôt de l'unité A1(β), forment un bassin en hémigraben (fig. 44). Les plus proches de la bande de décrochements limitant le nord de la Ride correspondent à une terminaison en queue de cheval (fig. 54) d'un faisceau décrochant dextre, orienté N25, et contemporain (voire sans doute antérieur) du dépôt de l'unité A2(β) (fig. 54); des plis de faible amplitude sont associés à ce faisceau.

Le bassin profond, recouvert par l'unité A2, est peu fracturé: vers le Sud, cette fracturation est antérieure au dépôt de A2 et s'accompagne d'un léger plissement. Vers le Nord on observe des accidents N-S à N45, normaux dans le bassin profond, plutôt inverses (et associés à des plis) à proximité de l'escarpement limitant le plateau.

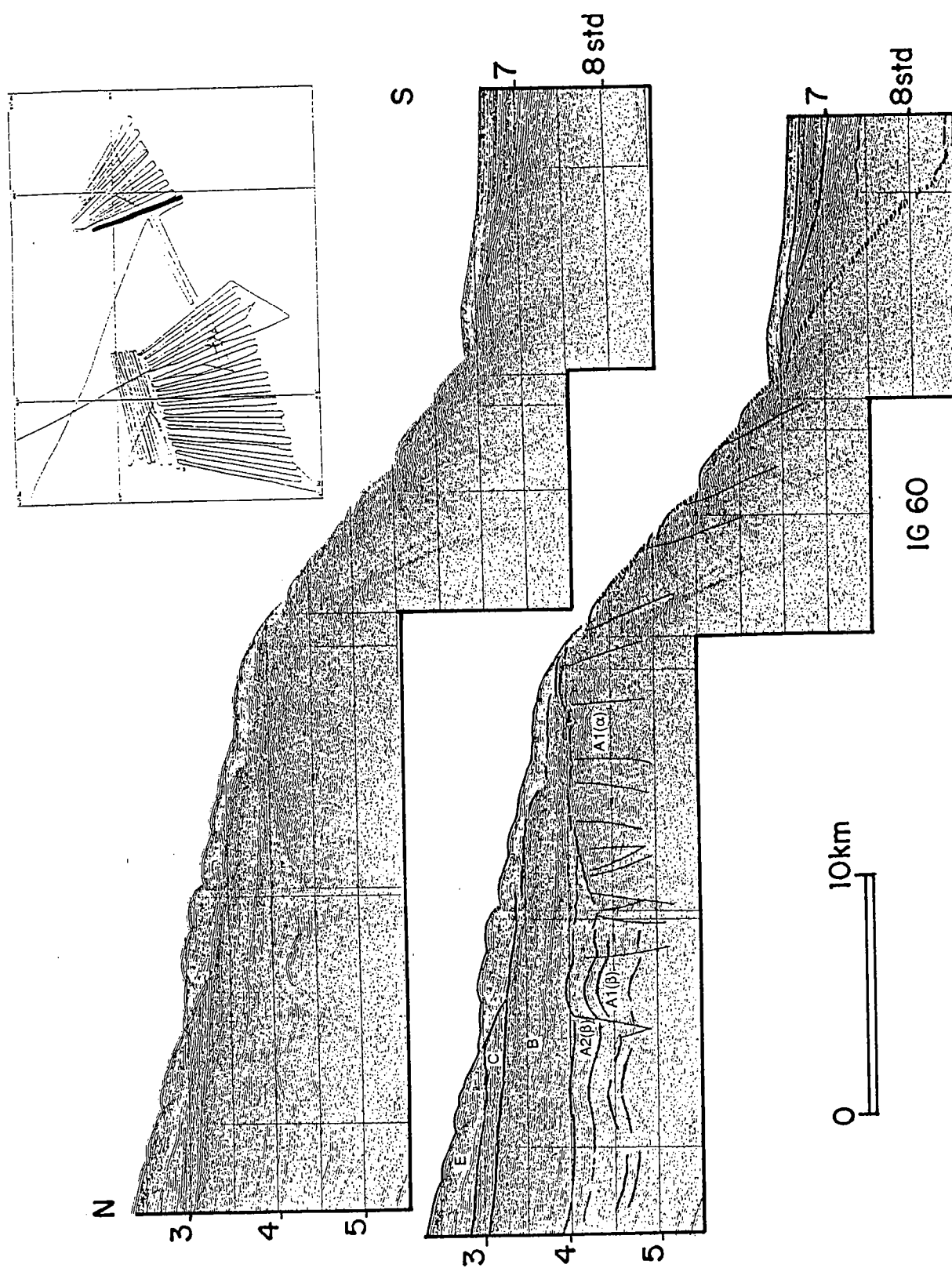


Fig. 67: Profil sismique IG60. On distingue au sommet de la pente continentale une zone étroite très déformée, passant brusquement à des sédiments peu déformés.

4.2.2 Structure du secteur oriental (CIG3) (fig. 65, 66 en couverture de dos)

Dans ce secteur on reconnaît également les grands ensembles définis au toit de l'unité A (§ 3.4.1): c'est à dire la pente continentale au Sud, et le prolongement du bassin ivoirien (bassin de marge) au nord. La répartition de la déformation permet de distinguer un troisième ensemble (le rebord du bassin de marge) entre les deux précédents. Ces trois zones sont recoupées par des accidents décrochants apparemment senestres et de directions N120 à N160.

4.2.2.1 la pente continentale

Dans sa partie inférieure on ne peut observer de déformations en raison de l'inclinaison trop importante. Par contre, sa partie supérieure est structurée par des failles normales à pendage Sud, globalement parallèles (N55 à N75) à la direction générale de la pente (fig. 50, 67). Ces failles sont recoupées par les accidents décrochants N120 à N160 déjà mentionnés. L'ensemble de la fracturation contrôle le modelé actuel du sommet de la pente; comme dans le secteur occidental, ces décrochements sont responsables des indentations qui perturbent sa direction générale.

4.2.2.2 le rebord du bassin de marge

Cette zone correspond à une bande d'environ 10 km de large, très déformée, parallèle à la pente continentale inférieure. Cette bande est parcourue par un réseau dense de décrochements sub-verticaux à léger rejet vertical, avec un pendage variant rapidement de normal à inverse (fig. 50, 67). La direction de ces décrochements varie également très rapidement (de N10 à N110, majoritairement N50 à N80); ces directions sont recoupées par la famille de décrochements N120 à N160, ce qui suggère une fracturation très importante selon plusieurs directions superposées.

4.2.2.3 le bassin de marge

Dans le secteur oriental (CIG3), le bassin ivoirien correspond à une zone de déformation essentiellement plicative, comportant seulement quelques failles normales qui apparaissent pour l'essentiel contemporaines du dépôt de l'unité A1. Comme dans le secteur occidental, ces failles sont associées à des plis anticlinaux (fig. 67). Le contact avec le domaine précédent (le

rebord), très fracturé, correspond à la limite entre les faciès A1(α) et A1(β), ce qui tend à confirmer que la différence entre ces deux faciès provient plutôt d'une intensité différente de la déformation que de la sédimentation.

Dans ce secteur, la courbure des failles normales (orientées N15 et N70) est compatible avec une composante décrochante dextre. Les axes des plis sont orientés N30 à N65, et sont associés aux failles normales soit en raison d'une reprise compressive de structures distensives (mais on n'observe pas de rejet inverse sur les failles), soit, plus probablement, en raison d'un rejet syn-sédimentaire décrochant le long de failles préexistantes. Par 2°W on observe un relais droit de plis qui corrobore l'hypothèse de l'association plis-décrochements. La déformation qui est en moyenne très faible diminue rapidement d'intensité vers le Nord, et disparaît à environ 25 km du sommet de la pente.

4.3 SYNTHÈSE STRUCTURALE

Le principal caractère structural de ce secteur de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana est la présence de très nombreux décrochements et structures associées (structures en fleurs, plis, terminaisons en queue de cheval). Ces structures ont été observées tant dans la zone de contact entre domaine continental et domaine océanique formée par la Ride à l'Ouest ou la pente continentale et son sommet à l'Est, que dans le bassin ivoirien profond plus au Nord. Ces deux ensembles se différencient cependant par les types d'accidents tectoniques observés et surtout par l'intensité de la déformation.

Un second caractère structural majeur est un élargissement important de la zone tectonisée de l'Est (30 km dans CIG3) vers l'Ouest (plus de 80 km dans CIG1-2), c'est à dire d'un secteur (CIG3) où la croûte continentale est encore relativement peu amincie vers un secteur (CIG1-2) où la croûte continentale a subi un amincissement important (son épaisseur actuelle étant dans ce secteur de 21 km (Pontoise et al, sous presse)).

La Ride de Côte d'Ivoire-Ghana correspond à une zone intensément déformée. Cette déformation affecte l'ensemble de l'unité sédimentaire A (Albien (et antérieur?) à Santonien); et elle semble à l'origine du faciès chaotique A1(α). Les failles décelables en très grand nombre ne représentent sans doute qu'une faible partie de la déformation totale; il s'agit essentiellement de décrochements à léger rejet normal ou inverse. Quelques failles normales

sans doute tardives par rapport aux autres fractures délimitent de grand panneaux dans la pente continentale. Les directions de ces accidents sont assez variables; on note cependant une nette prédominance de failles sub-parallèles à la direction de la Ride (N70), ainsi qu'une famille de failles sécante, de directions N120 à N160. Cet ensemble d'accidents pourrait correspondre à plusieurs périodes de fracturations superposées. Elles participent directement au modelé de la pente actuelle quand la série sédimentaire déformée y est à l'affleurement.

Le bassin ivoirien profond forme un ensemble beaucoup moins déformé (les failles y sont moins nombreuses) mais globalement plus complexe:

Dans le secteur oriental (CIG3), la déformation s'exprime essentiellement par quelques plis anticlinaux contemporains du dépôt des formations litées A1(β) (anté Cénomanién) et A2(β) (Cénomanién à Santonien). La direction de ces plis (N30 à N65) est compatible avec l'axe compressif associé à un décrochement parallèle à la pente continentale actuelle et remobilisant des failles plus anciennes. Au total, la déformation ne concerne, dans ce secteur oriental, qu'une bande étroite de 30 km de large orientée N70.

Par contre, dans le secteur occidental (CIG1-2), c'est sur une largeur de plus de 80 km que la marge est fortement déformée. On y retrouve associés des décrochements, des failles normales, quelques failles inverses et des plis. Les limites des domaines définis à partir de la morphologie du toit de l'unité déformée (ride, plateau et bassin profonds, cf fig. 38 (en couverture de dos) et § 3.4.1) correspondent à des accidents majeurs. C'est ainsi que la limite septentrionale de la Ride est formée par un décrochement (structure en fleur négative) antérieur à contemporain du dépôt de l'unité A2 (Cénomanién à Santonien). De la même manière, l'escarpement N160-170 est structuré par un ensemble de failles normales. Enfin, l'escarpement N45 correspond à un ensemble de failles normales synsédimentaires reprises en failles inverses, et associées à des plis pendant le dépôt de l'unité A1 (anté Cénomanién). Comme dans le secteur oriental (CIG3), la direction de ces plis semble correspondre à l'axe de raccourcissement associé à un décrochement parallèle à la ride. Il s'agirait cependant dans ce cas de la reprise en compression ou en cisaillement d'un accident distensif préexistant.

Dans le bassin profond, des plis de style différent accompagnent un faisceau de décrochements dextres de direction N25, à terminaison en queue de cheval. Ces plis pourraient être des plis d'entraînement contemporains du jeu coulissant du faisceau de failles.

La plupart de ces accidents ont fonctionné uniquement pendant le dépôt de l'unité A1 (Crétacé inférieur), assez tardivement en ce qui concerne la remobilisation en compression. Seuls certains décrochements dans le bassin profond, ainsi que ceux limitant le Nord de la ride ont fonctionné pendant le dépôt de l'unité A2 (Campanien à Santonien).

On remarque localement des structures plus anciennes: ce sont les petits bassins syntectoniques en demi-grabens à l'intérieur de l'unité A1. Au Nord ces bassins sont limités par des failles de direction N30 à N45 (bassins n°1 et 2, ce dernier étant repris ultérieurement en compression), N90 au Sud Ouest (bassin n°3). Ce dernier bassin (3) montre une différence d'orientation entre les directions de son plancher et celles de son toit, qui pourraient indiquer une rotation de la direction d'extension.

En résumé, l'histoire tectonique de cette marge a commencé au Crétacé inférieur, vraisemblablement à l'Albien (dépôt de l'unité A1), par la création (d'Ouest en Est) de bassins en demi-grabens, sans doute avec des orientations alors différentes des orientations actuelles. Simultanément les grands ensembles morpho-structuraux caractéristiques de cette marge apparaissent: la Ride marginale se met en place et est déformée par une multitude de failles coulissantes, alors que le futur bassin ivoirien profond est structuré par un décrochement majeur localisé juste au Nord de la Ride et par des failles normales créant des escarpements orientés N160 et N45. A la fin de l'Albien, des structures du bassin ivoirien orientées actuellement N30 à N60 sont remobilisées en compression. A partir de ce stade, cette région de la marge transformante est entièrement structurée, et son évolution ultérieure (étroitement liée à la subsidence et aux variations des aires de dépôt sédimentaires) va être contrôlée par cette structure.

Du Cénomaniens au Santonien, la déformation est très faible. Elle se limite au rejeu de quelques décrochements (base Nord de la Ride (jeu transtensif), faisceau décrochant dextre (à terminaison en queue de cheval) associé à des plis d'entraînement dans le bassin profond).

A partir du Campanien, la couverture sédimentaire de la marge n'est plus déformée que par des processus sédimentaires (glissements gravitaires (Yong, 1989), slumps, diapirisme argileux).

DEUXIEME CHAPITRE

FORMATION D'UNE MARGE TRANSFORMANTE,
APPORTS DE LA MODÉLISATION ANALOGIQUE

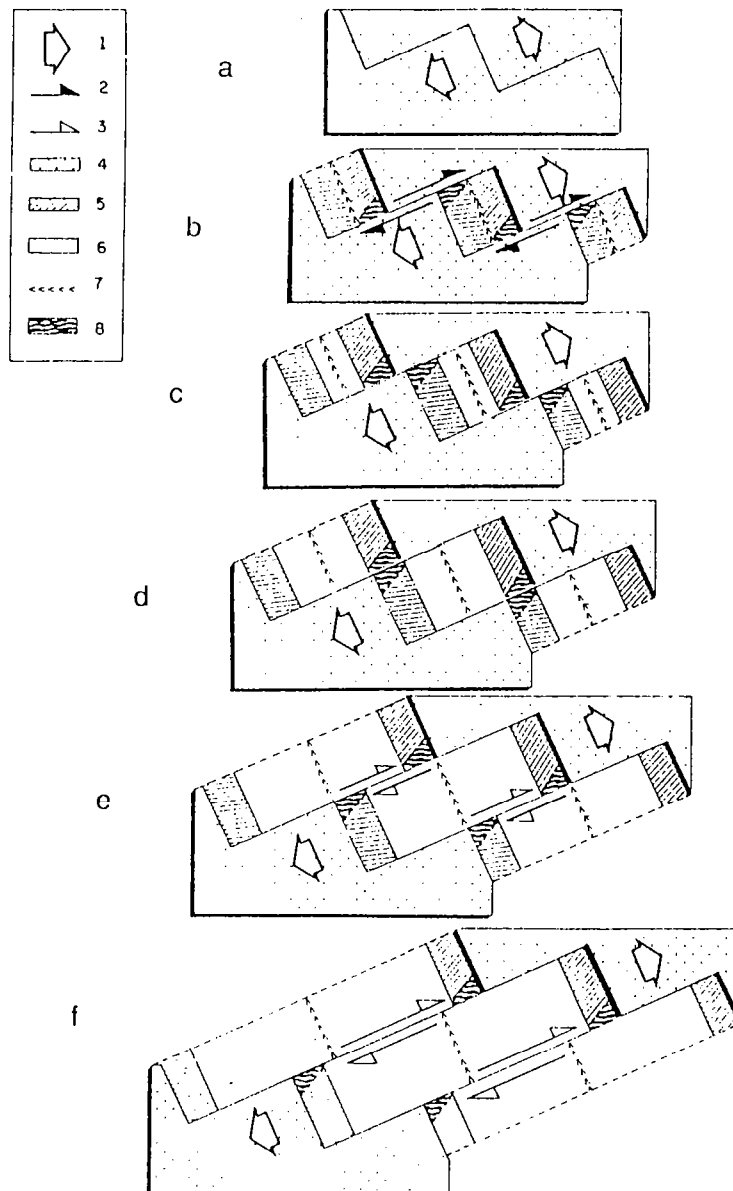


Fig. 68: Modèle simplifié de l'évolution de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana (modifié d'après Mascle et Blarez, 1987). Evolution géodynamique de la marge: (a), état initial. (b), décrochement continent contre continent, et décrochement marge continentale distensive en formation (croûte amincie) contre continent. (c), décrochement marge continentale distensive stable contre continent. (d), décrochement marge continentale stable contre marge continentale stable. (e), décrochement marge continentale stable contre croûte océanique. (f), marge transformante stable. 1, divergence. 2, mouvement transformant entre croûtes continentales. 3, mouvement transformant entre croûtes océaniques (zones de fractures océaniques). 4, croûte continentale épaisse. 5, croûte continentale amincie. 6, croûte océanique. 7, axe d'accrétion océanique. 8, ride marginale.

1 INTRODUCTION

La marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana s'est formée sous l'influence d'un mouvement décrochant de très grande ampleur, qui l'a structuré en faisant coulisser l'une contre l'autre des croûtes de natures et d'épaisseurs différentes (Le Pichon et Hayes, 1971, Blarez, 1986, Mascle et Blarez, 1987) (fig. 68). Dans l'actuel bassin ivoirien profond, l'évolution géodynamique a été théoriquement la suivante:

- Décrochement entre deux croûtes continentales (marges ghanéenne et brésilienne) (fig. 68b).
- Décrochement entre une croûte continentale en train de s'amincir au Nord (plaque africaine) et une croûte continentale d'épaisseur normale au Sud (plaque Sud-américaine) (fig. 68b).
- Décrochement entre une croûte continentale amincie au Nord (bassin ivoirien profond) et une croûte continentale d'épaisseur normale au Sud (plaque Sud-américaine) (fig. 68c).
- Décrochement entre deux croûtes continentales amincies (fig. 68d).
- Décrochement entre une croûte continentale amincie au Nord (bassin ivoirien profond) et une croûte océanique au Sud (plaine abyssale du golfe de Guinée) (fig. 68e).

Les structures apparues successivement au cours d'une telle évolution restent mal connues sur le terrain, leur superposition rendant difficile l'interprétation de la déformation totale.

La modélisation expérimentale a été utilisée en parallèle avec l'étude de terrain afin de séparer les différentes étapes de la formation de la marge, et d'observer les structures formées au cours des différents stades de son évolution. Elle va apporter des éléments de réponses à différentes questions:

- Quelle est la géométrie et la cinématique d'un décrochement accommodant un très grand déplacement?
- Quelle est la géométrie et la cinématique d'un décrochement mettant en contact une croûte d'épaisseur normale et une croûte en train de s'amincir?
- Le rifting est-il modifié par la proximité d'un décrochement, et le décrochement est-il influencé par la proximité du rifting?
- Comment se propage un décrochement quand la zone où est localisée l'extension s'en éloigne?

2 EXPÉRIENCES ANTÉRIEURES

2.1 DISPOSITIFS EXPÉRIMENTAUX

Depuis les premières expériences modélisant le mouvement décrochant (Fujiwhara, 1924, 1925, Brown, 1928, Cloos, 1928 et Riedel, 1929), on a essentiellement utilisé deux dispositifs expérimentaux :

- Le dispositif dit "de Riedel" (fig. 69), constitué d'une couche de matériau analogue reposant sur deux plaques coulissant l'une contre l'autre. Les matériaux analogues utilisés varient suivant les auteurs. Ce sont différents argiles (Cloos, 1928, Riedel, 1929, Tchalenko, 1967, 1970, Wilcox et al, 1973), du sable (Emmons, 1969, Naylor et al, 1986, Richard, 1989), du sable et de la silicone (Richard, 1989), de la paraffine et de la silicone (Odonne, 1981).

- La boîte à cisaillement (fig. 70), où un échantillon confiné (en général de l'argile) est déformé grâce au déplacement coulissant de deux demi-boîtes.

2.2 RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

Cloos (1928) et Riedel (1929) ont mis les premiers en évidence la formation de failles synthétiques disposées en échelons au dessus du cisaillement (failles de Riedel ou R), ainsi que de failles antithétiques (R'). L'angle de ces failles par rapport au cisaillement basal varie en fonction des matériaux utilisés.

En utilisant différents argiles dans des expériences de type Riedel et dans une boîte à cisaillement, Tchalenko (1970) a montré que :

- Dans les deux types d'expériences, la fracturation des matériaux suit la loi de Mohr-Coulomb :

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi$$

où τ et σ_n sont respectivement les contraintes cisailante et normale sur la surface de rupture, c la force de cohésion et ϕ l'angle de friction interne.

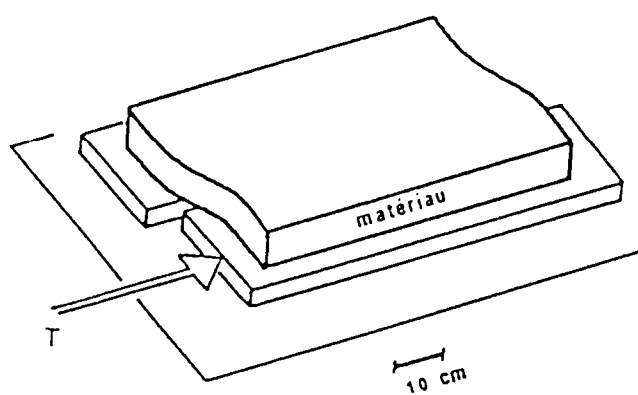


Fig. 69: Dispositif expérimental de Riedel (d'après Tchalenko, 1970). T , force de traction.

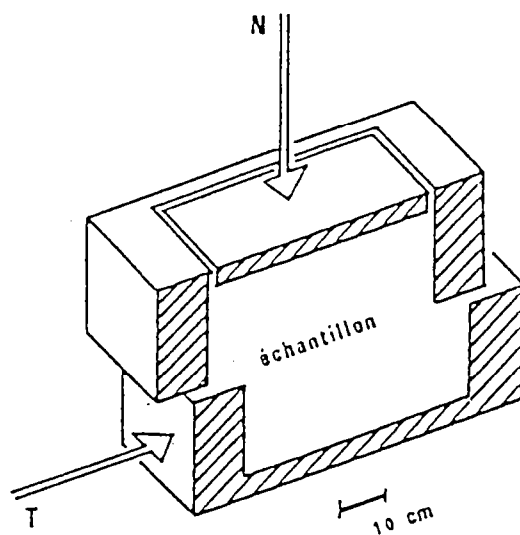


Fig. 70: Boîte à cisaillement (d'après Tchalenko, 1970). N , force normale effective. T , force de cisaillement horizontale.

Cette loi définit un critère de rupture des matériaux à comportement fragile, et prédit également la direction des failles par rapport à la contrainte principale σ_1 . Les failles synthétiques (R) et antithétiques (R') sont alors respectivement de direction $\phi/2 - 45^\circ$ et $45^\circ - \phi/2$ (angle horaire) par rapport à σ_1 . Naylor et al (1986) ont confirmés ces résultats en utilisant du sable comme matériau analogue.

- Les échantillons de roche se déforment selon les mêmes modalités (mêmes géométries et évolutions de la déformation, mêmes critères mécaniques de rupture) dans un dispositif de Riedel et dans une boîte à cisaillement: la déformation subie par un modèle au dessus d'un décrochement correspond donc à un cisaillement simple où la contrainte principale σ_1 est à 45° de la direction du décrochement basal. Les failles (R et R') se forment alors avec des angles respectivement de $\phi/2$ et $90^\circ - \phi/2$ par rapport au décrochement basal. Ces directions sont uniquement fonction de l'angle de friction interne des matériaux utilisés.

- Dans les expériences de type Riedel, Tchalenko (1970) définit trois stades de fracturation en fonction de la force de traction nécessaire à un déplacement continu de la plaque mobile (fig. 71):

- "peak stage", où la résistance est maximale et où se forment les failles R et R'.
- "post peak stage", où la résistance diminue et où se forment les failles P connectant les failles R.
- "residual stage", où la résistance reste constante, et où le déplacement est accommodé par quelques failles sub-parallèles au décrochement basal (failles Y (Bartlett et al, 1981)).

Quand le déplacement augmente, il y a donc apparition de plusieurs générations de failles d'orientations différentes; et la direction des failles actives (en particulier des dernières failles créées) se rapproche rapidement de la direction du mouvement.

Ces expériences ne concernent cependant que les premiers stades de la déformation, accommodant des déplacements relativement peu importants. L'évolution ultérieure de la fracturation dans un décrochement de grande ampleur reste à étudier.

De la même manière, les expériences combinant l'extension et le décrochement dans un modèle de type pull-apart (Faugère et al, 1986, Hempton et Neher, 1986, Horsfield et Naylor (in Mandl, 1988)) ou de type transformant (Courtilot et al, 1974, Naylor et Van Gool (in Mandl, 1988)) restent limitées à des déplacements faibles. Ces expériences montrent à la jonction entre les domaines distensifs et décrochants des failles sigmoïdes à jeu à la fois normal et coulissant.

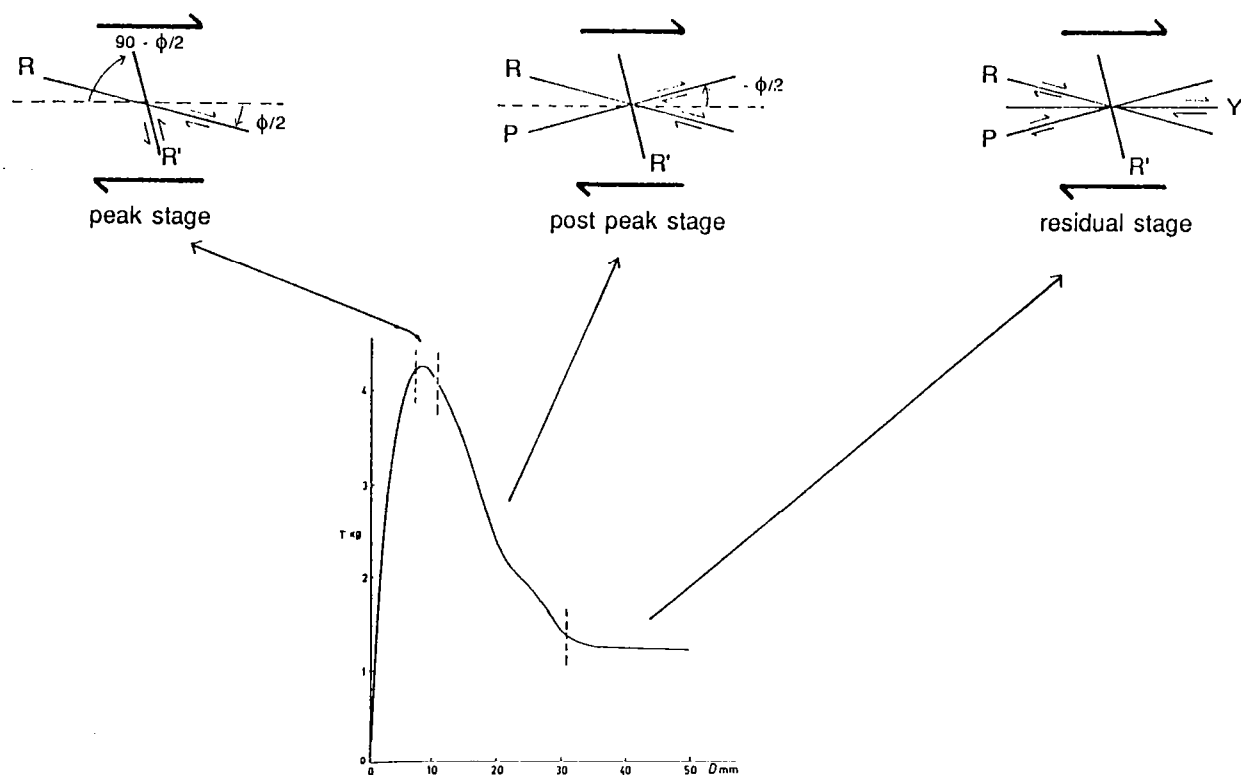


Fig. 71: Résultats de l'expérience de Riedel sur le kaolin (modifié d'après Tchalenko, 1970 et Bartlett et al, 1981). Courbe force - déplacement, et différents stades de la fracturation avec les failles associées. T , force de cisaillement horizontale. D , déplacement total. ϕ , angle de frottement interne.

3 MATÉRIAUX ANALOGUES

Deux types de matériaux sont utilisés dans les expériences décrites dans cette étude:

3.1 LE SABLE DE FONTAINEBLEAU (tamisé à 500 μm), matériau granulaire à faible cohésion.

Le sable a un comportement mécanique de type fragile. Sa fracturation suit la loi de Mohr-Coulomb (cf § 2) (Horsfield, 1977, Mandl et al, 1977, Krantz, 1990):

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi$$

Cette loi est comparable à celle obtenue expérimentalement pour différentes roches par Byerlee (1978):

$$\tau = 50 + 60\sigma_n \text{ (MPa) (pour } 200 < \sigma_n < 2000 \text{ MPa)}$$

La fracturation du sable est donc indépendante de la vitesse de déformation.

De plus, son angle de frottement interne (30° (Hubbert, 1951, Mandl et al, 1977)) est proche de celui des roches naturelles (Byerlee, 1978).

La force de cohésion du sable est très faible (500 Pa d'après Krantz (in Richard, 1989)), mais son rapport aux contraintes appliquées au modèle est du même ordre de grandeur que la cohésion des roches naturelles (50 MPa (Byerlee, 1978)) par rapport aux contraintes géologiques.

L'ensemble de ces propriétés communes vis à vis de la déformation justifie l'emploi du sable comme matériau analogue à la partie fragile de la croûte.

3.2 LA SILICONE (gomme GS1R Rhône-Poulenc) est un matériau ductile à comportement newtonien, dont la déformation est régie par l'équation:

$$\tau = \mu \cdot \dot{\epsilon}$$

où τ est la contrainte cisailante, μ la viscosité (de l'ordre de $5 \cdot 10^4$ Pa.s) et $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation.

Le comportement mécanique de la silicone dépend donc de la vitesse de déformation

imposée au modèle.

L'emploi de la silicone permet de simuler la déformation de matériaux ductiles (roches incompetentes, croûte inférieure), en prenant en compte d'éventuels écoulements gravitaires à des vitesses de déformation compatibles avec celles de la modélisation expérimentale.

3.3 RÉSISTANCE AU CISAILLEMENT DU MODELE

La résistance au cisaillement de la partie supérieure (sable) du modèle est indépendante de la vitesse de déplacement qui lui est appliquée. Par contre, la résistance de la partie inférieure ductile (silicone) varie en fonction de la vitesse (cf § 3.2) (fig. 72). La résistance totale du modèle dépend donc également de la vitesse; et elle augmente avec elle.

Pour des vitesses lentes (1 à 2 cm/h), la résistance de la partie ductile est très faible par rapport à celle de la partie fragile. Les profils de résistances des modèles sont alors nettement différents des profils crustaux naturels (Davy, 1986).

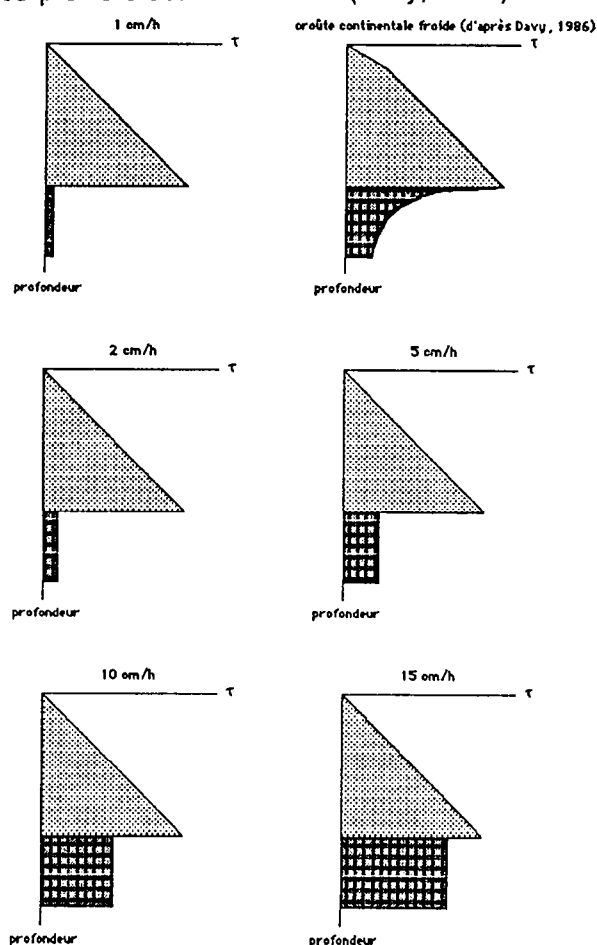


Fig. 72: Résistance au cisaillement des modèles analogiques en fonction de la vitesse de déplacement. Le profil de résistance supérieur droit correspond à une croûte continentale froide (d'après Davy, 1986).

4 DÉFORMATIONS ASSOCIÉES A UN MOUVEMENT DÉCROCHANT DE GRANDE AMPLEUR

4.1 DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL PUREMENT DÉCROCHANT

Ce dispositif est de type Riedel. Le modèle formé de matériaux analogues (sable, ou sable et silicone) repose sur deux feuilles de rhodoïd dont l'une est mobile. La limite entre la partie mobile et la partie fixe constitue une discontinuité de vitesse.

Dans les expériences de décrochement pur, cette discontinuité de vitesse est parallèle au déplacement; on initie à la base du modèle un décrochement dextre (fig: 73).

Le dispositif expérimental implique un décrochement basal dans un domaine rigide qui peut correspondre soit à un socle (dans la partie supérieure de la croûte), soit à la partie supérieure du manteau à comportement fragile (Davy, 1986, Allemand et al, 1989). Ce type d'expérience peut donc s'appliquer soit à l'étude de la déformation provoqué dans une couverture sédimentaire par un décrochement de socle (Tchalenko, 1970, Harding et Lowell, 1979, Harding, 1985, Harding et Tuminas, 1988), soit à l'étude de la déformation provoqué dans la croûte par un décrochement lithosphérique (Lemiszki et Brown, 1988), c'est à dire par une faille transformante (voir l'introduction).

Dans les deux cas, le dispositif expérimental postule la préexistence d'une discontinuité basale, crustale ou lithosphérique. De plus, il simplifie les conditions aux limites en utilisant une discontinuité de vitesse basale de largeur discrète.

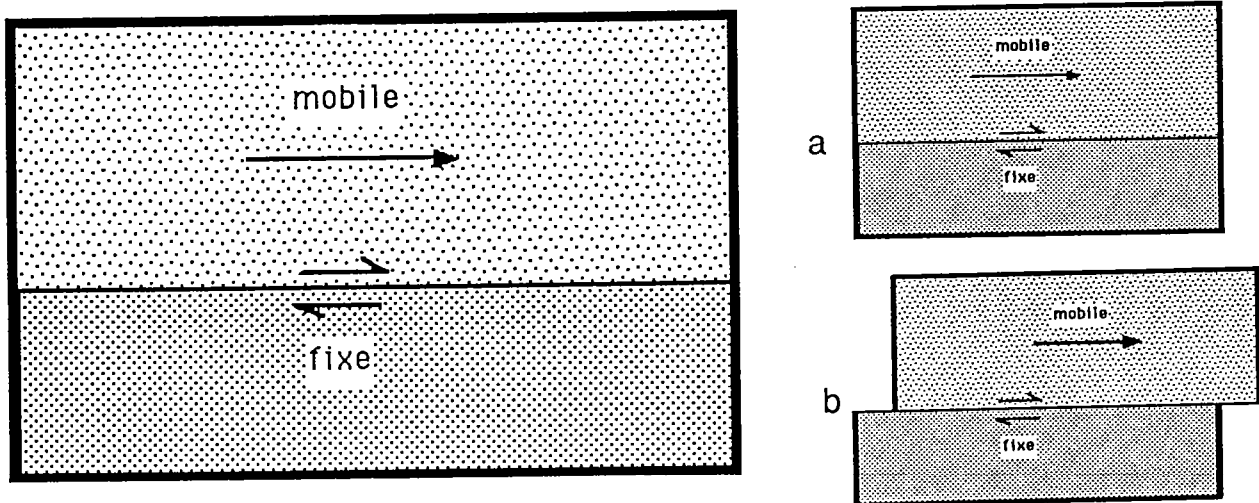


Fig. 73: Dispositif expérimental n° 1: décrochement pur. (a) position initiale des plaques. (b) position des plaques après déplacement.

Ces expériences permettent d'étudier la géométrie de la déformation induite par un mouvement décrochant. L'apparition et l'évolution des failles au fur et à mesure du déplacement sont observées grâce aux photographies de l'état de surface; la déformation de la couche ductile est étudiée en dégagant la surface de la silicone en fin d'expérience.

Au total, treize expériences de ce type ont été réalisées. Les caractéristiques de celles qui sont présentées dans cette étude sont résumées dans le tableau 6.

Les modèles à comportement uniquement fragile ont une épaisseur de deux centimètres; les modèles bicouches (fragile et ductile) sont formés à la base d'une couche de silicone d'un centimètre d'épaisseur, surmontée d'une couche de sable de deux centimètres. Les différentes vitesses de déplacement (de 1 à 15 cm/h) appliquées aux modèles fragile-ductile correspondent aux différentes résistances au cisaillement de la couche ductile (cf § 3.3, fig. 72).

Dans les modèles formés uniquement de sable, le comportement mécanique, et donc la déformation sont indépendants de la vitesse (cf § 3.1).

Nom	Sable (cm)	Silicone (cm)	Fragile/Ductile	Vitesse (cm/h)	Déplacement (cm)
STRV1	2	1	2	10	20
STRV2	2	1	2	1	20
STRV3	2	1	2	15	20
STRV4	2	1	2	2	20
STRV5	2	1	2	5	20
STRV9	2	1	2	5	4
STRV10	2	0	-	20	20
STRV11	2	1	2	5	8
STRV12	2	1	2	5	12
STRV13	2	1	2	5	16

Tableau 6: Paramètres des expériences de décrochement pur présentées dans cette étude.

La déformation induite par un décrochement basal est tout d'abord étudiée dans un modèle uniquement fragile, puis comparée à celle observée dans un modèle fragile et ductile. Enfin, l'influence de la vitesse sur la géométrie de la déformation est envisagée.

4.2 MOUVEMENT DÉCROCHANT DANS UN MODELE À COMPORTEMENT FRAGILE

Cette expérience a déjà été réalisée par Emmons (1969), et surtout Naylor et al (1986), pour des déplacements faibles: le rapport déplacement/épaisseur est 0,7 dans les expériences de Naylor et al (1986), il est de 10 dans les expériences présentées ici. Les premiers stades de la déformation restent évidemment comparables.

Les **premières failles** qui apparaissent à la surface du modèle sont orientées à 15° au dessus de la discontinuité de vitesse (fig. 74), en conformité avec le critère de rupture de Mohr-Coulomb (cf § 2.2); ce sont des failles de Riedel (**R**). Leurs extrémités se parallélisent avec la discontinuité de vitesse de chaque coté de cette dernière: elles ont une allure sigmoïde en surface (fig. 74a). Ces failles ont également été décrites par Naylor et al (1986), et par Richard (1989). Cette première famille de failles a une durée de vie très brève: elles apparaissent (dans un modèle de deux centimètres d'épaisseur) pour un déplacement de 0,8 à 1 cm; elles deviennent inactives pour un déplacement de 1,6 à 1,8 cm, lors de la formation d'un deuxième ensemble de failles.

Cette **seconde famille de failles** est sub-parallèle à la discontinuité de vitesse (failles **Y** définies par Bartlett et al, 1981). Ces failles prolongent initialement les failles **R** (fig. 74a), puis les recoupent rapidement en se connectant (fig. 74b).

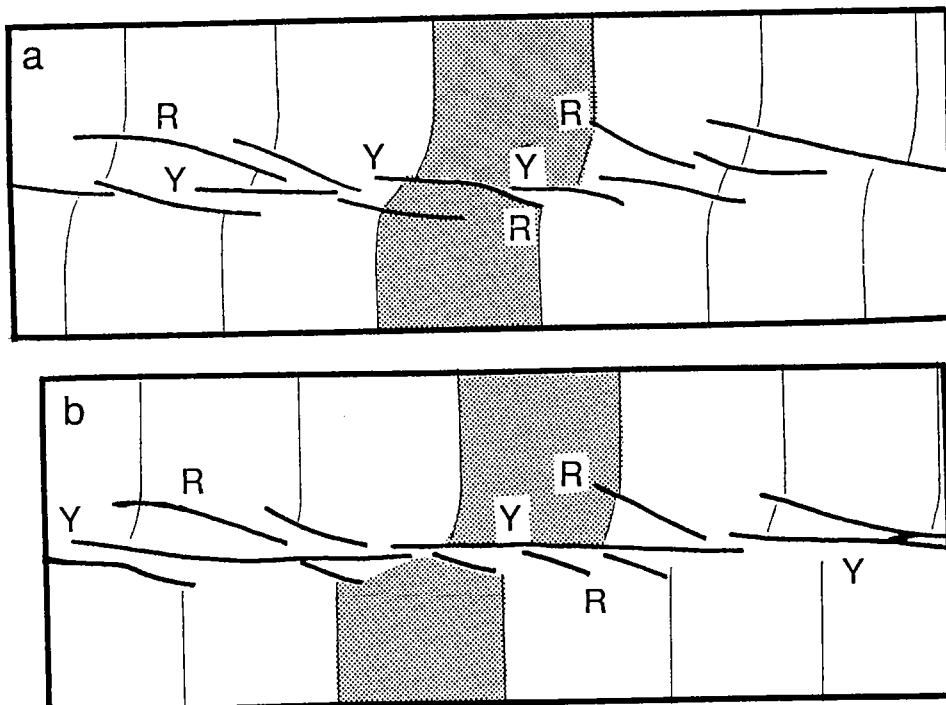


Fig. 74: Expérience de Riedel dans un modèle fragile: premières failles formées.
 (a) Détail de l'expérience STRV10, 2 cm de déplacement (cf fig. 2-1, annexe 2). Les failles de Riedel (**R**) apparaissent en premier, elles se prolongent ensuite par les failles **Y**.
 (b) Détail de l'expérience STRV10, 4 cm de déplacement (cf fig. 2-2, annexe 2). Les failles **Y** s'allongent et se connectent progressivement.

Une fois ces failles Y connectées (fig. 75), elles forment une structure parallèle au mouvement, qui traverse le modèle de part en part au dessus de la discontinuité de vitesse, et qui accommode la totalité du déplacement. On appelle cette structure "**zone principale de déplacement**" par analogie avec la "principal displacement zone" définie par Eittreim et Ewing (1975) dans la zone de fracture transformante de Vema, et généralisée par Christie-Blick et Biddle (1985). Les accidents plus anciens qui se trouvent à l'extérieur de cette zone sont inactifs. Sa largeur maximale est de 0,8 cm, et ne semble pas augmenter avec le déplacement.

Simultanément apparaissent dans la "zone principale de déplacement" des petites **failles obliques** (angle horaire 8 à 10° par rapport à la discontinuité de vitesse) (fig. 75). Leur rejet est très faible. Ces failles accommodent le cisaillement du modèle à l'intérieur de la zone formée par les décrochements actifs.

Une nouvelle génération de failles de même origine et de même orientation apparait à nouveau dans la "zone principale de déplacement" pour un déplacement est important (16 cm) (fig. 76).

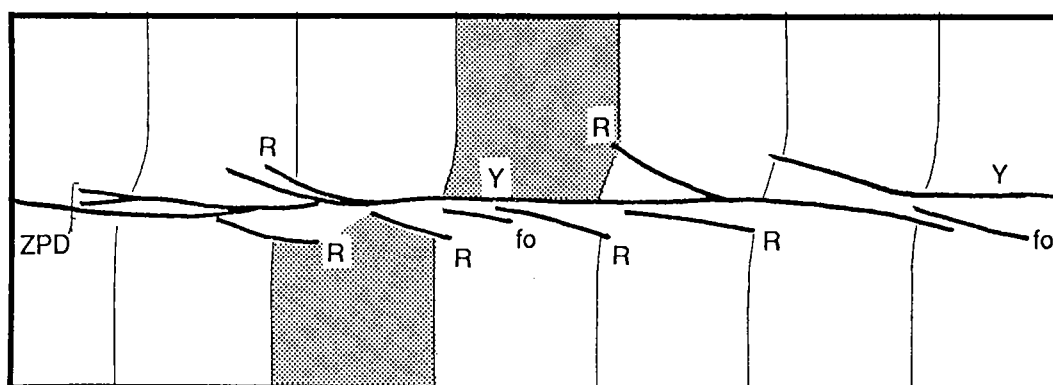


Fig. 75: Expérience de Riedel dans un modèle fragile: formation de la "zone principale de déplacement" par connexion des failles Y, et apparition de nouvelles failles obliques. Détail de l'expérience STRV10, 6 cm de déplacement (cf fig.2-3, annexe 2). Les failles R sont inactives; les failles Y, seules actives, forment la "zone principale de déplacement" (ZPD). Dans et à la limite de cette zone apparaissent des failles obliques (fo).

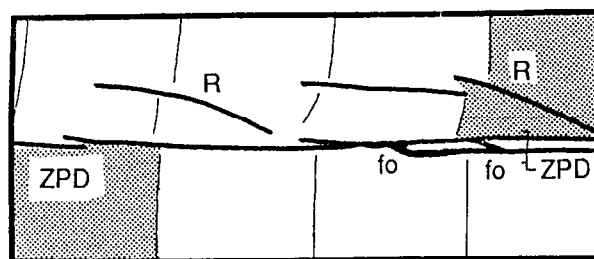


Fig. 76: Expérience de Riedel dans un modèle fragile: formation d'une deuxième génération de failles obliques. Détail de l'expérience STRV10, 16 cm de déplacement (cf fig.2-4, annexe 2). fo, faille oblique. ZPD, "zone principale de déplacement".

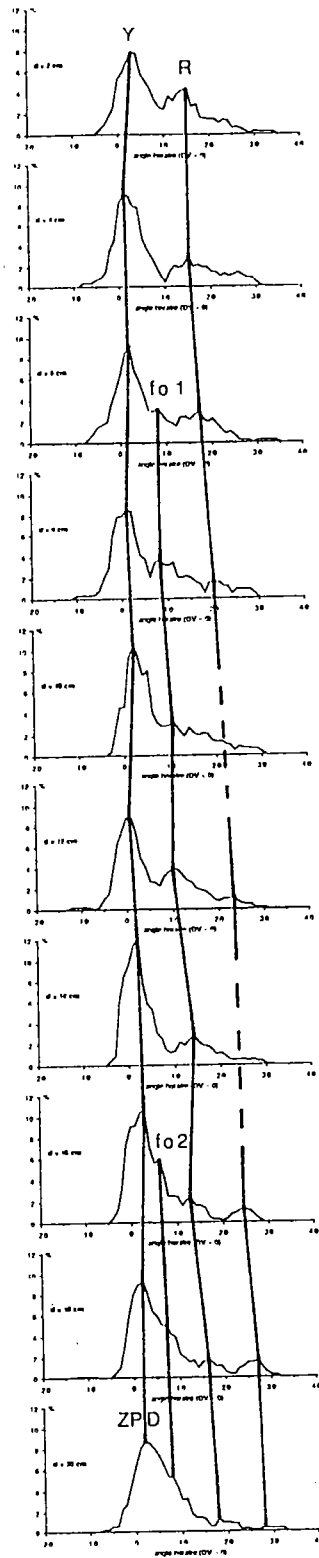


Fig. 77: Répartition et évolution de la direction moyenne des failles pendant une expérience de type Riedel dans un modèle à comportement fragile. Histogrammes (cf annexe 3 pour leur construction) de pas 1°. L'angle zéro correspond à la discontinuité de vitesse basale. Les lignes montrent l'évolution de la direction moyenne de chaque génération de failles de profil en profil. Le pic le plus important (direction principale) correspond aux failles actives formant la "zone principale de déplacement" (ZPD). fo 1 et fo 2: première et deuxième génération de failles obliques.

Des rotations de plans de failles autour d'un axe vertical sont susceptibles de se produire, en particulier à l'intérieur de la "zone principale de déplacement". Elles sont cependant difficiles à observer directement pendant l'expérience.

Par contre, une approche statistique (cf annexe 3) basée sur la mesure des directions de l'ensemble des failles permet d'obtenir un histogramme représentant la longueur cumulée des failles en fonction de leur direction. Cet histogramme est caractéristique de l'ensemble de la fracturation visible à la surface du modèle. Chaque famille de faille y correspond à une courbe (en général de type modale) d'amplitude et de directions différentes.

Grâce à cette analyse, on peut reconnaître les différentes familles de failles en fonction de leur direction (fig. 77) et mettre en évidence la rotation des failles inactives (fig. 77, fig. 78).

Les failles actives (failles Y) sont nettement les plus nombreuses (fig. 77). Dès leur formation, leur direction est sub-parallèle à la discontinuité de vitesse (1 à 2° d'écart), et ne change pas quand le déplacement augmente (fig. 78).

Les accidents apparus les premiers (failles R) sont rapidement inactivés et recoupés par la "zone principale de déplacement". Les segments de failles qui se trouvent à l'intérieur de cette zone et à proximité subissent comme des marqueurs passifs une rotation horaire importante (15° en 20 cm de déplacement), due à un cisaillement dextre.

Les générations successives de failles obliques qui apparaissent à l'intérieur de la "zone principale de déplacement" sont également rapidement inactivées. Elles subissent alors une rotation horaire identique à celle des failles R.

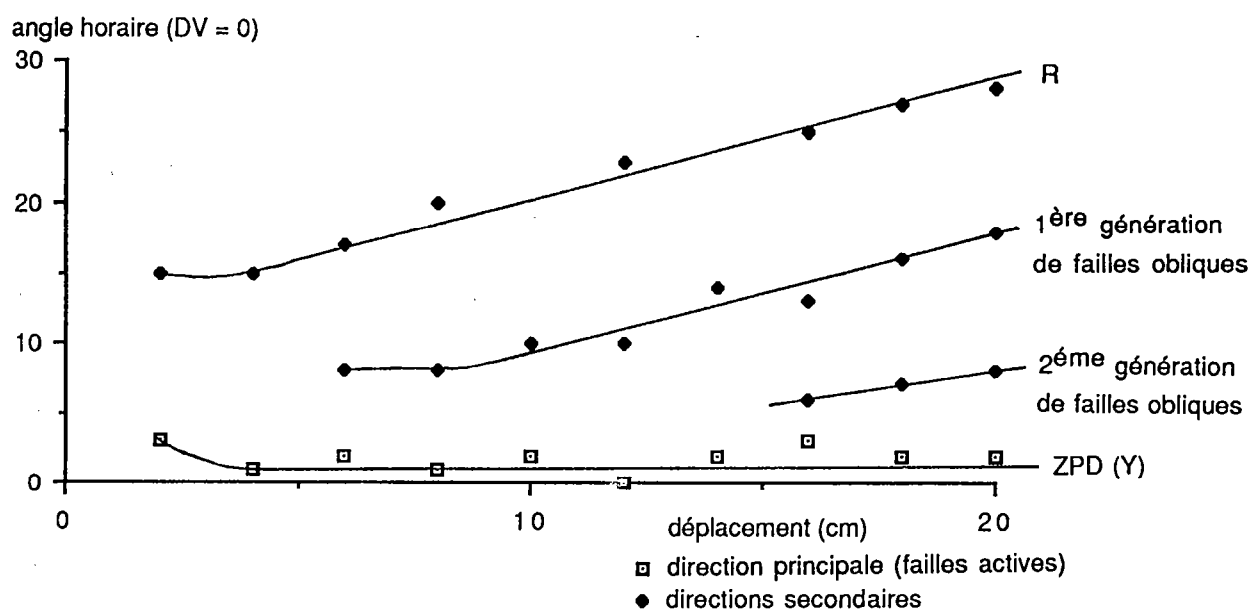


Fig. 78: Evolution des directions moyennes des différentes familles de failles pendant une expérience de type Riedel dans un modèle à comportement fragile. Directions déduites des pics de la fig. 77. ZPD: "zone principale de déplacement". DV: discontinuité de vitesse

En définitive un décrochement basal appliqué à un modèle à comportement uniquement fragile entraîne dans un premier temps la formation de failles de type Riedel (R), rapidement recoupées par une deuxième génération de failles (Y) sub-parallèles au mouvement. La répartition de la déformation et sa géométrie deviennent alors pratiquement indépendante de la quantité de déplacement. Le mouvement coulissant de la discontinuité de vitesse basale s'exprime en surface par une "zone principale de déplacement" (ZPD) formée d'un ou plusieurs décrochements (Y); à l'intérieur de cette zone apparaissent également des failles plus obliques à rejet très faible, et rapidement inactivées. Les failles inactives (R et failles obliques) se comportent apparemment comme des marqueurs passifs; elles subissent à l'intérieur et à proximité de la "zone principale de déplacement" des rotations importantes.

4.3 MOUVEMENT DÉCROCHANT DANS UN MODELE BICOUCHE FRAGILE-DUCTILE

L'apparition et l'évolution de la déformation dans un modèle ductile à la base et fragile au sommet a été étudiée en détail pour une vitesse de déplacement de 5 cm/h (voir fig. 72 pour la résistance au cisaillement correspondante). L'influence de la vitesse sur les structures formées est envisagée § 4.3.3.

4.3.1 Déformation dans la partie fragile du modèle

Les premières failles apparaissent pour un déplacement de l'ordre de 1,5 cm (pour un modèle de 3 cm d'épaisseur) (fig. 79); il s'agit de petits décrochements analogues aux failles de Riedel (R), faisant un angle horaire moyen de 17-18° par rapport à la direction du mouvement. Ils sont disposés en relais gauches à l'intérieur d'une bande étroite (1,5 à 2 cm) au dessus de la discontinuité de vitesse. Quand le déplacement augmente, ces failles se prolongent et leur direction se rapproche de la direction du mouvement. Simultanément, de nouvelles failles plus obliques (23-24°) sont créées entre les précédentes (fig. 80).

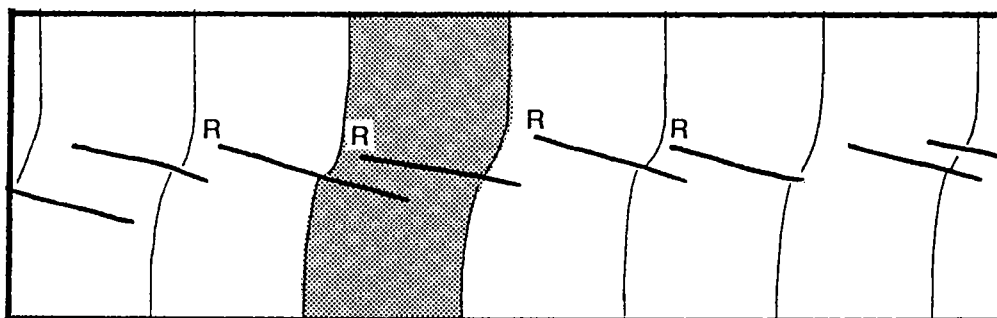


Fig. 79: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile: premières failles formées. Détail de l'expérience STRV5, 2 cm de déplacement (cf fig. 2-5, annexe 2, et fig. 86). R, failles de Riedel.

A partir de 6 cm de déplacement (fig. 81), la totalité du mouvement est localisée dans une "zone principale de déplacement", formée par les failles initialement de Riedel. Ces failles se sont allongées, et tout en restant actives ont subies une rotation anti-horaire qui les a pratiquement parallélisées avec la direction du mouvement.

La largeur déformée en surface n'a pratiquement pas augmentée lors de la formation de cette zone: la "zone principale de déplacement" correspond exactement à la zone déformée; c'est une dépression limitée par deux failles sub-parallèles à la discontinuité de vitesse, et parcourue des failles plus obliques formant un réseau anastomosé (fig. 82a).

Quand le déplacement augmente, la "zone principale de déplacement" a tendance à s'élargir; plusieurs générations de failles obliques y apparaissent (pour des déplacements de 4 cm (fig. 80), 8 cm (fig. 82b), 12 cm (fig. 83)).

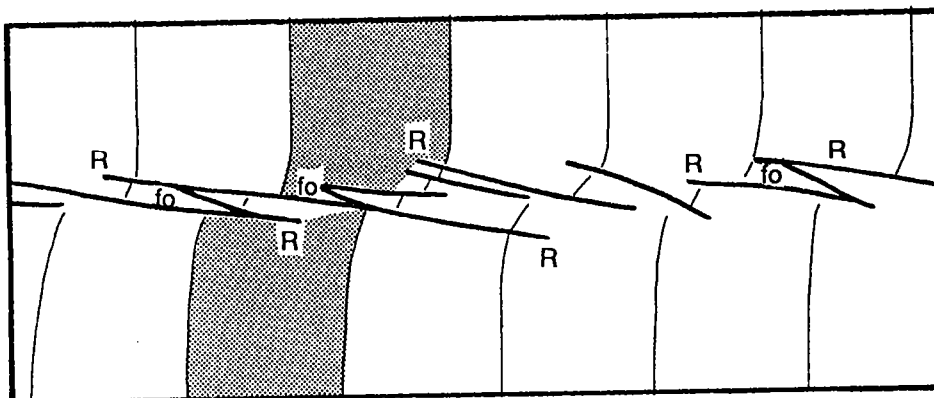


Fig.80: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile: évolution des failles de Riedel et apparition d'une première génération de failles obliques. Détail de l'expérience STRV5, 4 cm de déplacement (cf fig. 2-6, annexe 2, et fig. 86). Les failles de Riedel ont subi une rotation importante qui les a rapprochées de la direction du mouvement; des failles obliques apparaissent entre les Riedels. R, faille de Riedel. fo, faille oblique.

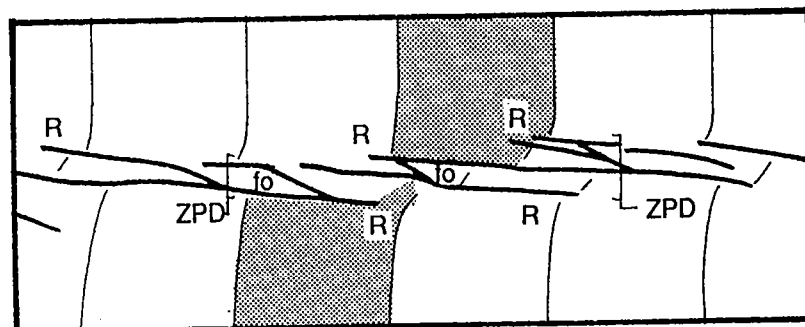


Fig. 81: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile: formation de la "zone principale de déplacement". Détail de l'expérience STRV5, 6 cm de déplacement (cf fig. 2-7, annexe 2, et fig. 86). Les failles de Riedel formant cette zone sont maintenant sub-parallèles au mouvement. ZPD, "zone principale de déplacement". R, failles de Riedel. fo, faille oblique.

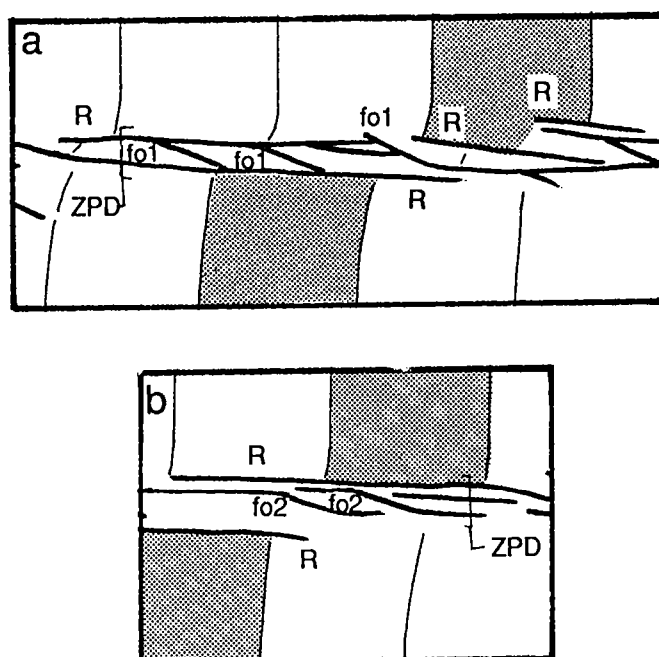


Fig. 82: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile: évolution de la "zone principale de déplacement" et apparition de nouvelles failles obliques. Détails de l'expérience STRV5, 8 cm de déplacement (cf fig. 2-8, annexe 2, et fig. 86).

(a) La "zone principale de déplacement" est formée par les anciennes failles de Riedel maintenant parallèles au mouvement, limitant la première génération de failles obliques.

(b) Dans un autre secteur de l'expérience, une seconde génération de failles obliques apparaît. ZPD, "zone principale de déplacement". R, failles de Riedel. fo1, première génération de failles obliques. fo2, seconde génération de failles obliques.

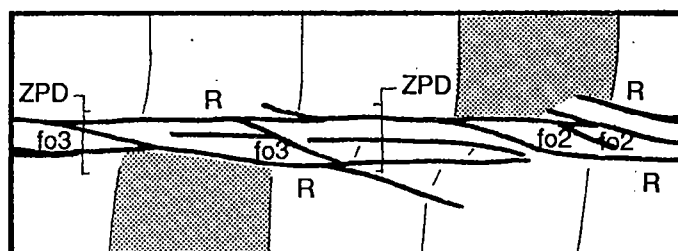


Fig. 83: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile: apparition d'une troisième génération de failles obliques. Détails de l'expérience STRV5, 12 cm de déplacement (cf fig. 2-9, annexe 2, et fig. 86). ZPD, "zone principale de déplacement". R, failles de Riedel. fo2, deuxième génération de failles obliques. fo3, troisième génération de failles obliques.

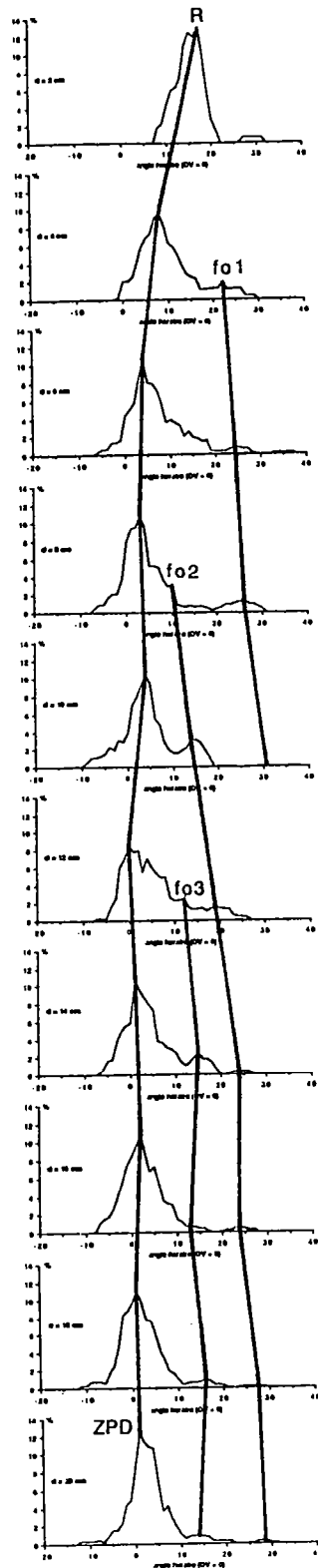


Fig. 84: Répartition et évolution de la direction moyenne des failles pendant une expérience de type Riedel dans un modèle à comportement ductile et fragile. Histogrammes (cf annexe 3 pour leur construction) de pas 1°. Le zéro correspond à la discontinuité de vitesse basale. Les lignes montrent l'évolution de la direction moyenne de chaque génération de failles de profil en profil. Le pic le plus important (direction principale) correspond aux failles actives formant la "zone principale de déplacement" (ZPD). fo1, fo2, fo3: première, deuxième et troisième génération de failles obliques.

Les directions de l'ensemble des failles sont également analysées dans cette expérience (cf annexe 3):

La direction quantitativement la plus importante correspond ici aussi aux failles actives, initialement failles de Riedel (au début très obliques par rapport au mouvement: 17° pour 2 cm de déplacement) (fig. 84). Ces failles se parallélisent rapidement avec la discontinuité de vitesse grâce à une rotation anti-horaire rapide (angles horaires 9° pour 4 cm de déplacement, 4° pour 6 cm, de 0 à 2° à partir de 12 cm) (fig. 85). Elles forment alors la "zone principale de déplacement".

On reconnaît également les générations successives de failles obliques qui apparaissent à l'intérieur de la "zone principale de déplacement" (fig. 84). Le rejet décrochant de ces failles étant très faible, elles sont rapidement inactives. Elles se comportent alors comme des objets passifs qui subissent une importante et rapide rotation horaire jusqu'à un angle limite de 30° (fig. 85). Au delà, elles disparaissent, découpées par les failles actives (anciennes et nouvelles) de la zone principale de déformation.

Le dernier groupe de failles obliques apparus (pour un déplacement de 12 cm) semble cependant rester actif, et ne pas subir de rotation. Ces failles gardent la même orientation (13 à 16°) (fig. 85).

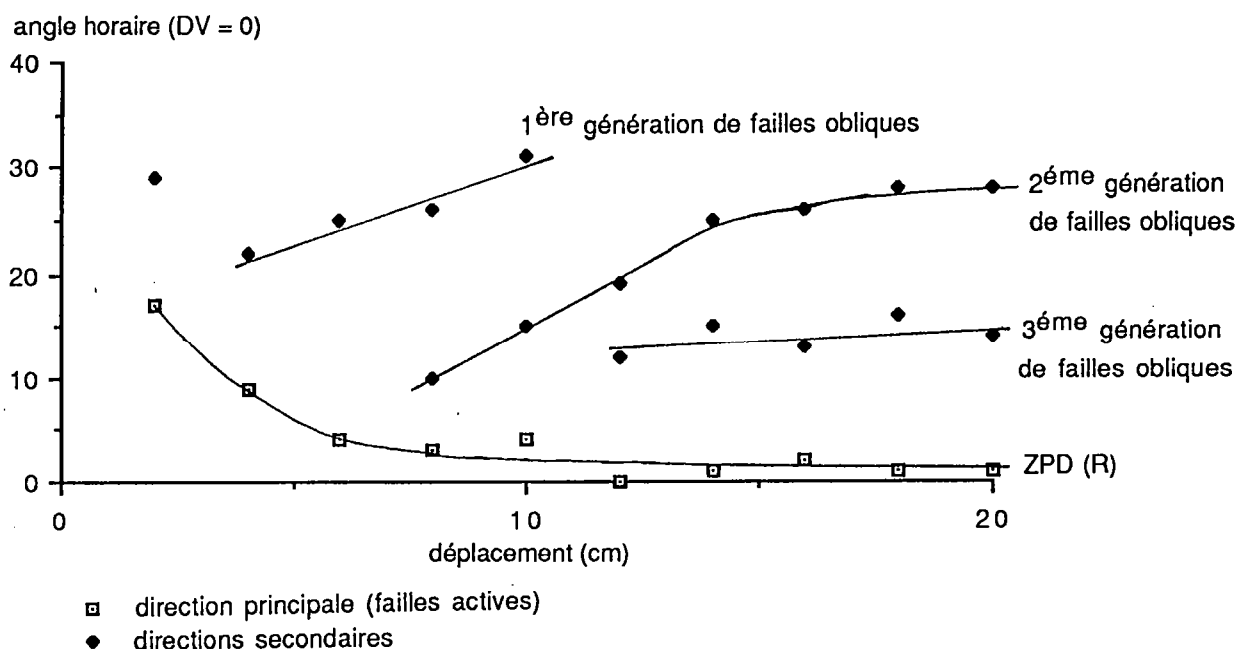


Fig. 85: Evolution des directions moyennes des différentes familles de failles pendant une expérience de type Riedel dans un modèle à comportement ductile et fragile. Directions déduites des pics de la fig. 84. ZPD: "zone principale de déplacement". DV: discontinuité de vitesse.

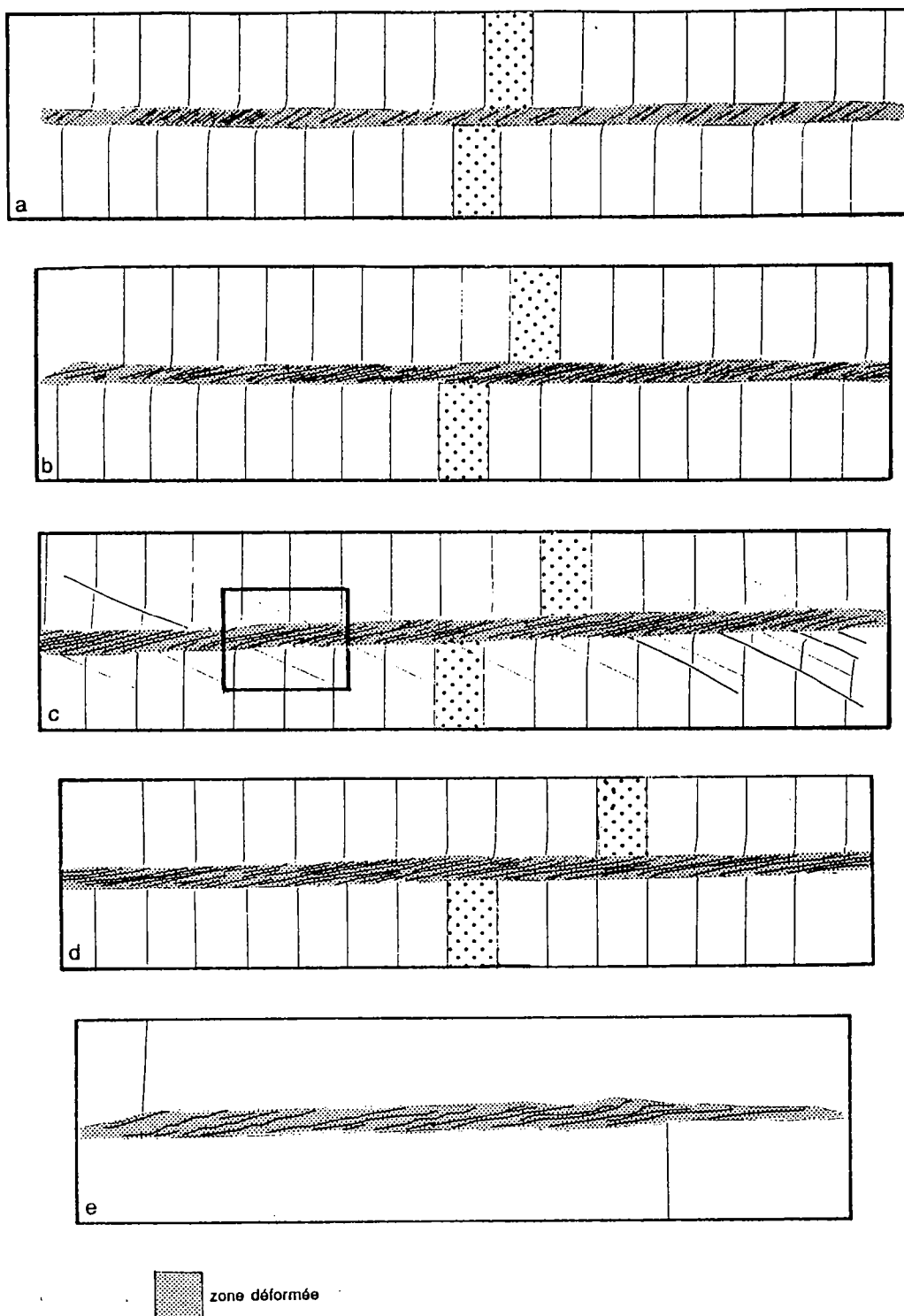


Fig. 88: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile. Evolution de l'état de la surface ductile. Interprétation des photographies de la fig. 87.

Lignes épaisses dans la zone déformée: axes des plis en échelons. Lignes minces: marqueurs passifs.

(a) **Etat de la surface ductile après un déplacement de 4 cm.** Expérience STRV9. Les variations de la densité des plis observés sont dues à l'éclairage latéral.

(b) **Etat de la surface ductile après un déplacement de 8 cm.** Expérience STRV11. Les plis en échelons prennent une forme sigmoïde aux limites de la zone déformée.

(c) **Etat de la surface ductile après un déplacement de 12 cm.** Expérience STRV12. Les lignes épaisses représentent à l'extérieur de la zone déformée des traces de failles à l'interface fragile/ductile. D'autre part, le cisaillement est trop important pour suivre à l'intérieur de la zone déformée les marqueurs perpendiculaires au mouvement; on utilise alors des marqueurs obliques. Zone encadrée: détail fig. 92.

(d) **Etat de la surface ductile après un déplacement de 16 cm.** Expérience STRV13. Quelle que soit leur orientation, les marqueurs passifs ne sont plus visibles dans la zone déformée.

(e) **Etat de la surface ductile après un déplacement de 20 cm.** Expérience STRV5.

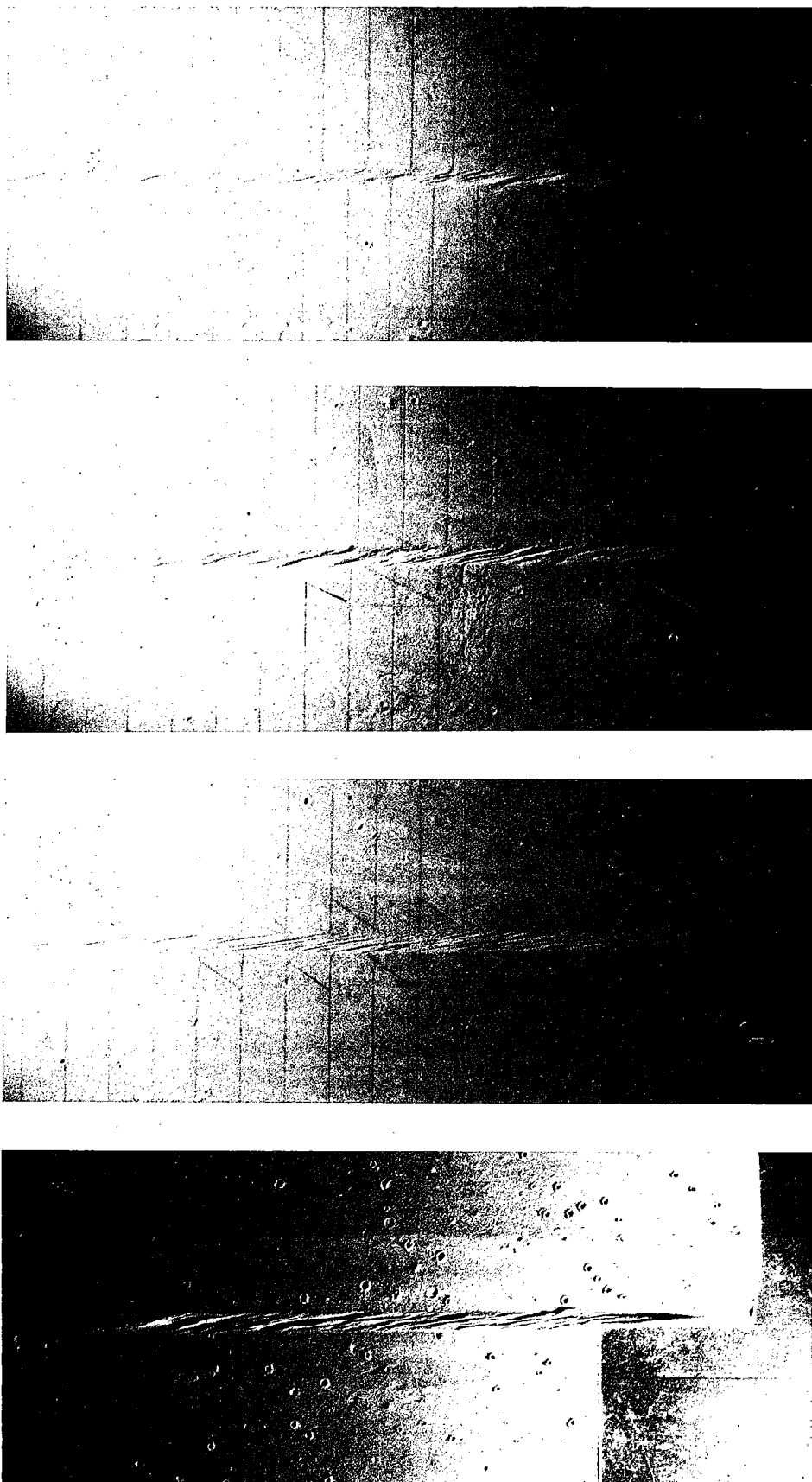


Fig. 87: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile. Photographies de l'état de la surface ductile pour différents déplacements. Interprétation, cf fig. 88. (a) déplacement de 8 cm (expérience STRV11). (b) déplacement de 12 cm (expérience STRV12). (c) déplacement de 16 cm (expérience STRV13). (d) déplacement de 20 cm (expérience STRV5).

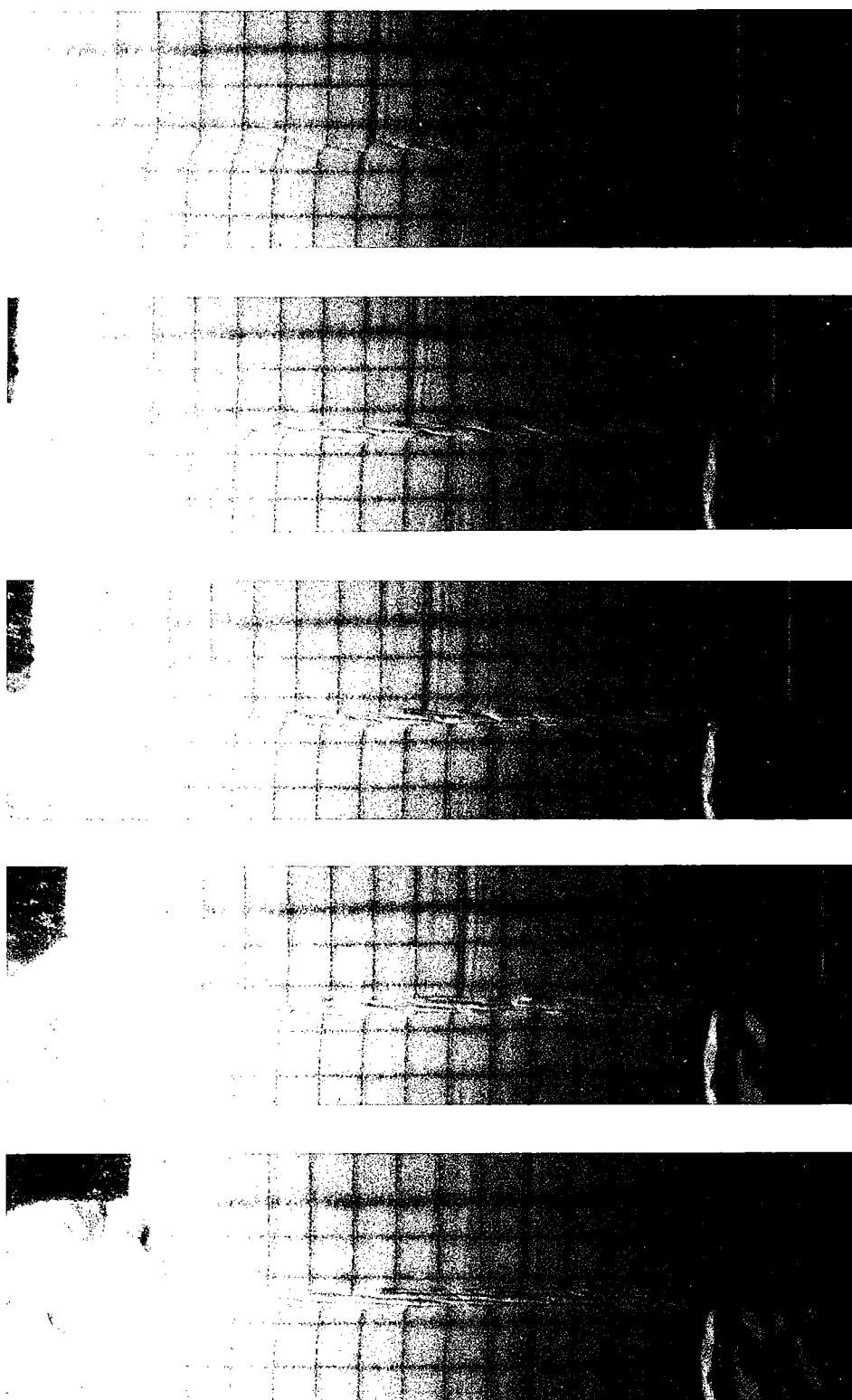


Fig. 86: Expérience de Riedel dans un modèle ductile et fragile. Photographies de l'état de la surface fragile en cours d'expérience. (a) déplacement de 2 cm (cf fig. 2-5, annexe 2, et fig. 79). (b) déplacement de 6 cm (cf fig. 2-7, annexe 2, et fig. 81). (c) déplacement de 8 cm (cf fig. 2-8, annexe 2, et fig. 82). (d) déplacement de 12 cm (cf fig. 2-9, annexe 2, et fig. 83). (e) déplacement de 20 cm (cf fig. 2-10, annexe 2).

A partir d'un déplacement de l'ordre de 12-14 cm, la géométrie ne semble donc plus se modifier (fig. 85, 86, fig. 2-9 et 2-10, annexe 2); on atteint un état stable défini par deux groupes de failles actives à l'intérieur de la "zone principale de déplacement": une famille de failles (initialement failles R) de direction de 0 à 2° par rapport au mouvement, qui accommode l'essentiel du mouvement, et une seconde famille beaucoup moins importante, de direction apparemment constante 13-16°. Les parties inactives des failles restent cependant soumises à une rotation horaire à l'intérieur de la "zone principale de déplacement".

4.3.2 Déformation dans la partie ductile du modèle

La partie ductile du modèle ne peut être observée pendant l'expérience; on n'a accès qu'à son état final. L'évolution de la déformation peut cependant être étudiée en arrêtant plusieurs expériences à des stades différents (fig. 87, 88).

Quel que soit le déplacement, le décrochement s'exprime dans la silicone par une bande cisailée dont la déformation interne est caractérisée par des plis en échelons disposés en relais droits (fig. 88a).

La bande de silicone déformée est située à l'aplomb de la "zone principale de déplacement"; ces deux structures s'élargissent avec le déplacement, la largeur de la bande de silicone déformée augmentant linéairement (fig. 89).

Dans la partie fragile, les limites de la "zone principale de déplacement" accommodent la plus grande partie du mouvement coulissant. Au contraire, dans la partie ductile, les limites de la bande cisailée sont peu déformées. Les failles affectant la partie fragile du modèle ne semblent donc pas déformer le sommet de la partie ductile.

Les plis en échelons sont initialement très obliques par rapport à la discontinuité de vitesse basale (angle antihoraire supérieur à 30°) (fig. 88a); mais ils se rapprochent rapidement de la direction du mouvement pour atteindre une angle limite de 10° (fig. 87, 88, fig. 90, fig. 91). La répartition des directions des plans axiaux de ces plis est de type modale pour un déplacement faible (fig. 90). La rotation de ces axes est rapide et importante (20°) à l'intérieur de la bande cisailée; elle est par contre faible aux limites de cette bande. Cette différence de rotation modifie la répartition des directions: la courbe devient nettement asymétrique (fig. 90), et les plis prennent une allure sigmoïde.

Jusqu'à 12 cm de déplacement, le mouvement décrochant est réparti de manière uniforme à l'intérieur de la bande cisailée où sont disposés des plis en échelons. A partir de 12 cm de déplacement, on observe de plus un coulisement le long des axes de ces plis (fig. 92). Le cisaillement de la couche ductile est maintenant localisé le long des axes de plis, qui correspondent alors à des plans de cisaillement dextres.

Remarquez qu'apparaissent simultanément à la surface de la couche fragile des failles qui restent actives, d'orientation 12-16° par rapport au mouvement (cf § 4.3.1); et à la surface de la couche ductile des plans de cisaillement synthétiques d'orientation -10°.

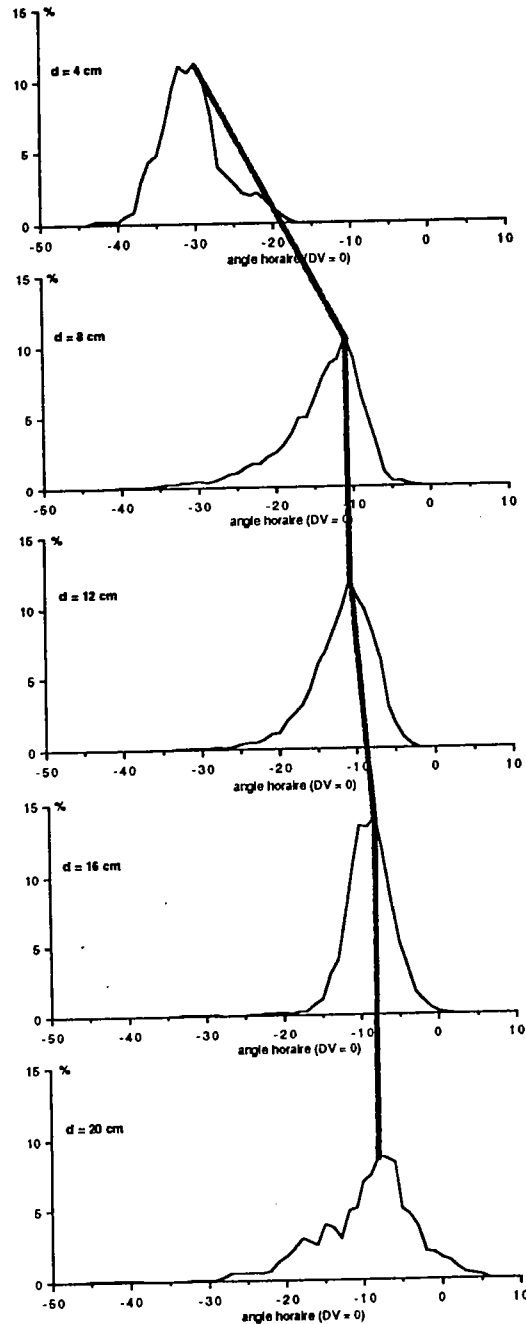


fig. 90: Répartition et évolution de la direction des plans axiaux des plis en échelons à la surface de la couche ductile dans une expérience de type Riedel. Histogrammes (construction, cf annexe 3) de pas 1°. Le zéro correspond à la discontinuité de vitesse basale. La ligne montre l'évolution de la direction moyenne des axes des plis de profil en profil.

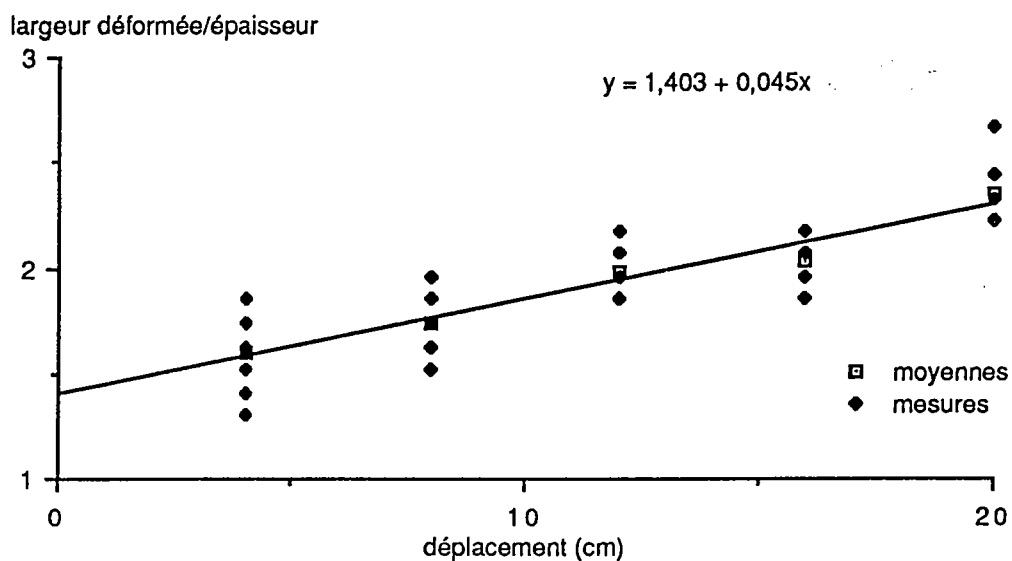


Fig. 89: largeur de la bande de silicone déformée en fonction du déplacement. La largeur est mesurée à la surface de la couche ductile. Remarquez la linéarité de l'élargissement en fonction du déplacement.

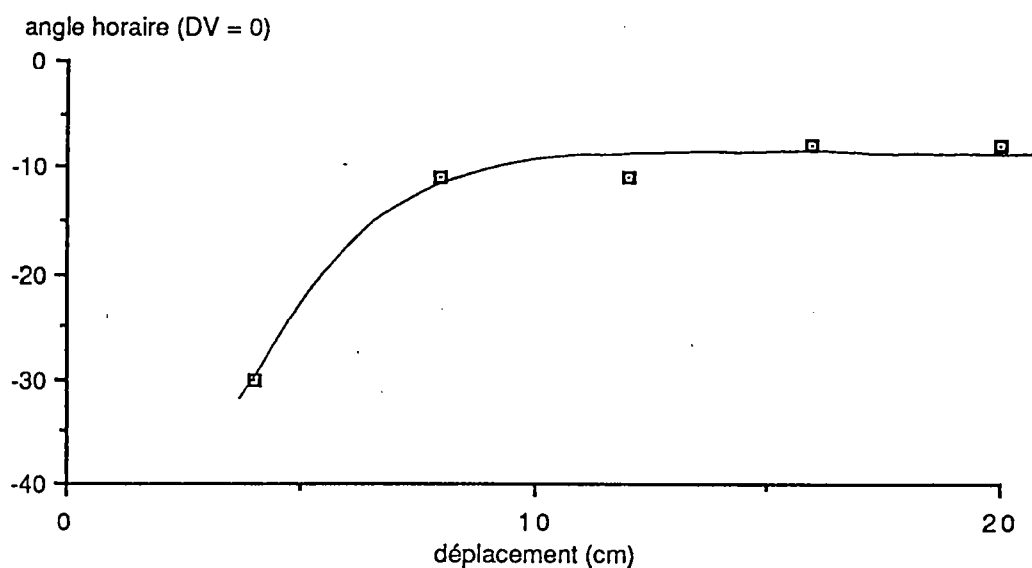


fig. 91: Evolution de la direction moyenne des plans axiaux des plis en échelons à la surface de la couche ductile dans une expérience de type Riedel. Directions déduites des pics de la fig.90.

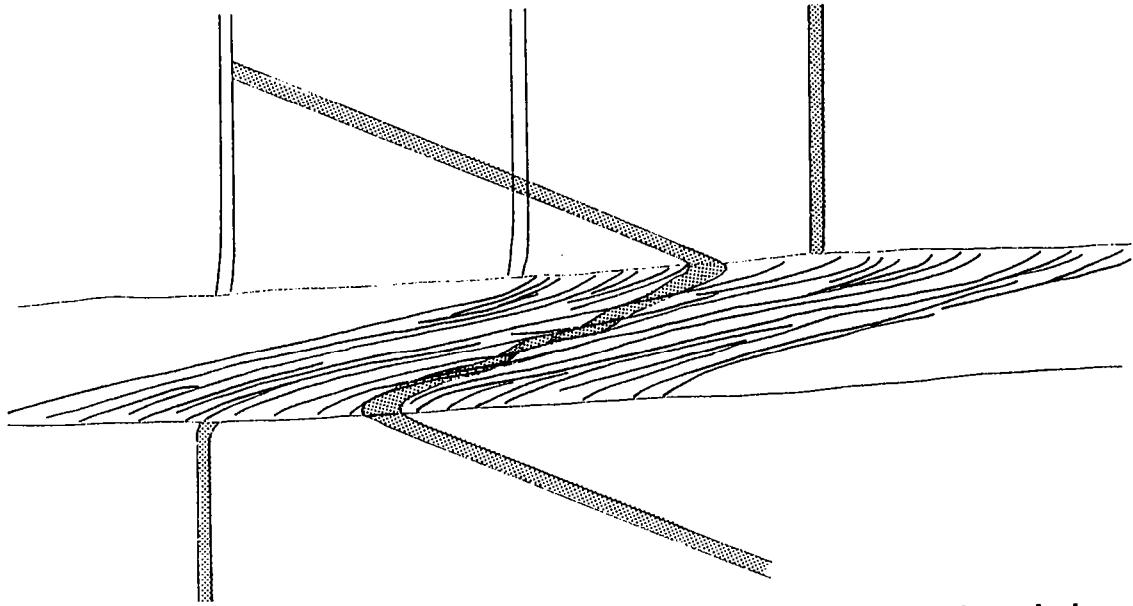


Fig. 92: Cisaillements dextres le long des plans axiaux des plis à la surface de la couche ductile. Détail de l'expérience STRV12 (déplacement 12 cm), localisation fig. 88c. Le marqueur passif est décalé le long des axes des plis en échelons.

En définitive, dans un modèle à comportement fragile-ductile, la formation d'un décrochement dextre est caractérisé par:

Dans la partie ductile, le décrochement entraîne le cisaillement d'une bande de silicone où apparaissent des plis en échelons (fig. 93a).

Dans la partie fragile apparaissent dans un premier temps des failles de type R qui, tout en restant actives, se parallélisent rapidement avec la direction du mouvement (rotation antihoraire) pour former à l'aplomb de la bande de silicone déformée la "zone principale de déplacement" (fig. 93a).

Le cisaillement imposé au modèle à l'intérieur de cette zone entraîne la formation de plusieurs générations de failles obliques, courtes, et à rejet très faible. Ces failles obliques se comportent comme des objets passifs et subissent une rotation horaire importante (1° par cm de déplacement) (fig. 93b). Simultanément, les plis en échelons de la silicone subissent également une rotation horaire importante et très rapide (20° en 4 cm de déplacement) (fig. 93a).

A partir d'un déplacement de 12 cm (pour un modèle de 3 cm d'épaisseur), de nouvelles failles obliques apparaissent à l'intérieur de la "zone principale de déplacement", avec un angle horaire de 15° par rapport à la direction du mouvement. Ces failles restent actives et ne subissent pas de rotation (fig. 93c).

Dans le même temps, les plans axiaux des plis de la surface de la silicone sont mobilisés en décrochements dextres. La direction des plis (-10°) et celle des dernières failles obliques (15°) étant approximativement symétriques, la résultante des mouvements sur ces plans doit être parallèle au mouvement appliqué à la base du modèle.

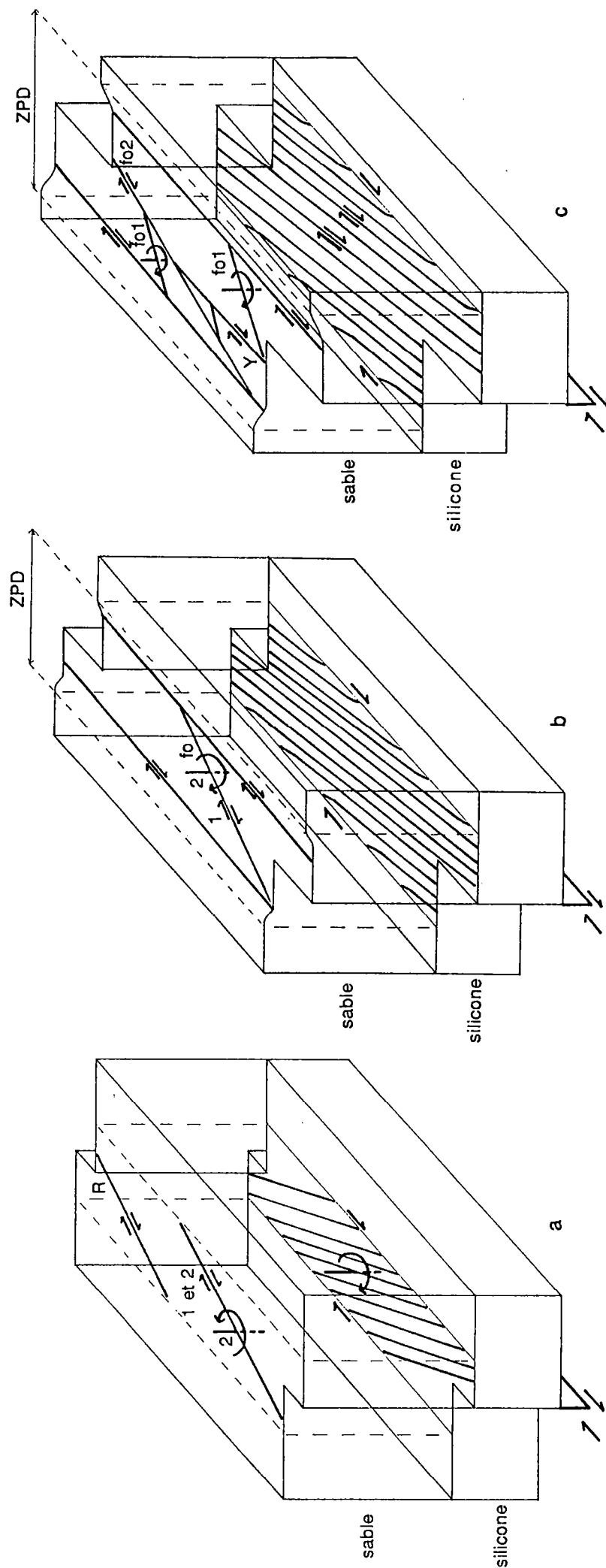


Fig. 93: Disposition schématique et évolution des principales structures associées à un décrochement de grande amplitude dans un modèle fragile-ductile.

(a): Déplacement faible (2 à 4 cm pour un modèle de 3 cm d'épaisseur). Apparition (1) puis rotation anti-horaire (2) des failles de Riedel actives (1 et 2). Apparition et rotation horaire des plis en échelons.

(b): Déplacement moyen (8 cm). Formation de la Zone Principale de Déplacement (ZPD) qui forme une dépression. Apparition (1) de failles obliques subissant une rotation horaire après avoir été inactives (2).

(c): Déplacement important (12 cm). Deuxième génération de failles obliques, recoupant les précédentes, et restant actives. Les failles inactives subissent une rotation horaire. Les plans axiaux des plis en échelons sont mobilisés en cisaillements dextres.

Les échelles verticales et horizontales sont identiques; le décalage horizontal est purement indicatif. Noter la superposition des zones déformées à la surface de la silicone et du sable, ainsi que leur élargissement quand le déplacement augmente.

4.3.3 Influence de la vitesse sur la déformation d'un modèle fragile et ductile

La même expérience a été répétée avec des vitesses de déplacement différentes, c'est à dire pour différentes résistances au cisaillement de la couche ductile (cf § 3.3, fig. 72). Les paramètres mesurés sont:

- La largeur déformée à la surface de la silicone (augmente quand la vitesse augmente) (fig. 94).
- La longueur des premières failles formées (diminue quand la vitesse augmente) (fig. 95).
- Les directions des failles en début et en fin d'expérience (indépendantes de la vitesse) (fig. 96).
- Les directions des axes des plis de la silicone en fin d'expérience, qui s'écartent de la direction du mouvement quand la vitesse augmente (fig. 96).

Il apparaît que la vitesse n'influence les différentes structures que pour les vitesses les plus faibles (1 à 2 cm/h), c'est à dire pour des résistances au cisaillement de la partie ductile du modèle très faibles, et sans doute sans rapport avec les résistances naturelles. Cependant, dans tous les cas, l'orientation des failles dans la partie fragile du modèle reste indépendante de la vitesse.

Pour des vitesses plus rapides (de 5 à 15 cm/h), les différents paramètres mesurés ne sont plus modifiés de manière significatives: à partir d'une certaine résistance au cisaillement, la déformation de la partie ductile du modèle est apparemment indépendante de la vitesse de déformation.

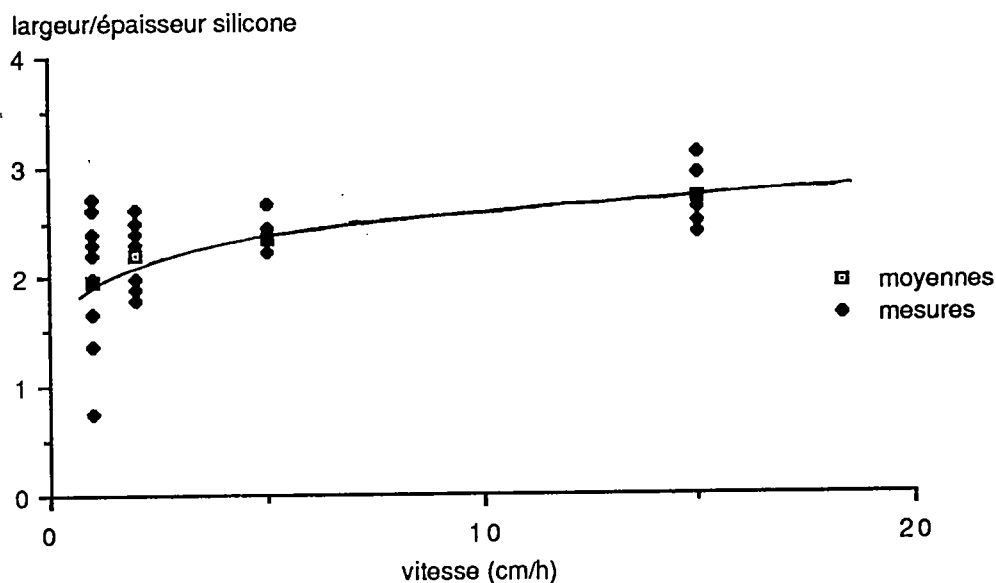


Fig. 94 Largeur de la bande déformée à la surface de la couche ductile en fonction de la vitesse de déplacement.

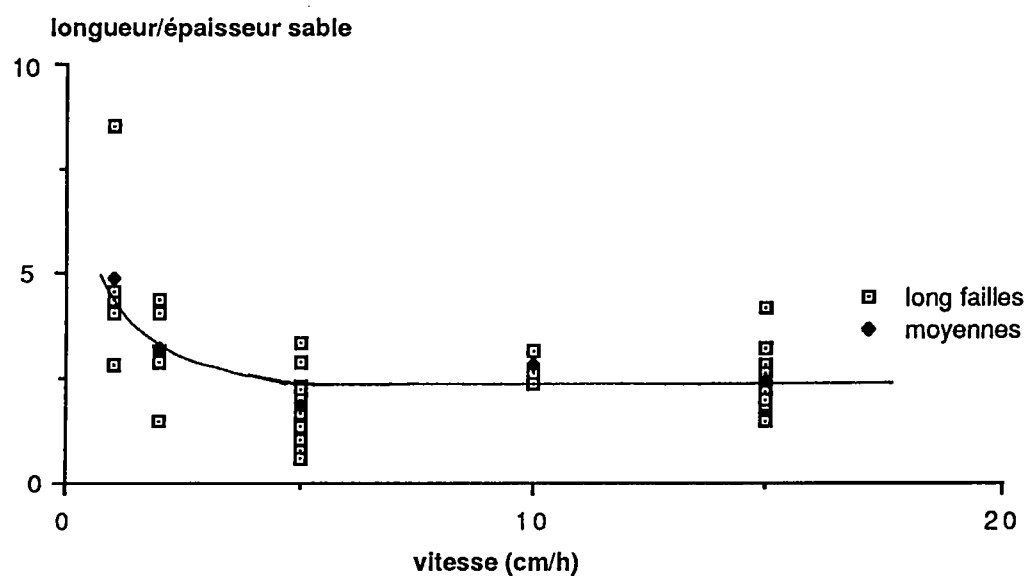


Fig. 95: Longueur des failles de Riedel en fonction de la vitesse de déplacement.
Longueur mesurée pour 2 cm de déplacement.

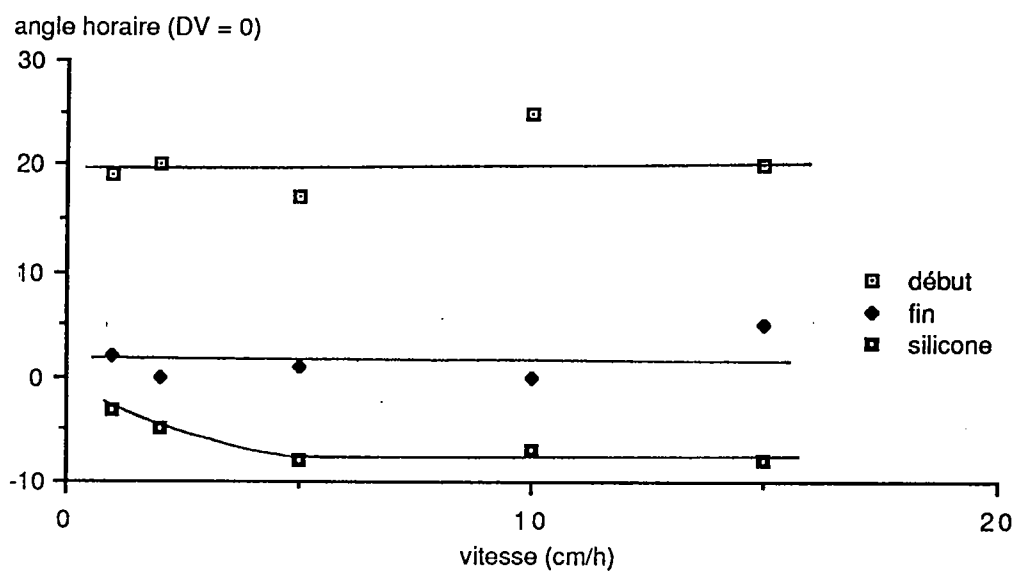


Fig. 96: Directions des structures créées dans une expérience de Riedel en fonction de la vitesse de déplacement. Directions des failles en **début** (2 cm de déplacement) et en **fin** d'expérience (20 cm de déplacement), directions des axes des plis en échelons (**silicone**) (pour 20 cm de déplacement).

4.4 SYNTHESE: LES STRUCTURES ASSOCIÉES À UN DÉCROCHEMENT DE GRANDE AMPLEUR, ET LEUR ÉVOLUTION

En définitive, un décrochement de grande ampleur ou une faille transformante s'exprime quel que soit le modèle par une "zone principale de déplacement" formant une dépression, et située à l'aplomb de discontinuité de vitesse basale (fig. 93). Cette "zone principale de déplacement" est formée de failles sub-parallèles au mouvement, et de failles plus obliques générées par le cisaillement à l'intérieur de la zone de déplacement. Cette dernière catégorie d'accidents a un rejet très faible; et ces failles subissent une rotation horaire importante dès qu'elles sont inactivées (fig. 93).

Les directions des accidents associés à une faille transformante ne peuvent donc plus être interprétées en terme de failles de Riedel dès que le déplacement est de l'ordre de grandeur du double de l'épaisseur du modèle.

Ces directions sont en majorité sub-parallèles au mouvement, mais certaines failles, peu nombreuses, actives ou inactives, forment un angle horaire compris entre 10 et 30° (fig. 77 et fig. 84).

Toutes ces failles s'enracinent dans une zone mobile, qui correspond à la discontinuité de vitesse basale dans le cas d'un modèle constitué uniquement de sable. Dans un modèle fragile-ductile, elle correspond à une bande cisailée à la surface de la silicone. Dans ce dernier cas, quand le déplacement augmente, la bande ductile cisailée et la "zone principale de déplacement" s'élargissent (fig. 93).

La composition des modèles influence cependant la déformation induite par le décrochement:

Dans les modèles uniquement fragiles, la "zone principale de déplacement" est très rapidement mise en place, et n'est pratiquement plus modifiée quand le déplacement augmente. Cette zone de déplacement est nettement plus étroite que la zone déformée initialement par les failles de Riedel.

Par contre, dans les modèles fragiles et ductiles, la "zone principale de déplacement" se met en place beaucoup plus progressivement; elle n'est plus modifiée notablement qu'à partir d'un déplacement quadruple de son épaisseur. Cette zone active correspond exactement à la zone déformée; sa largeur augmente avec le déplacement.

De plus, dans ce type de modèle, et à partir d'un déplacement important, des failles obliques se forment à l'intérieur de la "zone principale de déplacement"; ces failles restent actives et ne subissent pas de rotation. Elles compensent le déplacement qui se produit au même moment sur les plans axiaux des plis à la surface de la couche ductile.

L'ensemble des structures actives (failles sub-parallèles au mouvement, failles obliques, plans axiaux des plis en échelons) s'organise selon la même logique que les structures C-S (Cisaillement-Schistosité) observées dans les cisaillements ductiles (Gapais, 1979, Berthé et al, 1979a, 1979b, Simpson et Schmid, 1983):

La direction de la schistosité, comme la direction des plis en échelons, est initialement perpendiculaire à l'axe de raccourcissement (Ramsay et Graham, 1970).

Quand le déplacement augmente, ces structures tournent et se rapprochent de la direction du mouvement et des structures parallèles qui l'accommodent (bandes de cisaillement, failles décrochantes).

A partir d'une certaine quantité de déplacement, un mouvement cisailant apparaît sur les structures initialement compressives (schistosité, plis en échelons). Ce déplacement, oblique par rapport au déplacement général, est compensé par un déplacement symétrique sur de nouvelles zones de cisaillement (Gapais, 1987) ou de nouvelles failles décrochantes (fig. 93).

Enfin, pour des vitesses expérimentales supérieures à 2 cm/h (résistances au cisaillement compatibles avec les viscosités et les vitesses de déformations naturelles), les structures qui apparaissent dans un modèle à comportement ductile à la base semblent relativement indépendantes de la vitesse de déformation.

5 DÉFORMATIONS A L'INTERSECTION D'UN SECTEUR EN EXTENSION ET D'UN SECTEUR TRANSFORMANT

5.1 DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL COMBINANT EXTENSION ET DÉCROCHEMENT

Le dispositif expérimental utilisé pour les expériences combinant l'extension et le décrochement (fig. 97) est également de type "dispositif de Riedel": les matériaux analogues reposent sur deux feuilles de rhodoïd dont l'une est mobile. La limite entre la partie mobile et la partie fixe définit deux discontinuités de vitesse: l'une est perpendiculaire au déplacement (limite en extension), l'autre lui est parallèle (limite décrochante dextre). La zone d'étude correspond à l'intersection de ces deux frontières.

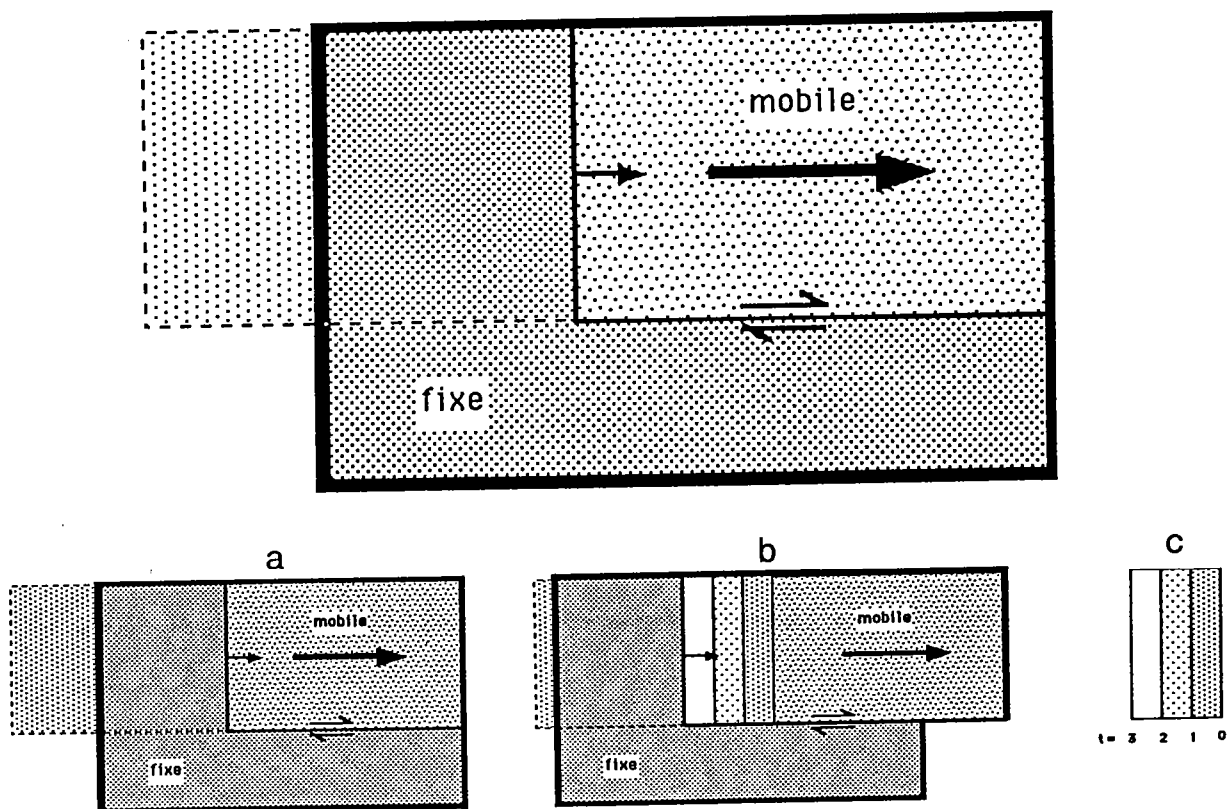


Fig. 97: Dispositif expérimental n° 2: décrochement et extension. (a) position initiale des plaques. (b) position des plaques après déplacement. (c) positions successives de la discontinuités de vitesse sur la plaque mobile aux temps $t = 0, 1, 2, 3$; et surfaces nouvellement créées à la base pendant les mêmes intervalles de temps.

L'exemple de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana ne montre apparemment pas d'interaction entre deux segments de marges de même nature: les secteurs transformants successifs (marges ghanéennes et libériennes, prolongeant les zones de fracture océanique Romanche et Saint Paul (fig. 4)) sont séparés par un secteur en extension de 300 km de large. Inversement, la partie en distension de la marge de Côte d'Ivoire est séparée des marges distensives les plus proches par plusieurs centaines de kilomètres de zones transformantes. Chaque ensemble formé par un secteur transformant et un secteur distensif est donc indépendant des ensembles identiques voisins.

Dans le dispositif expérimental, cette indépendance est respectée en attribuant à chaque segment des longueurs suffisamment grandes par rapport à l'épaisseur du modèle. Inversement, dans les expériences de type pull-apart (Faugère et al, 1986, Hempton et Neher, 1986, Basile, 1987, Horsfield et Naylor (in Mandl, 1988)), la faible largeur du secteur en extension permet la connection rapide des segments décrochants.

Comme dans les expériences en décrochement pur (cf § 4.1), la discontinuité de vitesse décrochante représente les mêmes conditions aux limites qu'un décrochement crustal (dans le socle) ou lithosphérique (dans le manteau supérieur). Par contre, la discontinuité de vitesse en extension reproduit les mêmes conditions aux limites qu'une surface de décollement (Faugère et al, 1986, Allemand, 1988) ou qu'un cisaillement mantellique horizontal (Allemand et al, 1989). Elle n'est utilisée ici que pour générer une zone en extension à l'extrémité d'un décrochement; les structures associées à ce type de limite extensive ayant déjà été étudiées (Faugère et al, 1986, Allemand et al, 1989).

La déformation en plan de ces modèles en extension et décrochement est étudiée grâce aux photographies successives de l'état de surface pendant l'expérience; en fin d'expérience la déformation finie peut être reconstituée en trois dimensions à partir de coupes sériees.

Douze expériences combinant décrochement et extension ont été réalisées. Seules quelques unes sont présentées dans cette étude; leurs caractéristiques sont résumées sur le tableau 7.

Nom	Sable (cm)	Silicone (cm)	Fragile/Ductile	Vitesse (cm/h)	Déplacement (cm)
MT3	3	1	3	5	53
MT7	2	1	2	10	25
MT8	2	1	2	10	25

Tableau 7: Paramètres des expériences associant décrochement et extension présentées dans cette étude.

5.2 INITIATION ET ÉVOLUTION DE LA DÉFORMATION À LA SURFACE DU MODELE

5.2.1 Initiation de la déformation

Les premières failles qui apparaissent à la surface du modèle sont les **failles normales**. Elles forment un rift à l'aplomb de la discontinuité de vitesse en extension (fig. 98, voir aussi Allemand, 1988). Ce rift est parallèle à la discontinuité de vitesse, mais la proximité de la limite décrochante (pas encore fracturée) induit une légère obliquité des failles normales.

Les **décrochements** (failles R) se forment pour un déplacement plus important. Ils sont disposés en relais au dessus de la limite coulissante (fig. 99a). Leur disposition est comparable à celle observée au dessus d'un décrochement pur (cf § 4). L'existence d'un secteur en extension modifie cependant la géométrie des failles décrochantes:

- Quelques Riedels se prolongent jusqu'à la zone d'extension (fig. 100 à 103), sans doute en raison du très léger écoulement provoqué dans la silicone par l'extension (Basile, 1987). Leur rejet décrochant reste toujours très faible.

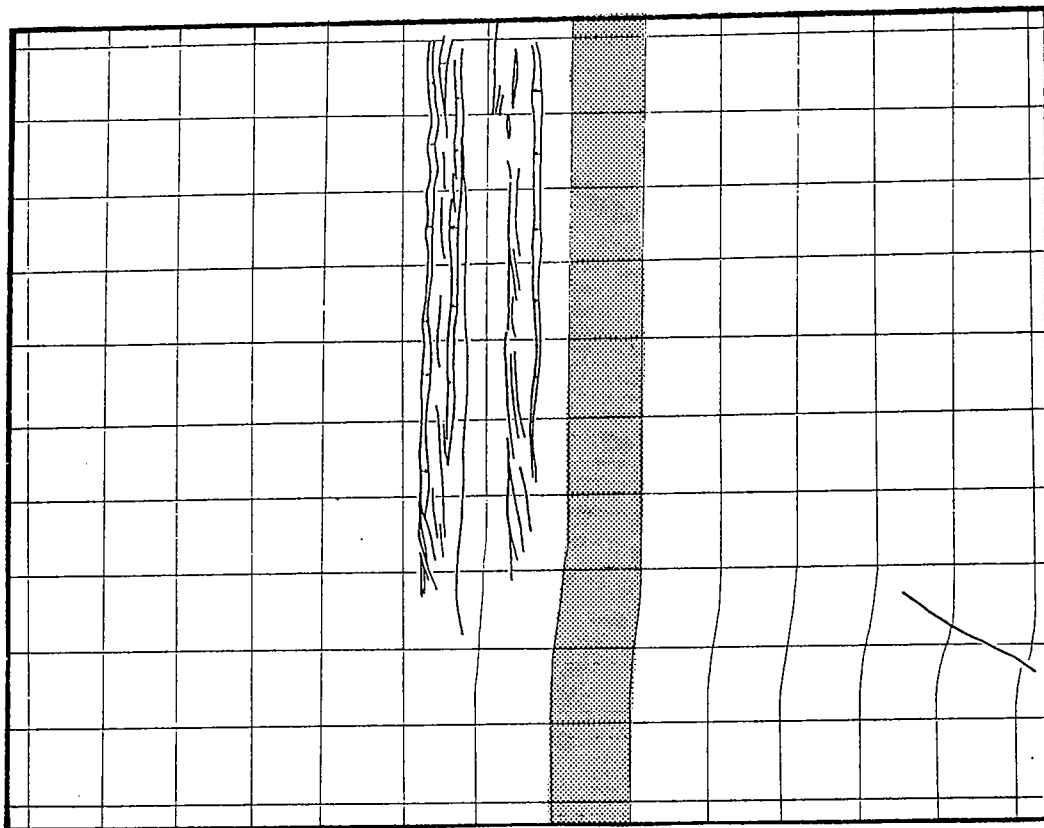


Fig.98: Expérience de type marge transformante: premières failles formées, les failles normales Les failles normales forment un rift à l'aplomb de la discontinuité de vitesse en extension. Expérience MT8, 2 cm de déplacement. Les flèches indiquent le sens des escarpements de failles.

- La principale influence de l'extension apparaît à l'extrémité du faisceau de failles décrochantes: le segment décrochant se raccorde au secteur distensif par une série de failles courbes, analogue à une **terminaison en queue de cheval** ("horsetail splay" de Christie-Blick et Biddle, 1985) (fig. 99b). Ces failles sont des décrochements (failles R) qui s'incurvent pour se connecter avec les failles normales formant la limite la plus proche du rift. Leur jeu est décrochant, y compris dans les segments courbes.

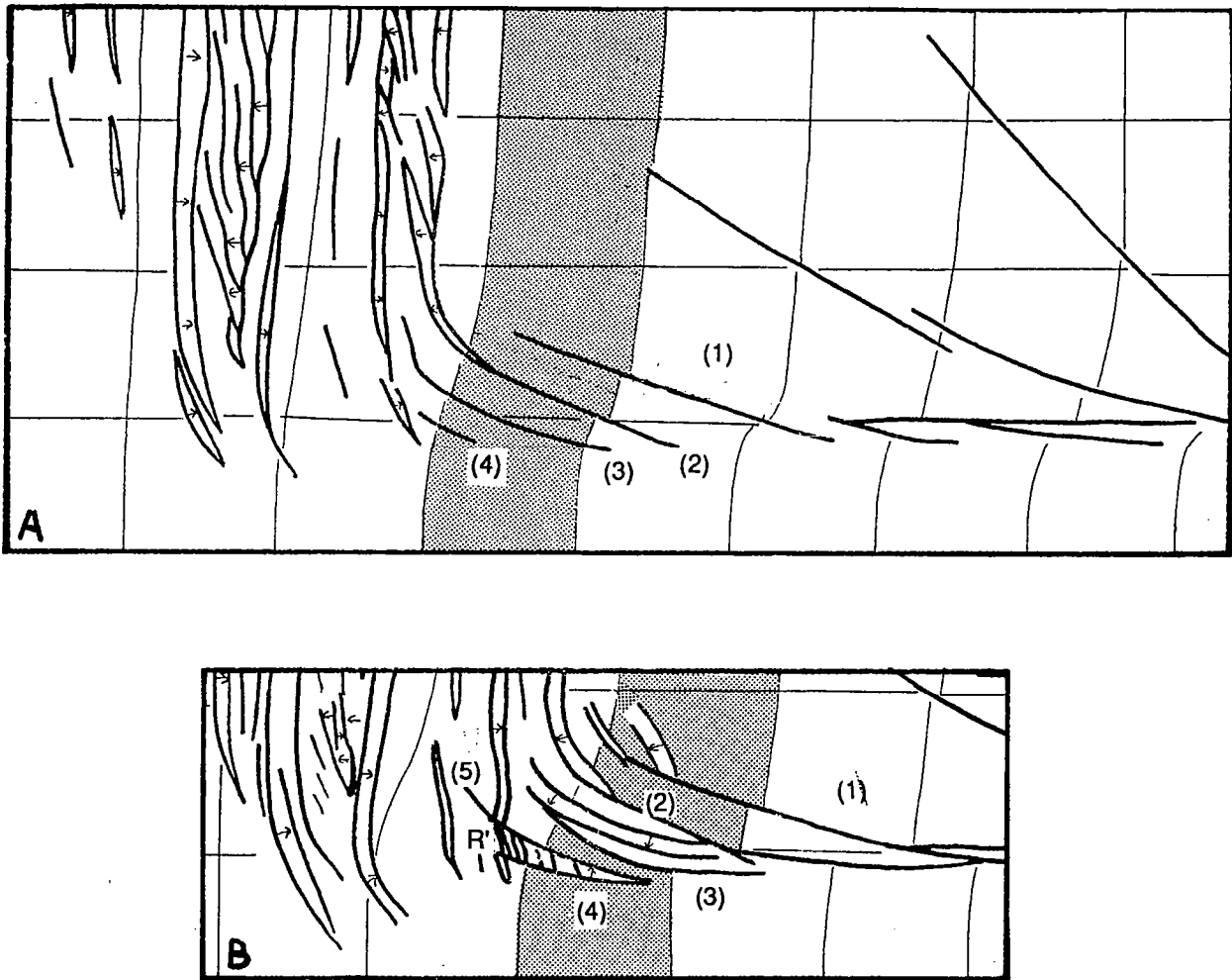


Fig. 99: Expérience de type marge transformante: premiers décrochements et formation de la terminaison en queue de cheval

(a):. Détail de la fig. 2-11, annexe 2. Expérience MT8, 4 cm de déplacement. Les décrochements sont disposés en relais au dessus de la discontinuité de vitesse coulissante.

(b): détail de la fig. 102. Expérience MT8, 6 cm de déplacement. Les décrochements courbes formant la terminaison en queue de cheval se connectent avec les failles normales qui apparaissent simultanément (faille (2)), ou recoupent des failles normales plus anciennes (faille (4)). Le décrochement (3) a un rejet normal après avoir été uniquement décrochant. Un nouveau décrochement (5) apparaît à l'extrémité de la terminaison. Des failles de Riedel antithétiques (R') se forment entre (4) et (5).

Les flèches indiquent le sens des escarpements de failles. (1), (2), (3)..., ordre d'apparition des décrochements.

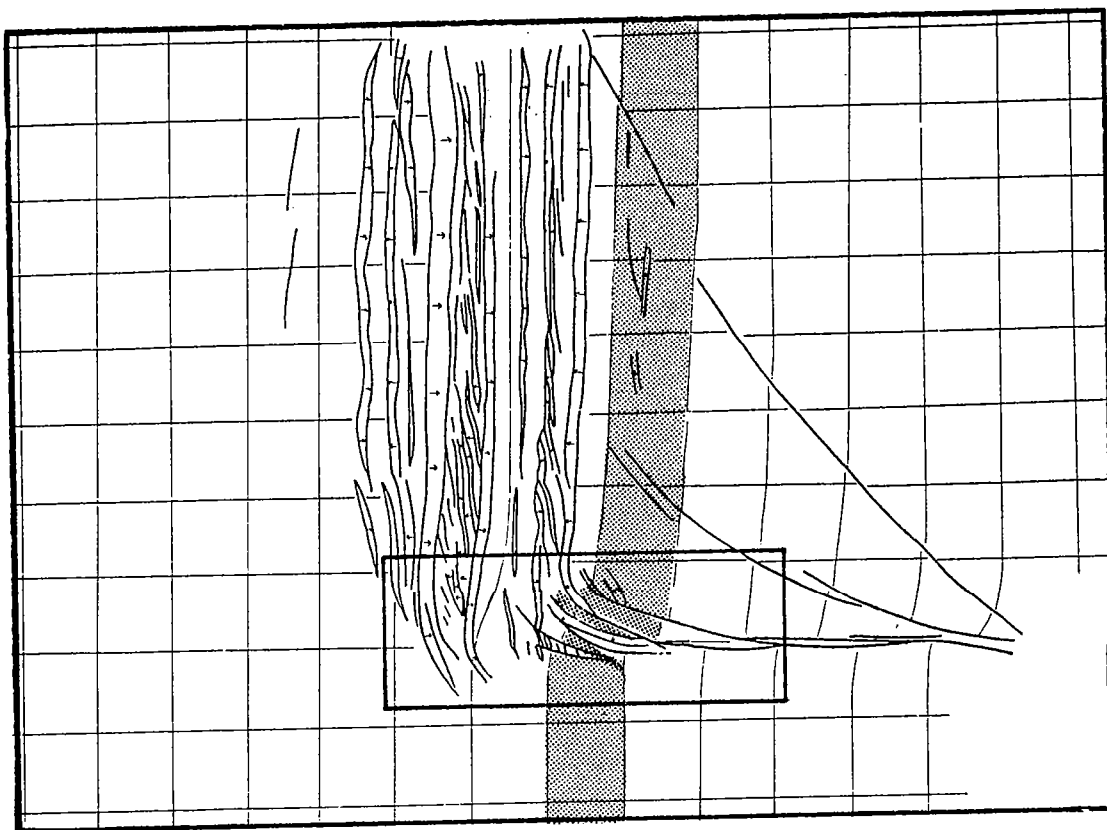


Fig. 102: Expérience de type marge transformante: propagation des décrochements vers le rift. Deux décrochements se prolongent vers le rift à travers la partie non déformée du modèle, mais leur rejet coulissant reste très faible. Expérience MT8, 6 cm de déplacement. Les flèches indiquent le sens des escarpements de failles. Encadré: fig. 99b.

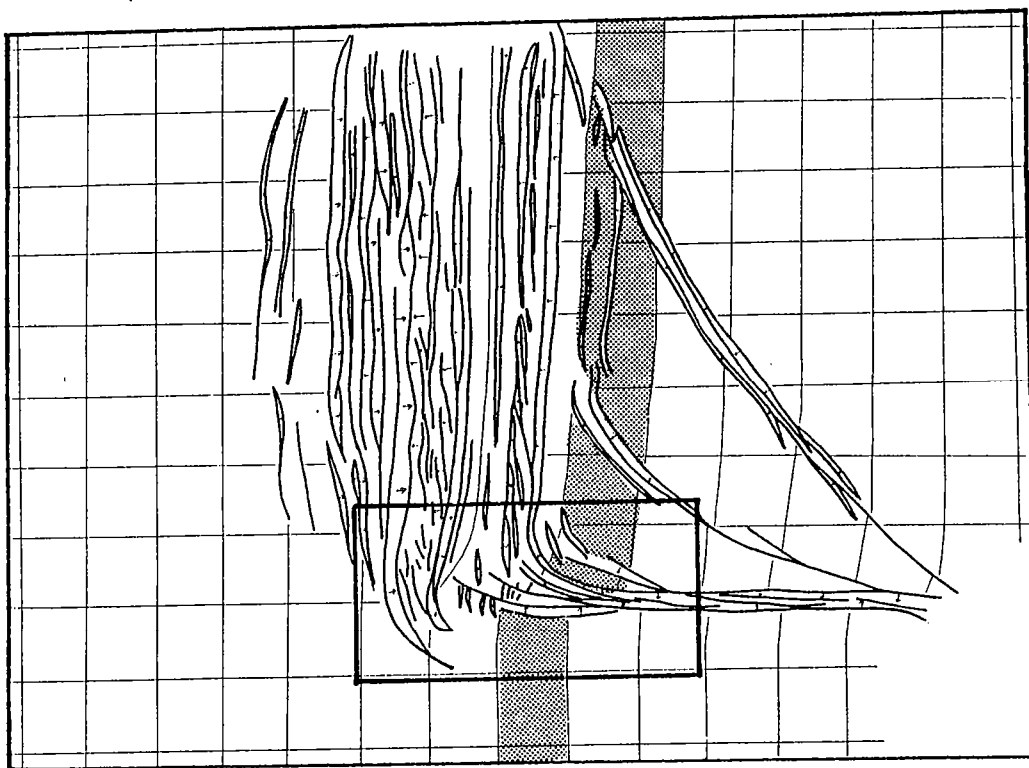


Fig. 103: Expérience de type marge transformante: propagation des décrochements vers le rift. Les deux décrochements se sont connectées avec le rift, mais leur rejet coulissant cesse. Elles jouent désormais uniquement en failles normales. Expérience MT8, 8 cm de déplacement. Les flèches indiquent le sens des escarpements de failles. Encadré: fig. 106a.

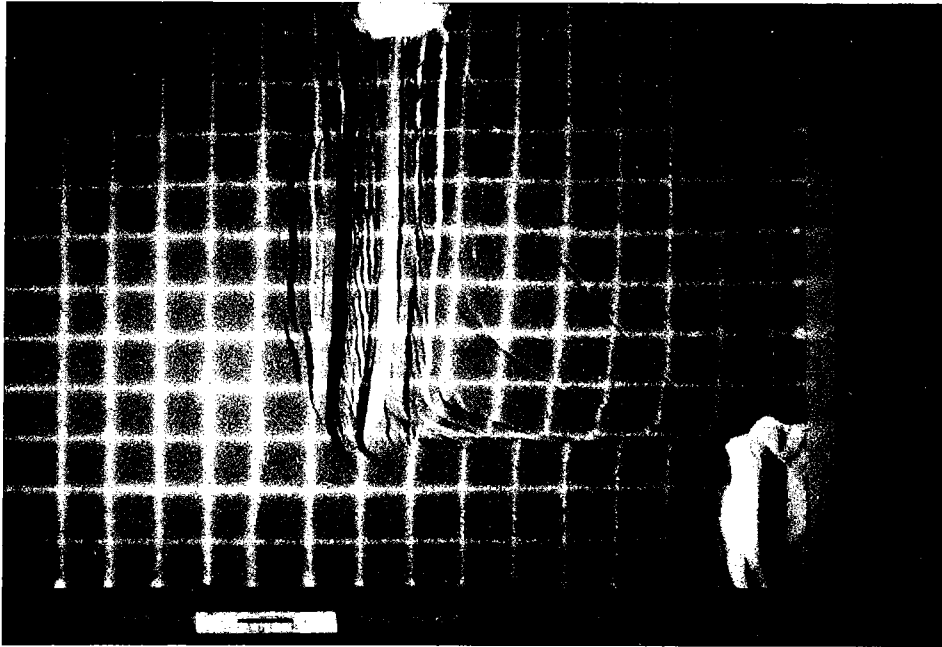


Fig. 100: Expérience de type marge transformante. Photographie de la surface de l'expérience MT8, 6 cm de déplacement. Interprétation fig. 102.

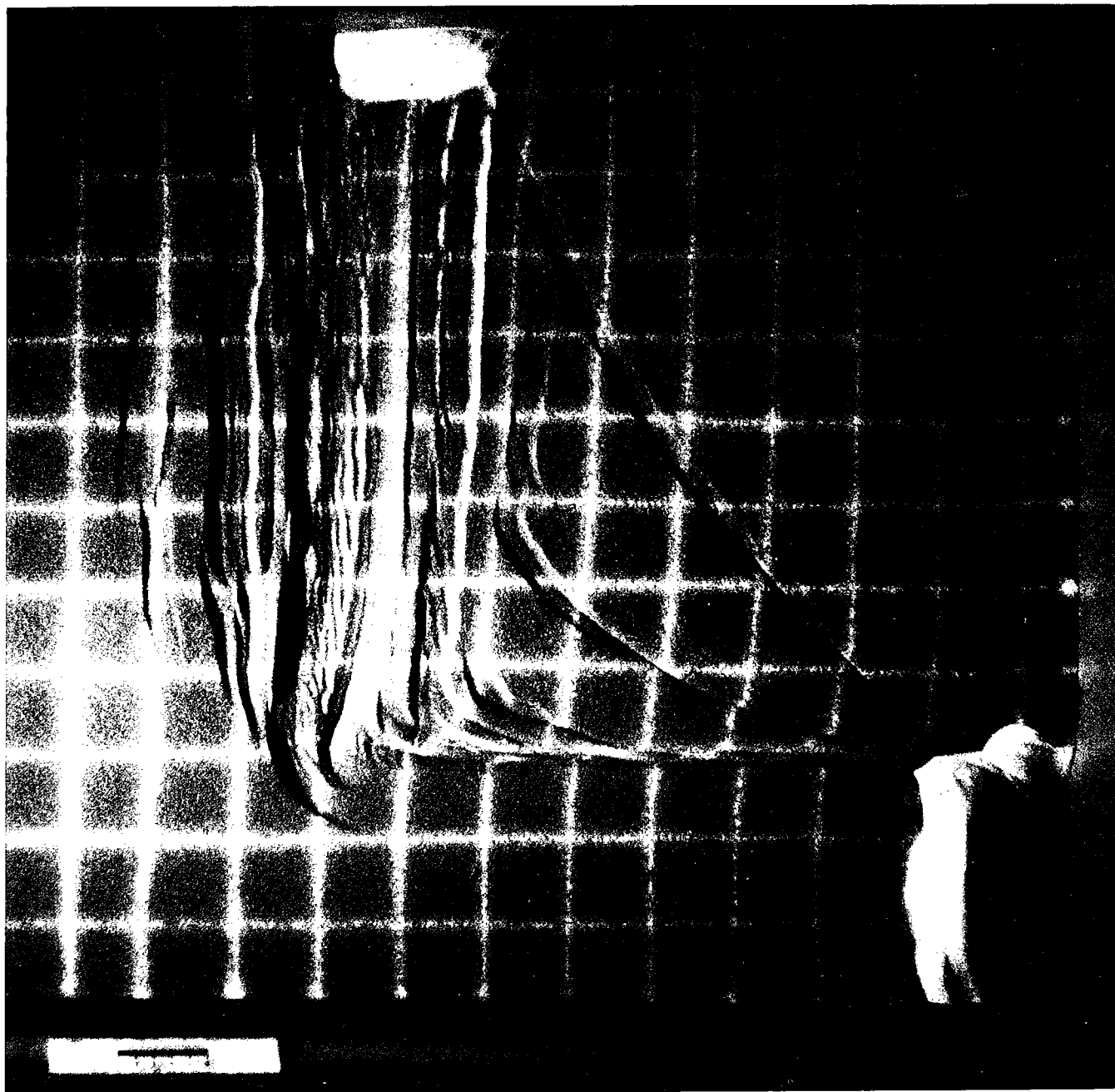


Fig. 101: Expérience de type marge transformante. Photographie de la surface de l'expérience MT8, 8 cm de déplacement. Interprétation fig. 103.

Le déplacement de la plaque basale entraîne une augmentation de surface le long de la discontinuité de vitesse en extension (fig. 97). La partie du modèle qui se trouve au dessus de cette surface nouvellement créée ne subit donc que le déplacement effectué depuis cette création. Les décrochements ne se formant qu'à partir d'un déplacement important (supérieur à 1,5 cm dans ces modèles), ils ne peuvent se propager dans cette partie du modèle jusqu'à la discontinuité de vitesse extensive (fig. 99a).

Cette zone est cependant cisailée avant sa fracturation, et des failles de Riedel antithétiques (R' à rejet normal et senestre) (fig. 99b, fig. 104) peuvent y apparaître. Elles sont situées au dessus de la discontinuité de vitesse décrochante, et sont recoupées par le faisceau de décrochements dès qu'il se propage vers l'avant.

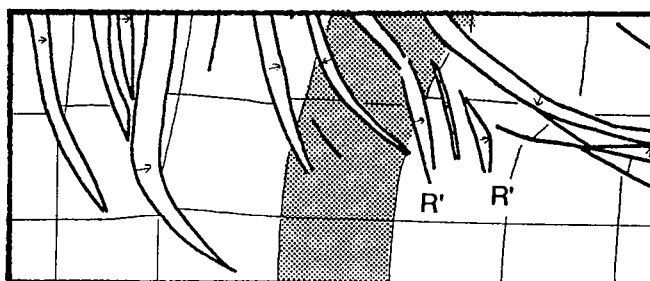


Fig. 104: Expérience de type marge transformante: formation de failles de Riedel antithétiques (R'). Expérience MT3, 6 cm de déplacement. Les failles R' apparaissent dans un secteur cisailé mais pas encore fracturé par les décrochements dextres.

Cette disposition générale des failles correspond à un déplacement faible, et est très semblable à celles obtenues dans des expériences antérieures (Courillot et al, 1974, Faugère et al, 1986). Comment évolue ce système quand le déplacement augmente?

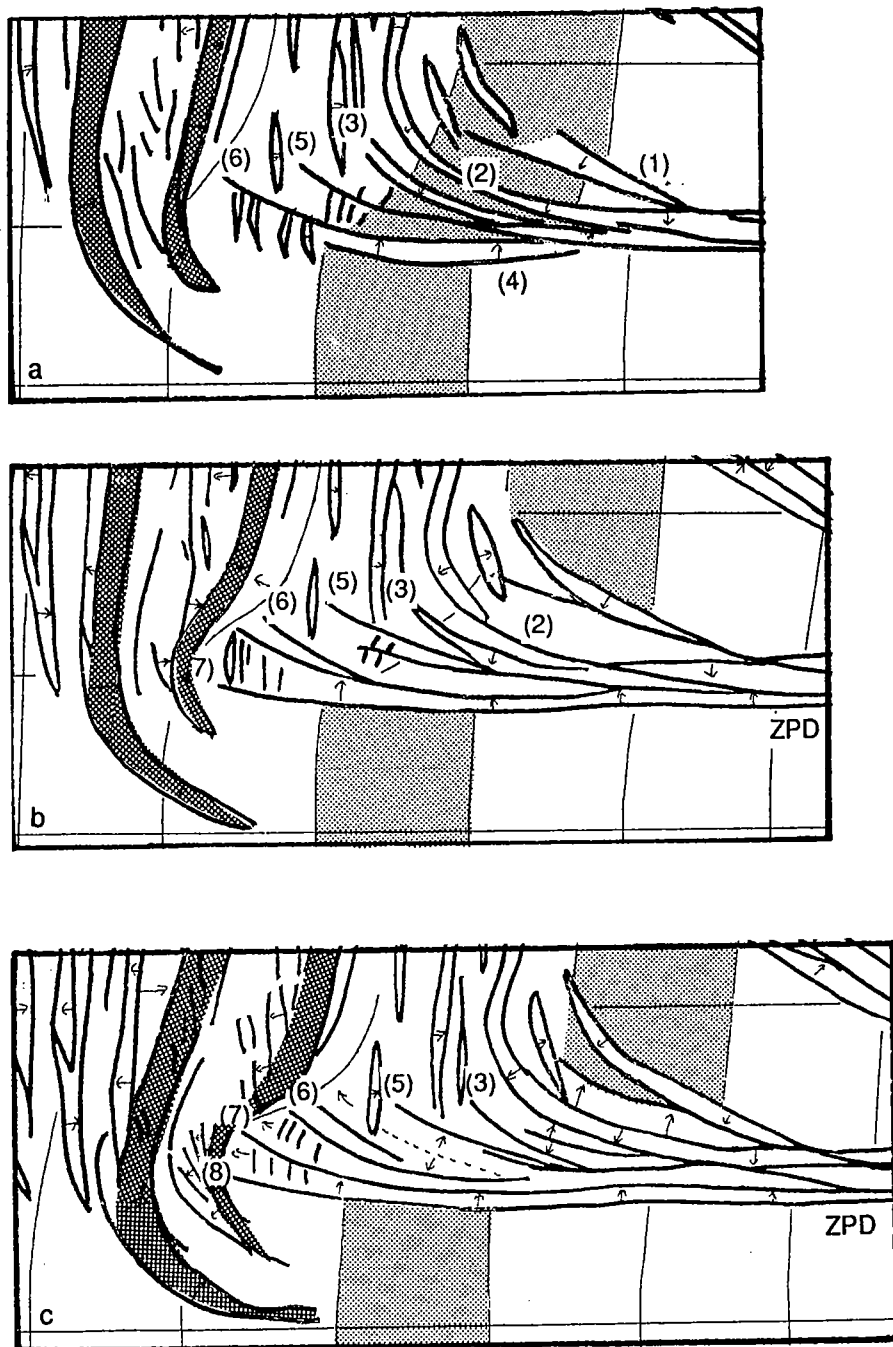


Fig. 106: Expérience de type marge transformante: évolution de la terminalison en queue de cheval. et déformation de structures distensives voisines.

(a): détail de la fig. 103. Expérience MT8, 8 cm de déplacement.

(b): détail de la fig. 2-12. Expérience MT8, 10 cm de déplacement.

(c): détail de la fig. 2-13. Expérience MT8, 12 cm de déplacement.

(1), (2), (3),..., ordre d'apparition des décrochements. ZPD, "zone principale de déplacement". les nouveaux décrochements courbes de la queue de cheval apparaissent à l'extrémité du segment transformant, ils subissent par la suite une rotation horaire. Les structures distensives (failles normales) tramées à l'extrémité du segment transformant sont déformées (par cisaillement) au contact de la terminalison en queue de cheval. Une première faille normale est cisailée (de a à c) puis recoupée (d). La seconde faille normale mobilisée par le décrochement est cisailée de (d) à (f).

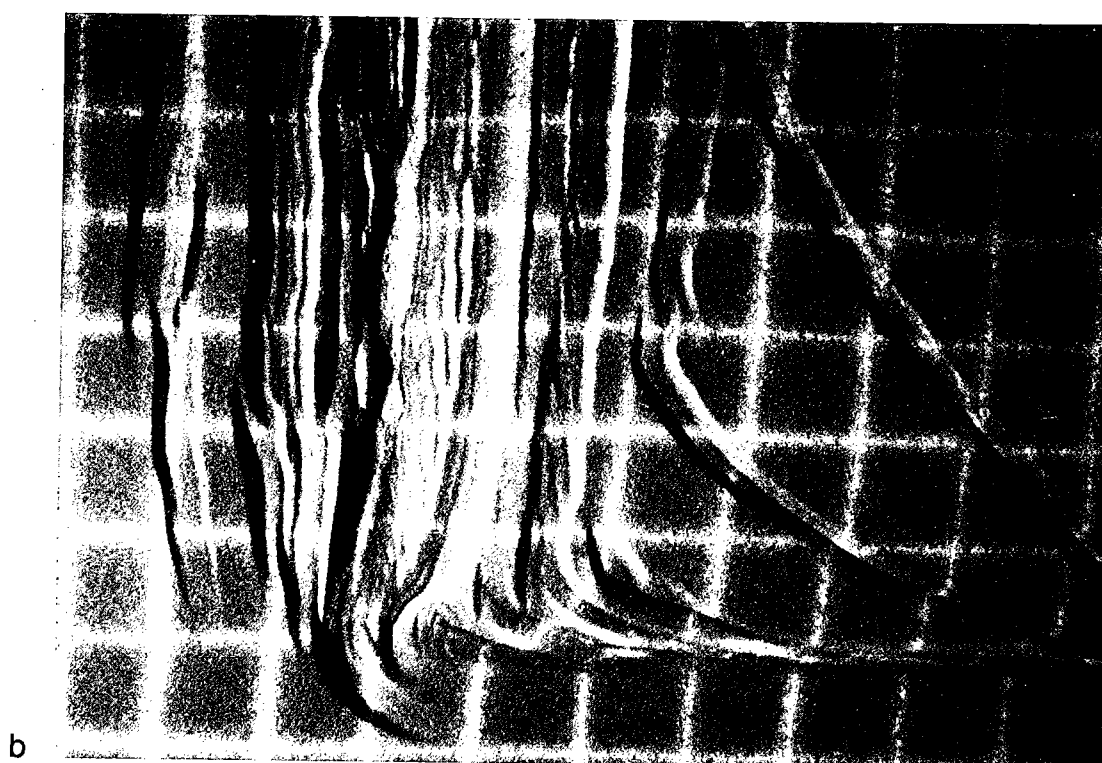
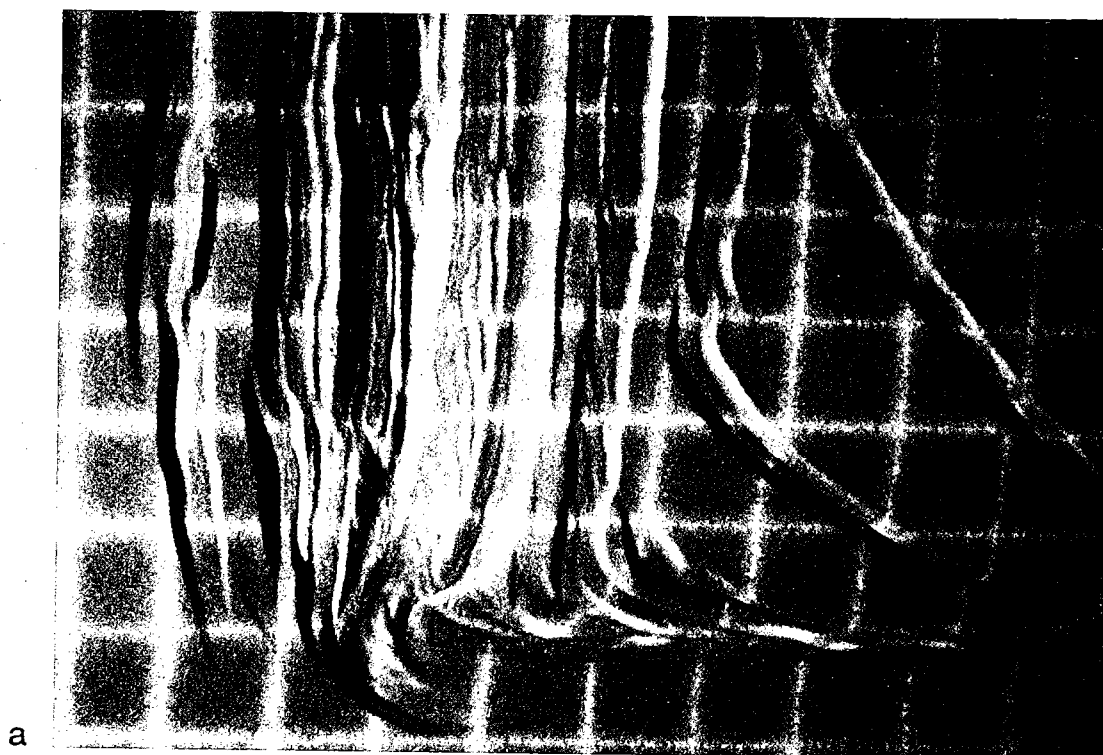
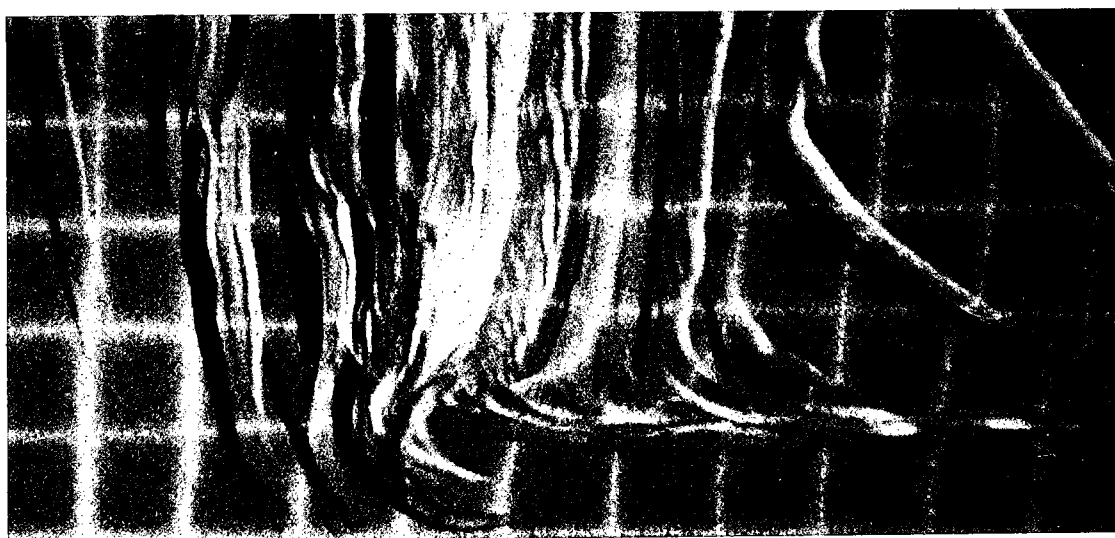


Fig. 105: Expérience MT8 de type marge transformante. Photographies de l'intersection des segments distensifs et transformants. (a) déplacement 10 cm. (b) déplacement 12 cm. Interprétation, cf fig. 106.

Erratum: les clichés a et b ont été intervertis

c



d



e



Fig. 105, suite: Expérience MT8 de type marge transformante. Photographies de l'intersection des segments distensifs et transformants. (c) déplacement 16 cm. (d) déplacement 20 cm. (e) déplacement 25 cm. Interprétation, cf fig. 106.

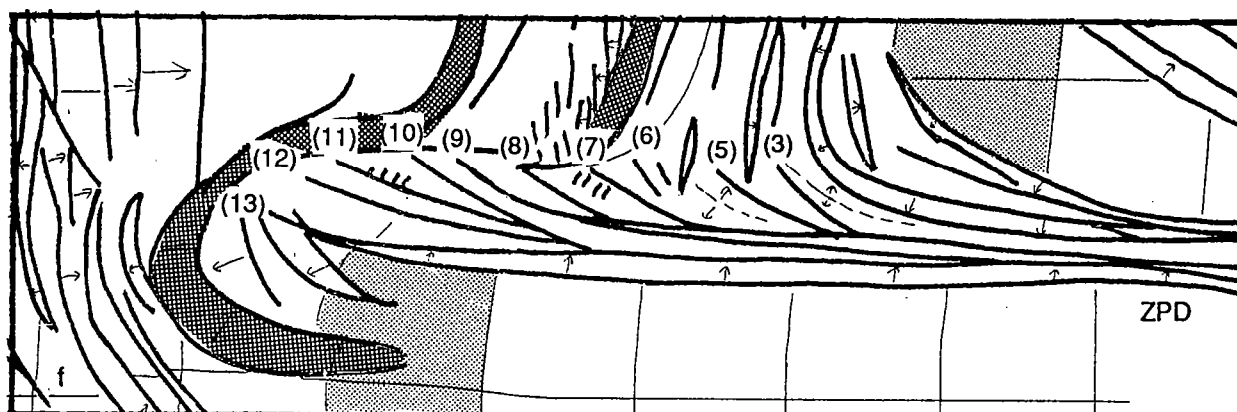
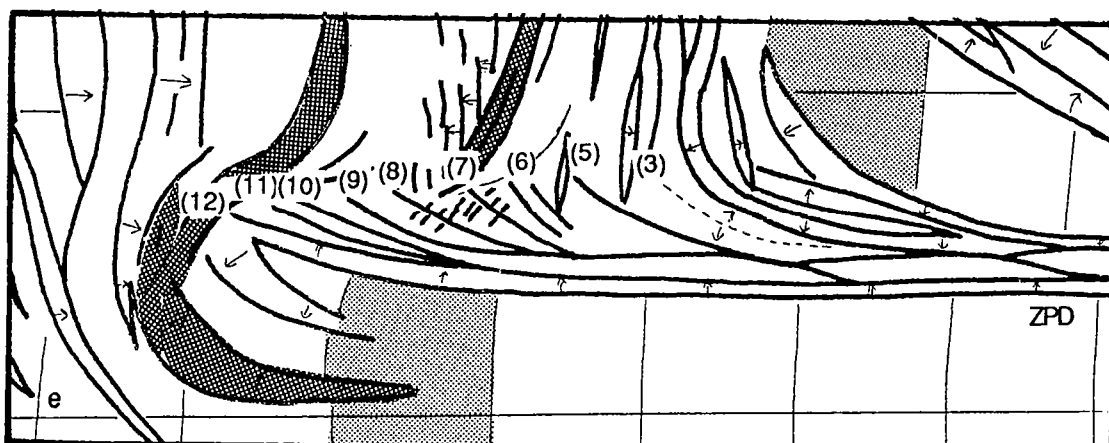
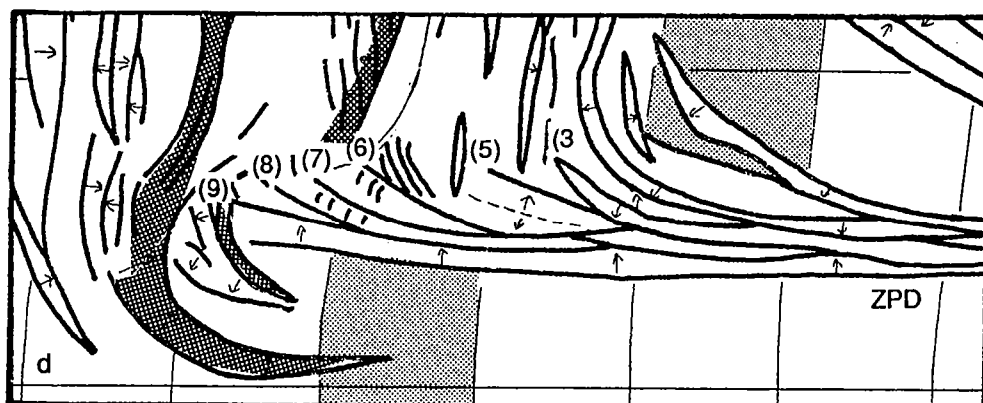


Fig. 106, suite

(d): détail de la fig. 2-14. Expérience MT8, 16 cm de déplacement.

(e): détail de la fig. 2-15. Expérience MT8, 20 cm de déplacement.

(f): détail de la fig. 2-16. Expérience MT8, 25 cm de déplacement.

5.2.2 Evolution de la déformation

Tant que le modèle reste suffisamment épais, l'extension s'exprime par de nouvelles failles normales qui se forment au dessus de la discontinuité de vitesse. A partir de 10 cm de déplacement, le modèle est trop aminci pour qu'on puisse y observer de nouvelles structures distensives.

Dans la partie amincie du modèle, l'extrémité du faisceau de failles décrochantes correspond toujours à une terminaison en queue de cheval; mais l'extrémité active de cette queue de cheval se renouvelle au fur et à mesure du déplacement: de nouveaux décrochements courbes apparaissent à l'avant de la terminaison (fig. 106). Ces failles ne sont actives qu'à proximité du secteur en extension qu'elles connectent avec le secteur décrochant. Seules les deux (ou trois) failles courbes les plus récentes sont actives; elles recoupent les décrochements plus anciens (fig. 106e).

Dans le secteur décrochant se met en place la **"zone principale de déplacement"** (fig. 106b), dont la structure est plus ou moins différenciée en fonction du déplacement. Elle est identique à celles observées dans les expériences uniquement décrochantes (cf § 4.3). Comme la terminaison en queue de cheval, la "zone principale de déplacement" (dépression caractérisée par des failles obliques entre des failles parallèles au mouvement général) se propage vers la zone d'extension et recoupe les failles préexistantes inactives (fig. 106e, 106f).

Quand les deux parties du modèle qui coulisent l'une contre l'autre sont de même épaisseur, la "zone principale de déplacement" est située à l'aplomb de la discontinuité de vitesse basale. Par contre, quand l'une de ces deux parties est amincie, elle est la seule à être déformée par la "zone principale de déplacement": les décrochements se forment dans la partie du modèle qui possède la plus faible résistance au cisaillement, c'est à dire qui est la plus mince.

L'épaisseur du modèle sous la "zone principale de déplacement" reste cependant remarquablement constante sur toute la longueur de la frontière transformante, y compris au dessus de la zone amincie (fig. 107, cf également § 5.3). Par contre, la largeur déformée en surface par le mouvement décrochant varie considérablement entre les parties étirées et non étirées du modèle (fig. 108): dans le domaine étiré, le modèle est déformé par les décrochements sur une largeur double de celle de la "zone principale de déplacement", en raison de la courbure des failles qui ont successivement formé la terminaison en queue de cheval. Malgré leur rejet horizontal peu important, ces failles permettent la rotation et le déplacement de blocs de modèle relativement épais vers la partie amincie du modèle (fig. 109).

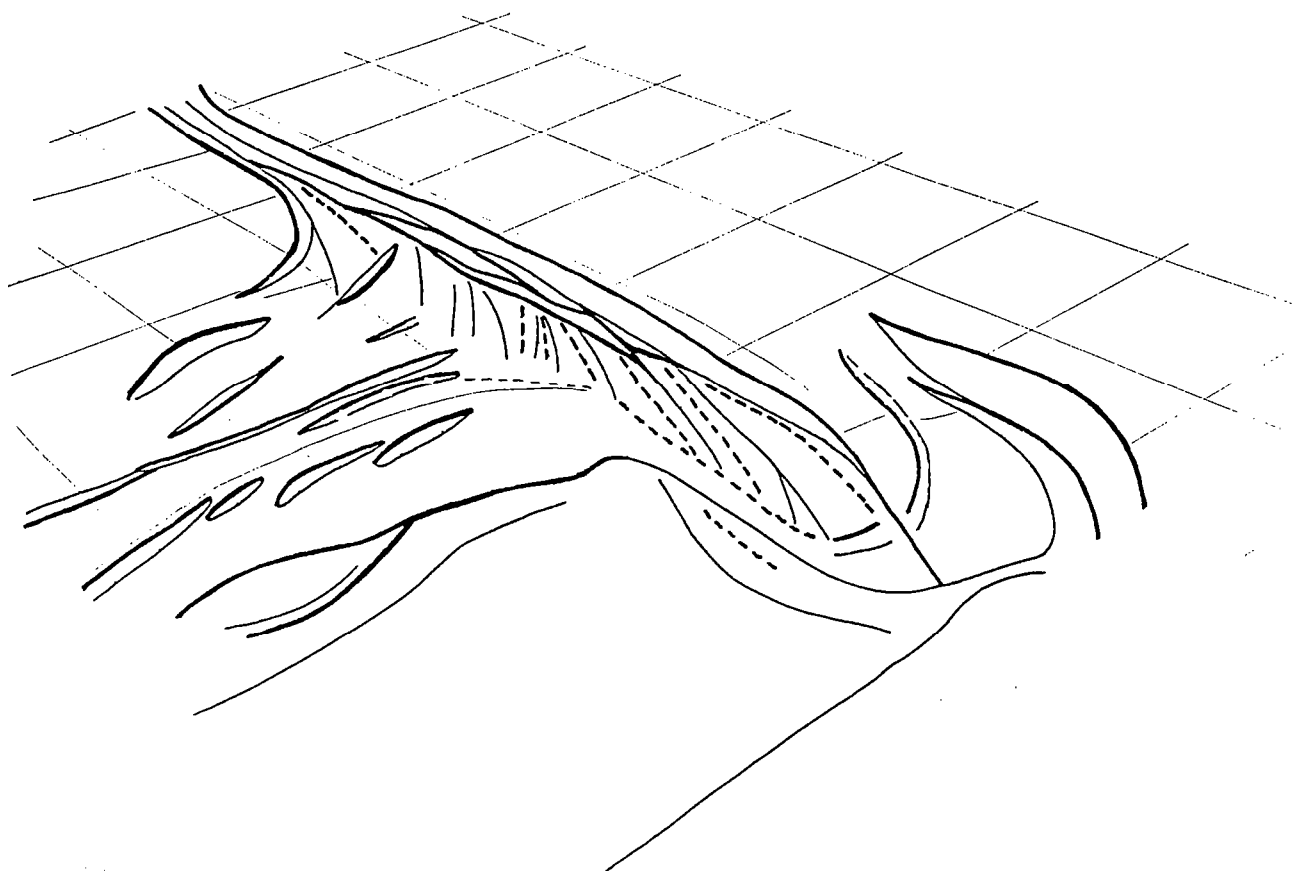
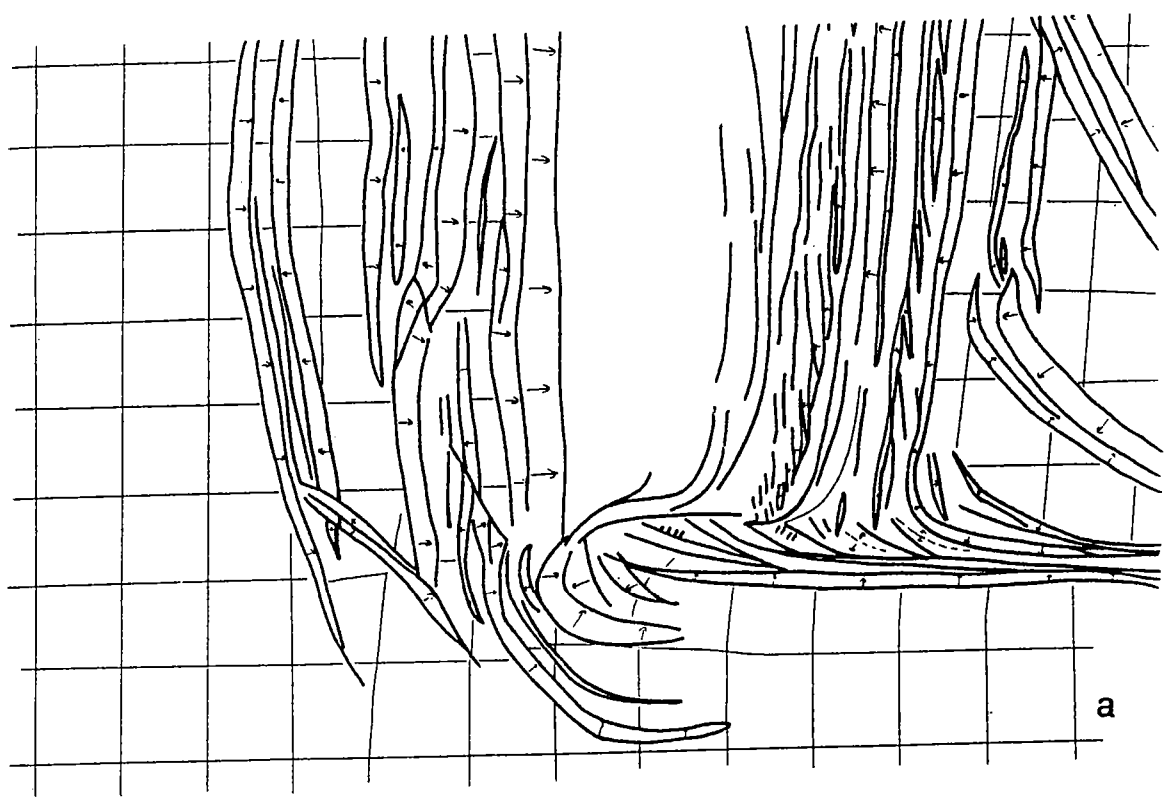


Fig. 107: Expérience de type marge transformante: vue perspective de la zone transformante en fin d'expérience MT7. Déplacement 25 cm. Le quadrillage en surface est de 5 cm de côté.



discontinuité de vitesse en extension

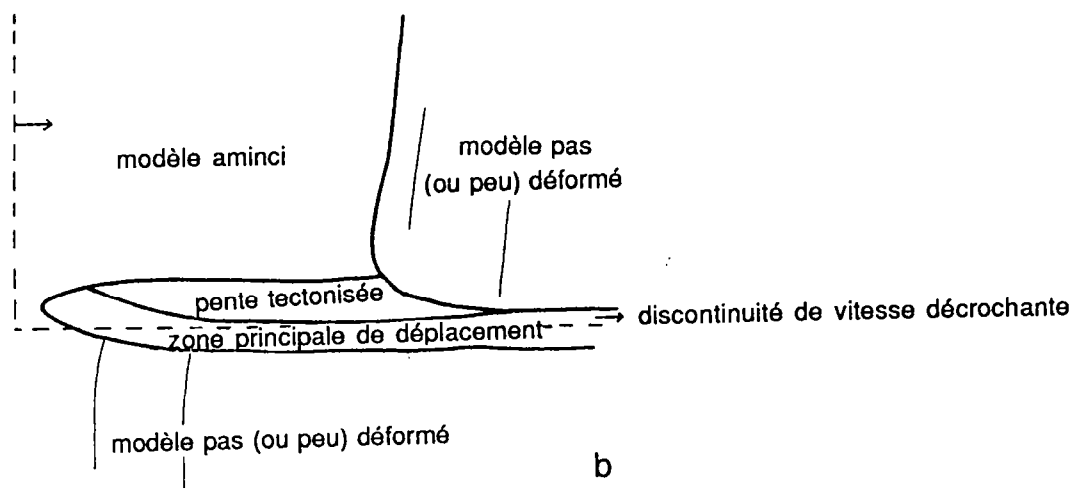


Fig. 108: Expérience de type marge transformante: secteurs déformés par les failles décrochantes, zones de déplacement et zones inactives.

(a) Détail de la fig. 2-16, annexe 2. Expérience MT8, 25 cm de déplacement.
(b) Unités structurales de la fig. 103a. La "zone principale de déplacement" correspond à la zone active du segment transformant, la pente tectonisée correspond à la partie inactive de la terminaison en queue de cheval. Noter l'élargissement dans le modèle aminci de la zone déformée par les décrochements; alors que la zone des décrochements actifs (ZPD) conserve la même largeur.

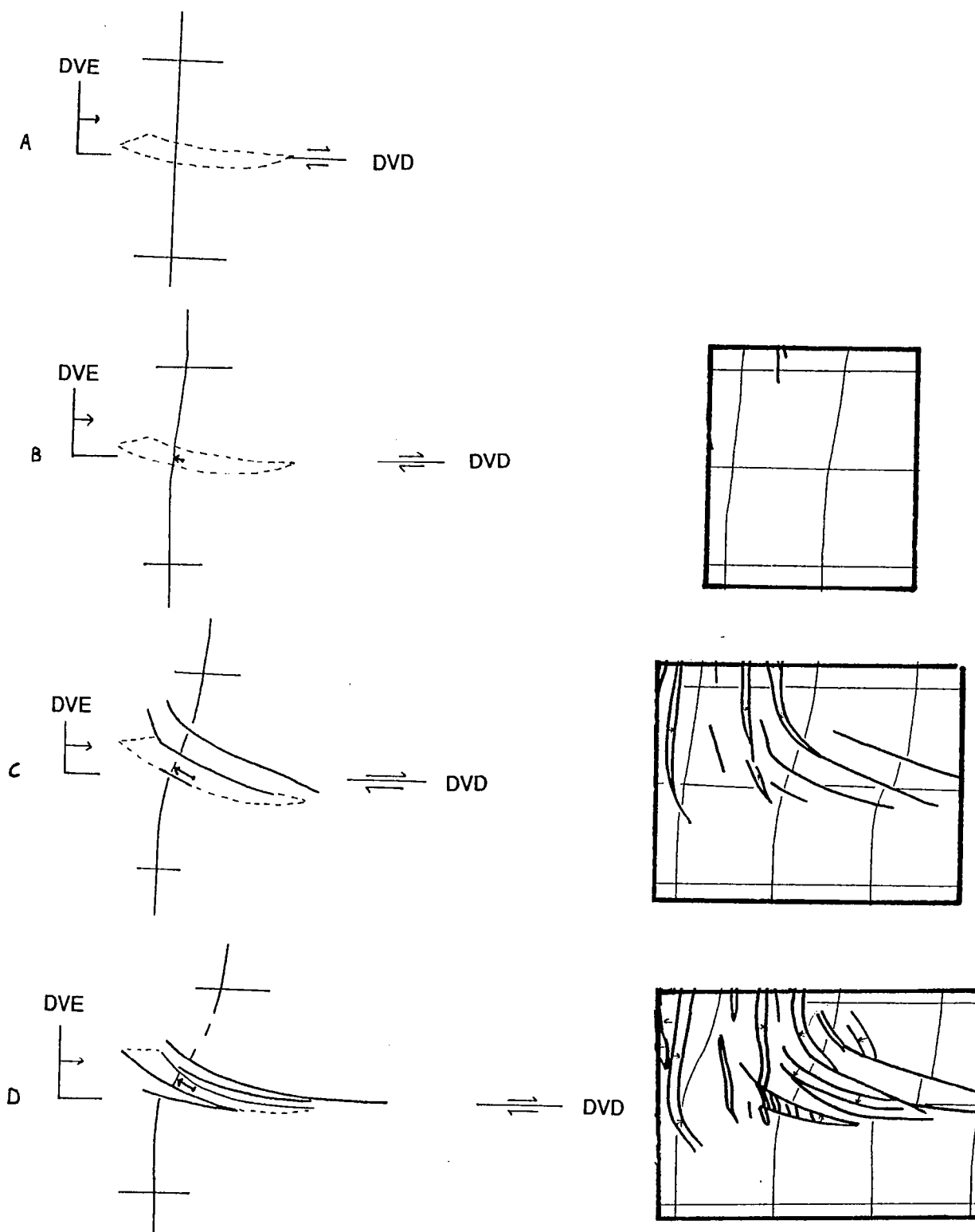


Fig. 109: Expérience de type marge transformante: Déplacements et rotations de blocs liés au fonctionnement de la terminaison en queue de cheval

(a) Expérience MT8, 0 cm de déplacement.

(b) Détail de la fig. 98. Expérience MT8, 2 cm de déplacement.

(c) Détail de la fig. 2-11, annexe 2. Expérience MT8, 4 cm de déplacement.

(d) Détail de la fig. 99. Expérience MT8, 6 cm de déplacement.

DVD: discontinuité de vitesse décrochante. DVE: discontinuité de vitesse en extension. La flèche dans le secteur déformé indique le vecteur déplacement du bloc déplacé entre chaque stade.

Ces deux éléments tectoniques (terminaison en queue de cheval et "zone principale de déplacement" la recoupant) forment donc une unité morphologique particulière (appelée ici **pente tectonisée**) au dessus de la discontinuité de vitesse décrochante, entre les parties amincies et non déformées du modèle (fig. 107, 108, voir aussi § 5.3). Cette pente est formée par les blocs déplacés par les failles de la queue de cheval (failles inactives, à l'exception des dernières apparues); elle est surmontée par un léger replat correspondant à la "zone principale de déplacement" (failles actives).

Les matériaux nécessaires à la formation de ce relief proviennent:

- de la partie mobile du modèle; c'est alors la "zone principale de déplacement" qui les place dans la pente tectonisée.
- de la partie fixe et non déformée du modèle qui s'effondre grain par grain ou par rotation de blocs sur l'intersection des discontinuités de vitesse décrochantes et extensives (fig. 106e, 106f). Ces fragments du modèle fixe sont ensuite déformés par la propagation de la queue de cheval et ainsi incorporé à la pente tectonisée (fig. 106e, 106f).

D'autre part, la formation des failles normales ne semble pas affectée par le décrochement quand la quantité de déplacement augmente. Cependant, certaines failles normales sont déformées par cisaillement à proximité de l'intersection des discontinuités de vitesse décrochantes et extensives.

Il s'agit uniquement des failles dont un segment se trouve à l'avant de la terminaison en queue de cheval, et qui n'ont pas encore été recoupés par les décrochements (fig. 106). Ce segment reste fixe à l'extrémité de la zone déformée par les décrochements, alors que le reste de la faille est entraînée passivement avec la partie mobile du modèle. Entre ces deux secteurs non déformés, une partie de la faille accommode le mouvement relatif (cisaillement simple) grâce à une **rotation** horaire pouvant atteindre 60° dans un modèle peu aminci (fig. 106a à d), 80° dans un modèle très aminci (fig. 106d à f).

Cette rotation cesse quand le segment fixe de la faille normale est recoupé par les décrochements qui se propagent vers la discontinuité de vitesse en extension (fig. 106d). Le mouvement relatif entre les deux segments de cette faille est alors accommodé par des failles décrochantes, et non plus par le cisaillement et la rotation d'une ancienne structure normale.

5.3 DÉFORMATION FINIE: STRUCTURE EN COUPE

Des coupes sérieées réalisées en fin d'expérience permettent d'observer en trois dimensions la déformation associée au décrochement, et ses variations en fonction de l'amincissement du modèle (fig. 110).

Ces coupes sont perpendiculaires à la discontinuité de vitesse décrochante, donc parallèles aux structures extensives qui ne peuvent y être observées.

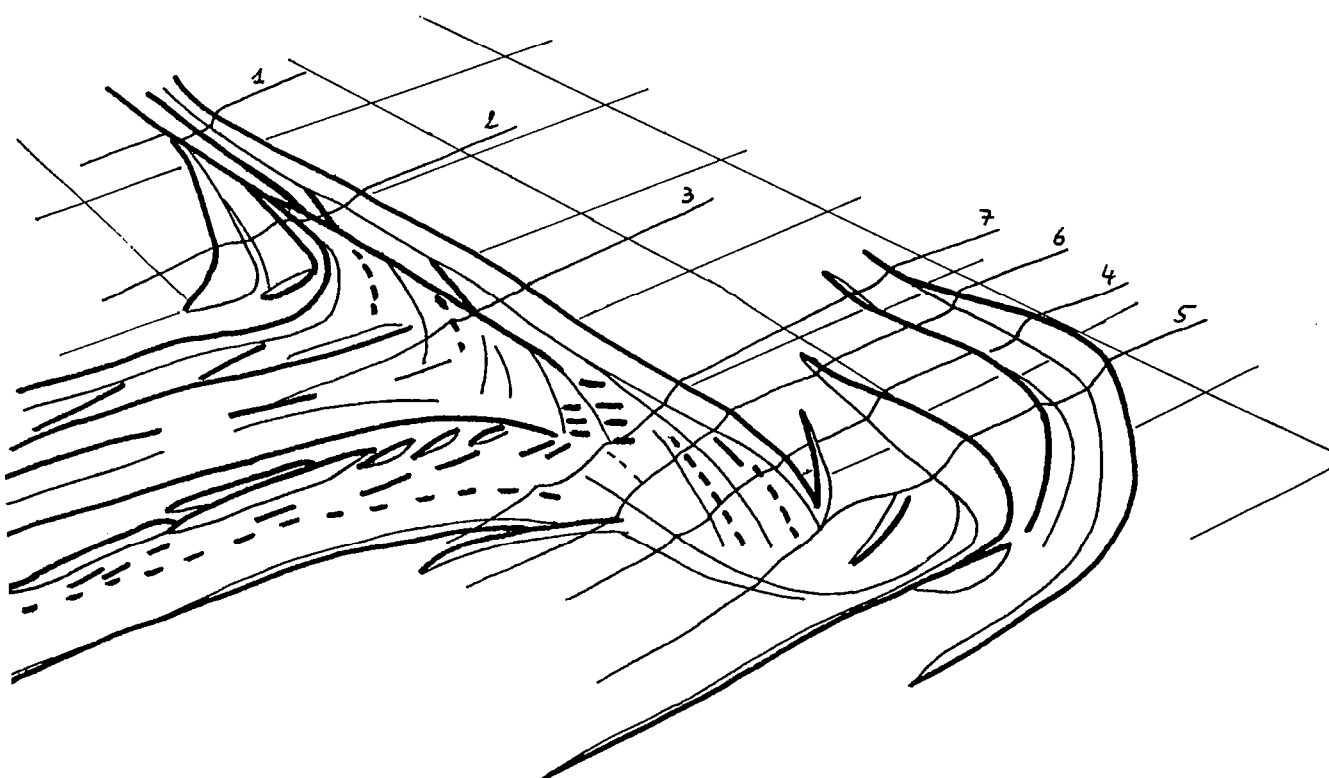


Fig. 110 expérience de type transformant: vue en perspective de l'état final de l'expérience MT8 (25 cm de déplacement) et position des plans de coupes.

Dans la partie non amincie du modèle, la "zone principale de déplacement" forme en surface une dépression limitée par deux failles verticales (fig. 111). A l'intérieur de cette zone, les marqueurs passifs ont pratiquement disparus en raison d'un cisaillement trop important. On ne peut distinguer d'autres failles que celles qui limitent la zone déformée.

Dans la partie amincie du modèle, on peut toujours observer la zone principale de déformation; mais de plus apparaissent les failles de la terminaison en queue de cheval, dont le rejet décrochant est visible en plan (§ 5.2) et le rejet normal apparaît en coupe (fig. 112 à 115).

Remarquez que le pendage de ces failles à rejet normal est opposé à celui de la pente morphologique (fig. 114, 115).

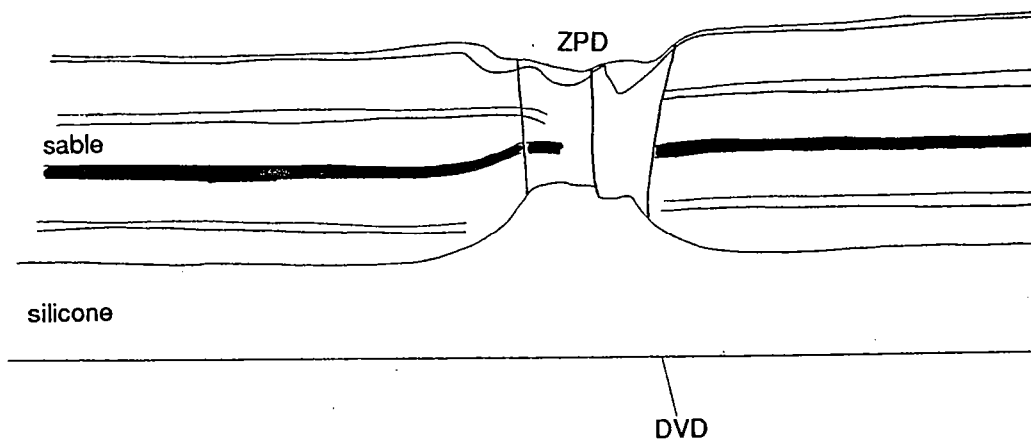


Fig. 111: Expérience de type marge transformante: coupe n°1 montrant la "zone principale de déplacement" dans la partie non amincie du modèle. ZPD: "zone principale de déplacement". DVD: discontinuité de vitesse décrochante.

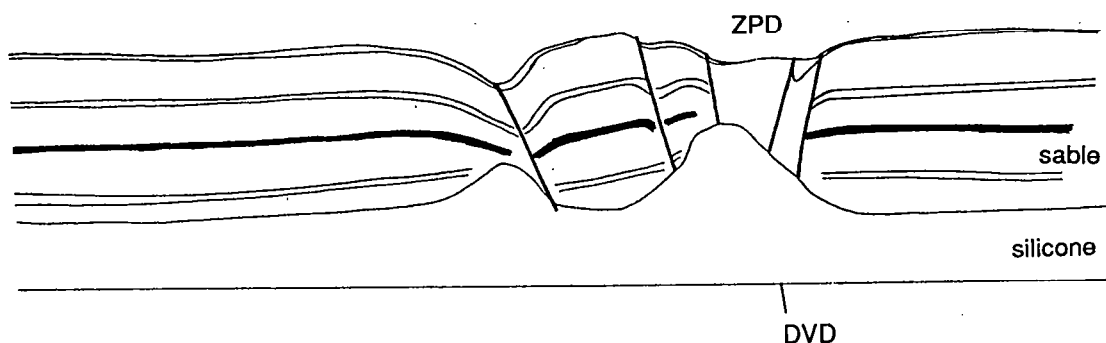


Fig. 112: Expérience de type marge transformante: coupe n°2: première faille de la terminaison en queue de cheval dans un modèle encore peu aminci. A droite, la zone principale de déformation.

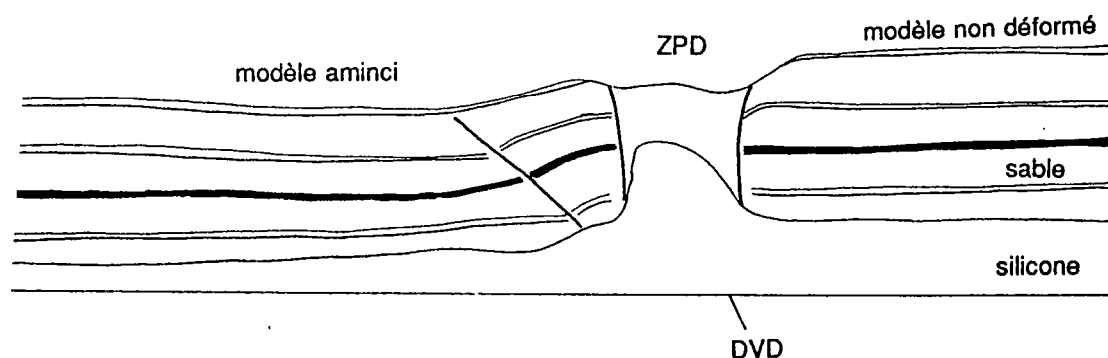


Fig. 113: Expérience de type marge transformante: coupe n°3. La "zone principale de déplacement" conserve la même épaisseur, inférieure à celle de la partie non déformée. Elle se situe maintenant au dessus de la partie amincie, à gauche.

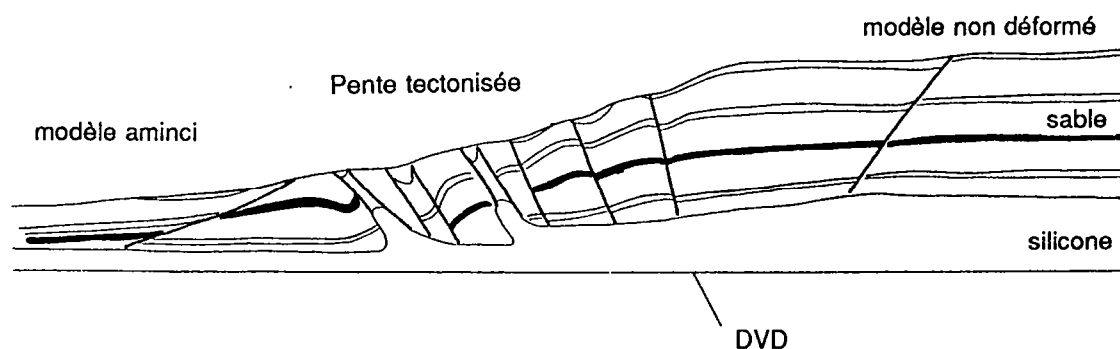


Fig. 114: Expérience de type marge transformante: coupe n°4. Pente tectonisée, formée de décrochements à rejet normal. Les failles inverses les plus à gauche de la pente tectonisée correspondent à une ancienne faille normale remobilisée (cf § 5.2.2). Les structures caractéristiques de la "zone principale de déplacement" ne sont pas encore apparues. A l'extrême gauche, une faille normale recoupée presque parallèlement à sa direction.

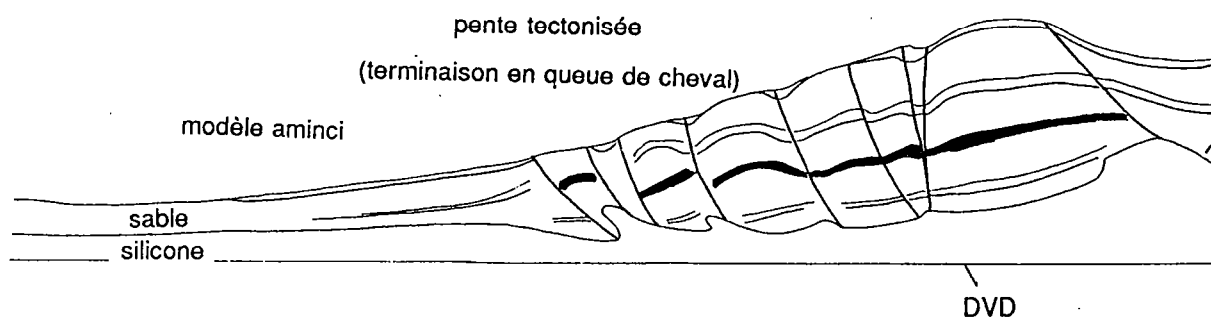


Fig. 115: Expérience de type marge transformante: coupe n°5. A proximité de l'intersection des discontinuités de vitesse décrochante et en extension, formation de la pente tectonisée par les décrochements courbes de la terminaison en queue de cheval. Notez la structure en fleur du décrochement au sommet de la pente tectonisée.

Plus on se déplace vers l'extrémité du décrochement, plus le déplacement a été faible (fig. 97). On peut alors distinguer des failles à l'intérieur de la "zone principale de déplacement" naissante: on observe plusieurs décrochements verticaux, parfois à structure en fleurs (fig. 115).

De plus, ces coupes confirment que, indépendamment de l'amincissement du modèle adjacent,

- l'épaisseur de la "zone principale de déplacement" reste constante,
- et que la **pente tectonisée** constitue un ensemble remarquablement homogène en structures ("zone principale de déplacement" recoupant la terminaison en queue de cheval) et en dimensions (largeur déformée et épaisseur maximale) (même si elle s'amincit progressivement vers son extrémité).

Les failles limitant la base de la pente tectonisée correspondent non pas aux failles de la queue de cheval, mais aux anciennes **failles normales remobilisées par une rotation** due à un cisaillement très important (cf § 5.2.2) (fig. 116 et 117). Ces failles sont caractérisées par des structures en fleurs déversées (fig. 117a) ou droites (fig. 117d). La dernière faille ayant subi une rotation de ce type (fig. 106) peut être suivie dans la partie amincie du modèle (fig. 117b à d). Elle montre alors un rejet inverse important accompagné du plissement anticlinal de la couche de sable. Cette compression correspond à la composante de raccourcissement du cisaillement simple qui a remobilisé cet accident.

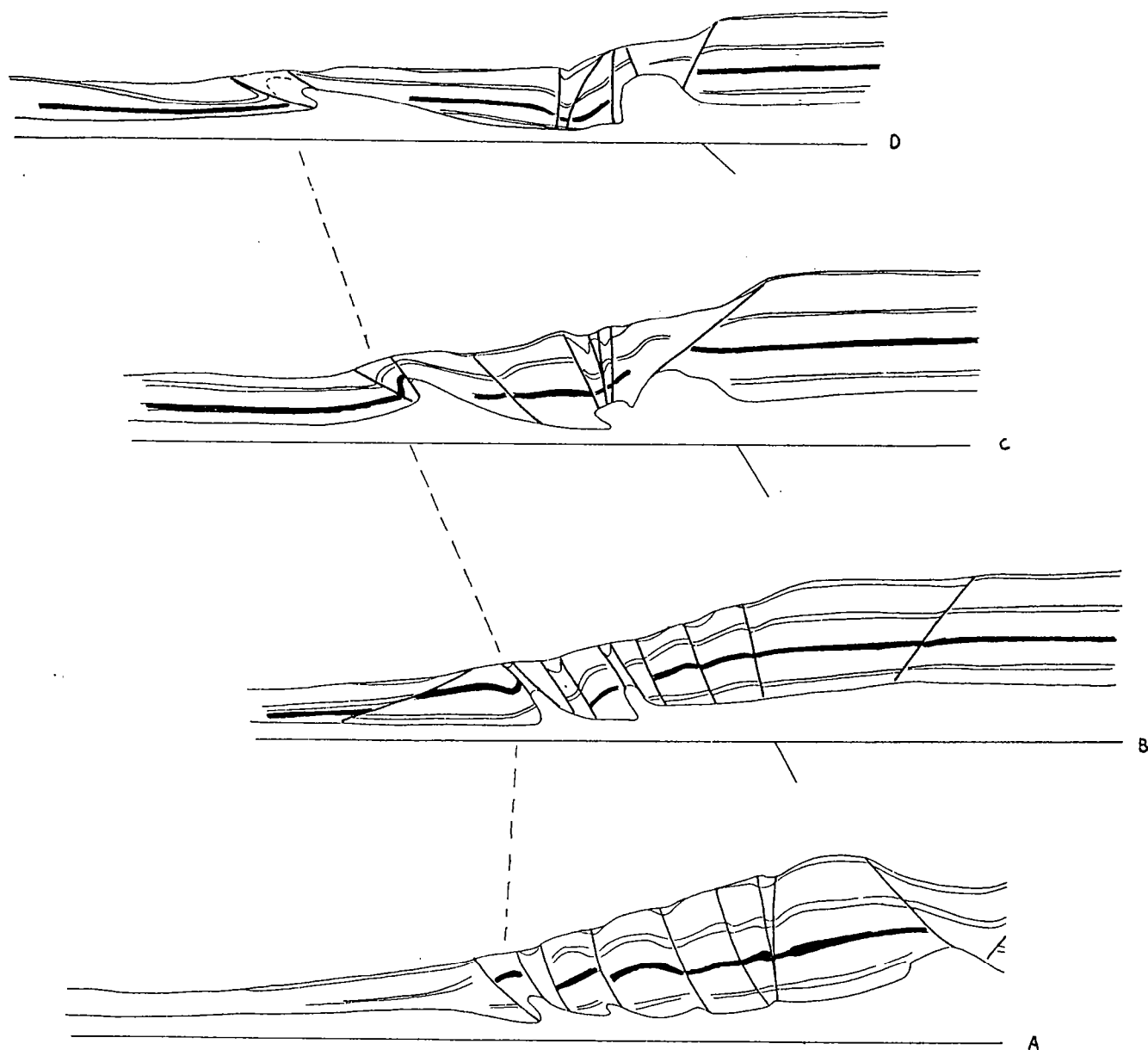
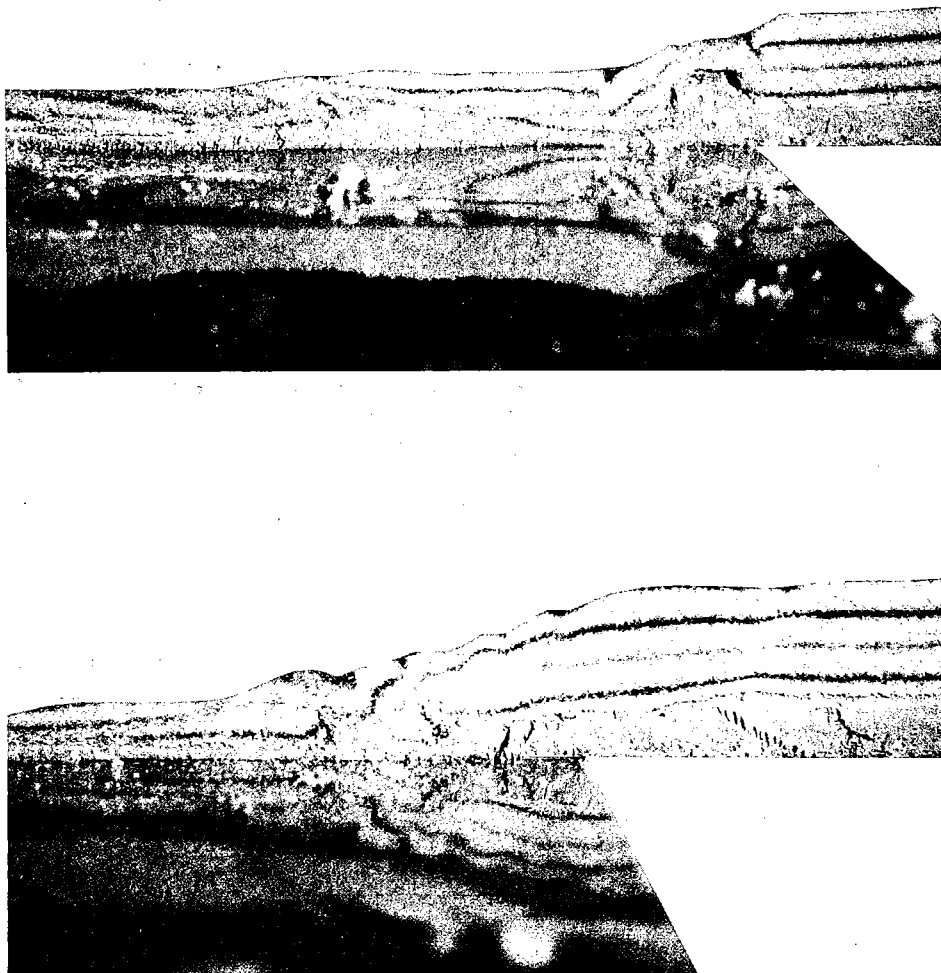


Fig. 117: Expérience de type marge transformante. Coupes séries d'une ancienne structure normale remobilisée par un cisaillement. (a) Coupe n°5. (b) Coupe n°4 (c) Coupe n°6 (d) Coupe n°7. Localisation des coupes fig. 110. L'ancienne structure distensive remobilisée par un cisaillement longe la base de la pente tectonisée (a et b) puis s'en écarte en montrant un remobilisation compressive (c et d) (rejet inverse et plissement).



**Fig. 116: Expérience de type marge transformante. Photographies de coupes
sériées d'une ancienne structure normale remobilisée par un cisaillement.
Coupes n°5 et 7 de bas en haut, localisées fig. 110, interprétées fig. 117.**

5.4 CONCLUSION: STRUCTURATION À L'INTERSECTION ENTRE UN SEGMENT DÉCROCHANT ET UN SEGMENT EN EXTENSION, ET STYLES DE DÉFORMATION ASSOCIÉS

L'intersection des discontinuités de vitesse décrochante et en extension génère donc à la surface du modèle un édifice particulier, appelé ici pente tectonisée, dont la structure et les styles de déformation diffèrent nettement de ceux des parties du modèle soumises uniquement à l'extension ou au décrochement.

La déformation au dessus de la limite en extension n'est pas modifiée par la proximité d'un segment décrochant, à l'exception des premières failles normales apparaissant et qui sont légèrement obliques par rapport à la direction du rift.

De même, dans les parties non amincies du modèle, la déformation à l'aplomb de la limite coulissante est identique à celle observée avec un dispositif expérimental uniquement décrochant ("zone principale de déplacement", cf § 4). Cette zone décrochante correspond alors à une dépression linéaire, formée de matériaux extrêmement cisailés limités par deux décrochements sub-verticaux (fig. 93, 118).

Par contre, dès qu'une partie du modèle est amincie, la "zone principale de déplacement" se connecte aux structures distensives par une terminaison en queue de cheval constituée de décrochements courbes.

Au fur et à mesure du déplacement de la plaque mobile, la frontière décrochante avance grâce à la propagation d'une nouvelle terminaison en queue de cheval qui la reconnecte avec la zone étirée située à l'aplomb de la discontinuité de vitesse extensive.

La pente tectonisée se construit grâce à cette propagation dans la partie amincie du modèle, au dessus de la frontière décrochante. Elle assure une transition entre la partie fixe et non déformée du modèle et sa partie mobile et amincie. Cette pente est formée à son sommet par un replat correspondant à la "zone principale de déplacement" (décrochements verticaux et parallèles au mouvement), et par la pente proprement dite, structurée par les décrochements courbes des terminaisons en queue de cheval successivement actives (fig. 118).

Seule la partie supérieure de cet ensemble, c'est à dire la "zone principale de déplacement", reste active pendant toute l'expérience; les failles de la terminaison en queue de cheval n'accommodent qu'un déplacement faible après leur formation.

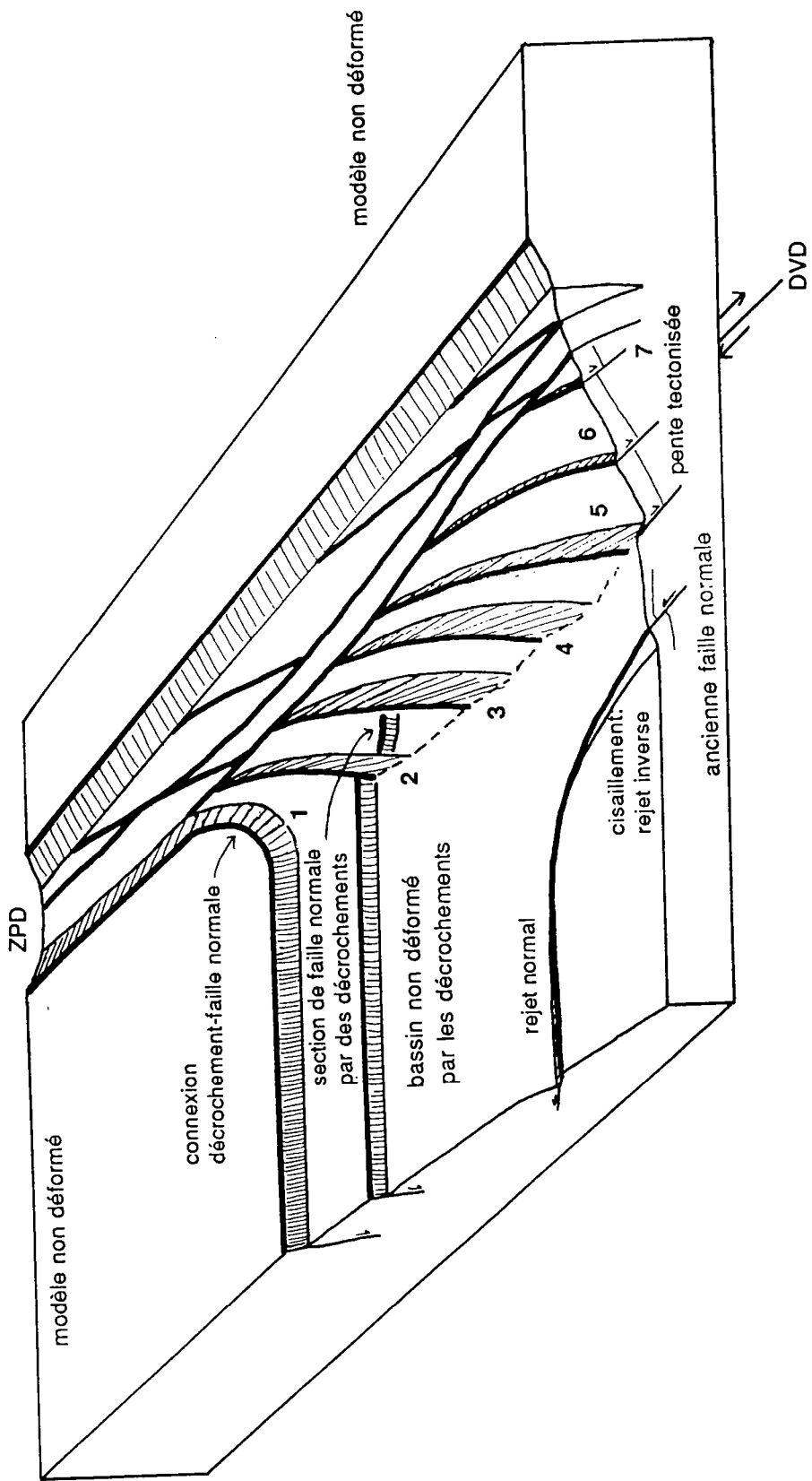


Fig. 118. Structure schématiques de la pente tectonisée à l'intersection d'un secteur transformant et d'un secteur en extension. DVD, discontinuité de vitesse décrochant. ZPD, "zone principale de déplacement". La pente tectonisée est formée de décrochements (à rejets normaux) inactifs se connectant ou recoupant les failles normales préexistantes. Le sommet de la pente tectonisée est occupée par la ZPD, formée de décrochements actifs. Dans le bassin, d'anciennes structures distensives montrent des remobilisations compressives provoquées par leur cisaillement au pied de la pente tectonisée. 1 à 7, ordre d'apparition des décrochements courbes formant la terminaison en queue de cheval. Ces décrochements sont recoupés par la ZPD.

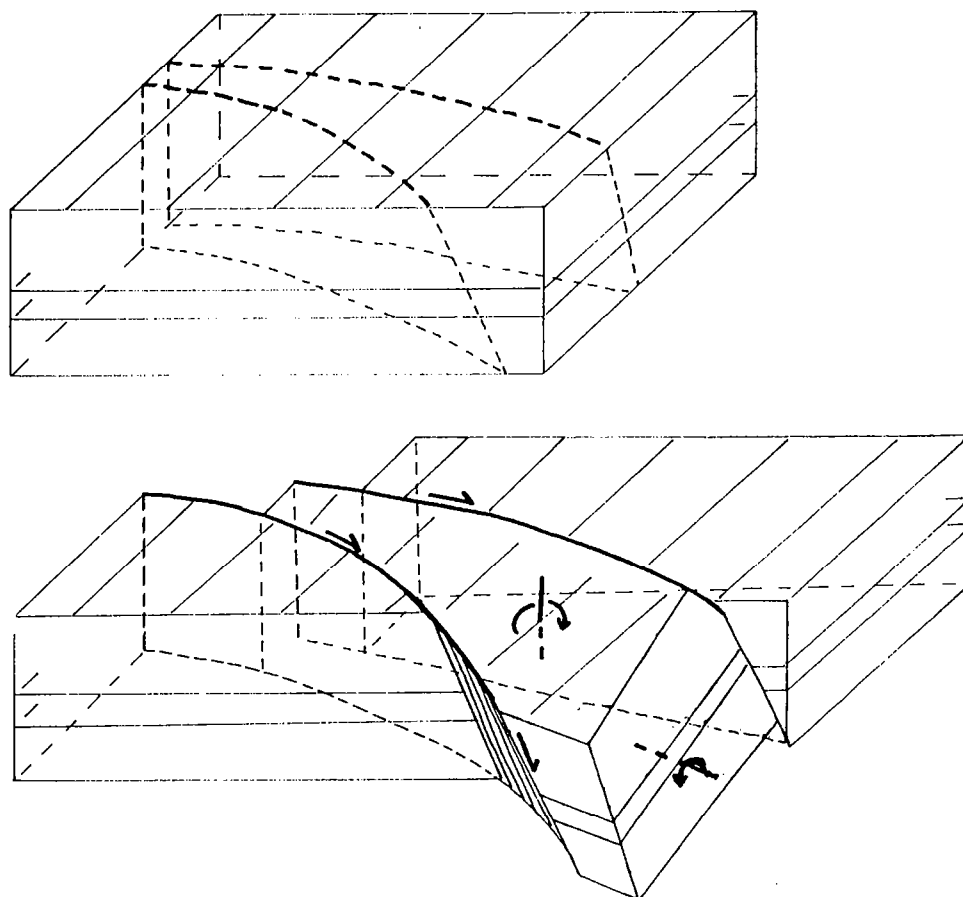


Fig. 119: fonctionnement schématique des failles néoformées de la queue de cheval, et formation de la pente tectonisée. Le jeu décrochant et normal des failles courbes de la terminaison en queue de cheval entraîne lors de leur formation le déplacement de blocs épais, ainsi que leur rotation autour d'un axe vertical et horizontal (bascullement). La surface basculée de ces blocs forme la surface de la pente tectonisée, déformée et structurée par les décrochements.

Les matériaux qui constituent ce relief proviennent essentiellement de la plaque mobile. Ils sont transportés par les décrochements formant la "zone principale de déplacement". Une partie des matériaux provient également de la rotation et de l'effondrement sur l'extrémité de la pente tectonisée de la partie du modèle fixe et non amincie. Ces matériaux sont mis en place par les décrochements courbes de la terminaison en queue de cheval, qui déplacent des blocs de modèle de la partie épaisse vers la partie mince en leur faisant subir une rotation autour d'un axe vertical (associée au décrochement) accompagnée d'une rotation autour d'un axe horizontal (jeu normal) (fig. 119).

Cette pente correspond donc à une structure topographique générée par le décrochement. Le mécanisme contrôlant sa formation n'est pas le coulisement de deux parties du modèle d'épaisseurs différentes; ce relief est créé par la terminaison d'une zone transformante dans une zone en cours d'amincissement.

D'autre part, les structures distensives qui se sont formées initialement à l'avant des décrochements de la pente tectonisée sont déformées passivement. Tant que ces failles ne sont pas recoupées par les décrochements, le mouvement relatif entre la partie fixe (à l'avant de la pente) et la partie mobile de la faille est accommodé par un cisaillement simple. Etirement et compression associés à ce cisaillement sont responsables de la remobilisation des accidents: on observe alors des structures chevauchantes localisées soit dans le bassin, soit le long de la base de la pente (fig. 117, 118). Dès que ces failles sont recoupées par les décrochements, le mouvement relatif est accommodé par ces derniers, et le cisaillement cesse.

En résumé, il se forme entre une zone transformante et une zone en extension un relief particulier, appelé dans ces expériences pente tectonisée. Ce relief est formé essentiellement de matériaux provenant de la partie non amincie du modèle et transportés par la zone décrochante. Ces matériaux sont structurés par la terminaison en queue de cheval qui prolonge le secteur transformant dans la partie amincie du modèle. La seule partie de cette pente qui reste active est son sommet, où tout le mouvement coulissant est accommodé par la "zone principale de déplacement".

Les conditions aux limites nécessaire à l'édification de cette pente tectonisée sont :

Une zone d'amincissement du modèle à l'extrémité de la zone transformante.

Un éloignement de cette zone d'amincissement par rapport à la zone décrochante (pour permettre la propagation); dans le modèle, cela correspond à la formation de surface nouvelle le long de la discontinuité de vitesse en extension.

La proximité d'une partie non amincie du modèle, source des matériaux formant la pente tectonisée.

TROISIEME CHAPITRE

SYNTHESE DE LA MODÉLISATION ANALOGIQUE ET DES DONNÉES MARINES: MÉCANISMES DE FORMATION ET INTERPRÉTATION DES STRUCTURES DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA



1 LES APPORTS DE LA MODÉLISATION EXPÉRIMENTALE; COMPARAISON AVEC LES STRUCTURES DE LA MARGE PROFONDE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA.

1.1 MODÉLISATION ANALOGIQUE: RAPPEL DES STRUCTURES GÉNÉRÉES PAR UN MOUVEMENT TRANSFORMANT

La modélisation du mouvement transformant a montré (voir deuxième partie) l'influence des conditions aux limites cinématiques sur les types de structures formées, ainsi que sur leur géométrie. Dans cette étude, deux dispositifs expérimentaux ont été utilisés: l'un initie un décrochement à la base du modèle, l'autre impose de plus une zone en extension à l'extrémité de ce décrochement. Ces deux dispositifs génèrent des structures tout à fait différentes:

Le mouvement transformant au dessus d'un décrochement basal est accommodé par une "zone principale de déplacement", bande déformée essentiellement constituée de décrochements verticaux, parallèles au mouvement, mais aussi de failles obliques (de 10 à 30°) à faible rejet coulissant et pouvant subir des rotations importantes (fig. 120). Cette zone déformée s'exprime en surface par une dépression linéaire, située à l'aplomb de la discontinuité de vitesse basale quand le modèle est d'épaisseur uniforme. Par contre, si les deux compartiments du modèle mis en contact par le décrochement sont d'épaisseurs différentes, la "zone principale de déplacement" prend place dans le compartiment dont la résistance au cisaillement est moindre, c'est à dire dans le plus mince (fig. 120).

D'autre part, l'intersection d'un segment transformant et d'un segment en extension entraîne la formation d'une terminaison en queue de cheval à l'extrémité du secteur décrochant. Cette terminaison est formée de décrochements incurvés qui connectent la "zone principale de déplacement" (zone transformante active) aux failles normales perpendiculaires (fig. 120).

Quand l'extension se poursuit à l'avant du faisceau décrochant, ce dernier se prolonge grâce à de nouveaux décrochements courbes (fig. 107, 120). Chacun de ces décrochements transporte des blocs de modèle non aminci dans le bassin formé par l'extension. La terminaison en queue de cheval du segment transformant forme ainsi un relief entre le bassin et la partie coulissante non déformée du modèle. La pente de ce relief (appelée ici pente tectonisée) est fracturée par les décrochements courbes, qui déplacent des blocs en leur faisant subir une rotation à la fois autour d'un axe vertical et d'un axe horizontal (fig. 119, 120).

La terminaison en queue de cheval reste tectoniquement active tant que le modèle y est étiré. Par la suite, elle est recoupée par la "zone principale de déplacement".

De plus, et dans certaines conditions géométriques, des failles normales peuvent être remobilisées par un cisaillement simple à proximité de cette pente (fig. 106, 117, 120).

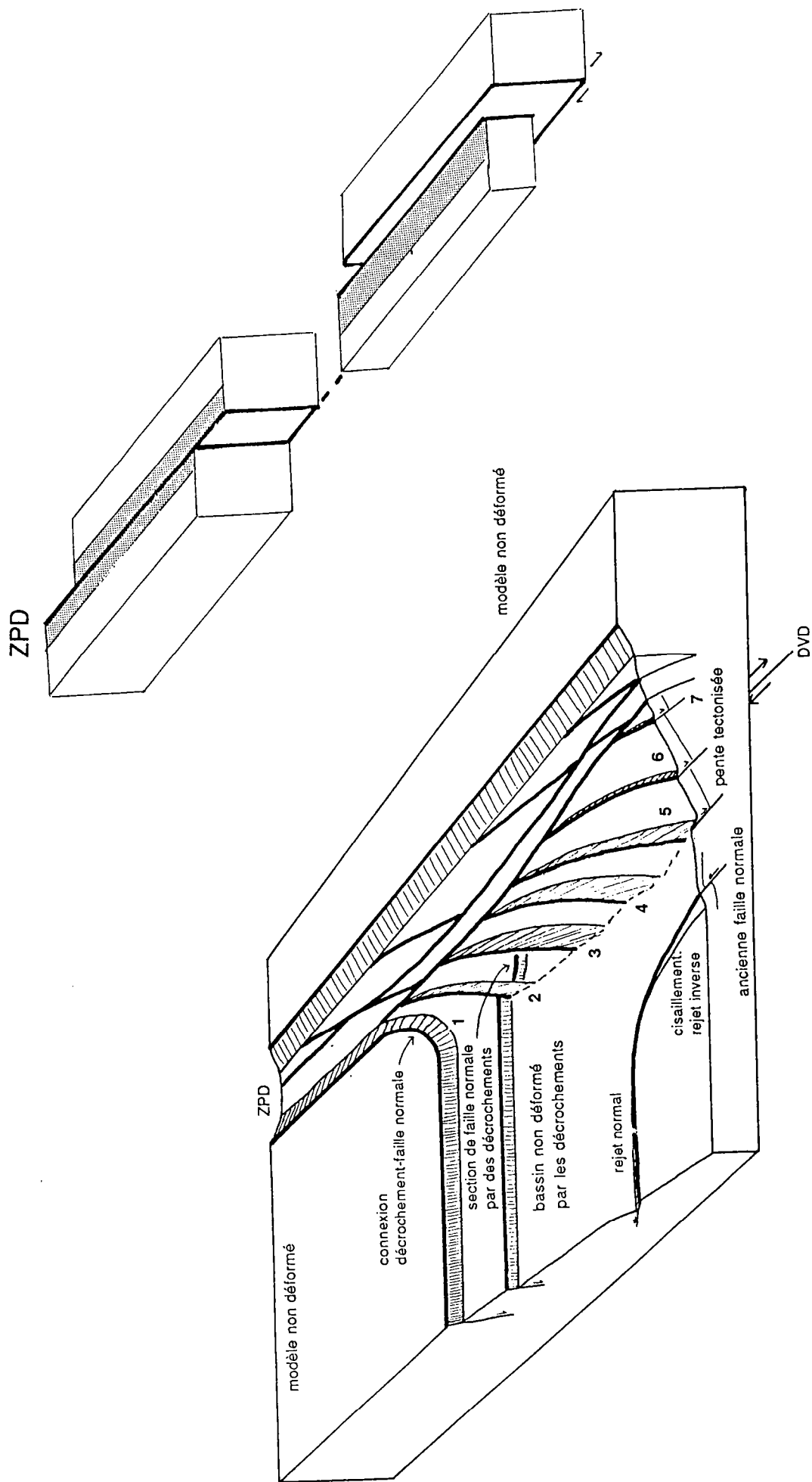


Fig. 120: Structure schématique de l'intersection entre deux segments de marges respectivement transformant et distensif; et position de la "zone principale de déplacement" (matérialisant la faille transformante), en fonction de l'épaisseur relative des blocs crustaux coulissant l'un contre l'autre..

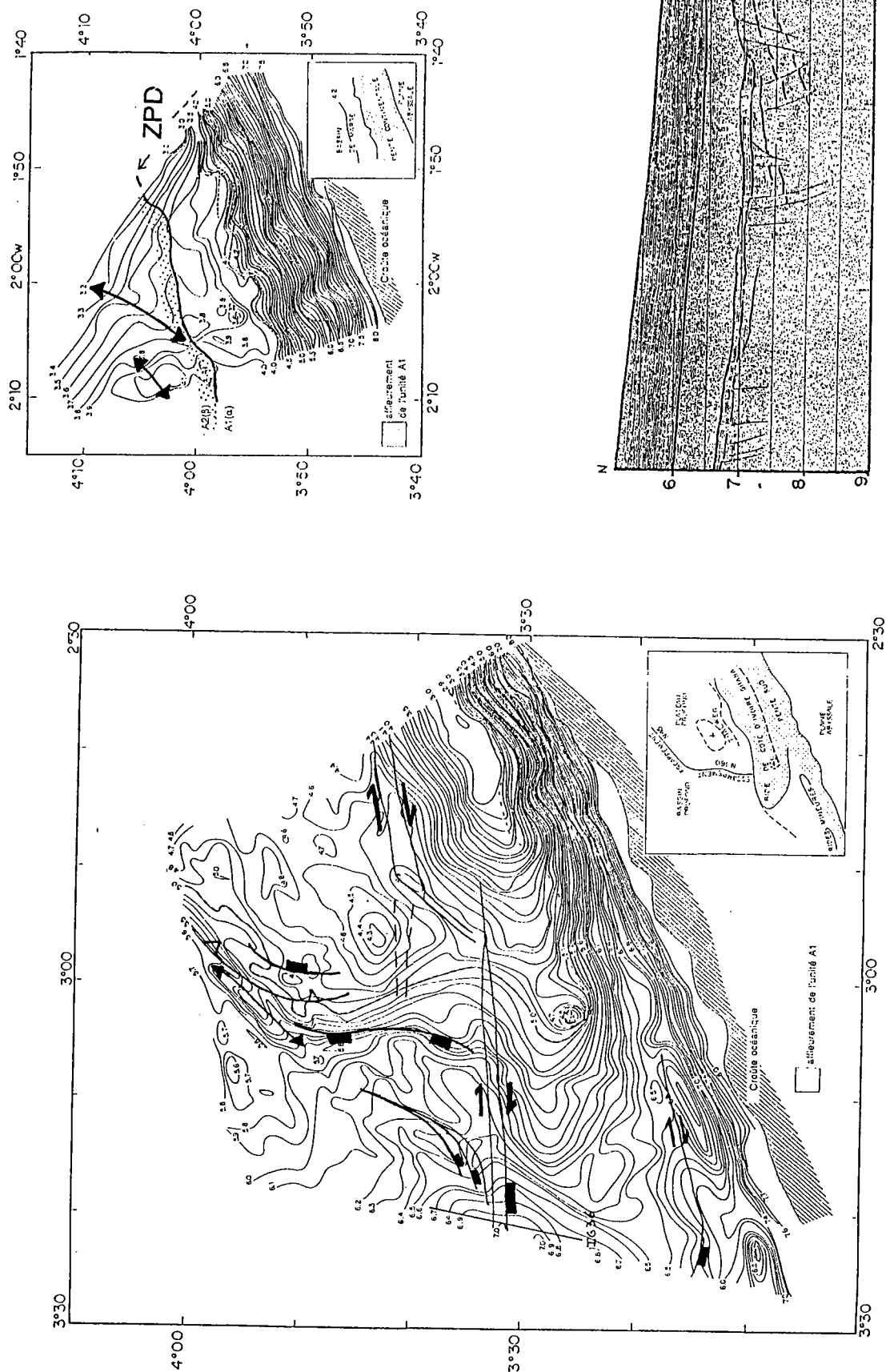


Fig. 121: Principales structures contemporaines de la formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: profondesur (isochrones en std) du toit de la série déformée (unités A1 et A2), et principales structures tectoniques affectant cette série sédimentaire (voir aussi fig. 38, 39, 41, 62 et 66 en couverture de dos). Extrait du profil IG36 (cf fig. 1-9, annexe 1) montrant un décrochement à rejet normal limitant le flanc Nord basculé de la Rive de Côte d'Ivoire-Ghana.

1.2 COMPARAISON DES RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX AVEC LES STRUCTURES OBSERVÉES DANS LA MARGE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA ET D'AUTRES ZONES TRANSFORMANTES

L'élément structural majeur de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana est la Ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana. Cette ride morphologique, de direction N65-N70, s'étend sur plus de 100 km à la limite entre une marge continentale passive en extension (le bassin ivoirien profond) et la croûte océanique du golfe de Guinée; elle prolonge la zone de fracture transformante de la Manche.

La Ride est déformée par de très nombreux décrochements, qui lui sont pour la plupart parallèles. Dans la partie de la marge étudiée en détail par la campagne Equamarge II (secteur CIG1-2), sa limite Nord est formée de deux faisceaux décrochants majeurs, de directions N75 à N90 pour le plus oriental, et N85 à N90 pour le plus occidental (fig. 121). Ces décrochements prennent naissance dans la Ride, en limitent la base, et se prolongent dans le bassin ivoirien profond où ils montrent un rejet normal de plus en plus important. Ils sont recoupés au sommet de la pente par des failles plus récentes et plus parallèles à la Ride. De la même manière, plus à l'Ouest, les rides mineures sont bordées sur leur flanc Nord par un faisceau de décrochements dont le rejet normal est à l'origine d'un petit bassin.

La pente septentrionale de ces rides présente donc des caractéristiques similaires à celles de la pente tectonisée des modèles expérimentaux: cette pente est faible; elle est structurée par des décrochements courbes, qui la traversent de son sommet jusqu'au bassin où ils présentent de plus un rejet normal. Ces failles sont par la suite recoupées au sommet de la pente par de nouveaux décrochements, parallèles au mouvement, et qui forment une "zone principale de déplacement" accommodant la totalité du mouvement.

Les conditions aux limites cinématiques étant identiques, les morphologies et les structures étant comparables, le mode de formation doit également être le même:

Les décrochements limitant le flanc Nord des rides sont donc interprétées comme des terminaisons successives de la zone transformante, progressivement mises en place lors de l'ouverture du bassin ivoirien profond, et qui forment à cette époque et à l'échelle de la marge une terminaison en queue de cheval du segment transformant. Ces décrochements ont déplacé à la limite méridionale du bassin ivoirien profond, dans une croûte déjà amincie, des blocs crustaux encore épais qui ont formé la ride marginale. Ces blocs ont simultanément subi une rotation autour d'un axe vertical (résultant du cisaillement simple), et un basculement (rotation autour d'un axe horizontal) qui doit contribuer à former la faible pente (3-4%) caractérisant le flanc Nord de la ride.

D'autre part, dans le secteur étudié, les failles normales qui structurent le bassin ivoirien profond au contact de la Ride sont de direction N-S. Elles limitent des bassins en demi-grabens, et leur rejet normal est contemporain de la sédimentation. Au Nord de 3° N 50' (c'est à dire au Nord d'un décrochement formant la base de la Ride), ces failles normales s'infléchissent dans une direction N45, et sont remobilisées par des structures compressives (rejets inverses (postérieurs à la formation des demi-grabens), plis anticlinaux), à caractères parfois décrochants (structures en fleur).

Cette remobilisation en compression (et décrochement) de structures initialement distensives est tout à fait comparable aux effets du cisaillement simple subi par certaines failles normales dans les modèles expérimentaux.

Un tel phénomène ne se produit que dans des conditions cinématiques bien particulières: une extrémité de la faille (ici l'extrémité Sud) doit se trouver à l'avant et être solidaire du faisceau décrochant (ici le décrochement limitant la base de la ride au NE de CIG1), alors que l'autre extrémité (plus au Nord) reste solidaire de la plaque africaine. Le mouvement relatif entre ces deux ensembles est accommodé à l'Est par le faisceau décrochant, et à l'Ouest (à l'avant des décrochements) par le cisaillement d'un segment de la faille normale (réorienté N45). Cette déformation cesse dès l'apparition d'un nouveau décrochement (formant plus à l'Ouest la base de la Ride) recoupant la faille normale et accommodant alors la totalité du mouvement relatif.

Enfin, le sommet de la pente continentale est occupé par une bande étroite et très déformée, tant dans le secteur CIG3 (fig. 121) qu'à la limite du plateau continental ghanéen (Chanut, in Blarez 1986). A l'intérieur de cette bande, le faciès acoustique est chaotique et extrêmement fracturé, mais la déformation décroît vers le Nord en quelques centaines de mètres pour devenir très faible, essentiellement plicative dans un faciès acoustique bien lité.

Cette zone très déformée pourrait correspondre à la trace de la "zone principale de déplacement" entre deux croûtes continentales d'épaisseurs identiques (au Ghana) ou peu différentes (dans le secteur CIG3). Les exemples tant expérimentaux (cf § 4, 2^{ème} chapitre) que naturels montrent que pour un déplacement important, le décrochement s'exprime en surface par une dépression tectonisée, partiellement comblée par une sédimentation essentiellement détritique originaire des pentes (brèches de pentes, cônes alluviaux) (par exemple la faille nord-anatolienne (Koçyigit, 1989), la faille du Levant (Manspeizer, 1985, Bowman et Gerson, 1986), ou en mer dans la zone de fracture transformante de Clipperton (Barany et Karson, 1989)). Dans le cas de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana, cette dépression, entaillée dans des sédiments lités antérieurs à contemporains, aurait été comblée par des sédiments détritiques (de faciès acoustique chaotique) intensément fracturés et déplacés après leur dépôt.

2 RECONSTITUTION DE LA FORMATION ET DE L'ÉVOLUTION DE LA MARGE PROFONDE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA

2.1 MÉCANISMES, DONNÉES ET HYPOTHESES

Cette reconstitution prend en compte les éléments apportés par les différentes études océanographiques de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana (tant dans sa partie profonde que sur la marge ghanéenne proprement dite), ainsi que les mécanismes de déformation mis en évidence par la modélisation analogique.

Certaines données sont interprétées en fonction des résultats expérimentaux. Ce sont:

- la zone très déformée observable au sommet de la pente continentale ghanéenne et dans le secteur CIG3, qui correspond à une ancienne "zone principale de déplacement";
- la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et les rides mineures, mises en place lors de la propagation des décrochements qui forment leurs limites septentrionales et qui constituaient à l'échelle de la marge la terminaison en queue de cheval du segment transformant lors des premiers stades de la formation de la marge;
- la remobilisation en compression associée à un cisaillement d'un ensemble de structures distensives au Nord de ces décrochements.

Les mécanismes de formation et de mise en place de ces différentes structures sont contrôlés comme dans les modèles expérimentaux par différents paramètres cinématiques (position des failles normales par rapport aux décrochements, déplacement de la zone en extension, quantité de déplacement nécessaire à la fracturation et donc à la propagation des décrochements). La reconstitution des différentes étapes de la formation de la marge profonde, à partir de son état actuel, est donc guidée par cette interprétation des données de terrain, et par les conditions aux limites cinématiques qui en découlent.

Pour résumer, on considérera donc la structuration tectonique de la marge transformante et du bassin profond associé comme essentiellement contemporaine du rifting de ce dernier bassin, et dues à la formation et à la propagation d'une terminaison en queue de cheval à la limite méridionale de ce bassin.

D'autres éléments (structuraux, stratigraphiques, chronologiques, implications des reconstitutions cinématiques et paléogéographiques, ou données provenant d'autres exemples naturels) sont intégrés à cette interprétation de la formation de la marge.

Enfin, certains paramètres, comme l'évolution de la position de la "zone principale de déplacement" en fonction de l'épaisseur (c'est à dire de la résistance) des croûtes en contact, sont directement extrapolés des observations des modèles expérimentaux. La vérification de cette hypothèse est impossible in situ, la croûte océanique ayant coulé le long de la marge transformante et se trouvant maintenant plusieurs milliers de kilomètres plus à l'Ouest. De plus, toute observation par des moyens sismiques est impossible sur la pente continentale actuelle.

2.2 FORMATION DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA

Pour la commodité du propos et du dessin, la plaque africaine est considérée fixe; la plaque américaine s'en éloigne donc, avec un mouvement divergent dans le bassin ivoirien profond, et coulé le long de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana.

La formation de cette marge est décrite dans l'ordre chronologique; mais l'évolution des accidents tectoniques et des structures les plus importantes a été reconstituée à partir de l'état actuel, c'est à dire dans l'ordre chronologique inverse.

2.2.1 Figure 122. rifting du bassin ivoirien profond

La séparation des continents africains et américains commence dans cette région au Crétacé inférieur, plus précisément à l'Aptien d'après les reconstitutions paléogéographiques (Sibuet et Mascle, 1978, Rabinowitz et LaBrecque, 1979, Blarez, 1986, Mascle et al, 1988). La croûte continentale s'amincit, ce qui se traduit en surface par la formation et la subsidence du futur bassin ivoirien profond. Ce dernier est structuré par un ensemble de failles normales, actuellement de direction N-S, à pendage Ouest pour les failles les plus importantes, Est pour des failles de moindre rejet limitant de petits bassins syntectoniques particulièrement sédimentés (bassins (1), (2) et (3), voir première partie). Sur l'ensemble de la marge se dépose la série sédimentaire A1, y compris dans le bassin ivoirien côtier où la première série marine subsidente connue par forage est d'âge Aptien (Spengler et Delteil, 1966).

L'axe du bassin ivoirien profond possède la même direction que la limite actuelle entre ce bassin et la croûte océanique (d'après Blarez, 1986); cette direction est également celle de la limite du plateau continental au Sud du cap des Trois Pointes.

Par contre, les failles normales ne sont actuellement pas parallèles à l'axe du bassin. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette différence dans des directions d'extension apparentes:

- _ Tout d'abord, dans le cas d'un rifting oblique (Withjack et Jamison, 1986, Tron et Brun, soumis), l'axe du bassin n'est plus perpendiculaire à la direction d'extension, alors que les failles normales le restent.
- _ D'autre part, ces failles normales ont peut-être subies depuis leur formation une rotation importante. Aucun argument ne soutient cependant cette hypothèse.
- _ Enfin, il est possible que les failles normales se soient formées sur des discontinuités N-S antérieures, identiques à celles qui affectent le socle birrimien de Côte d'Ivoire (accidents N-S du N'zi, NNE-SSW d'Alépé et de Dimbokro) (Bard, 1974) (fig. 6).

La surface occupée actuellement par la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana a été directement reportée dans cette reconstitution aptienne, sans prendre en compte l'amincissement qu'a subi la ride lors de sa mise en place (en raison des rejets normaux difficilement estimables des décrochements), ni d'éventuels transferts de matériaux de la croûte brésilienne vers le bassin ivoirien.

Les limites utilisées pour la base de la Ride correspondent aux isochrones 4,5 à 7 std du toit de la série déformée, à comparer à l'isochrone 3 std (d'après Blarez, 1986) situé aujourd'hui à proximité du plateau continental, ainsi qu'au sommet de la Ride.

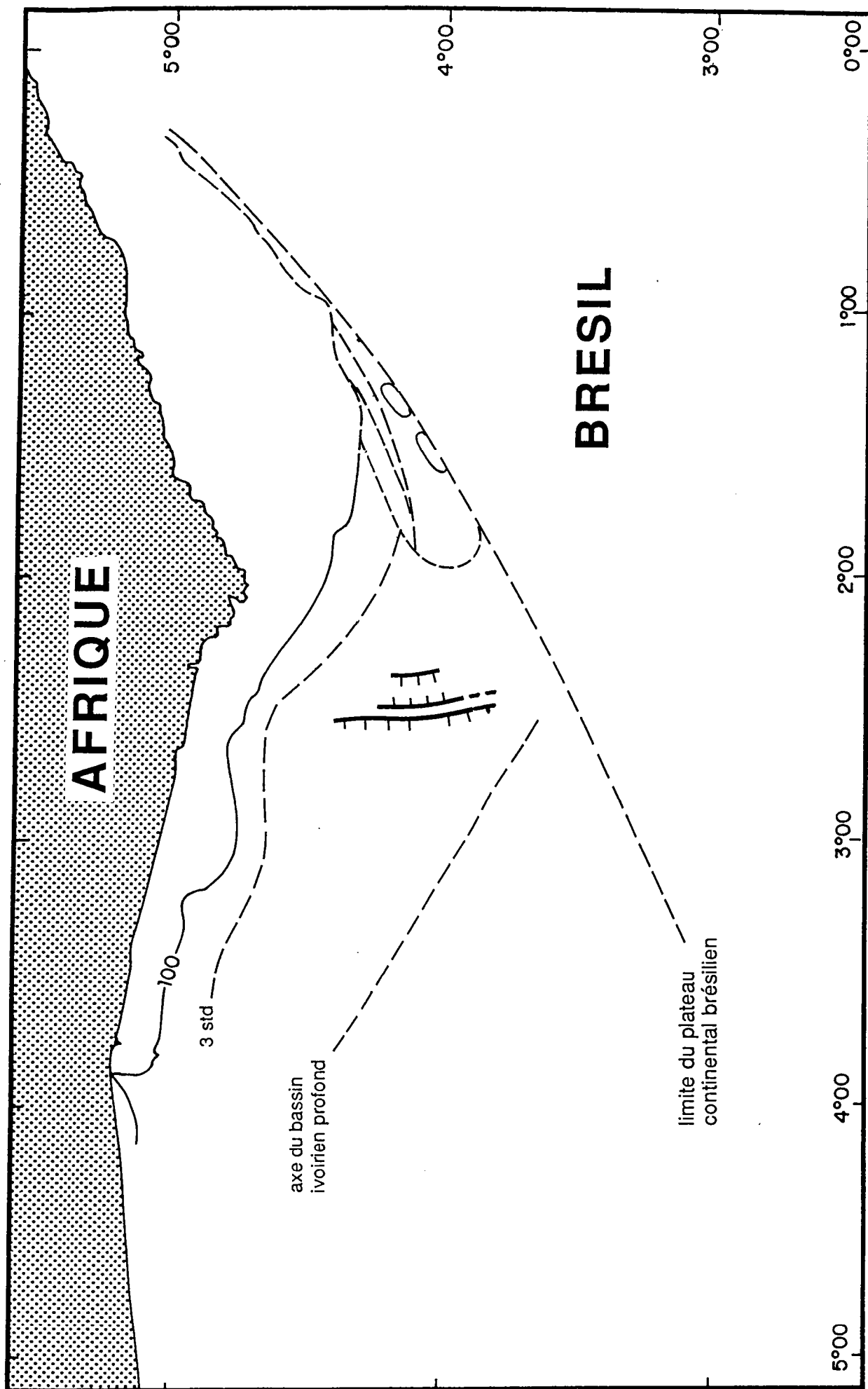


Fig. 122: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: rifting du bassin Ivoirien profond. Commentaire, voir le texte. La côte africaine et l'isobathe 100 m actuels sont indiqués, ainsi que l'isochrone 3 std du toit de l'unité sédimentaire déformée (d'après Blarez, 1986).

2.2.2 Figure 123. premiers décrochements, formation de la ride

Toujours à l'Aptien, le déplacement relatif entre les deux continents augmente progressivement. Il est maximal sur l'actuel plateau continental ghanéen, et de moins en moins important en allant vers le centre du bassin ivoirien.

Sur le plateau ghanéen, le déplacement est suffisant pour qu'apparaissent les premiers décrochements, qui s'organisent rapidement pour former une "zone principale de déplacement" relativement étroite, à cheval sur les deux plaques lithosphériques.

Dans le bassin profond ivoirien, l'extension se poursuit. Le déplacement nécessaire à la fracturation décrochante n'est atteint que dans la partie (actuellement) supérieure de la marge: la "zone principale de déplacement" se prolonge par plusieurs décrochements qui forment une première terminaison en queue de cheval à la limite de la plaque africaine (c'est à dire dans la croûte la plus mince). La prolongation de la zone transformante n'atteint cependant pas le centre du bassin; les décrochements s'arrêtent avant de recouper les failles normales N-S.

Ces décrochements transportent dans le bassin formé d'une croûte déjà amincie des blocs crustaux encore épais. Leur rejet normal entraîne un basculement de ces blocs, dont le sommet forme alors la pente Nord faiblement inclinée de la ride.

Seuls les deux principales failles (ou ensembles de failles) de la terminaison en queue de cheval sont indiquées à ce stade. De nombreux décrochements, sans doute de rejet beaucoup moins importants, ont cependant également traversés cette zone et ont contribué à la déformation de la ride.

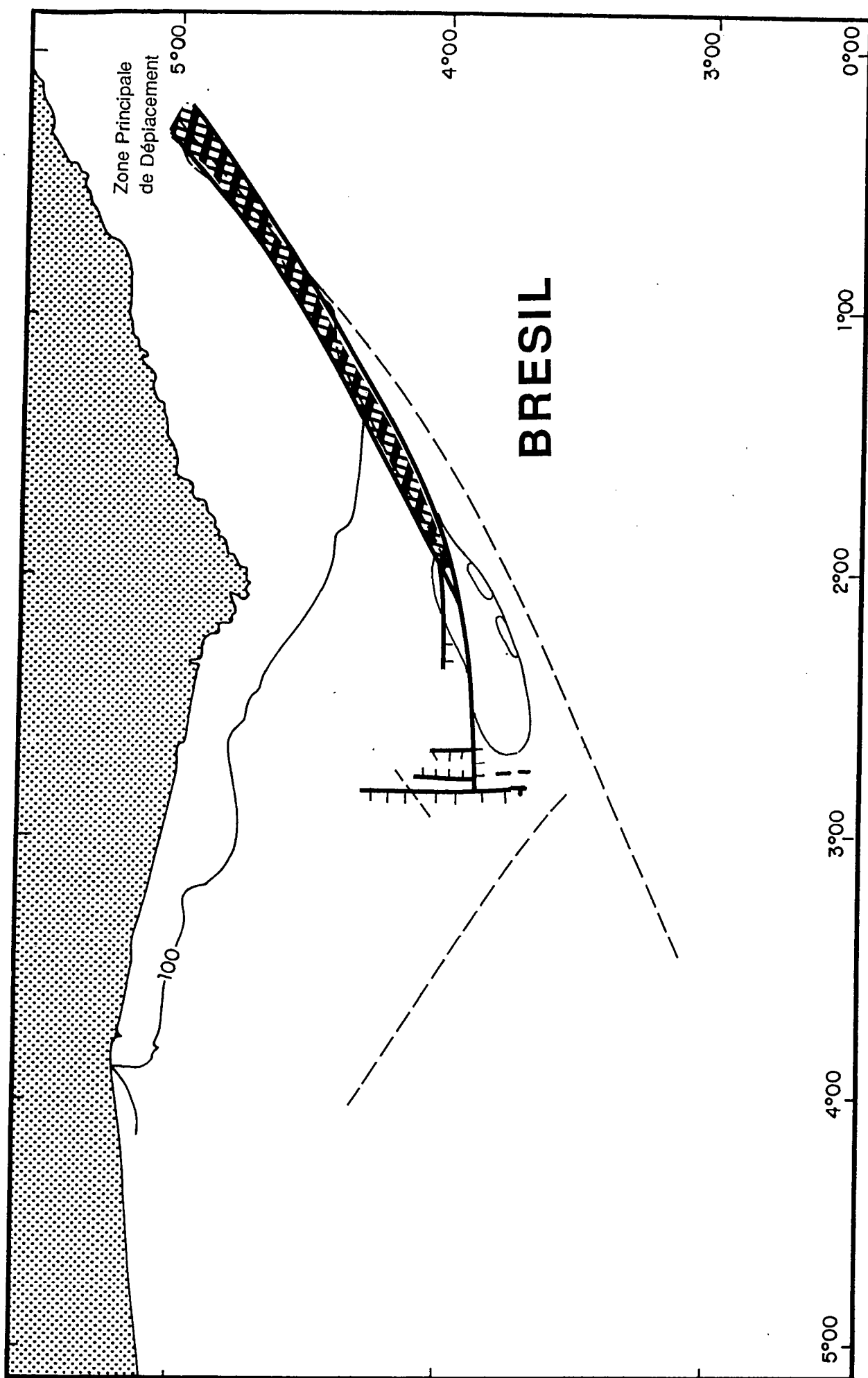


Fig. 123: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: premiers décrochements, formation de la Rida de Côte d'Ivoire-Ghana. Commentaire, voir le texte.

2.2.3 Figure 124, rotations dans le bassin ivoirien profond

Le déplacement relatif augmente toujours, mais reste insuffisant pour qu'une nouvelle terminaison décrochante du secteur transformant puisse se propager dans le bassin. Avant cette nouvelle fracturation, le mouvement est accommodé à l'Est par les décrochements de la terminaison en queue de cheval.

Dans la partie occidentale (à l'avant de cette terminaison), le déplacement du bassin par rapport au faisceau décrochant et aux failles normales qui en sont solidaire entraîne la déformation d'un segment de ces structures distensives. Ce segment est déformé par un cisaillement simple qui fait subir une rotation de près de 40° aux failles normales, et les remobilise en décrochement et en compression: l'ancien bassin syntectonique (2) est plissé, des failles normales enregistrent un léger rejet inverse.

Cette phase de déformation est contemporaine ou immédiatement postérieure au dépôt de l'unité A1(β), qui forme les plis anticlinaux.

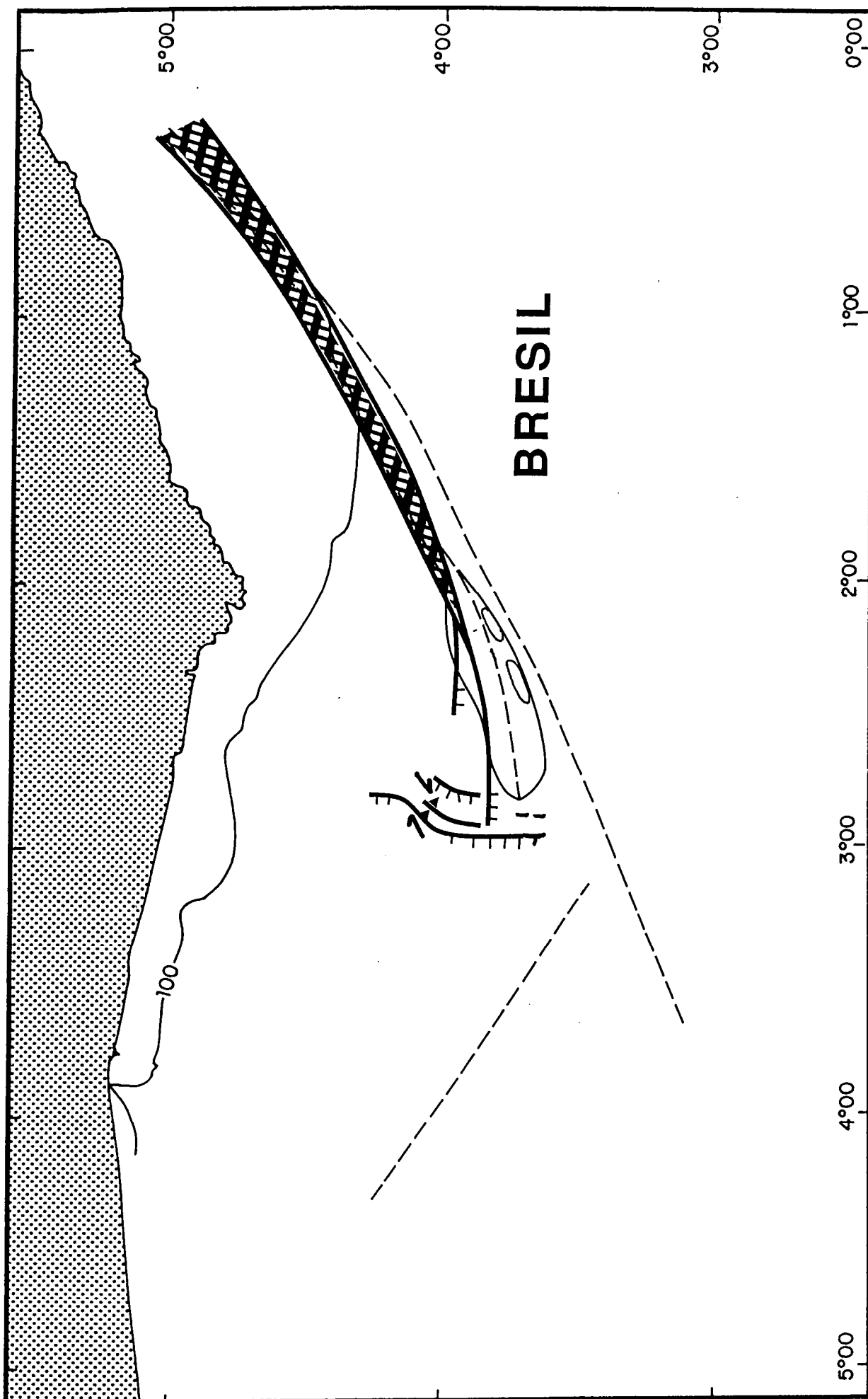


Fig. 124: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: rotations dans le bassin ivoirien profond. Commentaire, voir le texte.

2.2.4 Figure 125. nouvelle propagation de la terminaison en queue de cheval

Au fur et à mesure de l'élargissement et de l'approfondissement du bassin ivoirien profond, la tectonique extensive active se déplace de sa périphérie vers son centre. Le déplacement relatif entre les deux plaques africaine et américaines augmente de même vers le centre du bassin, et une nouvelle terminaison décrochante peut se propager dans le bassin. Comme auparavant (cf fig. 123), la propagation de ce décrochement s'accompagne du déplacement et du basculement d'un bloc crustal encore relativement épais à la limite du bassin profond plus aminci. Ce bloc forme actuellement l'extrémité de la ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Le décrochement formant la terminaison précédente devait être encore actif, il s'est connecté avec l'extrémité du segment coulissant par l'intermédiaire d'un faisceau de failles dont la direction correspond aux failles de type P.

La nouvelle terminaison en queue de cheval recoupe la faille normale N-S qui forme alors un crochon à son extrémité. La partie du bassin immédiatement à l'Ouest de cette faille doit subir une légère rotation au contact du décrochement, rotation accommodée par la formation d'un groupe de failles coulissantes, à rejet (sans doute faible) dextre accompagné d'un léger plissement et se terminant également en queue de cheval.

Notez le déplacement subi par les réflecteurs profonds du bassin (3), déposés pendant les premiers stades de la formation de la marge dans le prolongement du bassin (2), et maintenant décalés vers l'Ouest d'une quarantaine de kilomètres.

Quand le déplacement augmente, la "zone principale de déplacement" s'élargit entre les plateaux continentaux ghanéens et brésiliens. Elle doit former une dépression allongée et sans doute sédimentée. Dans la partie en extension, la "zone principale de déplacement" est localisée à la limite du bassin, entre ce dernier et la pente remontant jusqu'au plateau continental brésilien. Sur la ride, la sédimentation devait alors être détritique (de type base de pente), et immédiatement remobilisée dans la "zone principale de déplacement". Dans le bassin profond, la sédimentation devait être moins grossière et moins déformée.

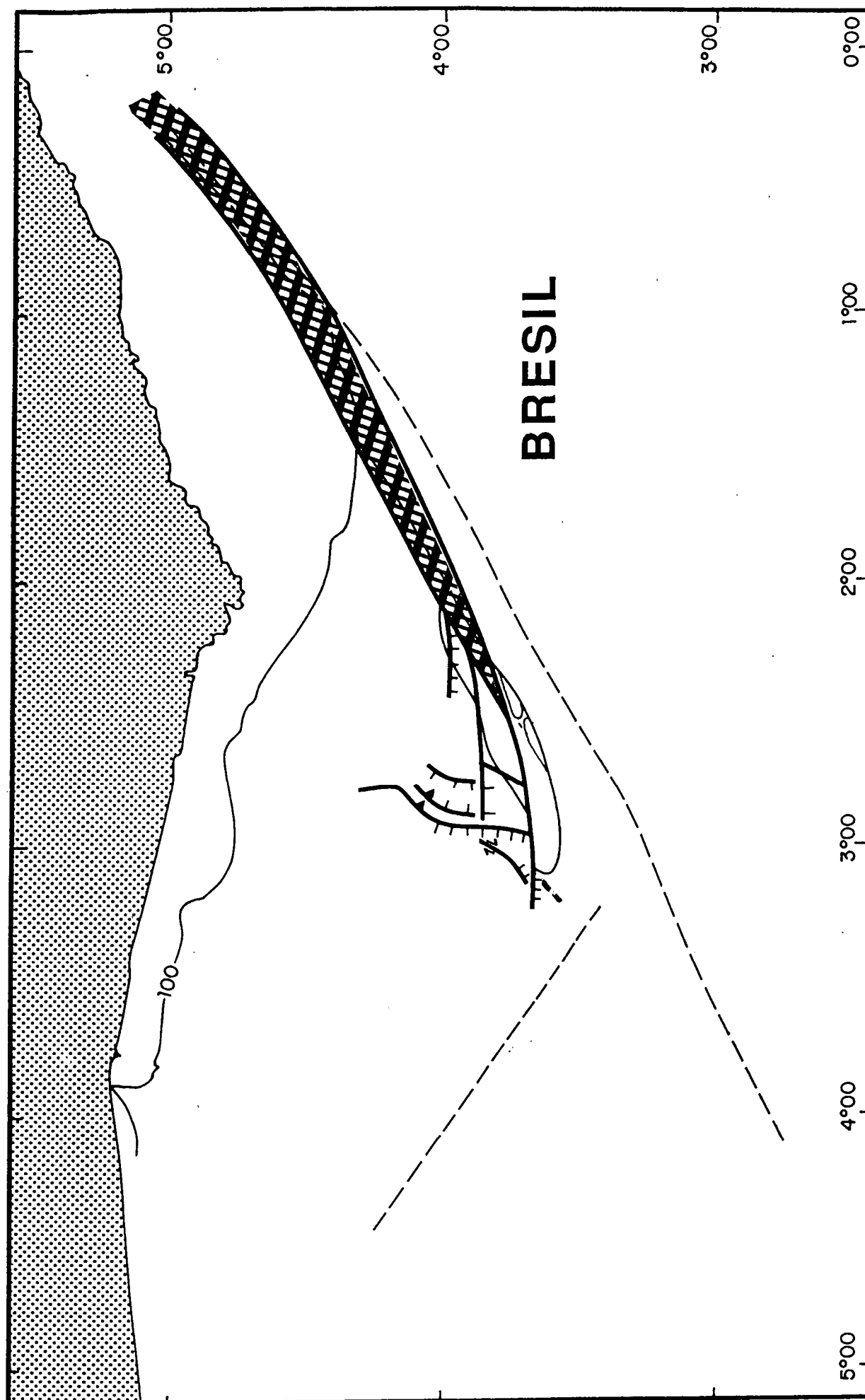


Fig. 125: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: nouvelle propagation de la terminalison en queue de cheval.
Commentaire, voir le texte.

2.2.5 Figure 126. propagation de la terminaison en queue de cheval, Individualisation des rides mineures

Au fur et à mesure que la partie profonde du bassin ivoirien s'amincit, le déplacement relatif augmente, et une nouvelle terminaison en queue de cheval se propage à partir des décrochements antérieurs. Comme pour chaque nouvelle propagation (cf fig. 123 et 125), ces décrochements néoformés transportent vers le bassin des blocs crustaux prélevés à l'extrémité du segment transformant. La croûte continentale étant déjà amincie, ces blocs déplacés ne forment plus que des reliefs peu importants, les rides mineures, bordées au Nord par un bassin associé au rejet normal important de l'extrémité du dernier décrochement formé.

On a retenu ici l'hypothèse de l'origine africaine des rides mineures, mais il est également possible, compte tenu de leur position très proche de la limite croûte continentale / croûte océanique, que ces rides soient formées de matériaux provenant de la base de la pente brésilienne.

Comme précédemment, la création de la nouvelle terminaison arrête le jeu décrochant de la précédente, qui devient alors inactive.

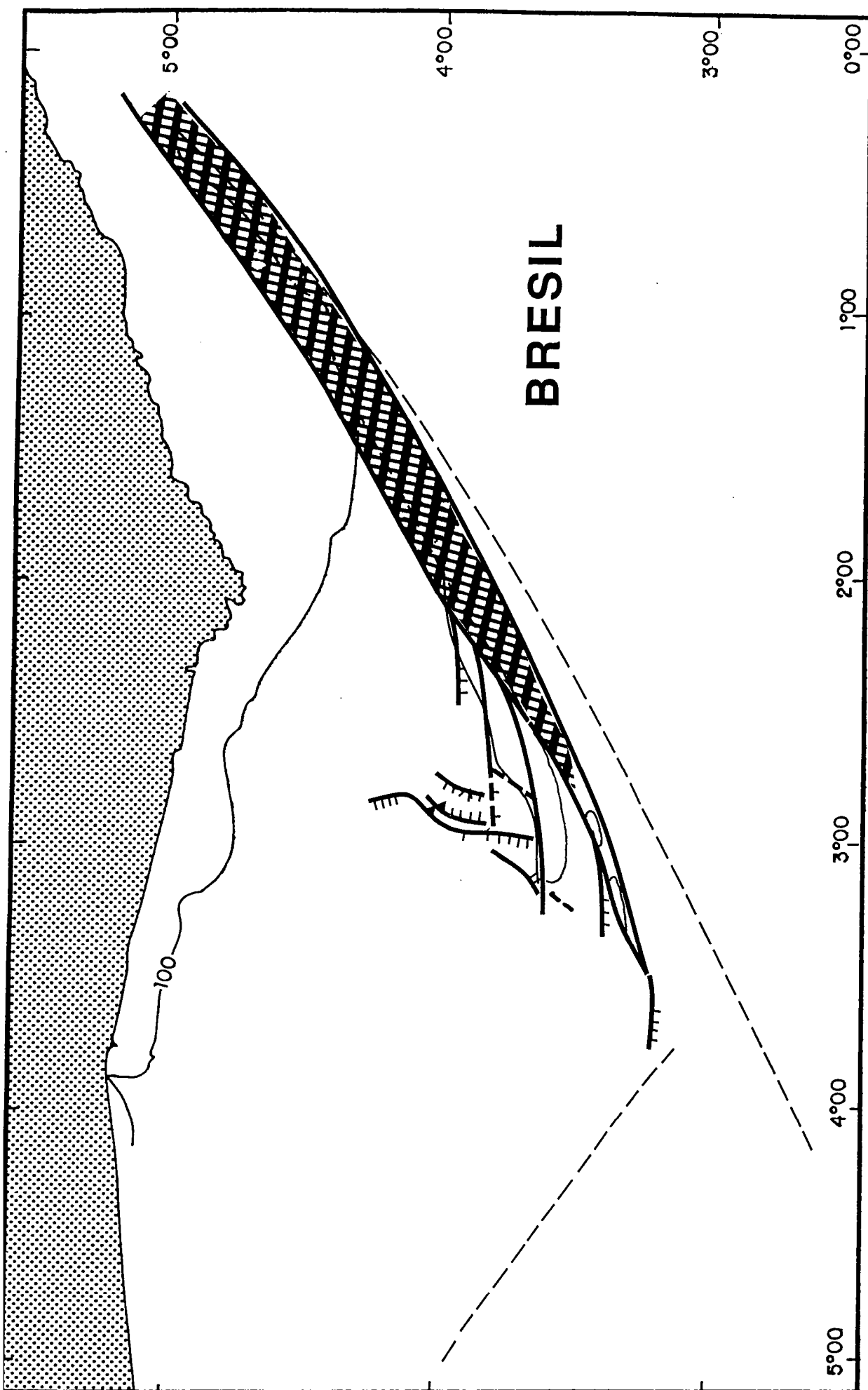


Fig. 126: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: propagation de la terminaison en queue de cheval, individualisation des rides mineures. Commentaire, voir le texte.

2.2.6 Figure 127. formation de la première croûte océanique à l'Ouest du bassin ivoirien profond

La formation de la première croûte océanique à l'Ouest du bassin ivoirien profond est associée à un changement important dans l'évolution de la marge. D'après les reconstitution cinématiques (Sibuet et Mascle, 1978, Rabinowitz et LaBrecque, 1979, Blarez, 1986, Mascle et al, 1988), cette création correspond au passage Aptien / Albien. Elle marque la fin de la distension dans le bassin ivoirien profond, et également la fin de la propagation des décrochements à la limite méridionale de ce bassin. Toutes les structures tectoniques de la marge, tant distensives que décrochantes, sont alors inactives, à l'exception de la "zone principale de déplacement" qui accommode la totalité du mouvement transformant.

Jusqu'ici, l'évolution tectonique de la marge a été marquée dans le bassin profond par l'extension, à l'origine d'une subsidence d'origine tectonique importante et rapide, et à la limite Sud du bassin par la propagation discontinue de décrochements qui ont structurés la Ride. A partir de la formation de la première croûte océanique, la subsidence devient moins importante. Elle est uniquement d'origine thermique, et affecte l'ensemble de la marge, à l'exception peut-être de la "zone principale de déplacement".

Le style de la propagation du segment transformant change également: la "zone principale de déplacement" et l'axe d'accrétion océanique se trouvent maintenant à la même profondeur; les décrochements se terminent par des failles courbes qui les relient directement aux failles normales du rift médio-océanique, selon une disposition comparable à celle observée actuellement sur de nombreuses intersections rift-transformantes océaniques (Choukroune et al, 1978 (Famous); Kastens et al, 1986 (Clipperton); MacDonald et al, 1986, et Auzende et al, 1989 (Vema); Tricart et al, 1989 (Romanche)).

On passe donc d'un régime caractérisé par une extension répartie sur plusieurs dizaines de kilomètres de large (et donc un gradient de déplacement relatif), à un régime où l'extension est concentrée dans le rift médio-océanique, c'est à dire sur quelques kilomètres de large seulement (plus de gradient de déplacement). La propagation de la zone transformante dans la croûte néoformée est alors aussi continue que l'accrétion océanique. La zone transformante est en permanence connectée avec les failles normales de l'axe d'accrétion; ces deux zones étant situées dans des croûtes de même épaisseur, les failles courbes terminant le segment décrochant ne forment pas de reliefs importants.

A ce stade de la formation de la marge, la "zone principale de déplacement" est la seule structure tectonique active le long de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana.

Elle est toujours située à cheval sur les deux plaques lithosphériques quand ces dernières sont d'épaisseur identique (plateau continental ghanéen). Les sédiments qui se déposent dans la dépression qu'elle forme peuvent être ultérieurement transportés jusque dans des parties plus

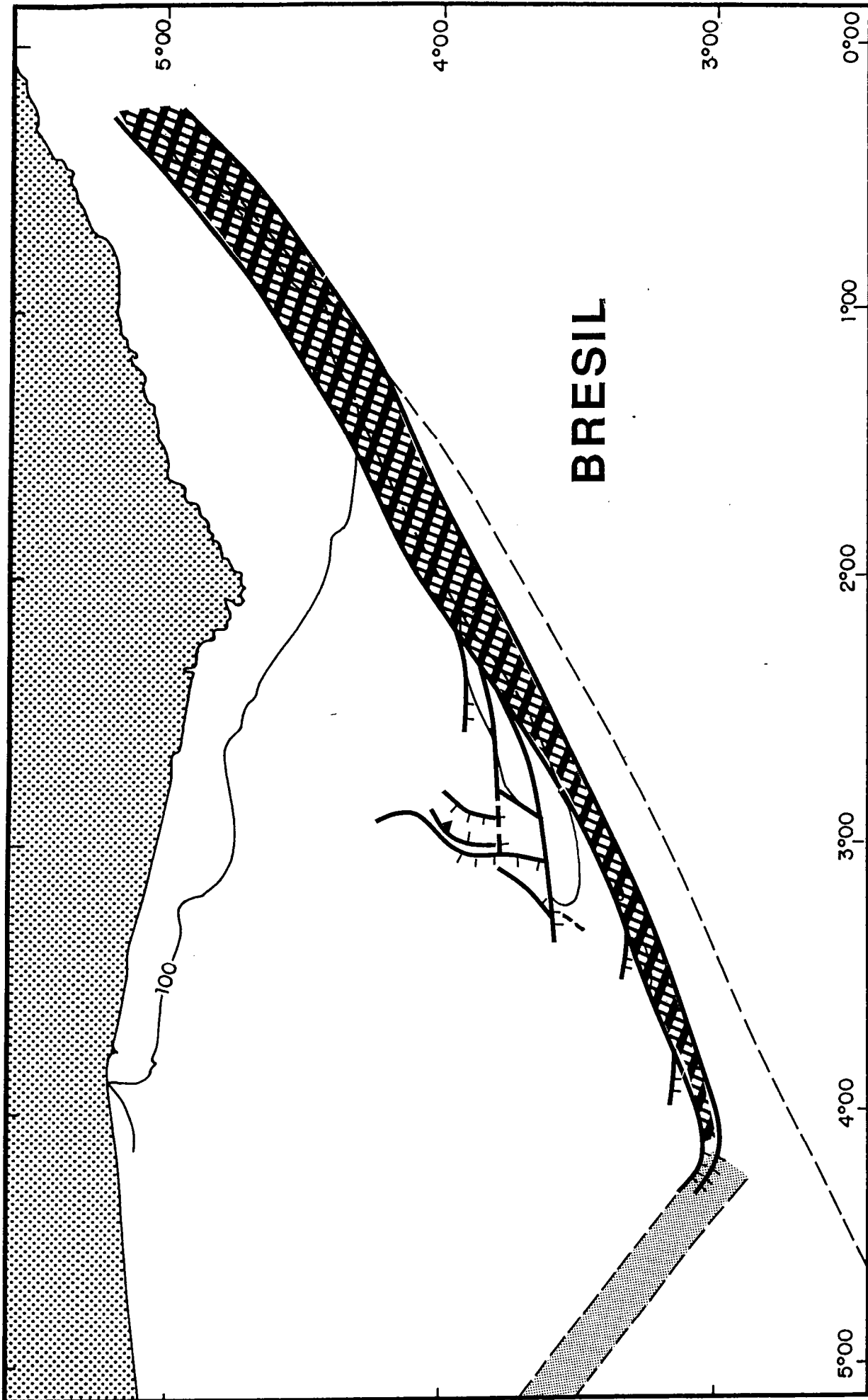


Fig. 127: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: formation de la première croûte océanique à l'Ouest du bassin ivoirien profond. Commentaire, voir le texte.

profondes de la marge: c'est ainsi que des grès albiens de faciès peu profond ont été dragués dans le secteur CIG3 par 3000 mètres de fond.

Dans le bassin ivoirien, la "zone principale de déplacement" se situe à la limite inférieure de la pente continentale brésilienne: elle passe dans le secteur CIG3 au sommet de la pente actuelle. Les sédiments contemporains et antérieurs qui se trouvent à sa bordure sont légèrement plissés, sans doute par entraînement.

Dans le secteur CIG1-2, elle passe au sommet de la Ride actuelle, et sans doute par les rides mineures qui doivent être de ce fait fortement cisailées, ce qui explique leur forme allongée actuelle.

2.2.7 Figure 128. fin du mouvement transformant entre deux croûtes continentales le long de la marge profonde

Le passage Albien-Cénomaniens correspond d'après les reconstitutions paléogéographiques (Sibuet et Mascle, 1978, Rabinowitz et LaBrecque, 1979, Blarez, 1986, Mascle et al, 1988) à la fin du décrochement entre les croûtes continentales africaines et brésiennes. Le long de chaque marge transformante, le mouvement décrochant est accommodé par la "zone principale de déplacement" qui se trouve sur la croûte la moins résistante, c'est à dire sur la croûte océanique, au pied de la pente continentale. A ce stade de l'évolution de la marge, toutes les structures tectoniques observées actuellement sont inactives.

A partir du contact coulissant entre la marge continentale au Nord et la croûte océanique au Sud, vont s'établir des échanges thermiques à l'origine de mouvements verticaux. En effet, au contact de la lithosphère océanique de plus en plus jeune, et donc de plus en plus chaude au fur et à mesure que l'axe d'accrétion se rapprochera, la lithosphère continentale va se réchauffer, sa densité va diminuer, ce qui se traduira par un soulèvement crustal et une remontée topographique.

Ces mouvements verticaux ont essentiellement affectés la limite Sud du bassin ivoirien profond, c'est à dire la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana dont le sommet a alors émergé et a été érodé, ce qui explique son modelé plat actuel. Simultanément, une légère remobilisation de certains accidents a été enregistré dans le bassin ivoirien pendant le dépôt de l'unité A2. Ce sont surtout les décrochements limitant la base Nord de la Ride, mais aussi des rides mineures, qui ont été actifs. Ils ont formé des gouttières sédimentées et fracturées qui semblent avoir joué le rôle de charnières entre les rides qui se soulèvent et le bassin subsident.

Ces mouvements verticaux sont comparables à ceux qui ont été mis en évidence dans les zones de fractures transformantes océaniques (Honnorez et al, 1975, Bonatti et al, 1977, Bonatti et Chermak, 1981, Tricart et al, 1989), ou qui ont été modélisés numériquement en

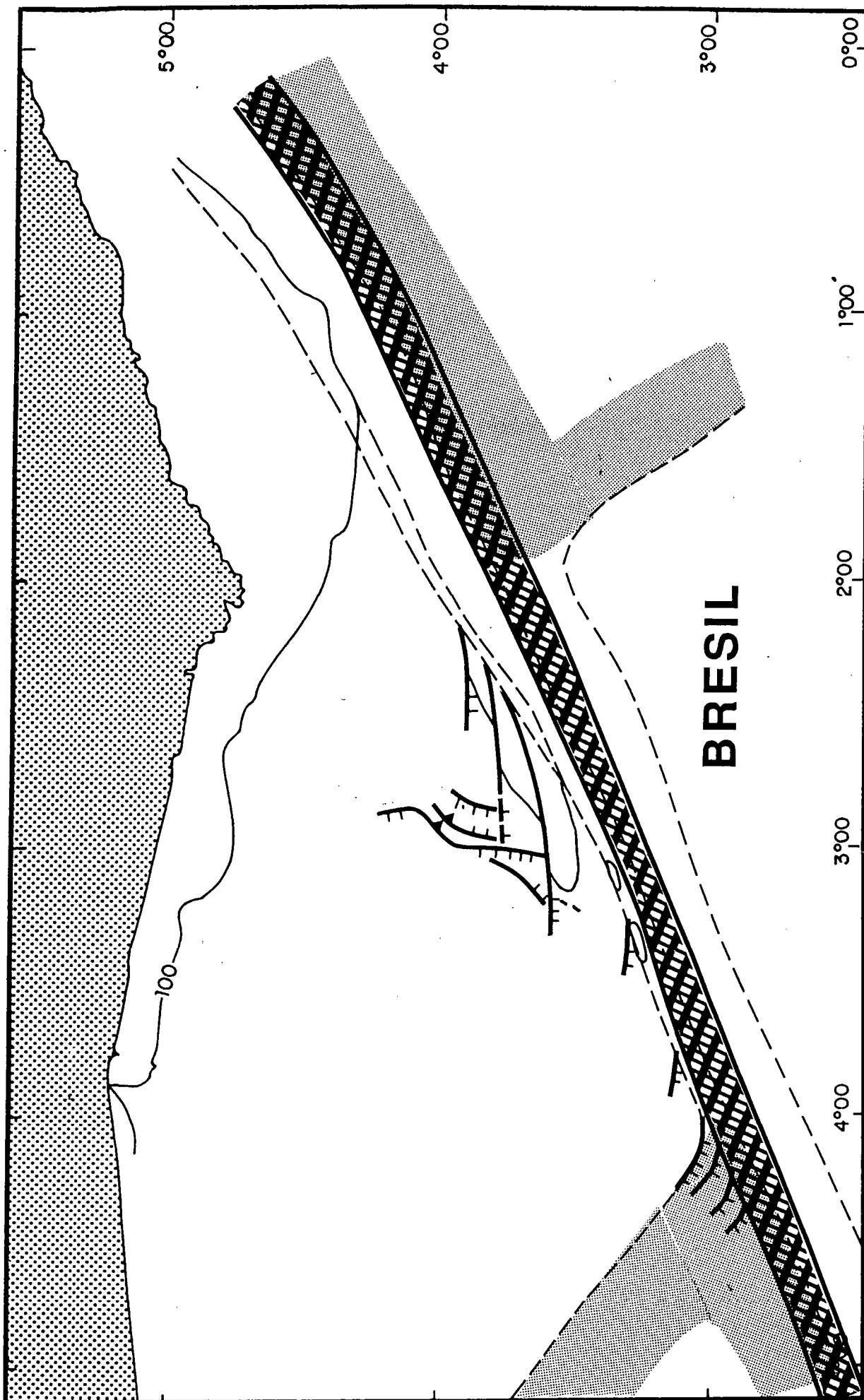


Fig. 128: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: fin du mouvement entre deux croûtes continentales le long de la marge profonde. Commentaire, voir le texte. Sur la marge africaine sont indiqués en pointillés les limites de la zone très déformée (ancienne zone principale de déplacement) et de la pente continentale active. La zone principale de déplacement active est soulignée par deux traits épais.

calculant des transferts de chaleur entre deux lithosphères océaniques d'âges différents (Louden et Forsyth, 1976, Forsyth et Wilson, 1984, Phipps Morgan et Forsyth, 1988, Chen, 1988) ou entre une lithosphère océanique et une lithosphère continentale (Todd et Keen, sous presse).

Le coulisement entre la croûte continentale et la croûte océanique plus profonde a également entraîné la formation de la pente continentale de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana. Cette pente est d'origine gravitaire: elle s'est probablement formée par effondrement de la croûte continentale (parfois accompagné de failles normales, comme dans le secteur CIG3) sur la "zone principale de déplacement" qui limitait les deux plaques, tout simplement en raison de la différence de profondeur.

La linéarité de la pente, particulièrement remarquable entre les secteurs CIG1 et CIG3, est sans doute due à sa structuration antérieure: elle doit refléter la direction des décrochements qui ont structurés cette partie de la marge lorsque la zone principale de déformation y était installée (cf § 2.2.2 à 6).

Le passage de la dorsale médio-atlantique au Sud de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana interviendrait d'après Blarez (1986) au Santonien. Ce passage correspond à la fois à la formation de la croûte océanique actuellement en place au pied de la pente continentale, au maximum des effets thermiques de la lithosphère océanique sur le continent, et à la fin de tout mouvement d'origine tectonique sur l'ensemble de la marge transformante.

La marge de Côte d'Ivoire-Ghana devient alors une marge stable. Elle n'est plus soumise qu'à la subsidence, initialement plus rapide dans le bassin ivoirien que sur la Ride, qui est restée jusqu'à aujourd'hui solidaire de la croûte océanique plus chaude (Pontoise et al, sous presse).

2.2.8 Figure 129. état actuel de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana

Enfin, l'état actuel de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana résulte également des effets conjugués de la subsidence thermique, de l'érosion et de la sédimentation qui se sont produits depuis le Santonien. Seules peuvent encore être observées les zones déformées qui se trouvent au sommet de la pente continentale et dans le bassin ivoirien profond, c'est à dire seulement une partie des structures tectoniques produites par décrochement intra-continental.

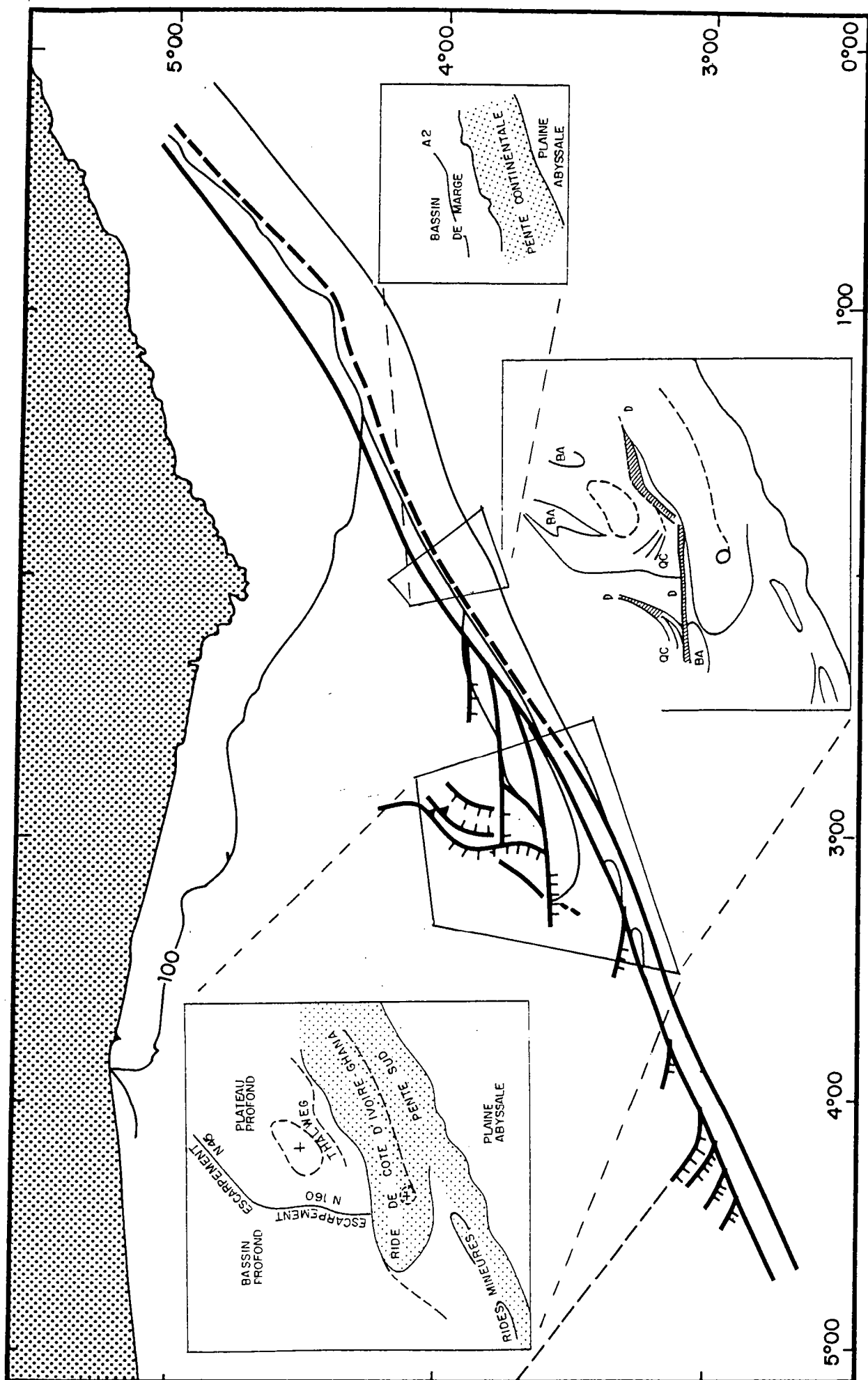


Fig. 129: Formation de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana: état actuel de la marge. Commentaire, voir le texte. La bande soulignée par deux traits épais parallèles correspond à la zone très déformée observable actuellement à la limite Sud de la marge actuelle.

CONCLUSIONS

La **modélisation expérimentale** du mouvement transformant a donc mis en évidence:

La structure et le mode de déformation d'une faille transformante entre deux blocs crustaux d'épaisseurs identiques: la faille transformante s'exprime alors en surface par une dépression dont la largeur augmente avec le déplacement accommodé. Les failles qui structurent cette dépression sont pour la plupart parallèles au mouvement, mais de petits décrochements obliques et éphémères apparaissent également à l'intérieur de la zone déformée. Ces failles obliques, quand elles sont inactives, subissent une rotation importante.

La structure et le mécanisme de formation des rides marginales associées aux marges transformantes: lors des premiers stades du rifting continental, le segment transformant déplace dans le bassin en extension des blocs de croûte encore épaisse qui forment un relief entre le continent aminci et le continent coulissant. Ce déplacement se produit au fur et à mesure de l'amincissement du bassin, à l'occasion de la propagation des décrochements sous la forme d'une terminaison en queue de cheval. Les failles courbes constituant cette terminaison ont un rejet à la fois décrochant (déplacent les blocs de la croûte épaisse vers la croûte mince) et normal (basculent ces blocs). De plus, dans certaines conditions géométriques, des structures antérieures peuvent être remobilisées en cisaillement à proximité de la ride marginale.

La chronologie et l'évolution des déformations affectant une marge transformante lors de sa formation: l'extrémité de la marge transformante est structurée au cours du rifting par la propagation de la faille transformante par une terminaison en queue de cheval. Dans le même temps, le bassin en extension adjacent peut être déformé par cisaillement au contact du faisceau décrochant. Mais rapidement, toute la déformation est concentrée dans une "zone principale de déplacement", beaucoup plus étroite. Cette zone est placée à la limite de la plaque la plus mince, et non pas entre les deux plaques.

D'autre part, les principales **caractéristiques structurales de la marge profonde de Côte d'Ivoire-Ghana** analysées dans cette étude peuvent être **interprétées** en fonction des mécanismes de déformation mis en évidence par la modélisation analogique sont:

Une zone étroite et très déformée au sommet de la pente continentale et de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana est interprétée comme la trace de l'ancienne "zone principale de déplacement" transformante.

La Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et les faisceaux de décrochements qui en limitent le flanc Nord sont interprétés comme les failles de la terminaison en queue de cheval déplaçant et structurant les blocs crustaux formant la Ride. De même, les rides mineures prolongeant vers l'Ouest la ride marginale et bordées par des décrochements à rejet normal sont supposées mises en place selon le même mécanisme.

Le bassin profond est déformé en deux temps: d'abord une tectonique distensive dominée par des failles normales limitant des bassins asymétriques, puis une reprise par une très légère compression de certaines de ces structures extensives antérieures. Cette remobilisation est interprétée comme résultant du cisaillement d'une partie du bassin profond à l'avant de la zone fracturée par les décrochements.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AFFATON P., SOUGY J. et TROMPETTE R., 1980. The tectono-stratigraphic relationships between the upper precambrian and lower paleozoic Volta basin and the pan-african Dahomeyide orogenic belt (west Africa). *Am. J. Sciences*, 280, p. 224-248.
- AKPATI B.N., 1978. Geologic structure and evolution of the Keta basin, Ghana, West Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 124-132.
- ALLEMAND P., 1988. Mécanisme d'amincissement de la lithosphère: approche expérimentale. Thèse Univ. Rennes, 192 p.
- ALLEMAND P., BRUN J.P., DAVY P. et VAN DEN DRIESSCHE J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, t. V, n° 3, p. 445-451.
- ARENS G., DELTEIL J.R., VALERY P., DAMOTTE B., MONTADERT C. et PATRIAT P., 1971. The continental margin of the Ivory Coast and Ghana. *Inst. Geol. Sci. London, Rep.* 70, p. 61-78.
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. et BONNIN J., 1970. La marge du Grand Banc et la fracture de Terre-Neuve. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 271, p. 1063-1066.
- AUZENDE J.M., BIDEAU D., BONATTI E., CANNAT M., HONNOREZ J., LAGABRIELLE Y., MALAVIEILLE J., MAMALOUKAS-FRANGOULIS V. et MEVEL C., 1989. L'intersection entre la zone de fracture Vema et la dorsale médio-atlantique: résultats préliminaires de la campagne Vemanaute. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 309, p. 1341-1348.
- BARANY I. et KARSON J.A., 1989. Basaltic breccias of the Clipperton fracture zone (east Pacific): sedimentation and tectonics in a fast slipping oceanic transform. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, p. 204-220.
- BARD J.P., 1974. Les grands accidents du craton ouest-africain en Côte d'Ivoire: des décrochements post-éburnéens (?). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 278, p. 2609-2611.
- BARTLETT W.L., FRIEDMAN M. et LOGAN J.M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. Part IX: Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79, p. 255-277.
- BASILE C., 1987. Modélisation de marges transformantes. *Mem. D.E.A., Univ. Paris 6 et Paris 7*, 55 p.

BERTHE D., CHOUKROUNE P. et GAPAIS D., 1979a. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime de cisaillement. *Bulletin de Minéralogie*, 102, p. 265-272.

BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P., 1979b. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, p. 31-42.

BLAREZ E., 1986. La marge continentale de Côte d'Ivoire-Ghana : structure et évolution d'une marge continentale transformante. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 188 p.

BLAREZ E. et MASCLE J., 1986. La campagne Equamarge I: les marges transformantes ivoiro-ghanéenne et sud-guinéenne. *Campagnes Océanographiques Françaises n°3*. Publications IFREMER, 292 p.

BLAREZ E., MASCLE J., AFFATON P., ROBERT C., HERBIN J.P. et MASCLE G., 1987. Géologie de la pente continentale ivoiro-ghanéenne: résultats de dragages de la campagne Equamarge. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t III, n°5, p. 877-885.

BONATTI E. et CHERMAK A., 1981. Formerly emerging crustal blocks in the equatorial Atlantic. *Tectonophysics*, 72, p. 165-180.

BONATTI E. et CRANE K., 1984. Oceanic fracture zones. *Scientific American*, 250, p.40-51.

BONATTI E., SARNTHEIN M., BOERSMA A., GORINI M. et HONNOREZ J., 1977. Neogene crustal emersion and subsidence at the Romanche fracture zone, equatorial Atlantic. *Earth Plan. Sci. Let.*, 35, p. 369-383.

BOWMAN D. et GERSON R., 1986. Morphology of the latest quaternary surface-faulting in the gulf of Elat region, eastern Sinai. *Tectonophysics*, 128, p. 97-119.

BROWN R.W., 1928. Experiments relating to the results of horizontal shearing. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 12, p. 715-720.

BYERLEE J., 1978. Friction of rocks. *Pageoph.*, 116, p. 615-626.

CHEN Y., 1988. Thermal model of oceanic transform faults. *J. Geoph. Res.*, 93, p. 8839-8851.

CHOUKROUNE P., FRANCHETEAU J. et LE PICHON X., 1978. In situ structural observations along transform fault A in the FAMOUS area, mid-atlantic ridge. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 1013-1029.

CHRISTIE-BLICK N. et BIDDLE K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In "Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation", édité par Biddle K.T. et Christie-Blick N. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, 37, p. 1-34.

CLOOS H., 1928. Experiment zur inneren Tektonik. *Centralbl. f. Mineral. u. Pal.*, v. 1928 B, p. 609-621.

COURTILLOT V., TAPPONNIER P. et VARET J., 1974. Surface features associated with transform faults: a comparison between observed examples and an experimental model. *Tectonophysics*, 24, p. 317-329.

DAVY P., 1986. Modélisation thermomécanique de la collision continentale. Thèse Univ. Rennes, 233 p.

DELTEIL J.R., VALERY P., MONTADERT C., FONDEUR C., PATRIAT P. et MASCLE J., 1974. Continental margin in the northern part of the gulf of Guinea. In "Geology of continental margins", édité par C.A. Burk et C.L. Drake, Springer, New York, p. 297-311.

DURRHEIM R.J., 1987. Seismic reflection and refraction studies of the deep structure of the Agulhas Bank. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 89, p. 395-398.

EITTREIM S. et EWING J., 1975. Vema fracture zone transform fault. *Geology*, 3, p. 555-558.

ELDHOLM O., FALEIDE J.I. et MYHRE A.M., 1987. Continent-ocean transition at the western Barents Sea/Svalbard continental margin. *Geology*, 15, p.1118-1122.

ELDHOLM O. et TALWANI M., 1982. The passive margins of northern Europe and East-Greenland. In "Dynamic of passive margins", R.A. Scrutton éditeur, *Geodynamics Series*, 6, p. 30-44.

EMERY K.O., UCHUPI E., PHILLIPS J., BOWIN C. et MASCLE J., 1975. Continental margin off Western Africa: Angola to Sierra Leone. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 59, p. 2209-2265.

EMMONS R.C., 1979. Strike-slip rupture pattern in sand models. *Tectonophysics*, 7, p.71-87.

FAIL J.P., MONTADERT L., DELTEIL J.R., VALERY P., PATRIAT P. et SCHLICH R., 1970. Prolongation des zones de fractures de l'océan Atlantique dans le golfe de Guinée. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 7, p. 413-419.

FAUGERE E., BRUN J.P. et VAN DEN DRIESSCHE J., 1986. Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement: modèles expérimentaux. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 10, 2, p.13-21.

FORSYTH D.W. et WILSON B., 1984. Three-dimensional temperature structures of a ridge-transform-ridge system. *Earth and Planet. Sci. Letters*, 70, p. 355-362.

FREUND R., 1974. Kinematics of transform and transcurrent faults. *Tectonophysics*, 21, p. 93-134.

FUJIWHARA S., 1924. Torsional form of the earth surface and the great earthquake of Sagami Bay. *Jour. Meteorological Soc. Japan*, Ser. 2, v. 2, p. 32-36.

FUJIWHARA S., 1925. Torsional form on the face of the earth. *Japanese Jour. Astronomy and Geophysics Trans.*, v. 3, p. 103-114.

GAPAIS D., 1979. Orientations préférentielles du réseau et déformations naturelles. Applications aux quartzites (segment hercynien de Bretagne Centrale) et aux amphibolites (couverture de dômes gneissiques de Kupio - Finlande). Thèse de troisième cycle, Univ. Rennes.

GAPAIS D., 1987. Les orthogneiss: structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Thèse d'état, Univ. Rennes, 364 p.

GRANT N.K., 1969. The late precambrian to early paleozoic pan-african orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 45-55.

GUTENBERG B. et RICHTER C.F., 1954. *Seismicity of the earth*. 2nd ed., Princeton University Press, Princeton, N. J., 310 p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R., 1988. Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In "Sea-level changes: an integrated approach", Soc. Econ. Paleon. Min., special publication n°42, Tulsa, USA, p. 71-108.

HARDING T.P., 1973. Newport-Inglewood trend, California, an example of wrenching style of deformation. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 57, p. 97-116.

HARDING T.P., 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 69, p. 582-600.

HARDING T.P. et LOWELL J.D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 63, p. 1016-1058.

HARDING T.P. et TUMINAS A.C., 1988. Interpretation of footwall (lowside) fault traps sealed by reverse faults and convergent wrench faults. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 72, p. 738-757.

HAWORTH G. et KEEN C.E., 1979. The canadian atlantic margin: a passive continental margin encompassing an active past. *Tectonophysics*, 59, p.83-126.

HEEZEN B.C., BUNCE J.B., et THARP M., 1964. Chain and Romanche fracture zones. *Deep Sea Res.*, 11, p. 11-18.

HEMPTON M.R. et NEHER K., 1986. Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en échelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins. *J. Struct. Geol.*, 8, 6, p. 597-605.

HONNOREZ J., BONATTI C., EMILIANI C., BRÖNNIMANN P., FURRER M.A. et MEYERHOFF A.A., 1975. Mesozoic limestone from the Vema offset zone, mid-atlantic ridge? *Earth Plan. Sci. Let.*, 26, p. 8-12.

HORSFIELD W.T., 1977. An experimental approach to basement controlled faulting. In: "Fault tectonics in NW Europe", édité par R.T.C. Frost et A.J. Dikkers, *Geologie Mijnb.*, 56, p. 363-370.

HUBBERT M.K., 1951. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 62, p. 355-372.

JUNNER N.R., 1941. The Accra earthquake of 22nd June, 1939. *Bull. Gold Coast Geol. Survey*, 13, p.1-67.

KASTENS K.A., RYAN W.B.F. et FOX P.J., 1986. Structural and volcanic expression of a fast slipping ridge-transform-ridge-plate boundary: Sea MARC I and photographic surveys at the Clipperton transform fault. *J. Geoph. Res.*, 91, p.3469-3488.

KEEN C.E., KAY W.A. et ROEST W.R., 1990. Crustal anatomy of a transform continental margin. *Tectonophysics*, sous presse.

KENNEDY W.Q., et GRANT N., 1969. The late precambrian to early paleozoic pan-african orogeny in Ghana, Togo, Dahomey and Nigeria. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 45-56.

KLINGEBIEL A., 1976. Sédiments et milieux sédimentaires dans le golfe de Bénin. *Bull. Centre Rech. Pau-SNEAP*, 10, 1, p. 129-148.

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

KRANTZ R.W., 1990. Laboratory tests results for faulting and fault reactivation in sand and sand mixtures. *Soumis à Tectonophysics*.

LE PICHON X. et HAYES D.E., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the South Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 76, p. 6283-6293.

LEMISZKI P.J. et BROWN L.D., 1988. Variable crustal structure of strike-slip fault zones as observed on deep seismic reflection profiles. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 665-676.

LOUDEN K.E. et FORSYTH D.W., 1976. Thermal conduction across fracture zones and the gravitational edge effect. *J. Geoph. Res.*, 81, p. 4869-4874.

LOWELL J.D., 1972. Spitsbergen tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, p. 3091-3102.

MACDONALD K.C., CASTILLO D.A., MILLER S.P., FOX P.J., KASTENS K.A. et BONATTI E., 1986. Deep-Tow studies of the Vema fracture zone 1. Tectonics of a major slow slipping transform fault and its intersection with the mid-atlantic ridge. *J. Geoph. Res.*, 91, p. 334-3354.

MACHENS E., 1973. The geological history of the marginal basins along the North shore of the gulf of Guinea. In "The ocean basins and margins: the South Atlantic", Nairn A.E.M. et Stehli F.G. eds, Plenum Press, New York, p. 351-390.

MANDL G., 1988. Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts. Elsevier ed., 407 p.

MANDL G., DE JONG L.N.J. et MALTHA A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock Mech.*, 9, p. 95-144.

MANSPEIZER W., 1985. The Dead Sea Rift: impact of climate and tectonism on Pleistocene and Holocene sedimentation. In "Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation", édité par Biddle K.T. et Christie-Blick N. Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 37, p. 143-158.

MASCLE J., 1976. Le golfe de Guinée: un exemple d'évolution de marge atlantique en cisaillement. Mémoires de la Soc. Géol. France, nouvelle série, tome LV, n° 128, 104 p.

MASCLE J. et BLAREZ E., 1987. Evidence for transform margin evolution from the Ivory-Ghana continental margin. Nature, 326, p. 378-381.

MASCLE J. et SMIT A.F.J., 1974. Nature de la pente continentale au sud du Cap des Trois Pointes (Ghana, Afrique). C. R. Acad. Sc. Paris, 279, p. 121-124.

MASCLE J., AUROUX C. et l'équipe scientifique embarquée, 1989. Les marges continentales transformantes ouest-africaines (Guinée, Côte d'Ivoire-Ghana) et la zone de fracture de la Romanche: Campagne Equamarge II (Février-Mars 1988). Campagnes Océanographiques Françaises. Publications IFREMER 150 p.

MASCLE J., BLAREZ E. et MARINHO M., 1988. The shallow structures of the Guinea and Ivory Coast-Ghana transform margins: Their bearing on the Equatorial Atlantic Mesozoic evolution. Tectonophysics, 155, p. 193-209.

MOODY J.D. et HILL M.J., 1956. Wrench fault tectonics: Géol. Soc. Am. Bull., 67, p.1207-1246.

NAYLOR M.A., MANDL G. et SIJPESTEIJN C.H.K., 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. J. Struct. Geol., 8, 7, p. 737-752.

ODONNE F., 1981. Modélisation analogique du plissement lié à un décrochement de socle. Aspects expérimentaux et naturels de la relation socle couverture. Thèse troisième cycle, Univ. Grenoble, 146 p.

PHIPPS MORGAN J. et FORSYTH D.W., 1988. Three-dimensional flow and temperature perturbations due to a transform offset: effects on oceanic crustal and upper mantle structure. J. Geoph. Res., 93, p. 2995-2966.

PONTOISE B., BONVALOT S., MASCLE J. et BASILE C., 1990. Structure crustale de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana déduite des observations de gravimétrie en mer. C. R. A. S., Paris, sous presse.

- RABINOWITZ P.D. et LA BRECQUE J.L., 1979. The mesozoic Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *J. Geoph. Res.*, 84, p. 5973-6002.
- RAMSAY J.G. et GRAHAM R.H., 1970. Strain variation in shear belts. *Can. J. Earth Sci.*, 7, p. 786-816.
- RICHARD P., 1989. Champ de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. Thèse Univ. Rennes, 342 p.
- RIEDEL W., 1929. Zur mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Centralbl. f. Mineral. u. Pal.*, v. 1929 B, p. 354-368.
- SCOTese C.R., GAHAGAN L.M. et LARSON R.L., 1988. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins. *Tectonophysics*, 155, p. 27-48.
- SCRUTTON R.A., 1976. Crustal structure at the continental margin of South Africa. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 44, p. 601-623.
- SCRUTTON R.A., 1979. On sheared passive continental margins. *Tectonophysics*, 59, p. 293-305.
- SCRUTTON R.A., 1982. Crustal structure and development of sheared passive continental margins. In "Dynamic of passive margins", R.A. Scrutton éditeur, *Geodynamics Series*, 6, p. 133-140.
- SIBUET J.C. et MASCLÉ J., 1978. Plate kinematic implications of equatorial fracture zone trends. *Journal of Geophysical Research*, 83, p. 3401-3421.
- SIMPSON C. et SCHMID S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p. 1281-1288.
- SPENGLER A.D.E. et DELTEIL J.R., 1966. Le bassin secondaire-tertiaire de Côte d'Ivoire. In: "Sedimentary basins of the African coasts", Reyre D. ed., *Assoc. Africans Geol. Surveys*, Paris, p. 99-113.
- SYLVESTER A.G., 1984, compiler. Wrench fault tectonics. *Am. Ass. Petrol. Geol. Reprint Series*, 27, 374 p.
- SYLVESTER A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, p. 1666-1703.
- TCHALENKO J.S., 1967. The influence of shear and consolidation on the microstructures of some clays. Ph. D. thesis, London Univ., 395 p.

TCHALENKO J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. Bull. Geol. Soc. Am., 81, p. 1625-1640.

TODD B.J. et KEEN C.E. Temperature effects and their geological consequences at transform margins. Can. J. Earth Sci., sous presse.

TODD B.J., REID I. et KEEN C.E., 1988. Crustal structure across the Southwest Newfoundland transform margin. Can. J. Earth Sci., 25, p. 744-759.

TOMCZAK G. et ANNUTSCH R., 1970. Die Topographie und die hydrographischen Verhältnisse unterhalb 2000 m Tiefe im Gebiet der Romanche Bruchzone. "Meteor" Forschungsergeb., A, 7, p. 111-130.

TRICART P., MASCLE J., HONNOREZ J., BASILE C., VILLENEUVE M., BERTRAND H. et le groupe EQUAMARGE, 1989. Etude morphostructurale de la zone de fracture de la Romanche entre 17 et 18°W: premiers résultats de la campagne Equamarge II (1988). C. R. Acad. Sc. Paris, 309, p. 1797-1802.

TRON V. et BRUN J.P. Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. Soumis à Tectonophysics.

WILCOX R.E., HARDING T.P. et SEELY D.R., 1973. Basic wrench tectonics. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 57, p. 74-96.

WILSON J.T., 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. Nature, 207, p. 343-347.

WITHJACK M.L. et JAMISON W.R., 1986. Deformation produced by oblique rifting. Tectonophysics, 126, p. 99-124.

YONG G., 1989. Déformation dans les séries miocènes de la marge de Côte d'Ivoire-Ghana: étude des structures à partir des profils sismiques. Univ. Grenoble 1, 24 p. Non publié.

ANNEXE 1:

PROFILS SISMIQUES DE LA MARGE PROFONDE DE COTE D'IVOIRE-GHANA

Ces extraits de profils appartiennent au secteur CIG1-2. Ils sont classés d'Est en Ouest (IG6 à IG36), puis du Sud au Nord (IG42 à IG54, et E23)

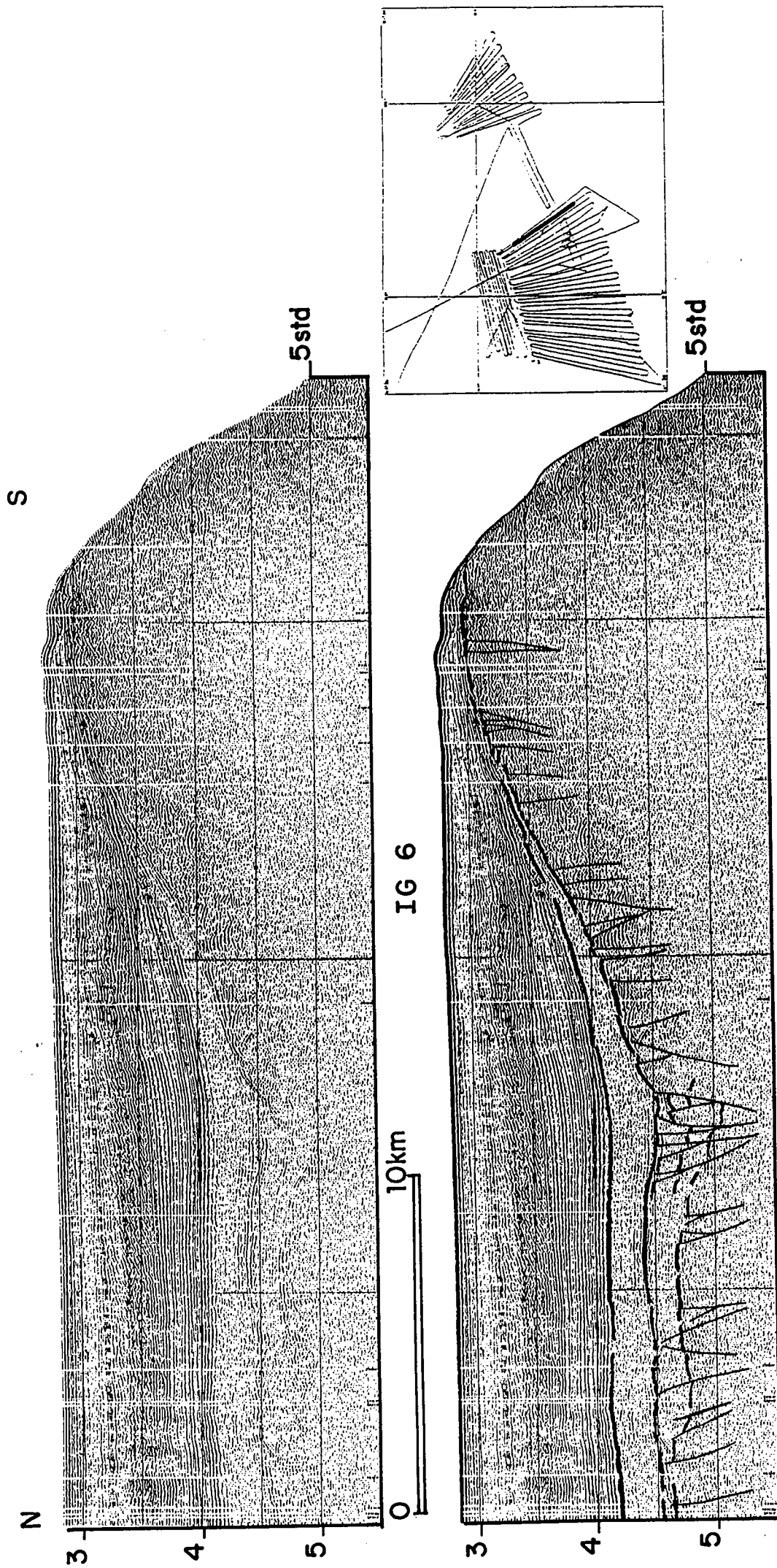


Fig. 1-1: Profil sismique IG6 montrant le flanc septentrional de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana, le talweg et le plateau profond.

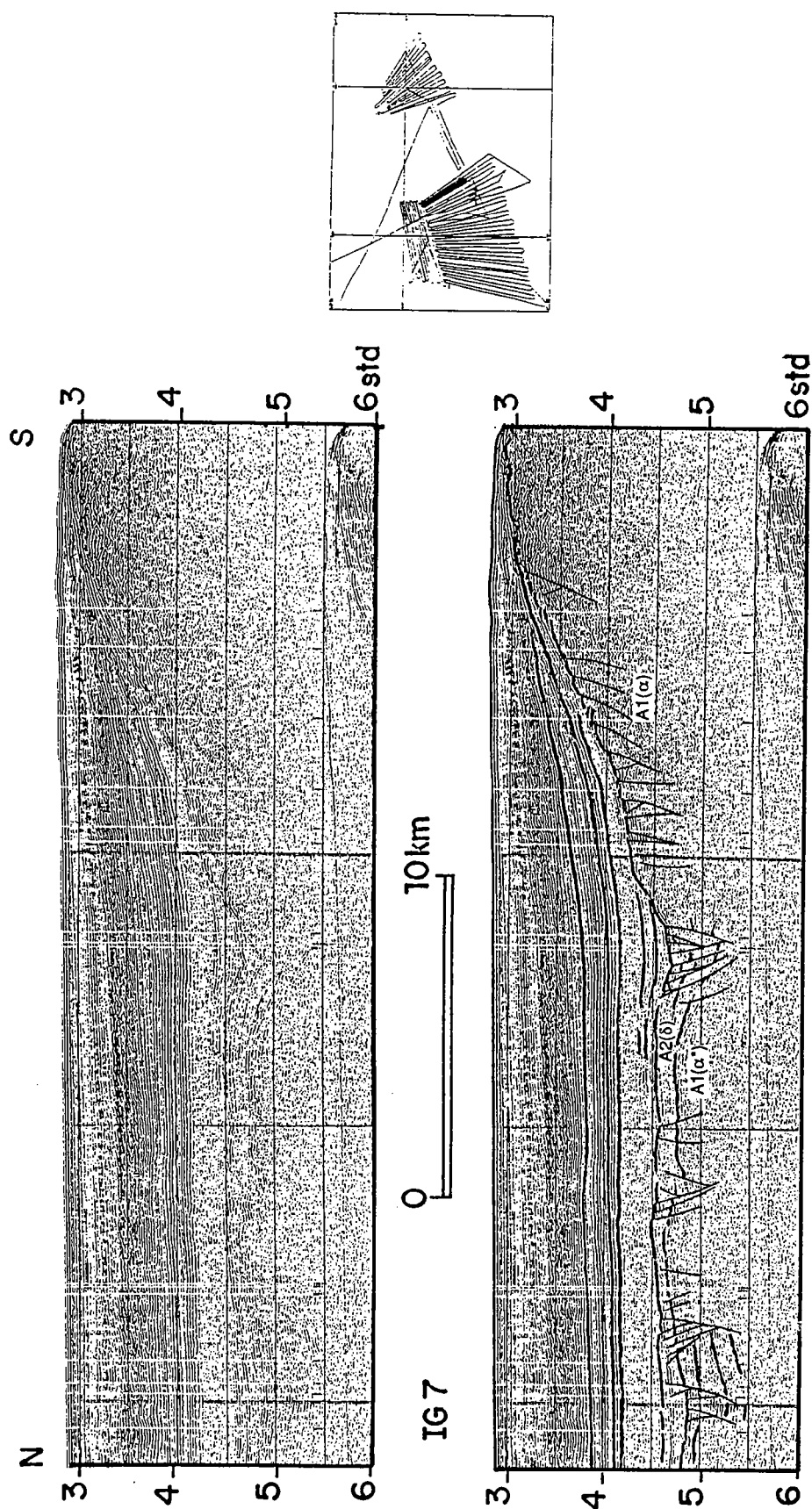


Fig. 1-2: Profil sismique IG7 montrant le bassin ivoirien profond (plateau profond) et le flanc Nord de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

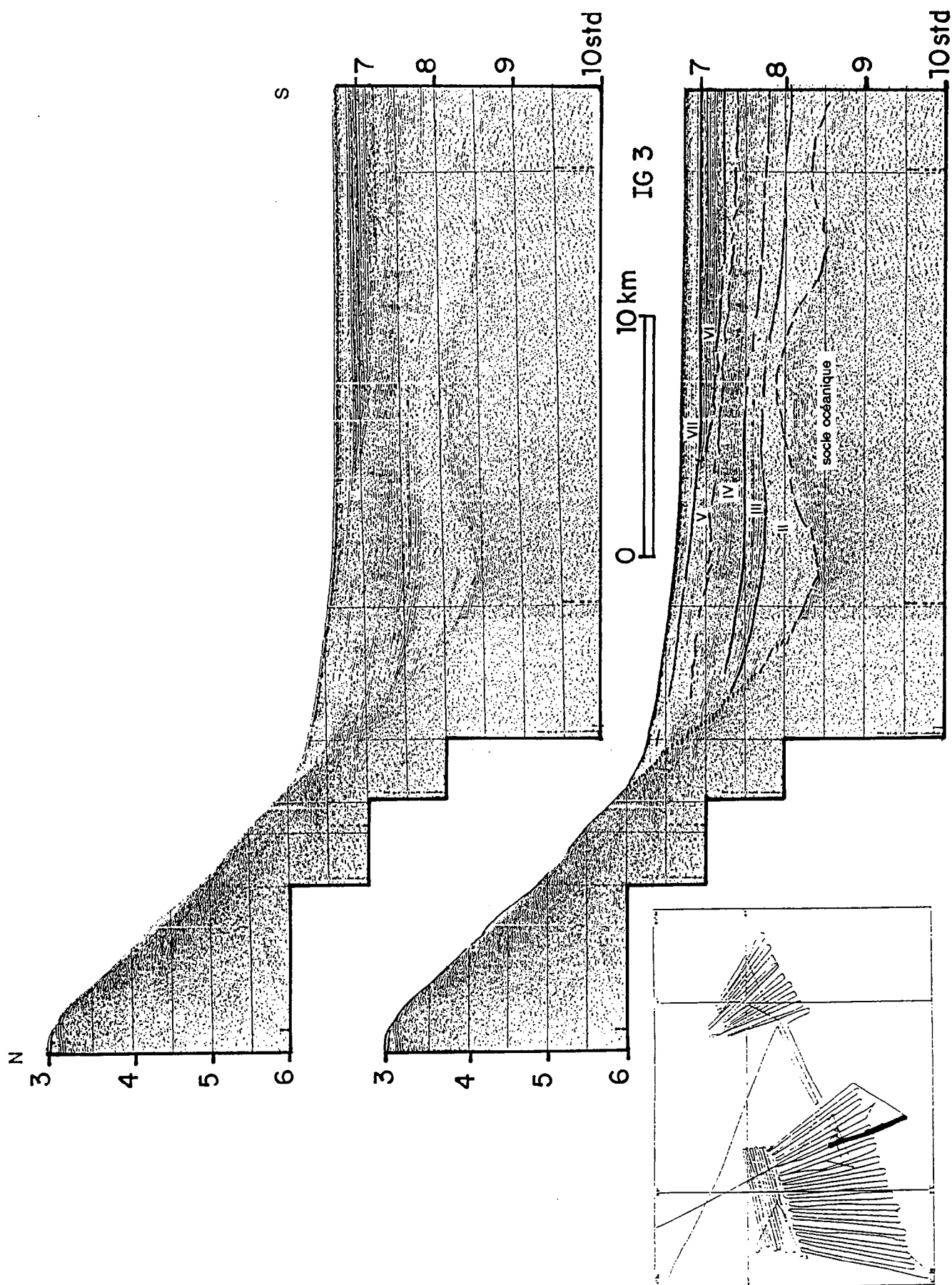


Fig. 1-3: Profil sismique IG3 montrant la pente méridionale de la Rive de Côte d'Ivoire-Ghana et la plaine abyssale du golfe de Guinée.

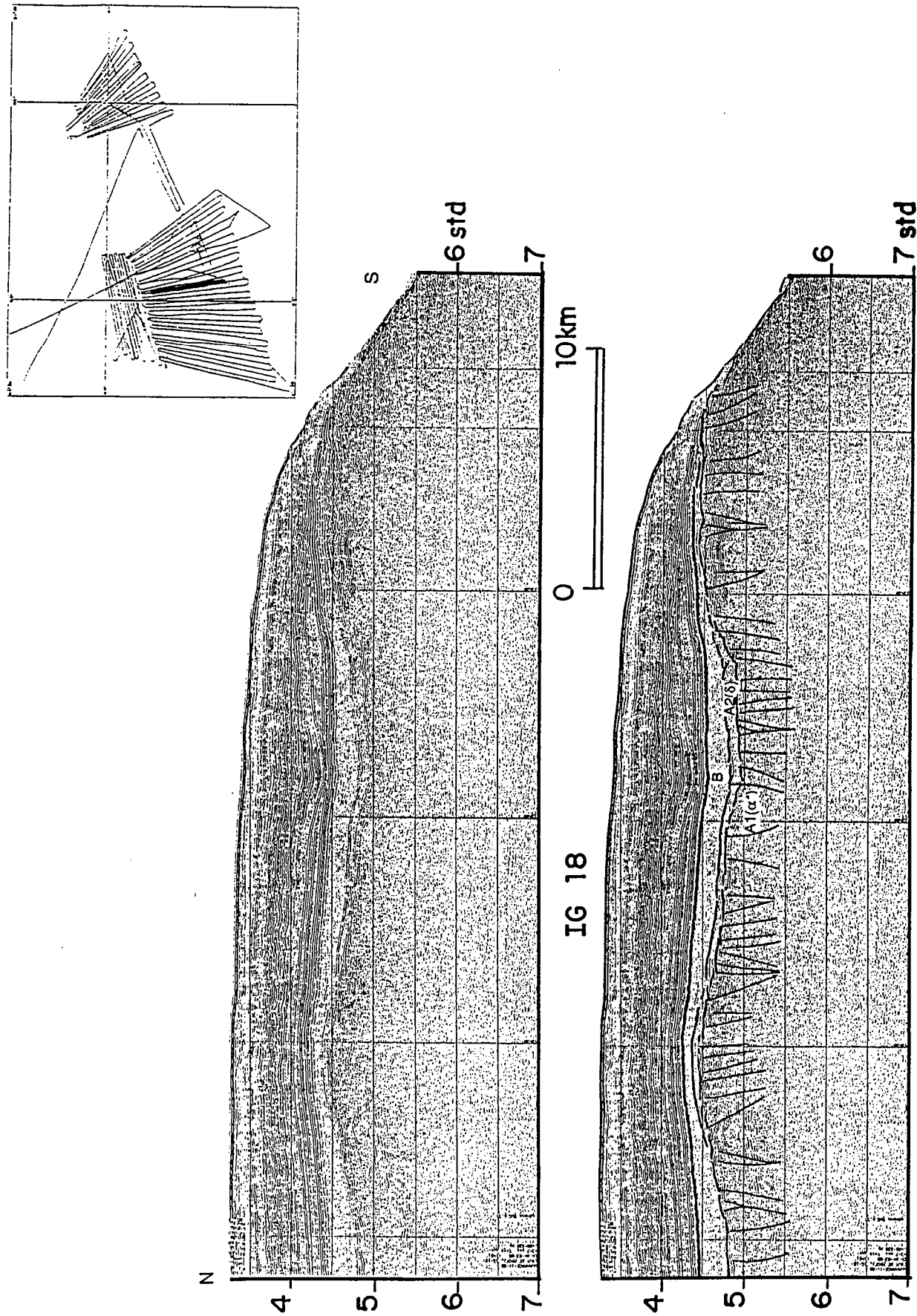


Fig. 1-4: Profil sismique IG18 montrant l'extrémité occidentale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et sa pente méridionale, ainsi que le plateau profond.

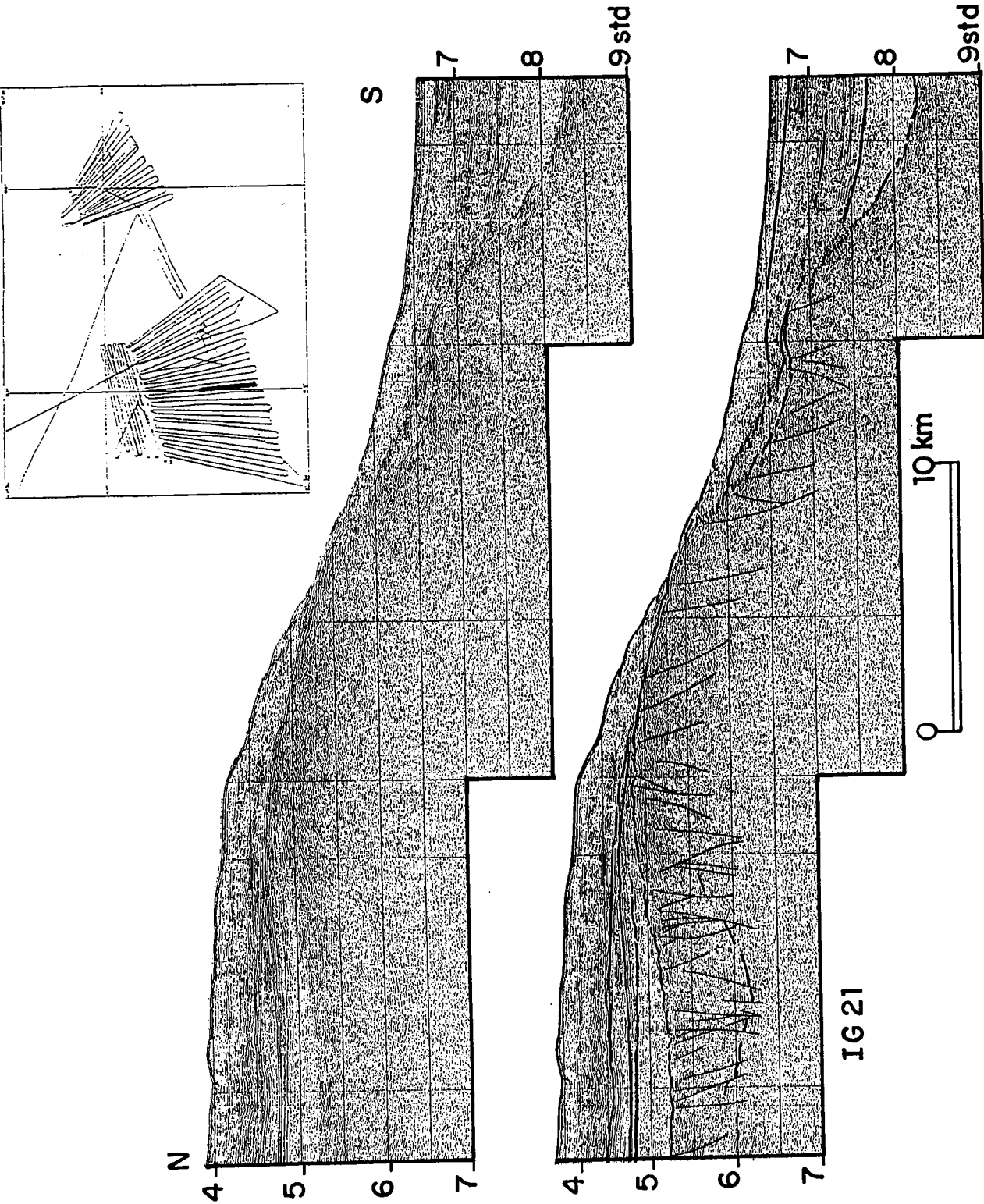


Fig. 1-5: Profil sismique IG21 montrant l'extrémité occidentale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et sa pente méridionale, ainsi qu'une ride mineure.

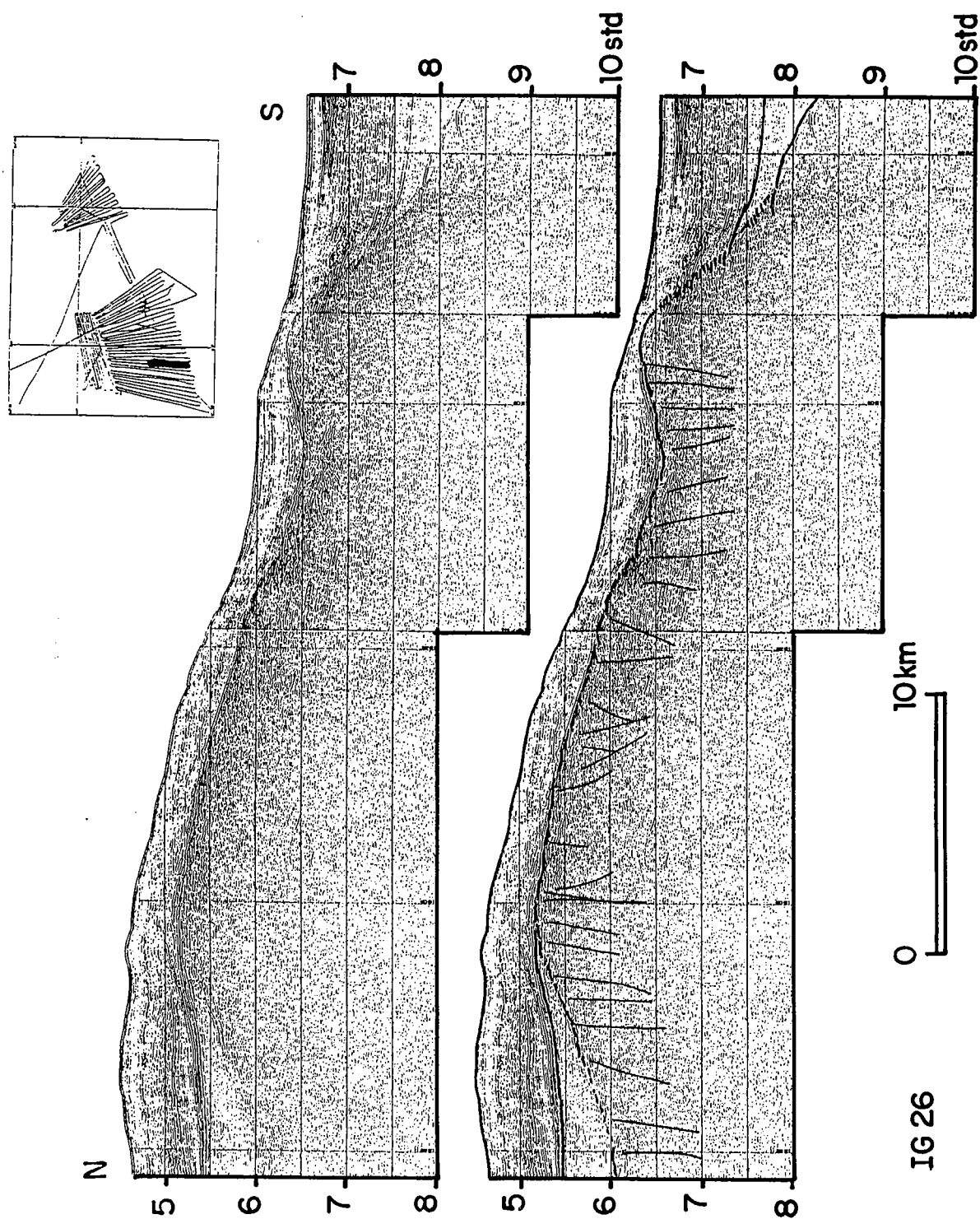


Fig. 1-6: Profil sismique IG26 montrant l'extrémité occidentale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et une ride mineure.

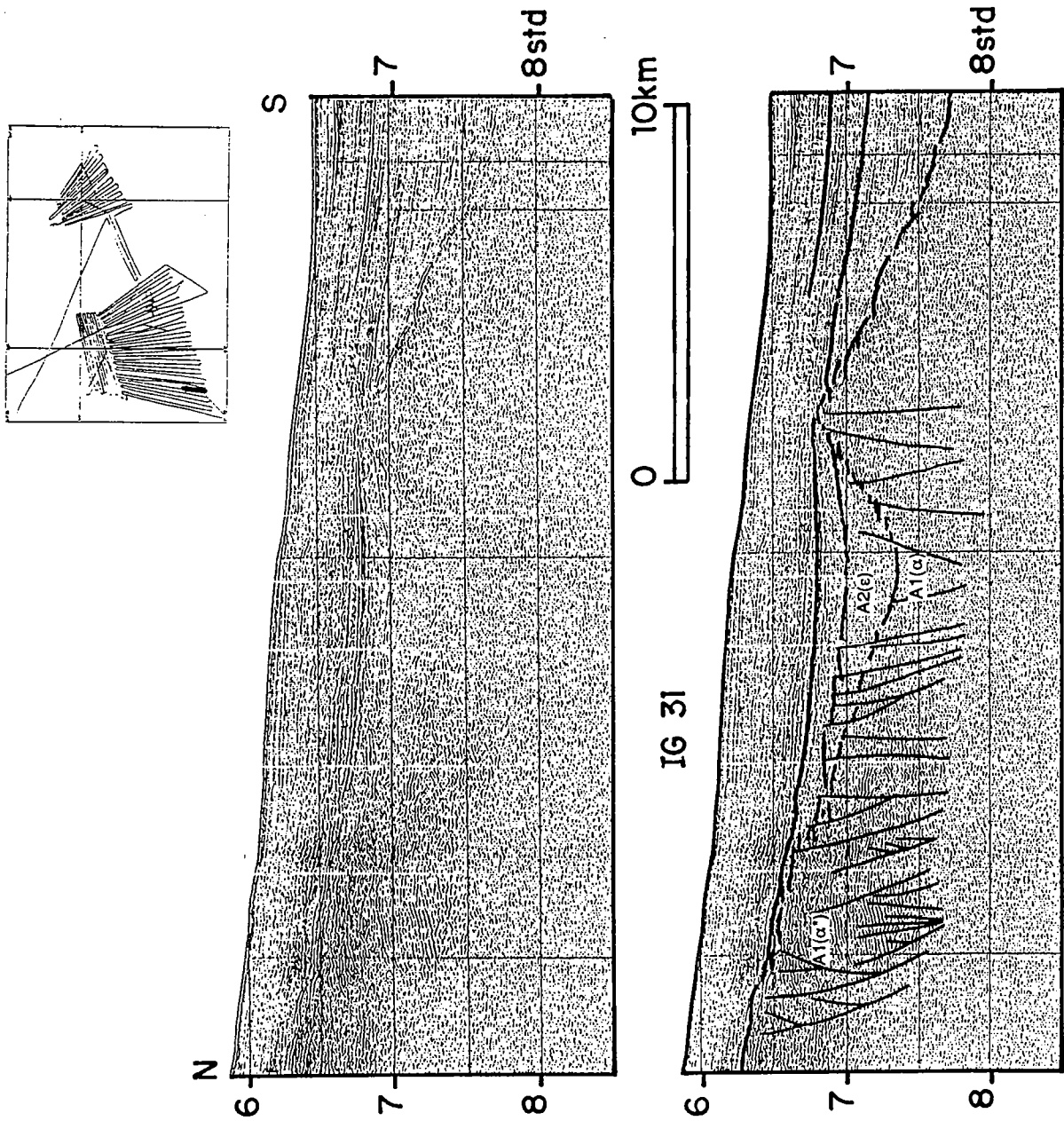


Fig. 1-7: Profil sismique IG31 montrant un bassin entre la pente méridionale de l'extrémité occidentale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana et une ride mineure.

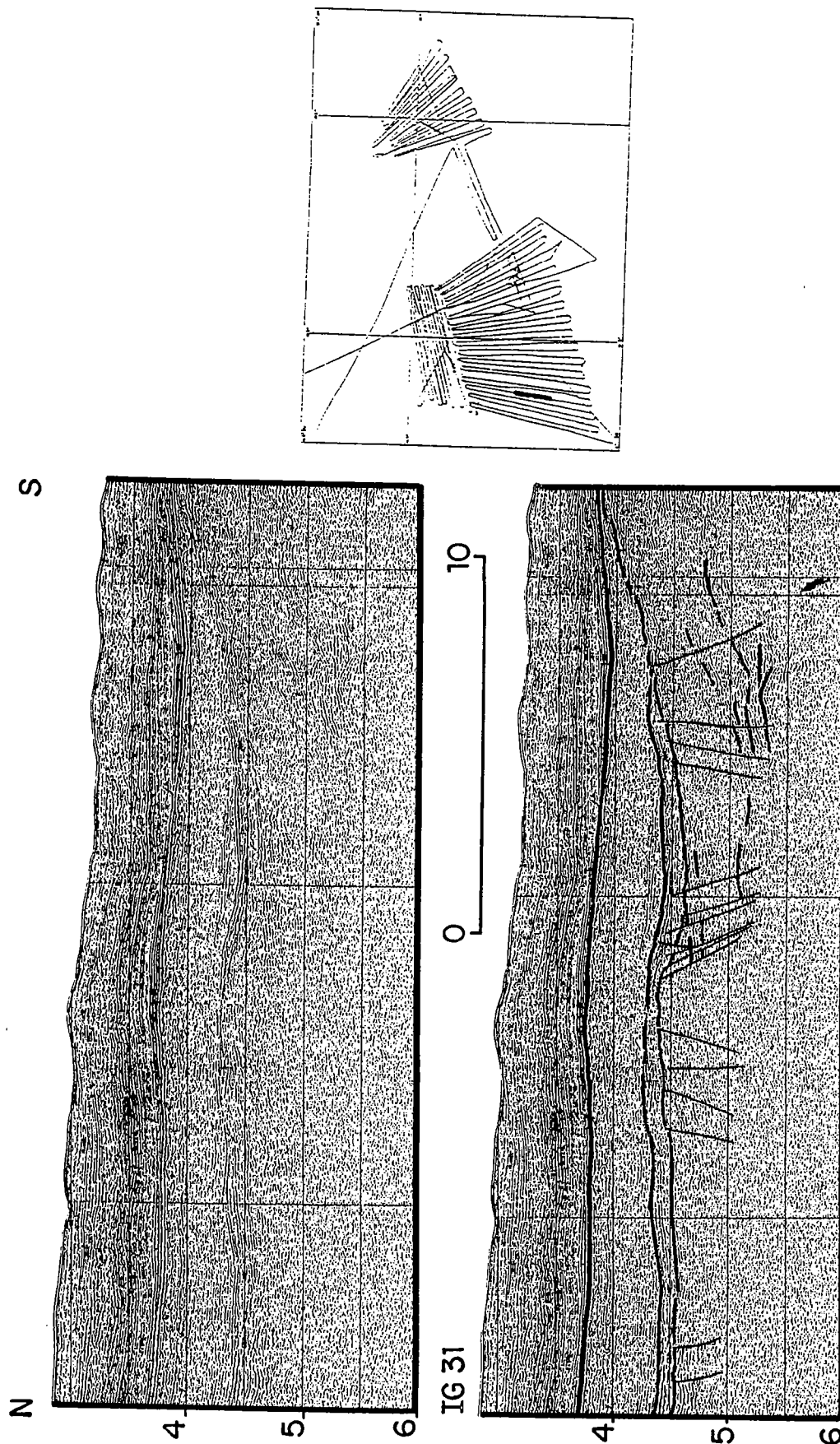


Fig. 1-8: Profil sismique IG31 montrant le bassin profond.

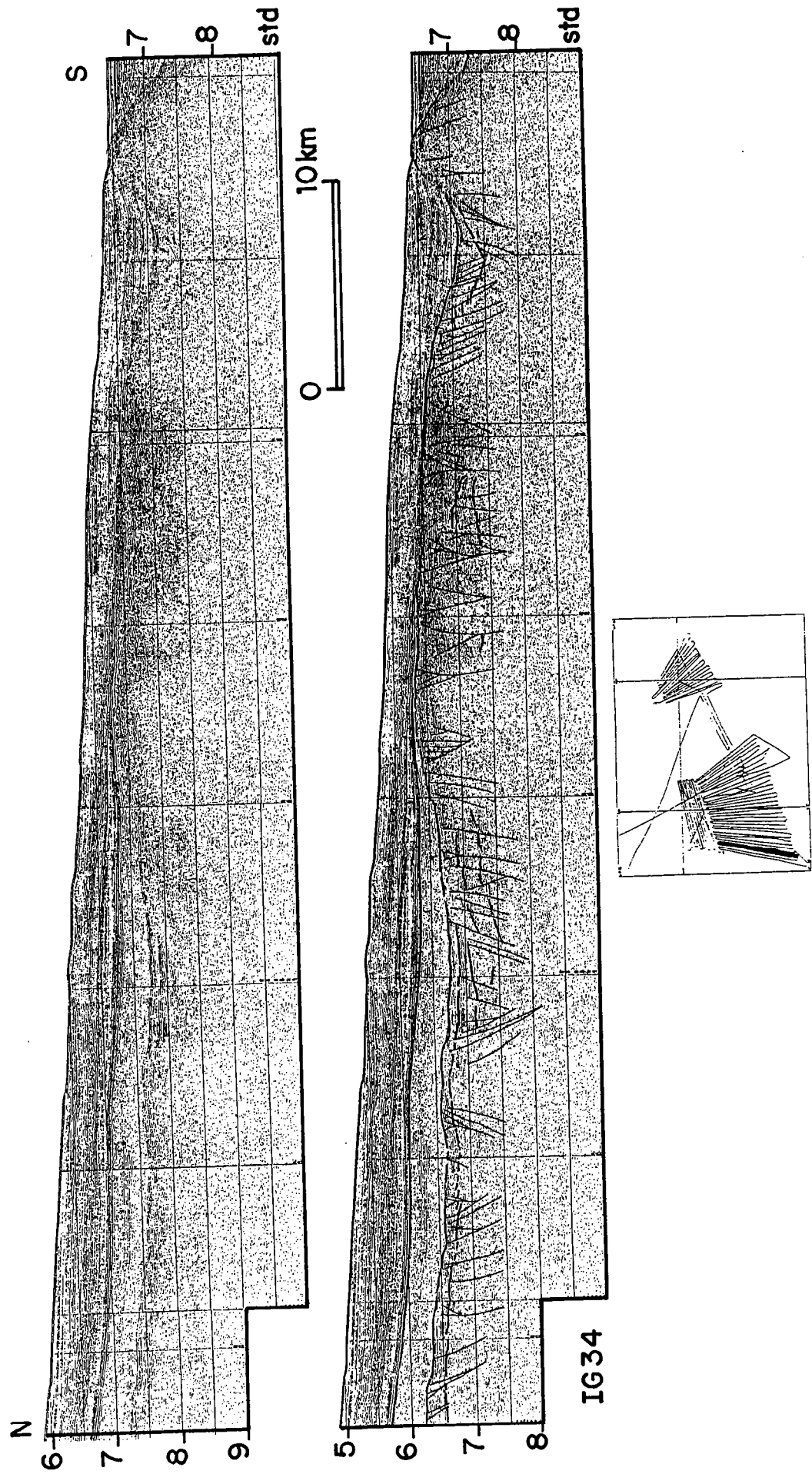


Fig. 1-9: Profil sismique IG34 montrant le bassin ivoirien profond et une ride mineure à l'extrémité occidentale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

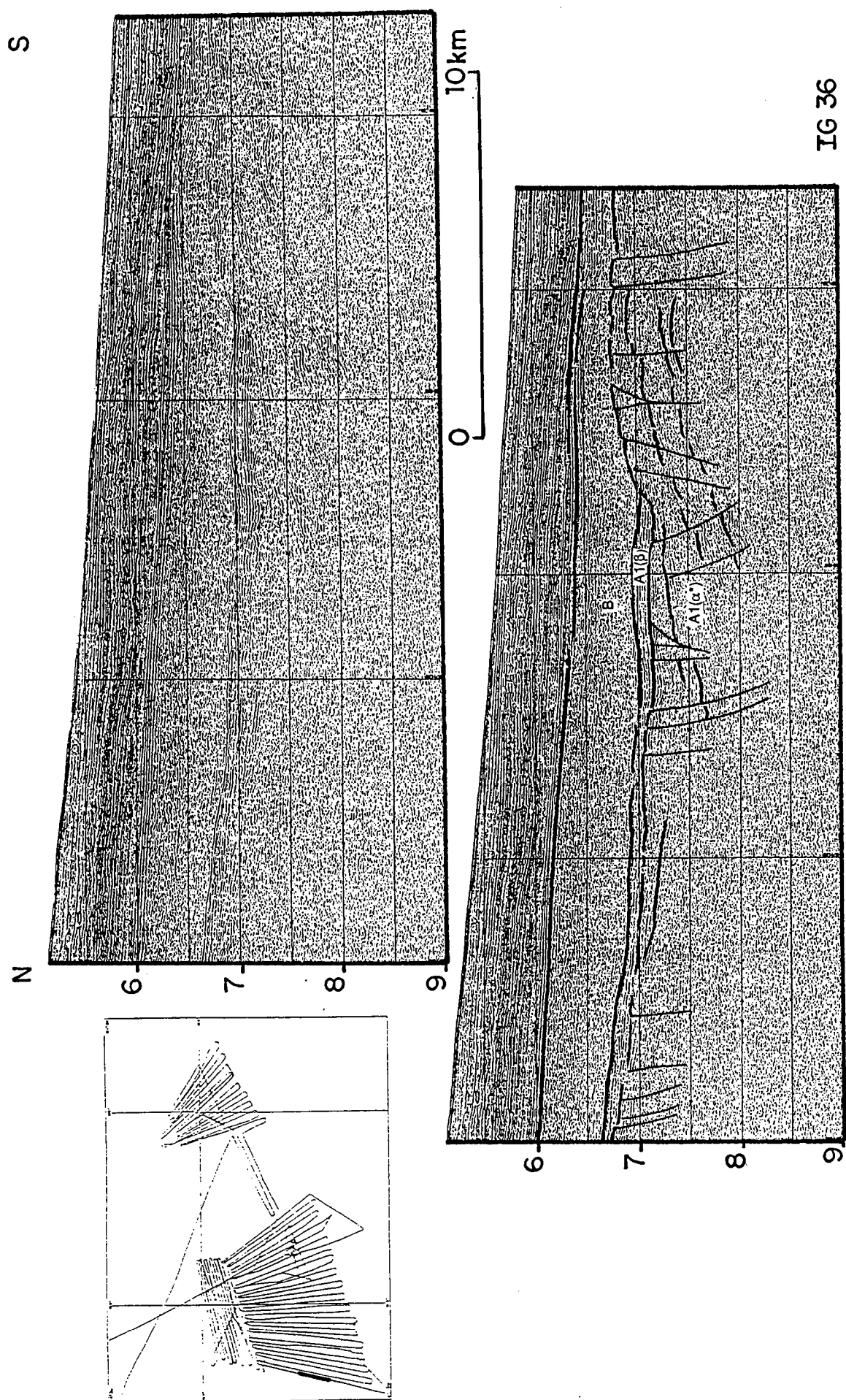


Fig. 1-10: Profil sismique IG36 montrant le bassin ivoirien profond à l'extrémité occidentale de la Rive de Côte d'Ivoire-Ghana.

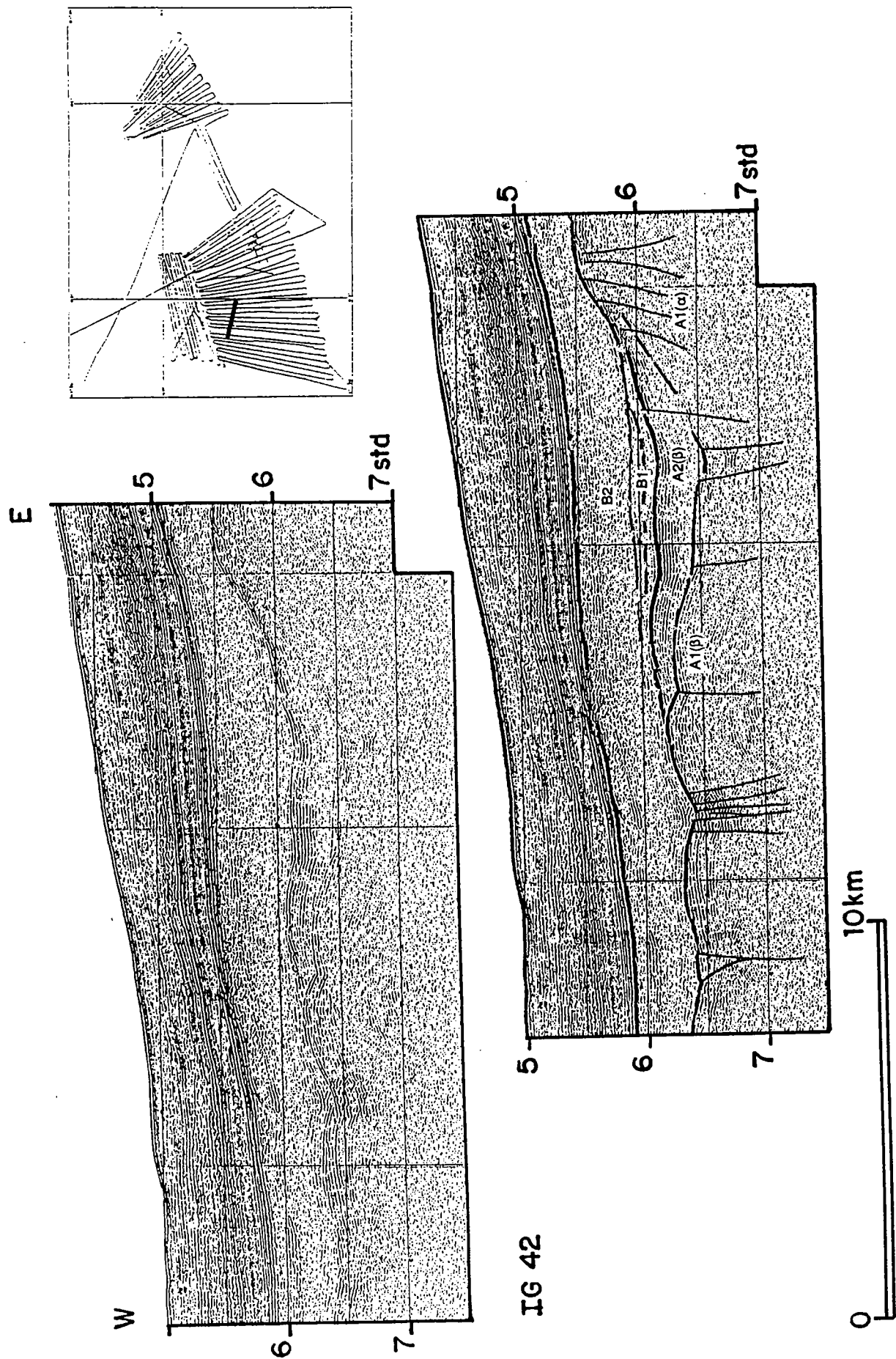


Fig. 1-11: Profil sismique IG42 montrant la partie profonde du bassin ivoirien profond et l'escarpement N160.

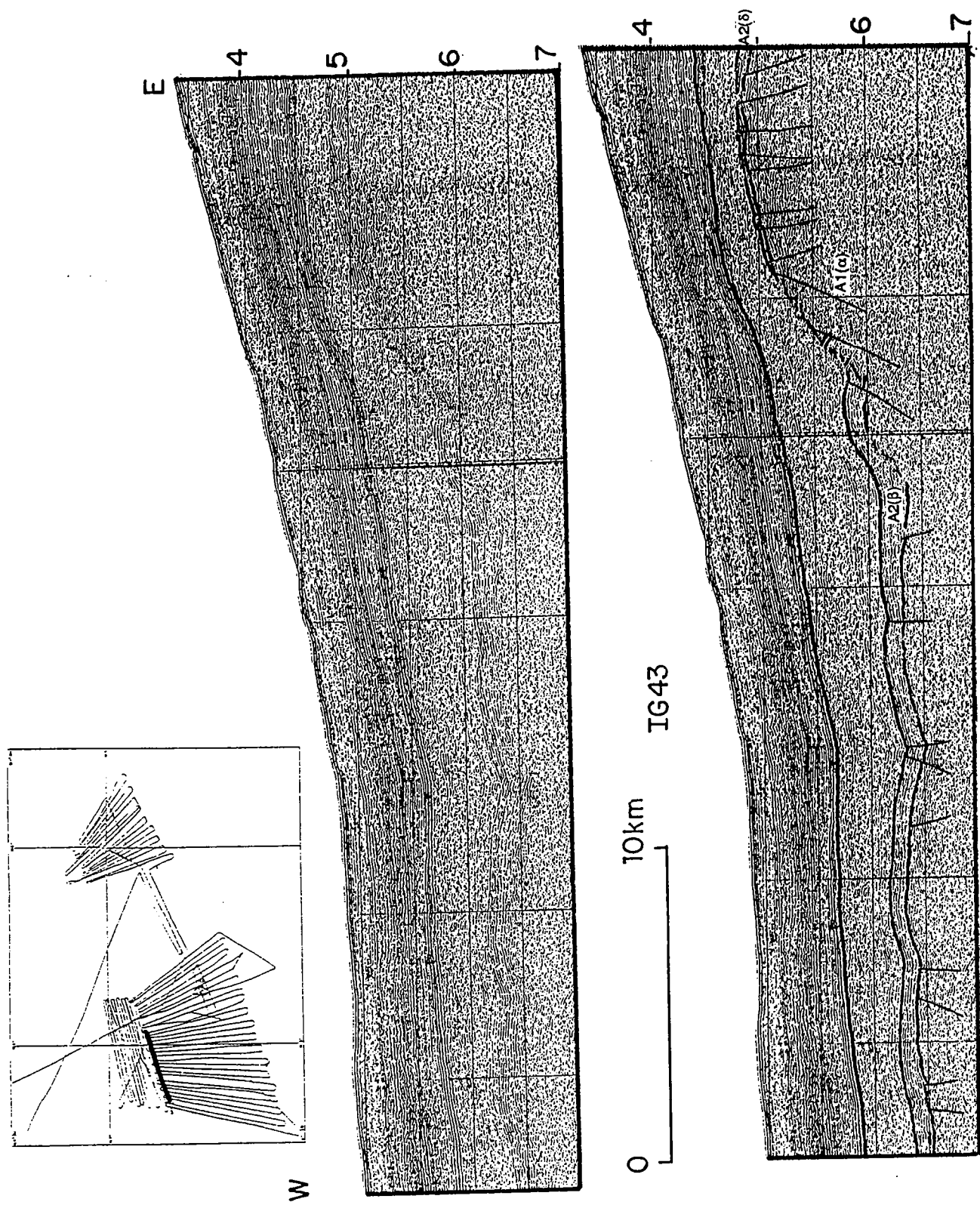


Fig. 1-12: Profil sismique IG43 montrant la partie profonde du bassin ivoirien profond, l'escarpement N160 et le plateau profond.

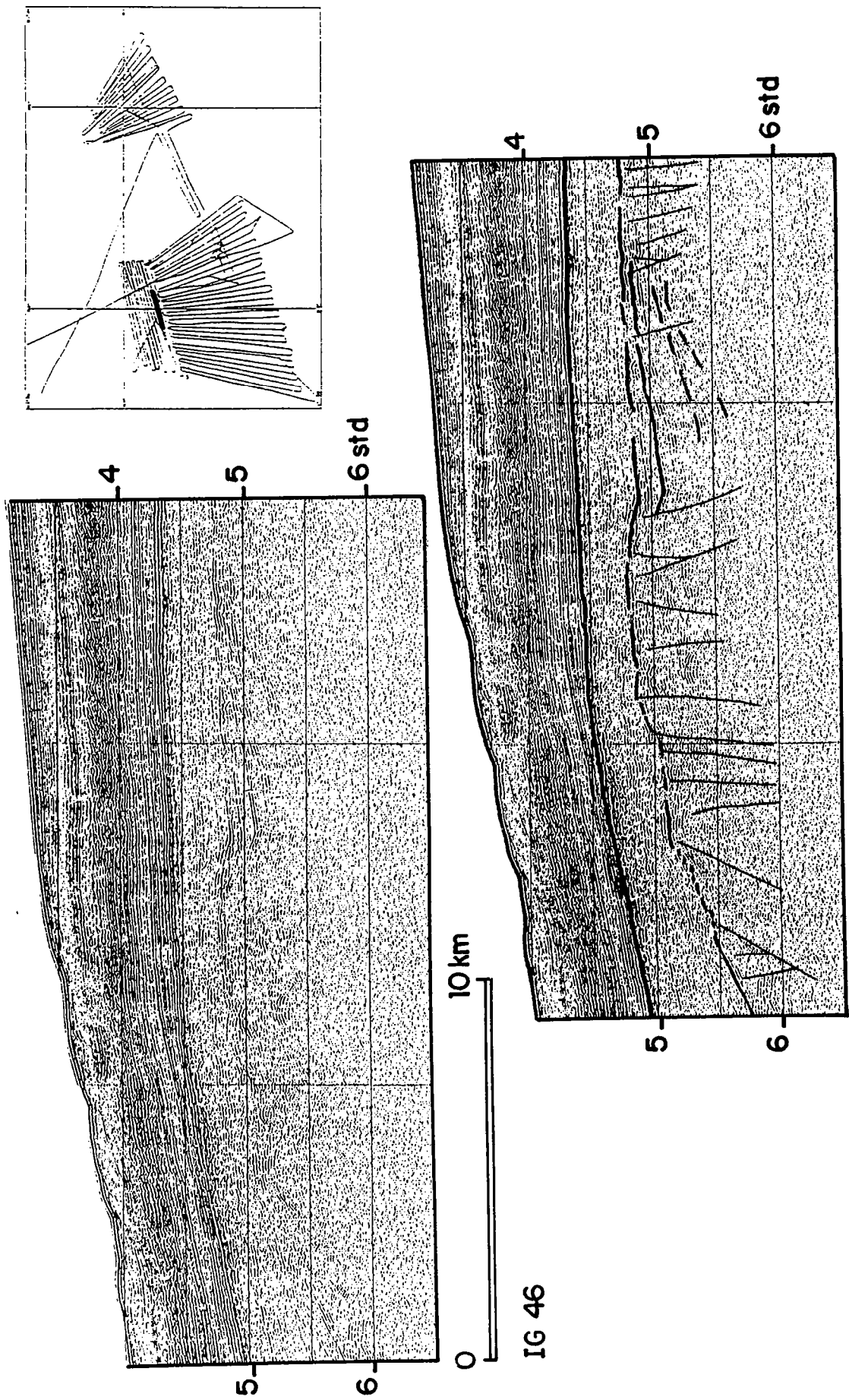


Fig. 1-13: Profil sismique IG46 montrant le bassin profond, l'escarpement N160 et le plateau profond.

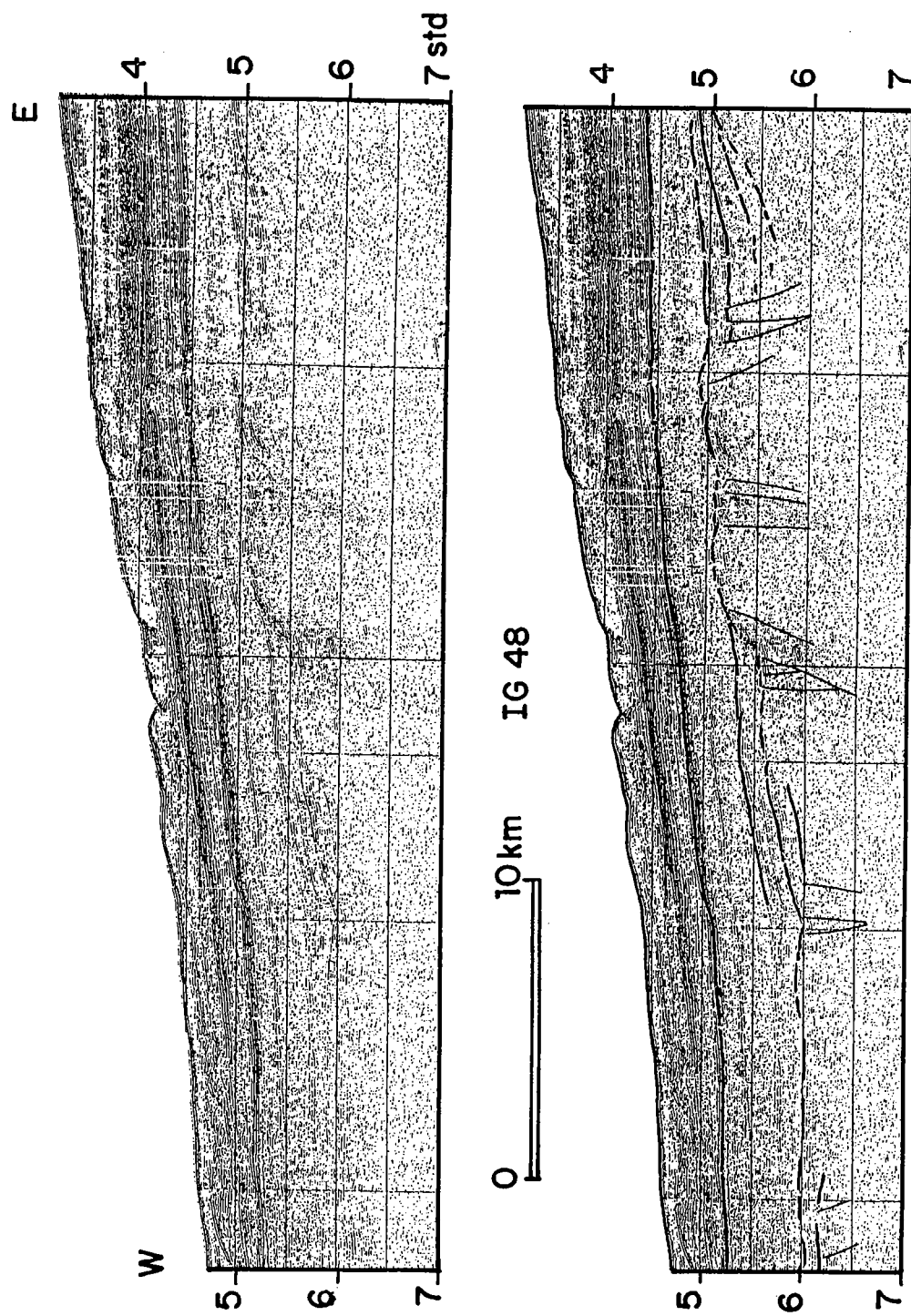


Fig. 1-14: Profil sismique IG48 montrant le bassin ivoirien profond, l'escarpement N160, et une partie du plateau profond.

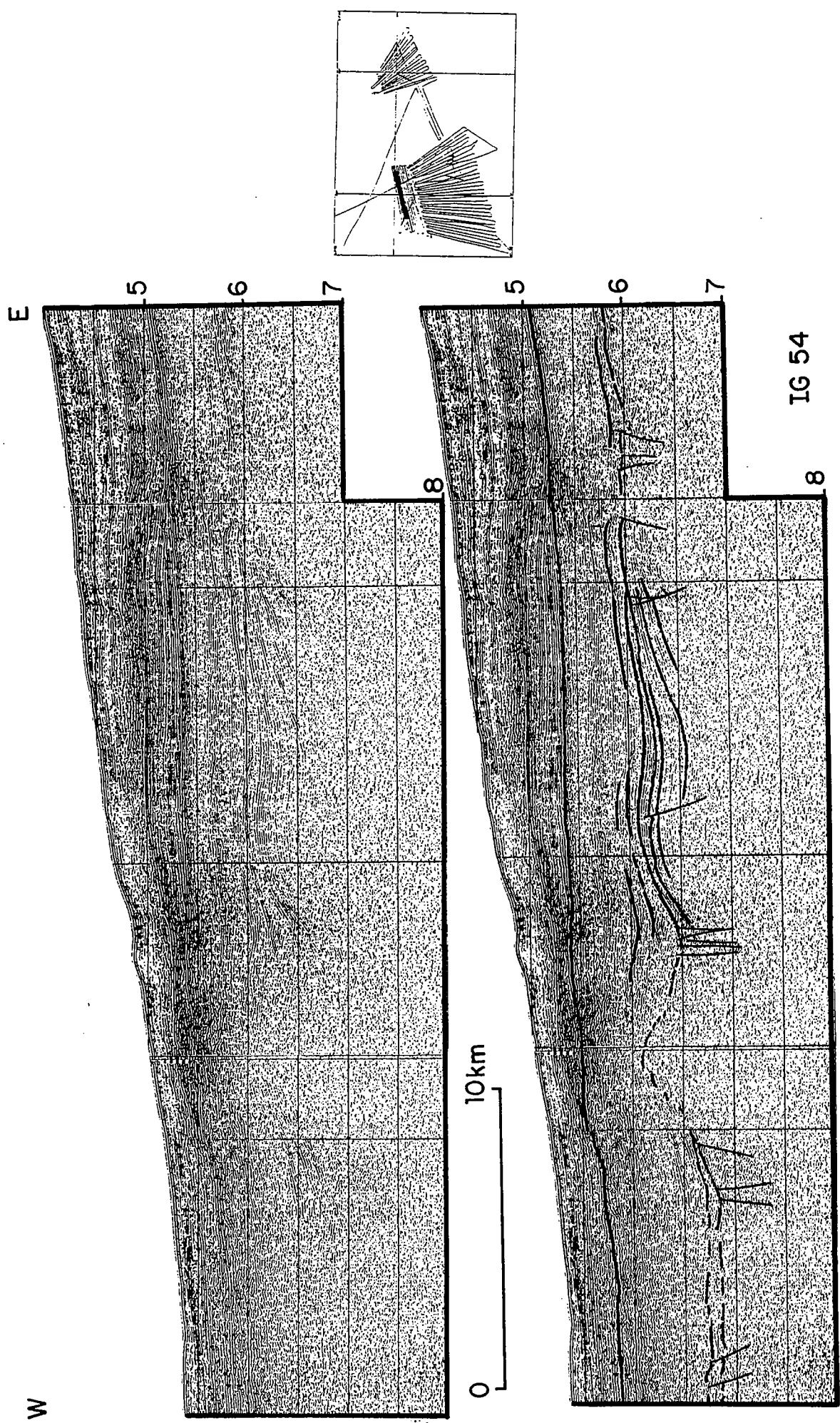


Fig. 1-15: Profil sismique IG54 montrant le bassin profond, l'escarpement N45 et le plateau profond.

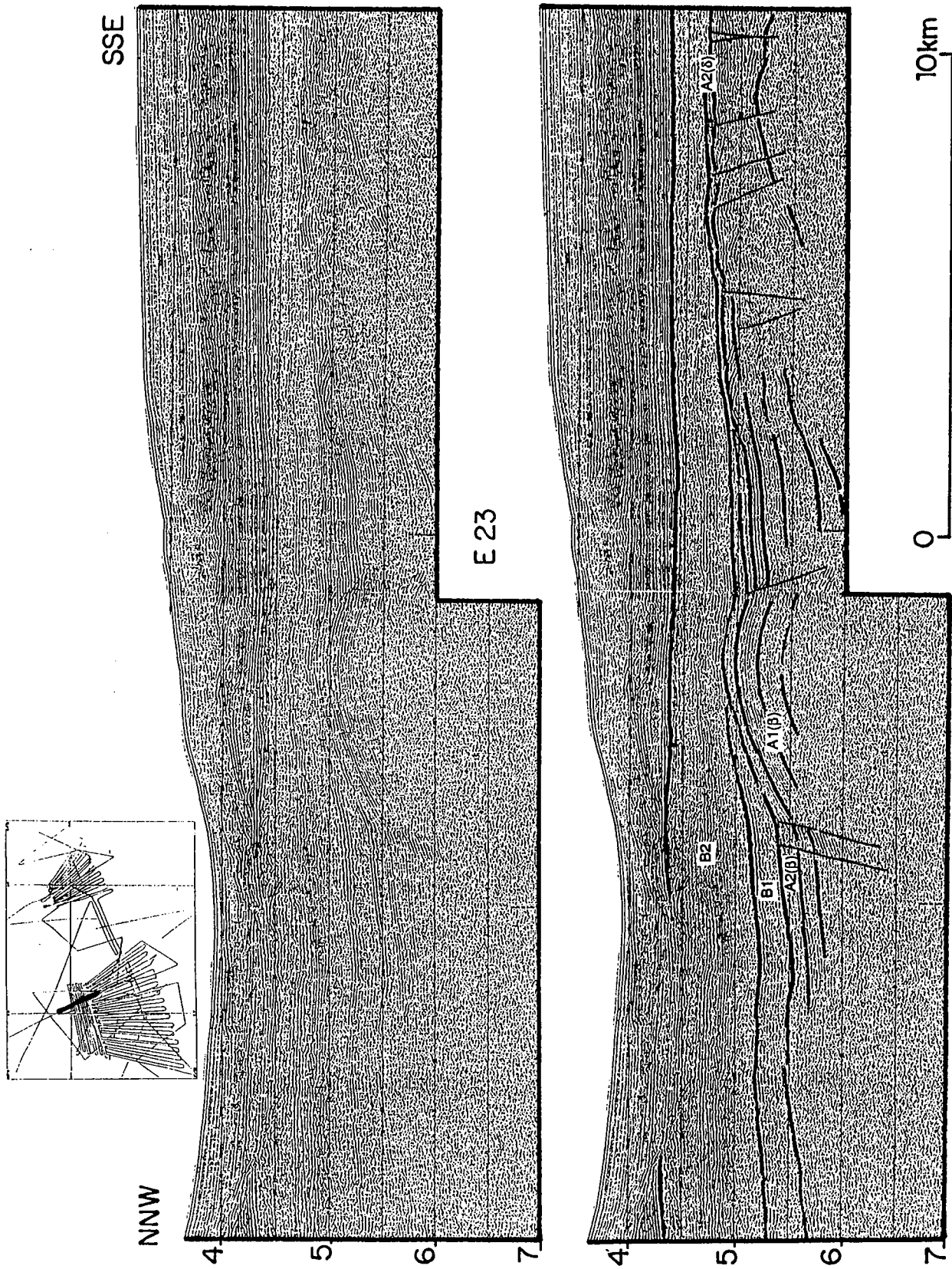


Fig. 1-16: Profil sismique E23 montrant dans le bassin ivoirien profond le plateau profond, l'escarpement N45 et le bassin profond.

ANNEXE 2:

VUES DE SURFACE DES EXPERIENCES DE MODELISATION ANALOGIQUE

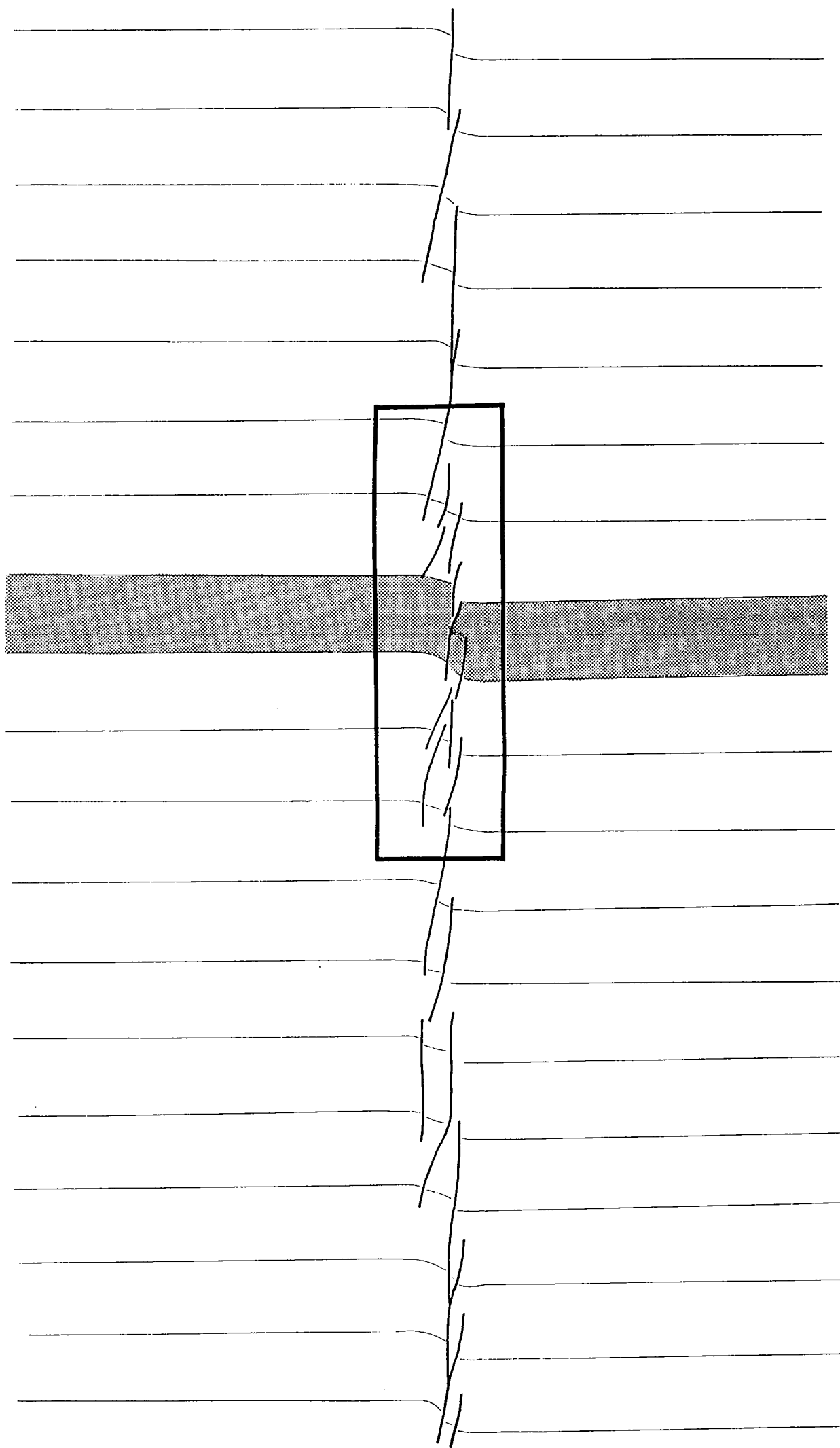


Fig. 2-1: Expérience STRV10, état de surface pour 2 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 74a.

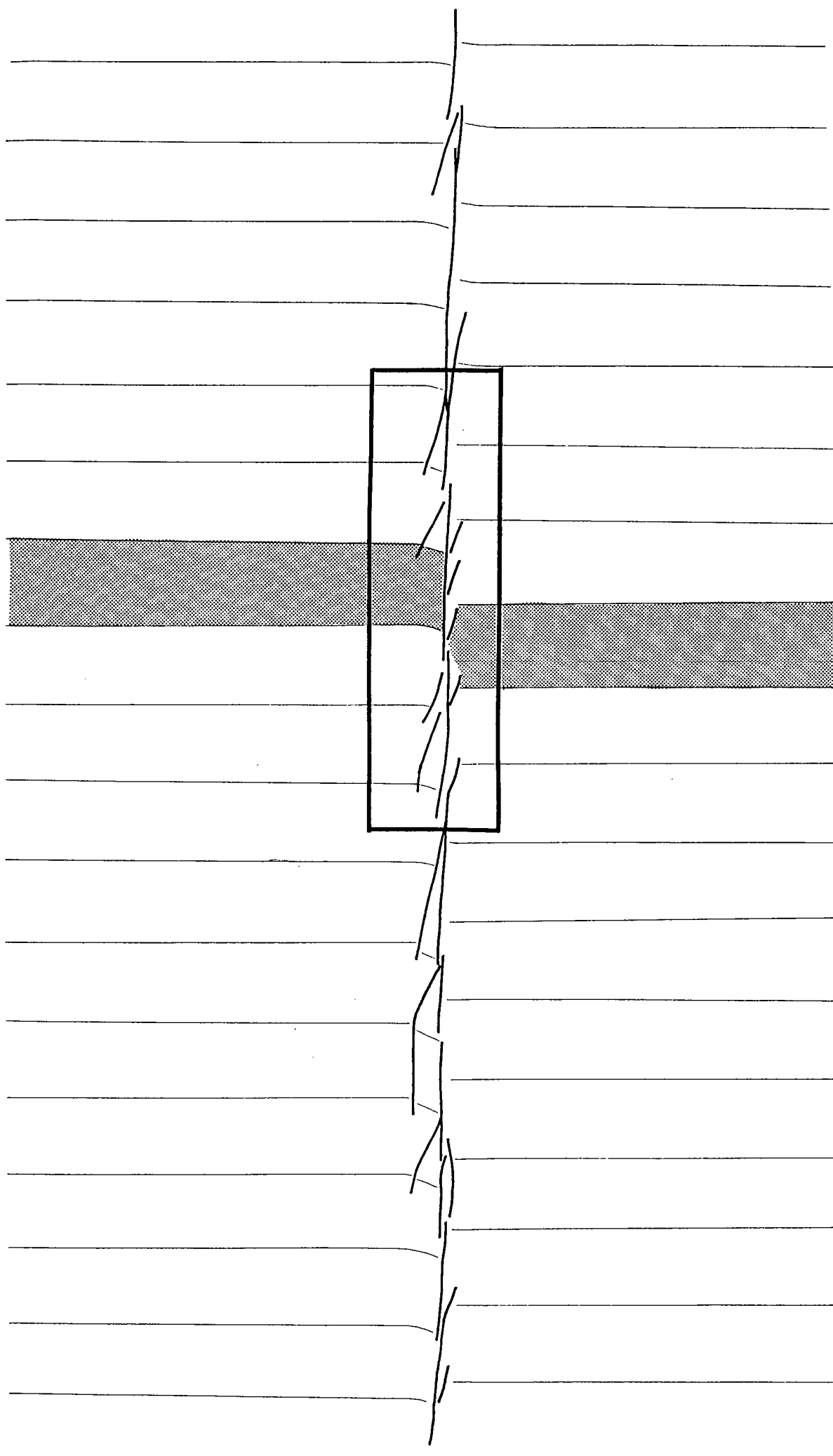


Fig. 2-2: Expérience STRV10, état de surface pour 4 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 74b.

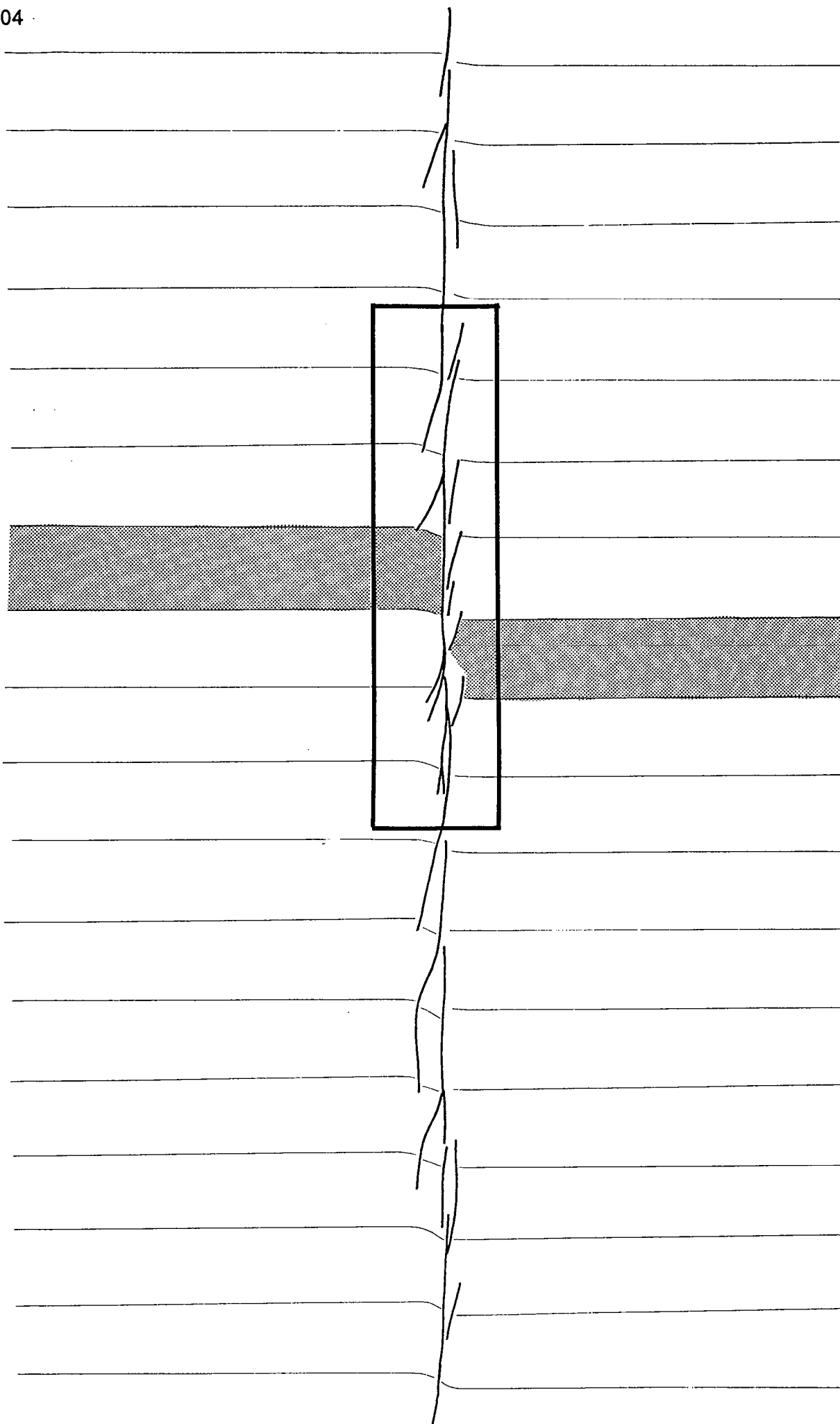


Fig. 2-3: Expérience STRV10, état de surface pour 6 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 75.

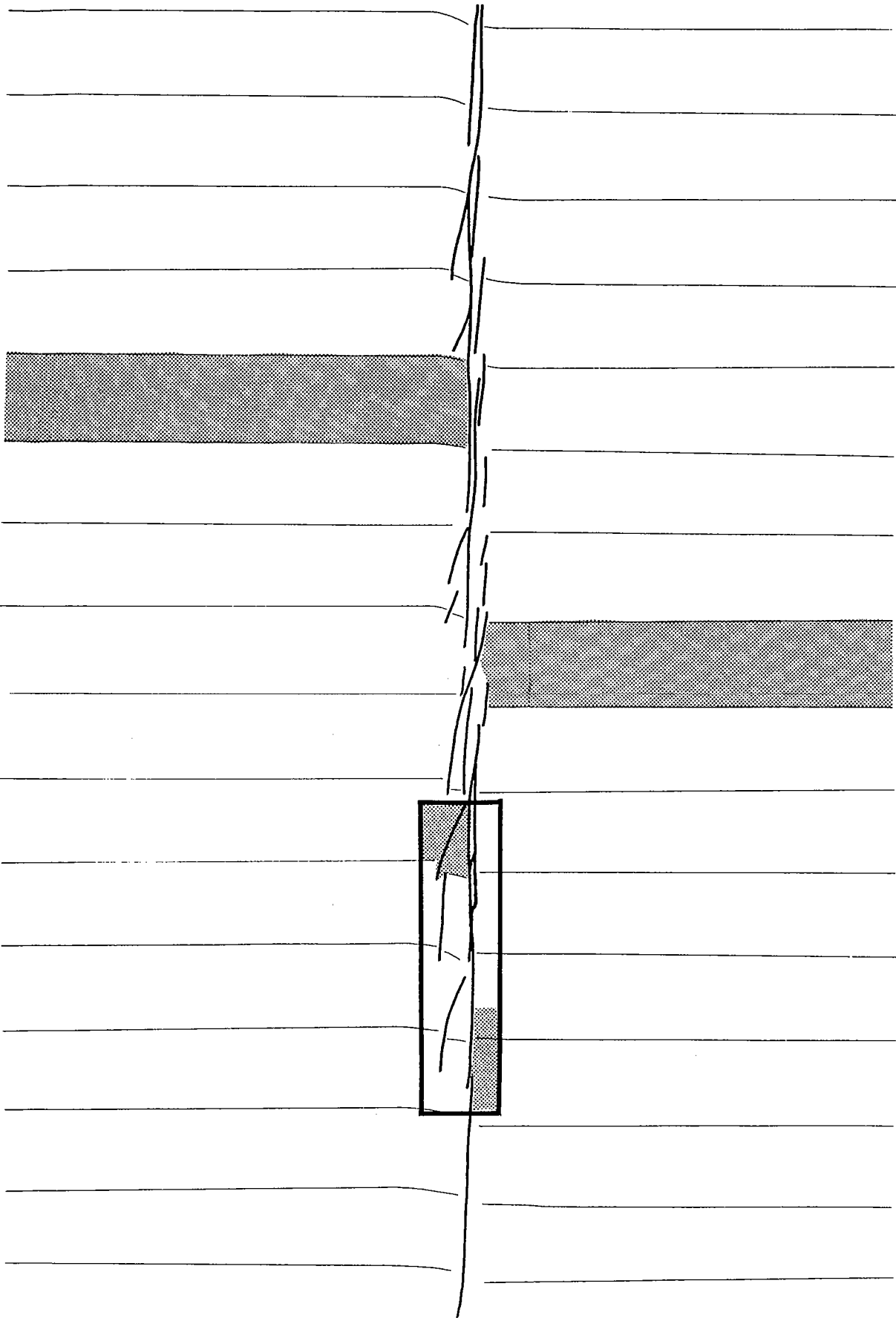


Fig. 2-4: Expérience STRV10, état de surface pour 16 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 76.

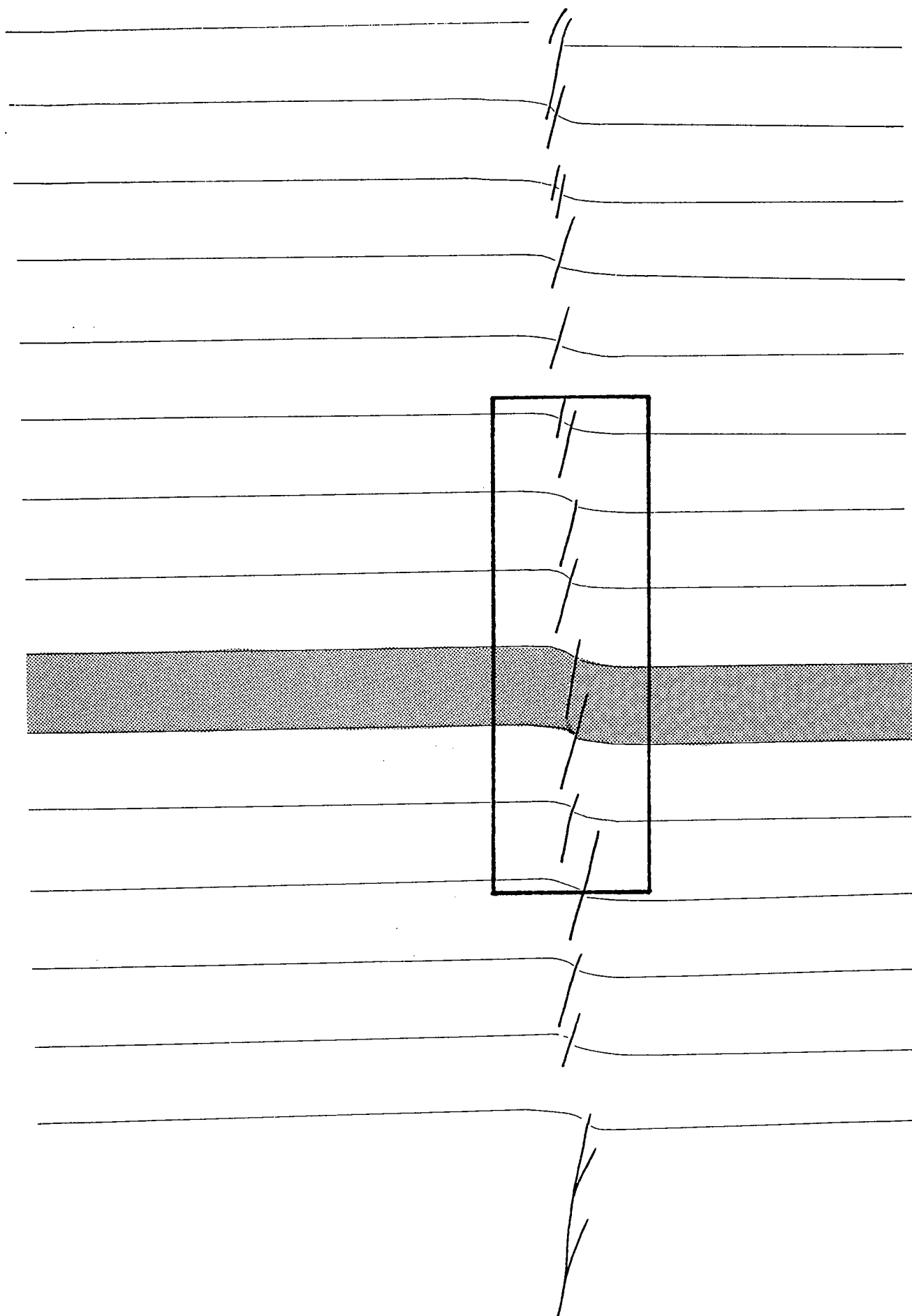


Fig. 2-5: Expérience STRV5, état de surface pour 2 cm de déplacement. (cf fig. 86). Encadré: détail fig. 79.

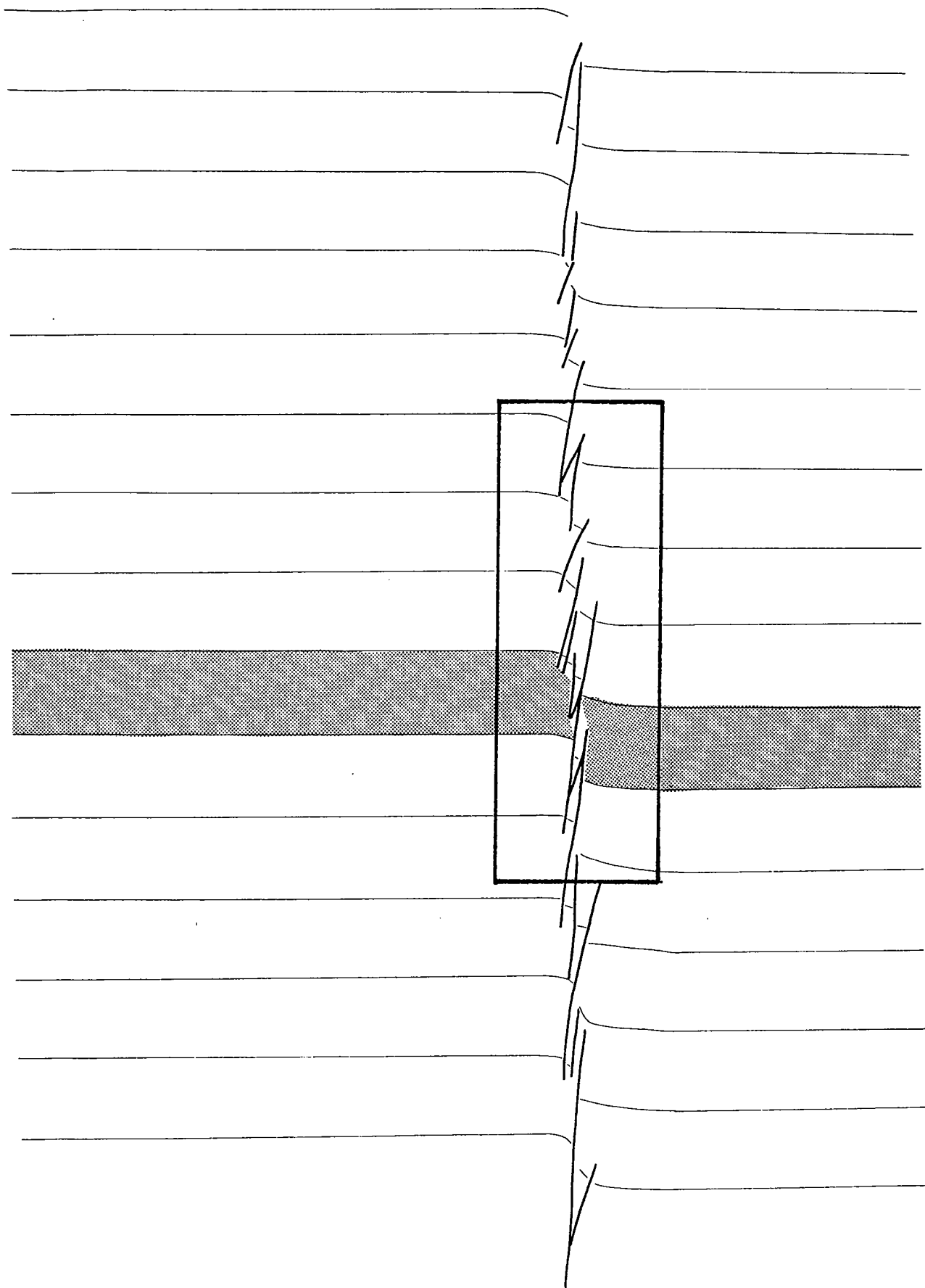


Fig. 2-6: Expérience STRV5, état de surface pour 4 cm de déplacement. (cf fig. 86). Encadré: détail fig. 80.

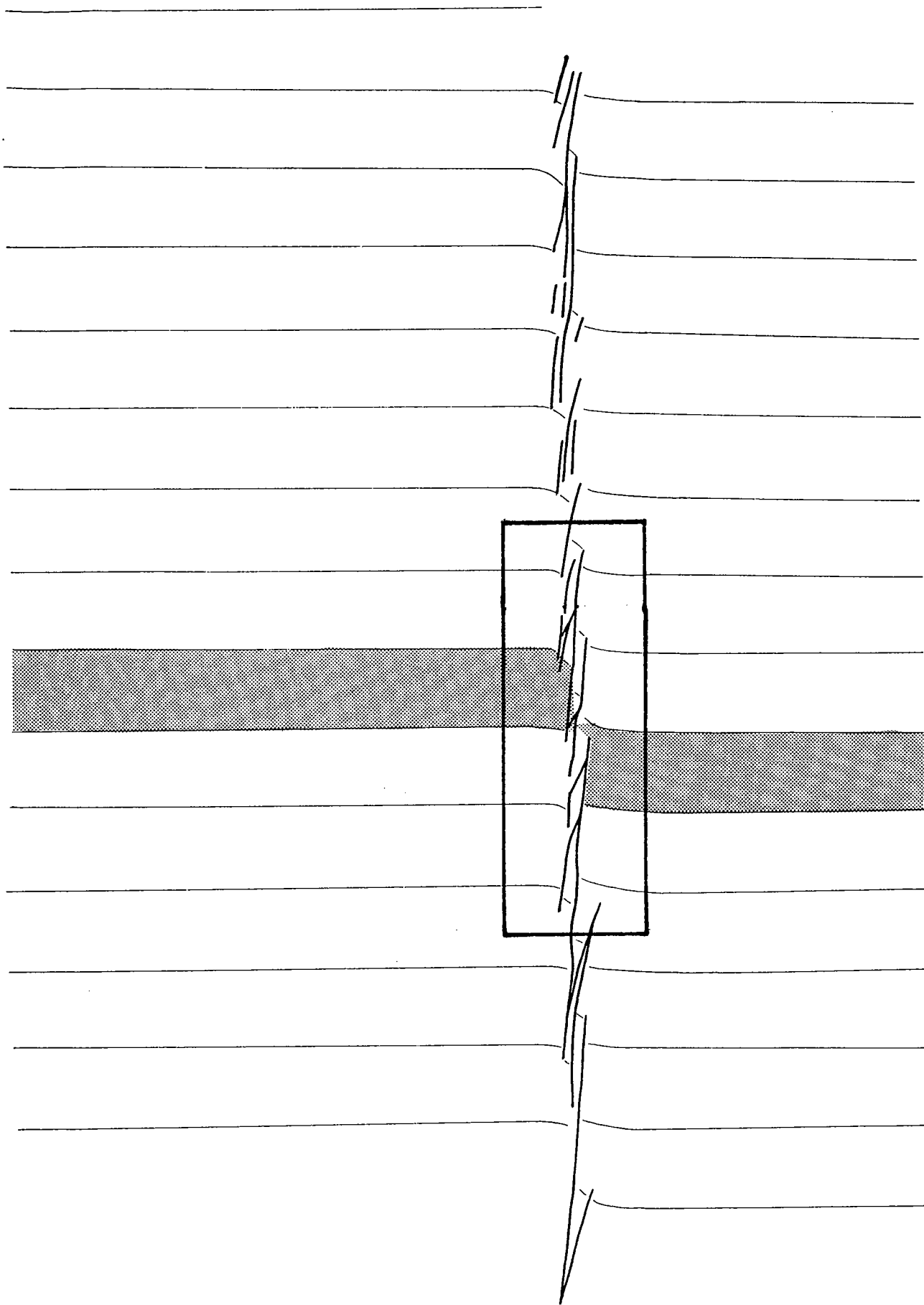


Fig. 2-7: Expérience STRV5, état de surface pour 6 cm de déplacement. (cf fig. 86). Encadré: détail fig. 81.

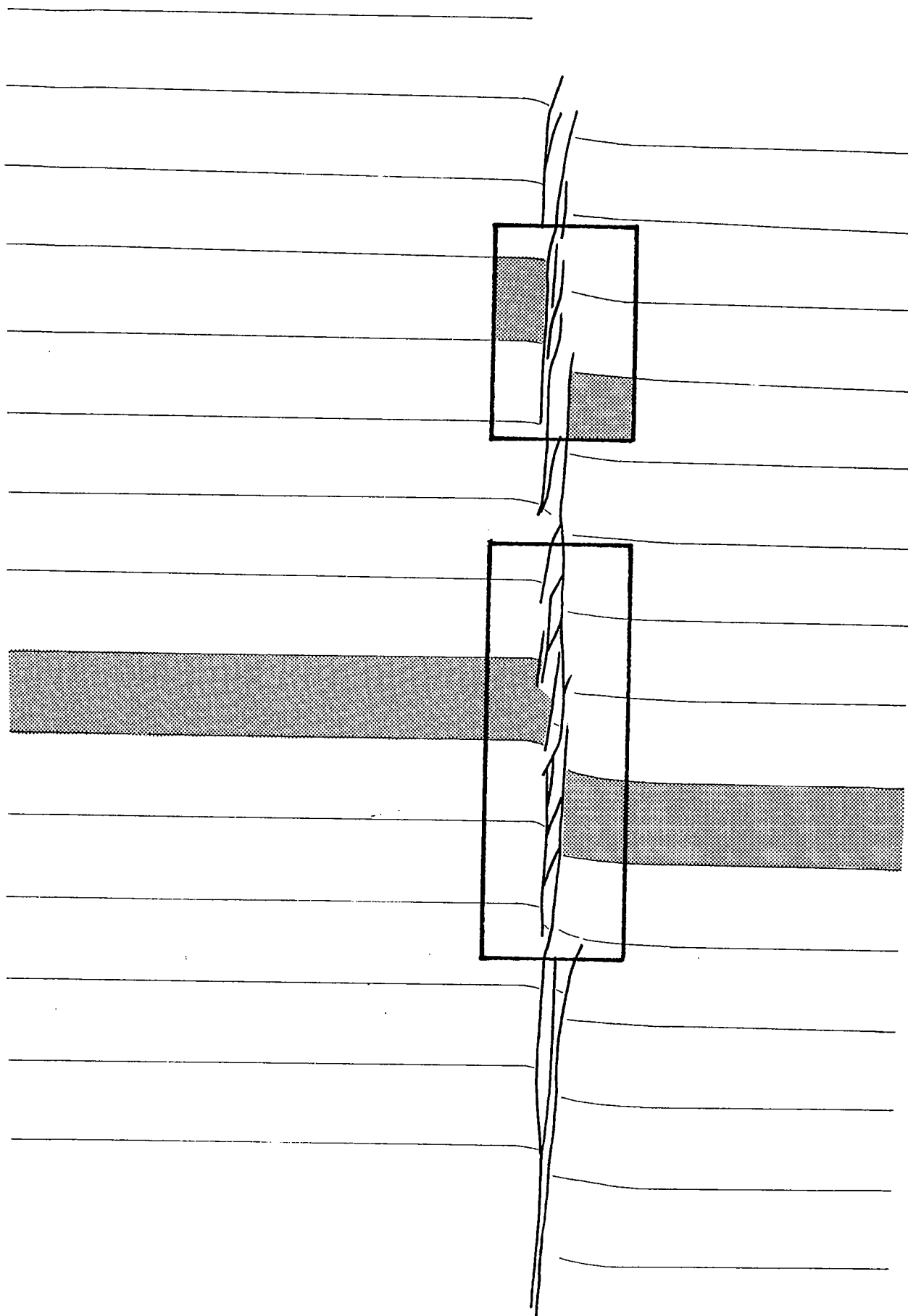


Fig. 2-8: Expérience STRV5, état de surface pour 8 cm de déplacement. (cf fig. 86). Encadré: détail fig. 82.

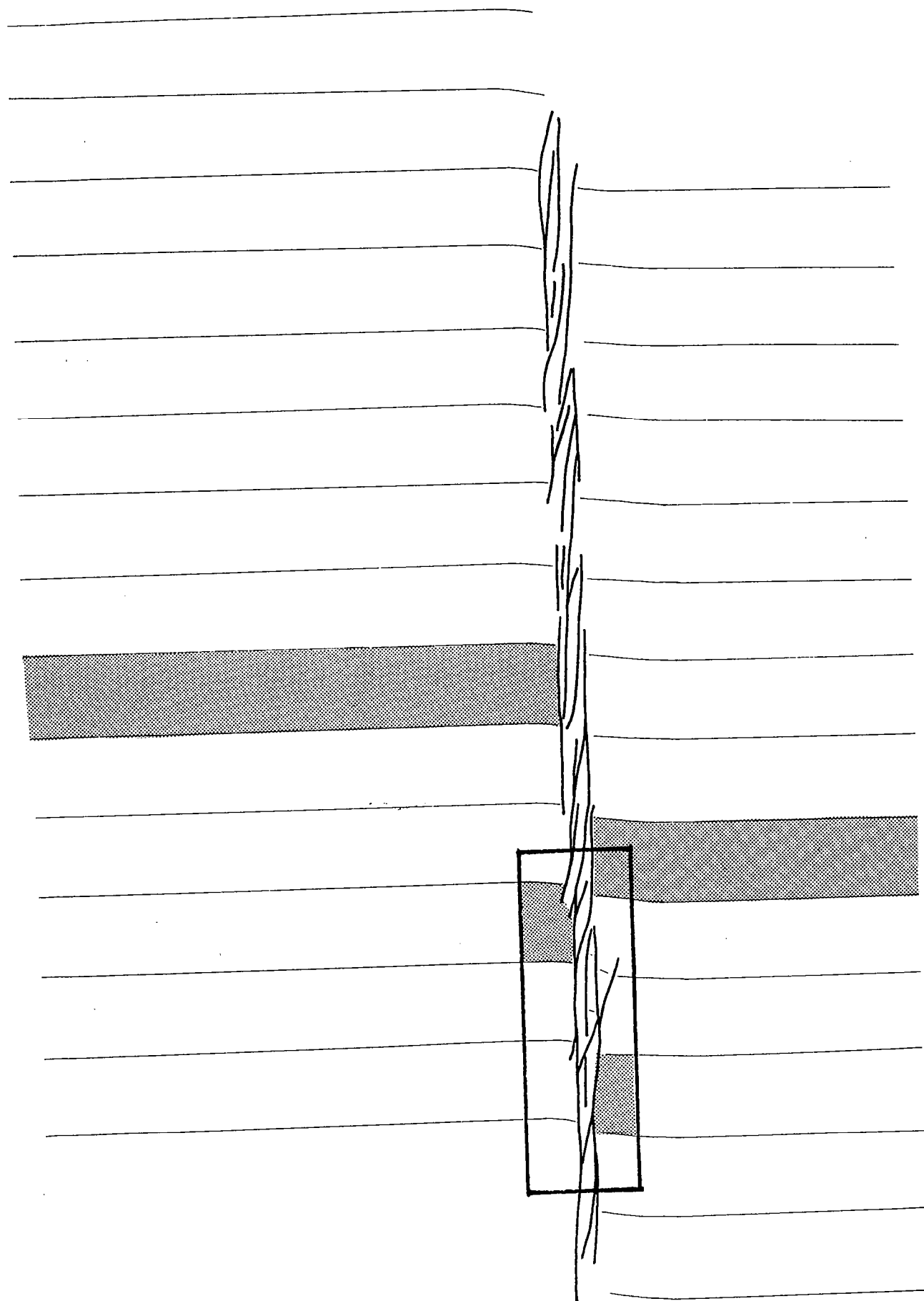


Fig. 2-9: Expérience STRV5, état de surface pour 12 cm de déplacement. (cf fig. 86). Encadré: détail fig. 83.

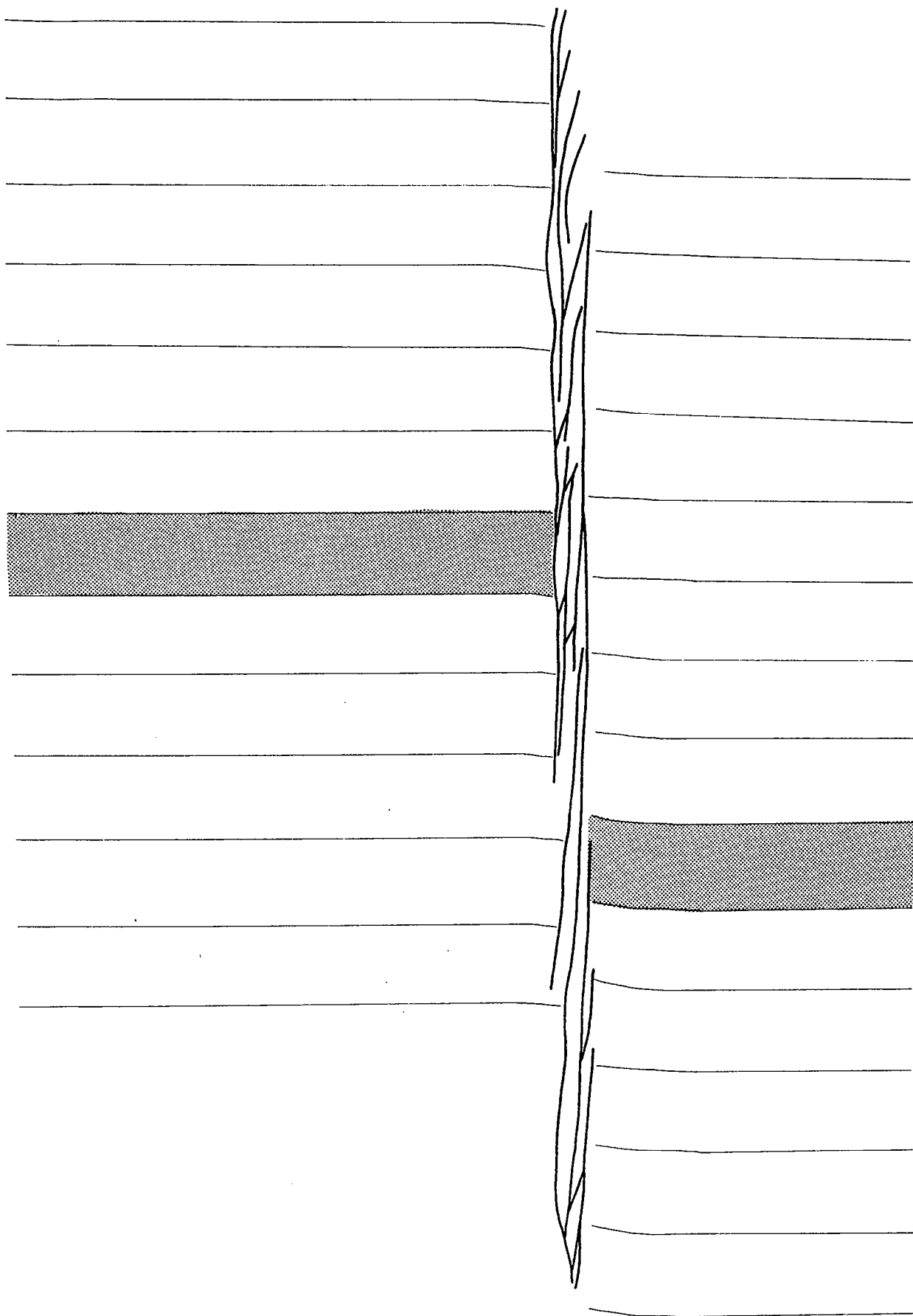


Fig. 2-10: Expérience STRV5, état de surface pour 20 cm de déplacement. (cf fig. 86).

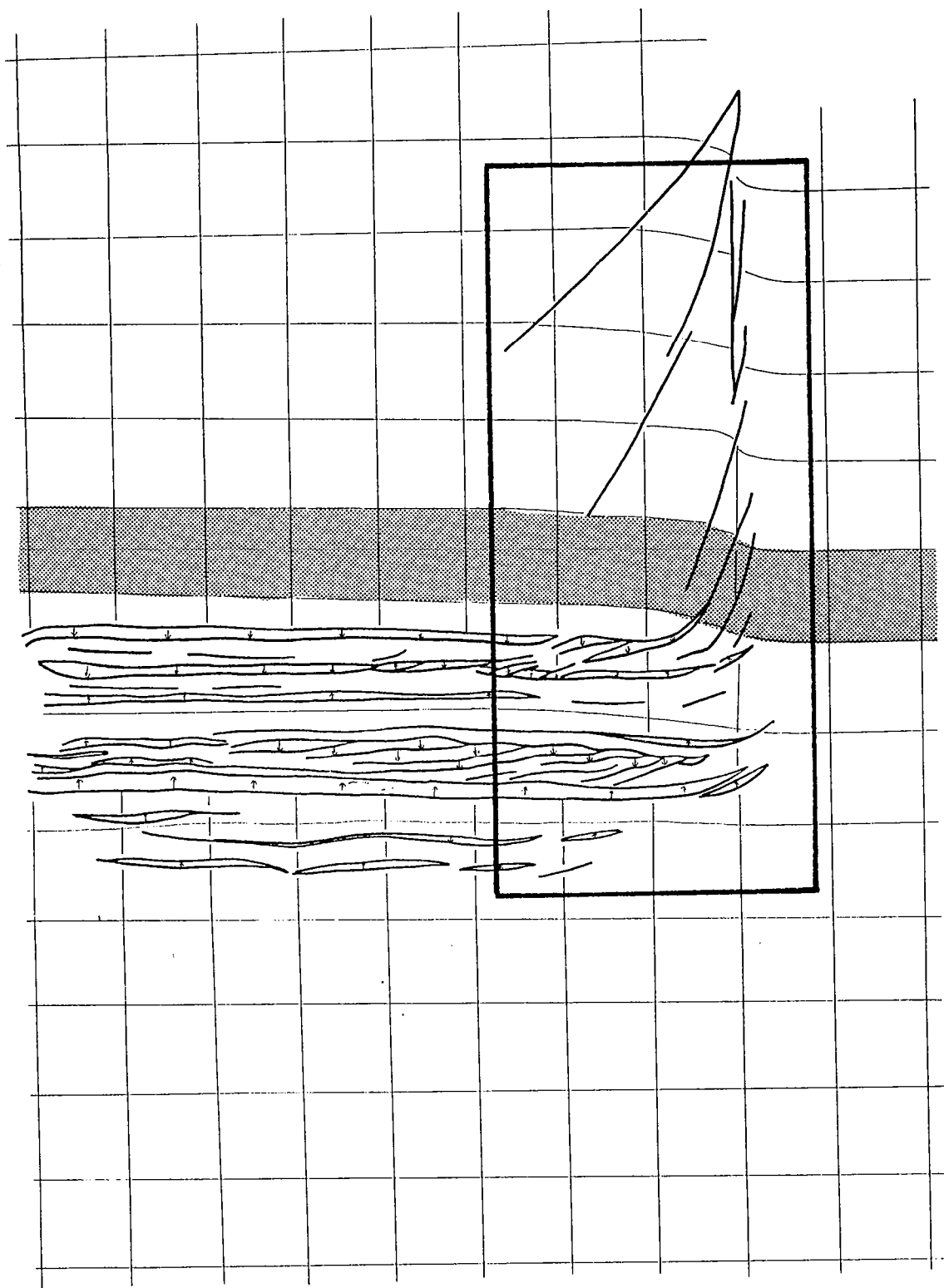


Fig. 2-11: Expérience MT8, état de surface pour 4 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 99a et 109c.

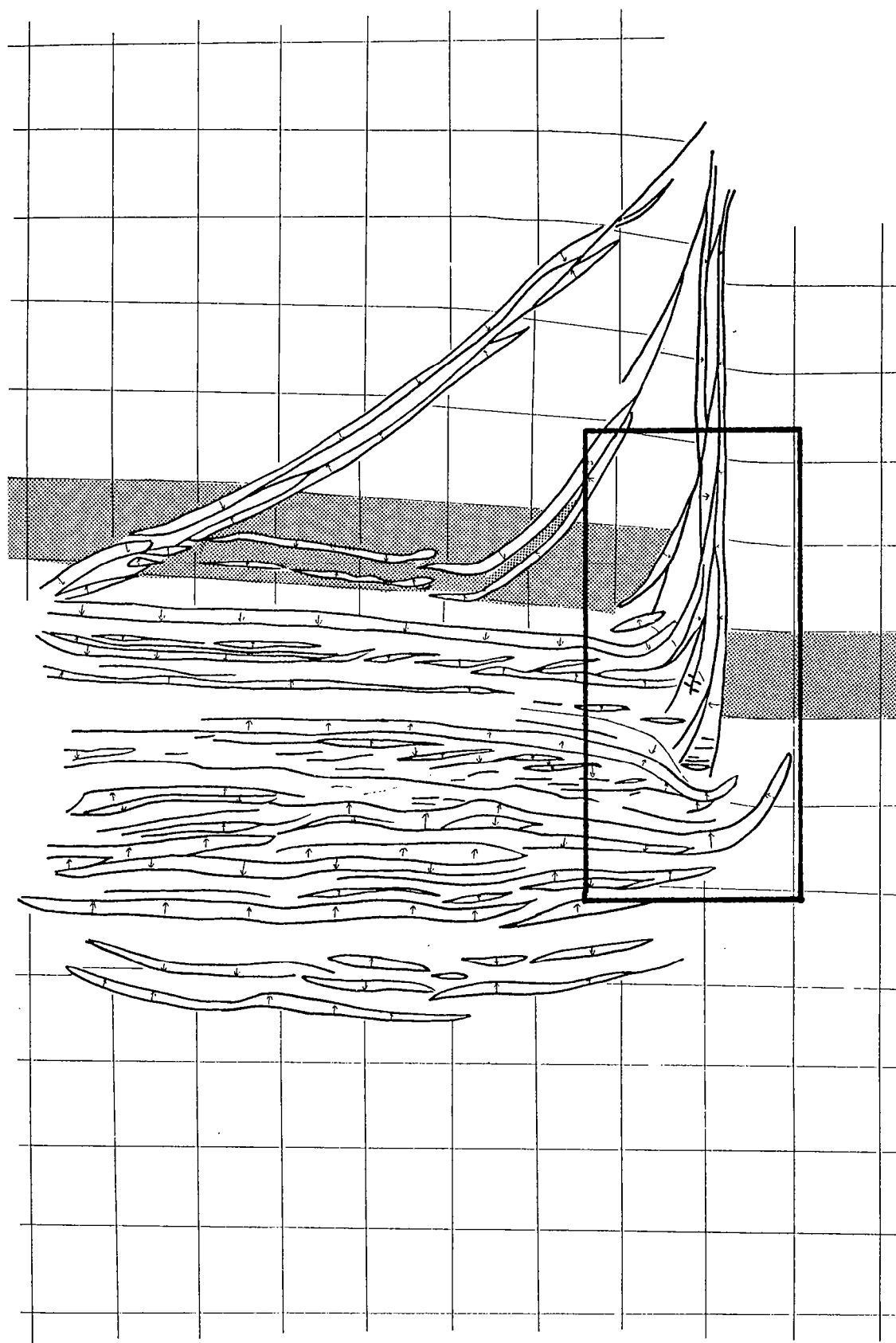


Fig. 2-12: Expérience MT8, état de surface pour 10 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 105 et 106b.

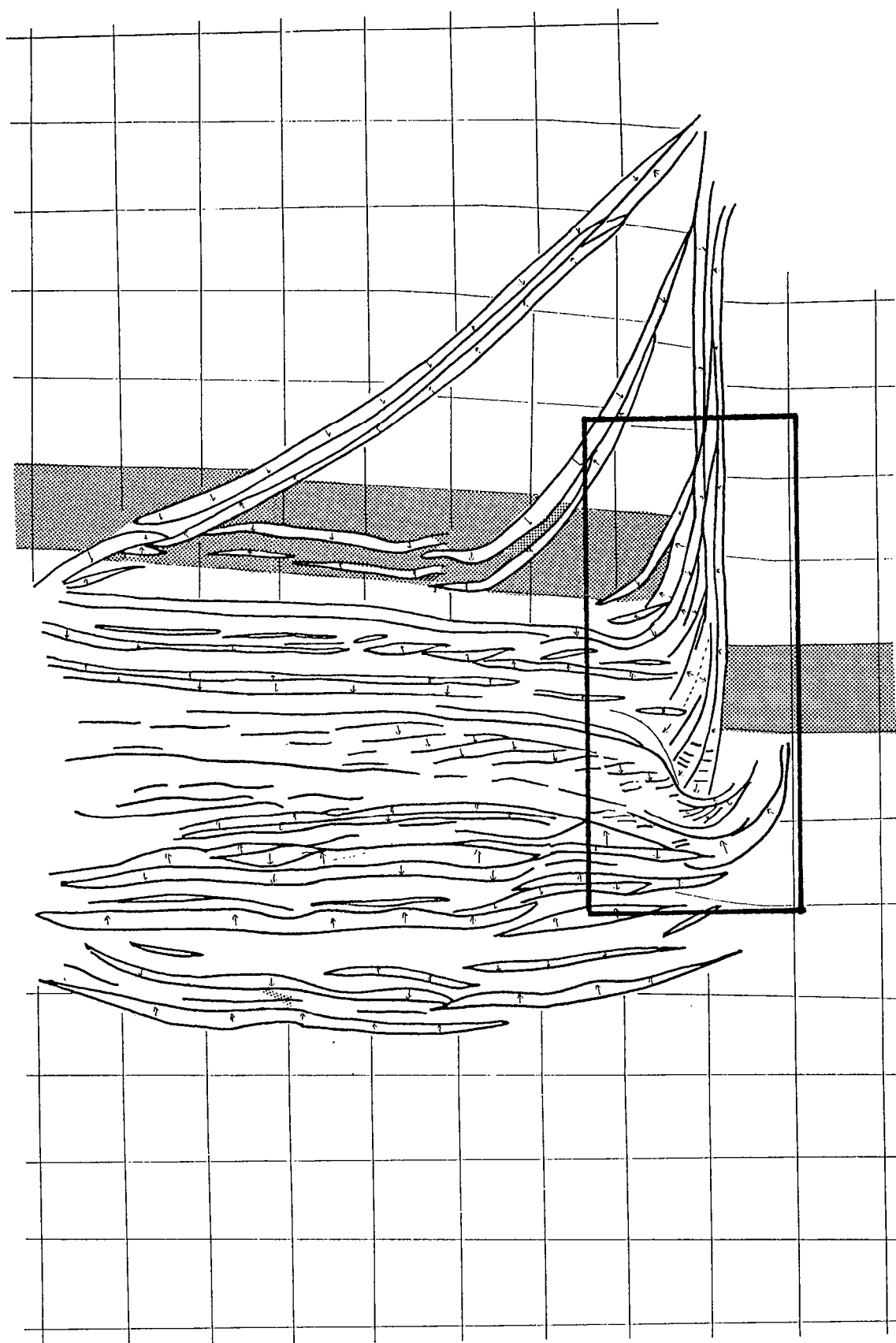


Fig. 2-13: Expérience MT8, état de surface pour 12 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 105 et 106c.

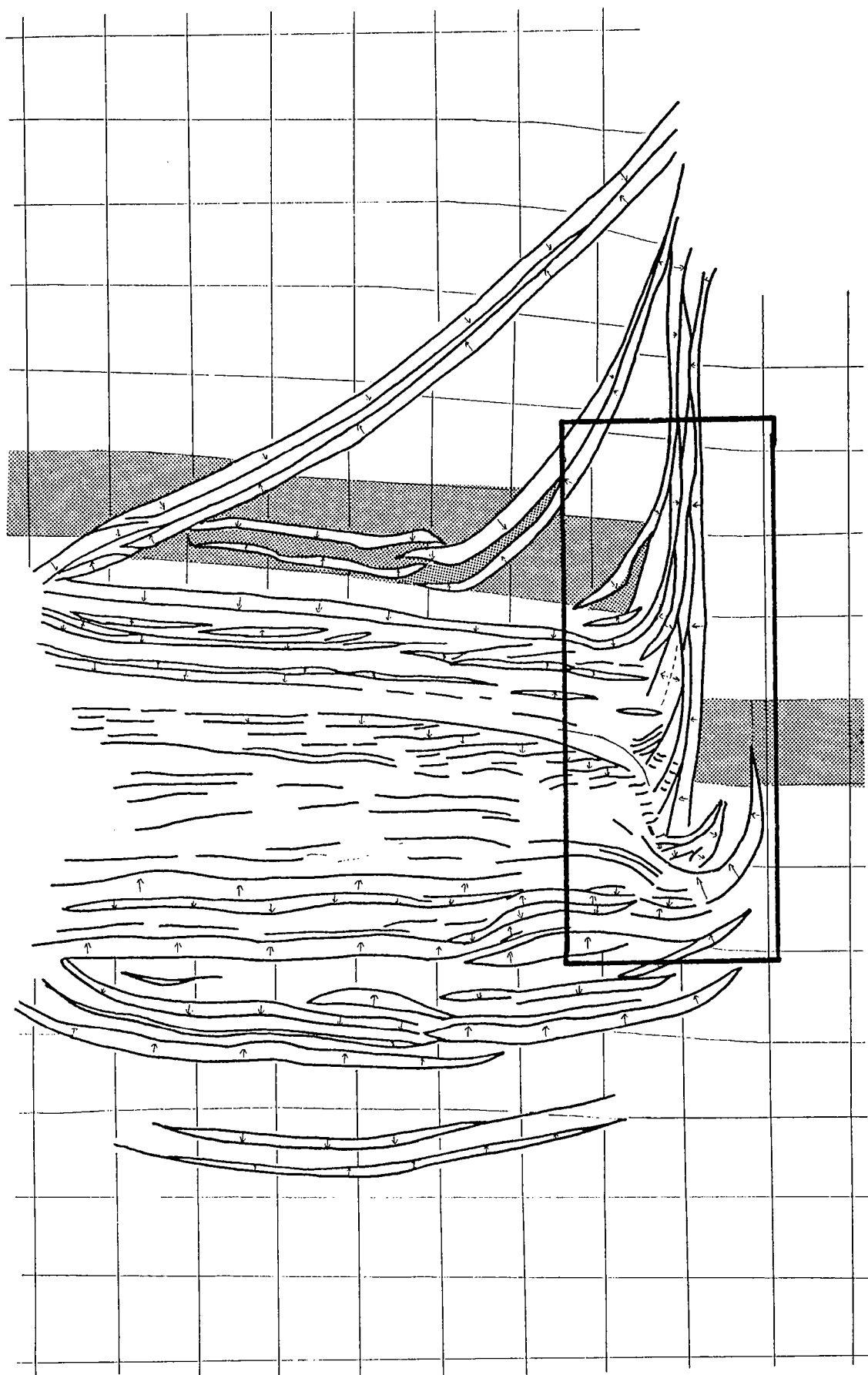


Fig. 2-14: Expérience MT8, état de surface pour 16 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 105 et 106d.

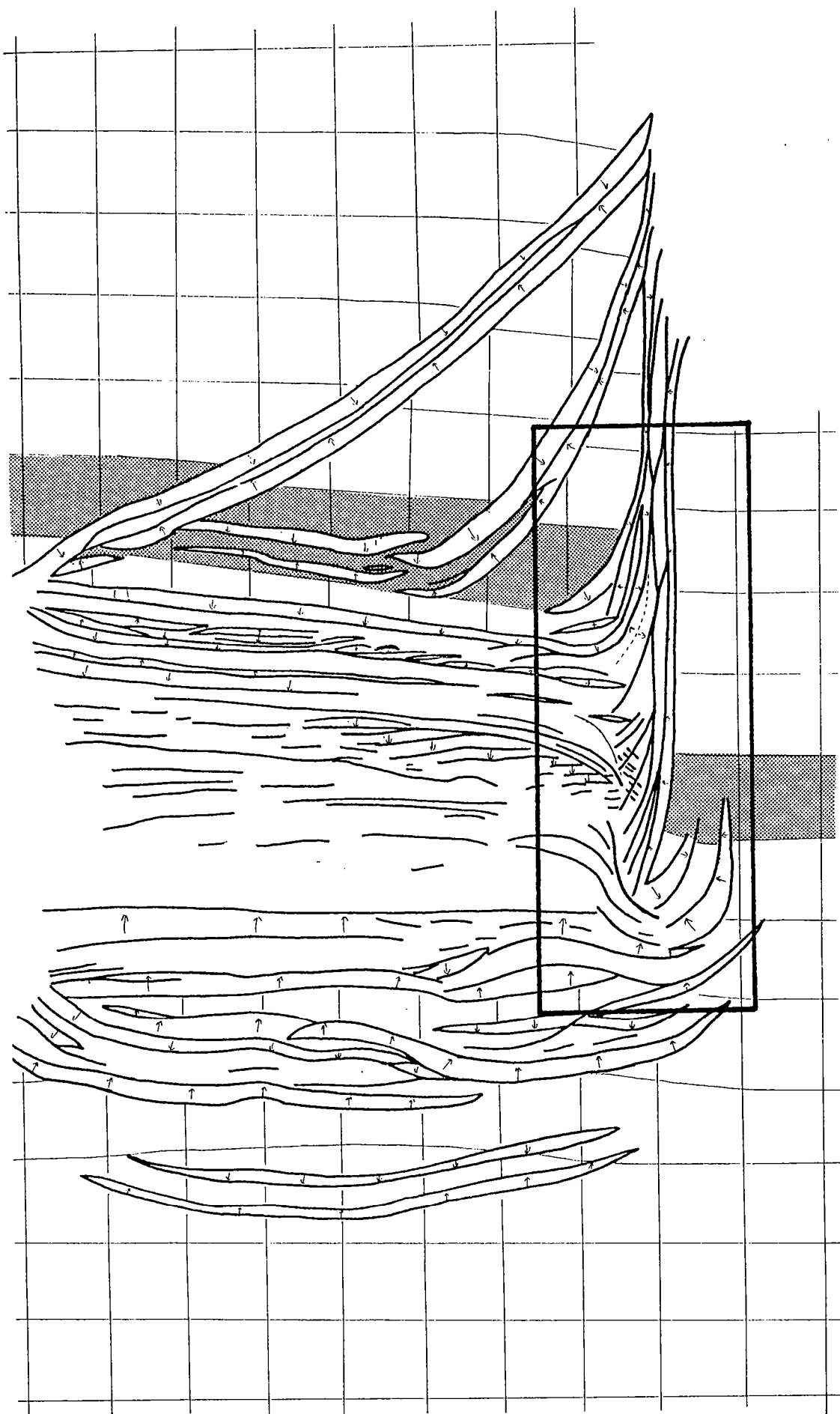


Fig. 2-15: Expérience MT8, état de surface pour 20 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 105 et 106e.

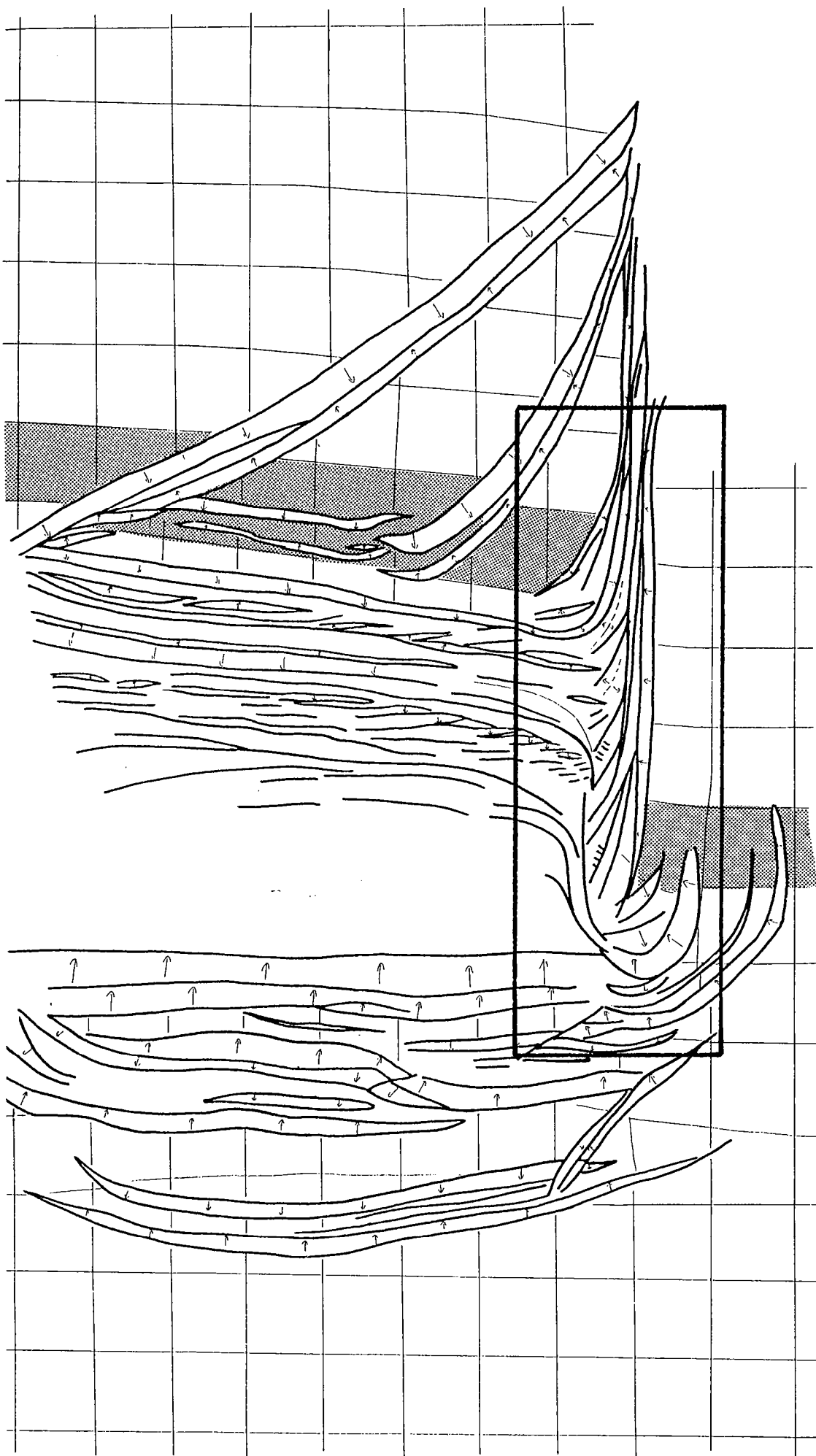


Fig. 2-16: Expérience MT8, état de surface pour 25 cm de déplacement. Encadré: détail fig. 105 et 106f.

ANNEXE 3:

MESURE STATISTIQUE DES DIRECTIONS DES DIFFERENTES FAMILLES DE FAILLES

Les décrochements, et tout particulièrement les failles transformantes sont des structures où le même type de déformation peut être suivi sur de très grandes distances. A priori, on s'attend donc à retrouver les mêmes structures tout le long de l'accident. De plus, quand le déplacement devient important, les décrochements sont malaisés à observer et à individualiser à l'intérieur de la zone cisailée qui forme la zone principale de déplacement. Le même problème se pose dans la nature et dans les modèles expérimentaux.

Une méthode communément utilisée pour définir avec précision la direction des différents types de failles observés consiste à cumuler toutes les observations portant sur le même accident. Cette méthode, appliquée aux modèles analogiques, donne de bons résultats quantitatifs compte tenu de la précision qu'on peut avoir sur la direction et la longueur des failles. Cependant, son principal intérêt réside dans le suivi de l'évolution de la déformation au cours de l'expérience.

Mode opératoire: la direction de chaque segment droit de chaque faille dessinée est mesurée et cumulée; on obtient ainsi un premier histogramme qui est lissé en étalant la valeur mesurée pour chaque direction sur les cinq directions adjacentes ($y_i = Y_{i-2} + Y_{i-1} + Y_i + Y_{i+1} + Y_{i+2}$). Ce résultat est alors réduit en pourcentage de la longueur totale mesurée. On obtient ainsi pour un moment donné un histogramme où chaque type de faille s'exprime par une courbe modale de moyenne et d'amplitude différente.

**CARTES AU 1/500 000 DE LA MARGE PROFONDE DE CÔTE D'IVOIRE-GHANA,
D'APRES LES DONNEES DE LA CAMPAGNE EQUAMARGE II**

Pour chaque carte, la toponymie du secteur concerné est indiquée. Pour le positionnement des secteurs, voir fig. 7.

Fig. 9: Carte bathymétrique du secteur CIG3. Equidistance des courbes 50 m.

Fig. 11: Carte bathymétrique du secteur CIG1-2. Equidistance des courbes 50 m.

Fig. 38: Profondeur (isochrones en std) du toit de la série déformée (unités A1 et A2) dans le secteur CIG1-2. L'unité A1 affleure sur la pente méridionale de la ride. La limite croûte continentale-croûte océanique représentée correspond au point d'inflexion entre le socle acoustique formant la pente continentale et celui formant le plancher océanique (elle n'est pas déterminée par des moyens géophysiques).

Fig. 39: Profondeur (isochrones en std) du toit de la série déformée (unités A1 et A2) dans le secteur CIG3. L'unité A1 affleure sur la pente continentale. La limite d'extension de l'unité A2(β) (discordante sur A1(α)) est indiquée. La limite croûte continentale-croûte océanique représentée correspond au point d'inflexion entre le socle acoustique formant la pente continentale et celui formant le plancher océanique (elle n'est pas déterminée par des moyens géophysiques).

Fig. 41: Répartition des différents faciès au toit de la série déformée dans le secteur CIG1-2, et bassins syntectoniques. Les réflecteurs profonds visibles et corrélables d'un profil à l'autre sont représentés dans les bassins syntectoniques (2) et (3). Noter la faible surface occupée par le bassin (3) au toit de la série déformée par rapport à l'extension des réflecteurs profonds. Noter également la direction de ces réflecteurs, obliques par rapport à la direction du bassin (3) et identique à celle des réflecteurs du bassin (2).

Fig. 45: Isopaques (en std) des unités post-tectoniques B1 et B2 dans le secteur CIG1-2. L'unité B1 n'est présente qu'au nord du secteur. Les unités B sont limitées au bassin ivoirien profond, et ne recouvrent pas la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana. Dans le domaine océanique sont indiquées les isopaques de l'unité analogue (unité II).

Fig. 46: Isopaques (en std) des unités post-tectoniques B1 et B2 dans le secteur CIG3. Ces unités ne peuvent être distinguées l'une de l'autre dans ce secteur. Les unités B sont limitées au bassin de marge et sont progradantes du NNW vers la pente continentale.

Fig. 48: Isopaques (en std) de la série sédimentaire post-déformation totale dans le secteur CIG1-2. La couverture sédimentaire postérieure à la déformation comble l'ensemble de la marge ivoiro-ghanéenne. Elle recouvre la série déformée, à l'exception de la pente méridionale de la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

Fig. 49: Isopaques (en std) de la série sédimentaire post-déformation totale dans le secteur CIG3. Dans le bassin de marge, la série sédimentaire postérieure à la déformation est progradante du NW jusqu'à la limite supérieure de la pente. Dans le bassin océanique, cette série se biseaute sur le pied de la pente.

Fig. 61: Carte structurale exhaustive du secteur CIG1-2. Les accidents sont cartés au toit de la série sédimentaire déformée. Les caractères décrochants des failles (structures en fleurs, failles verticales) n'ont pas été distingués sur cette carte. De nombreuses failles étant sub-verticales, leur pendage (normal ou inverse) est très variable. 1 Faille. 2 Faille à rejet apparent normal. 3 Faille à rejet apparent inverse. 4 Faisceau de failles (associées en profondeur). 5 Axe antiforme.

Fig. 62: Carte structurale synthétique du secteur CIG1-2. Les accidents sont cartés au toit de la série sédimentaire déformée. 1: décrochement vertical. 2 Décrochement à rejet normal (quand on peut observer un décalage normal de réflecteurs, ou de pendage de même sens que le toit de la série déformée). 3 Décrochement à rejet inverse (quand on peut observer un décalage inverse de réflecteurs, ou de pendage de sens opposé au toit de la série déformée). 4 Faille normale. 5 Faille inverse. 1 à 5, failles principales. 6 failles secondaires. 7 axe anticlinal. BA, bassin asymétrique. QC, terminaison en queue de cheval. D, faisceau de décrochements.

Fig. 65: Carte structurale exhaustive du secteur CIG3. Les accidents sont cartés au toit de la série sédimentaire déformée. Les caractères décrochants des failles (structures en fleurs, failles verticales) n'ont pas été distingués sur cette carte. De nombreuses failles étant sub-verticales, leur pendage (normal ou inverse) est très variable. 1 Faille. 2 Faille à rejet apparent normal. 3 Faille à rejet apparent inverse. 4 Faisceau de failles (associées en profondeur). 5 Axe antiforme.

Fig. 66: Carte structurale synthétique du secteur CIG1-2. Les accidents sont cartés au toit de la série sédimentaire déformée. 1: décrochement vertical. 2 Décrochement à rejet normal (quand on peut observer un décalage normal de réflecteurs, ou un pendage de même sens que le toit de la série déformée). 3 Décrochement à rejet inverse (quand on peut observer un décalage inverse de réflecteurs, ou un pendage de sens opposé au toit de la série déformée). 4 Faille normale. 5 Faille inverse. 1 à 5, failles principales. 6 failles secondaires. 7 axe anticlinal.

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). 140F.
- N°2 - G. QUERRE** - Paléogénèse de la croûte continentale à l' archéen : les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl.(1985). 85F.
- N°3 - J. DURAND** - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). EPUISE
- N°4 - D. PRIOUR** - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). 55F.
- N°5 - V. NGAKO** - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). 70F.
- N°6 - J. DE POULPIQUET** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.
- N°7 - P. BARBEY** - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). 115F.

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

- N°16 - E. TAILLEBOIS** - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F.
- N°17 - J.P. COGNE** - Contribution à l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.
- N°18 - E. DENIS** - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 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). 145F.
- N°20 - J.P. GRATIER** - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.
- N°21 - R.P. MENOT** - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 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 SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.

N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une
marge transformante : l'exemple de la marge de
Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl.,
(1990). 130F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 20,00 F				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veuillez établir votre chèque au nom de l' Agent comptable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

RESUME.

L'analyse d'un réseau dense de profils de sismique réflexion permet d'établir une stratigraphie acoustique détaillée de la marge continentale profonde de Côte d'Ivoire-Ghana, et de mettre en évidence les principales caractéristiques structurales de cette marge transformante: zone étroite extrêmement déformée au sommet de la pente continentale, faisceaux décrochants dextres à l'intérieur et à la limite Nord de la ride marginale, bassins asymétriques localement repris en compression (plissement) dans le bassin ivoirien profond.

Parallèlement, les structures associées à une marge transformante sont étudiées grâce à une modélisation expérimentale: dans un modèle analogue à une croûte continentale d'épaisseur constante, le mouvement transformant est accommodé par une "zone principale de déplacement", zone de cisaillement dont la déformation est analysée en détail, y compris pour des déplacements importants. Par contre, à l'intersection de segments de marges transformant et en extension apparaît une "terminaison en queue de cheval", formée de décrochements courbes qui structurent par translation et rotation de blocs un relief analogue aux rides marginales des marges transformantes; ce relief est ultérieurement recoupée par une "zone principale de déplacement". De plus, et dans certaines conditions géométriques, des structures distensives antérieures peuvent être remobilisées en cisaillement à proximité du secteur transformant.

La comparaison des résultats expérimentaux et des données marines permet l'interprétation de ces dernières dans le cadre d'une reconstitution de la formation de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana: lors du rifting dans le bassin ivoirien profond, des décrochements courbes apparaissent successivement à l'avant de la zone transformante: ils forment à la limite du bassin en extension une "terminaison en queue de cheval" qui construit la ride de Côte d'Ivoire-Ghana, ainsi que les rides mineures qui la prolongent à l'Ouest. Certaines structures distensives antérieures sont également remobilisées en cisaillement à proximité de cette terminaison. Ultérieurement, le mouvement coulissant est entièrement accommodé par une "zone principale de déplacement" déformant le sommet de la pente continentale et de la ride marginale.

Mots clés :

sismique réflexion, marge continentale profonde, Côte d'Ivoire-Ghana, modélisation expérimentale, zone de cisaillement.

Editions du C.A.E.S.S.
Université de Rennes I
F - 35042 - RENNES Cédex