

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE (PARISVI)
GEMCO/CNRS URA 718
LABORATOIRE DE GEODYNAMIQUE SOUS-MARINE
OBSERVATOIRE OCEANOLOGIQUE DE VILLEFRANCHE-SUR-MER

MEMOIRE

présenté pour l'obtention du

DIPLOME DE DOCTORAT D'UNIVERSITE

SCIENCES DE LA TERRE

**DIAPIRISME SALIFERE ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE
DANS LE BASSIN LIGURO-PROVENCAL:
Données sismiques et modèles analogiques**

VIRGINIE GAULLIER

Soutenu le 31 mars 1993
devant le Jury composé de:

G. BOILLOT, Président
G. BELLAICHE, Directeur de thèse
G. PAUTOT, Rapporteur
J.P. REHAULT, Rapporteur
J.P. BRUN, Examineur
M. RENARD, Examineur
J.J. JARRIGE, Examineur

ISM 60711
T 350

UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE (PARISVI)
GEMCO/CNRS URA 718
LABORATOIRE DE GEODYNAMIQUE SOUS-MARINE
OBSERVATOIRE OCEANOLOGIQUE DE VILLEFRANCHE-SUR-MER

MEMOIRE

présenté pour l'obtention du

DIPLOME DE DOCTORAT D'UNIVERSITE

SCIENCES DE LA TERRE

**DIAPIRISME SALIFERE ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE
DANS LE BASSIN LIGURO-PROVENCAL:
Données sismiques et modèles analogiques**

VIRGINIE GAULLIER

Soutenu le 31 mars 1993
devant le Jury composé de:

G. BOILLOT, Président
G. BELLAICHE, Directeur de thèse
G. PAUTOT, Rapporteur
J.P. REHAULT, Rapporteur
J.P. BRUN, Examineur
M. RENARD, Examineur
J.J. JARRIGE, Examineur

AVANT-PROPOS

Ce mémoire dont les résultats représentent l'aboutissement du travail qui m'a été confié il y a un peu plus de 3 ans, me donne l'occasion d'exprimer ma plus chaleureuse reconnaissance à toutes les personnes, qui de façons très diverses ont contribué à son élaboration.

*Je tiens tout d'abord à remercier vivement **Jean Mascle**, Directeur du Laboratoire de Villefranche-sur-mer, pour m'y avoir accueillie dès mon DEA et pour m'avoir prodigué, à un moment opportun, des conseils perspicaces à propos de l'orientation de mon travail.*

Mes remerciements s'adressent ensuite à Messieurs les Membres du Jury qui ont accepté de juger cette étude:

*- Monsieur **G. Boillot**, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie dont les remarques, encouragements et critiques constructives m'ont permis de progresser dans mes recherches et qui accepte aujourd'hui de présider ce jury.*

*- Monsieur **G. Bellaïche**, Directeur de Recherches au CNRS, qui m'a accordé sa confiance en me chargeant de ce travail à l'issue de deux campagnes océanographiques "fructueuses", qui m'a soutenue et m'a laissée conduire mes recherches en toute liberté. Je l'en remercie.*

*- Monsieur **Guy Pautot**, Chercheur à l'IFREMER, co-instigateur du projet MESEA et qui a bien voulu être l'un de mes deux rapporteurs.*

*- Monsieur **Jean-Pierre Réhault**, Professeur à l'Université de Bretagne occidentale, pour nos fructueuses discussions autour d'un sujet qu'il connaît bien et pour avoir accepté de "rapporter"!*

*- Monsieur **Jean-Pierre Brun**, Directeur de Géosciences Rennes, qui, grâce à l'approche expérimentale et à son enthousiasme communicatif m'a fait découvrir une géologie "dynamique" et m'a aiguillée sur la "route du sel" !*

*- Monsieur **Jean-Jacques Jarrige**, Ingénieur à Elf Aquitaine Production, instigateur du programme de modélisation analogique dont j'ai bénéficié et sans lequel mon étude aurait été incomplète. Je me permets également, à travers lui, de remercier la société Elf, pour avoir autorisé la publication d'une partie des résultats expérimentaux dans ce mémoire et de données sismiques dans un article soumis à Tectonophysics.*

*- Monsieur **Maurice Renard**, Professeur à l'Université Paris VI, qui m'a fait la gentillesse d'accepter de participer à ce jury en tant qu'examineur, bien que le sujet ne le concerne qu'assez indirectement.*

Au terme de ces années passées dans différents laboratoires, je voudrais maintenant exprimer ma gratitude à tous ceux qui par leur amitié, leurs conseils ou par les moyens qu'ils ont mis à ma disposition m'ont été d'une aide précieuse. La liste n'en est pas exhaustive, pardon d'avance à ceux que je n'aurais pu remercier nommément.

*A Rennes, j'ai trouvé un accueil chaleureux et je tiens particulièrement à remercier **Pierrick Roperch** (transfuge bétonnais de Villefranche) pour sa cheminée; **Christophe Basile**, pour nos discussions confuses; **Thierry Souriot** pour sa disponibilité à toute épreuve et son aide précieuse; **Thierry Nalpas** pour, notamment sa bonne humeur; **Olivier Dauteuil** pour ses encouragements, **Jean-Jacques Kermarrec** pour son soutien technique (je distingue maintenant la clé de 12 de l'alêne) ainsi que **Eric Thomas**, mercenaire des modèles.*

*A Brest, un grand merci à **Serge Monti** et **Jean-Pierre Mazé**, au centre de l'IFREMER, pour la cartographie des données Seabeam et Simrad.*

*A Pau, **Laure Maurel** m'a accueillie lors d'un stage chez Elf, dans le cadre d'un projet qu'elle dirige et m'a permis de poursuivre une recherche bibliographique des mécanismes halocinétiques, en m'apportant son expérience précieuse. Je l'en remercie chaleureusement.*

Merci également pour toutes les discussions scientifiques riches d'enseignements et les collaborations efficaces que j'ai pu avoir, à terre ou en mer, avec toutes les personnes de formations et d'horizons différents, rencontrées durant ma thèse, et notamment Nicole Béthoux (Nice), Fabienne Orszag (Orsay), Gwen Guérin et Hubert Lecanu (Pau).

Je remercie également, pour leur efficacité et leur disponibilité, les techniciens de GENAVIR ainsi que l'ensemble des officiers et des équipages des Navires Océanographiques sur lesquels j'ai embarqué dans le cadre de ma thèse: le "Noroît", le "Jean Charcot", le "Nadir", "l'Atalante" et, avec une mention spéciale, le "Catherine-Laurence", grâce auquel j'ai pu m'essayer au rôle de chef de mission dans des conditions météo "désagréables" ! Merci à l'équipage scientifique féminin (pardon Stéphane) pour n'avoir pas été rancunier.

Mes remerciements sincères vont également à toute l'équipe scientifique, technique et administrative du GEMCO, sans laquelle cette thèse n'aurait pas été réalisée dans d'aussi bonnes conditions autant sur le plan pratique que humain:

- à Paris, Agnès (pour notre sort partagé) et Jacques (pour sa gentillesse),*
- à Villefranche, d'Est en Ouest: Jocelyne (les ordres de mission et bons de commande-QCM); Véronique (les formulaires à géométrie variable et cases nanoscopiques), Francine (la photocopieuse sauvage), Alain (SOS Electronique), Jacques (son enthousiasme), Marie-O (Bah Pourquoi ?), Yves (les dessins les plus compliqués), Françoise (ON le fait et réciproquement dans les cas désespérés), Frédérique (son enthousiasme, bis), Martine (les bonnes adresses) et les "Orstomiens", en particulier Bernard et Philippe (leur bonne humeur), Laurence (ses précieux conseils), Anne, Michel (mon "privé" préféré), Kaiser et tous les autres, qui ont contribué d'une façon ou d'une autre à maintenir une ambiance chaleureuse dans le Laboratoire et à la mezzanine.*

Enfin, que Yann trouve ici le témoignage de mon affection et de ma reconnaissance pour son soutien moral et matériel durant ces années, ses encouragements constants et surtout sa patience sans limite pour mon humeur fantasque.

Cette thèse a été partiellement réalisée grâce à une allocation du Ministère de la Recherche et de la Technologie (MRT), dont j'ai bénéficié durant trois ans. Les missions océanographiques MESEA I, MESIM et MESIDIA ont été financées conjointement par l'INSU et l'IFREMER. Le programme de modélisation analogique dont j'ai pu utiliser les résultats a été mis en oeuvre au Laboratoire de Rennes et financé par Elf Aquitaine Production.

SOMMAIRE

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

PREMIERE PARTIE: PRESENTATION GENERALE

CHAPITRE I: OBJECTIFS, DONNEES ET OUTILS

A. OBJECTIFS	
1. Cadre de ce mémoire.....	1
2. Thèmes scientifiques.....	1
3. Objectifs et organisation du mémoire.....	3
B. ORIGINE DES DONNEES UTILISEES DANS CE MEMOIRE	
1. Historique des reconnaissances antérieures.....	5
2. Les campagnes MESEA I, MESIM et MESIDIA.....	5
3. Les modèles analogiques.....	24

CHAPITRE II: CARACTERISTIQUES DU BASSIN LIGURO-PROVENÇAL: RAPPELS ET APPORTS RECENTS

A. CONTEXTES GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE	
1. Contexte géographique.....	25
2. Contexte géomorphologique.....	25
2.1. <i>Cadre physiographique général</i>	
2.2. <i>Principaux caractères morphologiques</i>	
B. CONTEXTES GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE	
1. Contexte structural.....	35
1.1. <i>Evolution géodynamique du bassin méditerranéen occidental</i>	
1.2. <i>Principaux traits structuraux du bassin liguro-provençal</i>	
2. Caractères généraux de la sédimentation du bassin liguro-provençal.....	37
2.1. <i>Données antérieures</i>	
2.2. <i>Apports récents</i>	

DEUXIEME PARTIE: PROCESSUS ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRES DANS LE CONTEXTE MORPHOSTRUCTURAL DU BASSIN LIGURO-PROVENÇAL

INTRODUCTION

CHAPITRE I: DISTRIBUTION ET SIGNIFICATION DES FACIES ACOUSTIQUES

A. CLASSIFICATION DES FACIES ACOUSTIQUES.....	41
B. DISTRIBUTION ET SIGNIFICATION DES FACIES ACOUSTIQUES	
1. Le bassin profond.....	44
2. Les zones côtières.....	68
2.1. <i>les marges provençales</i>	68
2.2. <i>les marges corses</i>	84

CHAPITRE II: SYNTHESE DES RESULTATS ET CONCLUSIONS

A. MORPHOLOGIE DES MARGES ET DU BASSIN LIGURO-PROVENÇAL	
1. Contrôle structural.....	100
2. Contrôle d'une sédimentation d'origine gravitaire.....	101
B. REPARTITION ET SIGNIFICATION DES FACIES ACOUSTIQUES 3,5 KHZ.....	102

ANNEXE: PUBLICATION

**TROISIEME PARTIE: LE DIAPIRISME SALIFERE DANS LE
BASSIN LIGURO-PROVENCAL**

INTRODUCTION

A. OBJECTIFS ET DEMARCHE.....	107
B. DONNEES UTILISEES ET METHODES.....	107

CHAPITRE I: LE DIAPIRISME SALIFERE: UNE REVUE

A. GENERALITES	109
B. RAPPEL DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DU SEL	
1. La viscosité.....	110
2. La densité.....	111
C. DYNAMIQUE SALIFERE	
1. L'halocinèse.....	113
1.1. <i>L'halocinèse par flottabilité (Buoyancy halokinesis)</i>	
1.2. <i>L'halocinèse par surcharge différentielle</i>	
1.3. <i>L'halocinèse par "écoulement gravitaire"</i>	
1.4. <i>L'halocinèse par convection thermique</i>	
2. L'halotectonique	149
2.1. <i>Régime compressif</i>	
2.2. <i>Régime extensif</i>	
D. CONCLUSIONS.....	166

CHAPITRE II: ANALYSE DES DONNEES DES CAMPAGNES MESEA I ET MESIDIA

A. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE DES DONNEES BATHYMETRIQUES	
1. A l'échelle régionale.....	168
2. A l'échelle locale	171
B. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE DES DONNEES SISMIQUES	
1. Zone 6.....	175
2. Zone 5.....	183
2.1. <i>Description morphologique</i>	
2.2. <i>Répartition des structures salifères</i>	
C. SYNTHESE REGIONALE.....	195
D. SYNTHESE DES RESULTATS ET PROBLEMES POSES.....	195

CHAPITRE III: DISCUSSION

A. HALOCINESE PAR FLOTTABILITE	201
B. SURCHARGE DIFFERENTIELLE.....	202
C. GLISSEMENT GRAVITAIRE.....	205
D. TECTONIQUE	
1. Contexte compressif.....	207
2. Extension.....	211
E. CONTROLE STRUCTURAL.....	213
F. CONCLUSIONS.....	215

QUATRIEME PARTIE: MODELISATION ANALOGIQUE DES DELTAS

INTRODUCTION: OBJECTIFS

CHAPITRE I: METHODOLOGIE

A. BUTS ET AVANTAGES DE LA MODELISATION ANALOGIQUE	217
--	-----

B. MATERIAUX ANALOGUES ET DIMENSIONNEMENT.....	217
C. PROCEDURE EXPERIMENTALE.....	221

CHAPITRE II: RESULTATS EXPERIMENTAUX

INTRODUCTION.....	228
A. ROLE DE LA SURCHARGE SEDIMENTAIRE DIFFERENTIELLE	
1. Double talus isolé.....	229
1.1. <i>Les modèles</i>	
1.2. <i>Synthèse des résultats et conclusions</i>	
2. Talus progradant et bloqué à une extrémité.....	248
B. ROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL ASSOCIE À UNE PENTE	
1. Article.....	254
2. Expériences complémentaires.....	255
2.1. <i>Une direction héritée</i>	
2.2. <i>Deux directions héritées</i>	
2.3. <i>Une direction héritée, deux pentes successives</i>	
3. Synthèse des résultats et conclusions.....	272
C. ROLE DE LA SEDIMENTATION ASSOCIEE À UNE PENTE ET À UN HERITAGE STRUCTURAL	
1. Sédimentation uniforme sur l'ensemble du système.....	275
1.1. <i>Les modèles</i>	
1.2. <i>Synthèse des résultats</i>	
2. Sédimentation préférentielle dans les bassins.....	285
2.1. <i>Les modèles</i>	
2.2. <i>Synthèse des résultats</i>	
D. SIMULATION DE SYSTEMES COMPLEXES	
1. Les modèles.....	293
1.1. <i>Pente et talus</i>	
1.2. <i>Pente, talus et direction héritée</i>	
2. Synthèse des résultats.....	305

CHAPITRE III: CONCLUSIONS ET APPLICATION AU BASSIN LIGURO-PROVENÇAL

A. CONCLUSIONS GENERALES: IMPLICATIONS GEOLOGIQUES	
1. Rôle de la surcharge différentielle sur un substratum horizontal.....	309
2. Glissement gravitaire.....	310
2.1. <i>Glissement gravitaire simple</i>	
2.2. <i>Rôle de la sédimentation</i>	
2.3. <i>Rôle de l'héritage structural</i>	
B. APPLICATION AU BASSIN LIGURO-PROVENÇAL.....	313

CONCLUSIONS GENERALES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	I
----------------------------------	---

LISTE DES ILLUSTRATIONS.....	XIII
------------------------------	------

ANNEXE

RESUME/ABSTRACT (pages de couverture)	
---------------------------------------	--

PREMIERE PARTIE: PRESENTATION GENERALE

CHAPITRE I:
OBJECTIFS, DONNEES ET OUTILS

CHAPITRE I: OBJECTIFS, DONNEES ET OUTILS

A. OBJECTIFS

1. Cadre de ce mémoire

Depuis plus d'une décennie, une étude détaillée des marges et du bassin méditerranéens français a été entreprise par le **Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine de Villefranche-sur-Mer** en collaboration étroite avec l'**IFREMER** afin d'obtenir une couverture géophysique complète de ce secteur. Ce programme s'intègre **dans le cadre national de l'exploration systématique de la Z.E.E** (Zone Economique Exclusive) sous juridiction française. La zone économique française qui s'étend jusqu'à 200 milles des côtes, représente en effet une superficie d'environ 11,5 millions de m², soit 22 fois plus que le territoire français, **d'où l'intérêt à la fois scientifique et industriel d'une connaissance approfondie de ce vaste domaine marin.**

Différentes campagnes océanographiques se sont donc succédées depuis 1979: SEANICE (1979), DELTARHO 1 (1981), SEADOME et DELTARHO 2 (1982). Entre le 18 janvier et le 22 février 1990, le Laboratoire de Villefranche a réalisé une mission à bord du N/O "Jean Charcot" dans le bassin liguro-provençal et sur ses marges dans des zones jusqu'alors inexplorées, afin de compléter ce levé cartographique Seabeam, sismique et magnétométrique (**Campagne MESEA I, INSU**).

La seconde partie du programme MESEA s'est déroulée du 3 au 22 avril 1991 à bord du N/O "l'Atalante" au niveau des marges occidentale et orientale corses et en Mer Ligure (**campagne MESEA II/MESIM**).

L'exploitation des données géophysiques obtenues lors de ces deux campagnes constitue la base de travail de mon sujet de thèse.

2. Thèmes scientifiques

Ce mémoire s'intègre dans un programme scientifique à la fois **régional** (structure des bassins méditerranéens) et **thématique** (étude des marges passives), portant sur l'étude du bassin méditerranéen nord-occidental et ayant déjà fait l'objet de très nombreuses publications et thèses, notamment

au Laboratoire de Villefranche. Il n'est pas possible de nommer ici tous les auteurs ayant contribué depuis plusieurs décennies à une meilleure connaissance de ce secteur (voir références bibliographiques), citons donc plus particulièrement les travaux de synthèse qui concernent directement mes priorités scientifiques et notamment ceux de:

- Jean-Pierre Réhault (1981) sur l'évolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée nord-occidentale),

- Laurence Droz (1983 et 1991) concernant la structure et l'évolution sédimentaire de l'Eventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du Lion),

- Vincent Coutellier (1985) concernant la mise en évidence et le rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution des marges du Golfe du Lion et de la Provence occidentale,

- Chantal Le Cann (1987) concernant le diapirisme dans le bassin liguro-provençal et ses relations avec la sédimentation et la tectonique.

Les principaux objectifs scientifiques des campagnes MESEA étaient donc globalement les mêmes que ceux des campagnes antérieures afin de poursuivre l'étude détaillée des marges et du bassin méditerranéen français:

a. L'étude de la morphostructure des marges et du bassin, qui témoigne de leur histoire et de leur évolution:

α. Etude morphotectonique détaillée de la terminaison des chenaux profonds de l'Eventail sous-marin profond du Rhône ainsi que des têtes de canyons et des pentes situées au large des Alpes maritimes, du Var, des Bouches du Rhône et des côtes corses, dans une triple optique:

- reconstituer les mécanismes de creusement des canyons,
- mettre en évidence les relations avec les phénomènes tectoniques,
- réinterpréter les résultats de plongées en submersibles entreprises dans les canyons provençaux et corses.

β. Dans le bassin profond, étude de la répartition et de la géométrie des structures salifères particulièrement abondantes dans ce secteur, en relation avec des accidents tectoniques profonds, témoins du contexte structural et géodynamique régional.

b. L'étude de la dynamique et des processus sédimentaires dans le contexte morphologique du bassin liguro-provençal:

α. Etude des phénomènes d'instabilité sédimentaire sur les pentes rhodanienne et provençale (méga-glissements).

β. Etude des deep-sea fans et corps sédimentaires associés (Eventail sous-marin profond du Rhône, terminaison de la Ride du Var, Golo Fan).

γ. Etablissement de différents documents cartographiques détaillés aboutissant à une meilleure connaissance de la série sédimentaire du bassin méditerranéen (cartes bathymétriques au 1/50000, au 1/250000, au 1/500000, cartes de répartition des structures salifères, cartes isopaques du Plio-Quaternaire, cartes de répartition des faciès acoustiques 3,5 kHz, cartes isopaques des glissements gravitaires, etc..

3. Objectifs de ce travail et organisation du mémoire

Ces thèmes scientifiques constituaient le cadre exclusif dans lequel s'intégraient initialement mes travaux de recherche.

Dans un premier temps, j'ai donc exploité de façon systématique les 19 000 km de sismique réflexion et 3,5 kHz obtenus lors des campagnes MESEA I et II, dans l'optique de compléter et de synthétiser tous les résultats concernant la morphologie et la structure semi-profonde du bassin liguro-provençal.

Mais dans ce domaine déjà abondamment étudié, la nécessité de proposer des axes de recherche différents et/ou une approche nouvelle s'est rapidement imposée. L'organisation de ce mémoire reflète l'évolution progressive de mon travail et les objectifs scientifiques que je me suis fixés:

— La première partie est une présentation générale d'une part de la thématique scientifique dans laquelle s'intègre ce travail, des données et outils utilisés; d'autre part des principales caractéristiques du secteur d'étude à partir de résultats antérieurs et de données nouvelles.

La deuxième partie concerne l'étude des processus et de la dynamique sédimentaires dans le contexte morphostructural du bassin liguro-provençal à partir des données bathymétriques Seabeam et Simrad et des profils de sondeur de sédiments/ Les cartes bathymétriques réalisées par l'IFREMER nous ont permis de mettre en évidence sur les pentes l'influence primordiale de la tectonique (directions structurales) et des contrastes lithologiques sur les morphologies observées. Dans l'ensemble des secteurs étudiés les reliefs portent l'empreinte généralisée de mécanismes de sédimentation d'origine gravitaire. L'étude des faciès acoustiques 3,5 kHz et de leur répartition révèle l'importance des courants de turbidité et des glissements gravitaires en masse dans la sédimentation de la marge liguro-provençale. Enfin une synthèse à l'échelle de l'ensemble du bassin est proposée.

La sédimentation essentiellement turbiditique, l'instabilité gravitaire généralisée sur les pentes et l'importance de l'héritage structural dans le bassin liguro-provençal sont à mettre en relation avec un arrière-pays montagneux, des mouvements tectoniques récents et une pente continentale abrupte mais aussi avec la présence d'une couche de sel messinien créant une instabilité généralisée et des phénomènes halocinétiques particulièrement intenses dans la partie profonde du bassin.

Mon attention s'est donc portée plus particulièrement sur l'étude du diapirisme salifère liguro-provençal, **dans la troisième partie** de mon mémoire, compte tenu de l'intérêt scientifique et des nombreuses controverses qu'il suscite. Dans un premier chapitre je propose, grâce à une recherche bibliographique détaillée une synthèse critique des principaux mécanismes générant des structures salifères et des méthodes utilisées pour les tester. Dans un deuxième chapitre, l'exploitation détaillée des données bathymétriques et sismiques de la campagne MESEA I et une synthèse des résultats antérieurs me permet de dégager les caractéristiques originales des structures salifères dans le secteur profond du bassin et de retenir, après discussion dans un troisième chapitre, un nombre limité d'hypothèses pouvant expliquer l'initiation et l'évolution de l'halocinèse liguro-provençale.

Afin de tester la validité mécanique de ces hypothèses, une approche expérimentale est proposée **dans la quatrième partie du mémoire**. Les problèmes posés concernant également un certain nombre d'exemples naturels issus de l'exploration pétrolière, le programme de modélisation analogique mis en oeuvre au Laboratoire de Tectonique expérimentale, Géosciences, Rennes a été entièrement financé par ELF Aquitaine Production, qui en autorise gracieusement la publication dans cette thèse.

Les objectifs de ces expériences analogiques sont donc doubles:

- **comprendre les caractéristiques originales de l'halocinèse liguro-provençale et valoriser ainsi les résultats des campagnes MESEA en proposant un modèle de formation des structures salifères dans ce secteur,**
- **tenter de résoudre, avec une approche plus globale, un certain nombre de problèmes ciblés sur l'étude des deltas et de la tectonique salifère, thèmes particulièrement cruciaux actuellement, à la fois dans le secteur pétrolier (recherche de pièges) et académique (approche conceptuelle des mécanismes du diapirisme salifère).**

Ces deux objectifs constituent l'axe prioritaire de mes recherches et l'approche expérimentale offre un aspect novateur à un travail défini à l'origine de façon très traditionnelle.

B. ORIGINE DES DONNEES UTILISEES DANS CE MEMOIRE

1. Historique des campagnes antérieures

Le bassin méditerranéen nord-occidental a bénéficié, nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, de nombreuses campagnes menées conjointement par le Laboratoire de Villefranche-sur-Mer et l'IFREMER depuis 1979. Le tableau 1 résume l'ensemble des travaux réalisés jusqu'à 1990 et la nature des données recueillies. Le plan de position des campagnes principales est reporté sur la figure I.1. Les résultats ont été détaillés dans des thèses et publiés.

Disposant d'une quantité très importante de données nouvelles de bonne qualité, je n'ai naturellement pas repris systématiquement toutes les données antérieures mais uniquement les profils jouxtant ou recoupant mon secteur d'étude (DELTARHO et SEADOME), afin d'établir des corrélations en vue d'une synthèse générale.

2. Les campagnes MESEA I, MESIM et MESIDIA

En l'espace de deux ans, deux campagnes océanographiques entreprises dans le cadre du programme national de reconnaissances de la zone économique exclusive française (ZEE), ont permis de compléter entièrement la couverture bathymétrique (sondeurs multifaisceaux), sismique (monotrace et 3,5 kHz) et magnétométrique de la partie française des marges continentales méditerranéennes (Figure I.2).

2.1. La campagne MESEA I

La campagne océanographique **MESEA I** s'est déroulée du 18 janvier au 22 février 1990 à bord du N/O "**Jean Charcot**". Elle a permis de réaliser **13 000 km de profils** bathymétriques (Seabeam), sismiques et magnétométriques dans le secteur rhodanien, sur la marge provençale entre Toulon et Nice et sur le glacis liguro-provençal, complétant ainsi les données des campagnes antérieures (SEADOME et DELTARHO) ayant bénéficié de techniques identiques (Figure I.3).

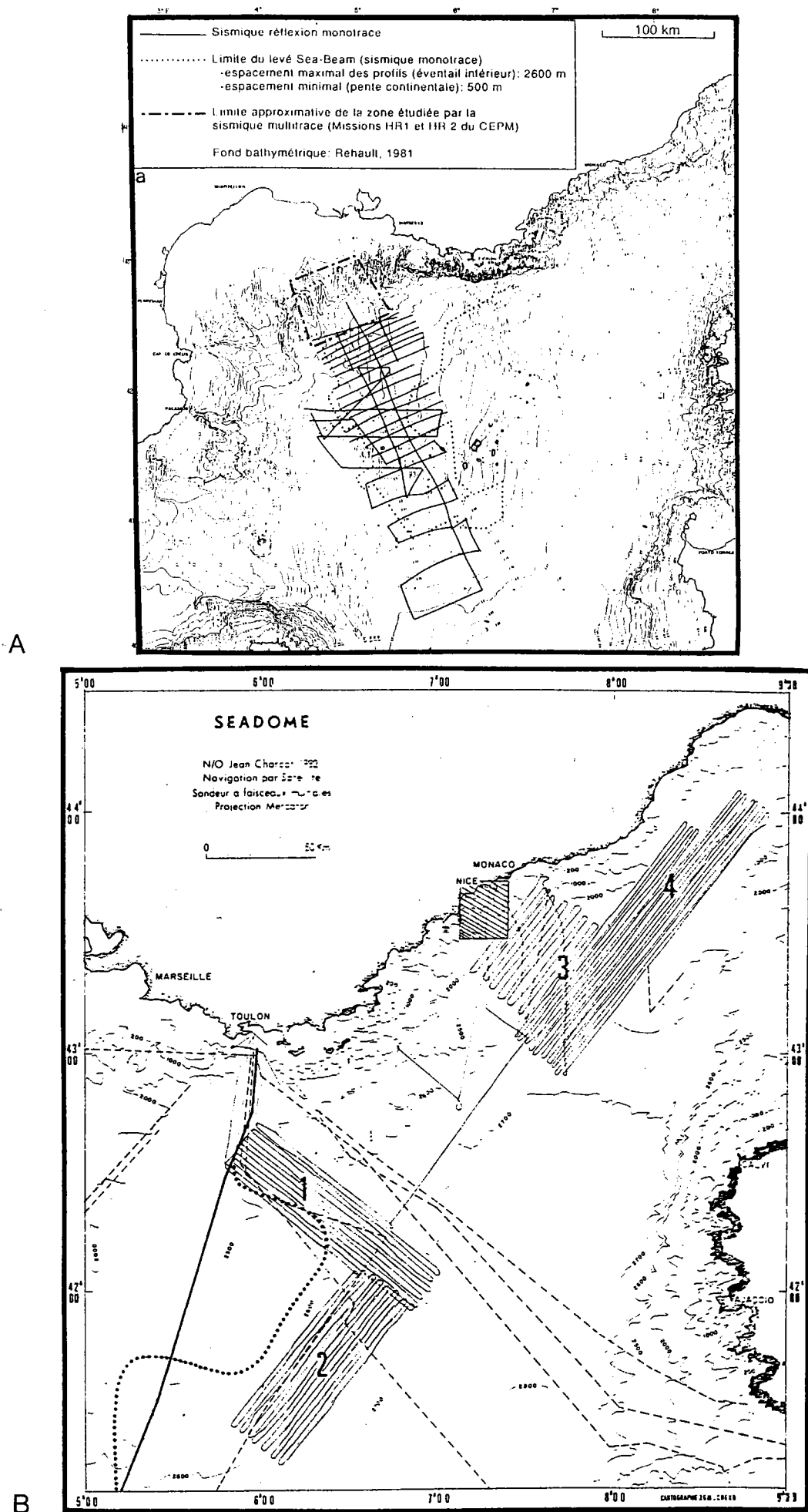


Figure I.1: Plan de position des profils réalisés lors des campagnes menées de 1979 à 1982 (voir le tableau I.1 pour la nature des travaux). A. Sur l'Eventail du Rhône (Droz, 1991). B. Sur le glacis provençal et en Mer Ligure (Pautot et al., 1984).

CAMPAGNE	ANNEE	NATURE DES TRAVAUX	SOURCE	KILOMETRAGE
PREPROFANS	Mai 1979	Sismique continue	Sparker	720 km
PREPROFANS	Juillet-Aout 1979	Bathymétrie	Sondeur 12kHz	
		Sismique continue	Air-Gun	730 km
PREPROFANS	Oct. 1979	Bathymétrie	Sondeur 12kHz	720 km
PREPROFANS	Déc. 1979	Bathymétrie	Sondeur 12kHz	120 km
PREPROFANS	Mai 1980	Sismique continue	Sparker	760 km
PREPROFANS	Sept. 1981	Bathymétrie	Sondeur 12kHz	
		Sismique continue	Sparker	650 km
PROFANS I	Nov. Déc. 1981	Bathymétrie	Seabeam	
DELTARHO I		Sismique continue	Water-Gun	
		Sondeur de sédiments	Sondeur 3,5kHz	7500 km
PROFANS II	Avril-Mai 1982	Bathymétrie	Seabeam	
DELTARHO II		Sismique continue	Water-Gun	
		Sondeur de sédiments	Sondeur 3,5kHz	5700 km
SEADOME	1982	Bathymétrie	Seabeam	
		Sismique continue	Water-Gun	
		Sondeur de sédiments	Sondeur 3,5kHz	14 000 km ²

Tableau I.1: Campagnes réalisées dans le bassin méditerranéen nord-occidental de 1979 à 1982 et nature des données recueillies.

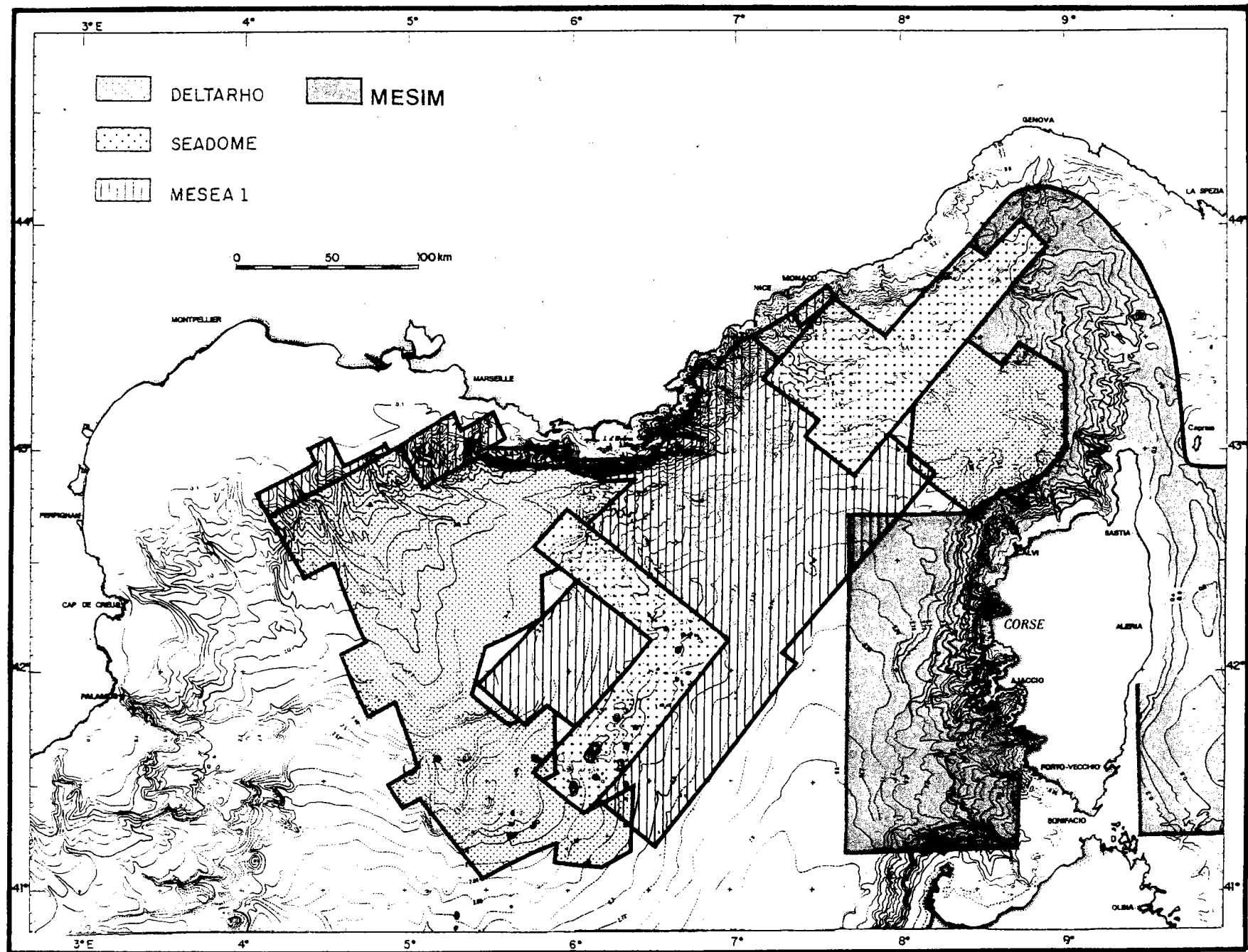


Figure I.2: Localisation des campagnes MESEA I et II qui ont permis de compléter la couverture bathymétrique et sismique du bassin méditerranéen nord-occidental.

2.1.1. Les données bathymétriques

- *Acquisition des données:*

Le N/O "Jean Charcot" est doté d'un sondeur bathymétrique multifaisceaux SEABEAM, installé sous la coque. Il comprend 16 faisceaux qui couvrent une bande de largeur égale au 3/4 de la profondeur avec un angle d'ouverture de 60° (Allenou et Renard, 1978, figure I.4). La résolution du système, en domaine profond est de l'ordre de 10 à 15 mètres. Les valeurs des sondes sont corrigées automatiquement du tangage et du roulis et stockées sur bande magnétique afin d'être rejouées ultérieurement. Elles sont également restituées en temps réel sur table traçante (Benson 2222) le long d'une navigation estimée (différente de la route effectivement suivie).

- *Traitement des données:*

- Rejeu bord:

Cette étape consiste à rejouer les données de navigation afin d'obtenir une navigation "originale". Un second rejeu effectué à terre grâce au logiciel REGINA prendra en compte les données bathymétriques.

- Rejeu terre:

=> Le logiciel REGINA permet de recalibrer la navigation par rapport aux données SEABEAM. Les isobathes SEABEAM se superposent en effet de façon imparfaite aux intersections des routes. Une modification de la navigation est donc nécessaire afin de corréliser les structures (Edy, 1984). Ce recalage s'effectue de deux façons :

- manuellement

L'opérateur choisit un profil de référence sur le critère d'une bonne navigation (positionnement GPS, nombreux points satellites) et d'une structure morphologique bien identifiée et il recalcule la ou les bandes sécantes par rapport à ce dernier. Le logiciel calcule alors les dérives nécessaires à appliquer pour caler les profils.

- automatiquement

Le logiciel REGINA choisit automatiquement le profil SEABEAM sur lequel la structure servant au recalage est la plus proche d'un point satellite. Le programme REGINA recalcule ensuite les autres bandes SEABEAM par rapport au profil de référence, à partir de cette même structure.

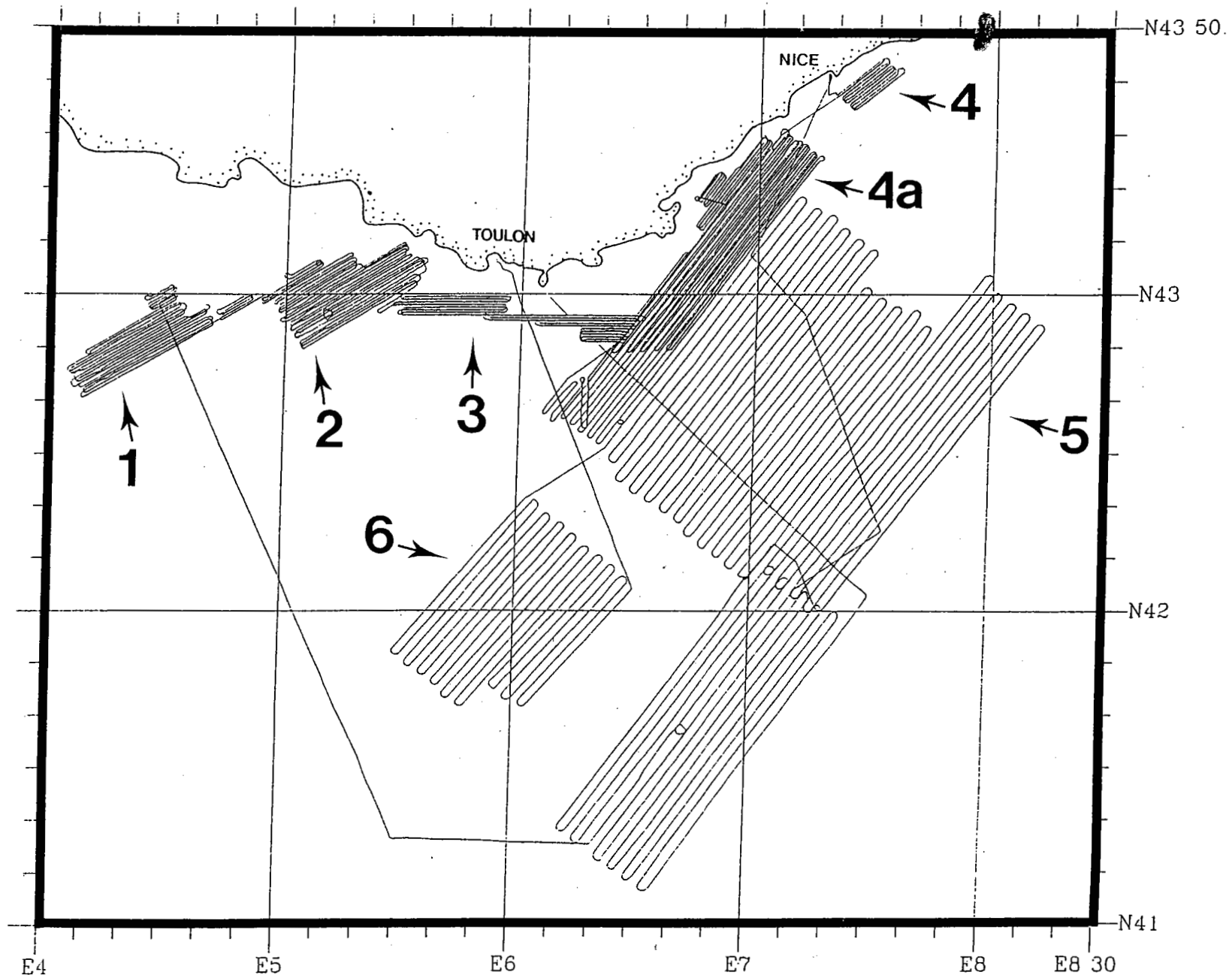


Figure I.3: Plan de position des profils réalisés lors de la campagne MESEA I et découpage des zones de travail.

=> Le logiciel TRISMUS est un TRaitement Interactif des données de Sondeurs MULTifaisceaux. Ce logiciel permet de stocker les données de navigation et de bathymétrie, de les fusionner et enfin de restituer graphiquement des données Seabeam sous différentes formes. On réalise pour cela un contourage en trois étapes:

- Maillage: On superpose aux données bathymétriques brutes une grille. A chaque noeud de cette grille sont affectées les valeurs de sondes les plus proches.

- Interpolation: Le logiciel effectue une interpolation entre les sondes éloignées et crée ainsi des sondes artificielles.

- Lissage: Il s'effectue selon une méthode mathématique. Plus la maille est large (pas de grille élevé), plus le lissage est important .

Enfin, une fonction "trace" du logiciel permet différentes sorties des données sur restituteur graphique: navigation seule, contourage bathymétrique le long du profil, contourage dans une zone maillée, cartes couleurs et blocs diagrammes, etc...

Les logiciels REGINA et TRISMUS permettent un traitement rapide des données bathymétriques Seabeam et une restitution graphique "multiforme". Certains inconvénients inhérents aux méthodes informatisées peuvent néanmoins survenir et notamment (Mazé, 1987):

- une interpolation exagérée entre deux bandes éloignées
- une forme en "poisson" des isobathes le long des pentes si le pas de grille est mal choisi.

- des "blancs" sur une zone couverte par le SEABEAM, si le pas de grille est trop faible.

C'est donc à l'utilisateur d'être conscient de ces éventuels problèmes et d'en tenir compte dans ses choix.

2.1.2. Les données sismiques

Au cours de la campagne MESEA I ont été enregistrés 7000 milles de profils sismiques réflexion monotrace haute résolution et de sondages 3,5 kHz.

a. Sismique réflexion monotrace rapide

- Acquisition des données:

Le dispositif sismique était composé de deux canons à eau SODERA TWG S80 (1,3 litres) alimentés par deux compresseurs GIRODIN de 225 m³ chacun, ainsi que d'une flûte AMG de 600 m (Figure I.5). Cette flûte comprend 6 actifs de 48 hydrophones et de 50 m

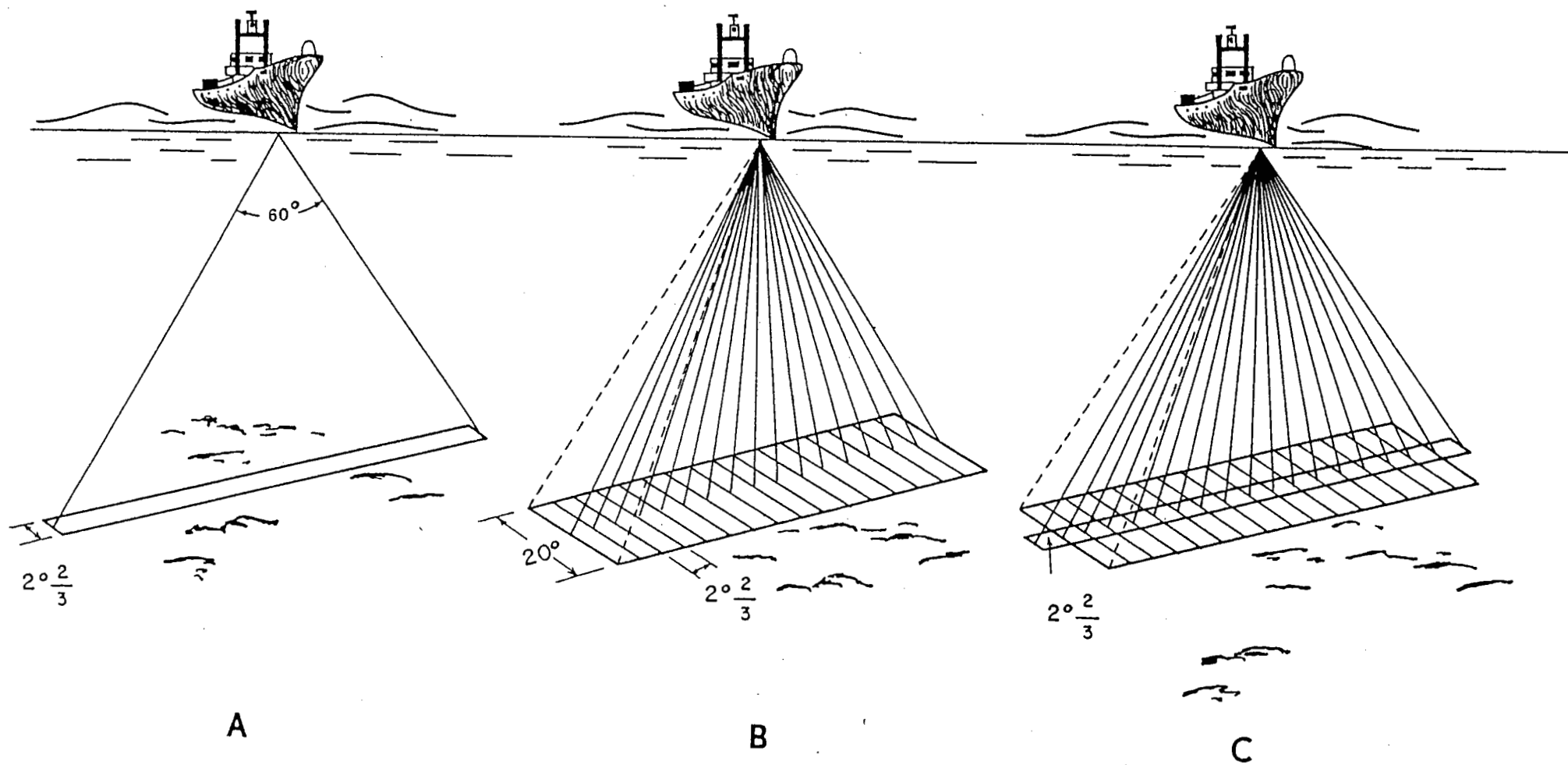


Figure I.4: Diagrammes d'émission du sondeur multifaisceaux Seabeam (A), de réception (B) et de leur composition (C).

chacun (Figure I.6). La sismique a été réalisée à 10 noeuds, avec une cadence de tirs de 10 secondes. Les 6 voies étaient enregistrées sur bande magnétique avec une fréquence d'enregistrement de 500 Hz et une bande passante de 25-125 Hz (Figure I.5). Une voie numérisée au choix était reproduite en temps réel sur enregistreur Bell & Howell. Nous disposions également d'un enregistreur graphique en mode analogique Dowty, filtrant à 25-250 Hz (Figure I.7).

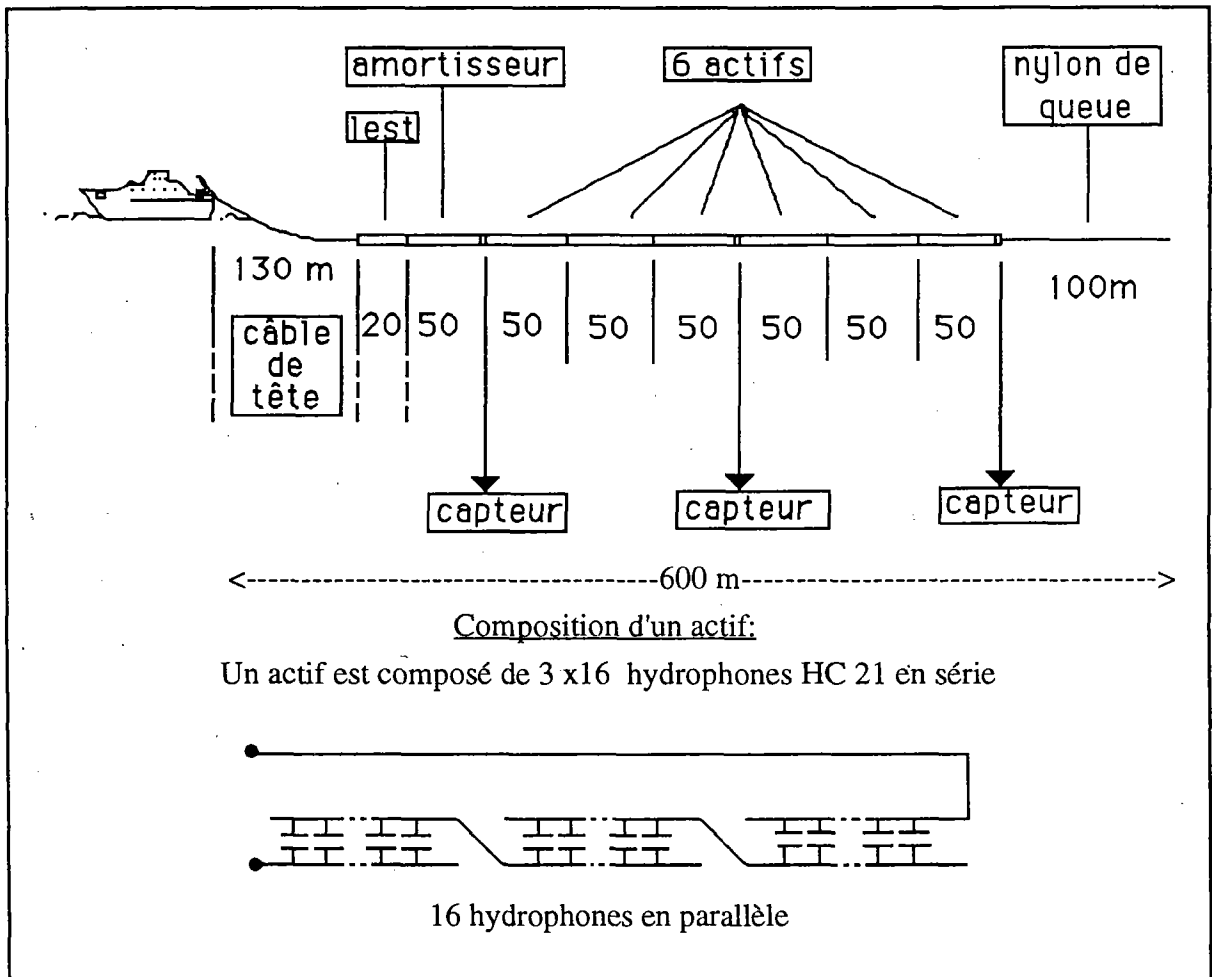


Figure 6: Composition de la flûte AMG (Durand, 1991).

- Traitement des données:

L'acquisition en mode numérique de la sismique monotrace de GENAVIR permet des rejeux ultérieurs grâce aux programmes: "stack" et "rejeu 10D". Les profils sismiques les plus intéressants de la campagne MESEA I ont ainsi pu être rejoués au centre IFREMER de Brest.

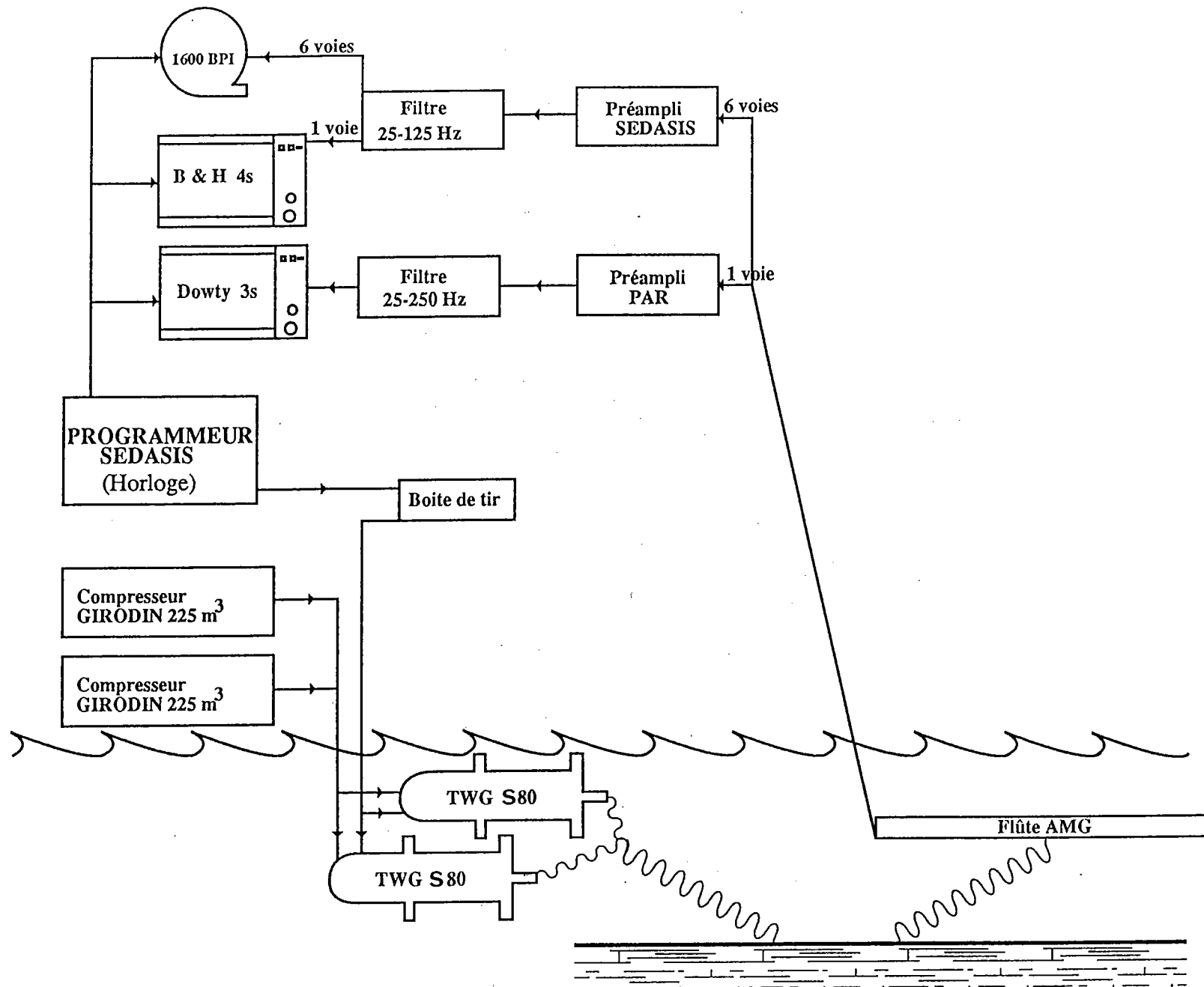


Figure I.5: Schéma de la chaîne d'acquisition sismique utilisée lors de la campagne MESEA I (Monot, 1990).

- Le stack:

Le stack consiste à additionner les six traces de la flûte afin d'améliorer le rapport signal/bruit (Figure I.8). On recompose d'abord la flûte de six traces de 50 m chacune en trois traces de 100 m (stack en couverture 3), en sommant les traces deux à deux grâce à un moyennage; les trois traces obtenues sont à nouveau additionnées, en fonction de tables donnant le temps de parcours des ondes pour chaque trace. D'un point de vue pratique, les données des six traces sont transférées de la bande magnétique sur disque dur. Un programme principal somme les six traces, mais de nombreux programmes annexes interviennent. A chaque configuration de la flûte, par exemple, un programme calcule une nouvelle table qui remet en phase les traces et permet de les additionner. D'autres programmes auxiliaires permettent le transfert des données d'un appareil à l'autre. La trace stackée et les six traces sont visualisées simultanément. L'opérateur peut intervenir à tout instant et éliminer les traces trop bruitées. Le profil stacké est ensuite imprimé sur traceur B&H.

- "Rejeu 10 D":

Ce logiciel de rejeu permet de faire varier le gain, le seuil, d'orienter les profils et d'ajouter des commentaires. Le gain permet d'augmenter l'amplitude du signal d'un facteur compris entre 1 et 10, afin d'avoir une impression optimale sur l'enregistreur. L'opérateur peut choisir entre un gain fixe et un gain variable (le gain augmente de façon linéaire en fonction du temps (et donc de la profondeur), pour compenser l'atténuation des signaux). Le seuil est la limite en dessous de laquelle on élimine le signal sur le papier. La position de ce seuil permet d'améliorer la visibilité du signal sismique en supprimant une partie du bruit, mais au risque de perdre les signaux sismiques d'amplitude faible (du même ordre de grandeur que le bruit).

Notons que ces rejeux sismiques influent uniquement sur le résultat graphique et ne changent en rien les données brutes. Il ne s'agit donc pas réellement d'un traitement du signal.

b. Sondeur de sédiments (3,5 kHz)

Un sondeur de sédiments 3,5 kHz (sismique haute fréquence), placé sous la coque du bateau enregistre en permanence avec une pénétration des ondes acoustiques de l'ordre de 40 à 80 mètres. Les données étaient transmises en temps réel sur un traceur graphique qui constitue l'unique document de ce type de méthode.

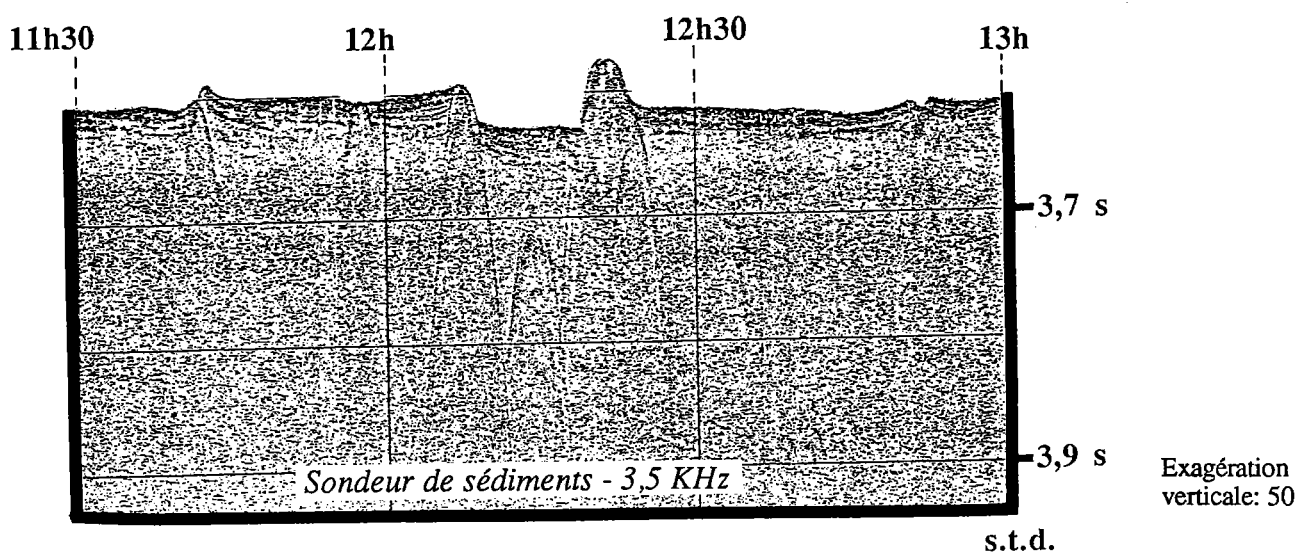
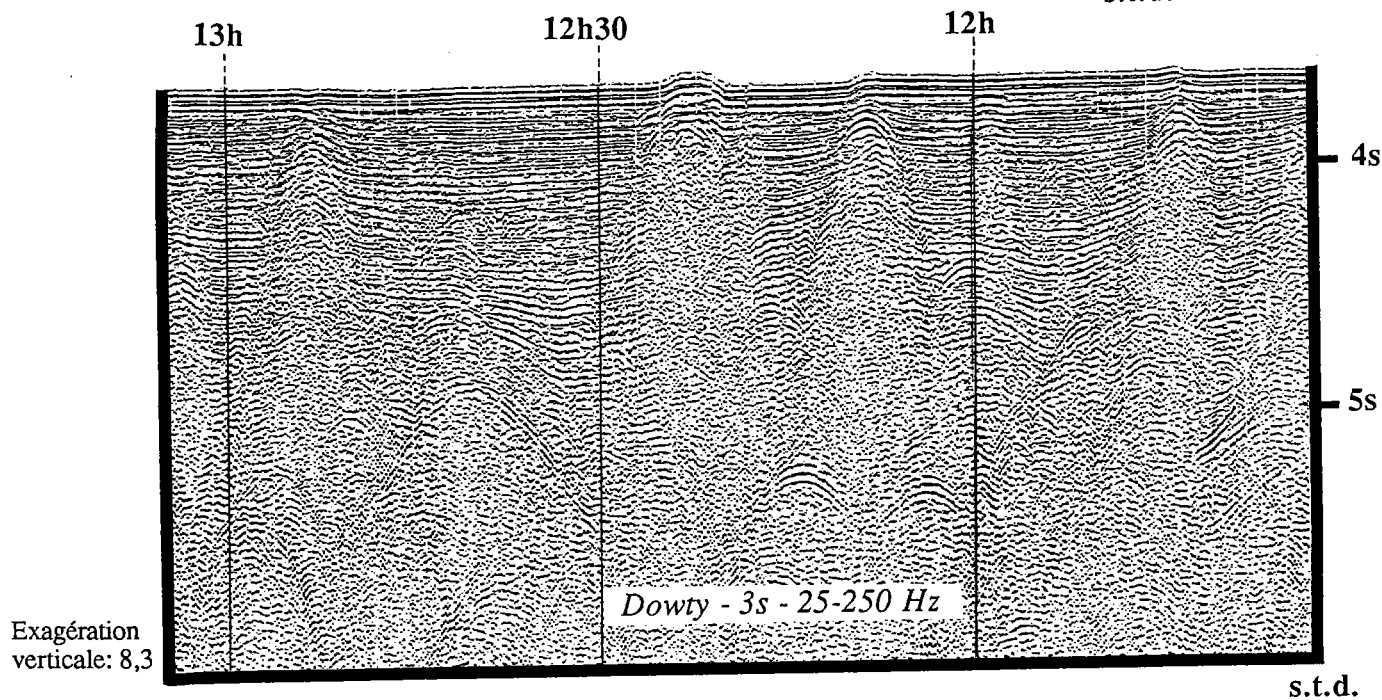
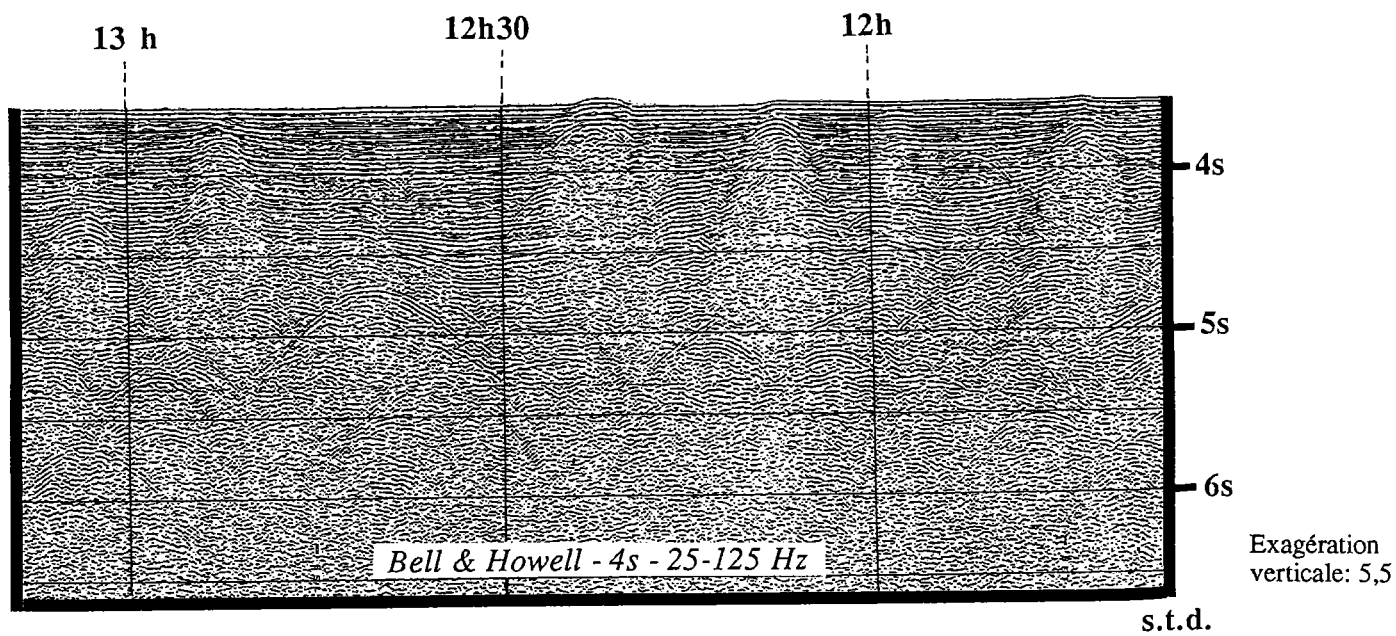


Figure I.7: Enregistrements graphiques en temps réel lors de la campagne MESEA I (Monot, 1990).

2.1.3. Les données magnétométriques

Un magnétomètre GEOMETRIX modèle 866 était remorqué à l'arrière du navire et enregistrait en permanence. Les valeurs du magnétisme étaient visualisées en temps réel sur Benson au PC scientifique et enregistrées sur bande magnétique. Ces données doivent être traitées avant interprétation et ne sont pas utilisées dans ce travail.

2.1.4. Le positionnement

Toutes ces données n'ont d'intérêt que si leur localisation est extrêmement précise. Cela exige une bonne connaissance de la position exacte du bateau à un temps donné, le temps étant le point commun entre toutes les données (géographie, bathymétrie, sismique). Les différents moyens de navigation utilisés lors de la campagne MESEA I étaient:

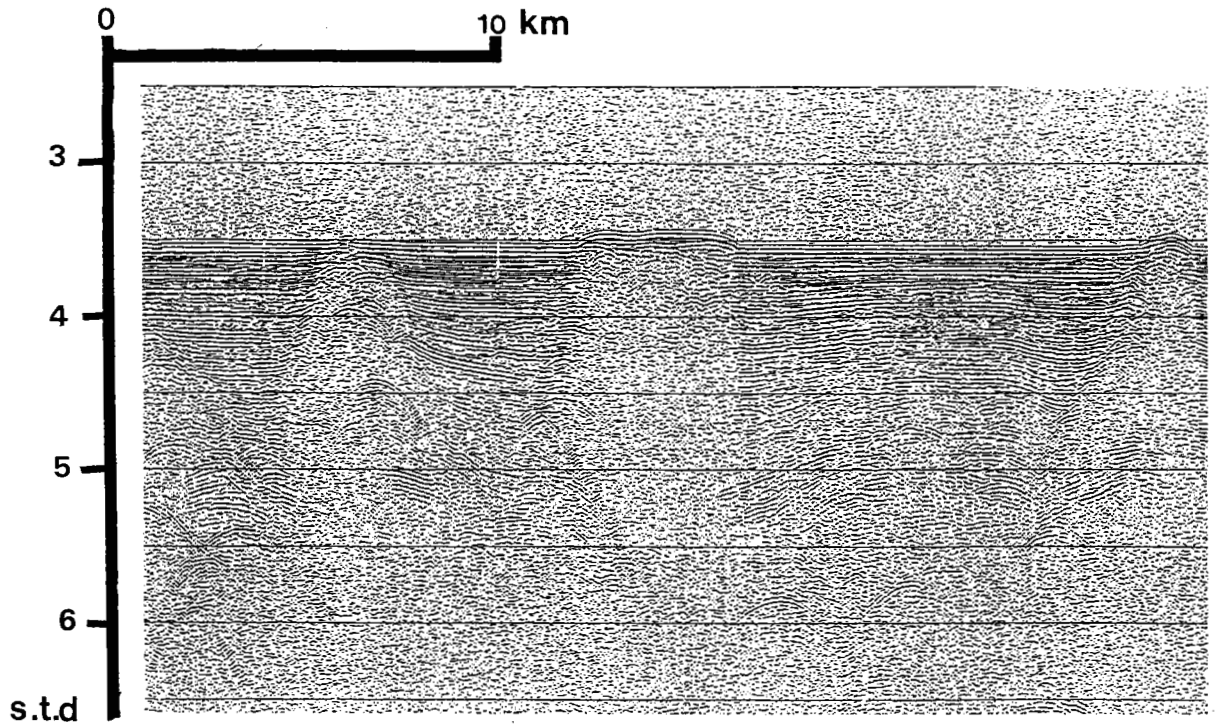
- Satellite "Transit": système fonctionnant avec des satellites sur orbite polaire et dont la fréquence de passage est d'environ 1h45. Ces satellites donnent une précision de 200m sur la position.

- Loran C: système radioélectrique terrestre à grande portée dont la précision est de 100 à 300 mètres.

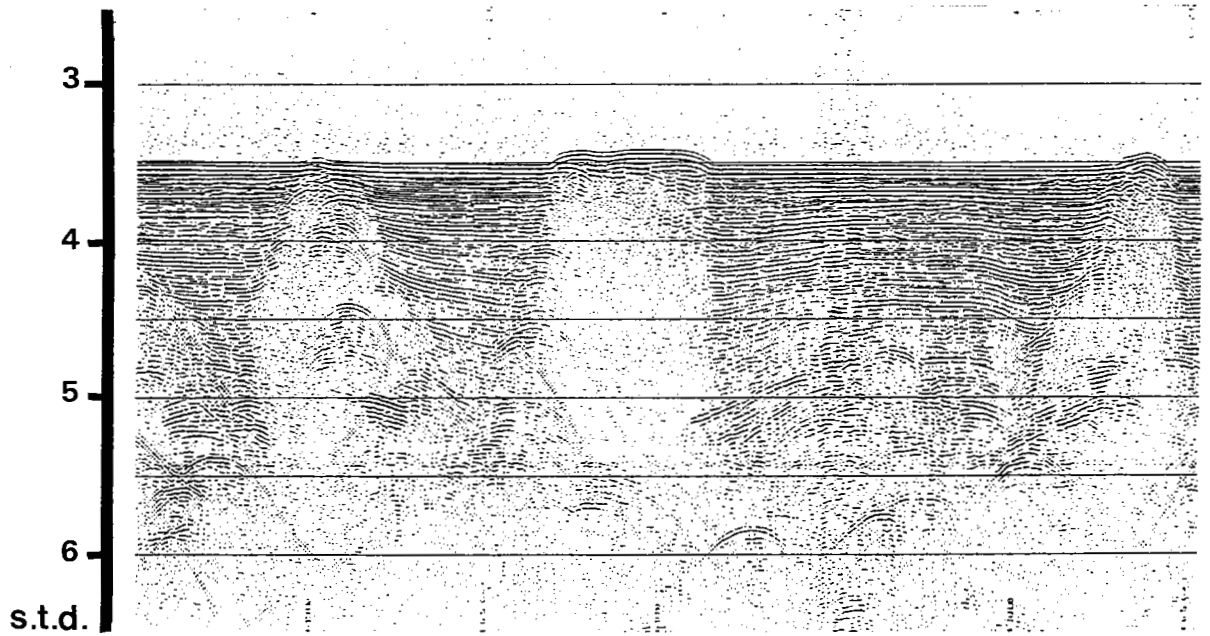
- Système GPS (Global Positioning System): système par satellites sur orbite. Pour la campagne MESEA I, le GPS était fonctionnel environ 20h sur 24h. Il constitue le moyen le plus précis de positionnement loin des côtes; l'imprécision maximale est de 50m.

- Système Sylédis: système de radionavigation hyperbolique fonctionnant avec des balises à terre. Il est très précis et ne peut être utilisé qu'à proximité des côtes (100 km pour le Sylédis base courte utilisé ici).

Les positions données par les satellites "Transit" et le système GPS constituent des points fixes entre lesquels on estime la position du bateau grâce à la vitesse (donnée par le Loch) et au cap (donné par le compas). Cette estime se dégrade au fur et à mesure qu'on s'éloigne d'un point fixe, car les courants (dérive du bateau) ne sont pas pris en compte. C'est pourquoi sur la sortie SEABEAM en temps réel, les routes sont décalées dès qu'un nouveau point fixe est obtenu.



Profil non stacké



Profil stacké

Figure I.8: Exemple de profil sismique 6 traces stackées: amélioration du rapport signal/bruit (Monot, 1990).

2.2. La campagne MESEA II/MESIM

La campagne océanographique **MESEA II/MESIM** s'est déroulée du 3 au 22 avril 1991 à bord du N/O "l'Atalante". Elle a permis de lever **6000 km de profils** bathymétriques (SIMRAD), sismiques et magnétométriques, sur les marges corses et dans le bassin ligure, soit environ 120 profils (Figure I.9).

2.2.1. Les données bathymétriques

- Acquisition des données:

La campagne océanographique **MESIM** constituait la première mission géologique réalisée à bord du nouveau navire océanographique "l'Atalante", avec son nouveau sondeur multifaisceaux **EM 12 DUAL de SIMRAD**. Ce sondeur très performant permet, grâce à ses 151 faisceaux utiles et stabilisés d'obtenir la bathymétrie, la réflectivité du fond et l'imagerie sonar, sur une largeur pouvant atteindre 7 fois la profondeur d'eau (contre 75% avec le SEABEAM ! , figure I.10).

Au cours de la campagne, les données bathymétriques issues du sondeur multifaisceaux SIMRAD étaient tracées en temps réel sur table BENSON et sur écran graphique. Un contourage plus fin était réalisé, avec quelques minutes de décalage en prenant en compte les mouvements et la route réelle du navire, données provenant de la centrale de verticale (pendule de longue période), du gyrocompas et de la centrale de navigation. Les mesures sont faites automatiquement toutes les 10 secondes dans une limite de 15° de roulis et 10° de tangage.

Le sondeur SIMRAD possède également **une fonction imagerie** mais au moment de la mission, celle-ci était encore en cours d'installation. Nous avons cependant disposé de sorties sur imprimante couleur et d'une visualisation sur écran graphique.

L'ensemble des données issues du sondeur SIMRAD a été enregistré en permanence sur deux disques optiques numériques. Les rejeux à bord de la bathymétrie permettent de lisser et d'améliorer la navigation et de créer un modèle numérique de terrain.

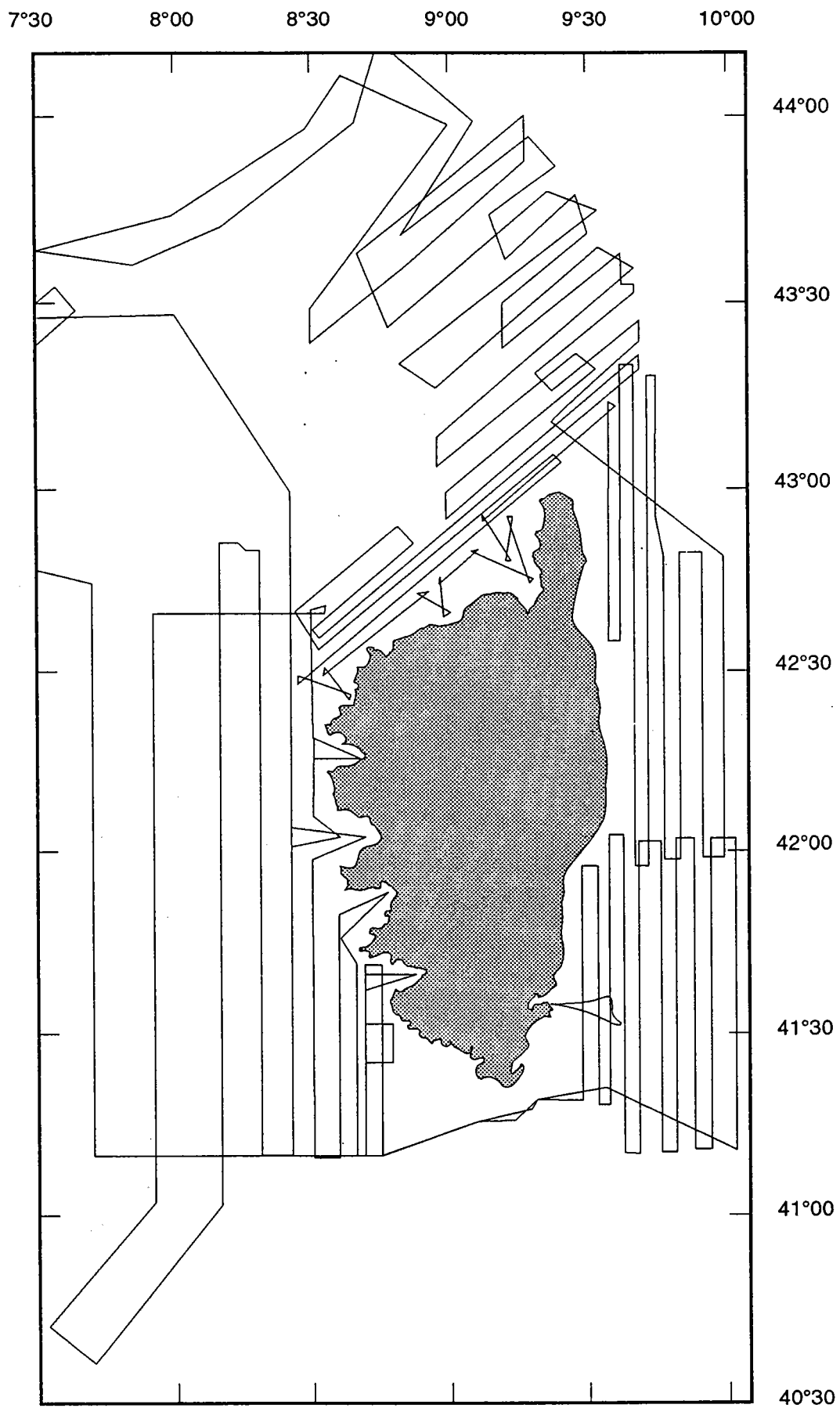


Figure I.9: Plan de position des profils réalisés lors de la campagne MESEA II-MESIM et découpage des zones de travail.

- *Traitement des données scientifiques et de navigation*

- Rejeu bord:

Le réseau informatique performant de l'Atalante comprend deux réseaux Ethernet assurant des fonctions **temps réel et temps différé** grâce aux logiciels suivants:

* **Temps réel:**

i. Acquisition des données

- TERMES: Centrale d'acquisition des mesures scientifiques

- CITE: Centrale d'instrumentation technique

- **CINNA: Centrale intégrée de navigation.** Ce

système permet l'acquisition et le prétraitement des paramètres de navigation, une visualisation graphique (tracé de navigation et de suivi de profil), l'archivage et la diffusion sur le réseau. On peut ainsi obtenir une tenue parfaite de profil, c'est à dire d'une "route fond" et d'une "vitesse fond" qui correspondent effectivement à la zone balayée par le SIMRAD. La "route de surface" du navire est constamment corrigée de la dérive due aux courants et aux vents pour correspondre au profil suivi et donc à la "route fond".

ii. Visualisation des données

- VIDOSC: Contourage des données multifaisceaux et tracés de cartes.

iii. Diffusion vidéographique

- SDIV

* **Temps différé:** i. Rejeu scientifique

- SERVINA: Centre de calcul du bord.

- REGINA: Rejeu des données multifaisceaux.

- TRISMUS: Traitements graphiques interactifs.

- TRIMEN: Rejeu des mesures scientifiques et de la navigation.

Les données de navigation accumulées par les centrales d'acquisition TERMES, CITE, et CINNA sont visualisées à bord en temps réel grâce au système VIDOSC sur double écran graphique (station SUN 4/370 GX) et table traçante. Elles sont ensuite rejouées presque immédiatement, sur la station de travail TRIMEN permettant le traitement des données Transit, Loran C, GPS; la fusion avec la navigation et une représentation graphique. Le rejeu consiste essentiellement à récupérer, dans la station TERMES, un fichier de navigation qui sera corrigé des valeurs aberrantes données par le GPS et complété, en cas d'absence de données satellites, par des points de l'estime ou par interpolation. Les données

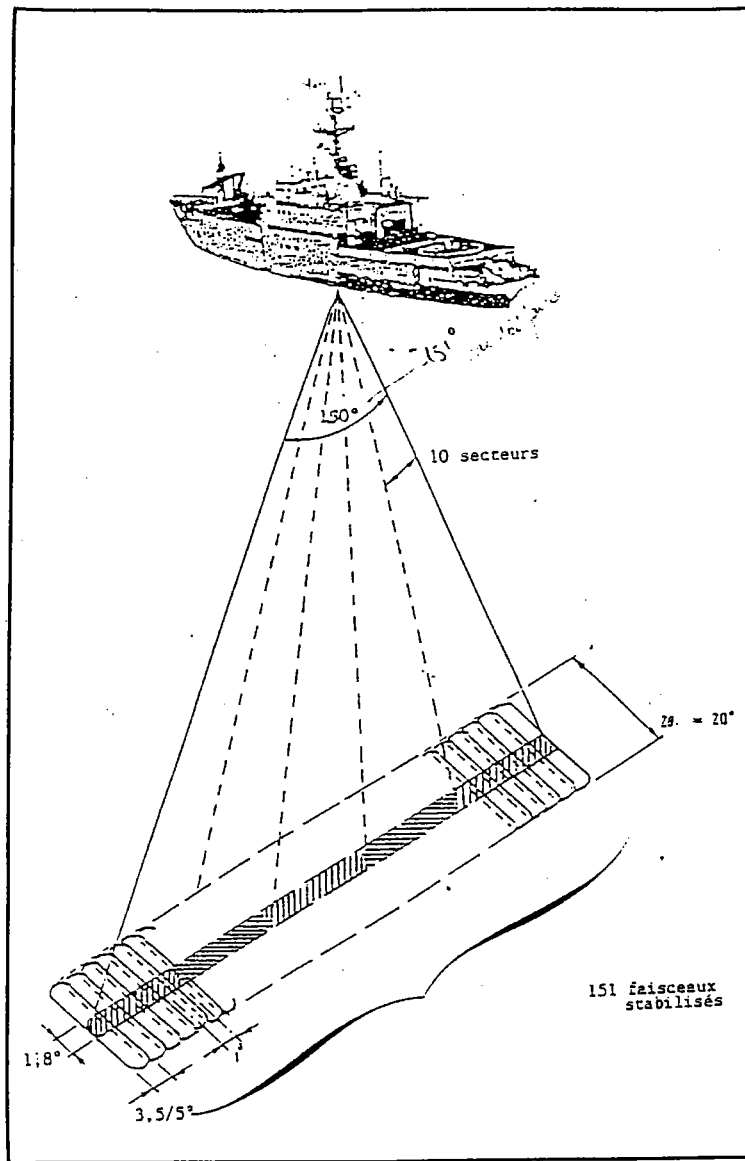
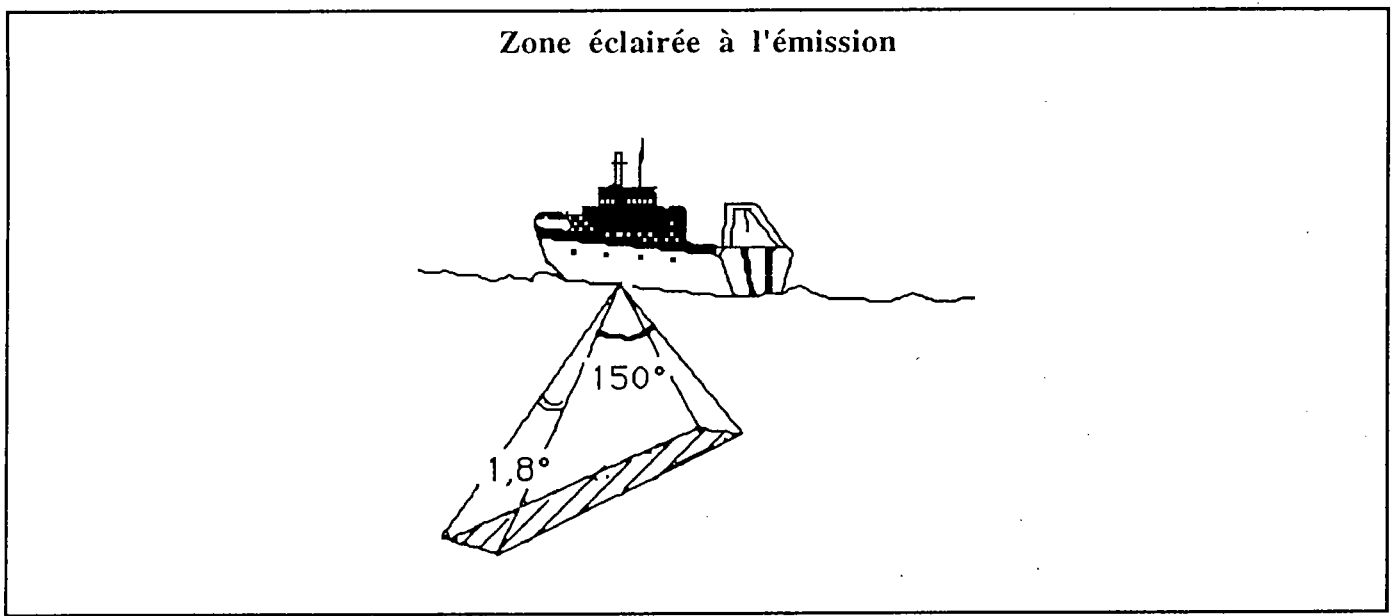
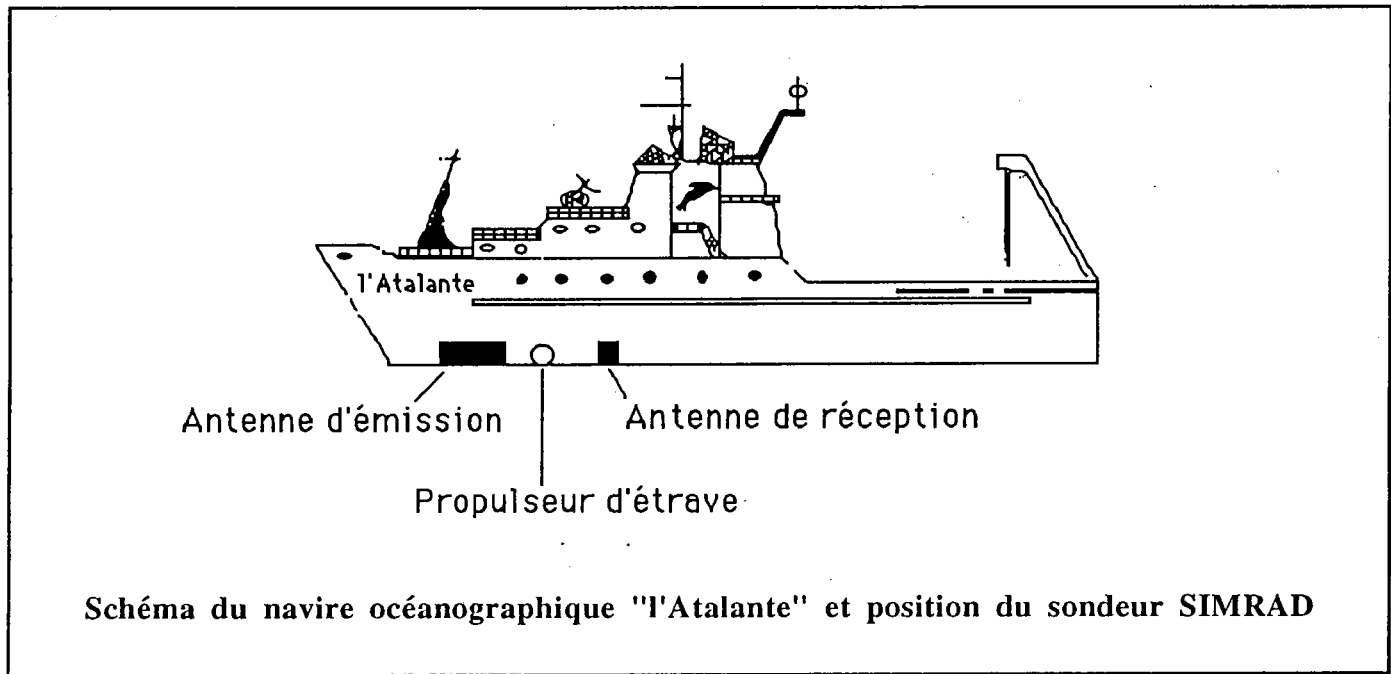


Figure I.10: Position du sondeur multifaisceaux Simrad sur le N/O "l'Atalante" et principe d'émission-réception.

bathymétriques, recalées avec la navigation seront ensuite rejouées avec le logiciel TRISMUS, comme pour les données SEABEAM.

Cet ensemble informatique constitue un réseau unique à bord de L'Atalante et confère une précision maximale aux données bathymétriques. Cette précision est néanmoins soumise à la connaissance exacte de paramètres physiques de l'eau tels que: la température, la salinité et la pression qui influencent de façon considérable la vitesse des ondes sonores.

2.2.2. Les relevés bathysonde

Afin d'obtenir des valeurs correctes de profondeur, il est primordial de connaître la vitesse du son dans l'eau. De l'ordre de 1500m/s dans l'eau de mer, cette vitesse varie cependant en fonction de la salinité, de la pression et de la température.

Cinq relevés "bathysonde" ont donc été effectués jusqu'à environ 1000 m de profondeur car c'est dans cette tranche d'eau que se situent les plus grandes variations de température, salinité et de pression. Au delà de 1000 m, on procède par interpolation en utilisant les tables de Matthews qui, pour différentes profondeurs, fournissent les vitesses du son observées en fonction de la température et de la salinité d'après la longitude, la latitude et les saisons.

2.2.3. La sismique réflexion, la magnétométrie et la gravimétrie

La sismique réflexion utilisée lors de la campagne MESIM était la même qu'au cours de MESEA I, ainsi que les sondages 3,5 kHz et la magnétométrie.

Un gravimètre situé à hauteur du centre d'inertie du navire enregistrait en permanence des mesures, dont l'exploitation ne constituait pas un de mes objectifs.

2.2.4. Le positionnement

Le positionnement était assuré grâce au système GPS, avec un point toute les 10 secondes, une précision de l'ordre du mètre et ce pratiquement tout au long de la journée (1/2 heure de "trou" par jour seulement).

3. Les modèles analogiques

Les modèles analogiques dont les résultats constituent une part importante de mes travaux ont été réalisés au cours de l'année 1992 au Laboratoire de Tectonique de Rennes. Les méthodes et techniques utilisées sont décrites en détail dans la quatrième partie du mémoire.

CHAPITRE II:
CARACTERISTIQUES DU BASSIN LIGURO-PROVENCAL:
RAPPELS ET APPORTS RECENTS

CHAPITRE II: CARACTERISTIQUES DU BASSIN LIGURO-PROVENÇAL: RAPPELS ET APPORTS RECENTS

A. CONTEXTES GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

1. Contexte géographique

Le domaine étudié dans ce mémoire se situe entre les longitudes 4°E et 10°E et les latitudes 41°N et 44°N (Figure I.11). Il comprend: - **Le bassin liguro-provençal *sensu stricto*** dont la profondeur varie entre 2000 et 2800 mètres, - **Les marges continentales** de ce bassin soit d'ouest en est:

- * La partie orientale de la marge du Golfe du Lion, orientée ENE-WSW.
- * La marge sud-provençale, orientée E-W.
- * La marge située au large des Alpes Maritimes françaises et orientée NE-SW.
- * La marge occidentale de la Corse, de direction N-S.

- **La façade orientale de la Corse**, qui constitue la bordure occidentale du bassin tyrrhénien.

Ces différents domaines géographiques, appartenant à la partie septentrionale de la Méditerranée occidentale, peuvent être caractérisés selon quatre provinces physiographiques bien identifiées grâce aux nombreuses études menées depuis plusieurs décennies dans ce secteur.

2. Contexte géomorphologique

2.1. Cadre physiographique général

Dans notre secteur d'étude, deux types de marges coexistent: à l'ouest, **la marge "grasse"** du Golfe du Lion, essentiellement sous contrôle sédimentaire, avec un arrière-pays plat; à l'est, **la marge "maigre" ligure**, sous contrôle structural dominant, lié à un arrière-pays montagneux (Figures I.12 et I.13). Entre les deux, **la marge sud-provençale** constitue un domaine de transition où les caractéristiques "sédimentaires" du Golfe du Lion sont progressivement remplacées par les caractéristiques "structurales" de la marge liguro-provençale (Droz, 1991). Ces deux types de marges se divisent en unités physiographiques bien définies:

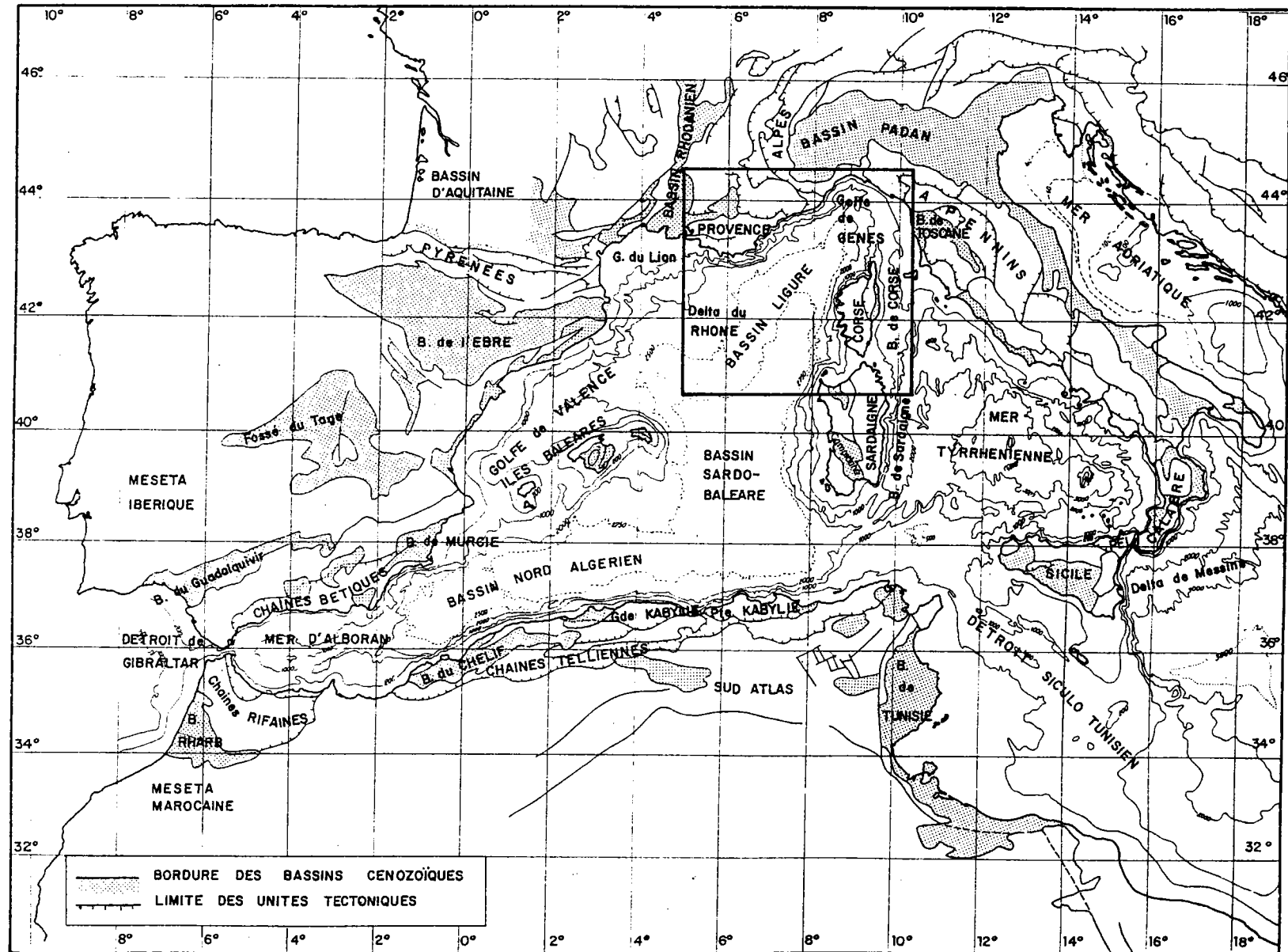


Figure I.11: Contexte régional du secteur étudié dans ce mémoire (Réhault, 1981).

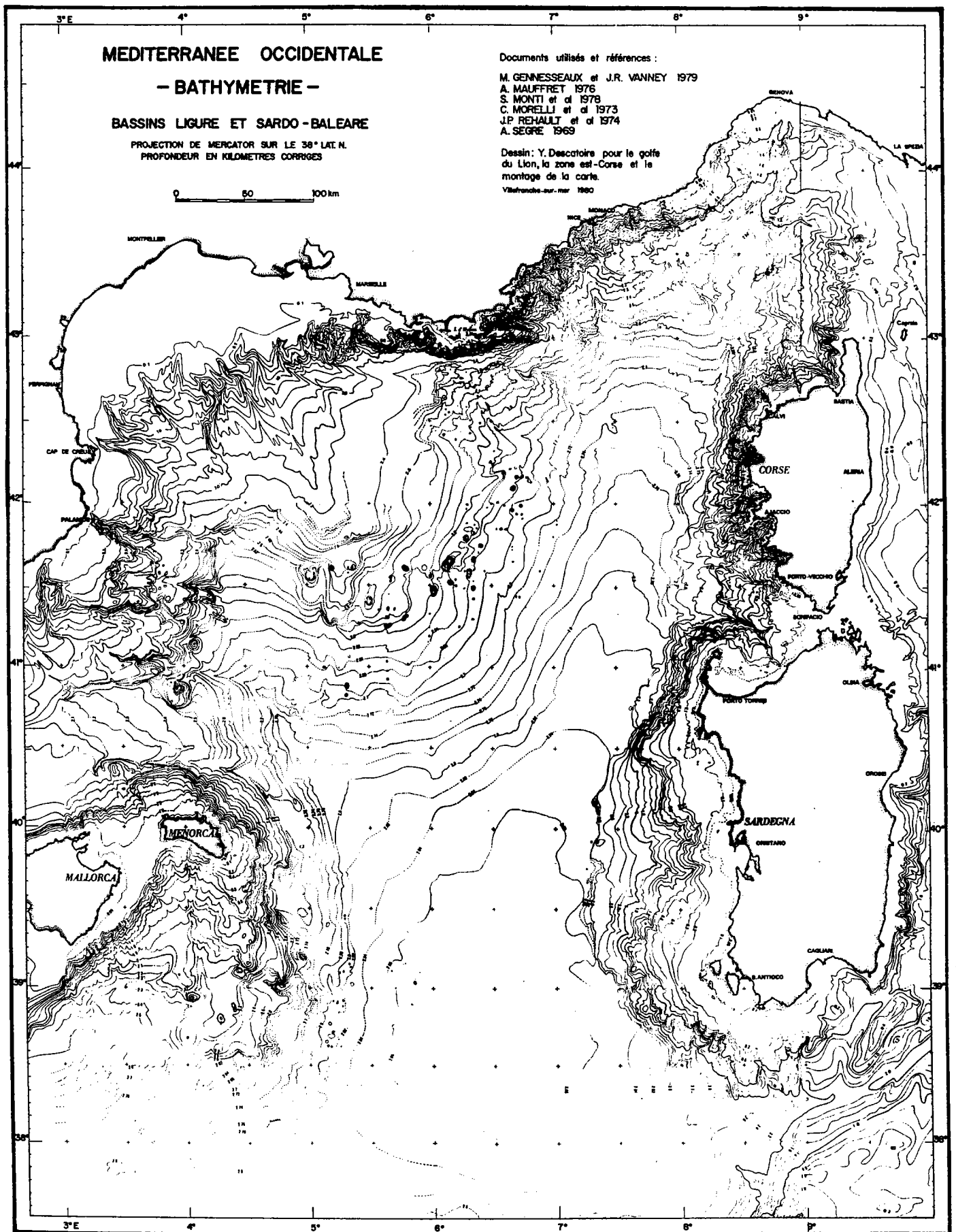


Figure I.12: Carte bathymétrique des bassins liguro-provençal et sardo-baléare de la Méditerranée occidentale (Réhault, 1981).

- Le plateau continental

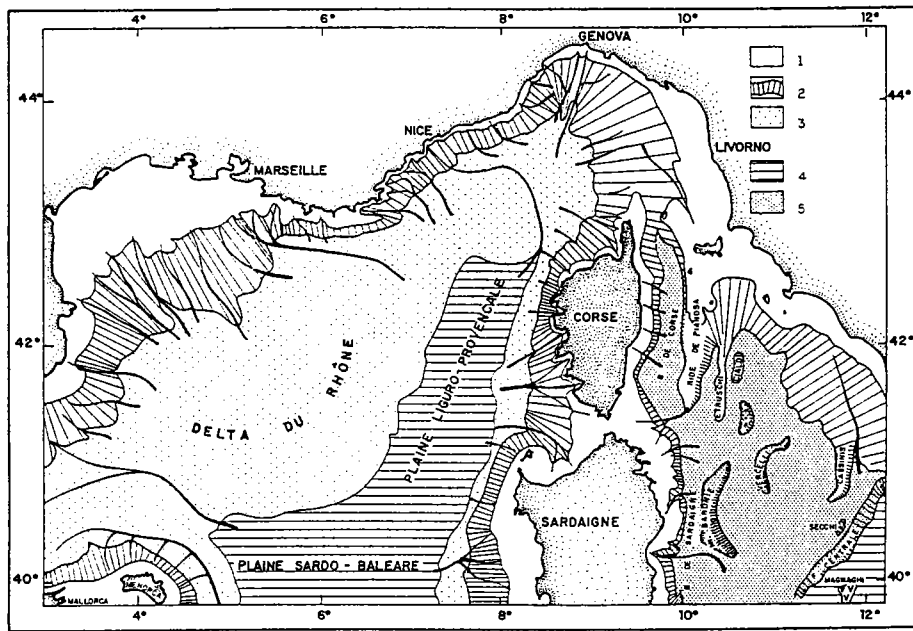
Dans le Golfe du Lion, la plate-forme continentale est large (jusqu'à 70 km), progradante et faiblement inclinée (0,5%). Son rebord correspond approximativement à l'isobathe 150 mètres. Sur les marges liguro-provençale et corse, le plateau continental est très étroit (quelques kilomètres), voire quasi-inexistant comme au large de Nice. Il est généralement structuré en "prisme de progradation" établi sur la surface d'érosion messinienne (Fanucci et al., 1974). Le rebord du plateau est situé entre 100 et 200 mètres.

- La pente continentale

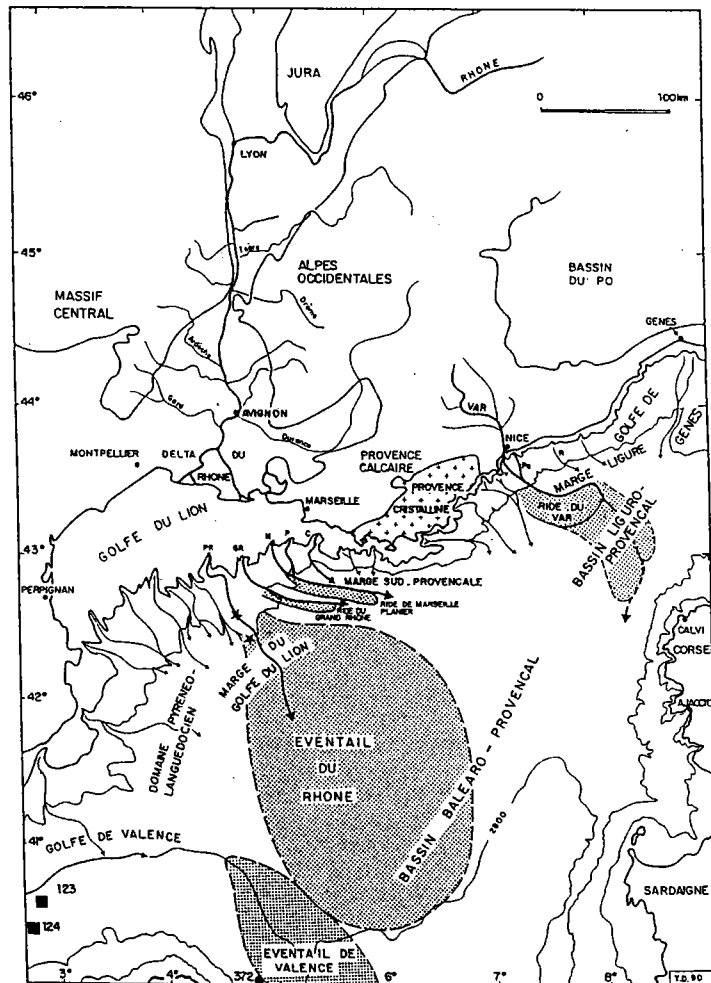
Dans le Golfe du Lion, la pente continentale est large et disséquée par un réseau de grands canyons. Elle s'étend jusqu'à une profondeur de 1600 mètres, avec une pente d'environ 3,6% (Coutellier, 1985). A l'est, la pente est étroite, très abrupte et entaillée par de nombreux canyons sous-marins qui ont fait l'objet de nombreux travaux depuis Bourcart (1949). Le plus souvent rocheuse, faiblement recouverte de sédiments, elle est constituée de gradins étroits, résultant du découpage en failles normales de la marge. Elle s'étend jusqu'à une profondeur de 2000 mètres, où la transition avec le glacis est brutale. De Calvi à Sagone, la pente est l'une des plus importantes du pourtour méditerranéen (20% en moyenne).

- **Le glacis**, à l'ouest, est essentiellement constitué par un édifice sédimentaire très important: l'Eventail sous-marin profond du Rhône, alimenté par le canyon du Petit-Rhône. A l'est, le glacis sud-provençal comporte plusieurs petits deltas sous-marins dont le plus important est la Ride du Var. Lorsqu'il n'y a pas d'édifice sédimentaire construit, le glacis correspond à la dernière "marche" de la pente continentale. Sur l'ensemble du glacis, la présence de la couche de sel messinien sous-jacente provoque l'apparition de nombreux diapirs déformant le plancher sous-marin. Ces manifestations halocinétiques sont particulièrement bien exprimées à la périphérie du deep-sea fan du Rhône.

- A partir d'environ 2600 mètres, **la plaine bathyale**, très plane est installée sur croûte océanique et restreinte à l'est du bassin. Cette dissymétrie est en partie liée à l'origine des apports sédimentaires ayant permis la construction du glacis. Ils proviennent en effet majoritairement des grands fleuves de l'Ebre, du Rhône, du Var, tandis que les apports détritiques corses sont moindres. Seules quelques structures salifères déforment le fond sous-marin.



A



B

Figure I.13: A. Schéma morphostructural de la partie nord-occidentale de la Méditerranée (Réhault, 1981). 1. Plate-forme continentale. 2. Pente continentale. 3. Glacis ou zone de coalescence des deltas sous-marins profonds. 4. Plaine bathyale. 5. Bassins sédimentaires de la marge nord-tyrrhénienne. B. Principales unités physiographiques de la Méditerranée nord-occidentale (Droz, 1991).

2.2. Principaux caractères morphologiques

2.2.1. Résultats issus des travaux bathymétriques antérieurs

Depuis les études menées par Bourcart et Marti (1959, 1960 et 1963 a et b), le bassin méditerranéen nord-occidental a fait l'objet de très nombreux travaux bathymétriques. La compilation des données antérieures aux résultats obtenus lors des campagnes MESEA a permis d'étudier en détail les principaux canyons entaillant la pente continentale, les édifices sédimentaires sous-marins profonds et les structures salifères.

a. *Les canyons*

Deux grands types de canyons ont pu être mis en évidence sur la pente continentale liguro-provençale: les canyons qui entaillent le rebord du plateau continental et les vallées sous-marines prenant naissance sur la pente elle-même. Nous décrivons très brièvement leurs principaux caractères morphologiques, d'ouest en est.

- *Les canyons entaillant le rebord du plateau continental.*

Il s'agit de canyons structuraux, dont le creusement initial remonte au moins à la fin du messinien (Olivet et al., 1971). Ils ont subi pour la plupart une évolution polygénique, avec stades successifs de colmatage et de creusement (Figure I.14).

* *Canyon de Sète*: peu étudié jusqu'à présent, il présente cependant un méandre principal dont la partie concave est plus abrupte que la partie convexe.

* *Canyon Marti*: son cours large (3 km) possède un méandre majeur à 42°45N puis s'oriente NNW-SSE jusqu'au pied de la pente, où il bifurque vers l'ouest. On constate une assymétrie des parois, avec un flanc ouest abrupt et un flanc est découpé de vallées tributaires, attribuées à des phénomènes de glissement gravitaires (Coutellier, 1985).

* *Canyon du Petit-Rhône*: il présente un cours très méandriforme, des parois abruptes affectées de terrasses planes inclinées vers son axe et un chenal de surcreusement à fond plat, au fond du lit principal. La migration récente vers l'est du chenal principal qui le prolonge sur le glaciais, est bien visible dans la morphologie (Droz, 1981; Droz et Bellaiche, 1985).

* *Canyon du Grand-Rhône*: les parois de ce canyon sont fortement ravinées dans sa partie supérieure orientée N-S et de pente régulière. Il s'oriente ensuite vers le sud-est et présente, outre un profil concave, des ruptures de pente très marquées, interprétées comme des cicatrices d'arrachement provoquées par des glissements chenalisés dans l'axe du canyon (Coutellier, 1985).

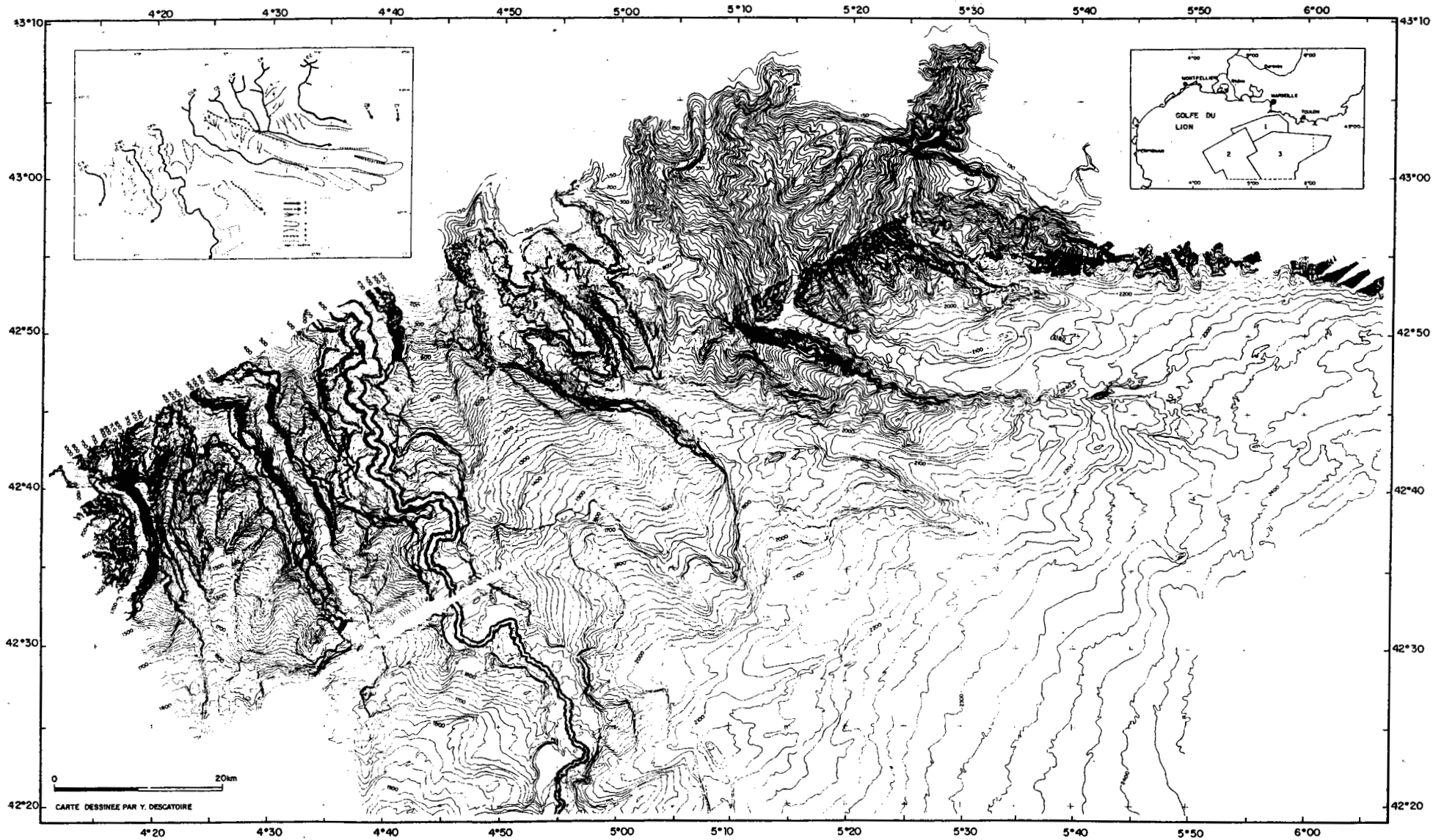


Figure I.14: Carte bathymétrique détaillée de la marge continentale au large de la Provence occidentale (Bellaïche et al., 1984). C.S. Canyon de Sète. C.M.T. Canyon Marti. C.P.R. Canyon du Petit-Rhône. C.G.R. Canyon du Grand-Rhône. C.E. Canyon de l'Estaque. C.M. Canyon de Marseille. C.P. Canyon de Planier. C.C. Canyon de Cassidaigne. C.B. Canyon des Blauquières. C.T. Canyon de Toulon.

* *Canyon de l'Estaque*: comme le canyon du Grand-Rhône, le canyon de l'Estaque, orienté NNW-SSE, présente une partie supérieure de pente moyenne régulière et une partie inférieure de forme concave, attribuée, là encore, à un glissement gravitaire chenalisé. Il s'agit vraisemblablement d'une capture par le canyon du Grand-Rhône dont il constitue un affluent. Un ressaut rectiligne orienté NW-SE sépare les deux parties morphologiquement différentes du canyon de l'Estaque. Il correspond à un accident structural profond identifié par sismique réflexion. Le cours fossile de l'Estaque, initialement guidé par cette faille se jetait alors dans la canyon de Marseille.

L'interfluve situé entre les canyons de l'Estaque et de Marseille constitue une limite morphologique entre les canyons du secteur rhodanien, creusés dans les sédiments plio-quaternaires et les canyons sud-provençaux, dont l'orientation est directement contrôlée par des accidents profonds et qui présentent, outre de brusques changements de direction, des reliefs plus accusés.

* *Canyons de Marseille, de Planier et de Cassidaigne*: d'abord globalement N-S, le cours de ces trois canyons s'oriente NW-SE puis E-W. On retrouve un accident NW-SE affectant la partie supérieure des canyons de Planier et de Cassidaigne. La direction E-W, visible dans la partie inférieure de la vallée sous-marine de Marseille est liée à la tectonique salifère, généralement exprimée par des failles de croissance E-W.

* *Canyons varois*: ces canyons n'ont pas bénéficié de levés Seabeam systématiques jusqu'au programme MESEA mais plutôt d'études ponctuelles, essentiellement par plongées en submersible.

- Les vallées sous-marines n'entaillant pas le rebord du plateau continental.

De nombreuses vallées sous-marines n'entaillent pas le rebord du plateau continental mais prennent naissance sur la pente elle-même. Décrites précisément pour la première fois pour certaines d'entre-elles par Coutellier (1985), elles sont considérées comme atypiques et il n'existe aucune toponymie les concernant. Ces vallées sous-marines évoluent par **érosion gravitaire régressive** en pseudo-canyons, installés sur les interfluves des canyons structuraux. Leur profil longitudinal est très nettement concave, affecté de nombreux ressauts morphologiques curvilignes représentant des cicatrices d'arrachement. Leur morphologie générale en auge évoque, à terre, les vallées glaciaires ainsi que les tributaires en surplomb par rapport au lit majeur. Ce type de morphologie est tout à fait comparable, bien qu'à une échelle différente, aux glissements chenalisés décrits dans les parties inférieures des canyons du Grand-Rhône et de l'Estaque. Ces canyons "atypiques" sont omniprésents sur la marge et plus particulièrement: entre les canyons de Marti et de Sète, du Grand-Rhône et de l'Estaque, entre Planier et Cassidaigne et également dans la Baie des Angers (Pautot, 1981).

- *Les interfluves.*

La particularité morphologique la plus remarquable mise en évidence au niveau des interfluves est la présence de **nombreux glissements gravitaires**. Les plus importants ("méga-slumps") affectent jusqu'à une seconde temps double de sédiments et sont limités en amont par des escarpements curvilignes atteignant 60 à 100 mètres de haut (Coutellier, 1985). D'autres sont plus superficiels (quelques dizaines de mètres) mais se caractérisent également par des escarpements curvilignes, comme c'est le cas pour l'interfluve des canyons du Petit et du Grand-Rhône.

b. Les édifices sédimentaires sous-marins profonds

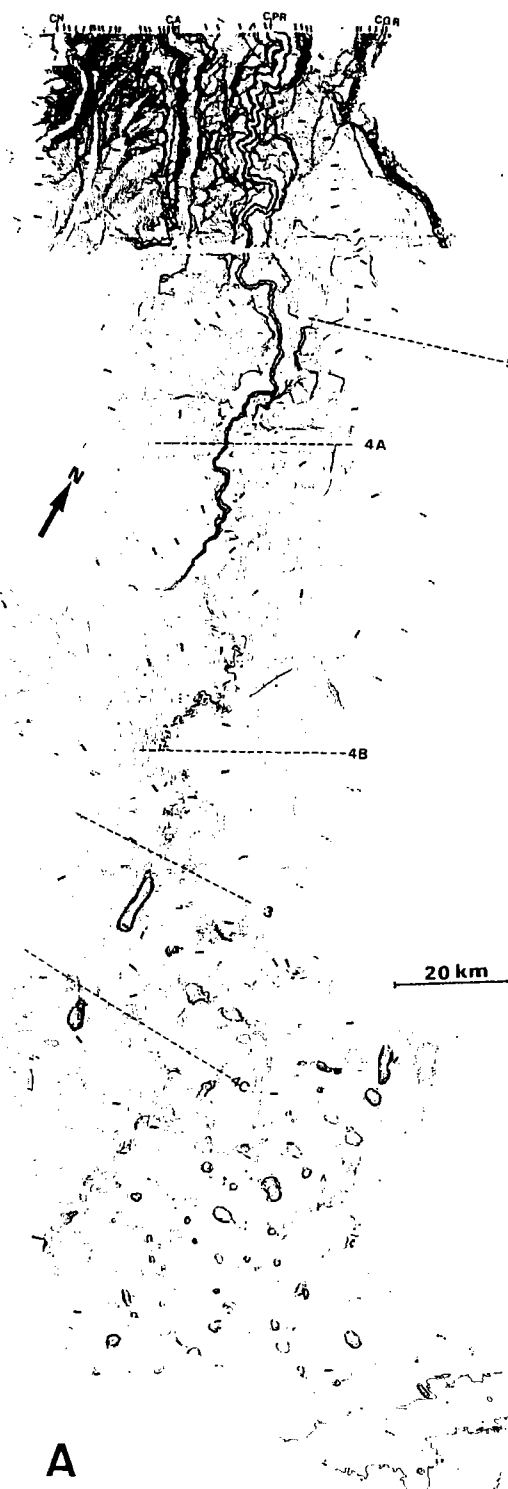
Le glacis liguro-provençal comporte de nombreux édifices sédimentaires alimentés par les apports détritiques issus du démantèlement des reliefs de l'arrière-pays et transitant par les grands fleuves. **L'Eventail sous-marin profond du Rhône**, construit au droit du canyon du Petit-Rhône, est le plus important d'entre-eux et a été étudié en détail notamment par Droz (1983, 1991; figure I.15). Vers l'est, **les Rides du Grand-Rhône, de Marseille-Planier et de Cassidaigne** sont de dimensions plus modestes et se développent sur la rive droite des vallées sous-marines correspondantes, parallèlement à la marge sud-provençale. **La Ride du Var** constitue le glacis de la Baie des Anges et correspond à la levée droite du chenal du Var.

c. Les structures salifères

Reconnus depuis les travaux de Bourcart, les dômes de sel visibles dans la morphologie du glacis, à la périphérie de l'Eventail du Rhône ont fait l'objet d'une étude détaillée grâce à des données Seabeam (Pautot et al., 1984; Coutellier, 1985; Le Cann, 1987). Pour le secteur DELTARHO, une analyse détaillée de la carte Seabeam met en évidence la forme allongée des structures salifères pouvant atteindre 15 km de long pour une hauteur au dessus du plancher sous-marin de 250 mètres. Celles-ci présentent deux orientations préférentielles:

- N-S: pour Pautot et al. (1984), il s'agirait de murs de sel créés par surcharge différentielle en front de surcharge. Notons pour certains d'entre-eux, le rôle de barrière morphologique, contrôlant les flux détritiques d'alimentation de l'Eventail du Rhône, avec lobes de dépôts sur leurs flancs.

- N140: cette direction serait liée à des accidents profonds, correspondant à des failles transformantes ayant guidé l'ouverture du bassin liguro-provençal.



CARACTERISTIQUES MORPHOLOGIQUES DE LA SERIE	CARACTERISTIQUES SISMIQUES	EVOLUTION SCHEMATIQUE DE L'ÉPAISSEUR	ORGANISATION SPATIALE DES UNITÉS ACOUSTIQUES	MECANISMES DE DÉPÔT DOMINANTS
<p>Pente moyenne 1 %</p> <p>Bombement étroit</p> <p>1 chenal unique ramifié</p> <p>Levees latérales profondes et asymétriques</p> <p>Nombreuses perturbations d'origine tectonique et sédimentaire.</p>	<p>des unités acoustiques de la série: remplissage des unités et implications morphologiques</p> <p>Unités partiellement superposées (chenas profonds stables)</p> <p>Épaisseur moyenne des unités</p> <p>Bombement morphologique étroit - épaisseur moyenne de la série totale: 2 à 600 m. s.t.</p>	<p>à l'origine: élargissement</p> <p>Cane de moindre épaisseur</p>	<p>tracéuses automotrices en m/s (A3)</p> <p>0-50 50-100 100-150 150+</p>	<p>Série préférentiel de subissement des courants de turbidité directement dépendant de la géométrie du chenal (asymétrie des levées).</p>
<p>Pente moyenne 0,5 %</p> <p>Bombement moins prononcé et plus large</p> <p>1 chenal unique (dans le sens lat.)</p> <p>Levees latérales asymétriques de relief atténué.</p>	<p>passage maximale pour chaque unité</p> <p>Unités occasionnelles migrant</p> <p>Épaisseur maximale des unités</p> <p>Avantissement du relief - épaisseur moyenne de la série totale: 2 à 150 m. s.t.</p>	<p>à l'origine: élargissement</p> <p>Cane de moindre épaisseur</p>	<p>tracéuses automotrices en m/s (A3)</p> <p>0-50 50-100 100-150 150+</p>	<p>Courants de bords locaux mais persistants (7)</p> <p>Épaississement des courants de turbidité en relation avec une perte de vitesse due à la diminution de pente</p>
<p>Pente moyenne 0,3 %</p> <p>Domaine presque plat</p> <p>Ramification du chenal</p> <p>Nombreuses perturbations morphologiques d'origine tectonique.</p>	<p>à l'origine: élargissement</p> <p>Unités occasionnelles (chenal) migrant</p> <p>Épaisseur faible des unités</p> <p>Retiel plat - épaisseur faible de la série totale</p>	<p>à l'origine: élargissement</p> <p>Cane de moindre épaisseur</p>	<p>tracéuses automotrices en m/s (A3)</p> <p>0-50 50-100 100-150 150+</p>	<p>Dilution distale des courants de turbidité par ramification dans les différentes branches du réseau</p>

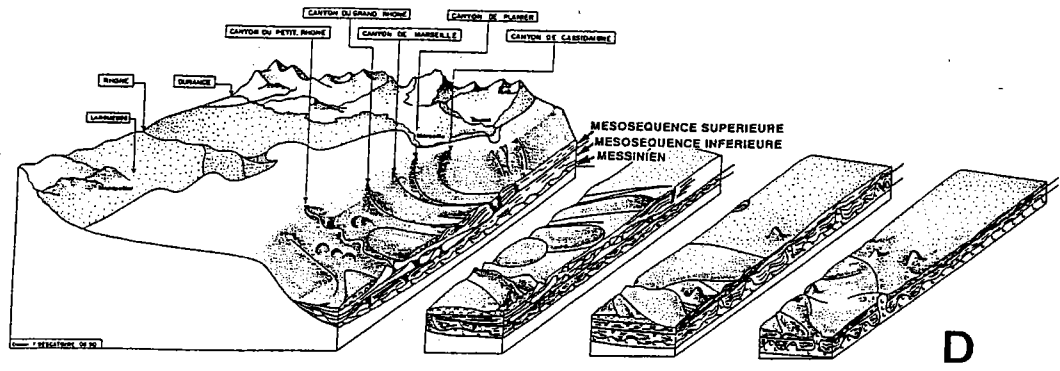
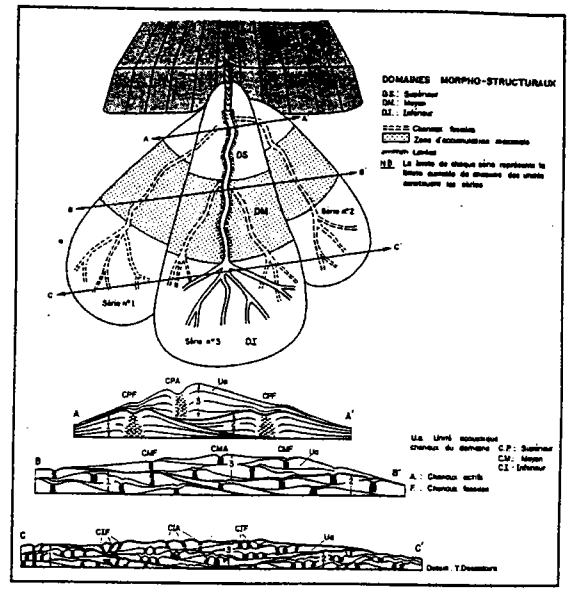


Figure 1.15: A. Carte bathymétrique Seabeam de l'Eventail sous-marin profond du Rhône (Bellaiche et al., 1984). CPR. Canyon du Petit-Rhône. CGR. Canyon du Grand-Rhône. B. Résumé des caractéristiques morphologiques et sismiques de la série supérieure de l'Eventail du Rhône (Droz, 1983). C. Modèle théorique de croissance (Droz, 1983). D. Bloc diagramme de la partie orientale du Golfe du Lion (Droz, 1991). Les dépôts plio-quaternaires du bassin nord-occidental de la Méditerranée reposent en discordance sur la série évaporitique messinienne. L'Eventail du Rhône est constitué de quatre séries superposées majeures et du "néofan". Les dépôts des rides sédimentaires sud-provençales sont imbriqués dans les séries du Petit-Rhône.

2.2.2. Apports récents

Les nombreuses campagnes de relevés bathymétriques réalisés aux sondeurs monofaisceaux et multifaisceaux (Seabeam) et entreprises depuis plus d'une décennie avaient jusqu'à présent permis de cartographier plusieurs secteurs de la marge continentale méditerranéenne au large de la France métropolitaine, secteurs dont les grands traits morphologiques ont été brièvement décrits dans les paragraphes précédents. De nombreuses zones demeuraient inexplorées, c'est maintenant chose faite depuis les campagnes MESEA I et II. Les résultats acquis, ayant fait l'objet d'un travail de cartographie systématique à l'IFREMER, permettent donc *en premier lieu de compléter et de préciser nos connaissances sur la morphostructure des marges et du bassin liguro-provençaux*. Il est désormais possible de disposer d'un document bathymétrique synthétique à l'échelle de tout le bassin et dont la publication est en cours. D'autre part, ces résultats fournissent des données entièrement nouvelles, par exemple sur les marges corses. L'analyse détaillée de chacune des zones explorées fait l'objet *pro parte* de la seconde partie de ce mémoire.

B. CONTEXTES GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE

1. Contexte structural

1.1. Evolution géodynamique du bassin méditerranéen occidental

La structure actuelle du bassin méditerranéen occidental et de ses marges résulte de trois évènements tectoniques majeurs (Figure I.16, Réhault et al., 1984):

- *L'orogénèse alpine*, provoquée par la collision des plaques Europe et Afrique, avec subduction de la Téthys sous l'Afrique,

- *L'orogénèse pyrénéenne*, donnant *pro parte* sa structuration E-W (N-S) à la chaîne provençal, avec reprise d'anciennes directions hercyniennes,

- *L'ouverture du bassin liguro-provençal*, bassin arrière-arc de la subduction téthysienne. Le rifting débute à l'Oligocène moyen (21-21 Ma, Burdigalien inférieur, pour le centre du bassin), en réponse à la dérive du bloc corso-sarde. Les modalités de cette ouverture (translation, valeur de l'angle de rotation, découplage des îles corse et sarde, localisation de la limite continent-océan) suscitent encore de nombreuses controverses et aboutissent à de nombreux modèles, dont la discussion ne concerne pas directement cette étude, mais dont les principaux sont illustrés sur la figure I.17. L'accrétion océanique s'achève au Burdigalien moyen (19-18 Ma). *L'évolution plio-quadernaire* du bassin est ensuite liée à la subsidence de la croûte océanique, avec des accélérations périodiques, liées

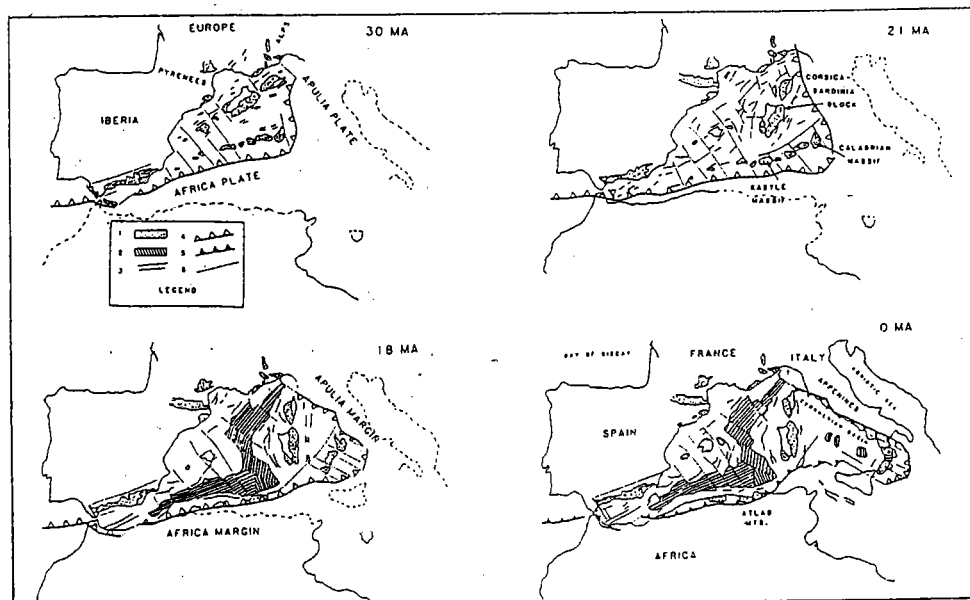
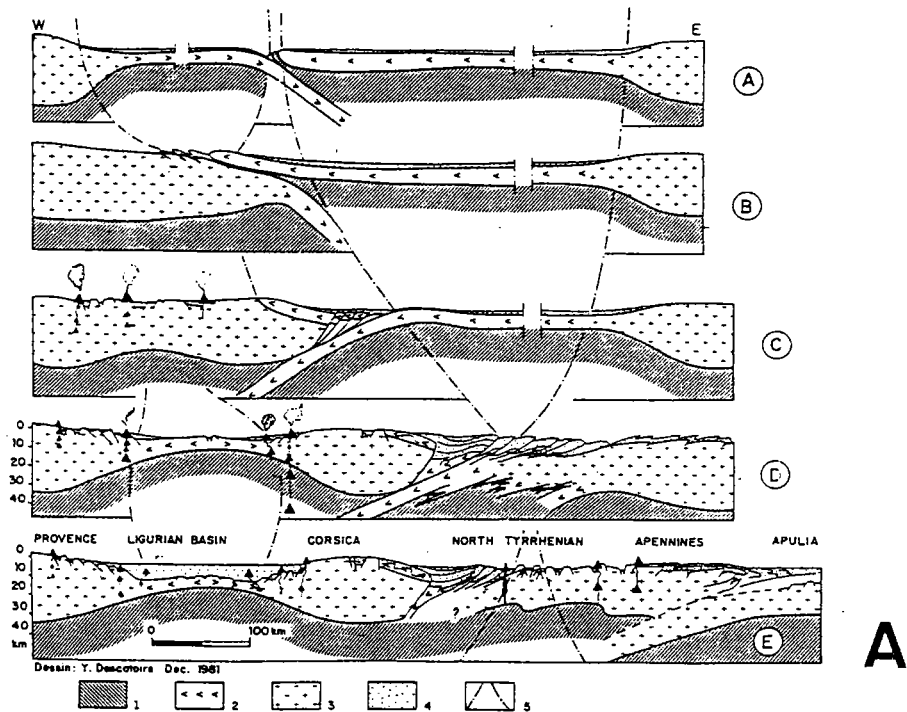
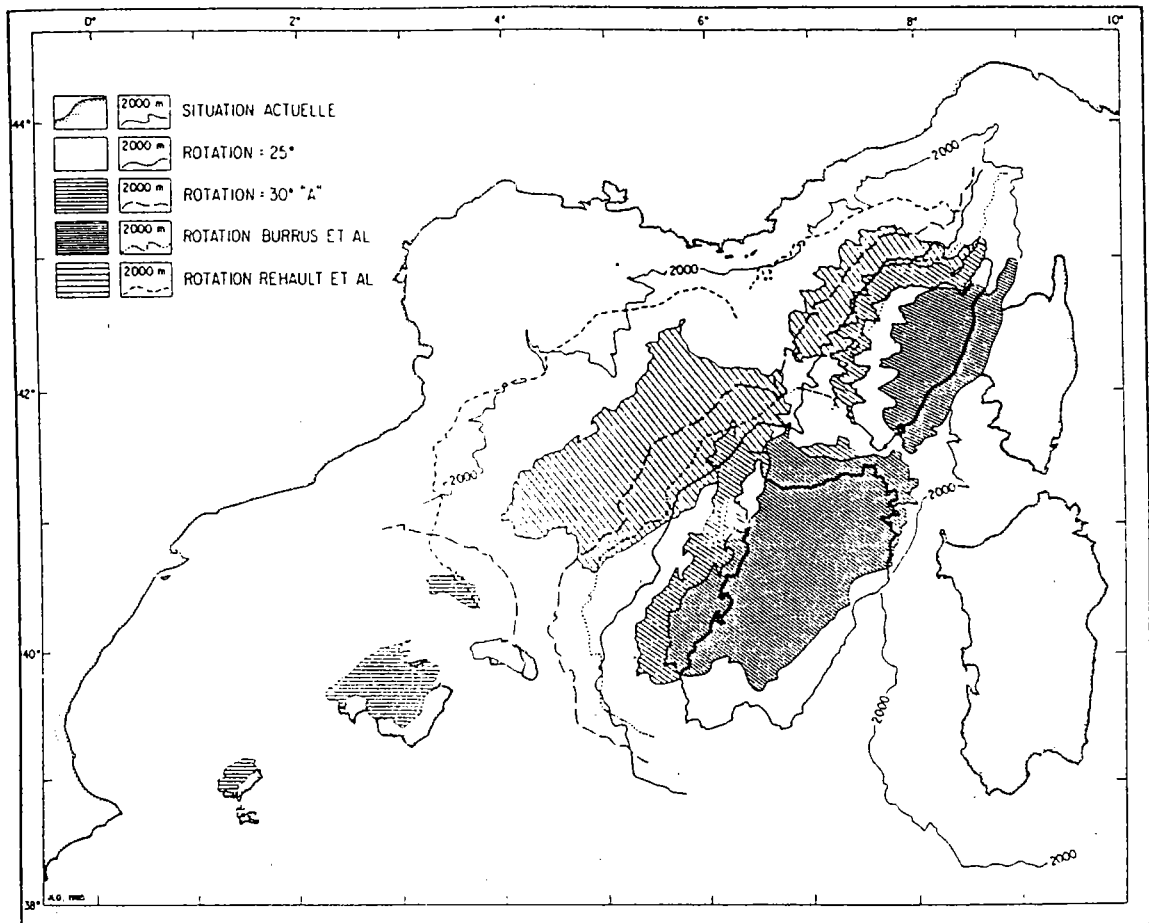
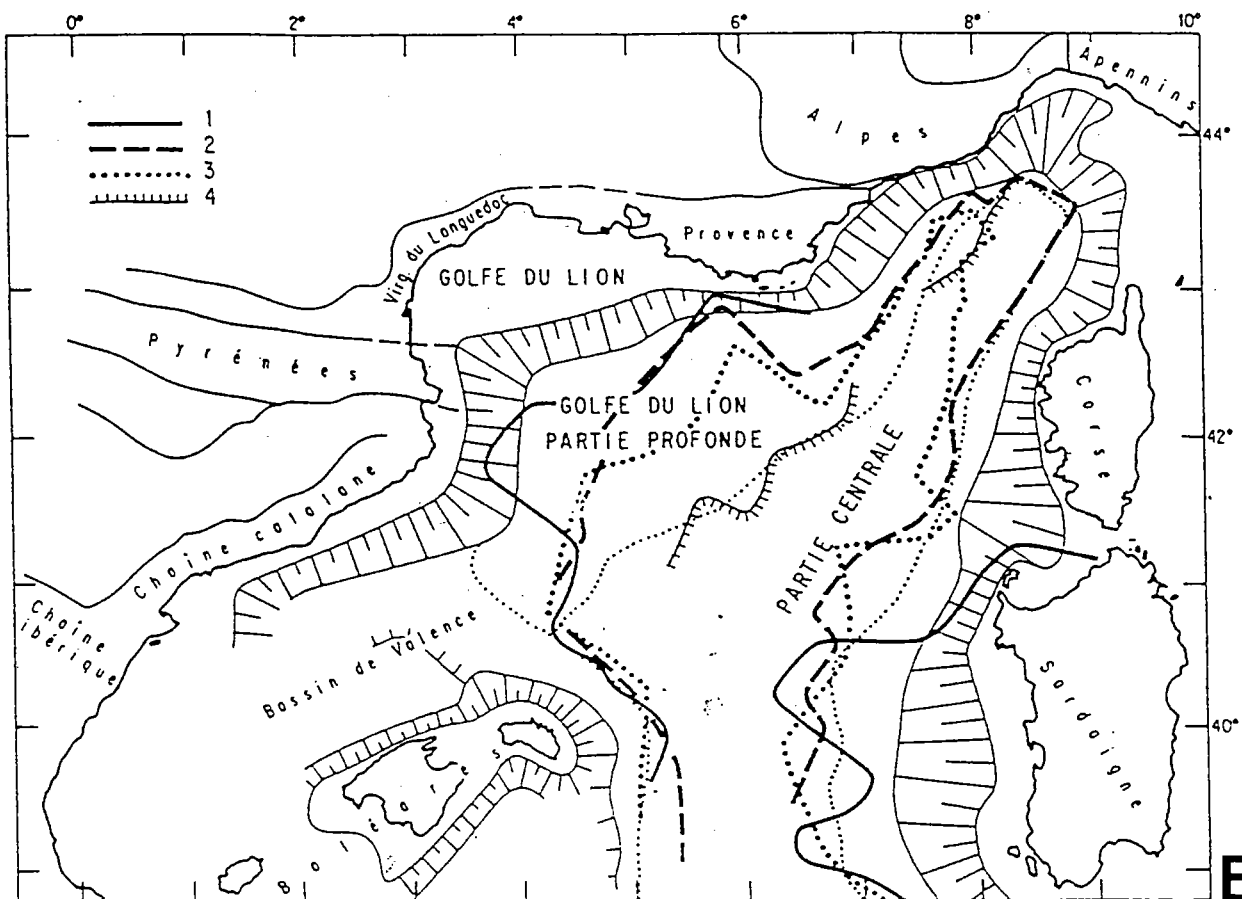


Figure I.16: A. Schéma d'évolution géodynamique du bassin méditerranéen nord-occidental selon une coupe approximativement E-W, des Alpes méridionales à la Corse et aux Apennins du Nord (Réhault et al., 1984). A - Au Crétacé supérieur: subduction de la plaque européenne vers l'est. B - A l'Eocène supérieur: collision alpine et obduction de la Corse. C - A l'Oligocène moyen: après l'inversion du plan de subduction, subduction de l'Apulie vers l'ouest/nord-ouest provoquant un rifting en Méditerranée occidentale et une activité volcanique calco-alcaline en Provence et en Sardaigne occidentale. D - Au Burdigalien supérieur: après l'ouverture océanique du bassin marginal liguro-provençal, collision entre la Corse et la plaque apulienne. E - Au Pliocène moyen: la subsidence se poursuit dans le bassin méditerranéen occidental, la subduction vers l'ouest de l'Afrique sous l'arc calabro-sicilien apparaît, avec ouverture de la mer tyrrhénienne. 1. Manteau supérieur. 2. Croûte océanique. 3. Croûte continentale. 4. Sédiments. 5. Limites des domaines océaniques disparus ou néoformés.

B. Schéma paléogéographique et structural de la Méditerranée occidentale de l'Oligocène terminal à l'actuel (Réhault et al., 1984b). 1. Principaux affleurements du socle paléozoïque. 2. Croûte océanique néogène. 3. Failles normales. 4. Zone de subduction active ou front de chevauchement. 5. Suture, chevauchement intracontinental ou paléosubduction. 6. Failles de décrochement.



A



B

Figure I.17: A. Comparaison de quatre modèles de rotation du bloc corso-sarde (25° et 30° A: Olivet et Le Cann, 1987; Burrus, 1984; Réhault, 1984). La rotation de Burrus correspond à la formation du fond océanique, les trois autres prennent en compte l'ensemble du mouvement (rifting et spreading). B. Différentes propositions pour la limite continent-océan. 1. Bayer et al. (1973), d'après les données aéromagnétiques. 2. Réhault (1981), d'après les données aéromagnétiques et de sismique réflexion. 3. Burrus (1984), d'après les données de sismique réflexion et de sismique réfraction. 4. Le Cann (1987), d'après l'organisation des structures salifères.

au maintien du régime compressif entre l'Afrique et l'Europe, notamment au Pliocène moyen (Réhault, 1981; Le Cann, 1987), période correspondant à un brusque approfondissement du bassin.

1.2. Principaux traits structuraux du bassin liguro-provençal

La carte schématique de la figure I.18, déduite des données sismiques et magnétiques montre la structuration du bassin méditerranéen occidental. Deux directions majeures y sont mises en évidence, notamment grâce aux anomalies magnétiques positives (Bayer et al., 1973; Réhault, 1981; figure I.19): **la direction NE-SW**, matérialisant la direction de l'ouverture du bassin et **la direction NW-SE**, décalant les linéaments NE-SW. Elle correspond aux accidents transformants ayant guidé la dérive du bloc corso-sarde. *Le glacis du Golfe du Lion* repose ainsi sur la transition continent-océan, entre croûte continentale structurée en blocs basculés au nord et croûte océanique au sud. Entre les deux s'étend un vaste domaine à croûte très amincie. Peu de structures profondes sont exprimées dans la morphologie actuelle du bassin, compte tenu de l'importance de la sédimentation dans ce secteur. Au contraire, la tectonique salifère est largement exprimée, et ce de diverses façons. Nous reviendrons en détail sur ce sujet dans la troisième partie de ce mémoire. *La marge niçoise*, quant à elle porte la trace de nombreuses directions structurales, contrôlant l'évolution de ce secteur: **directions NE-SW** (axe d'allongement du bassin, orientation de la marge, orientation des marches d'escalier de la marge et de certains murs de sel), **NW-SE** (failles transformantes, alignements volcaniques et diapiriques), **NNO-SSE** (cours des canyons du Var, de la Roya et de Furia di Taggia), **WSW-ENE à W-E** ("linéament L" de Le Cann, 1987) et **N-S** (alignements morphologiques et salifères). *Sur la marge sud-provençale*, les directions les mieux exprimées sont les directions **E-W et NW-SE**.

2. Caractères généraux de la sédimentation du bassin liguro-provençal

2.1. Données antérieures

La coupe synthétique schématique du bassin liguro-provençal, entre les Maures et la Corse (Figure I.20) montre les différentes séries sédimentaires déposées dans le bassin liguro-provençal depuis son ouverture (près de 6 000 mètres). On y distingue trois ensembles (Figure I.21): - **Le socle, continental** (prolongement en mer des terrains de la Provence calcaire ou cristalline, du socle hercynien, des zones alpines, etc...) ou **océanique** (jamais foré dans le bassin profond, seules les données géophysiques et

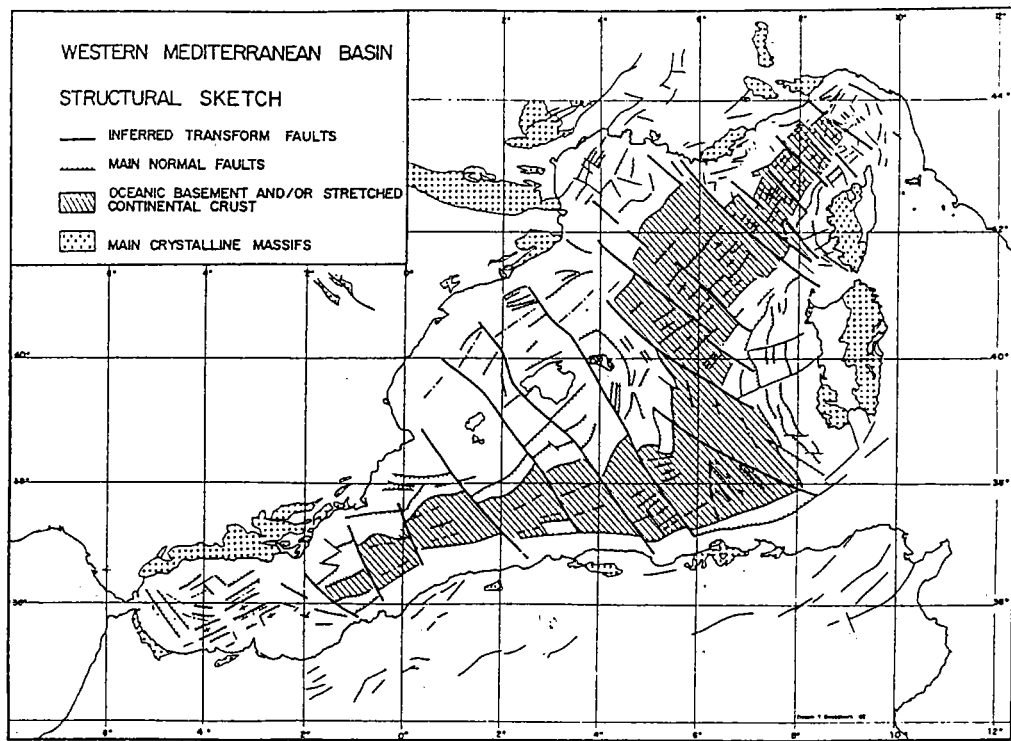


Figure I.18: Carte structurale schématique du bassin méditerranéen occidental, d'après les données sismiques et magnétiques (Réhault et al., 1984). Les principales failles normales et accidents transformants sont montrés.

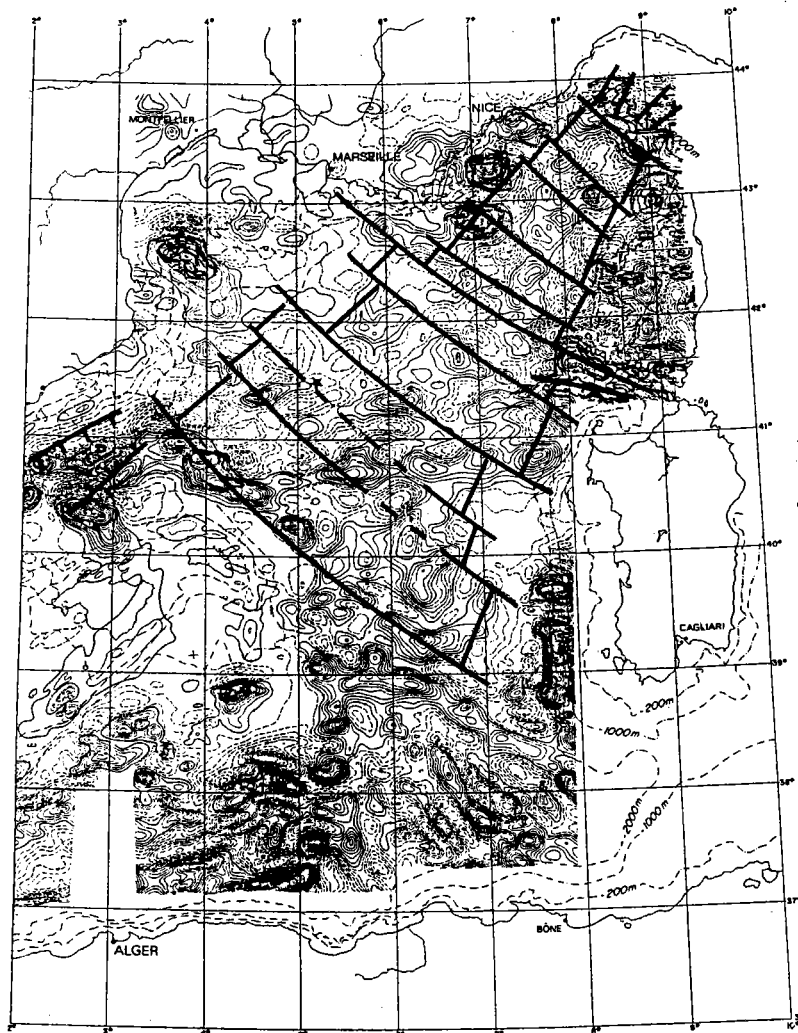


Figure I.19: Carte des anomalies magnétiques dans le bassin algéro-provençal (Galdaneo et Rossignol, 1977). En surimposition, les directions transformantes interprétées (Réhault, 1981).

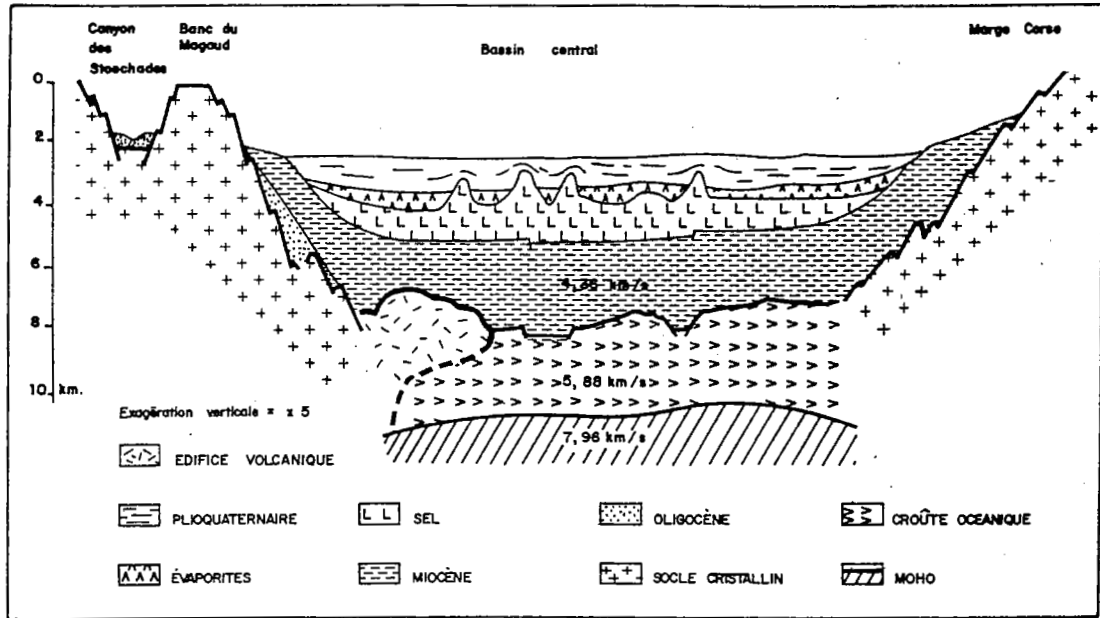


Figure I.20: Coupe synthétique schématique du bassin liguro-provençal entre les Maures et la Corse (Réhault, 1981; d'après Mauffret et al., 1981).

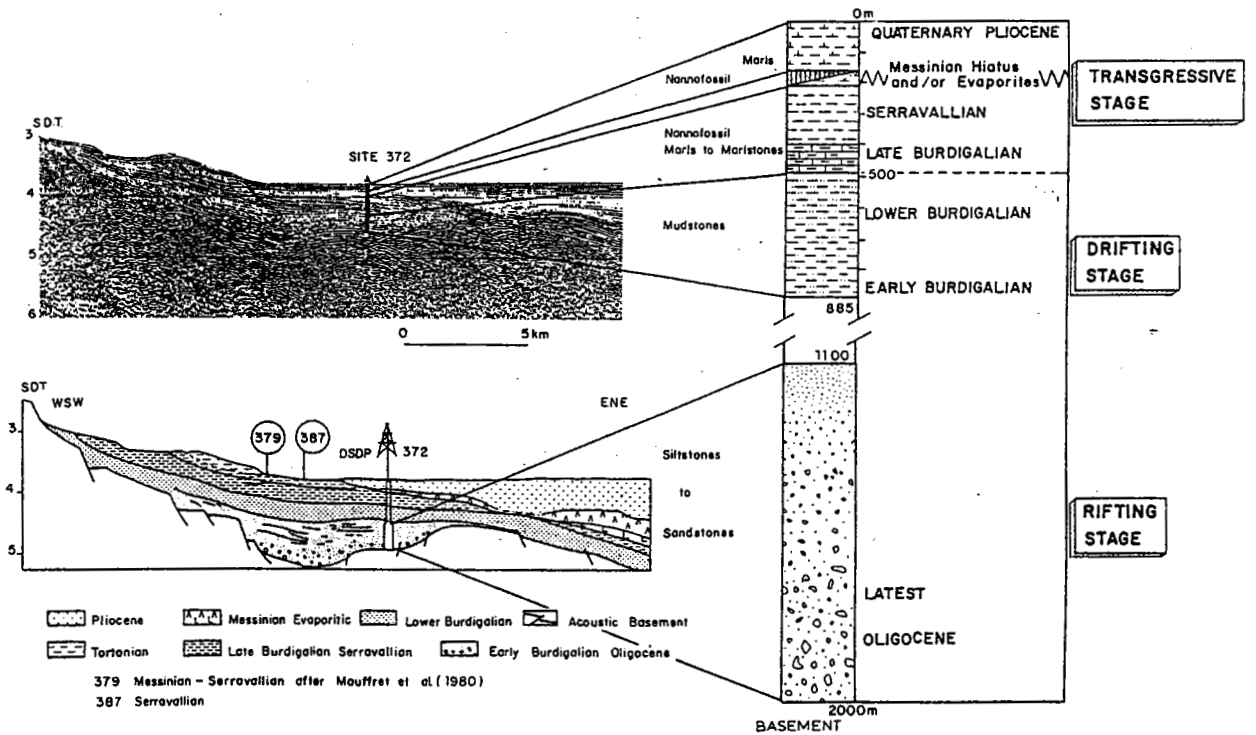


Figure I.21: Structure de la marge orientale de Minorque et séries sédimentaires forées au site DSDP 372 (Réhault et al., 1984).

quelques prélèvements donnent des informations sur son âge et sa nature; figure 22.a); - **La série syn-rift**, forée sur le plateau continental du Golfe du Lion (Cravatte et al., 1974), datée du Chattien-Aquitaniens et prélevée dans le canyon des Stoechades et d'âge Oligocène-Aquitaniens (Bellaïche et al., 1976); - **La série post-rift**, très épaisse et comportant trois ensembles:

* *La série infra-salifère*, d'âge Miocène (Burdigalien inférieur à moyen), très épaisse (3 à 5 km; figure 22.b; Hsü et al., 1978), correspondant vers le sommet de la série à un environnement marin franc.

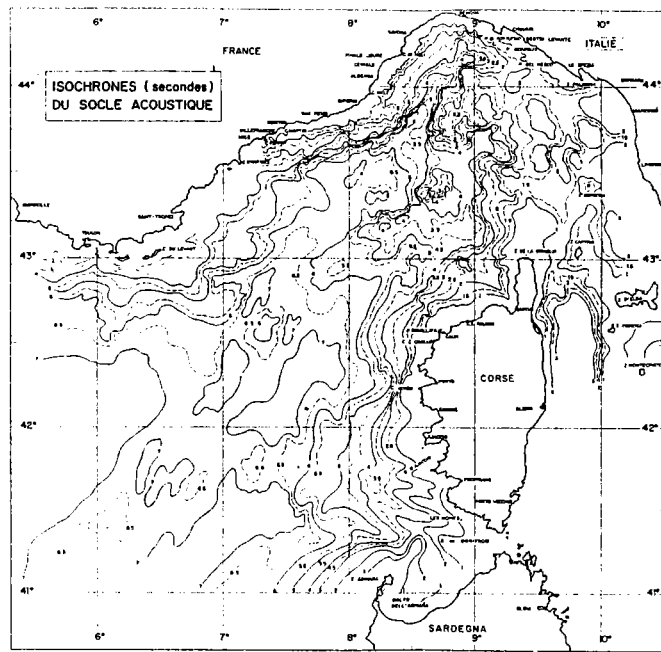
* *La série évaporitique messinienne*, divisée en trois termes (Ryan et al., 1973): les évaporites inférieures (dépôts carbonatés et évaporitiques; 500-700m), la couche de sel (halite avec intercalations d'anhydrite; 1 km) qui génère un diapirisme intense dans le bassin et les évaporites supérieures (marnes dolomitiques et gypsifères; 600-800m; figure 22.c). Leur dépôt s'est effectué entre 6,6 et 5 Ma, lors de l'épisode d'assèchement de la Méditerranée. Cette crise de salinité messinienne, liée à une régression généralisée, permet ainsi l'accumulation de la puissante série évaporitique (jusqu'à 2000 m au centre du bassin, Réhault, 1981) et l'émersion des marges soumises à l'érosion (discordance messinienne). C'est à cette époque que se développe un important réseau hydrographique sur les pentes, précurseur de la majorité des canyons liguro-provençaux actuels.

* *La série plio-quadernaire*, discordante sur la surface d'érosion messinienne au niveau des marges et concordante sur les évaporites supérieures dans le bassin. D'abord pélagique (boues marneuses et boues à nannofossiles; Ryan et al., 1973) la sédimentation devient détritique vers le sommet (sables, silts). Son épaisseur est d'environ 1 000 m dans le bassin profond.

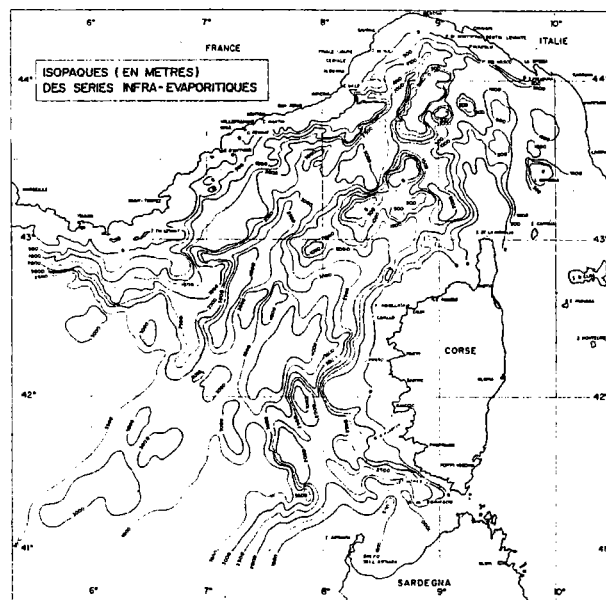
La stratigraphie sismique correspondante est illustrée sur la figure I.23.

2.2. Apports récents

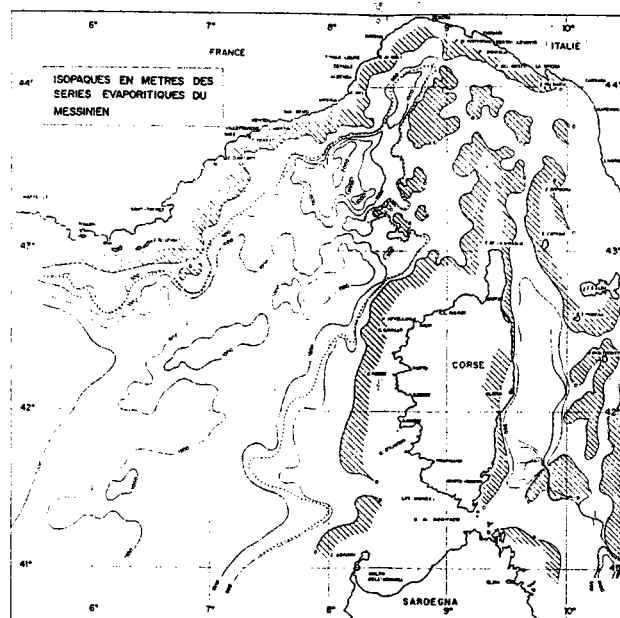
Les séries sédimentaires du bassin liguro-provençal ont déjà fait l'objet de nombreuses études, notamment pour le Plio-Quadernaire, époque à laquelle s'édifient les grands appareils détritiques du glaciaire. Les données de sismique réflexion monotraces fournies par les campagnes MESEA permettent une bonne définition des séries évaporitiques et plio-quadernaires (Figure I.24). *Les évaporites inférieures* sont représentées par des réflecteurs subparallèles et subhorizontaux, souvent difficilement repérables en raison de l'absorption des ondes acoustiques par le sel sus-jacent. Leur toit se situe dans le bassin profond à environ 5,3-5,4 s.t.d. *Le sel*, dont le faciès acoustique transparent est aisément repérable, possède une épaisseur moyenne d'environ 0,45 s.t.d. (soit 960 mètres pour une vitesse moyenne de 4,28 km/s; variations entre 0,7 et 1 s.t.d.) et son toit se situe entre 4,8 et 5,1 s.t.d. (pour une couche de sel non perturbée par l'halocinèse, exemple de la zone 6).



A



B



C

Figure I.22: A. Carte isochrone (s.t.d.) du toit du socle acoustique dans le bassin ligure. B. Carte des isopaques (en mètres) de la série infrasalifère. C. Carte des isopaques (en mètre) de la série évaporitique messinienne. Les hachures correspondent aux zones d'érosion, sans dépôts évaporitiques, leur limite représente la ligne de rivage à la fin du Messinien (Réhault, 1981).

Les évaporites supérieures, constituées de forts réflecteurs possèdent une épaisseur comprise entre 0,25 et 0,3 s.t.d. (soit 430 à 510 m pour une vitesse de 3,42 km/s). *La série plio-quadernaire* est très puissante [entre 0,8 et 1,4 s.t.d. (localement 1,8 s.t.d.):soit 800 à 1400 m pour une vitesse de 2 km/s]. Son épaisseur décroît rapidement vers le bassin profond. A la base de cette série, les réflecteurs sont relativement frustes, ils deviennent beaucoup plus continus et bien lités vers le sommet. Le "doublet" de réflecteurs attribué au Pliocène moyen (Le Cann, 1987) n'est identifiable que très localement dans notre secteur d'étude. De même, la partie inférieure de la série plio-quadernaire apparaît rarement transparente, au contraire du secteur ligure (Le Cann, 1987). Enfin, de nombreuses variations latérales de faciès sont observables sur nos profils, au sein de la série plio-quadernaire, avec notamment des faciès typiques de chenaux fossiles ou de glissements gravitaires.

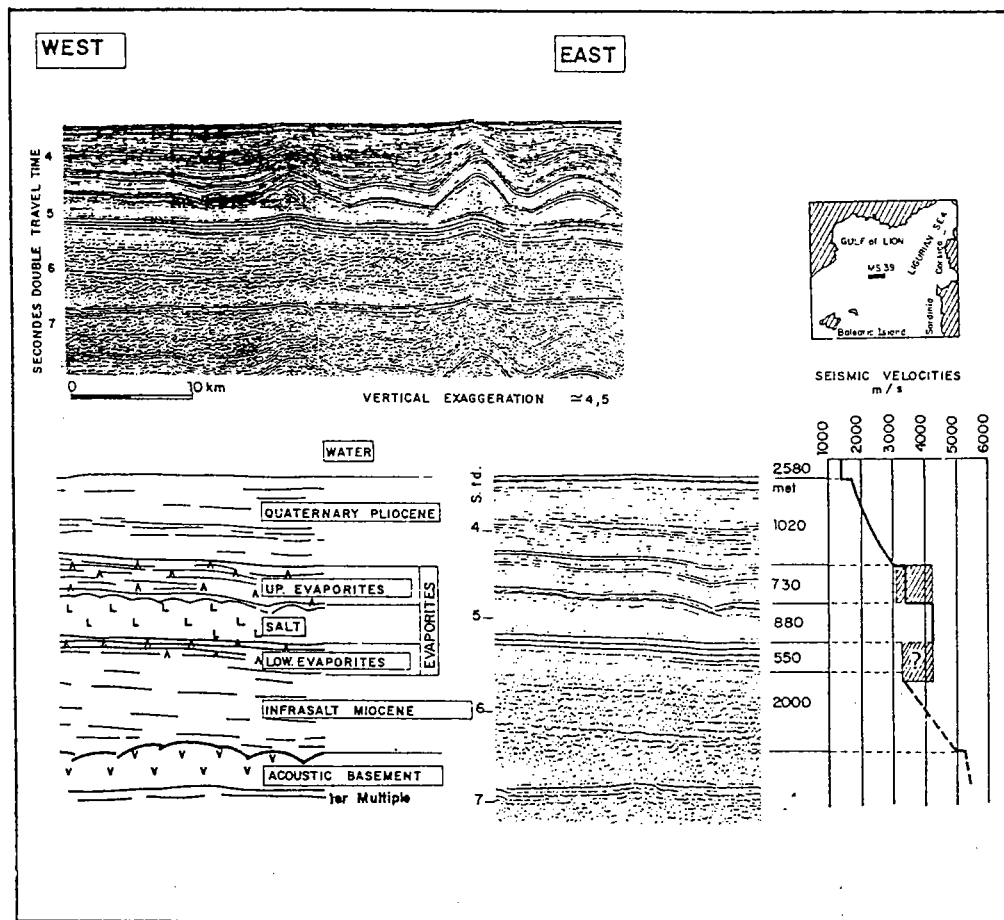


Figure I.23: Stratigraphie acoustique et vitesses sismiques dans le bassin ligure profond (Réhault et al., 1984).

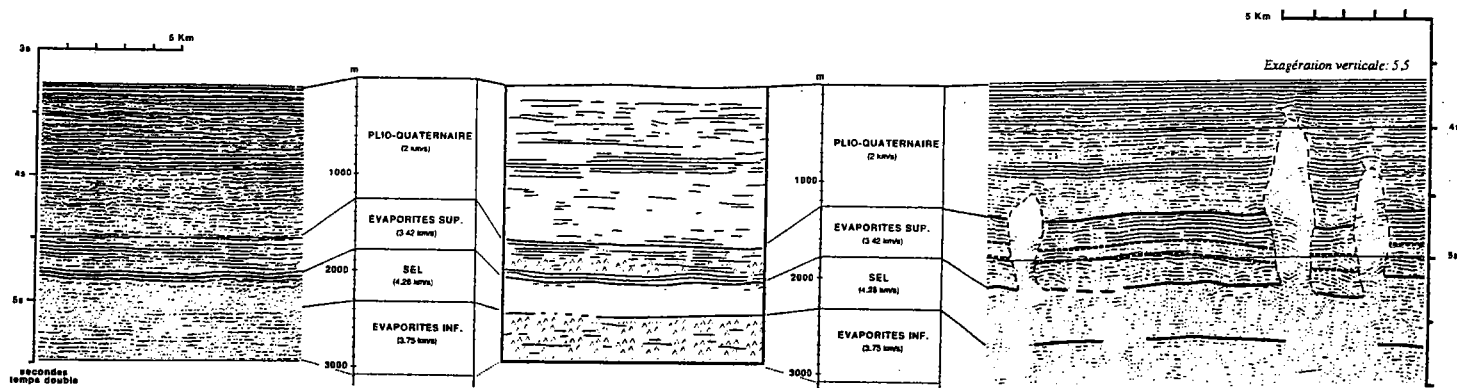


Figure I.24: Stratigraphie sismique identifiée sur les profils MESEA (1990).

**DEUXIEME PARTIE:
PROCESSUS ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRES DANS LE
CONTEXTE MORPHOSTRUCTURAL DU BASSIN
LIGURO-PROVENCAL**

CHAPITRE I: DISTRIBUTION ET SIGNIFICATION
DES FACIES ACOUSTIQUES

**DEUXIEME PARTIE: PROCESSUS ET DYNAMIQUE SEDIMENTAIRES
DANS LE CONTEXTE MORPHOSTRUCTURAL DU BASSIN
LIGURO-PROVENCAL**

INTRODUCTION

Au cours des campagnes **MESEA I** et **MESIM** ont été réalisés **19 000 km de profils de sismique très haute définition (3,5 kHz)**, conjointement aux sondages multifaisceaux Seabeam et Simrad et à la sismique réflexion monotrace. Le sondeur 3,5 kHz fournit des informations sur la couche superficielle des sédiments (0 à 80 mètres environ). Les caractéristiques acoustiques des dépôts sont en effet le reflet de différents paramètres lithologiques et physiques: nature lithologique, cohésion, teneur en eau, texture, granulométrie.

L'analyse des enregistrements fournis par le sondeur de sédiments 3,5 kHz lors des campagnes **MESEA I** et **II** permet de définir **un nombre limité de faciès acoustiques-types**, en les comparant d'une part avec ceux de zones adjacentes (Coutellier, 1985; Le Cann, 1987), d'autre part avec des travaux concernant d'autres régions du monde (Damuth, 1975 et 1980; Damuth, Jacobi et Hayes, 1983). A partir de la classification proposée, j'ai réalisé **des cartes de la répartition des écho-faciès caractéristiques** pour chacune des zones explorées. **Leur distribution apparaissant en étroite relation avec leur environnement morphologique**, l'analyse détaillée des résultats des sondages 3,5 kHz est indissociable d'une description complète des cartes bathymétriques obtenues lors des campagnes **MESEA**. Sont également pris en compte le contexte géographique et l'environnement sédimentologique. Nous tenterons donc d'établir des corrélations entre ces écho-faciès et, leur nature lithologique d'une part, leur mode de mise en place d'autre part. Nous présentons enfin une synthèse à l'échelle régionale.

CHAPITRE I: DISTRIBUTION ET SIGNIFICATION DES FACIES ACOUSTIQUES

A. CLASSIFICATION DES FACIES ACOUSTIQUES

La classification des écho-faciès identifiés sur les enregistrements 3,5 kHz est fondée sur l'aspect de l'écho de surface (continu ou hyperbolique) et du faciès acoustique proprement dit (lité, fruste ou transparent). Les principales familles d'écho-faciès identifiées concordent avec celles répertoriées par Coutellier pour les secteurs voisins (1985), nous en avons cependant distingué d'autres correspondant à des particularités de notre zone d'étude. Une comparaison est également établie avec la classification proposée par Le Cann (1987).

Les différents échos-faciès se répartissent selon cinq groupes principaux (Figures II.1 et II.2):

- * **les échos-faciès lités (L)** (litage continu **L1**; discontinu **L2**) avec un sous-faciès ondulé **L'**;
- * **les échos-faciès transparents (T)** [en surface (**T1**), entièrement (**T2**) ou partiellement enfoui (**T3**)];
- * **les échos-faciès hyperboliques (H)** [à hyperboles aigües (**H1**) dit "**faciès de pente**" ou régulières (**H2**)];
- * **les écho-faciès frustes (F)**, c'est à dire acoustiquement sourds;
- * **les écho-faciès "de plateau continental" (PF)**, d'aspect variable mais de signification identique.

On constate que si dans l'ensemble ces écho-faciès sont les mêmes que ceux répertoriés dans les travaux antérieurs pour les secteurs voisins, certains d'entre eux, comme le sous-faciès L' ou le faciès T3 paraissent propres à notre zone de travail. Afin de pouvoir comparer plus aisément les différentes données entre elles, nous avons adopté, pour la représentation cartographique de ces faciès, les mêmes figurés que ceux des auteurs précédents.

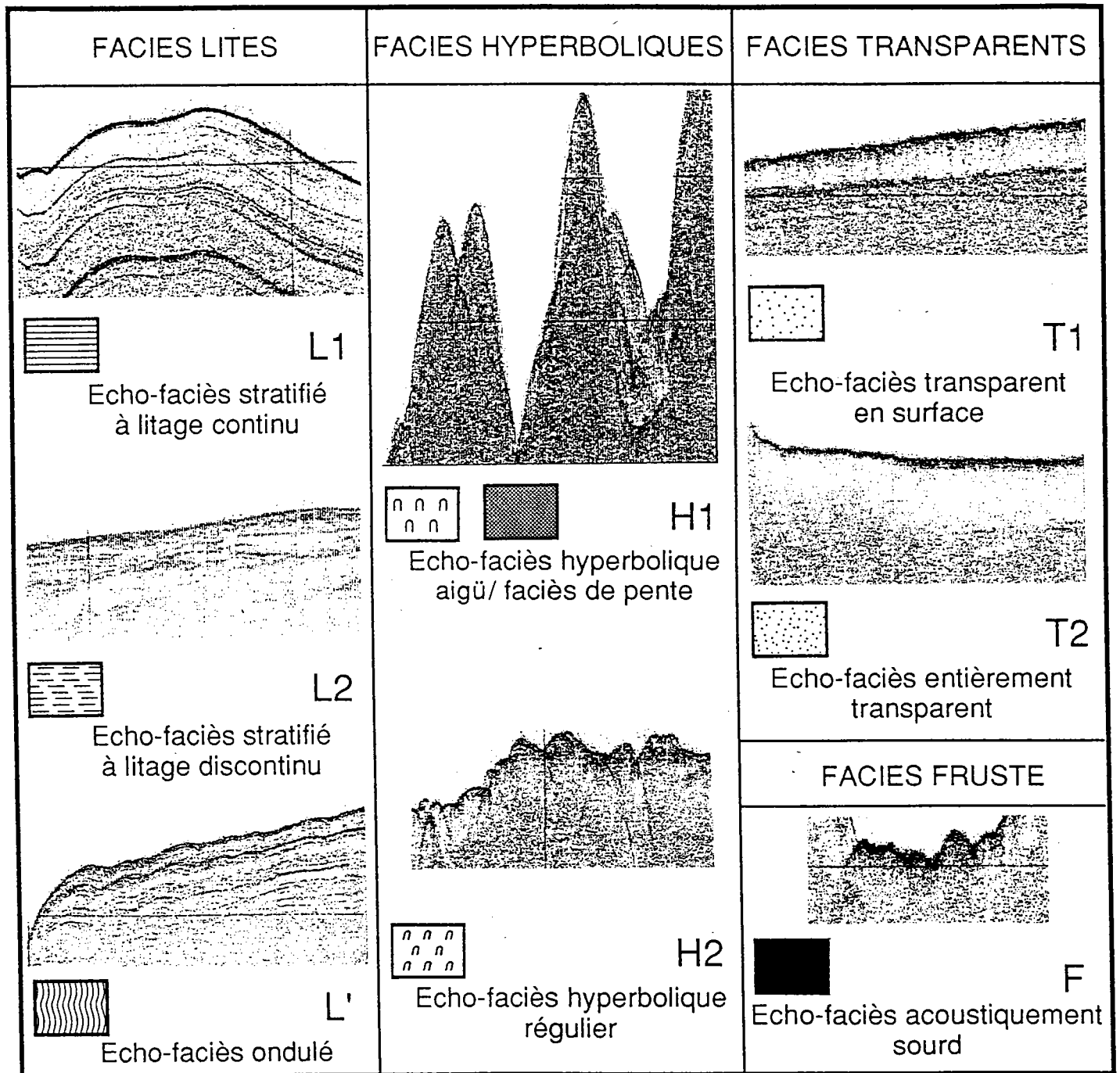


Figure II.1: Les principaux écho-faciès identifiés par sondages 3,5 kHz dans le secteur d'étude, en concordance avec ceux répertoriés dans les zones voisines.

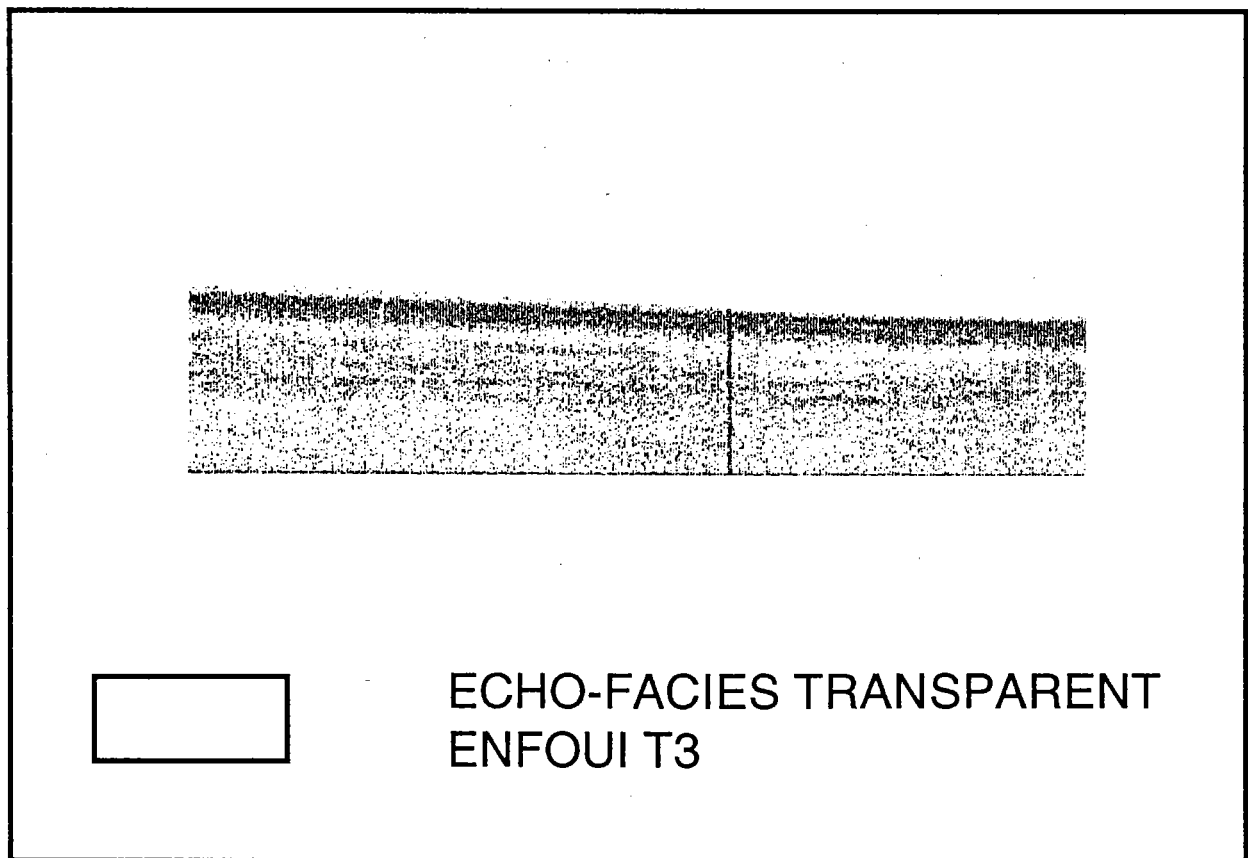
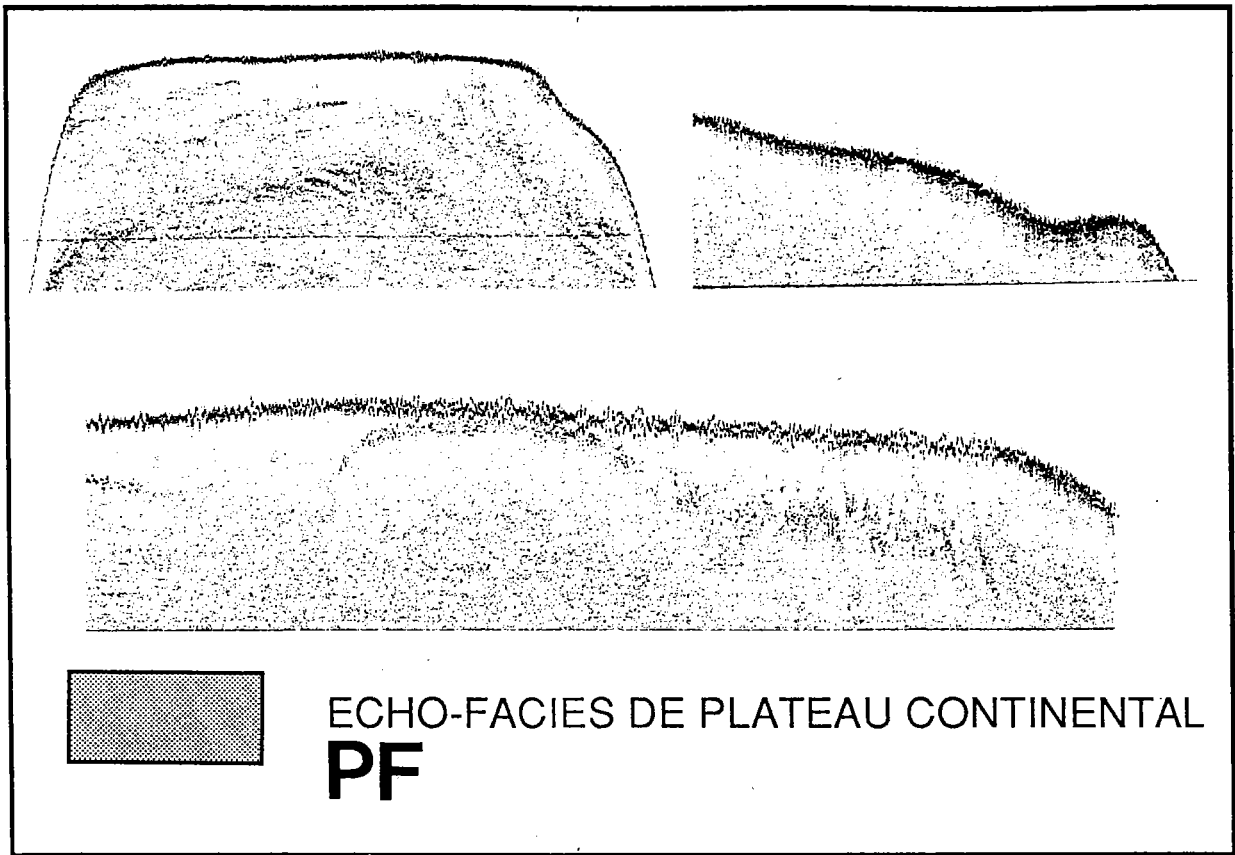


Figure II.2: Echo-faciès spécifiques du secteur d'étude.

B. DISTRIBUTION ET SIGNIFICATION DES ECHO-FACIES

Les cartes de la répartition des écho-faciès identifiés sur nos enregistrements nous permettent d'établir des relations entre les faciès acoustiques et: la morphologie, la localisation géographique, la lithologie des sédiments et leur mode de mise en place. Nous décrirons et interpréterons ces nouveaux documents un à un, dans un premier temps pour **la partie profonde du bassin méditerranéen nord-occidental** (cartes réalisées au 1/200 000), puis pour **les zones proches des côtes provençales et corses** (cartes réalisées au 1/100 000 pour les zones provençales; au 1/250 000 pour la Corse).

1. Le bassin profond (MESEA I, Zones 5 et 6)

Les résultats des sondages 3,5 kHz dans le secteur profond du bassin liguro-provençal ont fait l'objet d'une publication aux Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (1992) qui figure en annexe de cette partie.

1.1. Bathymétrie

1.1.1. Zone 6

La zone 6 est située sur le glacis du bassin liguro-provençal, dans la partie distale de l'Eventail sous-marin profond du Rhône (Figure plan de position, partie I, Chapitre I).

La pente, très faible ($0,2^\circ$) est orientée globalement vers l'est et est parcourue par deux chenaux sous-marins, orientés ouest-est, qui appartiennent au réseau distributaire distal du deep-sea fan du Rhône (Figure II.3). Au sud-est de la zone 6 le fond sous-marin est perturbé par deux "collines" correspondant en profondeur à des intumescences salifères. Ces reliefs annoncent déjà la transition avec les domaines plus méridionaux (SEADOME et MESEA), morphologiquement plus caractéristiques.

1.1.2. Zone 5

Ce domaine très faiblement incliné ($0,15^\circ$), orienté NW-SE, est situé au pied de la pente et constitue une transition avec la plaine bathyale. La caractéristique morphologique la plus remarquable y est la présence d'une ceinture de dômes de sel, au large du deep-sea fan

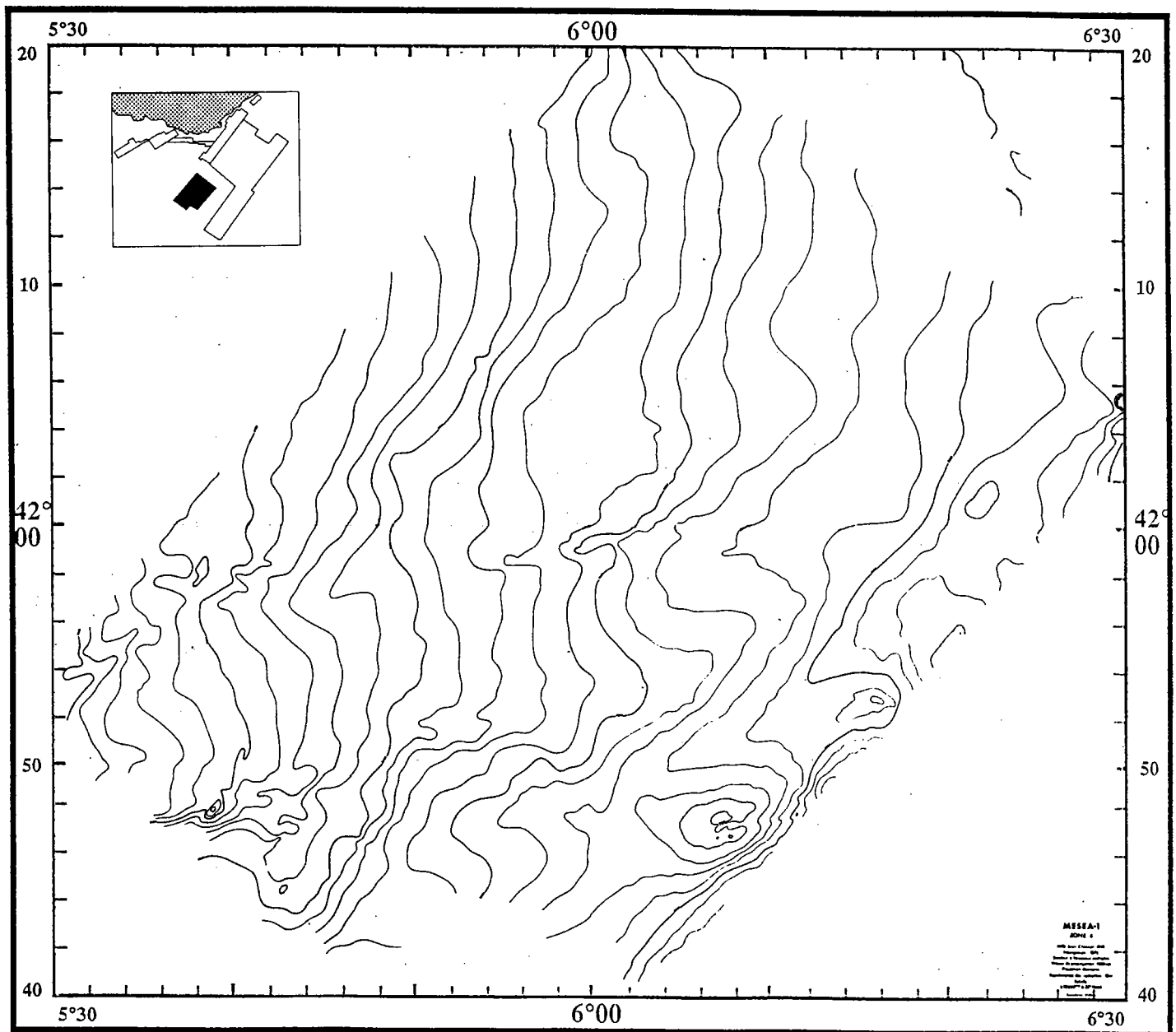


Figure II.3: Morphologie détaillée de la zone 6 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 m).

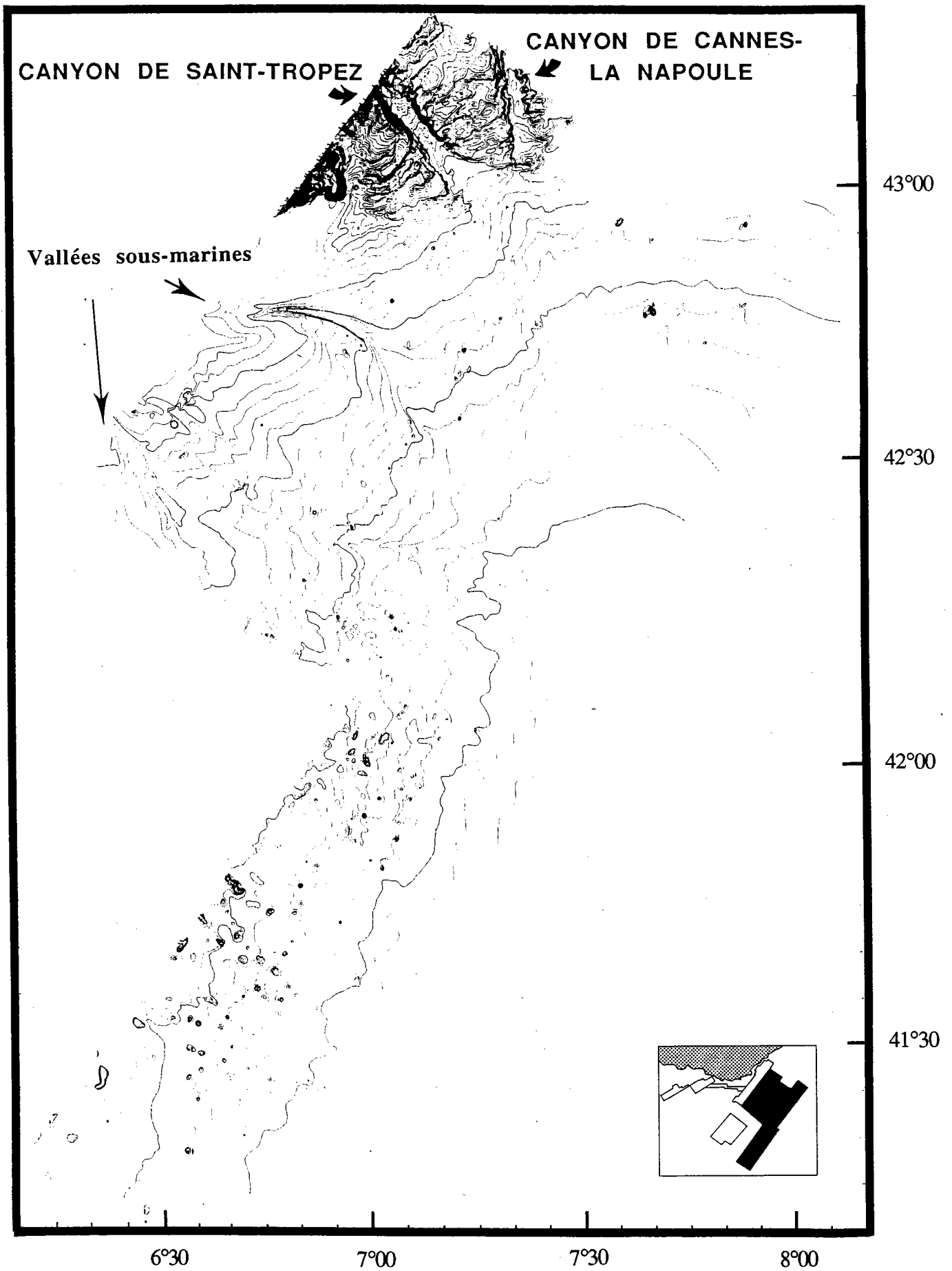
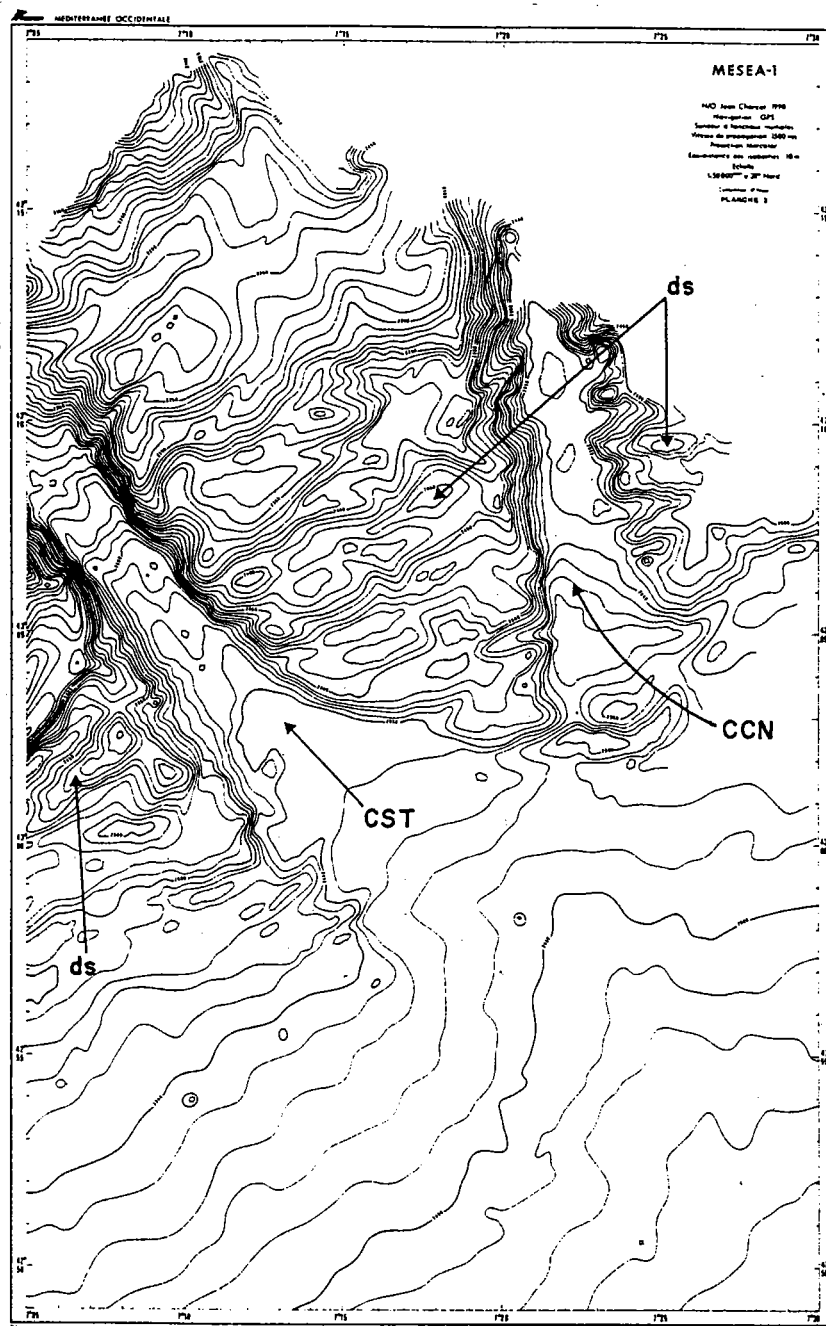


Figure II.4: Morphologie détaillée de la zone 5 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 m).



Secteur sud-Esterel (région du large) : CST : canyon de Saint-Tropez; CCN : canyon de Cannes-la Napoule; ds : dunes sédimentaires.

Figure II.5: Détail bathymétrique de la zone 5, dans la partie distale des canyons de Saint-Tropez et Cannes-La Napoule sur les versants desquels on observe des dunes sédimentaires dissymétriques.

du Rhône (Figure II.4). Ces dômes seront étudiés en détail dans la troisième partie de ce mémoire.

Au nord de la zone 5, les relevés Seabeam permettent de mettre en évidence pour la première fois la morphologie très caractéristique des parties distales des canyons de Stoechades-Camarat, de Saint-Tropez et de Cannes-La Napoule, à leur débouché sur le glacis. En particulier, le versant droit du canyon de Saint-Tropez présente un système d'ondulations transverses (Figure II.5). Il s'agit de **dunes sédimentaires dissymétriques**, à flanc sud plus abrupt que le flanc nord. Leur hauteur peut atteindre 100 mètres et décroît vers le bassin. Leur périodicité est d'environ 4 km, pour une longueur de 8 km. Le versant droit du canyon de Cannes-La Napoule est également affecté, dans sa partie distale, d'une succession de grandes dunes sédimentaires. De tels édifices avaient déjà été identifiés grâce au Seabeam et à la sismique haute résolution sur la ride sédimentaire du Var (Foucault et al., 1986). Certaines de ces ondulations sont visibles dans la partie orientale de la carte de la figure II.7. De telles structures, décrites en d'autres endroits du globe, en contexte de glacis (Heezen *et al.*, 1966; Kolla *et al.*, 1980; Bouma et Treadwell, 1975; Normark *et al.*, 1980) sont attribuées à l'action de courants de contours ou de courants de turbidité.

On met enfin en évidence, au large du promontoire rocheux des îles d'Hyères, deux vallées sous-marines isolées de direction E-W puis NW-SE et de longueur avoisinant 150 km. Bordés de levées sédimentaires, ces chenaux profonds débouchent sur la plaine bathyale. La vallée située à 42°15'N semble se raccorder, en amont, aux débouchés des canyons de Marseille et de Planier. La vallée située à 42°45'N quant à elle peut être rattachée aux canyons toulonnais (canyons de Cassidaigne, de Toulon et des Blauquières). Ces deux chenaux sous-marins profonds illustrent **l'importance des apports rhodaniens dans une zone très éloignée de leur source**.

1.2. Répartition et signification des écho-faciès

1.2.1. Les faciès lités (L)

a. L'écho-faciès lité continu (L1)

Ce faciès se présente sous forme de réflecteurs parallèles de forte amplitude, constituant un litage régulier. La pénétration maximale du sondeur de sédiments pour ce faciès acoustique est d'environ 60 mètres. Le faciès lité continu occupe de très grandes surfaces dans la zone 5 ainsi que dans la zone 6 (Figures II.6 et II.7). Cependant, il présente des variations locales d'aspect et de pénétration:

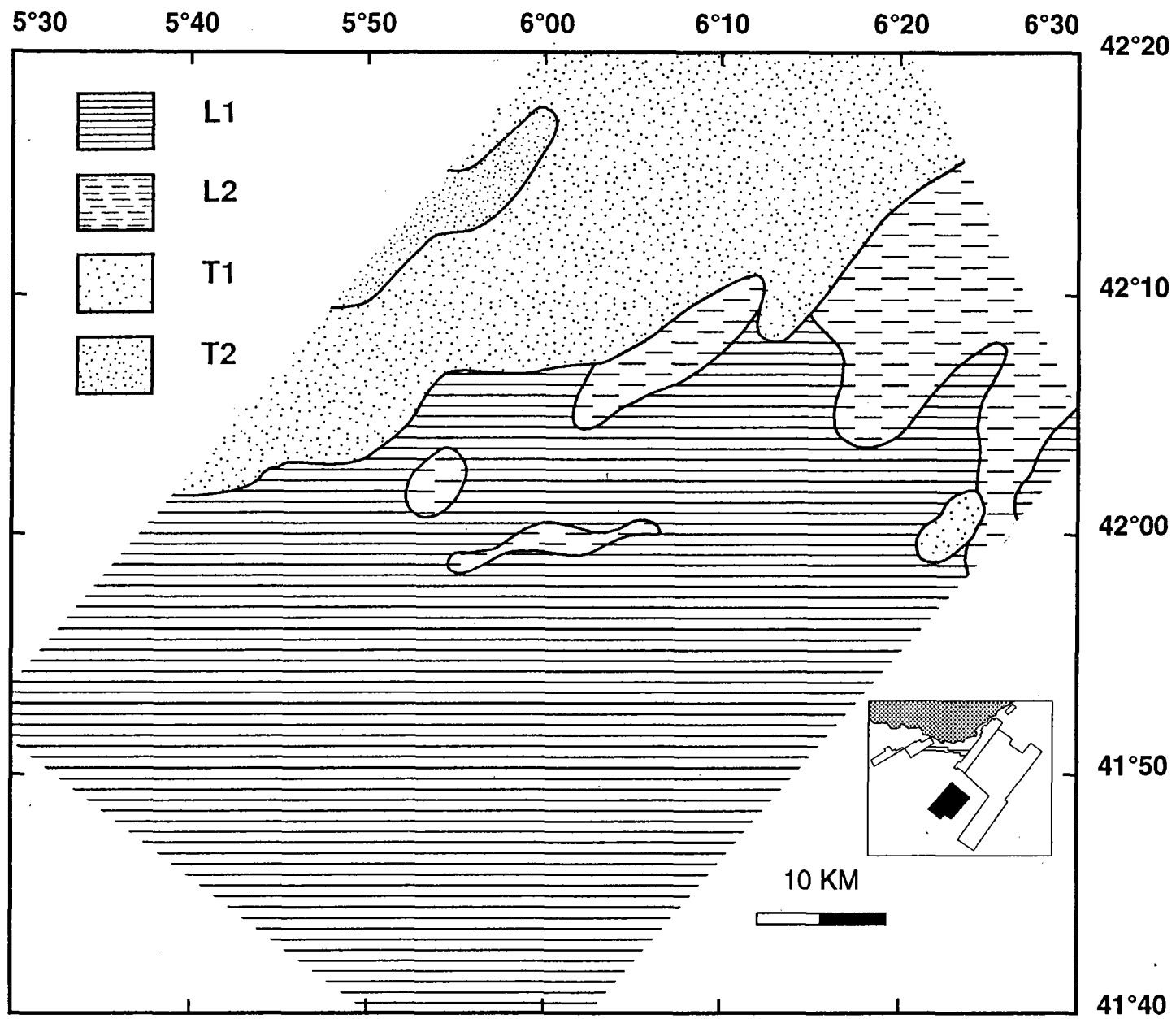


Figure II.6: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 6 -.

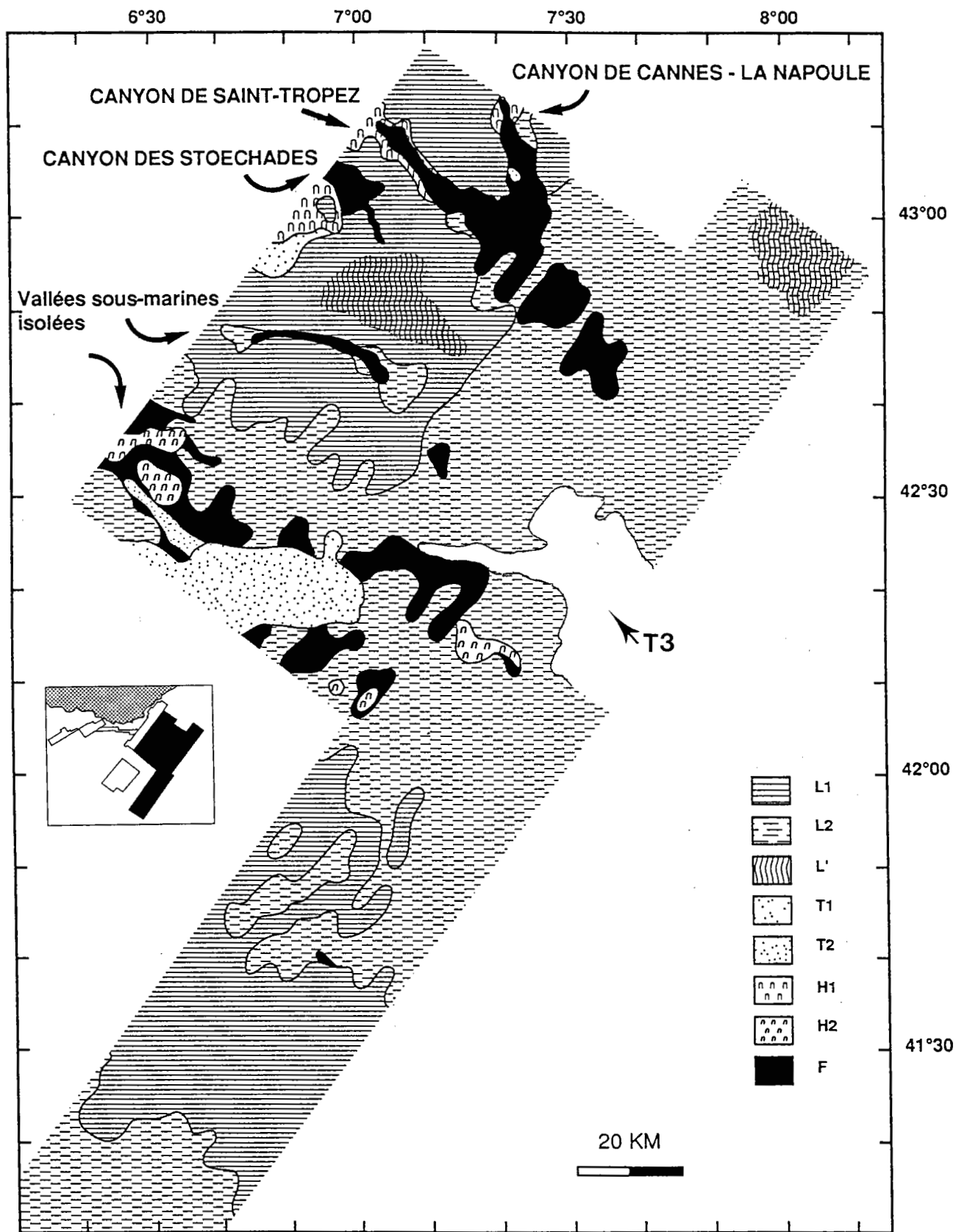
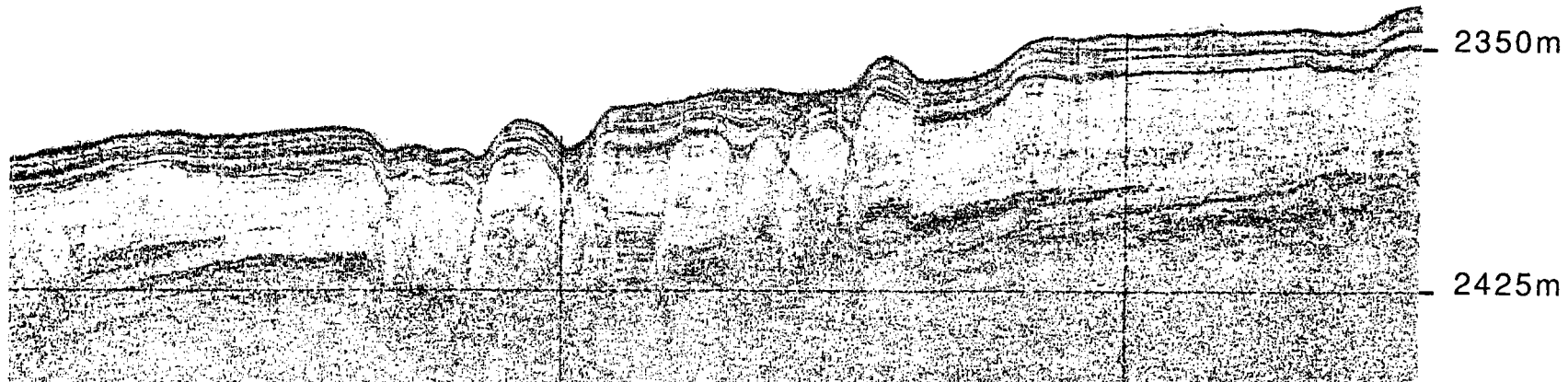


Figure II.7: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 5 -.

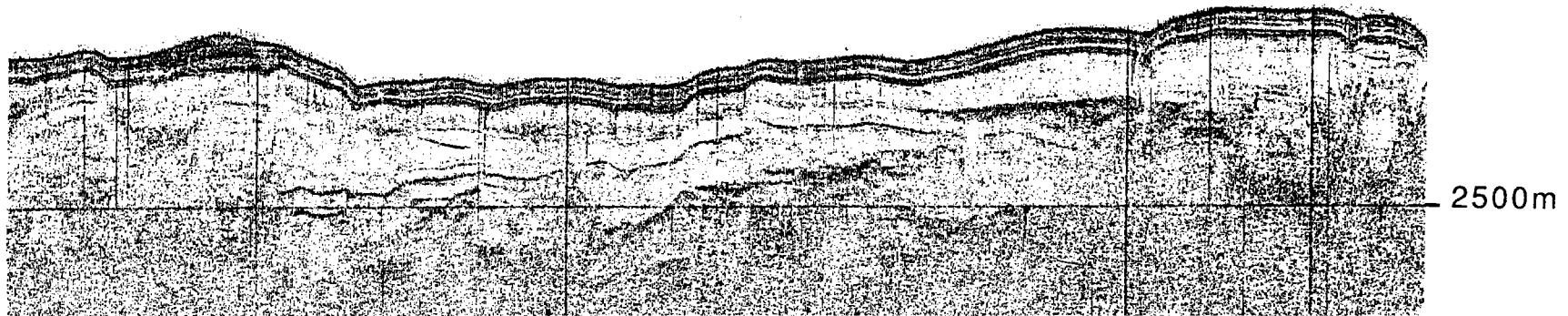
NE

SW



Profil 6-17 (MESEA I, 1990)

0 km 5



Profil 6-9 (MESEA I, 1990)

Faciès lités

Figure II.8: Echo-faciès lité L1a dans le domaine moyen de l'Eventail sous-marin profond du Rhône correspondant à des turbidites fines de type "dépôts de levées".

* **Dans la zone 6**, il s'agit d'un ensemble stratifié comprenant une série peu épaisse (une dizaine de mètres) et très finement litée surmontant une série stratifiée claire et très hétérogène avec de nombreux niveaux transparents. L'épaisseur minimale de cet écho-faciès est de l'ordre de 60 mètres (L1a, figure II.8).

* **Dans la partie sud de la zone 5**, l'écho-faciès lité L1 se présente sous forme d'un ensemble plus homogène, bien que comportant encore quelques niveaux "chaotiques". La pénétration du sondeur est moindre (environ trente mètres, L1b, figure II.9).

* **Dans la partie nord de la zone 5**, L1 apparaît nettement limité aux interfluves liés aux vallées sous-marines de Cannes-La Napoule, de Saint-Tropez (Figure II.10) et de la vallée isolée, parcourant le glacié à la latitude de 42°45'N. Il est constitué d'une série homogène litée très finement, avec une pénétration maximale d'une quarantaine de mètres (L1c, figure II.11).

- *Discussion*

Cet écho-faciès suscite deux interprétations très différentes. Selon les cas et les auteurs, il est en effet attribué à des sédiments (hémi)pélagiques ou à des dépôts turbiditiques. Dans le secteur SEADOME, Le Cann (1987) distingue un faciès "lité drapant" qu'elle associe à des hémipélagites et un faciès "lité nivelant" (c'est à dire discordant), attribué à des turbidites. Pour étayer son interprétation du faciès drapant, Le Cann invoque les critères suivants:

- * dépôt isopaque sur tout le secteur SEADOME
- * parallélisme des réflecteurs internes
- * série concordante
- * aspect moulant de la série

Ces observations constituent des arguments en faveur d'une composante verticale prédominante dans la mise en place des dépôts. Damuth (1980) interprète de la même façon les faciès lités drapants qu'il observe dans la plaine abyssale du bassin sud-chinois et les attribue à des sédiments pélagiques, en s'appuyant sur la teneur faible en éléments grossiers (silt/sable) des échantillons prélevés sur cette zone.

Coutellier (1985) propose, pour le secteur DELTARHO une interprétation opposée: selon lui, en effet, le faciès lité continu est caractéristique de sédiments mis en place par des courants de turbidité. Ses travaux ont permis de montrer que le faciès L1 se situe préférentiellement de part et d'autre du chenal principal de l'Eventail sous-marin profond du Rhône, essentiellement dans sa partie moyenne. D'après les modèles sédimentologiques des deep-sea fans (Nelson et Kulm, 1973; Walker, 1978; Figure II.12), les levées sont

Exagération verticale : x53

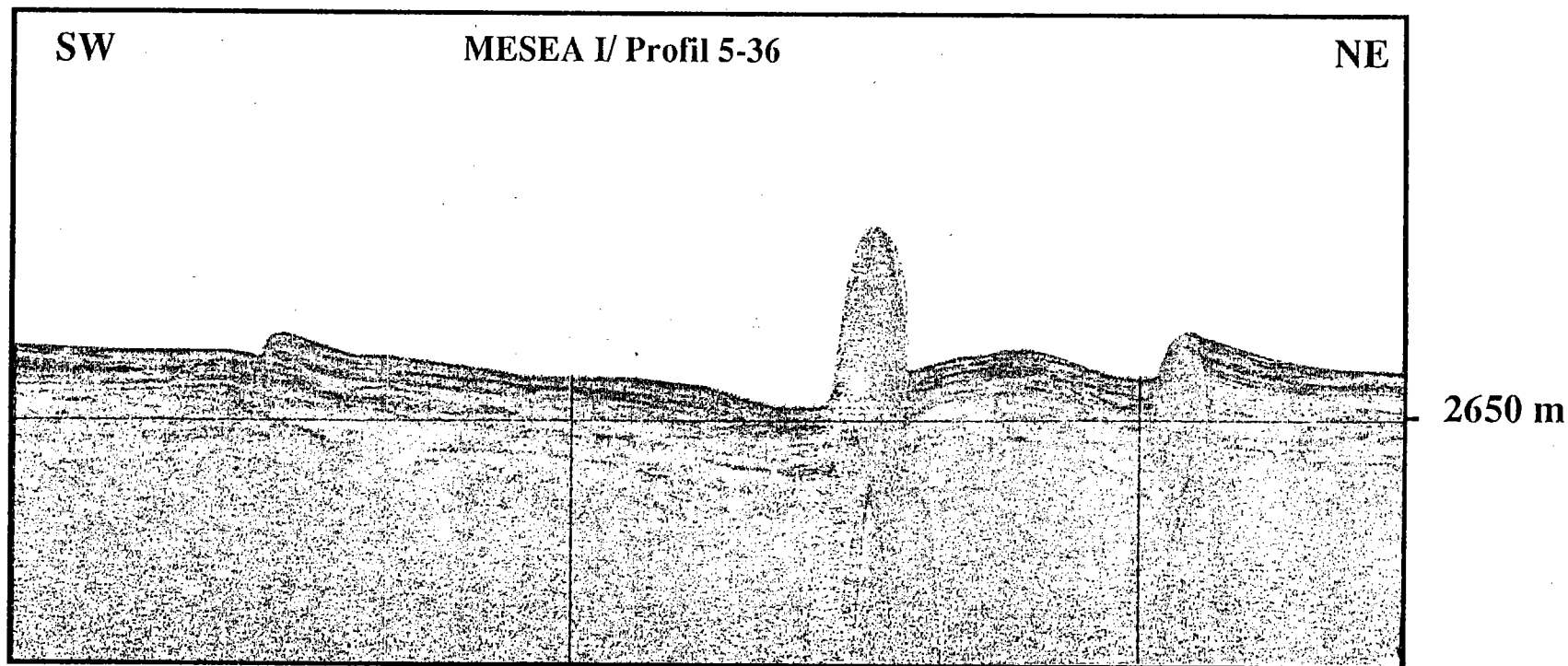
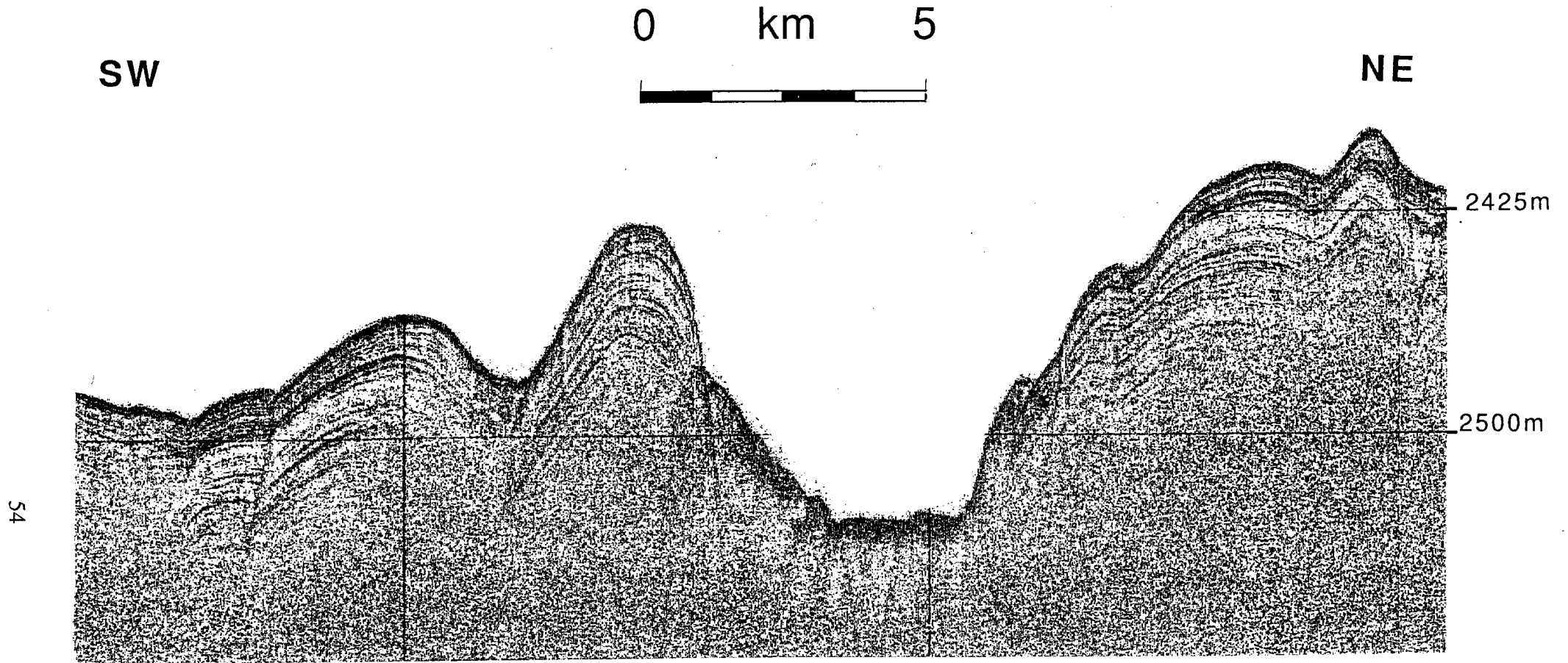
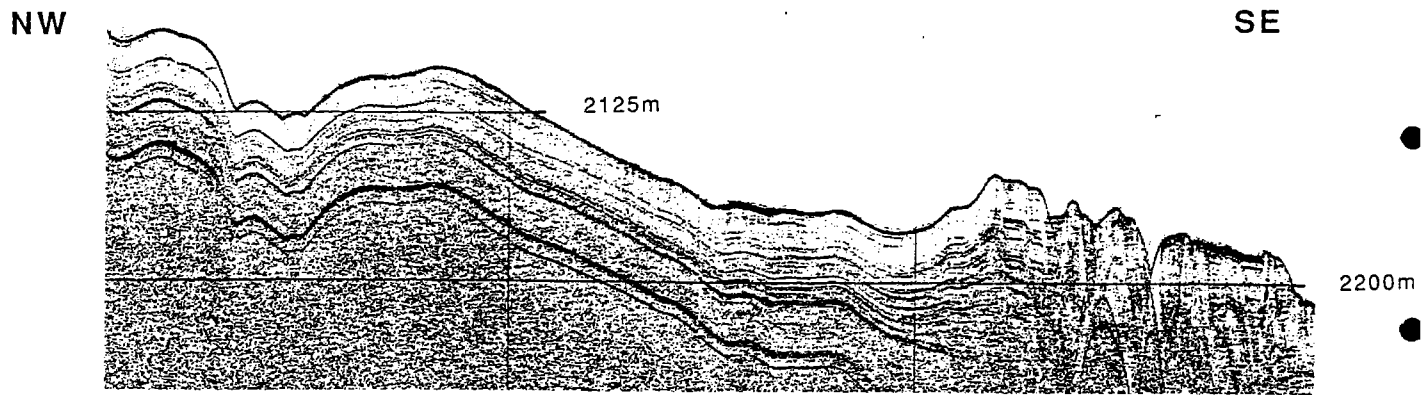


Figure II.9: Echo-faciès lité L1b dans la partie distale du glacis liguro-provençal.



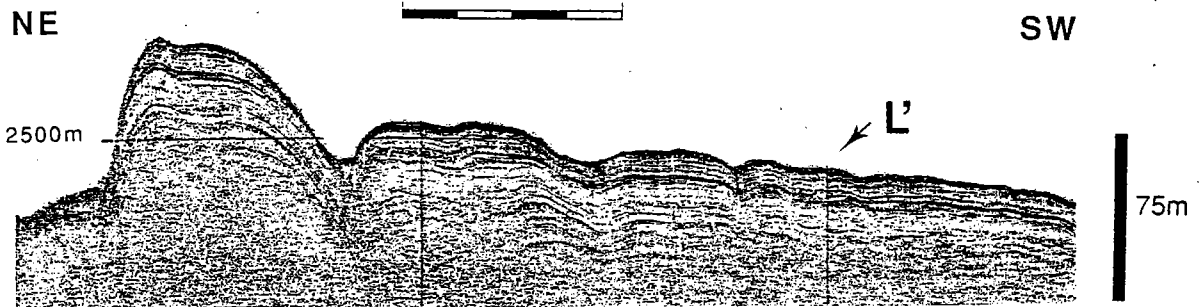
Profil 5-7 (MESEA I, 1990)

Figure II.10: Profil 3,5 kHz traversant le canyon de Saint-Tropez.

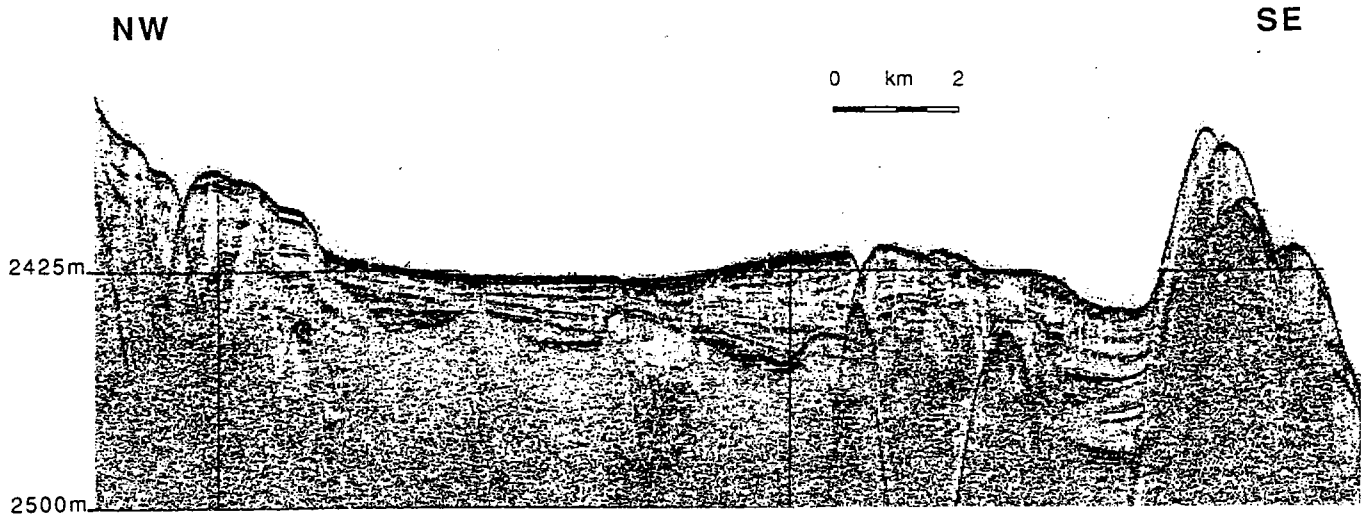


0 km 5

Profil T15 (MESEA I, 1990)



Profil 5-8 (MESEA I, 1990)



Profil T15 (MESEA I, 1990)

Figure II.11: Echo-faciès lité L1c dans la partie septentrionale de la zone 5, aux interfluves des canyons de Cannes-La Napoule, de Saint-Tropez et de la vallée sous-marine isolée "42°15'N". On observe sur la partie droite du profil 5-8 le sous-faciès ondulé L'.

constituées par des sédiments fins, déposés par débordement latéral des courants de turbidité transitant au niveau du chenal principal. Cette interprétation est corroborée par l'analyse de carottes prélevées au niveau de ce faciès acoustique et constituées de vases grises à niveaux silteux (Mear, 1984). On rencontre également L1 à l'interfluve des vallées du Grand Rhône, de Marseille-Planier et de Cassidaigne, où il semble là encore représenter des turbidites fines (Coutellier, 1985).

Les données de la campagne MESEA I complètent cette étude et confirment la seconde hypothèse. L'écho-faciès L1 occupe en effet la partie moyenne du deep-sea fan du Rhône ainsi que les interfluves des canyons de Cannes-La Napoule, Saint-Tropez et de la vallée isolée situé à 42°45N. Pour le faciès L1a, sa localisation, ainsi que la présence de niveaux très hétérogènes sans doute assimilables à des passées sableuses (Droz, communication personnelle) contribuent à la cohérence de cette interprétation. L1b et L1c peuvent également être attribués à des sédiments turbiditiques, compte tenu de leur environnement sédimentologique. Nous sommes donc en très bon accord avec les travaux de Coutellier, tant pour la localisation géographique de ce faciès lité que pour son interprétation lithologique. En résumé, les observations en faveur d'une origine détritico terrigène sont les suivantes:

- * le contexte sédimentologique: arrière-pays montagneux, fleuve important, construction d'un éventail sous-marin profond majeur, d'où une sédimentation essentiellement détritico dans le bassin liguro-provençal

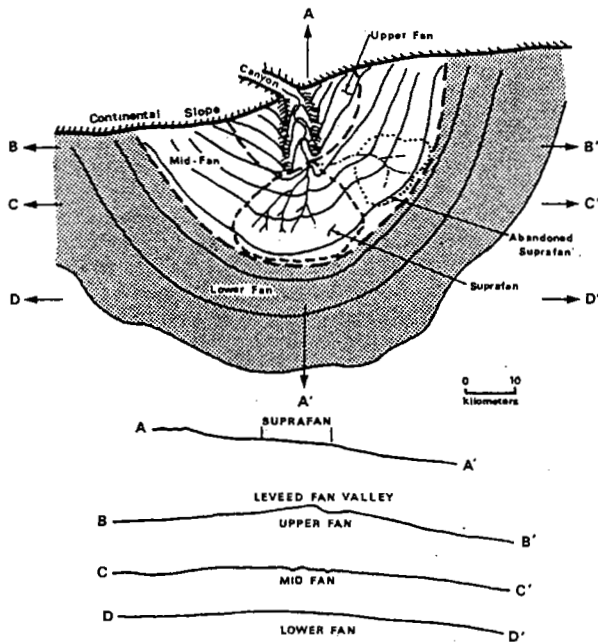
- * les prélèvements

- * l'épaisseur importante des séries litées

- * la présence de nombreuses discordances au sein de ces séries litées: onlaps, figures de remplissage, etc...

Enfin il faut noter que la répartition spatiale du faciès drapant de Le Cann est tout à fait compatible avec nos résultats, bien qu'elle lui attribue une signification très différente. C'est pourquoi nous pensons que ce faciès correspond à des turbidites et que le faciès "nivelant" peut être regroupé avec ce dernier. En effet, compte tenu du contexte géographique et géologique, il apparaît que la sédimentation de type gravitaire (courants de turbidité et glissements en masse) représente le processus sédimentaire prédominant dans la mise en place des dépôts du bassin méditerranéen.

A titre d'exemple, Damuth (1975) propose, pour le bassin atlantique ouest-équatorial, que les faciès lités observés grâce à l'écho-sondeur correspondent à des sédiments turbiditiques. Pour le bassin nord-ouest pacifique (1983), il distingue deux faciès



MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975 - MODELE SEDIMENTOLOGIQUE basé sur l'étude d'éventails fossiles à terre.

- Division en deux parties, basée essentiellement sur la distribution des associations de faciès qui caractérisent 5 environnements différents. Les termes utilisés pour diviser l'éventail font référence à la proximité de la source.

. Inner fan. Partie chenalisée de l'éventail, caractérisée par les associations de faciès suivantes :

* Remplissage de chenaux : tout type de faciès sauf D2 et C2, inscrits dans des séquences de dépôt à tendance positive plus ou moins bien marquée, liée à l'abandon du chenal.

* Dépôts inter-chenaux : dépôts fins (D2 et D1)

* Barres d'embouchures : surtout B2 et E, (avec lits de sable imbriqués), formant des séquences négatives.

. Outer fan. Partie non chenalisée. Région préférentielle des dépôts sous-forme de corps gréseux lenticulaires (association de C1, C2, et B1, englobant D1 et D2) progradants dont les faciès sont organisés en séquences négatives, résultants de la décharge rapide de courants de turbidité très concentrés qui passent l'embouchure des chenaux sans y déposer leur charge. (Zone de by-passing : non dépôt).

- Modèle tiré de l'étude des flyschs tertiaires des Apennins du Nord et des Pyrénées Méridionales (groupe Hecho).

NORMARK, 1970, 1978. MODELE MORPHOLOGIQUE basé sur des études sous-marines d'éventails récents.

- Division tripartite basée essentiellement sur la morphologie (évolution vers l'aval du réseau "fluviale").

. Upper fan caractérisé par son chenal principal unique, bordé de levées latérales proéminentes.

. Mid-fan caractérisé par un bombement morphologique (suprafan) interprété par NORMARK (1980), comme la région préférentielle du dépôt des sables, sous forme de "lobes", et défini par des critères morphologiques (situation au débouché de la vallée principale de l'upper fan, profil radial convexe, contour lobé, relief accidenté, dans sa partie supérieure, de chenaux et de dépressions isolées).

. Lower fan caractérisé par une morphologie plus douce et l'absence de chenaux.

- Dans ce modèle, Les matériaux grossiers (graviers et sables) sont concentrés dans le canyon, le chenal principal, et sur le suprafan dont la présence est conditionnée par l'existence d'une source riche en éléments grossiers (exemple type : Navy fan, - NORMARK & al., 1979).

(Lorsque la source est riche en éléments fins, le suprafan n'existe pas. Ce sont les levées latérales des chenaux qui se développent préférentiellement.

Exemple : Delgada fan, NORMARK et HESS, 1980).

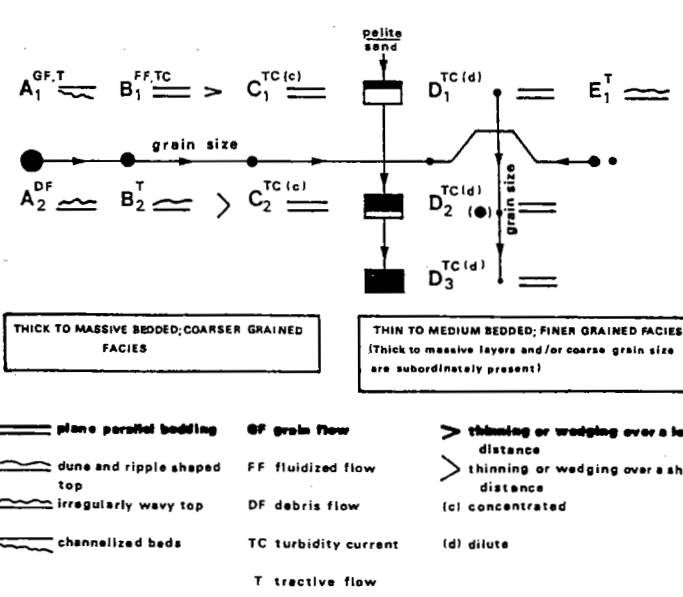
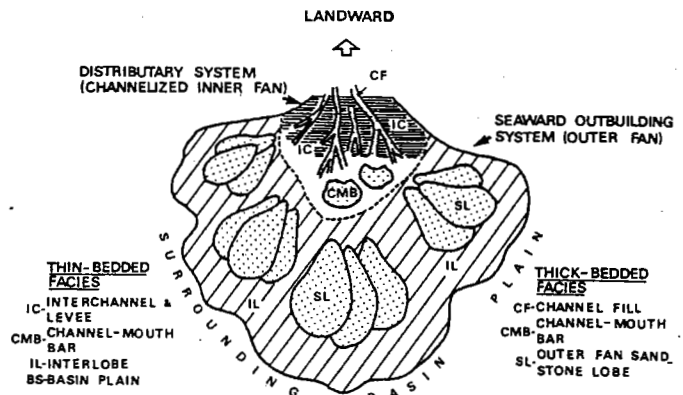


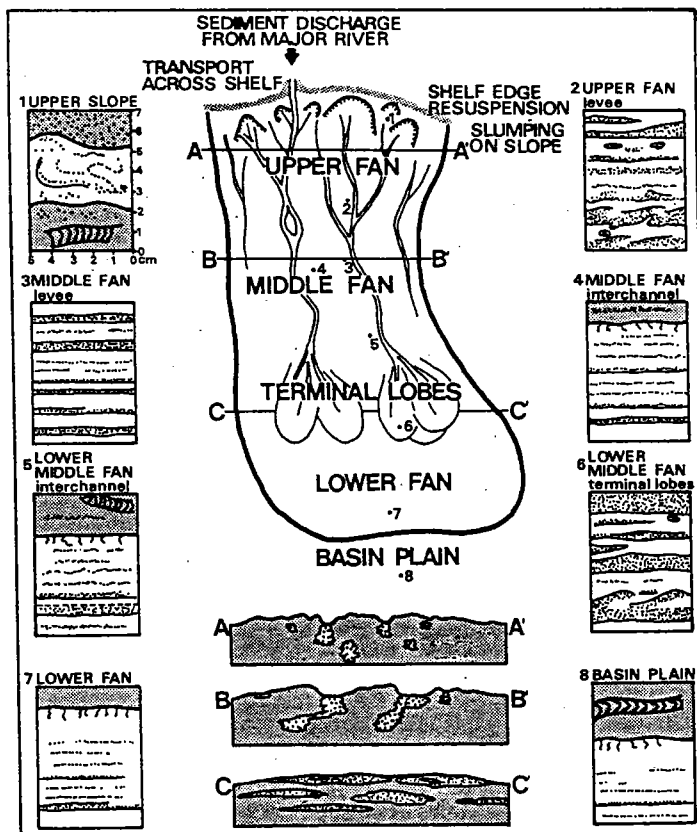
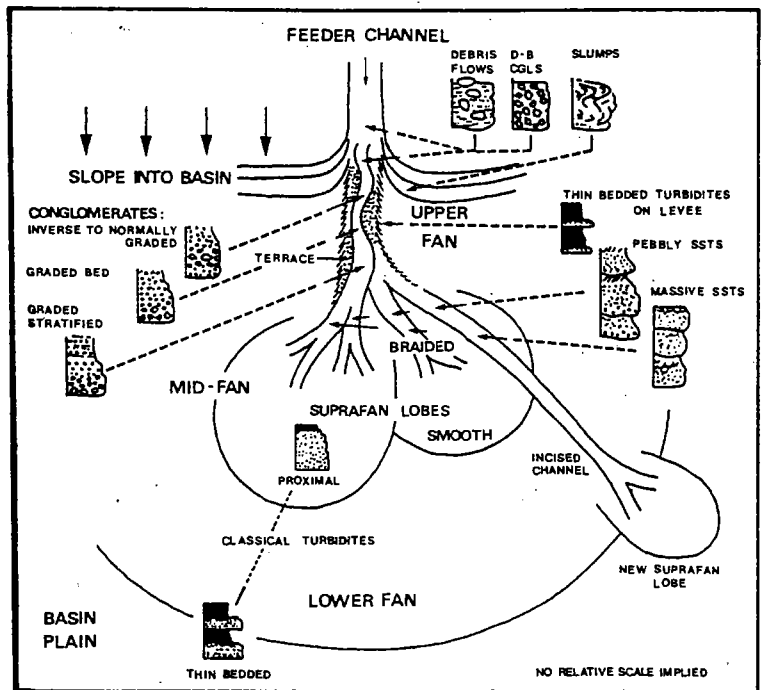
Figure II.12: Modèles sédimentologiques des deep-sea fans (d'après Droz, 1983). A

WALKER 1978. MODELE SEDIMENTOLOGIQUE combinant les 2 types de modèles précédents (fig.1 et 2).

- Division tripartite de NORMARK : 5 faciès grossiers principaux étudiés dans des éventails fossiles sont replacés dans leur environnement respectif. Le réseau "fluvial" est caractérisé d'amont en aval par une tendance à l'organisation et à l'affinement des dépôts.

- Possibilité de réactivation de l'éventail : incision d'un chenal distributaire à travers tout l'éventail, et construction d'un lobe de suprafan sur l'ancien lower fan (mécanisme possible de la progradation des dépôts).

- Exemple typique de fan progradant : Shale Grit fan, Angleterre du Nord (WALKER 1978).



STOW 1980. MODELE MORPHO-SEDIMENTOLOGIQUE basé sur l'étude d'un éventail récent.

- Division tripartite de NORMARK :

- Pente et upper fan : 1 ou plusieurs canyons cheminant à travers les slumps communs dans ces domaines physiographiques où l'érosion domine.

- Middle Fan : plusieurs chenaux principaux bordés de levées latérales dans sa partie supérieure ; disparition des chenaux et construction de "lobes terminaux" dans sa partie inférieure.

- Lower Fan : présent si le bassin est suffisamment ouvert.

- Distribution des sédiments : grossiers dans les chenaux et les lobes, fins ailleurs, avec granoclassement dans 3 directions : longitudinalement, transversalement vers l'extérieur des chenaux dans les aires inter-chenaux, verticalement au sein d'une unité de dépôt (une turbidite)

- Modèle valable pour des fans alimentés par des sources riches en sédiments fins, applicable aux éventails de grande taille : Bengale, Indus, Amazone, Congo.

Exemple typique : Laurentian fan (STOW 80).

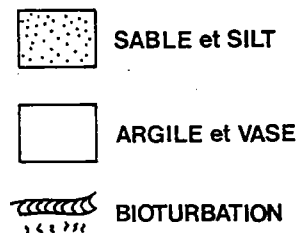


Figure II.12: B

lités différents: le premier homogène attribué à des *boues siliceuses*, le second comportant un fin niveau lité sur un ensemble plus hétérogène attribué à des *argiles à cherts*.

Ces deux exemples illustrent le fait qu'*un faciès acoustique ne résulte pas nécessairement toujours du même processus sédimentaire mais qu'il faut absolument prendre en compte à la fois le contexte géographique et géologique*.

En accord avec la plupart des auteurs et compte-tenu à la fois de sa localisation géographique et du contexte géomorphologique, nous attribuons l'écho-faciès lité à des turbidites fines de type "dépôts de levées" mises en place par débordement latéral des courants de turbidité transitant par les canyons.

b. L'écho-faciès lité discontinu (L2)

Contrairement au faciès L1, les réflecteurs apparaissent discontinus et constituent une séquence litée moins fine. De même, la pénétration est globalement moindre. Par endroits, ce faciès semble même très altéré, avec des zones "floues". Le passage du faciès lité continu à discontinu est généralement très progressif, la limite entre ces deux faciès est donc souvent très difficile à identifier (Figure II.13). D'une façon générale, le faciès L2 se situe préférentiellement en position distale, aussi bien par rapport au système de chenalisation de l'Eventail sous-marin profond du Rhône à l'ouest (zone 6, Figure II.6) que par rapport au glacis à l'est (zone 5, Figure II.7). On le trouve également localisé aux interfluves des deux vallées sous-marines qui entaillent le glacis (Figure II.7). Le faciès lité discontinu paraît avoir la même origine que le faciès lité continu. Au niveau du deep-sea fan du Rhône, sa position distale correspond à des zones où les levées sédimentaires s'estompent, les matériaux détritiques plus grossiers pouvant ainsi s'épandre plus largement à travers la plaine (Coutellier, 1985). Les carottes prélevées à l'ouest de notre zone d'étude (Mear, 1984), au niveau de cet écho-faciès sont constituées de turbidites grossières. Pour la zone 5, ce faciès pourrait également être attribué à des matériaux grossiers. Le même type de faciès, observé au niveau du cône inférieur du Demerara et dans la plaine abyssale par Damuth (1975), en Atlantique ouest -équatorial est assimilé à des sédiments terrigènes grossiers transitant vers la partie distale du Cône amazonien, ce que confirme l'étude de carottes (dans la partie proximale du delta, le faciès le plus représentatif est lité continu).

Le Cann, conformément à son interprétation, considère que le faciès drapant possède une variante altérée, correspondant à une hétérogénéisation des dépôts pélagiques (déstabilisation). Il est néanmoins difficile d'accepter cette interprétation, compte tenu de la distribution de ce faciès, de part et d'autre de chenaux.

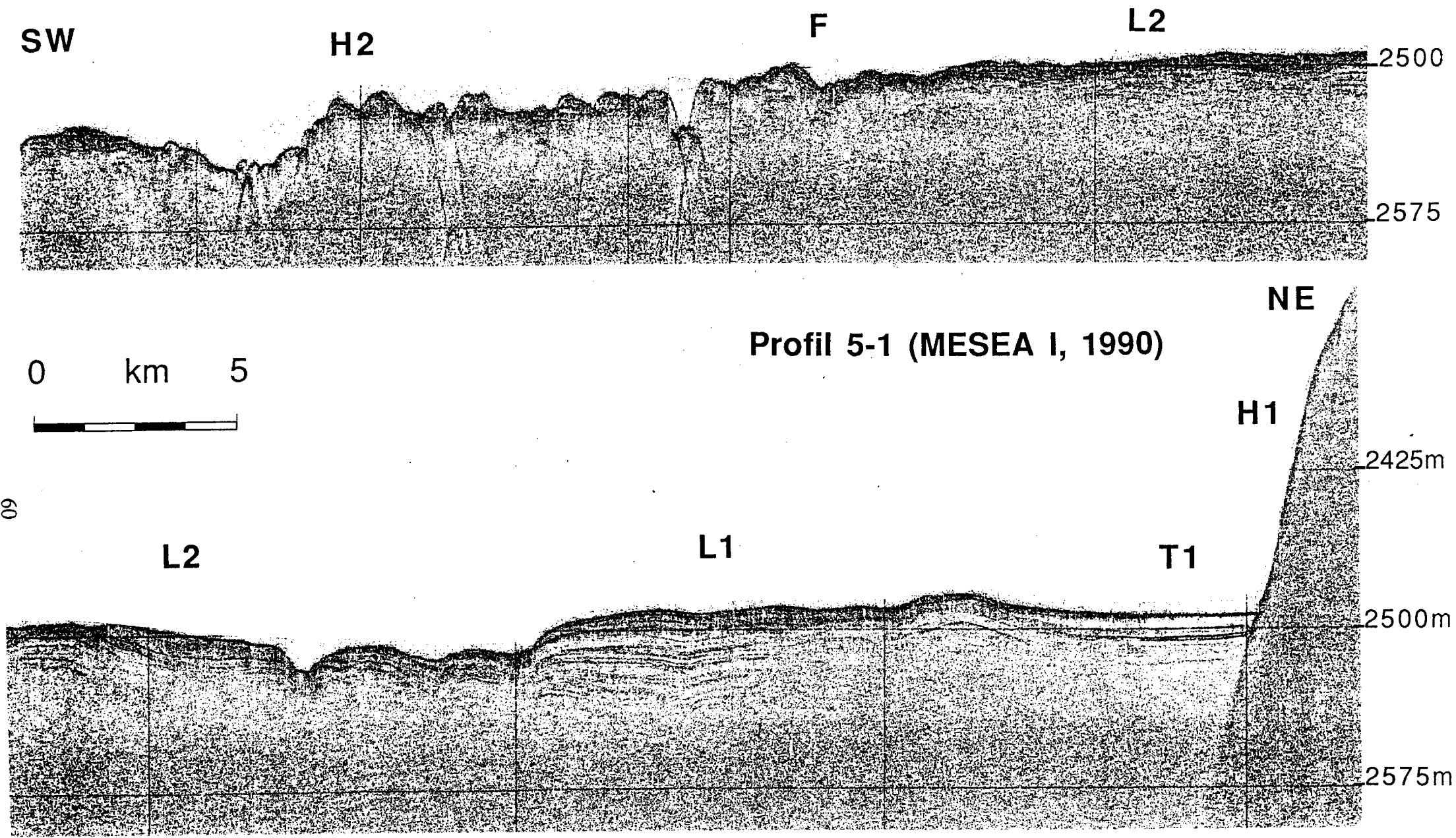


Figure II.13: Passage latéral progressif du faciès lité continu L1 au faciès lité discontinu L2, au pied de la pente liguro-provençale (Profil 5-1).

Attribué au même processus sédimentaire que L1, l'écho-faciès L2 semble correspondre à des matériaux plus grossiers, transitant par un réseau dense et ramifié de chenaux profonds.

c. Faciès lité ondulé (L')

Ce faciès constitue une variante légèrement ondulée des deux faciès précédents. On l'observe, de façon très localisée à l'interfluve des vallées Stoechades-Camarat (Figures II.7 et II.11) et de la vallée isolée située à 42°45'N. Ces ondulations sont voisines des dunes mises en évidence par le Seabeam un peu plus en amont (Bellaïche *et al.*, 1990). Ce type de faciès est attribué à des sédiments mis en place par des courants turbides sur des levées de chenaux (Damuth, 1980).

d. Faciès de "dunes migrantes"(L")

Comme le précédent sous-faciès, il s'agit d'un écho-faciès lité, mais donc les réflecteurs semblent interrompus par un *phénomène de migration latérale*. On observe cet faciès acoustique de façon très ponctuelle au pied de la levée droite de la Ride du Var, à l'est de la terminaison du canyon de Cannes-La Napoule. Il pourrait correspondre à de mini-dunes sédimentaires migrantes, mises en place par des courants de contours (Heezen *et al.*, 1966; Kolla *et al.*, 1980) ou de turbidité (Bouma et Treadwell, 1975; Normark *et al.*, 1980; Foucault *et al.*, 1986).

L'étude sédimentologique des carottes prélevées sur le flanc méridional de la Ride du Var, où des structures dunaires ont été reconnues en sismique haute résolution (Foucault, Genesseeux et Clerc-Renaud, 1986), montre qu'elles sont constituées de turbidites. Ces constructions sédimentaires résultent donc du débordement des courants de turbidité sur la levée droite de la Ride du Var. Bien que l'écho-faciès observé sur les profils de MESEA soit représentatif de structures de bien moindre ampleur (environ quinze mètres), il semble néanmoins imputable au même type de phénomène.

1.2.2. Les échos-faciès transparents (T)

a. Faciès transparent en surface (T1), totalement (T2)

Les faciès transparents, aisément reconnaissables se caractérisent par un ensemble clair homogène surmonté par un fort réflecteur à l'interface eau-sédiment, dont la base est bien marquée pour le **faciès transparent en surface (T1)** ou indistincte pour le **faciès**

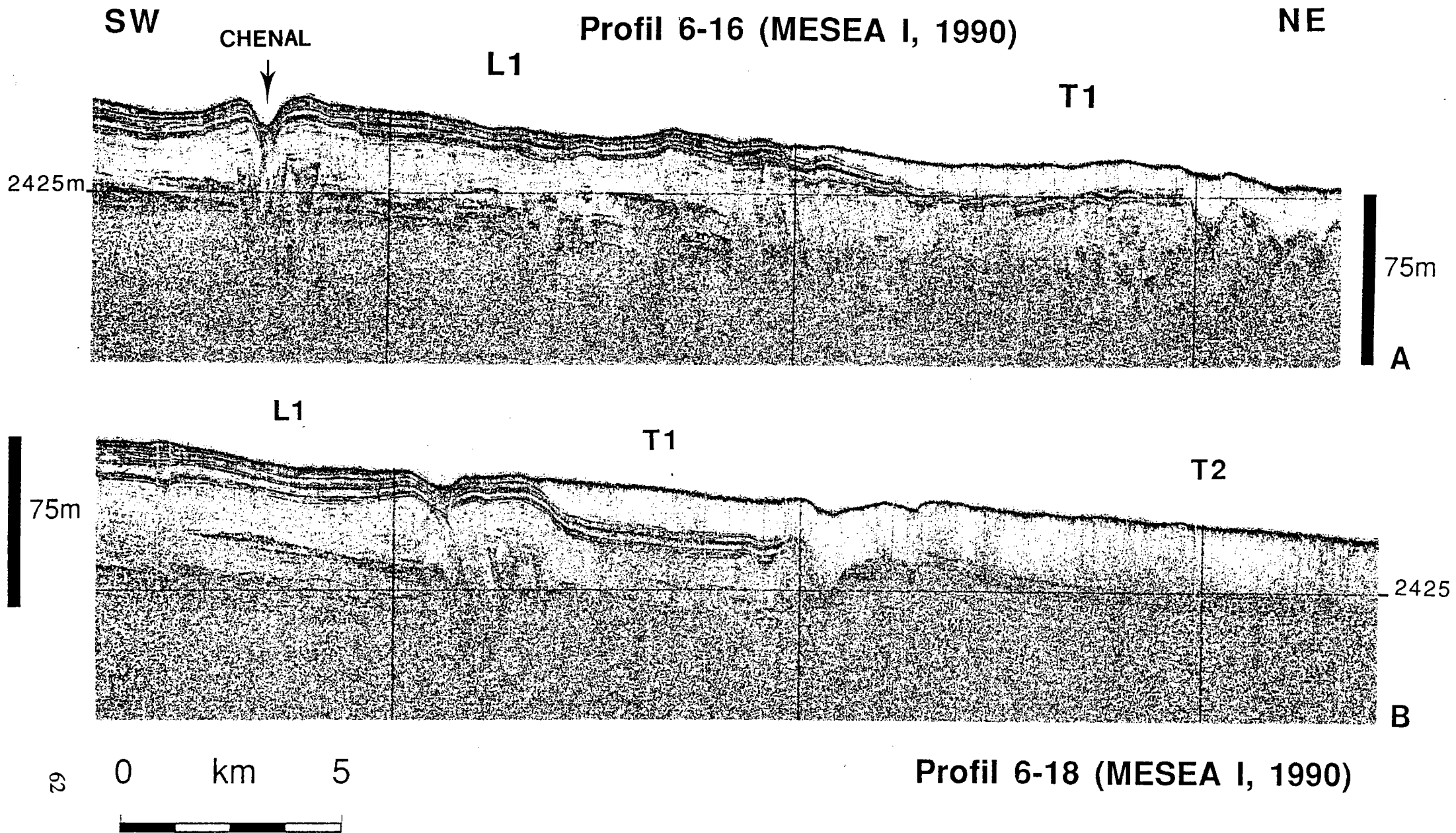


Figure II.14: A. Contact du mégaslump (faciès T1) avec une levée sédimentaire du deep-sea fan du Rhône (faciès L1). B. Passage latéral progressif du faciès transparent en surface (T1) au faciès entièrement transparent (T2) et nivellement de la topographie sous-jacente.

totalement transparent (T2). Ce dernier correspond en fait à la limite de pénétration des ondes acoustiques pour le sondeur utilisé (environ une soixantaine de mètres). Nous regroupons donc ces deux faciès génétiquement liés car la distinction entre T1 et T2 est fortement dépendante des caractéristiques du sondeur utilisé (pouvoir de pénétration) et traduit pour un même appareil des variations d'épaisseurs de l'ensemble identifié. La signification sédimentaire de ces types de faciès est maintenant bien établie. Ils sont attribués à des matériaux issus de **glissements en masse** ("debris flow", "mud flow"; Jacobi, 1976; Embley, 1980).

L'étude de ce processus sédimentaire contrôlé par la gravité a déjà fait l'objet de travaux dans le bassin liguro-provençal (Bouyé, 1983; Droz, 1983; Mear, 1984; Le Cann, 1987; Bellaiche *et al.*, 1990), car la pente et le glacis provençaux sont le siège de nombreux glissements d'âges variés, maintenant bien identifiés et confirmés par prélèvements (Mear, 1984). L'aspect transparent de ces faciès peut résulter d'une désorganisation du litage originel des sédiments et d'incorporation d'eau. D'autre part les relations angulaires de ce faciès avec son substrat (discordance, érosion, morphologie en digitation autour des structures salifères) sont caractéristiques des coulées gravitaires (Figure II.14).

Le glissement le plus récent et le plus important s'étend à l'Est du chenal principal de l'Eventail sous-marin profond du Rhône. Il est assimilé à un méga-slump issu de la déstabilisation de la levée orientale du chenal du Petit Rhône et de l'interfluve séparant les canyons du Petit et du Grand-Rhône (Droz, 1983). Les traces morphologiques de ce vaste glissement sont représentées par des escarpements curvilignes (Bellaiche *et al.*, 1990). Cette masse superficielle glissée très récente (à actuelle) avait été mise en évidence pour la première fois sur le glacis provençal, grâce à l'utilisation combinée du Seabeam, de la sismique haute résolution et du sondeur de sédiments lors des campagnes DELTARHO-PROFANS (1981-1982) et SEADOME (1982). Elle a été cartographiée par Coutellier (1985) et Le Cann (1987). **Les travaux réalisés lors de la campagne MESEA I nous permettent de préciser les limites exactes de cette masse glissée et tout particulièrement son extension vers l'Est, jusqu'à la longitude de 7°E; limite qui demeurerait jusqu'à présent inconnue (Figures II.6 et II.7).**

Dans le domaine exploré, des faciès transparents existent également en base d'escarpements. Là encore, il s'agit de sédiments mis en place par écoulements gravitaires de type "debris flow". Ainsi par exemple, la présence de ces petits glissements au pied des diapirs salifères atteste la déstabilisation des sédiments sur les flancs de ces structures et témoigne d'un phénomène d'halocinèse toujours actif (Figure II.15). De même les faciès transparents cartographiés sur le glacis, au pied du Banc du Magaud, rendent compte des

Exagération verticale : x53

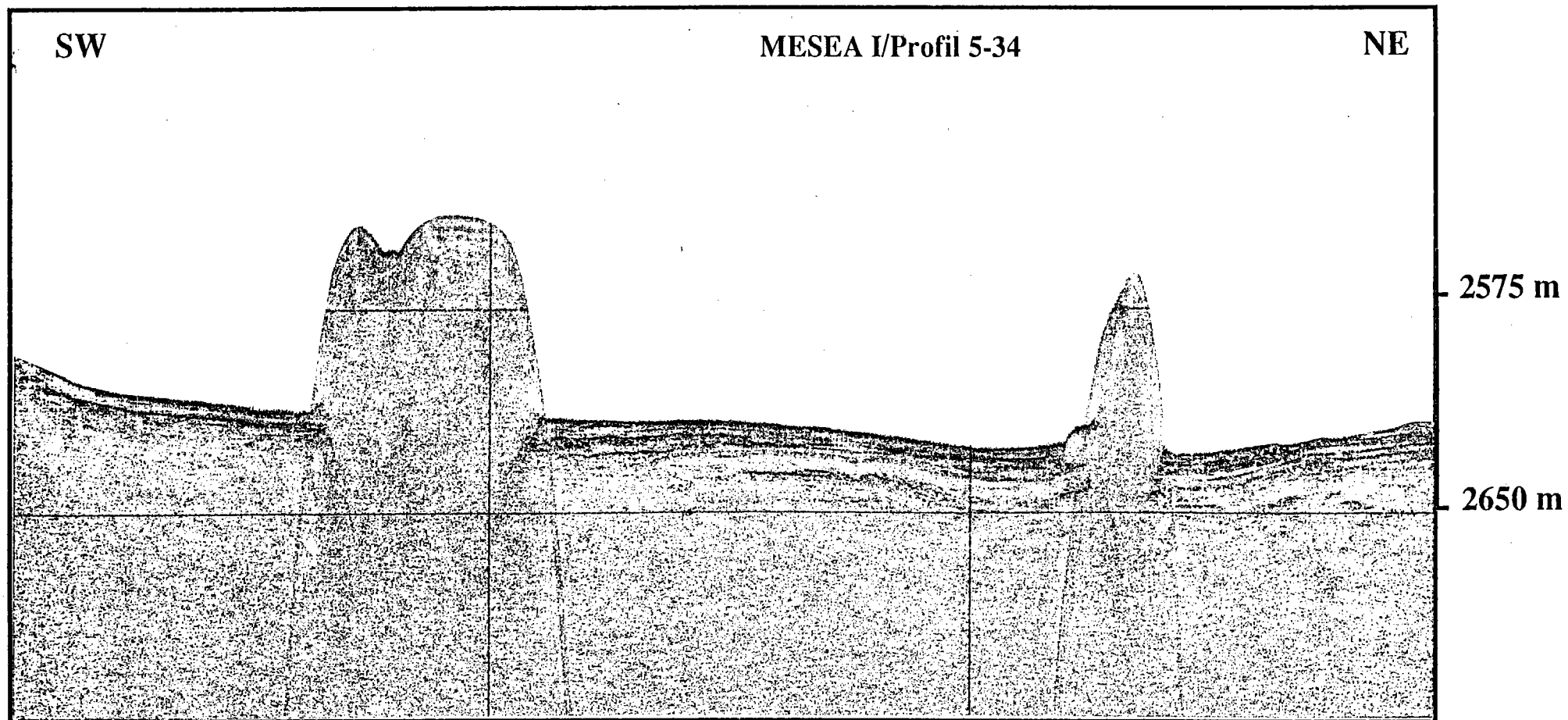


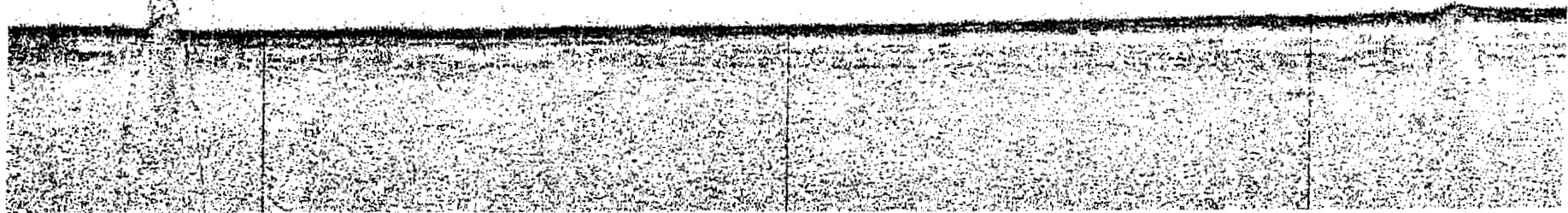
Figure II.15: Glissement gravitaire au pied d'un diapir salifère.

SW

MESEA I/ Profil 5-31

NE

65



0 5 km

Exagération verticale : x53

Figure II.16: Exemple de faciès transparent enfoui (T3) sur le glaciais liguro-provençal.

importants phénomènes d'avalanches qui ont dévalé les pentes de cette ride sous-marine et qui sont à l'origine des volumineux debris-flows observés et prélevés en bathyscaphe dans ce secteur (Bellaïche, 1968, Figure II.13).

b. Faciès transparent partiellement enfoui (T3)

Ce faciès a été identifié sur le glacis, dans le prolongement de la vallée située à la latitude 42°15'N. Il correspond vraisemblablement à des "debris-flow" enfouis sous un mince pellicule sédimentaire (Damuth, 1980). Sa faible épaisseur le rend indiscernable en sismique haute résolution, il constitue néanmoins une particularité de notre secteur d'étude (Figures II.7 et II.16).

1.2.3. Les échos-faciès hyperboliques (H)

a. Hyperboles aigües (H1)

Ce faciès se présente sous forme de grandes hyperboles de diffraction, constituées d'un écho de surface simple. Il correspond en fait à des artéfacts provoqués par des reliefs abrupts et accidentés. L'écho-faciès H1 est donc l'expression d'une **topographie tourmentée** (Figure II.13). Dans notre secteur d'étude, on le rencontre au niveau des murs des canyons de Saint-Tropez et de Cannes ainsi que sur le Banc du Magaud (Figure II.7). Il s'agit de domaines où la morphologie est fortement contrôlée par le socle. Ce type de faciès ne révèle donc rien des processus sédimentaires (Damuth, 1975 et 1980), masquant généralement les faciès acoustiques sous-jacents. Il correspond au faciès de pente de Le Cann (1987).

b. Hyperboles régulières (H2)

Ce faciès se présente sous forme de petites hyperboles régulières, masquant le faciès acoustique sous-jacent. On le trouve de façon très isolée sur le glacis ou formant de véritables "langues", en particulier au débouché de la vallée sous-marine située à 42°15'N, où il est fréquemment associé au faciès fruste (Figures II.7 et II.13). Son aspect chaotique traduit une forte hétérogénéité du matériau en cause. Cet écho-faciès semble correspondre à des sédiments très grossiers mis en place par de forts courants de turbidité (Damuth, 1975; Got, 1979; Le Cann, 1987), voire même à de véritables blocs transportés (Jacobi, 1976). Il semble également associé à des zones de glissement (slumps, Damuth, 1975), dont il représenterait la "tête".

1.2.4. L'écho-faciès fruste

Ce faciès est caractérisé par un fort réflecteur à l'interface eau-sédiment surmontant une zone sombre "diffuse". Il correspond en fait à une zone acoustiquement sourde. Il s'apparente au faciès diffus de Le Cann (1987). Cet écho-faciès se rencontre principalement au fond des canyons de Stoechades-Camarat, de Saint-Tropez et de Cannes-La Napoule, puis se prolonge de façon coalescente à leur débouché, et ce très en aval sur le glacier (Figures II.7, II.10 et II.13). Il est également présent au fond des deux vallées sous-marines isolées au sein du glacier. Le faciès fruste caractérise des domaines traversés par des courants de turbidité, véhiculant des sédiments hétérogènes grossiers (Damuth, 1975). Il correspondrait également à des zones d'érosion active ou de non dépôt. Cette interprétation est cohérente avec les observations réalisées à partir de carottes prélevées dans le canyon des Stoechades (Bellaiche, 1972) ainsi qu'à la confluence des canyons du Var et du Paillon (Pautot, 1969). On y trouve en effet des marnes pliocènes mises à l'affleurement par l'érosion.

2. Les zones côtières

2.1. Les marges provençales

Nous décrivons les résultats des enregistrements Seabeam et des sondages 3,5 kHz secteur par secteur, de l'ouest vers l'est. Les nouveaux levés Seabeam permettent de cartographier des zones, parmi lesquelles la marge située au large des côtes de la Provence orientale ou encore les têtes des canyons rhodaniens, jusqu'alors inexplorées.

2.1.1. Zone 1: les canyons rhodaniens

a. Morphologie

Les têtes des canyons de Sète (ex-canyon de Nîmes), de Marti (ex-canyon d'Arles) et du Petit-Rhône incisent profondément le plateau continental du Golfe du Lion à partir de l'isobathe 200 mètres (Figure II.17).

Le canyon de Sète possède trois têtes d'alimentation distinctes, dont deux très bien individualisées (directions N.NE-S.SW et NW-SE). Le cours du canyon du Petit-Rhône quant à lui est affecté de brusques changements de directions, tantôt NNW-SSE, tantôt WSW-ENE. Ces orientations sont très probablement liées à des structures profondes. D'autre part, on note que les parties concaves des méandres du canyon du Petit-Rhône présentent des pentes plus fortes que les parties convexes, en raison des actions érosives et de transport des courants de turbidité. Cela avait déjà été observé dans le secteur aval de ce canyon (Bellaïche et al., 1984).

b. Répartition des écho-faciès

Dans les zones proches de la côte, les écho-faciès véritables sont le plus souvent masqués par le faciès hyperbolique, en raison des pentes très fortes. Néanmoins, de nombreux enseignements peuvent être obtenus et notamment, là encore, **la relation étroite qui existe entre faciès acoustique, morphologie et environnement sédimentaire.**

L'écho-faciès **lité continu L1** occupe l'essentiel du secteur des canyons rhodaniens (zone 1, figure II.18) et apparaît en étroite relation avec la morphologie. Il est en effet limité à l'isobathe 200 mètres et correspond ici à des sédiments dans lesquels sont

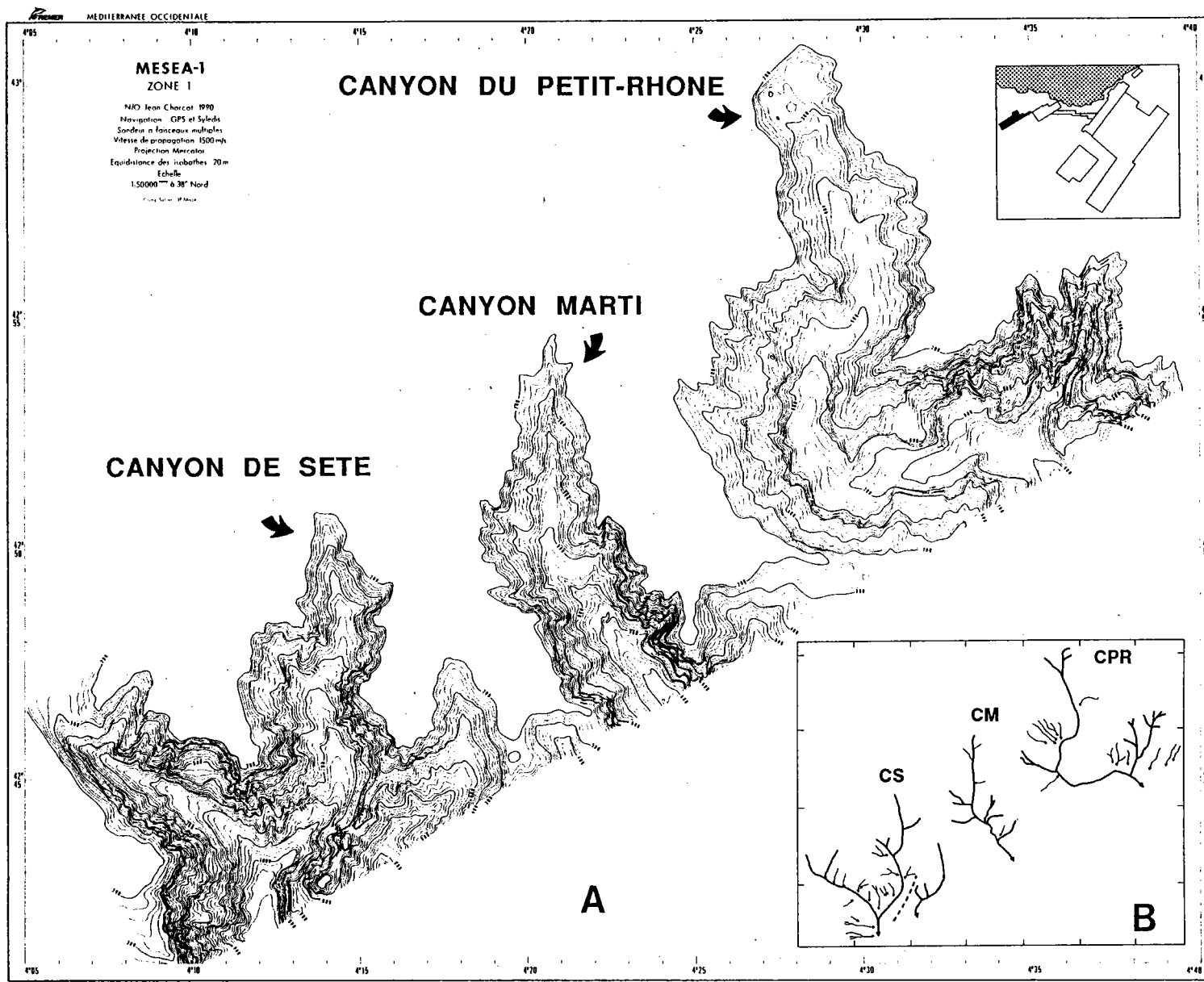


Figure II.17: A. Morphologie détaillée de la tête des canyons rhodaniens (zone 1, Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

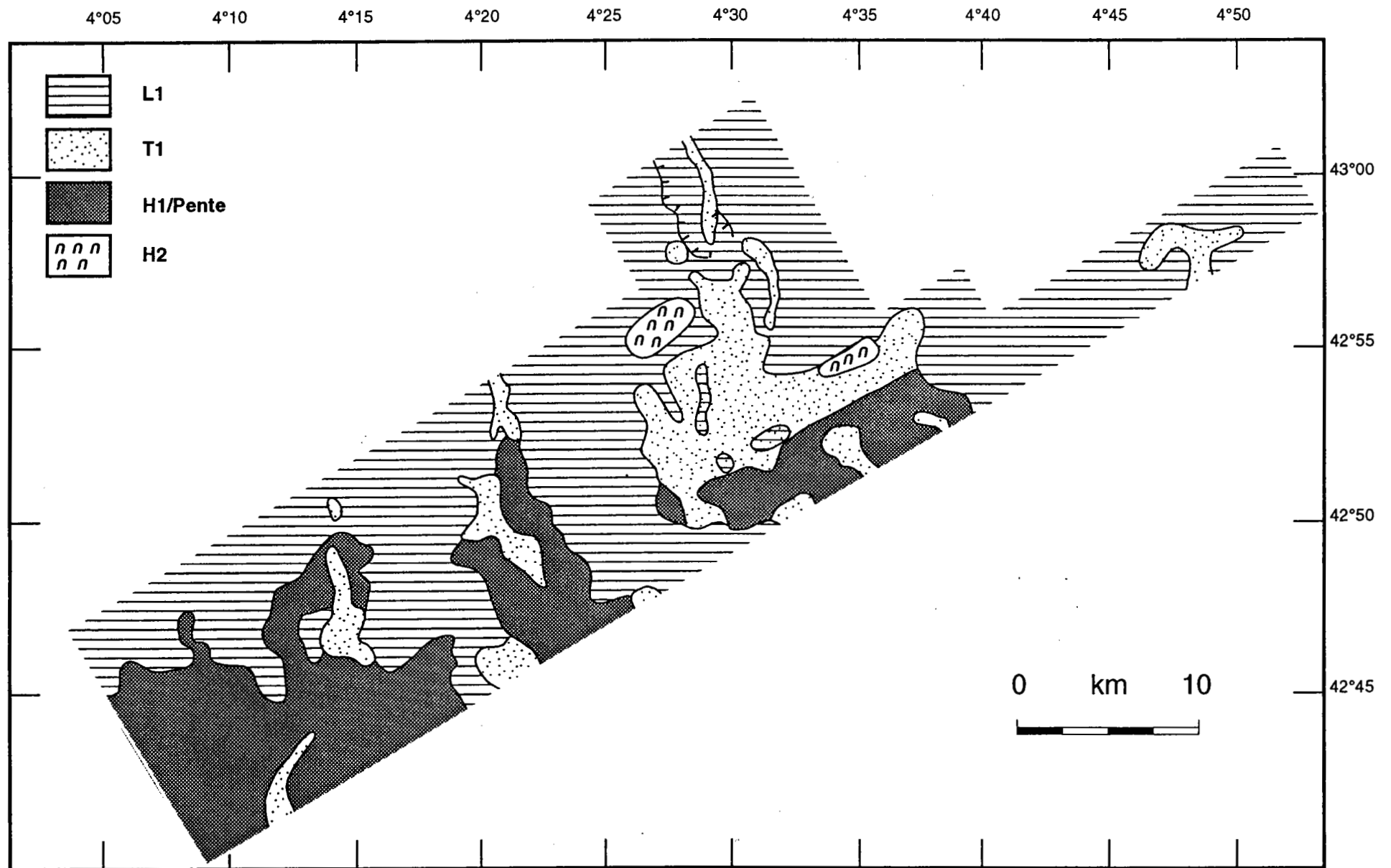
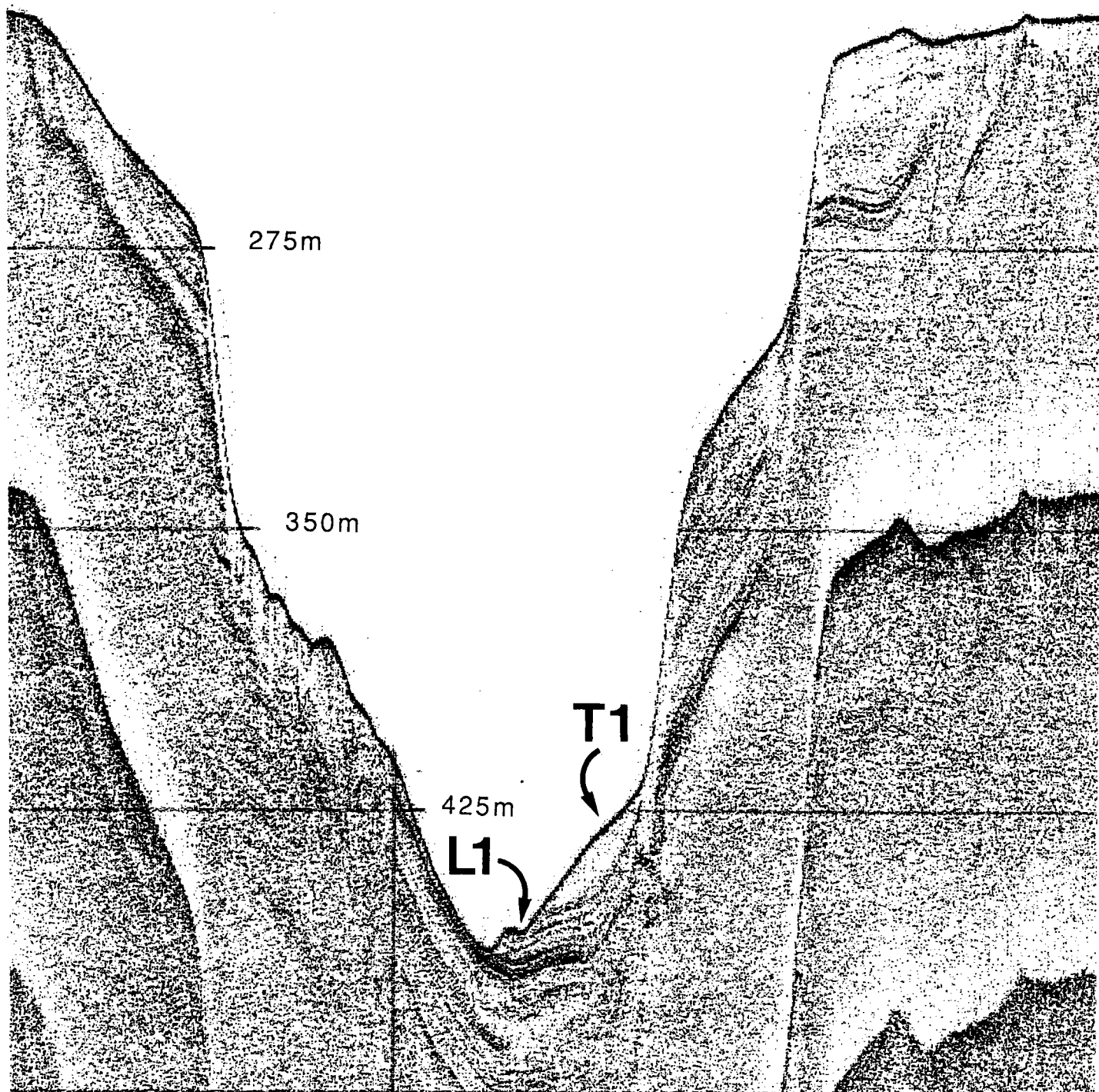


Figure II.18: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 1 -.

SW

NE



Profil 1-17 (MESEA I, 1990)

0 km 2

Figure II.19: Profil 3,5kHz recoupant la partie amont du canyon du Petit-Rhône creusé dans des sédiments anciens (faciès lité L1). On observe sur le flanc gauche du canyon (à droite sur la figure) un bloc de sédiments glissés sous faciès L1 (slump) et à son pied, un glissement gravitaire sous faciès T1.

creusés les canyons (Figure II.19). L'**écho-faciès de pente H1** occupe les murs des canyons, masquant ainsi les faciès acoustiques véritables.

L'**écho-faciès transparent en surface T1** se situe quant à lui dans le prolongement du plateau continental, sur les pentes et dans le fond des canyons, attestant des nombreux phénomènes de glissements gravitaires dans des zones très instables. Dans la partie amont du canyon du Petit-Rhône, on met ainsi en évidence un glissement gravitaire au pied de son flanc gauche, représenté par l'écho-faciès T1 (Figure II.19). Un très bel exemple de slump est également mis en évidence, représenté par l'écho-faciès L1, caractéristique dans ce cas précis de sédiments lités glissés en bloc sans désorganisation majeure (Figure II.19).

2.1.2. Zone 2: les canyons de la région marseillaise

a. Morphologie

Les nouveaux relevés Seabeam mettent en évidence **l'importance du contrôle structural sur la morphologie actuelle des canyons de la région marseillaise**. La carte bathymétrique révèle en effet que les cours de canyons de l'Estaque, de Marseille, de Planier et de Cassidaigne, ainsi que des vallées sous-marines annexes présentent deux directions privilégiées globalement NW-SE et NE-SW (Figure II.20). **Le canyon de l'Estaque** orienté N-S puis NNW-SSE dans sa partie amont oblique brutalement en direction du sud en raison d'un accident du socle. On remarque également au niveau du cours moyen de ce canyon une morphologie en "vallée suspendue" attestant une origine gravitaire jeune, n'ayant pas encore permis un creusement du lit principal, comme cela avait été montré par Coutellier (1985).

Le cours du **canyon de Marseille** présente également de brusques changements de directions liés aux accidents du socle. Tout d'abord orienté NE-SW, le canyon de Marseille est globalement NNW-SSE mais présente un "décrochement" est-ouest. Dans sa partie tout à fait amont, la vallée annexe de ce canyon présente quant à elle deux directions nettement N-S et E-W. Son modelé suggère une origine gravitaire, par érosion régressive. Ce type de phénomène est également responsable des nombreuses échancrures sur les flancs du canyon.

Le canyon de Planier présente les mêmes caractéristiques: cours affecté de brusques changements de directions (NE-SW puis NW-SE, N-S et enfin NNW-SSE) et empreintes de glissements gravitaires sur ses flancs. A l'interfluve des canyons de Planier et de Cassidaigne, ce processus gravitaire est responsable de la formation d'une large vallée adjacente à fond plat, qui ne se prolonge pas jusqu'au rebord du plateau continental. L'orientation de cette vallée typique est nettement contrôlée par un accident NE-SW.

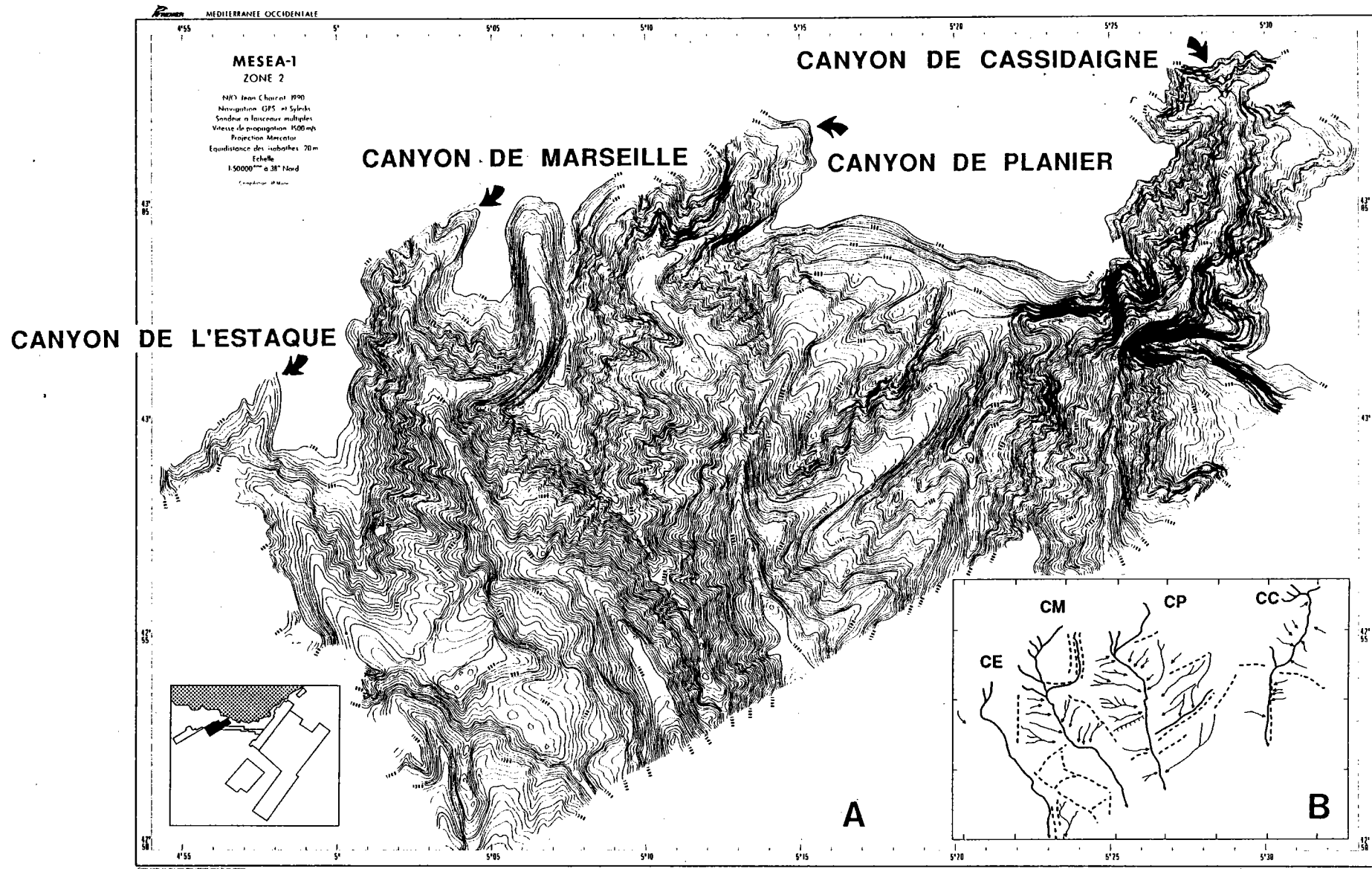


Figure II.20: A. Morphologie détaillée des canyons de la région marseillaise (zone 2, Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

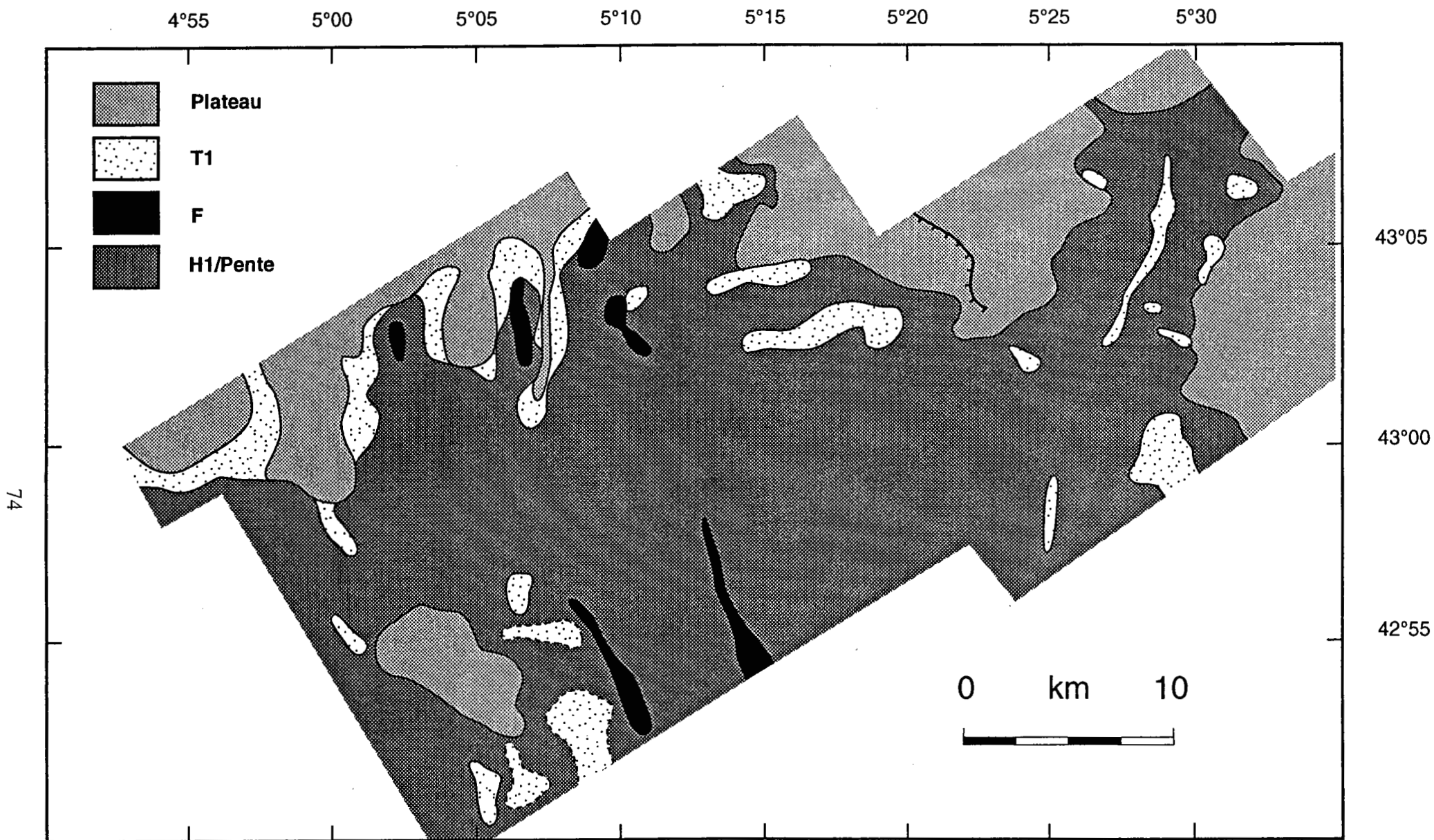


Figure II.21: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 2 -.

Enfin, les relevés Seabeam révèlent le cours très accidenté du **canyon de Cassidaigne**, de direction générale nord-sud mais affecté d'un "décrochement est-ouest", vraisemblablement liée à la topographie du socle. Les murs de ce canyon atteignent localement une hauteur de 1000 mètres avec des pentes de l'ordre de 45°. Là encore la présence de petites terrasses inclinées vers le fond du canyon atteste l'efficacité du processus d'érosion gravitaire régressive.

b. Répartition des écho-faciès

Dans ce secteur de la marge, les pentes très fortes rendent particulièrement difficile l'acquisition sismique. L'écho-faciès de pente est donc largement présent sur l'ensemble de cette carte (Figure II.21). Le plateau continental est ici représenté par un écho-faciès très particulier, d'aspect variable: généralement transparent, présentant parfois un réflecteur très diffus ou acoustiquement sourd par endroit (Figure II.2). Néanmoins, sa présence systématique au niveau du plateau continental nous incite à grouper ces variations sous un **faciès dit de plateau**. Il représente ici un substratum différent de celui du secteur rhodanien (zone 1) constitué de sédiments meubles plio-quadernaires. **L'écho-faciès transparent T1** est omniprésent, soit en "progradation" par rapport au rebord du plateau, soit sur les flancs et au fond des canyons. On retrouve l'écho-faciès fruste au fond des canyons, attestant le passage des courants de turbidité.

2.1.3. Zone 3: les canyons de la région toulonnaise

a. Morphologie

Ce secteur offre une morphologie très tourmentée, notamment sur les flancs du **Banc des Blauquières**, disséqué par de nombreuses vallées (Figure II.22).

Les relevés Seabeam permettent également de corriger les cartes antérieures. En particulier, on remarque que le **canyon de Sicié** est constitué d'une vallée sous-marine unique et non pas de trois comme on le considérait auparavant. Son cours orienté N-S apparaît contrôlé par un accident profond.

De la même façon, le thalweg du **canyon de Toulon**, globalement NNE-SSW est affecté à la latitude 42°56'30"N d'un décrochement vers l'est, d'origine tectonique.

Dans la partie orientale de la zone 3, la pente située au large des îles d'Hyères est vigoureuse et entaillée par de nombreux petits canyons et par des vallées sous-marines d'origine gravitaire, sans toponymie particulière.

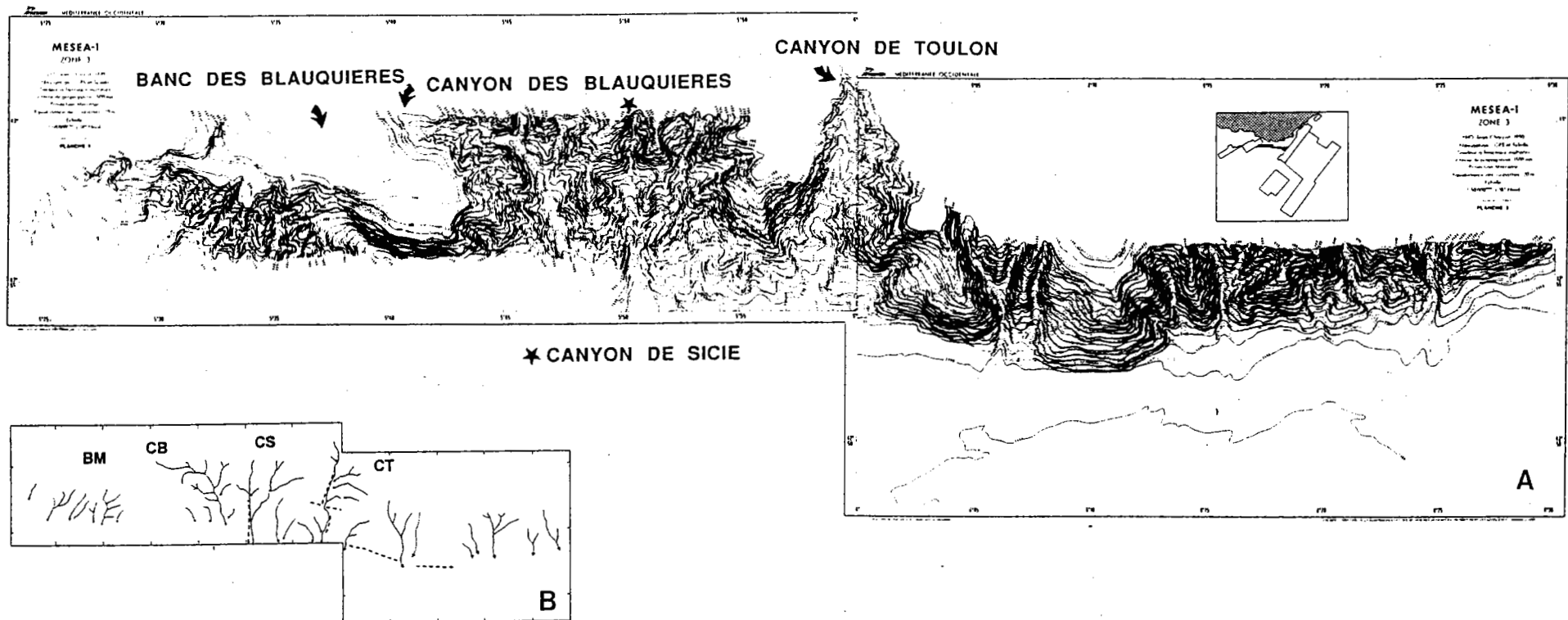


Figure II.22: A. Morphologie détaillée des canyons de la région toulonnaise (zone 3, Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

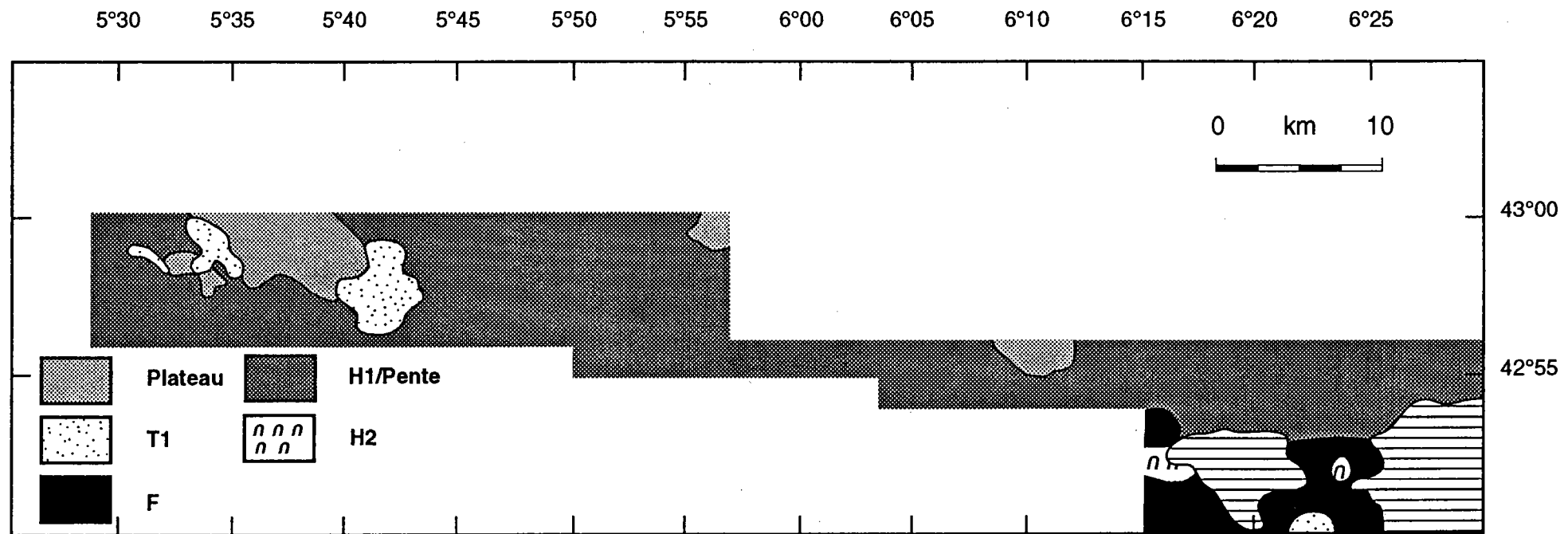


Figure II.23: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 3 -.

b. Répartition des écho-faciès

La carte de répartition des écho-faciès de la zone 3, outre le faciès de pente, montre pour la partie ouest, les écho-faciès T1 et de "plateau", dans la même situation morphologique que pour le secteur précédemment décrit (Figure II.23). A l'est, la pente continentale cède la place au glaciaire, où se côtoient les écho-faciès fruste et lité.

2.1.4. Zone 4a

a. Morphologie

Dans ce secteur, on met une fois encore en évidence l'importance du contrôle structural et des glissements gravitaires sur la morphologie de la pente.

Le Banc du Magaud apparaît ici très fortement disséqué par un réseau étonnamment vigoureux de canyons sous-marins (Figure II.24).

Le cours rectiligne du **canyon des Stoechades** apparaît quant à lui nettement contrôlé par un accident du substratum: il est en effet installé sur un graben d'âge oligocène et orienté est-ouest (Bellaïche et al., 1976). En aval, son flanc droit est constitué par une importante levée sédimentaire plio-quadernaire qui peu à peu s'oriente en direction du sud dans sa partie terminale.

Le canyon de Pampelonne qui conflue avec le canyon de Saint-Tropez plus en aval, semble ici limité au nord par des accidents WNW-ESE et NNW-SSE.

Le canyon de Saint-Tropez, au cours très sinueux, présente un brusque changement de direction vers le sud en raison de la présence d'un môle cristallogénique, le haut-fond du Méjean (Pautot, 1967).

Au nord de la zone 4a, **les canyons du Dramont, du Cap Roux et de Cannes-La Napoule** confluent et forment un thalweg rectiligne orienté WNW-ESE. Celui-ci est jalonné de cuvettes qui constituent une caractéristique morphologique tout à fait remarquable. Ces dépressions résultent de phénomènes d'affouillement engendrés par des courants de turbidité transitant dans l'axe du canyon. Sur le versant gauche du canyon sont mises en évidence de nombreuses vallées adjacentes en auges. Leurs formes curvilignes rappellent les cicatrices d'arrachement liées aux phénomènes d'avalanches et décrites au niveau du chenal sous-marin profond du Petit-Rhône (Coutellier, 1985) ou encore les vallées atypiques décrites au large de la région marseillaise (Bellaïche et al., 1984). Leur enboîtement suggère également l'intervention du processus d'érosion gravitaire régressive décrit précédemment.

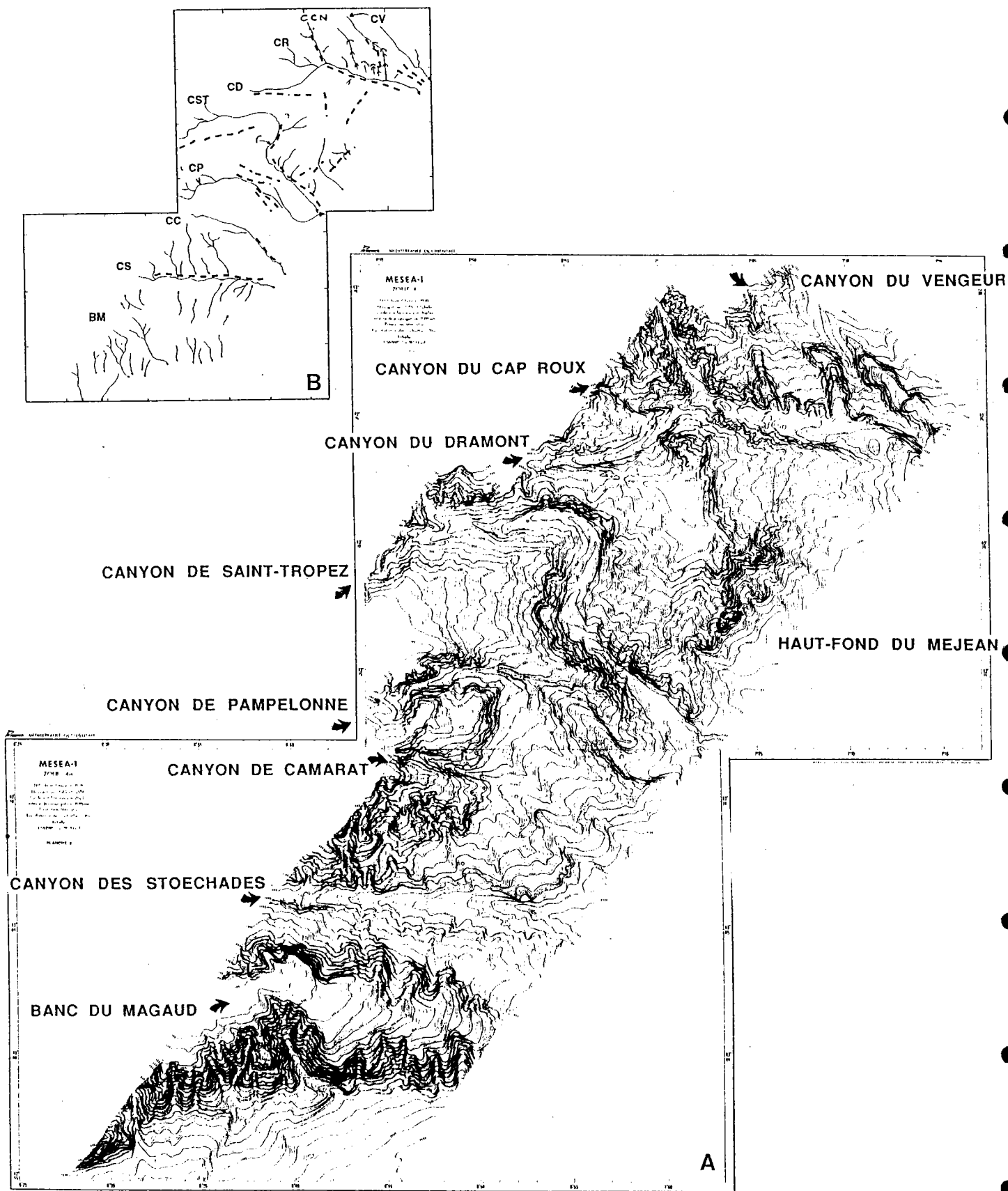


Figure II.24: A. Morphologie détaillée des canyons de la zone 4a (Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

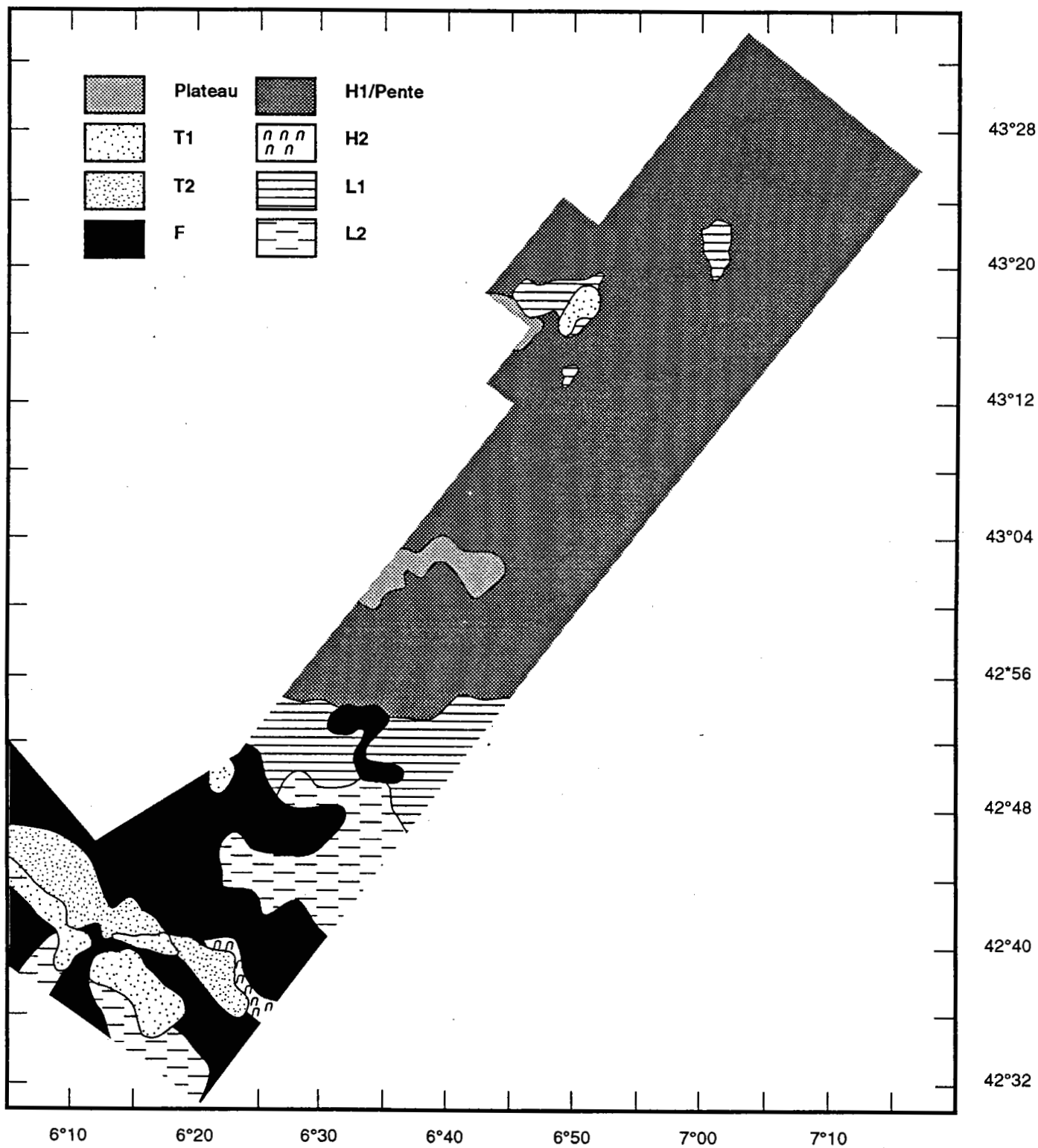


Figure II.25: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 4a -.

b. Répartition des écho-faciès

Là encore il existe une étroite relation entre la répartition des écho-faciès-types et le contexte morphologique. Pour la zone 4a, seul le domaine méridional apporte des informations, les données pour la partie nord de la zone étant particulièrement mauvaises (Figure II.25). Le flanc sud du Banc du Magaud constitue une transition progressive avec le glacier. Il est occupé pour sa partie aval par l'écho-faciès lité L1, attribué à des sédiments turbiditiques, qui cède peu à peu la place à l'écho-faciès L2, correspondant à des sédiments de même origine mais plus grossiers. Le canyon majeur entaillant le Banc du Magaud est occupé quant à lui par le faciès acoustique fruste, témoignant du passage de courants de turbidité. On retrouve ce faciès plus en aval, avec une extension importante. On note également la présence des écho-faciès transparents T1 et T2, révélant la présence d'un (ou plusieurs) glissement important, (*dont le rattachement est à déterminer*). Ces faciès recouvrent les écho-faciès L2 et H2.

2.1.5. Zone 4, au large de Nice

a. Morphologie

La carte Seabeam de la zone 4 met en évidence une pente assez régulière de l'ordre de 6°, orientée NW-SE à E-W et ne présente pas de structure morphologique remarquable (Figure II.26).

b. Répartition des écho-faciès

Outre le faciès de pente omniprésent, on retrouve une fois encore le faciès de plateau limité par l'isobathe 200 mètres, dans son prolongement l'écho-faciès lité L1 puis l'écho-faciès transparent en surface T1, caractéristique de phénomènes de glissements gravitaires (Figure II.27).

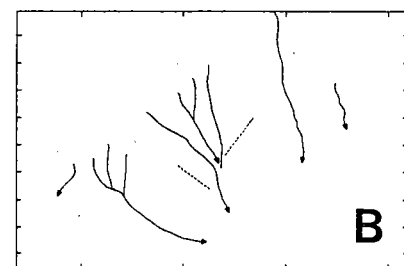
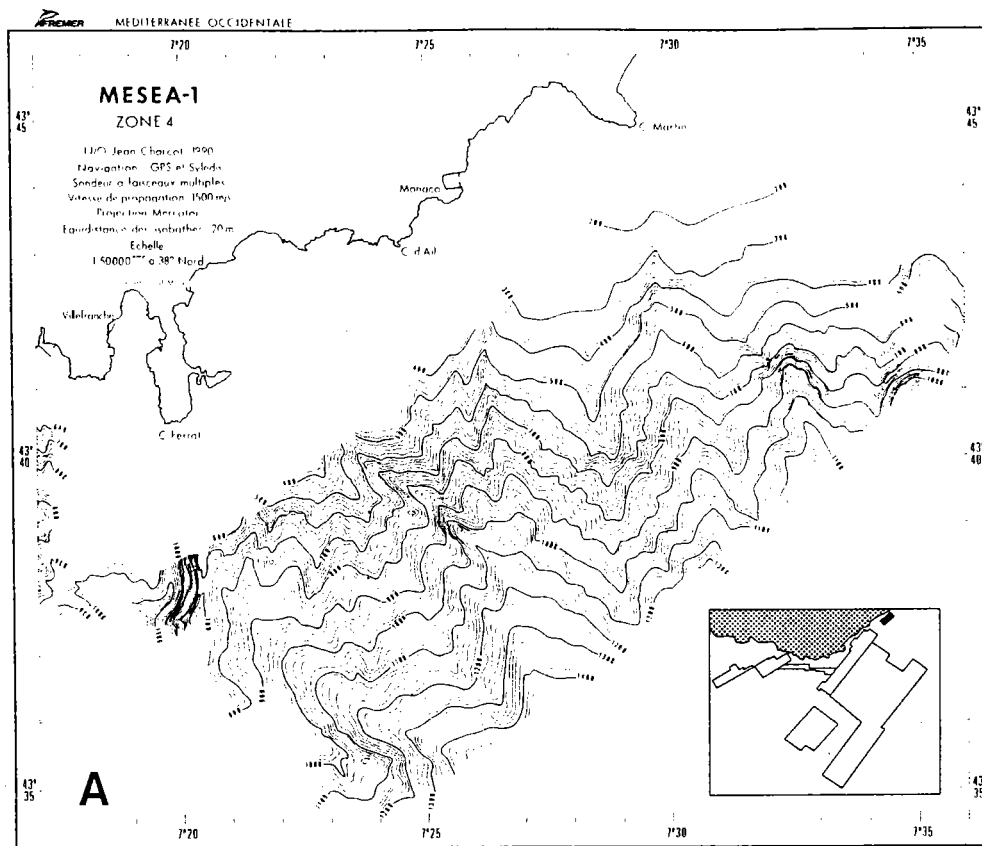


Figure II.26: A. Morphologie détaillée de la zone 4, au large de Nice (Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

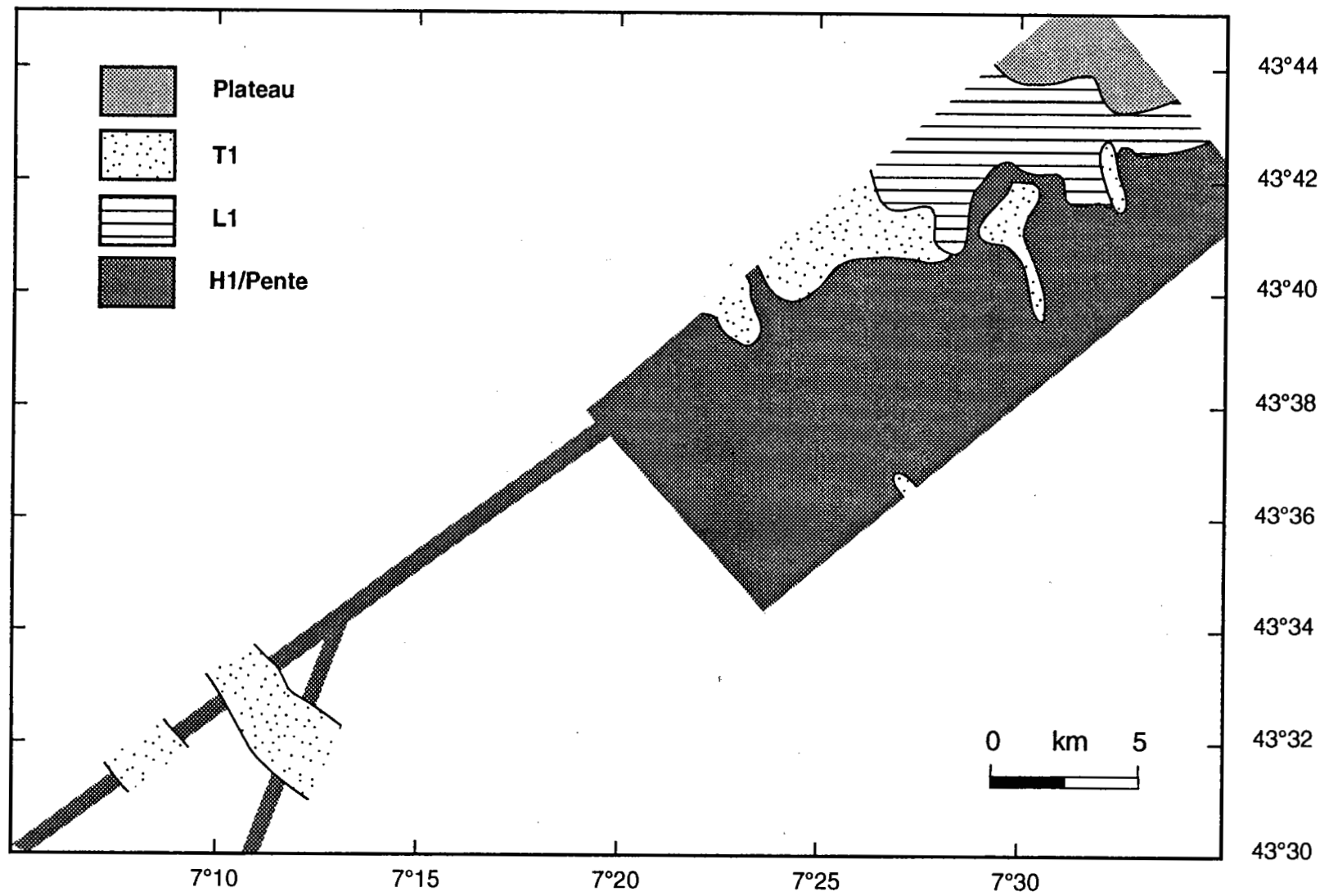


Figure II.27: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 4 -.

2.2. Les marges de la Corse

La campagne MESEAIL-MESIM, réalisée à bord du N/O "l'Atalante" en avril 1991 a permis l'acquisition de données de sondeur multifaisceaux (EM 12/SIMRAD), de sismique réflexion "rapide" et de sondeur de sédiments 3,5 kHz sur les marges corses, qui n'avaient jamais jusqu'à présent fait l'objet d'une exploration systématique (Voir également Partie I, Chapitre I, Paragraphe B). *Un résumé des principaux résultats est présenté ici, une étude plus détaillée fera l'objet de publications.*

2.2.1. Morphologie

La façade maritime de la Corse présente quatre types de marges (Figure II.28):

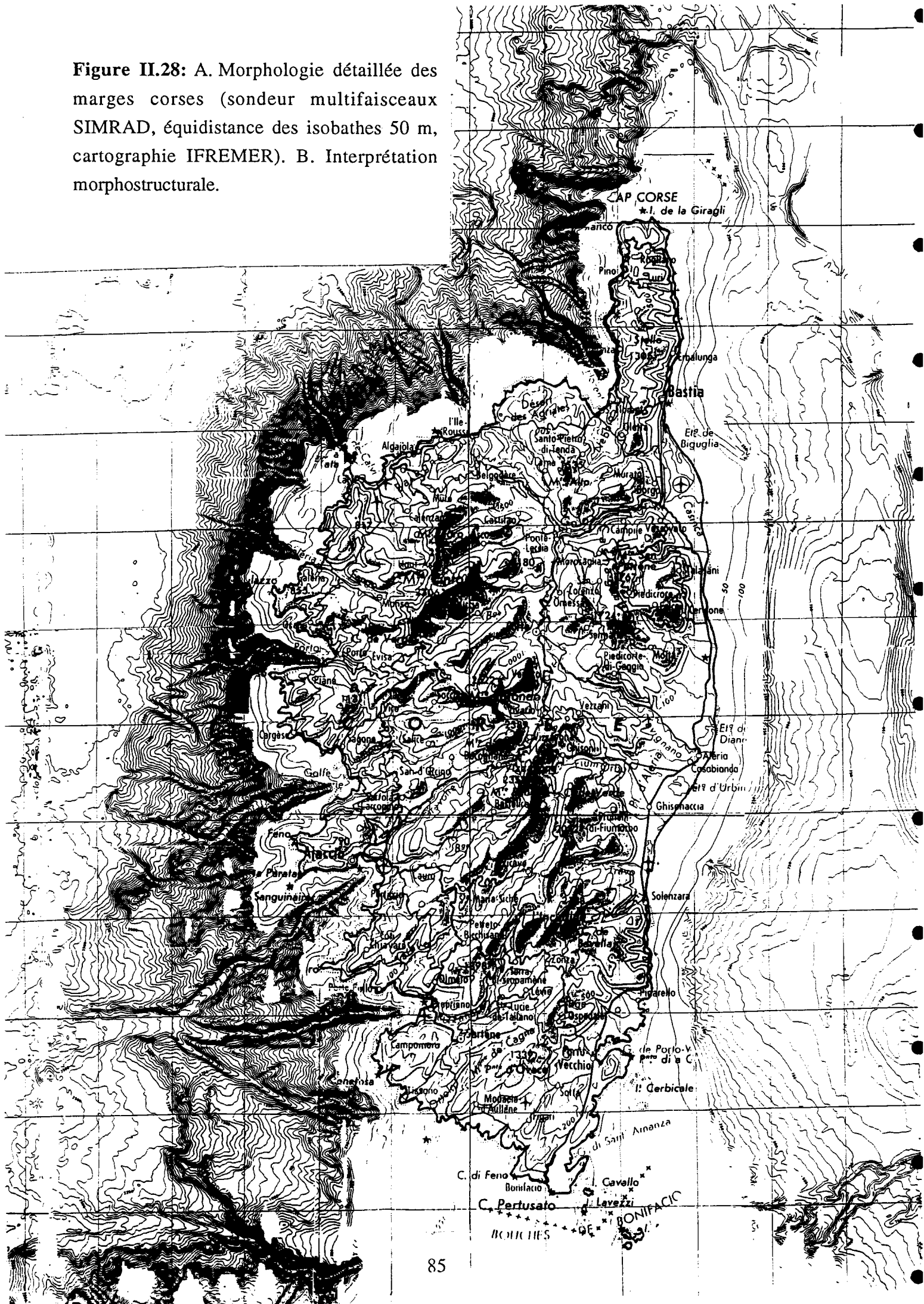
- **La marge orientale**, tournée vers le domaine tyrrhénien, est orientée de façon subméridienne. Elle est constituée d'un plateau continental d'extension variable (de 5 à 25 km du nord au sud) dont le rebord situé à environ 120 mètres de profondeur est faiblement disséqué (à l'exception de son extrémité sud), puis d'une pente régulièrement déclive jusqu'au centre du Bassin ou Canal Corse, de profondeur moyenne 800 mètres. Cette gouttière N-S, limitée à l'Est par la Ride de Pianosa, correspond en profondeur à une série sédimentaire épaisse, identifiée par sismique réflexion [plus de 4000 m depuis le Miocène inférieur (Gabin, 1970), dont environ 1400 m de sédiments plio-quaternaires (Viari de Lesegno, 1978)]. Le Bassin Corse est segmenté en dépressions allongées et fermées. La Ride de Pianosa apparaît, quant à elle, segmentée en reliefs à "sommets plats".

La bathymétrie détaillée fournie par le sondeur multifaisceaux SIMRAD ainsi que les données sismiques ont permis d'identifier, sur la pente, **de nombreux lobes sédimentaires de dimensions réduites** dont nous compléterons la description dans le paragraphe suivant, grâce aux profils 3,5 kHz. Notons que ces appareils détritiques actifs sont intensément ravinés plutôt que chenalisés de façon très organisée et apparaissent parfois en relation directe avec le vigoureux réseau hydrographique terrestre corse. Ils progradent pour la plupart vers le Bassin Corse, de façon isolée ou coalescente.

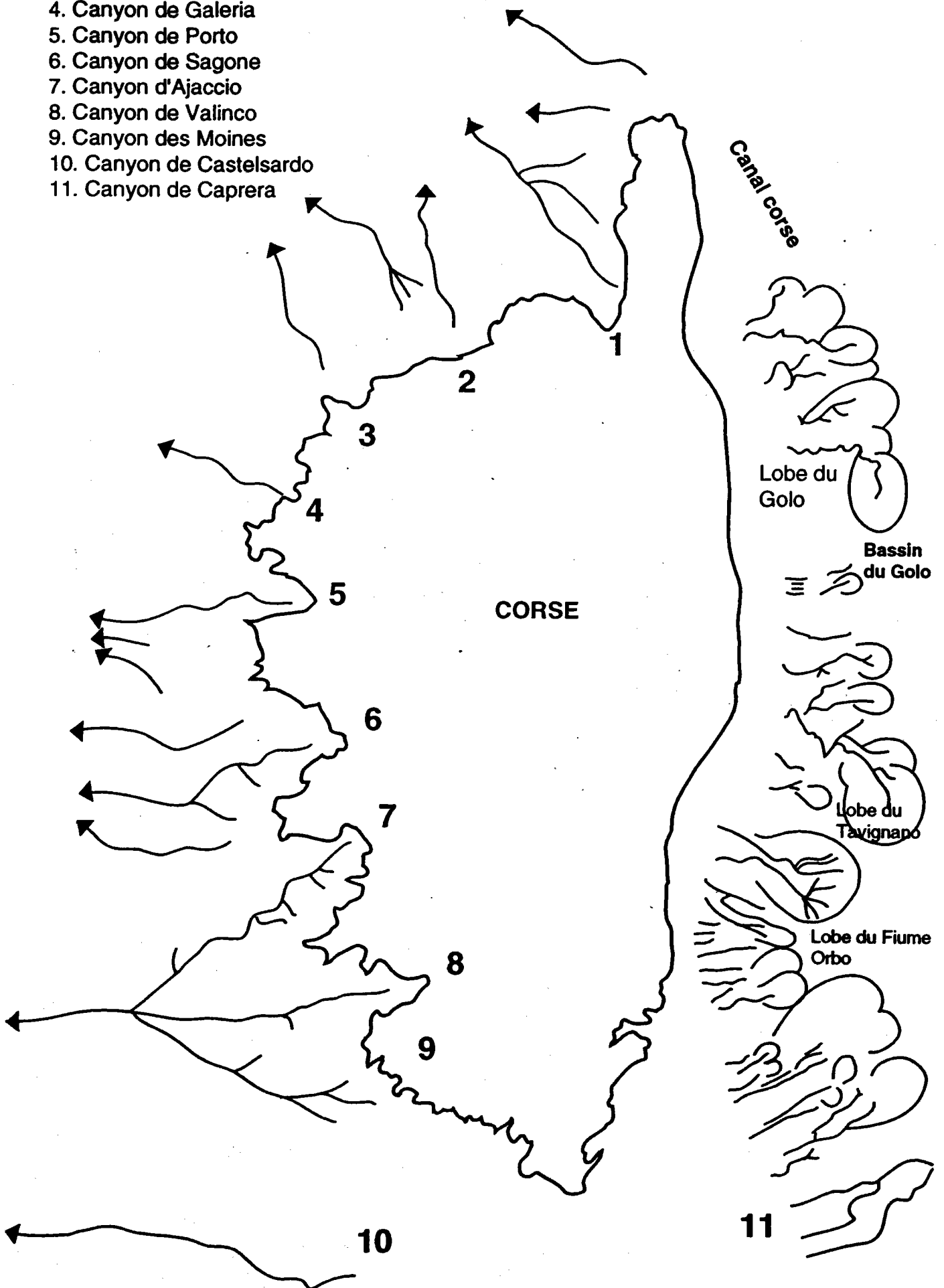
Au Nord, on met en évidence de nombreux lobes sédimentaires de petite taille visibles dans la morphologie actuelle de la pente (de quelques kilomètres à 20 km, figure II.28b) que l'on peut raccorder pour la plupart à des chenaux principaux entaillant le rebord du plateau continental.

* Les lobes sédimentaires les plus septentrionaux sont difficiles à raccorder directement aux émissaires torrentiels continentaux de faible débit qui leur font face. On peut

Figure II.28: A. Morphologie détaillée des marges corses (sondeur multifaisceaux SIMRAD, équidistance des isobathes 50 m, cartographie IFREMER). B. Interprétation morphostructurale.



1. Canyon de Saint-Florent
2. Canyon de l'Île-Rousse
3. Canyon de Calvi
4. Canyon de Galeria
5. Canyon de Porto
6. Canyon de Sagone
7. Canyon d'Ajaccio
8. Canyon de Valinco
9. Canyon des Moines
10. Canyon de Castelsardo
11. Canyon de Caprera



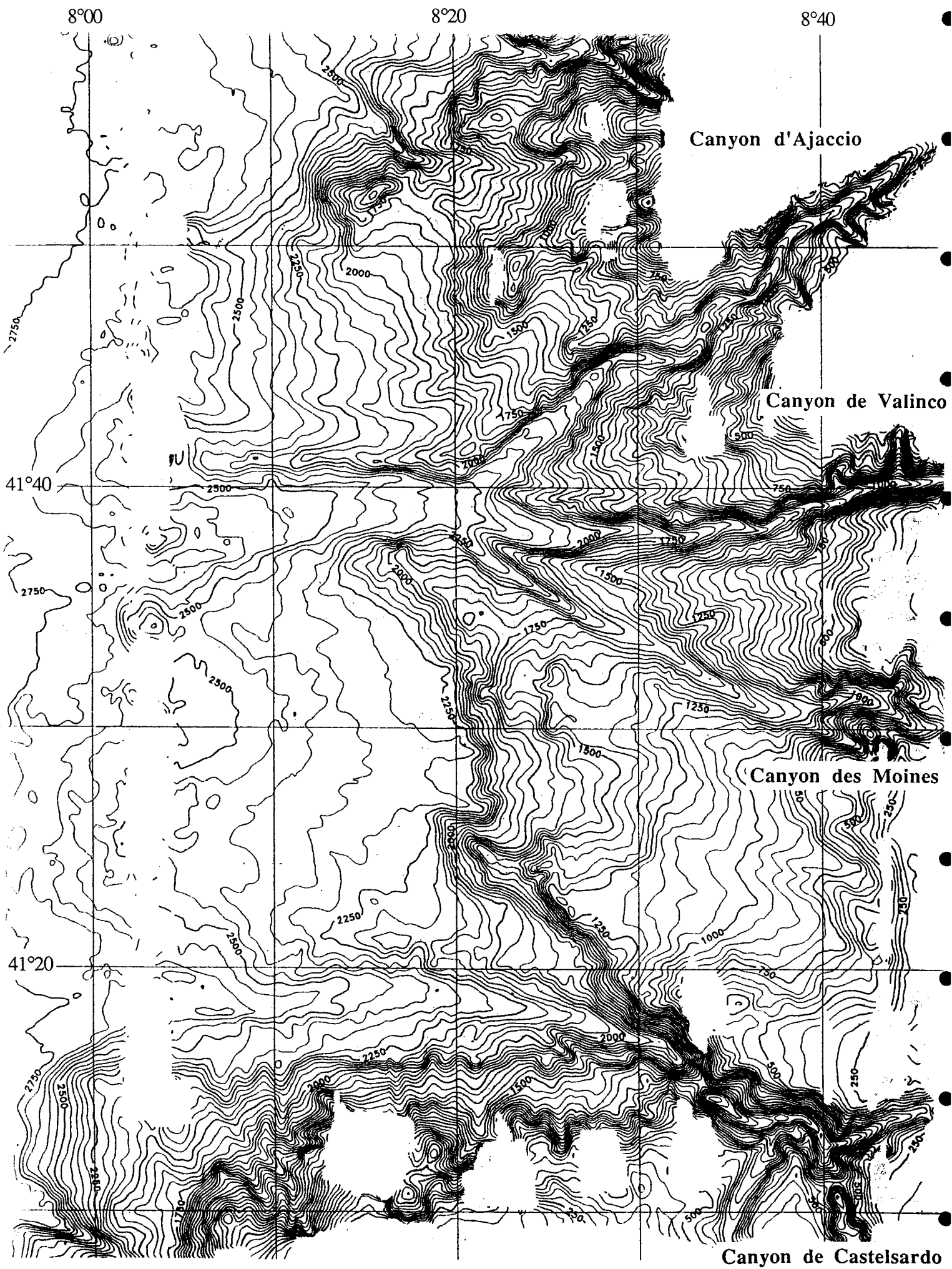
davantage les attribuer, soit au système du Bevinco, soit au système du Golo, à une époque où celui-ci débouchait plus au Nord (Ottman, 1958; Conchon, 1977; Bellaiche et al., 1993) et drainait une quantité importante de sédiments issus du démantèlement des reliefs corses. L'absence de chenalisation organisée au sein de ces appareils détritiques est un argument en faveur de la seconde hypothèse.

* L'édifice sédimentaire issu du fleuve du Golo est, quant à lui bien identifiable ("Golo fan"). Il présente une morphologie multilobée avec un chenal unique orienté W-E puis N-E, qui se ramifie dans sa partie tout à fait distale. Les volumes sédimentaires déposés témoignent de l'activité du fleuve durant tout le Quaternaire.

Plus au Sud, les apports terrigènes sont moins marqués dans la morphologie de la pente, permettant à la dépression du Bassin Corse de s'individualiser à nouveau (Bassin du Golo). Puis l'on observe de nouveaux lobes sédimentaires dont les plus importants sont ceux du Tavignano puis du Fiume Orbo, orientés respectivement NNW-SSE et NW-SE. Comme le Golo, le fleuve du Fiume Orbo a été très actif au cours du Quaternaire, permettant le transfert et l'accumulation au large de volumes détritiques importants. En face du Déroit de Bonifacio, le système de chenaux et de lobes s'oriente de façon différente: SW-NE, en raison du changement de direction de rebord de la plate-forme continentale et/ou de la structure différente du socle hercynien (Bellaiche et al., 1993). Ces lobes, que l'on ne peut rattacher à des émissaires actuels et à des sources terrigène significatives pourraient provenir de reliefs actuellement disparus par érosion ou par effondrement récent de la partie sud de la Corse.

* *Le canyon de Caprera*, quant à lui, constitue la seule "véritable" vallée sous-marine de la marge orientale corse et est orienté NE-SW, direction qui correspondrait (Bellaiche et al., 1993) à une réactivation d'accidents tardi-hercyniens du socle sarde (Arthaud et Matte, 1977), avec des segments témoignant probablement des directions N-S d'ouverture du bassin tyrrhénien dans ce secteur (Thommeret, 1990).

- **Les Bouches de Bonifacio** ou déroit corso-sarde constituent un seuil formé d'un plateau continental régulier dont les extrémités orientale et occidentale sont très dissymétriques. A l'Est, la pente est régulière et entaillée par quelques chenaux d'importance modérée et par le canyon de Caprera. A l'Ouest, *les canyons de Castelsardo et des Moines*, très structurés (orientés NW-SE), entaillent profondément une pente très abrupte et délimitent des plateaux étagés à rebords "festonnés", dont la profondeur diminue peu à peu vers le domaine bathyal. Ces plateaux sont constitués de socle fortement tectonisé et recouvert de dépôts volcano-sédimentaires et de sédiments néogènes. Les canyons de Castelsardo et des Moines sont tous deux installés sur des anomalies magnétiques positives, matérialisant ainsi deux accidents transformants du bassin liguro-provençal, injectés de laves



volcaniques d'âge fini Burdigalien-Langhien (Bellaiche et al., 1979; Bellon et al., 1985; Gennesseaux et al., 1989). Des basaltes prismés ont ainsi été prélevés dans la partie amont du canyon des Moines.

- **La marge occidentale** est très dissymétrique par rapport à son homologue orientale et appartient au système liguro-provençal avec des caractéristiques similaires à celles de sa marge conjuguée provençale. Elle présente une pente très forte entaillée par de nombreux canyons de *type "Riviera"* (système "golfe-baie-canyon"; Kuenen, 1953), creusés le plus souvent directement dans le socle. Les transferts y ont été particulièrement importants au cours du Quaternaire. La pente est d'autant plus forte (au Nord) que la marge est étroite, témoignant d'un amincissement crustal plus important au Sud (Pautot et al., 1992).

* *Les canyons des Moines, de Valinco, d'Ajaccio et de Sagone* présentent un tracé en "baïonnette" dans leur partie supérieure, témoignant de l'importance du contrôle structural sur leur modelé (directions du socle cristallin). Leur thalweg principal est large, avec des flancs abrupts et des vallées annexes suspendues (distribuées en cascade). Dans leur partie moyenne, les vallées principales s'élargissent, leur cours plus sinueux serpente dans les sédiments plus meubles du Plio-Quaternaire. La convergence des canyons d'Ajaccio, de Valinco et des Moines présente une géométrie tout à fait remarquable en "patte d'oie", avec un surcreusement (100m) de la vallée principale par rapport à ses tributaires suspendus et distribués en "cascades" et une levée sédimentaire oblongue sur sa rive gauche (Figure II.29; Pautot et al., 1992). A leur débouché, s'individualisent *trois éventails sous-marins profonds de forme allongée*.

* *Le canyon de Porto*, dont le cours présente des sinuosités dès sa partie supérieure ne semble pas quant à lui sous contrôle structural.

- **La pente de la marge septentrionale corse** est structurée en marches d'escalier découpées par des canyons méandriformes NW-SE qui entaillent profondément la plate-forme continentale (Figure II.28). *Le canyon de Saint-Florent* apparaît le mieux individualisé et possède un cours principal sinueux dans lequel se jettent deux affluents. *Le canyon de l'Île-Rousse* quant à lui serpente le long du contact structural majeur séparant la Corse hercynienne de la Corse alpine (Figure II.30). Entre le canyon de l'Île-Rousse et *le canyon de Calvi*, s'observe une vallée sous-marine relativement large qui n'entaille pas le rebord de la plate-forme continentale. Elle résulte très certainement, comme pour ses "homologues" provençales d'un processus d'érosion régressive, par glissements gravitaires successifs.

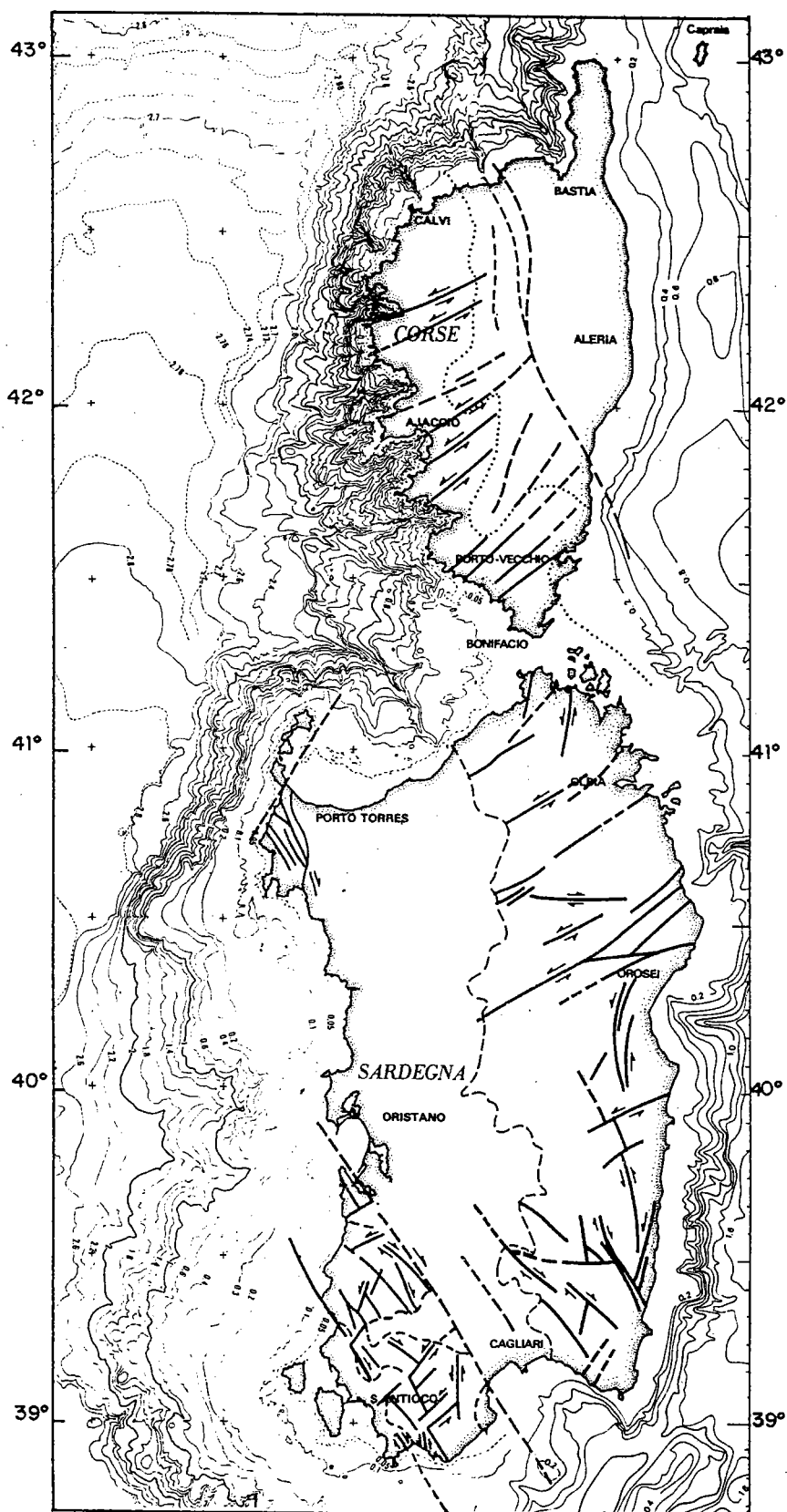


Figure II.30: Carte des accidents tectoniques tardi-hercyniens reconnus sur le bloc corso-sarde (Réhault, 1981; d'après Arthaud et Matte, 1977).

2.2.2. Répartition des écho-faciès (Figure II.31)

a. Marge orientale corse

Le faciès de plateau est identifié dans le même contexte physiographique que pour les zones côtières provençales, correspondant à la plate-forme continentale et/ou à des reliefs peu profonds. On le retrouve dans le prolongement du Cap Corse, au Nord; sur la Ride de Pianosa au Nord-Est; d'Aléria aux Bouches de Bonifacio, au Sud (Figure II.32). Le faciès de plateau passe progressivement au faciès fruste en face du Cap Corse.

L'écho-faciès transparent en surface T1 est localisé au pied de reliefs (au nord), dans le prolongement du plateau (au sud), ou de façon plus isolée sur le glacis (figure II.33a). Un exemple de *faciès acoustique transparent enfoui T3*, déjà identifié sur le glacis liguro-provençal est ici illustré sur la figure II.33b.

Sur l'ensemble de la pente orientale corse, *le faciès lité continu L1* occupe de grandes surfaces (figure II.34) et correspond pour l'essentiel à des dépôts de type turbiditique.

Au niveau des lobes sédimentaires morphologiquement identifiés grâce aux données SIMRAD, *l'écho-faciès L2* représente typiquement des dépôts de levées, répartis de part et d'autre de chenaux caractérisés par des écho-faciès peu pénétrants (non figurés sur la carte compte tenu de la taille réduite du document, figure II.35). Il apparaît lité discontinu ou présente un aspect caractéristique de ce secteur: tantôt transparent en surface, tantôt très chaotique (tirés fins sur la carte 3,5 kHz; figures II.35 et II.36). On le trouve notamment au niveau du lobe du Golo, d'abord sous faciès lité discontinu puis beaucoup plus chaotique dans le domaine distal de cet édifice. Nous l'interprétons comme caractéristique de sédiments grossiers de nature probablement sableuse.

L'écho-faciès fruste se situe quant à lui au fond des chenaux de la partie méridionale de la marge orientale et notamment dans le thalweg du canyon de Caprera. On retrouve de part et d'autre, le faciès L2.

Nos résultats sont en bon accord, pour la partie septentrionale de la marge orientale de la Corse, avec les travaux réalisés par Stanley et al. (1980), à la fois pour la répartition des faciès-types identifiés par sondages 3,5 kHz et pour leur interprétation en terme de processus sédimentaires.

7°30 8°00 8°30 9°00 9°30 10°00

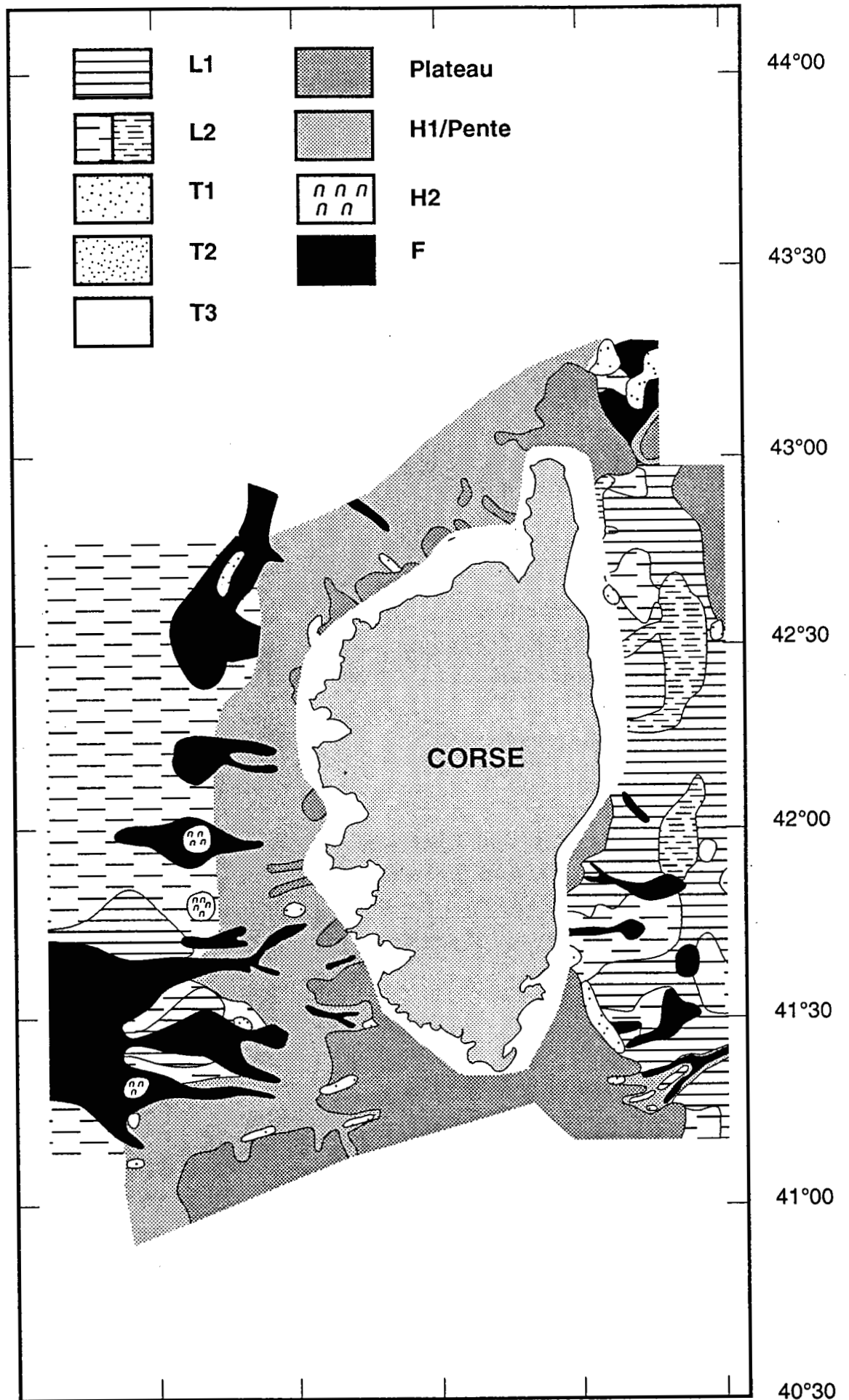
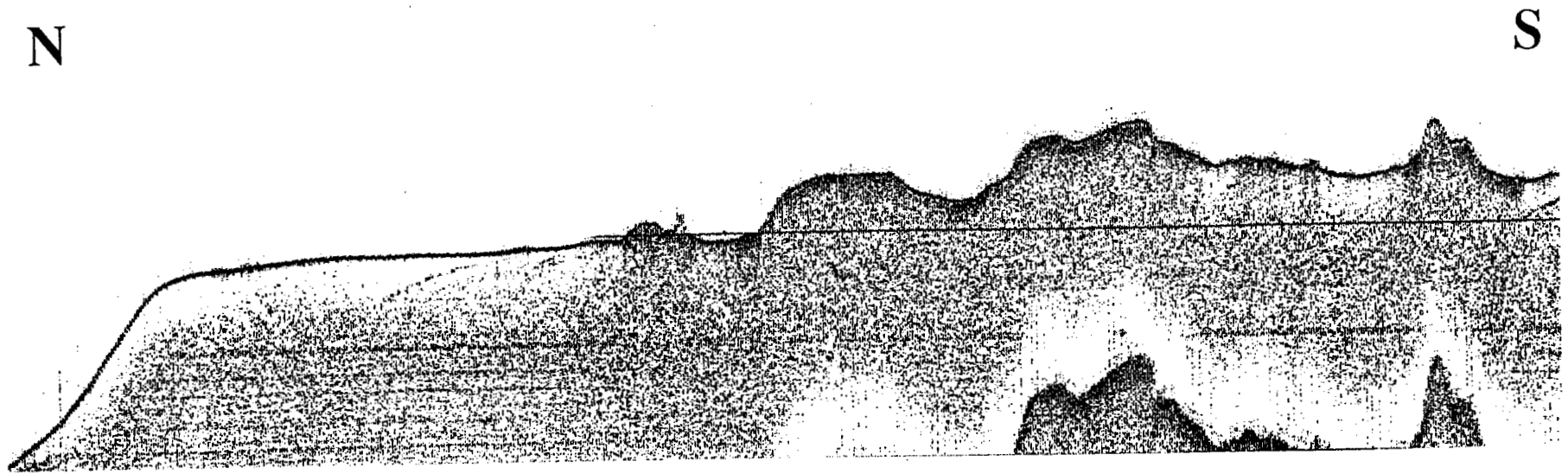
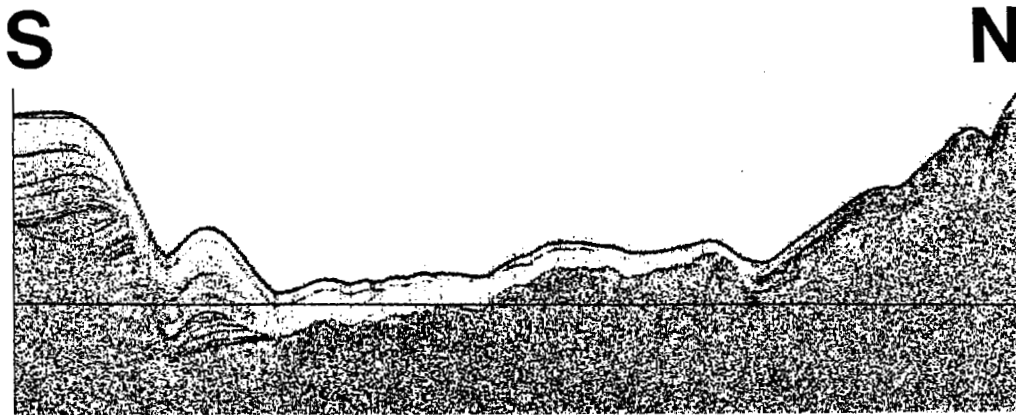


Figure II.31: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz sur les marges de la Corse (Profils MESIM, 1991).

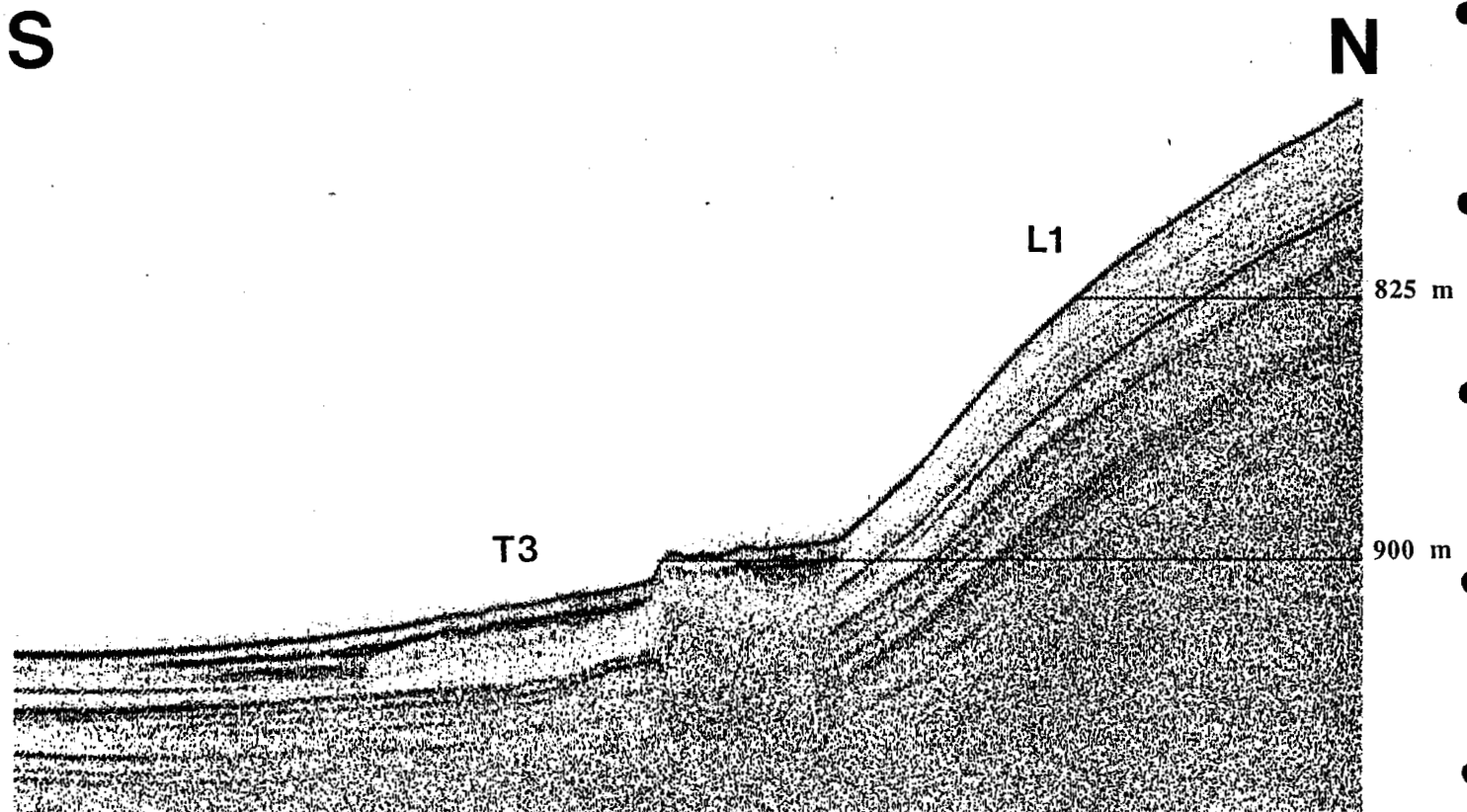


Profil 104 (MESIM, 1991)

Figure II.32: Ride de Pianosa: écho-faciès de "plateau".



Profil 104 (MESIM, 1991)



Profil S11 (MESIM, 1991)

Figure II.33: A. Faciès acoustique transparent en surface T1.
 B. Faciès acoustique transparent enfoui T3, au pied de la Ride de Pianosa.

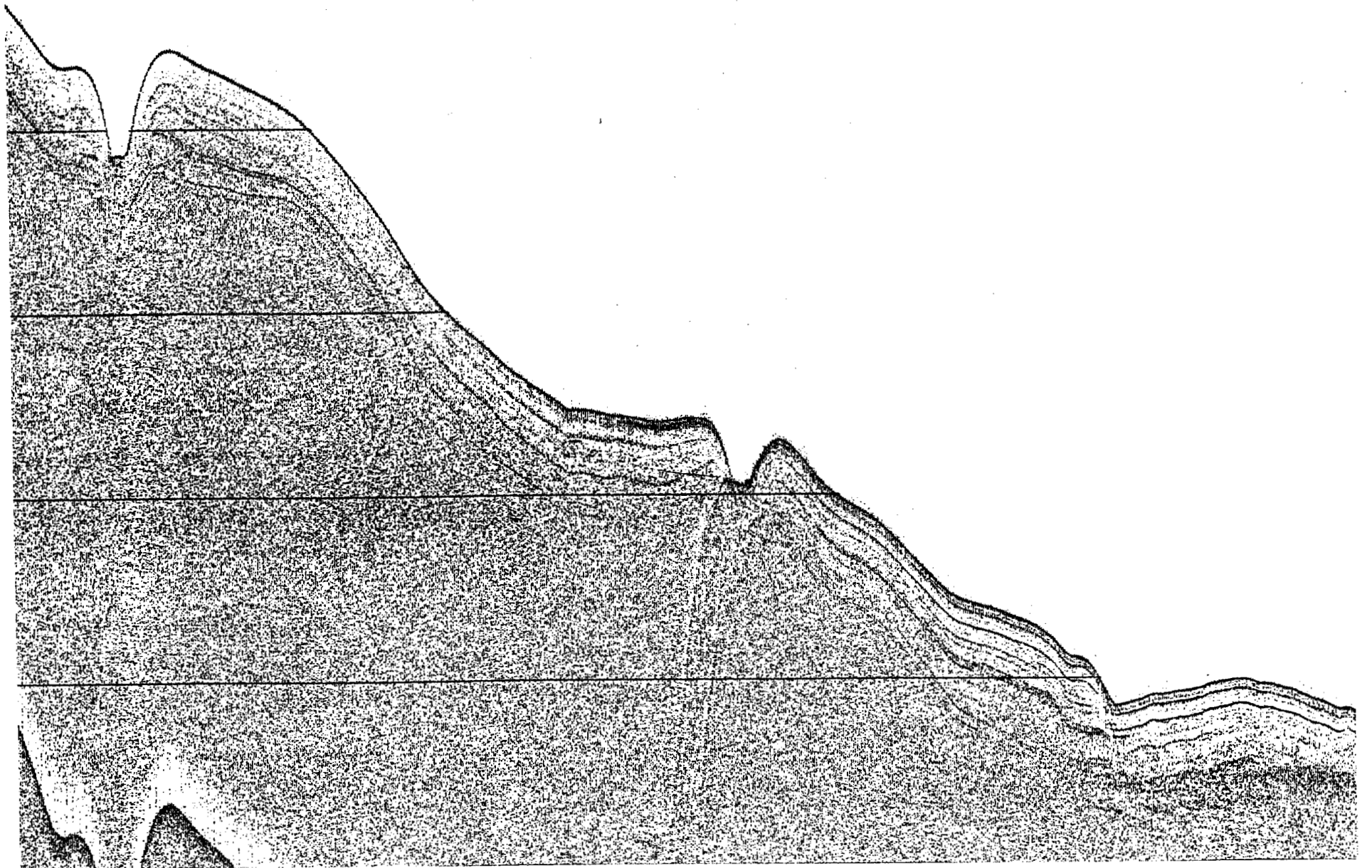
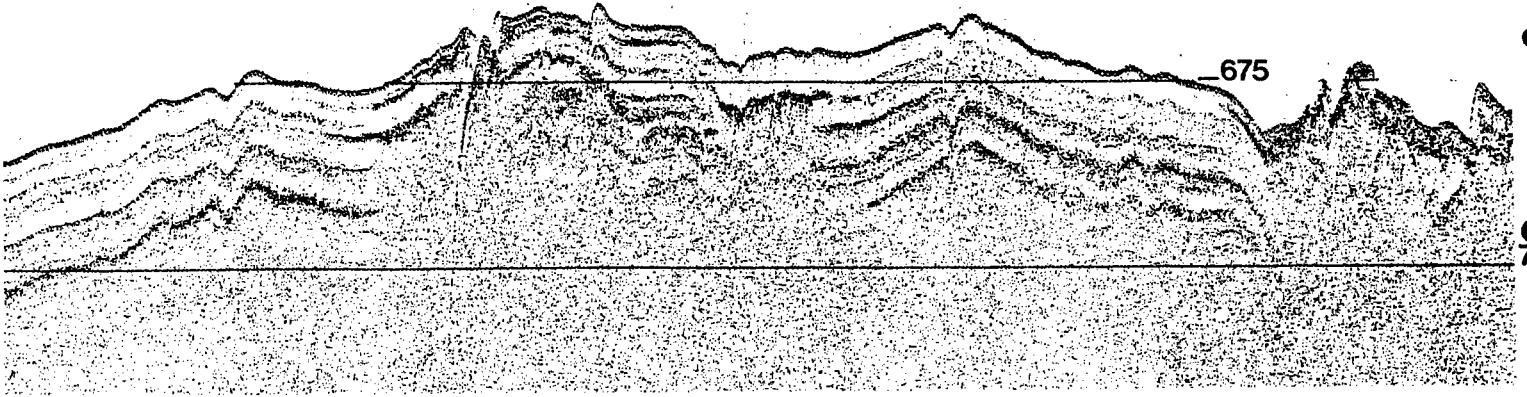


Figure II.34: Faciès acoustique lité L1 sur des levées de chenaux.

N

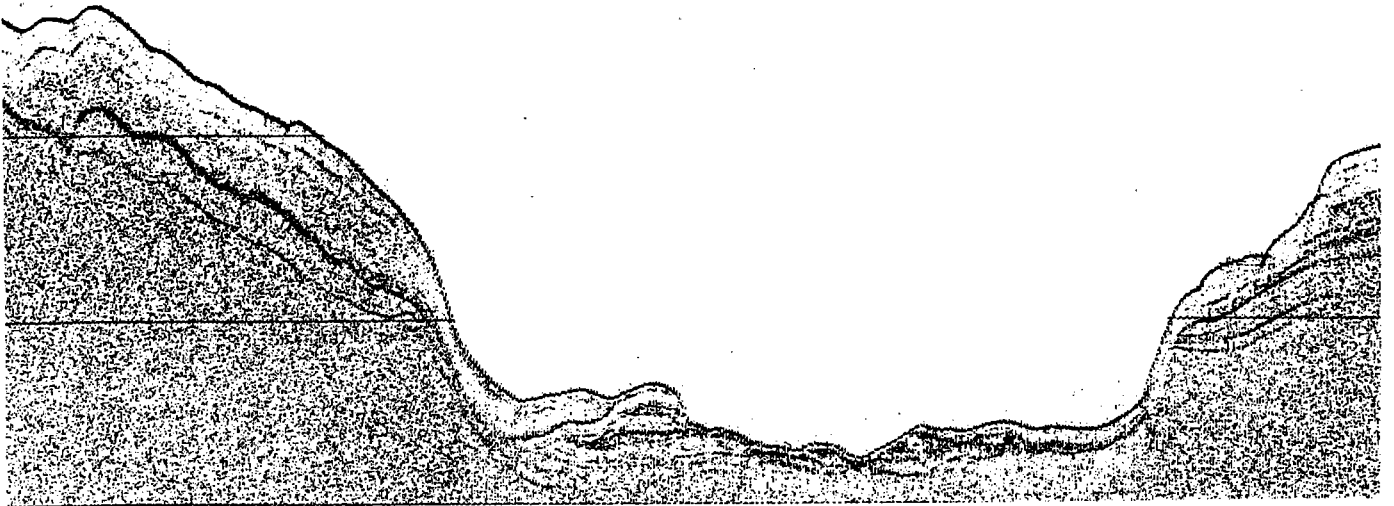
S



Profil 101 (MESIM, 1991)

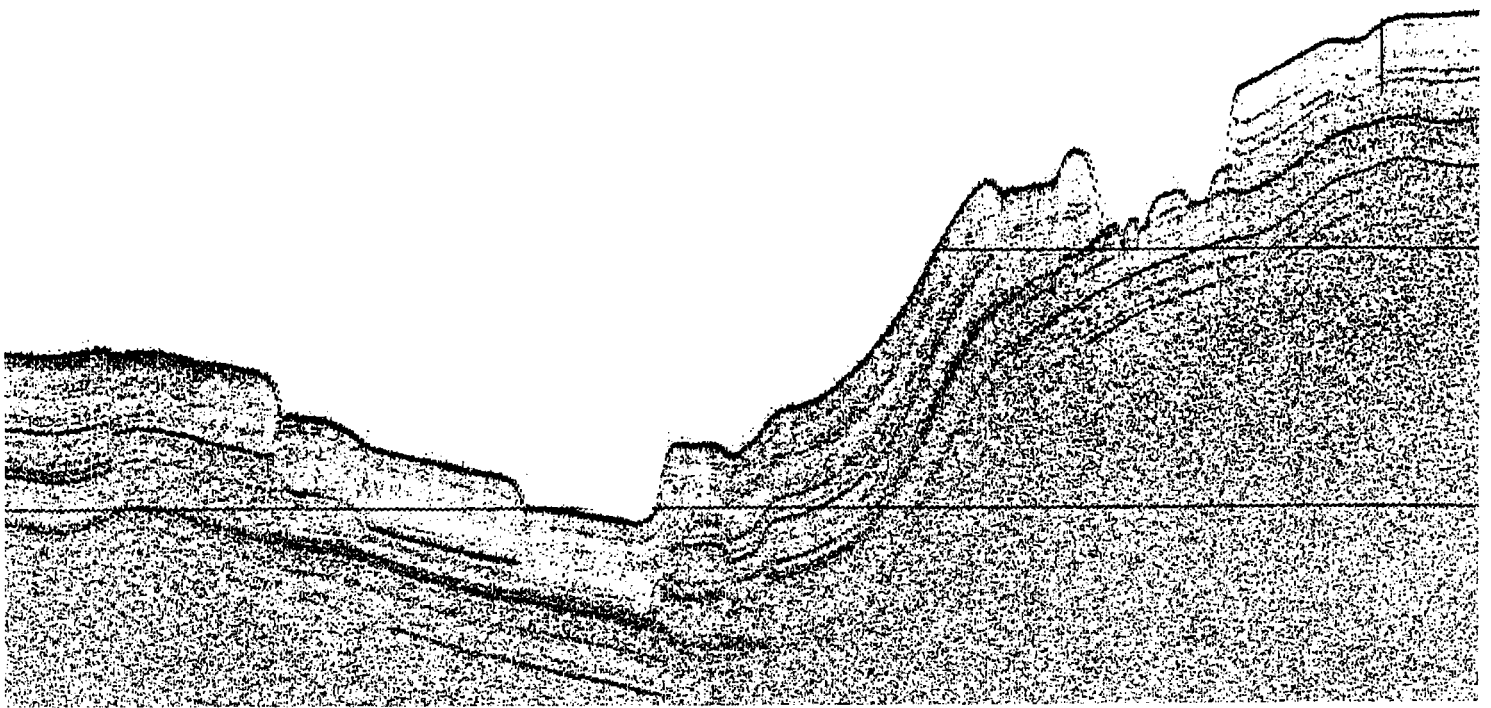
S

N



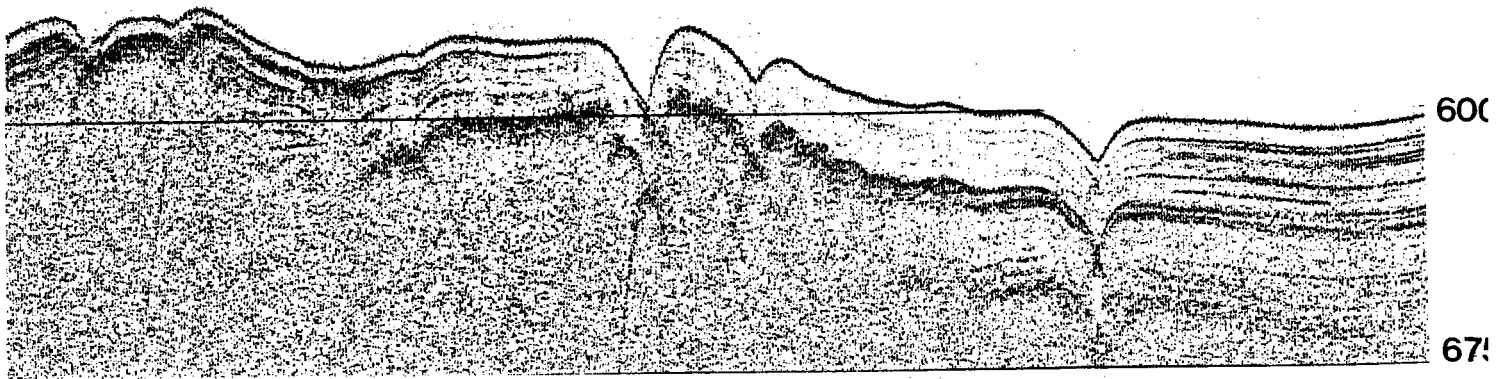
Profil 104 (MESIM, 1991)

Figure II.35: Faciès acoustique lité L2.

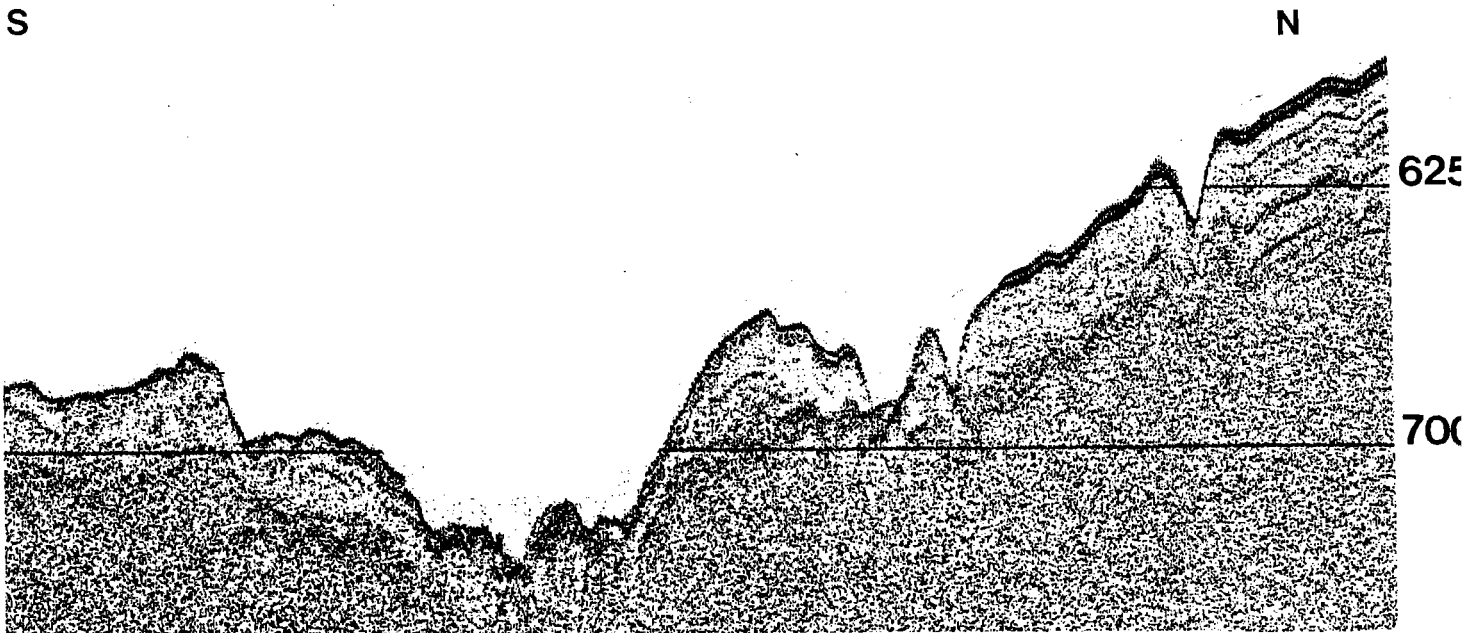


Profil (MESIM, 1991)

N S



Profil 101 (MESIM, 1991)



Profil S05 (MESIM, 1991)

Figure II.36: Variations latérales du faciès lité discontinu à chaotique (L2).

b. Marge occidentale corse

Sur la marge occidentale de la Corse, les écho-faciès véritables sont le plus souvent masqués par le faciès *hyperbolique H1*, omniprésent, en raison des pentes particulièrement importantes dans ce secteur.

Le faciès de "plateau" présente ici un aspect diffus, parfois transparent et est limité à des profondeurs comprises entre 250 mètres et 500 mètres (localement davantage, lorsqu'il s'agit "d'éperons"), correspondant comme pour la marge provençale au rebord du plateau continental. De la même façon, le faciès *transparent en surface T1* s'observe en "progradation" du plateau, sur les flancs ou au fond des canyons.

L'écho-faciès *fruste* est associé systématiquement au thalweg des canyons et vallées sous-marines, il est là encore représentatif de zones de passage des courants de turbidité, avec dépôts grossiers. On le retrouve fréquemment associé à l'écho-faciès *hyperbolique H2*, correspondant à des blocs de sédiments grossiers, véhiculés par ces courants (débris flows, figure II.37).

* **Au Nord**, la mauvaise qualité de l'information, liée aux pentes abruptes, ne permet pas de suivre de manière continue la répartition du faciès fruste, qui apparaît cependant de place en place, notamment dans le fond de la vallée sous-marine entre les canyons de Calvi et de l'Ile-Rousse. **Sur le glacis, le faciès fruste correspond aux apports distaux du chenal du Var**, morphologiquement identifiable sur les profils sismiques (Figure II.38; Bellaïche et al., en préparation). Dans l'axe de ce chenal s'observe un glissement pelliculaire sous faciès T1. Le faciès acoustique le plus largement répandu dans ce secteur NW correspond à l'écho-faciès lité discontinu L2.

* Les faciès frustes sont au contraire très bien exprimés **au niveau du thalweg moyen des canyons de Porto, de Sagone, d'Ajaccio, de Valinco, des Moines et de Castelsardo**, les faciès véritables des parties plus amont étant partiellement masqués par le faciès H1 (le faciès fruste se suit alors de façon intermittente). Il occupe également une large zone sur l'interfluve des canyons de Castelsardo et des Moines.

En pied de pente, sur le glacis, ce faciès fruste souligne la zone axiale d'appareils sédimentaires dont trois avaient été mis en évidence sur la carte bathymétrique: appareils de Porto, de Sagone, de "Ajaccio-Valinco-des Moines" et de Castelsardo. La convergence en "patte d'oie" des canyons d'Ajaccio, de Valinco et des Moines est particulièrement confirmée par la répartition du faciès fruste qui occupe une superficie très importante et ce très en aval sur le glacis. L'édifice sédimentaire "Ajaccio-Valinco-des Moines" est en effet constitué des apports détritiques issus des plus importants fleuves de l'île. Du Nord au Sud, le faciès fruste est donc identifiable de plus en plus loin vers le domaine profond. L'appareil de Castelsardo est constitué d'apports détritiques

d'origine sarde, avec un faciès fruste très étendu. Au large, le faciès fruste des deux appareils méridionaux devient coalescent.

De part et d'autre de ce faciès très largement répandu sur le glacis occidental corse, les faciès identifiés sont de type lité continu L1 (de part et d'autre de l'interfluve "des Moines-Castelsardo" et sur la rive droite du chenal d'Ajaccio) et discontinu L2, correspondant donc ici également à des dépôts de type "levées sédimentaires", qui forment dans la morphologie des reliefs proéminents.

Il est difficile, à partir de nos données, de définir la contribution de chaque chenal et les relations entre les levées des différents lobes sédimentaires de pied de pente, dont les limites sont très mal définies dans la morphologie. De plus, l'écho-faciès lité discontinu L2 est ici certainement attribuable *pro parte* à des sédiments de type hémipélagique, constituant le "bruit de fond" du bassin. Il n'est évidemment pas possible de différencier dans l'écho-faciès L2 la part turbiditique de la part hémipélagique, en traçant une limite franche; seul le contexte géomorphologique et géologique nous permet d'attribuer la plus grande part du faciès L2 à des sédiments de type turbiditique.

PROFIL S33 (MESIM, 1991)

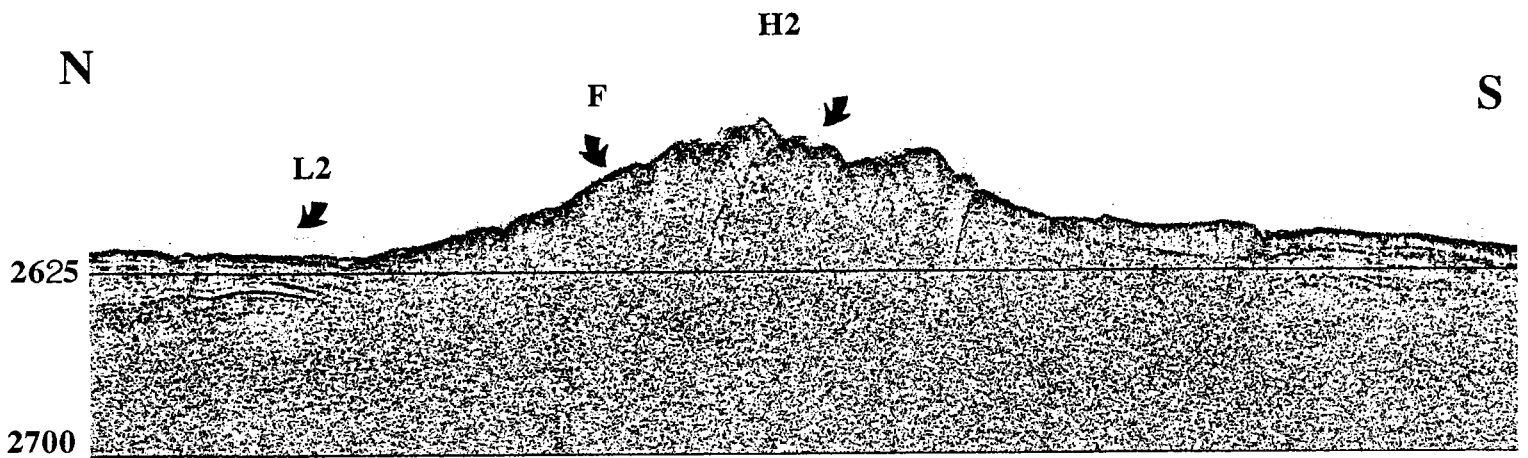


Figure II.37: Echo-faciès fruste associé à l'écho-faciès hyperbolique H2, au niveau de l'appareil sédimentaire de Sagone.

PROFIL S32 (MESIM, 1991)

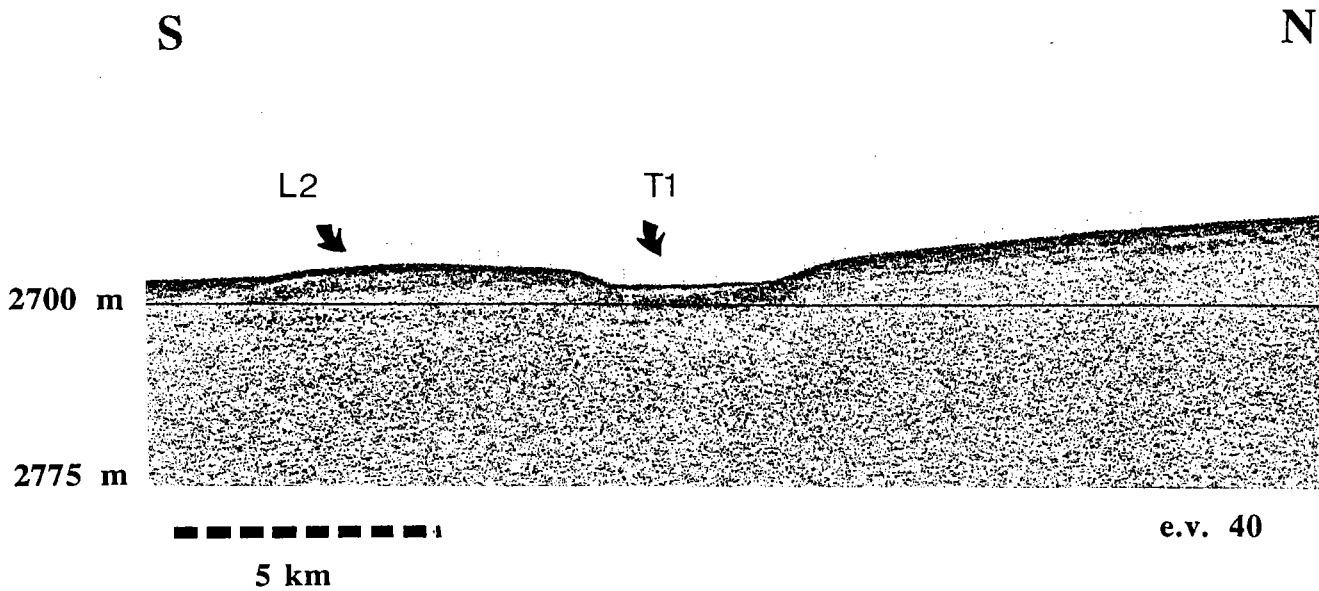


Figure II.38: Profil 3,5 kHz recoupant la partie tout à fait distale du chenal du Var. A cet endroit, le faciès fruste est masqué par le faciès transparent T1. Les levées sont encore marquées dans la morphologie.

CHAPITRE II: SYNTHESE ET CONCLUSIONS

CHAPITRE II: SYNTHÈSE DES RESULTATS ET CONCLUSIONS

A. MORPHOLOGIE DES MARGES ET DU BASSIN LIGURO-PROVENÇAL

L'analyse des données bathymétriques Seabeam et Simrad obtenues lors des campagnes océanographiques MESEA I et MESIM révèle **le double contrôle de la structure profonde** (directions héritées) **et des processus de sédimentation gravitaire** (courants de turbidité, glissements en masse, érosion régressive) **sur le modelé des reliefs sur les marges et dans le bassin liguro-provençal.**

1. Contrôle structural

L'importance du contrôle structural sur la morphologie des reliefs actuels a été mise en évidence pour chacun des secteurs étudiés. **Les directions NW-SE, NE-SW, N-S et E-W** sont exprimées de façon particulièrement nette sur l'ensemble des marges liguro-provençales. En témoignent notamment **les cours parfaitement rectilignes** (canyons de Sicié, des Stoechades et des Moines) **ou au contraire en "baïonnette"** avec **brusques changements d'orientations** (canyons du Petit-Rhône, de l'Estaque, de Marseille, de Planier, de Cassidaigne, de Valinco, d'Ajaccio, etc..) de très nombreux canyons. La relation directe avec un accident profond identifié grâce à la sismique a pu être établie pour bon nombre d'entre-eux. Le canyon des Moines, installé sur une faille NW-SE injectée de laves basaltiques et correspondant à un accident transformant majeur de l'ouverture du bassin liguro-provençal en est un des exemples les représentatifs.

Les deux marges conjuguées du bassin liguro-provençal présentent donc toutes deux, dans leur morphologie actuelle et notamment dans l'orientation de leurs canyons, l'empreinte de directions héritées soit d'accidents tardihercyniens soit d'accidents contemporains de l'ouverture du bassin. La morphologie de la marge orientale corse, appartenant au système tyrrhénien présente des caractéristiques a priori moins contrôlées par des directions profondes, à l'exception de son segment méridional (canyon de Caprera par exemple). Ceci traduit deux histoires géologiques différentes: compressive à l'est, distensive à l'ouest.

2. Contrôle d'une sédimentation d'origine gravitaire

Les marges et le bassin profond liguro-provençal portent également, dans leur morphologie, l'empreinte généralisée de mécanismes de sédimentation de type gravitaire, acheminée par un réseau dense et organisé de canyons et chenaux, et ce très en aval sur le glaciais.

Dans le domaine profond, les données bathymétriques ont en effet permis de mettre en évidence:

- des chenaux du réseau distributaire distal du deep-sea fan du Rhône (zone 6),
- trois vallées sous-marines rattachées pour la première aux canyons de Marseille-Planier, pour la deuxième aux canyons toulonnais (zone 5) et pour la troisième au chenal du Var (secteur ouest corse),
- des édifices sédimentaires de pied de pente (édifices de Porto, Sagone, Ajaccio-Valinco-des Moines et de Castelsardo).

La découverte de ces structures atteste l'importance des apports terrigènes dans des zones parfois très éloignées de leur source et l'activité vigoureuse des courants de turbidité à de grandes profondeurs, autrefois considérées comme "calmes".

Sur les marges, les effets conjugués des courants de turbidité (érosion et transport) et des phénomènes d'instabilité gravitaire (érosion, glissements en masse, etc..) sont visibles sur l'ensemble des reliefs:

- parties concaves des méandres des canyons plus abruptes (érosion) que les parties convexes (dépôt);
- création de vallées sous-marines sur la pente, par érosion régressive résultant de glissements gravitaires successifs;
- érosion longitudinale avec surcreusement des canyons par érosion gravitaire régressive dans l'axe du lit principal et/ou affouillement par des courants turbides (vallées suspendues, cuvettes);
- érosion latérale avec empreintes de glissements gravitaires sur les flancs des canyons (échancrures, terrasses, vallées adjacentes en auges emboîtées, de forme curviligne);
- dunes et levées sédimentaires sur les flancs des canyons.

Toutes ces caractéristiques s'observent à la fois sur la marge provençale et sur la marge occidentale corse. Sur la pente orientale corse, les relevés SIMRAD ont permis de mettre en évidence de nombreux édifices sédimentaires dont les caractéristiques, hormis leurs dimensions réduites, sont véritablement typiques de deep-sea fans (Bellaiche et al., 1993). Ils témoignent là encore de la contribution primordiale des apports terrigènes à la sédimentation marine.

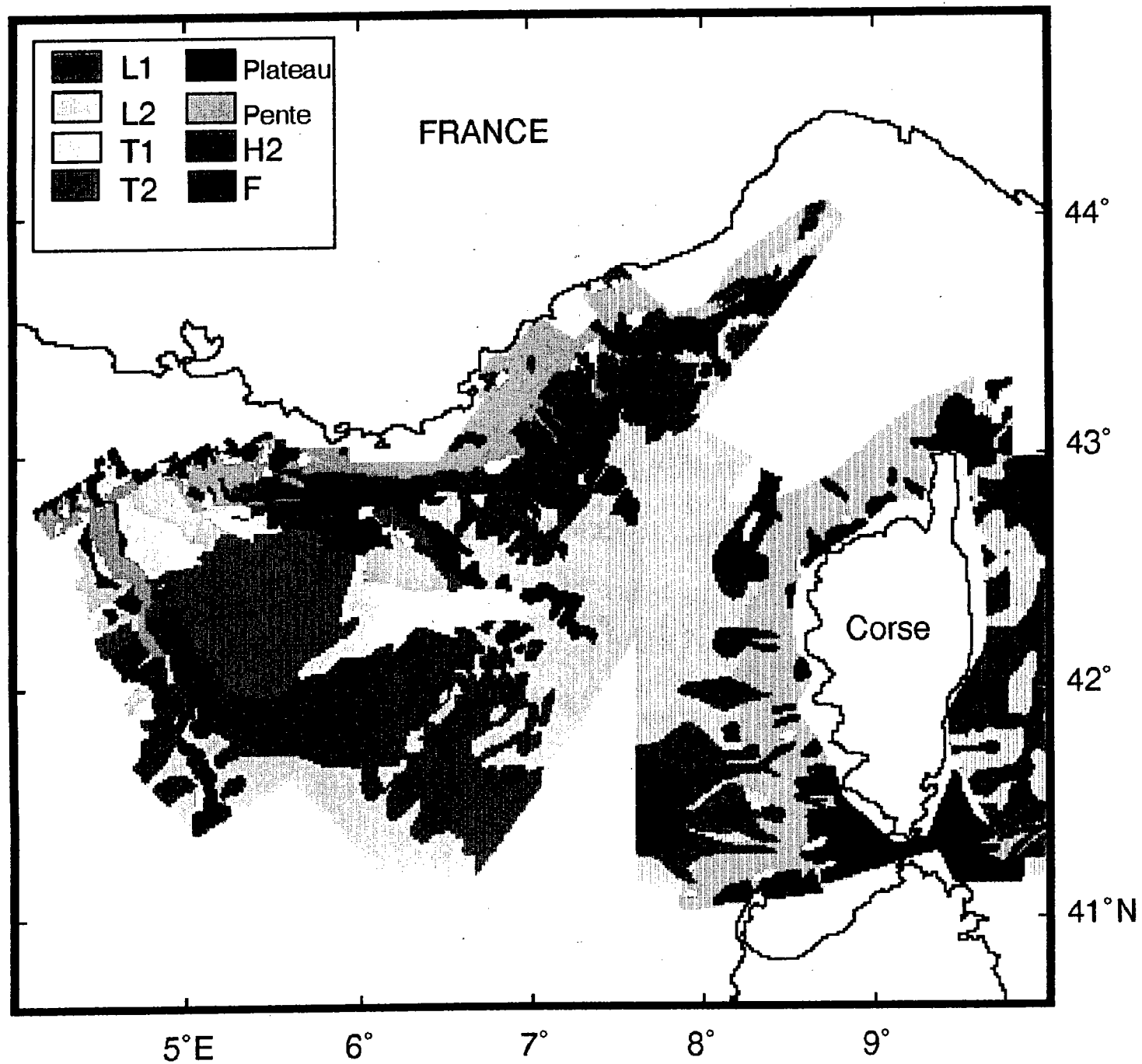
B. REPARTITION ET SIGNIFICATION DES FACIES ACOUSTIQUES 3,5 KHZ

L'analyse de la répartition des écho-faciès obtenus par sondages 3,5 kHz met en évidence l'importance **des courants de turbidité et des glissements gravitaires** dans la sédimentation des marges liguro-provençales et confirme l'intérêt de cet outil pour l'étude des processus sédimentaires superficiels.

Un nombre limité de familles d'écho-faciès révélateurs des mécanismes de sédimentation a ainsi pu être mis en évidence, dont la répartition apparaît systématiquement associée à des environnements morphologiques particuliers. Nous avons pu ainsi préciser les aires respectives d'influence des deux processus sédimentaires qui se confirment être largement dominants sur la pente et le glacis liguro-provençaux: les courants de turbidité et les glissements en masse.

Les nombreux résultats obtenus, à la fois sur la marge liguro-provençale au large de la France métropolitaine et sur les marges corses ont permis, outre une étude détaillée pour chaque zone, de réaliser une carte synthétique de la répartition des faciès acoustiques pour l'ensemble du bassin liguro-provençal (Figure II.39), confirmant le rôle prépondérant de la sédimentation d'origine gravitaire dans la partie nord-occidentale du bassin méditerranéen.

Les écho-faciès les plus caractéristiques des courants de turbidité sont résumés sur la figure II.40, avec l'interprétation proposée. Les principaux écho-faciès attribués à des phénomènes de glissements gravitaires sont illustrés sur les figures II.41 et II.42. L'ensemble des résultats obtenus est cohérent à l'échelle régionale. Dans le détail, ces différents écho-faciès présentent des variations locales d'aspect et de pénétration propres au contexte morphologique et sédimentologique du secteur (exemples: faciès de "plateau" et faciès lités). Un même processus sédimentaire peut de plus correspondre à plusieurs écho-faciès (exemples: faciès T1 et L1, tous deux pouvant représenter des sédiments désorganisés). Enfin, un même faciès acoustique peut conduire à deux interprétations très différentes. C'est le cas notamment pour les faciès lités continu et discontinu qui peuvent être attribués à des turbidites ou à des hémipélagites. Dans le bassin liguro-provençal, la sédimentation pleisto-holocène est essentiellement d'origine turbiditique (Chamley, 1970), les hémipélagites correspondent alors à des "contourites" holocènes de quelques mètres d'épaisseur (Mear, 1984) et/ou sont restreintes aux zones de haut-fond. Les sondages 3,5 kHz ne permettent pas de différencier, pour les faciès acoustiques lités, la partie hémipélagique, si elle existe, de la partie turbiditique. En l'absence de prélèvements, seul le contexte à la fois physiographique et géologique nous a permis d'interpréter les écho-faciès identifiés.



CARTE DE LA REPARTITION DES ECHO-FACIES 3,5 KHZ POUR L'ENSEMBLE DU BASSIN LIGURO-PROVENCAL

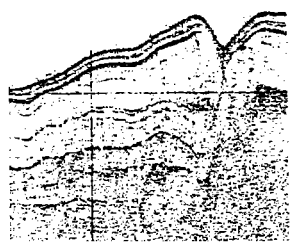
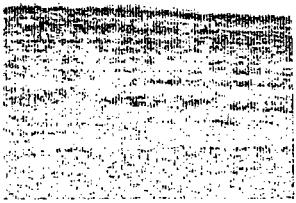
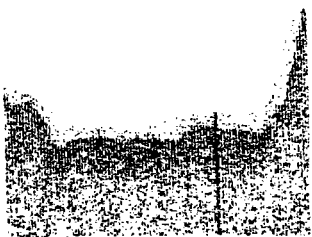

Echo-faciès	Exemple	Localisation	Signification
L1		Levées sédimentaires	Débordement latéral des courants de turbidité cheminant à travers un chenal principal => turbidites fines (silts + vases)
L2		Secteur aval du glacis (chenaux ramifiés)	Epandage de sédiments turbiditiques sableux transitant par un réseau ramifié de chenaux => lits et lentilles sableuses
F		Fond de vallées et de canyons	Zones de passage des courants de turbidité => sédiments hétérogènes grossiers
H2		Fond de vallées et de canyons	- Figures d'érosion - Ecoulement turbide de matériaux très grossiers - Blocs isolés

Figure II.40: Principaux écho-faciès caractéristiques des courants de turbidité.

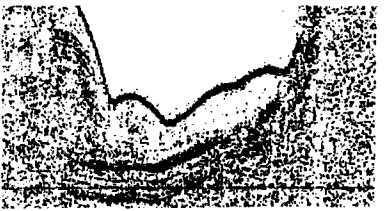
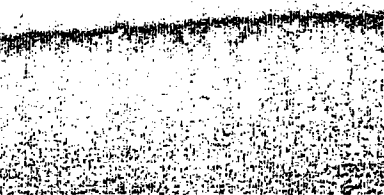


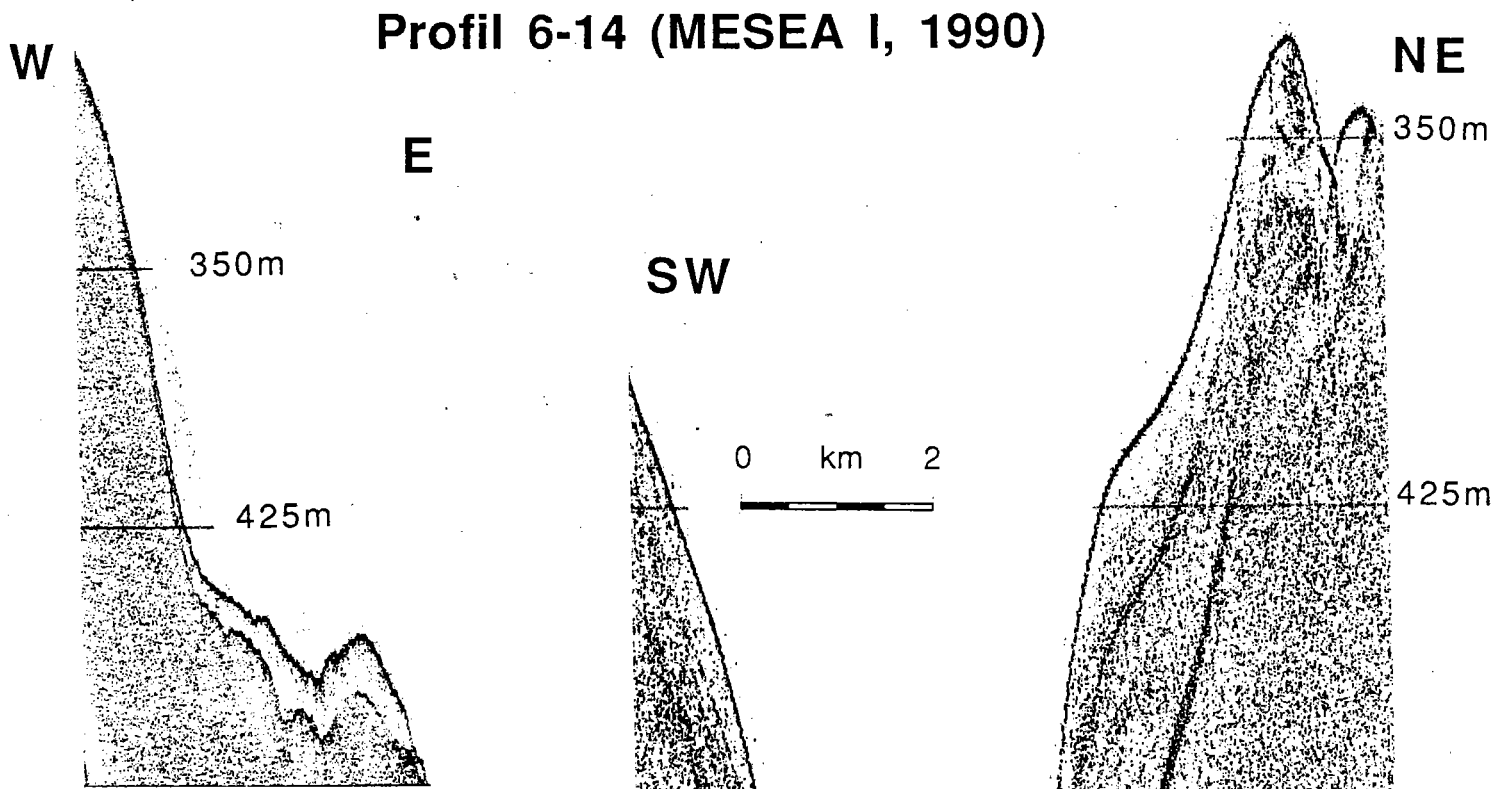
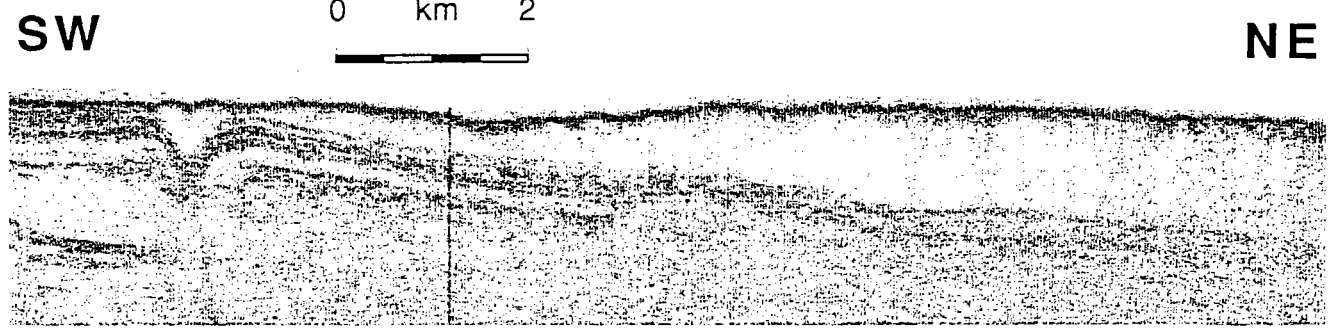
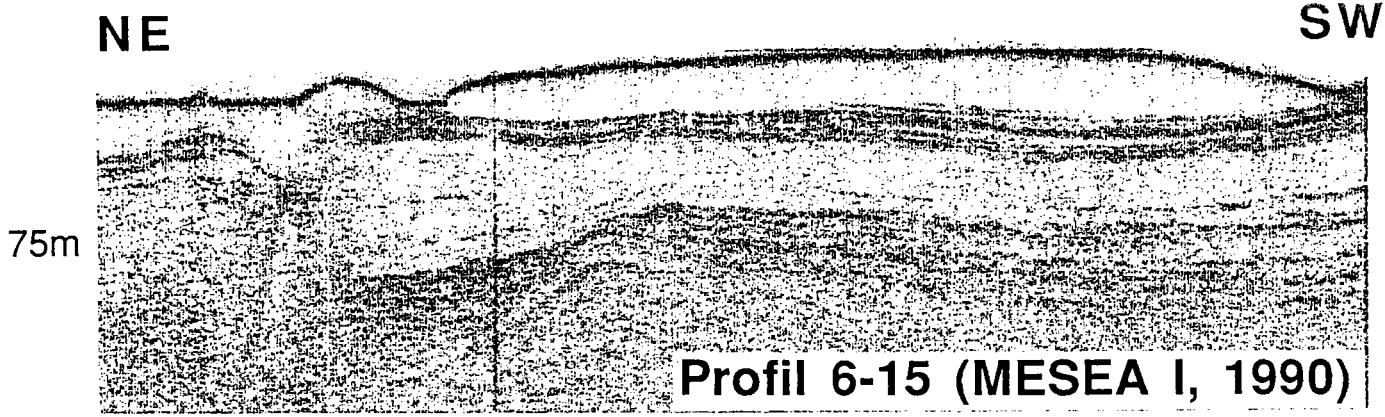
ECHO-FACIES	SIGNIFICATION	LOCALISATION	EXEMPLE
T1	Sédiments désorganisés, résultant d'un glissement gravitaire pelliculaire (mass flow)	<ul style="list-style-type: none"> - Pente continentale et glacis - Pied d'escarpements et de diapirs - Zones en dépression 	
T2	Sédiments désorganisés, résultant d'un glissement gravitaire en masse (mass flow)	<ul style="list-style-type: none"> - Pied de pente continentale - Pied d'escarpements - Fond de chenaux/canyons 	
H2	Blocs glissés, surface d'escarpement chaotique	<ul style="list-style-type: none"> - Pied d'escarpements 	
L1	Sédiments lités, glissés en blocs (slumps)	<ul style="list-style-type: none"> - Pied d'escarpements 	

Figure II.41: Principaux écho-faciès caractéristiques des glissements gravitaires



Faciès transparents

Profil 1-13 (MESEA I, 1990)

Figure II.42: Exemples de glissements gravitaires dans différents contextes physiographiques

ANNEXE: PUBLICATION

La sédimentation gravitaire sur le glacis liguro-provençal : mise en évidence par cartographie des faciès acoustiques 3,5 kHz (campagne MESEA I)

Virginie GAULLIER, Gilbert BELLAICHE et Laurence DROZ

Résumé – L'analyse de la répartition des écho-faciès obtenus par sondages 3.5 kHz lors de la campagne océanographique MESEA I, en Méditerranée nord-occidentale, met en évidence l'importance des courants de turbidité et des glissements gravitaires dans la sédimentation de la marge liguro-provençale et confirme l'intérêt de cet outil pour l'étude des processus sédimentaires superficiels.

The gravity sedimentary processes in the Liguro-Provençal rise: evidence from 3.5 kHz echograms (MESEA I cruise)

Abstract – High-frequency echograms (3.5 kHz) collected during the MESEA I cruise show clearly the importance of gravity processes, such as turbidity currents and mass wasting, on the Liguro-Provençal margin.

Abridged English Version – INTRODUCTION. – The northwestern Mediterranean continental margins have recently been the locus of a detailed bathymetric and geophysical survey conducted simultaneously by INSU and IFREMER during the "MESEA I" cruise of the R/V *Jean-Charcot* [1] (Fig. 1). A total length of about 13,000 km of Seabeam, magnetic and seismic profiles, both monochannel and high frequency (3.5 kHz), have been produced during this cruise. This paper particularly concerns the results of this last method able to define the echo-character of the sub-bottom. Several main types of echo-characters have thus firstly been identified (Fig. 2), then compared with those recognized through previous surveys in adjacent areas ([2], [3]), and finally mapped (Fig. 3; Pl.).

RESULTS. – The resulting maps clearly display tight links between these echo-characters, the morphological settings and the sedimentary environment (Fig. 3; Pl.):

– *The uniformly bedded echo-character (L1)* appears essentially linked with the intercanion areas and with the two atypical submarine valleys entrenching the continental rise [1]. According to most of the authors ([2], [3], [5]), and owing to its particular geographic setting, this echo-character can be related to thin turbidites deposited on levees by lateral overflowing processes of turbidity currents.

– *The discontinuously bedded echo-character (L2)*, that may sometimes hardly be differentiated from the previous one, is generally located in deeper areas. It could tentatively be inferred to more sandy turbiditic materials channelled by an important network of deep-sea channels.

In some places, such as in the interchannel area of the outer parts of the valleys of Stoechades-Camarat and Var for instance, an undulated variety of L1 and L2 exists.

– *Transparent echo-characters (T)*, only superficially (T1) or either wholly (T2), are observed in the whole surveyed area. The sedimentary significance of this kind of echo-character is now well established. It generally represents mass movement deposits (debris flows, mud

Note présentée par Jean AUBOUIN.

flows) ([5], [6], [7]). The transparent character results from disturbance of the original bedding together with water incorporation. In the detail, the difference between T1 and T2 partly depends on the 3.5 kHz device's performances (penetration) and reflects the thickness variations of the mass movement deposits.

The mapping of the transparent echo-characters defines precisely the eastern limit of the huge mass deposits previously discovered on the continental rise ([2], [8], [9], [10]): it exactly coincides with the longitude 7°E.

In the surveyed area, transparent facies also exist at the foot of the escarpments submitted to avalanching processes. This is the case at the foot of salt diapirs, suggesting that halokinesis is a still-active process, and of the "Banc du Magaud" where Archimède bathyscaph observed and sampled voluminous debris flows [11].

– *Rugged echo-characters (F)* are essentially present in the valley axis. They seem to characterize particularly hard bottoms made of heterogeneous and coarse turbiditic deposits submitted to strong erosional processes [12].

– *Hyperbolic echo-characters (H)* could represent either very coarse sediments containing some blocks (H2), or simply the surface expression of steep and very irregular reliefs (H1).

CONCLUSIONS. – The analysis of the high frequency seismic profiles obtained during the MESEA I cruise, allows four main categories of echo-characters to be defined, the distribution of which appearing clearly linked with particular morphological settings. This study also confirms that the general sedimentation appears principally controlled by gravity processes such as mass movement and turbidity currents.

INTRODUCTION. – Les marges de la Méditerranée nord-occidentale ont fait l'objet d'une exploration bathymétrique et géophysique détaillée lors de la campagne océanographique « MESEA I » qui a eu lieu du 18 janvier au 22 février 1990 à bord du *N/O Jean-Charcot* [1] (*fig. 1*). Cette campagne de l'I.N.S.U., menée en collaboration avec l'IFREMER dans le cadre du programme de reconnaissance de la Zone Économique Exclusive française, a permis de lever 13 000 km de profils Seabeam, magnétométriques et sismiques monotrace et haute fréquence (3,5 kHz). Nous présentons ici les résultats de l'analyse des sondages 3,5 kHz, dans le secteur profond du bassin liguro-provençal. Ces données nous ont permis de définir des faciès acoustiques-types (*fig. 2*), de les comparer avec ceux de zones adjacentes ([2], [3]) et de les cartographier (*fig. 3, pl.*).

RÉSULTATS. – Dans le secteur d'étude, les principales familles d'écho-faciès se répartissent en quatre grands groupes (*fig. 2*) :

- les échos-faciès lités (L) (litage continu L1; discontinu L2) avec un sous-faciès ondulé L' ;
- les écho-faciès transparents (T) (en surface T1 ou entièrement T2);
- les écho-faciès frustes (F) c'est-à-dire acoustiquement sourds;
- les échos-faciès hyperboliques (H) (hyperboles aiguës H1 ou petites hyperboles régulières H2).

On constate que si dans l'ensemble ces écho-faciès sont les mêmes que ceux répertoriés dans les travaux antérieurs pour les secteurs voisins, certains d'entre eux, comme le sous-faciès L' paraissent propres à notre zone de travail. Afin de pouvoir comparer plus aisément les différentes données entre elles, nous avons adopté, pour la représentation cartographique de ces faciès, les mêmes figurés que ceux des auteurs précédents.

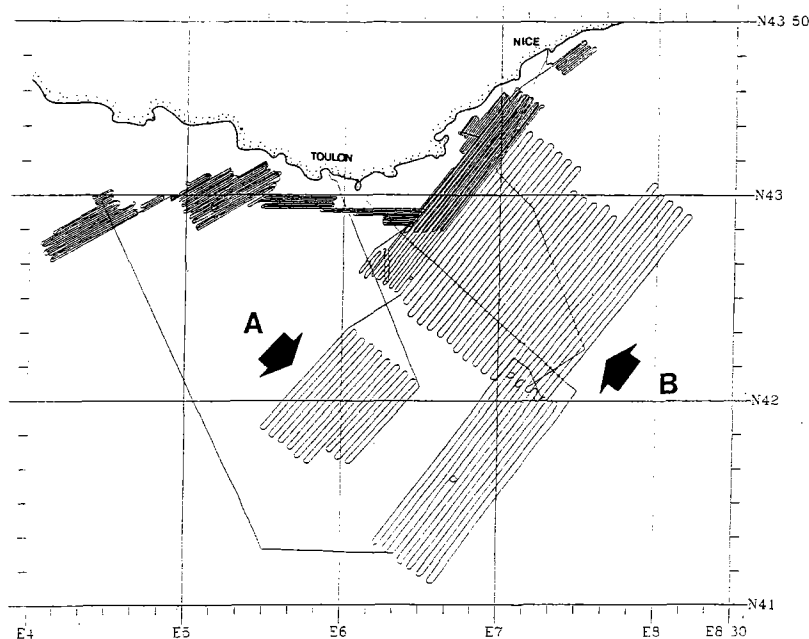


Fig. 1. — Plan de position des profils réalisés au cours de la campagne « MESEA I ».
A et B : localisation des secteurs présentés dans les planches et décrits dans le texte.

Fig. 1. — Location of the profiles recorded during the "MESEA I" cruise.
A and B: location of the areas presented on the plates and described in the text.

Un des enseignements des cartes obtenues est la relation étroite qui existe entre faciès acoustiques, morphologie et environnement sédimentaire (*fig. 3, pl.*) :

— *L'écho-faciès lité continu (L1)* occupe de très grandes surfaces dans le secteur A ainsi que dans le secteur B. Cependant, il présente des variations locales d'aspect et de pénétration :

Dans le secteur A, il s'agit d'un ensemble stratifié comportant des niveaux transparents, avec une pénétration maximale de l'ordre de 60 m pour le sondeur utilisé.

Dans la partie méridionale du secteur B, L1 se présente sous forme d'un ensemble plus homogène, mais de pénétration moindre (environ 30 m).

Au Nord du secteur B, il est constitué d'une série homogène litée très finement, avec une pénétration maximale d'une quarantaine de mètres. Il y apparaît nettement limité aux interfluves liés aux vallées sous-marines de Cannes-La Napoule, de Saint-Tropez et de la vallée sous-marine parcourant le glacis à la latitude de 42°45'N [1].

Bien qu'il soit quelquefois assimilé à des dépôts de type pélagique à hémipélagique [4], nous attribuons cet écho-faciès, en accord avec la plupart des auteurs ([2], [3], [5]) et compte tenu de sa localisation géographique, à des turbidites fines de type « dépôts de levées » mises en place par débordement latéral des courants de turbidité transitant par les canyons.

— *L'écho-faciès lité discontinu (L2)*, parfois difficilement discernable de L1, se situe préférentiellement en position distale, aussi bien par rapport au système de chenalisation de l'Éventail sous-marin profond du Rhône à l'Ouest, que par rapport au glacis à l'Est. Attribué au même processus sédimentaire que L1, il semble correspondre à des matériaux plus grossiers, transitant par un réseau dense et ramifié de chenaux profonds.

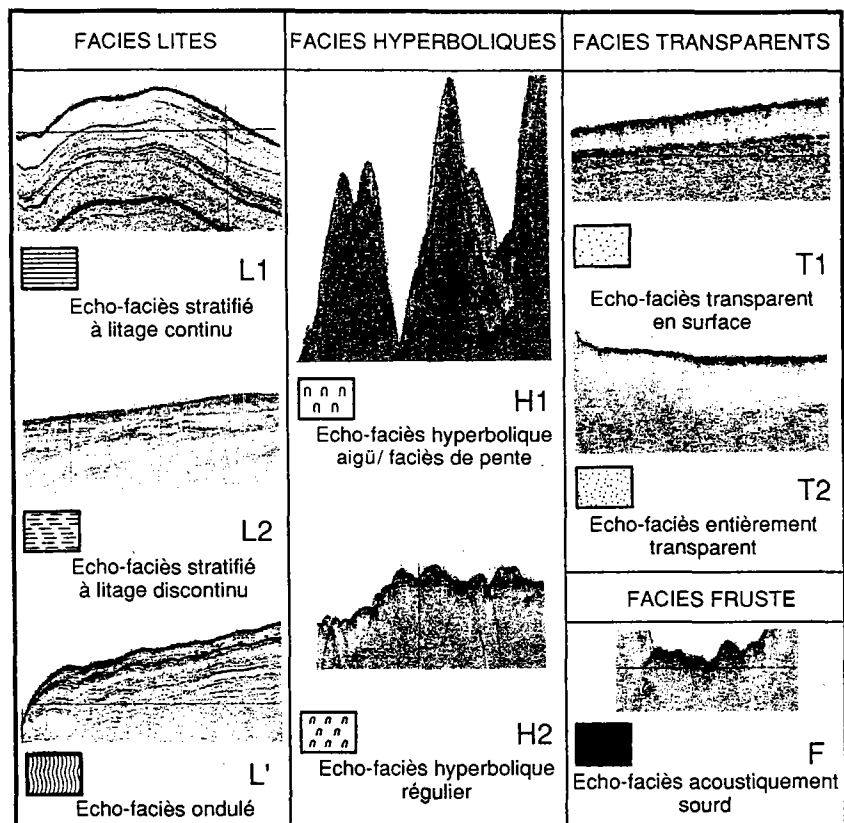


Fig. 2. — Les principaux écho-faciès identifiés par sondages 3.5 kHz dans le secteur d'étude.

Fig. 2. — Main echo-types identified on 3.5 kHz echograms in the study area.

Notons qu'une variante légèrement ondulée de L1, le sous-faciès L', apparaît essentiellement localisée à l'interfluve des vallées Stoechades-Camarat et de la vallée isolée située à 42°45'N. On constate que ces ondulations sont voisines des dunes mises en évidence par le Seabeam un peu plus en amont [1]. De même, ces ondulations semblent exister sous le faciès L2 dans la partie distale de la Ride du Var.

— Des échos-faciès transparents en surface (T1), ou entièrement (T2) s'observent aussi bien dans les secteurs A que B. La signification sédimentaire de ces types de faciès est maintenant bien établie. Ils sont attribués à des matériaux issus de glissements en masse (« debris flow », « mud flow ») ([5], [6], [7]). L'aspect transparent de ces faciès acoustiques peut résulter d'une désorganisation du litage originel des sédiments et d'une incorporation d'eau. Notons que la distinction entre T1 et T2, fortement dépendante des caractéristiques du sondeur de sédiments utilisé (pouvoir de pénétration), traduit, pour un même appareil, les variations d'épaisseur de l'ensemble allochtone.

Sur la pente et le glacis provençaux les travaux antérieurs avaient déjà permis de mettre en évidence des glissements en masse d'âges variés ([2], [8], [9], [10]), en particulier de part et d'autre du chenal principal de l'Éventail sous-marin profond du Rhône, où deux masses allochtones de grande extension avaient été reconnues. Les travaux réalisés lors de la campagne MESEA I nous permettent de préciser que la masse glissée orientale se poursuit jusqu'à la longitude de 7°E.

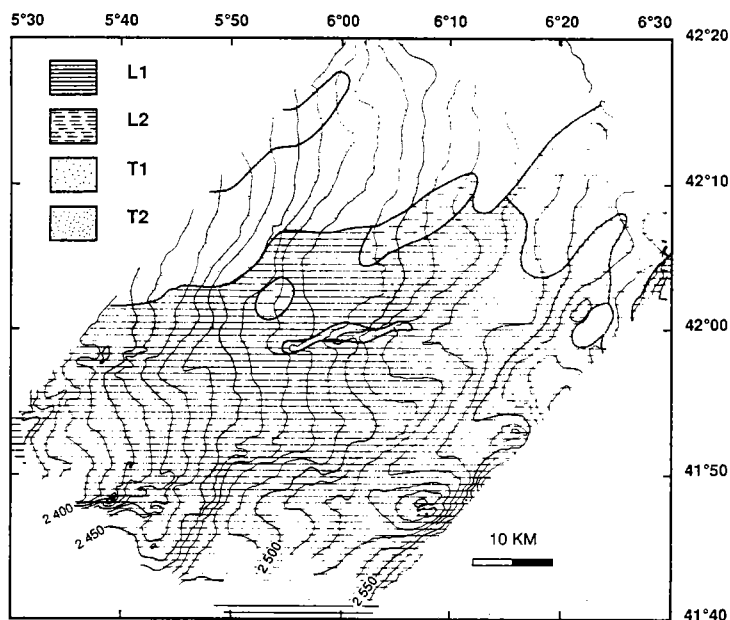


Fig. 3. — Morphologie détaillée du secteur A (Seabeam, équidistance des isobathes 10 m) et carte de répartition des écho-faciès.

Fig. 3. — Detailed morphology of sector A (Seabeam, isobath interval 10 m) and eco-character distribution of the main echo-types.

Dans le domaine exploré, des faciès transparents existent également en base d'escarpements. Là encore, il s'agit de sédiments mis en place par écoulements gravitaires de type « debris-flow ». Ainsi par exemple, la présence de ces petits glissements au pied des diapirs salifères atteste la déstabilisation des sédiments sur les flancs de ces structures et témoigne d'un phénomène d'halocinèse toujours actif. De même, les faciès transparents cartographiés sur le glacis, au pied du « Banc du Magaud », rendent compte des importants phénomènes d'avalanches qui ont dévalé les pentes de cette ride sous-marine et qui sont à l'origine des volumineux « debris-flows » observés et prélevés en bathyscaphe dans ce secteur [11].

— *L'écho-faciès fruste (F)* se rencontre essentiellement en pied de marge, au débouché des vallées de Stoehades-Camarat, de Saint-Topéz et de Cannes-La Napoule, se prolonge de façon chenalisée vers l'aval et se poursuit assez loin sur le glacis. Il est également présent au fond des deux vallées sous-marines atypiques qui parcourent le glacis. Ce faciès semble caractériser des sédiments hétérogènes et très grossiers, véhiculés par des courants de turbidité [12], dans des secteurs où les processus d'érosion et de non-dépôt sont certainement très actifs.

— *L'écho-faciès hyperbolique régulier (H2)* semble, par son association fréquente avec le faciès fruste et par son aspect chaotique traduire une forte hétérogénéité des matériaux. On l'attribue à des sédiments très grossiers, de type blocs, mis en place par de forts courants de turbidité ou des glissements ([4], [5]). *Quant au faciès hyperbolique aigu (H1)*, il semble n'être que l'expression superficielle de reliefs tourmentés masquant les faciès acoustiques sous-jacents. Il se rencontre essentiellement au niveau des parois escarpées des canyons de Saint-Tropez et de Cannes, ainsi sur le Banc du Magaud.

CONCLUSIONS. — L'analyse des enregistrements fournis par le sondeur de sédiments 3,5 kHz permet de dégager, à la lumière des travaux antérieurs, un nombre limité de familles d'écho-faciès révélateurs des mécanismes de sédimentation et dont la répartition apparaît systématiquement associée à des environnements morphologiques particuliers. Nous avons pu ainsi préciser les aires respectives d'influence des deux processus sédimentaires qui se confirment être largement dominants sur la pente et le glacis liguro-provençaux : les courants de turbidité et les glissements en masse.

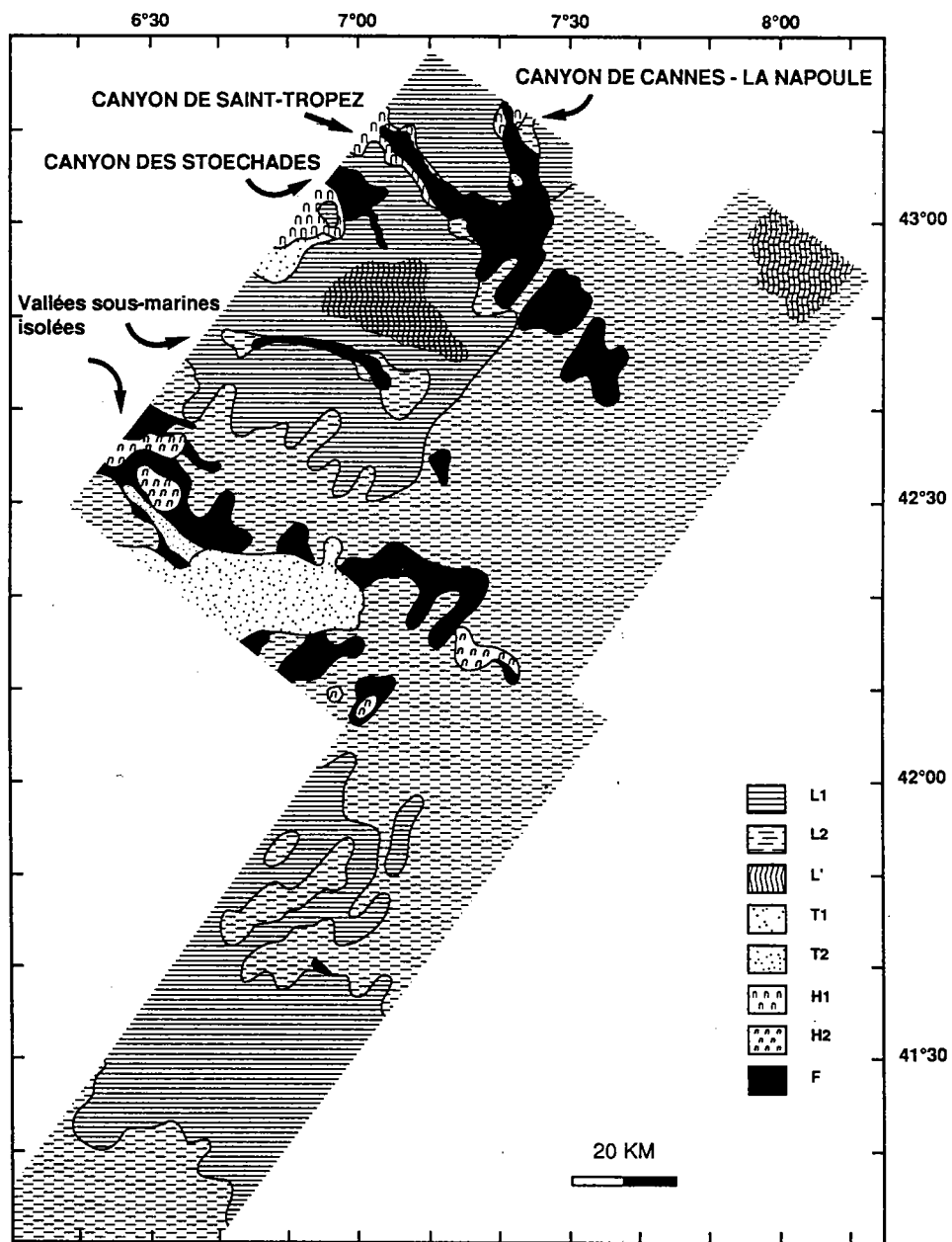
Contribution n° 593 du GEMCO, U.R.A.-C.N.R.S. n° 718.

Note remise le 29 juin 1992, acceptée le 21 juillet 1992.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] G. BELLAICHE, G. PAUTOT, J. C. ALOISI, A. COUTELLE, C. DEGIOVANNI, L. DROZ et V. GAULLIER, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, série II, 1991, p. 547-556.
- [2] V. COUTELLIER, *Thèse 3^e cycle*, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris-VI, 1985, 189 p.
- [3] V. COUTELLIER, G. BELLAICHE, L. DROZ et Y. MEAR, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, série II, 1984, p. 717-720.
- [4] C. LE CANN, *Thèse Doct.*, Université de Bretagne occidentale, 1987, 296 p.
- [5] R. D. JACOBI, *Mar. Geology*, 22, 1976, p. 157-173.
- [6] R. W. EMBLEY, *Mar. Geology*, 38, 1980, p. 23-50.
- [7] J. E. DAMUTH, R. D. JACOBI et D. E. HAYES, *A.A.P.G. Bull.*, 94, 1983, p. 381-395.
- [8] L. DROZ, *Thèse 3^e cycle*, Université Pierre-et-Marie-Curie, Paris-VI, 1983, 195 p.
- [9] L. DROZ et G. BELLAICHE, *A.A.P.G. Bull.*, 69, 1, 1985, p. 460-479.
- [10] G. BELLAICHE, V. COUTELLIER, L. DROZ et C. LE CANN, *Oceanol. Acta*, 13, 1, 1990, p. 121-125.
- [11] G. BELLAICHE, *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dynam.*, (2), 10, fasc. 2, 1968, p. 137-147.
- [12] J. E. DAMUTH, *Mar. Geology*, 18, 1975, p. 17-45.

Laboratoire de Géodynamique sous-marine, U.R.A.-C.N.R.S. n° 718,
Observatoire océanologique, B. P. n° 48, 06230 Villefranche-sur-Mer.



Carte de répartition des écho-faciès sur la pente et le glacis dans le secteur B.
*Echo-character distribution of the main echo-types on the slope
 and on the continental rise in sector B.*

**TROISIEME PARTIE:
LE DIAPIRISME SALIFERE DANS LE BASSIN
LIGURO-PROVENCAL**

TROISIEME PARTIE: LE DIAPIRISME SALIFERE DANS LE BASSIN LIGURO-PROVENCAL

INTRODUCTION

A. OBJECTIFS ET DEMARCHE

L'un des objectifs majeurs de ce travail était l'étude du diapirisme salifère dans le bassin liguro-provençal et de ses relations avec la sédimentation et la tectonique. Compte tenu de la complexité de ce sujet et des nombreuses controverses qu'il suscite, particulièrement dans notre secteur d'étude, j'ai porté un intérêt tout particulier à ce thème scientifique et j'ai adopté la démarche suivante: synthèse bibliographique critique des principaux mécanismes permettant de générer du diapirisme salifère et des méthodes utilisées pour les modéliser (chapitre I); analyse des nouvelles données et synthèse régionale (chapitre II); problèmes posés et discussion des hypothèses retenues (chapitre III); approche expérimentale (modélisation analogique, cinquième partie).

B. DONNEES UTILISEES ET METHODES

Le premier leg de la campagne MESEA I (zones 5 et 6) a permis l'acquisition d'un réseau régulier (équidistance: 3,5 km) de profils SEABEAM et sismiques dans le secteur profond du bassin liguro-provençal, dans des zones jusqu'alors inexplorées (Figure I.3), jouxtant des secteurs ayant déjà fait l'objet de campagnes océanographiques de même type (SEADOME; DELTARHO; figure I.2). Outre l'acquisition de nouvelles données permettant de "défricher" une zone peu connue dans le détail, ce premier leg offre également la possibilité d'une synthèse à l'échelle régionale. Afin de tenter de s'affranchir des risques d'optimiser artificiellement l'importance des structures perpendiculaires aux profils NE-SW de MESEA I, et pour obtenir des croisements nécessaires à de bonnes corrélations, j'ai réalisé, à bord du N/O "Catherine Laurence" une campagne complémentaire de sismique réflexion monotrace: MESIDIA (Figure III.1), dont les profils ont également été utilisés. Dans la perspective d'une synthèse régionale, les cartes réalisées à partir des données MESEA ont été établies selon des méthodes identiques à celles employées par Le Cann dans les secteurs adjacents (SEADOME, 1987) et concernent les déformations de la série évaporitique messinienne au sein des sédiments plio-quaternaires, et plus particulièrement *la géométrie et la répartition des structures salifères sur le glacis liguro-provençal.*

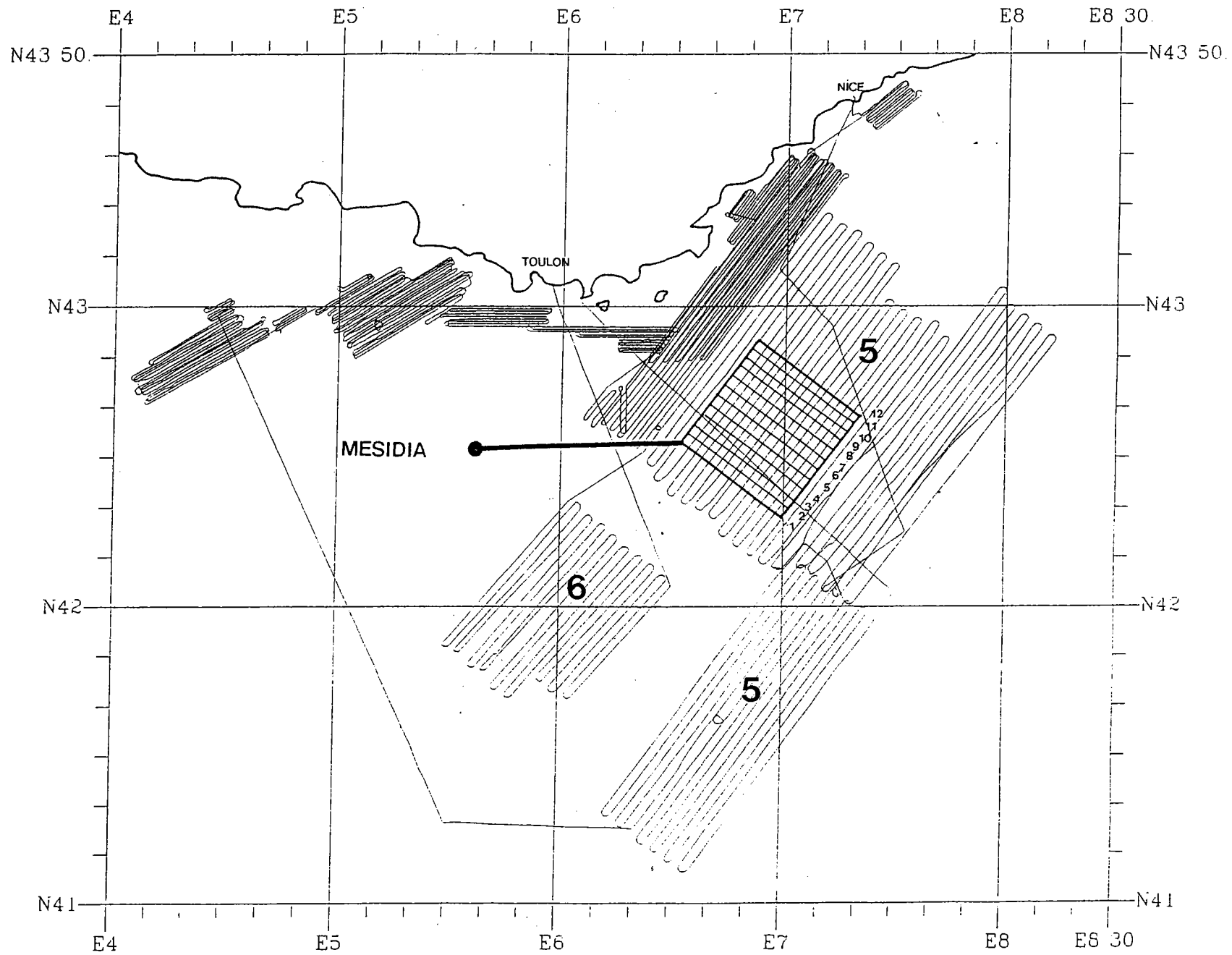


Figure III.1: Plan de position des profils réalisés lors de la campagne MESIDIA (N/O "Catherine-Laurence", 1991) superposés aux profils des zones 5 et 6 de la campagne MESEA I.

CHAPITRE I: LE DIAPIRISME SALIFERE: UNE REVUE

CHAPITRE I: LE DIAPIRISME SALIFERE: UNE REVUE

Cette partie, essentiellement bibliographique, propose une synthèse critique des principaux mécanismes permettant de générer des structures salifères ainsi que des méthodes utilisées pour les tester.

A. GENERALITES

Le terme "diapirisme" provient du grec "*diapirein*" qui signifie percer. Selon Mrazec (1915), le diapirisme *sensu lato* est "un processus selon lequel des matériaux terrestres issus de niveaux profonds percent ou semblent avoir percé des matériaux plus superficiels". Il se divise en deux types: les intrusions magmatiques, à haute température et le diapirisme *sensu stricto* réalisé à basse température. Nous nous intéresserons ici uniquement à cette seconde catégorie et en particulier au **diapirisme de type salifère**.

Dès 1856, Ville décrit géométriquement une structure diapirique salifère au Sud de l'Atlas algérien. Dans la même région, Lachman (1911) puis Dalloni (1939) mettent en évidence le comportement "éruptif" du sel. A la même époque, d'autres exemples sont découverts (Posepny, 1867; Leymerie, 1881; Choffat, 1884). Le terme alors utilisé pour une structure salifère est "tiphon" (Leymerie, 1881). Les termes "diapir" et "diapirisme" sont introduits pour la première fois par Mrazec en 1915 pour décrire des plis à noyau salifère perçant (pli-diapir) observés dans les Carpathes.

Le nombre croissant d'exemples de structures salifères découvertes dans le monde, en ce début de siècle, conduit les différents auteurs à s'interroger sur **l'origine de ce phénomène** (Mrazec, 1915; Wegmann, 1930; Rios, 1948; Lotze, 1957; Heim, 1958; Gansser, 1960). **Deux hypothèses se dégagent alors: les unes postulent que la mise en place de diapirs est provoquée par des forces tectoniques externes, les autres l'expliquent exclusivement par la nature même du sel.** A l'origine, cette divergence d'opinions s'explique principalement par le fait que les objets d'étude ne sont pas les mêmes: les tenants de la première hypothèse travaillent sur des diapirs en contexte orogénique (Roumanie), les autres étudient des structures salifères dans des bassins sédimentaires non plissés. Ce débat est encore en vigueur de nos jours, bien que l'importance primordiale de la nature même du sel ne soit plus contestée.

B. RAPPEL DES PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DU SEL

1. La viscosité

La caractéristique fondamentale du matériau salifère est sa **plasticité**, c'est à dire sa capacité à fluer à basses températures (limite élastique négligeable). **Ce fluage** à l'état solide ("*creep*"), difficile à appréhender à l'échelle humaine en raison de sa relative lenteur, **est lié à la faible viscosité équivalente** des roches salifères (la viscosité "vraie" n'étant applicable qu'aux fluides réellement newtoniens). Actuellement, on connaît encore très mal les valeurs des viscosités équivalentes des roches naturelles et plus généralement leurs propriétés mécaniques. Le sel est néanmoins une des roches les plus étudiées en laboratoire. Les estimations de sa **viscosité effective** (mesurée en laboratoire) varient de 10^{10} à 10^{17} Pa.s (LeCompte, 1965; Odé, 1968; Carter et Hansen, 1983). Pour la **halite**, la viscosité équivalente obtenue expérimentalement est comprise entre 10^{12} et 10^{16} Pa.s (Woidt, 1978). La viscosité équivalente des autres roches varie quant à elle, de 10^{17} à 10^{21} Pa.s. Les paramètres susceptibles de faire varier la viscosité équivalente du sel sont les suivants:

- la composition minéralogique (nature, taille et arrangement des grains): le **seuil de plasticité** de la halite est atteint avec une pression de **50 à 80 bars** soit environ une surcharge de **300 mètres**. Cette condition est donc très vite réalisée, d'autant plus vite que les sels ultimes sont en forte proportion. Au contraire, des intercalations de carbonates et d'anhydrite ralentiront le mouvement. Le fluage du sel est donc directement fonction de la nature du sel; armé (SO_4 , CO_3) ou meuble (chlorures).

- la teneur en eau : elle abaisse la viscosité du sel et lui permet de se comporter comme un fluide quasi-newtonien.

- la température: son élévation provoque une diminution de la viscosité du sel selon une loi exponentielle et augmente donc sa plasticité. La température est elle-même fonction de l'enfouissement. Pour une mobilisation très précoce du sel (halocinèse intrasalifère), son effet est donc faible. Au contraire, elle peut expliquer une mobilisation tardive d'un sel profondément enfoui et le démarrage préférentiel du sel au dessus d'accidents distensifs "chauds".

- la pression: elle diminue la viscosité du sel et favorise sa mobilité, contrairement aux autres roches encaissantes (carbonates, grès, argiles), pour lesquelles la diagénèse augmente progressivement la viscosité. La pression est directement fonction de l'enfouissement.

2. La densité

La deuxième caractéristique importante du sel est sa **faible densité, d'environ 2g/cm³** (Odé, 1968).

Roches salifères	Densité (g/cm ³)
Carnallite	1.60
Sylvite	1.98
Kainite	2.10
Halite	2.16
Gypse	2.31
Anhydrite	2.90

La densité du sel est cependant fonction de la composition minéralogique de la couche salifère. De nombreux autres sédiments ont des densités originelles plus faibles (< 2,0 g/cm³ pour des sédiments non consolidés), mais sont ensuite compactés, déshydratés et cimentés. Leur densité atteint ou dépasse alors **la densité du sel, qui reste constante malgré l'enfouissement** (halite: 2,16 g/cm³, sédiments consolidés 2,5 à 2,6 g/cm³, figure III.2). La profondeur critique à laquelle la densité des sédiments devient supérieure à la densité du sel varie d'un bassin à un autre. Elle est généralement de l'ordre de 800 à 1000 mètres.

La température est le paramètre qui permet de modifier très légèrement la densité du sel (Figure III.3, Gussow, 1968).

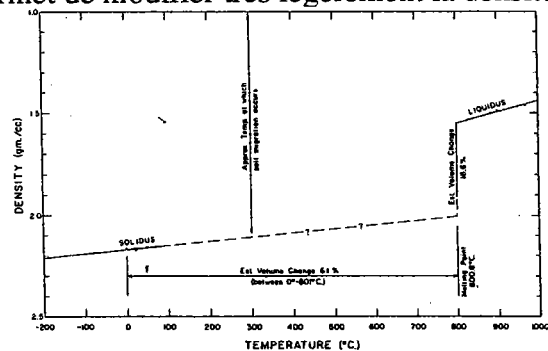


Figure III.3: Densité du sel en fonction de la température. Une diminution de 6% de la densité du sel apparaît entre 0 et 800°C. Au delà, la perte est de 18,6% (Gussow, 1968).

C'est cette inversion de densités sel/couverture sédimentaire que l'on tient pour principale responsable des déséquilibres gravitaires engendrant du diapirisme salifère.

Relation between bulk density and depth in salt and associated terrigenous clastics in the United States Gulf Coast. 1. Rock salt with a few percent anhydrite has a density close to $2,200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, but on burial with a geothermal gradient of $30 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, it expands by heat more than it contracts by confining pressure, thus lowering the density slightly (Clark, 1966; Gussow, 1968). 2, 3. 4,393 and 3,171 specimens of brine-filled nonmatrix and matrix lower Tertiary sandstone, calculated from porosity data of Loucks and others (1979) by equation 1 of Chapman (1974), assuming grain density of $2,650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ and brine density of $1,070 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. 4. Brine-filled Tertiary shale (Dickinson, 1953). 5. Brine-filled shale (Gardner and others, 1974). Mean apparent dry bulk densities of common sedimentary and metamorphic rocks (impermeable mass/bulk volume) ± 1 standard deviation. Sample size of individual rock types averages 184 (Touloukian and others, 1981).

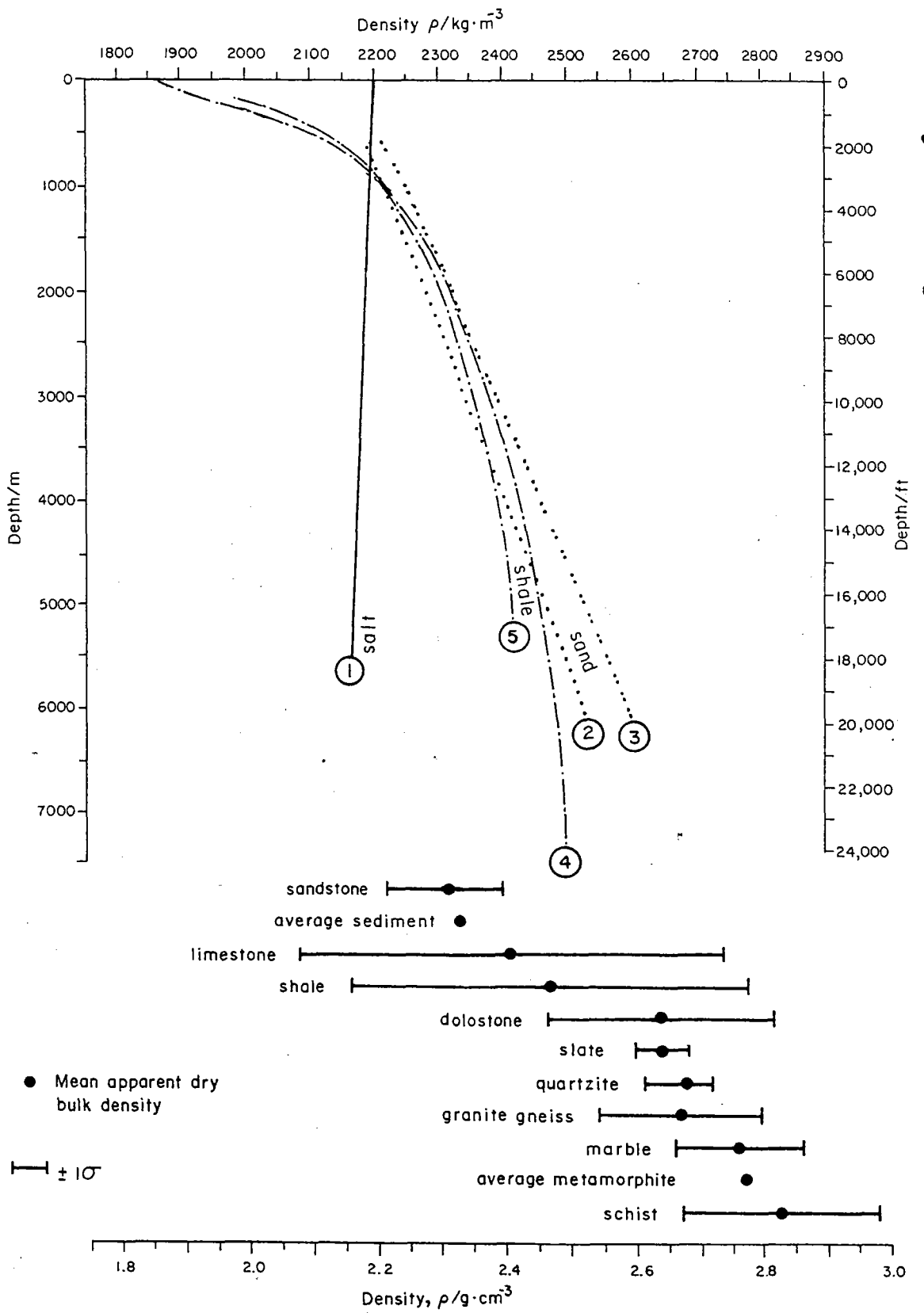


Figure III.2: Relation entre profondeur et densité pour des roches salifères et des clastites terrigènes associées (Gulf Coast, USA, Jackson et Talbot, 1986).

C. DYNAMIQUE SALIFERE

1. L'halocinèse

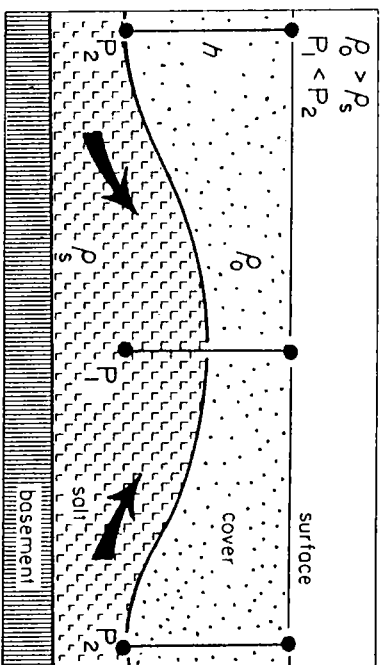
1.1. L'halocinèse par flottabilité (*Buoyancy halokinesis*)

La découverte de structures salifères au sein de bassins sédimentaires peu déformés, a conduit très tôt certains auteurs à supposer que l'origine du diapirisme était étroitement liée à la nature même du matériau en cause (Rinne, 1904; Lachman, 1910). Proposée pour la première fois par Arrhénius en 1912, et développée par la suite par de nombreux auteurs, l'hypothèse "géostatique" attribue un rôle majeur à la différence de densité entre le sel et la couverture sus-jacente (Lachmann, 1910; Arrhénius, 1912; Barton, 1933) et à son comportement plastique (Rinne, 1904).

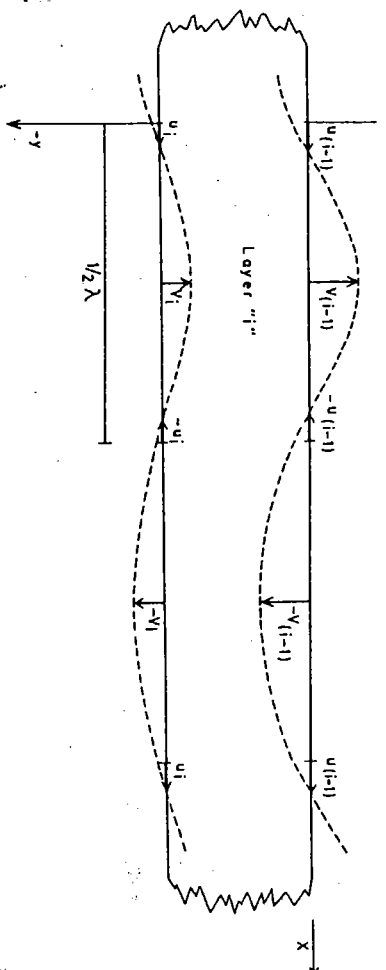
De nombreuses expériences sont alors réalisées sur les propriétés physiques des roches salifères et sur leur comportement rhéologique en fonction de la température et de la pression. Nettleton synthétise tous ces résultats en 1934, postule puis démontre expérimentalement le premier qu'on peut en effet générer des formes diapiriques par simple différence de densité entre la couche-mère et la couverture sus-jacente. Pour ce faire, il superpose deux liquides de densités différentes: des dômes se forment alors sans l'intervention ni d'une compression horizontale ni d'une pression verticale (modèle des fluides visqueux). Le diapirisme est donc engendré par instabilité gravitaire.

En 1960, Trusheim apporte une contribution importante à la compréhension du phénomène diapirique, en réinterprétant les dômes de sel d'Allemagne du Nord, considérés jusqu'alors comme résultant exclusivement de forces tectoniques. En effet, il postule que les diapirs de cette zone sont le "résultat d'un mouvement autonome du sel permien du Zechstein, sous l'influence de la gravité". Pour ce processus il propose le terme d'**halocinèse** du grec *hals* : sel et *kinein* : bouger, par opposition à l'**halotectonique** pour des structures générées par des compressions tangentielles. Les déformations du sel peuvent donc être liées à sa propre dynamique.

De nombreux auteurs ont contribué par la suite, et ce, encore aujourd'hui, à l'élaboration et à la précision des **théories d'instabilité gravitaire liée à une stratification inverse de densités** provoquant le fluage du matériau le moins dense, par affaissement du matériau le plus dense. Ces théories sont le plus souvent basées sur des modèles simples à deux couches constituées de matériaux de densités et de viscosités différentes.



A



B

Figure III.4: A. Schéma simplifié du mécanisme d'halocinèse par "flottabilité" (Jackson et Talbot, 1986). B. Principe de "l'instabilité Rayleigh-Taylor" pour les méthodes analytiques (Berner et al., 1972). Se référer au texte pour les explications.

1.1.1. Les méthodes analytiques

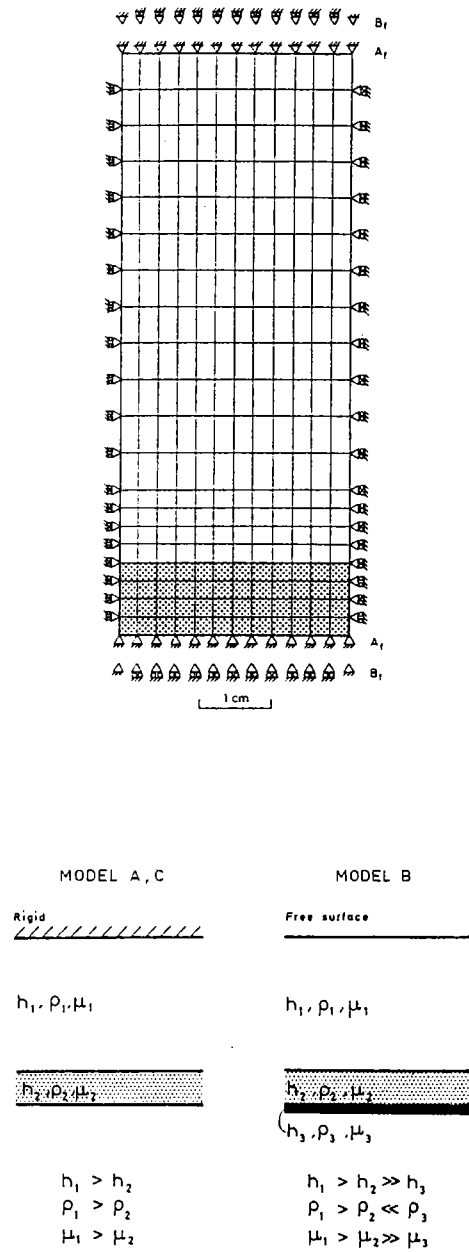
La théorie analytique de Lord Rayleigh et Sir Geoffrey Taylor, connue sous le nom "**instabilité de type Rayleigh-Taylor**" postule qu'une interface initialement plane entre deux fluides newtoniens de densités différentes (le fluide le moins dense étant surmonté par le fluide le plus dense) se déforme spontanément sous forme d'ondes, dont la longueur est caractéristique du système (Figure III.4). Les intumescences qui grandissent le plus rapidement imposent leur longueur d'onde, tandis que les déformations les plus lentes cessent peu à peu leur développement. **Cette longueur d'onde caractéristique λ_c (correspondant au taux de croissance le plus rapide) est fonction de l'épaisseur des deux couches et de leur viscosité. Le rapport des densités déterminera la vitesse de la déformation.**

Les relations mathématiques permettant de décrire une instabilité de type Rayleigh-Taylor sont linéaires (Chandraskhar, 1961 et 1982, Ramberg, 1968 et 1970) et ne s'appliquent qu'au stade très précoce du mouvement à l'interface. Les déformations en creux sont l'image inverse des intumescences. Ces méthodes analytiques sont abondamment décrites dans la littérature, mais ne sont applicables, dans la réalité, qu'au stade intumescence salifère non perçant.

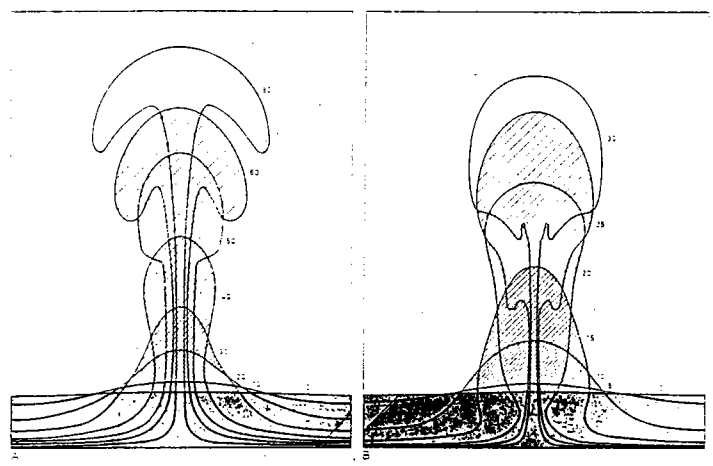
1.1.2. Les méthodes numériques

Pour décrire des stades plus évolués de l'halocinèse, il faut faire appel à des équations non linéaires. Les méthodes numériques utilisent également les équations mathématiques évoquées ci-dessus mais nécessitent des moyens informatiques pour les résoudre. Citons pour exemple la **méthode des éléments finis** (Berner et al., 1972; Woidt, 1978) dont le principe consiste à fractionner une structure continue en un nombre discret d'éléments reliés par un nombre fini de noeuds puis à simuler une déformation de cette structure (Figure III.5).

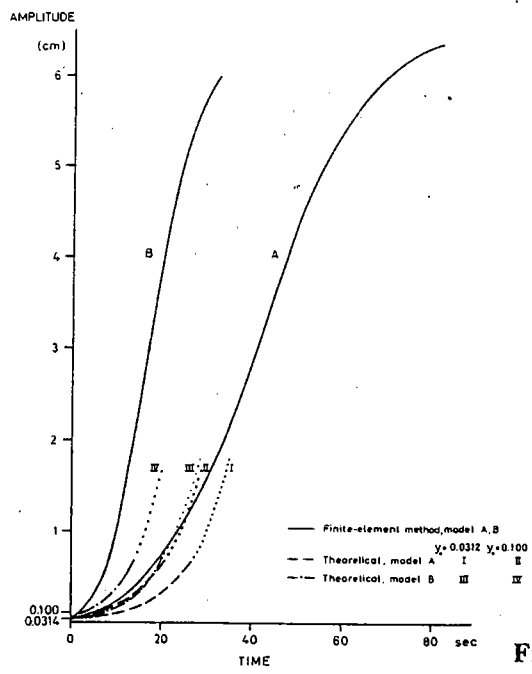
Dans les modèles obtenus, la couche-mère salifère se déforme progressivement par fluage en rides puis en diapirs, correspondant aux stades décrits par Trusheim: stade intumescence, stade diapir et stade post-diapir. Notons donc que ces méthodes permettent de décrire des stades plus évolués du diapirisme par instabilité gravitaire, au cours desquels la forme des reliefs négatifs diffère de la forme des reliefs positifs.



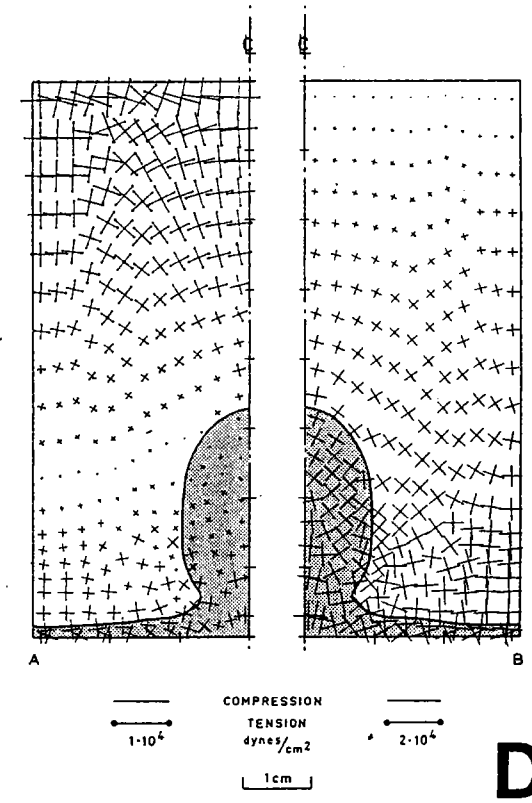
A



B

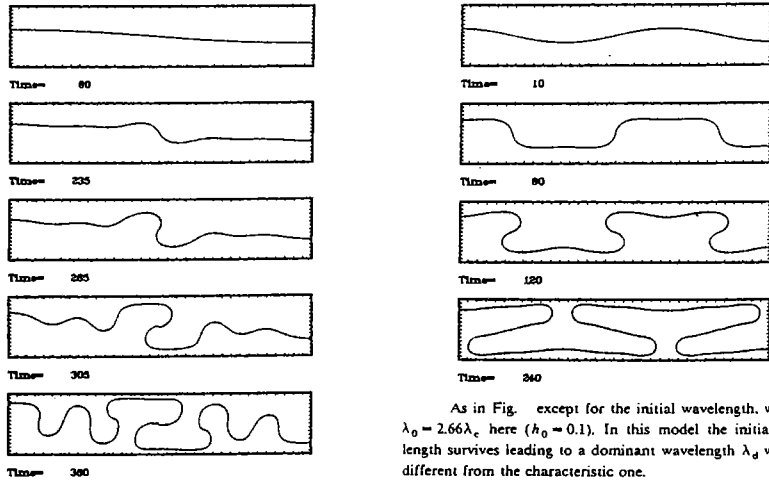


C



D

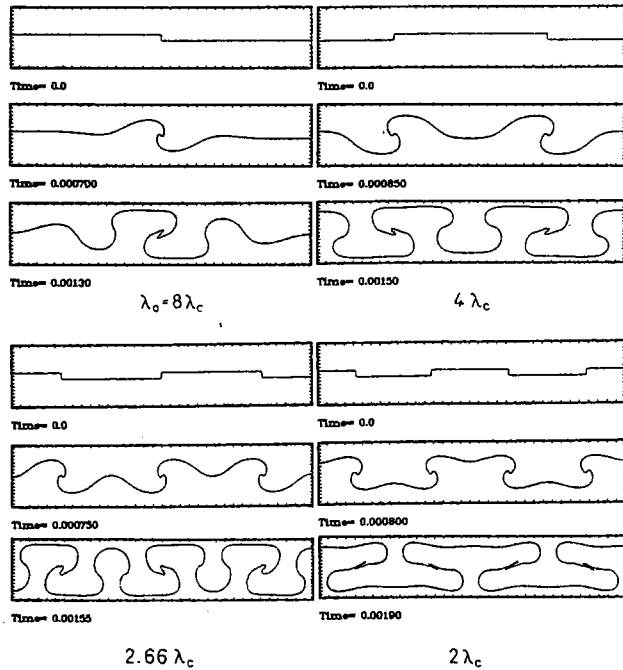
Figure III.5: Méthode des éléments finis (Berner et al., 1972). A. Principe, dispositif, paramètres et conditions aux limites pour deux exemples de modèles numériques. B. Evolution de ces deux modèles au cours du temps (intervalles en secondes): la forme des diapirs et leur taux de croissance dépendent directement des conditions aux limites imposées aux modèles. C. Relation entre le temps et l'amplitude des structures. D. Distribution des contraintes.



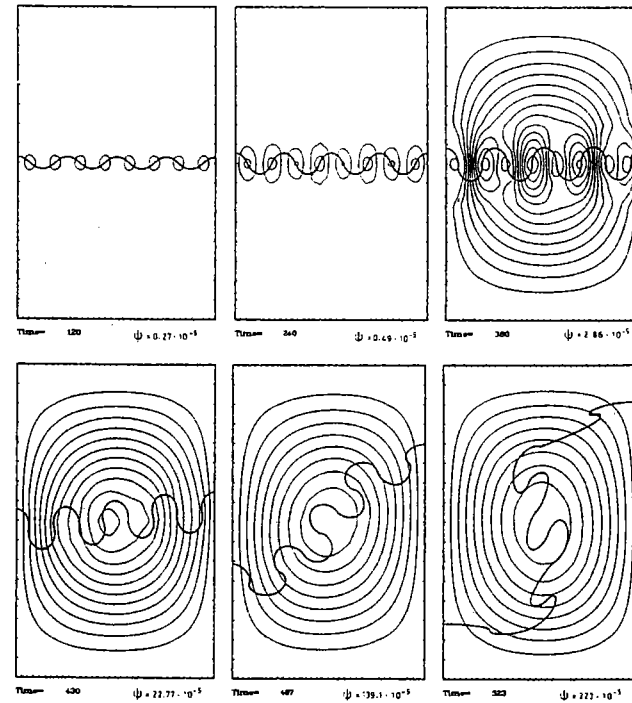
As in Fig. 3, except for the initial wavelength, which is $\lambda_0 = 2.66\lambda_c$ here ($h_0 = 0.1$). In this model the initial wavelength survives leading to a dominant wavelength λ_d which is different from the characteristic one.

Development of diaphragms with a mean spacing of $8/9$ of the characteristic wavelength λ_c , starting from an initial wavelength of $8\lambda_c$ and an amplitude of $0.1H$. The layers have equal viscosities and unperturbed thicknesses, the top and bottom are rigid. The time is non-dimensional according to the rules (3). The marks on the box sides indicate the spacing of the numerical mesh.

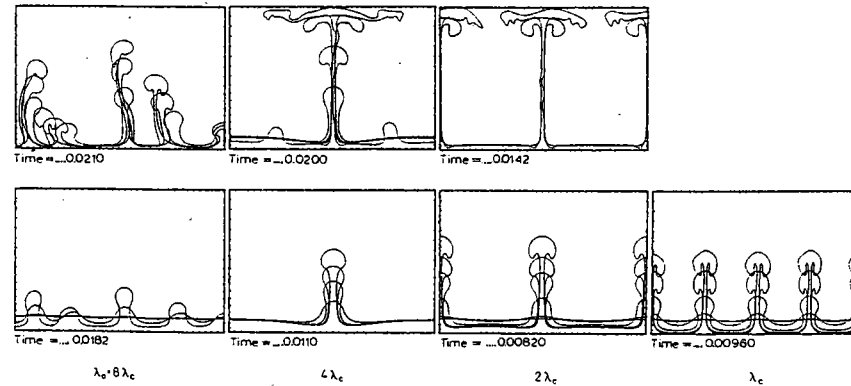
117



The development of periodic step functions as initial perturbations. The amplitude of the step functions was $0.05H$ while the wavelength varied from $8\lambda_c$ to $2\lambda_c$.



Evolution of a perturbation (heavy line) with an initial wavelength eight times smaller than the characteristic one. The velocity field is also shown as contours of the stream function (= stream lines, whose spacing is inversely proportional to the velocity). The maximum of the stream function of each stage is given below the boxes. Note that the stream lines represent the instantaneous velocity field which is changing with time. Thus they are not identical with particle paths.



The development of harmonic perturbations of amplitude $0.001H$ starting from a thin source layer of thickness $0.1H$. The initial wavelengths are indicated, $\lambda_c = 0.3715H$. Only the times corresponding to the latest stage in each box are given. The viscosities of the two fluids are the same. The bottom and top are rigid.

Figure III.6: Méthodes numériques (Schmeling, 1987): effets des variations de la forme et de l'amplitude de perturbations initiales imposées aux modèles sur la géométrie, le taux de croissance et la longueur d'onde des structures obtenues. Se référer au texte pour les explications.

Les méthodes numériques permettent de tester les effets de différentes conditions initiales telles que:

- variation de la forme et de l'amplitude des perturbations initiales (Figure III.6): l'espacement final des diapirs (λ_d = longueur d'onde dominante au stade ultime, fonction des conditions initiales) peut être supérieur à l'espacement théorique, défini par les paramètres du système (λ_c , fonction des rapports d'épaisseurs et de viscosités) si les perturbations initiales ont des amplitudes suffisamment grandes. De même, λ_d peut être inférieure à λ_c si l'amplitude initiale est beaucoup plus grande que celle de λ_c (Schmeling, 1987). Les travaux de modélisation numérique montrent que la longueur d'onde dominante des diapirs peut donc être très différente de leur longueur d'onde caractéristique théorique (Heye, 1978; Hunsche, 1978; Woidt, 1980) et ce, jusqu'à un facteur 4 (Schmeling, 1987). Pour une perturbation initiale de l'interface entre deux couches ductiles, de longueur d'onde λ_0 et d'amplitude h_0 , on montre mathématiquement que l'amplitude h croît de la façon suivante:

$$h = h_0 \exp(\gamma t) \text{ (avec } \gamma: \text{ taux de croissance des déformations et } t: \text{ temps)}$$

Une analyse linéaire de stabilité permet de déterminer le taux de croissance en fonction de λ_0 . On montre que le taux de croissance le plus rapide détermine une longueur d'onde caractéristique. Toute perturbation initiale de l'interface sera susceptible de modifier λ_c . Cette approche est validée par l'équation suivante:

$$a_k = 2A^{-1} \int_0^A z(x) \cos(k\pi x/A) dx \quad k = 0, 1, 2, \dots \text{ (avec } A = \text{ largeur}$$

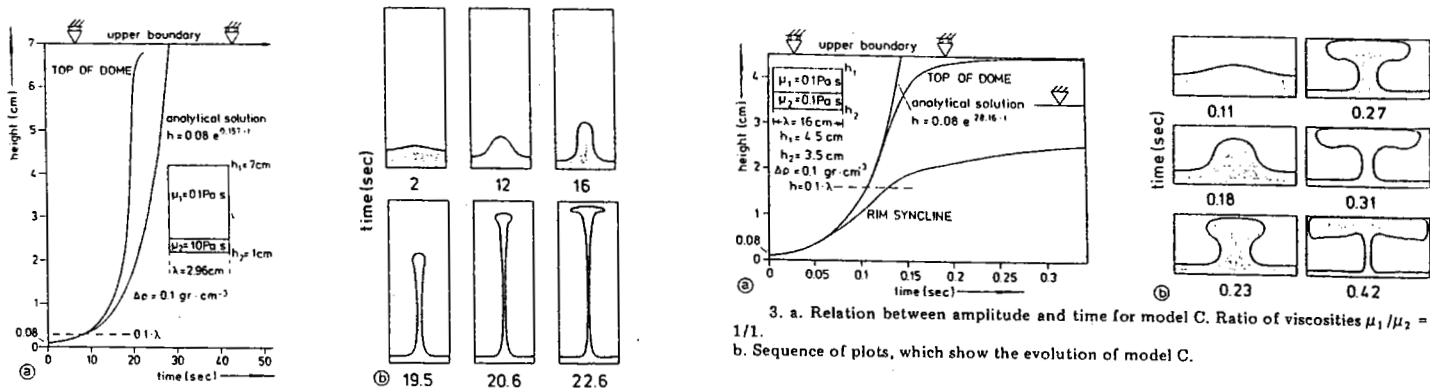
de la boîte et $z(x)$ = position de l'interface et a = coefficient de Fourier).

Si $k = 1$ correspond à une longueur d'onde d'un demi cosinus à l'intérieur de la boîte, le nombre total de diapirs est donné par $k/2$.

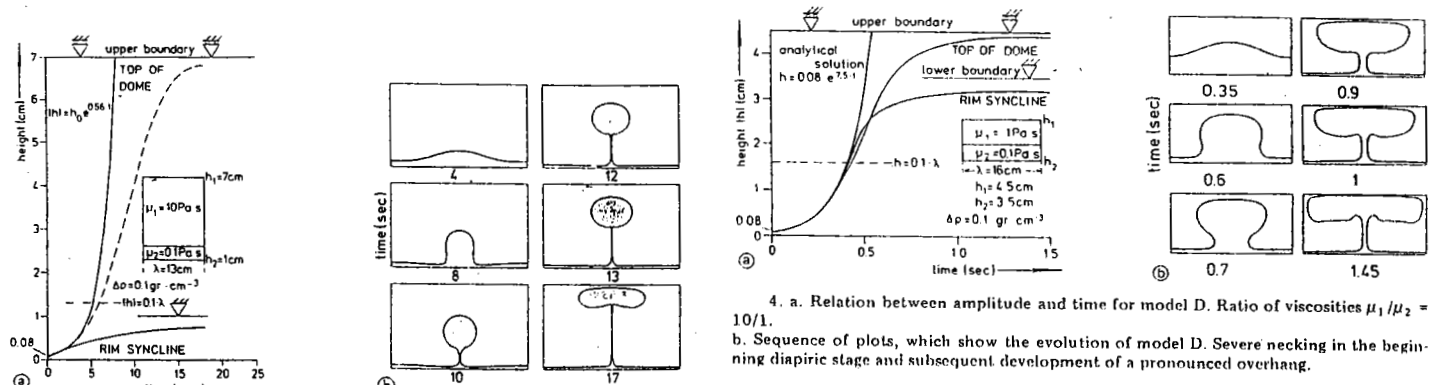
Les travaux de Schmeling permettent donc de mettre en évidence les effets de perturbations initiales sur l'espacement théorique des diapirs. Les paramètres naturels responsables de cette différence peuvent être: l'influence tectonique (fracturation, plissement), l'érosion et la sédimentation différentielles, autant de causes naturelles que les méthodes numériques ne permettent pas (ou très mal) de modéliser de façon réaliste.

- variation du rapport des épaisseurs sel/sédiments.

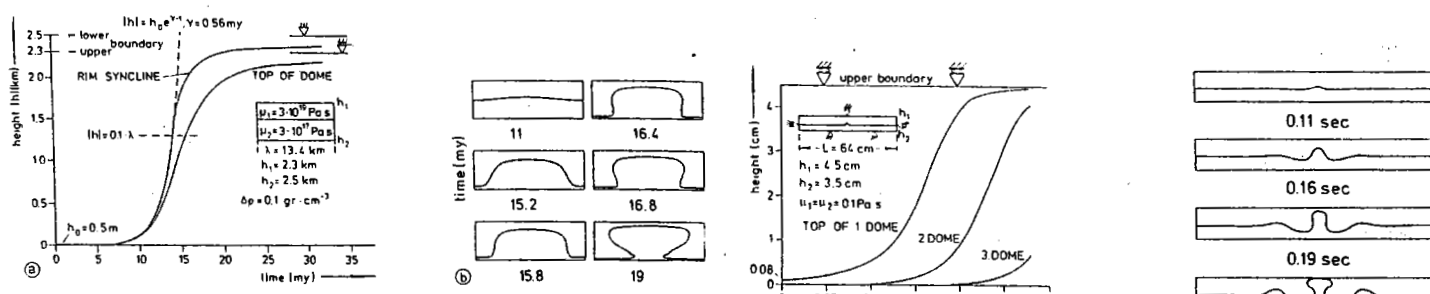
- variation du rapport des viscosités sel/sédiments. On peut montrer en particulier que **la forme des diapirs** (thumb, mushroom or balloon-shaped bulbs) **est directement fonction du rapport des viscosités sel/couverture sédimentaire** (Figure III.7).



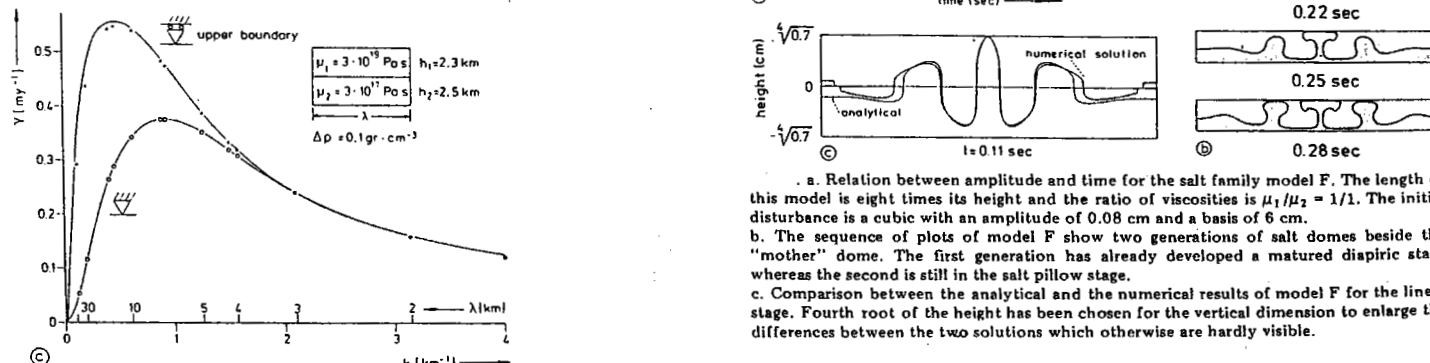
1. a. Relation between amplitude and time for the analytical and finite element model A. Ratio of viscosities $\mu_1/\mu_2 = 1/100$. Fixed boundary at the bottom of the model. b. Sequence of plots, which show the evolution of model A. Development of the initial perturbation into a long vertical column with gradually decreasing diameter and an enhanced growth rate in the diapiric stage.



2. a. Relation between amplitude and time for model B. Ratio of viscosities $\mu_1/\mu_2 = 100/1$. b. Sequence of plots, which show the evolution of model B. The initial perturbation develops a pronounced overhang and later ascends as an almost perfect sphere followed by a thin pipe of fluid.



3. a. Relation between amplitude and time for model C. Ratio of viscosities $\mu_1/\mu_2 = 1/1$. b. Sequence of plots, which show the evolution of model C.



4. a. Relation between amplitude and time for model D. Ratio of viscosities $\mu_1/\mu_2 = 10/1$. b. Sequence of plots, which show the evolution of model D. Severe necking in the beginning diapiric stage and subsequent development of a pronounced overhang. c. Comparison between the analytical and the numerical results of model F for the linear stage. Fourth root of the height has been chosen for the vertical dimension to enlarge the differences between the two solutions which otherwise are hardly visible.

5. a. Relation between amplitude and time for the salt family model F. The length of this model is eight times its height and the ratio of viscosities is $\mu_1/\mu_2 = 1/1$. The initial disturbance is a cubic with an amplitude of 0.08 cm and a basis of 6 cm. b. The sequence of plots of model F show two generations of salt domes beside the "mother" dome. The first generation has already developed a matured diapiric stage whereas the second is still in the salt pillow stage. c. Comparison between the analytical and the numerical results of model F for the linear stage. Fourth root of the height has been chosen for the vertical dimension to enlarge the differences between the two solutions which otherwise are hardly visible.

5. a. Relation between amplitude and time for model E. Geometrical and geophysical parameters of this model are derived from geological data. Ratio of viscosities $\mu_1/\mu_2 = 3 \cdot 10^{20}/3 \cdot 10^{18}$. b. Sequence of plots, which show the evolution of model E. c. Relation between the growth rate γ and the wavelength of the sinusoidal initial perturbation for model E. Analytical and finite element (o, +) solution are given for two different boundary conditions on top of the model.

Model A

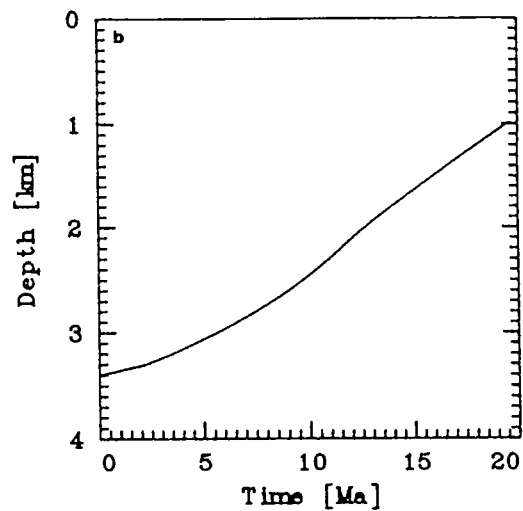
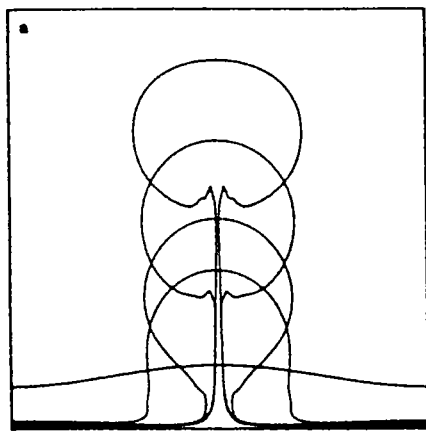


Fig. 2. (a) Stages of development of the reference model A. Salt density is 2200 kg/m^3 ; salt viscosity is $3 \times 10^{17} \text{ Pa s}$; overburden density is 2300 kg/m^3 ; overburden viscosity is $3 \times 10^{19} \text{ Pa s}$. Model size is $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$. (b) Ascent curve.

Model B

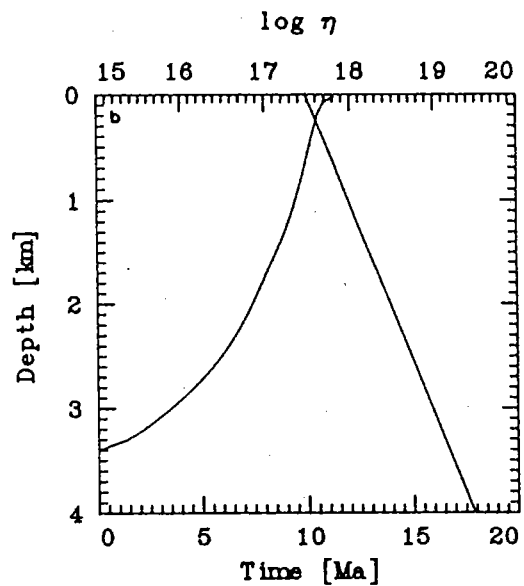
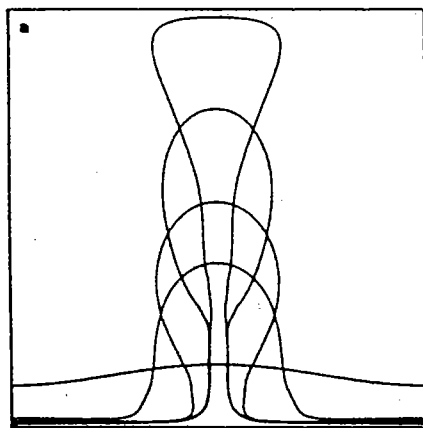


Fig. 3. (a) Variations in overburden viscosity, model B. Salt density is 2200 kg/m^3 ; salt viscosity is $3 \times 10^{17} \text{ Pa s}$; overburden density is 2300 kg/m^3 ; for overburden viscosity, see Figure 3b. Model size is $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$. (b) Ascent curve and overburden viscosity-depth distribution. The diapir rises overexponentially due to the decreasing overburden viscosity.

Model C

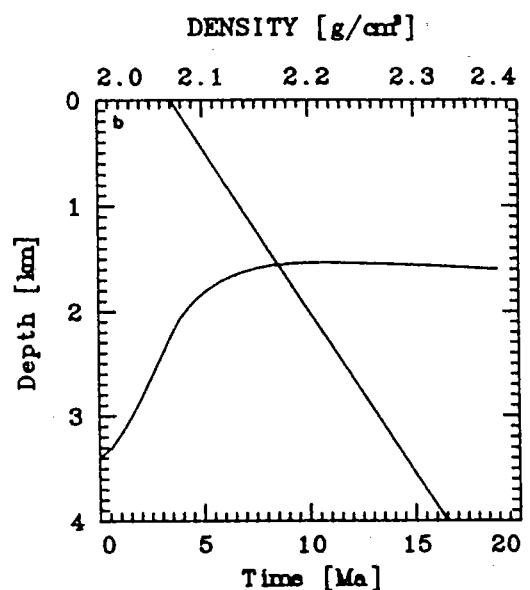
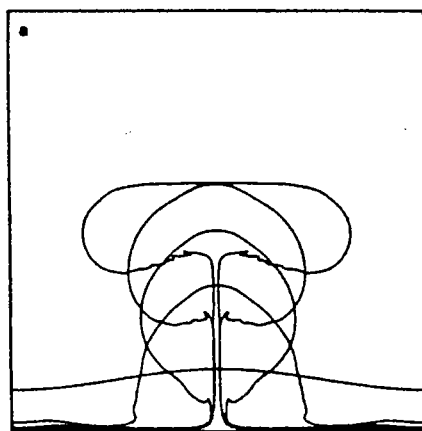


Fig. 4. (a) Variations in overburden density, model C. For salt density see Figure 4b; overburden viscosity is $3 \times 10^{19} \text{ Pa s}$. Model size is $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$. (b) Ascent curve and overburden density-depth distribution. The uprising velocity of the diapir is retarded compared to model A due to decreasing overburden density. The salt top does not rise above its level of neutral buoyancy.

Figure III.8: Méthodes numériques (Römer et Neugebauer, 1991): effets comparés des variations des rapports de densités et de viscosités sur la forme des diapirs.

- variation du rapport des densités sel/sédiments (Figure III.8).
- conditions aux limites: bords libres ou fixes (Figure III.5).

Ces différents paramètres influent principalement sur la longueur d'onde du système, sur la forme et sur la vitesse de croissance des structures.

Notons que les conditions expérimentales de la modélisation numérique sont très spécifiques: épaisseurs et viscosités de la couche fluante et de sa couverture identiques et conditions limites rigides à la base et au sommet. Elles semblent difficilement applicables à des exemples naturels et ne peuvent être qu'un guide qualitatif partiel pour la compréhension du phénomène diapirique.

Néanmoins, **pour le stade linéaire de la déformation**, c'est-à-dire pour le stade non perçant de l'halocinèse, il existe une bonne similitude géométrique entre les résultats obtenus par méthodes analytiques et numériques (Woidt, 1978). Par exemple, dans les deux cas se développent des rims synclines, structures observées dans la nature (Sannemann, 1968). Ces deux types de méthodes ne permettent cependant de modéliser l'halocinèse qu'en deux dimensions. Il faut faire appel aux modèles analogiques pour appréhender la troisième dimension.

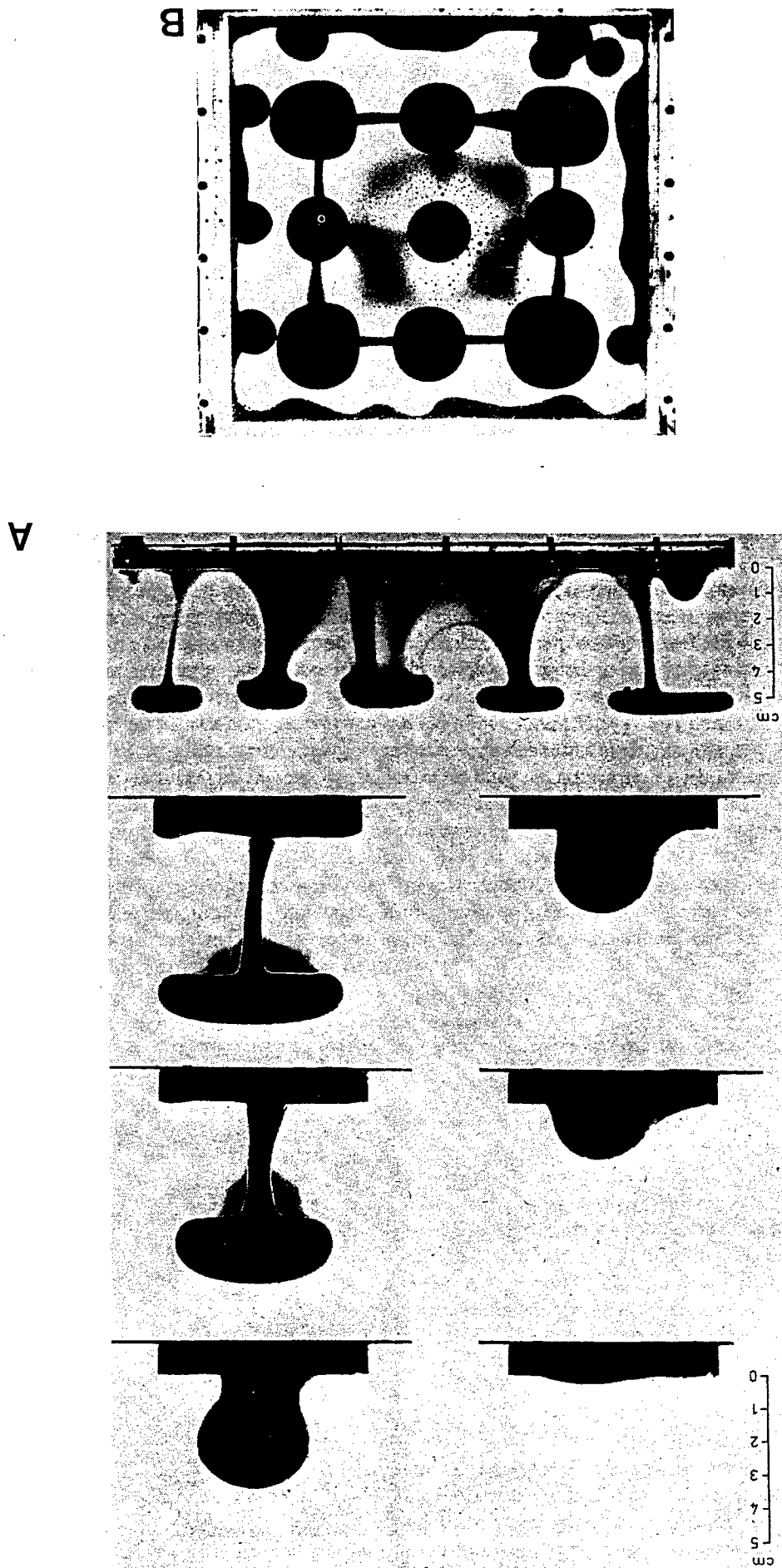
1.1.3. Les méthodes expérimentales

- *Les modèles avec liquides:*

Les premiers modèles analogiques ont été réalisés à l'aide de fluides (Nettleton, 1934). Un système instable est provoqué en superposant dans un récipient de l'huile sur un sirop plus lourd puis en retournant la boîte (Figure III.9). En raison de la faible viscosité de ces deux composants, le phénomène diapirique se produit très rapidement. Apparaissent d'abord des rides "souples" puis des diapirs isolés. La vitesse de remontée augmente jusqu'à ce que les diapirs aient atteint la moitié de la hauteur de la boîte, puis elle décroît. Enfin le matériau le moins dense s'écoule latéralement sous la surface supérieure du système. L'évolution des diapirs est fonction: des contrastes de densités et de viscosités entre le sel et sa couverture, de l'épaisseur initiale de la couche-mère, des possibilités de fluage latéral de celle-ci et de la configuration initiale du système.

On montre notamment que **la longueur d'onde moyenne des diapirs correspond à environ 6,5 fois l'épaisseur de la couche de sel**, résultat compatible avec celui obtenu par méthode analytique (Berner *et al.*, 1972). L'apparition de murs parallèles aux bords des boîtes met en évidence l'importance des conditions aux limites (effets de bord).

Figure III.9: Méthodes expérimentales (Bernier et al., 1972): modèle avec huile et miel. Evolution de diapirs au cours du temps. A. Vues latérales. B. Vue de surface du modèle en fin d'expérience. Se référer au texte pour les explications.



Nettleton (1934) évoque, pour conclure, les différents facteurs naturels susceptibles d'agir sur la localisation des diapirs: directions structurales, irrégularités de la surface du sel, variations de la densité de la couverture.

Pour ces modèles avec fluides, la comparaison avec la réalité devient rapidement délicate:

- Au point de vue géométrique: les modèles en boîtes produisent par exemple une inversion totale des deux couches, image peu réaliste, compte-tenu de l'influence du bord libre supérieur que constitue la surface d'érosion. Par ailleurs, les effets de bord sont très importants en raison des faibles dimensions des modèles.

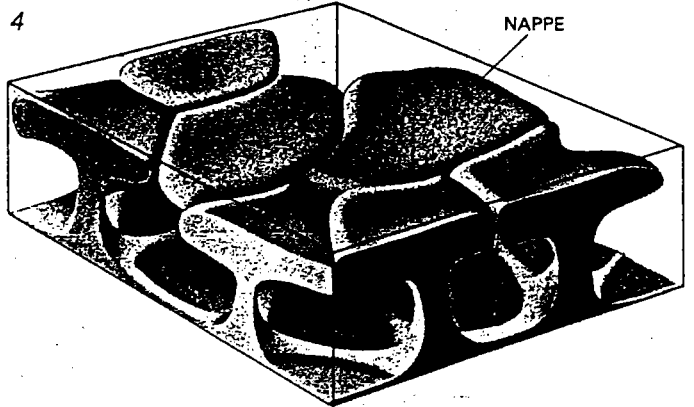
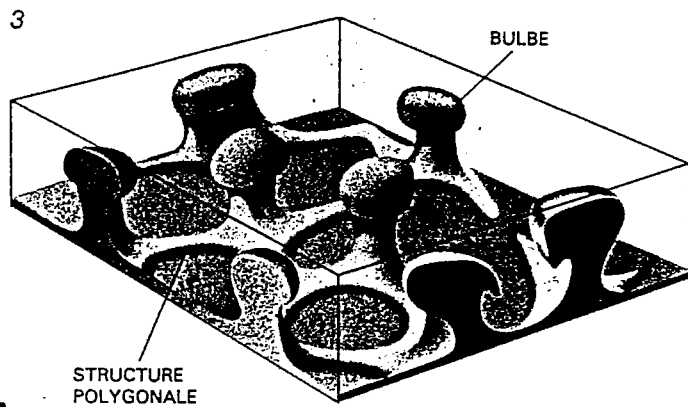
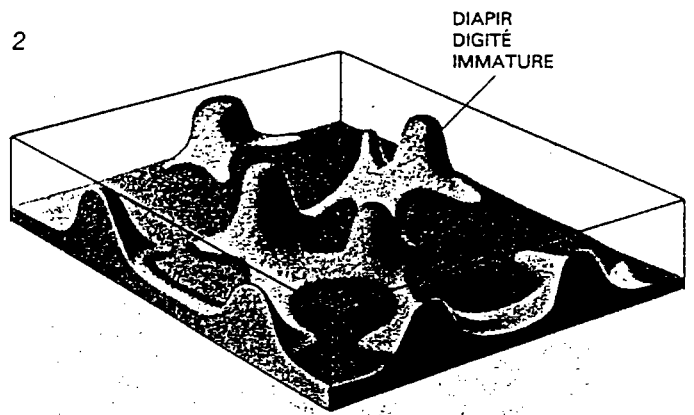
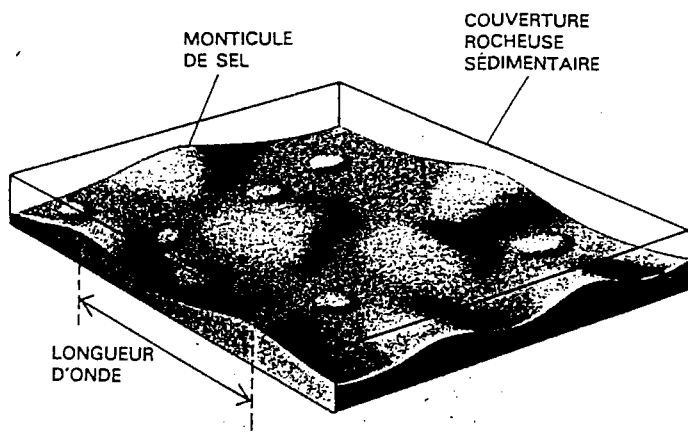
- Au point de vue mécanique: les paramètres testés expérimentalement ne sont pas nécessairement ceux dont l'influence prédomine dans la croissance diapirique salifère naturelle. D'autre part, différentes causes peuvent produire les mêmes effets, de même que l'influence de différents paramètres peut aboutir au développement de structures semblables.

- *Les modèles en centrifugeuse*

Pour tenter de s'approcher davantage de la réalité, Ramberg (1960) entreprend des modélisations en centrifugeuse avec des argiles et des silicones. La force centrifuge mime les effets de la gravité (en beaucoup plus intense). Les expériences en centrifugeuse permettent de modéliser le mécanisme d'halocinèse par inversion de densités et de suivre l'évolution générale de structures ductiles au cours du temps (Figure III.10).

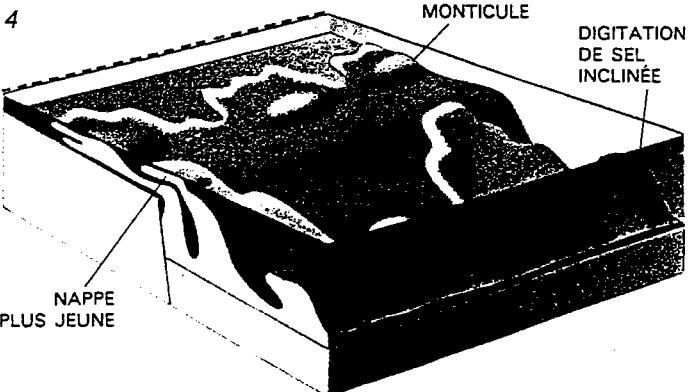
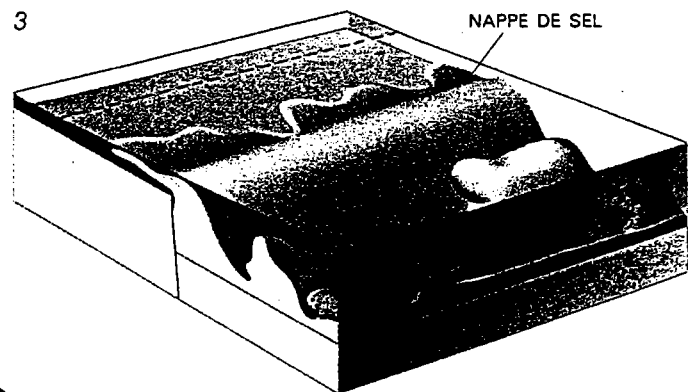
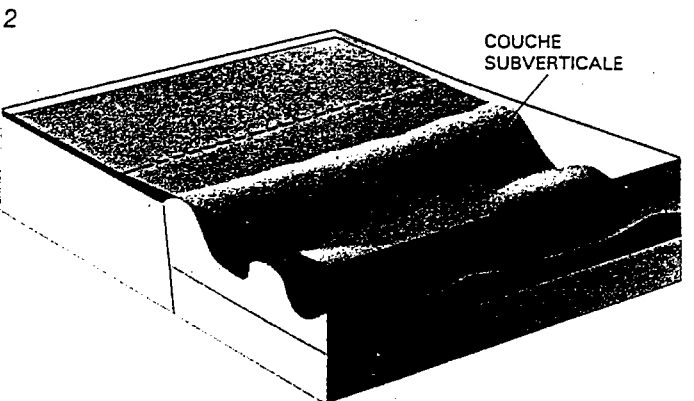
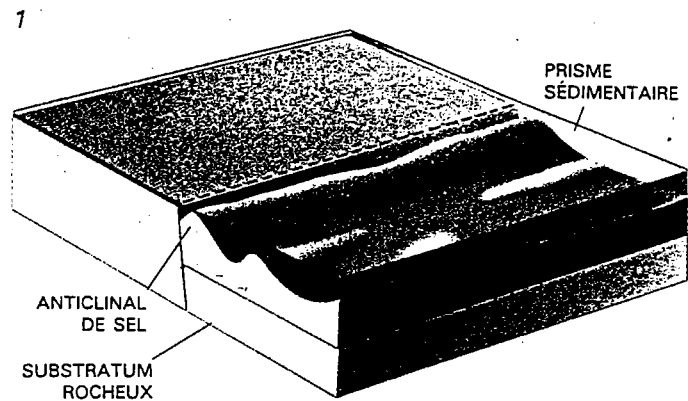
Après quelques minutes en centrifugeuse, une inversion partielle de deux couches constituées de deux silicones de densités différentes se produit, créant un champ de cellules complexe (Talbot et al, 1991; figure III.11). Chaque diapir croît à partir de l'intersection de trois ou cinq rides de sel, formant des pentagones ou des hexagones. Ce type de déformation est très similaire à celui obtenu par convection thermique (spoke patterns; Talbot *et al.*, 1991): les creux sont arrangés en polygones centrés sur la crête des diapirs, c'est-à-dire décalés des rides d'un 1/2 polygone (Figure III.12). Pour les auteurs, il ne s'agit pas d'artéfacts expérimentaux, des études sismiques ayant montré l'existence de telles rides polygonales au nord-ouest du Golfe du Mexique (largeur des polygones d'environ 20 à 30 km.).

Dans tous les modèles analogiques en centrifugeuse, des murs de silicone se forment parallèlement aux bords. Il s'agit d'artéfacts expérimentaux, liés aux conditions aux limites. Dans la nature les effets de bord sont par exemple, les failles, les plis, la surcharge différentielle. Talbot et Jackson (1987a), suggèrent cependant que le mode naturel de croissance diapirique est le même que celui obtenu en centrifugeuse ("diapiric spoke patterns").



A LES QUATRE PHASES du diapirisme d'un dépôt de sel. La couverture sédimentaire, qui s'est déposée au cours du diapirisme, est transparente. L'interface entre les deux couches est d'abord pratiquement plane. Dans le premier stade, quelques-unes des petites irrégularités de la surface du sel grossissent en formant des monticules qui ont un espacement régulier (la longueur d'onde) (1),

Les monticules se contractent pour former des diapirs en doigt de gants reliés par des rides de sel polygonales (2). Aux faibles profondeurs, les diapirs ascendants s'étalent en bulbes aplatis sous une couche de sédiments moins denses et non compacts (3). Les bulbes peuvent éventuellement confluer en une vaste nappe reposant sur de minces pédoncules (4).



B DIVERS EFFETS DE BORDS modifient la structure des diapirs de sel. La figure représente les effets associés de deux phénomènes périphériques : un gradin dans le substratum rocheux sous-jacent et le prisme sédimentaire progradant d'un delta fluviale (la ligne en pointillé est l'extrémité amincie du prisme sédimentaire). Le sel commence à s'élever en formant un anticlinal parallèle au gradin (1) ;

finalement, il se contracte en formant une paroi (2). La progression du prisme sédimentaire agit comme un rouleau à pâtisserie, écrasant le mur sur le gradin, qui forme une nappe de sel à croissance latérale (3). Des monticules peuvent s'élever sur la nappe, et des nappes plus petites peuvent s'étaler par dessus (4). Des digitations de sel, formées plus loin, basculent et gonflent vers le gradin.

Figure III.10: Méthodes expérimentales (Talbot et Jackson, 1987): les modèles en centrifugeuse permettent d'étudier l'évolution générale de structures ductiles au cours du temps.

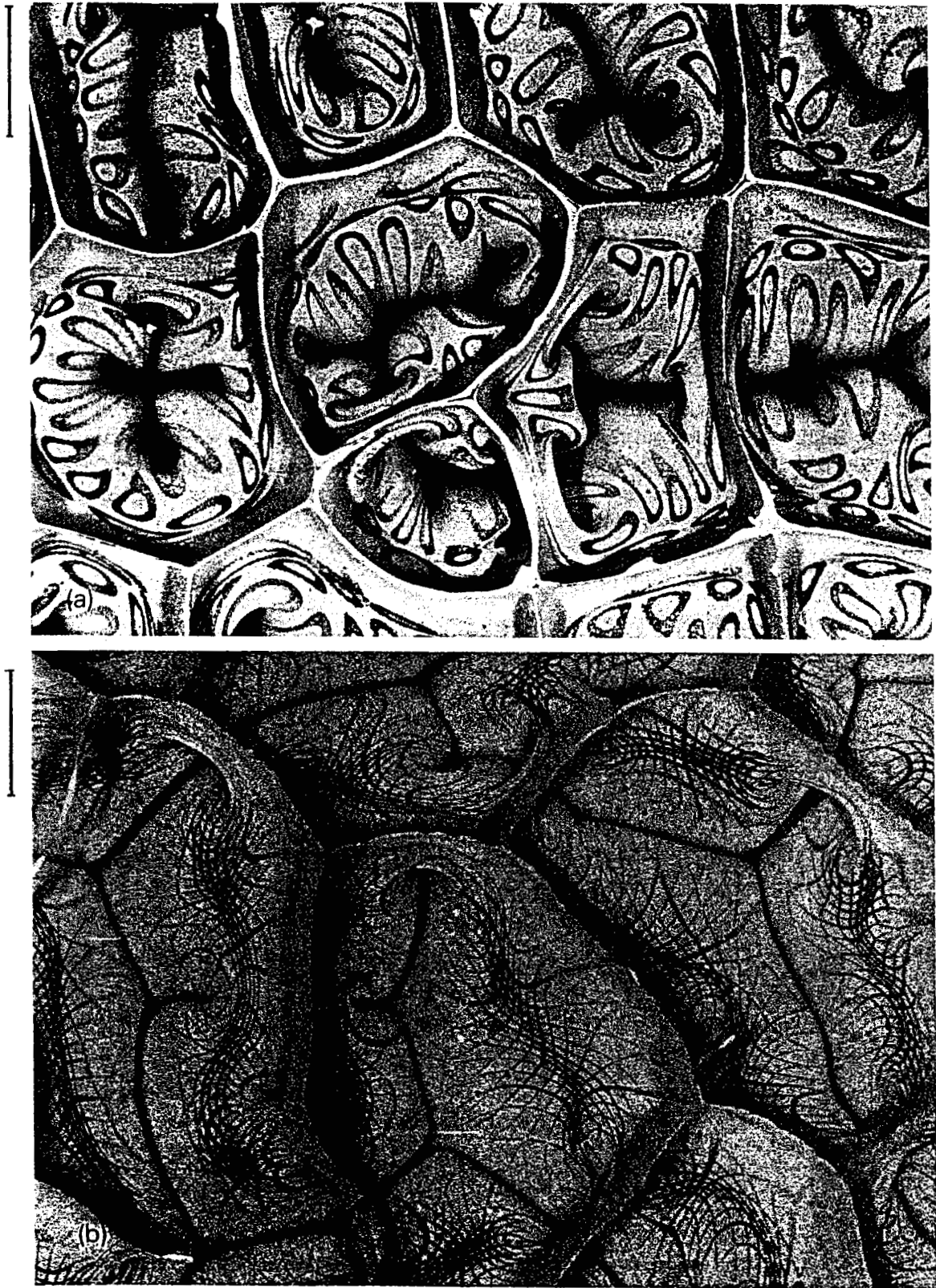
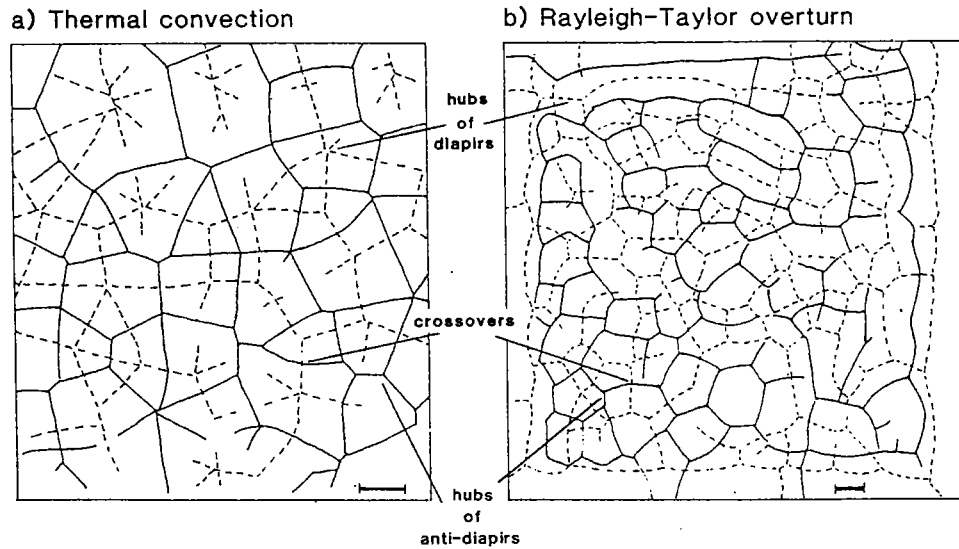


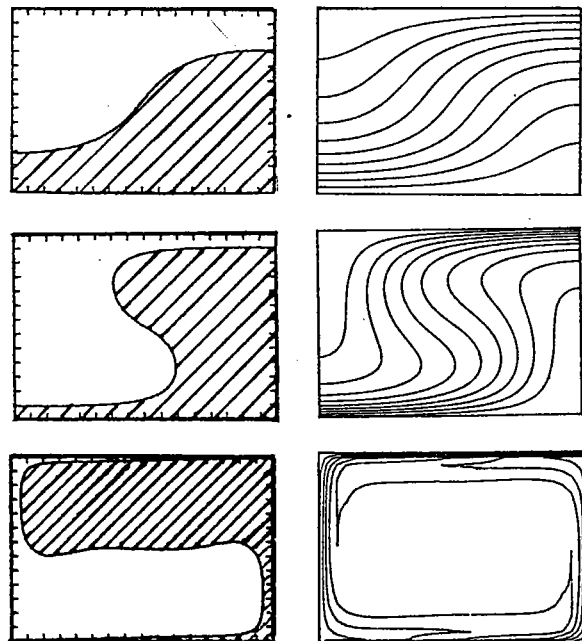
Figure III.11: Méthodes expérimentales (Talbot et al., 1991): vues de surface de deux modèles en centrifugeuse, initialement constitués de deux couches de silicone de densités différentes. Se référer au texte pour les explications.



Tracings from photographs of spoke patterns in laboratory examples of RB and RT overturns illustrate their similarity. Dense fluids sunk in inverted plumes beneath hubs of polygonal troughs near the top boundary (solid lines) overlie the centres of sunken bulbs enclosed by ridges in top of buoyant fluid polygonal at the lower boundary (dashed lines). Bars in each diagram illustrate the total fluid thickness.

a. Thermal convection at $Ra = ca. 120,000$ (from McKenzie and Richter, 1976); similar examples of thermal spokes planforms are illustrated in Whitehead and Chan (1976), Whitehead and Parsons (1978) and White (1988). The rigid lateral boundaries to such experiments, and their associated edge effects, are not shown.

b. A tracing of the mature stage of the simple isothermal RT overturn of two Newtonian fluids photographed in Fig. 2a. The edges of the tracing are the rigid lateral 20×20 cm boundaries. Linear roll cells (walls) develop only within one or two wavelengths of the side boundaries.



Numerical 2D models at arbitrary times (by H.S.) show the general similarity in the progressive development of the shape of the active interface in RT overturns (left-hand column) and isotherms in thermal convection at $Ra 10^6$ (right-hand column).

Figure III.12: Similitudes entre la déformation produite par une instabilité Rayleigh-Taylor et une instabilité Rayleigh-Bénard (Talbot et al., 1991).

De nombreuses formes diapiriques sont générées en centrifugeuse et permettent une étude de leur structure interne et externe. Cette technique met notamment en évidence que **la forme des diapirs est directement liée au rapport μ des viscosités couverture/sel**, ainsi que le mode de circulation interne (Talbot et Jackson, 1987b, figure III.13):

- $\mu_0/\mu_s \ll 1 \Rightarrow$ diapirs en "pouce" (circulation interne faible)
- $\mu_0/\mu_s \gg 1 \Rightarrow$ diapirs en "ballon" (circulation interne forte)
- $\mu_0/\mu_s = 1 \Rightarrow$ diapirs en "champignon", avec overhangs et lobes pendants

(ou jupe)

La circulation à l'intérieur même d'un diapir est complexe, le sel fluant plus vite au coeur de la structure que sur les bords. Il en résulte:

- des systèmes de plis internes, dont le nombre permet de classer le diapir (Figure III.14).

- des formes différentes, en particulier pour les diapirs en champignon (Jackson et Talbot, 1989, figure III.14):

- * diapirs en champignon externe, pour des viscosités sel/couverture similaires.

- * diapirs en champignon interne, pour une viscosité de la couverture supérieure à la viscosité du sel.

Jackson et Talbot (1989) appliquent ce système de classification à des exemples naturels, dans lesquels des diapirs à structure interne complexe ont été reconnus: Allemagne du Nord, U.S Gulf Coast et Iran Central: il existe une assez bonne correspondance entre les modèles et la réalité. Ces études de géométrie interne ont un intérêt économique important: les diapirs, outre leur capacité de couverture pétrolière, sont évalués pour le stockage des déchets radioactifs ou chimiques. La géométrie de l'interface entre un diapir et son encaissant dépend en partie de la lithologie de la couverture (viscosité). L'appréciation de la géométrie de ce contact est donc primordiale pour l'évaluation de pièges dans les replis ou lobes, pour des problèmes de circulation de fluides, etc...

Dans le cas d'un diapir en forme de champignon, les sédiments de la couverture sont entraînés dans les lobes périphériques. D'autre part, ce sont des structures peu connues dans la nature, et difficiles à repérer surtout si les lobes sont étroits. La présence d'une telle "jupe" nécessite par ailleurs que les viscosités sel/sédiments soient équivalentes (au moins au voisinage du diapir). Cette condition est favorisée dans deux contextes: lorsque la viscosité de sel est égale à la viscosité de la couverture, par lithification progressive et quand la couverture elle-même contient des évaporites (Iran Central).

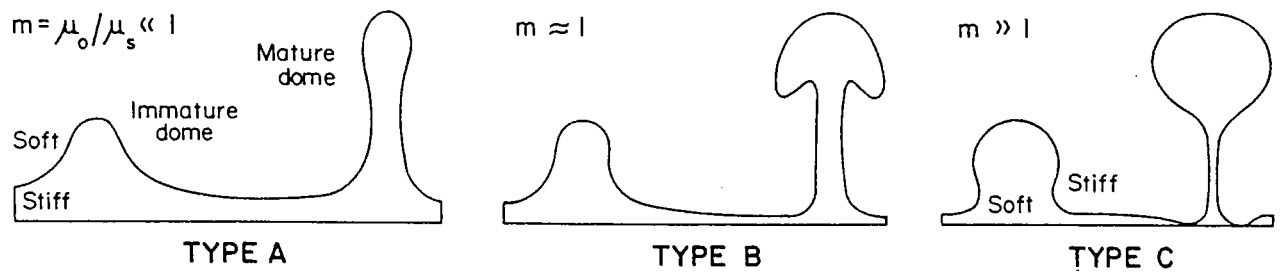


Figure III.13: Effets de la variation du rapport des viscosités "couverture/couche-mère" sur la géométrie des structures diapiriques obtenues en centrifugeuse (Talbot et Jackson, 1987b).

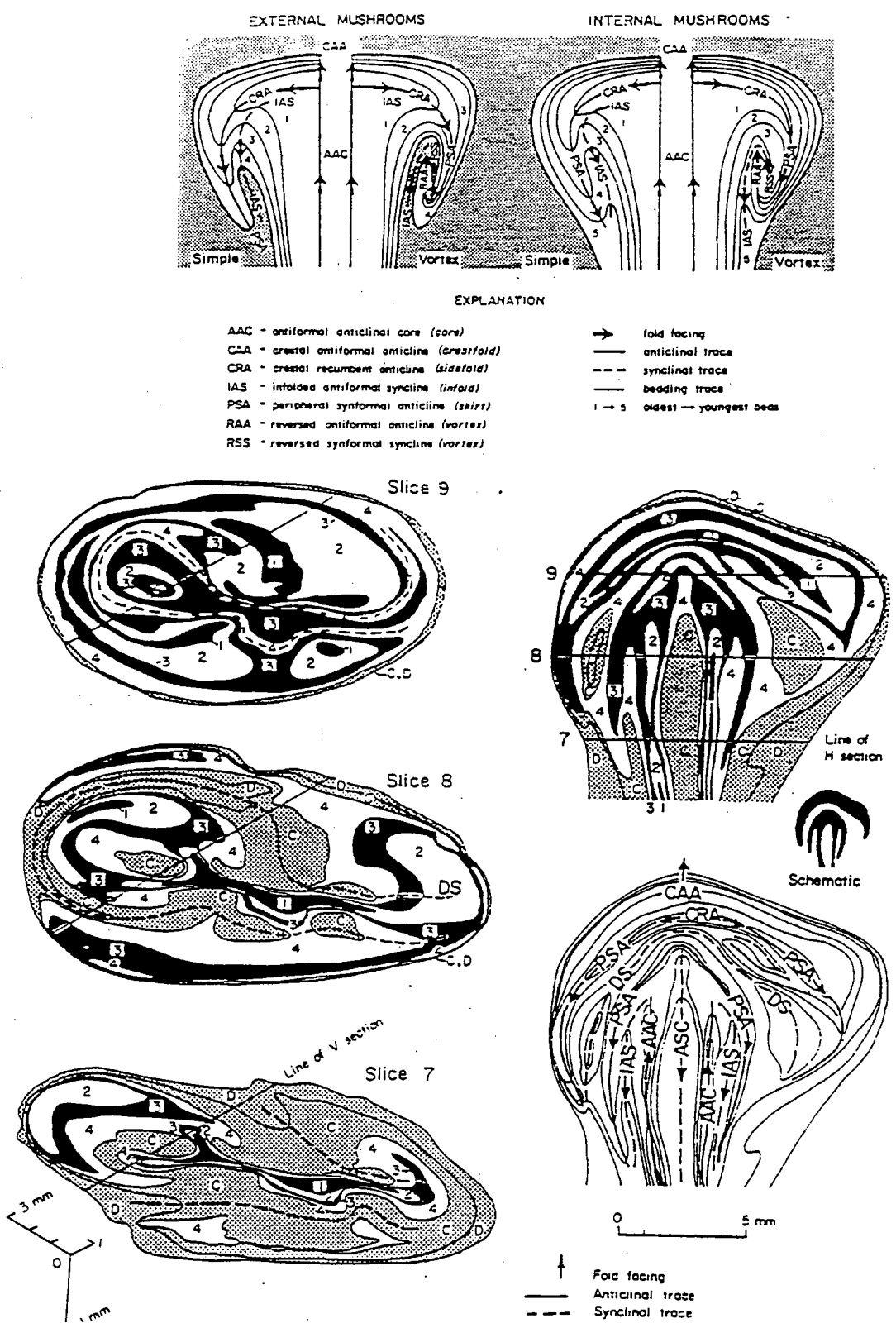


Figure III.14: A. Classification et nomenclature des diapirs en "champignon" en fonction de leur géométrie interne et externe. B. Coupes horizontales et verticales d'un diapir expérimental constitué d'un système complexe de plis internes (Jackson et Talbot, 1989)

Ces études portant sur la structure interne des diapirs se développent actuellement. Il faut cependant dissocier ce qui est purement expérimental (diapirs de silicone) et ce qui trouve une correspondance dans la nature (diapirs de sel). Deux observations sont à faire:

- ces modèles de diapirs en forme de champignon ne sont applicables qu'aux structures salifères intrudant des roches assez ductiles (clastites terrigènes peu lithifiées) mais plus denses que le sel.

- expérimentalement, les diapirs en forme de champignon sont courants. En sismique, la plupart des diapirs sont décrits en forme de "pouce", alors que ce type de structures est attendu seulement si le diapir a mûri avant que la couverture ait eu le temps de se lithifier ($\mu \ll 1$). En effet, l'absence d'informations sous le cap-rock d'un diapir (ombre sismique), la difficulté des traitements géophysiques appliqués au sel et la rareté des puits traversant la structure conduit le plus souvent l'interpréteur au choix de la forme la plus simple. Or, les forages périphériques prouvent la complexité des flancs de diapirs. La modélisation analogique en centrifugeuse peut donc constituer une aide pour l'interprétation de la forme des diapirs naturels.

D'autres expériences en centrifugeuse sont réalisées pour étudier les paramètres régissant l'évolution du diapirisme. **Le paramètre important influant sur le nombre et la morphologie des diapirs est le mode de sédimentation.** En effet, selon la théorie de Rayleigh-Taylor, l'espacement entre diapirs est proportionnel à l'épaisseur de la couverture (tous les autres paramètres étant égaux par ailleurs). Il en résulte que si toute la couverture est ajoutée avant le passage en centrifugeuse, il y aura peu de diapirs, et leur structure sera simple (Talbot et Jackson, 1987a). Si la couverture est ajoutée peu à peu, les diapirs auront le temps de fluer et de "mûrir" entre chaque épisode de sédimentation, alors que la couverture sus-jacente est encore mince. Ils seront alors très nombreux et de structure complexe.

Dans la nature, des variations d'épaisseur ou de propriétés mécaniques des roches influenceront la dissymétrie des structures, d'autant que le phénomène, une fois amorcé, s'entretient par effet de feed-back positif (Talbot et Jackson, 1987a): Pour une structure asymétrique donnée, une partie flue plus rapidement que l'autre, provoquant un affaissement accru de la couverture à cet endroit, et donc une sédimentation localisée plus importante qui entretient à son tour la dissymétrie du diapir.

Des irrégularités du dépôt initial sont également responsables de la formation de diapirs asymétriques (marches d'escaliers, bombements initiaux de la surface du sel), avec une tendance du sel à remonter au dessus de ces irrégularités (Figure III.10b).

Les expériences en centrifugeuse constituent actuellement la majorité des travaux réalisés sur l'halocinèse. Les deux conditions essentielles sont l'inversion de densités

(densité du sel < densité des sédiments) et des viscosités sel/sédiments du même ordre de grandeur. Le sel et la couverture sédimentaire sont donc représentés par des couches de silicones, en partant du principe qu'ils ont tous deux un comportement newtonien. Ce type de technique ne permet donc pas de modéliser la fracturation de la couverture.

Sur le plan pratique, la centrifugeuse permet d'obtenir des résultats avec des temps d'expérimentation courts. Par contre, la taille très réduite de l'échantillon (coupelle d'un diamètre d'environ 10 cm) est très certainement un handicap pour représenter de façon très précise des phénomènes à grande échelle. Le choix des matériaux doit donc être fait de telle façon qu'une petite couche de silicone soumise à 2000 et 3000 fois la gravité durant quelques secondes puisse "mimer" très précisément les déformations d'une couche épaisse de sel, soumise à une gravité normale pendant plusieurs millions d'années (Talbot et Jackson, 1987a). Il faut donc sans doute ne pas perdre de vue les limites de tels modèles, la notion de **dimensionnement** étant primordiale.

- Les modèles en "bacs à sable"

Ce type de modélisation analogique est relativement récent et permet, sous gravité normale et en utilisant de la silicone pour modéliser le sel et du sable pour simuler les roches sédimentaires, d'étudier les relations entre la fracturation et l'halocinèse, la surcharge différentielle et l'halocinèse par écoulement gravitaire. La plupart des expériences sont réalisées **en contexte extensif**, ce qui provoque nécessairement du diapirisme, par amincissement de la couverture et remontée gravitaire de la silicone (Jackson, 1991). Sans forces extérieures appliquées, les temps d'expérimentation sont très longs et l'initiation des structures est souvent "aidée" par un artifice expérimental (outil perçant ou aspirateur).

La modélisation en bacs à sable de l'halocinèse pure (par flottabilité) n'est pas décrite actuellement. En contexte atectonique, si les couches de silicone et de sable sont isopaques et posées sur une base plane et horizontale, **il n'y aura pas formation de diapirs, et ce, quelle que soit l'épaisseur de la couverture**. Ceci prouve que l'halocinèse par inversion de densités n'est pas spontanée (amorce indispensable) ou qu'elle n'est réalisable qu'avec une couverture plastique.

1.1.4. Discussion à propos de la théorie Rayleigh-Taylor

Quel que soit le type de modélisation mis en oeuvre, l'hypothèse de travail est l'inversion de densités. **Théoriquement**, le mouvement cesse lorsqu'un état stable est atteint, c'est à dire lorsque la flottabilité neutre est atteinte (densité du sel égale à la densité de la couverture). **Dans la réalité**, cette inversion totale est rarement obtenue (les roches ne sont pas des fluides newtoniens et possèdent des seuils d'élasticité élevés). Selon les

auteurs, après une inversion partielle, les forces de "flottabilité " sont trop faibles pour vaincre les forces de cohésion de la couverture et la déformation cesse (Trusheim, 1960; Jackson et Talbot, 1986).

D'autre part, le contraste de densités produit l'instabilité nécessaire mais non forcément suffisante pour initier le phénomène diapirique. En effet, entre en ligne de compte l'influence des contraintes extérieures. Sous des contraintes très faibles, la viscosité effective du sel est très haute, peut-être trop pour permettre la croissance d'une structure salifère dans des temps géologiques raisonnables (Jackson et Talbot, 1986). A partir des modèles numériques de Ramberg (1981, sel : fluide newtonien) et de Carter et Hansen (1983, 1984, sel : fluide non newtonien) et de leurs données expérimentales, on peut étudier les relations entre la croissance d'une intumescence et les taux de déformation du sel en fonction du temps, de la température, des contrastes de densité et de viscosité. Sur la base d'une différence de densité de 100 kg/m^3 , des équations permettent de montrer qu'avec une intumescence de faible relief initial, les taux de déformation sont trop bas et la viscosité équivalente trop élevée pour produire des reliefs (Jackson et Talbot, 1986). Le taux de déformation nécessaire pour former un dôme de 600 mètres de haut en 17 Ma à partir d'un relief initial nul est de 10^{-16} s^{-1} . Or, cette valeur de 10^{-16} s^{-1} est atteinte lorsque le relief est d'au moins 163 mètres. La flottabilité est donc inefficace tant que le pillow n'a pas atteint un relief conséquent (150 mètres pour un contraste de densités de 100 kg/m^3 ; 80 mètres pour un contraste de 200 kg/m^3); ce relief doit donc être initié par un autre processus.

Ces calculs semblent donc indiquer que les dômes ne peuvent se former spontanément s'il n'y a pas de perturbation initiale à l'interface sel/sédiments ou de facteur d'initiation (amorce). C'est ce que suggérait Trusheim (1960):

"The first cause initiating salt movement is beyond the range of observation. The initial impulse to movement can be sought in inhomogeneities, either in the basement under the salt, or in the salt itself, or even in the roof of the salt layer. The requisite instabilities may have been so small that it may never be possible to define them with certainty".

D'autre part, l'instabilité de type Rayleigh-Taylor s'applique à un système dans lequel la couverture est considérée comme newtonienne par simplification et concerne uniquement le stade précoce de la déformation (non perçant).

Or, Bishop (1978) remarque qu'on ne peut expérimentalement obtenir des diapirs "perçants" qu'avec une couverture rigide (Parker et Mc Dowell, 1955). Si la couverture est visqueuse, les diapirs ne percent pas (Nettleton, 1943; Ramberg, 1967). Il en conclut qu'on peut traiter le diapirisme comme un phénomène hydraulique dans lequel le sel est un fluide et le diapir un "trou" pressurisé (Figure III.15A):

- Le "percement" d'un diapir se produit donc lorsque ses forces de "flottabilité" sont plus importantes que les forces de cohésion de la couverture fragile. Lorsque la contrainte atteint une valeur critique, la roche casse. La résistance de la couverture à la montée du sel dépend alors de trois paramètres:

* La couverture est très résistante lorsque sa cohésion est importante, lorsque son épaisseur est importante ou lorsque la contrainte régionale principale majeure est horizontale (compression).

* Inversement, elle est plus fragile lorsque sa cohésion est faible, lorsque son épaisseur est faible ou lorsque la contrainte régionale principale majeure est verticale (extension).

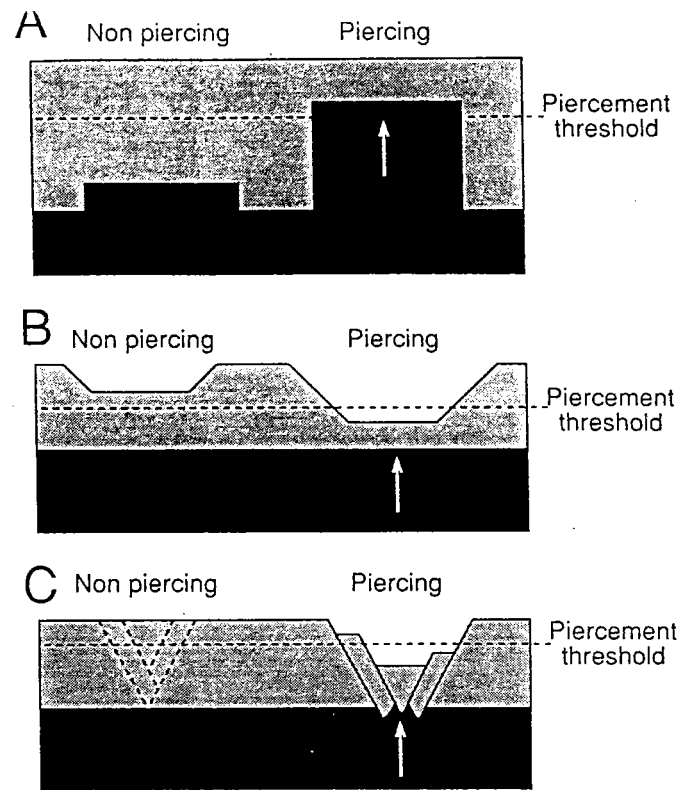
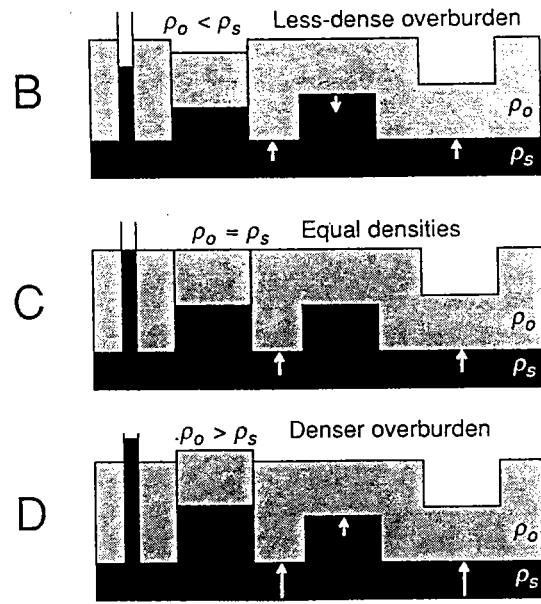
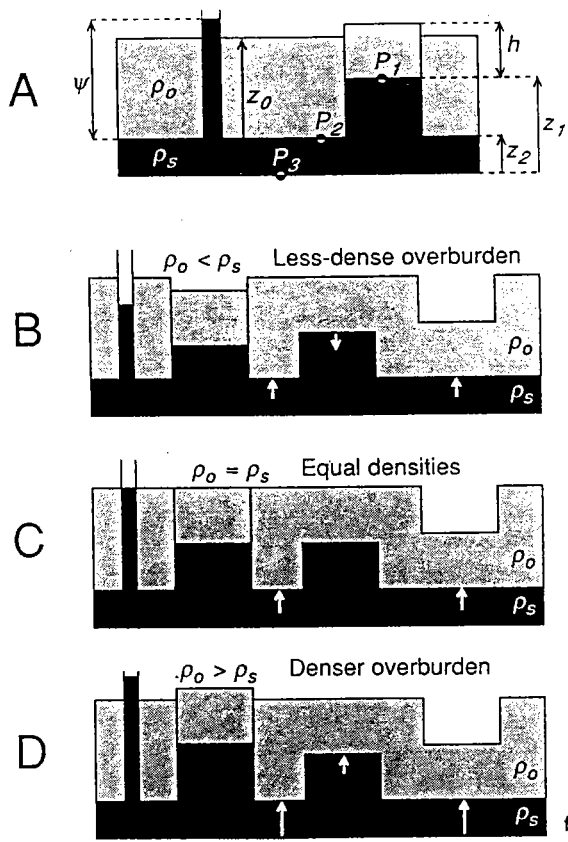
- Le percement apparaît lorsque la différence entre h_0 et h_1+h_2 est supérieure à la force de cohésion de la couverture. Intervient donc **la notion de seuil de percement** (Figure III.15B).

- Un relief (ride ou fosse) au sommet du sel peut provoquer une diminution de la résistance de la couverture. Le graphe représente la hauteur de la ride (h_4) et la profondeur de la fosse (h_2) en fonction de leur largeur. Les courbes sont calculées pour une couverture de type Mohr-Coulomb, avec un coefficient de friction de 0,6 et une densité de 2,7 et pour une couche de sel de densité 2,2. La hauteur d'eau au dessus des structures n'est pas prise en compte. Cette figure illustre donc les domaines d'apparition des diapirs perçants. D'une façon générale, à valeur absolue égale, les fosses dans la couverture sont plus efficaces que les rides dans le sel pour initier du diapirisme. Par ailleurs, le seuil de percement diminue avec la largeur du relief.

- **L'emplacement de chaque diapir** peut donc être expliqué en fonction de son histoire de dépôt et en fonction de l'évolution sédimentaire postérieure (taux de sédimentation, de progradation, lithologie, etc...). L'épaisseur de la couverture revêt alors une importance primordiale (Figure III.16).

Cette vision du diapirisme (Percée du sel à travers toute une pile sédimentaire) apparaît de plus en plus contestable car nombre de diapirs qui ne déforment pas l'encaissant et semblent le découper à l'emporte-pièce résultent en fait d'un fluage rapide du sel, synchrone de la sédimentation périphérique. Deux théories s'opposent en effet: "l'upbuilding" et le "downbuilding" (Figure III.17).

- Dans le cas de l'**upbuilding**, la base du sel reste à profondeur constante tandis que le sommet de la structure flue à travers les sédiments. D'un point de vue mécanique, ce processus semble irréaliste, à moins d'envisager une couverture très mince ou anormalement "faible".



symbols: ρ_o and ρ_s are the densities of the overburden and fluid, respectively; z values are elevations above a pressure datum at the base of the fluid layer, h is the reduced (to 50%) thickness of the overburden above the fluid; P values are fluid pressures at the points indicated; ψ is the pressure head of the fluid layer; white arrows in other sections show the relative movement of the overburden if it subsequently faults.

Figure III.15: A. Distribution des pressions dans un fluide pressurisé sous une couverture cassante (Vendeville et Jackson, 1992a). B. Schéma simplifié des conditions requises pour qu'un diapir "percé" sa couverture en contexte atectonique (notion de seuil). Se référer au texte pour les explications.

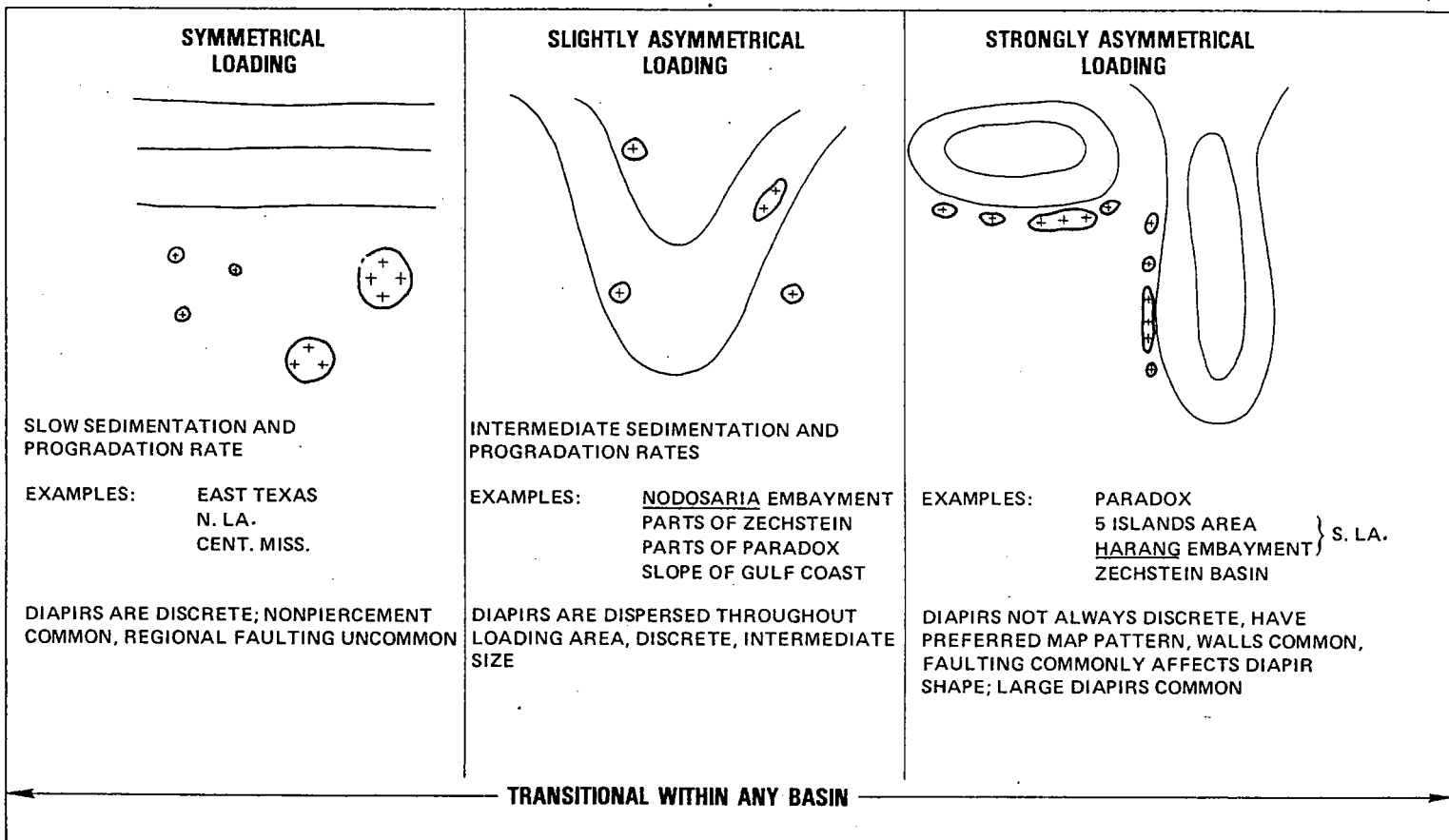
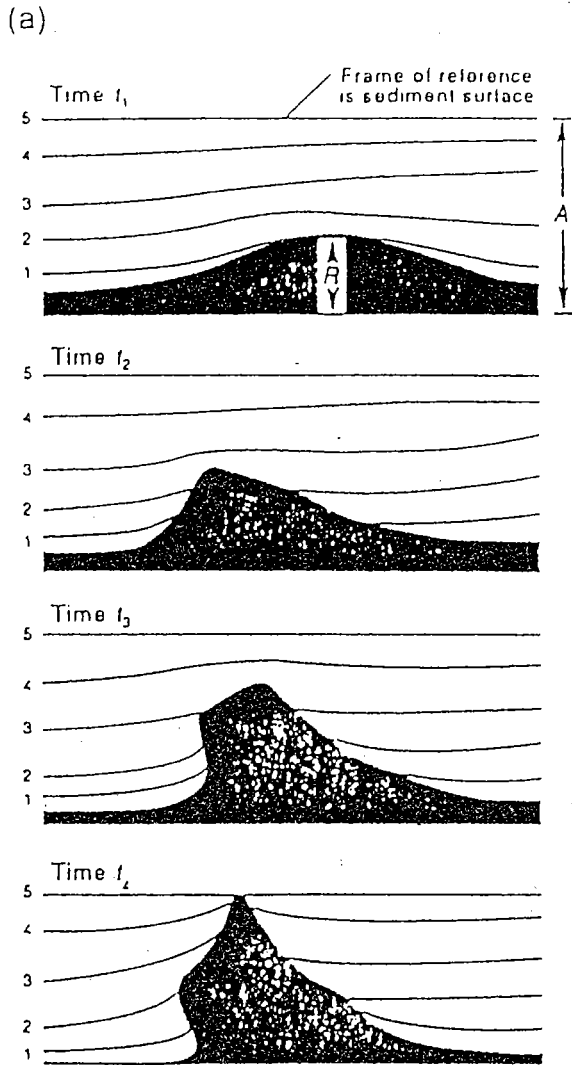
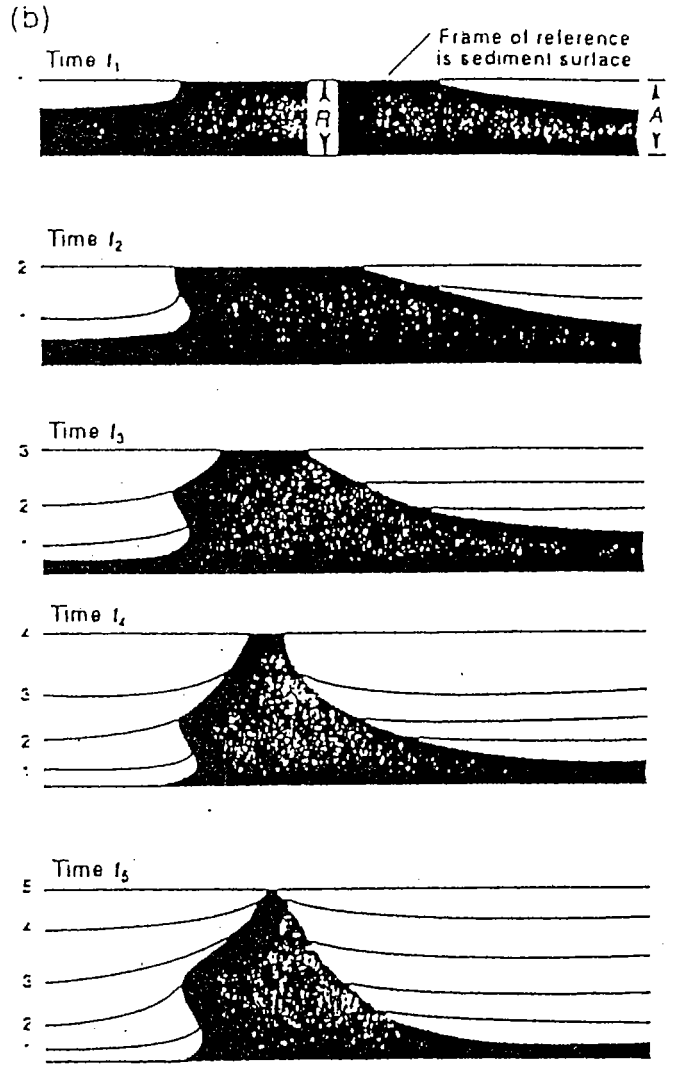


Figure III.16: Influence de la sédimentation (vitesse, mode, nature, etc...) sur la répartition des structures salifères (Bishop, 1978).



Upbuilding.
 $\dot{R}/\dot{A} = \infty$
 (base at fixed depth, crest rises)



Downbuilding.
 $\dot{R}/\dot{A} = 1$
 (base sinks, crest remains shallow) OA14260c

Figure III.17: Schéma du principe de "l'upbuilding" et du "downbuilding" (Jackson et Talbot, 1990a). Se référer au texte pour les explications.

- Dans le cas du **downbuilding**, le sommet du diapir reste à faible profondeur tandis que la base s'approfondit peu à peu. **Cette vision d'un diapirisme syn-sédimentaire est beaucoup plus réaliste, mais demeure encore peu partagée.** Dans le cas du downbuilding pur, le taux de croissance diapirique R est égal au taux d'aggradation de la couverture sédimentaire, A . L'évolution des diapirs est conditionnée par la valeur du rapport entre ces deux taux: si $R/A > 1$, le diapir peut s'élargir et se maintenir en surface; si $R/A < 1$, le diapir s'allonge verticalement mais est peu à peu enfoui; si $R/A = 0$, le diapir est figé (Jackson et Talbot, 1990).

D'autre part, en ce qui concerne la modélisation, plusieurs points sont discutables d'un point de vue géologique, en particulier pour les modèles en centrifugeuse et fluides:

- Bien qu'on ne connaisse pas grand chose des propriétés mécaniques des roches naturelles à l'échelle des temps géologiques, il est difficile d'admettre que la couverture sédimentaire puisse avoir un comportement newtonien. La présence de failles dans les sédiments atteste en effet le contraire.

- Les modèles en centrifugeuse produisent des figures pas toujours observées dans la nature. En particulier, il n'y a jamais d'inversion totale dans la réalité. C'est d'ailleurs certainement la raison pour laquelle les expériences sont le plus souvent arrêtées avant ce stade, les images obtenues n'ayant pas de correspondant réel.

1.2. L'halocinèse par surcharge différentielle

1.2.1. Généralités

Les modèles expérimentaux et numériques (Talbot, 1977; Woïdt, 1978) montrent qu'on obtient des diapirs parfaitement symétriques avec une couverture sus-jacente uniformément épaisse. L'asymétrie et la vergence de nombreuses structures salifères naturelles suggèrent que le phénomène de **surcharge différentielle** joue un rôle important dans l'halocinèse. **Toute variation latérale d'épaisseurs (y compris due à la pente), de densités, de contraintes ou de taux de déformation dans le sel ou la couverture provoque une surcharge différentielle.** Cette surcharge peut être due notamment à des gradients d'apports sédimentaires ou à des variations latérales de faciès: par exemple dans le cas d'appareils progradants (Figure III.18a; Jackson et Talbot, 1986). La topographie de l'interface eau/sédiments est également un facteur influant en raison du contraste de densités entre l'eau ($d = 1$) et des sédiments non consolidés, de type deltaïque par exemple ($d = 2$). Jackson et Talbot (1986) montrent à l'aide d'une équation simple qu'avec ce rapport de densités, un relief bathymétrique de 16 mètres est suffisant pour initier

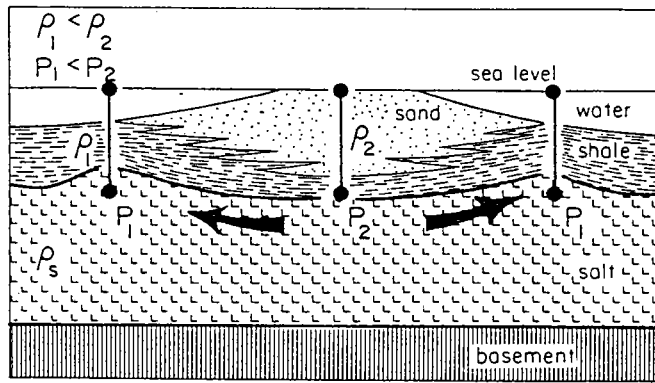
le fluage du sel. C'est un dixième de la hauteur requise pour l'halocinèse par flottabilité, dans les mêmes conditions (une intumescence de 16 mètres fluera à des taux de déformation de 10^{-21} s^{-1} , par inversion de densités seule soit 10^5 fois plus lentement que par surcharge différentielle).

D'autre part, l'halocinèse par surcharge différentielle, liée à des gradients latéraux de pression verticale, ne nécessite pas que la densité du sel soit inférieure à celle de la couverture.

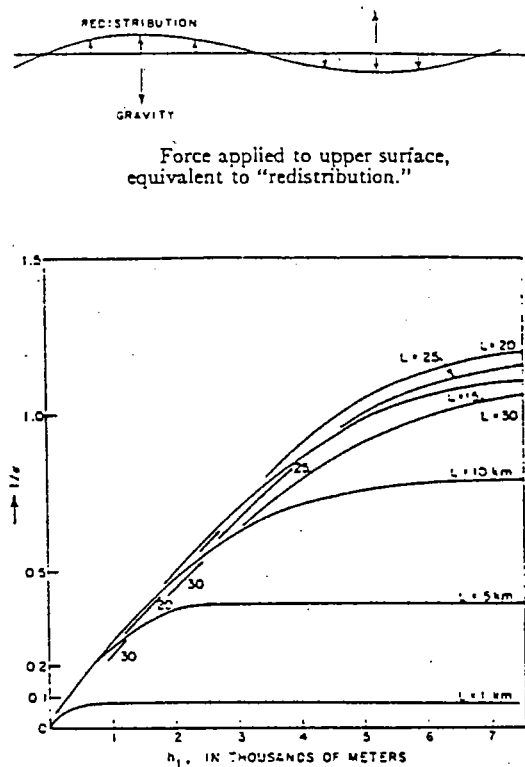
1.2.2. Les modèles

- *Les modèles analytiques*

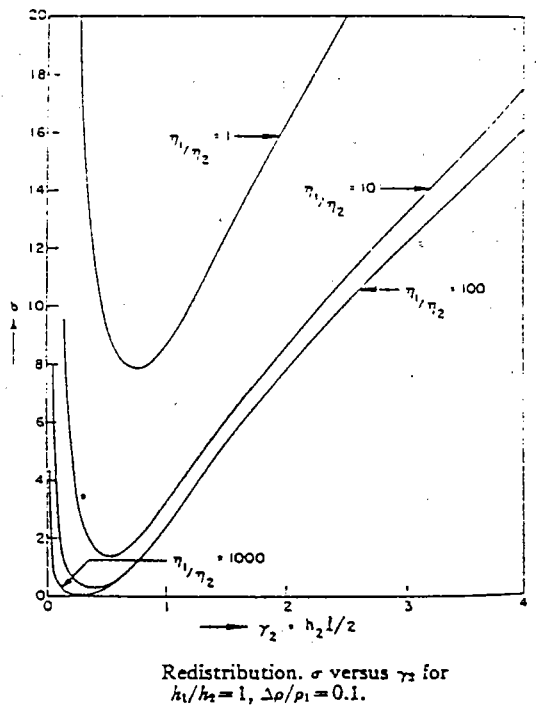
Les effets mécaniques de couvertures progradantes sur l'initiation et l'évolution de structures diapiriques sont mal connus (Jackson et Cornelius, 1987b). La modélisation mathématique de ces effets est complexe: la surcharge, le taux de croissance, la densité et la viscosité effective sont tous des paramètres interactifs et dépendant du temps. Les modèles numériques sont donc rares à l'exception des travaux de Biot et Odé (1965, figure III.18b). Cependant, ils ne concernent que les effets en fonction du temps d'une couverture s'épaississant et se compactant peu à peu (augmentation de la densité en profondeur), mais globalement uniforme et horizontale. Les postulats de base sont ceux d'une instabilité Rayleigh-Taylor avec des viscosités du sel et de la couverture du même ordre de grandeur. Lorsque l'épaisseur de la couverture augmente, la longueur d'onde caractéristique du système, λ_c augmente également. Initialement, pour des épaisseurs faibles de la couverture, ce sont les longueurs d'ondes les plus petites qui se développent le plus rapidement, avant d'atteindre une valeur constante. Lorsque l'épaisseur de la couverture augmente, le taux de croissance des longueurs d'ondes les plus grandes augmente jusqu'à une valeur limite. Globalement, ces travaux montrent donc **qu'une variation d'épaisseur de la couverture perturbe l'espacement théorique des structures diapiriques**. D'autre part, ils permettent de modéliser le transfert sédimentaire d'une couverture uniforme de structures diapiriques vers des depocentres de synclinaux interdiapirs (instabilité avec redistribution à la surface libre; Biot et Odé, 1965); cette modélisation permet de représenter les effets de l'érosion par exemple. Ce processus de "redistribution" agit dans le sens d'une augmentation de l'instabilité, en accélérant le phénomène diapirique.



A



Instantaneous rate of amplification of various wavelengths L as function of thickness of overburden. No redistribution, $\Delta\rho/\rho_1 = 0.1$, $\eta_1/\eta_2 = 1,000$.



Redistribution. σ versus γ_2 for $h_1/h_2 = 1$, $\Delta\rho/\rho_1 = 0.1$.

B

Figure III.18: A. Schéma simplifié du mécanisme d'halocinèse par surcharge différentielle (Jackson et Talbot, 1986). B. Exemple de modélisation numérique des effets de l'aggradation d'une couverture sur un niveau de densité et de viscosité moindres (Biot et Odé, 1968). Se référer au texte pour les explications.

- Les modèles analogiques

Les travaux de Jackson et Cornelius (1987b) mettent en évidence les effets d'une couverture irrégulière sur des structures diapiriques syn-sédimentaires, en utilisant des modèles dimensionnés en centrifugeuse, sans initiation artificielle des dômes (Figure III.19). Des silicones sont utilisées pour représenter le sel et la couverture. Les simplifications expérimentales sont les suivantes:

- dans les expériences simulant l'accumulation graduelle de sédiments par aggradation, le dimensionnement des couches ajoutées n'est pas respecté: les épaisseurs de silicone sont beaucoup plus importantes que les épaisseurs que produiraient les différents épisodes de sédimentation dans un bassin. Les résultats ne pourront donc être qu'un guide qualitatif pour la compréhension des phénomènes naturels.

- seules les forces mécaniques sont modélisées (effets de la viscosité, de la pression, de la gravité et de l'inertie). On ne prend pas en compte les processus thermiques et chimiques (dissolution et formation d'un cap-rock par exemple).

- les dimensions de longueur et de temps sont indépendantes et les forces d'inertie sont négligées (Ramberg, 1981).

- la couverture sédimentaire et le sel sont considérées comme des fluides newtoniens et leur rapport de densités est positif.

Les différents paramètres influant sur l'halocinèse par surcharge différentielle qui sont testés sont les suivants:

- variations latérales de viscosité de la couverture: les diapirs se développent plus rapidement sous la couverture ayant le coefficient de viscosité le plus faible (Talbot, 1977, figure III.20).

- variations latérales de densité de la couverture: les diapirs sont tiltés et développent des overhangs plus larges du côté de la couverture la plus dense, c'est-à-dire là où le gradient de pression est le plus fort (Talbot, 1977, figure III.20).

- variations latérales d'épaisseur de la couverture:

Théoriquement, le gradient de pressions induit un fluage du sel vers le côté de moindre épaisseur sédimentaire. Ce fluage du matériau ductile conduit à la formation d'un anticlinal qui diapirise au front de la discontinuité. Expérimentalement, la surcharge différentielle créée par une demi-couche "statique" produit la formation de murs parallèles au bord de cette couche. Les structures sont tiltées vers la discontinuité, de part et d'autre, davantage cependant du côté le moins chargé (Figure III.20).

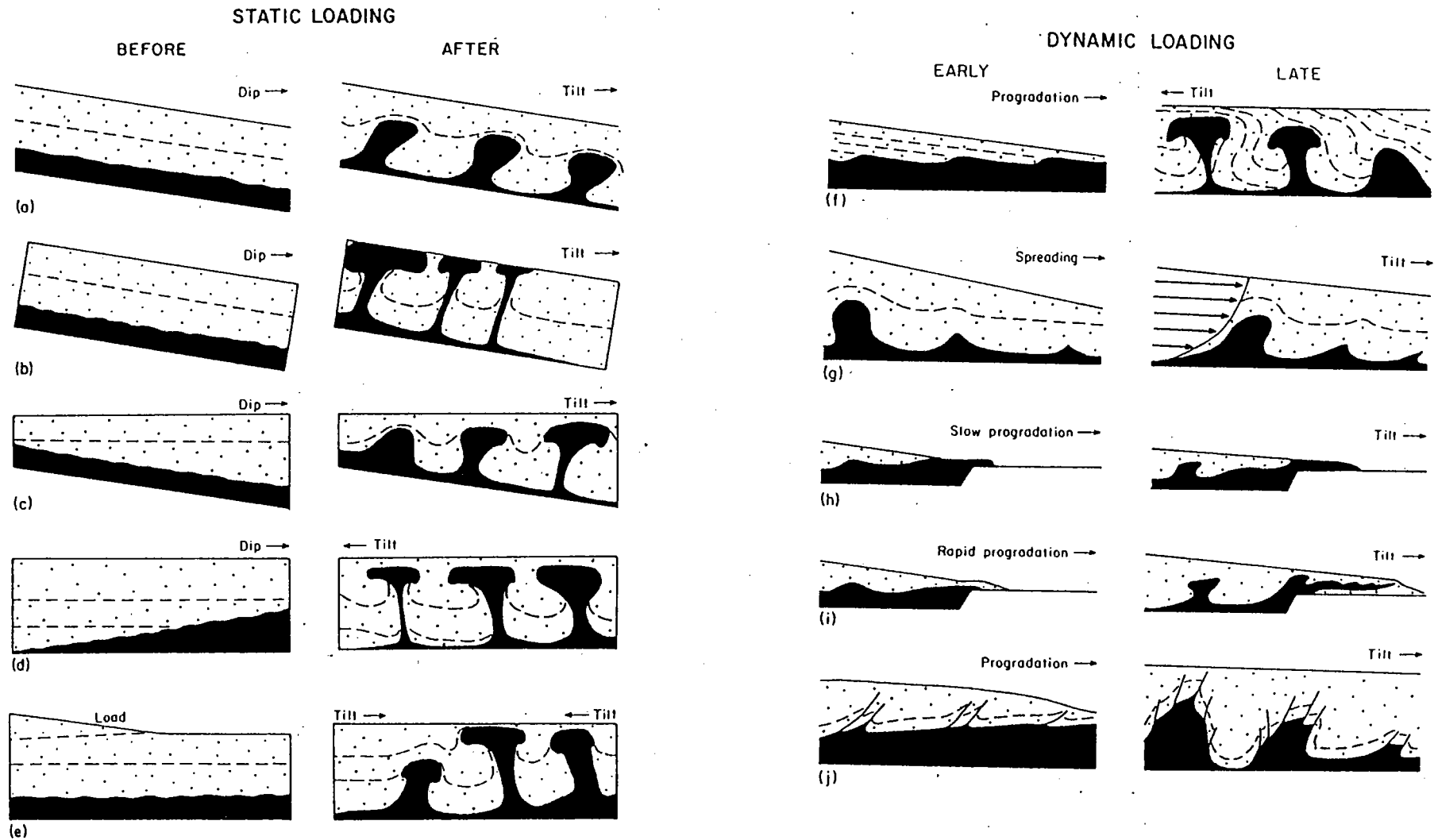
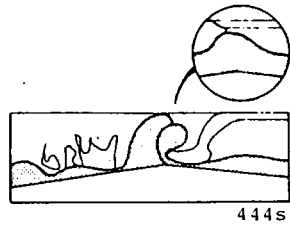
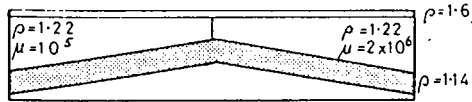


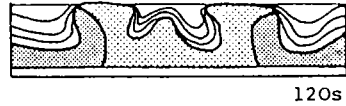
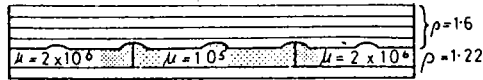
Figure III.19: Coupes schématiques obtenues à partir de modèles en centrifugeuse montrant les effets de variations latérales de l'épaisseur de la couverture et/ou de la couche-mère sur le basculement et l'asymétrie des diapirs (Jackson et Cornelius, 1987b).

LATERAL VARIATIONS IN VISCOSITY

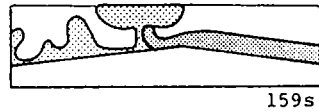
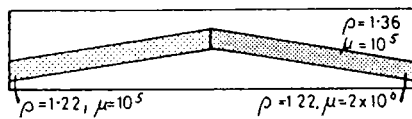
MODEL 16: FAST + SLOW COVER



MODEL 17: SLOW + FAST + SLOW SOURCE LAYER

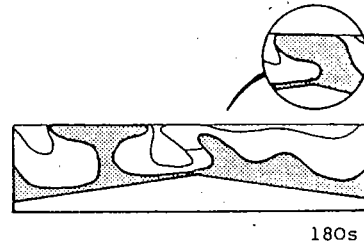
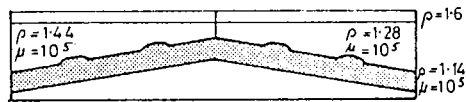


MODEL 18: FAST + SLOW SOURCE

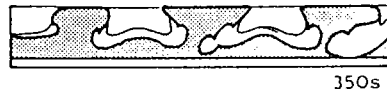
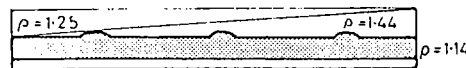


LATERAL VARIATIONS IN DENSITY

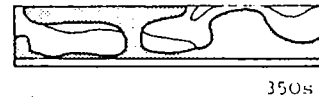
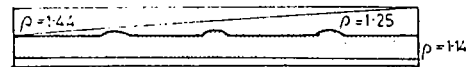
MODEL 15: DENSE + LIGHT COVER



MODEL 27A: VARIATIONS IN DENSITY OF COVER, DENSEST LAYER CLOSE TO SOURCE

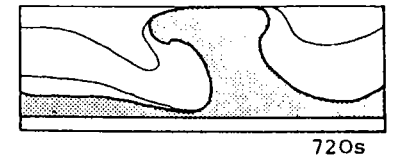
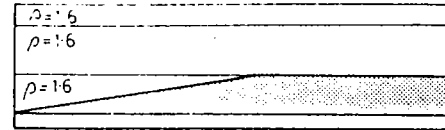


MODEL 27B: VARIATIONS IN DENSITY OF COVER, DENSEST LAYER REMOTE FROM SOURCE

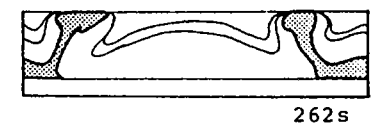
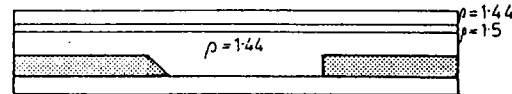


0 1 2 3 4 cms.

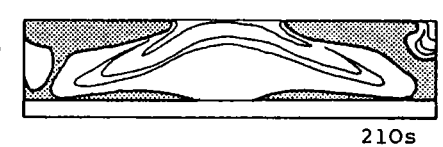
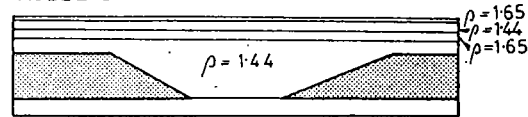
MODEL 5



MODEL 23



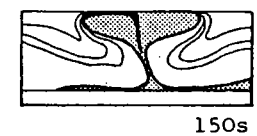
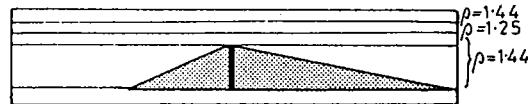
MODEL 24



MODEL 25A



MODEL 25B



MODEL 25C

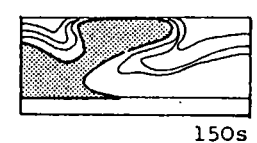
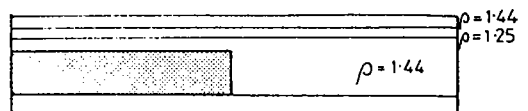


Figure III.20: Effets des variations latérales de densité, de viscosité et d'épaisseur de la couverture sur la géométrie des structures diapiriques (Talbot, 1977).

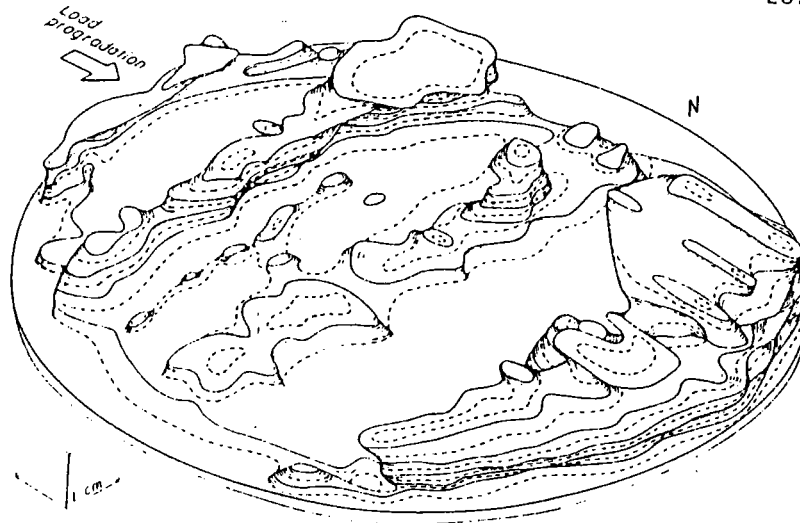
Les expériences de Jackson et Cornelius (1987b) et de Jackson et al. (1988) modélisent une couverture progradant sur une couche tabulaire de sel: peu à peu se développent des murs frontaux. De même, ils testent les effets d'une couverture progradant sur un coin de sel (pour simuler le bord d'un bassin salifère ou un escarpement de faille du substratum par exemple, figures III.10b et III.21). Les conclusions sont les suivantes:

- la progradation d'une couverture provoque l'apparition de bombements de faible amplitude en front de surcharge. Lorsque ces reliefs sont recouverts par la couverture, ils agissent comme des amorces pour la formation de murs de grande amplitude. **La forme en plan de ces murs est directement liée à la forme des dépoctrés qui les ont produits. Des couches épaisses de silicone produiront des diapirs larges, reflétant la forme générale du "delta", des couches plus minces produiront de petits diapirs reflétant la morphologie à plus petite échelle des dépoctrés, comme par exemple les chenaux ou les levées sédimentaires. Les diapirs seront donc alignés de façon concentrique, radiale ou parallèle en fonction de la répartition des dépoctrés, et plus généralement en fonction des isopaques de la série sédimentaire sus-jacente.** Citons pour exemple le delta du Mississippi (Watkins et al., 1978), au front duquel s'observent des murs de sel. Les modèles analogiques présentent une bonne similitude géométrique avec cet exemple (Sigsbee nappe complex).

En résumé, pour une charge statique, les paramètres qui induisent un tilting et une asymétrie des diapirs tiltés vers le bassin sont: un pendage de la couche-mère, une couverture en "coin" et un écoulement gravitaire. Au contraire, une couche-mère en "coin" produit un tilting et une asymétrie des diapirs vers la marge.

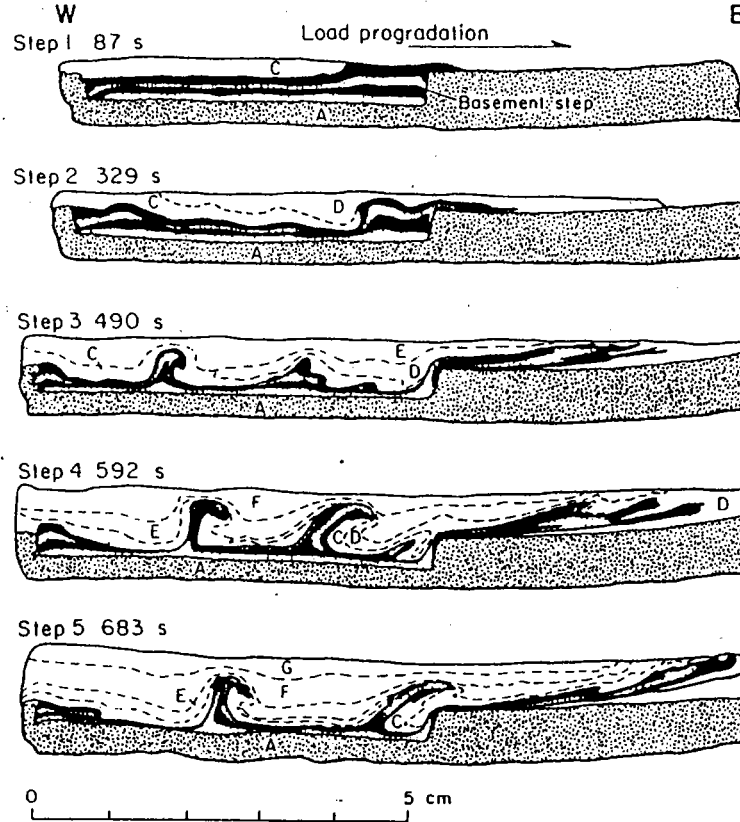
Model 840413

287 s



A

Model 840403



B

Figure III.21: A. Bloc diagramme de la surface supérieure d'un modèle en centrifugeuse avec progradation d'une couverture. Seul le niveau simulant le sel est dessiné. Les murs de silicone sont perpendiculaires au sens de la progradation (Jackson et Cornelius, 1987b; Jackson *et al.*, 1988). B. Coupes d'un modèle en centrifugeuse avec progradation d'une couverture sur un socle irrégulier. La couche B simule le sel, les couches C à G représentent la couverture. Les murs de silicone remontent peu à peu la marche basale sous forme de nappes (Jackson et Cornelius, 1987b; Jackson *et al.*, 1988).

1.3. L'halocinèse par "écoulement gravitaire"

1.3.1. Généralités

L'halocinèse est traditionnellement envisagée comme résultant du fluage du sel à travers des sédiments plus denses. Néanmoins, la gravité peut également provoquer la dissipation d'un relief salifère. Selon Jackson et Talbot (1986), le sel, une fois parvenu au dessus de son niveau de flottabilité neutre, devient plus dense que sa couverture: il peut donc s'écouler latéralement sous son propre poids avec des pentes $\geq 3^\circ$ (Wenkert, 1979, figure III.22). Lorsque le sel atteint la surface (air libre ou eau), il y a écoulement si la vitesse d'arrivée du sel en surface est plus grande que la vitesse à laquelle il va se dissoudre. Expérimentalement, l'halocinèse par écoulement gravitaire est possible. Ce modèle pourrait expliquer la formation des sills salifères, dont la mise en place et le développement en position interstratifiée est contestée: ils pourraient correspondre à des glaciers enfouis.

1.3.2. Exemples et discussion

En Iran, le sel forme des dômes extrusifs qui s'écoulent spontanément comme de véritables "fontaines" subaériennes. Jackson et Talbot (1986) assimilent ces structures aux namakiers ou glaciers de sel (Figure III.23). Néanmoins, intervient ici l'influence d'une tectonique en compression. En effet, le raccourcissement tectonique, de l'ordre de 14 à 18 mm/an, réactive des diapirs préexistants et permet une extrusion verticale du sel à un taux de 1,4 à 1,9 mm/an (Jackson et Talbot, 1986). En théorie et expérimentalement, le sel semble pouvoir s'écouler par gravité en surface et à faible profondeur, c'est-à-dire selon un processus lié à sa propre dynamique, après avoir flué par halocinèse "classique". Néanmoins, les études régionales montrent que les glaciers sont toujours reconnus en contexte compressif. La tectonique semble donc constituer le moteur qui entretient et amplifie le phénomène en "squeezant" le sel.

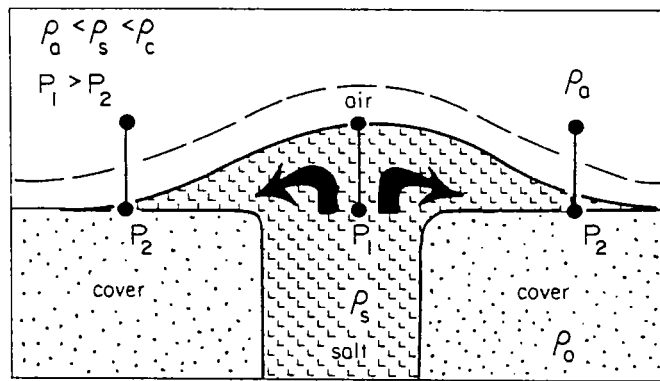


Figure III.22: Schéma simplifié du mécanisme d'halocinèse par écoulement gravitaire (Jackson et Talbot, 1986).

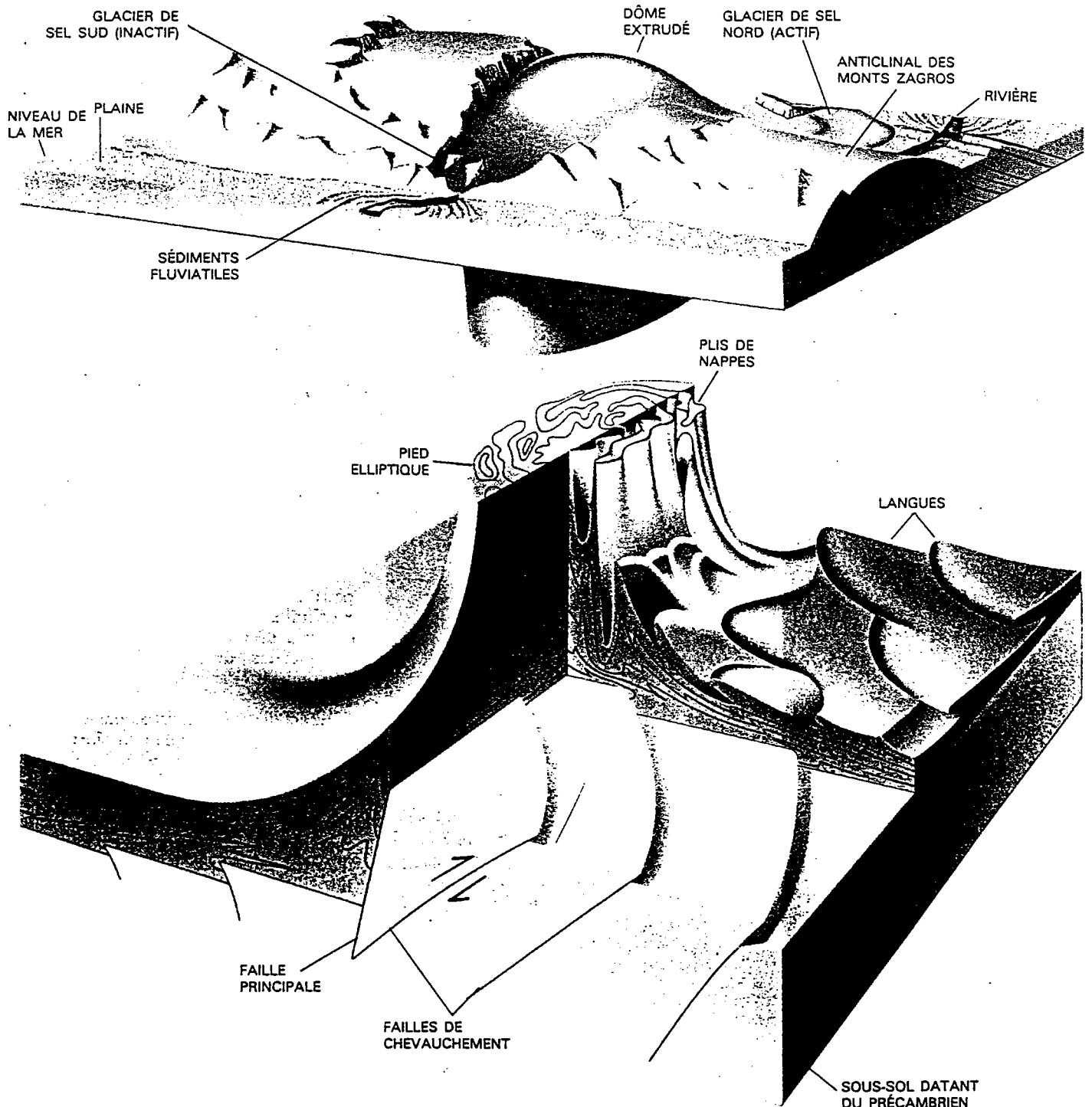


Figure III.23: Schéma synthétique d'un "glacier de sel" ou namakier à partir des exemples des monts Zagros du Sud de l'Iran. Le sel a traversé 7 km de sédiments et s'écoule maintenant en surface à une vitesse de quelques mètres par an vers le bas des versants du Kuh-e-Namak (Talbot et Jackson, 1987).

1.4. L'halocinèse par convection thermique

Le sel possède une conductivité thermique élevée, ainsi qu'une grande capacité de dilatation thermique par rapport aux autres roches. Pour une masse de sel exposée en surface, deux couches sont susceptibles d'exister: une couche supérieure réchauffée par le soleil et soumise aux variations de températures diurnes (< 1 m.), saisonnières (<10 m.) et séculaires; et une couche profonde, réchauffée par le flux géothermique.

Pour la première couche, le gradient de densités induit par la chaleur du soleil est mécaniquement stable. Au contraire le gradient de densités induit par le flux géothermique à long terme est instable, provoquant une stratification entre une couche inférieure légère "chaude" et une couche supérieure lourde "froide" (Figure III.24A). Ceci pourrait donc donner lieu à la mise en place de cellules de convection. Combinée avec la gravité, la convection thermique serait un agent déstabilisateur supplémentaire. Un calcul simple prenant en compte du sel monocristallin avec une viscosité inférieure à 10^{16} Pa.s (Biot et Odé, 1965) suggère que des cellules de convection pourraient se mettre en place avec un gradient géothermique de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ pour une couche supérieure à 2,9 kilomètres d'épaisseur, en l'absence de toute couverture sus-jacente (Talbot, 1978). Néanmoins, une telle viscosité requiert des taux de déformation de l'ordre de 10^{-11} s^{-1} , à plusieurs centaines de degrés, ne pouvant s'observer que dans du sel contenant de l'eau (Carter et Hansen, 1983).

Des études récentes ont montré que la déformation d'une interface entre deux fluides newtoniens, provoquée par des instabilités de type Rayleigh-Taylor (RT) était similaire à celle obtenue par une instabilité de type **Rayleigh-Bénard** (RB) (inversion de densités induite par la température). Les différences sont les suivantes (Figure III.12):

- les mouvements induits par une instabilité RB se produisent dans un niveau de composition homogène et ils sont cycliques dans le temps. Ce phénomène ne nécessite pas de couverture.

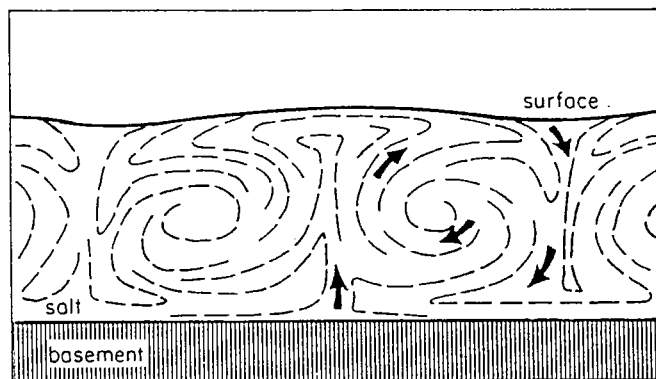
- dans le cas d'une instabilité RT, l'inversion est unique.

L'halocinèse par convection thermique est un mécanisme encore très mal connu. Néanmoins, il existe des zones où le sel se trouve en position peu profonde et pour lesquelles le modèle d'inversion de densités n'est plus valable: les sédiments n'ont pas été suffisamment enfouis pour être compactés et avoir une densité supérieure à celle du matériau diapirique. Citons trois exemples (Talbot, 1978):

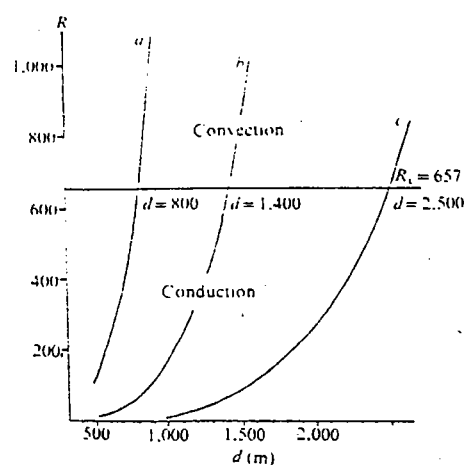
- Le sel Zechstein en Mer du Nord a commencé à migrer au Muschelkalk, sous seulement 610 à 760 mètres de sédiments argileux.

- Dans le bassin du Mississippi, le sel diapirise sous 300 à 600 mètres de sédiments.

- En Arizona, de petits dômes salifères sont actifs sous 150 à 300 mètres d'alluvions.



A



Rayleigh number (R) plotted against thicknesses (d) of crystalline halite layers with various viscosities in a vertical thermal gradient of 30°C km^{-1} ; g , 9.81 m s^{-2} ; α , 10^{-3} deg^{-1} ; β , $30 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C m}^{-1}$; κ , $1.7 \times 10^{-5} \text{ cal m}^{-1} \text{ s}^\circ\text{C}$. a , $\mu = 10^{12} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; b , $\mu = 10^{13} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; c , $\mu = 10^{14} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

B

Figure III.24: A. Schéma simplifié du mécanisme potentiel d'halocinèse par convection thermique (Jackson et Talbot, 1986). B. Nombre de Rayleigh (R) en fonction de l'épaisseur (d) d'une couche de halite pour différentes valeurs de viscosités, avec un gradient géothermique de $30^\circ/\text{km}$ (Talbot, 1978).

Il faut donc invoquer un autre mécanisme et en particulier celui d'une instabilité dynamique due aux gradients géothermiques. **La convection thermique peut affecter des couches fluides lorsque leur nombre de Rayleigh R est supérieur à une valeur critique R_C fonction des conditions limites (Figure III.24B).**

$$R = g \cdot \alpha \cdot \beta \cdot d^4 / \kappa \mu$$

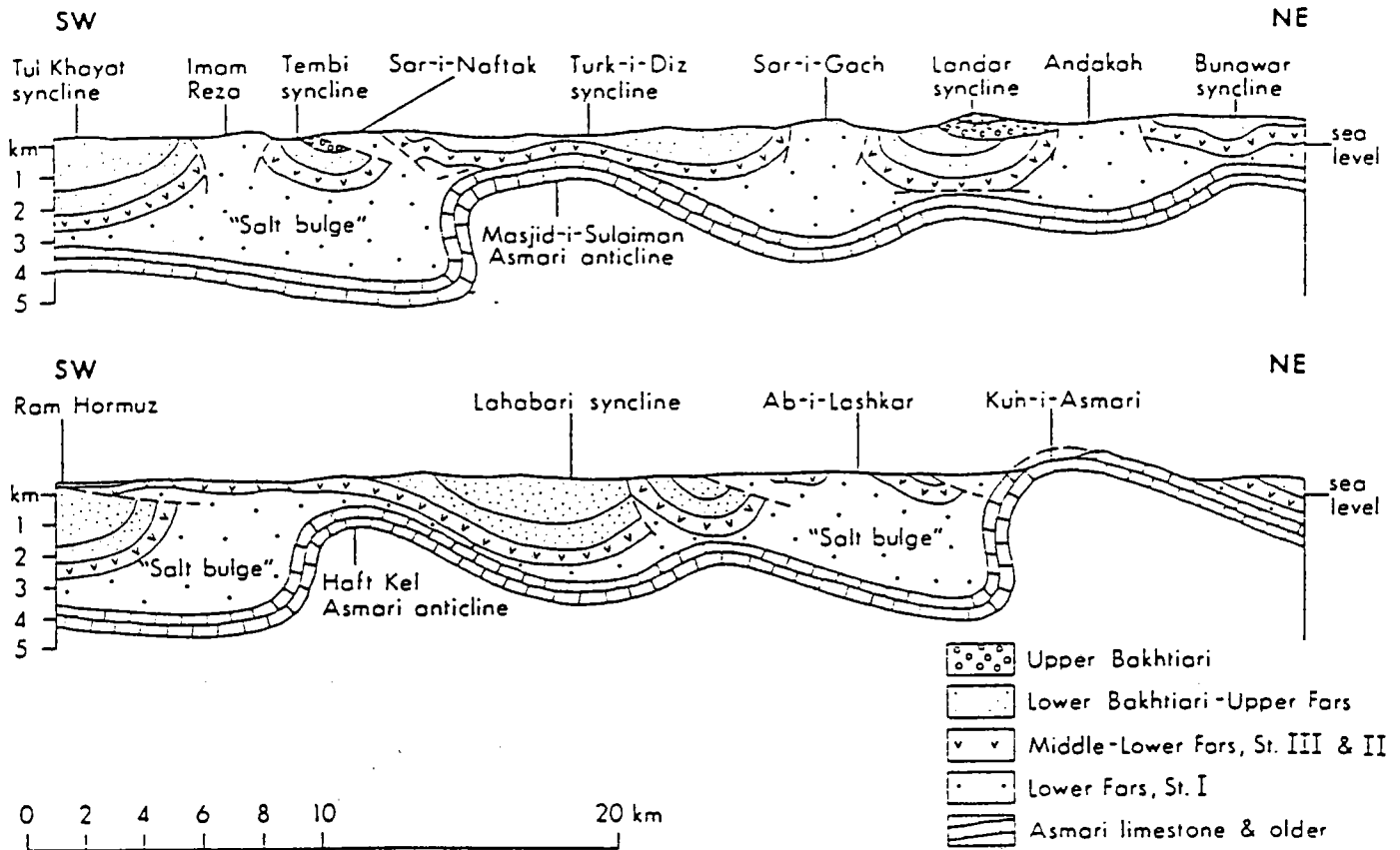
avec α : expansion thermique (K^{-1}); β : gradient vertical de température ($K \cdot m^{-1}$); d: épaisseur de la couche (m); κ : diffusivité thermique ($m^2 \cdot s^{-1}$), μ : viscosité cinématique ($m^2 \cdot s^{-1}$)

Pour la halite l'expansion volumétrique due à la chaleur est très supérieure à la compressibilité due à la pression (exemple: $b=30^\circ C/km$, Prof.=5000 m. $\Rightarrow T=170^\circ C$ et expansion=2 %, $P=1$ kbar et compression= 0,5 %). S'il y a apport d'eau douce dans le sel, celui-ci semble pouvoir être soumis à une convection thermique.

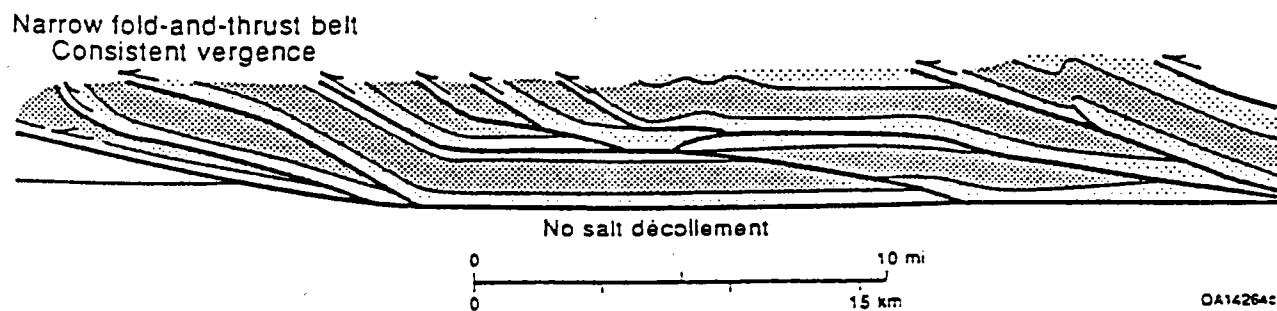
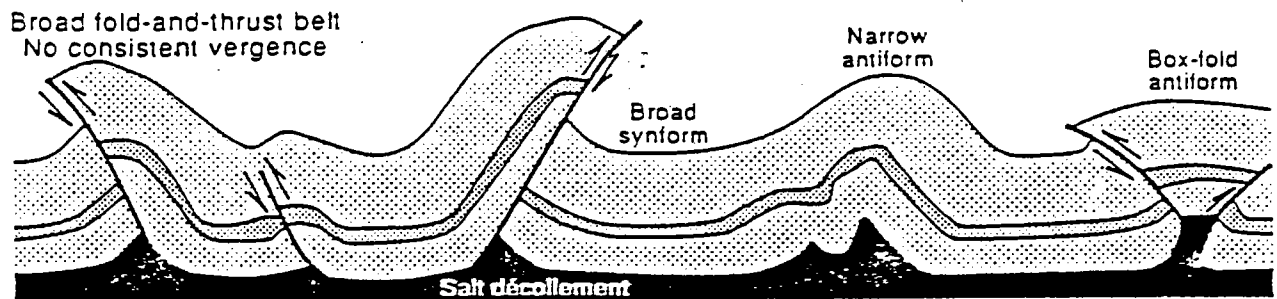
Bien que les propriétés des roches naturelles à l'échelle des temps géologiques soient très mal connues, l'instabilité gravitaire provoquée par la chaleur devrait pouvoir intervenir. Ce phénomène sera favorisé par une grande épaisseur de la couche de sel.

Ce phénomène requiert des gradients géothermiques élevés mais non exceptionnels (Talbot, 1978). On pourrait également envisager une initiation et une répartition des structures salifères directement liées à des gradients de températures horizontaux, c'est-à-dire à des variations régionales de l'état thermique d'un bassin.

Enfin, d'une façon générale, la température est un paramètre agissant de façon drastique sur la rhéologie des roches salifères (abaisse la viscosité du sel, favorisant ainsi son fluage; Jackson et Talbot, 1986).



A



B

OA14264c

Figure III.25: A. Exemple de niveau évaporitique impliqué dans une déformation compressive et agissant comme une surface de décollement avec structures anticlinales à coeur de matériau ductile (Iran, Schwerdtner, 1986). B. Comparaison des styles tectoniques compressifs (plis et chevauchements) avec et sans niveau salifère (Talbot et al., 1988).

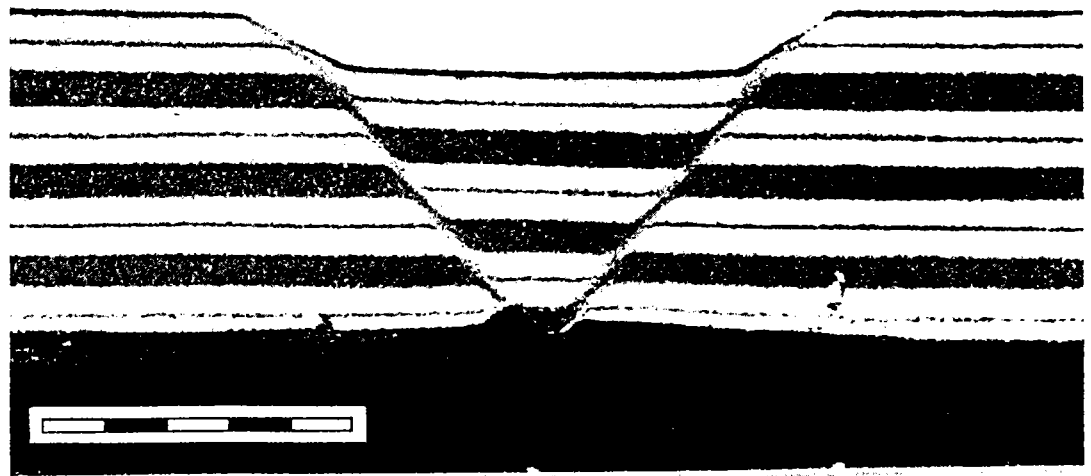
2. L'halotectonique

Le rôle des forces tectoniques régionales dans l'initiation et la croissance diapirique a longtemps suscité des controverses. En effet, sans contester l'influence essentielle des propriétés physiques du sel (densité et viscosité), certains auteurs considèrent que les forces tectoniques constituent le moteur principal pour l'initiation et l'évolution des diapirs salifères. D'où le terme proposé **d'halotectonique**, déformations résultant des forces compressives ou cisailantes et dans lesquelles le sel joue un rôle passif.

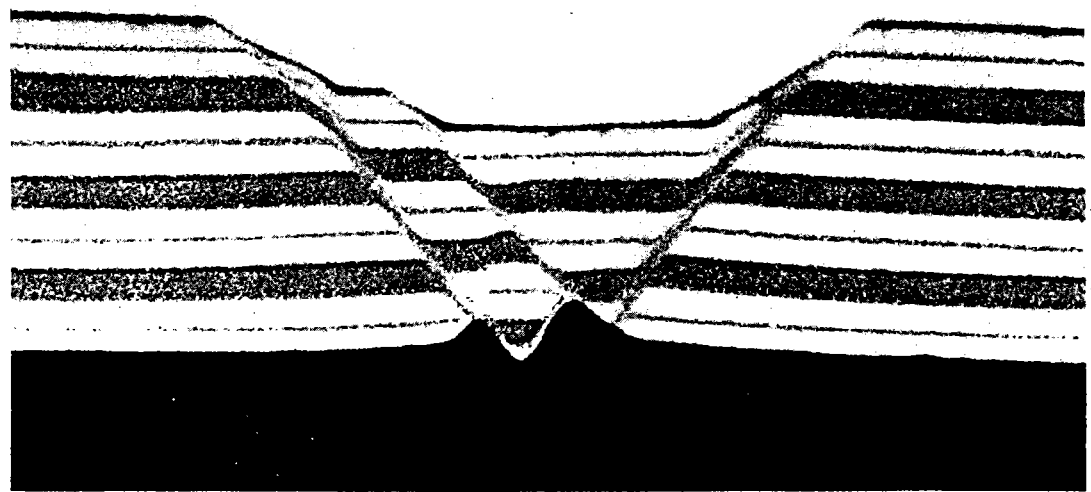
D'un point de vue historique, les premières structures salifères à terre ont été découvertes en contexte orogénique (Mrazec, 1915; Stille, 1925). Par assimilation, le raccourcissement crustal a été tenu comme principal responsable de toute la tectonique salifère reconnue à cette époque. L'influence possible de la tectonique extensive était seulement évoquée (Tanner et Williams, 1968). Puis la notion *d'halocinèse* a dominé l'évolution des concepts du diapirisme. Aujourd'hui, on commence à reconsidérer l'importance de l'extension crustale dans l'initiation du diapirisme (Jenyon, 1985).

2.1. Régime compressif

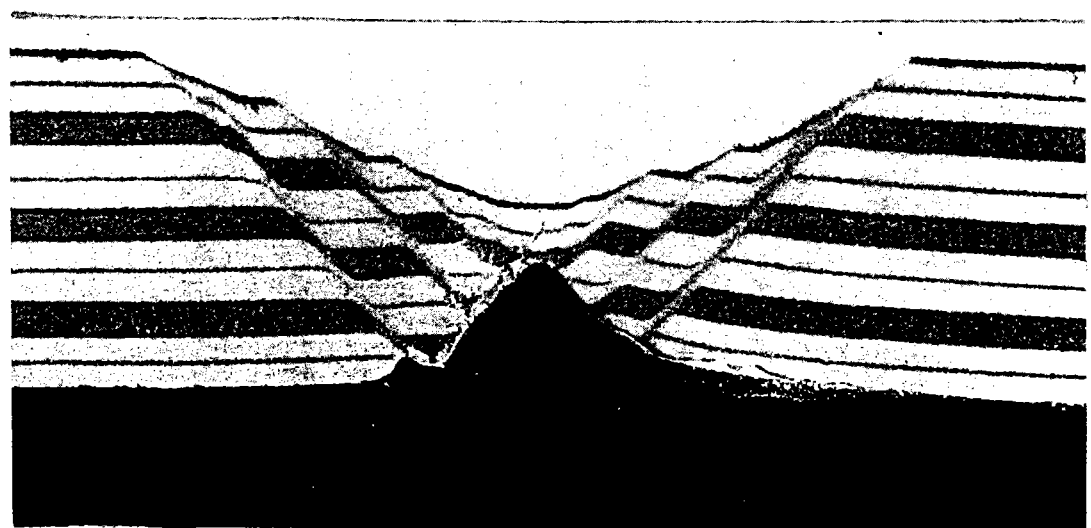
Au début du siècle, les premières structures salifères ("plis-diapirs") ont été identifiées en contexte compressif, dans les Carpathes roumaines (Mrazec, 1915). Par la suite, des travaux expérimentaux ont permis de générer des diapirs en **compression** (Lohest, 1913 et 1922). Escher et Kuenen (1929), en comprimant de la paraffine et de l'argile dans un cylindre vertical, sont parvenus à simuler des structures plissées identiques à celles observées dans des dômes salifères en Allemagne et aux Etats-Unis. D'une façon générale, **des contraintes compressives génèrent des structures anticlinales à coeur de matériau ductile et le niveau salifère agit comme une surface de décollement** à partir de laquelle peuvent ensuite se propager des chevauchements (Schwerdtner, 1986; Talbot et al., 1988, figure III.25). Les modèles sont encore rares en contexte compressif.



a



b



c

A

Figure III.26: A. Coupes verticales d'un modèle analogique avec diapirisme réactif pendant une extension superficielle (Vendeville et Jackson, 1992a). a, b et c correspondent à trois stades de l'expérience après 2 cm, 3 cm et 5 cm d'extension totale. B. Effets du taux d'extension et de la viscosité de la couche-mère sur la géométrie des structures extensives obtenues: a. une extension rapide favorise l'amincissement du niveau ductile sous le graben; b. une extension lente favorise un diapirisme réactif (Vendeville et Jackson, 1992a).

2.2. Régime extensif

D'un point de vue historique, Tanner et Williams (1968) parviennent les premiers à montrer expérimentalement qu'on peut générer des diapirs en régime extensif, sans artifices, diapirs qui s'orientent perpendiculairement à la direction de contrainte principale, au coeur des grabens développés simultanément. Ils appliquent ce modèle aux diapirs du Golfe du Mexique, zone soumise à une forte extension régionale. Comme en régime compressif, le sel influence profondément le style structural, en produisant un niveau de découplage, qu'il s'agisse d'extension superficielle (glissement gravitaire) ou d'extension à l'échelle crustale.

Toutes les modèles réalisés en contexte extensif sont de type analogique.

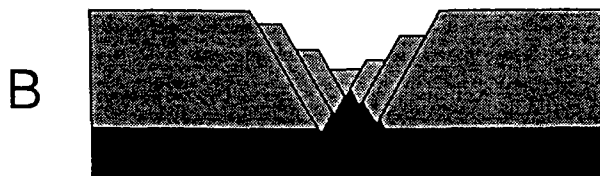
2.2.1. Extension superficielle

L'extension "superficielle" n'affecte que la couverture, la base du sel n'est donc pas ou peu déformée. A extension égale, l'amincissement du sel et l'amincissement de la couverture sont différents et le rabattement local des sédiments provoque une **surcharge différentielle** favorisant le diapirisme (Figure III.26). Le taux de sédimentation aura donc une influence primordiale sur le style structural (Jackson et Talbot, 1990).

High extension rate or high source-layer viscosity



Low extension rate or low source-layer viscosity



B

2.2.2. Glissement gravitaire

a/ Généralités

La présence d'une couche de sel à la base d'une séquence sédimentaire associée à une pente, même très faible ($< 3^\circ$, Vendeville, 1987) et acquise ou non tardivement provoque **un glissement gravitaire et une déformation superficielle extensive** dans la couverture sédimentaire ("thin-skinned extension"). Ce type de déformation est courant sur les marges continentales passives avec une histoire "classique" de rifting et de subsidence et est favorisé par des taux de sédimentation élevés ($\geq 0,5$ mm/an) et par une sédimentation progradante de type deltaïque. Le sel constitue un niveau de faible résistance mécanique ou niveau de décollement. La fracturation de la série superficielle se trouve ainsi découplée de la déformation de la série infra-salifère. La base du sel peut donc rester relativement plane et faiblement pentée (1 à 3° , Vendeville, 1987). Les lignes sismiques montrent communément un domaine amont avec des structures extensives, un domaine intermédiaire peu déformé et glissant de façon rigide et un domaine aval avec des structures compressives, au pied de la pente continentale (exemples du Golfe du Mexique et de la marge brésilienne, Cobbold et Szatmari, 1991, figure III.27). Les limites des différents domaines correspondent aux ruptures de pente (variations des valeurs de pente).

Les structures typiques d'un glissement gravitaire sur pente sont des failles normales listriques ou failles de croissance, profondément enracinées sur le niveau de sel .

Lorsque la pente se développe précocement, les structures caractéristiques sont des failles normales délimitant des grabens et des blocs translétés. Au fur et à mesure de la sédimentation, les plans de failles subissent une rotation progressive. Des "**roll-overs**" **sédimentaires** se développent, avec épaissement de la série vers l'aval des failles listriques et "**salt rollers**" à leur pied (Figure III.28). Lorsque le sel a disparu, par épuisement de la couche-mère, laissant des cicatrices résiduelles ("residual fault welds"), les figures-types sont appelées carapaces de tortue ("turtle structures", Vendeville et Jackson, 1992b, figure III.29).

Le stade ultime de ce type de déformation correspond à la **tectonique en radeaux** (**raft tectonics**), où la couverture se disloque en panneaux qui peuvent glisser sur plusieurs dizaines de kilomètres et qui n'ont plus aucun contact les uns avec les autres (Burollet, 1975; Jackson et Cramez, 1989; Duval et al., 1992; Lundin, 1992, figure III.30). La couverture sédimentaire peut alors être étirée de deux ou trois fois sa longueur initiale.

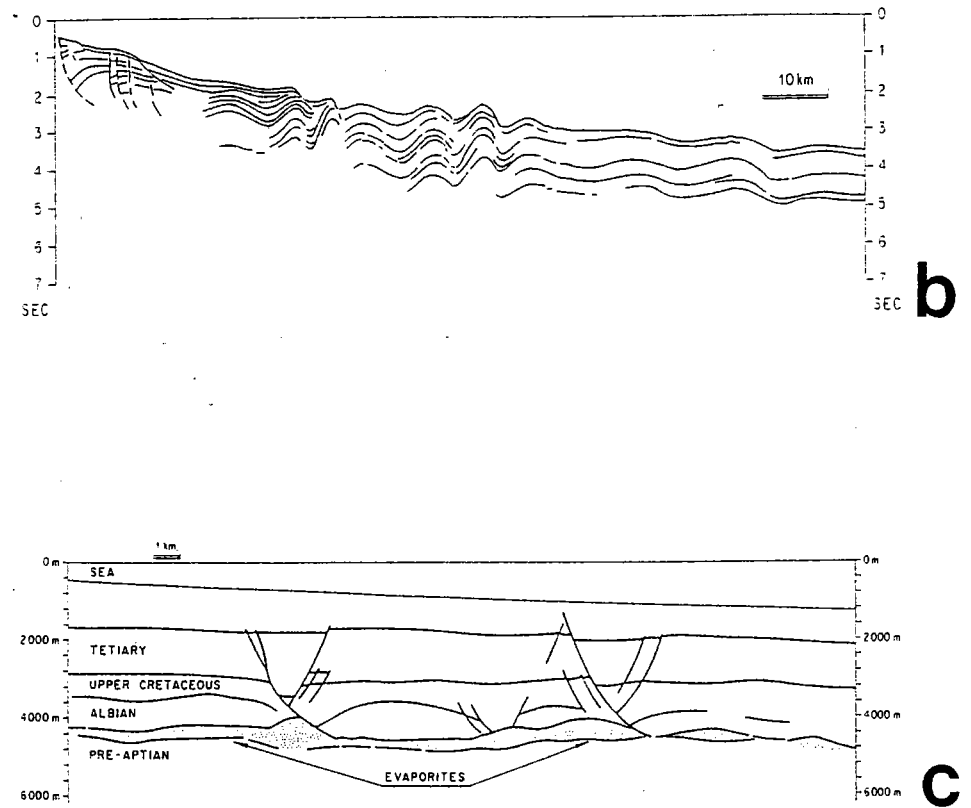
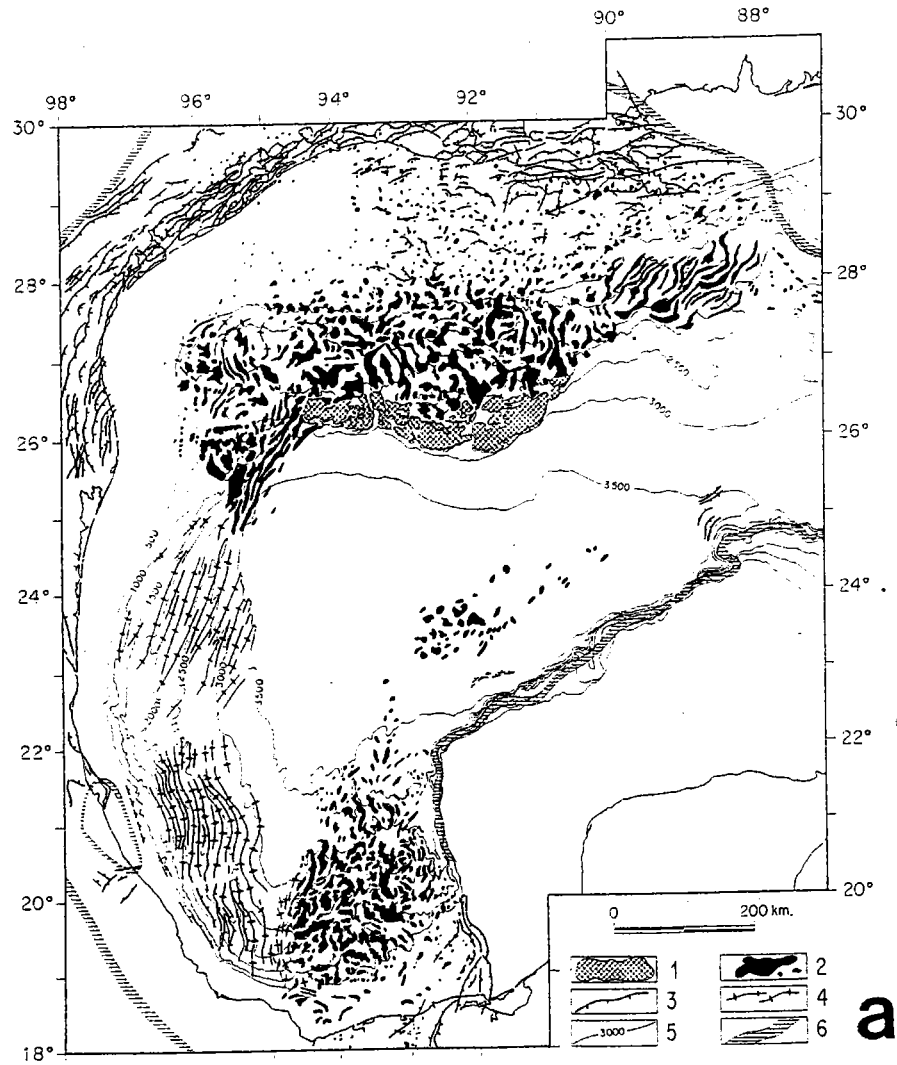


Figure III.27: A. Carte structurale schématique de la partie occidentale du Golfe de Mexico (Cobbold et Szatmari, 1991). 1. Extrusion de sel ou de sédiments, 2. Dômes de sel ou de sédiments, 3. failles normales, 4. axes anticlinaux, 5. isobathes en mètres, 6. position de la plate-forme Crétacé inférieur. B. Ligne sismique interprétée montrant des structures normales en amont de la pente et des structures plissées dans sa partie médiane (Golfe du Mexique). C. Ligne sismique interprétée montrant des failles de croissance associées à des salt rollers (marge brésilienne sud-orientale, bassin du Campos).

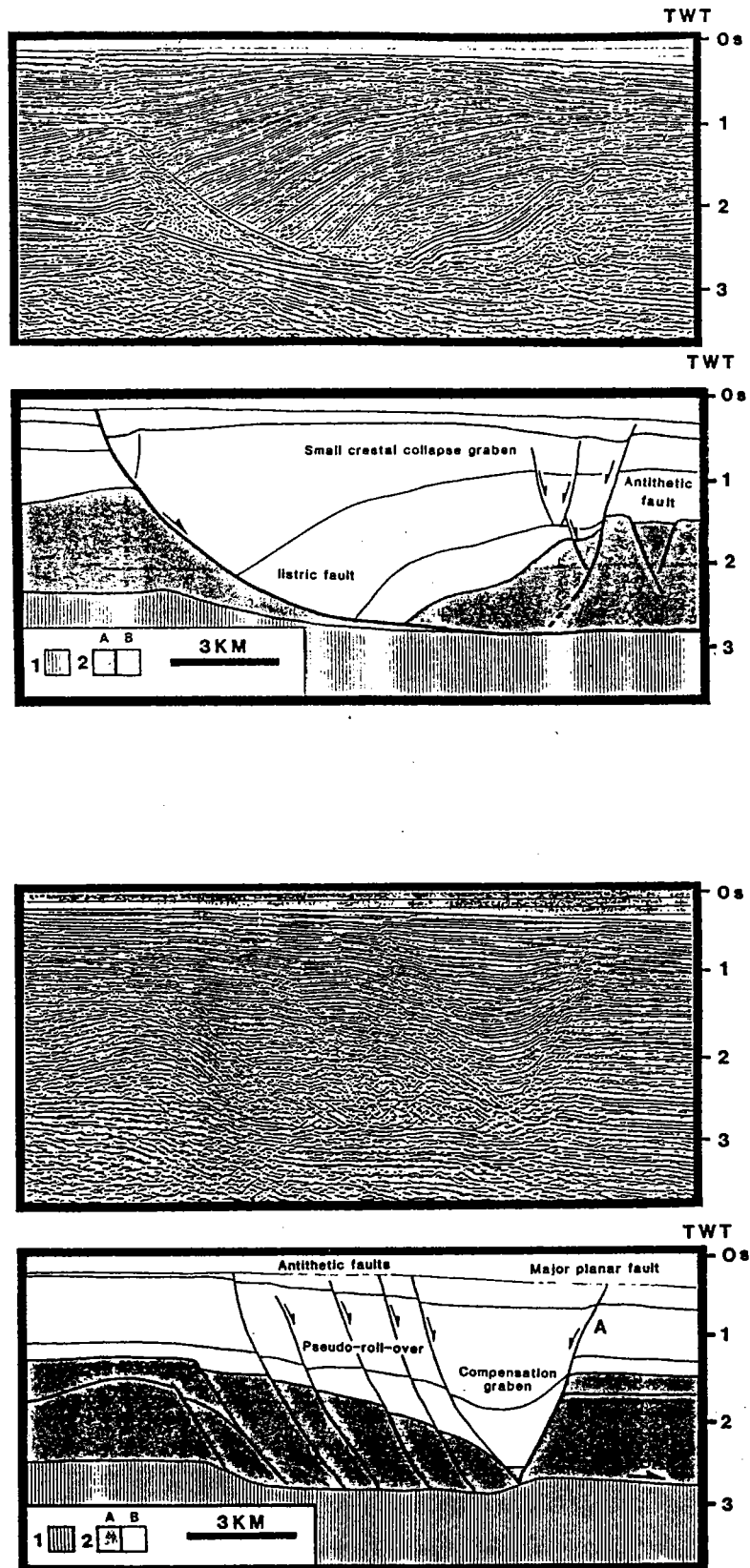


Figure III.28: A. Faille listrique et structure en roll-over sédimentaire résultant d'un glissement gravitaire sur une série évaporitique. B. Faille plane et graben de compensation résultant d'un glissement gravitaire sur une série évaporitique (Faure et Chermette, 1989).

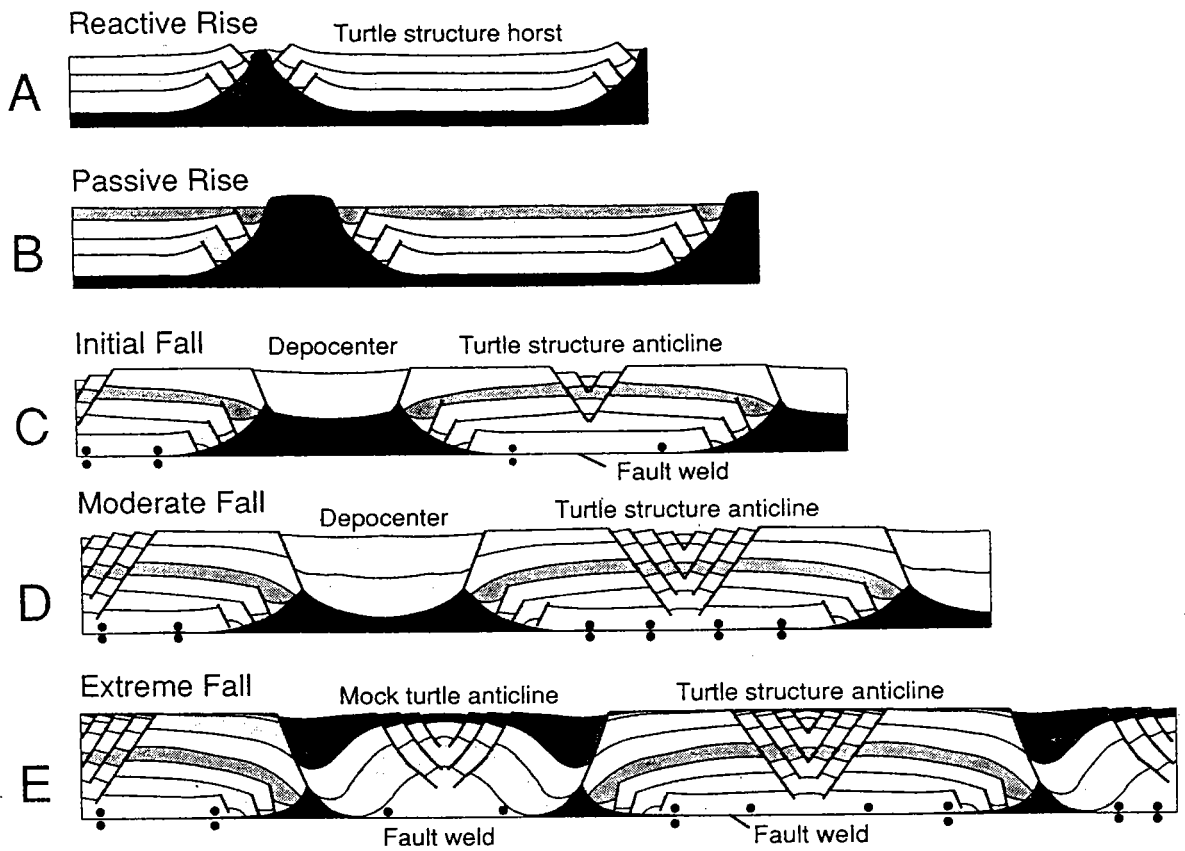


Figure III.29: Evolution schématique de la croissance et de la décroissance diapirique au cours de la sédimentation lors d'une déformation superficielle extensive (Vendeville et Jackson, 1992b).

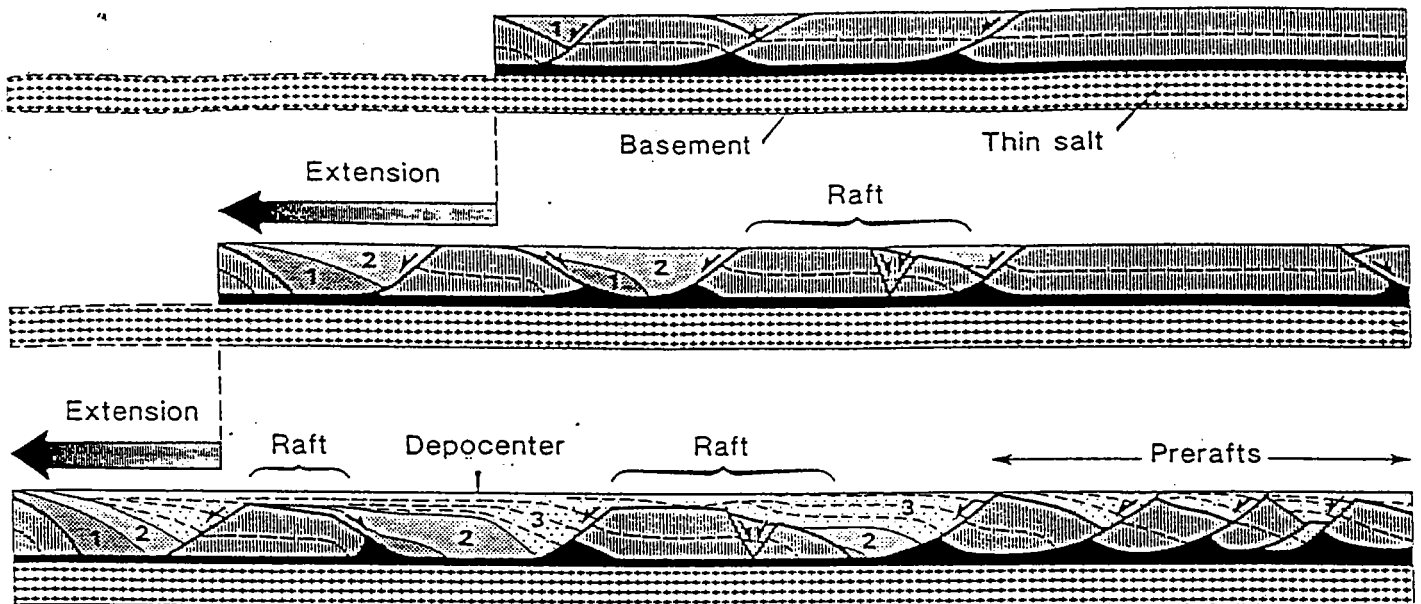


Figure III.30: Tectonique en radeaux (Duval et al., 1992).

La sédimentation joue un rôle majeur lors d'un glissement gravitaire, en entretenant l'instabilité du système. C'est pourquoi, ce phénomène survient essentiellement en contexte deltaïque. Citons pour exemple, le cas de l'Eventail sous-marin profond du Rhône où la pile sédimentaire plio-quadernaire glisse sur un niveau salifère messinien (Figure III.31).

b/ Moteur de la déformation

Le mécanisme est d'origine gravitaire et induit le développement d'un système globalement extensif, mais pouvant être localement compressif (structures plicatives en front de delta). Il existe plusieurs hypothèses mécaniques pour expliquer la mise en place d'un tel système failles listriques/salt rollers:

α . Surcharge locale

Cette hypothèse est étayée par des modèles expérimentaux. Le développement de failles listriques est provoqué par une surcharge locale de la pile sédimentaire provoquant un déséquilibre gravitaire (Rettger, 1935; Diebold, 1962). Cependant, ce modèle n'explique pas la périodicité des structures (Crans *et al.*, 1980) et concerne l'argilocinèse.

β . Rides initiales dans la couche de sel

Selon Odé (1962, *in* Crans *et al.*, 1980), la présence de rides initiales (intumescences initiées par instabilité Rayleigh-Taylor, avant l'apparition d'une pente) dans la couche de sel provoquerait l'apparition de failles listriques. Là encore le système est gravitairement instable. Ce modèle permettrait d'expliquer la périodicité des structures, directement liée à la longueur d'onde des ondulations salifères initiales.

γ . Glissement gravitaire

Le niveau de moindre résistance mécanique constitué par une couche de sel favorise le glissement gravitaire d'une pile sédimentaire sur une pente. De nombreux travaux ont été réalisés (Cloos, 1968; Crans *et al.*, 1980). Ils montrent notamment que la direction et le sens de déplacement des nappes gravitaires sont conditionnés par la pente de surface et la pente de base de la série sédimentaire (Figure III.32). Dans le cas d'une marge continentale, elles sont toutes deux orientées vers l'océan.

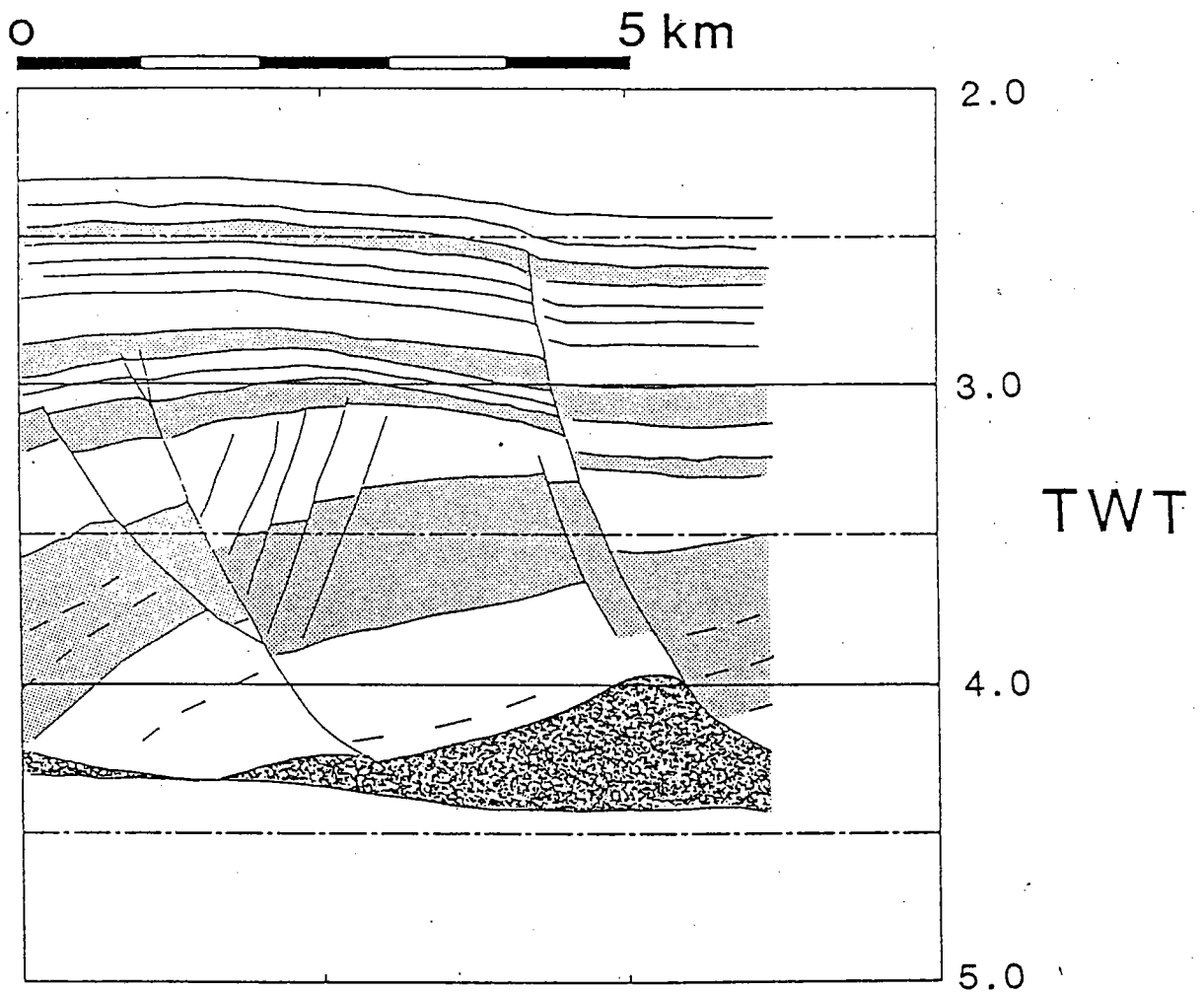
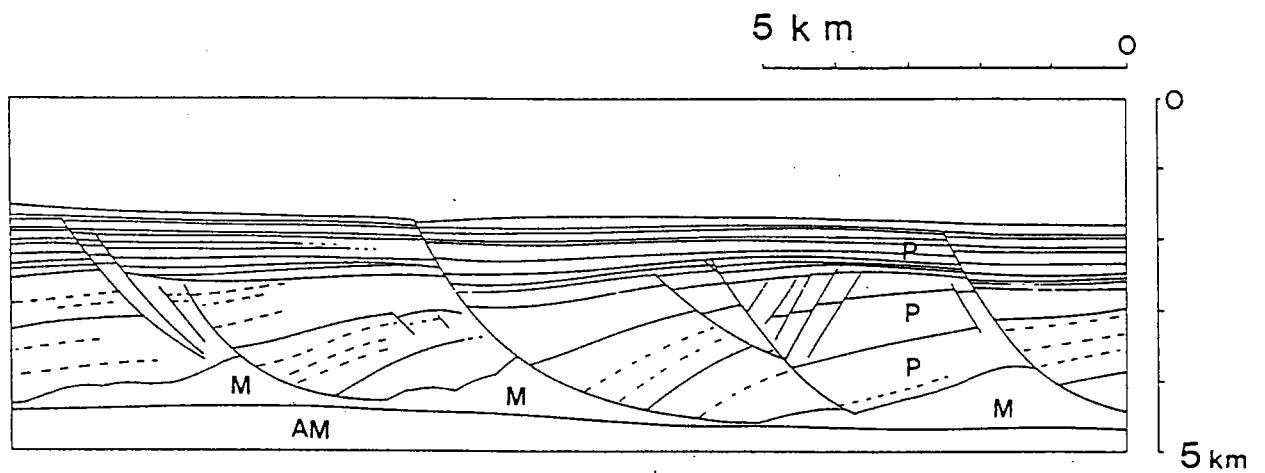
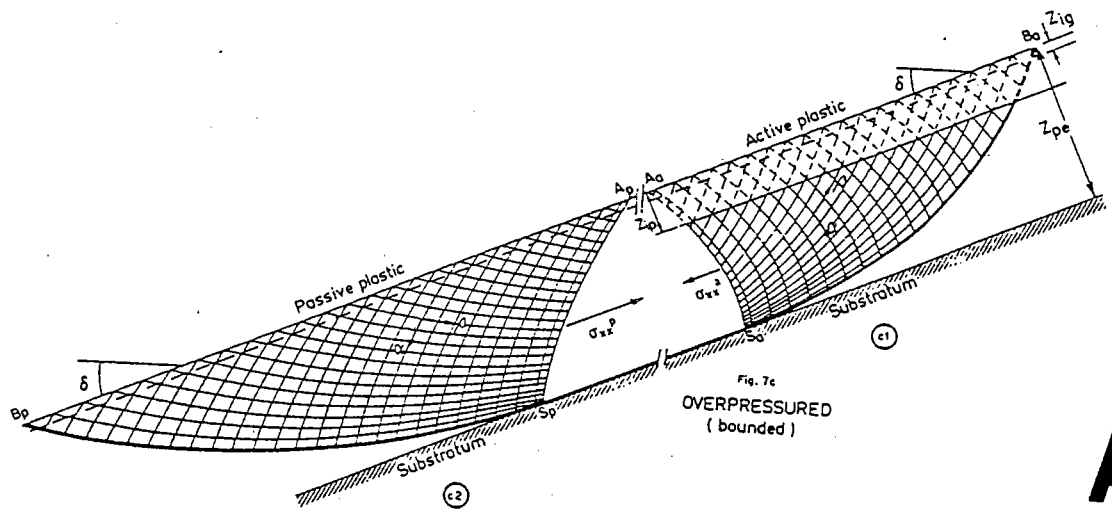
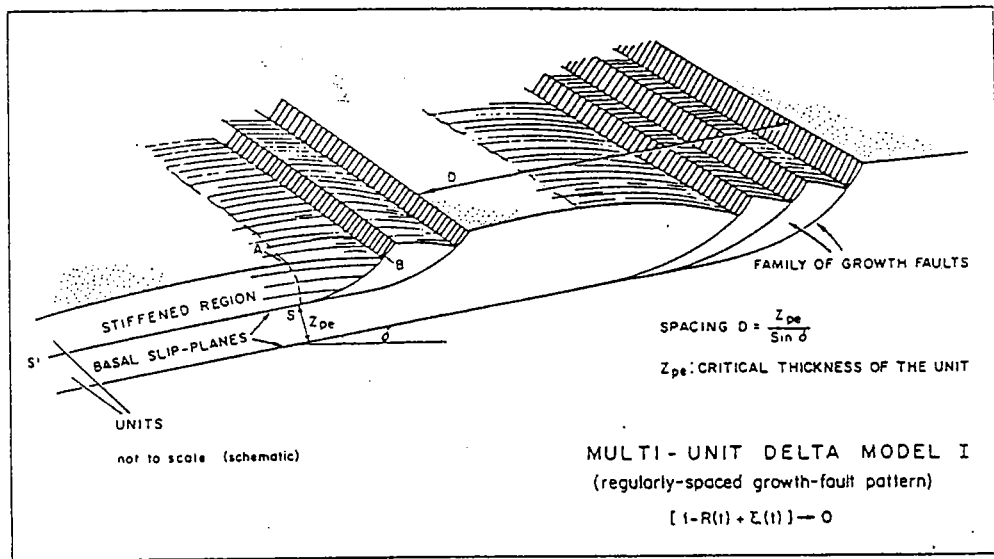
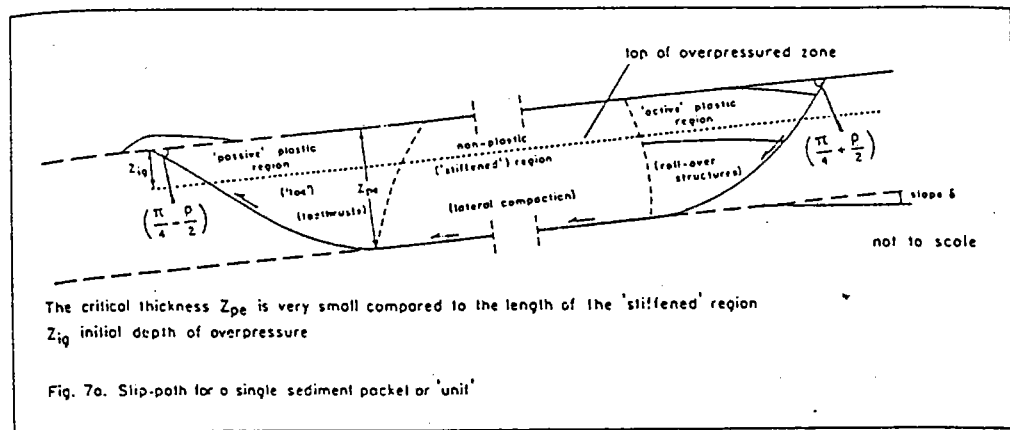


Figure III.31: Exemple de glissement gravitaire sur niveau évaporitique: l'Eventail sous-marin profond du Rhône. La couverture plio-quaternaire glisse sur la couche de sel messinien. Les profils sont parallèles à la pente et l'on peut y observer des failles listriques enracinées sur le niveau de décollement messinien (Vendeville, 1987).



A



B

Figure III.32: A. Plans de glissement potentiels associés au glissement gravitaire d'une pile sédimentaire sous-compactée et sous forte pression de fluides (Crans et al., 1980). B. Modèle analytique de glissement gravitaire avec, en amont des failles normales et en aval des plans de chevauchement sub-horizontaux (Crans et al., 1980).

Des modèles analogiques récents confirment cette hypothèse (Vendeville, 1987; Cobbold et al., 1989). La figure III.33 illustre l'évolution schématique d'un tel système:

- stade 1: formation d'un bassin continental évaporitique
- stade 2: poursuite de la distension, subsidence du bassin, changement de nature des apports sédimentaires: calcaires (fragiles)
- stade 3: augmentation de la pente, initiation du glissement selon la ligne de plus grande pente. En amont, apparition de failles listriques, en aval apparition de chevauchements plats ou de plis de faible amplitude.

La plupart des cas présente une prédominance des failles à pendage aval, cependant dans certaines zones le réseau de failles à pendage amont prédomine.

- Le système s'entretient ensuite, en particulier à la faveur de la subsidence thermique du bassin (stade post-rift), qui accroît la valeur de la pente (MacKenzie, 1978).

A plus petite échelle, les modèles analogiques montrent qu'il y a un double contrôle de la sédimentation sur le type de structures se développant préférentiellement dans les modèles:

- **Le mode de sédimentation** (uniforme, non uniforme) conditionne le type de structures observées (Figure III.34). Une sédimentation uniforme favorise le développement de blocs translétés, une sédimentation non uniforme provoque un processus de rotation progressive des plans de failles, conduisant à des blocs basculés: les sédiments comblent alors préférentiellement les dépressions en surface, entretenant ainsi l'instabilité gravitaire au dessus des plans de failles et provoquant une dissymétrie des niveaux sédimentaires (wedge-shaped layers).

- **La vitesse de sédimentation** semble également un facteur important dans ces modèles analogiques: lente, elle favorise l'une ou l'autre des structures (blocs translétés/blocs basculés), rapide, elle permet la coexistence des deux. Dans ces modèles intervient également le facteur **contraste de densités** silicone/sable (Vendeville, 1987).

Dans un stade ultime, les coins de sel sous la racine des failles peuvent éventuellement diapiriser (Ewing, 1983). Néanmoins, les modèles de Vendeville (1987) montrent que la remontée de silicone se fait le long des failles mais ne les recoupe jamais. Ceci conduit à interpréter ces remontées non pas comme des diapirs *sensu stricto* mais comme des structures en "pinch and swell", où la silicone ductile comble l'espacement faillé entre les roll-overs sédimentaires. Dans le cas de diapirs proprement dits, la silicone constitue le moteur de la déformation (inversion de densités), provoquant la fracturation de la couverture et déterminant l'emplacement des structures. Dans le cas de structures en "pinch and swell", la silicone agit comme un niveau de faible résistance mécanique et la localisation

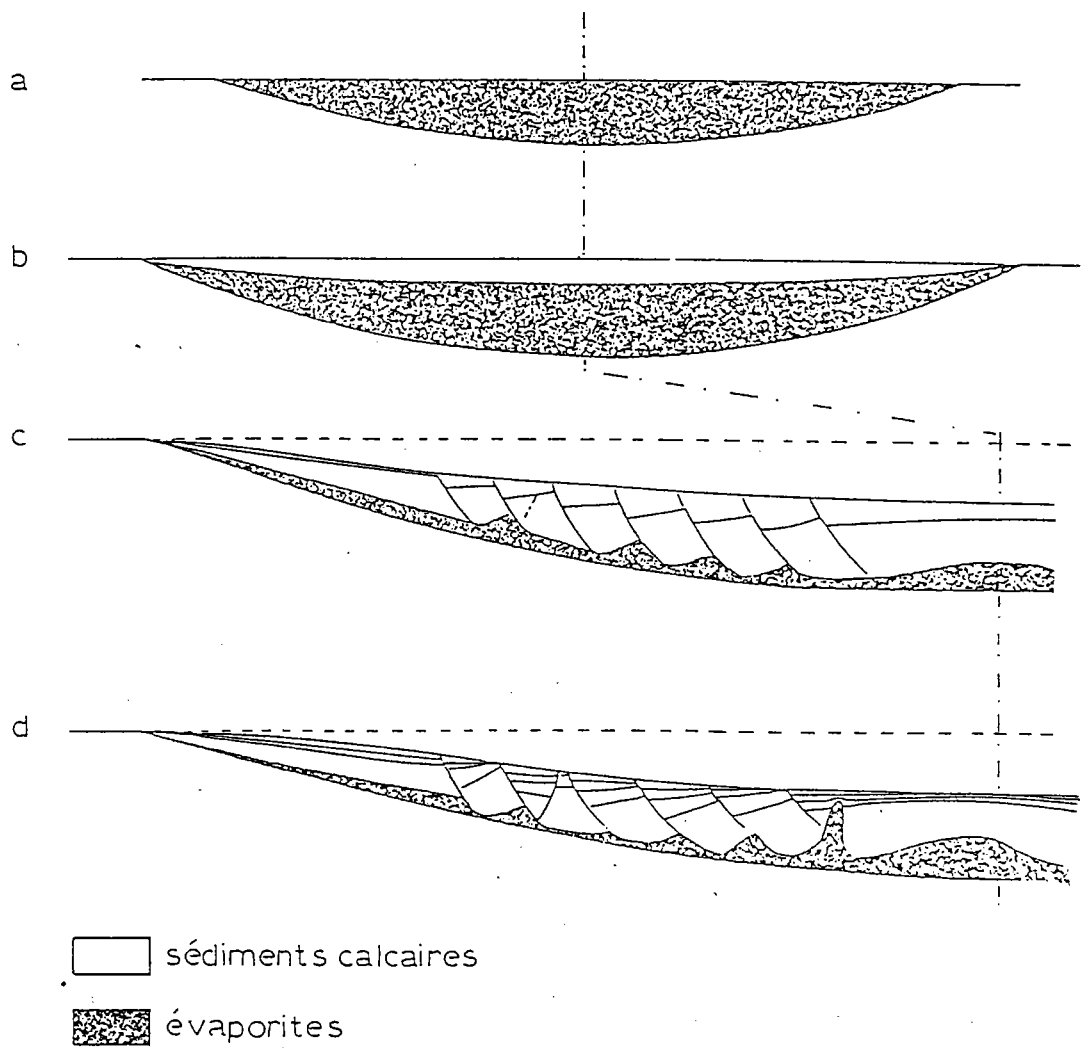


Figure III.33: Evolution schématique d'un glissement gravitaire sur une marge passive (Vendeville, 1987): a. bassin évaporitique initial, b. extension, subsidence et sédimentation calcaire. c. glissement gravitaire de la pile sédimentaire. c. stade mature.

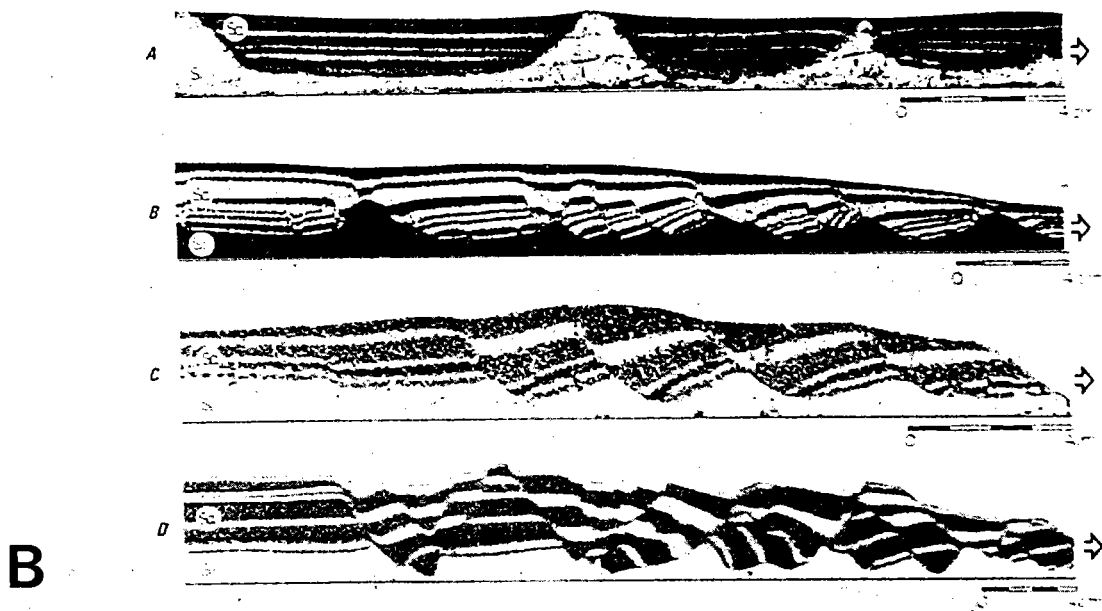
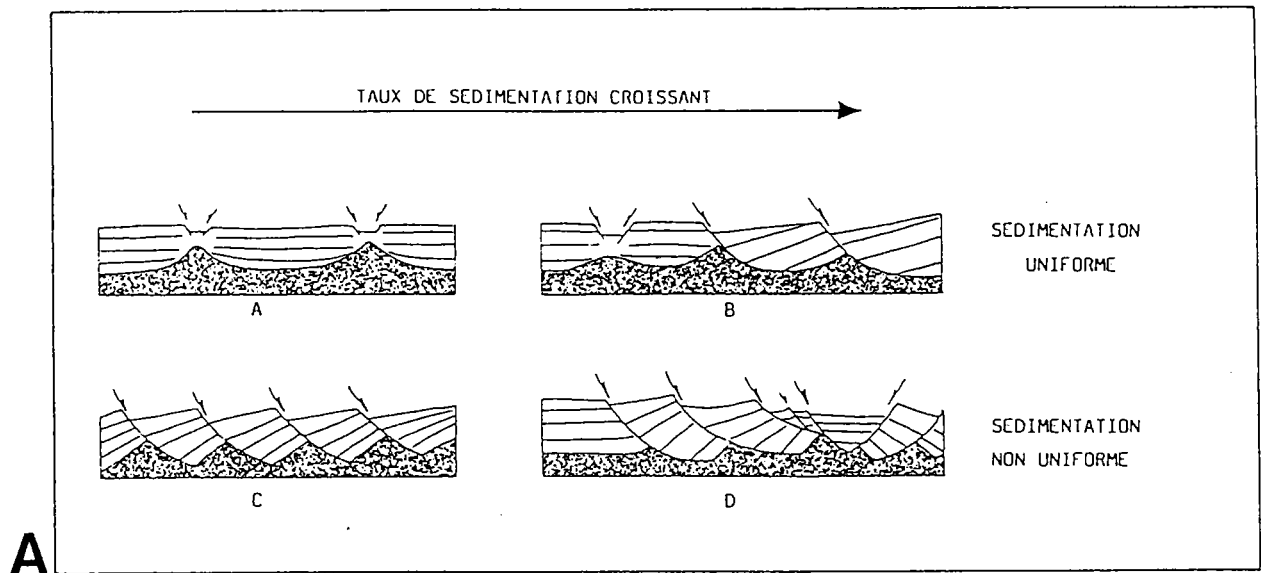


Figure III.34: A. Influence du mode et de la vitesse de sédimentation sur la géométrie des structures extensives observées dans quatre modèles analogiques simulant un glissement gravitaire (Vendeville, 1987). B. Coupes verticales des expériences correspondantes.

des remontées ductiles est fortement contrôlée par l'emplacement des failles listriques, qui canalisent l'inversion gravitaire.

Enfin, en trois dimensions, les modèles montrent que les zones de remontée du matériau ductile n'affectent pas les failles listriques sur toute leur longueur (Vendeville, 1987). L'alimentation de ces "diapirs" s'effectue selon deux directions:

- selon une direction perpendiculaire aux structures, soit parallèlement à la pente
- selon une direction parallèle aux structures (migration latérale le long d'un graben).

La déformation salifère par glissement gravitaire est bien documentée par l'analyse sismique et les modèles analogiques silicone/sable sont similaires aux structures observées dans la nature, quand l'évolution du glissement est monophasée. Une restriction concerne toutefois l'absence d'évaluation de l'influence des paramètres non modélisables. Ces différents paramètres sont par exemple:

- l'évolution pression-température en fonction de la profondeur
- la variation continue des propriétés rhéologiques des sédiments avec la profondeur: par exemple, les effets de la compaction différentielle des dépôts au cours du temps
- les problèmes de pression de fluides

L'influence de ces facteurs est certainement non négligeable mais est difficile à prendre en compte, et ce quel que soit le type de modélisation utilisé.

2.2.3. Extension crustale

a/ Généralités

Contrairement à l'extension superficielle où la base du sel reste relativement stable, l'extension crustale, durant un rifting par exemple, affecte la base du sel. Néanmoins, le développement de failles dans la couverture a une influence sur la localisation et l'évolution des diapirs plus importante que celle du socle, à rejets équivalents (Jackson et Talbot, 1990).

La présence de diapirs est souvent utilisée en sismique comme indicateur superficiel de failles du socle (Figure III.35). Les modèles indiquent que les diapirs s'initient en effet au dessus d'accidents profonds (Vendeville, 1987).

b/ Modèles

Dans le cas de déformation de la couverture contrôlée par la réactivation de failles de socle normales, la présence de matériau ductile influence le style structural, en produisant un niveau de découplage diffusant l'extension. Des modèles analogiques récents ont en effet montré que la localisation et la géométrie des failles néoformées dans la couverture dépendent du pendage des failles réactivées et de la rhéologie de la couverture (Vendeville, 1988).

c/ Exemples

Des exemples géologiques illustrent l'influence de l'extension crustale dans le phénomène diapirique salifère, notamment en contexte de rifting. Citons le cas de la Mer du Nord (Ziegler, 1982; Jenyon, 1985). Les failles du socle anté-rift ont été réactivées lors de la distension, contrôlant la direction des structures salifères.

Les travaux de Dardeau et Graciansky (1991) mettent en évidence le rôle du rifting téthysien dans l'initiation et l'évolution de l'halocinèse dans les Alpes-Maritimes. Deux directions principales issues du rifting téthysien (direction Pelvoux-Argentera, NW-SE et direction cévenole NE-SW) ont contrôlé la répartition des diapirs: ceux-ci ont entamé leur ascension dès la fin du Trias en réponse aux sollicitations de la tectogénèse extensive liée au rifting téthysien (Lias-Dogger) puis atlantique (Malm-Crétacé inférieur). Les étapes de l'ascension des structures salifères sont contemporaines des phases d'extension. Les diapirs sont localisés, soit autour des intersections des directions principales de failles, soit le long de l'une de celles-ci. La localisation des diapirs et des failles d'extension dans le socle sont solidairement responsables de l'emplacement des décrochements et des chevauchements

alpines. La présence de structures salifères au moment de la collision alpine a en effet déterminé des points de faiblesse dans la couverture, préférentiellement à l'endroit où elle était particulièrement mince.

De la même façon, Canerot (1989) montre, dans le Béarn occidental, que la distension N-S affectant la marge ibérique des Pyrénées occidentales au Crétacé inférieur, provoque la mise en mouvement des évaporites triasiques sous la couverture jurassique. Le rifting détermine donc la répartition des structures salifères qui se mettent en place au droit des failles distensives W-E. Les rides diapiriques et les failles normales influencent profondément l'évolution structurale ultérieure en compression (tectonique pyrénéenne).

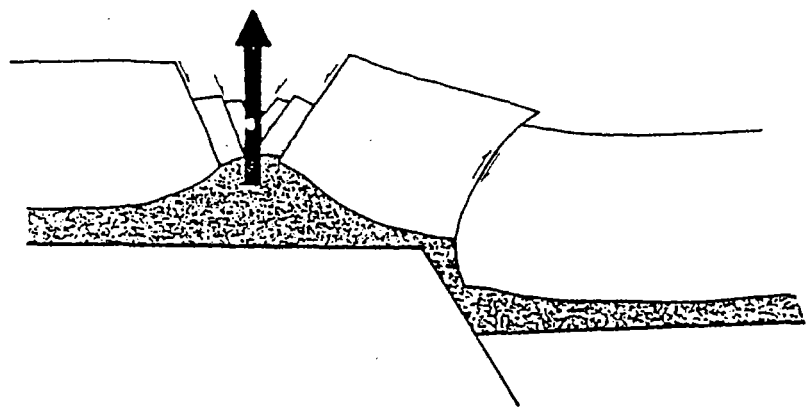
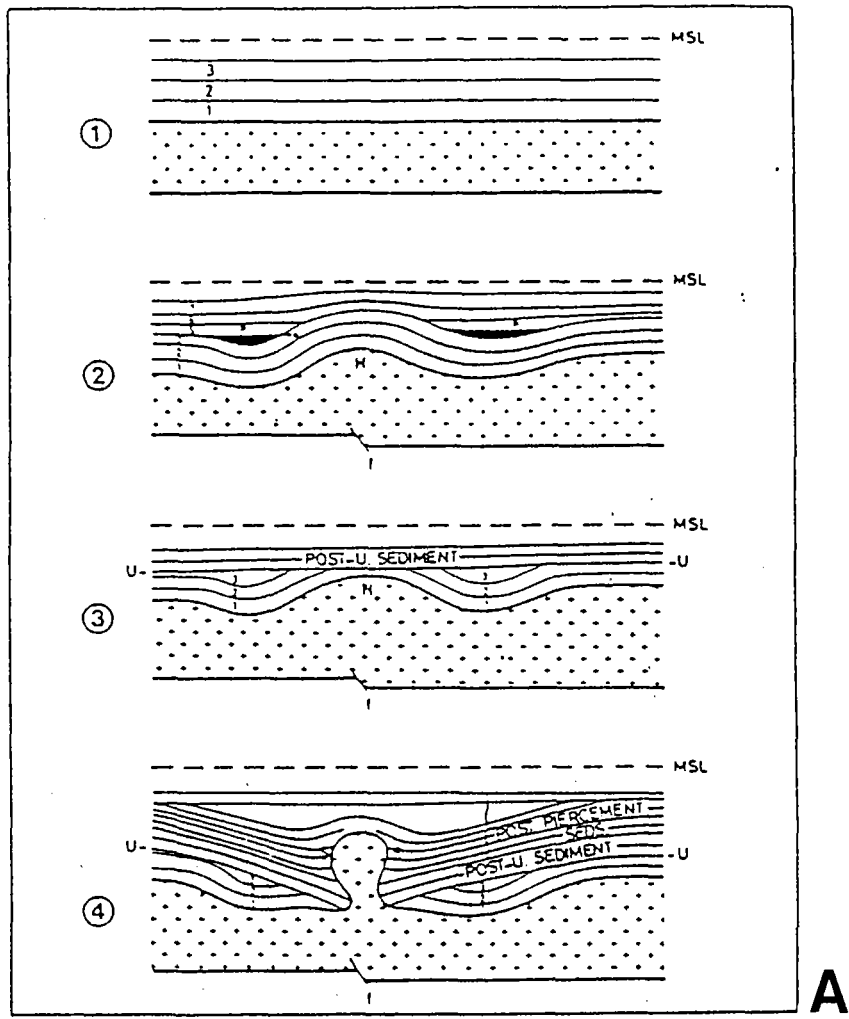


Figure III.35: A. Diapirisme de sel associé à une faille sous-jacente active (Jenyon, 1985). B. Initiation d'un diapir en amont d'un accident de socle sous-jacent (vendeville, 1987).

D. CONCLUSIONS

1. **L'inversion de densités** est très classiquement considérée comme le mécanisme responsable de l'halocinèse (instabilité de type Rayleigh-Taylor). Néanmoins, il n'y a pas de mouvement si la couche de sel et sa couverture sont homogènes, isopaques et posées sur un socle plan et horizontal. Le contraste de densité n'est donc pas en lui-même le moteur pour la migration du sel. S'il l'était, comment expliquer que le sel puisse migrer à travers des sédiments plus légers que lui.

Cependant, dans la majorité des cas, le sel est effectivement moins dense que sa couverture sédimentaire. L'halocinèse peut davantage se comprendre comme l'affaissement progressif des sédiments dans le sel, au fur et à mesure de leur dépôt. Le diapir "garde sa tête à la surface" tout au long de la sédimentation (Barton, 1933). Cette vision du diapirisme dite du **downbuilding** permet d'expliquer les diapirs où l'encaissant reste non déformé.

2. Il est très difficile d'assimiler la couverture sédimentaire à un fluide, même très visqueux. Sa densité n'est pas un paramètre déterminant pour l'initiation de l'halocinèse; par contre ses propriétés mécaniques (viscosité, rhéologie) sont très différentes de celles du sel. Il y a en effet une différence d'ordre de grandeur entre les coefficients de viscosité du sel (10^{16} Pa.s) et des couvertures lithifiées (10^{20} Pa.s). Dans la pression exercée par la couverture sur le sel ($P=h.d$), la variabilité de la densité est faible (de 1 à 1,5 au maximum) par rapport à la hauteur de la pile sédimentaire (10, 100, 1000 ou 5000 mètres). Par ailleurs, comment expliquer que le diapirisme puisse se figer avant que le sel n'ait atteint son niveau de flottabilité neutre, si la couche-mère n'est pas épuisée. La couverture joue donc un rôle très important dans l'halocinèse.

3. La nature du sel influe aussi de façon importante sur le devenir de l'halocinèse. Il apparaît que c'est essentiellement sa viscosité qu'il faut prendre en compte. Elle permet au sel de réagir comme un corps visqueux sous la charge sédimentaire. Il se déforme à partir d'une pression de 50 à 80 bars. Or, 50 à 100 bars correspondent à la pression régnant à la base d'une couche de sel de 230 à 460 mètres (densité = 2,15), qui est donc déjà susceptible de subir des déformations plastiques. Le seuil de plasticité du sel est donc toujours atteint.

La condition principale pour générer le mouvement du sel est en fait une différence de pression. Elle peut résulter par exemple d'une augmentation de la pente, de variations latérales de densités ou d'épaisseurs de la couverture ou de variations du tenseur des contraintes. Les gradients horizontaux de pression doivent être suffisants pour

vaincre la résistance à la déformation de la couverture. Dans ce cas, le sel s'écoulera vers la zone de pression la plus faible.

Dans la littérature, la vision du diapirisme par inversion de densités semble solidement ancrée dans les esprits et de nombreux travaux expérimentaux et analytiques se poursuivent avec ce postulat de base. Cependant nous avons vu qu'un déséquilibre de pression est beaucoup plus influant pour générer du diapirisme. **Le contraste de densités implique une instabilité gravitaire, mais il faut l'intervention d'une amorce pour initier le diapirisme.**

L'halocinèse par surcharge différentielle est le mécanisme le plus simple pour générer des différences de pression à l'interface avec la masse salifère. **Il ne requiert pas d'inversion de densités pour l'initiation du diapirisme.**

L'halocinèse par écoulement gravitaire, théoriquement envisageable, n'est pas observé en contexte purement atectonique. Tous les glaciers de sel connus sont situés dans des zones en compression.

L'halocinèse par convection thermique pourrait être un mécanisme potentiellement très efficace, compte-tenu de l'influence drastique de la température sur la viscosité du sel, peut-être davantage que la densité du sel qui, elle, varie peu avec l'enfouissement. Il est peu connu et demanderait à être étudié.

Le contexte tectonique provoque des déformations de la couche de sel, qui, elle, agit comme un niveau passif de faible résistance mécanique. Elle représente un niveau de découplage et influence profondément le style structural. Dans la plupart des cas, les forces tectoniques constituent l'amorce du diapirisme et l'inversion de densités est classiquement rendue responsable du fluage. L'extension notamment est très "efficace" pour générer des diapirs au sens strict.

CHAPITRE II: ANALYSE DES DONNEES DES CAMPAGNES
MESEA ET MESIDIA

CHAPITRE II: ANALYSE DES DONNEES DES CAMPAGNES MESEA I ET MESIDIA

Ce chapitre concerne uniquement l'exploitation des profils situés sur le glacis liguro-provençal (zones 5 et 6), la couche de sel messinien étant absente des zones côtières.

A. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE DES DONNEES BATHYMETRIQUES

1. A l'échelle régionale

La carte bathymétrique de la figure III.36, résultant de l'assemblage des différentes données SEABEAM dans le bassin liguro-provençal a permis de mettre en évidence la distribution particulière des structures salifères déformant le plancher sous-marin. Celles-ci se répartissent globalement à la périphérie de l'Eventail sous-marin profond du Rhône, comme nous l'avons décrit dans la première partie (chapitre II).

Cette ceinture de diapirs, orientée NE-SW et NW-SE, n'est pas symétrique par rapport à l'axe actuel du delta du Rhône matérialisé par son chenal principal mais semble plutôt associée aux chenaux fossiles identifiés par sismique réflexion (Droz et Bellaïche, 1985, figure III.37). La formation du chenal visible actuellement dans la morphologie du deep-sea fan résulte d'un stade récent de migration vers l'ouest (Droz, 1983, figure III.38).

Ces observations suggèrent immédiatement que l'initiation et l'évolution des diapirs sont intimement liées à l'histoire de l'Eventail du Rhône et résultent donc d'un **phénomène de surcharge sédimentaire différentielle**, comme cela a été évoqué notamment par Mauffret (1976) ou Genesseeux et Vanney (1979). Selon cette hypothèse, le chenal principal actuel n'a donc pas dû permettre le dépôt d'une épaisseur suffisante de sédiments pour générer de nouveaux dômes (Bellaïche *et al.*, 1991).

Cependant, l'orientation de cette ceinture de diapirs pourrait également résulter d'une **influence de la structure profonde du bassin liguro-provençal**. En effet, au centre du bassin, elle est orientée NE-SW, coïncidant ainsi avec la limite continent-océan (Olivet, 1987; Pascal *et al.*, 1992). Plus au nord, elle s'oriente NW-SE, au niveau de la zone transformante joignant la faille "l'Arlésienne" (Gorini, communication personnelle) et le détroit de Bonifacio, entre la Corse et la Sardaigne.

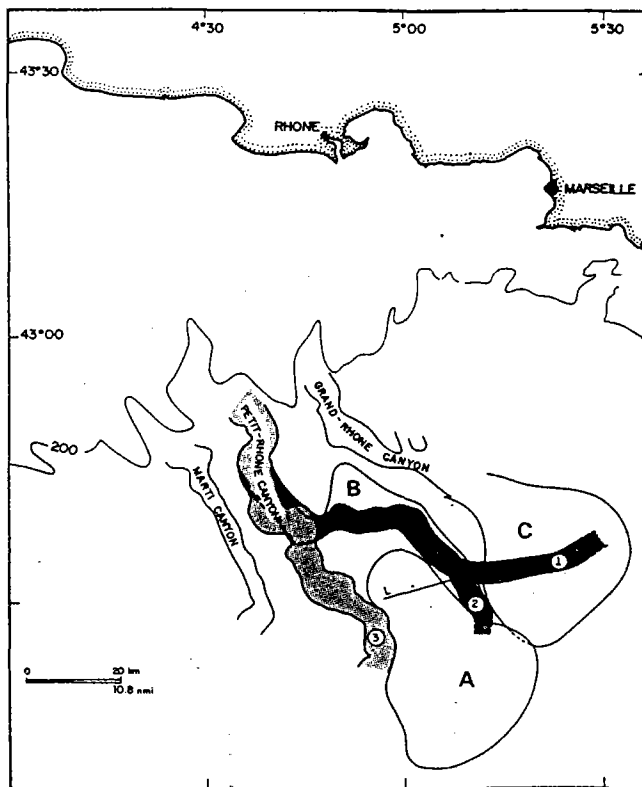


Figure III.37: Cartographie des chenaux fossiles du Petit-Rhône et répartition des masses glissées interstratifiées (Droz, 1991). 1 et 2: chenaux fossiles, 3: chenal actuel.

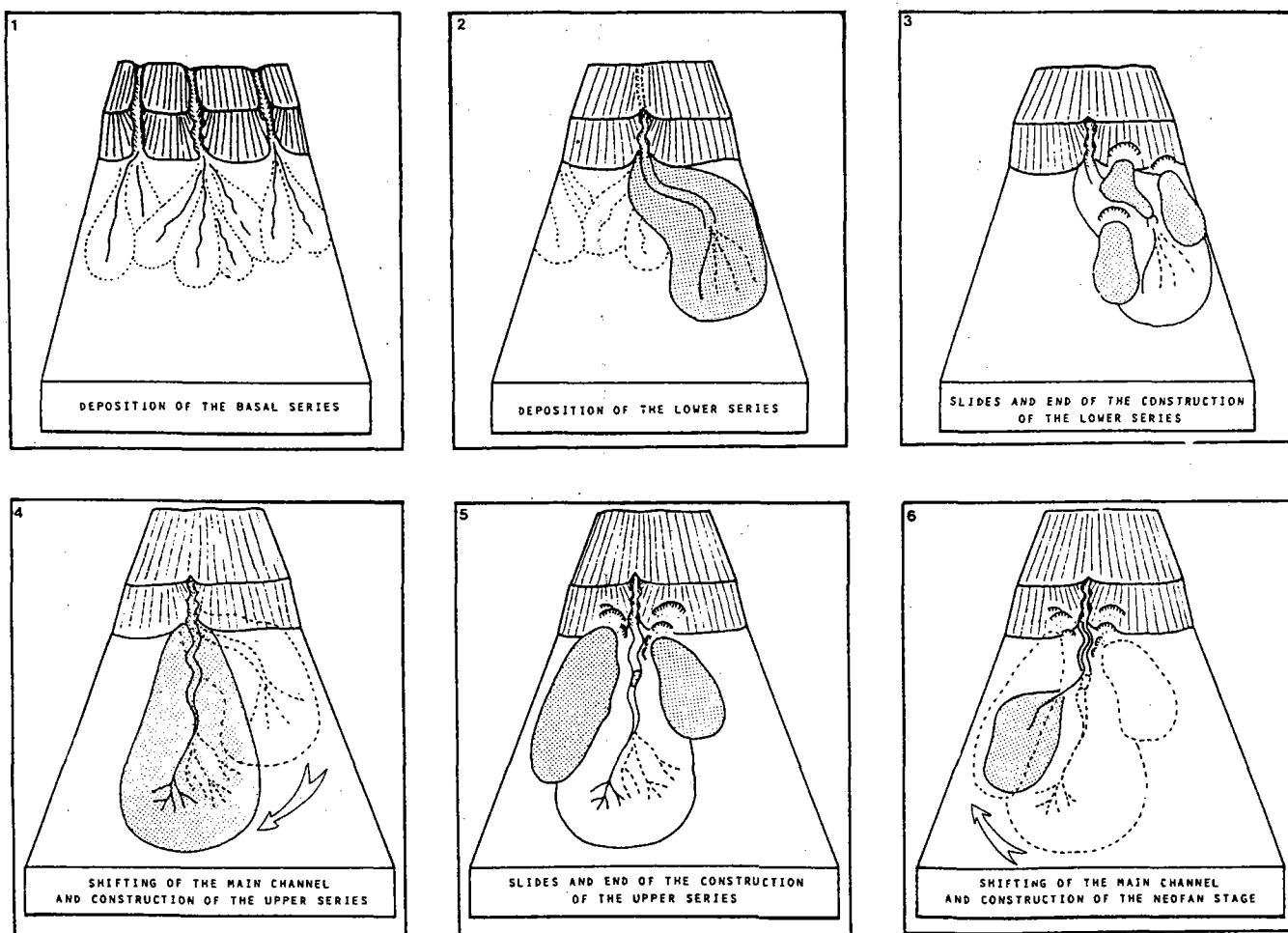


Figure III.38: Histoire de l'Eventail sous-marin profond du Rhône: étapes majeures de son édification (Droz et Bellaiche, 1985). En tireté: épisodes fossiles, en trame pointillée: derniers dépôts de chaque étape, échelle non respectée.

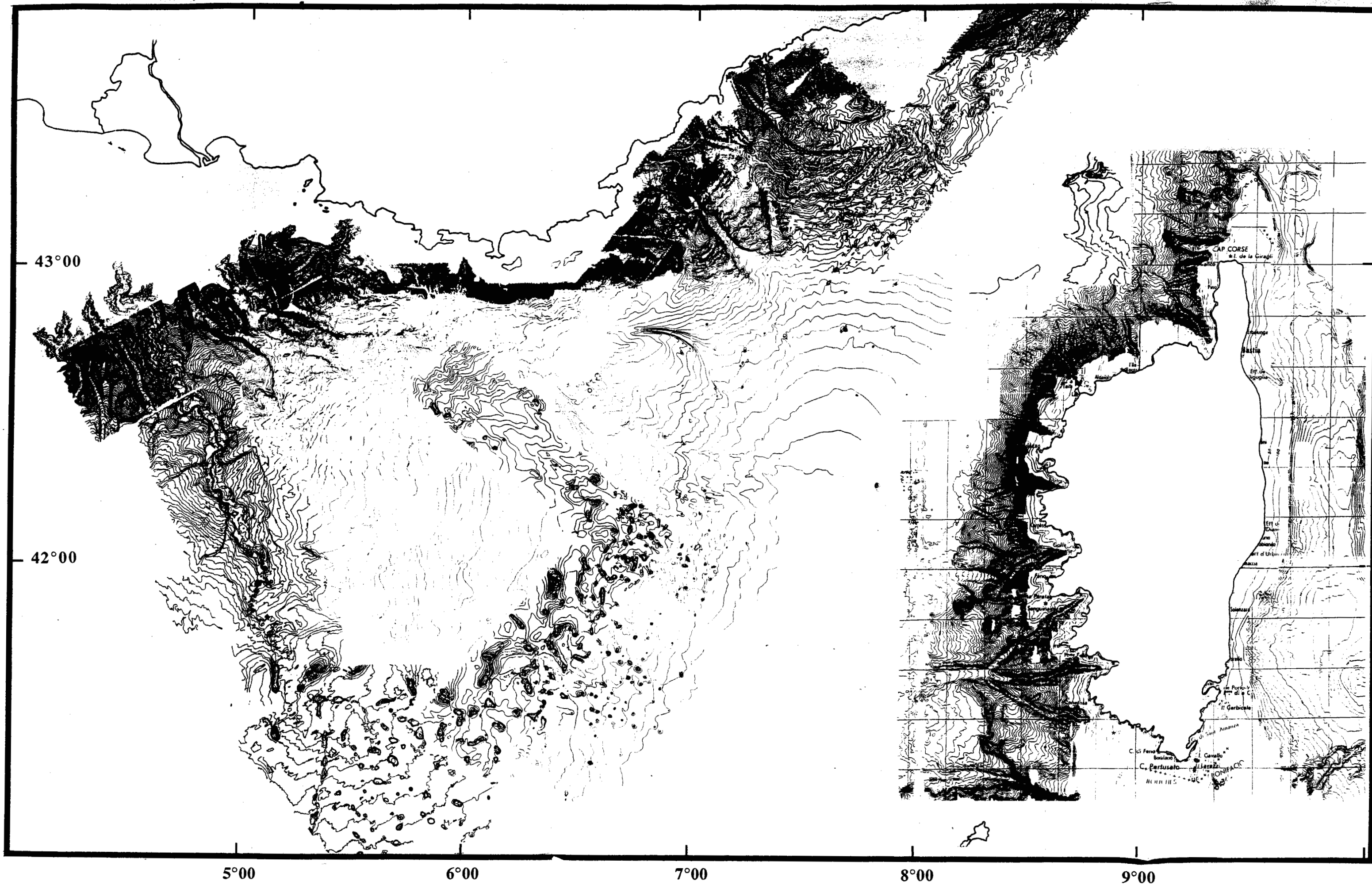


Figure III.36: Carte bathymétrique synthétique résultant de l'assemblage des différents levés Seabeam et Simrad pour l'ensemble du bassin liguro-provençal (campagnes SEADOME, DELTARHO et MESEA I-II).

2. A l'échelle locale

Les cartes Seabeam des zones 5 et 6 obtenues lors de la campagne MESEA I ont été analysées dans la deuxième partie de ce mémoire. Pour la **zone 6**, les données ont fait l'objet d'une exploitation détaillée dans le cadre d'un stage de recherche de DEA (Monot, 1990). Rappelons que cette zone, située dans le domaine distal de l'Eventail du Rhône ne présente pas de trait morphologique remarquable, à l'exception de deux dômes de sel provoquant une dénivellation d'une vingtaine de mètres sur le fond (Figure III.39).

Dans la zone 5, outre les grandes vallées sous-marines décrites dans la deuxième partie, les traits morphologiques les plus remarquables résultent du diapirisme salifère. En effet, une série de dômes déforme le plancher sous-marin sur le glacis et dans la plaine bathyale (Figure III.40). Leur diamètre moyen varie de 1 à 4 km et leur hauteur au dessus du fond peut atteindre 90 m (50 à 60 m en moyenne). Repérées depuis longtemps (Alinat et Cousteau, 1962; Alinat et al., 1969), ces collines sous-marines sont maintenant décrites précisément et ce, en particulier grâce aux nouvelles données SEABEAM. Elles constituent l'expression morphologique de la montée du sel messinien, sous forme de diapirs déformant la couverture plio-quadernaire. Peu marqués dans la topographie (voire inexistantes) **au nord de 42°15'N**, ces diapirs sont beaucoup plus nombreux **au sud de cette latitude** (Voir aussi Le Cann, 1987). Ces monts sous-marins possèdent en général des formes circulaires à ovoïdes, à l'exception de structures plus massives, présentant **un ou deux axes d'allongement avec une morphologie en L ou en baïllonnette** (Figure III.41). **Outre ces directions de premier ordre, on met en évidence, en particulier au sud de la zone 5 des directions d'alignement de second ordre déterminées par des alignements de diapirs.** L'analyse morphostructurale de ces dômes met en évidence une direction d'alignement dominante **N130-N140**. Cependant les directions sont assez dispersées et le nombre d'échantillons relativement faible. La rosace prenant en compte, non plus le nombre d'échantillons par classe mais la longueur cumulée de ces échantillons (ceci afin de relativiser l'importance de la direction de chaque diapir en fonction de son extension et donc de pondérer la donnée brute), confirme la direction **N130-N140** et fait apparaître une seconde direction importante **N115- N120**. Les autres directions sont au contraire relativisées.

Au pied de quelques diapirs s'observent des dépressions allongées résultant de l'action des courants de contours ou représentant des rim synclines (Figure III.42).

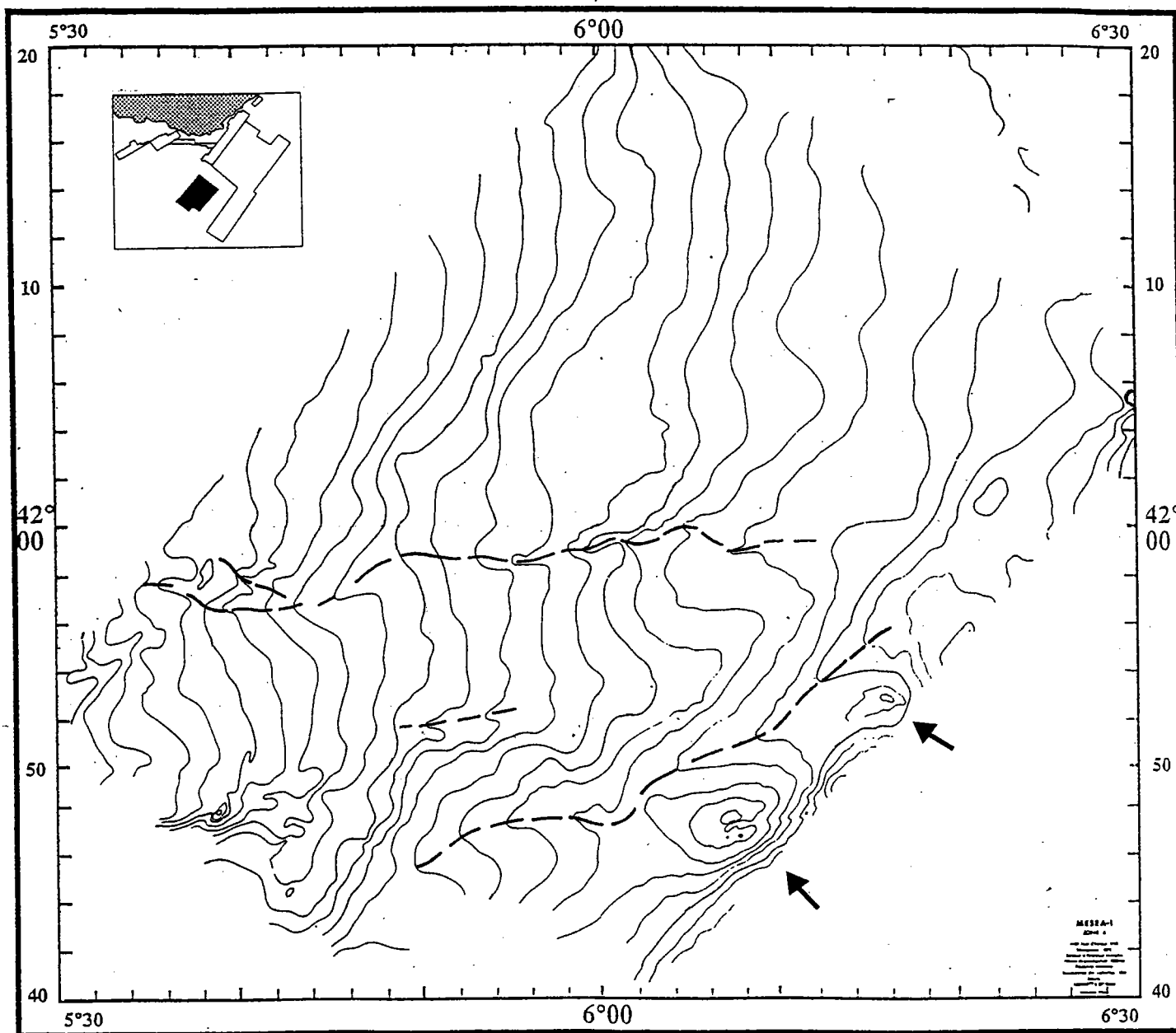


Figure III.39: Morphologie détaillée de la zone 6 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 m). Les deux flèches correspondent à deux dômes de sel, les pointillés aux chenaux parcourant ce secteur du glacier.

6°10

6°30

7°00

7°30

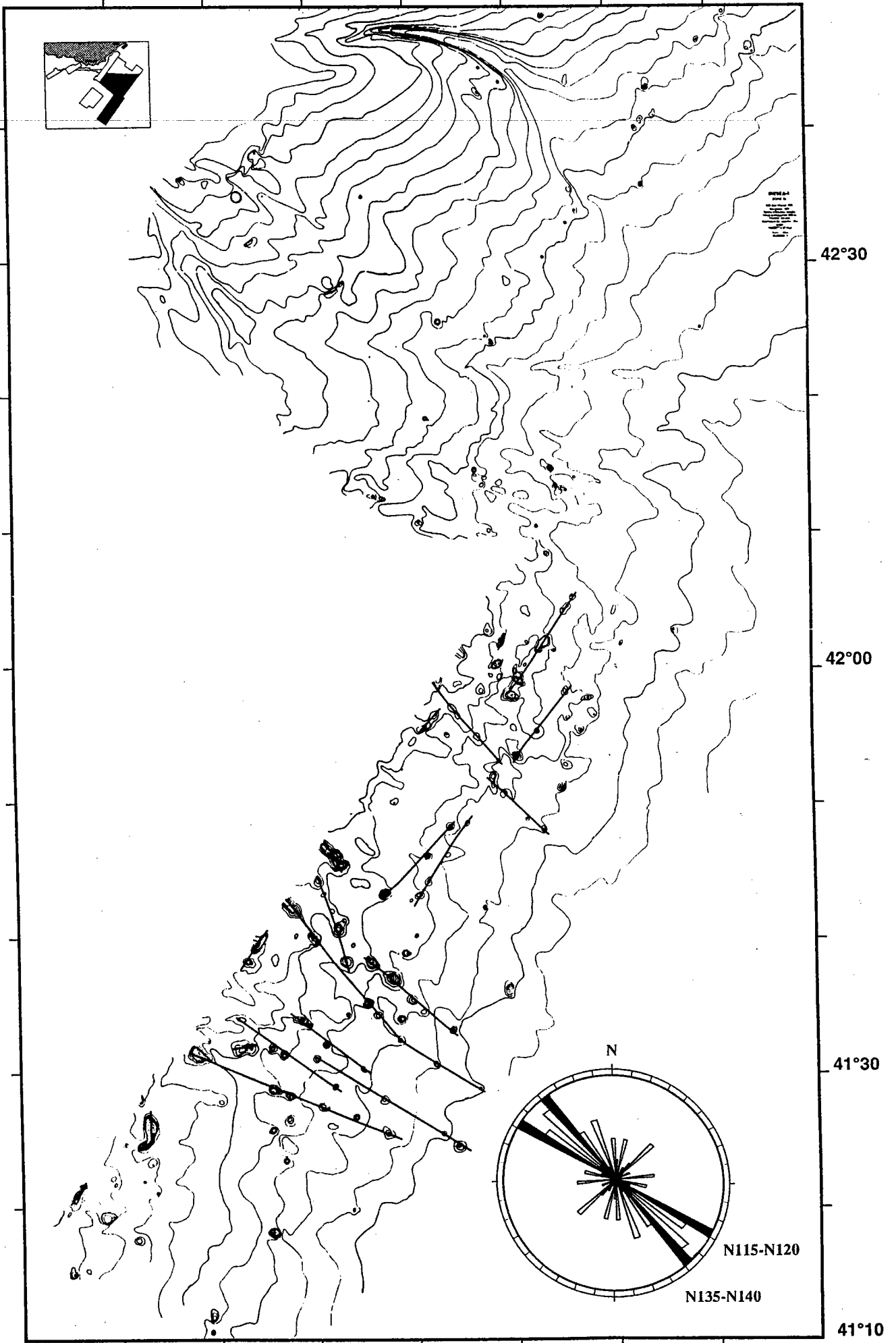


Figure III.40: Morphologie détaillée de la partie méridionale de la zone 5 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 m) et analyse morphostructurale des alignements diapiriques.

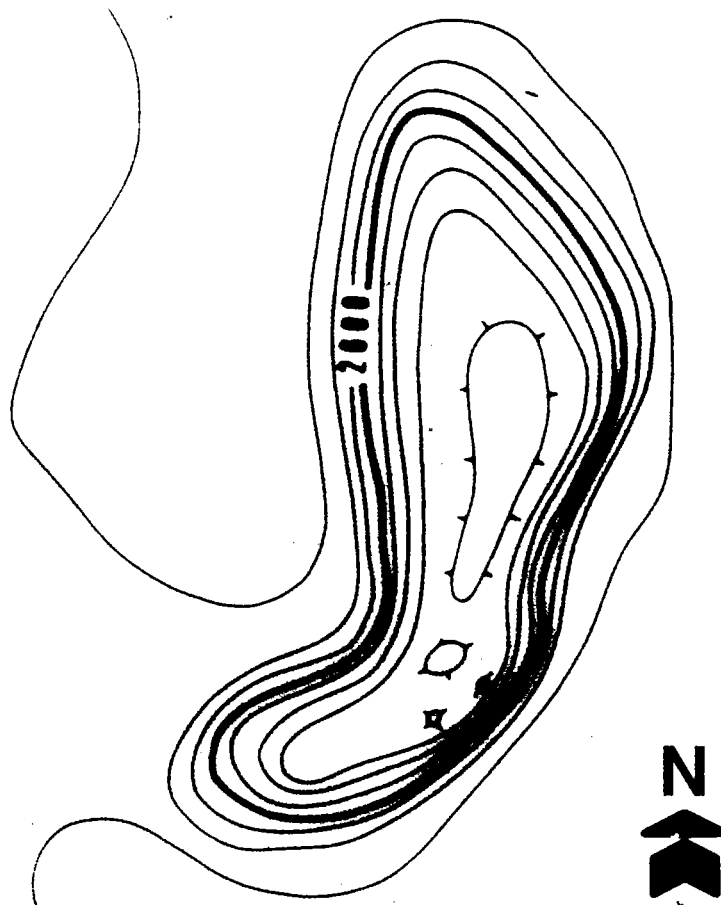


Figure III.41: Détail de la géométrie en "L inversé" d'un diapir salifère sur le glaciais liguro-provençal (Seabeam, équidistance des courbes 10 m).

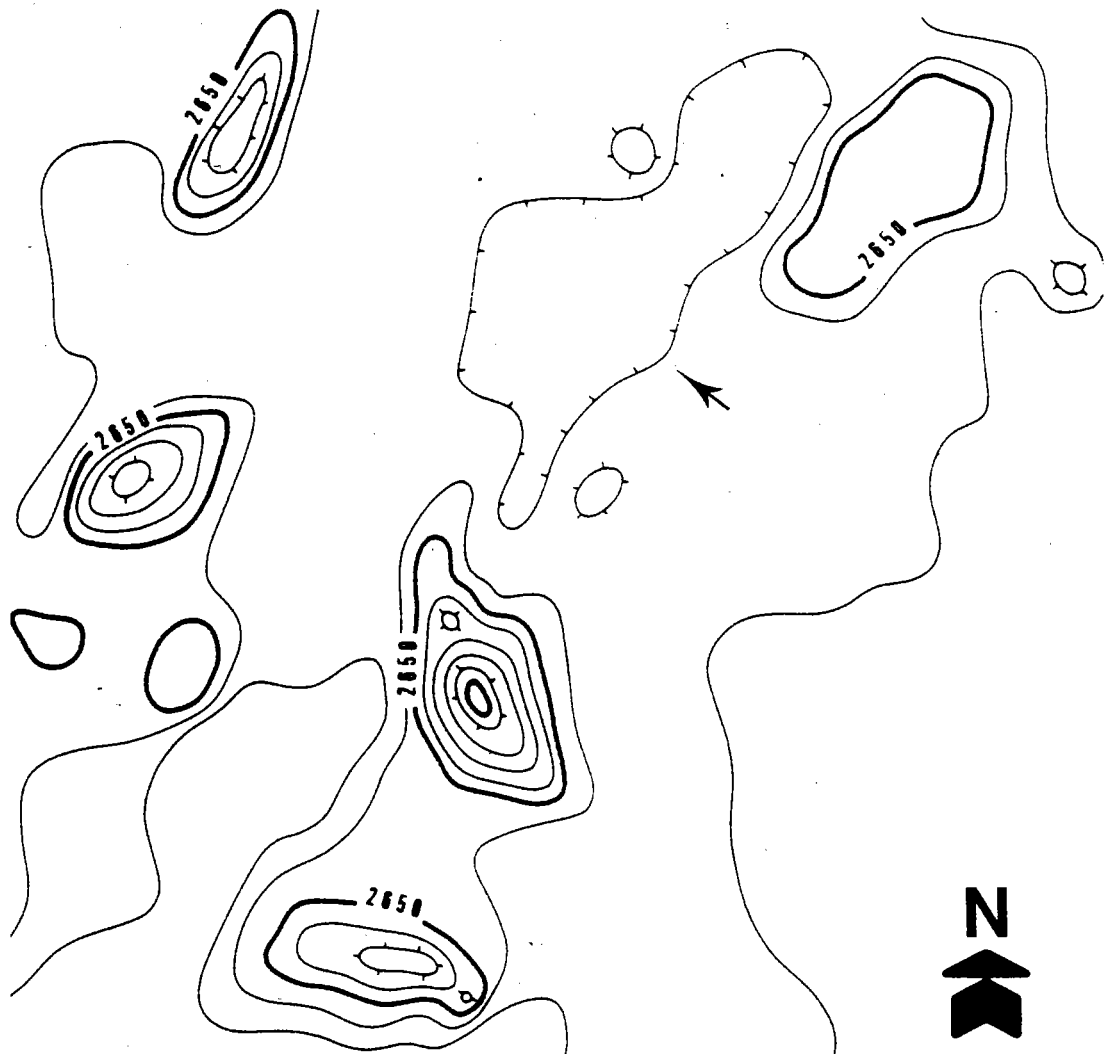


Figure III.42: Dépression oblongue entre deux structures salifères correspondant à un "rim syncline" ou résultant de l'action de courants de contours (Seabeam, équidistance des courbes 10 m).

B. ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE DES DONNEES SISMIQUES

Les profils de sismique réflexion obtenus lors des campagnes MESEA I et MESIDIA ont permis d'établir une cartographie détaillée de la géométrie en trois dimensions et de la répartition des structures salifères. Celles-ci sont représentées par deux types morphologiques différents, selon la nomenclature établie par Jackson et Talbot (1986) et correspondant à deux stades d'évolution successifs: **les anticlinaux salifères, en contact concordant avec leur couverture plio-quadernaire et les diapirs *sensu largo*, en contact non conforme avec les sédiments sus-jacents (Figure III.43).** Cette seconde catégorie comprend les murs de sel et les diapirs *sensu stricto*. Dans le bassin liguro-provençal, les structures salifères évoluent progressivement, de l'amont vers l'aval, d'un stade "concordant" à un stade "intrusif" puis "extrusif", comme le montre le profil T15 (Figure III.44), orienté parallèlement à la ligne de plus grande pente. Cette évolution correspond en effet à une distribution spatiale des différents types de structures salifères.

En amont de la pente, s'observent des failles de croissance, enracinées sur le niveau de sel messinien avec épaissement de la pile sédimentaire en aval des failles et développement de **roll-overs**. Le sel a presque entièrement disparu à cet endroit, seuls restent quelques "coussins résiduels" au pied des failles de croissance (salt rollers). Certaines de ces failles sont particulièrement bien exprimées dans la morphologie de la pente, comme le montre la carte bathymétrique de la figure III.36.

Dans la partie intermédiaire du profil, située sous l'Eventail du Rhône, il y a peu de déformation liée au sel, seules quelques ondulations de très faible amplitude sont observables.

En aval de la pente, se développent des anticlinaux salifères, évoluant peu à peu en diapirs, dans le secteur le plus profond. La zone 6 correspond à la zone des anticlinaux, la zone 5 à celle des diapirs.

1. Zone 6

Dans la zone 6, la couche de sel messinien génère des ondulations à grand rayon de courbure, correspondant à une déformation souple de la série plio-quadernaire. Sur la plupart des profils de la zone 6, il y a peu de grands anticlinaux mais plutôt une succession de petites ondulations. Il s'agit d'un stade précoce d'évolution du phénomène halocinétique ("pillow stage" de Trusheim, 1960). Il n'y a donc pas encore, à une exception près (au sud-est de la zone 6), de diapirs *sensu stricto*. On retrouve sur les profils sismiques l'imagerie "classique"

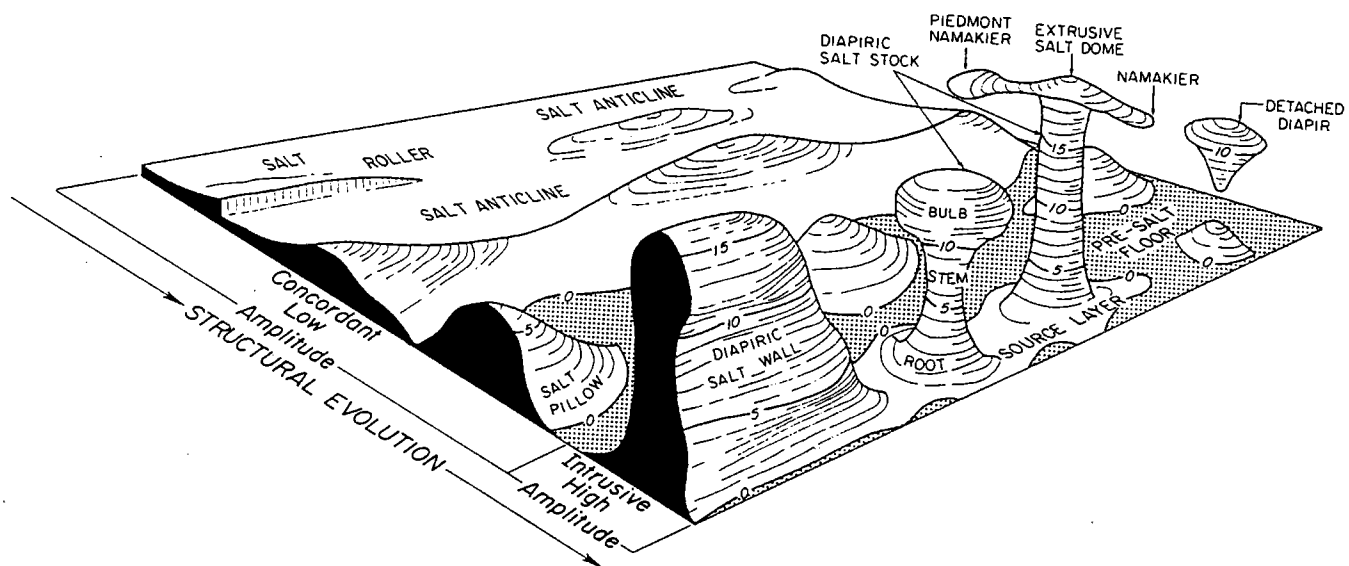


Figure III.43: Principaux types de structures salifères (Jackson et Talbot, 1986).

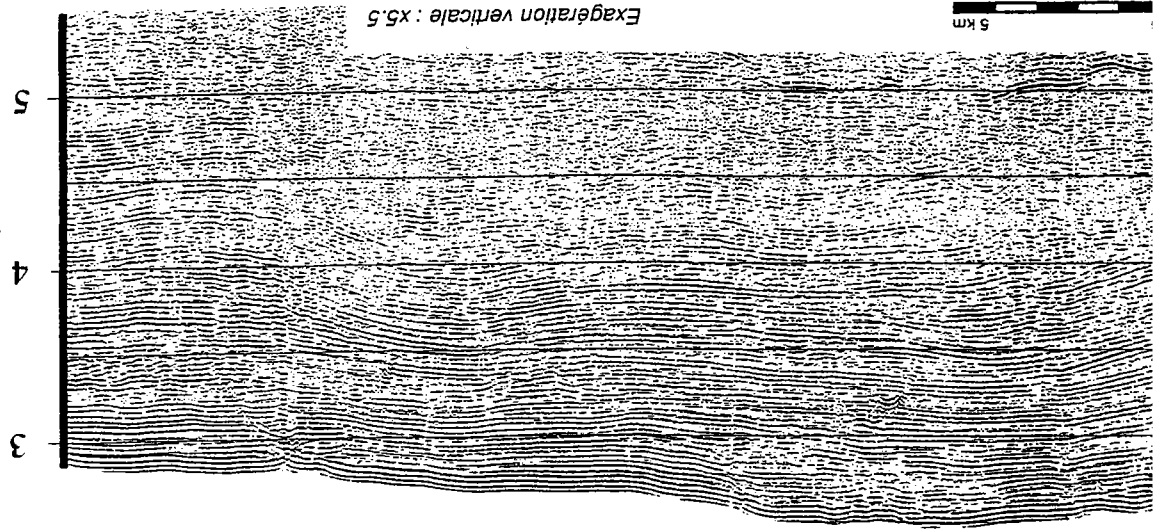
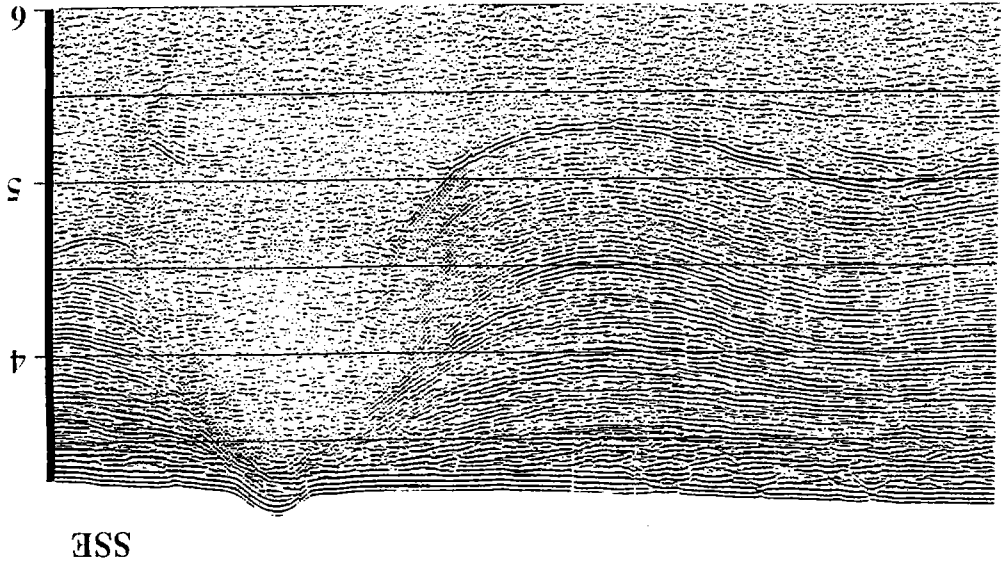
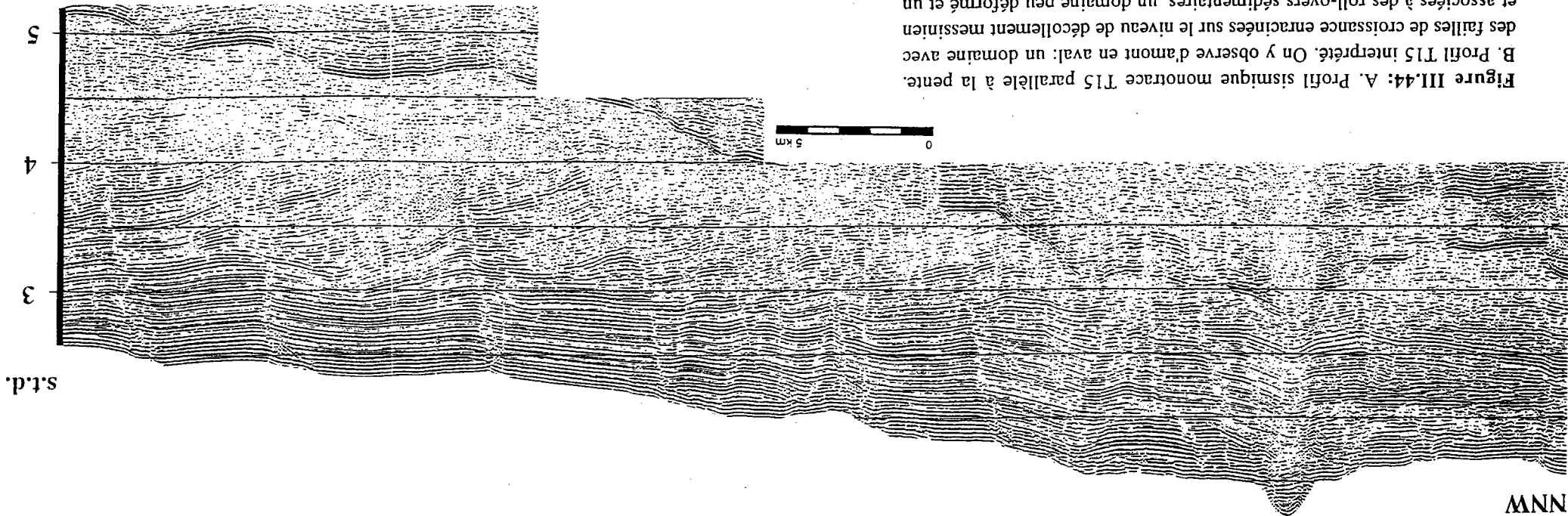
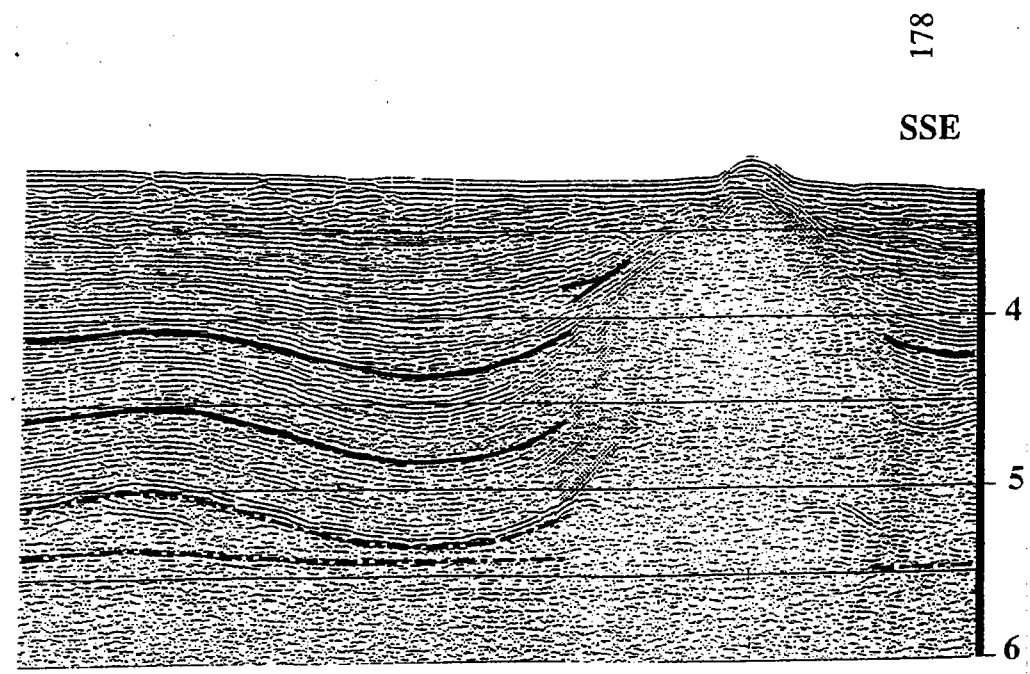
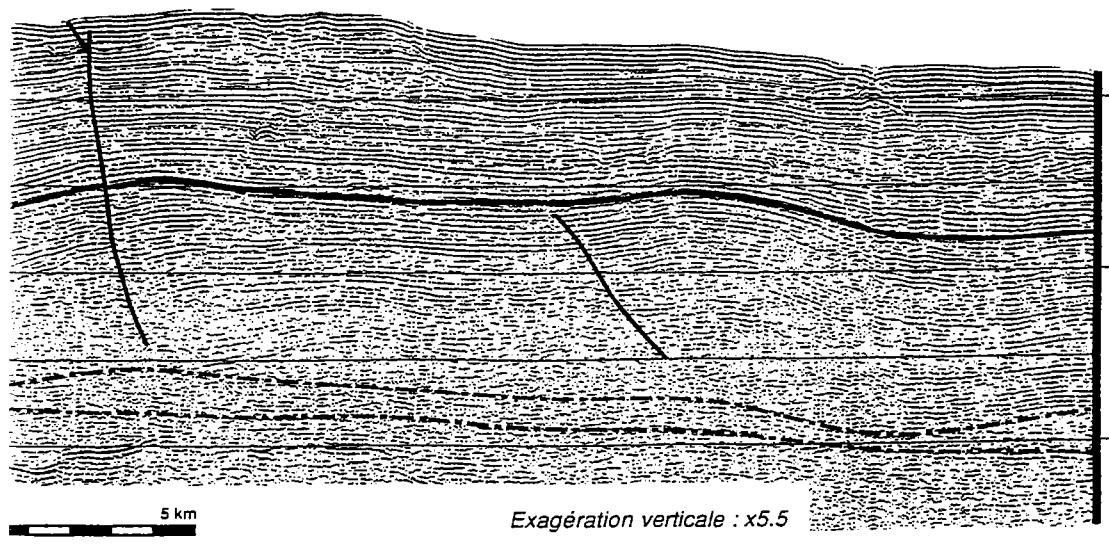
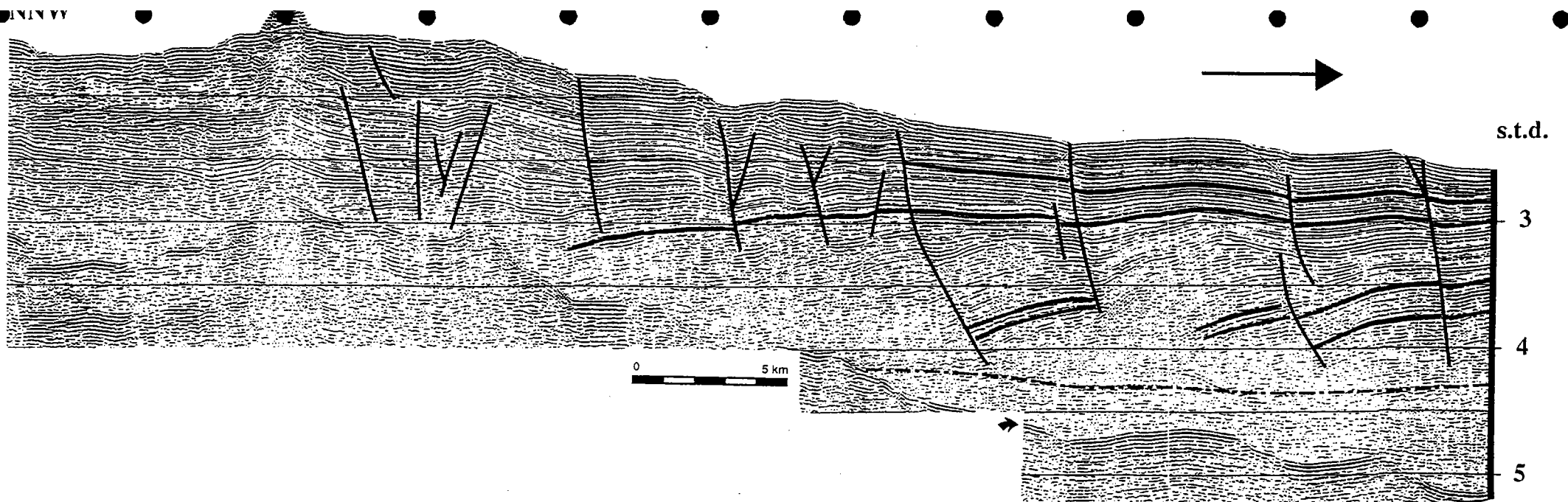


Figure III.44: A. Profil sismique monorace T15 parallèle à la pente. B. Profil T15 interprété. On y observe d'amont en aval: un domaine avec des failles de croissance entracinées sur le niveau de décollement messinien et associées à des roll-overs sédimentaires, un domaine peu déformé et un domaine où apparaissent progressivement des anticlinaux salifères puis des diapirs.





b

d'un **anticlinal salifère** (Figure III.45): forme convexe, le plus souvent symétrique et anisopaque, en quasi-concordance avec la couverture sus-jacente. A l'extrados des anticlinaux s'observent de nombreuses failles de croissance (Figure III.46). La migration du sel qui se produit préférentiellement de l'extérieur vers l'intérieur du dôme, donne naissance à un "primary peripheral sink" (Trusheim, 1960). Ce déplacement de matière provoque en effet une subsidence accrue de la série sédimentaire à la périphérie du dôme, subsidence compensée par un nivellement des sédiments en surface. Ces "bassins périphériques" révèlent ainsi une migration de sel en profondeur par **une épaisseur sédimentaire localement élevée et qui diminue rapidement vers les anticlinaux salifères** (Figure III.45).

C'est ce qu'illustre en particulier **la carte des isopaques des sédiments plio-quaternaires**, réalisée au 1/100 000 à partir des profils de sismique monotrace (MESEA I; Monot, 1990, figure III.47A). En effet on peut observer sur ce document des variations d'épaisseur de la série sédimentaire de deux ordres:

- **Localement**, la série plio-quaternaire est réduite en raison de la montée du sel (de 1400 à 800 ms.t.d. par endroit). Les épaisseurs sédimentaires les plus importantes s'observent quant à elles de part et d'autre des anticlinaux salifères. **Les biseaux en onlaps au sein de la couverture sédimentaire, ainsi que les rebroussements des réflecteurs à l'interface sel/sédiments, visibles sur les profils sismiques, témoignent de l'évolution syn-sédimentaire des anticlinaux salifères.**

- **Globalement**, l'épaisseur de la série plio-quaternaire diminue d'Ouest (1200-1400 ms.t.d.) en Est (1000-1200 ms.t.d.). Cette variation d'épaisseur est liée à la localisation de la source des apports sédimentaires. En effet, dans ce secteur, les sédiments sont drainés par les canyons du Grand Rhône et du Petit Rhône puis par les chenaux *distributaires* de l'Eventail sous marin profond du Rhône d'Ouest en Est.

La carte des isochrones du toit des évaporites supérieures (Figure III.47B) se corrèle de façon satisfaisante avec la carte des isopaques du Plio-Quaternaire. Là encore, l'essentiel de la déformation de cette surface est liée aux instabilités de la couche de sel. Les "hauts" du toit des évaporites correspondent aux zones de faible épaisseur des sédiments. L'axe d'allongement des dômes de sel ne présente pas de direction préférentielle nette. A l'E-SE, on remarque cependant une ride anticlinale, orientée NE-SW, subparallèle aux isobathes. L'orientation de cette ride pourrait être liée au phénomène de surcharge différentielle, entre la pente et la partie profonde du bassin. En effet, en théorie, le sel migrant vers les zones de plus faible épaisseur sédimentaire sous l'effet de la surcharge, les dômes se forment au niveau de ce "seuil gravitaire" (Mauffret, 1968). Le tracé des axes hauts et bas met en évidence: une ride NE-SW, une ride NW-SE, une ride se prolongeant en faille listrique NW-SE.

Exagération verticale : x5.5

0 5 km

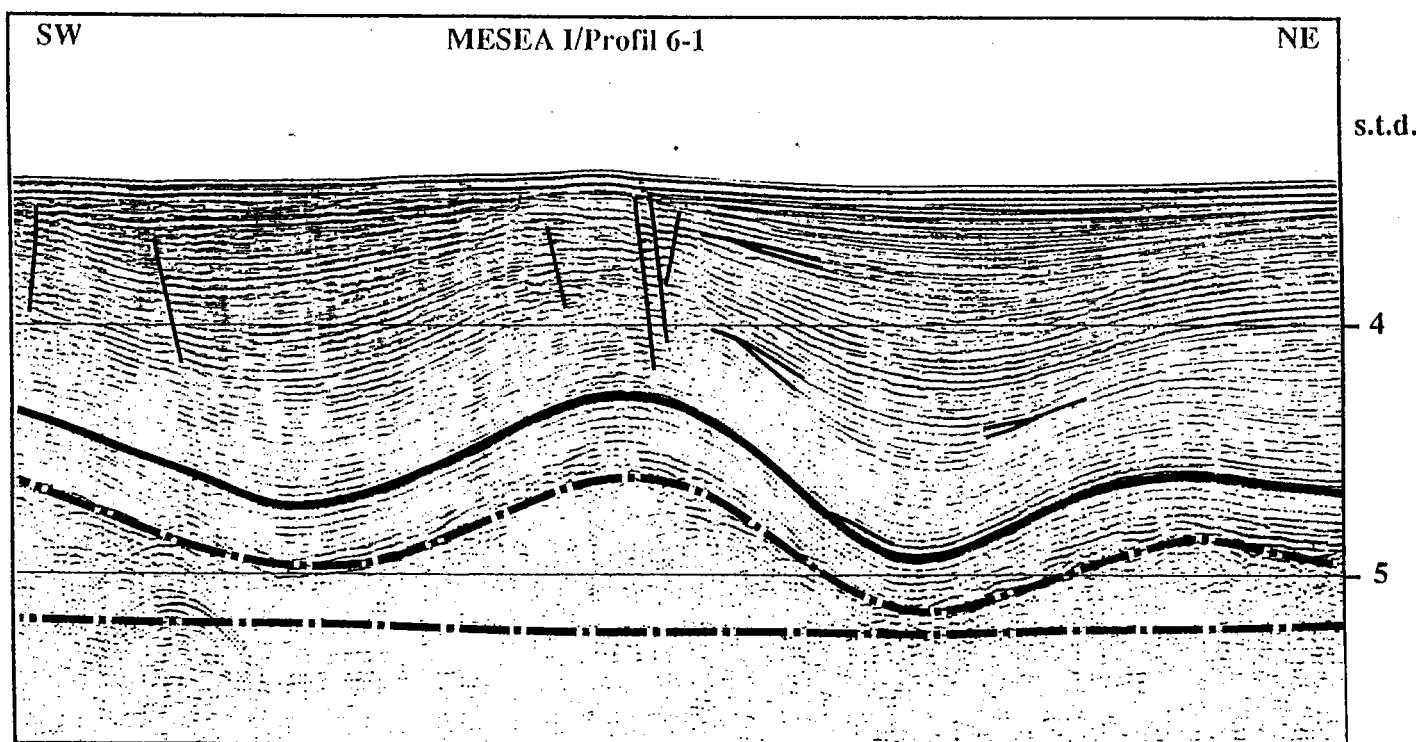
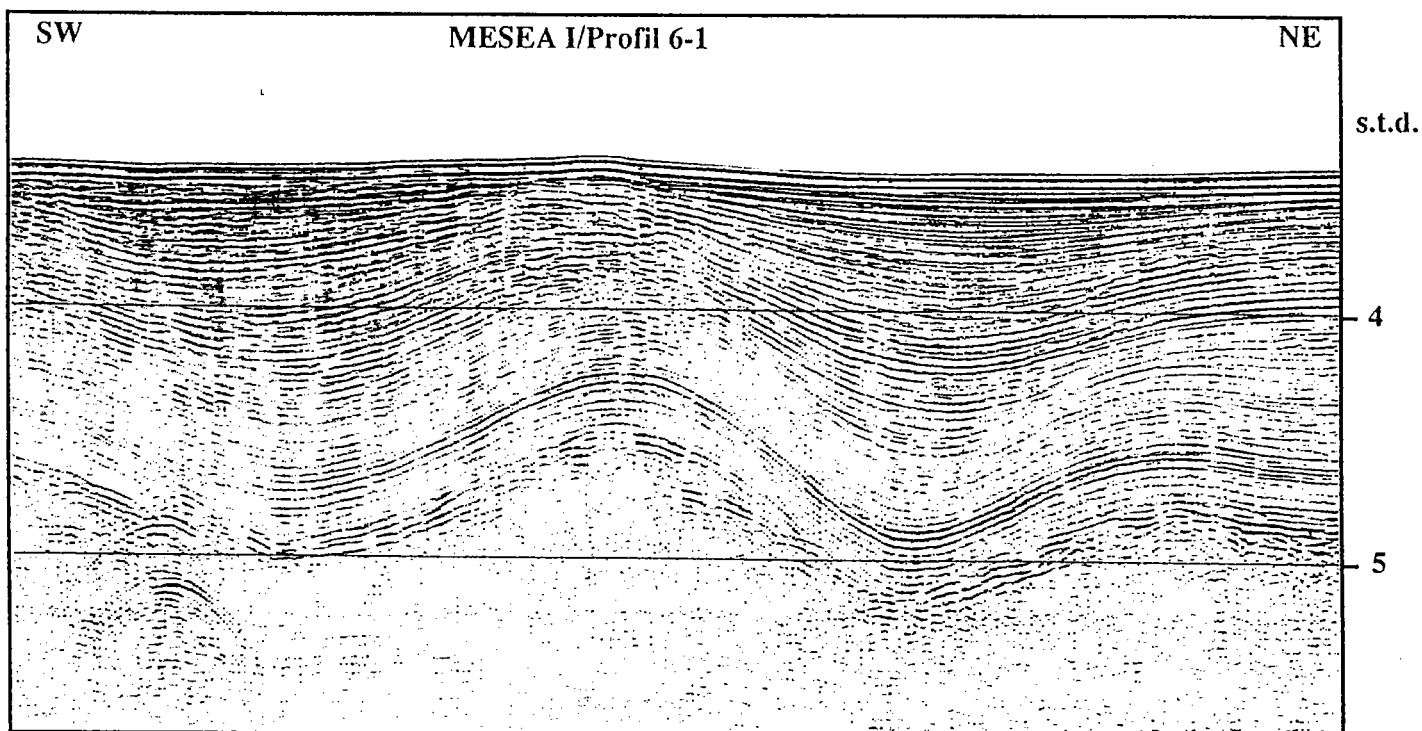


Figure III.45: Anticlinal salifère avec failles d'extrados et biseaux sédimentaires dans la couverture plio-quadernaire (profil situé dans la partie distale de l'Eventail sous-marin profond du Rhône). L'épaisseur des sédiments diminue vers les anticlinaux ("primary peripheral sink"). En tireté: limites inférieure et supérieure de la couche de sel messinien, en trait plein: toit des évaporites supérieures.

Exagération verticale : x5.5

0 5 km

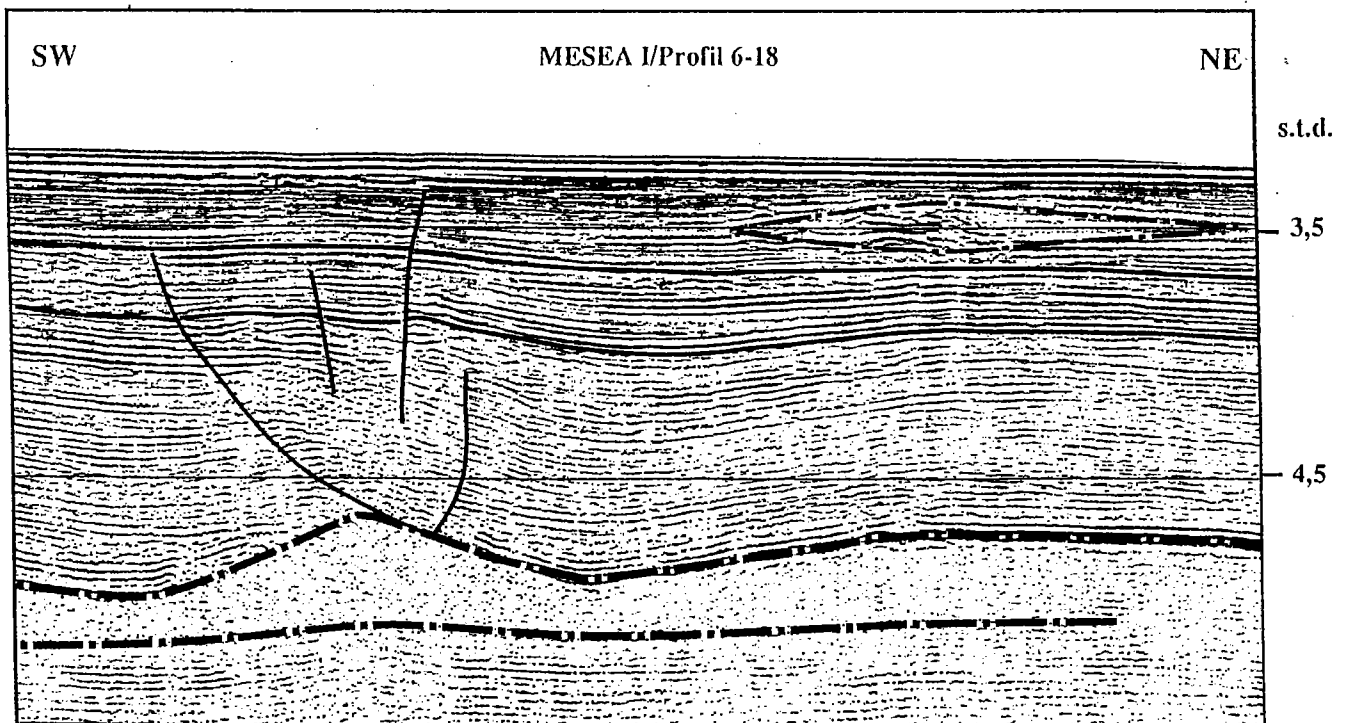
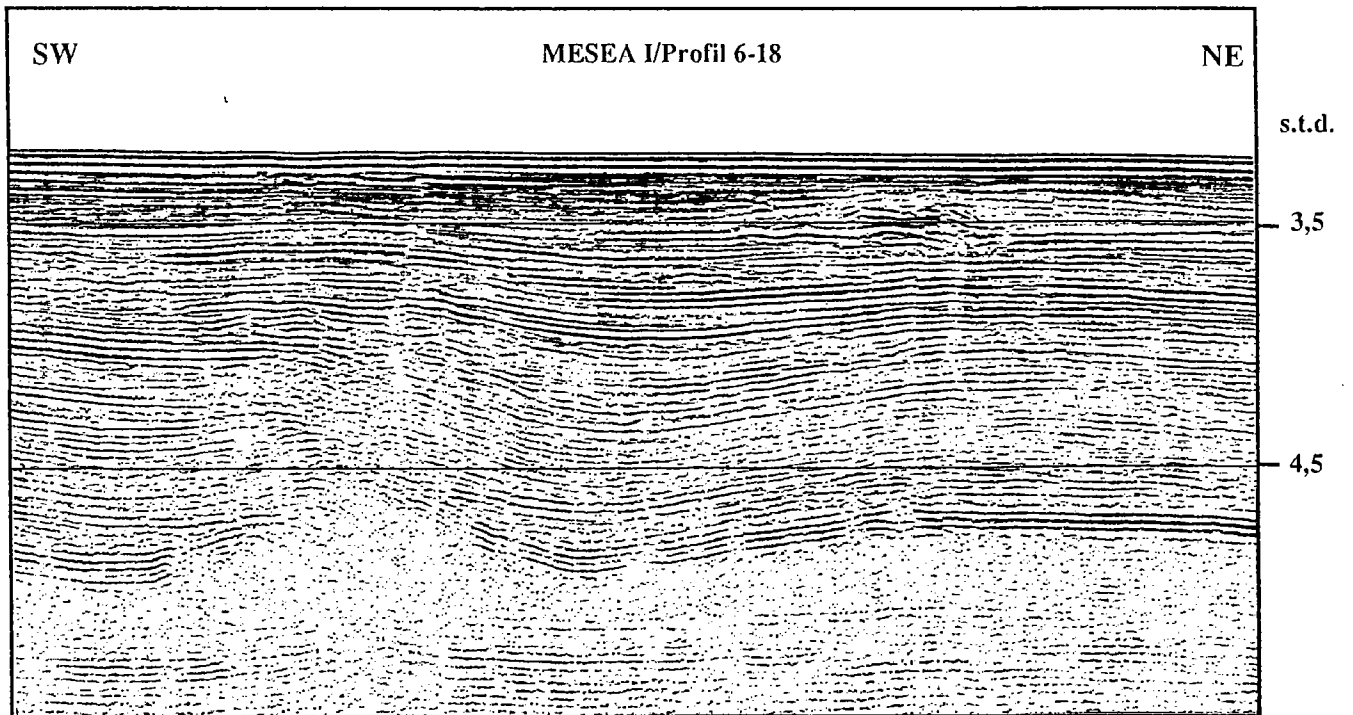


Figure III.46: Failles de croissance enracinées sur coussin de sel et chenal fossile sur la partie droite du profil.

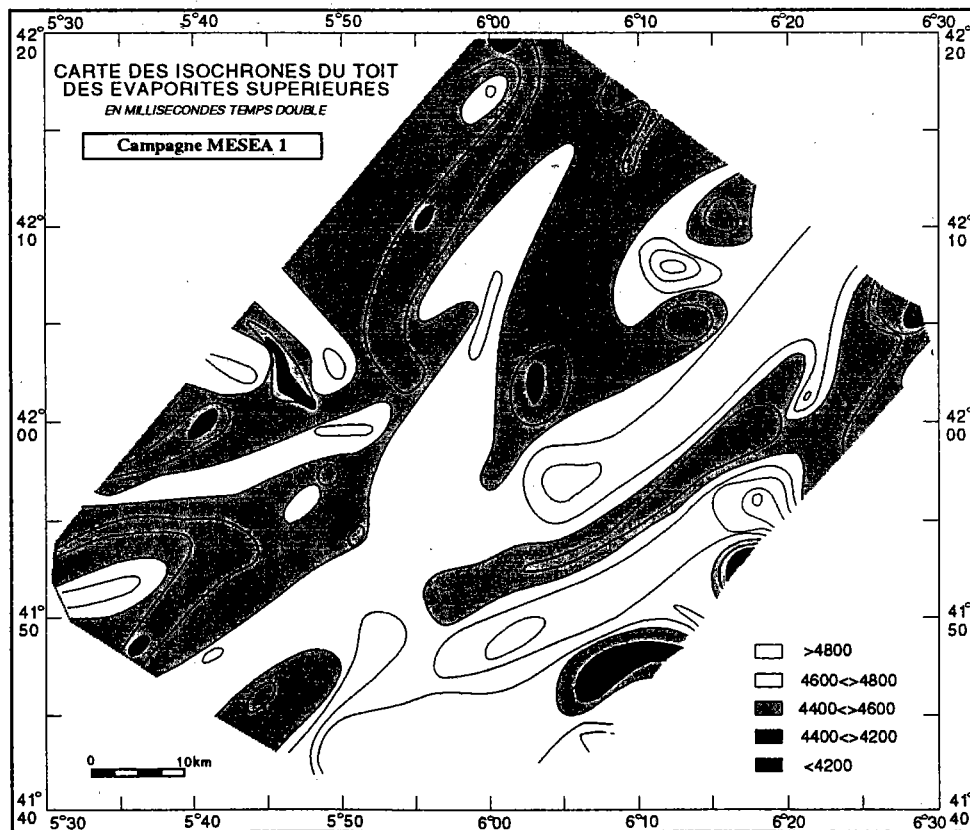
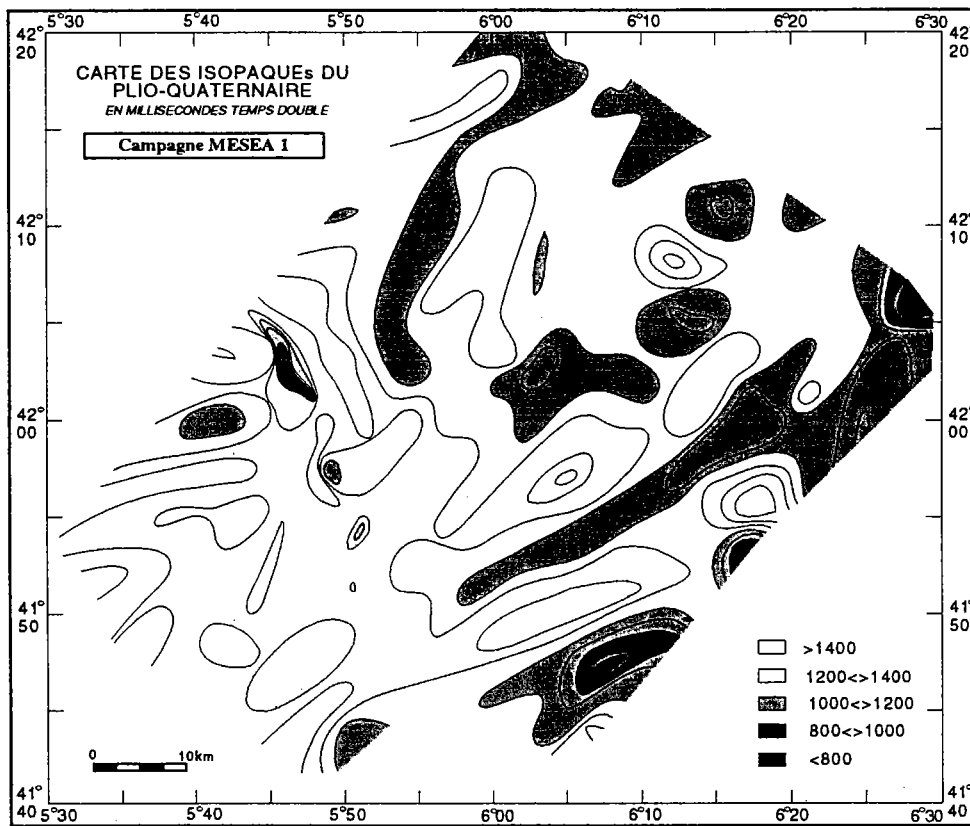


Figure III.47: A. Carte des isopaques des sédiments plio-quaternaires. B. Carte des isochrones du toit des évaporites supérieures (Monot, 1990). Se référer au texte pour les explications.

2. Zone 5

2.1. Caractères morphologiques

Les structures salifères observées dans la zone 5 sont représentées par des **diapirs** *sensu stricto* et des **murs ou rides de sel**, en contact discordant avec la couverture plio-quadernaire (Figure III.48). Cette morphologie correspond à un stade plus avancé dans l'évolution du phénomène d'halocinèse ("diapir stage"). Au fur et à mesure du fluage vertical du sel, les flancs des structures diapiriques se verticalisent, la couverture sédimentaire est fracturée, avec injection progressive de sel. Les synclinaux bordiers secondaires apparaissent ("rim syncline", "secondary peripheral sinks"), caractérisés par une épaisseur sédimentaire qui augmente vers le diapir (au contraire des "primary peripheral sinks"). Le profil sismique 5-34 illustre ce schéma classique (Figure III.49). Sur les profils de sondeur de sédiments (3,5 kHz) apparaissent des diapirs affleurants, dont on notera le rôle de barrage vis à vis des sédiments (Figure III.50). Ces structures salifères témoignent que le diapirisme est encore actif. En effet, on observe, sur le flanc gauche d'un des diapirs de la figure III.51 un glissement issu de la déstabilisation des sédiments lors de la montée du sel. La figure III.52, quant à elle montre un diapir étroit "traversant" une masse transparente provenant d'un mégaslump (Deuxième partie). Sur les profils haute résolution, **les diapirs, le plus souvent symétriques, présentent des flancs rectilignes**. Le rebroussement vers le haut des couches de l'encaissant au contact des dômes est souvent masqué et les sédiments semblent **découpés "à l'emporte-pièce"** par les intrusions salifères (Figures III.48 et III.49). Dans l'ensemble, les sédiments plio-quadernaires sont peu perturbés (réflecteurs réguliers et subhorizontaux, figure III.53). Dans le détail cependant, les structures salifères déforment intensément la série sédimentaire. On observe en effet de nombreuses figures liées à la montée du sel:

- rebroussement vers le haut des réflecteurs de l'encaissant
- failles de croissance à l'aplomb des diapirs (failles d'extrados), d'extension très locale et affectant des niveaux différents de la couverture, pour un même diapir
- glissement de la couverture sédimentaire sus-jacente
- discordances au sein des sédiments

Toutes ces figures témoignent d'une évolution syn-sédimentaire des structures salifères.

Une étude détaillée des réflecteurs au contact des diapirs, lorsqu'ils sont visibles, indique que le sel commence sa migration verticale de façon précoce. En effet, on observe des biseaux (onlaps) au sein même des évaporites supérieures, ainsi que des rebroussements

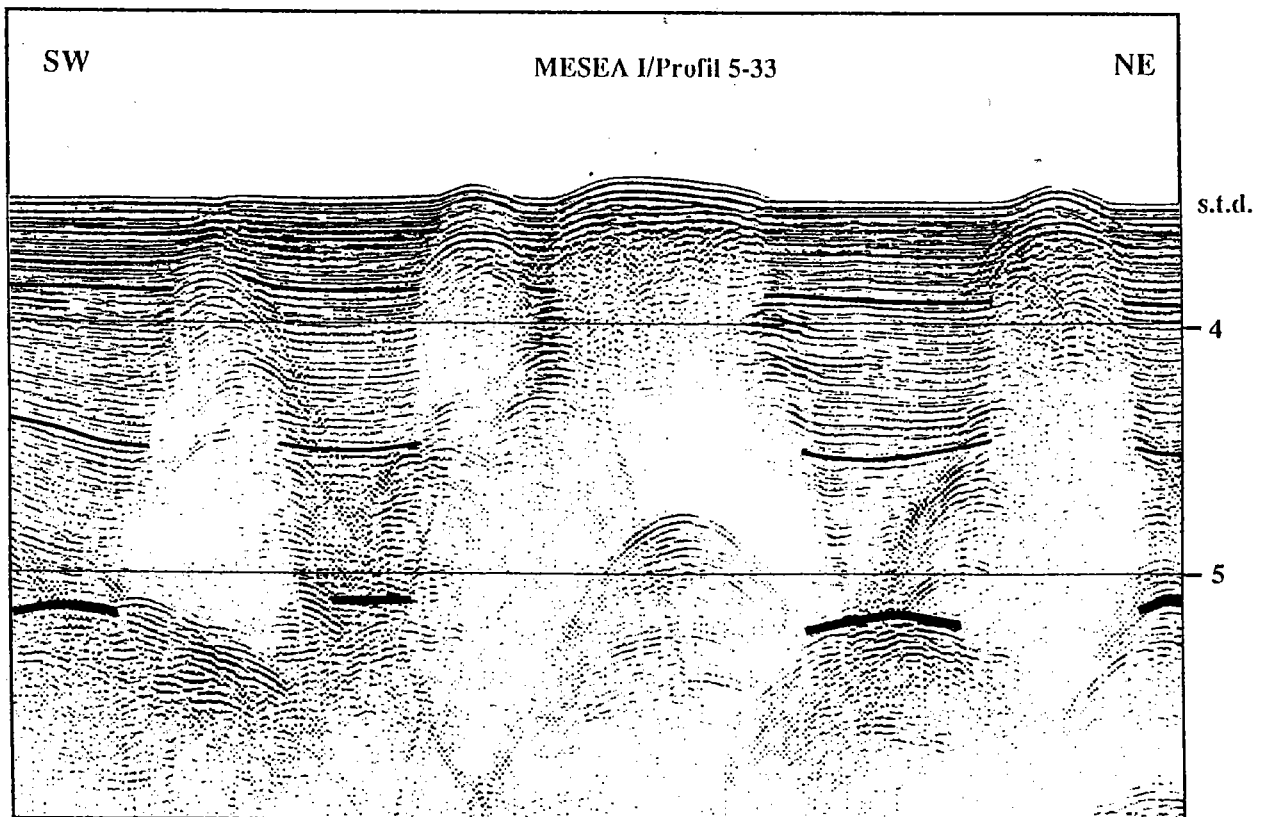
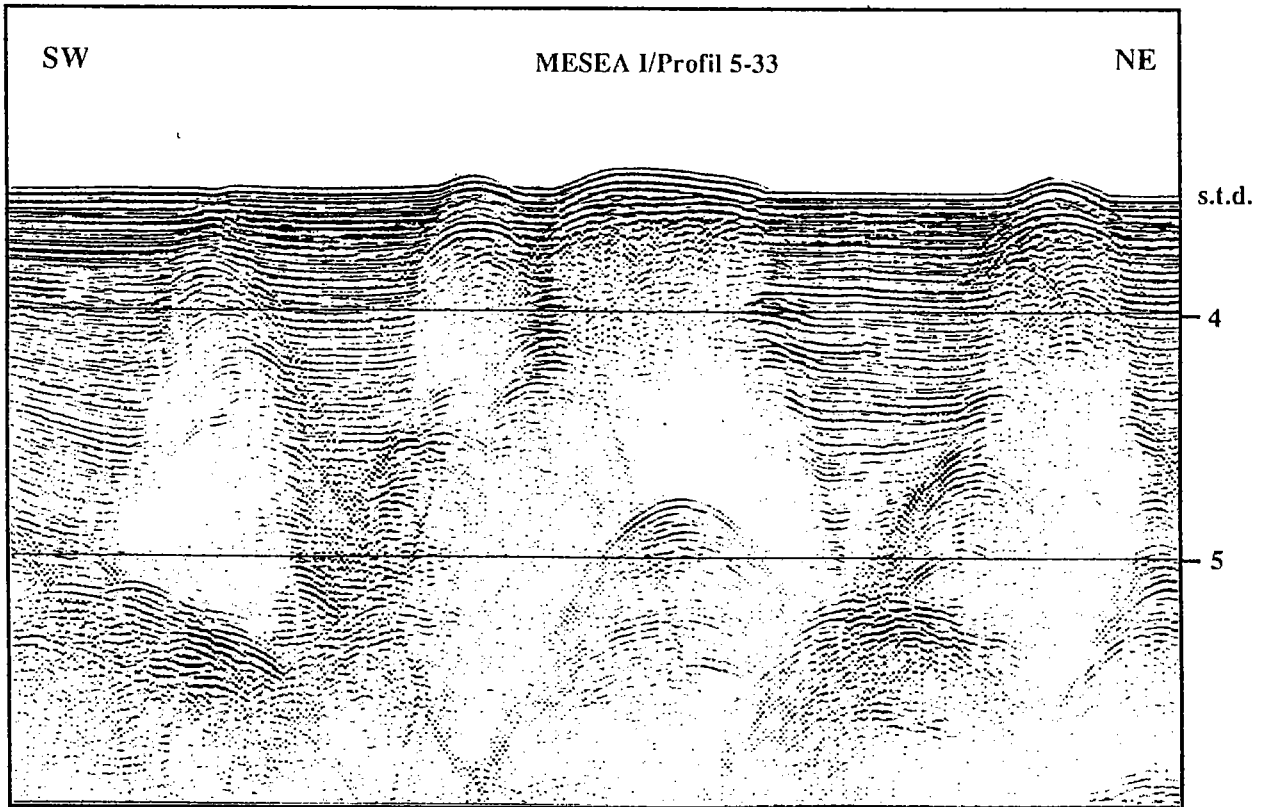


Figure III.48: Diapirs et murs de sel sur le glacis liguro-provençal, en contact discordant avec la couverture sédimentaire plio-quaternaire. Noter l'aspect rectiligne des flancs des structures.

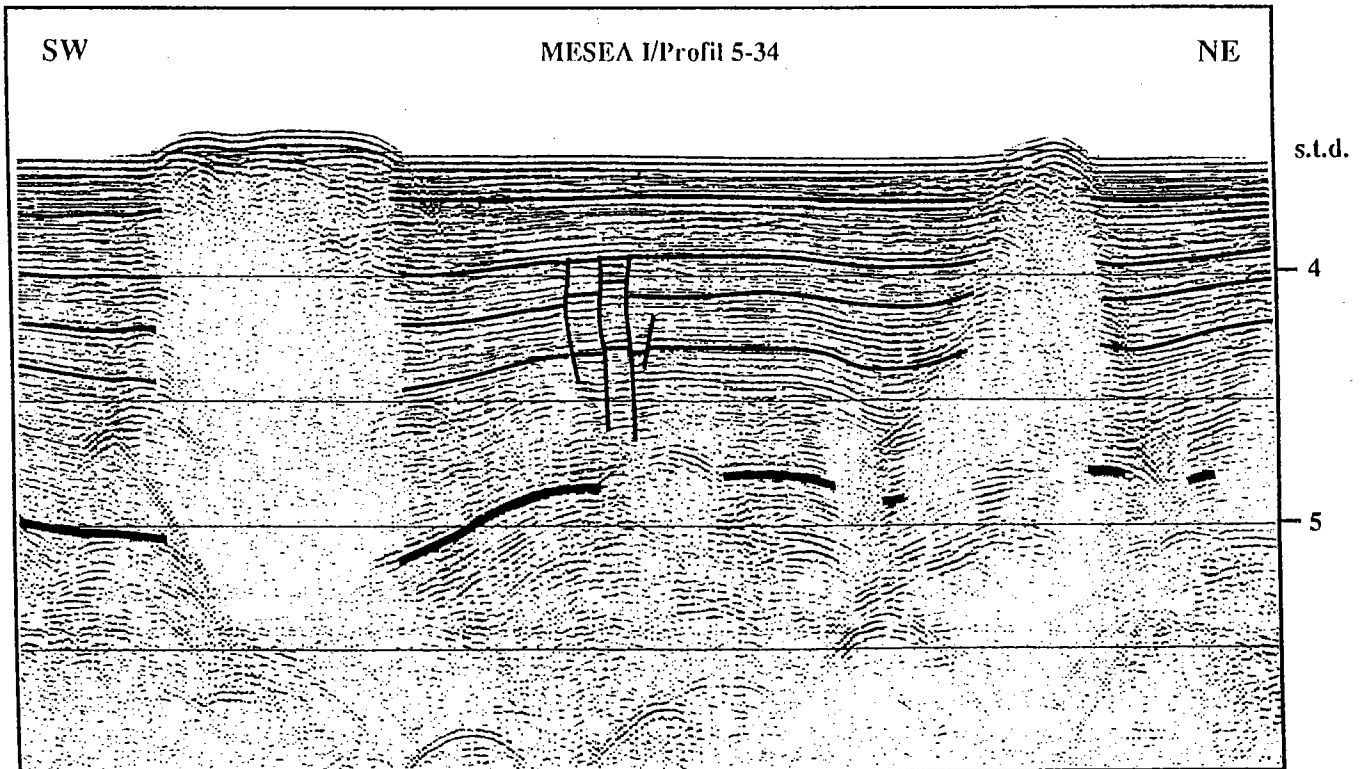
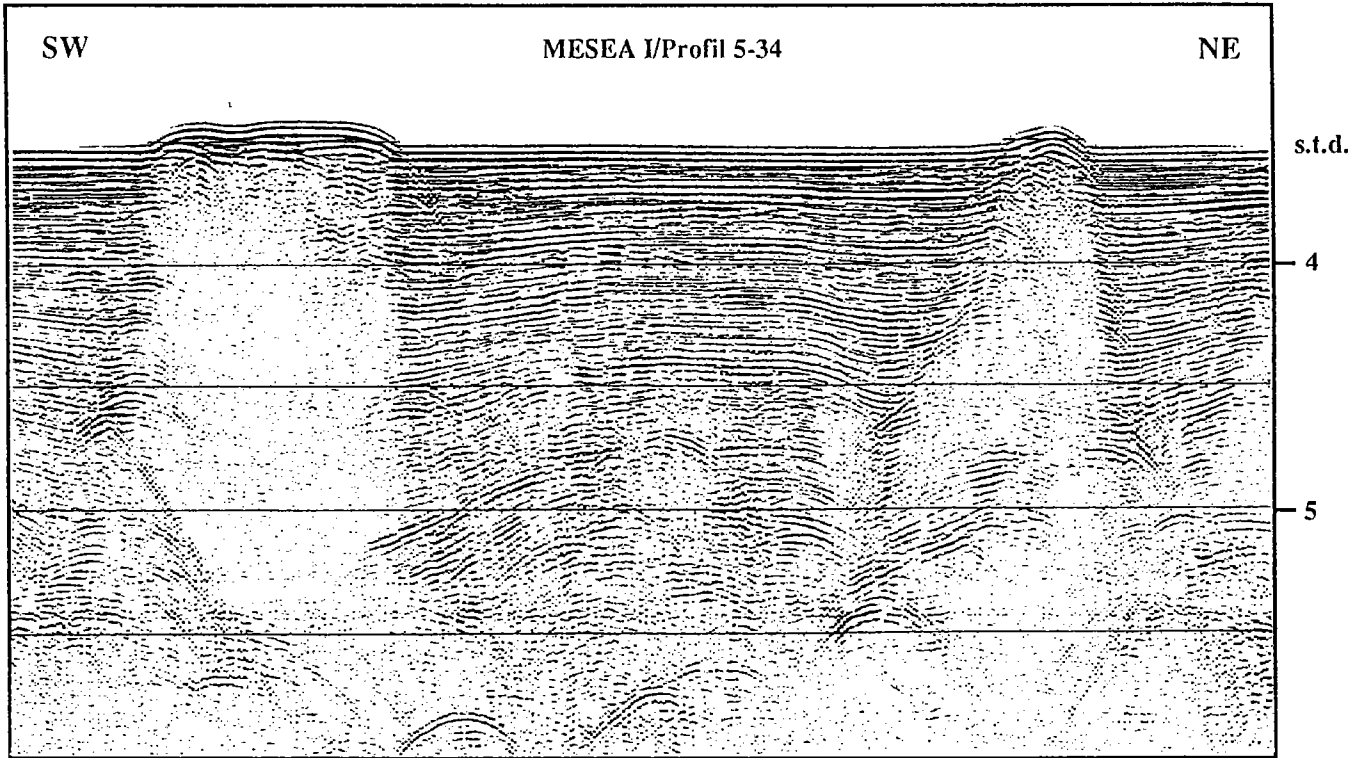


Figure III.49: Synclinaux bordiers secondaires ("secondary peripheral sink"): l'épaisseur des sédiments augmente vers les diapirs, avec affaissement progressif des couches contre les flancs des structures salifères. Un anticlinal se crée entre deux diapirs, avec failles d'extrados.

Exagération verticale : x53

0 5 km

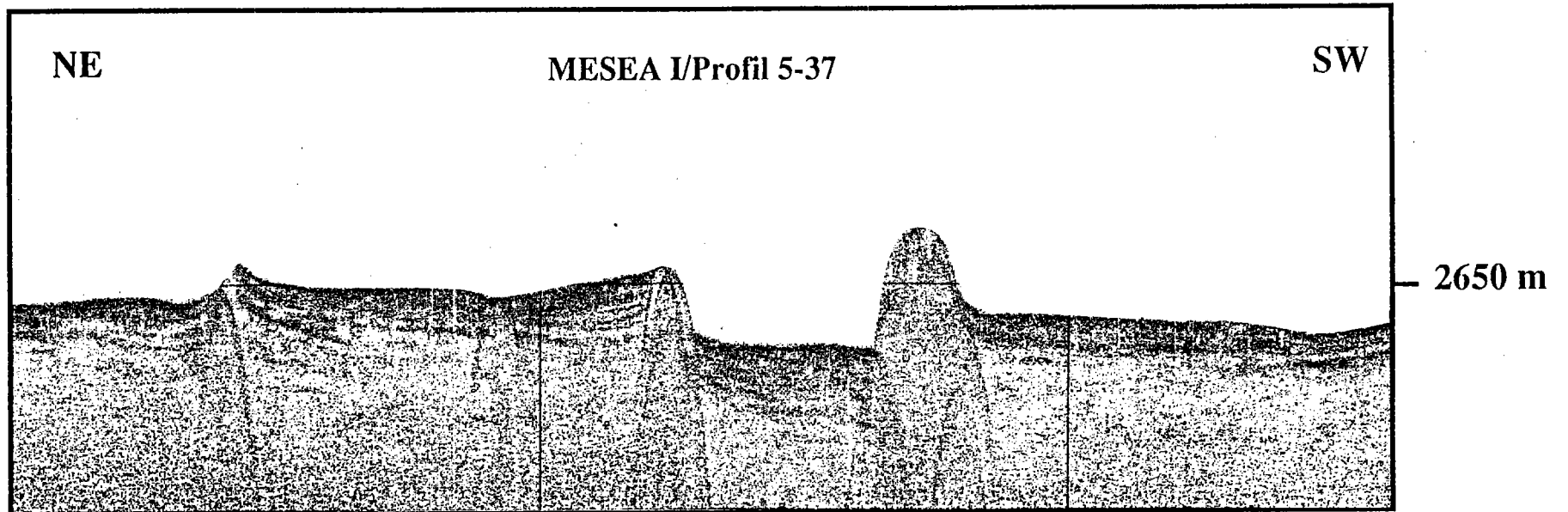


Figure III.50: Influence du diapirisme sur la sédimentation: les structures salifères déformant le glaucis jouent ici un rôle de barrage vis à vis des dépôts sédimentaires (Profil 3,5 kHz).

Exagération verticale : x53

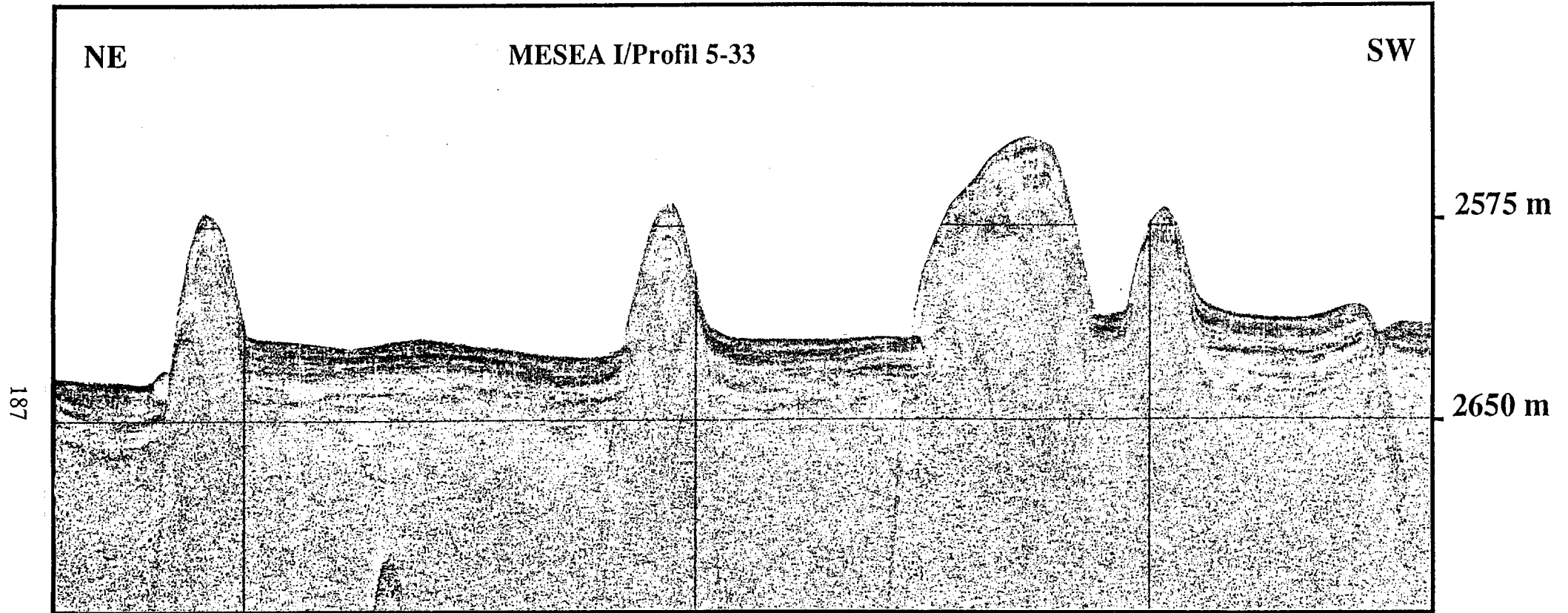
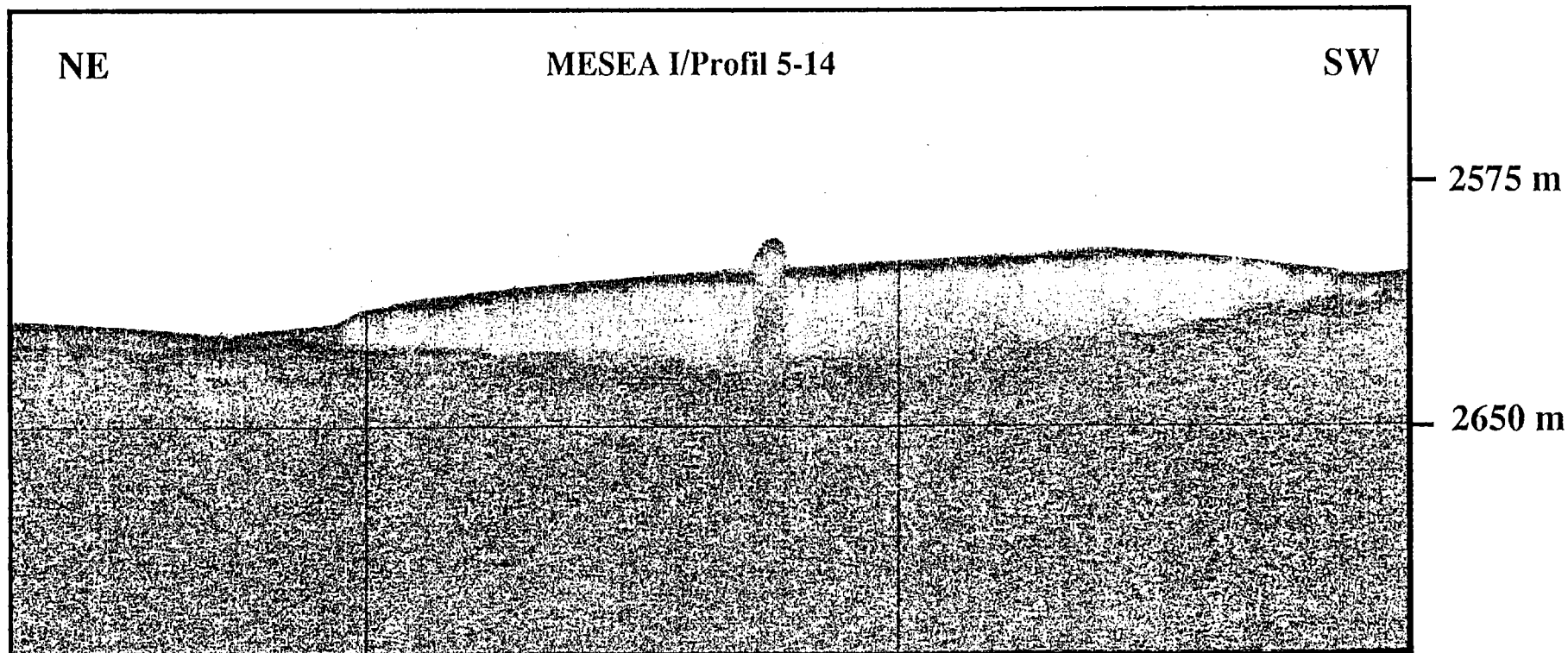


Figure III.51: Eboulement au pied d'un diapir (à gauche sur le profil), attestant la déstabilisation des sédiments lors de la montée du sel.

Exagération verticale : x53



188

Figure III.52: Diapir "intrudant" un mégaslump attestant une halocinèse active pour la période actuelle.

Exagération verticale : x5.5

0 5 km

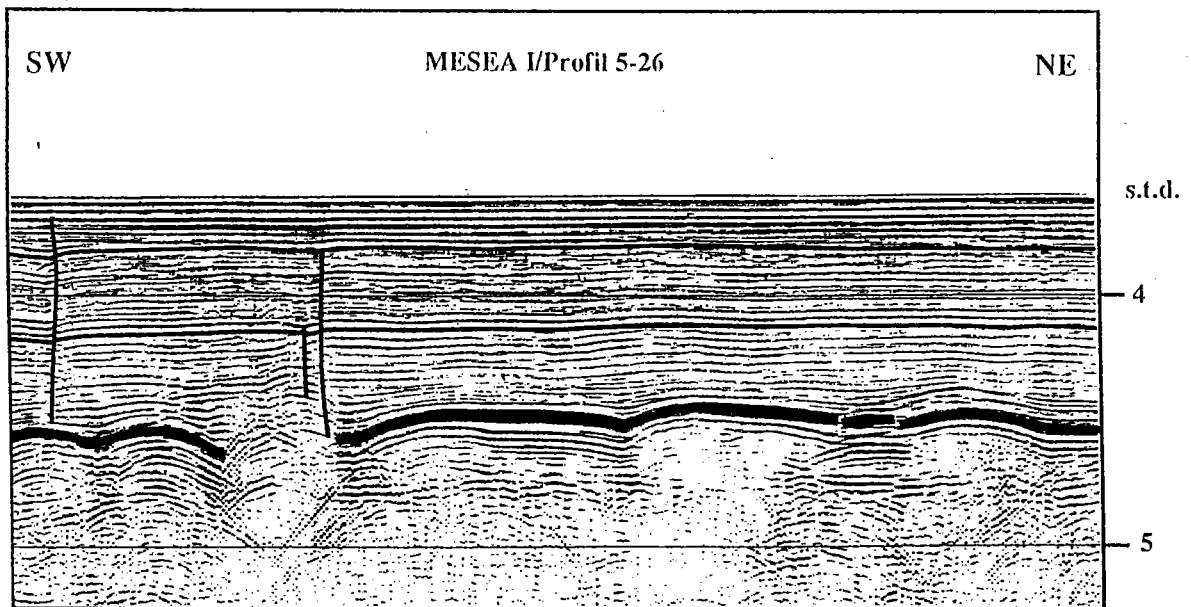
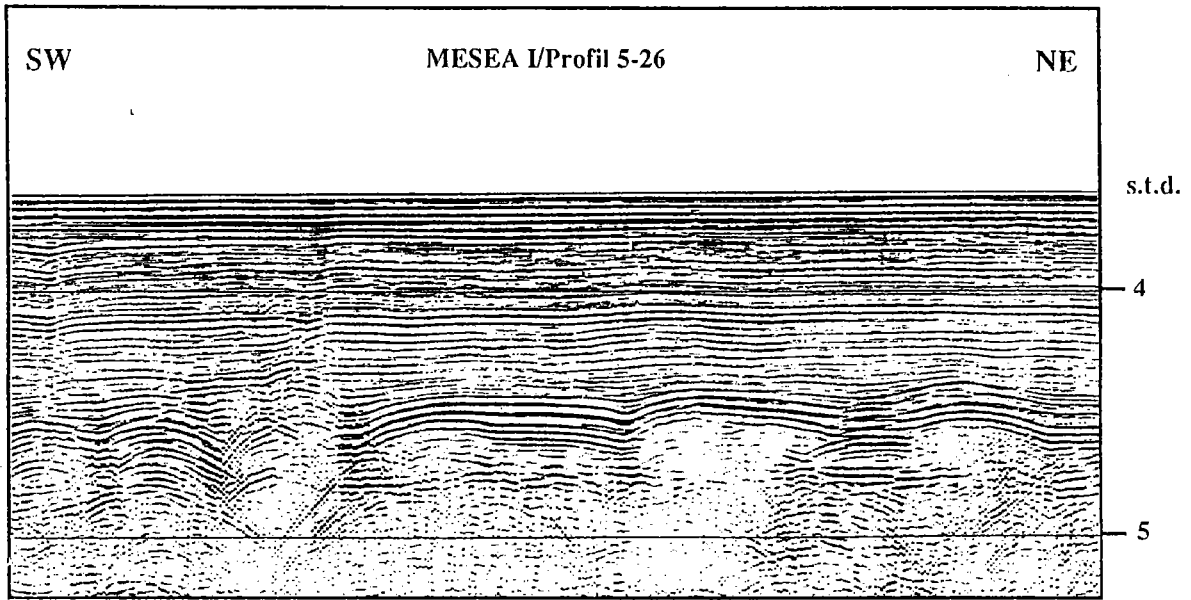
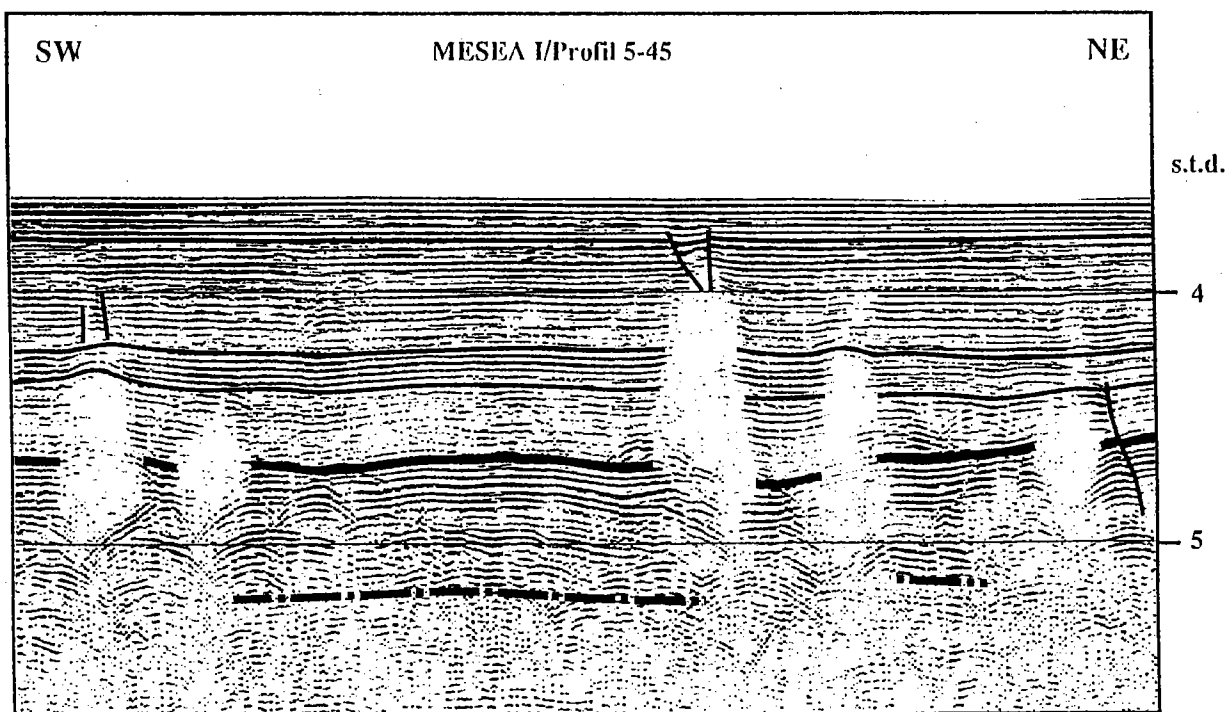
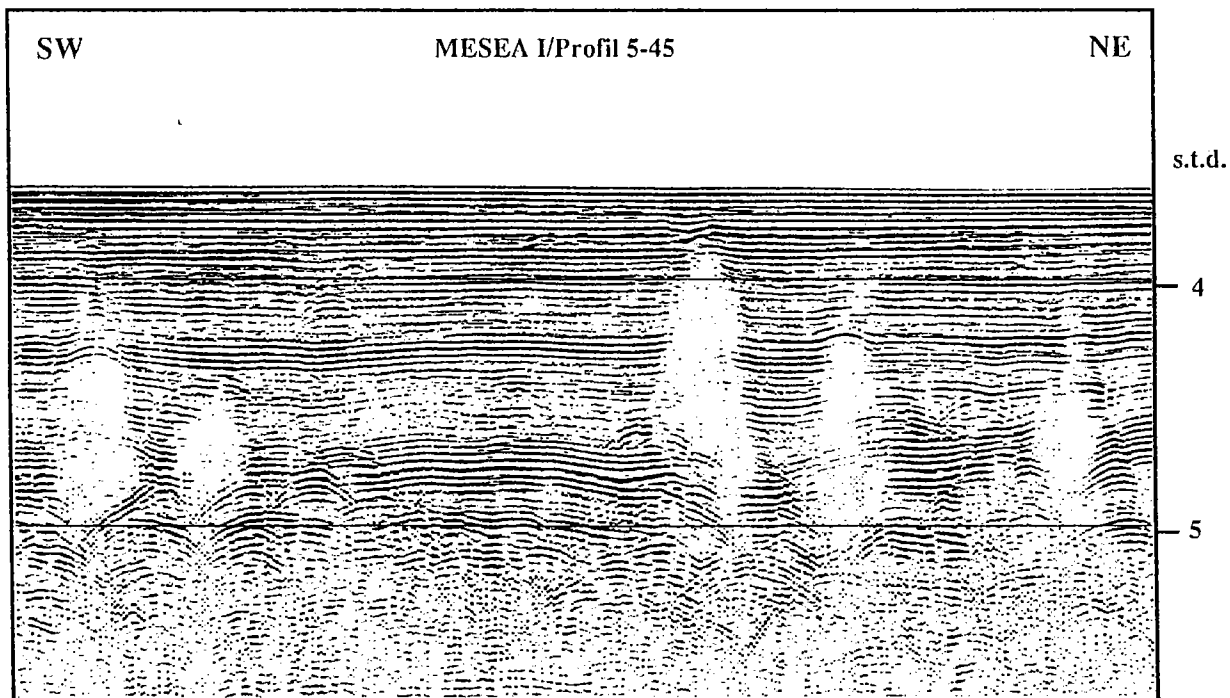


Figure III.53: Série sédimentaire plio-quaternaire globalement peu déformée par le diapirisme salifère: réflecteurs réguliers et sub-horizontaux.

a



b

à l'interface sel/évaaporites supérieures. Les diapirs affectent différents niveaux de la série de couverture, arrivant même à l'affleurement pour bon nombre d'entre-eux. Le début de mise en place des structures est donc variable à la fois dans le temps et dans l'espace, tout comme l'arrêt de leur croissance.

2.2. Répartition des structures salifères

A partir de l'analyse des profils sismiques a été établie **une carte de la répartition des structures salifères** dans la zone 5 (Figure III.54). La surface de référence choisie pour cette cartographie est le niveau constitué par le toit des évaporites supérieures. Les anticlinaux salifères n'y apparaissent donc pas. Pour la réalisation de ce document, j'ai utilisé la méthode employée lors des travaux antérieurs (Le Cann, communication personnelle, 1990). La largeur des diapirs, mesurée au toit du Messinien, a été reportée pour chaque profil puis des corrélations ont été réalisées de profil à profil, en fonction des ressemblances entre structures: extension, taille, forme, géométrie des réflecteurs perturbés, guide bathymétrique, etc... La carte obtenue permet d'observer deux types de structures:

- **Des diapirs ovoïdes à circulaires.** Il faut cependant se pencher sur la réalité de ces dômes ponctuels. En effet, il peut réellement s'agir de pointements de petite taille (contrôle par le Seabeam) mais aussi d'artéfacts liés à un espacement des profils trop important. Un sériage des profils trop large entraînerait en effet une "minoration" de la taille des structures. Il est néanmoins évident que les contours des diapirs restent mal connus, en particulier pour les dômes de très petites dimensions. En l'absence d'indications bathymétriques, en particulier au nord de la zone 5, là où les diapirs n'arrivent plus à l'affleurement, les structures identifiées ont été dessinées circulaires, et non allongés dans l'axe des profils.

- Des murs de sel

Au nord de la latitude 42°55 N, les diapirs sont peu nombreux, de faible dimension et généralement subcirculaires. **Au sud de cette latitude**, la densité des structures salifères devient très importante. La majorité d'entre-elles se présente sous forme de murs de sel longs et étroits. Ces structures présentent des orientations préférentielles, simples ou complexes. On observe ainsi **des directions de premier ordre: soit simples (déterminées par l'allongement des structures), soit complexes (avec des structures en L, Y ou U)**. **Des directions de second ordre** sont également visibles et correspondent à des alignements de plusieurs structures, circulaires et /ou longilignes. Une analyse morphostructurale détaillée montre que, dans la zone étudiée, les structures diapiriques s'orientent selon deux directions dominantes: **N130 à N145 et N170 à N180 (+ N85 à N90)**[Figure III.55]. Ces deux familles de structures salifères

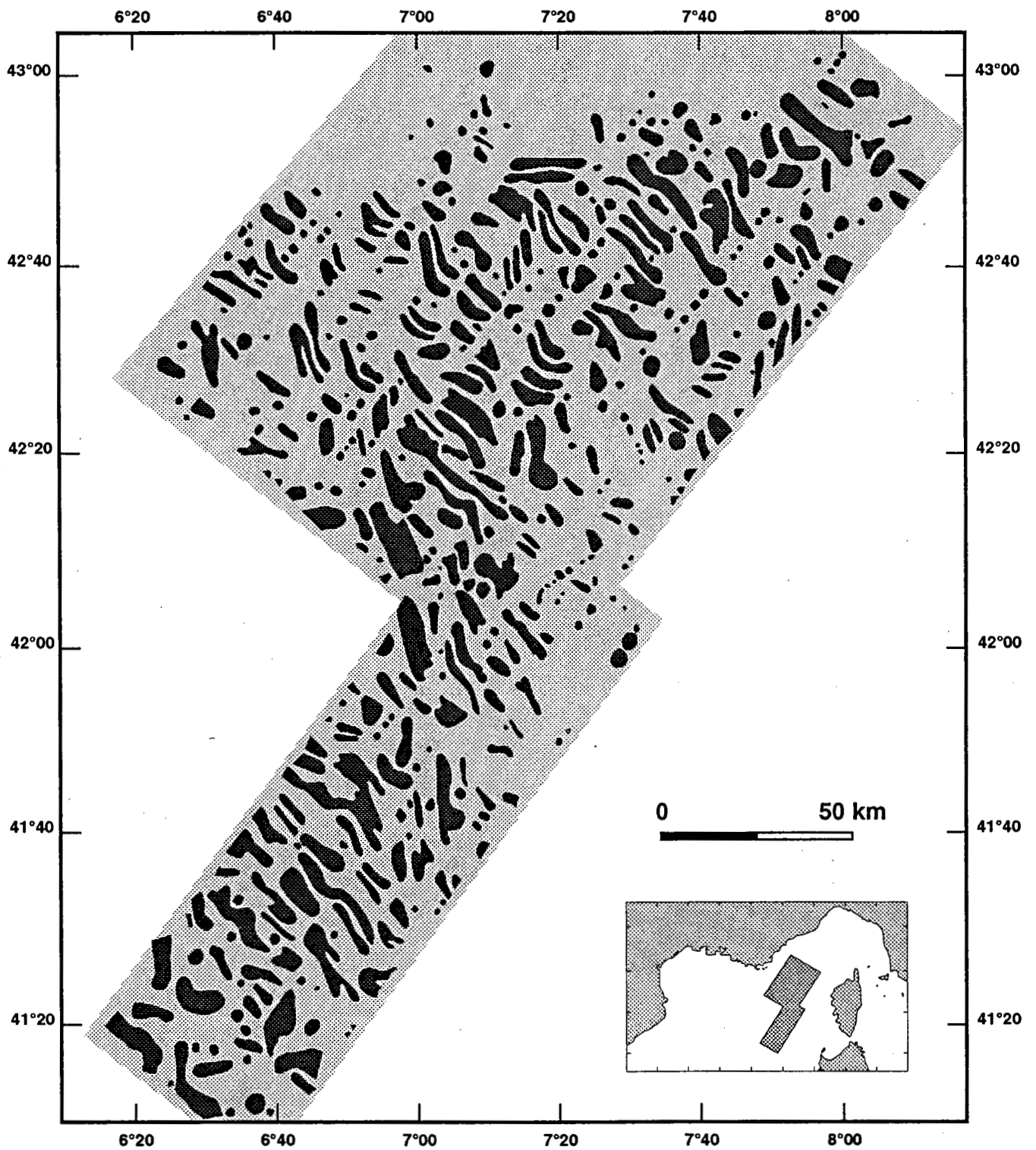


Figure III.54: Morphologie et répartition des structures salifères sur le glacis liguro-provençal (MESEA I). Le niveau de référence utilisé pour la cartographie est le toit des évaporites supérieures.

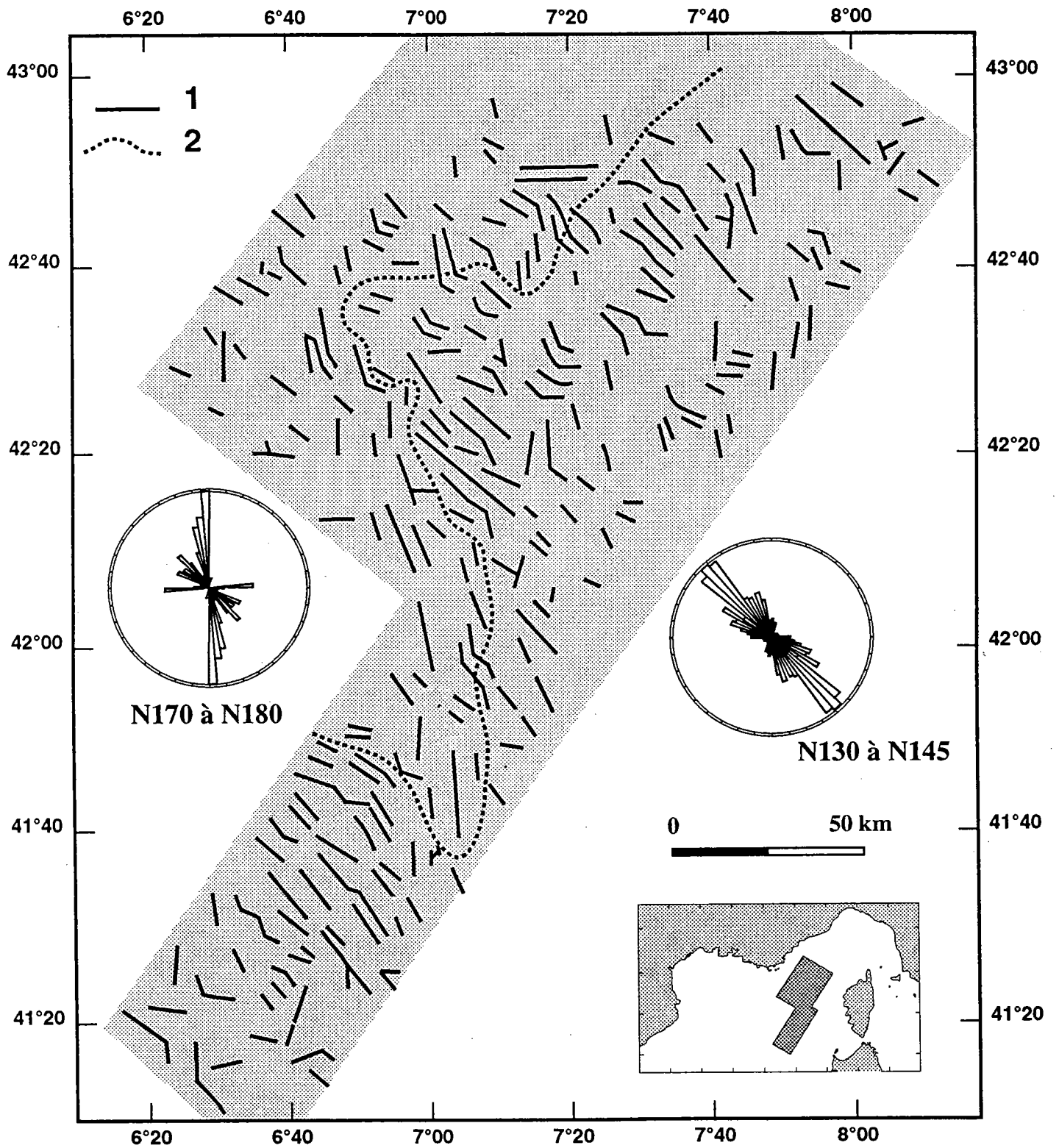


Figure III.55: Analyse de l'orientation des structures salifères. 1: axe d'allongement des structures, 2: limite des provinces structurales.

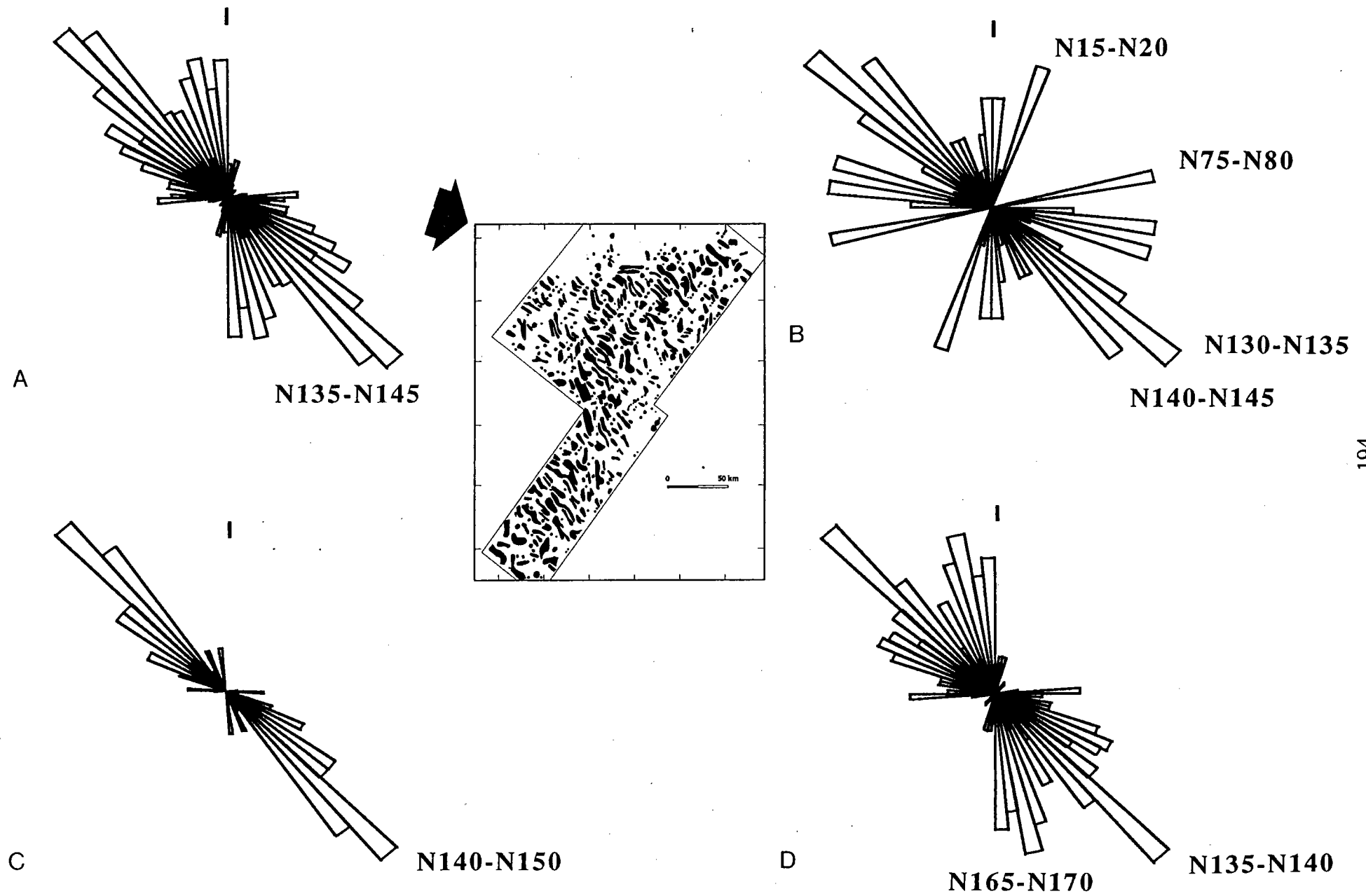


Figure III.56: Analyse de l'orientation des structures salifères par secteurs (zone 5, MESEA I, 1990).

caractérisent deux secteurs différents, la partie tournée vers le domaine profond pour la première, la partie la plus proche de la marge pour la seconde.

Il faut également remarquer que la densité des structures salifères est loin d'être homogène. En effet, il existe des "couloirs" où les murs de sel sont nombreux et/ou bien structurés (rosaces C et D, figure III.56) alors qu'ailleurs les structures rencontrées sont plus dispersées et de forme plus massive, les mesures de directions étant alors beaucoup plus variables (rosace B). Nous discuterons la signification de ces couloirs.

La carte de répartition des structures salifères permet donc de mettre en évidence deux familles de diapirs de directions différentes: N170-N180 et N130-N145 et géographiquement bien délimitées.

C. SYNTHÈSE REGIONALE

Ces résultats sont en très bon accord avec ceux obtenus par Le Cann (1987, figure III.57). En effet, cet auteur met en évidence, dans le secteur SEADOME, deux familles de structures salifères correspondant à deux provinces structurales différentes (Figures III.58 et III.59). **Au sud de la Provence**, les murs de sel présentent deux types de directions:

- une direction N-S, E-W, côté marge
- une direction NW-SE (N140±10), NE-SW, côté bassin.

Ces deux provinces structurales sont séparées par une limite orientée globalement NE-SW (dans le détail, N-S, E-W à NW-SE).

En Mer Ligure, les diapirs s'orientent également selon deux directions:

- dômes ponctuels orientés N-S (N0 ±10), E-W au SW du cours inférieur du Var
- murs massifs orientés NE-SW (N35-N45), NW-SE, au NE du cours inférieur du Var et probablement N-S, E-W.

D. SYNTHÈSE DES RESULTATS ET PROBLEMES POSES

Grâce aux nouvelles données de la campagne MESEA I et grâce aux travaux antérieurs, j'ai pu établir des documents à l'échelle régionale: cartes bathymétriques et carte de répartition des structures salifères, permettant ainsi de cerner les grandes caractéristiques de l'halocinèse méditerranéenne.

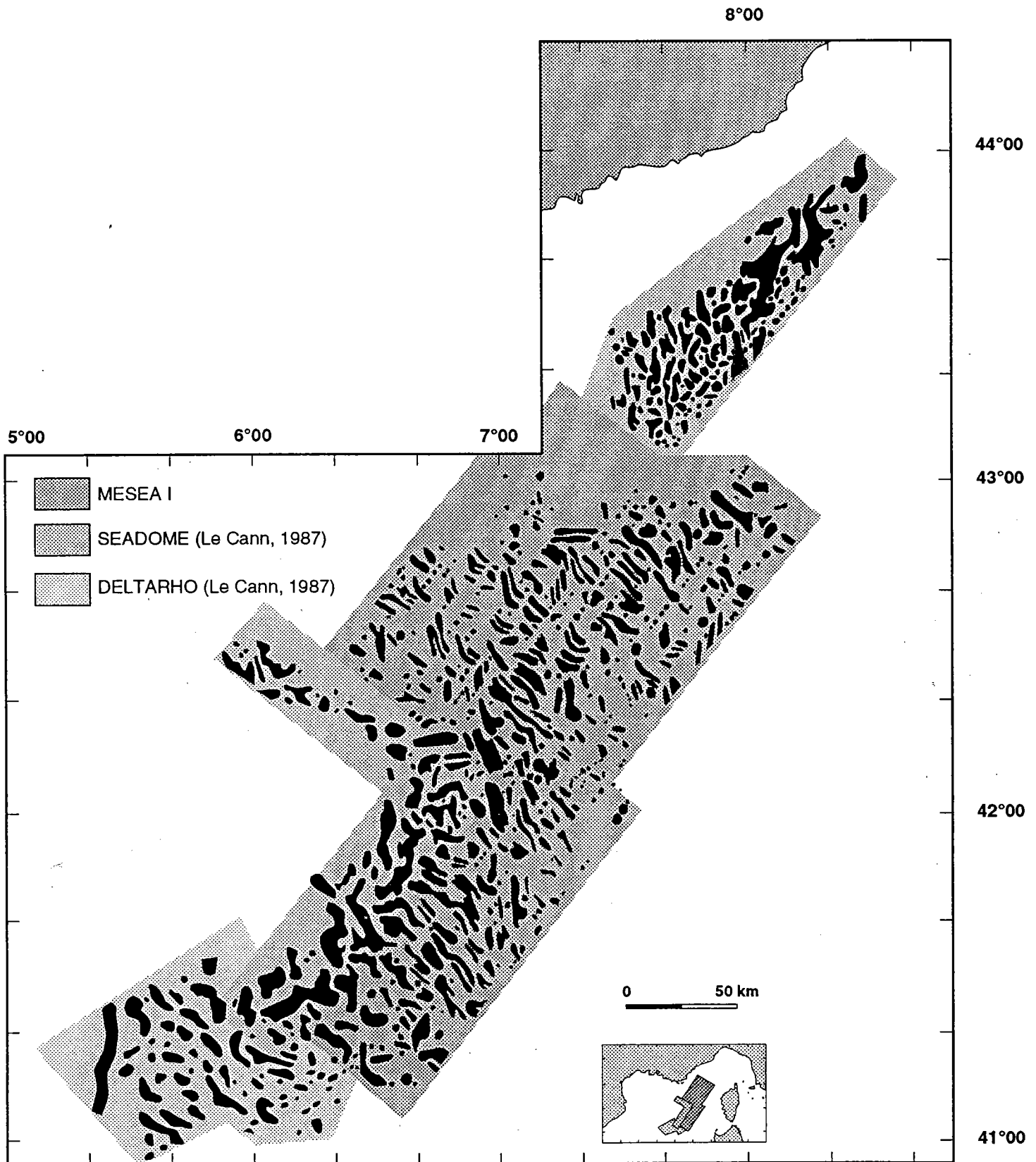


Figure III.57: Synthèse de la répartition des structures salifères dans le bassin liguro-provençal, à partir des données MESEA I, SEADOME et DELTARHO (Le Cann, 1987).

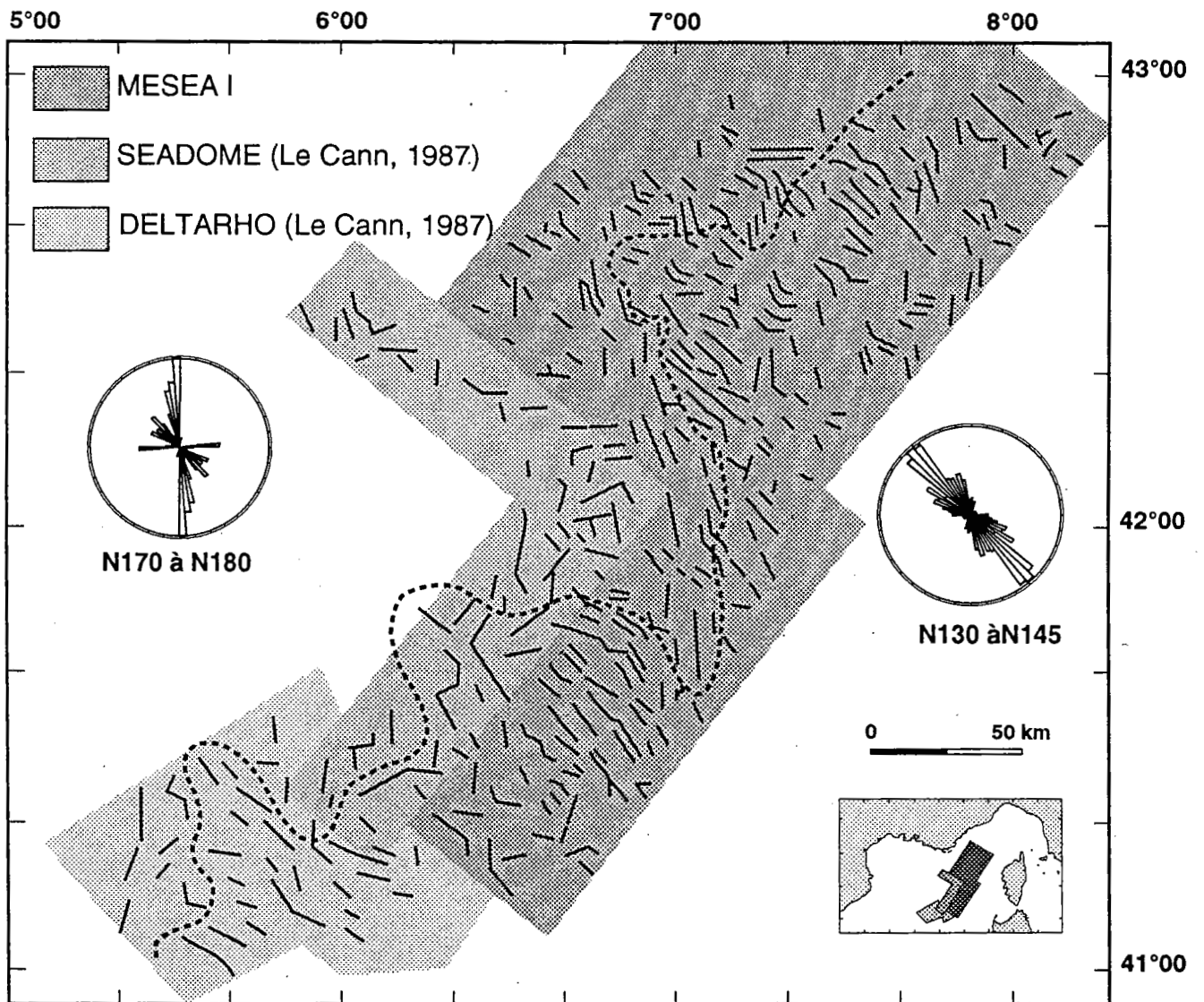


Figure III.58: Synthèse de l'analyse morphostructurale des structures salifères sur le glacis liguro-provençal.

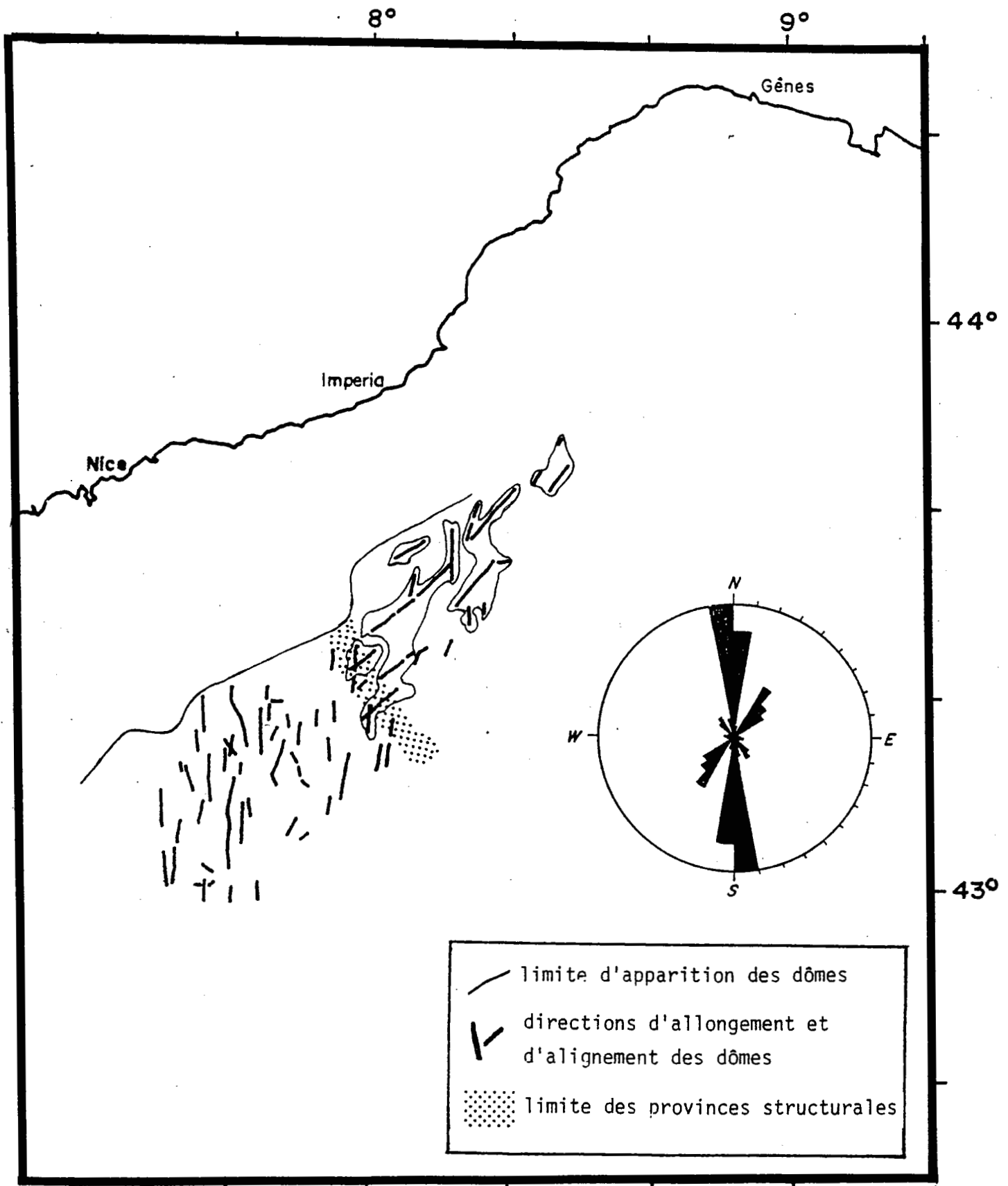


Figure III.59: Structuration du champ de diapirs sur le glacis franco-ligure (Le Cann, 1987).

A l'échelle régionale, la répartition préférentielle des structures salifères en périphérie de l'Eventail sous marin profond du Rhône suggère en première approche l'importance prépondérante de la surcharge sédimentaire sur l'initiation et l'évolution du diapirisme liguro-provençal. Néanmoins, la géométrie et la localisation de la ceinture de diapirs déformant le fond sous-marin semble déjà témoigner d'un contrôle structural. Ces deux mécanismes interviennent-ils réellement, comment, dans quelle proportion et sont-ils les seuls envisageables ?

Dans le détail, les données bathymétriques et sismiques permettent de mettre en évidence deux directions préférentielles d'allongement des dômes de sel: **N-S et NW-SE**.

Ces résultats à petite échelle suggèrent là encore deux hypothèses:

- On peut envisager que la géométrie et donc l'orientation des diapirs sont directement représentatives des variations d'épaisseur de la série sédimentaire plio-quadernaire.

- La géométrie des diapirs serait directement contrôlée par la tectonique régionale profonde, les directions observées étant connues à terre et dans le bassin.

Nous discuterons plus largement de la signification de tels résultats dans le chapitre III, en passant en revue les différentes hypothèses susceptibles d'expliquer ces caractéristiques tout à fait originales de l'halocinèse liguro-provençale et nous tenterons d'y apporter une réponse.

Attirons également l'attention sur un certain nombre de points sur lesquels nous reviendrons dans la discussion:

1. Les structures salifères présentent en sismique, dans la plupart des cas, **des flancs rectilignes**:

* Cette géométrie de l'interface sel/sédiments suggère:

- une injection du sel dans des failles préexistantes

- un dépôt sédimentaire postérieur à la mise en place des structures.

Cette seconde hypothèse est d'ores et déjà invalidée par les nombreux indices de synchronisme halocinèse/sédimentation.

* Il peut s'agir d'un artefact: il est évident qu'en raison du phénomène d'ombre sismique (absence d'informations sous le cap-rock du diapir), la forme réelle de la structure salifère et de son contact avec l'encaissant reste hypothétique.

2. Dans l'ensemble, **la couverture plio-quadernaire est peu déformée dans une région où le phénomène halocinétique est particulièrement intense** ("Eczéma salifère", Lachmann, 1910).

3. **La chronologie de l'halocinèse messinienne est particulièrement complexe**:

a/ le début du mouvement est précoce (dès le dépôt des évaporites supérieures) ou plus tardif;

b/ le mouvement s'arrête de façon précoce, se bloque à différents niveaux de la couverture sédimentaire ou perdure;

c/ la durée du mouvement est très courte: 6 Ma au maximum. Ceci donne une vitesse de fluage de l'ordre de 250 m/Ma soit 1/4 de mm par an.

Les résultats obtenus permettent donc de dégager les caractéristiques originales de l'halocinèse liguro-provençale qui apparaît soumise à un double contrôle sédimentaire et tectonique. Nous nous proposons de tenter de montrer dans la discussion quels sont réellement les mécanismes contrôlant l'initiation et l'évolution des structures salifères et quelles en sont les modalités, dans le contexte géologique particulier du bassin liguro-provençal.

CHAPITRE III: DISCUSSION

CHAPITRE III: DISCUSSION

A. HALOCINESE PAR FLOTTABILITE

Ce mécanisme requiert, nous l'avons vu dans le chapitre I, une inversion de densités et l'épaisseur de la couverture revêt une importance primordiale (notion de profondeur critique). **Dans le bassin liguro-provençal, la densité du sel messinien (2,2) est légèrement supérieure à celle de sa couverture sédimentaire (2 à 2,1).** L'épaisseur des sédiments plio-quatérnaires est en effet insuffisante pour que ceux-ci soient suffisamment compactés. Leur densité ne dépasse donc pas celle du sel, qui se trouve ainsi en position peu profonde par rapport à d'autres exemples dans le monde. L'instabilité Rayleigh-Taylor ne peut donc pas expliquer l'halocinèse méditerranéenne, contrairement à l'idée classiquement répandue. Comment expliquer grâce à ce mécanisme, le démarrage précoce du mouvement (dès le dépôt des évaporites supérieures) sous une très faible épaisseur de sédiments non compactés ou bien, au contraire, l'absence de diapirs dans des zones à forte épaisseur sédimentaire ?

La vision "classique" en halocinèse pure est celle de diapirs perçant la couverture sédimentaire sus-jacente. Dans notre secteur d'étude, l'imagerie sismique montre des diapirs déformant peu l'encaissant mais semblant le découper à l'emporte-pièce. Cette hypothèse est, nous l'avons vu dans le chapitre I, **irréaliste au plan mécanique**.

Ce type de géométrie résulte en fait d'un fluage rapide du sel, synchrone de la sédimentation. Dans le cas du sel messinien, nous avons mis en évidence grâce à nos données de nombreux indices de synchronisme diapirisme/sédimentation (chapitre II).

L'hypothèse du **downbuilding**, évoquée très tôt par Barton (1933) et réfutée par la plupart des auteurs (dont Le Cann, 1987) semble beaucoup plus plausible dans le cas de l'halocinèse pure. Selon cette théorie, le diapirisme est synsédimentaire, le toit du sel reste constamment à faible profondeur, tandis que sa base s'approfondit peu à peu, par affaissement progressif des sédiments environnants, dans un matériau visqueux.

Cette explication constitue une réponse satisfaisante aux problèmes de densités, de contacts sel/encaissant, et au démarrage précoce de l'halocinèse

liguro-provençale. L'inversion de densités n'est en effet pas indispensable, il s'agit plutôt d'un mécanisme comparable à celui de l'isostasie.

Le downbuilding permet également d'expliquer la faible déformation de la couverture sédimentaire plio-quadernaire, qui n'est pas traversée à l'emporte-pièce par les structures salifères mais qui se dépose au fur et à mesure du fluage du sel. De même, grâce à ce mécanisme, l'halocinèse peut débuter dès le dépôt des évaporites supérieures.

Néanmoins, le processus de downbuilding implique:

1. La création "d'espaces" pour amorcer le phénomène halocinétique.

2. Une répartition des structures salifères soit aléatoire, soit contrôlée par les variations d'épaisseurs de la couverture.

=> Le downbuilding constitue un premier élément de réponse pour expliquer de façon simple certaines des caractéristiques de l'halocinèse liguro-provençale. Cependant, ce mécanisme nécessite une "amorce" et il faut faire appel à d'autres hypothèses pour comprendre pourquoi les diapirs présentent à l'échelle régionale, une répartition spécifique et dans le détail une géométrie particulière.

B. SURCHARGE DIFFERENTIELLE

La disposition des diapirs autour de l'Eventail du Rhône, zone d'accumulation sédimentaire très importante (jusqu'à 3,6 km de sédiments plio-quadernaire, dans sa partie proximale, pour 1 km dans la partie profonde du bassin) a conduit de nombreux auteurs à retenir exclusivement l'hypothèse de la surcharge différentielle. Les anticlinaux salifères identifiés dans le domaine distal de l'Eventail du Rhône sont classiquement interprétés comme résultant d'un fluage du sel sous l'action de la surcharge (Mauffret, 1976; Genesseeux et Vanney, 1979).

La disposition générale des diapirs reflèterait ainsi la forme globale du deep-sea fan (Figure III.60). C'est ce que montrent les modèles analogiques en centrifugeuse, la surcharge créant d'abord des anticlinaux puis des murs de silicone au front de la discontinuité. L'absence de structures salifères sous le delta du Rhône, dans le secteur DELTARHO, conduit Le Cann à conclure sur le caractère "inhibiteur" d'une charge sédimentaire importante. Attirons néanmoins l'attention sur l'existence de diapirs sous la Ride du Var (Droz, 1991), zone d'accumulation sédimentaire pourtant conséquente.

5°00

6°00

7°00

8°00

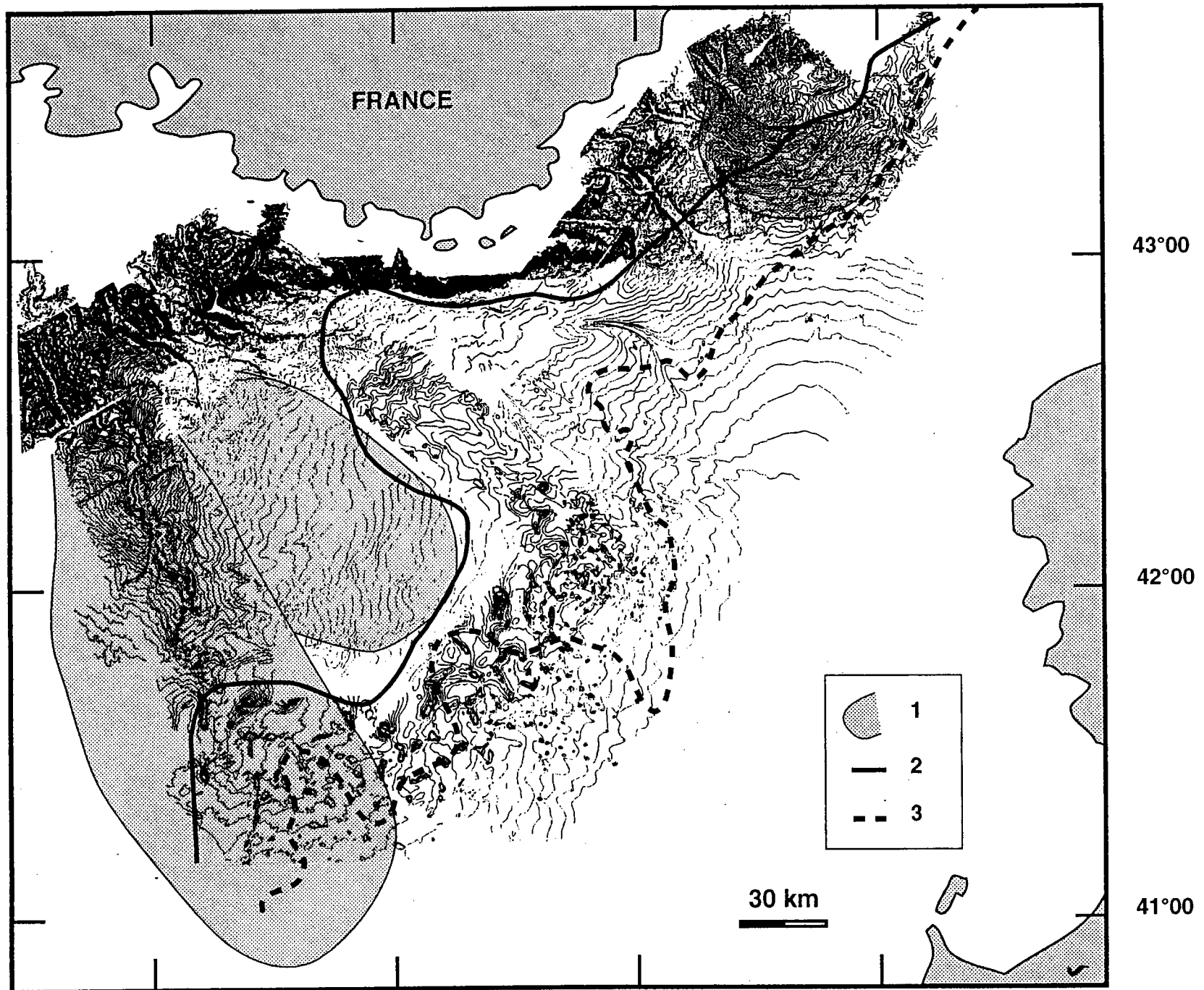


Figure III.60: Distribution des structures salifères liguro-provençales par rapport à l'Eventail sous-marin profond du Rhône et à la Ride du Var (compilation des données Seabeam: Monti et Mazé, IFREMER; limites SEADOME: Le Cann, 1987). 1. Contours approximatifs de l'Eventail sous-marin profond du Rhône et de la Ride du Var. 2. Limite d'apparition des structures diapiriques. 3. Limite des provinces structurales.

Par ailleurs, la limite externe de l'Eventail du Rhône est mal connue, il s'agit en fait d'un passage sédimentaire progressif et non d'une barrière franche. Ceci constitue un réel problème pour argumenter l'hypothèse de la surcharge sédimentaire.

Dans le détail, la géométrie particulière des structures salifères serait le reflet direct de la morphologie à petite échelle des dépocentres (chenaux et levées, Figure III.61).

Les relations éventuelles entre les structures salifères et le réseau de chenaux de l'Eventail du Rhône sont difficiles à mettre en évidence. Sur la carte bathymétrique, on n'observe pas à priori de contrôle direct des chenaux sous-marins sur la répartition des diapirs. Ce sont au contraire les dômes de sel qui influencent leur cours et qui jouent un rôle dans la distribution des sédiments. La carte des chenaux fossiles dont nous disposons (Figure III.37) ne montre pas de relation particulière entre la répartition des diapirs et la distribution des chenaux. Seules des données beaucoup plus détaillées pourraient permettre de déterminer leur éventuel contrôle sur la localisation et l'orientation des structures salifères; données inexistantes dans l'état actuel des connaissances. Cependant, la disposition générale du réseau de chenaux me semble peu conforme avec les deux directions préférentielles des murs de sel, N-S et NW-SE. On attendrait en effet soit une distribution plus ou moins radiale des orientations de diapirs soit une répartition "désordonnée".

De plus, les structures salifères enfouies existent également au nord du delta, bien au delà de son influence et présentent néanmoins des orientations spécifiques.

C. GLISSEMENT GRAVITAIRE

Nous nous trouvons ici dans un cas typique de marge passive, avec série sédimentaire plio-quadernaire épaisse sur niveau de décollement (sel messinien) en contexte de pente (Figure III.31). La figure III.44 illustre l'évolution classique d'un glissement gravitaire avec la succession d'amont en aval:

- d'un domaine de failles de croissance enracinées sur coussins résiduels de sel,
- d'un domaine peu déformé
- et enfin d'un domaine d'anticlinaux salifères puis de diapirs.

Ces trois domaines sont observables dans la morphologie actuelle du bassin (Figure III.36) et résultent d'une tectonique extensive superficielle liée à la pente (Chapitre I, paragraphe C.2.2.2).

Ce mécanisme de glissement gravitaire en contexte de delta, avec de forts taux de sédimentation permet à lui seul d'expliquer la disposition préférentielle des diapirs en pied de pente, le sel migrant vers le bassin et ayant ainsi pratiquement disparu dans la partie amont.

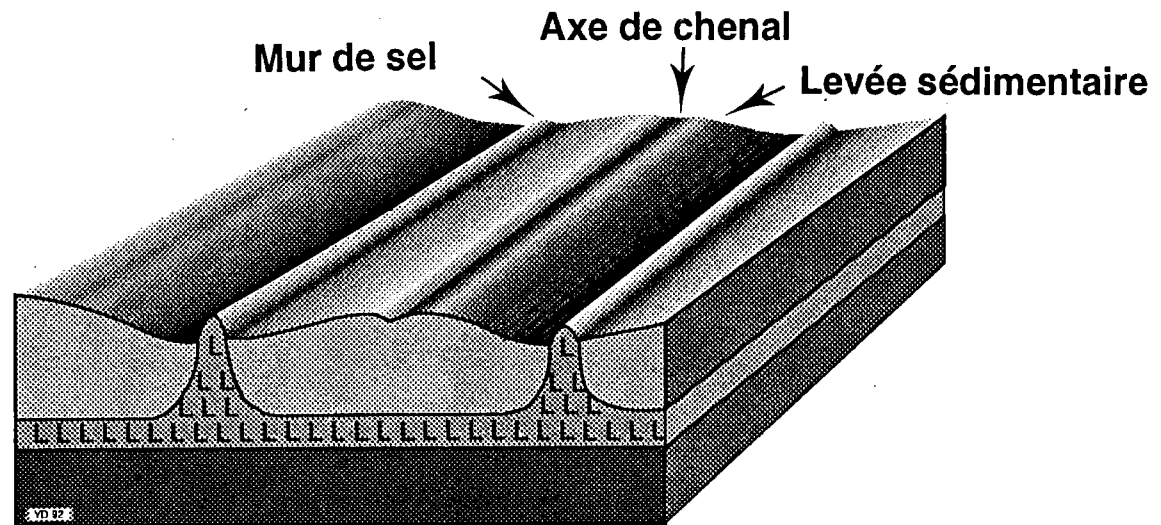


Figure III.61: Relation potentielle entre la morphologie d'un système chenal-levées et la géométrie des structures salifères.

Lors d'un glissement gravitaire, les orientations des structures salifères sont contrôlées par le sens de la pente du substratum et/ou de la pente de surface. D'une façon générale, **les structures extensives seront perpendiculaires à la direction de glissement** si le plan de glissement est homogène. S'il est de forme "conique" par exemple, le glissement s'effectuera **de façon radiale** (Radial gliding, Cobbold et Sztamari, 1991). Il en sera de même si la pente de surface n'a pas une géométrie cylindrique.

Dans notre secteur d'étude la morphologie du substratum salifère est mal connue mais globalement la pente est orientée NW-SE. Nos données montrent que les murs de sel ne sont pas perpendiculaires à la direction principale du glissement. La répartition des orientations de diapirs n'apparaît pas non plus radiale ni par rapport à la pente du substratum ni par rapport à l'édifice sédimentaire du Rhône (pente de surface).

Les variations de l'épaisseur de la couverture sédimentaire et les variations de pente (substratum et surface) ne semblent pas constituer une réponse satisfaisante pour expliquer les directions des structures salifères en périphérie de l'Eventail du Rhône, quels autres mécanismes proposer ?

D. TECTONIQUE

Nos résultats mettent en évidence que la géométrie de la ceinture de diapirs affleurants ainsi que l'orientation des structures salifères ne sont pas aléatoires. Les directions N-S et NW-SE des murs de sel révélées par les analyses morphostructurales suggèrent donc un **contrôle tectonique**. L'intervention de la tectonique régionale dans la mise en place et l'évolution des structures salifères est fréquente dans de nombreux cas (chapitre I) et son importance n'est plus contestée actuellement. Pour notre secteur d'étude, l'hypothèse tectonique a été invoquée notamment par Mauffret (1968, 1976), Réhault (1981) et Le Cann (1987).

Néanmoins, le contexte tectonique du bassin liguro-provençal cadre-t-il avec une telle hypothèse ? On peut envisager deux cas:

1. Contexte compressif

Actuellement, le secteur nord-occidental de la Méditerranée est soumis à un régime compressif général comme l'attestent les études microtectoniques (Bousquet et Philip, 1976) et la sismologie (Rothé et al., Eva et al., 1978, Réhault et Béthoux, 1984).

Dans l'arrière-pays niçois et le domaine ligure, cette compression s'effectue de façon dissymétrique ("en ciseaux"). Ceci se traduit:

- en sismique, par l'existence de failles normales héritées fortement redressées et par l'orientation spécifique des murs de sel, attribuée à une reprise en compression d'accidents anciens par Réhault (1981, figure III.62). Le Cann met notamment en évidence un changement de direction des murs de sel au cours du temps: au Messinien, les structures salifères sont orientées N-S, au Plio-Quaternaire, elles suivent une direction NE-SW après la "crise du Pliocène moyen". Ce contrôle structural N-S puis NW-SE a également été mis en évidence grâce à l'étude des canyons et édifices sédimentaires associés de la marge ligure (Droz, 1991), structures dont le tracé date du Plio-Quaternaire.

- en sismologie, par l'existence d'une sismicité importante en Mer Ligure (Figure III.63). L'étude des mécanismes au foyer montre des directions de plans nodaux N20-N40 et N110-N130, correspondant aux directions du rifting. Ces séismes sont à composante décrochante ou inverse.

L'étude récente de Chaumillon (1992) montre que seule la sismologie permet de mettre en évidence des contraintes compressives sur la marge ligure. La tectonique compressive n'apparaît en effet pas exprimée dans la série sédimentaire, la remobilisation plio-quaternaire de la marge se traduisant plutôt par un rejeu des failles normales et un soulèvement.

Dans ce secteur, l'orientation des structures salifères apparaît directement liée à une tectonique active, quel que soit son mode (extensif ou compressif).

Dans le bassin provençal, l'activité sismique est pratiquement nulle actuellement. D'autre part, aucune structure plicative ou faille inverse n'a pu être observée au sein de la série plio-quaternaire. Si la compression existe, elle est encore trop faible dans ce secteur, en raison de la fermeture dissymétrique du bassin, pour être mise en évidence par les moyens géophysiques classiques. De plus, la largeur plurikilométrique des structures salifères semble difficilement compatible avec des contraintes compressives (problème d'espace disponible).

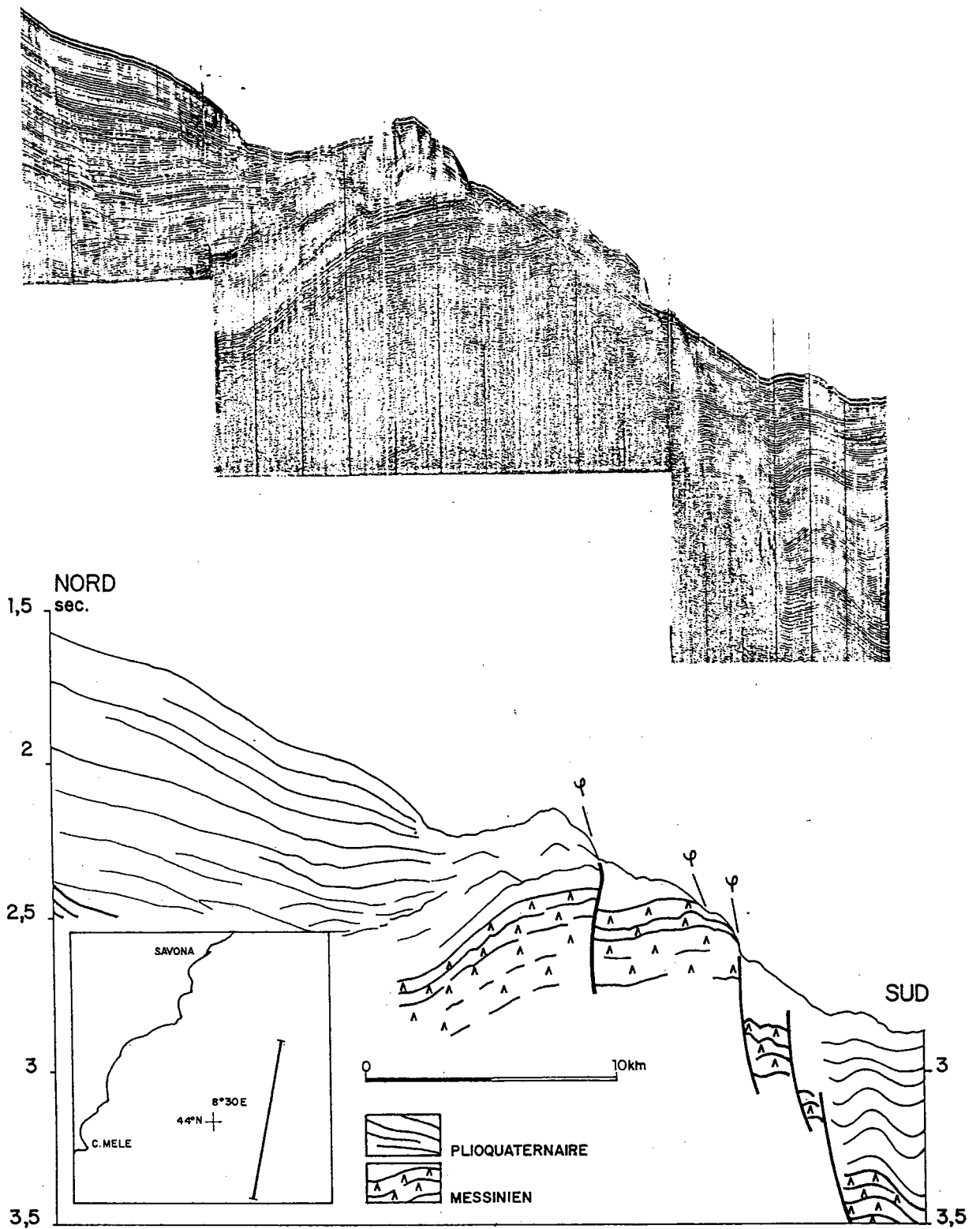


Figure III.62: Coupe sismique de la pente ligure au Sud du Bassin de Savone. Les évaporites messiniennes affleurent sur la pente et sont affectées de failles fortement redressées voire inverses (Réhault, 1971).

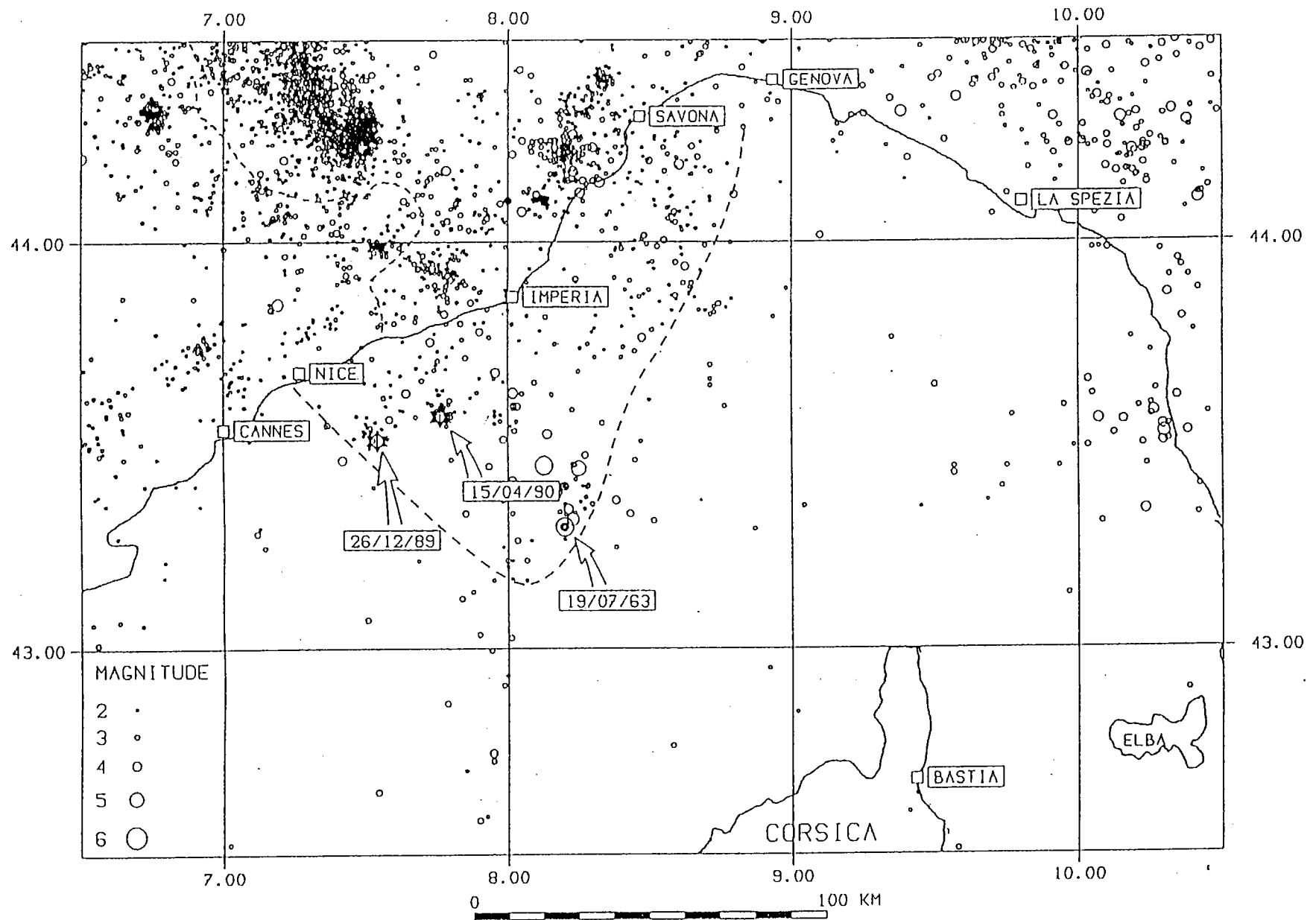


Figure III.63: Carte de la sismicité instrumentale des Alpes du Sud et du Golfe de Gênes (Béthoux, sous presse).

2. Extension

L'aspect rectiligne des flancs des diapirs semblait suggérer, comme nous l'avons déjà évoqué, une injection du sel dans des failles préexistantes. Il y a plusieurs façons d'envisager la mise en place de telles failles:

2.1. Extension crustale, ici lors de la riftogénèse du bassin liguro-provençal. Cette phase tectonique est achevée depuis longtemps lors du dépôt du sel, le remplissage du bassin étant principalement post-rift.

2.2. Tectonique extensive continue dans le temps, jusqu'à l'actuel. On ne pourrait envisager cette hypothèse que dans le sens de réajustements lors de la subsidence thermique, peu ou pas visibles sur la sismique réflexion. Ceci se traduit peut-être par des phénomènes de compaction différentielle ou de pressions de fluides.

2.3. Néotectonique

a/ extension superficielle affectant uniquement la série post-salifère et s'exprimant par des directions originales. Le contexte géodynamique du bassin ne s'y prête guère et les données infirment cette solution.

b/ reprise d'accidents anciens. Les directions NW-SE et NE-SW mises en évidence grâce à nos données et à celles de Le Cann correspondraient aux directions ayant guidé l'ouverture du bassin liguro-provençal (Figure III.64); les directions N-S, E-W sont quant à elles connues à terre dans le contexte pyrénéo-provençal. Le Cann (1987) attribue l'initiation et l'évolution des diapirs dans le bassin liguro-provençal à ce mécanisme de rejeu d'accidents anciens.

Deux problèmes surgissent néanmoins:

- D'une part, la base du sel est "classiquement" considérée comme plane dans la bibliographie, ce qui est en réalité loin d'être le cas.

- D'autre part, les profils de sismique réflexion multitrace disponibles ne permettent pas d'observer d'accidents affectant la base du sel messinien. La couverture sédimentaire du bassin étant par définition post-rift, de telles failles sont supposées ne pas exister, compte tenu de l'évolution structurale plio-quadernaire du bassin.

Dans le cas où l'on envisagerait un rejeu de failles de socle, elles seraient de toute façon indécélables dans la série plio-quadernaire parce qu'injectées de sel; et masquées dans la série anté-salifère en raison de l'absorption de l'énergie des ondes acoustiques par le sel messinien.

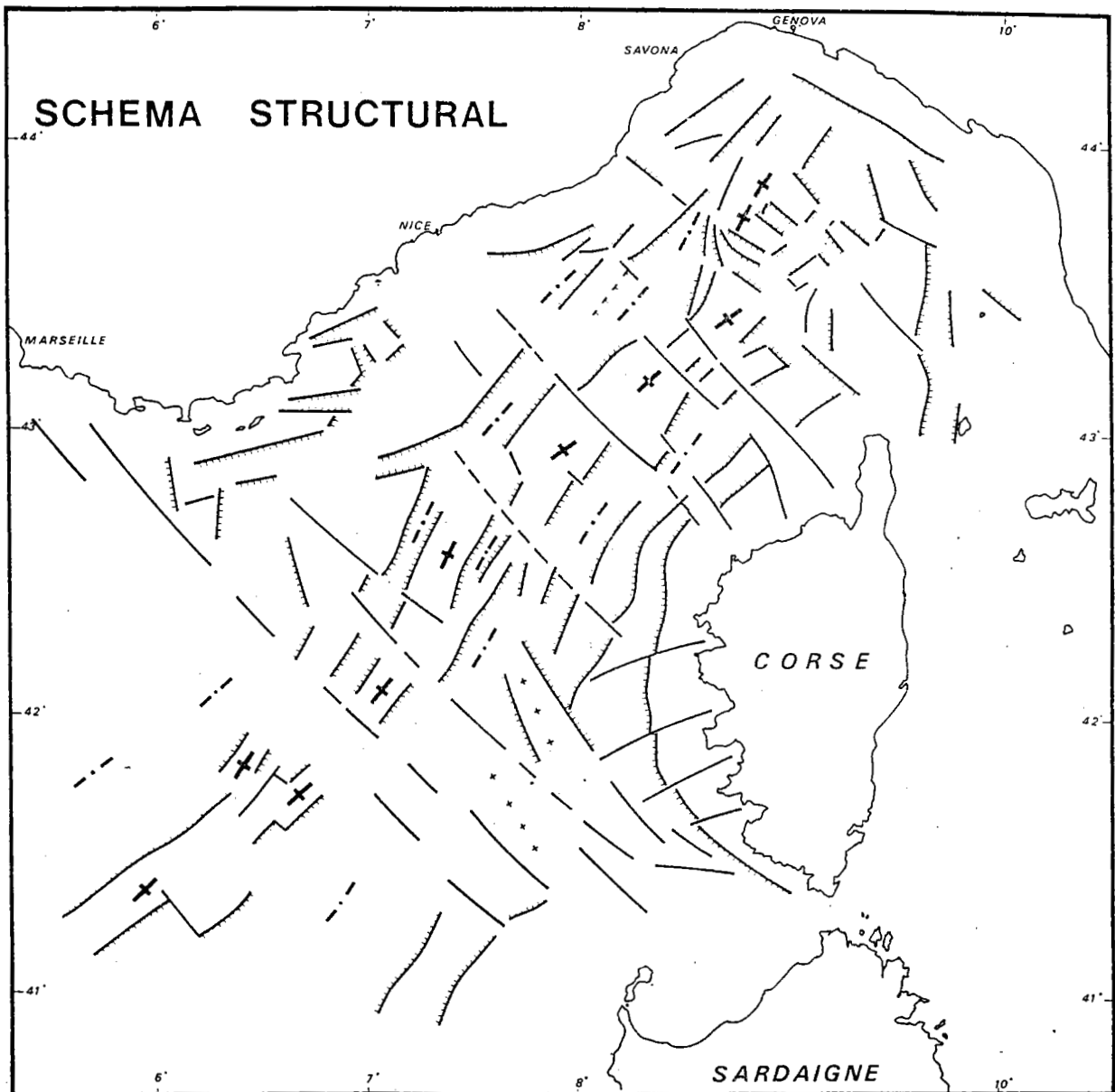


Figure III.64: Schéma structural et principaux accidents tectoniques dans le bassin ligure et sur ses marges (Réhault, 1981). Les croix correspondent aux axes hauts, les tirets aux bassins les plus subsidents.

E. CONTROLE STRUCTURAL

Une hypothèse permettant d'expliquer simplement l'existence de directions salifères identiques aux linéaments régionaux N-S et NW-SE est celle du contrôle structural. Un paléorelief de substratum, dont la structuration est bien sûr due à la tectonique du bassin, pourrait ainsi influencer l'orientation des murs de sel, sans avoir besoin de faire intervenir une tectonique active récente (Figure III.65). Il suffirait donc, en théorie que le substratum de la couche de sel messinien (ici le toit de l'infrasalifère) comporte **des hétérogénéités héritées d'une tectonique ancienne** pour exercer un contrôle sur la direction des structures halocinétiques. La topographie du substratum salifère n'est en réalité pas homogène comme l'attestent des données pétrolières confidentielles. On peut par exemple envisager, avant le dépôt des évaporites messiniennes un paysage avec des chenaux et des vallées empruntant des accidents anciens hérités d'une tectonique plus ancienne.

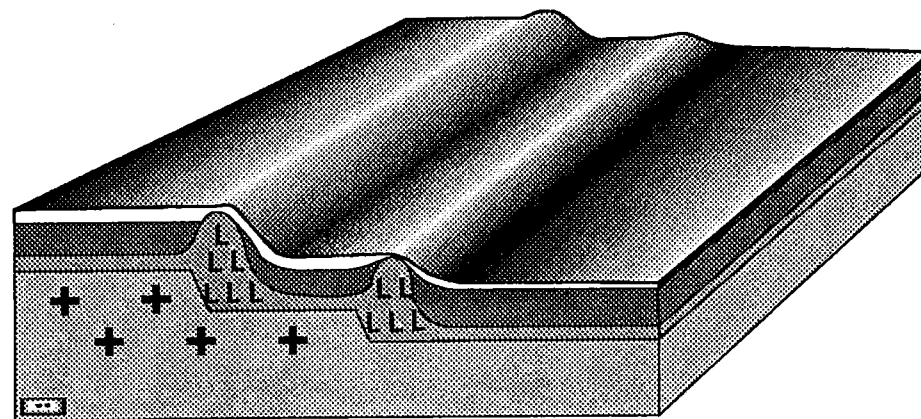


Figure III.65: Relation entre la topographie du substratum, héritée d'une tectonique ancienne, et la géométrie des structures salifères.

F. CONCLUSIONS

1. La sédimentation et la surcharge sédimentaire du delta du Rhône semblent exercer, à l'échelle régionale, un rôle non négligeable sur l'évolution des structures salifères. Cependant les modalités de ce mécanisme sont complexes. D'autre part, il ne répond pas en première approche aux problèmes d'orientation de l'axe d'allongement des diapirs.

2. Les données géologiques dont nous disposons dans l'état actuel des connaissances ne permettent pas de montrer qu'il existe un rejeu plio-quadernaire d'accidents de socle dans le bassin liguro-provençal, rejeu qui contrôlerait ainsi l'initiation et l'évolution des structures salifères. Pourtant les directions salifères observées correspondent à des directions structurales connues dans le bassin.

3. Nous proposons que la répartition et la géométrie des structures salifères dans le bassin liguro-provençal, et plus particulièrement à proximité de l'Eventail sous marin profond du Rhône, résultent du triple contrôle de:

- la surcharge sédimentaire de l'Eventail sous marin profond du Rhône,
- la pente, provoquant un glissement gravitaire à l'échelle du delta et créant ainsi une tectonique extensive superficielle permettant l'initiation d'un diapirisme syn-sédimentaire,
- l'héritage structural, introduisant des hétérogénéités sur le plan de glissement et perturbant ainsi l'orientation des structures salifères du bassin liguro-provençal.

L'hypothèse structurale faisant simplement appel à une topographie résiduelle du substratum, sans réactivation tectonique n'a jamais été clairement proposée pour l'halocinèse méditerranéenne et les mécanismes n'en sont pas connus. C'est pourquoi, afin de tester la validité de cette proposition et de tenter d'en comprendre le fonctionnement, sans pour autant négliger l'hypothèse de la surcharge sédimentaire, j'ai réalisé un programme de modélisation analogique au Laboratoire de Tectonique expérimentale de l'Université de Rennes, dont les résultats sont présentés dans la quatrième partie.

**QUATRIEME PARTIE:
MODELISATION ANALOGIQUE DES DELTAS**

QUATRIEME PARTIE: MODELISATION ANALOGIQUE DES DELTAS

INTRODUCTION: OBJECTIFS

La troisième partie de ce mémoire nous a permis, dans le premier chapitre, de passer en revue les différents mécanismes générant des structures salifères et les méthodes utilisées pour en tester la validité et les effets. Il y apparaît clairement que tous les paramètres intervenant dans le phénomène halocinétique ne sont pas pris en compte et notamment que certains types de modélisation impliquent des hypothèses de travail difficilement applicables à des cas réels. D'autre part, les effets de certains mécanismes sont très mal connus, voire ignorés. D'autres encore n'ont jamais été véritablement testés.

Dans le chapitre II de la troisième partie, les résultats obtenus à partir de l'analyse des données de la campagne MESEA dans le bassin liguro-provençal posent le triple problème du rôle de la pente, de la surcharge sédimentaire et de l'héritage structural sur l'initiation et l'évolution de structures salifères.

Nous proposons dans cette quatrième partie une approche expérimentale afin de tenter de résoudre les problèmes énoncés plus haut. Nous présentons ici les résultats d'une partie des 45 modèles analogiques réalisés dans le cadre d'un programme de recherche expérimentale concernant l'étude des deltas (**Projet MAD: Modélisation Analogique des Deltas**). Ce programme a été financé par ELF Aquitaine Production et réalisé au Laboratoire de Tectonique expérimentale de Rennes.

Il s'agissait de mettre en évidence, grâce à une expérimentation systématique:

1. Le rôle de la topographie du socle conditionnée par l'héritage structural sur le développement des structures salifères dans une couverture glissée, en contexte de pente.

2. Le rôle de la sédimentation sur le développement des structures salifères, sur un substratum horizontal.

3. Les interactions héritage structural/sédimentation, en contexte de glissement gravitaire.

4. L'origine et l'évolution de systèmes complexes de type delta du Rhône et Golfe de Guinée.

CHAPITRE I: METHODOLOGIE

CHAPITRE I: METHODOLOGIE

A. BUTS ET AVANTAGES DE LA MODELISATION ANALOGIQUE

La modélisation expérimentale permet d'une façon générale de tenter de mieux comprendre les mécanismes qui ont généré les structures observées dans la nature. Il ne s'agit donc pas de les reproduire strictement dans leur complexité mais de cerner le rôle de différents facteurs géologiques intervenant sur la mise en place et l'évolution de tel ou tel système naturel. On pourra ainsi tester l'influence de différents paramètres impliqués dans les processus de déformation, en les faisant varier successivement lors des expériences. La modélisation analogique offre de plus un accès à des paramètres généralement inaccessibles sur le terrain et notamment à une géométrie tri-dimensionnelle ainsi qu'au temps. Elle constitue une aide à l'interprétation des cas réels et peut permettre une validation mécanique des hypothèses proposées pour les processus tectoniques étudiés.

Pour étudier le diapirisme salifère et plus particulièrement l'halocinèse liguro-provençale, nous avons donc préféré les modèles expérimentaux en "bacs à sable" aux modèles analytiques, dont le principe de base est toujours l'instabilité Rayleigh-Taylor, avec un système ductile/ductile. Ces modèles sont réalisés en deux dimensions et ne s'appliquent qu'à des cas très simples. Les modèles analogiques en centrifugeuse impliquent les mêmes hypothèses de travail et la similitude avec des exemples naturels nous semble non respectée (Quatrième partie, chapitre I).

B. MATERIAUX ANALOGUES ET DIMENSIONNEMENT

La modélisation analogique doit permettre de construire des maquettes "dimensionnées" par rapport aux exemples naturels. L'analyse dimensionnelle, dont les principes ont été appliqués aux Sciences de la Terre par Hubbert (1937) et Ramberg (1967) a été décrite en détail par Davy (1986) et Davy et Cobbold (1989). Elle prend en compte la **similitude cinématique et dynamique**. Afin que le modèle et le système naturel soient géométriquement similaires, leur dynamique doit être semblable. La répartition des forces mises en jeu, les rhéologies et les densités doivent donc être similaires. La résistance des matériaux analogues doit notamment être dimensionnée dans la même proportion que les longueurs, si les densités sont équivalentes.

Dans nos modèles, le moteur de la déformation est d'origine gravitaire, **l'analyse dimensionnelle du système s'applique donc seulement à sa rhéologie**. Dans un système deltaïque naturel, **les évaporites** constituant la série basale de la séquence sédimentaire représentent un niveau de moindre résistance mécanique (niveau de décollement) et réagissent **de façon ductile** (Figure IV.1a). **Les roches sédimentaires** se déforment de façon cassante, selon un **comportement fragile** de type Mohr-Coulomb (Figure IV.1b).

Dans nos modèles, la série salifère est représentée par de la **silicone** (Gomme 70009, Rhône-Poulenc), matériau ductile à comportement quasi-newtonien et dont la déformation est régie par l'équation:

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

où τ est la contrainte cisailante, μ la viscosité et $\dot{\epsilon}$ la vitesse de déformation. La vitesse de déformation de la silicone est donc directement proportionnelle aux contraintes appliquées dans le modèle. La viscosité de la silicone utilisée est de $4,3 \cdot 10^4$ Pa.s à $14,8^\circ$ et de $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s à $27,5^\circ$ et sa densité est de $1,2$ g/cm³.

La couverture sédimentaire est simulée par des couches de **sable sec de quartz** (sable de Fontainebleau, tamisé à 500 μ m, densité de $1,3$ g/cm³). Celui-ci se comporte de façon fragile, avec un angle de frottement interne d'environ 30° et une cohésion négligeable. Sa fracturation suit la loi de Mohr-Coulomb:

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

où τ et σ sont respectivement les contraintes cisailante et normale sur la surface de rupture, c la force de cohésion et Φ l'angle de friction interne. La fracturation du sable est donc indépendante de la vitesse de déformation. Cette loi est proche de celle obtenue expérimentalement pour différentes roches par Byerlee (1978, figure IV.2):

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

La procédure de dimensionnement est celle utilisée par Vendeville et al (1987). Pour que nos modèles soient dimensionnés du point de vue des forces gravitaires, des propriétés rhéologiques et des vitesses de déformation, **les facteurs d'échelle** entre le modèle et le cas réel doivent être:

- **Gravité:** $g^* = 1$ (les modèles sont réalisés sous gravité normale)
- **Longueur:** $L^* = L_{\text{modèle}} / L_{\text{réel}}$
- **Densité:** $\rho^* = 1$ (densités équivalentes dans le modèle et la réalité)
- **Contraintes:** $\sigma^* = \rho^* g^* L^*$, d'où $\sigma^* = L^*$
- **Viscosités:** $\mu^* = \mu_{\text{modèle}} / \mu_{\text{réel}}$

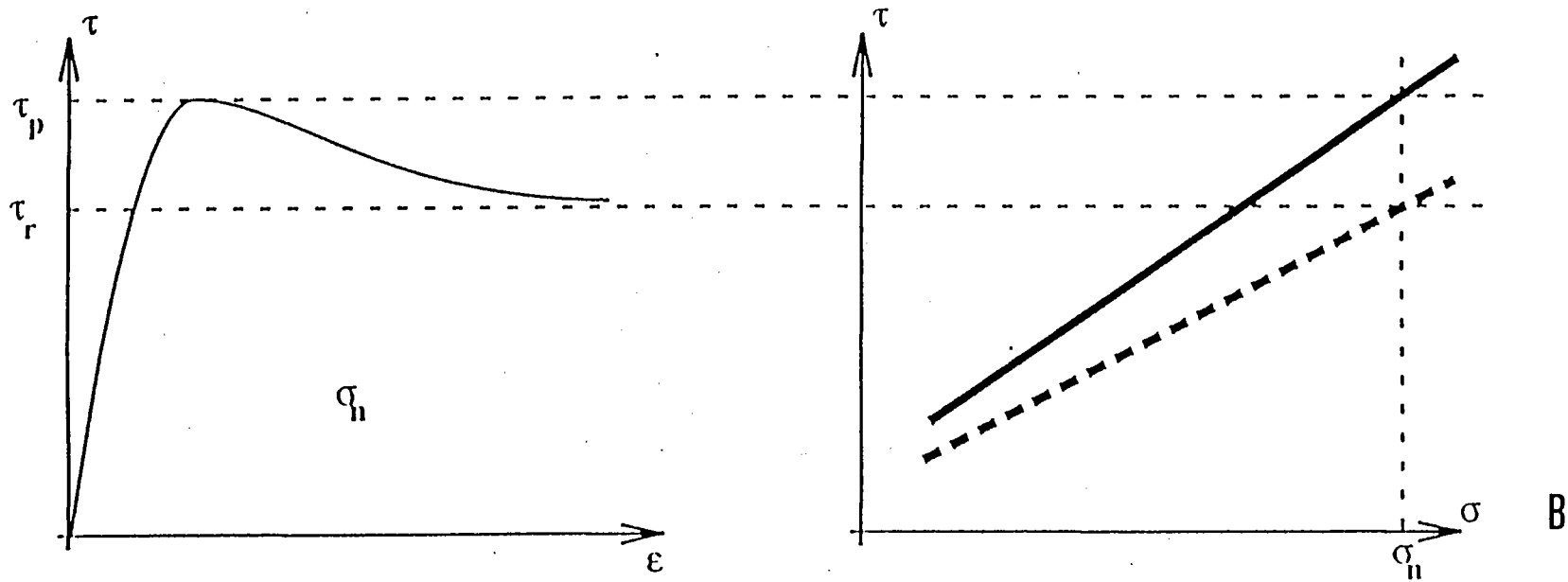
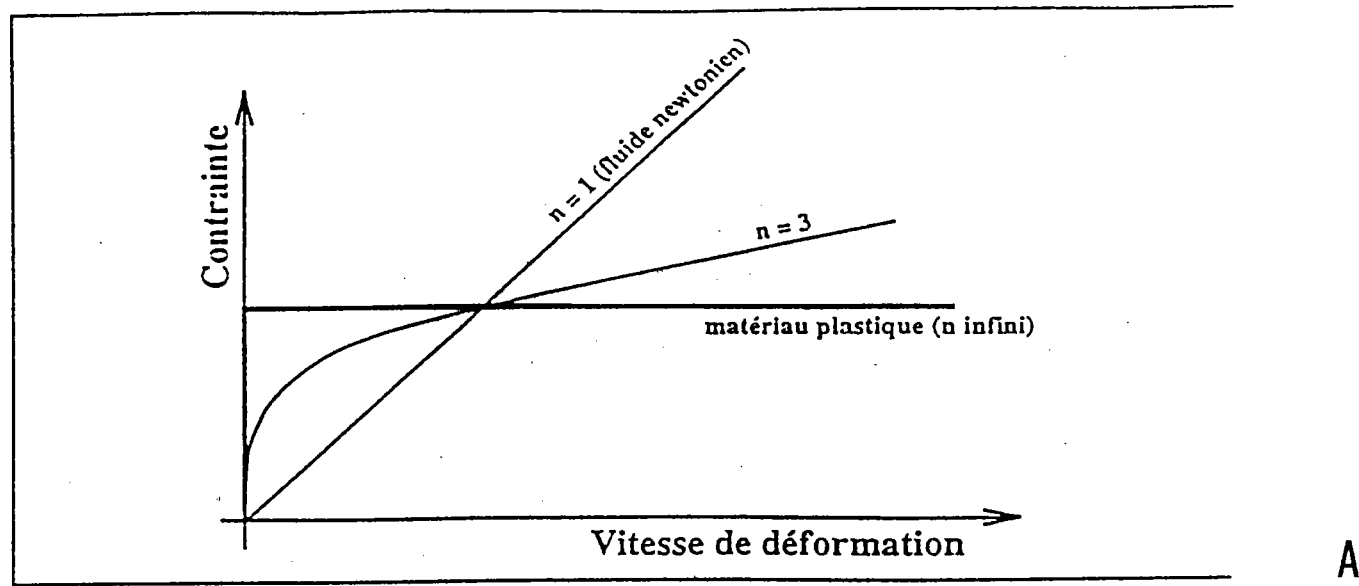
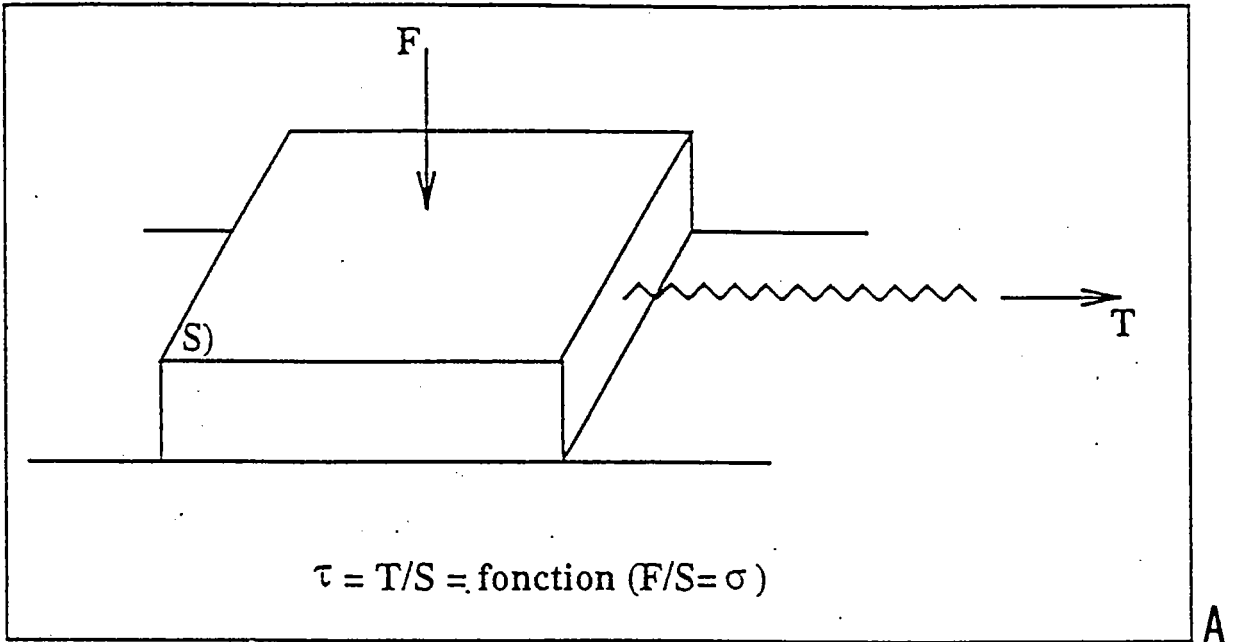


Figure IV.1: A. Rhéologie des fluides non newtoniens B. Résistance au cisaillement des argiles. L'enveloppe de Mohr tracée en trait gras correspond à l'initiation d'une faille, les tiretés correspondent à la réactivation d'une faille (Martinod, 1992).



Principe des expériences de Byerlee (1978)

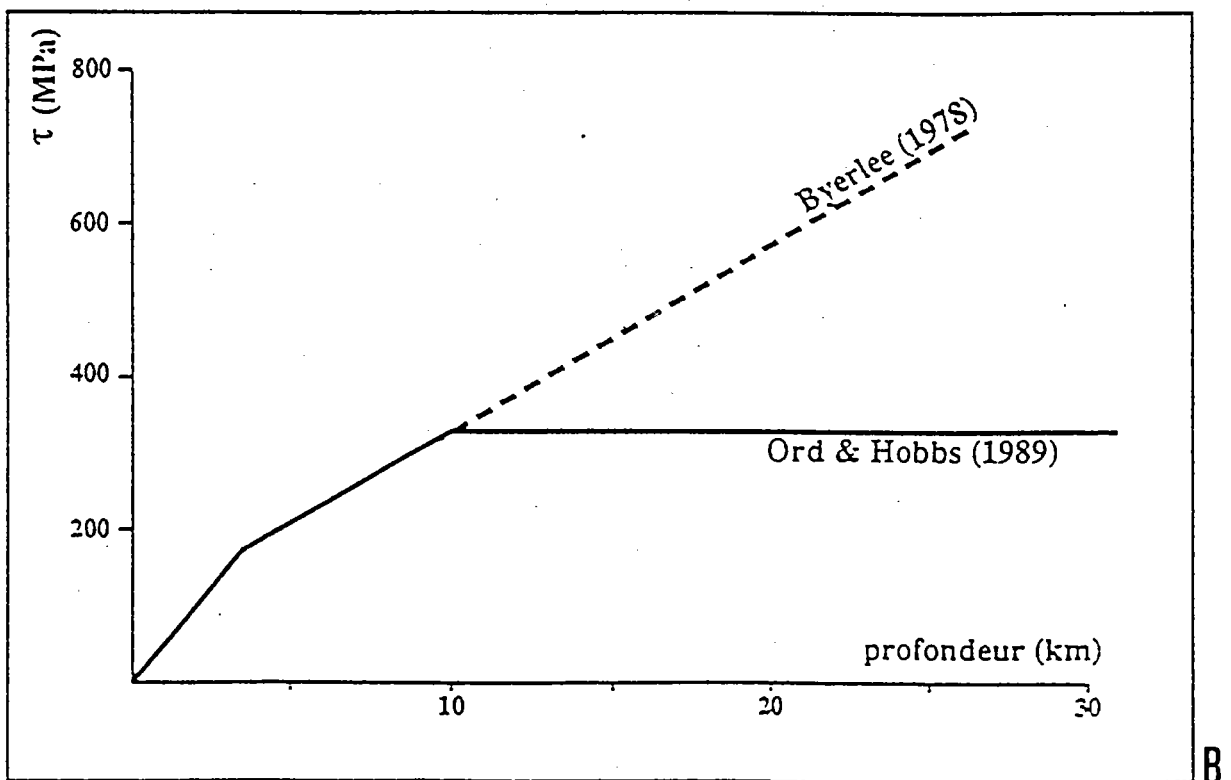


Figure IV.2: A. Principe des expériences de Byerlee (1978). B. Enveloppe de rupture de parties fragiles et plastiques de la lithosphère (Martinod, 1992).

Aucune force tectonique n'étant appliquée à nos modèles, $\epsilon^* = \sigma^* / \mu^*$; les vitesses de déformation sont donc directement fonction du rapport des contraintes et des viscosités.

Il en résulte $T^* = 1/\epsilon^*$. On pourra ensuite calculer le rapport des vitesses de sédimentation: $S^* = L^* / T^*$.

Avec $L^*=10^{-5}$ (1cm représente 1 km) et des densités équivalentes dans nos modèles et dans la nature, les matériaux analogues utilisés doivent être cent mille fois moins résistants que les roches naturelles ($\sigma^*=10^{-5}$). Si l'on prend une valeur d'environ 10^{18} Pa.s. pour la viscosité du sel, le rapport des viscosités est de 10^{-14} , le rapport des vitesses de déformation de 10^9 et le rapport des temps de 10^{-9} . Une heure représentera alors environ 100 000 ans.

Le dimensionnement n'est forcément que partiel. Il ne peut prendre en compte, d'un point de vue pratique et technique, certains paramètres rhéologiques et mécaniques intervenant dans les systèmes naturels et notamment la variation des propriétés rhéologiques en fonction de la profondeur et de la température ou la compaction progressive des sédiments au cours du temps. Les modèles respectent cependant les principaux paramètres mécaniques régissant le comportement des matériaux crustaux. La cohérence de nos résultats nous autorise à considérer que l'analogie est valable au premier ordre.

C. PROCEDURE EXPERIMENTALE

Le dispositif expérimental pour chacun des modèles est constitué d'une boîte carrée en PVC gris de 60 cm de côté sur 12 cm de hauteur, dont les bords sont rigides et entièrement démontables. Ce dispositif simule un flanc de bassin.

La viscosité de la silicone varie essentiellement en fonction de la température, et ce de façon "drastique", selon la formule: $\eta = \eta^0 \cdot \exp(Q/RT)$ (Figure IV.3).

Dans le double souci de réaliser les modèles à température constante (conditions expérimentales identiques) et rapidement, nous avons donc travaillé dans une enceinte thermostatée. La température moyenne obtenue est de $29 \pm 1^\circ$, quelle que soit la période de l'année.

La complexité du système naturel oblige à une simplification des conditions aux limites. Nous retiendrons le schéma d'évolution simplifié d'un système de glissement gravitaire proposé par Vendeville (1987, figure III.33, troisième partie). Le bassin évaporitique initial est représenté par une couche de silicone déposée à l'horizontale sur une base rigide représentant un socle non déformable. En contexte de glissement

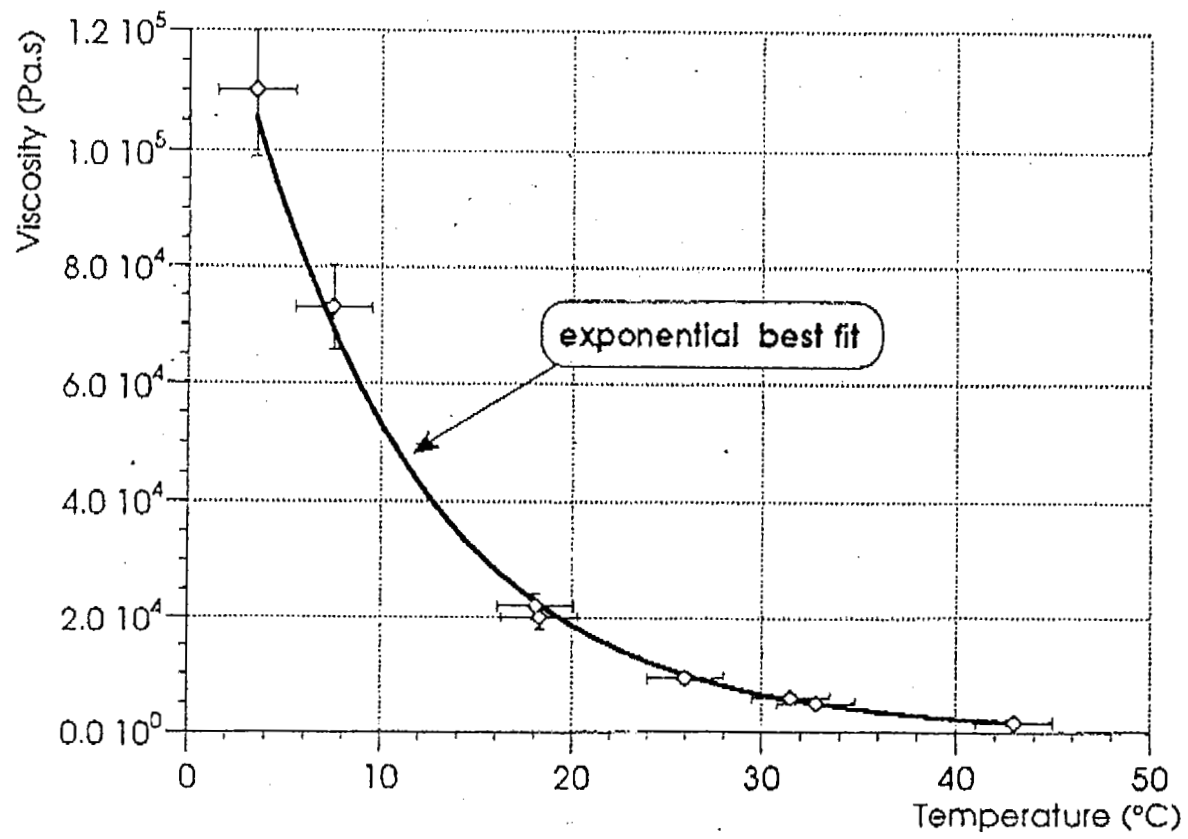


Figure IV.3: Viscosité de la silicone en fonction de la température (Nalpas, 1993).

gravitaire sur semelle évaporitique, la déformation extensive est en effet localisée au dessus du niveau de sel qui constitue une zone de découplage. Les niveaux infra-salifères ne sont donc pas impliqués lors de l'extension.

Pour les modèles de la série "Sédimentation" (Paragraphe A), le dispositif expérimental est utilisé à l'**horizontale et sans bord libre**. On dépose une couche homogène de silicone sur le fond de la boîte puis des niveaux de sable de couleurs différentes. On masque, à l'aide de plaques, les zones où l'on ne souhaite pas sédimenter (Figure IV.4a). Deux modes de sédimentation séquentielle ont été testés: uniforme (épaisseur régulière sur la zone à sédimenter) et non uniforme (comblement des dépressions néoformées).

Pour les modèles de la série "Héritage structural et Pente" (Paragraphe B), la base du dispositif est irrégulière: on y ajoute en effet des plaques de PVC de 2 à 6 mm d'épaisseur afin de simuler des reliefs de socle orientés de façon oblique par rapport à la pente. L'angle entre la ligne de plus grande pente et les marches est noté θ (0, 30, 60 et 90°). Une couche de silicone de 0.45 à 1.25 cm est ensuite déposée de façon à niveler cette "topographie résiduelle". On ajoute ensuite de fins niveaux de sable de couleurs différentes afin de représenter une série sédimentaire anté-déformation. Tout le sable est donc déposé avant que le glissement ne commence. Des marqueurs sont dessinés sur la surface libre du modèle (Figure IV.4b). La boîte est ensuite basculée d'un angle de 2,8° afin de simuler un glissement gravitaire sur une pente réelle et le bord aval du dispositif est enlevé de façon à libérer la silicone (bord libre). Les trois autres parois constituent des bords contraints.

La silicone se déforme par glissement-étalement (Merle, 1982; figure IV.5) avec une déformation cisailante importante et de forts gradients d'étirement d'amont en aval (Brun et Merle, 1985).

Pour la série "Héritage, pente et sédimentation" (Paragraphe C), le dispositif expérimental est globalement le même que pour la série précédente. On sédimente sur l'ensemble de la boîte au fur et à mesure de l'expérience, selon deux modes: **uniforme et non uniforme**.

La série "simulation de systèmes complexes" (Paragraphe D) comprend des modèles réalisés de la même façon que dans la série précédente avec une sédimentation séquentielle localisée à un talus bloqué à une extrémité (Figure IV.4c).

Pour l'ensemble du programme expérimental, des vues orthogonales de la surface libre des modèles sont photographiées à intervalles de temps réguliers, afin de

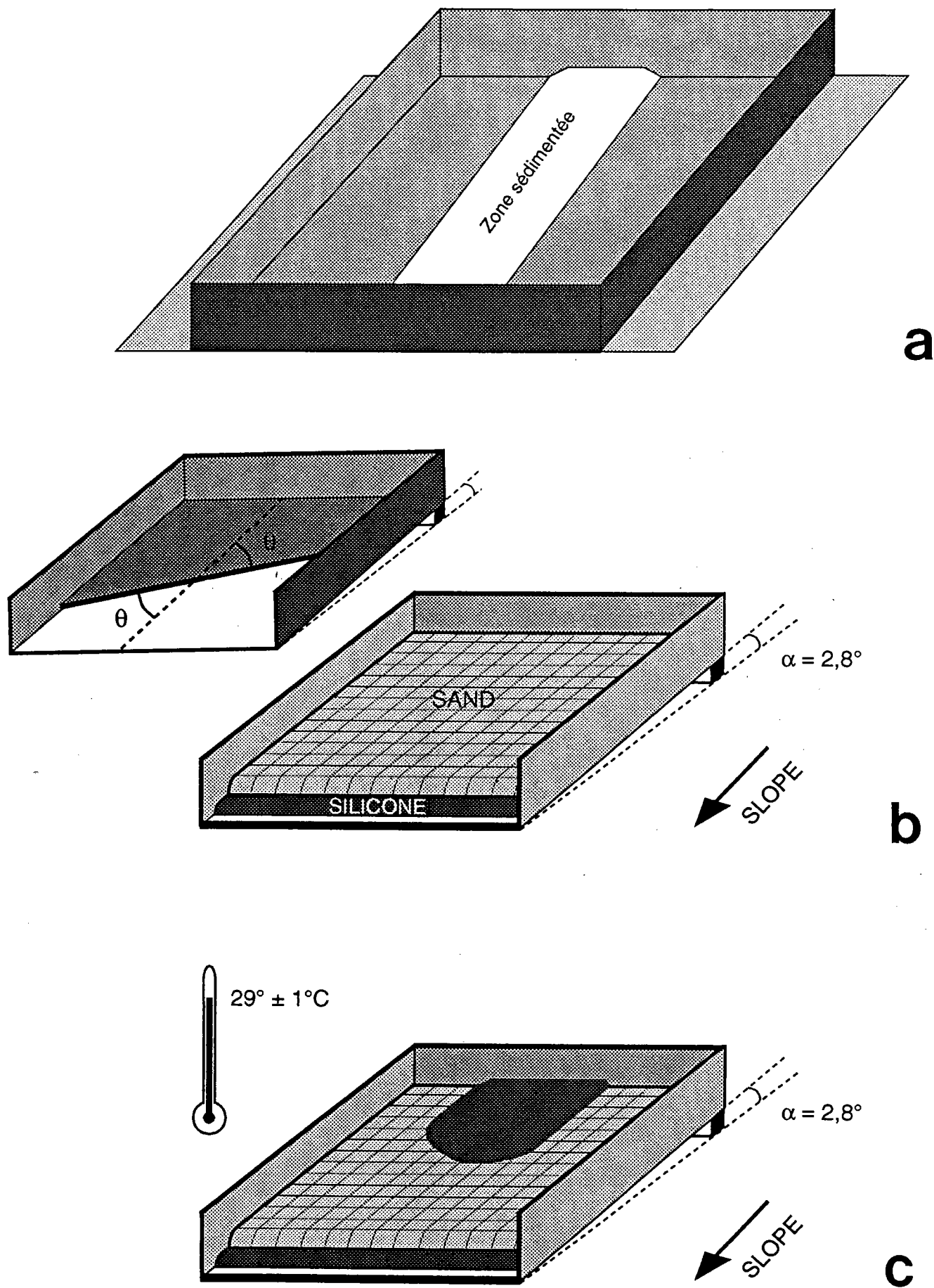


Figure IV.4: Dispositif expérimental. A. Série "Sédimentation". B. Séries "Héritage+pente" et "Héritage+pente+sédimentation". C. Série "Systèmes complexes".

suivre l'évolution de la déformation et la géométrie des structures en surface. **En fin d'expérience, les modèles sont humidifiés** afin de préserver les structures obtenues. Des coupes sériées sont ensuite réalisées. Sur les coupes, la couche de sable blanc superficielle est post-déformation, elle n'a aucune signification, étant simplement déposée, en fin d'expérience, à la surface des modèles pour en préserver la topographie lors de l'humidification.

Pour chaque modèle sont présentés:

- **en annexe1**, un descriptif technique de l'objectif de l'expérience, des conditions expérimentales initiales et du dispositif utilisé,
- une vue de surface de l'état final et un schéma d'interprétation, accompagnés pour certains modèles de vues intermédiaires et/ou de photographies de détail,
- des photographies de coupes.

Pour les expériences de la série "héritage et pente", le champ de failles au stade final de l'expérience a été numérisé sur une table à digitaliser au Centre Informatique de Calcul de Bretagne. Chaque faille est approximée comme une suite de segments de droite, caractérisés par leurs coordonnées. La digitalisation adoptée permet de calculer l'orientation de chaque segment sur 360° (convention standard de la pente à droite) ou sur 180° , grâce à un programme d'analyse statistique mis au point par Souriot (1992). On définit ainsi pour chaque modèle, la distribution des orientations de failles sous forme de rosace et d'histogramme (en pourcentage du pic maximum). Le filtre linéaire appliqué à nos données est de 5° . L'analyse statistique a été réalisée sur la partie centrale des modèles pour éviter les perturbations liées aux effets de bords (Figure IV.6).



Figure IV.5: Modèles de glissement-étalement de nappes ductiles: champ de déformation dans le plan vertical, parallèle à la direction de déplacement. A: grilles déformées pour trois stades de l'expérience, B: orientation de l'étirement principal (Brun et Merle, 1985).

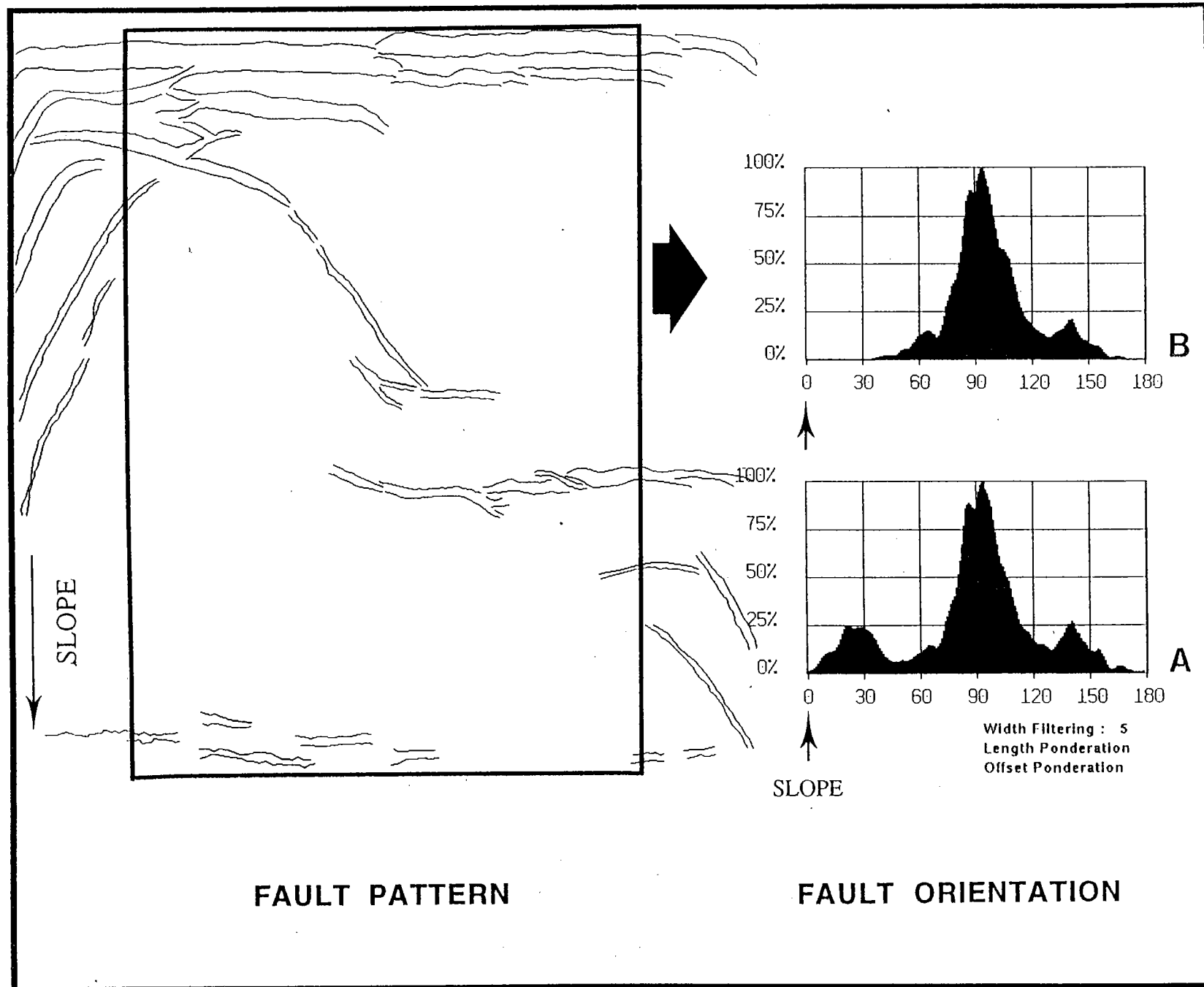


Figure IV.6: Analyse statistique des orientations de failles: A. Sur l'ensemble du modèle. B. Sur la partie centrale uniquement. Le pic (à 30°) lié aux effets de bords a disparu.

CHAPITRE II: RESULTATS EXPERIMENTAUX

CHAPITRE II: RESULTATS EXPERIMENTAUX

INTRODUCTION

Ce programme expérimental d'un an a été mis en oeuvre afin d'étudier les problèmes **d'héritage structural** dans le contexte d'un glissement gravitaire sur pente, **de surcharge sédimentaire différentielle** et de l'interaction de ces deux mécanismes. Dans la description de nos modèles, nous n'insisterons donc pas sur les structures générées par la pente seule, ce thème ayant déjà fait l'objet de travaux de modélisation analogique (Vendeville, 1987), dont les principaux résultats sont décrits dans le chapitre I de la troisième partie.

Au contraire, les structures extensives dont l'initiation, la géométrie et l'évolution apparaissent contrôlées par l'interaction pente/héritage structural/surcharge sédimentaire feront l'objet d'une attention toute particulière, aucun modèle analogique n'ayant été réalisé jusqu'à présent sur ce problème spécifique.

A. ROLE DE LA SURCHARGE SEDIMENTAIRE DIFFERENTIELLE

- Les données de la campagne MESEA I suggèrent, nous l'avons vu dans la troisième partie (Chapitres II et III), un contrôle sédimentaire sur l'initiation et l'évolution des structures salifères liguro-provençales. La surcharge sédimentaire régionale exercée par l'Eventail sous-marin profond du Rhône semble contraindre le sel à fluer puis à diapiriser au front de cette discontinuité. De même, à l'échelle locale, dans quelle mesure le réseau de chenaux et levées du Rhône ne peut-il pas influencer la géométrie des structures salifères elles-mêmes ?

- Les données pétrolières concernant des exemples naturels du Golfe de Guinée permettent également d'évoquer l'hypothèse de la surcharge sédimentaire pour expliquer la disposition, la géométrie et l'évolution des failles listriques et structures salifères associées dans ces zones.

L'objectif majeur de cette série de modèles était donc de tester différentes modalités de sédimentation séquentielle (vitesse et mode: uniforme ou non uniforme), restreinte au niveau d'un plateau (double talus ou plateau bloqué à une extrémité) sur un système bicouche silicone-sable.

1. Double talus isolé

1.1. Les modèles

1.1.1. Modèles à vitesse de sédimentation rapide

Modèle 1 (MAD IV.1)

Figure IV.7 et annexe

En surface, se développent sur le double talus, trois heures après le début de l'expérience, de grands grabens symétriques, limités par des failles normales conjuguées orientées parallèlement aux rebords du plateau (Figure IV.7). Dans les parties non sédimentées apparaissent des plis et chevauchements également parallèles aux limites du talus. Au fur et à mesure de la sédimentation, les failles deviennent progressivement inactives et le sable comble peu à peu les dépressions.

La déformation la plus importante est localisée sur le double talus et non de part et d'autre, contrairement à ce que l'on tentait de mettre en évidence (diapirisme au front de la discontinuité).

La déformation extensive "s'amorce" lorsqu'une certaine épaisseur de sable sur le talus s'est accumulée, c'est à dire lorsque l'on a atteint un seuil de surcharge.

La vitesse de sédimentation choisie est très rapide pour les conditions initiales prises dans cette expérience, elle bloque la déformation cassante sur le double talus de façon très précoce. Le contrôle de la sédimentation sur la déformation cassante est ici particulièrement drastique.

Modèle 2 (MAD IV.5)

Figures IV.8 à IV.10 et annexe

En surface, apparaissent dès le début de l'expérience (Figure IV.8):

- sur le double talus, de nombreuses failles normales sub-parallèles aux contours de la surcharge. Les relais de ces structures se font par recouvrement (Figure IV.9).

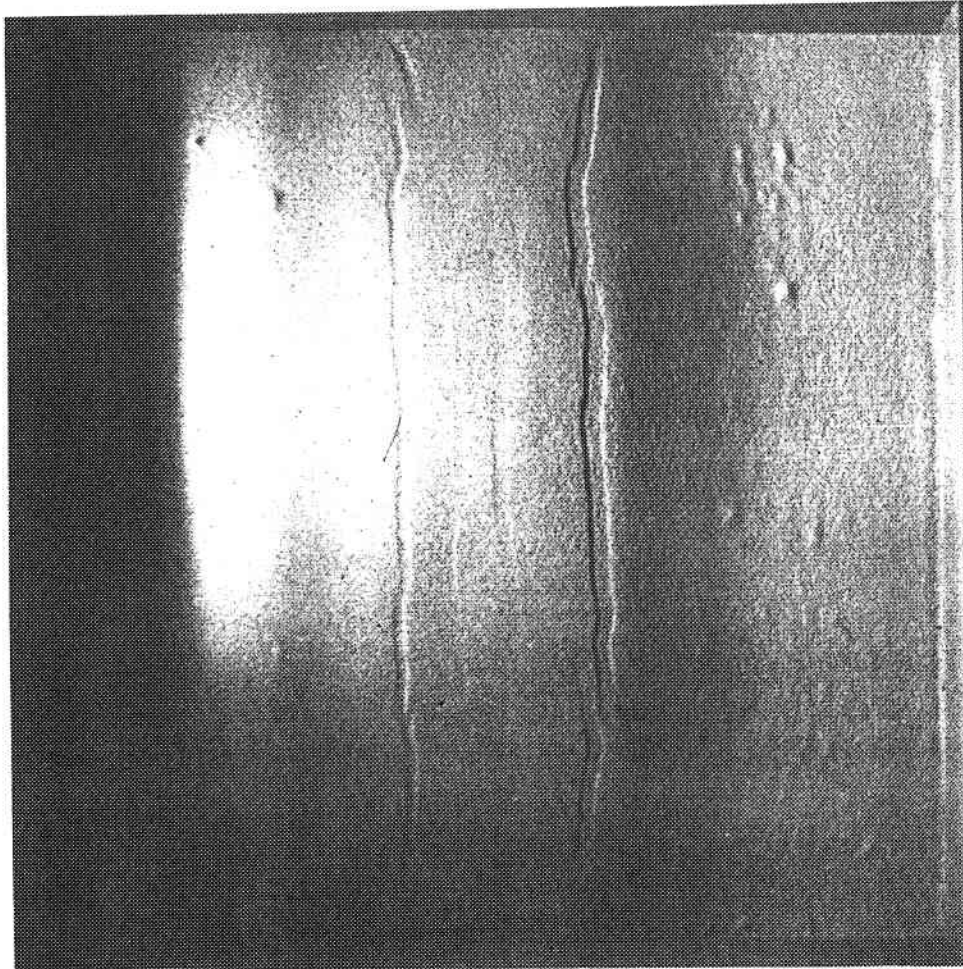


Figure IV.7: Modèle 1 (MAD IV.1): Vue de surface après quatre heures d'expérience.

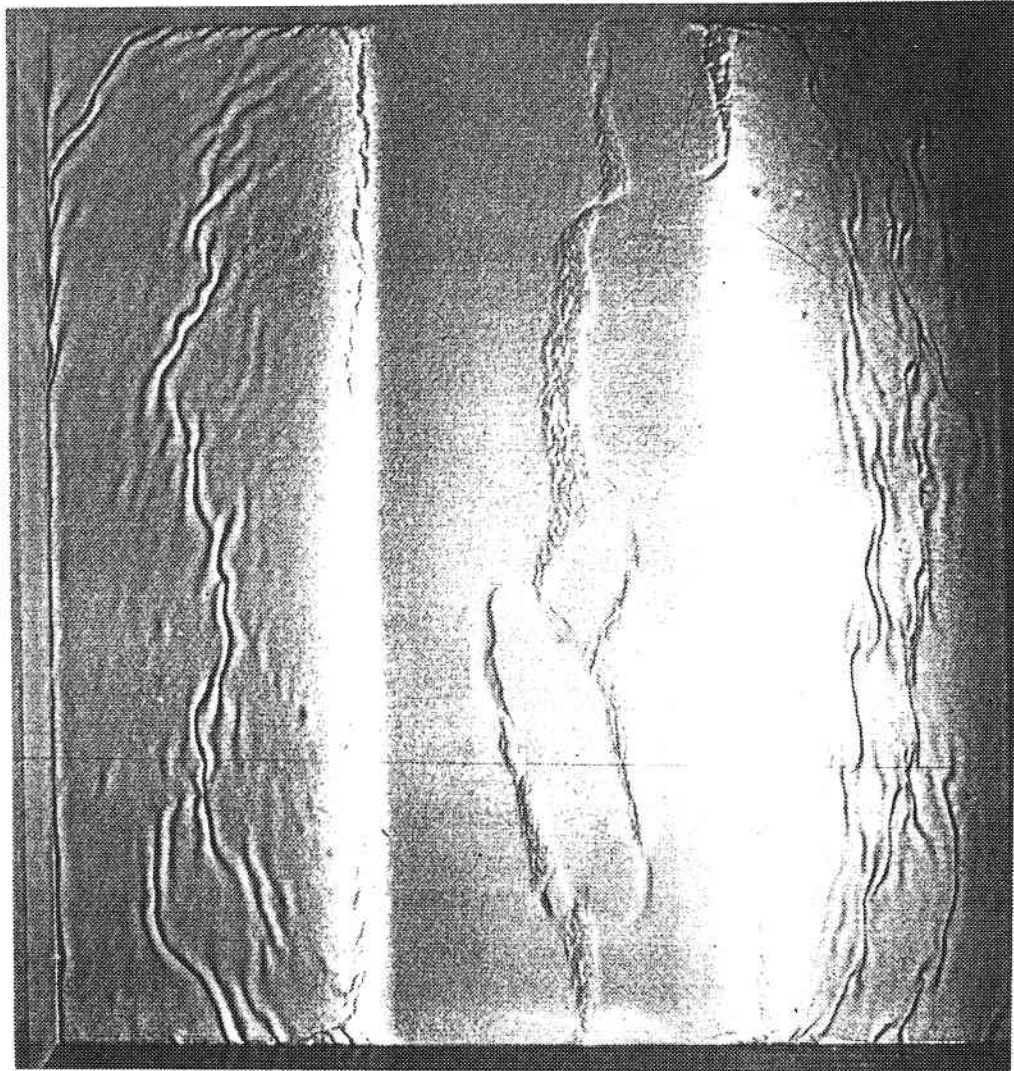


Figure IV.8: Modèle 2 (MAD IV.5): vue de surface en fin d'expérience.

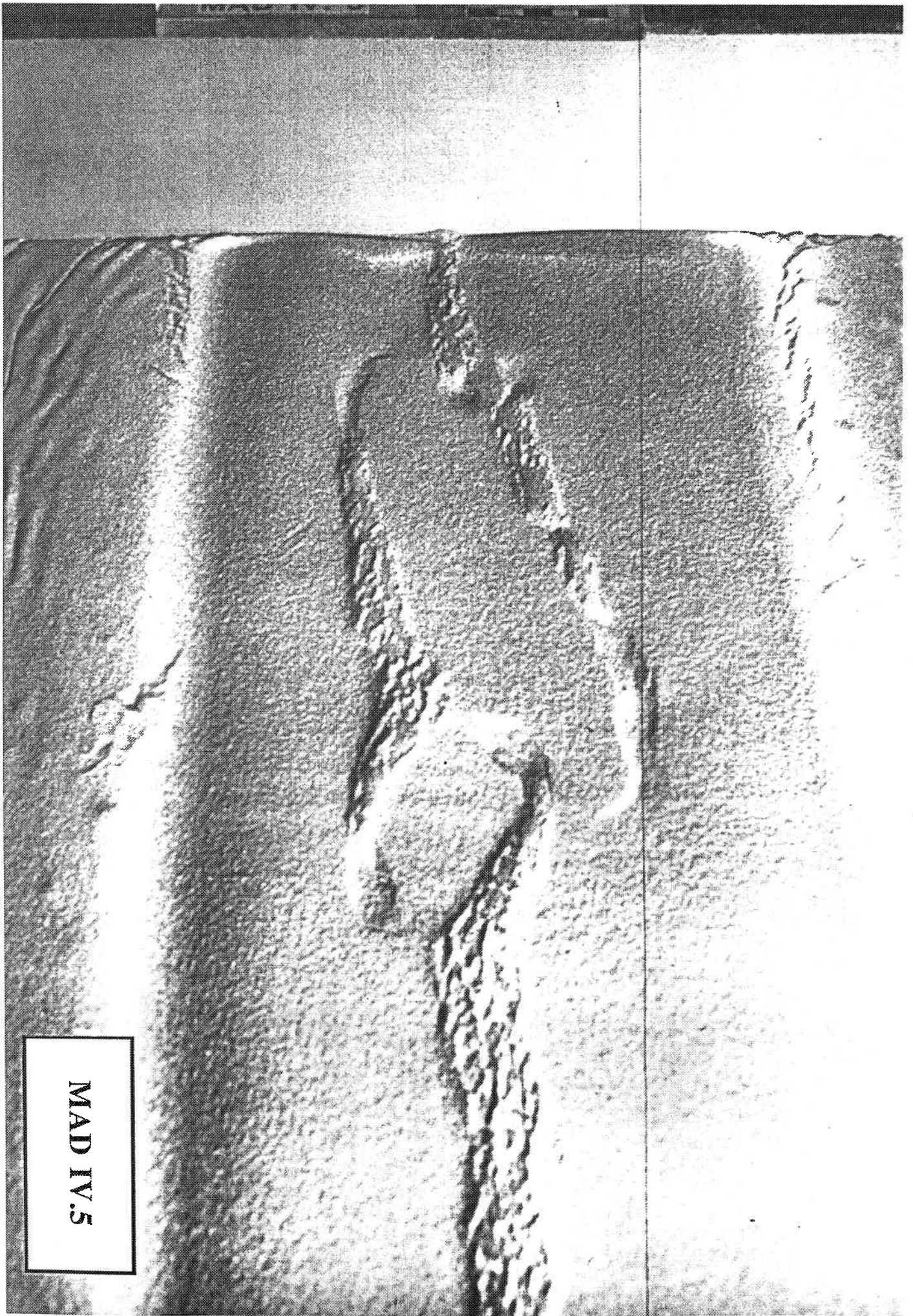
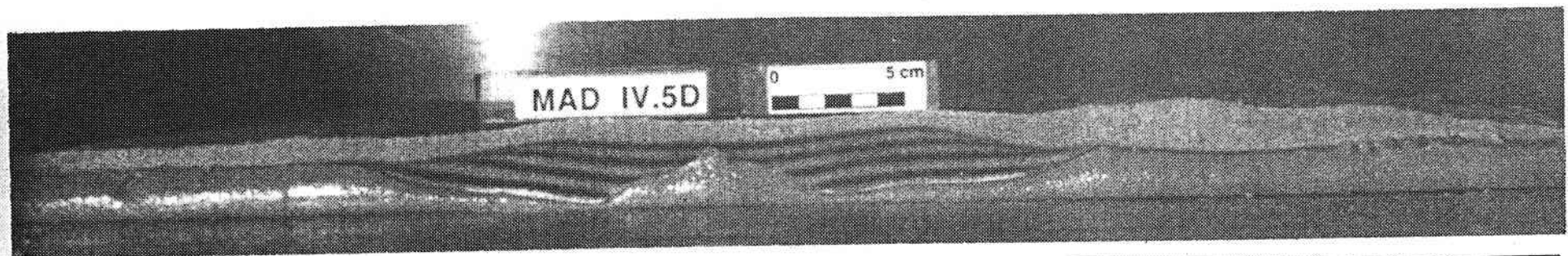
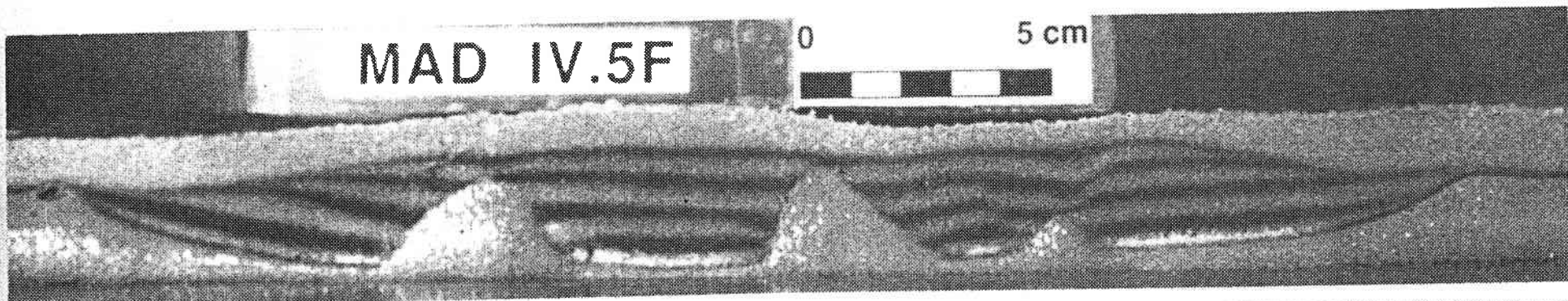


Figure IV.9: Modèle 2: géométrie des relais de failles (vue oblique).

233



MAD IV.5: Coupe générale



Evolution latérale des structures au niveau du double talus isolé

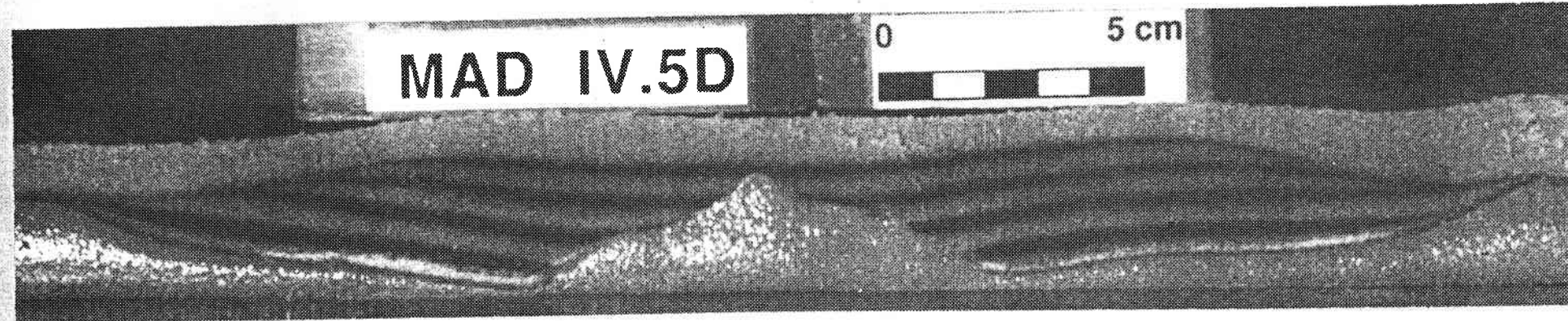


Figure IV.10: Modèle 2 après déformation: coupes perpendiculaires au talus.

Peu à peu, certaines de ces failles deviennent inactives, tandis que d'autres continuent de fonctionner délimitant de grands grabens symétriques. Après 12 heures, la silicone diapirise jusqu'à la surface, au coeur de ces structures. La zone affectée par la déformation cassante est large.

- de part et d'autre du double talus, de petits plis et des chevauchements disposés sub-parallèlement à celui-ci.

- aux limites du talus, apparaissent vers la fin de l'expérience de petits grabens d'extrados liés à une flexuration de la silicone.

Sur les coupes, on observe (Figure IV.10):

- **un fluage de la silicone du double talus vers l'extérieur** générant de légers bombements aux fronts de la surcharge et provoquant de l'extension sur le talus lui-même.

- des diapirs de silicone de forme très variable latéralement, au niveau du plateau. On remarque également les failles fossiles décrites précédemment.

La vitesse de sédimentation choisie pour cette expérience permet d'entretenir la déformation sur le double talus, déformation provoquée par la surcharge différentielle. **Il y a compétition entre le fluage latéral de la silicone vers des zones de moindre surcharge (créant ainsi de l'extension sur le talus) et la remontée gravitaire de la silicone provoquée par l'extension au niveau du talus lui-même.**

Modèle 3 (MAD IV.4)

Figures IV.11 à IV.13 et annexe

En surface, dès le début de l'expérience, se développent (Figure IV.11):

- sur la partie centrale du talus, trois grabens sub-parallèles aux contours de la surcharge. Les relais de ces trois structures majeures se font par recouvrement (Figure IV.12). Après 24 heures, les grabens sont affectés par une remontée gravitaire de la silicone jusqu'à la surface libre du modèle.

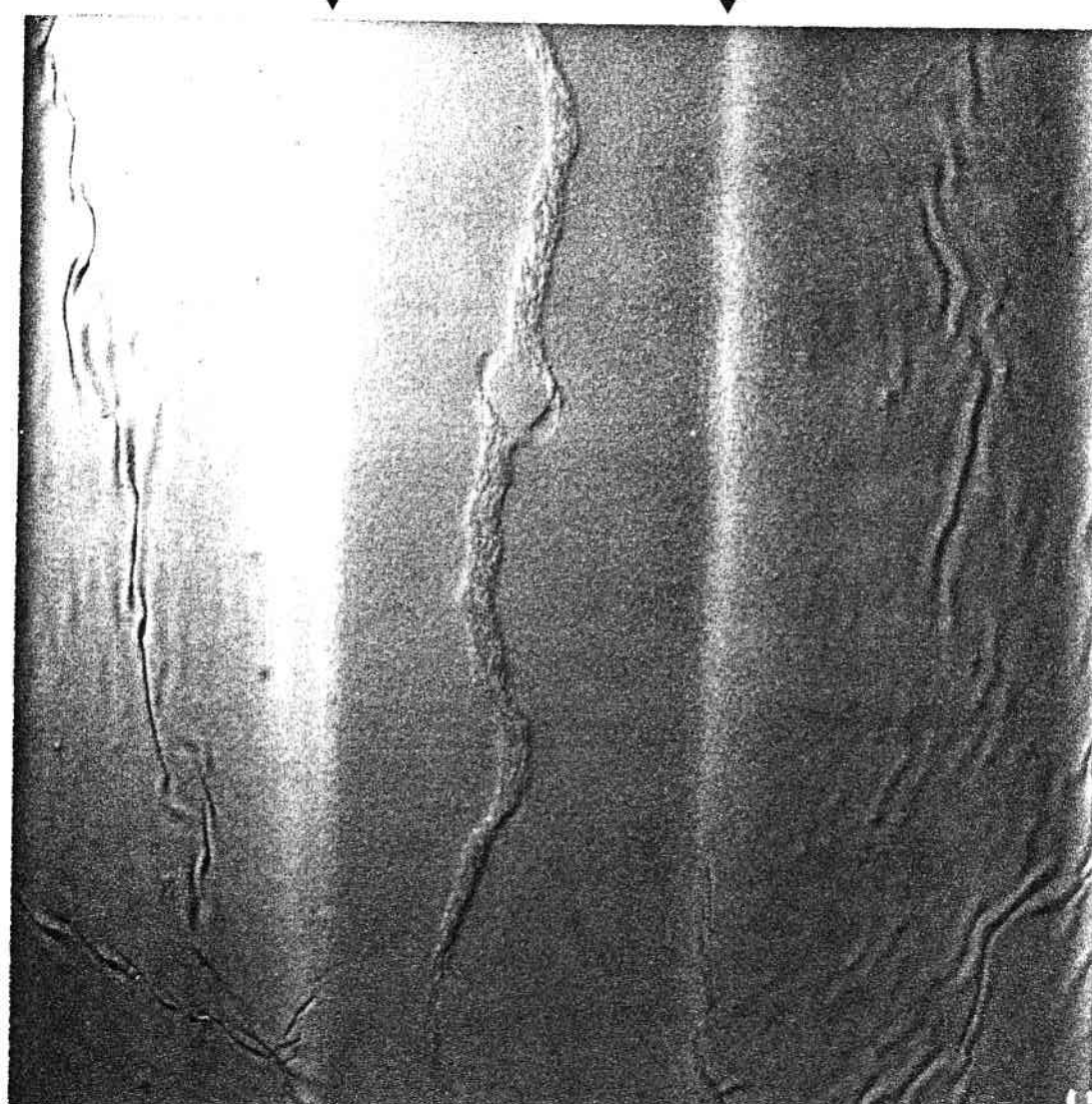
- de part et d'autre du double talus, des plis et des chevauchements disposés de façon concentrique (perturbation des bords latéraux de la boîte).

- **aux limites du talus**, apparaissent en fin de l'expérience de petits grabens d'extrados, comme pour le modèle précédent.

En coupe, on observe (Figure IV.13):



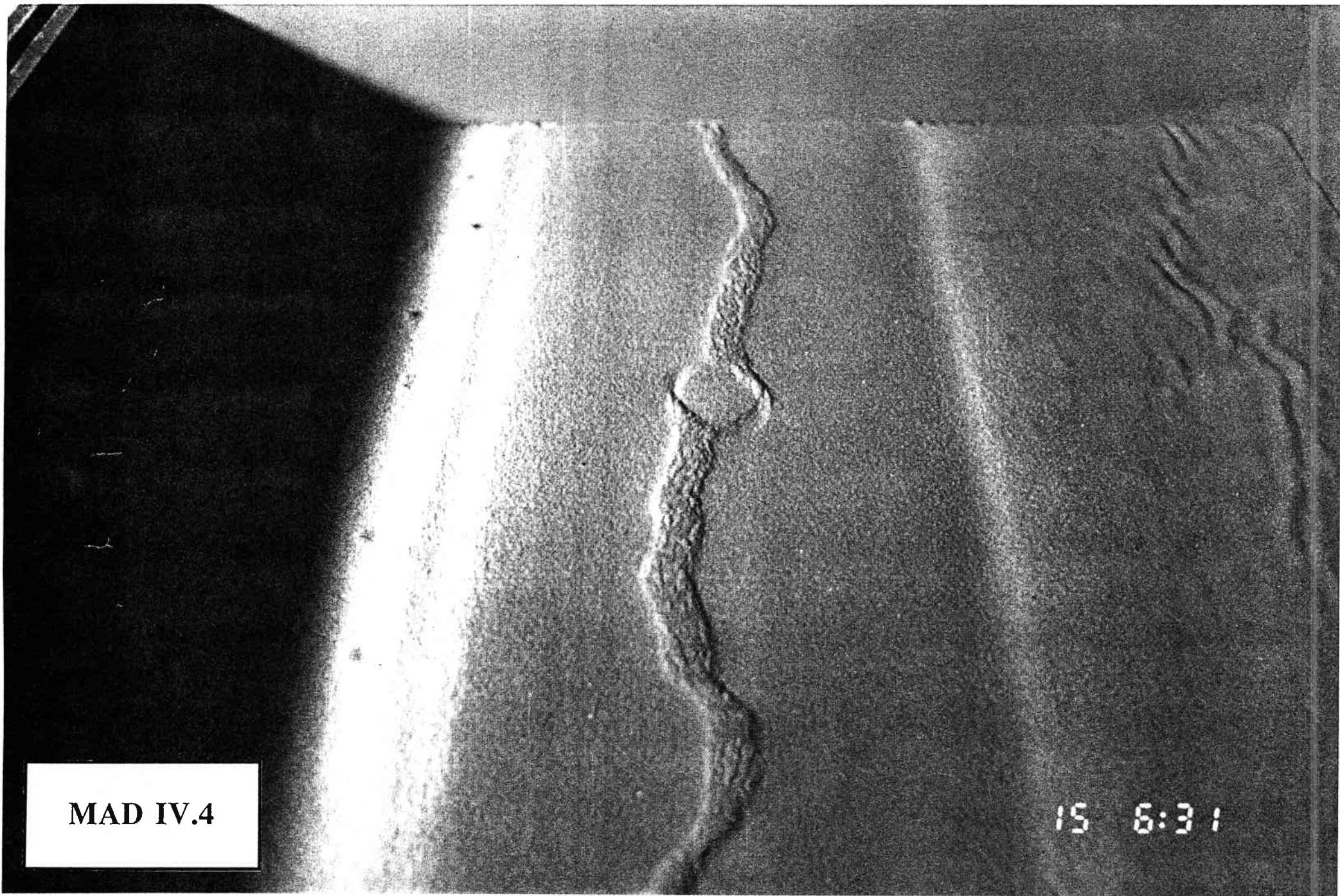
T=18 h



T=36h

MAD IV.4

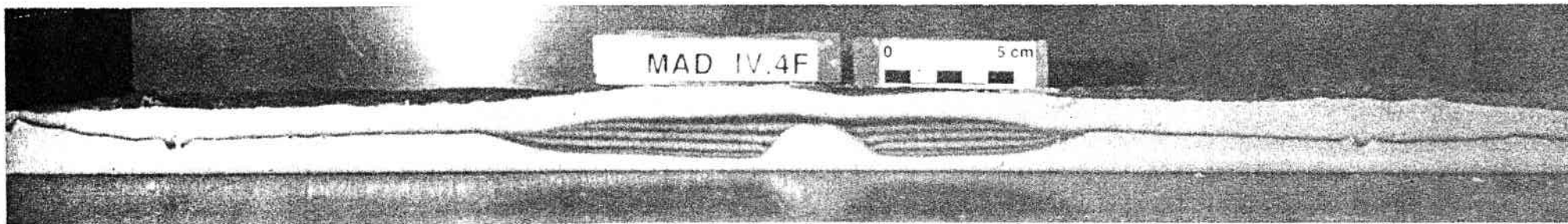
Figure IV.11: Modèle 3 (MAD IV.4): vues de surface après 18 h et 36 h d'expérience.



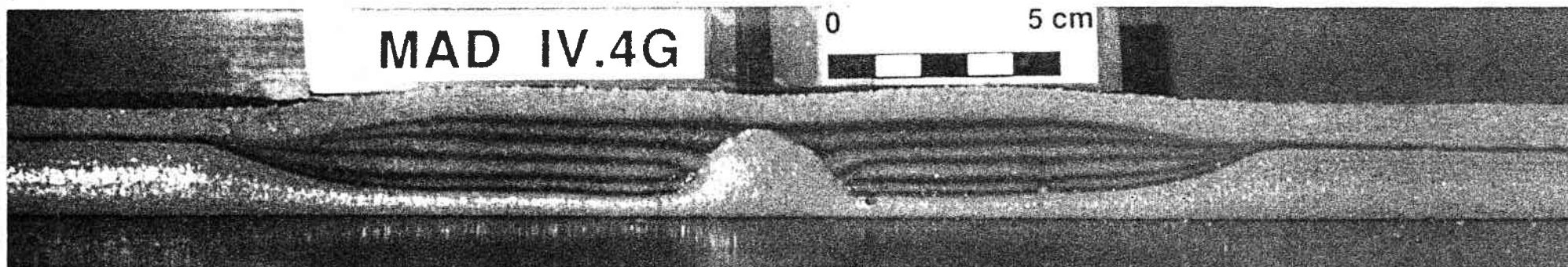
MAD IV.4

15 6:31

Figure IV.12: Modèle 3: géométrie des relais de failles (vue oblique).



MAD IV.4: Coupe générale



Détail du double talus isolé

Figure IV.13: Modèle 3 après déformation: coupes perpendiculaires au talus.

- un fluage de la silicone du double talus vers l'extérieur générant de petits épaulements aux fronts de cette surcharge. Ce déplacement provoque de l'extension sur le plateau lui-même.

- un diapir de silicone symétrique à asymétrique, au contact duquel les marqueurs de sable sont affaissés, à partir d'une certaine épaisseur de sable ($t = 18$ h)

La vitesse de sédimentation choisie pour cette expérience permet également d'entretenir la déformation cassante sur le double talus.

1.1.2. Modèles à vitesse de sédimentation intermédiaire

Modèle 4 (MAD IV.2)

Annexe

Dès le premier dépôt de sable, apparaissent sur le double talus des grabens symétriques, parallèles aux limites de la surcharge (*id.* Modèle 1). Après le deuxième dépôt de sable, on n'observe plus aucune déformation cassante dans le sable en surface. Le sable déposé toutes les 12 heures s'enfonce progressivement, **sans se fracturer**, dans la silicone qui compense au fur et à mesure cette surcharge localisée **en fluant latéralement**. Avant chaque nouveau dépôt, l'équilibre gravitaire du système est rétabli et le relief du talus a disparu. La topographie ne rend donc pas compte de cette surcharge.

La vitesse de sédimentation ne permet pas de générer de structures cassantes dans le sable. Elle provoque une surcharge insuffisante pour maintenir un relief topographique entre chaque dépôt de sable.

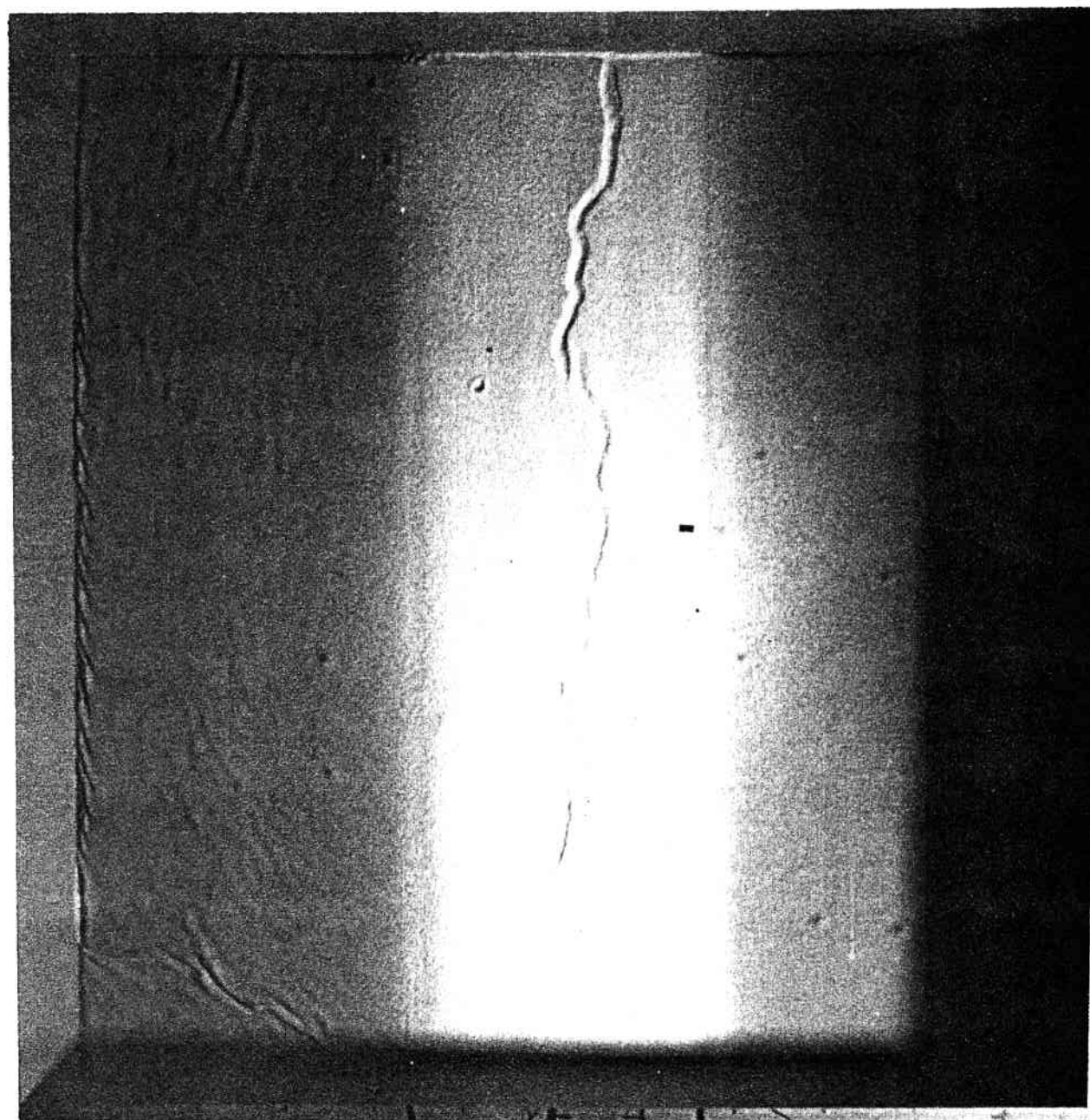
Modèle 5 (MAD IV.6)

Figures IV.14 et IV.15, annexe

En surface, on observe sur le talus, une série de petits grabens en relais (par overlap) sub-parallèles aux contours de la surcharge. La silicone n'arrive pas en surface et la zone déformée reste étroite (Figure IV.14).

En coupes, on observe un fluage latéral de la silicone vers l'extérieur du double talus et, au niveau du talus lui-même un petit graben symétrique (Figure IV.15).

Il n'y a pas de relief topographique au niveau de la zone sédimentée. En effet, le taux de sédimentation est faible et pour la vitesse choisie, insuffisant pour conserver le relief (*id.* modèle 4).



MAD IV.6

Figure IV.14: Modèle 5 (MAD IV.6): vue de surface en fin d'expérience.

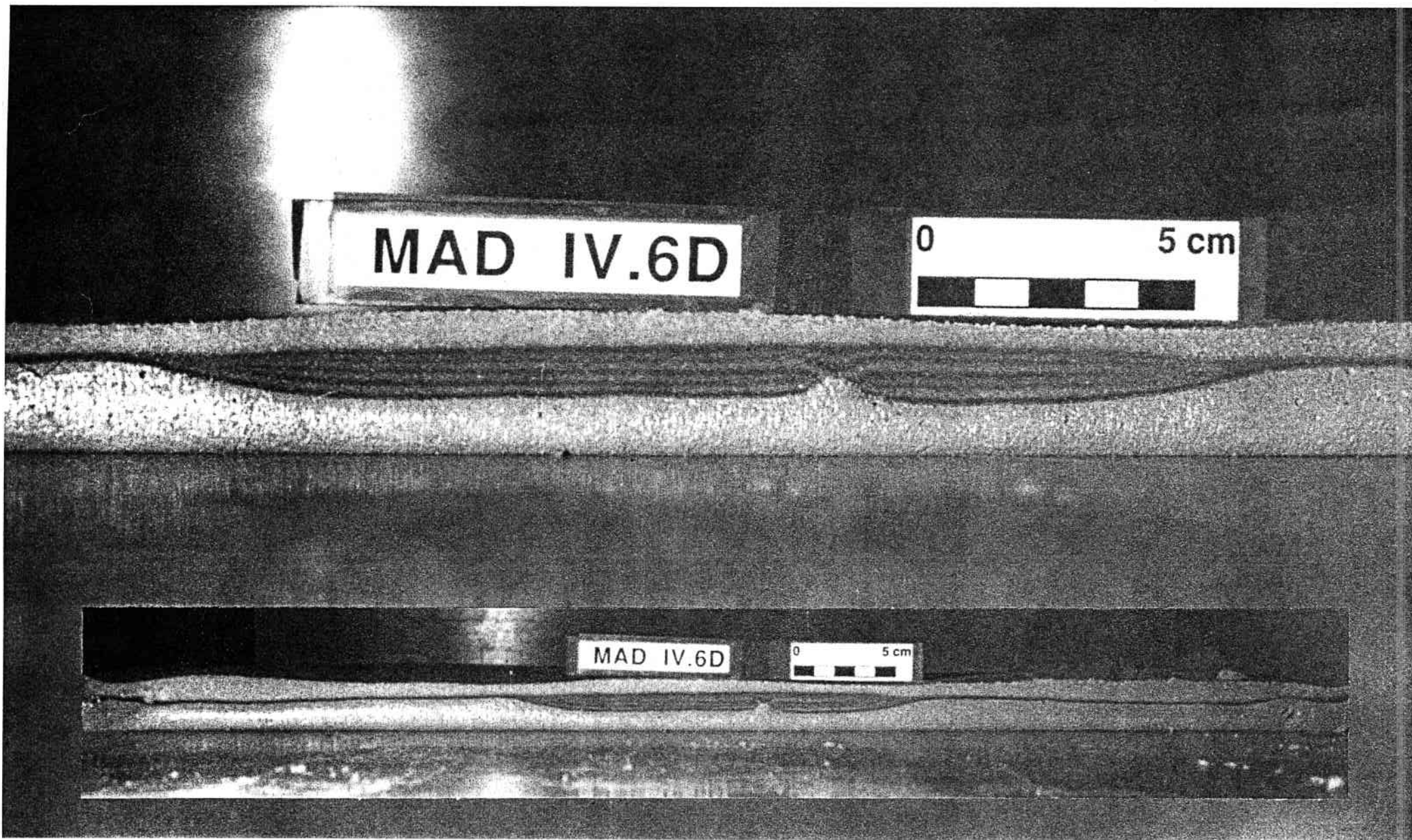


Figure IV.15: Modèle 5 après déformation: coupes perpendiculaires au talus.

1.1.3. Modèles à vitesse de sédimentation lente

Modèle 6 (MAD IV.7)

Figures IV.16 à IV.18 et annexe

Le tableau ci-dessous résume les conditions de sédimentation pour le modèle MAD IV.7.

Couche de sable	Epaisseur (en mm)		Temps (en heures)
	Double talus	Sur tout le modèle	
1	2	1	00.00
2	2	0	12.00
3	2	1	24.00
4	2	0	36.00
5	2	1	48.00
6	2	0	60.00
7	2	1	72.00
Fin de l'expérience/coupes			84.00

On observe en surface, **au début de l'expérience** l'apparition de très nombreuses failles normales conjuguées délimitant des grabens symétriques étroits sur le double talus (Figure IV.16). Les relais de failles s'effectuent par recouvrement simple. Pour certains de ces grabens, la silicone arrive en surface après seulement quelques heures. De part et d'autre du talus se forment progressivement de petits plis.

Peu à peu la majorité des failles devient inactive. Seuls continuent de fonctionner les grabens affectés par la remontée gravitaire de la silicone en surface.

Les conditions expérimentales sont telles que **la silicone, parvenue à son "niveau de flottabilité neutre" s'écoule à la surface libre du modèle, entre chaque épisode de sédimentation** (Figure IV.17). Ce phénomène s'entretient, le sable ne parvenant pas à recouvrir totalement la silicone à chaque fois.

La vitesse de fluage de la silicone est importante et ne permet pas de maintenir un relief topographique positif. Au contraire, apparaissent deux dépressions aux limites du pseudo-talus.

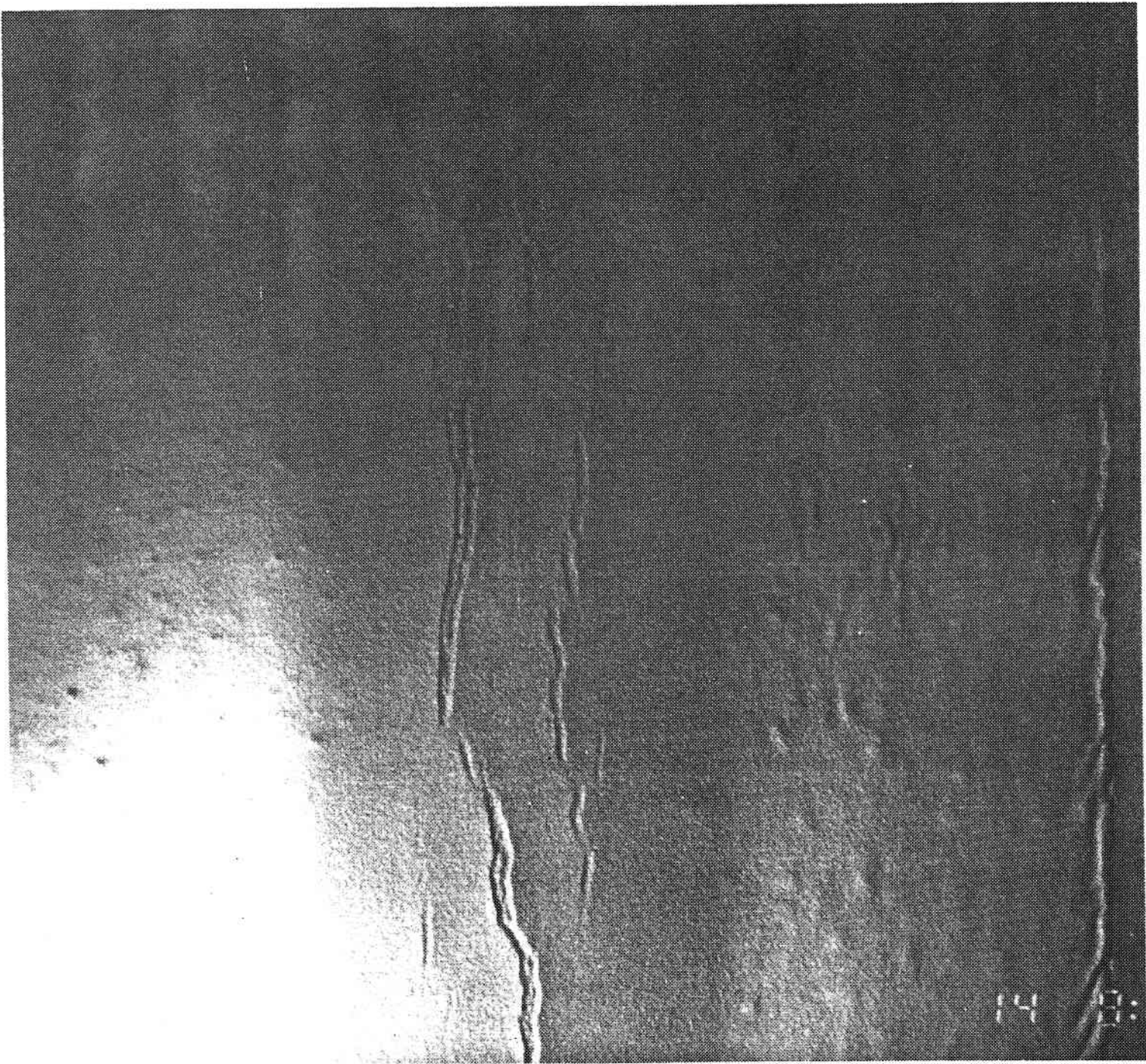


Figure IV.16: Modèle 6 (MAD IV.7): vue de surface en début d'expérience.



Surcharge

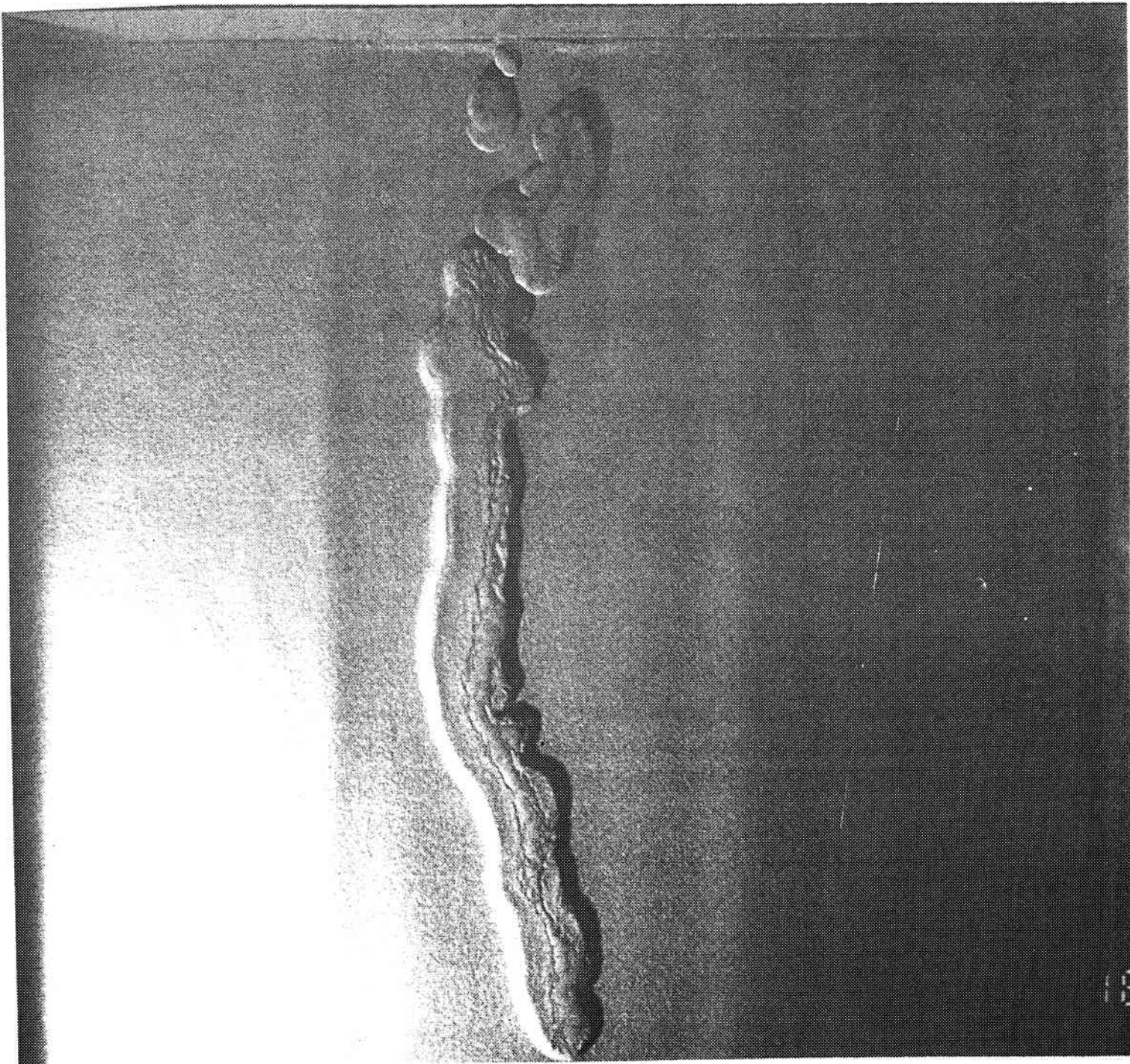


Figure IV.17: Modèle 6 (MAD IV.7): vue de surface en fin d'expérience.

En coupes (Figure IV.18), nous observons un fluage latéral de la silicone, de part et d'autre du talus, comme pour les modèles précédents, avec de petits bombements aux limites de la surcharge. Au niveau du talus lui-même, la silicone est presque épuisée et l'on observe un **"glacier de silicone"**, de forme très variable latéralement.

Ce modèle permet de montrer que l'on peut générer un "glacier de sel" sans intervention tectonique extérieure. Si l'aspect en coupe des "overhangs" de cette structure paraît correspondre à celui d'un sill injecté après le dépôt du sable, cette expérience montre que cette géométrie est en fait liée à un mécanisme très différent (voir discussion troisième partie, chapitre I, "gravity spreading halokinesis").

Modèle 7 (MAD IV.3)

Annexe

On n'observe aucune déformation cassante dans le sable en surface. Le sable déposé toutes les 24 heures s'enfonce progressivement dans la silicone qui compense au fur et à mesure cette surcharge localisée en fluant latéralement, comme pour l'expérience 4. Avant chaque nouveau dépôt, l'équilibre gravitaire du système est rétabli et le relief du talus a disparu.

La vitesse de sédimentation, encore plus lente que pour le modèle 4 ne permet pas de générer de structures cassantes dans le sable. Elle provoque également une surcharge insuffisante pour maintenir un relief topographique entre chaque dépôt de sable.

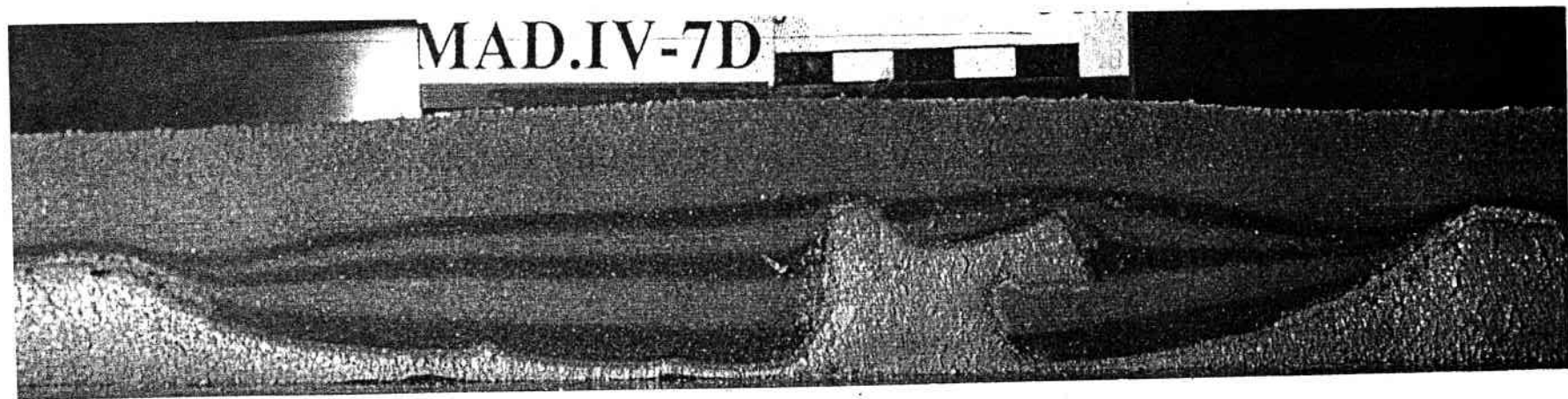
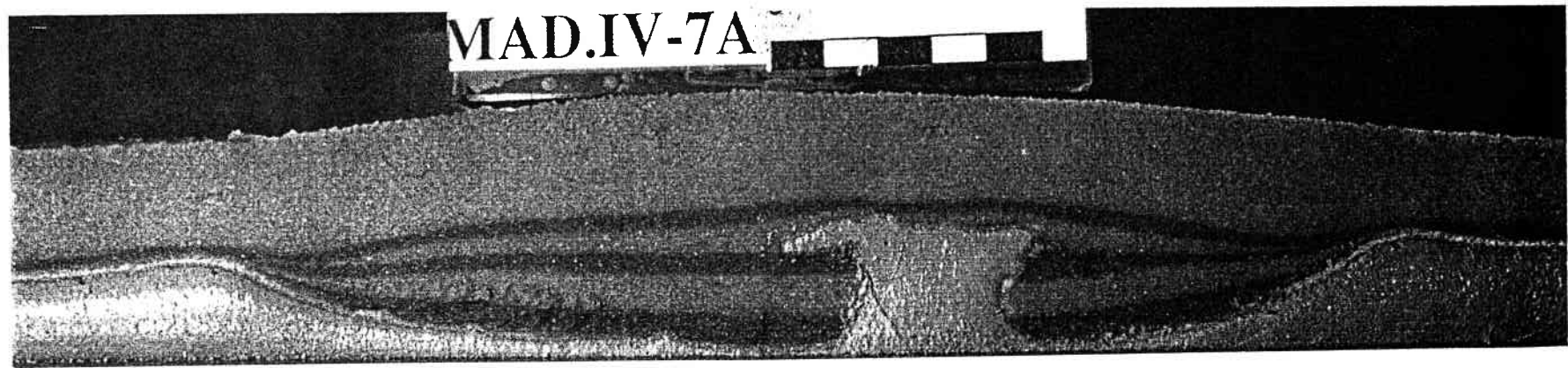
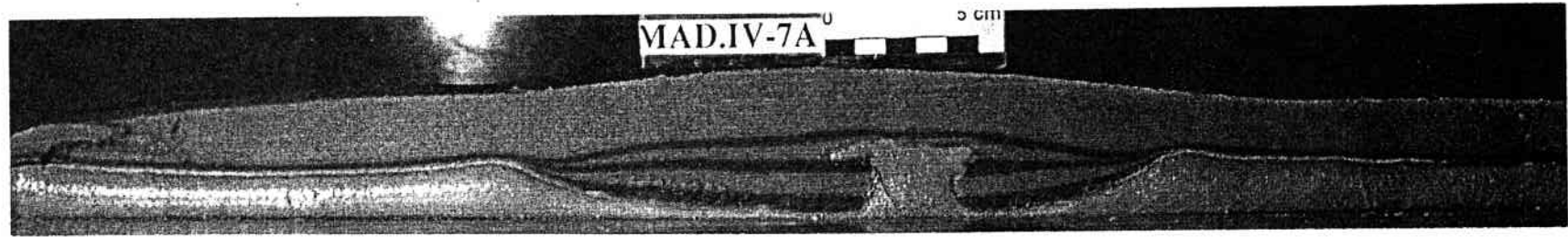


Figure IV.18: Modèle 6: coupes séries perpendiculaires au talus.

1.2. Synthèse des résultats et conclusions

Nous tentions avec cette série de modèles de mettre en évidence le rôle de la surcharge différentielle sur la distribution et l'orientation des structures salifères *et notamment de vérifier qu'elles se répartiraient préférentiellement au front des discontinuités sédimentaires, comme cela est généralement prédit.*

Bien que les conditions aux limites des modèles expérimentaux soient ici très spécifiques (double talus contraint à deux extrémités), les résultats obtenus sont néanmoins *surprenants*. En effet, il est théoriquement considéré (et expérimentalement montré en centrifugeuse) que dans le cas d'une surcharge différentielle, *l'essentiel de la déformation* se situe hors des zones les plus sédimentées, et notamment au front de la surcharge. Les sept modèles présentés ici ont été réalisés avec des vitesses de sédimentation différentes mais sont très cohérents au point de vue des résultats obtenus.

On montre qu'une sédimentation localisée au niveau d'un double talus isolé provoque un fluage de la silicone vers des zones de moindre surcharge, créant ainsi spontanément de l'extension sur le talus lui-même avec remontée gravitaire de la silicone dans les espaces ainsi formés (diapirisme "réactif"). Le fluage s'exprime également par des épaulements aux limites de la surcharge, générant dans certains cas des grabens d'extrados. De part et d'autre du talus, se développent des plis dans la silicone, subparallèles aux contours du talus. La déformation la plus conséquente apparaît donc au niveau de la charge sédimentaire la plus forte.

Ceci pourrait avoir une implication à une échelle autre que sédimentaire, notamment pour des problèmes d'épaississement crustal et de rifting mais dont la validité demanderait à être testé, compte tenu des conditions expérimentales très spécifiques de ces modèles.

* Rôle de la vitesse de sédimentation

Plus la vitesse de sédimentation sur le double talus est rapide, plus le fluage latéral de la silicone vers des zones de moindre surcharge est important. Sur le talus lui-même, le nombre et la complexité des structures extensives augmentent proportionnellement à la vitesse de sédimentation. Ceci conduit à une remontée gravitaire de la silicone dans les grabens de plus en plus importante, aboutissant à un épuisement du matériau ductile sous le talus.

=> Un équilibre se crée donc entre le fluage latéral de la silicone et son diapirisme au niveau du talus.

Au delà d'une certaine vitesse, la déformation sur le double talus se bloque, les failles créées de façon précoce deviennent inactives et le sable nivelle progressivement les dépressions.

Inversement, lorsque la vitesse de sédimentation diminue, le sable déposé sur le talus s'enfonce progressivement sans se fracturer et la silicone flue latéralement sans créer de perturbation majeure.

* Rôle du mode de sédimentation

Si l'on compare les modèles 4 et 5, dont les vitesses de sédimentation sont équivalentes, on constate que les résultats obtenus sont différents. Pour le modèle 4, la déformation se bloque très rapidement. Pour le modèle 5, elle se poursuit tout au long de l'expérience. Ces résultats mettent en évidence **le rôle du mode de sédimentation**: le remplissage des dépressions permet d'entretenir le fonctionnement des failles.

2. Talus progradant et bloqué à une extrémité

Modèle MAD V.1

Figures IV.19 à IV.21 et annexe

Le modèle MAD V.1 simule un delta progradant sur une couche de sel horizontale. On sédimente à intervalles de temps réguliers, de façon plus importante au niveau d'un talus bloqué à une extrémité.

Couche de sable	Epaisseur (en mm)		Temps (en heures)
	Sur le talus	Sur tout le modèle	
1	2	1	00.00
2	2	0	12.00
3	2	1	24.00
4	3	0	36.00
5	3	1	48.00
6	3	0	60.00
7	3	1	72.00
Fin de l'expérience/coupes			84.00

Dès le début de l'expérience, des plis de faible amplitude apparaissent dans la partie peu sédimentée du modèle (Figure IV.19). Au fur et à mesure de la progradation du talus, les axes de ces murs frontaux s'orientent parallèlement aux contours de la surcharge (Figure IV.20). **Le fluage de la silicone s'effectue de façon radiale.**

En coupes, la silicone a presque entièrement disparu sous le talus. Ce fluage vers la zone de moindre épaisseur sédimentaire conduit à la formation de diapirs au front du talus (Figure IV.21).

Ce modèle simple met en évidence les effets d'une couverture sédimentaire progradante sur l'initiation de structures diapiriques. Ce mécanisme conditionne la localisation des murs (en front de surcharge) et leur géométrie (parallèles aux contours de la surcharge). Le fluage du sel résulte d'un simple gradient de pression et ne nécessite aucun autre mécanisme (inversion de densité, pente, extension, etc...).

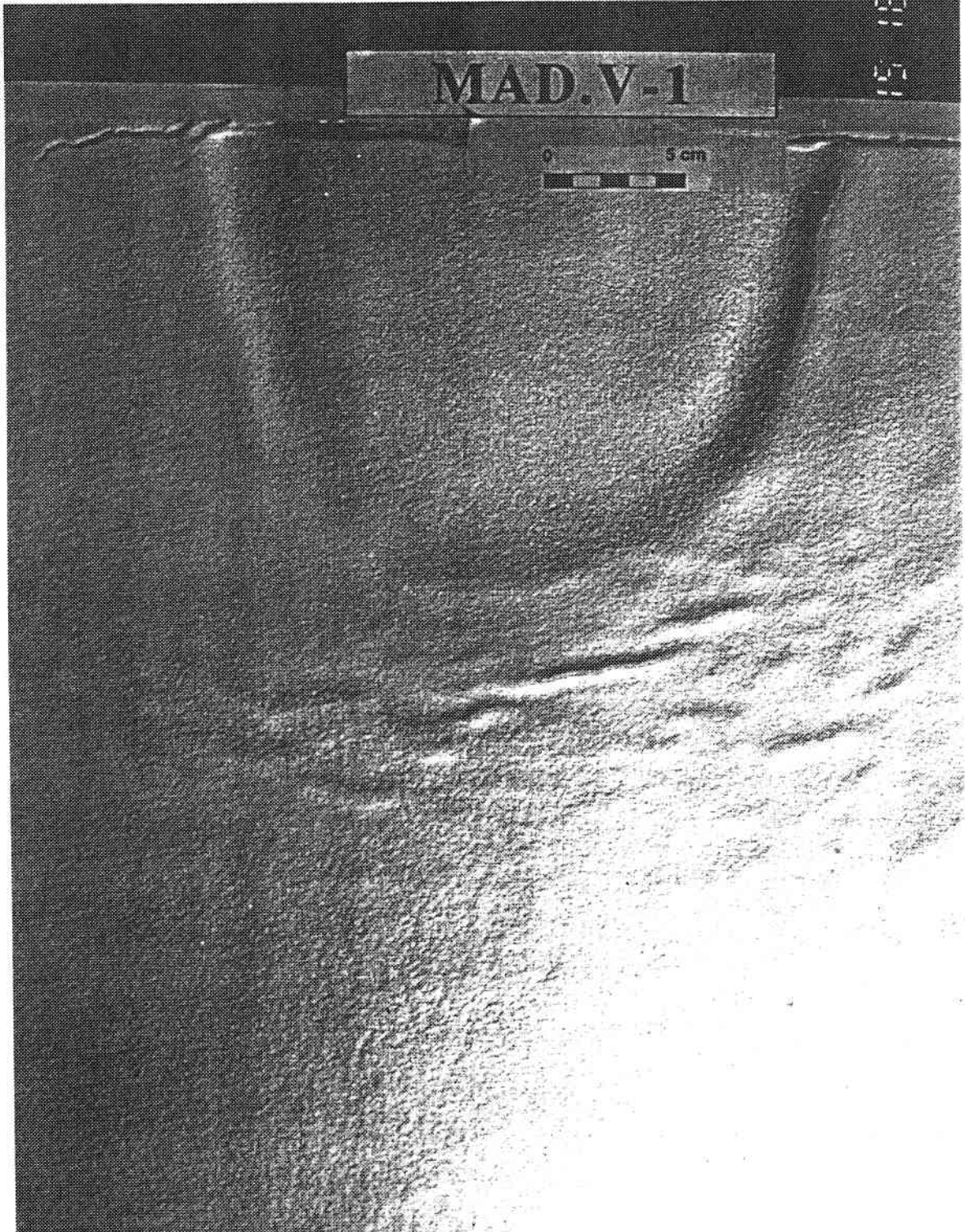
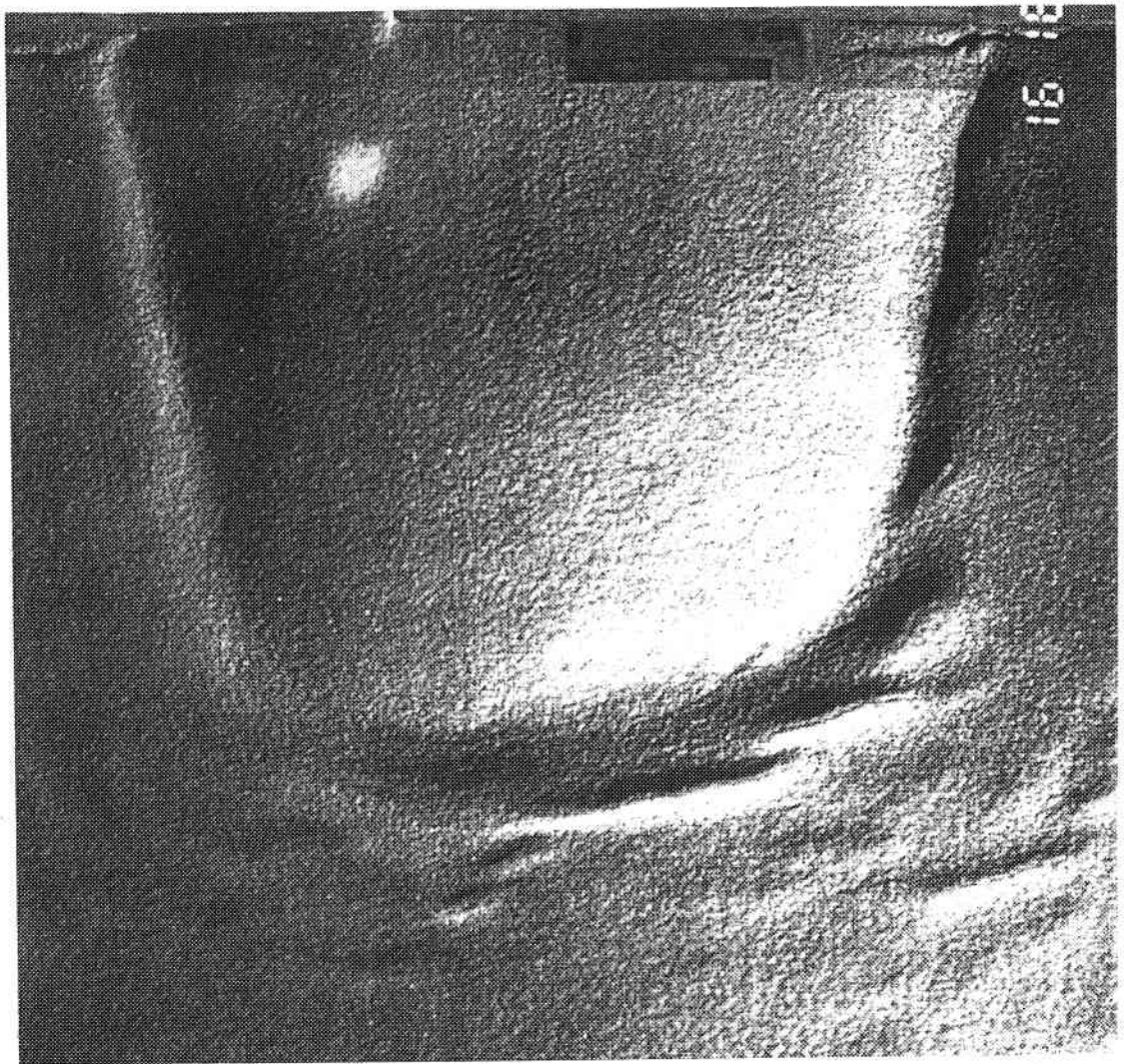


Figure IV.19: Modèle 7 (MAD V.1): vue de surface en début d'expérience.



A



B

Figure IV.20: Modèle 7 (MAD V.1): A. vue de surface en fin d'expérience. B. Détail de la répartition des rides de silicone au front du talus progradant.

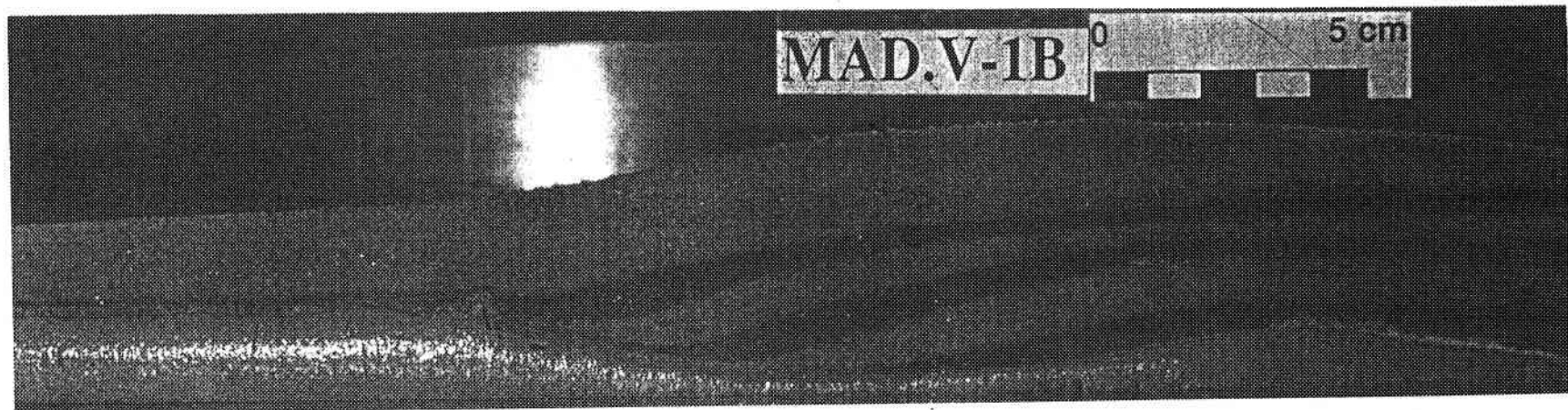
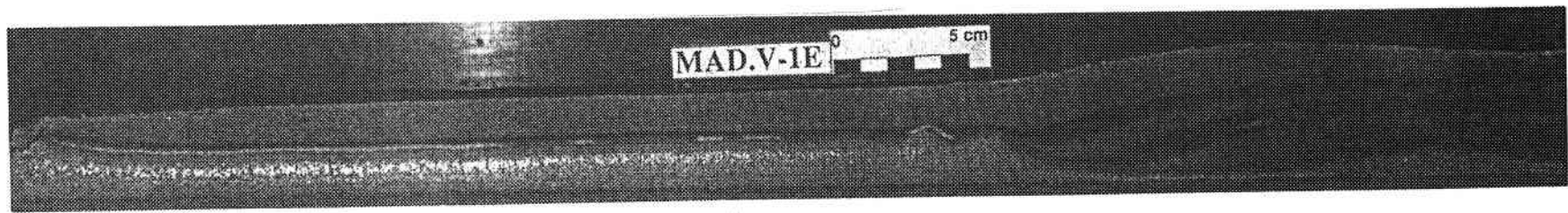


Figure IV.21: Coupes du modèle 7: rides au front de la surcharge.

=> L'expérience MAD IV.7 a été réalisée avec des taux de sédimentation quasiment identiques à celles de cette expérience, or les résultats sont très différents. Ceci met bien en évidence l'importance des conditions aux limites imposées aux modèles. Dans le premier cas, l'essentiel de la déformation est localisée au niveau de la surcharge, dans le second, il n'y a aucune structure sur le talus.

B. ROLE DE L'HERITAGE STRUCTURAL ASSOCIE A UNE PENTE

☞ La deuxième hypothèse retenue pour tenter d'expliquer les caractéristiques de l'halocinèse liguro-provençale était celle d'un **glissement gravitaire sur pente associé à un héritage structural**. La façon la plus simple d'envisager l'existence de directions structurales sans réactivation d'accidents anciens est celle d'une **topographie résiduelle du substratum**.

☞ Les modèles analogiques de cette série permettent donc de tester les effets combinés d'une pente et d'une ou plusieurs directions héritées (relief en base de modèle), obliques par rapport au sens du glissement (Figure IV.22). Les expériences sont réalisées sans sédimentation synchrone **afin d'étudier plus spécialement l'initiation des structures salifères en contexte de glissement gravitaire**. Elles modélisent donc un stade précoce de déformation.

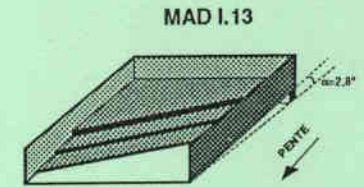
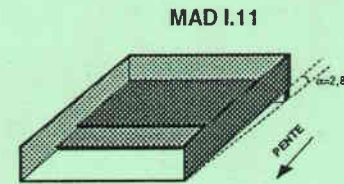
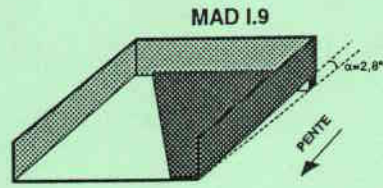
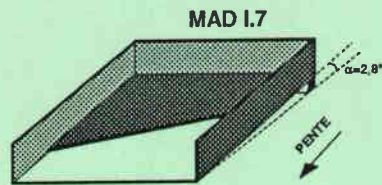
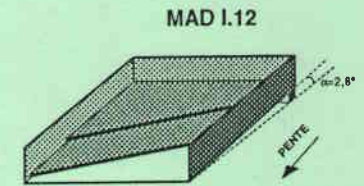
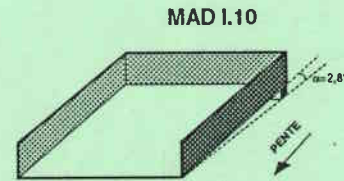
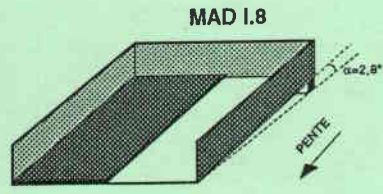
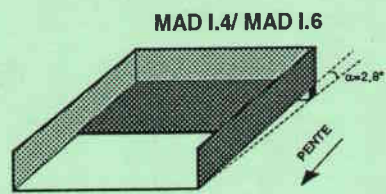
☞ Les résultats de cette série d'expériences sont présentés *pro parte* sous forme d'un article accepté à *Tectonophysics* (Special issue "Salt Tectonics", sous presse). Les exemples naturels présentés dans cet article proviennent de données Elf Aquitaine et concernent le **Golfe de Guinée**. La répartition et la géométrie des failles listriques et des structures associées (salt rollers et roll-overs sédimentaires) y montrent en effet des caractéristiques qui suggèraient l'intervention des mêmes mécanismes que dans le bassin liguro-provençal (pente et topographie résiduelle).

1. Article

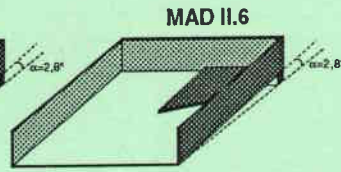
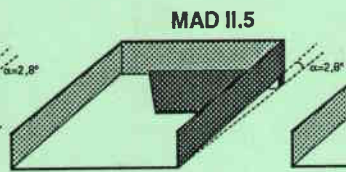
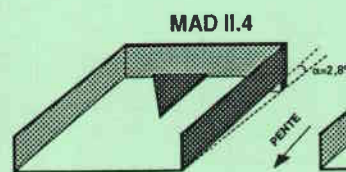
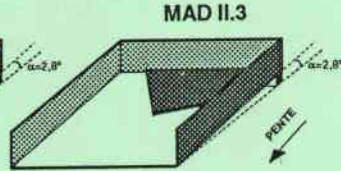
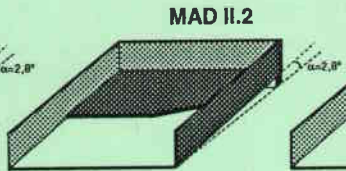
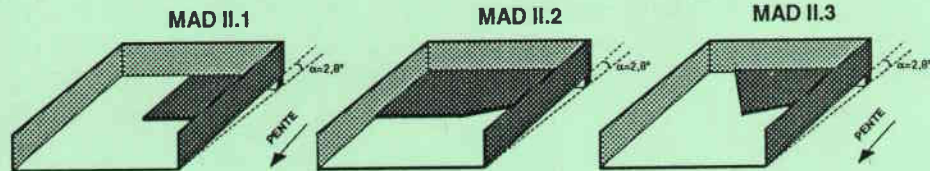
"Raft tectonics: the effects of residual topography
below a salt decollement".

V. Gaullier, J.P. Brun, G. Guérin and H. Lecanu

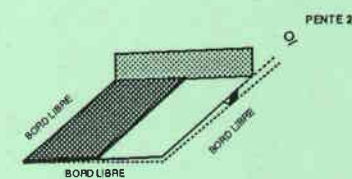
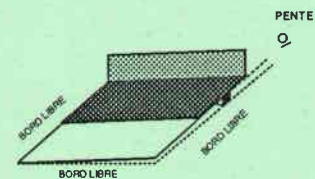
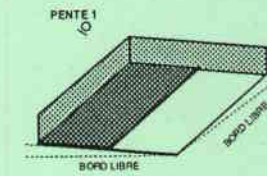
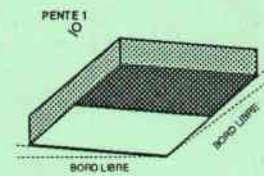
SERIE "HERITAGE, UNE DIRECTION"



SERIE "HERITAGE, DEUX DIRECTIONS"



SERIE "HERITAGE, UNE DIRECTION; DEUX PENTES SUCCESSIVES"



MAD III.1

MAD III.2

Figure IV.22: Récapitulatif des expériences de la série "Héritage structural+pente".

Raft tectonics: the effects of residual topography below a salt décollement

V. Gaullier ^{a, b}, J.P. Brun ^b, G. Guérin ^c and H. Lecanu ^c

^a *GEMCO, URA 718 CNRS, BP48 06230 Villefranche-sur-mer, France*

^b *Géosciences Rennes, UPR 4661 CNRS, Campus de Beaulieu 35042 Rennes, France*

^c *ELF Aquitaine Production, Avenue Larribau 64018 Pau, France*

ABSTRACT

Some natural examples of thin-skinned extensional structures resulting from gravitational gliding on passive margins, which display complex listric growth fault patterns, are not just controlled by the slope direction. Examples from Gulf of Guinea are presented. It is proposed that the inherited topography of the underlying basement can control the initiation of faults oblique to the gliding direction. We carried out a series of small-scale physical models in order to investigate the effects of residual topography beneath a décollement on faulting in the overlying rafted sedimentary cover. The experimental results sustain the hypothesis of structural inheritance and their implications are discussed in the light of natural examples from Gulf of Guinea.

Introduction

A sedimentary sequence with a basal salt layer can glide under the effect of its own weight down a slope of less than 3° (Vendeville, 1987). This gravitational gliding induces a thin-skinned extensional tectonics above the salt décollement, that will be amplified by high sedimentation rates (> 0.5 mm/year) and by prograding depositional sequences. The characteristic structures of thin-skinned extension include normal growth faults, which are deep-rooted in the décollement, with associated salt rollers (Bally et al., 1981). In an early stage of margin tilting, the salt layer is still thick and the growth faults delimit adjacent blocks which show tilted bedding, sedimentary rollover anticlines, stratigraphic wedges and salt rollers below the footwalls of faults. Turtle structure anticlines form by diapirs sagging during regional extension. When the salt has been depleted by flow, with only some fault welds remaining, the characteristic features of this type of deformation are called "mock-turtle-structure anticlines" (Vendeville et Jackson,

1992b). The downslope translation of large blocks with no rotation is termed "raft tectonics" (Burollet, 1975; Jackson and Cramez, 1989; Duval et al., 1992; Lundin, 1992) corresponding to the most extreme form of thin-skinned extension, where the sedimentary cover is stretched to two or three times its original length. The "rafts" are composed by allochthonous faulted and glided initial blocks which are no longer in contact with each other.

The geometry and the dynamics of the resulting extensional structures are clearly controlled by the slope orientation. Listric growth faults and associated salt structures are generally perpendicular to the slope line. In some cases, however, the fault pattern is more complex and the structures show trends in different directions. Understanding the complex geometries of structures which develop during rafting is crucial for efficient hydrocarbon exploration.

Several studies (Cloos, 1968; Vendeville, 1987; Cobbold et al., 1989; Guardado et al., 1990; Cobbold and Szatmari, 1991) have shown two types of fault pattern:

- The first type is characterized by listric faults roughly perpendicular to the slope line, associated with downslope displacement of the sediments overlying the décollement. The strike distribution is normal and unimodal, while the fault traces are either straight or spoon-shaped.

- The second type is characterized by asymmetric and/or polymodal distribution of fault trends. In such cases, the fault pattern is not just controlled by the regional trend of the basement slope.

After considering several hypotheses based on regional investigations in the Gulf of Guinea (Guérin, Elf Aquitaine Production - Internal report, 1992), it was assumed that structural inheritance (i.e., the inherited topography of the underlying basement) can control the initiation and the evolution of thin-skinned structures produced by rafting.

In the present study, this hypothesis is tested using laboratory experiments on two-layer, brittle-ductile models.

Natural examples from Gulf of Guinea

Two structures investigated in oil industry exploration in the Gulf of Guinea are illustrated on Figs. 1 to 4. The structural history of this area is characterized by rifting during the early Cretaceous, followed by a post-rifting sequence with evaporites at the base, and marine deposits above. The post-rift succession is affected by gravitational gliding (i.e., rafting) with the evaporite sequence acting as a décollement.

Deformation related to gliding of the upper sequence was constrained by the listric fault trends and the 3D geometry of synkinematic deposits (i.e., wedge basin fill), using seismic lines, isochron maps and well data (dipmeter logs).

Example 1: cylindrical growth faults with associated rollover anticlines

The example presented on Figs. 1 and 2 shows a km-scale rollover structure controlled by a N15°-trending and westward-dipping listric fault, which is connected downward to the décollement corresponding here to an extremely reduced evaporite layer (Fig. 1a). Note that the apparent slope (in time on seismic line) is very low. The low seismic resolution below 1.2 s. TWT. does not allow a precise description of the pre-salt deposits. The fan-shaped geometry of sediments deposited during listric faulting shows a very strong and progressive downward increase of dip measured by the dipmeter log (Fig. 2). Dip variations along the logged part of the well range from 25° to 30° E in the upper part of the rollover anticline to 70° E immediately above the décollement. There is a sudden decrease in dip to 10° immediately below the décollement corresponding to the syn-rift deposits. On the other hand, the direction of bedding planes remains very constant with values clustering around N15° across the whole structure. This well-defined direction is parallel to the axis of the rollover anticline and to the listric fault trace mapped from the seismic data (Fig. 1b). Since all structures (i.e., anticline axis, sediment fan and listric fault) trend nearly parallel to the margin, we conclude that the direction of displacement during gravity gliding was the direction of the regional slope.

Example 2: non-cylindrical growth faults and associated rollover anticlines

The example presented on Figs. 3 and 4 also shows a km-scale rollover fold controlled by a listric fault that has an apparent dip toward the southwest. The evaporite sequence is thicker than in example 1 (Fig. 3a). The seismic resolution is good in the upper part of the section but becomes poor beneath the décollement. Apparent dips within the syn-gliding deposits increase progressively downward. Dipmeter data in a well which does not cross the décollement (Fig. 4) show an increase from 10° at the top to 40° at the base. Along the logged part of the well (between arrows on Fig. 3a), a first section shows very low dips with negligible variation. In a second 900-m-thick section, bedding dips increase progressively from 10° to 40°, while strike rotates clockwise by 30° from 145°E to 175°E. The last section immediately above the décollement shows negligible variations around a mean dip of 40°E and a mean N-S strike direction.

The two horizons drawn on the seismic line (Fig. 3a) and identified on dipmeter logs (Fig. 4) are represented separately on two schematic isochron maps (Fig. 3b). The corresponding rollover anticline axes β_1 and β_2 trend N140° and N170°, respectively, for horizons 1 and 2. A comparable geometry is also observed for the anticline located in the NW corner of the map. The obliquity of 30° between β_1 and β_2 corresponds to the downward rotation of bedding planes observed on dipmeter logs (Fig. 4).

If we assume a constant direction of block displacement parallel to the SW-dipping regional slope, two end-member solutions can be proposed to explain this structural evolution. The vertical variation of anticline and bedding trends may correspond to a clockwise rotation during progressive rafting. In such a case, rollover anticlines initiate with a N140 trend (β_1) and rotate progressively toward a N170 trend (β_2). Such an explanation would imply listric growth faults trending N140, but with an oblique rafting direction which trends roughly E-W, oblique to the regional slope. Conversely, the observed rotation could correspond to a change in the trend of listric growth faults controlling rollover folding from N170 to N140, with southwestward rafting parallel to the slope. This hypothesis requires that early faults initiate at N170, that is, at an angle of 30°-40° to the rafting direction. This suggests the existence of residual topographic ridges with a similar N170 trend below the décollement, and therefore related to the rifting stage. Two arguments strongly sustain the second interpretation. First, regional studies (Teisserenc and Villemin, 1990) have demonstrated a mean N-S direction of faulting during rifting. Second, the sinuous pattern of growth fault traces (Fig. 3b) combines the two main strike trends (N140 and N170) and the change of anticline contours with time from β_2 to β_1 shows a preferred orientation along the N140 trend, which is nearly perpendicular to the slope.

On a larger scale (50 x 50 km), a statistical analysis of fault trends (Fig. 5) confirms the observations made on elementary structures such as those described in Fig. 3b. On the frequency diagram (Fig. 5), the population of faults dipping W to SW (i.e., parallel to the regional slope) is distinct from that of faults dipping E to NE. The former population is dominant. The distribution is not symmetric and shows a predominance of faults in the range N170 to N140. The N170 direction could correspond to the direction of syn-rift faults and tilted blocks identified below the salt décollement (Teisserenc and Villemin, 1990). Because these faults have not been reactivated during cover rafting, we suggest that associated residual reliefs could have been preserved under the evaporite and sedimentary deposits.

In order to verify the hypothesis proposed above, we present a series of small-scale laboratory experiments simulating gravity gliding which have been designed to test the effects of residual topography below a décollement on faulting in the rafted sedimentary cover.

Analogue modelling

Previous work

Various types of experimental study on gravitational gliding have been conducted since the work of Cloos (1968) assumed that the direction of displacement depends on the surface and/or basal slopes (Crans et al., 1980). On a passive margin, both slopes are dipping towards the oceanic basin. Recent scaled physical models have illustrated the evolution of parallel gravitational gliding upon a salt layer (Vendeville, 1987; Vendeville and Cobbold, 1987; Larroque, 1991). During the early stages, models generally present three structural domains from top to bottom: a set of conjugate growth faults, a rigidly translated block and a second set of normal faults. During deformation and sedimentation, the downslope dipping growth faults become generally dominant and tilted blocks appear. Sedimentation strongly controls the geometry of faults and adjacent blocks. Cobbold et al. (1989) have suggested that compressional structures can appear at the bottom of the slope, with changes in the angle of slope. The axes of both compressional and extensional structures are perpendicular to the slope direction.

Other recent experiments have been conducted to simulate radial gravitational gliding (Cobbold and Szatmari, 1991). These models rest on conical or pyramidal basements. Radial gliding should occur especially on passive margins where the coastline is sinuous. These experimental models show a good resemblance to natural examples observed on seismic sections, where the gravitational gliding is monophasic and the salt layer is lying upon a planar basement.

Jackson and Cornelius (1987) and Talbot and Jackson (1987) have presented centrifuge experiments with a stepping basement below a horizontal décollement. However, their models consist of 2-layer systems of silicone putties, assuming a ductile behaviour for the sedimentary overburden and preventing formation of faults and fault blocks. Deformation in these models was induced by non uniform deposition and progradation, not by gliding, with a constant box length.

A series of scaled physical models were conducted at the Laboratory of Experimental Tectonics at the Géosciences Department (Rennes University) in order to investigate the role of both basement slope and structural inheritance - i.e., irregular

topography - on the development and evolution of listric growth faults and associated salt structures within a glided sedimentary cover (MAD Project: Modélisation Analogique des Deltas; Géosciences Rennes- Elf Aquitaine Production).

Modelling materials and scaling

The experiments described here simulate downslope gravitational gliding of sediments associated with salt diapirism. Models are scaled according to the principles given by Hubbert (1937) and Ramberg (1967). The strengths of model materials should be scaled down in the same proportion as linear dimensions (Vendeville et al., 1987), if the densities are similar. The linear dimensions of the models are scaled down by a factor of 10^5 (1 cm represents 1 km). With equivalent densities in models and in rocks, the model materials must be therefore 10^5 times weaker than natural rocks in order to be scaled correctly for gravity (i.e., the density ratio is equal to 1 and the stress ratio is equal to 10^{-5}). Since brittle sediments display Coulomb behaviour, with about $\theta = 30^\circ$ for the angle of internal friction and $C = 50$ MPa for the cohesive strength (Byerlee, 1978), they can be simulated by pure quartz sand. The sand has near perfect Mohr-Coulomb behaviour with an angle of internal friction of 30° and negligible cohesive strength (Mandl et al., 1977; Vendeville et al., 1987; Krantz, 1991). We used a well rounded sand (Fontainebleau, France), with a grain-size of $500 \mu\text{m}$, a density of 1.3 g cm^{-3} and contrasting colours. Ductile salt is modelled using a silicone putty (Rhodosil Gomme 7009, manufactured by Rhone-Poulenc, France) which has an almost ideal Newtonian rheology with a density of 1.2 g cm^{-3} and a viscosity of $9.2 \cdot 10^3 \text{ Pa s}$ at 27.5°C . For a viscosity of natural salt of the order of 10^{18} Pa s (Van Keken et al., 1993), viscosities are scaled down by a factor of 10^{14} , strain rates by a factor of 10^{-9} and time by 10^9 : 1 hour represents about 10^5 years.

Experimental apparatus and procedure

Models were built in experimental square boxes, 60 cm wide and 12 cm high, with rigid removable endwalls (Fig. 6). The rigid basement was planar or composed of steps having various orientations (θ) with respect to the slope line and different heights simulating the pre-existing topography of a non-deforming substratum (Table 1). Each model initially consisted of a sand layer overlying a silicone layer. A layer of pink silicone about 0.45 to 1.25 cm thick was laid down horizontally at the base of each model. The top of the silicone is therefore horizontal, while its thickness varies in accordance with the topography of the base. A thin sand layer (about 1 cm thick) was then deposited before

gravitational gliding. A grid of passive white markers was drawn on the top surface (squares of 5 x 5 cm). The experimental apparatus was then tilted by 2.8° and the downslope endwall was removed to allow gravitational gliding. Top views were taken at regular time intervals. At the end of each experiment, the model was buried under a postkinematic white sand layer to preserve surface structures and facilitate model cutting.

The important parameter controlling the deformation is the viscosity of the silicone putty, which drastically depends on the temperature according to the formula: $\eta = \eta_0 \exp(Q/RT)$, where Q is the activation energy of creep, R is the gas constant and T is absolute temperature. All experiments were performed at a temperature of $29^\circ \pm 1^\circ\text{C}$ so the silicone viscosity could be precisely defined (For details on silicone rheology, see Appendix 1 in Nalpas and Brun, this volume).

For each model, a line drawing of the final surface fault pattern was established and then digitized to provide statistical analysis of fault orientation (Souriot and Brun, 1992). The statistical analysis was carried out only on the central parts of the models to avoid edge effects (Fig. 7).

No extra sedimentation was carried out during the experiments in order to allow a better observation of fault patterns at an early stage of deformation. During the MAD project, 21 experiments were performed to study the effects of basement topography on gliding cover deformation. Only seven are presented and discussed here (Table 1).

Experimental results

Gravitational gliding above a planar basement - MAD I.10 (Fig. 8)

The MAD I.10 model was built with a planar basement to simulate downslope simple gravitational, with no basement or sub-salt topography. The silicone deforms by spreading-gliding (Brun and Merle, 1985), with large internal shear strain and high stretching gradients from top to bottom of the slope. From the early stages of deformation onwards, three structural domains appear at the model surface (Fig. 8a, see also Vendeville, 1987):

- An uppermost domain with paired normal faults delimiting large symmetric grabens parallel to the upslope endwall. These extensional structures are due to the upslope boundary conditions (edge effects). At the final stage of the experiment, grabens that are formed by thin-skinned extension are filled by local silicone upwelling up to the model surface. This diapirism results from the creation of spaces by extension of the overburden ("reactive diapirism", Vendeville and Jackson, 1992a).

- A non-deforming domain in the central part of the model glides almost rigidly .

- In the downslope part, a domain with numerous normal faults appears. The grabens are smaller and less continuous than ones upslope.

During experimental runs, deformation spreads from the downslope to the upslope. Sections show fault blocks which are little deformed and appear to have glided rigidly parallel to the slope line. The silicone walls are symmetric. The experimental results of the MAD I.10 model are in good agreement with those of previous investigations on simple gravitational gliding (Vendeville, 1987; Vendeville and Cobbold, 1987).

Figure 8b shows a statistical analysis of the final surface fault pattern for the MAD I.10 model. The distribution of fault orientations is unimodal with a symmetric and narrow peak at 90° to the slope line.

Gravitational gliding above a stepping basement - MAD I.4, I.9, I.12, I.13, MAD II.1, II.5 (Figs. 9 to 13)

At the early stages of deformation, grabens appear in the upslope and downslope parts of each model, as in those described in the MAD I.10 experiment. These extensional structures are perpendicular to the slope line and result from simple gravitational gliding. Therefore, they are not described in the following models.

Steps with a single orientation

Fault patterns. For the MAD I.4 model, the step below the silicone layer is perpendicular to the slope line. At an early stage of the experiment, in addition to the grabens described above, other structures develop in the vicinity of the basement step i.e.: immediately upslope from the step a normal fault grading into an asymmetric and narrow graben, two small faults above the step, and, finally, downslope from the step a large graben pierced by a silicone wall (Fig. 9a).

Figure 10 shows the schematic evolution of sand and silicone deformation above a basement step. In all experiments, an early syncline structure appears at the model surface, parallel to the step(s), whatever the angle of obliquity θ . It results from the silicone layer flexure being propagated on both sides of the step. Thus, a syncline and an anticline are formed below and above of the basement step, respectively. A "keystone graben" is then initiated within the anticline structure (Fig. 10b). While rafting continues, the graben widens and the silicone rises upward (Fig. 10c). All extensional structures are progressively translated downslope.

The sections show structures observed on the model surface near the basement step but they are shifted further downslope (i.e., the asymmetric graben, the two normal faults dipping downslope and the large silicone wall).

For the MAD I.9 model, the angle θ between the slope line and the step has a value of 30° . Figure 9b shows the final top view in this experiment. Above the step, narrow grabens are observed which are almost parallel to this relief. Faults are "en échelon" with small offsets. On the lower step of the model, the fan-like pattern of normal faulting results from a combination of slope and step effects. This model clearly shows the effect of a basal step on fault orientation.

For the MAD I.12 model, the basement consists of two steps (noted 1 and 2 on Fig. 11c) with $\theta = 60^\circ$. At an early stage of experiment numerous structures develop simultaneously in the vicinity of the two steps (Fig. 9c). In the upslope part of step 1, small segmented grabens appear, showing an envelope which is parallel to the basement step. In the downslope part, large grabens form an external envelope parallel to the step. The geometry of overlap results from the addition of slope line and step effects. On this side of the model, the effects of the step with $\theta = 60^\circ$ is particularly apparent. For the second step, a series of small "en échelon" grabens appear parallel to the step and, then, downslope, a series of symmetric grabens oriented perpendicularly to the slope line; the extremities of the grabens form an alignment parallel to the step. This experiment shows the simultaneous initiation and evolution of structures which are created either by the slope or by the basal steps and the slope combined.

The MAD I.13 model has three basal steps with three different heights increasing downslope and with $\theta = 60^\circ$; it was designed to test the effect of variations in step height. The surface top view shows the same types of extensional structures as those described above, for each step (Fig. 11d). The sections illustrate the large shift between steps and step-controlled structures at the final stage of the experiment. The height of steps do not significantly affect the gravitational gliding and the resulting structures. The initiation, the geometry and the orientation are broadly the same for the three different step heights.

All these experiments clearly show the effects of basement steps on the orientation of thin-skinned extensional structures. None of the models show significant fault-block rotation around the vertical axis, even on a small scale, in the vicinity of the step regardless of its orientation.

Statistical analysis. For $\theta = 90^\circ$, the mean fault orientation is normal to the slope line (Fig. 11a). The orientation distribution is almost unimodal, with two subsidiary peaks on the other sides of the mean. In contrast to MAD I.10 model, the structures on

Fig. 11a are not strictly perpendicular to the slope line. Their orientation varies over a range of about 15° .

For $\theta = 30^\circ$, the rose diagram (Fig. 11b) shows a bimodal distribution with two main peaks, at 90° and 30° to the slope line. The most important peak is narrow and symmetrical at about 90° ; the second peak shows an amplitude which is 25% of the major peak, with a mode at 144° . The influence of a step oriented at 30° to the slope line is expressed clearly in the pattern of extensional structures. However, the faults are not oriented strictly parallel to this basement relief.

At $\theta = 60^\circ$ (Fig. 11c), there is a bimodal distribution of fault orientations in the MAD I.12 model, with a group at 90° and another at 60° to the slope line. The major peak here is slightly askew and has a mode at 85° . The peak at 60° has an amplitude which is 50% of the maximum peak. The presence of two steps at the base of the model produces a perturbation which favours the scattering of the fault orientations.

With a three-steps model (Fig. 11d), the fault rose diagram is unimodal, but the histogram shows a wide main peak which is askew about a mean value of 60° . The peak is highly asymmetric and includes two subsidiary peaks on its right flank oriented at 76° and 87° to the slope line. In contrast to MAD I.12 model, the mean fault orientation corresponds here to the step direction. Thus, the local effect of steps becomes more important than the effect of shearing and extension parallel to the slope.

Steps with two different orientations

For the MAD II.1 model, the angle θ between the slope line and the step has two values of 90° and 0° , respectively. In addition to the structures perpendicular to the slope line, which are described for the MAD I.10 experiment, other extensional structures appear near the basement step, at the early stages of deformation (Fig. 12a):

- Immediately upslope from the step normal faults sub-parallel to the direction 90° , and, downslope of larger grabens.

- At the intersection between the two directions 0 et 90° , two oblique grabens, one of which crosses almost the entire half of the model at the end of experiment. These structures result from wedge effects.

The anastomosed geometry of fault overlap for structures parallel to the 90° direction is due to the combination of slope and two orientations effects. The effect decreases away from the wedge. The interference between the different structures in the upper left corner of the model creates spectacular "zip-shaped" faults (Fig. 12a).

The rose diagram (Fig. 12a) shows a trimodal fault distribution with three main peaks, at 60° , 90° and 140° to the slope line. The most important peak is almost symmetric with about a mode at 90° ; the two other peaks show amplitudes which are less than 25%

of the major peak. The peak with a mode at 60° results from the prolongation of edge effects, while the peak at 140° corresponds to the wedge effect induced by the two step orientations.

For the MAD II.5 model, the step orientations are at 90° and 30° to the slope line. The rose diagram and the histogram (Fig. 12b) show a bimodal distribution with two main peaks. The most important peak is symmetric with a mode at 90° to the slope line; the second one which shows an amplitude of less than 20% of the major peak, has a mode at 120° .

For these two experiments, some faults appear with an orientation corresponding to the bisector of the angle between the two inherited directions. Thus the fault pattern become more complex with two step orientations.

Geometry of "en échelon" faults

The Figure 13 shows details of complex "en échelon" fault patterns which develop downslope from the step. One can note that two basic patterns are present. Faults defining the graben located immediately downslope from the basement step are nearly continuous and parallel to the step but display branching of smaller faults perpendicular to the slope line. Further away, sets of sigmoidal non-connected "en échelon" grabens are well developed. When the effect of the step is strong (Fig. 13b), the extremities of sigmoidal grabens are parallel to the step and their central parts are perpendicular to the slope line. When the effect of the step is weak (Fig. 13a), the opposite geometry is observed. In all cases, the envelope of "en échelon" grabens are themselves parallel to the step.

Discussion and geological implications

Petroleum exploration investigations on gravity gliding systems in the Gulf of Guinea have shown that some areas present an asymmetric distribution of growth faults forming a pattern which is not simply due to unidirectional downslope displacement above a planar basement. It appears that the structural trends within the glided formations are fairly similar to structural trends within formations beneath the salt décollement (i.e., the syn-rift formations). The similarity between the two structural patterns has also been described by Guardado and others (1990) in the Campos Basin on the Brazilian passive margin and by Gaullier (1993) in the Gulf of Lion. Even if the syn-rift faults appear to remain inactive during gliding, they can create an irregular and residual topography, inherited from faulting that occurred during rifting and which exists just beneath the salt sequence. Such residual topography induces thickness variations of the salt sequence and

thus can have a strong influence on the distribution of faults initiated during the post-rift rafting. This hypothesis has also been proposed in a deltaic context (Niger Delta, Doust and Omatsola, 1990).

The scaled physical models presented in this study provide evidence in favour of a strong control of syn-rafting deformation by residual topography below the décollement layer. The experimental results indicate that where a similitude between syn-rift and syn-rafting structural patterns is observed, it can be explained by passive residual topography inherited from the rifting stage, rather than by reactivating basement faults.

The experimental models also enable a better understanding of the structural evolution of a natural example, and provide an interpretation of the asymmetric distribution of fault orientations. The example 2 presented in this paper (Figs. 3 and 4), shows a rotation of the axis of the rollover from N170 to N140 during rafting down a southwestward slope. On a larger scale, several structures display the same evolution. Two hypotheses are proposed: the first one assumes that the entire structure - i.e., growth fault and associated rollover anticline - was rotated along a vertical axis during deformation; the second one assumes that a rollover anticline was initiated along a N170 fault controlled by residual relief beneath the décollement. Then, the N170-trending fault and its associated rollover were translated down the slope without rotation, grading into a N130 fault and rollover anticline more directly controlled by the regional slope. The experimental models with a stepping basement show that glided blocks do not rotate around a vertical axis and thus favour the second hypothesis to explain the evolution of the studied natural example as well as the regional evolution of the area concerned.

Nevertheless, it should be noted that experiments were performed to study the initiation of deformation above a décollement layer overlying a non-planar basement so, consequently, the experiments were conducted without sedimentation during gliding. It is clear that syn-rafting sedimentation would influence the final geometry of the structures and particularly could induce local rotation along a vertical axis in the case of non uniform deposition. This problem is to be addressed by future modelling calibrated with examples from petroleum exploration in the Gulf of Guinea.

The most important outcome of the present study is that syn-rafting structural patterns can be influenced by topography inherited from the syn-rift deformation. Syn-rift sedimentary formations often constitute crucial petroleum exploration targets, but seismic images in such formations are generally of poor quality. We consider that the analysis and restoration of rafted formations may help to define structural trends within the syn-rift formations, knowing that syn-rafting structural patterns can reflect syn-rift structures via the underlying residual topography.

Acknowledgments

This work was financed by Elf Aquitaine Production. The authors acknowledge Elf for permission to use some seismic data and to publish this paper. We thank J.J. Jarrige from Elf for reviewing the manuscript. We thank also T. Souriot for permission to use his computer program for the statistical analysis of fault patterns, J.J. Kermarrec for invaluable technical assistance in the Experimental Tectonics laboratory (Rennes), and M. Carpenter for considerable improvement of the manuscript. P. Szatmari and B. Vendeville provided careful and constructive reviews of the manuscript.

Contribution No. XXX of the Groupe d'Etude de la Marge Continentale et de l'Océan (GEMCO), CNRS and Université Pierre et Marie Curie URA 718.

References

- Bally, A.W., Bernouilly, D., Davis, G.A. and Montadert, L., 1981. Listric normal faults. 26ème Congrès International de Géologie, Colloque Géologie des marges continentales, 7-17 juillet 1980, Paris, *Oceanol. Acta*: 87-101.
- Brun, J.P. and Merle, O., 1985. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*, 4(7): 705-719.
- Burollet, P.F., 1975. Tectonique en radeaux en Angola. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 17: 503-504.
- Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- Cloos, E., 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 52(3): 420-444.
- Cobbold, P.R. and Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188: 249-289.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A. and Vendeville, B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 5(3): 453-460.
- Crans, W., Mandl, G. and Haremboure, J., 1980. On the theory of growth-faulting, a geometrical delta model based on gravity sliding. *J. Petrol. Geol.*, 2(3): 265-307.
- Doust, H. and Omatsola, E., 1990. Niger delta. In: J.D. Edwards and P.A. Santogrossi (Editors), *Divergent/passive margin basins*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir*, 48: 201-238.
- Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M.P.A., 1992. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Mar.Petrol.Geol.*, 9: 389-404.
- Gaullier, V., 1993, Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée nord-occidentale): données sismiques et modèles analogiques. Thèse d'Université, Paris VI, France, 93-08: 327 pp.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P. and Lucchesi, C.F., 1990. Petroleum geology of the Campos Basin, Brazil, a model for a producing Atlantic Type Basin. In: J.D. Edwards and P.A. Santogrossi (Editors), *Divergent/passive margin basins*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir*, 48: 3-80.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 48: 1459-1520.
- Jackson, M.P.A. and Cornelius, R.R., 1987. Stepwise centrifuge modeling of the effects of differential sedimentary loading on the formation of salt structures. In: I. Lerche and J.J. O'Brien (Editors), *Dynamical geology of salt and related structures*. Academic press, Orlando, Florida, pp. 163-259.
- Jackson, M.P.A. and Cramez, C., 1989. Seismic recognition of salt welds in salt tectonic regimes. In: *Gulf Coast Section of the Society of Economic Paleontologists and*

- Mineralogists Foundation Tenth Annual Research Conference Program and Abstracts, Houston, TX, pp. 66-71.
- Larroque, J.M., 1991. Deltaic Faulting and Subsidence: Analog Modeling. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bulletin*, 75(3): 617.
- Lundin, E.R., 1992. Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 405-411.
- Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188: 203-207.
- Mandl, G., De Jong, L.N.J. and Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock. Mech.*, 9: 95-144.
- Ramberg, H., 1967. Gravity, Deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 214 pp.
- Souriot, T. and Brun, J.P., 1992. Faulting and block rotation in the Afar triangle, East Africa: The Danakil "crank-arm" model. *Geology*, 20: 911-914.
- Talbot, C.J. and Jackson, M.P.A., 1987. Salt tectonics. *Scientific American*, 256: 70-79.
- Teisserenc, P. and Villemin, J., 1990. Sedimentary Basin of Gabon - Geology and Oil Systems. In: J.D. Edwards and P.A. Santogrossi (Editors), *Divergent/passive margin basins*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir*, 48: 117-200.
- Van Keken, P.E., Spiers, C.J., van den Berg, A.P. and Muyzert, E.J., 1993. The effective viscosity of rocksalt: implementation of steady state creep laws into numerical models of salt diapirism. Seventh meeting of the European Union of Geosciences, Strasbourg, *Terra Nova Abstracts*, 5(1):45.
- Vendeville, B., 1987. Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. *Mem. Doc. Centr. Arm. Et. Struct. Socles*, Rennes, France, 15, 316 pp.
- Vendeville, B. and Cobbold, P.R., 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 305, II: 1313-1319.
- Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A., 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 331-353.
- Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A., 1992b. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 354-371.
- Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Cowards, J.F. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics*. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 28: 95-107.

Table caption

Table 1. Summary of experimental conditions and parameters for each experiment.

Figure captions

Fig. 1. EXAMPLE ONE: cylindrical growth faults and associated rollover anticline. - 1a. Seismic line. The two solid arrows on well 1 profile delimitate the logged section (dipmeter) presented on Fig. 2. - 1b. Synthetic structural map.

Fig. 2. EXAMPLE ONE: Dipmeter log along well 1. Note the high dip values immediately above the décollement zone (75°).

Fig. 3. EXAMPLE TWO: non-cylindrical growth faults and associated rollover anticlines. - 3a. Seismic line. The two solid arrows on well 2 profile mark the top and base of the logged section (dipmeter) presented on Fig. 4. The two horizons H1 and H2 correspond to the two horizons mapped on Fig. 3b. - 3b. Schematic isochron maps of horizons 1 and 2. See text for details.

Fig. 4. EXAMPLE TWO: Dipmeter log along well 2. Horizons H1 and H2 are horizons picked on Fig. 3a and mapped on Fig. 3b.

Fig. 5. Location of the area of study (Gulf of Guinea) and corresponding statistical analysis of fault orientation.

Fig. 6. Perspective view of experimental apparatus (not to scale).

Fig. 7. Edge effects on statistical analysis of fault orientation. 7a. Statistical analysis on the entire fault population. 7b. Statistical analysis on faults in the central part of model only: the peak due to the edge effects has disappeared (MAD II.1 model with a basement step, see also Fig. 12a and corresponding text for details).

Fig. 8. a. Line drawing from the final surface fault pattern for the MAD I.10 model. 8b. Corresponding statistical analysis of fault orientation. The reference line for orientation measurements is the slope line (thin arrow). See text for explanations.

Fig. 9. Final top views of three models showing uppermost sand layer (blue) with thin-skinned extensional structures. White lines are passive markers (5 cm x 5 cm). Basement

slope (thin arrow) was $2,8^\circ$. Models deformed by gravity gliding above basement steps (located by solid triangles). 9a. MAD I.4 experiment with $\theta = 90^\circ$ (one step). 9b. MAD I.9 experiment with $\theta = 30^\circ$ (one step). 9c. MAD I.12 experiment with $\theta = 60^\circ$ (two steps).

Fig. 10. Schematic evolution of sand and silicone deformation above a basement step (not to scale).

Fig. 11. Line drawings from final surface fault patterns and corresponding statistical analysis of fault orientation. 11a. MAD I.4 model. 11b. MAD I.9 model. 11c. MAD I.12 model. 11d. MAD I.13 model. The steps are indicated by thick arrows and θ is the angle between the slope line and the step orientation. See text for explanations.

Fig. 12. Line drawings from final surface fault patterns and corresponding statistical analysis of fault orientation. 12a. MAD II.1 model. 12b. MAD II.5 model. See text for explanations.

Fig. 13. Detailed oblique views of complex fault patterns in the vicinity of the basement steps, for MAD I.12, MAD I.13 and MAD II.1 models.

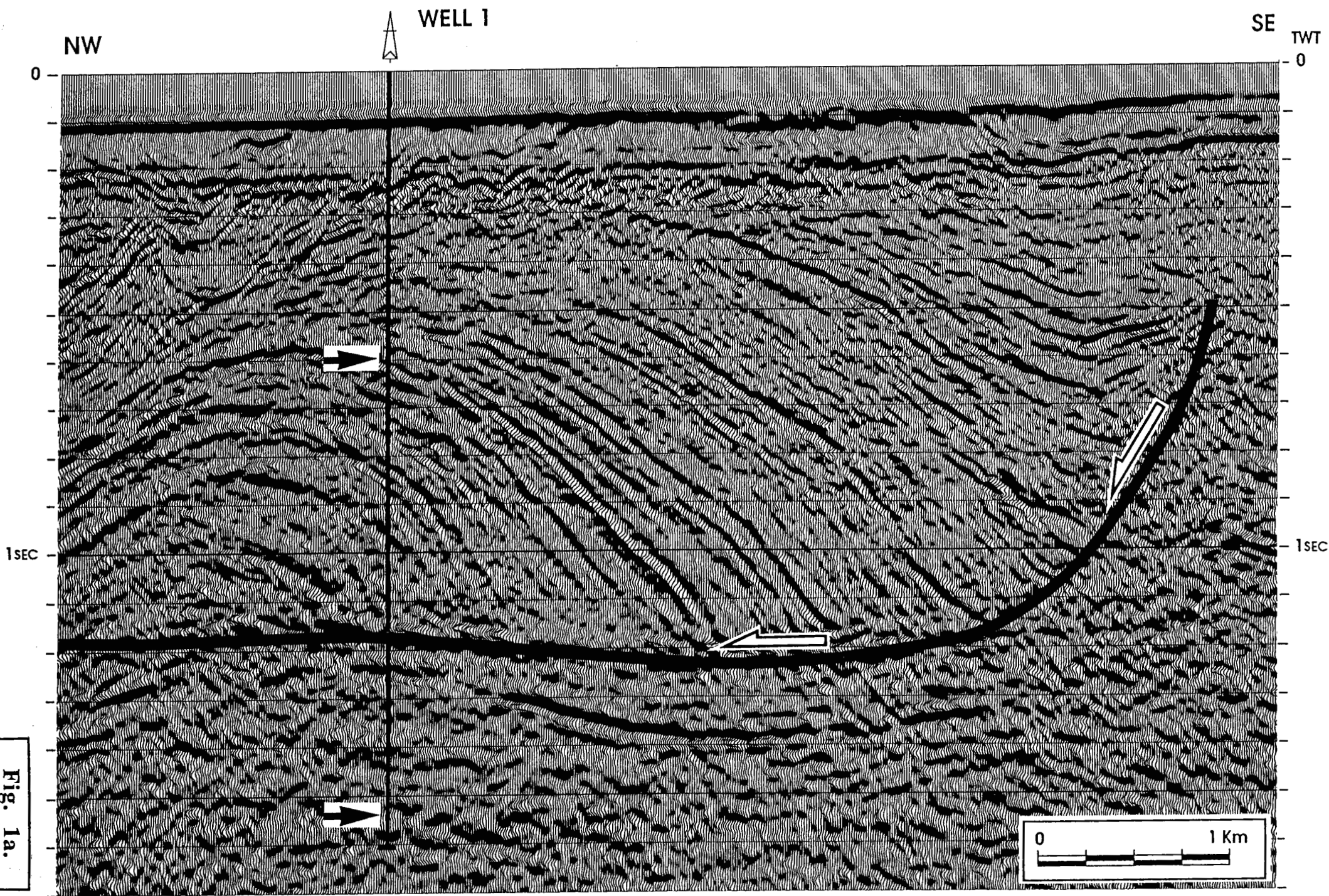


Fig. 1a.

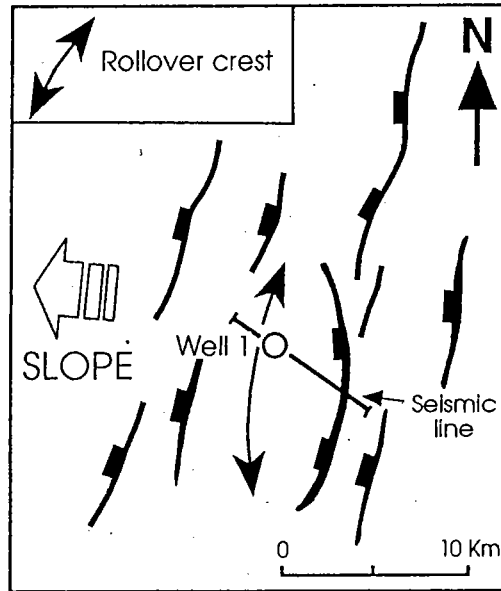


Fig. 1b.

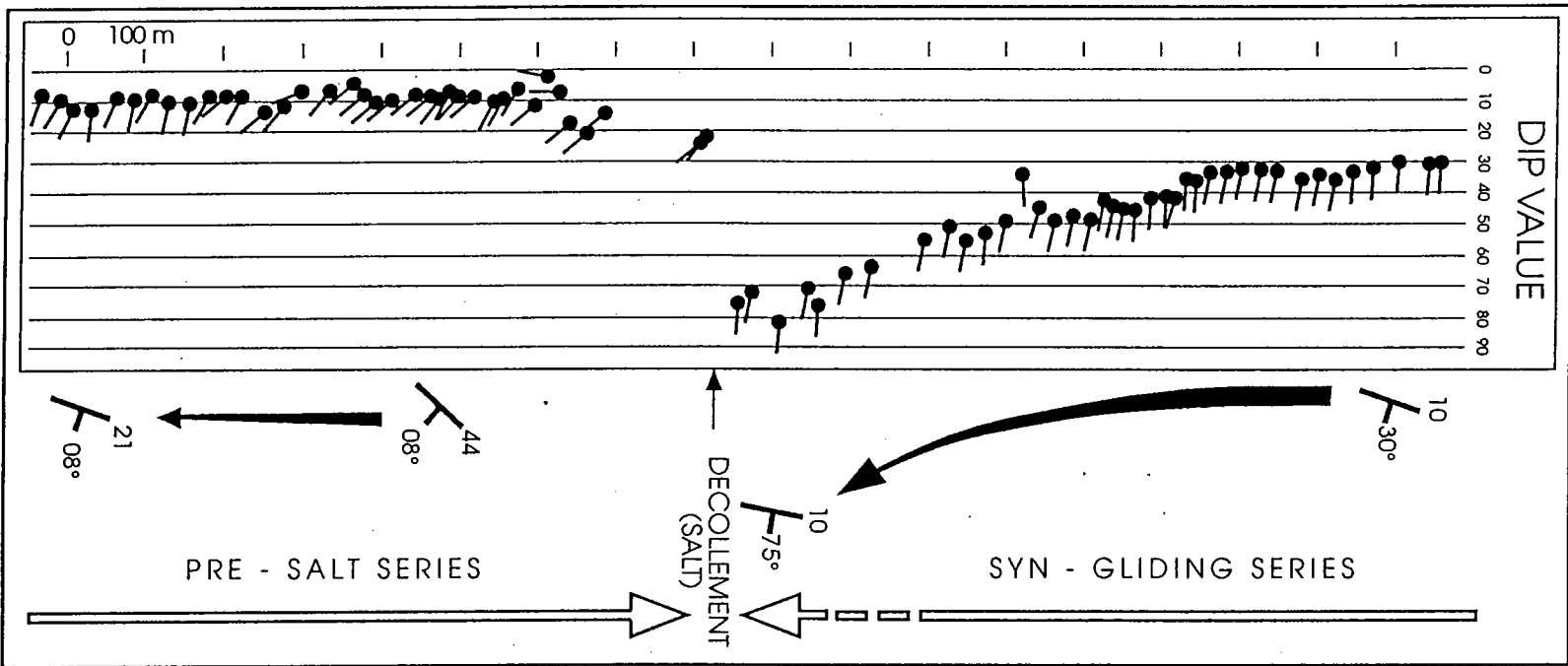


Fig. 2.

SW

WELL 2

NE

TWT

1SEC

1SEC

H1

H2

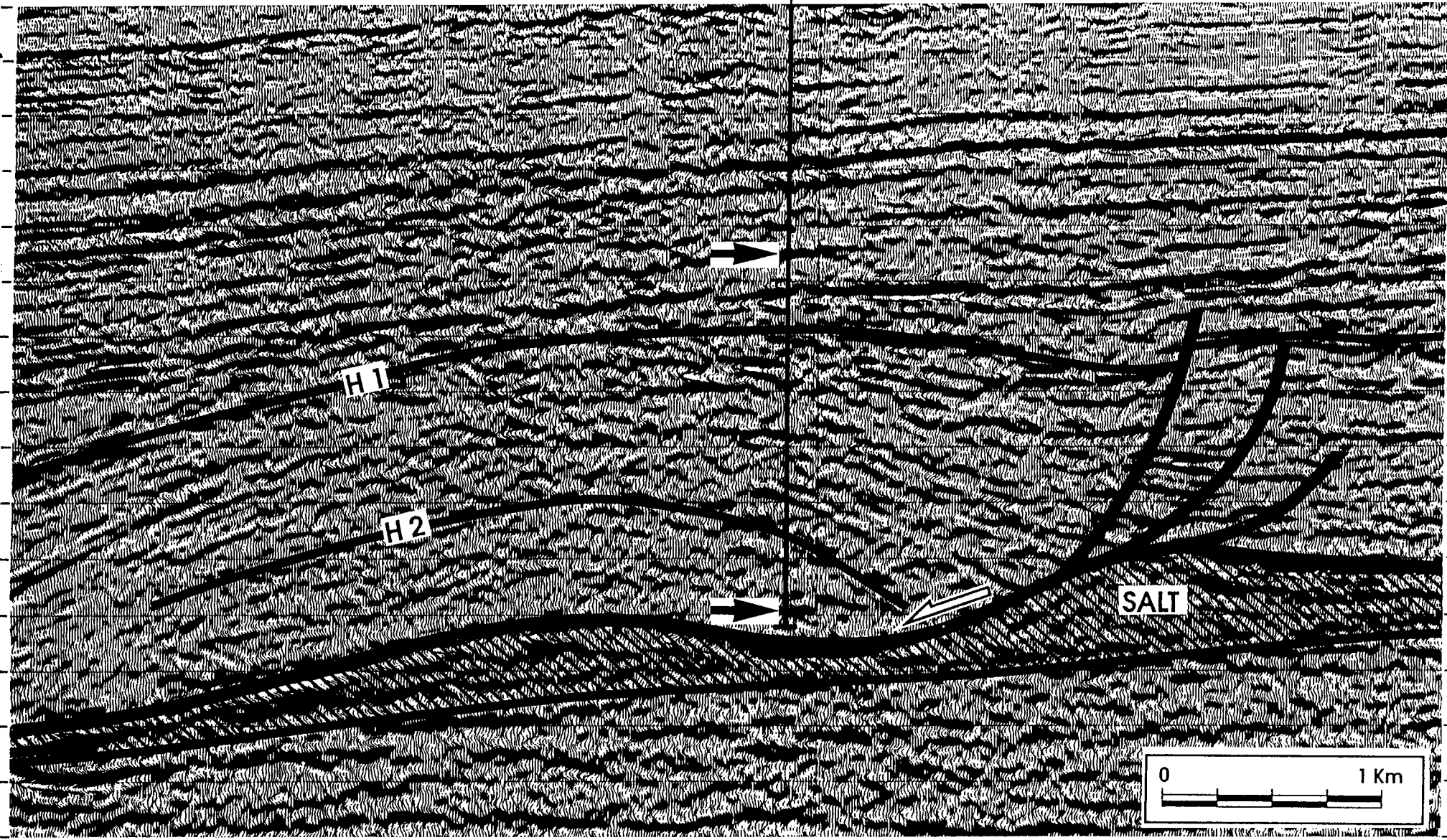
SALT



2SEC

2SEC

Fig. 3a.



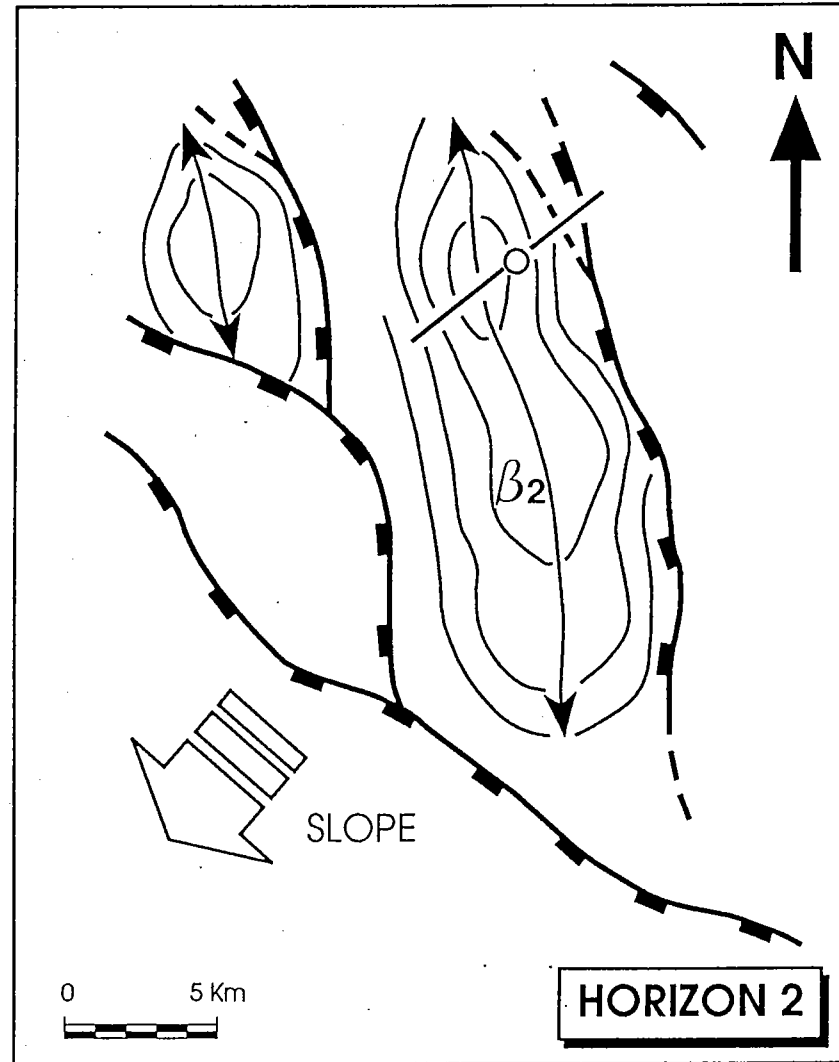
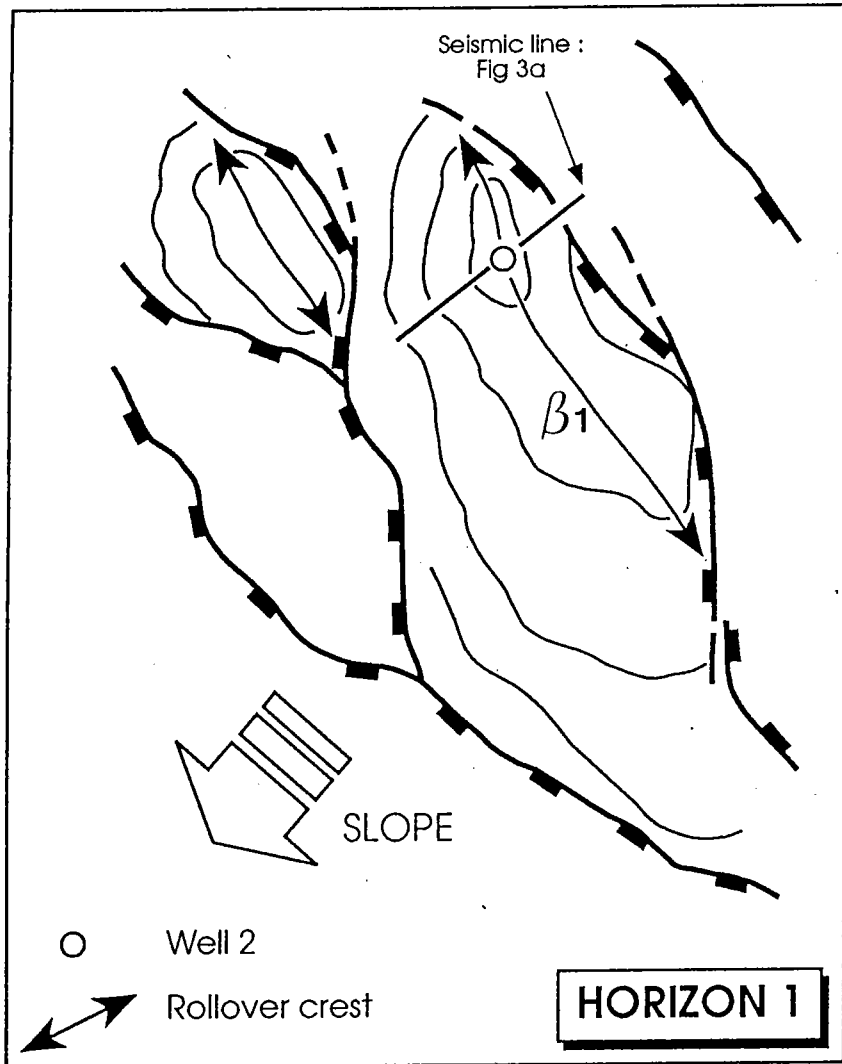


Fig. 3b.

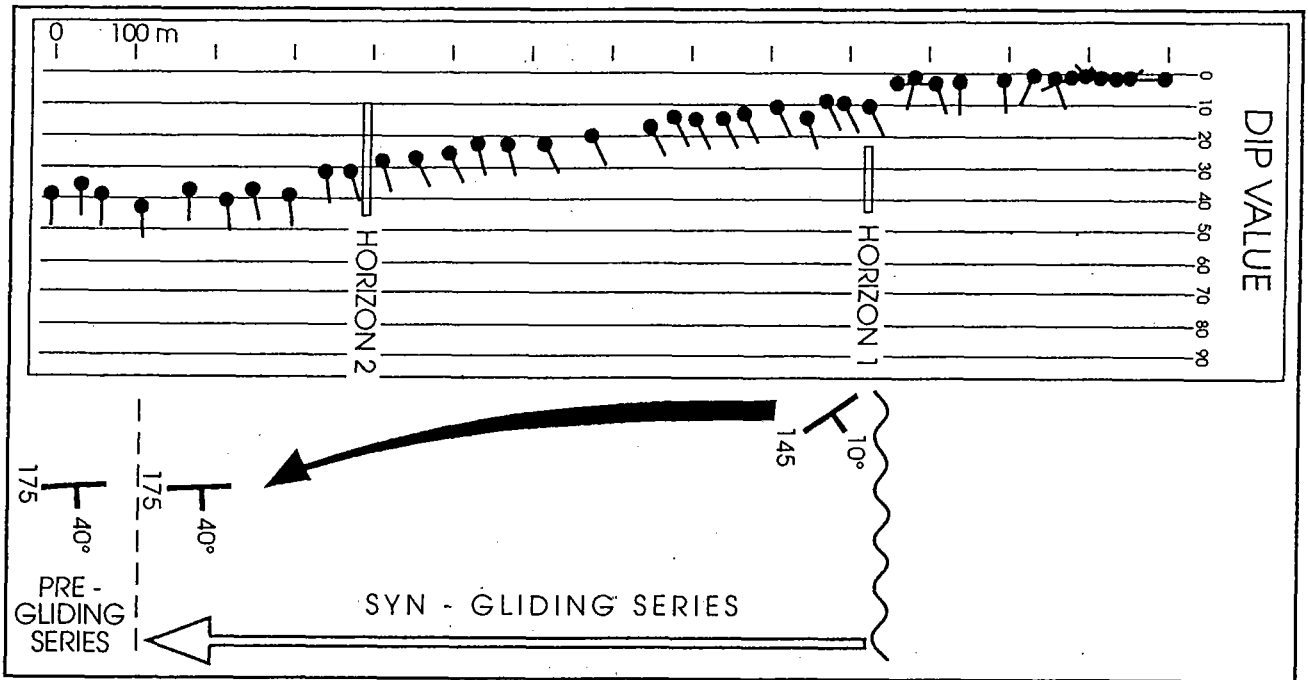


Fig. 4.

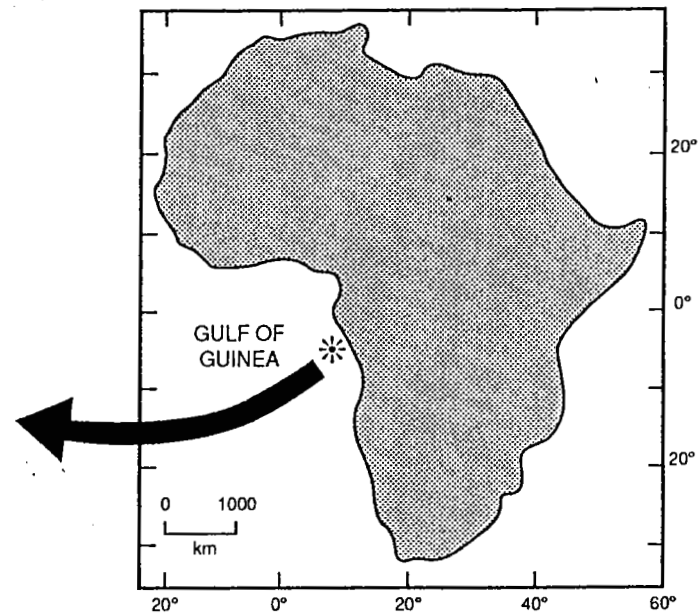
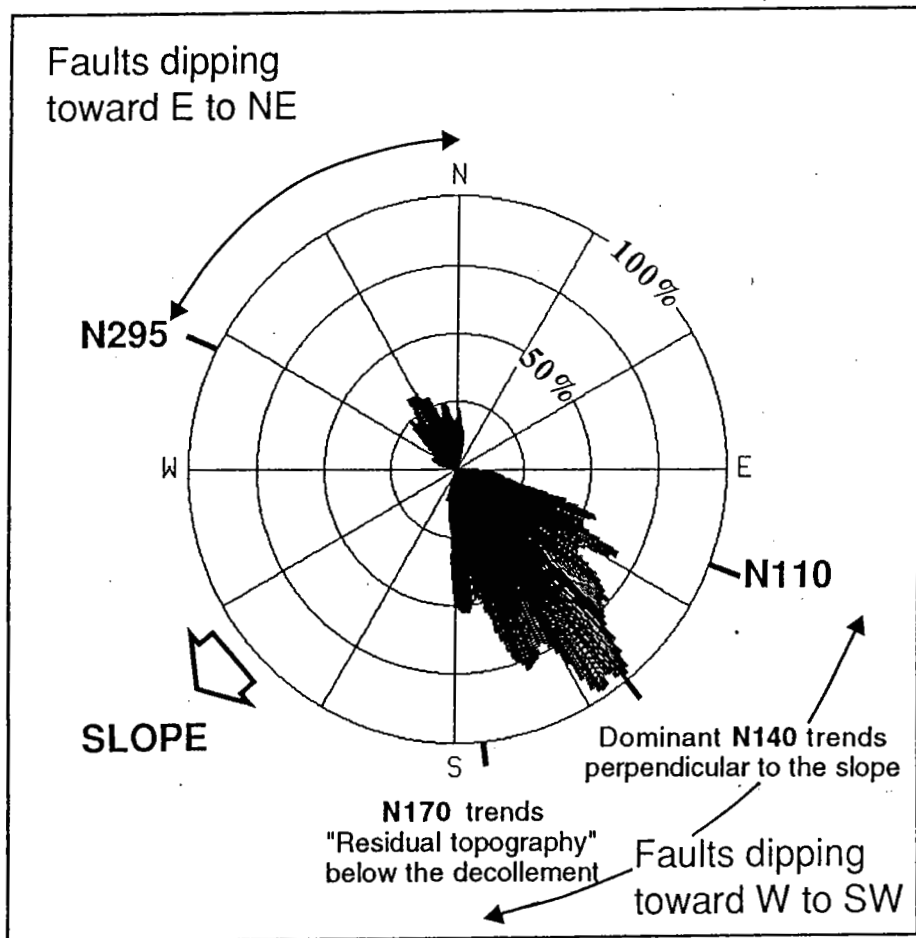


Fig. 5.

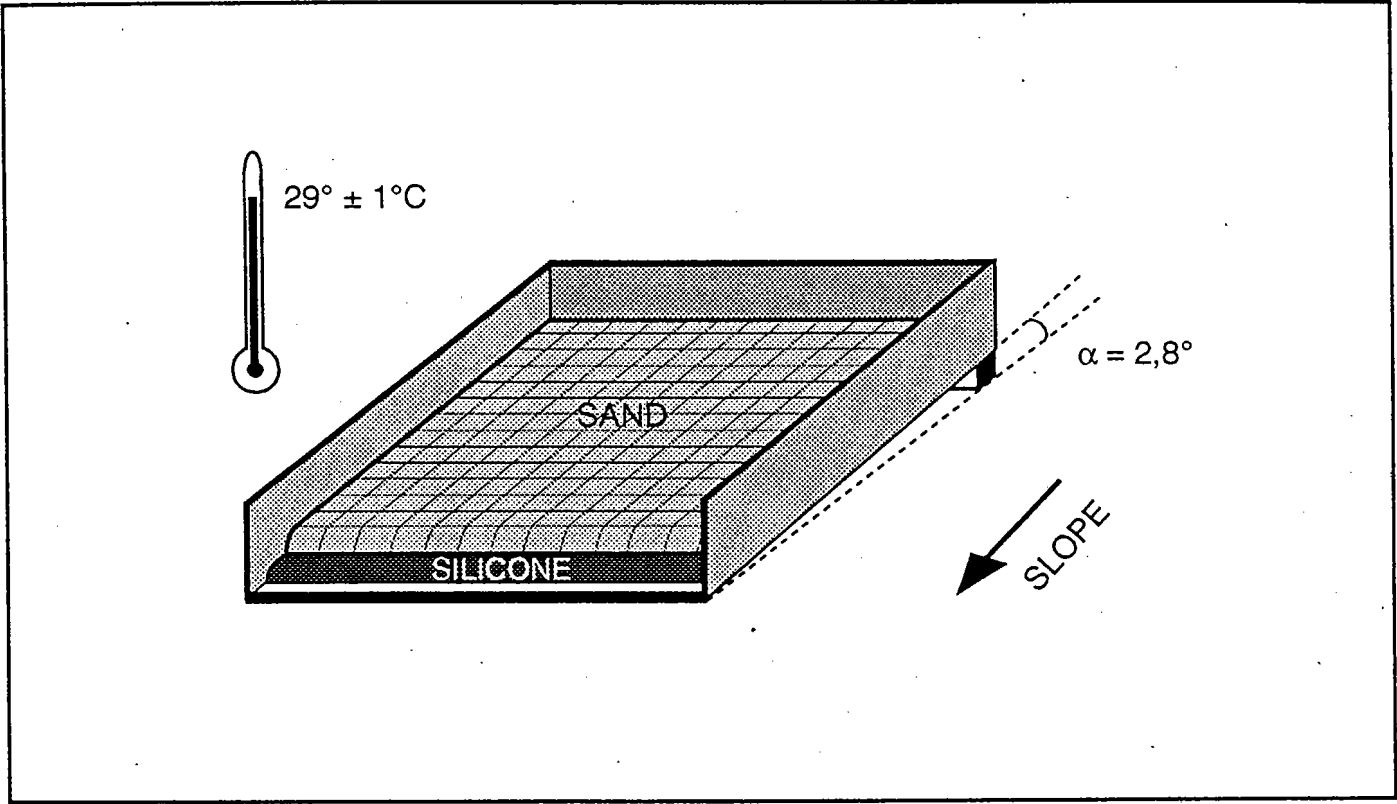


Fig. 6.

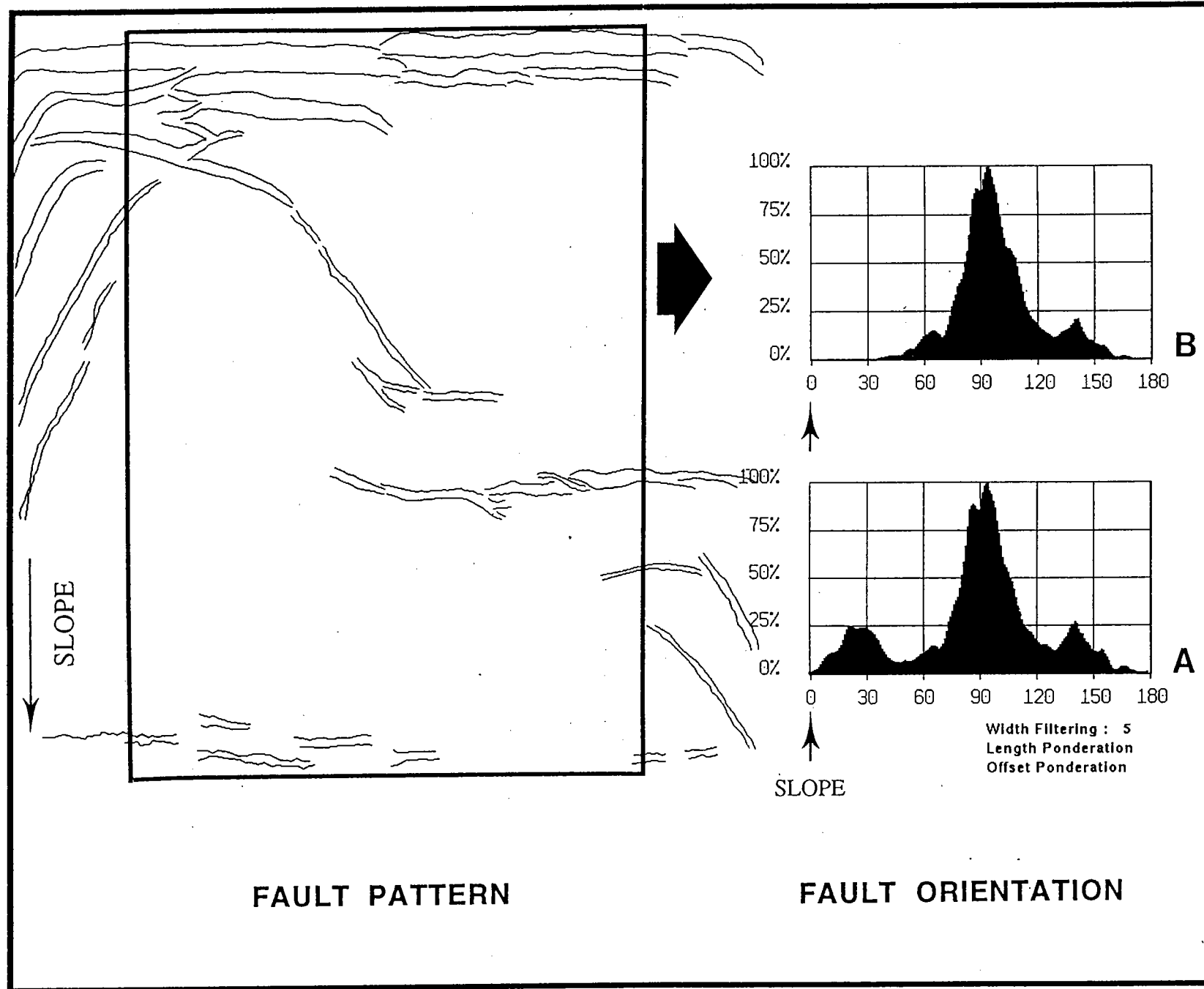


Fig. 7

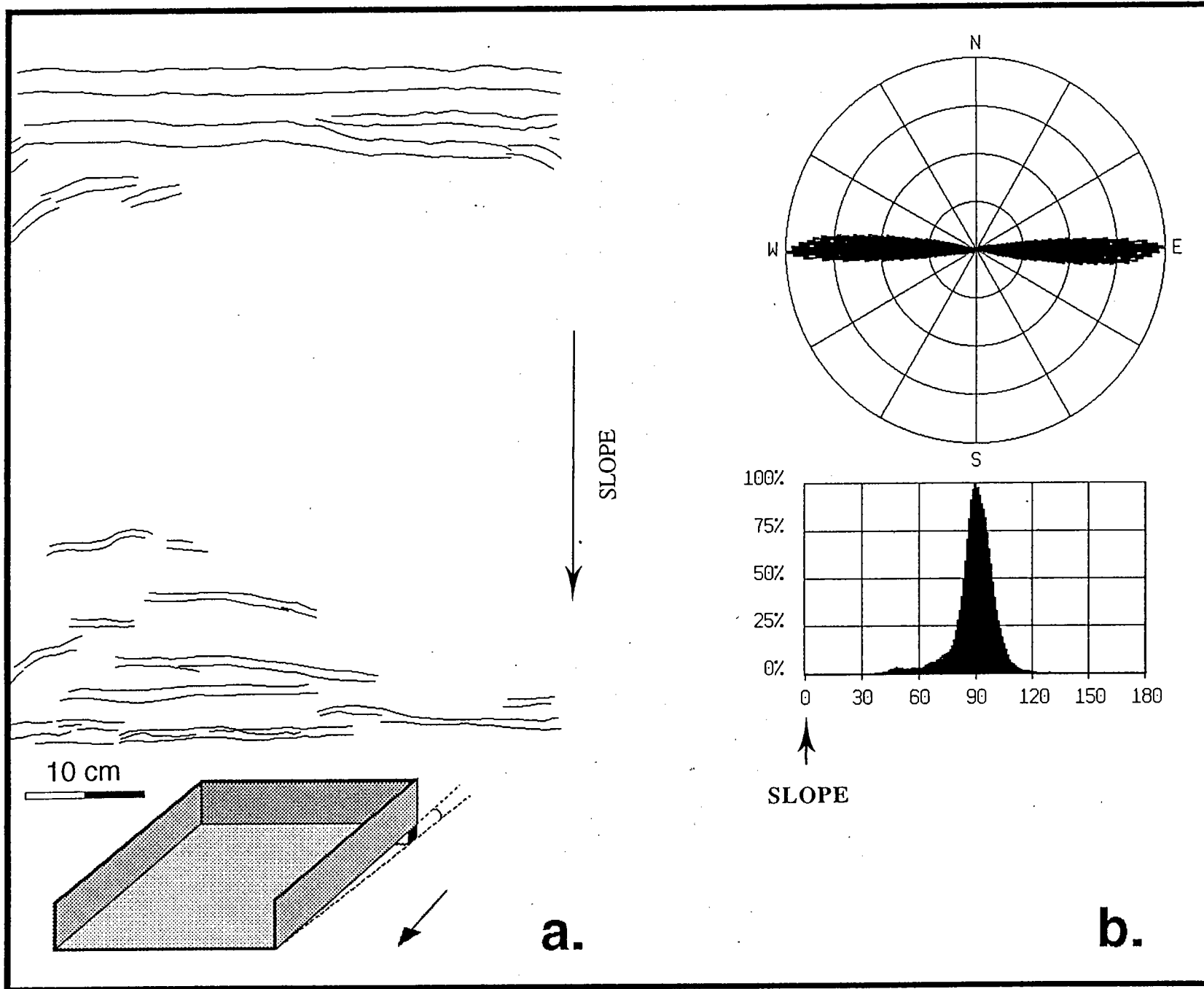
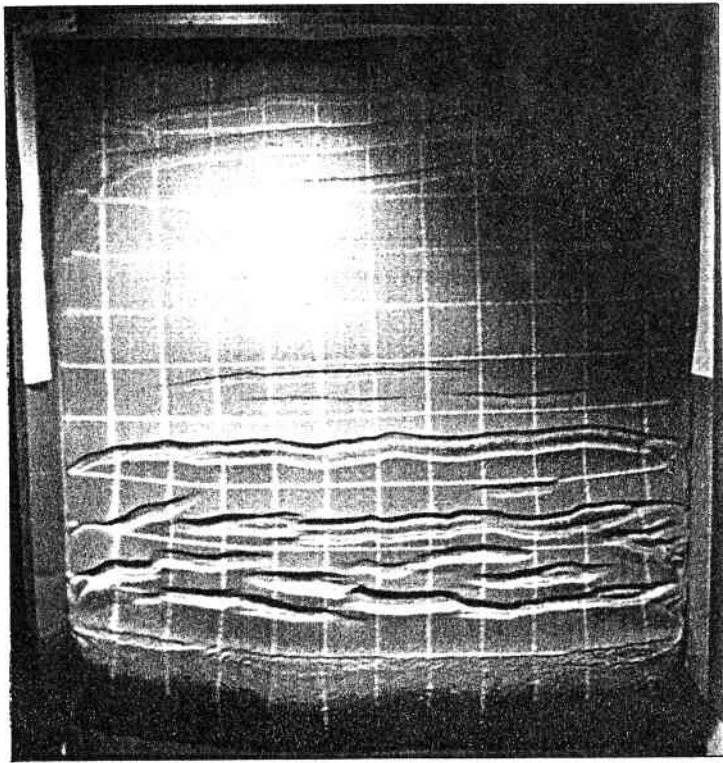
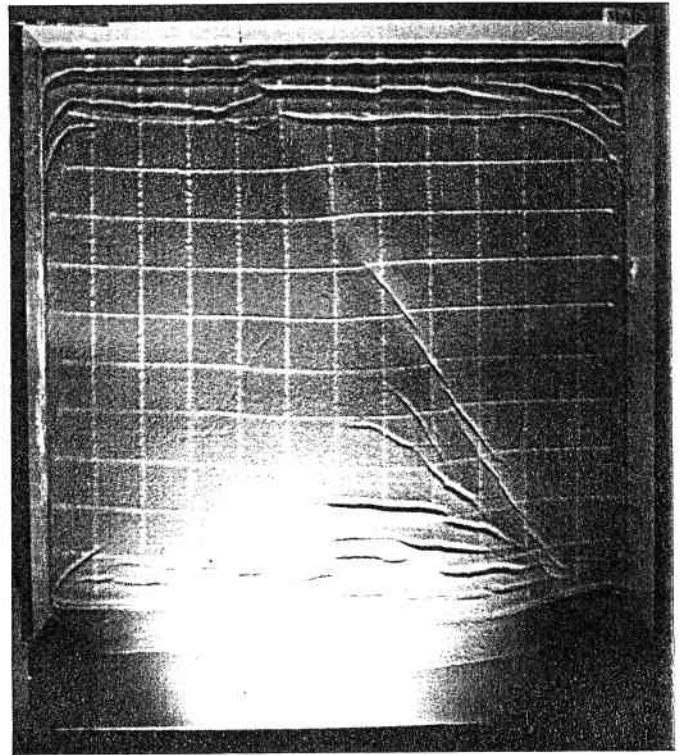


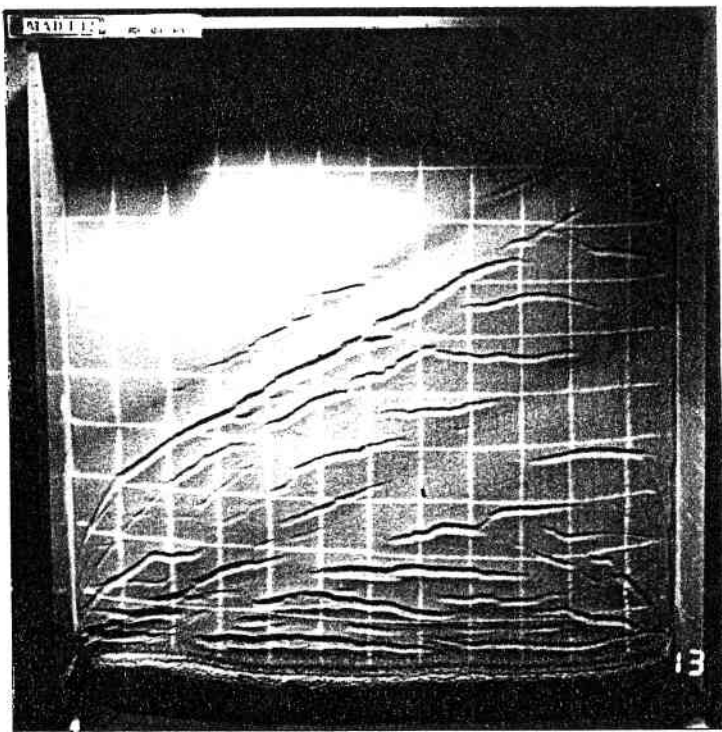
Fig. 8



a

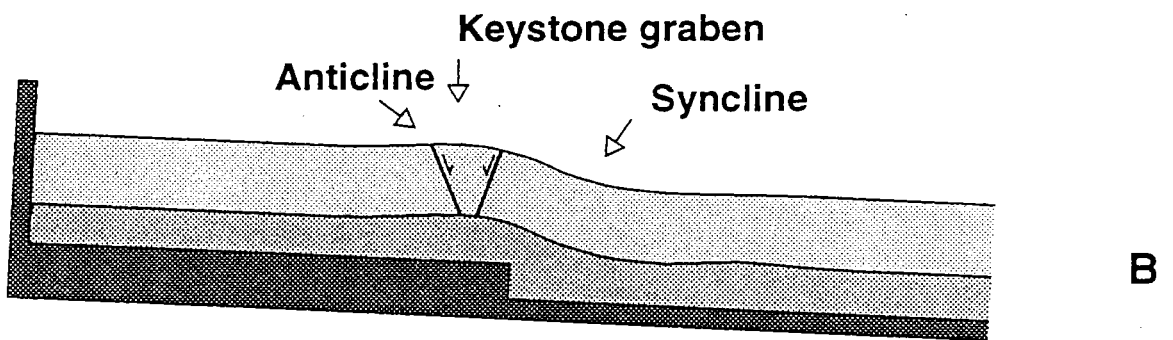
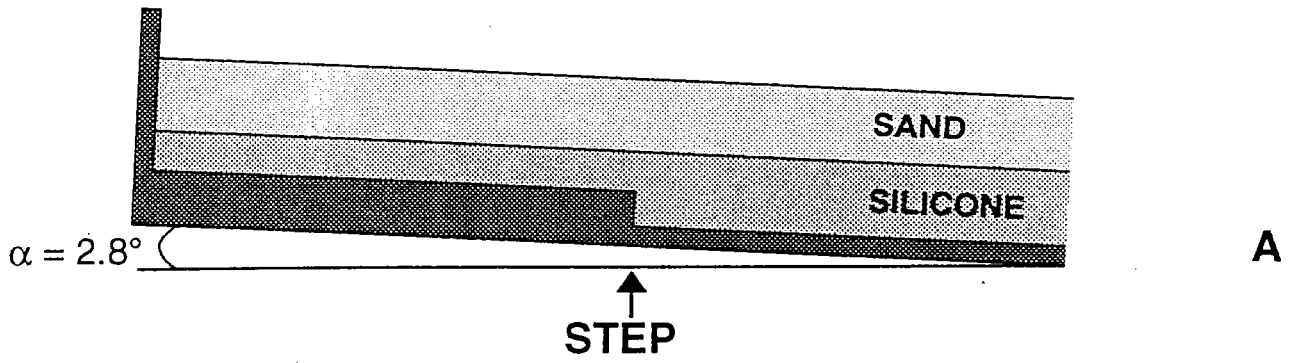


b



c

Fig. 9.



FLEXURE OF SILICONE LAYER ABOVE THE STEP

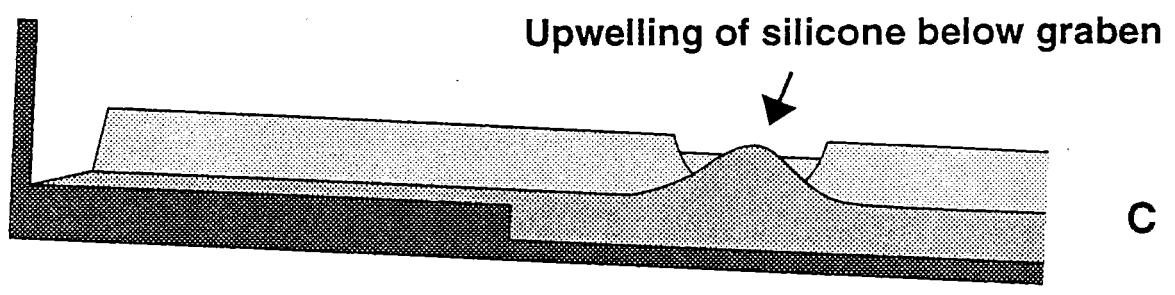


Fig. 10.

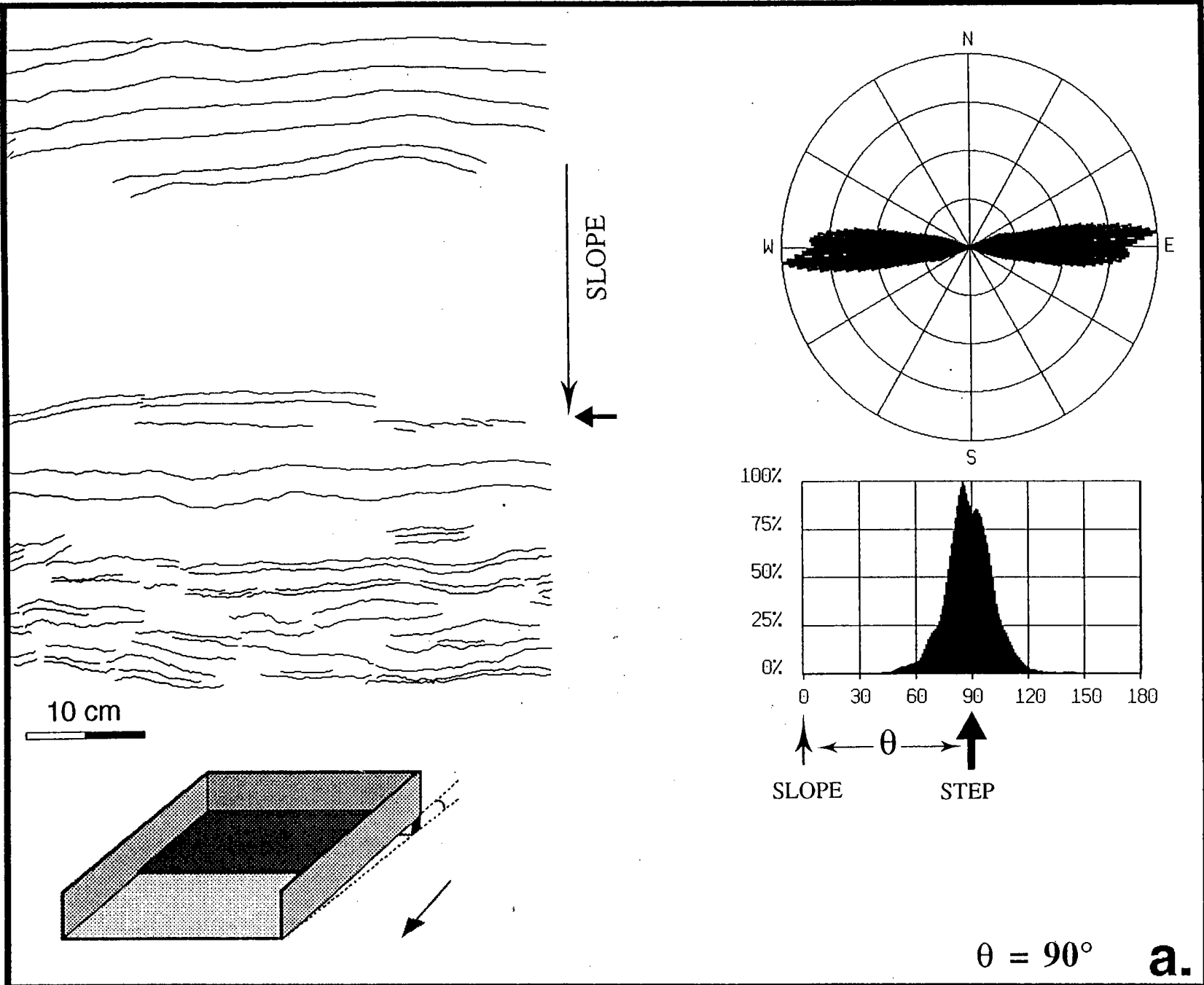
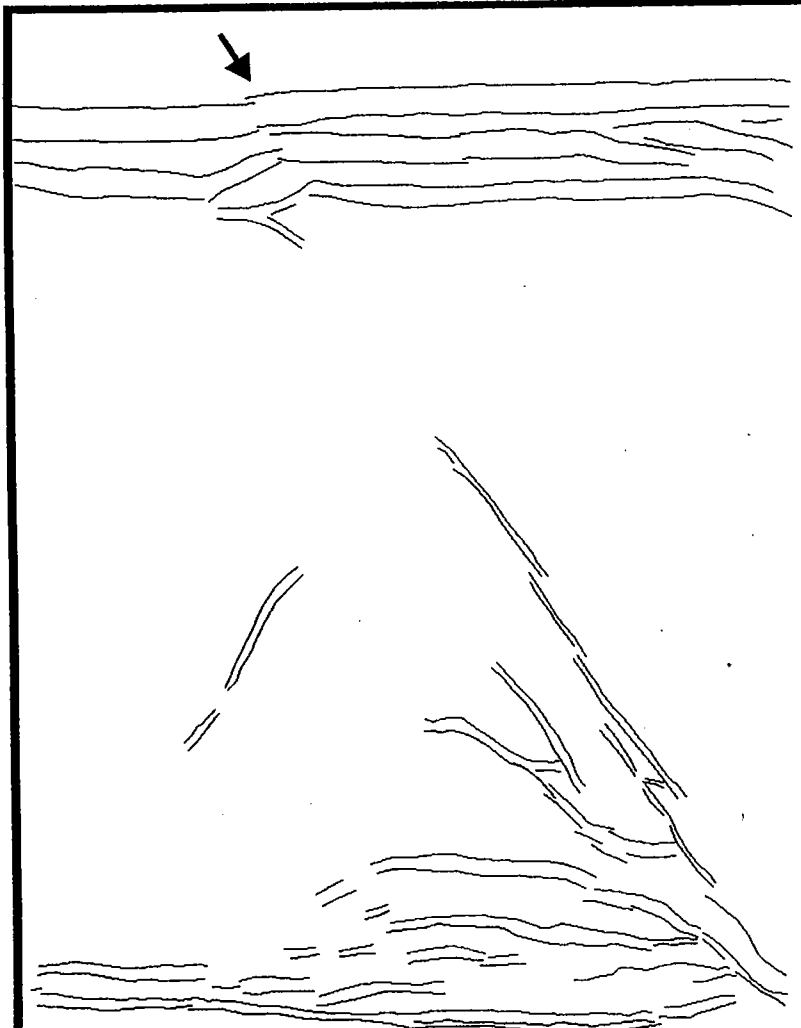
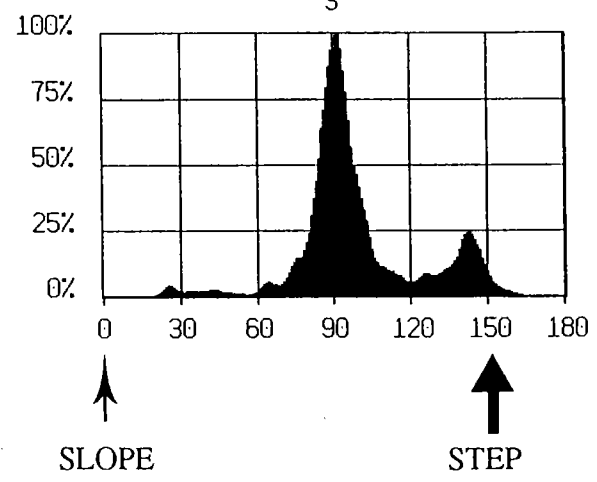
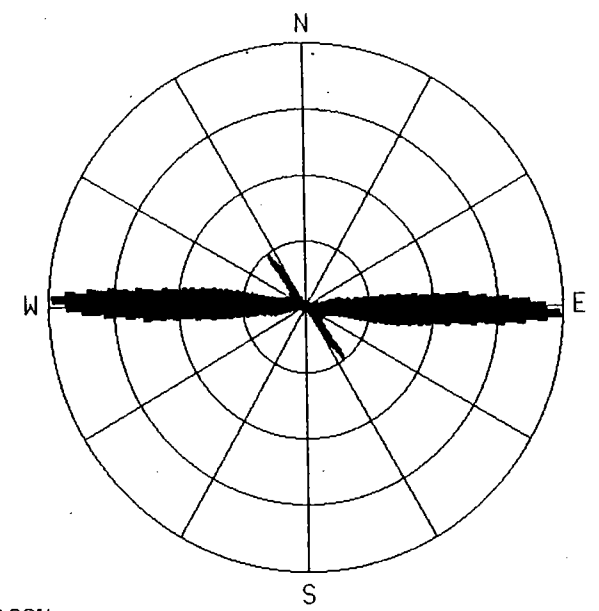
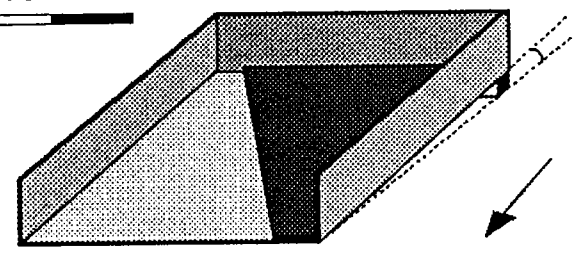


Fig. 11.

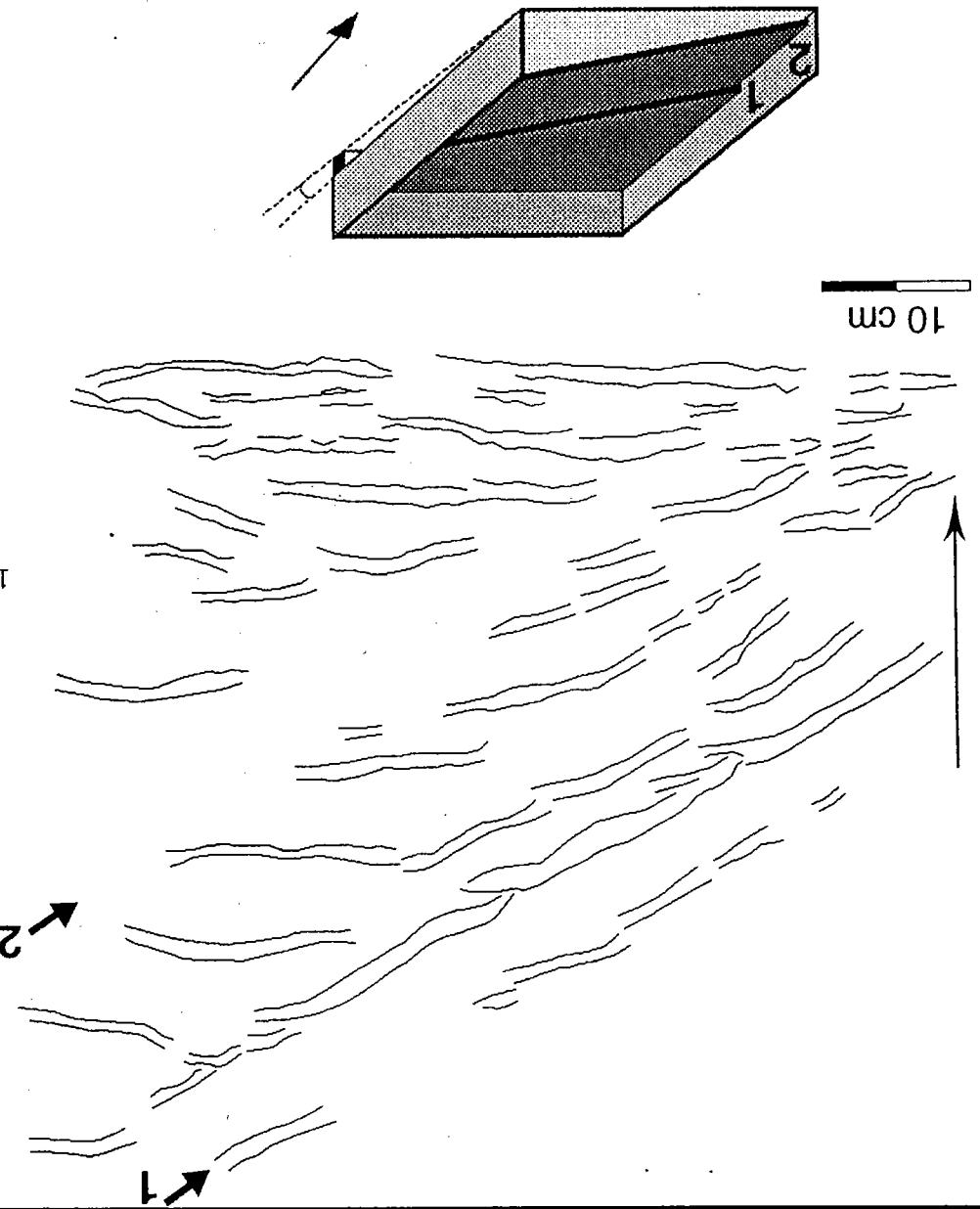
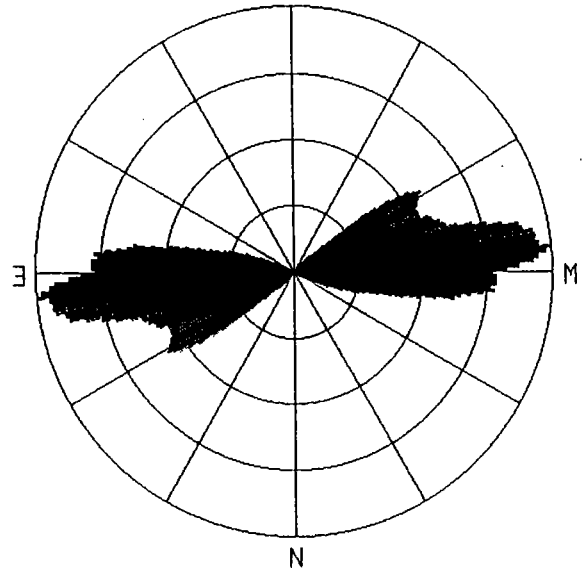
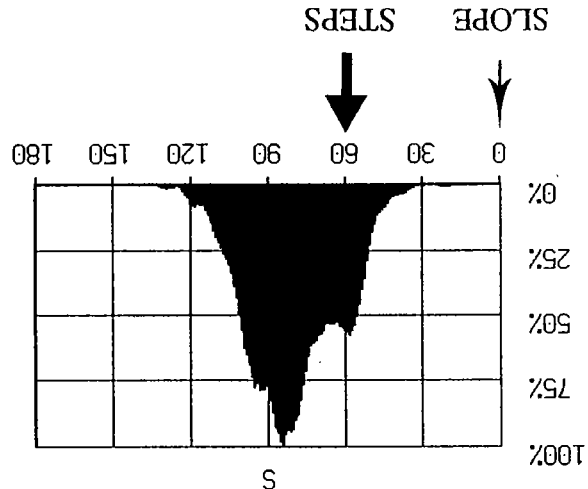


10 cm



$\theta = 30^\circ$ b.

C. $\theta = 60^\circ$



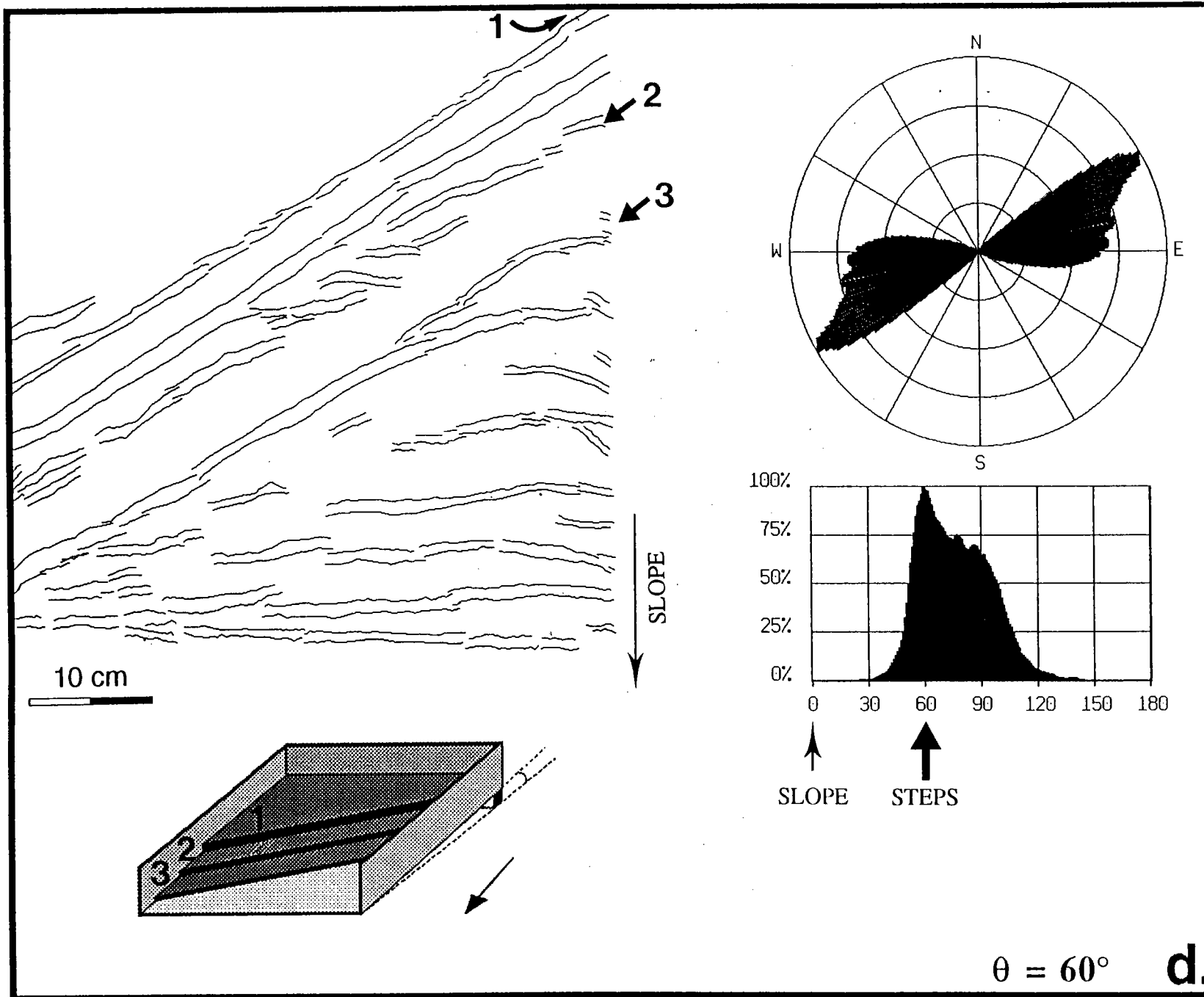
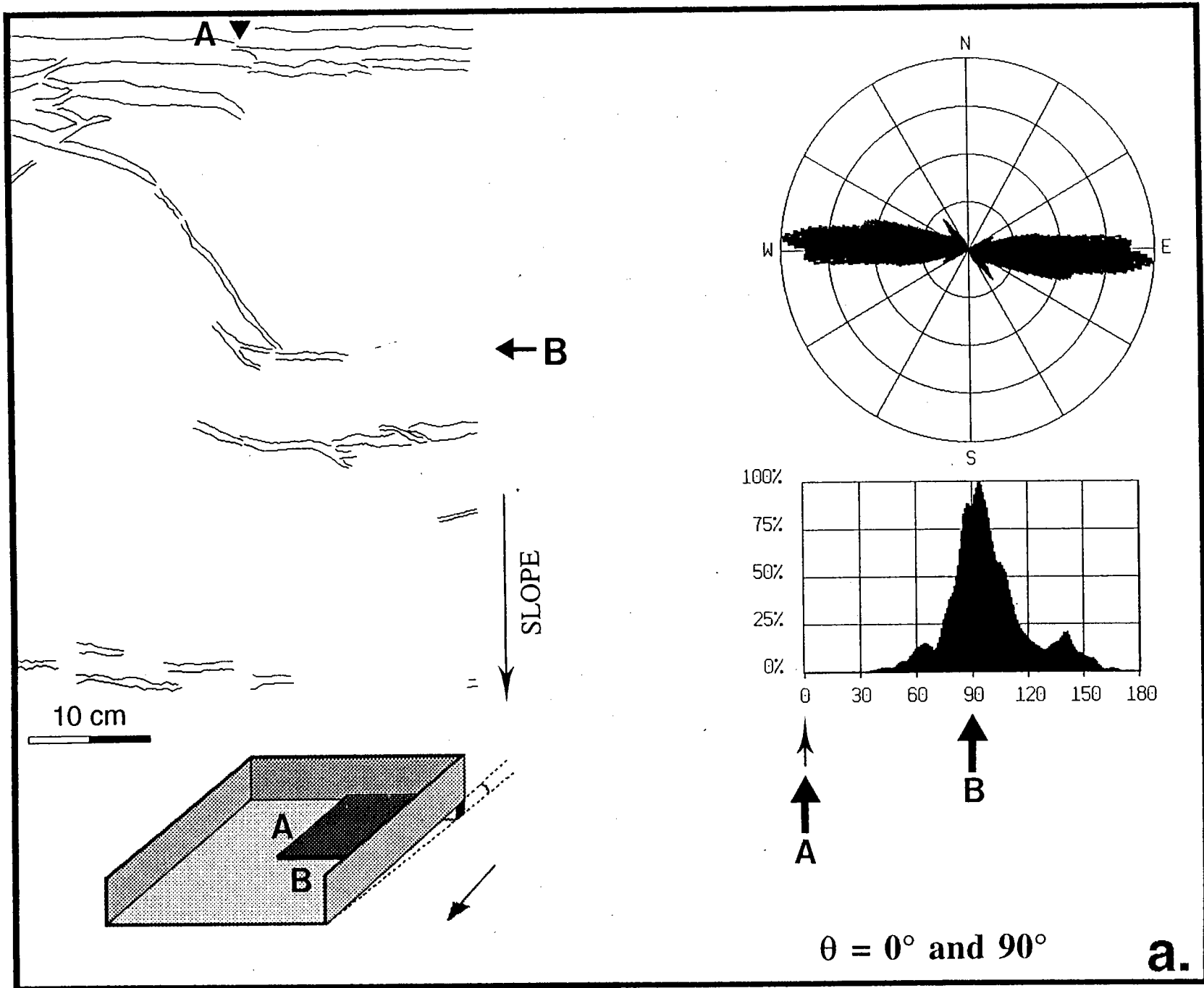
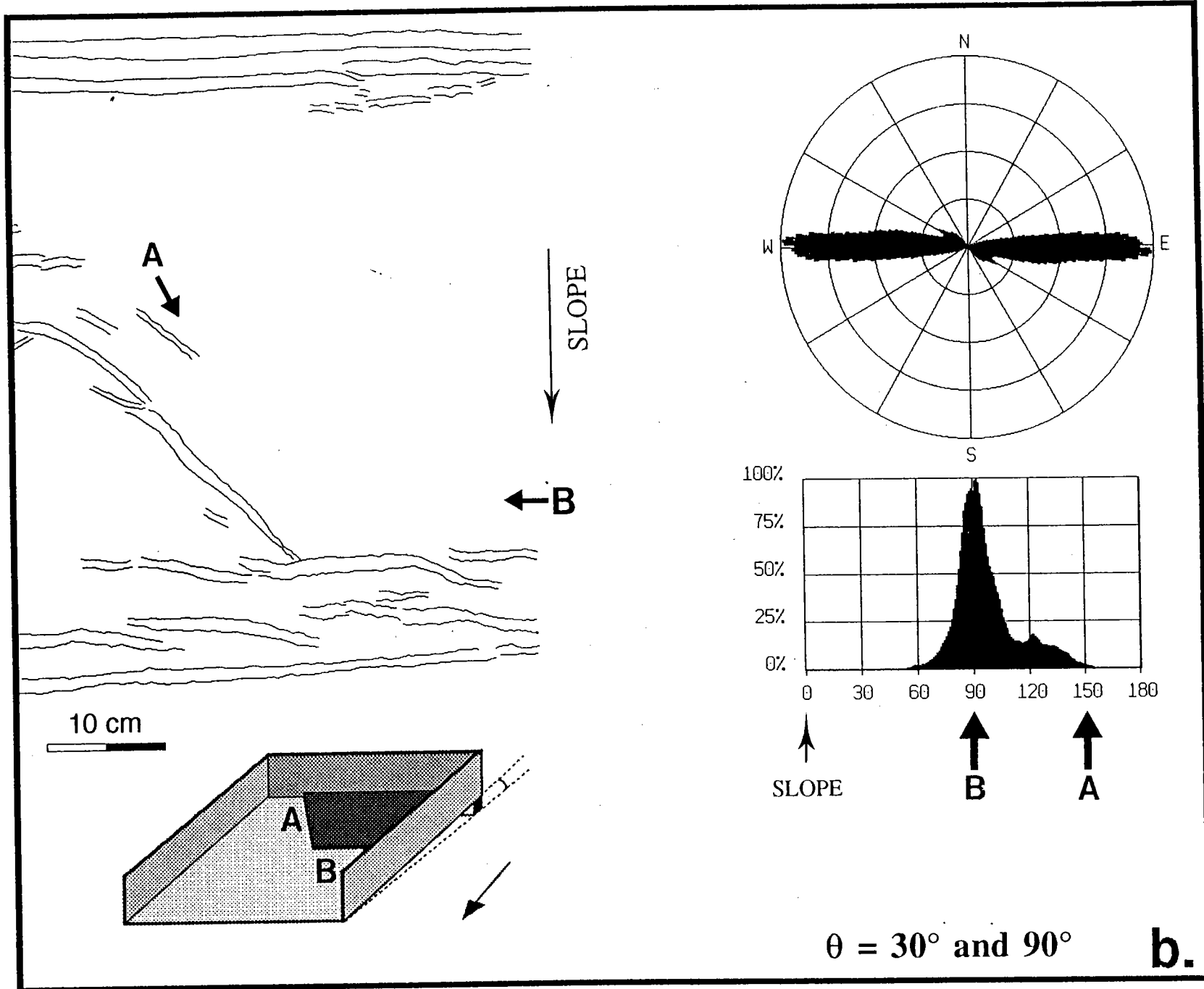
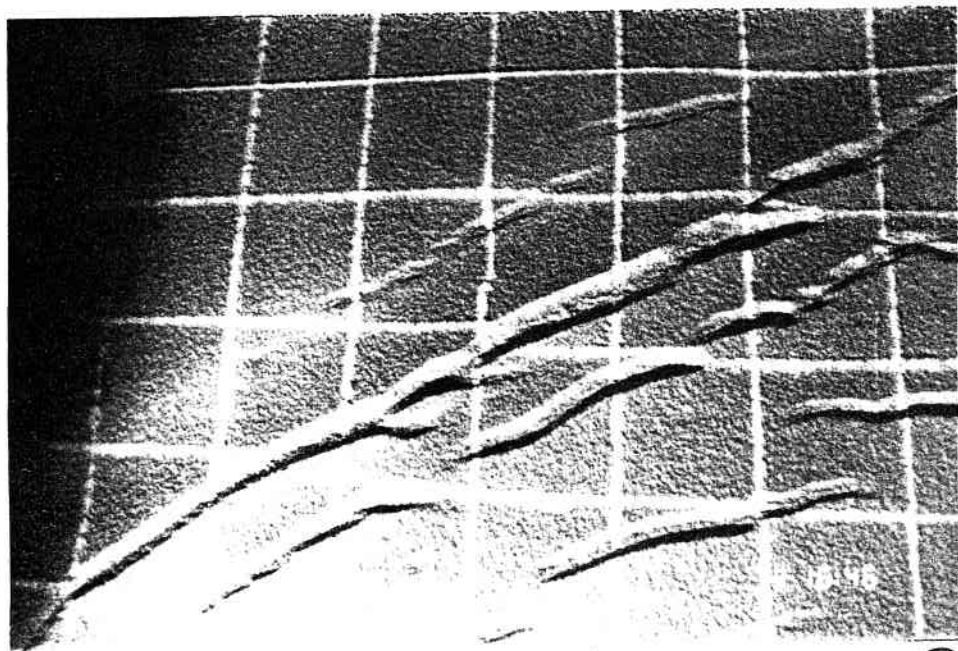


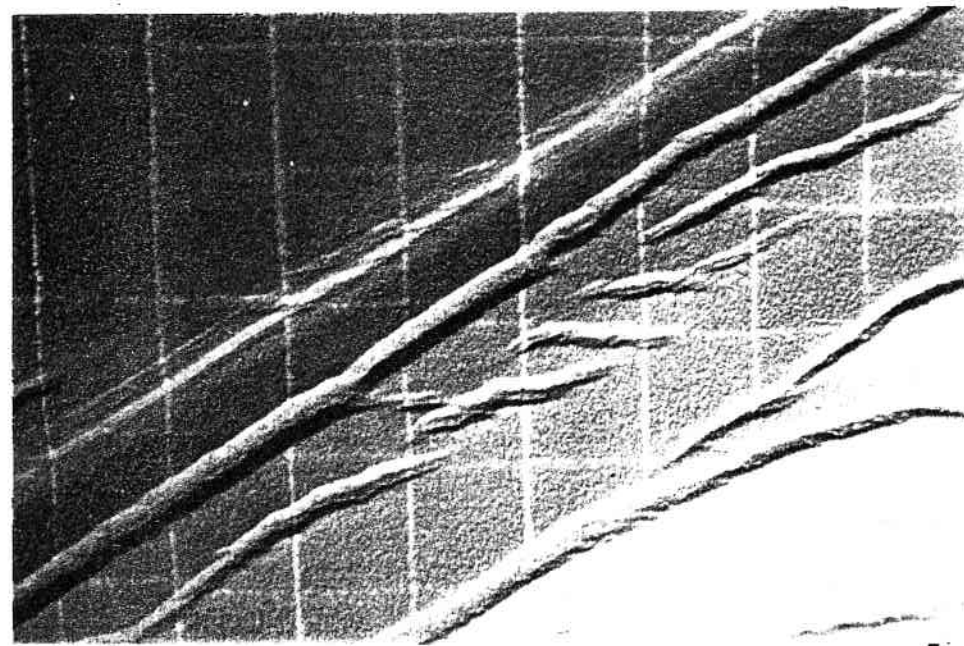
Fig. 12.



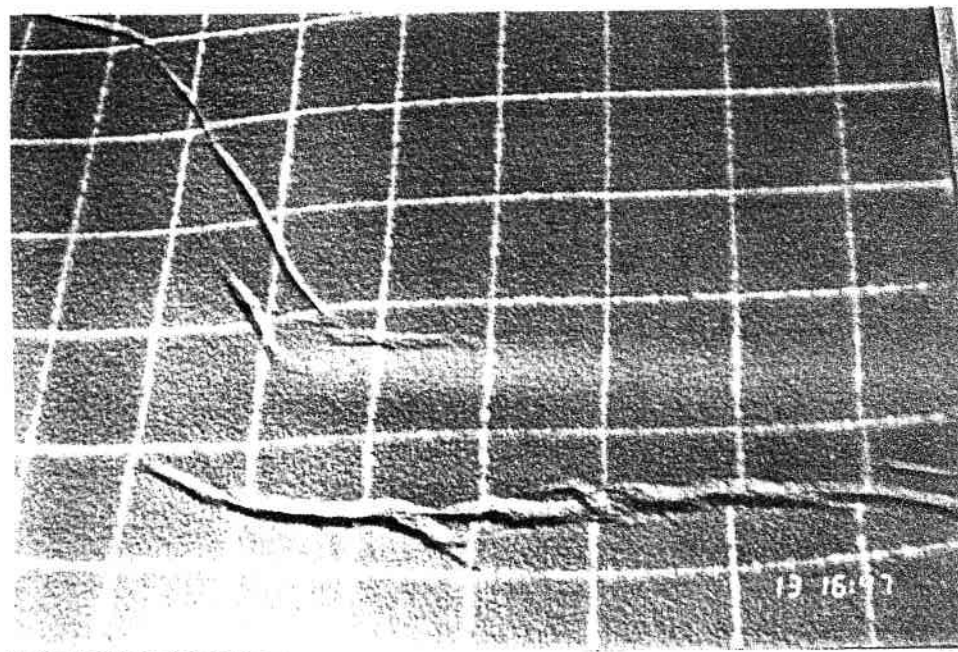




a



b



c

Fig. 13.

Experiment number	Angle of basal slope (in degrees) α	Basement steps			Initial thickness of silicone (in cm)	Initial thickness of sand (in cm)	Duration (in hours)	Temperature (in degrees C)
		Obliquity (in degrees) θ	Height in cm	Relative to silicone thickness				
MAD I.10	2.8				0.95	1	6	28
MAD I.4	2.8	90	0.5	1/3	0.6 - 1.4	1	6.5	28
MAD I.9	2.8	30	0.5	1/2	0.45 - 0.95	1	6	29
MAD I.12	2.8	60	0.5	2/5	0.45 - 0.95 - 1.25	1	6	28
MAD I.13	2.8	60	0.2-0.4-0.6	1/2 to 1/8	0.45-1.05-1.45-1.65	1	4.5	28
MAD II.1	2.8	0, 90	0.5	1/2	0.45 - 0.95	1	6	28
MAD II.5	2.8	30, 90	0.5	1/2	0.45 - 0.95	1	4.5	30

2. Expériences complémentaires

2.1. Une direction héritée

2.1.1. Une marche

Modèle MAD I.7

Figures IV.23 et IV.24, annexe

La marche est ici orientée à 60° de la direction de glissement. En surface (Figure IV.23), se développent au cours de l'expérience:

- au dessus de la marche, deux petits grabens d'extrados orientés sub-parallèlement à ce relief.

- en aval de la marche, une série de grabens symétriques, dont l'orientation est nettement contrôlée par le relief en base de modèle. Ces structures sont en effet disposées en échelon et présentent une morphologie en "baïonnette": les grabens sont en effet constitués de segments orientés à 60° (parallèlement à la marche) et à 90° de la pente. La zone déformée est large.

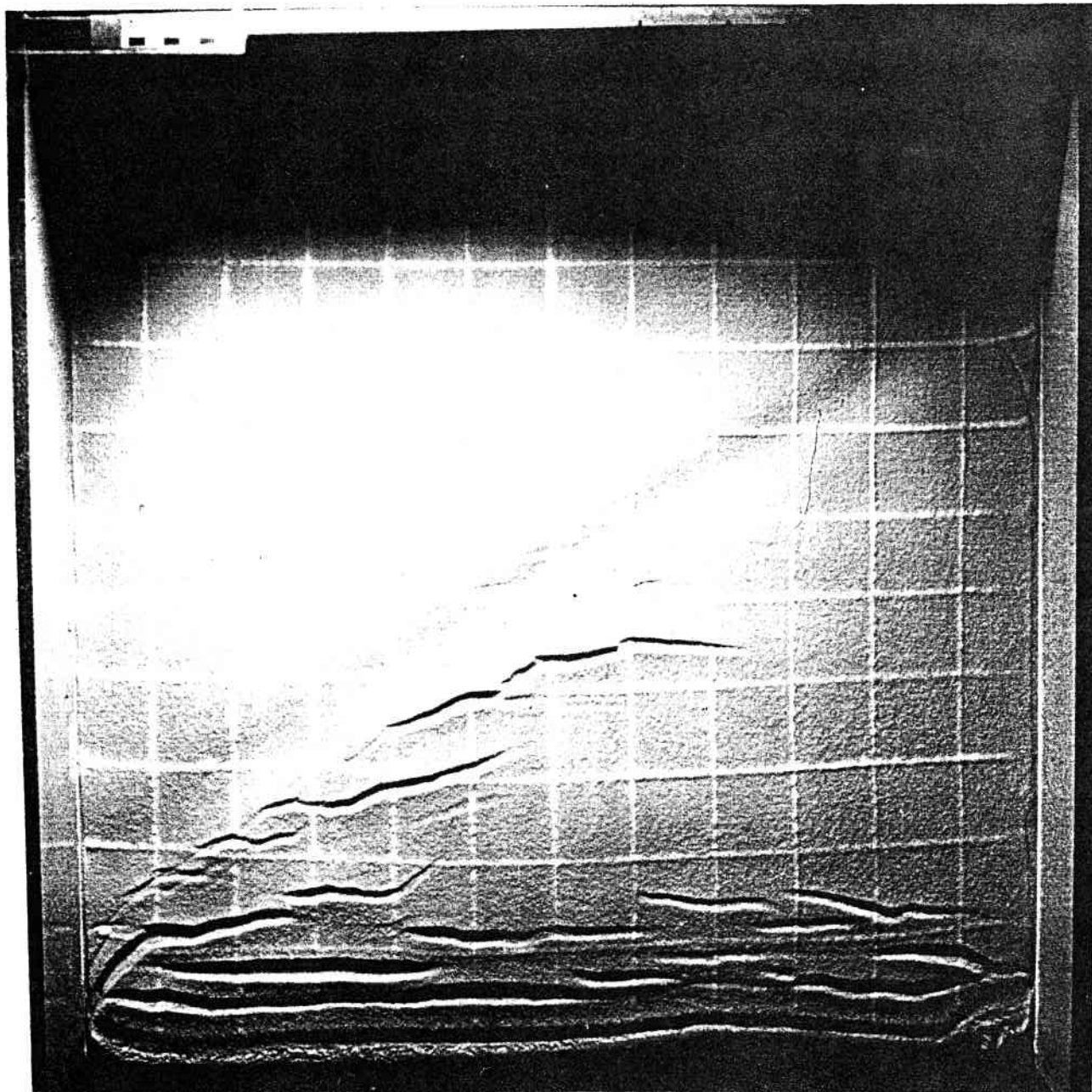
L'analyse statistique montre une répartition des orientations de failles unimodale avec un pic dont l'amplitude maximale correspond aux structures perpendiculaires à la direction de plus grande pente (Figure IV.24). La dissymétrie de ce pic rend cependant compte d'une direction proche de 60° .

Modèle MAD I.8

Figures IV.25 et IV.26, annexe

Dans ce modèle, la marche est orientée parallèlement à la direction de plus grande pente. La vue de surface au stade final de l'expérience met en évidence un décalage des structures au niveau de ce relief basal et un développement des failles plus rapide du côté où la silicone est la plus épaisse (Figure IV.25). L'histogramme de la figure IV.26 montre une répartition des orientations de failles unimodale, l'asymétrie du pic étant liée aux effets de bord et de coin.

☞ La vitesse de déformation est proportionnelle à l'épaisseur de la silicone.



MAD I.7

Figure IV.23: Modèle MAD I.7 ($\theta = 60^\circ$): vue de surface en fin d'expérience.

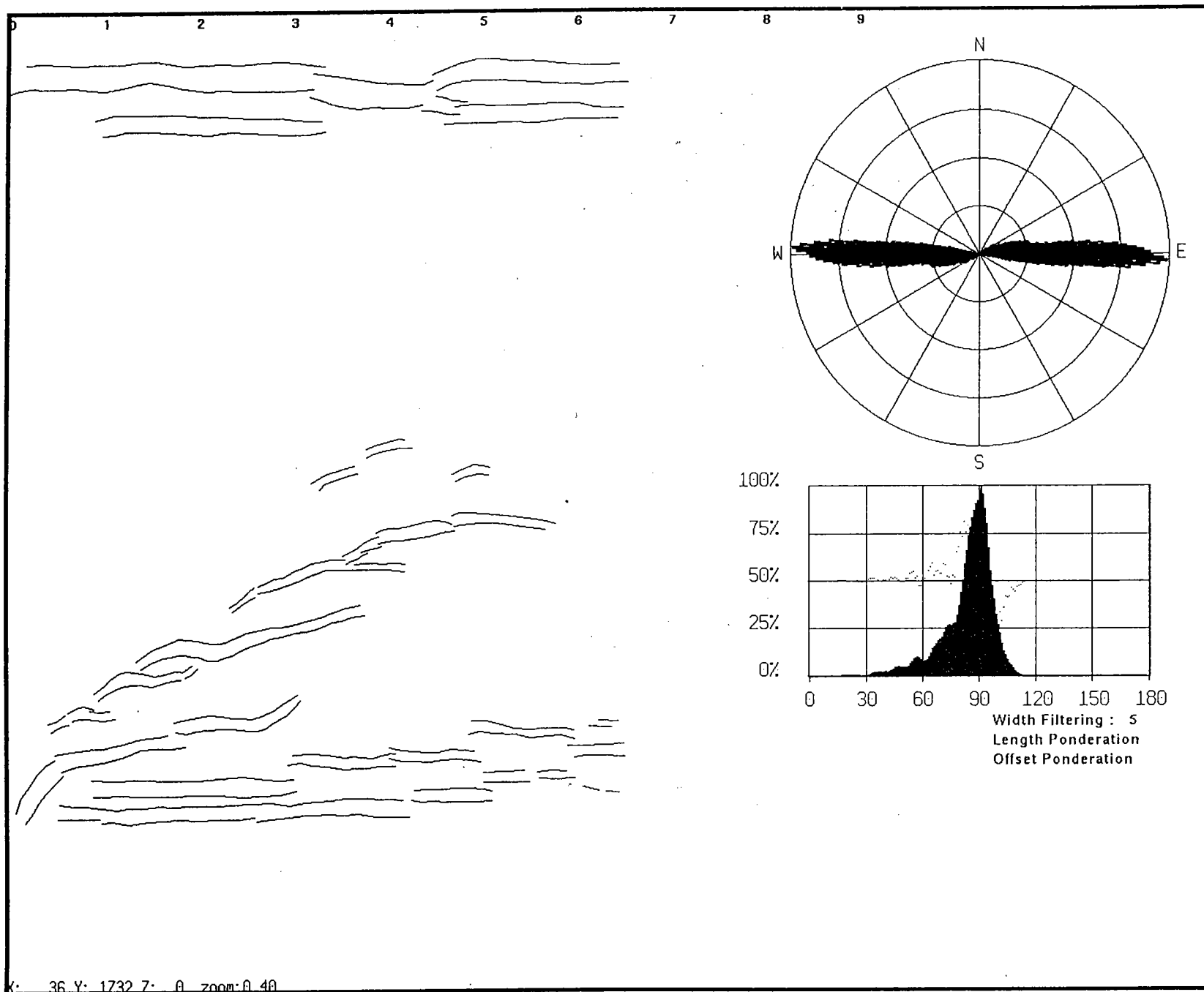
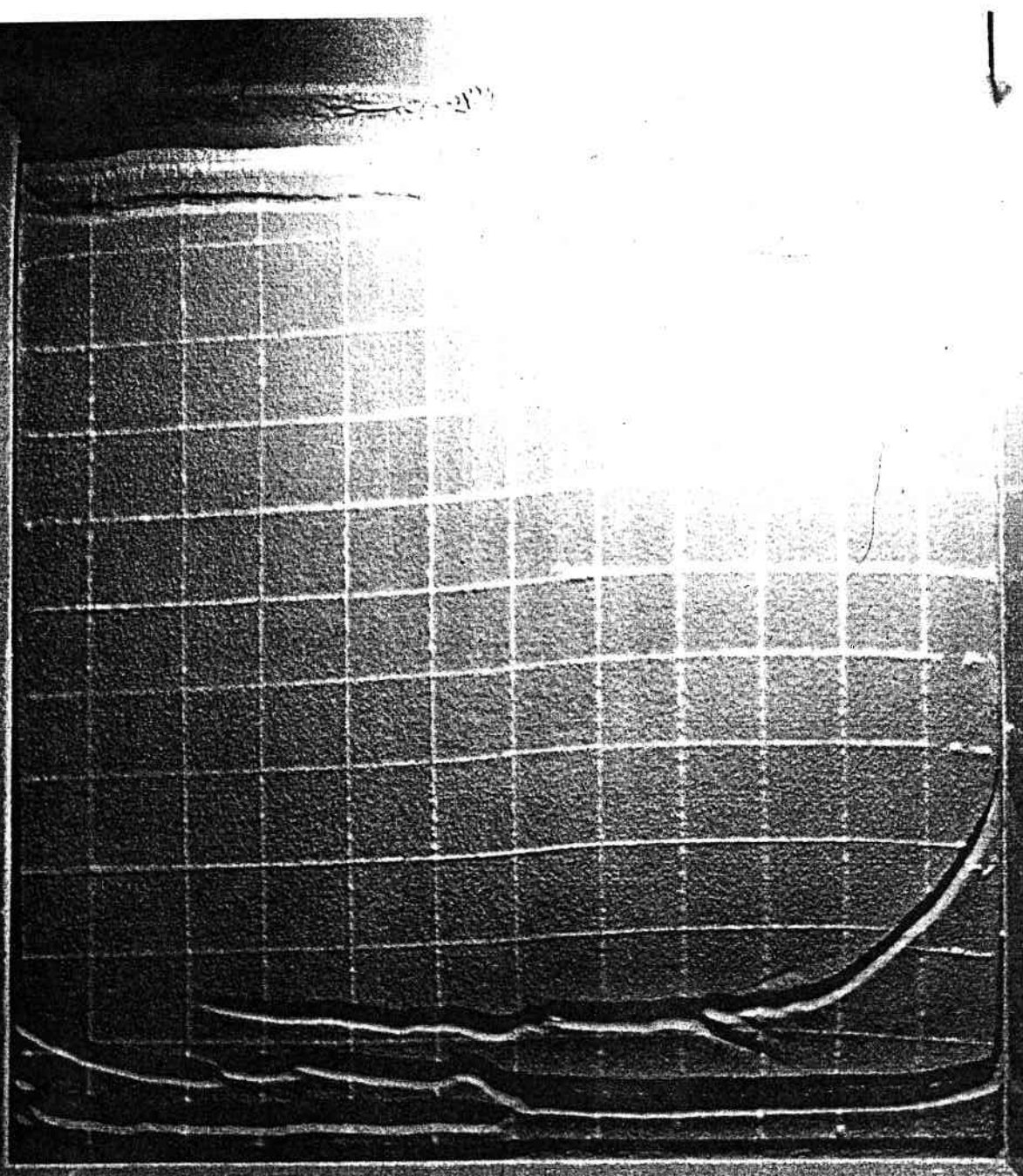


Figure IV.24: Analyse statistique des orientations de failles.

Figure IV.25: Modèle MAD 1.8 ($\theta = 0^\circ$): vue de surface en fin d'expérience.



MAD 1.8

258

10 9:59

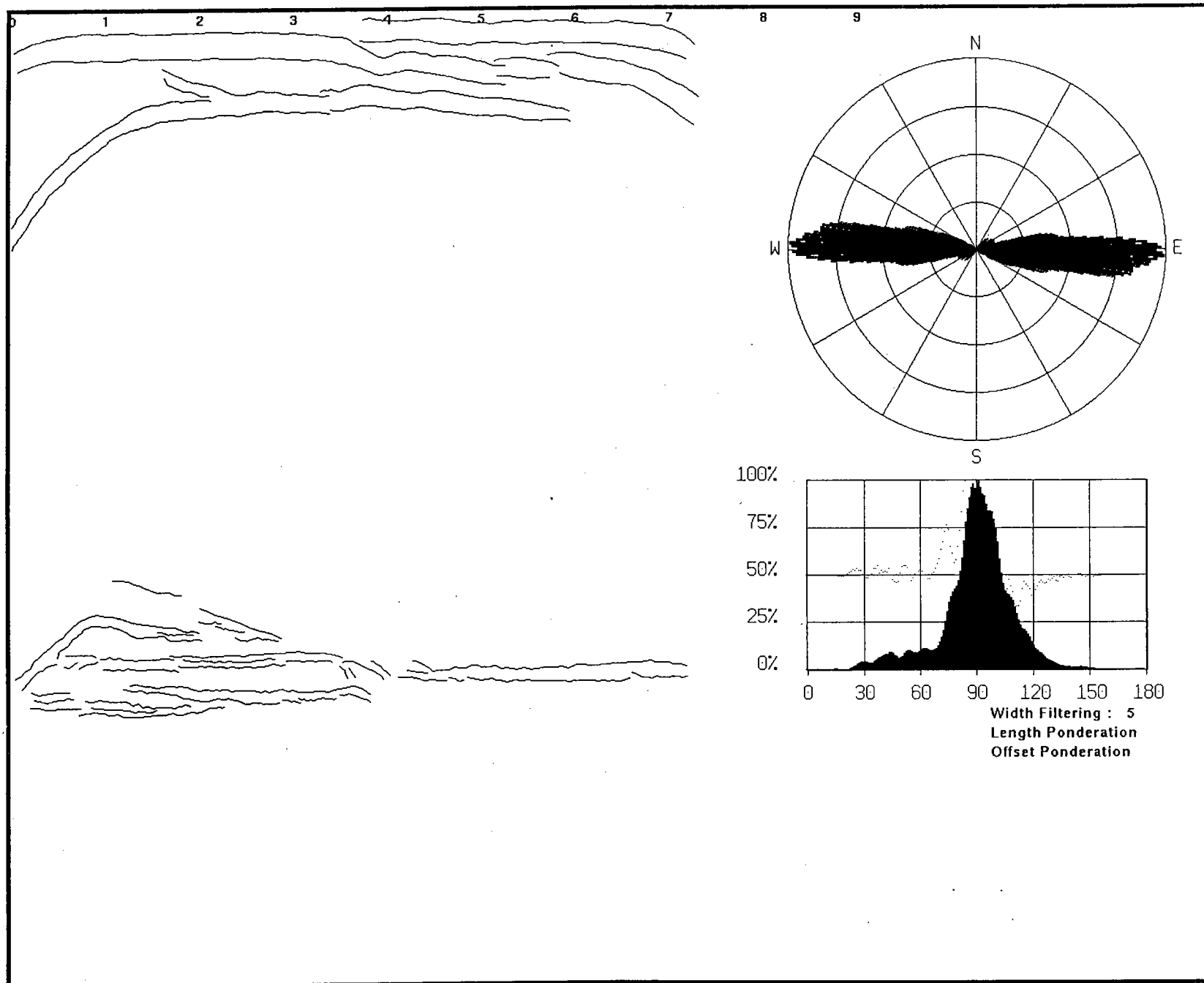


Figure IV.26: Analyse statistique des orientations de failles.

2.1.2. Deux marches

Modèle MAD I.11

Figure IV.27 et annexe

Les vues de surface à deux stades successifs de l'expérience montrent l'**évolution simultanée** des différentes structures créées soit par la pente seule, soit par l'interaction pente/direction héritée (Figure IV.27). On note également que les marches introduisent une nouvelle longueur d'onde dans le système.

2.2. Deux directions héritées

Les résultats des modèles à deux directions héritées sont cohérents les uns par rapport aux autres et sont en très bon accord avec les résultats des expériences à une direction. Les structures obtenues dans le sable sont globalement les mêmes que celles décrites dans le paragraphe précédent. Il s'agit là encore de failles normales délimitant des grabens injectés de silicone. Pour ces expériences, nous n'avons pas réalisé de coupes, les structures étant identiques à celles obtenues précédemment.

Modèle MAD II.3

Figures IV.28 et IV.29, annexe

Pour ce modèle avec deux directions héritée à 30 et 60° de la direction de plus grande pente, la vue de surface en fin d'expérience montre (Figure IV.28):

- un graben limité par des failles normales conjuguées courbes à l'intersection des deux directions,
- de petits grabens se propageant vers l'amont et dont la terminaison butte sur la direction 30°,
- un graben bien individualisé parallèle à la marche de direction 60°.

Le nombre de failles est assez faible pour une analyse statistique précise, cependant la rosace et l'histogramme de la figure IV.29 montrent une direction principale à environ 90° de la pente (deux pics axés sur 78° et 93°) et deux directions à 30 et 60° de la pente (Figure IV.29).

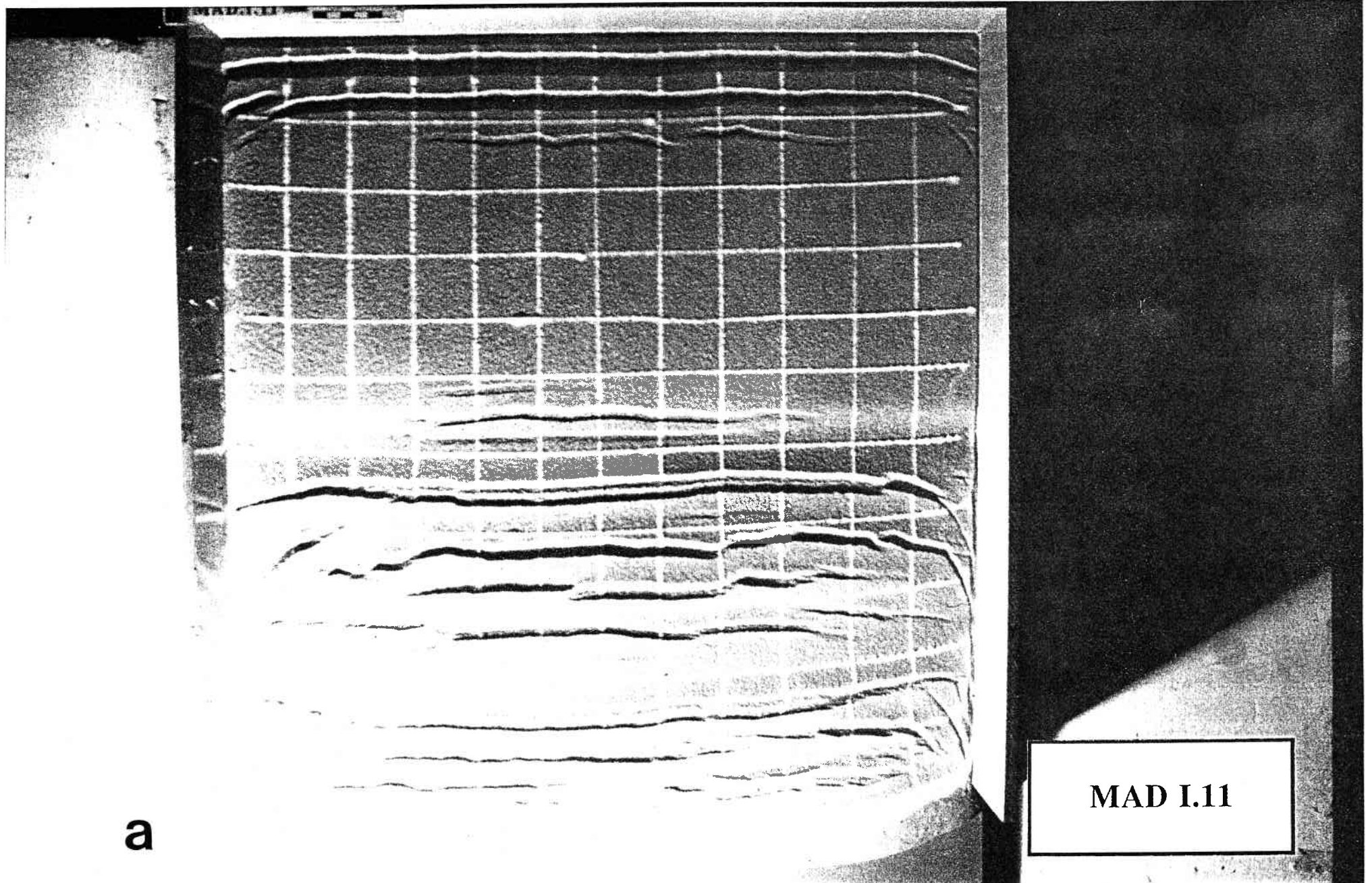
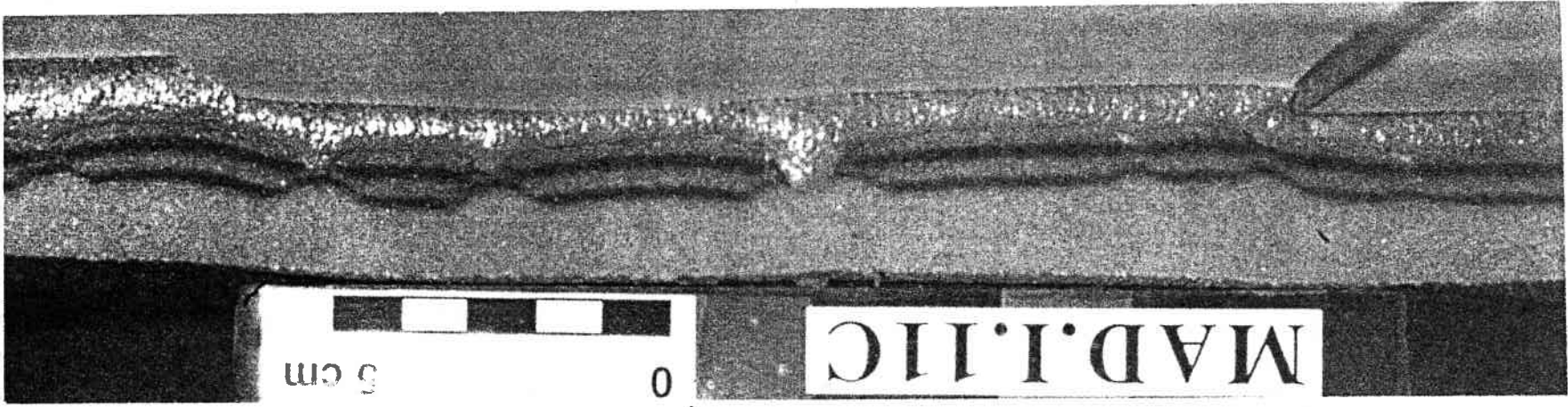
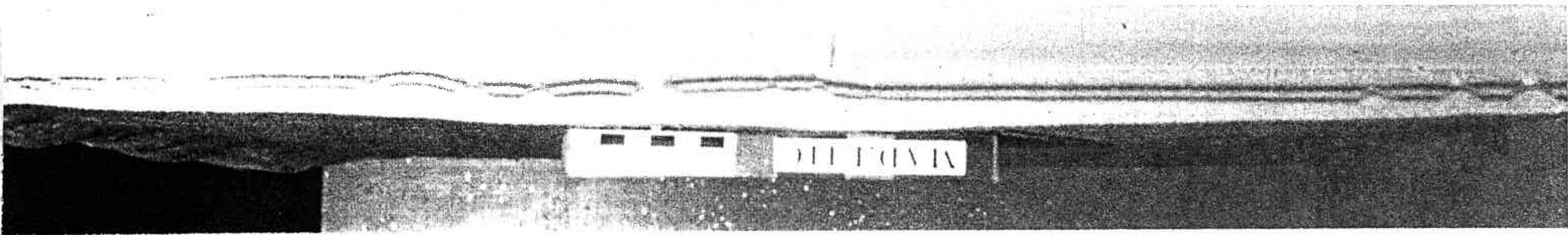


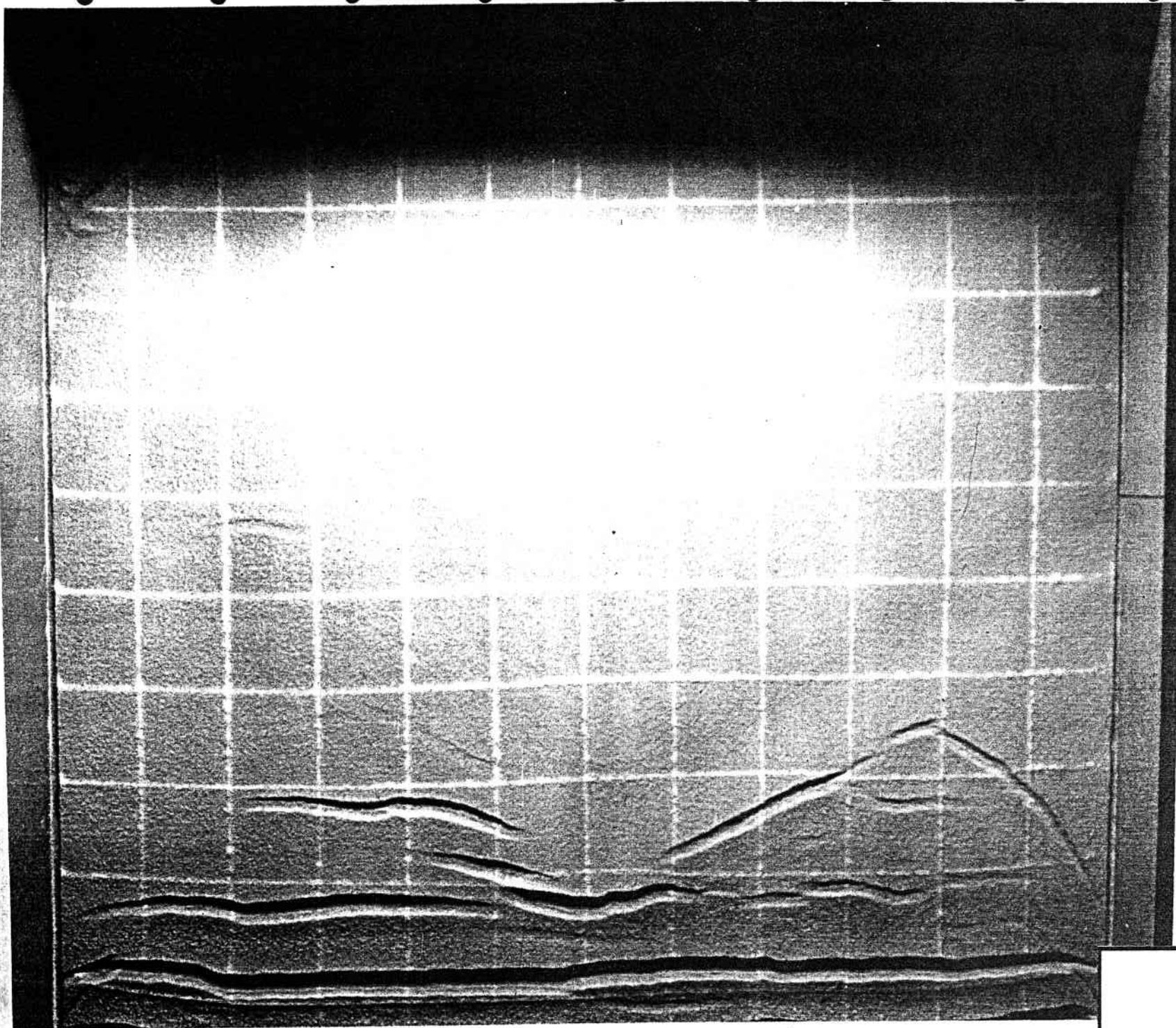
Figure IV.27: Modèle MAD I.11 ($\theta = 90^\circ$, deux marches): A. Vue de surface en fin d'expérience. B. Coupes parallèles à la pente.

Géométrie des structures au voisinage des deux marches



MAD I.11: Coupe générale (pente initiale: de la gauche vers la droite)





MAD II.3

Figure IV.28: Modèle MAD II.3 ($\theta = 30^\circ$ et 60°): vue de surface en fin d'expérience.

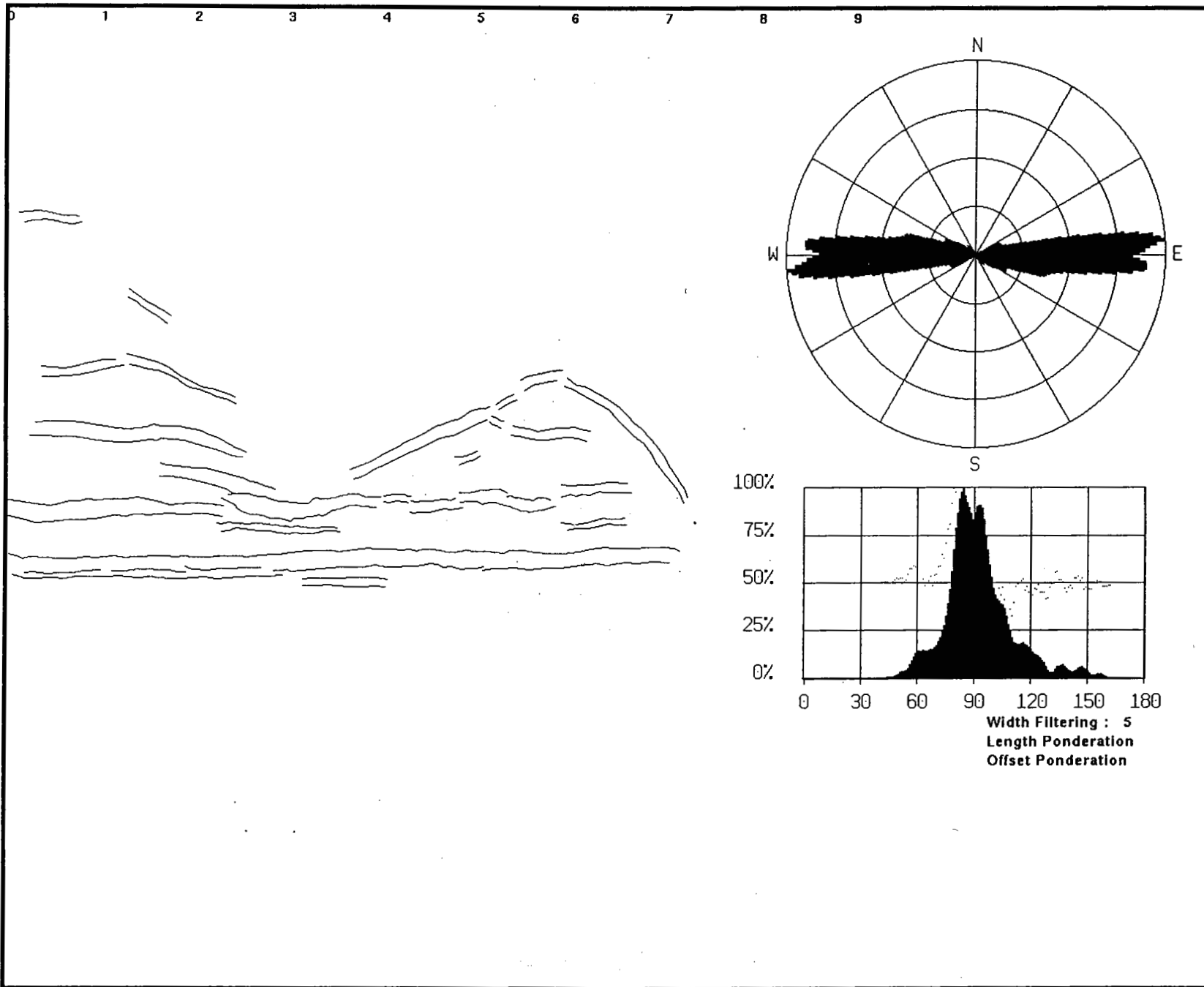


Figure IV.29: Analyse statistique des orientations de failles.

2.3. Une direction, deux pentes successives

Ces deux modèles ont été réalisés afin de tester les effets cumulés d'une direction héritée constante et de deux pentes successives. L'objectif final était de comparer les résultats obtenus avec ceux des modèles à une pente et deux directions héritées.

Modèle MAD III.1

Figures IV.30 à IV.33 et annexe

Compte-tenu du dispositif expérimental (trois bords libres en fin d'expérience), les effets de bord sont très nombreux et rendent particulièrement difficile l'interprétation des structures observées.

Se développent en surface, dans un premier temps, **pour la pente 1 (à 30° de la direction héritée, figure IV.30):**

- de grands grabens parallèles aux bords amont de la boîte,
- deux séries de grabens "courts" mais larges, sub-parallèles à la marche.

La géométrie des relais est contrôlée par l'interaction de la direction héritée et de la pente (Figure IV.31)

- quelques failles perpendiculaires à la direction de plus grande pente 1, dans la partie aval du modèle,
- de nombreux grabens parallèles à la pente 1, apparaissant à l'intersection des deux bords libres.

Après le second basculement (à 60° de la direction héritée, figure IV.32), apparaissent des grabens parallèles aux bords amont de la pente 2. On n'observe pas de nouvelles structures perpendiculaires à la pente 2. Les structures perpendiculaires à la pente 1 sont "reprises" et accentuées en structures parallèles à la nouvelle pente. L'orientation des structures contrôlées par la présence du relief en base de modèle, n'est pas modifiée. La vue de surface au stade final de l'expérience montre un réseau de failles et grabens très complexe.

L'analyse statistique réalisée sur l'ensemble du modèle montre que la répartition des orientations de failles est complexe (Figure IV.33). Pour la première pente, les pics les plus importants correspondent aux directions des structures parallèles aux bords du modèle et à la marche basal (Figure IV.33a). Une autre direction peut être individualisée à environ 120° sur l'histogramme, correspondant à des structures parallèles à la pente. Après le second basculement, la direction 120° s'individualise nettement et correspond aux structures parallèles à la pente 1, maintenant perpendiculaires à la pente 2 (Figure IV.33b). En ne prenant en compte que la partie centrale du modèle, l'histogramme pour la pente 1 montre un pic complexe, divisé en 4 branches principales

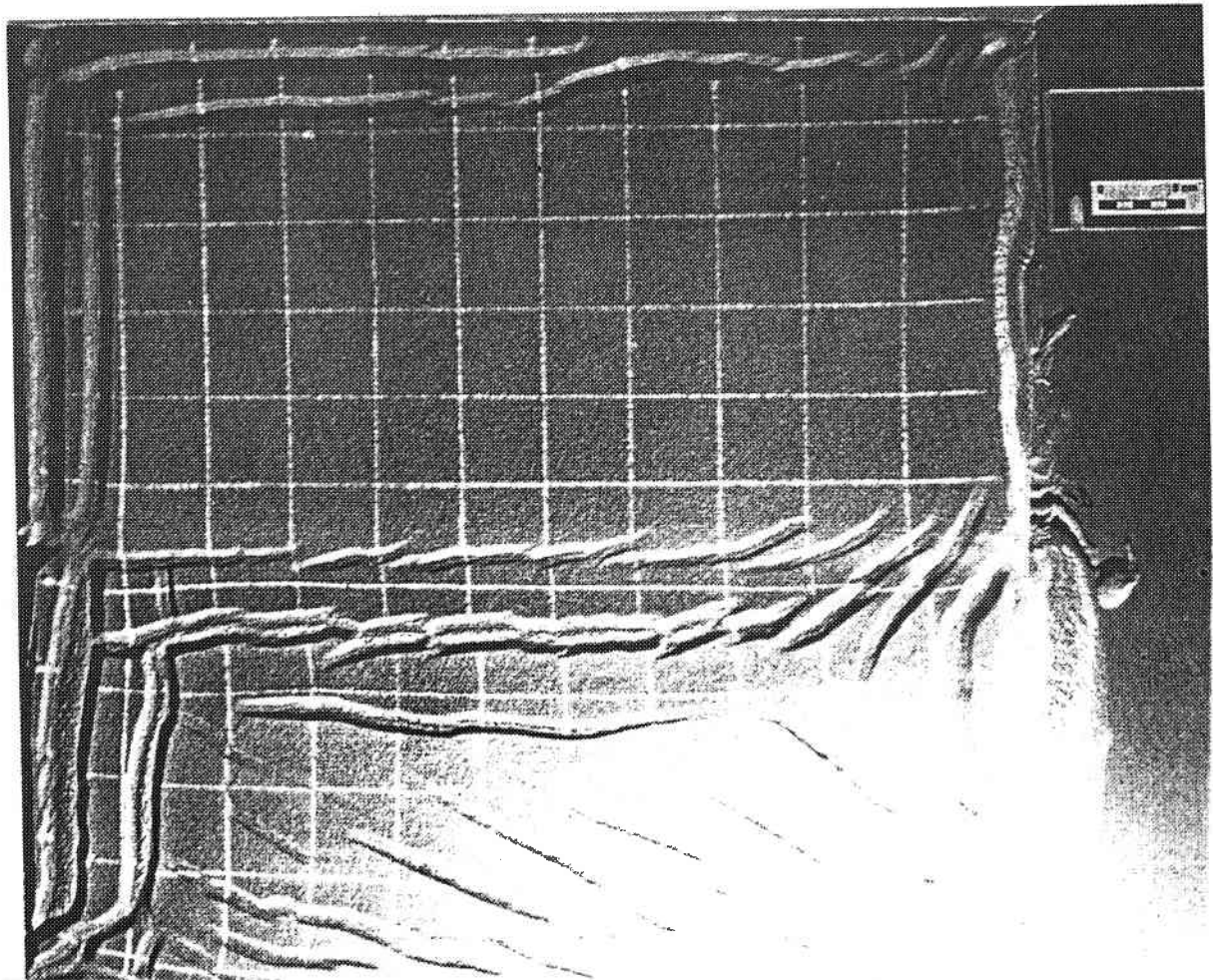
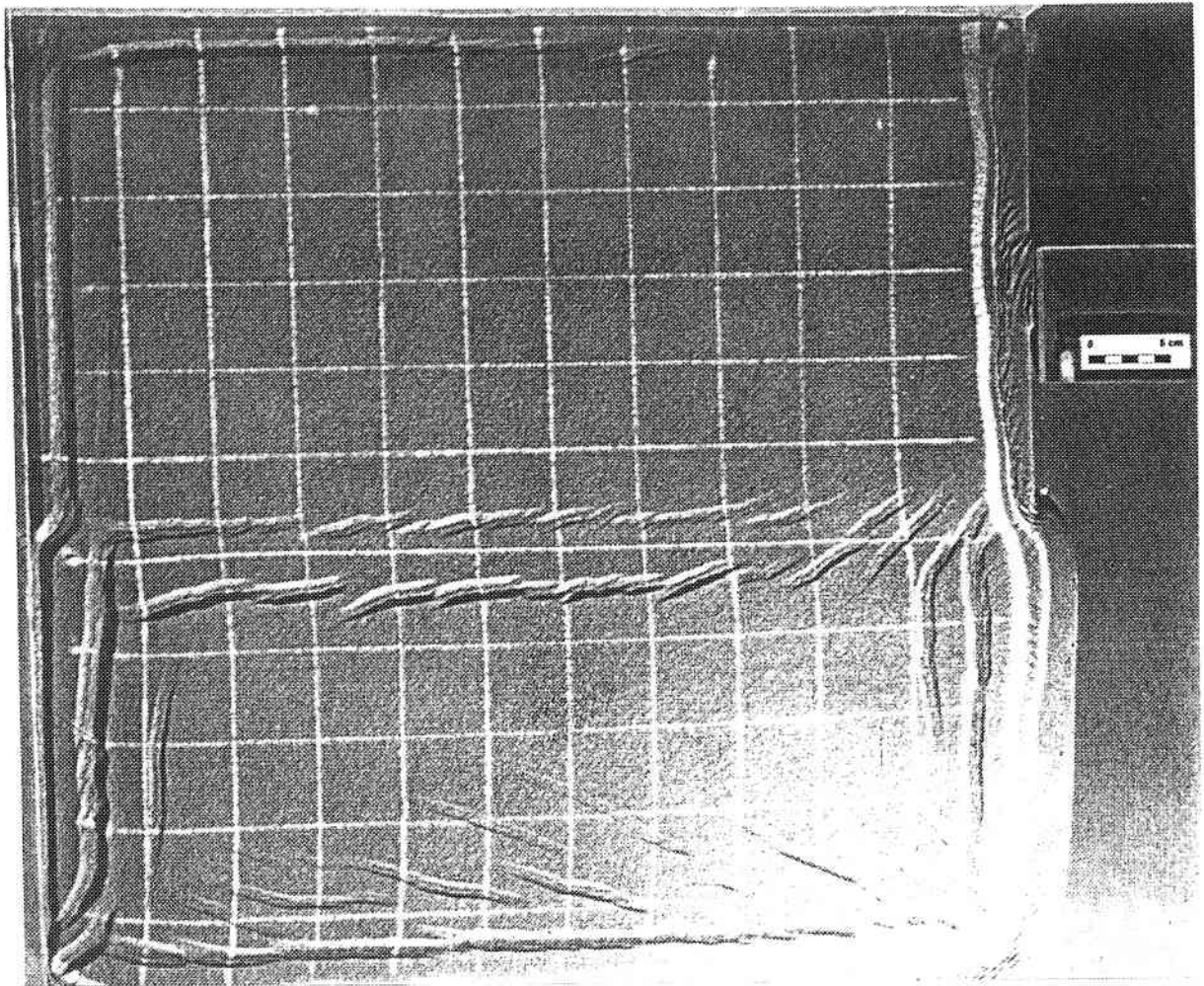


Figure IV.30: Modèle MAD III.1 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): A. Vue de surface après le premier basculement, en début d'expérience. B. Vue de surface avant le second basculement.

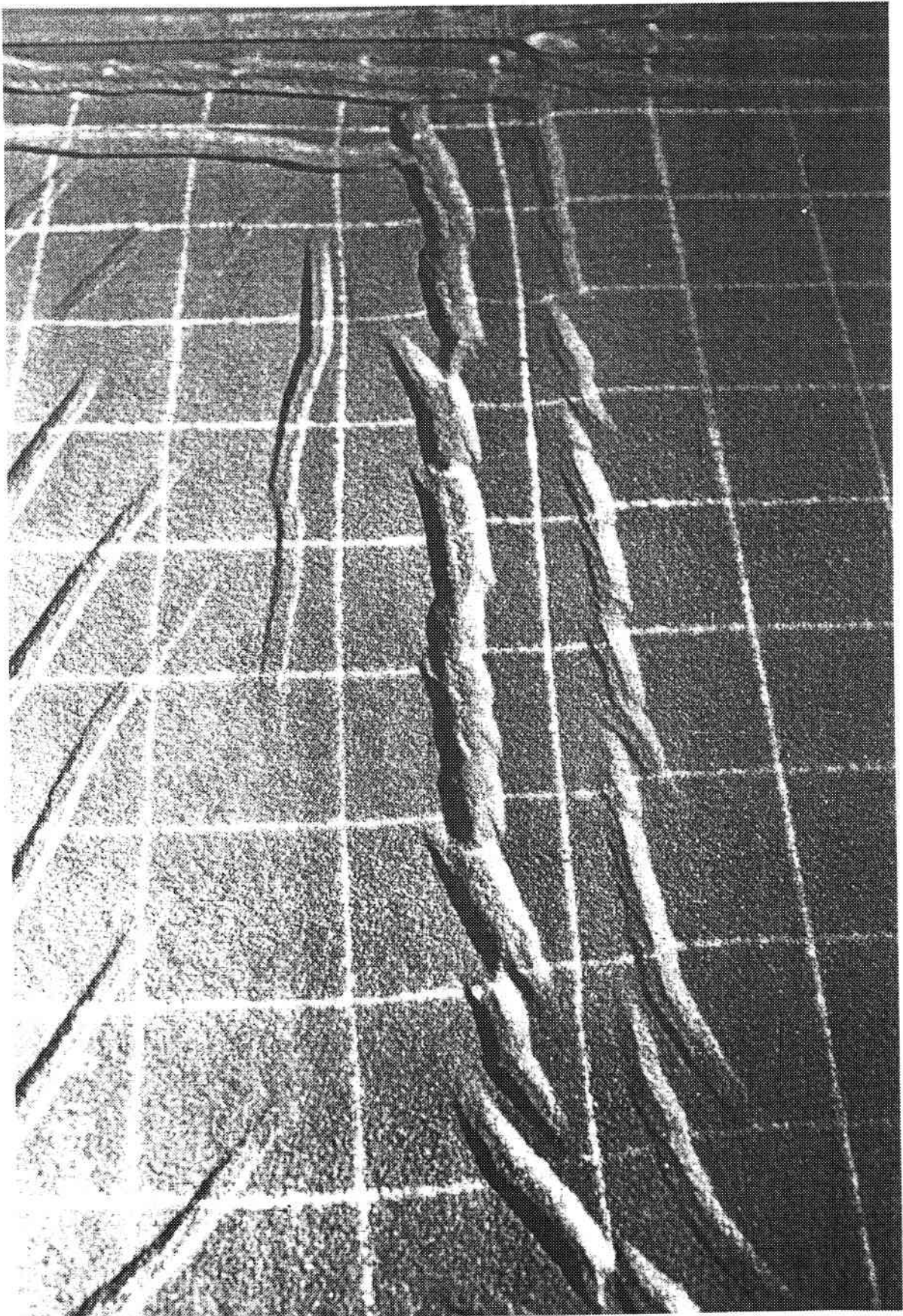


Figure IV.31: Géométrie des relais de failles à proximité de la marche.

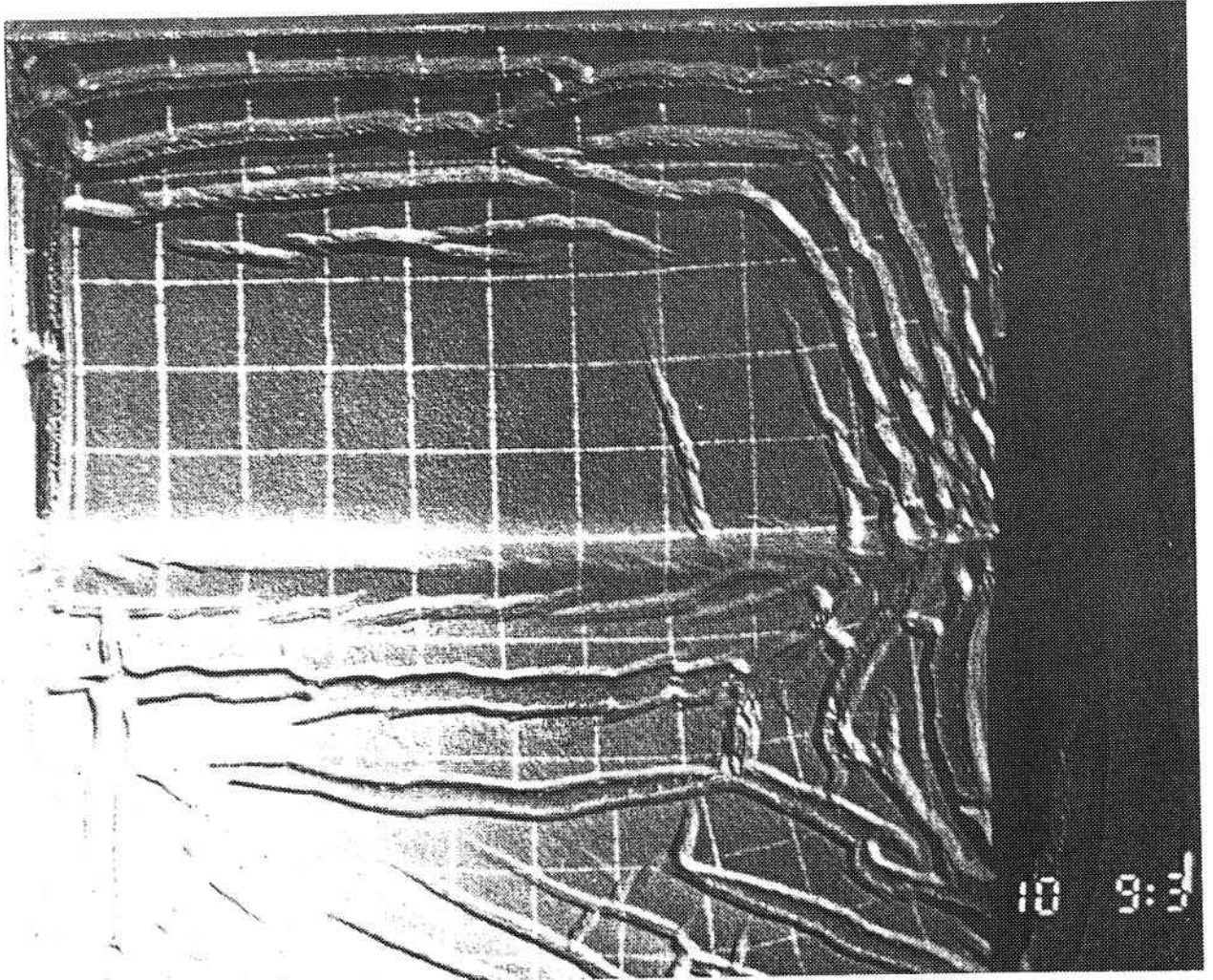


Figure IV.32: Modèle MAD III.1 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): vue de surface en fin d'expérience.

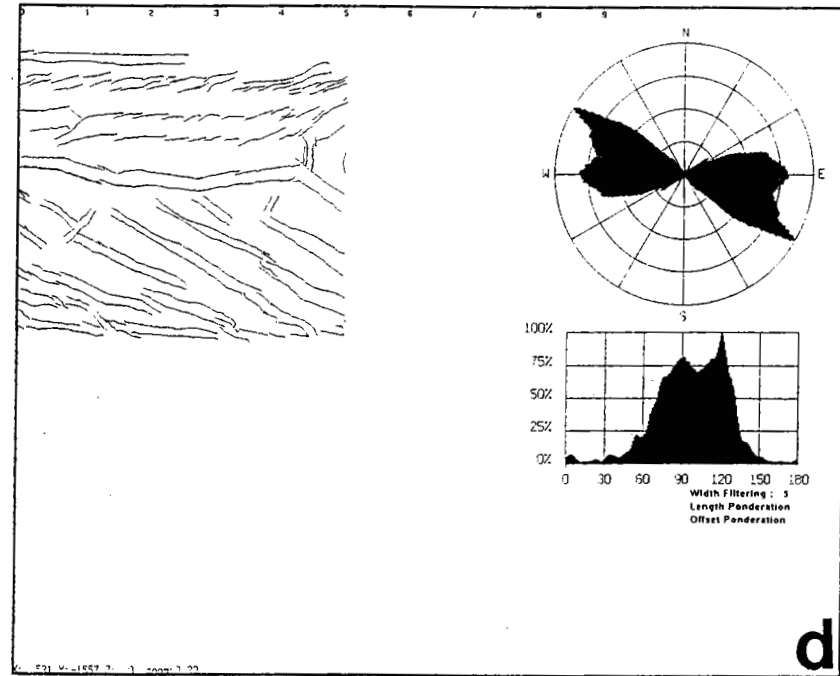
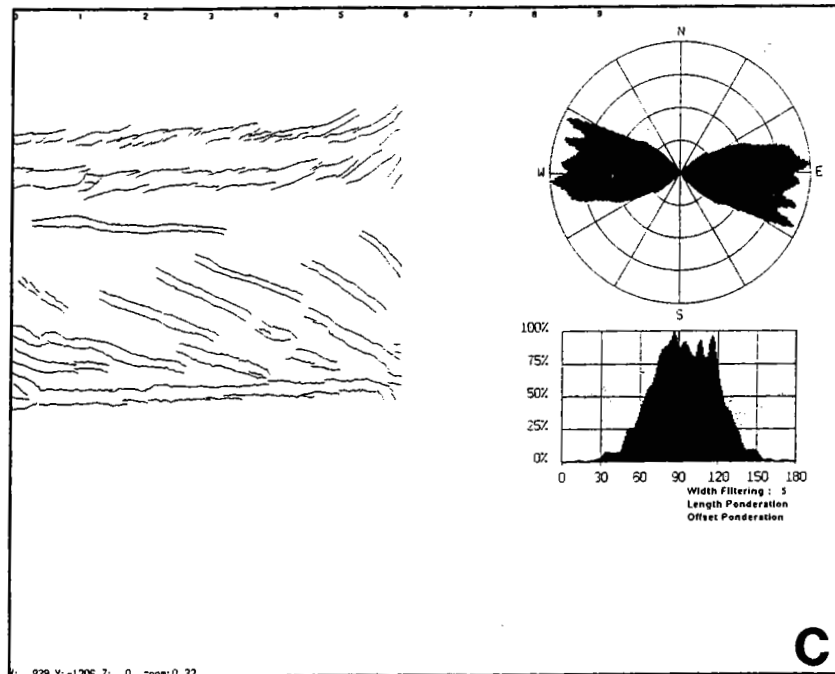
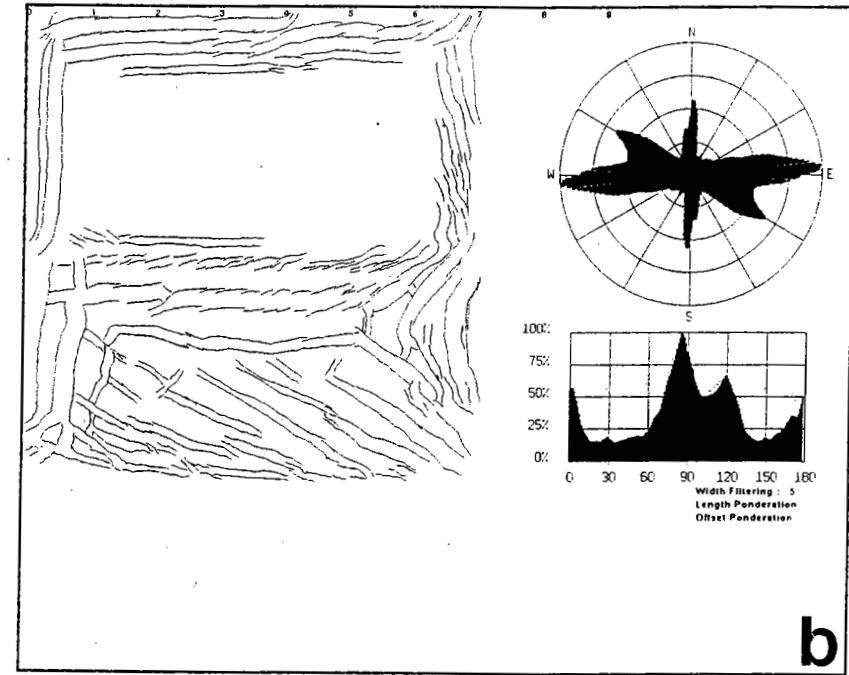
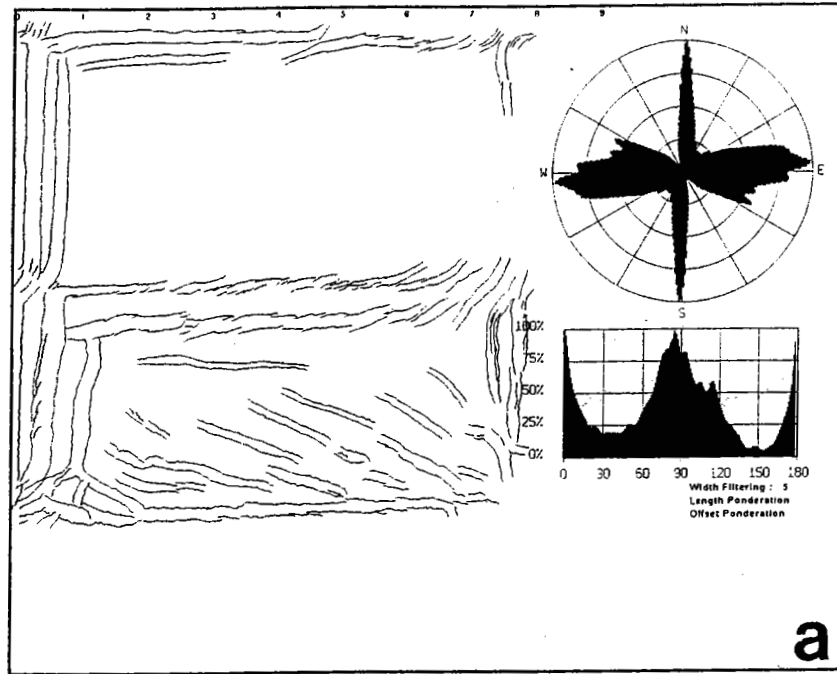


Figure IV.33: Analyse statistique des orientations de failles.

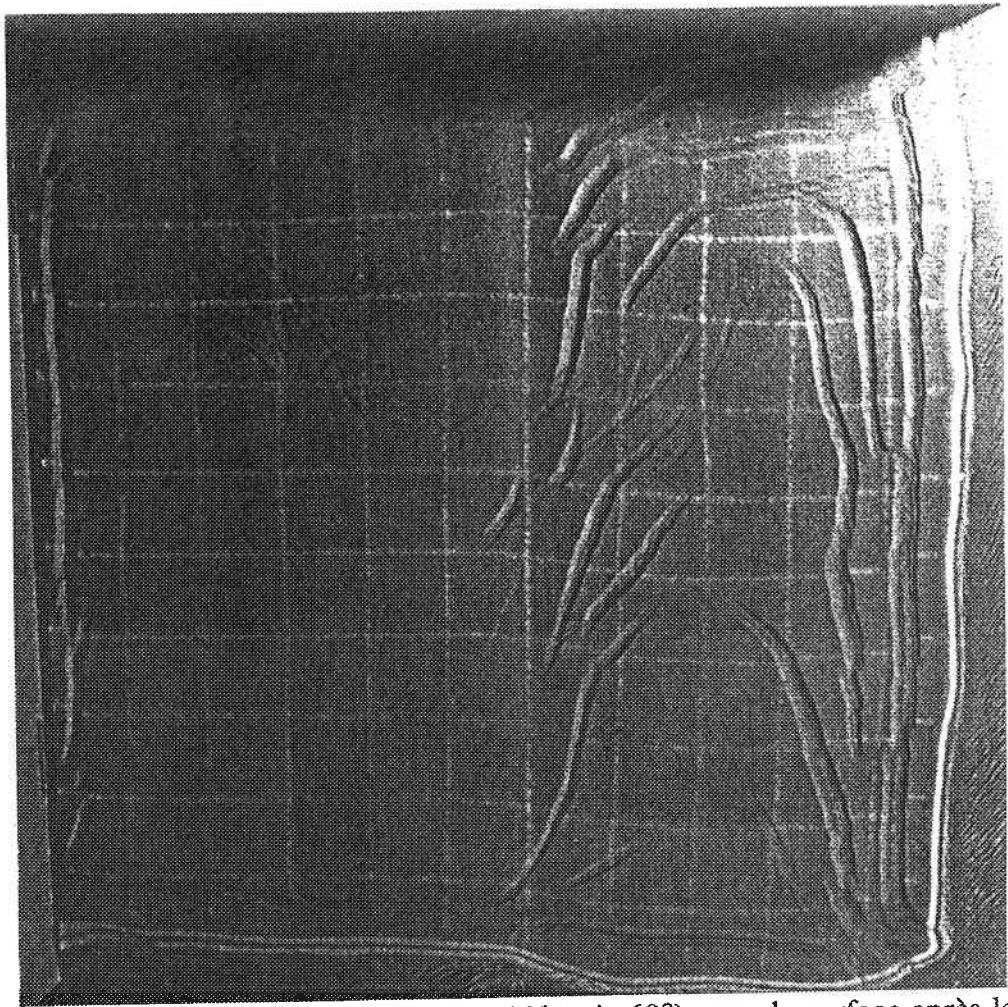


Figure IV.34: Modèle MAD III.2 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): vue de surface après le premier basculement.

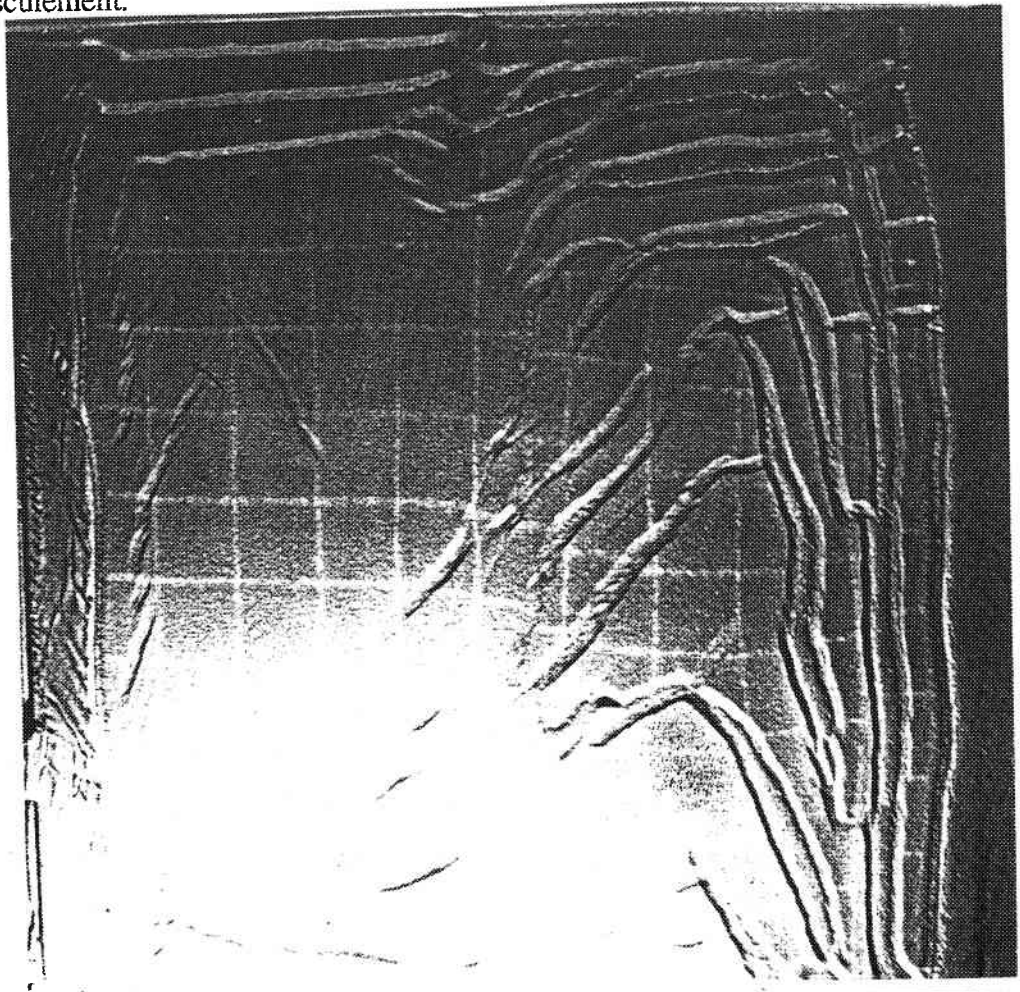


Figure IV.35: Modèle MAD III.2 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): vue de surface en fin d'expérience.

respectivement axées sur 87° , 95° , 108° et 117° (Figure IV.33c). Les deux premières directions correspondent aux structures parallèles à la marche, les deux dernières aux failles parallèles à la pente 1. Pour la pente 2, deux directions dominent: 90° et 120° (Figure IV.33d).

Modèle MAD III.2

Figures IV.34 et IV.35, annexe

Pour ce modèle, se développent en surface dans un premier temps, **pour la pente 1 (à 30° de la direction héritée, figure IV.34):**

- des grabens parallèles aux bords de la boîte (*idem* modèle III.1)
- des grabens parallèles à la pente 1 (*idem* modèle III.1)
- des grabens perpendiculaires à la pente 1, en aval de la marche.

Immédiatement à proximité de ce relief, ils s'orientent sub-parallèlement à la direction héritée.

Après le second basculement à 60° (Figure IV.35), apparaissent des grabens parallèles aux bords amont de la pente 2, dont la combinaison délimite des blocs en "tablette de chocolat". Les structures perpendiculaires à la pente 1 sont "reprises" et accentuées en structures parallèles à la pente 2. Le réseau de failles en fin d'expérience est ici encore très complexe.

Synthèse des résultats

Dans ces deux expériences, outre les nombreux effets de bord apparaissent des structures:

- parallèles aux bords des boîtes (comme si la déformation était décomposée)
- parallèles aux directions héritées
- **parallèles (et perpendiculaires) à la première pente; parallèles à la seconde pente.**

☞ Ces deux expériences ne montrent quasiment pas de structures perpendiculaires à la première pente.

☞ Les directions des structures créées par un premier champ de contraintes restent presque identiques lorsque ce champ de contraintes subit une rotation (ici de 90°).

☞ Dans les deux expériences, **on ne crée pas de nouvelles structures perpendiculaires à la seconde pente; ce sont les structures antérieures qui rejouent (en décrochement ?) subissant des contraintes cisailantes fortes.**

3. Synthèse des résultats et conclusions

☞ Les expériences présentées ici permettent de mettre clairement en évidence le rôle d'une topographie résiduelle du socle, héritée de structures anciennes, lors d'un glissement gravitaire. On montre en effet l'influence de "marches" orientées de façon oblique par rapport à la pente sur la répartition et l'orientation des failles normales créées dans le système et évoluant ultérieurement en murs de silicone.

☞ Toutes les expériences présentent une bonne cohérence entre elles du point de vue des résultats obtenus et notamment en ce qui concerne **le mode d'influence d'un relief en base de modèle**. Elles sont de plus parfaitement reproductibles.

☞ Les modèles simulent un glissement gravitaire sur une pente. Les structures créées subissent un déplacement simple (translation) ou plus complexe (translation et rotation), d'amont en aval. Il apparaît donc évident que les structures décrites à un stade donné étaient localisées plus en amont au stade antérieur. D'autre part, la valeur du décalage entre le relief de base de modèle et les structures de surface qu'il génère est fonction du temps d'expérimentation et varie donc d'une expérience à l'autre. Ces deux faits rendent difficile la description spatiale des structures obtenues (surtout pour celles qui sont contrôlées par les reliefs en base de modèle dont on cherche à connaître l'influence exacte) parce qu'il s'agit d'un "instantané" de la déformation. Il faut donc raisonner en terme de déplacement et d'évolution, et si l'on applique ce raisonnement à un cas réel, chercher la marche responsable des murs de sel observés plus en amont.

☞ Dans tous nos modèles, deux types de structures extensives ont été mis en évidence: les structures perpendiculaires à la direction de plus grande pente et les structures dont la géométrie et l'orientation résultent d'un double contrôle de la pente et de la topographie du plan de glissement.

i. Effet de pente seul

Pour chaque expérience, se développent **en surface**, simultanément et dès le début de l'expérience:

- **en amont** des modèles, de grands grabens symétriques, limités par de grandes failles normales et perpendiculaires à la pente. **La déformation se "propage" d'aval en amont**. Ces structures sont attribuées à un effet de bord découpant le bord fixe de la


boîte et la partie mobile du système. En fin d'expérience, la silicone affleure au coeur des grabens, de façon généralement non cylindrique. Le diapirisme est ici "réactif" (Vendeville et Jackson, 1992).

- **en aval des modèles**, de nombreuses failles normales délimitant des grabens symétriques orientés perpendiculairement à la pente. Ces structures sont généralement moins continues latéralement que les grabens amont.

Les structures extensives que nous venons de décrire sont tout à fait similaires à celles obtenues par Vendeville et Cobbold (1987), en contexte de glissement gravitaire. Les relais entre les différentes failles sont simples. **En coupes**, nous retrouvons ces grabens bien individualisés. Les blocs délimités par les failles normales sont peu déformés et subissent une translation simple vers l'aval. La remontée de la silicone au coeur de ces structures forme des murs symétriques.

ii. Effets cumulés de la pente et de directions héritées

Dans tous les modèles, **une dépression apparaît de façon précoce** au pied de la (ou des) marches introduites en base de modèle. Ce relief provoque en effet une discontinuité de vitesse (DV), la vitesse de fluage de la silicone étant directement fonction de son épaisseur. Les contraintes cisailantes dans la silicone sont plus importantes au niveau de cette D.V. Cette dépression est dans tous les cas parallèle aux reliefs et résulte d'une flexuration de la silicone. Celle-ci se propage sous forme de bombements, provoquant la formation de grabens d'extrados, de part et d'autre du relief de base de modèle (voir Figure 10 de l'article).

 Dans nos modèles, les vues de surface en fin d'expérience montrent toujours un domaine médian translaté et peu déformé.

La présence de reliefs en base de modèle contrôle:

- **La géométrie** des structures extensives créées par la pente, en favorisant une asymétrie des structures au voisinages des marches.

- **L'orientation** des structures:

* les failles sont parallèles aux marches

* les structures en échelon se propagent selon une direction parallèle à la marche. C'est donc l'enveloppe des structures qui est parallèle aux directions héritées et non les structures elles-mêmes. Lorsque l'angle entre la pente et la marche est égale à 60° , la zone déformée est large. Lorsqu'il est égal à 30° , elle est étroite.

* les structures présentent une segmentation (parties perpendiculaires à la pente, parties parallèles aux directions héritées), conduisant à des morphologies en L, U, Y ou en baïonnette.

* pour deux directions héritées, apparaissent des structures parallèles à la bissectrice des deux angles (un effet de coin). D'autre part, la direction la plus oblique par rapport à la pente s'exprime en premier par rapport à la seconde orientation.

* le double contrôle de la pente et de directions héritées s'exprime également par l'apparition de relais de failles complexes.

☞ Une seule marche suffit pour contrôler l'orientation de très nombreuses structures.

☞ L'effet "local" de directions héritées peut devenir plus important que l'effet "régional" de la pente.

C. ROLE DE LA SEDIMENTATION LORS D'UN GLISSEMENT GRAVITAIRE SUR UNE TOPOGRAPHIE RESIDUELLE

Les modèles de la série précédente ont été réalisés sans sédimentation synchrone afin d'étudier l'initiation des structures extensives créées par un glissement gravitaire sur une topographie résiduelle. Or les expériences du paragraphe A montrent l'influence drastique de la sédimentation sur le développement de structures extensives. Nous avons donc réalisé quatre expériences complémentaires afin de tester les effets combinés de la pente, d'une direction héritée et d'une sédimentation séquentielle uniforme ou non uniforme. Les conditions expérimentales sont les mêmes que pour la série "héritage + pente" (Figure IV.36). On sédimente à intervalles de temps réguliers.

Pour cette série, nous présentons tout d'abord les vues de surface et les coupes de tous les modèles, puis une synthèse générale des résultats de la série.

1. Sédimentation uniforme sur l'ensemble du système

1.1. Les modèles

MAD VI.1

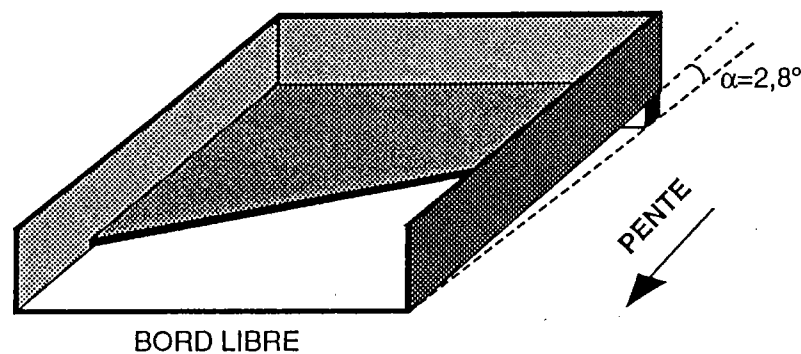
Figures IV.37, IV.38, IV.39 et annexe

MAD VI.2

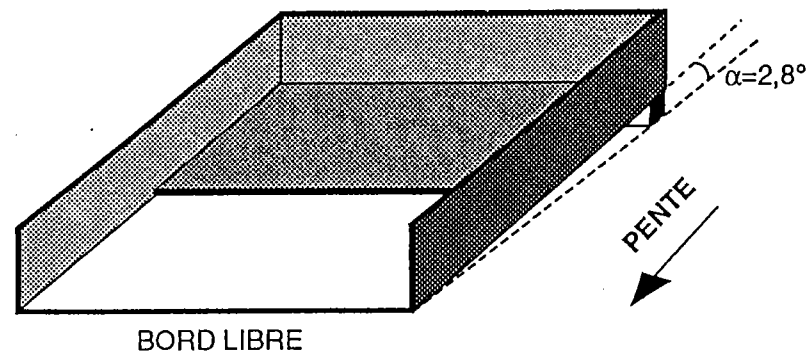
Figures IV.40 et IV.41 et annexe

SERIE C: "HERITAGE ET SEDIMENTATION"

Sédimentation uniforme

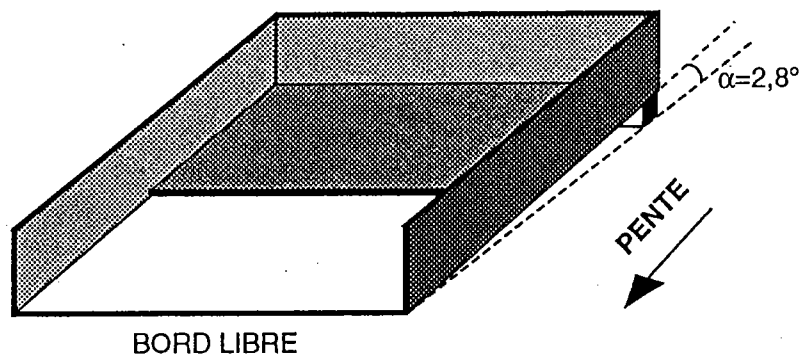


MAD VI.1

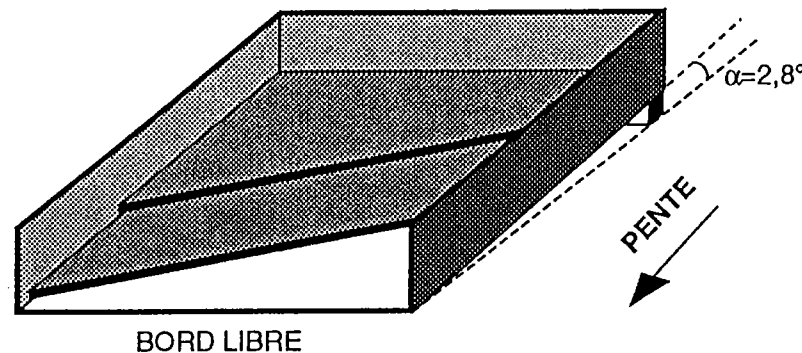


MAD VI.2

Sédimentation dans les grabens

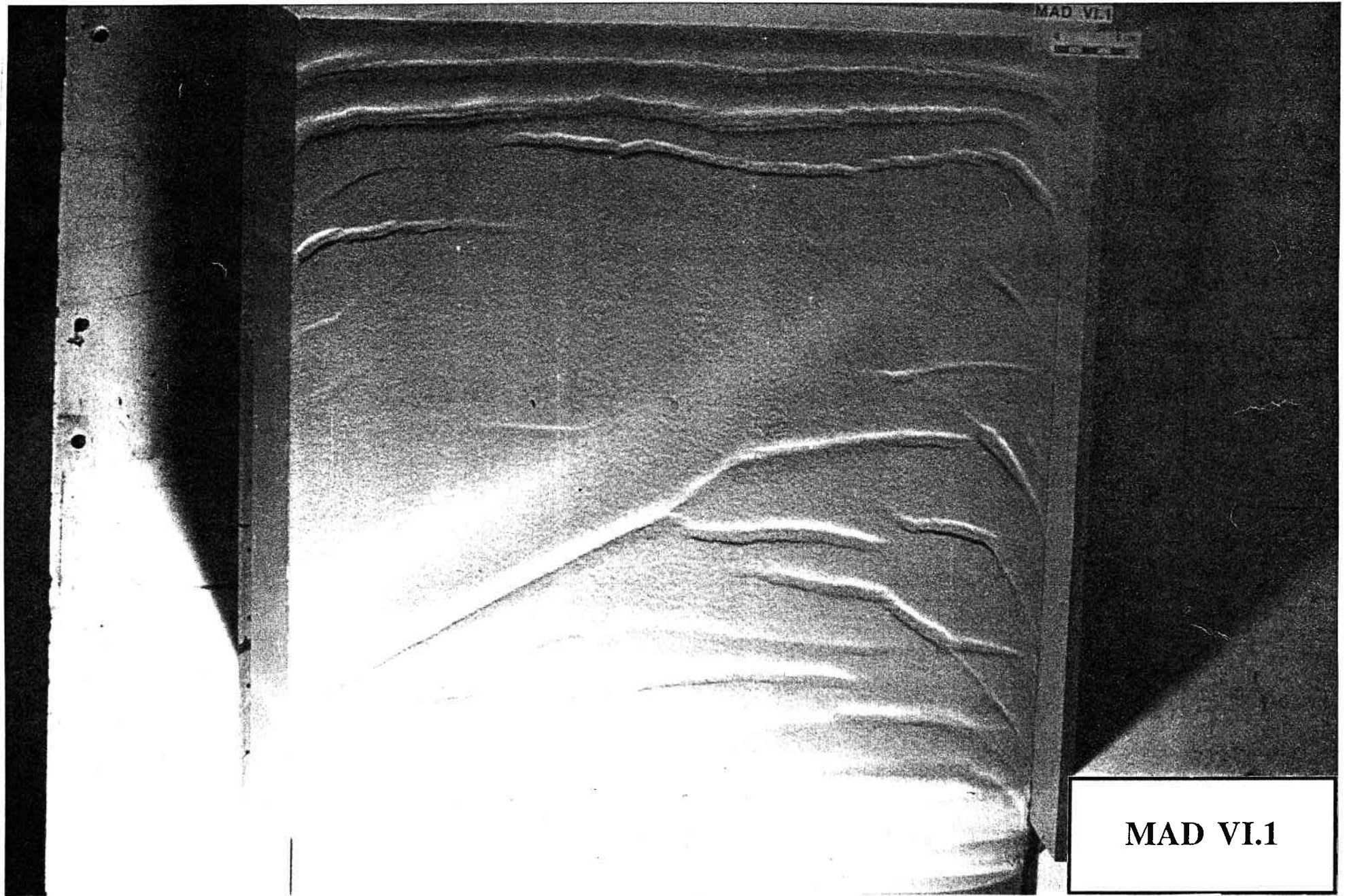


MAD VII.1



MAD VII.2

Figure IV.36: Récapitulatif des expériences de la série "Héritage+pente+sédimentation".

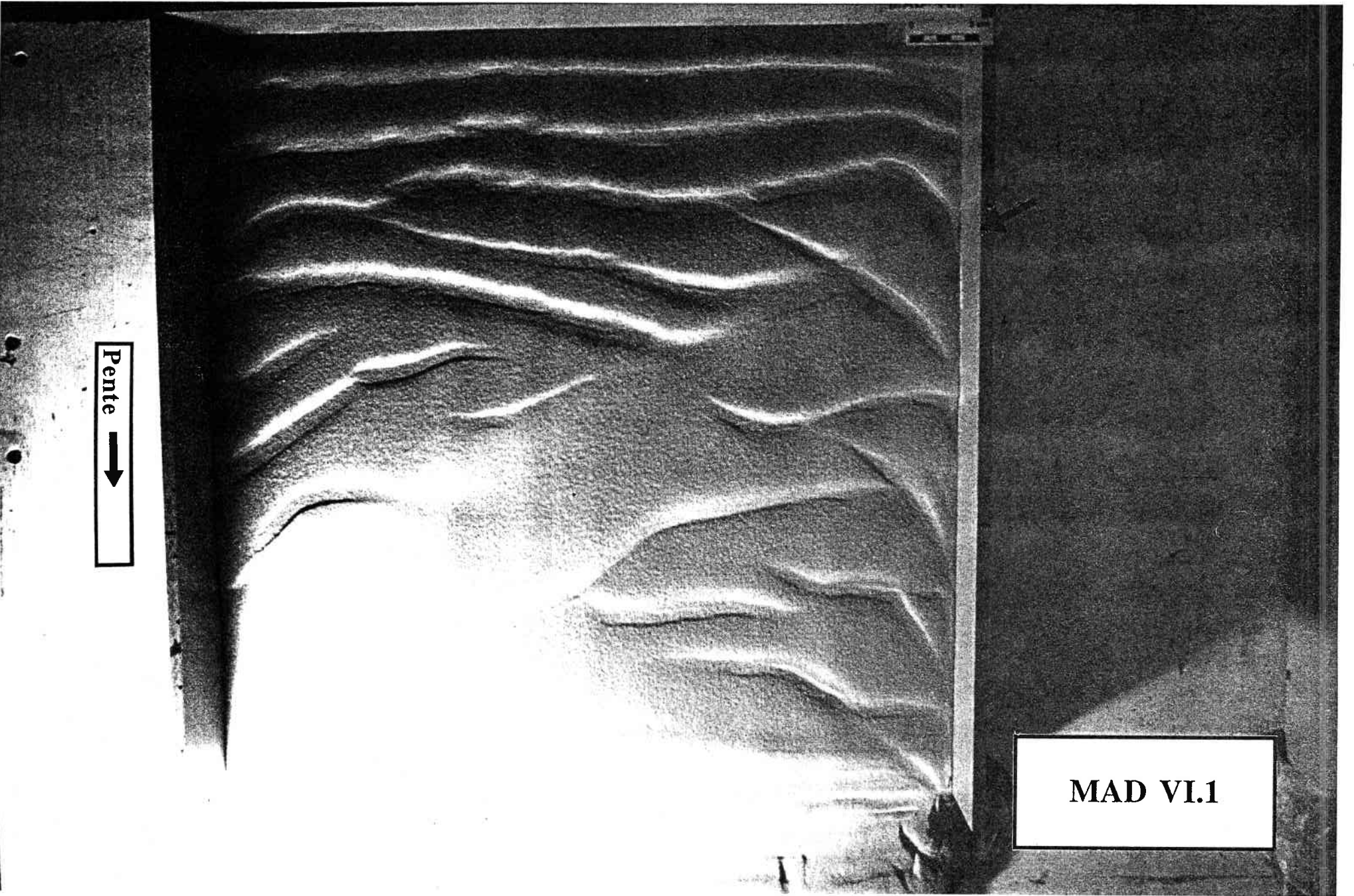


277

MAD VI.1

Figure IV.37: Modèle MAD VI.1: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.

a



Pente →

MAD VI.1

278

b

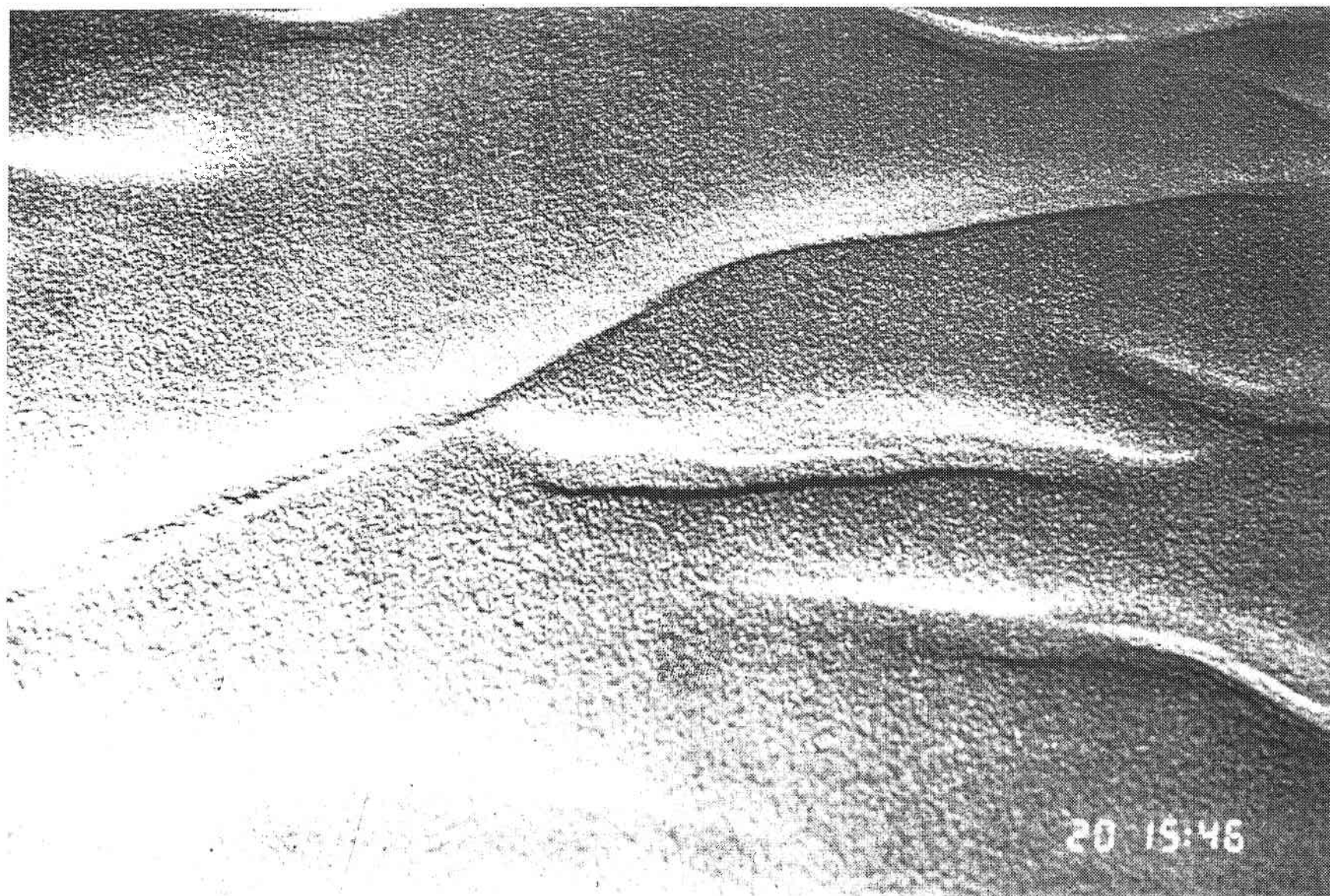
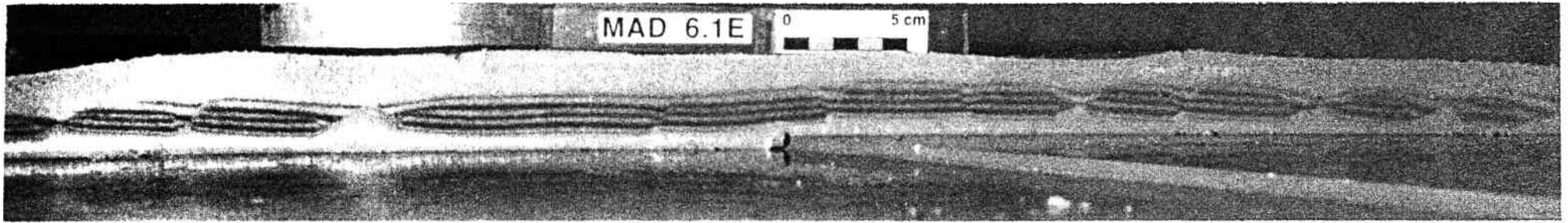
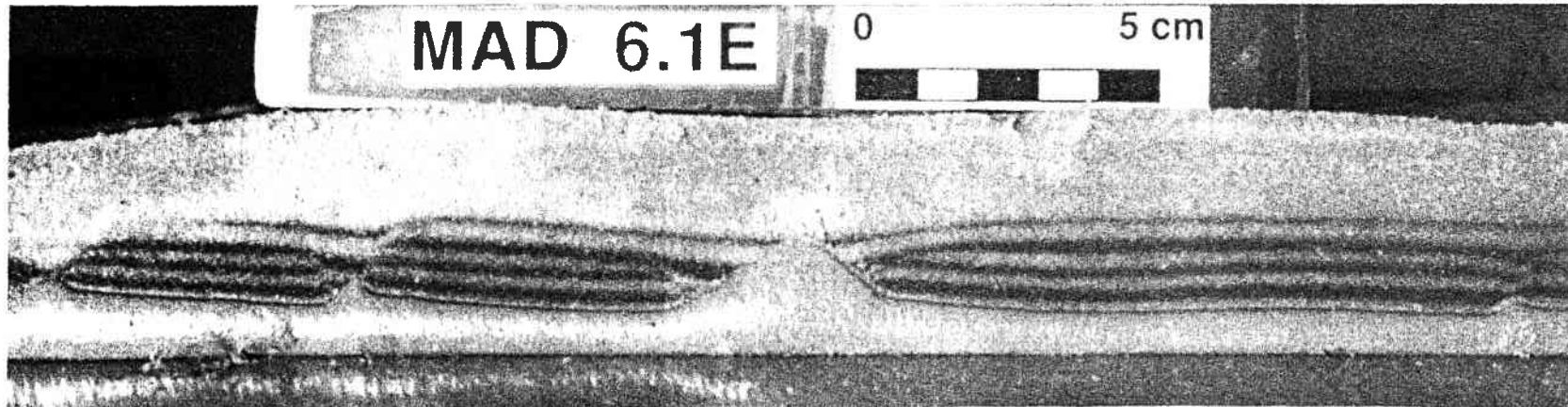


Figure IV.38: Détail de la géométrie des failles créées par l'interaction pente-direction héritée.

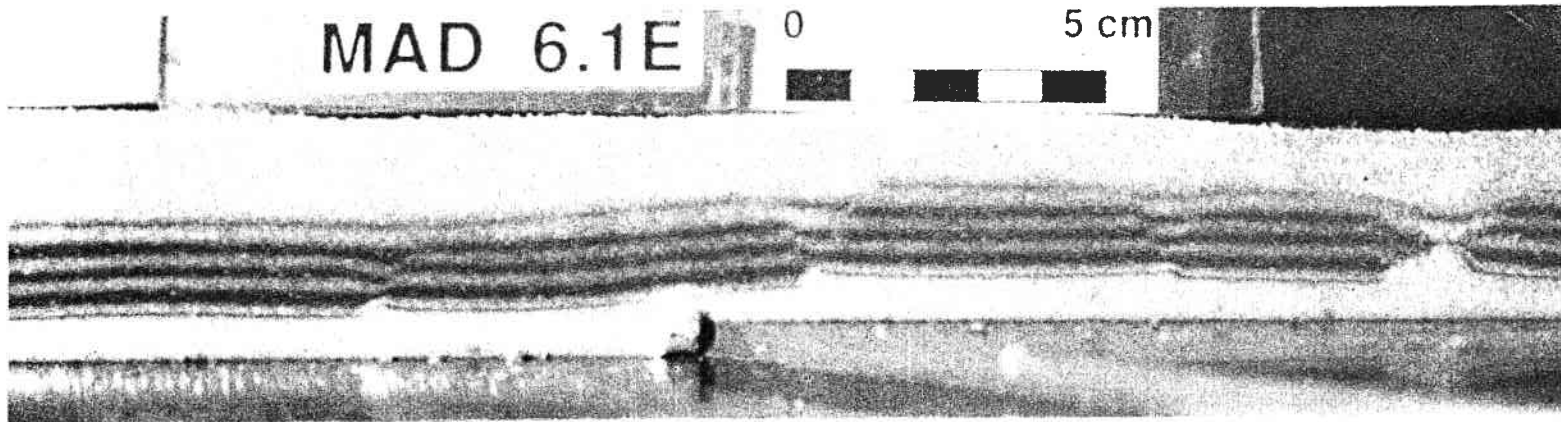


MAD VI.1: Coupe générale (pente initiale: de la droite vers la gauche)

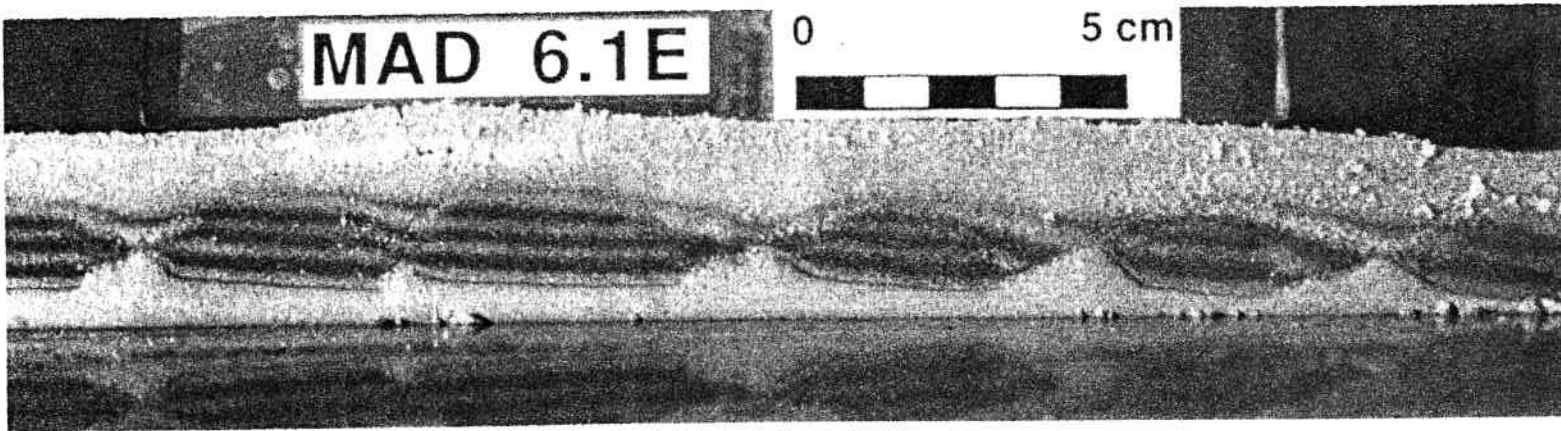


géométrie des structures en aval du modèle

Figure IV.39: Modèle MAD VI.1: coupe générale et vues de détails .



géométrie des structures au niveau de la marche



géométrie des structures en amont du modèle

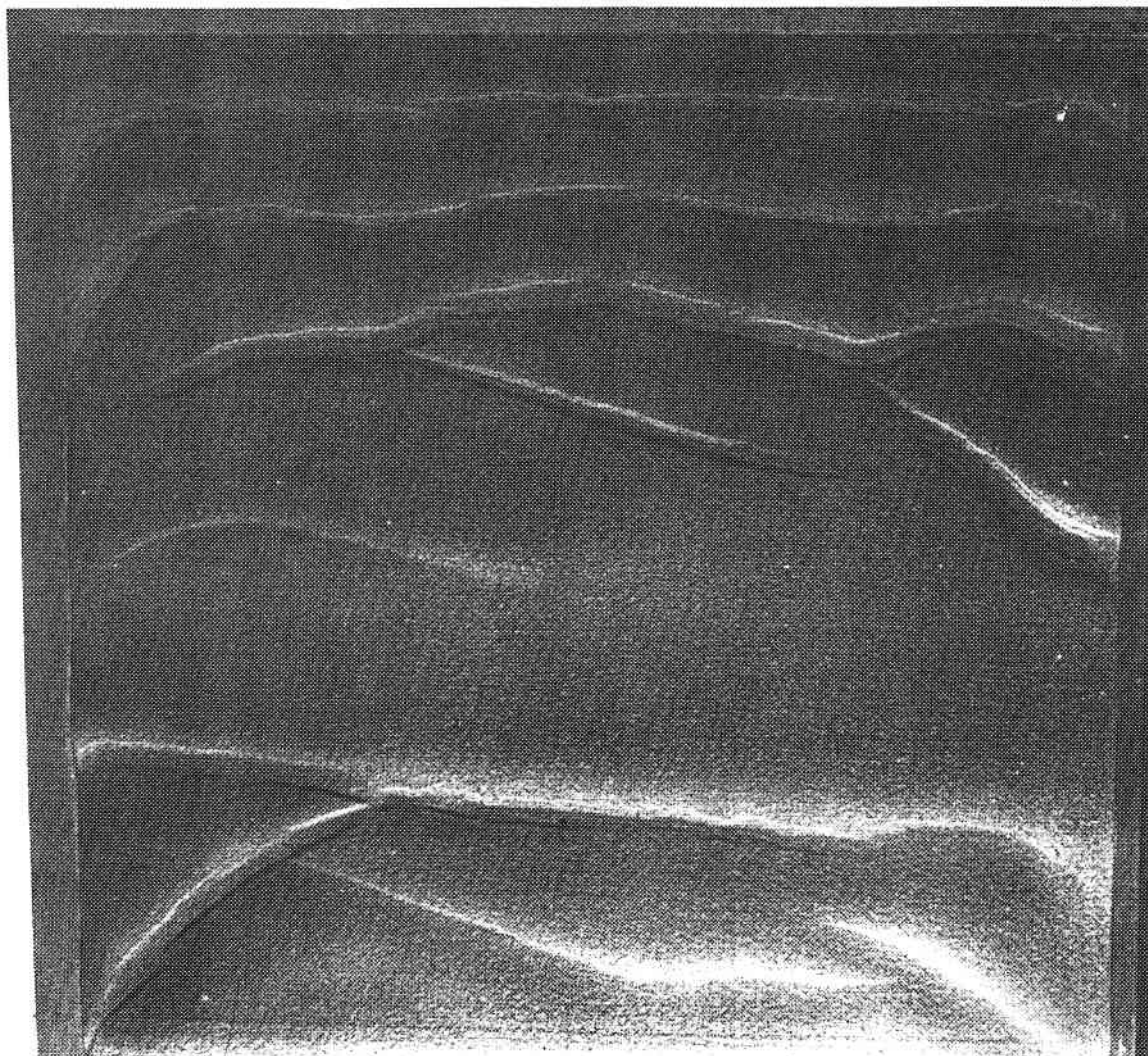


Figure IV.40: Modèle MAD VI.2: Vue de surface en fin d'expérience.

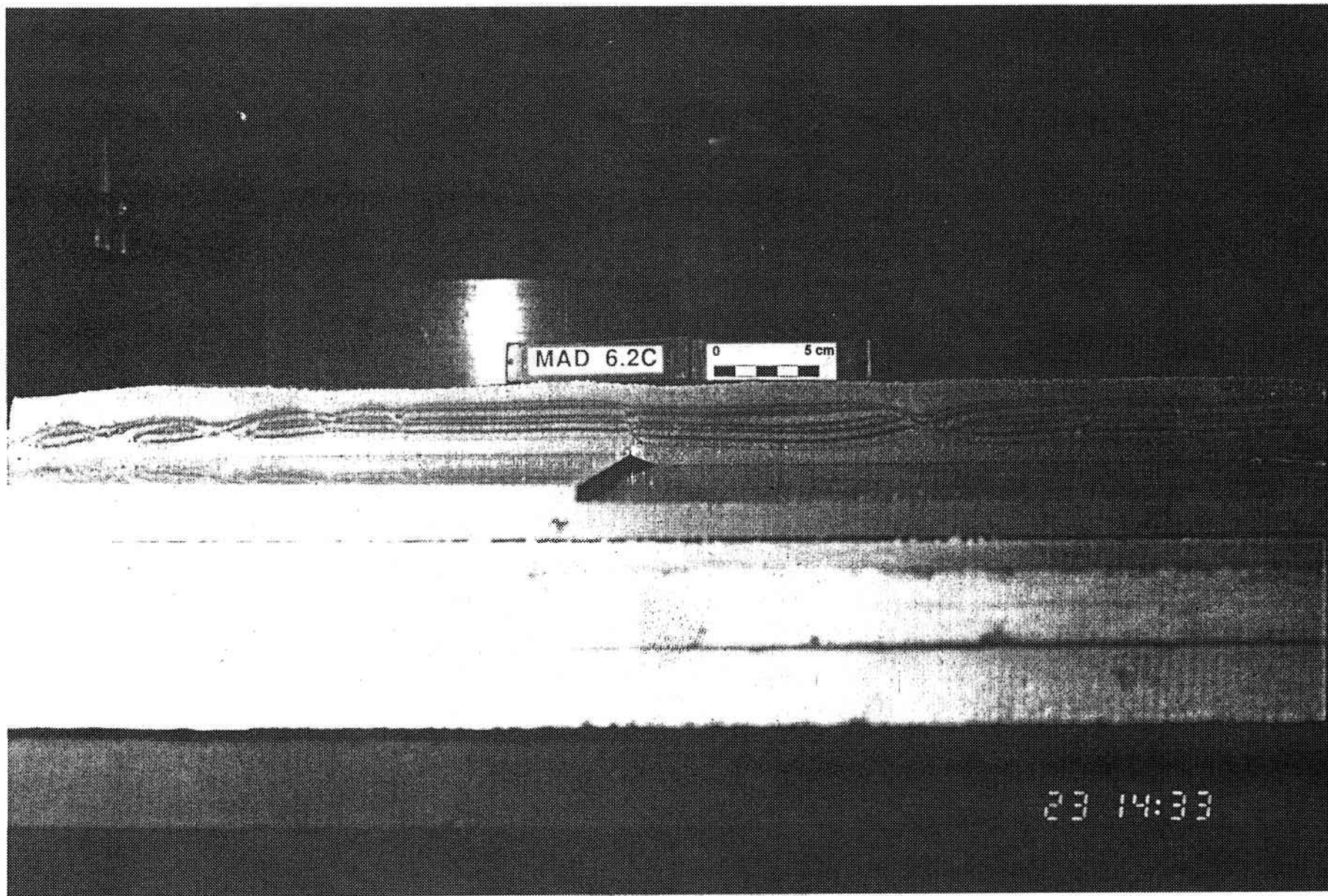


Figure IV.41: Modèle MAD VI.2: coupe générale.

1.2. Synthèse des résultats

☞ **L'initiation des structures extensives** en surface est identique à celle des expériences de la série "héritage", sans sédimentation synchrone. On retrouve donc des structures perpendiculaires à la direction de plus grande pente et une dépression ainsi que des failles normales conjuguées parallèles aux reliefs de base de modèle. Les relais sont du même type que pour les expériences sans sédimentation.

☞ **La sédimentation séquentielle uniforme** permet d'entretenir la déformation, qui reste relativement symétrique au cours de l'expérience. De nombreuses failles normales apparaissent dès le début des expériences. Progressivement certaines de ces failles précoces deviennent inactives. Le même phénomène s'observe dans la nature (Vendeville, 1987). La vitesse de sédimentation imposée est telle que la silicone ne remonte plus jusqu'à la surface.

A durée d'expérience équivalente, la déformation est plus *diffuse* dans les modèles avec sédimentation. Néanmoins, au stade final, toute une partie du modèle reste non déformée mais simplement translaturée vers l'aval. Cette zone non déformée est plus large pour le modèle VI.2 et s'étend de part et d'autre de la marche. D'autre part, les structures dont l'orientation est directement contrôlée par le paléorelief sont moins nombreuses, mais mieux exprimées. La sédimentation débutant immédiatement après le basculement des modèles, **la résistance de la couverture augmente avec l'épaississement progressif de la couche de sable** (Richard, 1992). Il est donc de plus en plus difficile de créer de nouvelles structures extensives.

☞ Le glissement gravitaire étant favorisé par les apports progressifs de sable qui entretiennent l'instabilité du système, **le déplacement des structures** est plus important que pour les modèles sans sédimentation synchrone. **Le décalage entre la marche et les structures dont elle contrôle la géométrie et l'orientation** est notamment beaucoup plus important ici.

En coupes, **les blocs translaturés** prédominent. **Les failles à pendage aval** sont mieux exprimées par rapport aux modèles sans sédimentation synchrone (blocs faillés symétriques et translaturés). Les failles fossiles sont donc essentiellement à pendage amont. Certains blocs subissent une légère rotation et apparaissent basculés le long des plans de failles courbes. Le mur de silicone parallèle à la marche est très bien individualisé.

2. Sédimentation préférentielle dans les bassins

2.1. *Les modèles*

MAD VII.1

Figures IV.42, IV.43, IV.44 et annexe

MAD VII.2

Figures IV.45 et IV.46 et annexe

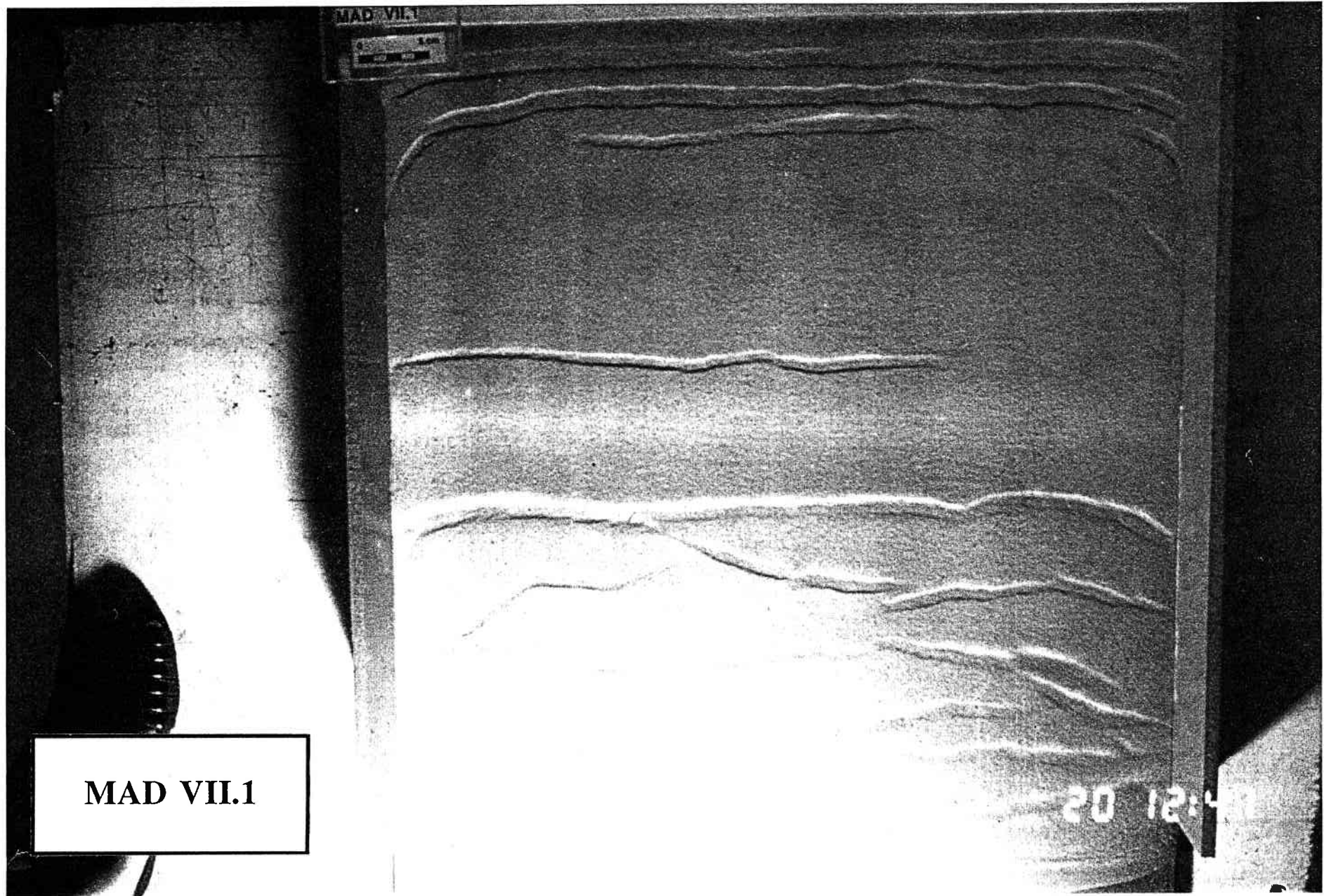
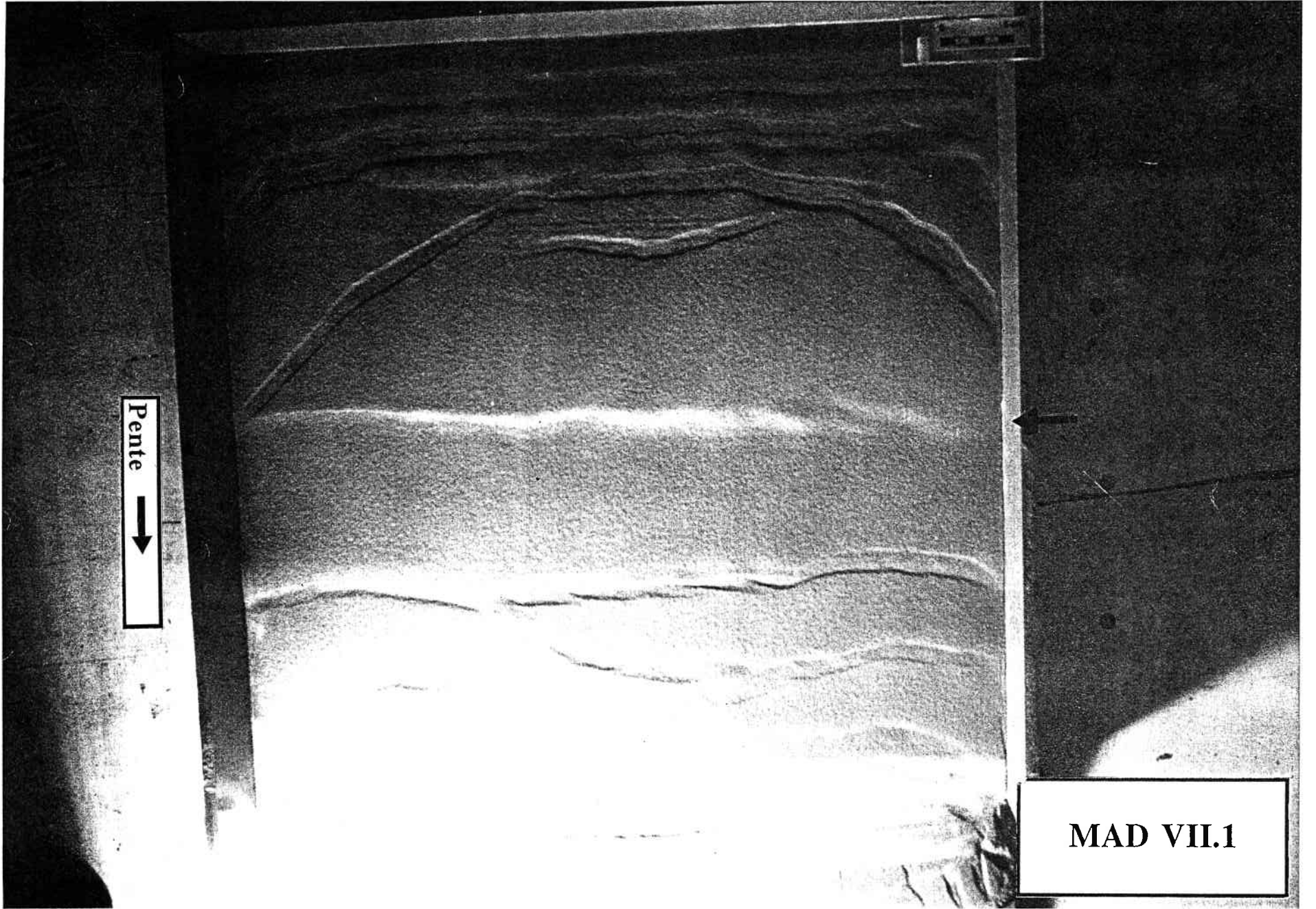


Figure IV.42: Modèle MAD VII.1: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.



287

Pente →

MAD VII.1

b

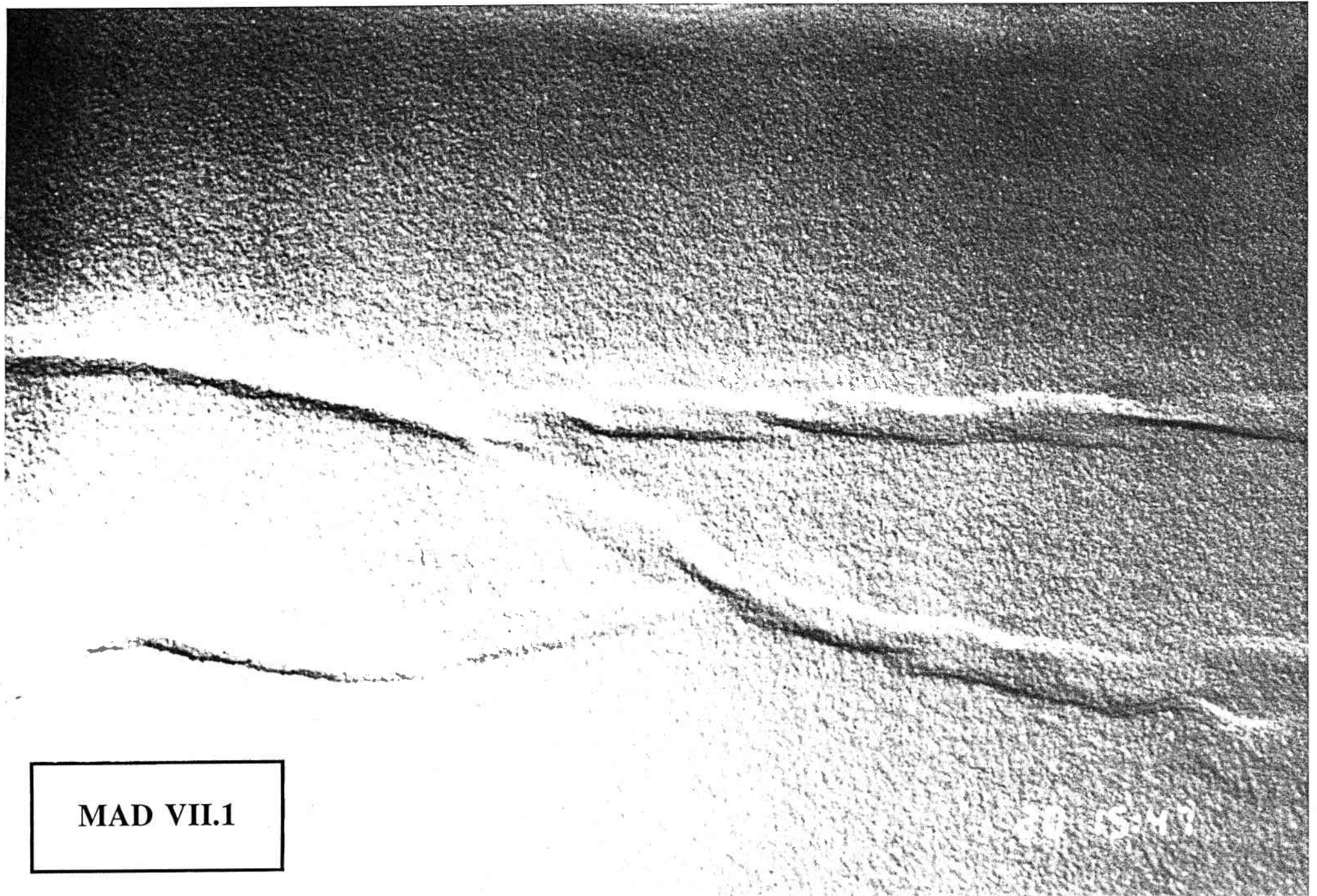
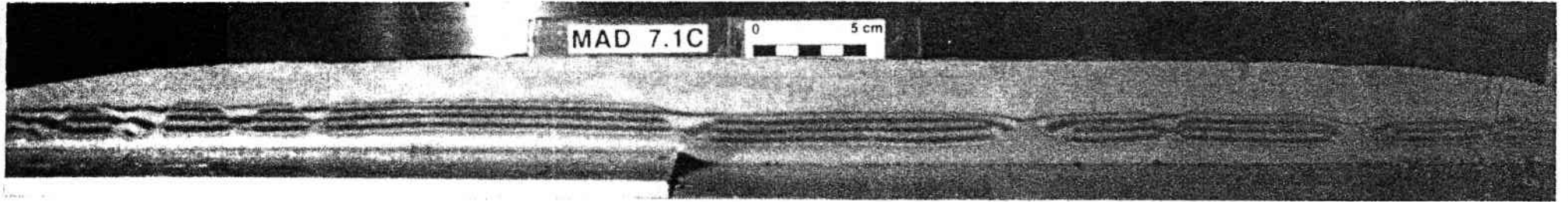
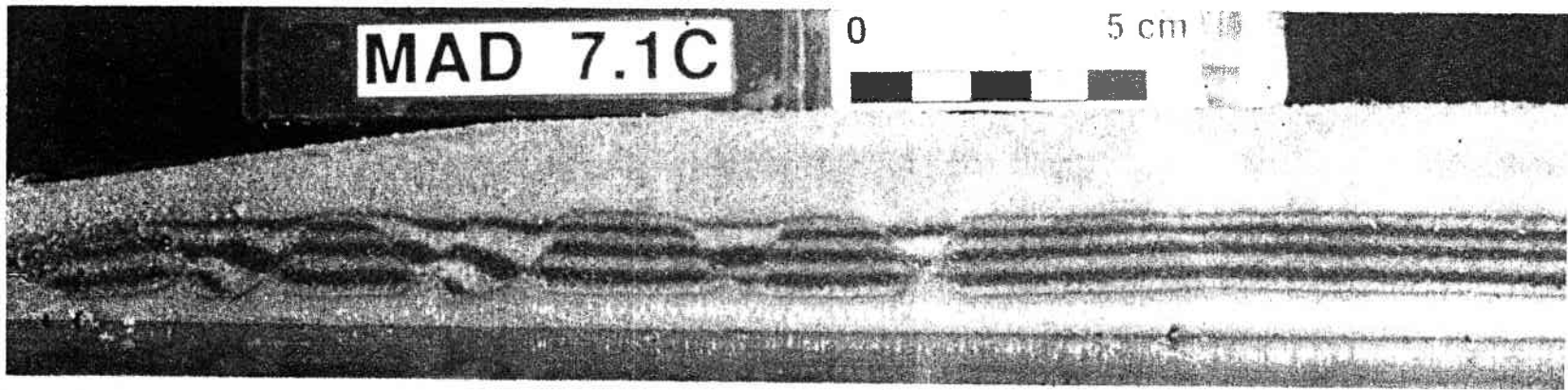


Figure IV.43: Détail de la géométrie des failles créées par l'interaction pente-direction héritée.



MAD VII.1: Coupe générale (pente initiale: de la gauche vers la droite)



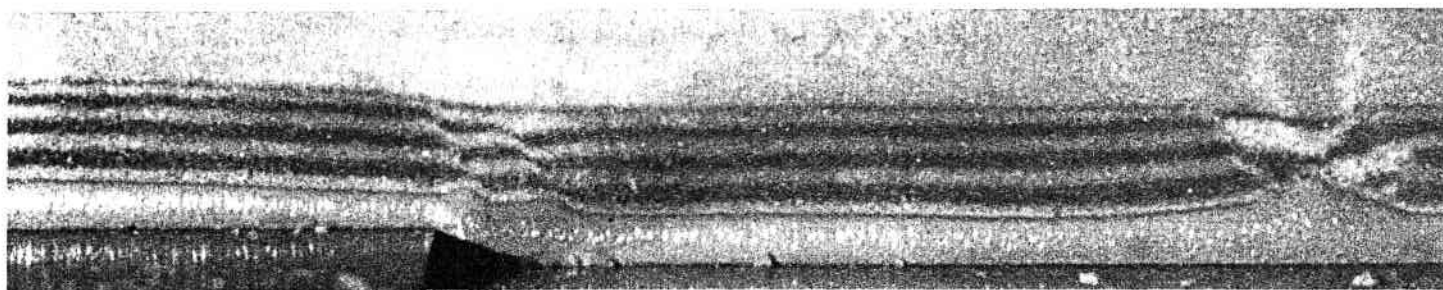
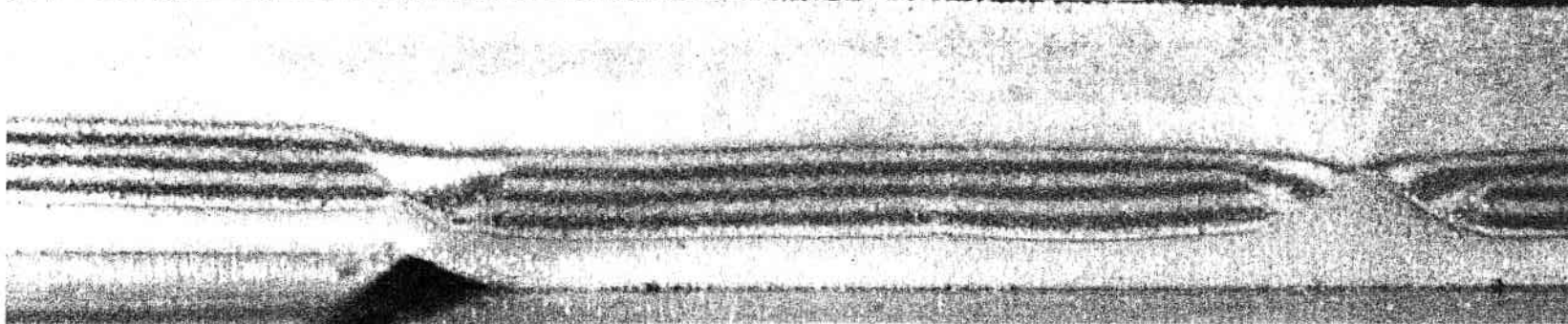
géométrie des structures en amont du modèle

Figure IV.44: Modèle MAD VII.1: coupe générale et coupes de détails.

MAD 7.1C

0

5 cm

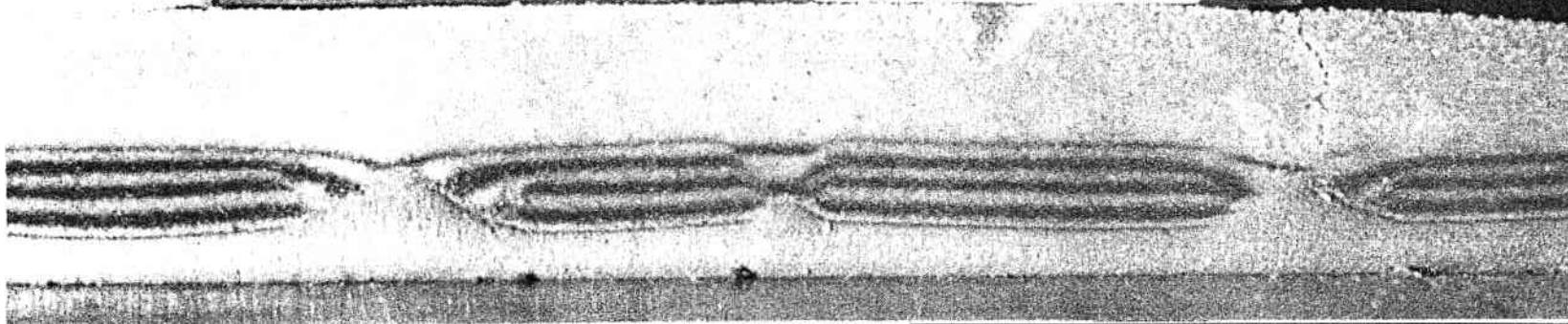


géométrie des structures au niveau de la marche

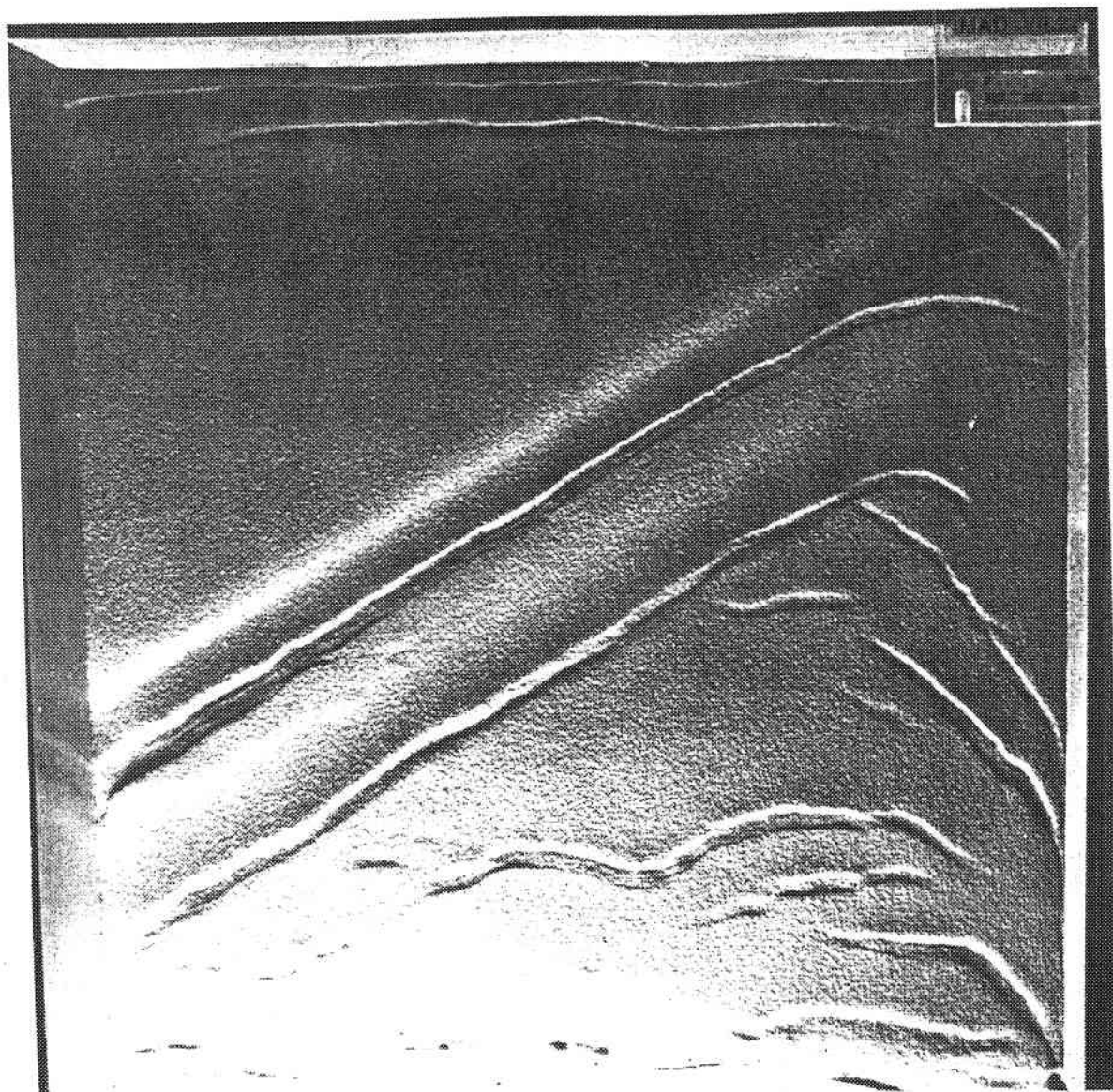
MAD 7.1C

0

5 cm



géométrie des structures en aval du modèle



Modèle MAD VII.2: Vue de surface en fin d'expérience.



Figure IV.46: Modèle MAD VII.2: Coupe parallèle à la pente .

2.2. Synthèse des résultats

☞ L'initiation des structures et l'influence d'une direction héritée s'effectuent selon le même mode que pour les modèles précédents. L'évolution de la déformation est globalement la même. La sédimentation non uniforme accentue encore l'influence de la marche, en amplifiant l'**asymétrie** des structures à son aplomb.

En coupes, la coexistence des blocs basculés et des blocs translétés est plus marquée. Les failles à pendage aval sont mieux exprimées. Le remplissage préférentiel des grabens en surface favorise la rotation progressive des plans de failles. Dans la partie amont du modèle, les failles listriques majeures limitant les blocs basculés sont celles à pendage amont. Au niveau de la marche, le remplissage accentue encore l'asymétrie des grabens ou des failles.

☞ La sédimentation favorise le glissement gravitaire, en entretenant l'instabilité du système. Il y a basculement progressif des blocs avec rotation des plans de failles, provoquant ainsi l'apparition de **failles listriques**. L'influence de la topographie résiduelle est renforcée par la sédimentation continue: bien que les structures parallèles aux marches soient moins nombreuses, elles sont mieux individualisées et de plus grande taille. A l'aplomb des reliefs, l'asymétrie des grabens est accentuée.

D. SIMULATION DE SYSTEMES COMPLEXES

Grâce à ces modèles, on tente de mieux comprendre l'évolution de systèmes naturels complexes. Après avoir mis en évidence: **i.** l'influence de la sédimentation (vitesse, taux, mode) sur le développement de structures salifères sur un substratum horizontal. **ii.** le rôle de l'héritage structural sur l'évolution de structures salifères dans une couverture glissée; , **iii.** l'influence combinée de l'héritage structural et de la sédimentation en contexte de pente; plusieurs modèles ont été réalisés afin de mieux cerner l'origine de certains systèmes naturels de type delta du Rhône. Deux types de modèles sont présentés: les premiers simulent un delta sédimentaire en contexte de pente; les seconds testent les effets combinés d'une pente, d'un delta et d'une direction héritée.

1. Les modèles

1.1. Pente et talus

MAD D.1

Figure IV.47 et annexe

Dès le début de l'expérience apparaissent des failles normales en amont et en aval de la pente. Ces structures sont perpendiculaires à la direction du glissement et ont déjà été abondamment décrites dans les modèles précédents. **Les grabens se développent préférentiellement sur le talus** (Figure IV.47). Sur la partie aval du plateau sédimentaire une dépression se développe progressivement. En fin d'expérience, les perturbations liées aux bords latéraux du dispositif sont particulièrement importantes et interfèrent sur les structures perpendiculaires à la pente. Cependant, la zone centrale du modèle, au front du "delta" reste peu déformée alors que le talus est le siège préférentiel des failles normales.


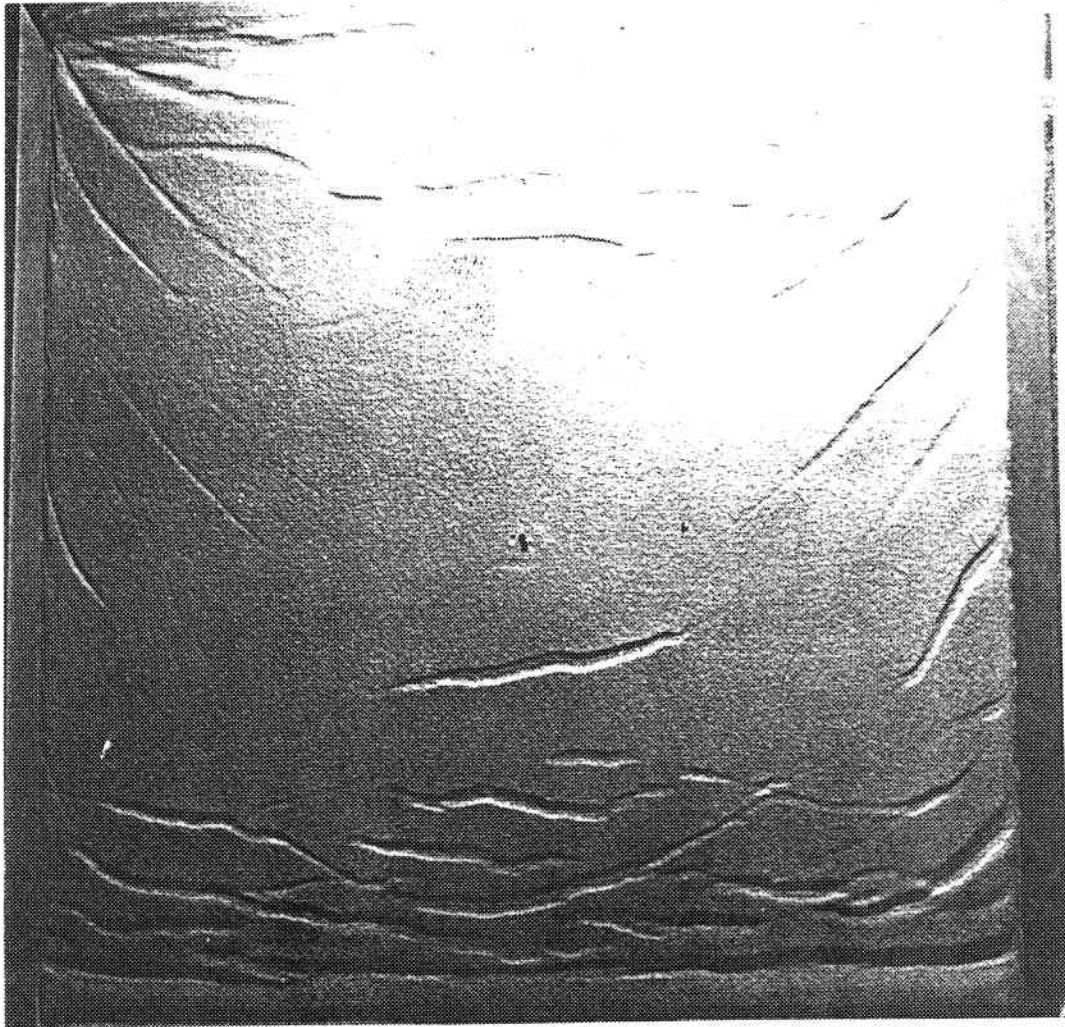
 Au cours du glissement gravitaire, la surcharge sédimentaire localisée favorise le développement de structures extensives **sur le talus**. Il n'apparaît pas de structures particulières aux limites de la surcharge.

Figure IV.47: Modèle D.1: vue de surface en fin d'expérience.



MAD D.3Figures IV.48 à IV.50 et annexe

Cette expérience a été réalisée selon les mêmes conditions que le modèle précédent mais pendant un laps de temps plus important. Les résultats sont les mêmes: apparition précoce d'une dépression sur le talus et développement préférentielle des failles perpendiculaires à la pente sur ce plateau (Figures IV.48, IV.49). Au front du delta se forme un petit graben. Les coupes montrent un **bombement de la couche de silicone au front du talus** résultant de son fluage vers des zones de moindre surcharge (Figure IV.50). La partie amont du modèle présente des blocs translatsés hors du talus, associés à des blocs basculés sur le talus. Près du bord de la boîte, les failles à pendage amont prédominent. En aval du modèle, les blocs sont simplement translatsés (raft tectonics).

MAD D.5Figure IV.51 et annexe

Les structures obtenues sont globalement identiques à celles des deux modèles précédents. La flexure de la silicone au front du talus est plus visible. Le réseau de failles et grabens sur le "delta" est plus complexe (Figure IV.51).

MAD E.2Figures IV.52 à IV.56 et annexe

Ce modèle simule un delta progradant sur une pente, avec une sédimentation séquentielle non uniforme.

Dès le début de l'expérience apparaissent de nombreuses failles normales, localisées préférentiellement sur le talus progradant (Figure IV.52). Au front du delta se développe un graben évoluant progressivement en mur de silicone (Figure IV.53). La vitesse de glissement étant très différente sur et hors du talus, les effets de bords latéraux génèrent de nombreuses failles courbes et des murs de silicone obliques par rapport aux contours du "delta". Dans les tous premiers stades, la déformation est symétrique, puis la sédimentation progressive conduit à la prédominance des failles à pendage aval.

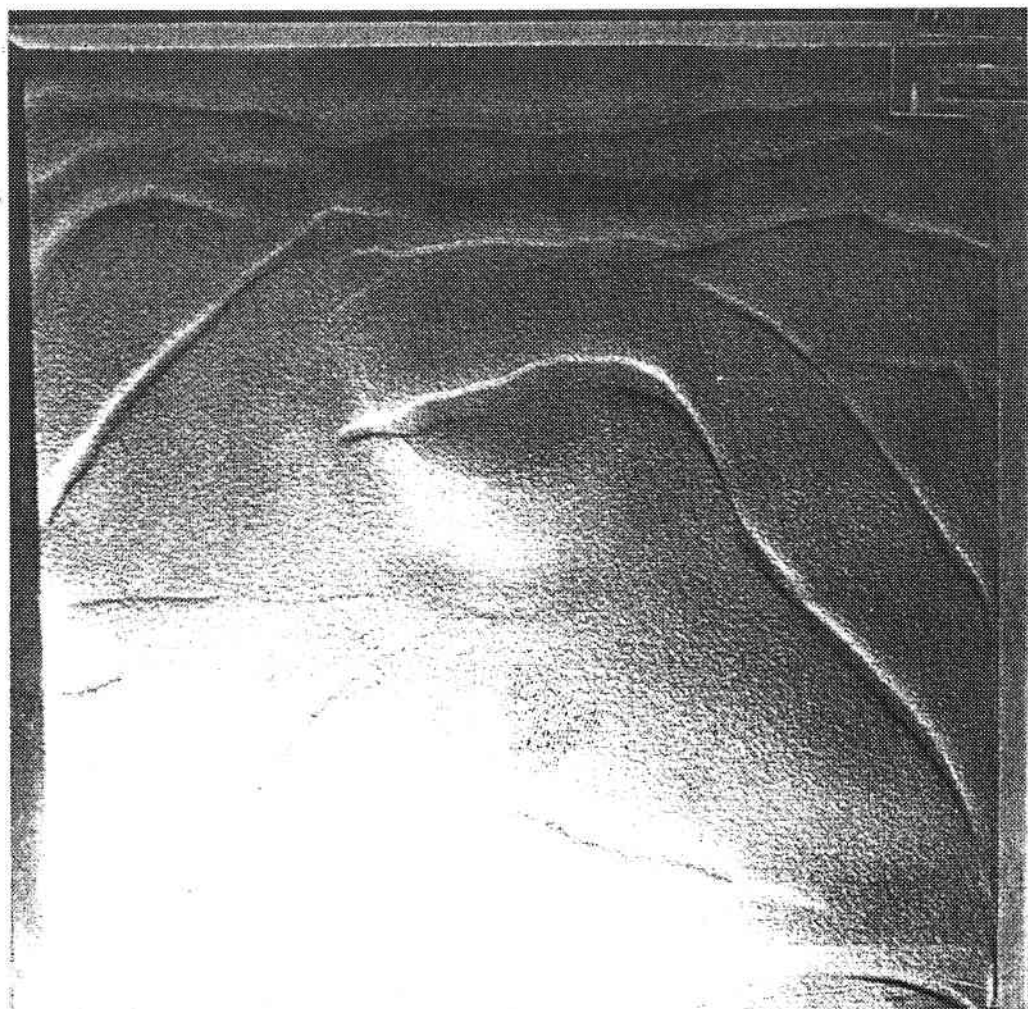
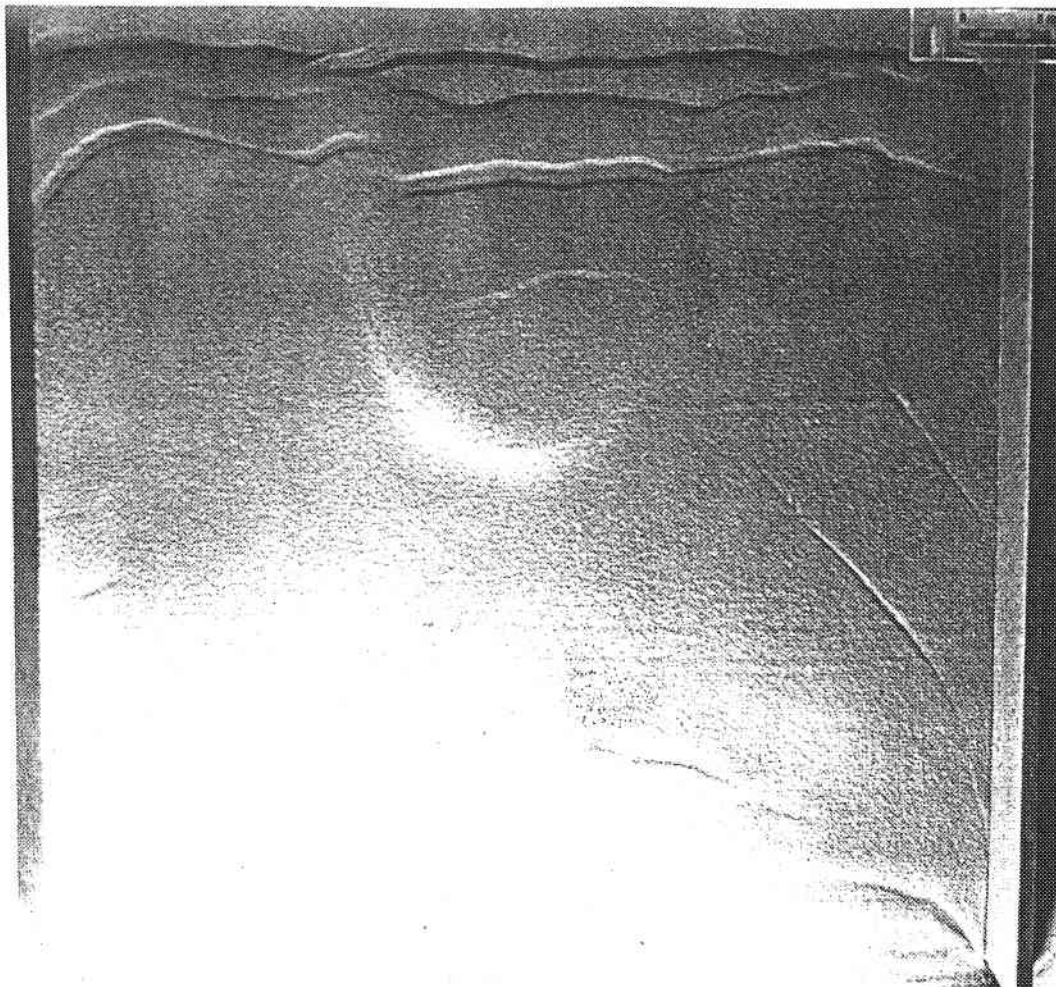


Figure IV.48: Modèle D.3: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.

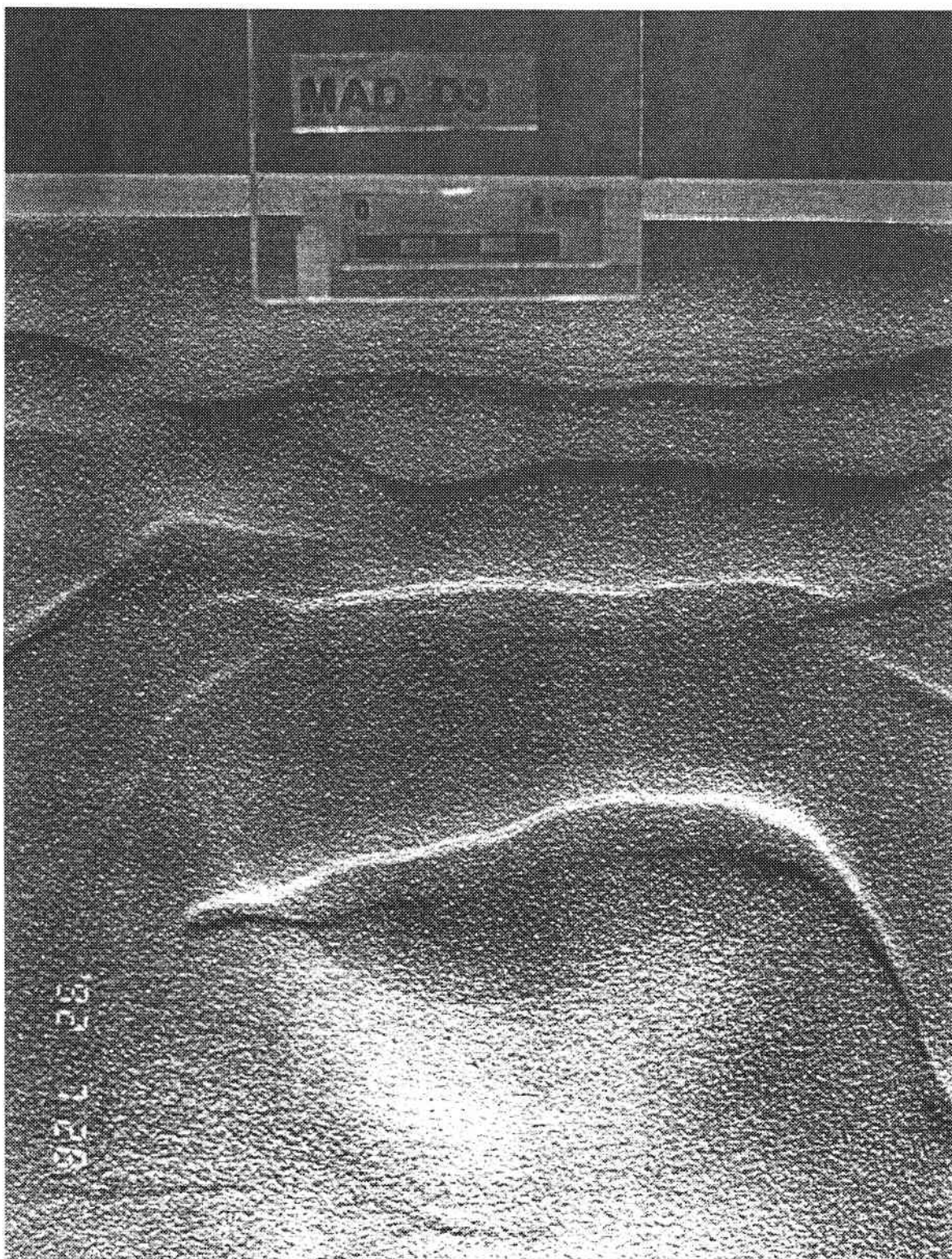


Figure IV.49: Détail du champ de failles sur le talus progradant.

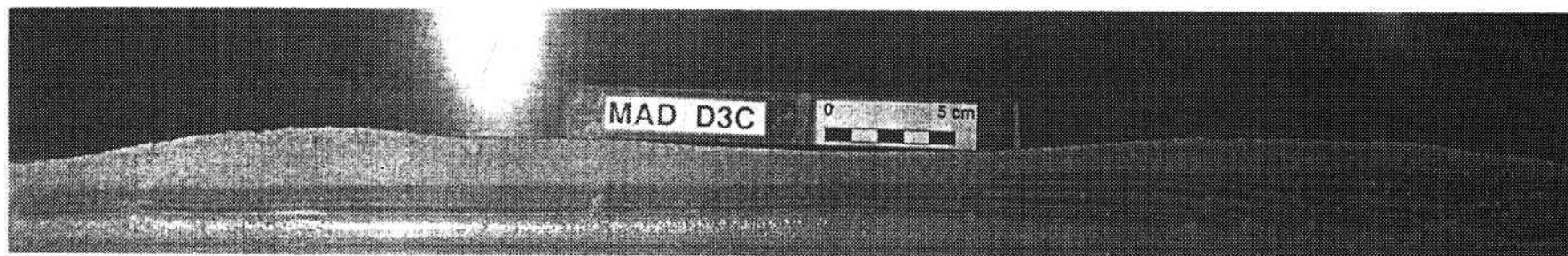


Figure IV.50: Modèle D.3: coupe générale et détail du talus.

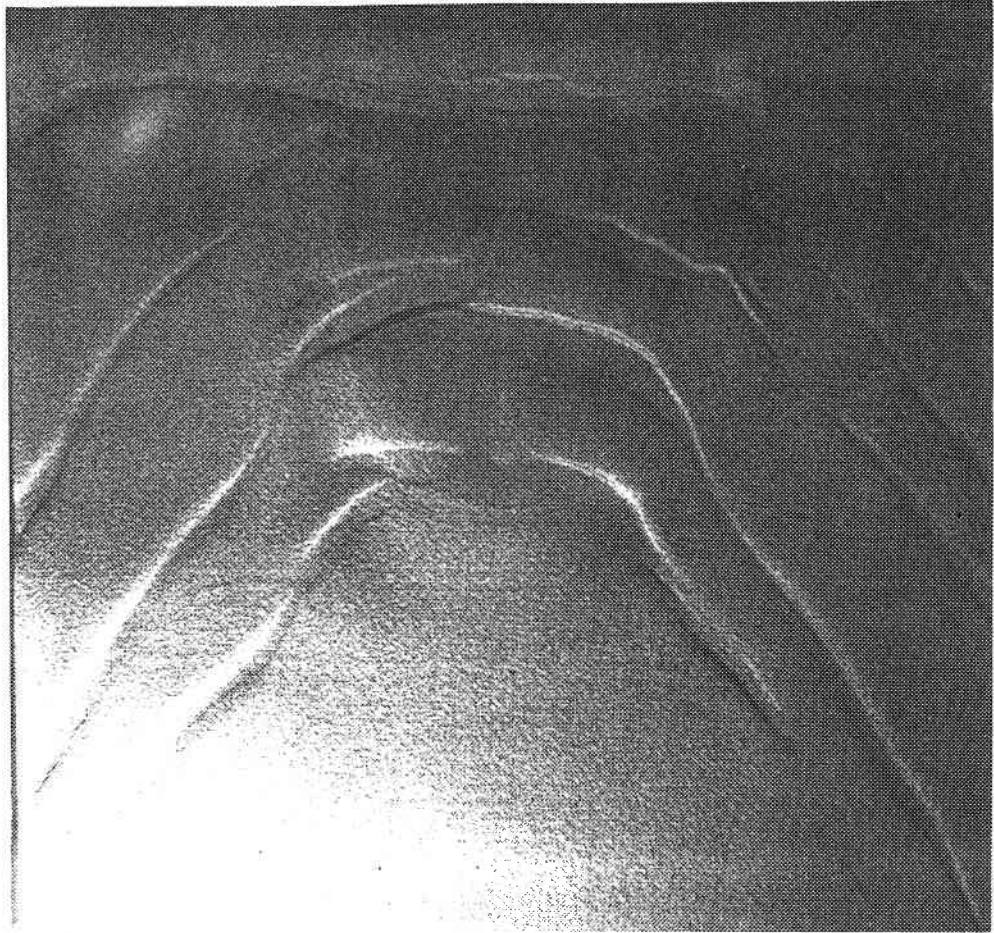
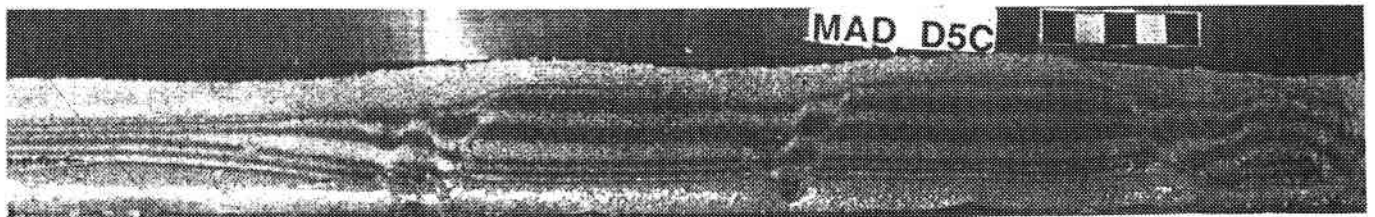
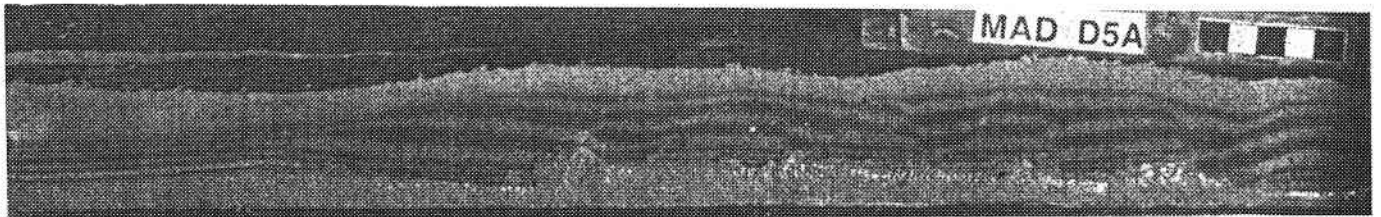


Figure IV.51: Modèle D.5: Vue de surface en fin d'expérience.



coupe parallèle à la pente .

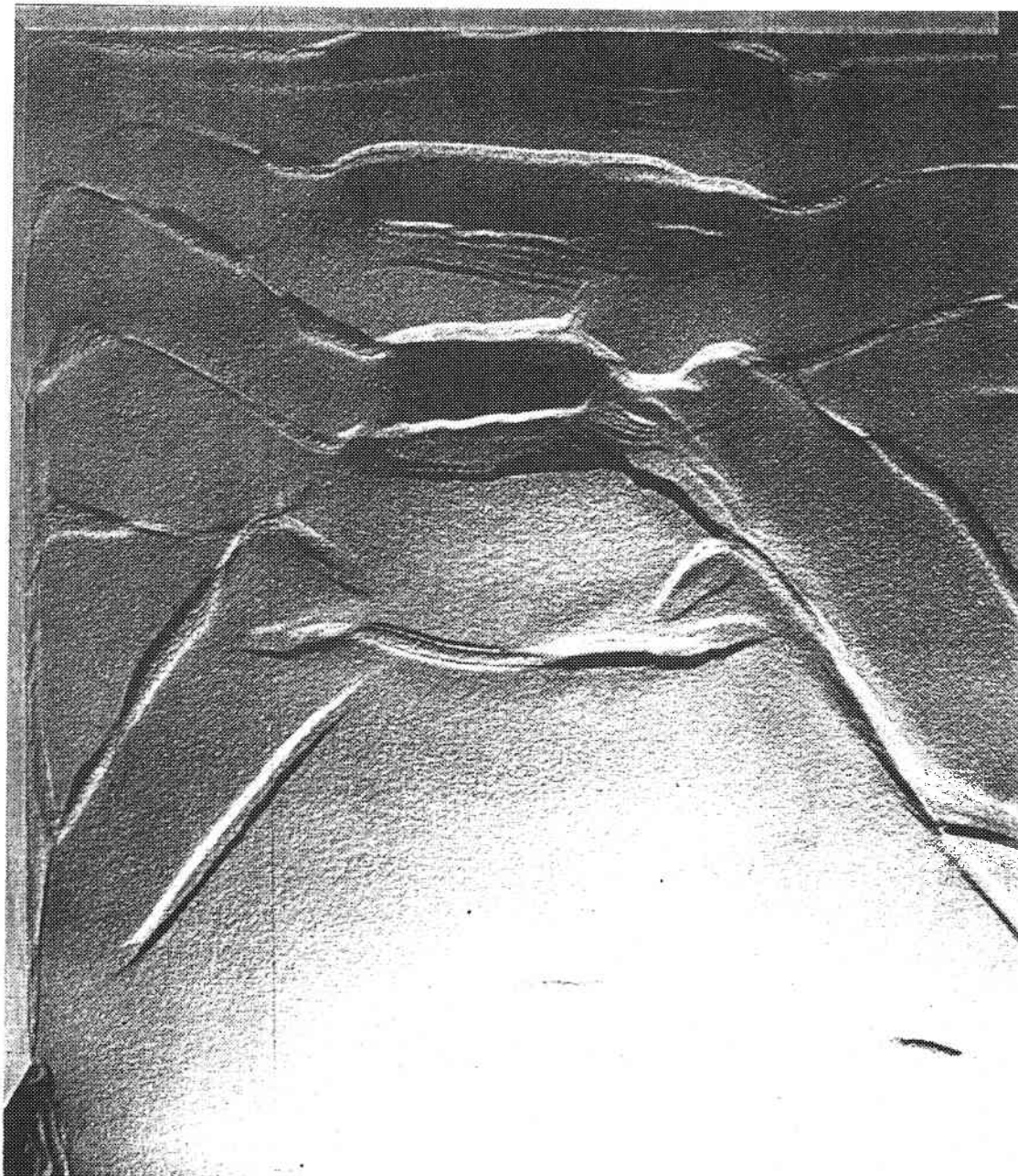


Figure IV.52: Modèle E.2: vue de surface en fin d'expérience.



Figure IV.53: Détail du champ de failles sur le delta progradant.

Les coupes réalisées hors du talus montrent un système de failles et grabens injectés de silicone identiques à ceux des expériences précédentes (Figure IV.54). Sous le talus lui-même, la silicone a presque disparu (Figure IV.55). **Les structures sont des roll-overs sédimentaires et des "carapaces de tortue" particulièrement bien exprimés. Les roll-overs se développent sur failles listriques avec "rouleaux résiduels de silicone", les carapaces de tortue constituant des doubles roll-overs avec grabens d'extrados.**

Des coupes équilibrées de ce modèle nous permettent d'expliquer la formation de ces structures dont la génèse et l'évolution intéressent tout particulièrement les pétroliers, et notamment la disposition des failles listriques (Figure IV.56). **Un tel dispositif pose en effet un problème mécanique important (failles adjacentes à vergence opposée à 90°).**

☞ L'analyse montre que ces structures sont dues à un déplacement progressif des dépoctrés lors du glissement gravitaire.

La description de ces structures et de leur mécanisme de formation sera développée dans un article en préparation, en collaboration avec Elf Aquitaine, à soumettre à Geology.

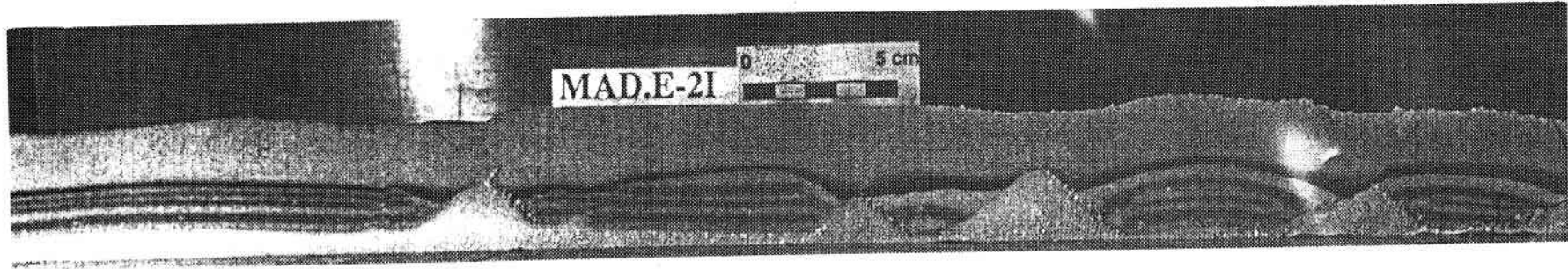


Figure IV.54: Coupe parallèle à la pente, hors de la zone du delta.

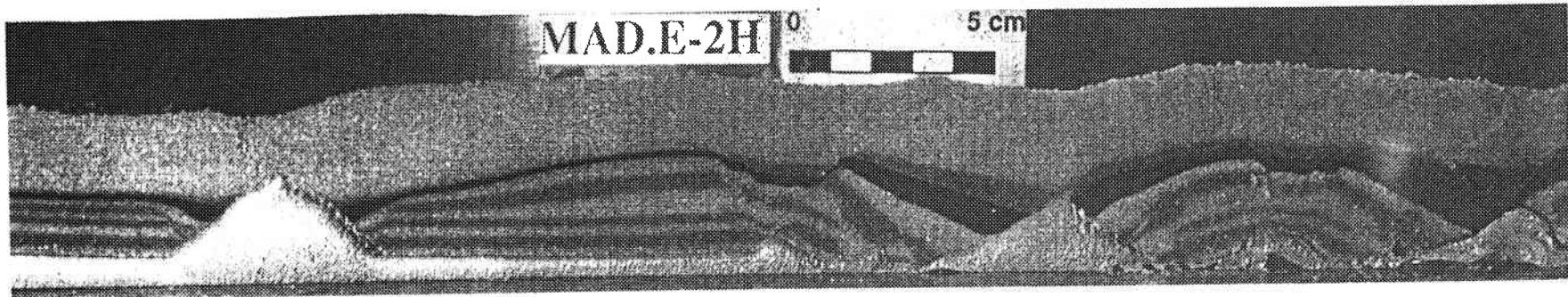
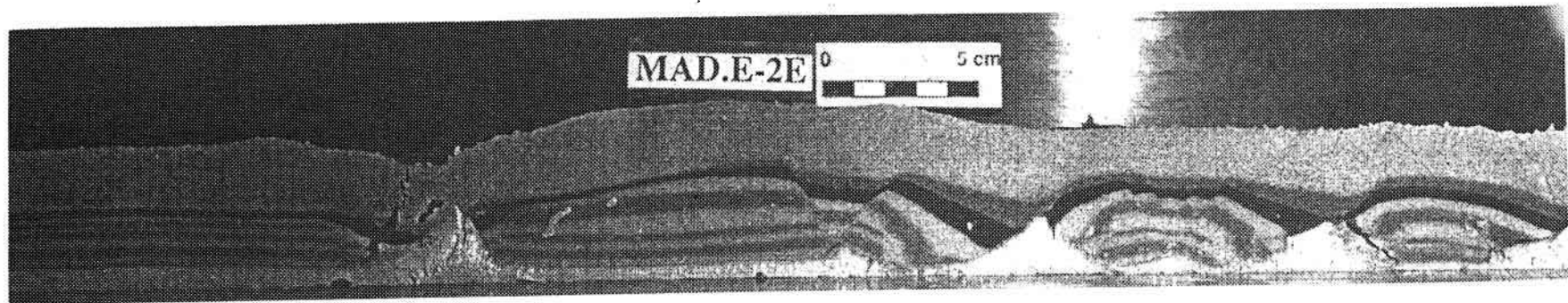


Figure IV.55: Coupes séries sur le delta.

FIGURE

EN COURS DE REALISATION

Figure IV.56: Restoration des coupes du modèle E.2

1.2. Pente, talus et direction héritée

MAD D.2

annexe

Cette expérience associe une pente, un talus et une direction héritée à 30° du sens de glissement. Le contrôle de la marche s'exprime comme pour les expériences des paragraphes B et C, avec: **i.** le développement précoce d'une dépression parallèle à ce relief basal, **ii.** un décalage des structures perpendiculaires à la pente sur le talus, en raison de la différence d'épaisseur de part et d'autre du relief, **iii.** de petits grabens sub-parallèles à la marche. Aucune structure n'apparaît au front du talus.


MAD D.4


Figures IV.57 et IV.58, annexe

La direction héritée est ici à 60° de la direction de plus grande pente. Son influence s'exprime par l'apparition d'une dépression puis de petits grabens se propageant progressivement vers l'amont. A la limite du talus, la structure parallèle au relief basal se réoriente à 90° (Figure IV.57).

En coupes, les blocs basculés prédominent sur le talus avec une vergence préférentielle des failles vers l'amont, ailleurs ils sont translétés. La marche favorise l'asymétrie des grabens à son aplomb (Figure IV.58).

2. Synthèse des résultats

 Les modèles 1, 3 et 5 montrent que **la présence d'un talus sédimentaire en contexte de pente favorise l'apparition des failles normales lors du glissement gravitaire. Ces structures sont localisées préférentiellement sur le talus lui-même et sont perpendiculaires à la pente.** Il n'y a pas de structures particulières aux limites du talus, comme on aurait pu le supposer, à l'exception d'une légère dépression en avant de cette surcharge. Au contraire il s'agit d'un domaine peu déformé. Ces résultats sont cohérents avec ceux des modèles précédents, la sédimentation permettant d'entretenir l'instabilité du système et donc le glissement gravitaire.

 L'influence d'une direction héritée s'exprime toujours de la même façon avec une flexure et des failles sub-parallèles aux reliefs. Pour le modèle 4, le graben créé parallèlement à la direction héritée se réoriente au contact du talus. L'interaction entre surcharge et héritage structural est complexe et demanderait une étude plus poussée.

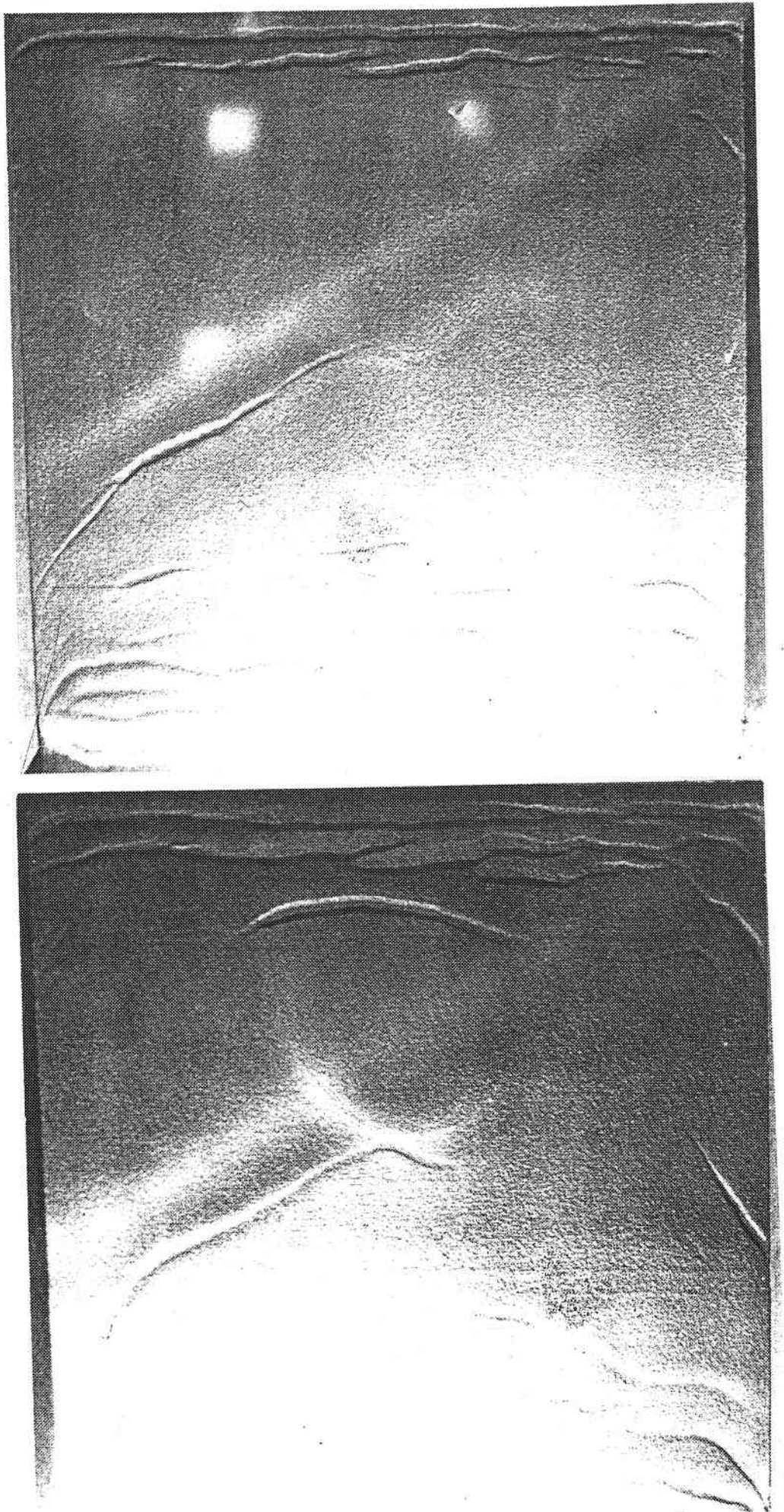


Figure IV.57: Modèle D4: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.

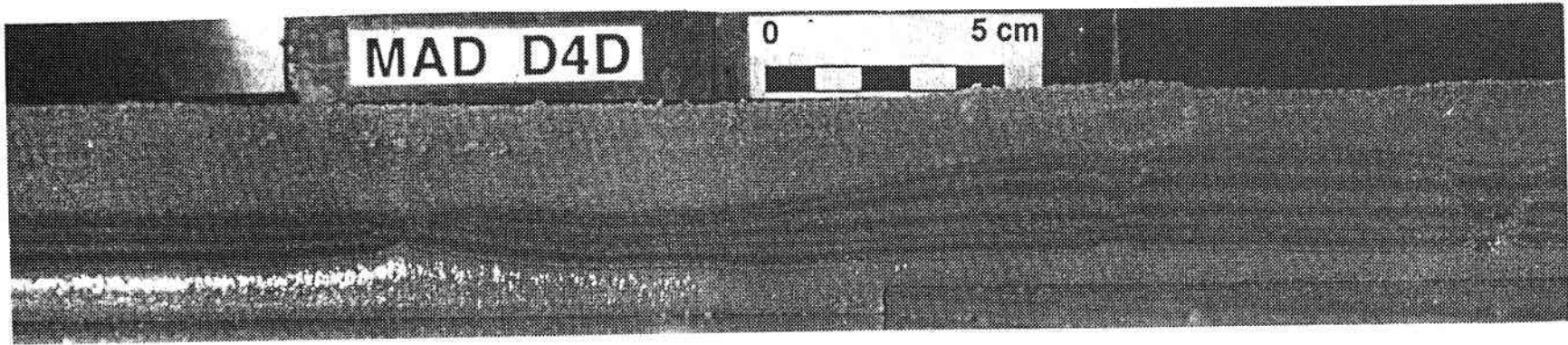
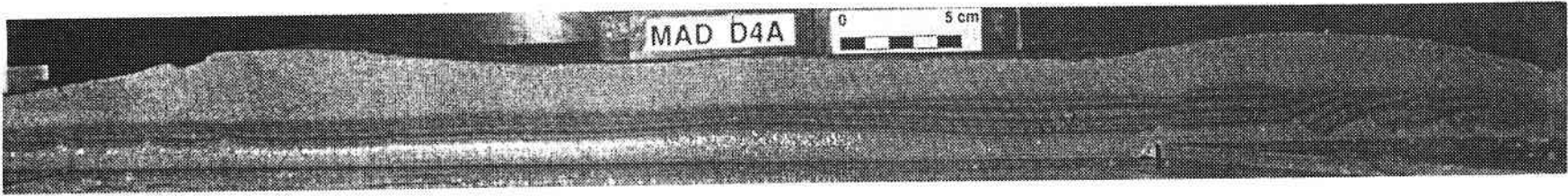



Figure IV.58: Coupe du modèle D4.

CHAPITRE III: CONCLUSIONS ET APPLICATION
AU BASSIN LIGURO-PROVENCAL


CHAPITRE III: CONCLUSIONS ET APPLICATION AU BASSIN LIGURO-PROVENCAL


A. CONCLUSIONS GENERALES: IMPLICATIONS GEOLOGIQUES


1. Rôle de la surcharge sédimentation sur un substratum horizontal

 Les modèles simulant l'aggradation d'un double talus isolé sur un système bicouche sable/silicone permettent de mettre en évidence le rôle d'une surcharge différentielle sur le développement de structures diapiriques. Le gradient de pression induit par cette sédimentation différentielle provoque le fluage latéral de la silicone vers des zones de moindre charge. Les structures créées sont:


- de part et d'autre du talus des plis et chevauchements de faible amplitude, orientés de façon parallèle ou concentrique par rapport aux limites de la surcharge,
- au front du talus, de petits grabens d'extrados résultant d'un bombement de la silicone,
- sur le talus lui-même, des failles normales sub-parallèles résultant **du fluage horizontal de la silicone**. Ce contexte extensif entraîne simultanément **un fluage vertical** de la silicone dans les espaces créés et l'initiation de diapirs.

 La vitesse et le mode de sédimentation exercent un contrôle drastique sur l'initiation, le nombre et la complexité des structures extensives obtenues sur le talus. Malgré les différentes conditions expérimentales choisies, un développement préférentiel de structures diapiriques de part et d'autre du talus n'a jamais pu être favorisé, comme nous pensions pouvoir le faire. **La déformation la plus significative reste localisée sur la zone de surcharge.**

 Nous montrons qu'une surcharge sédimentaire localisée au niveau d'un talus génère **indirectement un diapirisme réactif**, la silicone rétablissant un équilibre gravitaire.

 D'autre part, l'un de nos modèles montre qu'une sédimentation régulière lente suffit à amorcer et à entretenir la formation d'un glacier de silicone dans un contexte extensif. La vitesse de remontée de la silicone dans les grabens néoformés est en effet plus rapide que la vitesse de sédimentation, ce qui permet un écoulement gravitaire en surface.

Les implications géologiques paraissent particulièrement intéressantes, notamment en ce qui concernent les glaciers de sel, néanmoins les conditions expérimentales imposées à ces modèles (bords contraints et talus bloqué à deux extrémités) imposent une grande prudence pour appliquer ces résultats expérimentaux à des exemples naturels (tels un système chenal/levées). *Notons enfin qu'une implication à l'échelle crustale serait également envisageable.*

 Le modèle simulant un delta progradant sur un substratum horizontal présente quant à lui des résultats très différents. **La surcharge sédimentaire provoque la création de murs de silicone disposés parallèlement au front du delta ("incipient diapirs", Bishop, 1978).** Aucune déformation ne se produit sur le delta lui-même malgré un fluage latéral de la silicone identique à celui des expériences avec double talus. Les implications géologique semblent plus évidentes, compte tenu des conditions aux limites du modèle. Les murs de sel observés au front du delta du Mississippi par exemple apparaissent générés par ce type de mécanisme. Nous reviendrons dans le paragraphe suivant sur le cas du bassin liguro-provençal.

2. Glissement gravitaire

2.1. Glissement gravitaire simple

Les modèles réalisés avec une pente montrent que le glissement gravitaire d'une séquence sédimentaire sur un niveau de décollement est un mécanisme particulièrement efficace pour créer un contexte extensif (**thin-skinned extensional tectonics**). Les structures générées par cette extension superficielle sont des failles normales conjuguées associées à des diapirs de silicone. Elles sont globalement perpendiculaires au sens du glissement (**parallel gravitational gliding**). Les blocs délimités par ces failles constituent des radeaux, translatsés le long de la pente (**raft tectonics**). L'intensité de la déformation est croissante d'amont en aval, avec une zone médiane le plus souvent peu déformée.

Nos résultats sont en très bon accord avec les travaux réalisés par Vendeville (1987) et Vendeville et Cobbold (1987 et 1988) et contribuent à une meilleure connaissance de l'initiation et de l'évolution des structures créées par ce mécanisme, dont l'importance a longtemps été sous-estimée, voire ignorée. Un intérêt tout particulier se manifeste actuellement, qu'il s'agisse d'une approche conceptuelle dans les milieux

académiques (compréhension des mécanismes) ou appliquée à l'exploration pétrolière (recherche des pièges).

2.2. Rôle de la sédimentation

2.2.1. Sédimentation sur l'ensemble des modèles

Les effets des variations de vitesse de sédimentation ayant été étudiés en détail par Vendeville (1987), nous avons testé l'influence du mode de sédimentation sur l'évolution des structures créées par un glissement gravitaire.

Une sédimentation progressive favorise le glissement gravitaire en entretenant l'instabilité du système. **Le déplacement des structures** sera donc plus important que pour les modèles sans sédimentation synchrone. Par contre, la sédimentation débutant dès la création de la pente et la résistance de la couverture augmentant avec l'épaississement progressif de la couche de sable, il sera de plus en plus difficile de créer de nouvelles structures. De même de nombreuses failles apparues dans les stades précoces des expériences cesseront peu à peu de fonctionner. L'épaisseur de la couverture sédimentaire exerce donc un contrôle drastique sur le nombre et la répartition des failles.

Avec une sédimentation uniforme (épaisseur constante sur tout le modèle), **les blocs translétés** prédominent. **Les failles à pendage aval** sont légèrement mieux exprimées par rapport aux modèles sans sédimentation synchrone (blocs faillés symétriques et translétés). Quelques blocs subissent une légère rotation.

Avec une sédimentation non uniforme (remplissage des grabens néoformés) la **coexistence des blocs basculés et des blocs translétés est plus marquée**. **Les failles à pendage aval** sont bien exprimées. Le remplissage préférentiel des grabens en surface favorise un basculement des blocs et la rotation progressive des plans de failles, provoquant ainsi l'apparition de **failles listriques**.

Pour les deux types de sédimentation pratiqués, le système reste relativement symétrique au cours de l'expérience, comme il l'était pour les modèles sans sédimentation synchrone, mais il s'agit encore de stades relativement précoces de la déformation .

2.2.1. Sédimentation différentielle

☞ Les modèles montrent que **la présence d'un talus sédimentaire en contexte de pente favorise l'apparition préférentielle des failles normales sur la zone de surcharge et que ces structures sont perpendiculaires à la direction de plus grande pente.** Il n'y a pas de structures particulières aux limites du talus, comme on aurait pu le supposer, à l'exception d'une légère dépression en aval de cette surcharge. Au contraire il s'agit d'un domaine peu déformé. Ces résultats sont cohérents avec ceux des modèles précédents, la sédimentation différentielle provoque un gradient de pressions qui entretient l'instabilité du système et donc le glissement gravitaire générant de l'extension.

☞ Nous montrons également comment s'initient et évoluent les structures dites en "carapaces de tortues", dont le mécanisme de formation était jusqu'à présent mal compris. Ce type de structures constitue un enjeu primordial pour la recherche d'hydrocarbures. Les modèles permettront donc d'apporter des éléments de réponse à ce problème, les résultats obtenus présentant une excellente similitude avec l'imagerie sismique d'exemples réels.

2.3. *Rôle de l'héritage structural*

☞ Les modèles réalisés dans le but de tester les effets d'une topographie résiduelle associée à une pente sur l'initiation et l'évolution des structures extensives (failles listriques, roll-overs et salt-rollers) révèlent l'efficacité de ce mécanisme. Des directions structurales héritées contrôlent ainsi l'initiation, la répartition, la géométrie, l'orientation et l'évolution des failles, sans aucune réactivation tectonique. Deux types majeurs de structures apparaissent alors: **les structures perpendiculaires au sens du glissement et les failles sub-parallèles aux directions héritées.** La présence de plusieurs directions sur le plan de glissement conduit à une complexité plus grande des champs de failles avec l'apparition de directions intermédiaires.

Ces résultats permettent d'expliquer des cas naturels où l'on observe:

- des structures non cylindriques dans l'espace et dans le temps
- des distributions plurimodales d'orientation de failles .

Les implications des modèles ont été confrontées à plusieurs exemples naturels: **i. le Golfe de Guinée**, dont les données ont été mises à notre disposition par ELF Aquitaine Production, dans le cadre de l'article présenté dans ce mémoire; **ii. le bassin liguro-provençal**, les résultats étant maintenant présentés.

B. APPLICATION AU BASSIN LIGURO-PROVENCAL

1. Secteur du deep-sea fan du Rhône

Rôle de la pente

☞ Les modèles sur pente permettent d'expliquer l'existence de trois domaines structuraux distincts dans le secteur du deep-sea fan du Rhône (Figure IV.59a):

- Un domaine amont, avec des failles listriques enracinées sur coussins résiduels de sel messinien,
- Un domaine intermédiaire, translaté vers l'aval sans déformation majeure, à l'exception de quelques ondulations de très faible amplitude,
- Un domaine aval, en pied de pente avec des anticlinaux salifères et des murs de sel.

☞ La répartition géographique de ces différents styles de déformation halocinétique résulte d'un glissement gravitaire de la couverture plio-quadernaire sur le niveau de décollement messinien le long de la pente. Le sel flue vers l'aval, où il diapirise; laissant des cicatrices résiduelles en amont.

☞ La tectonique extensive superficielle induite par ce glissement gravitaire crée les espaces nécessaires à la montée du sel par downbuilding. Ce phénomène est alors comparable à celui de l'isostasie, l'inversion de densité n'étant pas nécessaire et l'halocinèse pouvant s'initier de façon précoce, au fur et à mesure que se fracture la couverture sédimentaire.

☞ Les modèles montrent que dans le cas simple d'une pente monodirectionnelle, les structures obtenues seront perpendiculaires au sens du glissement.

Sous le delta du Rhône, la pente du socle est orientée NW-SE; la pente du substratum salifère quant à elle s'oriente globalement $N145 \pm 5^\circ$ (Figure IV.59b). Les directions des structures extensives attendues devraient donc être approximativement NE-SW. C'est le cas pour les failles listriques situées dans la partie amont du deep-sea fan du Rhône, orientées globalement N50. En aval, l'analyse de distribution d'orientation des murs salifères montre (Figures IV.60 et IV.61):

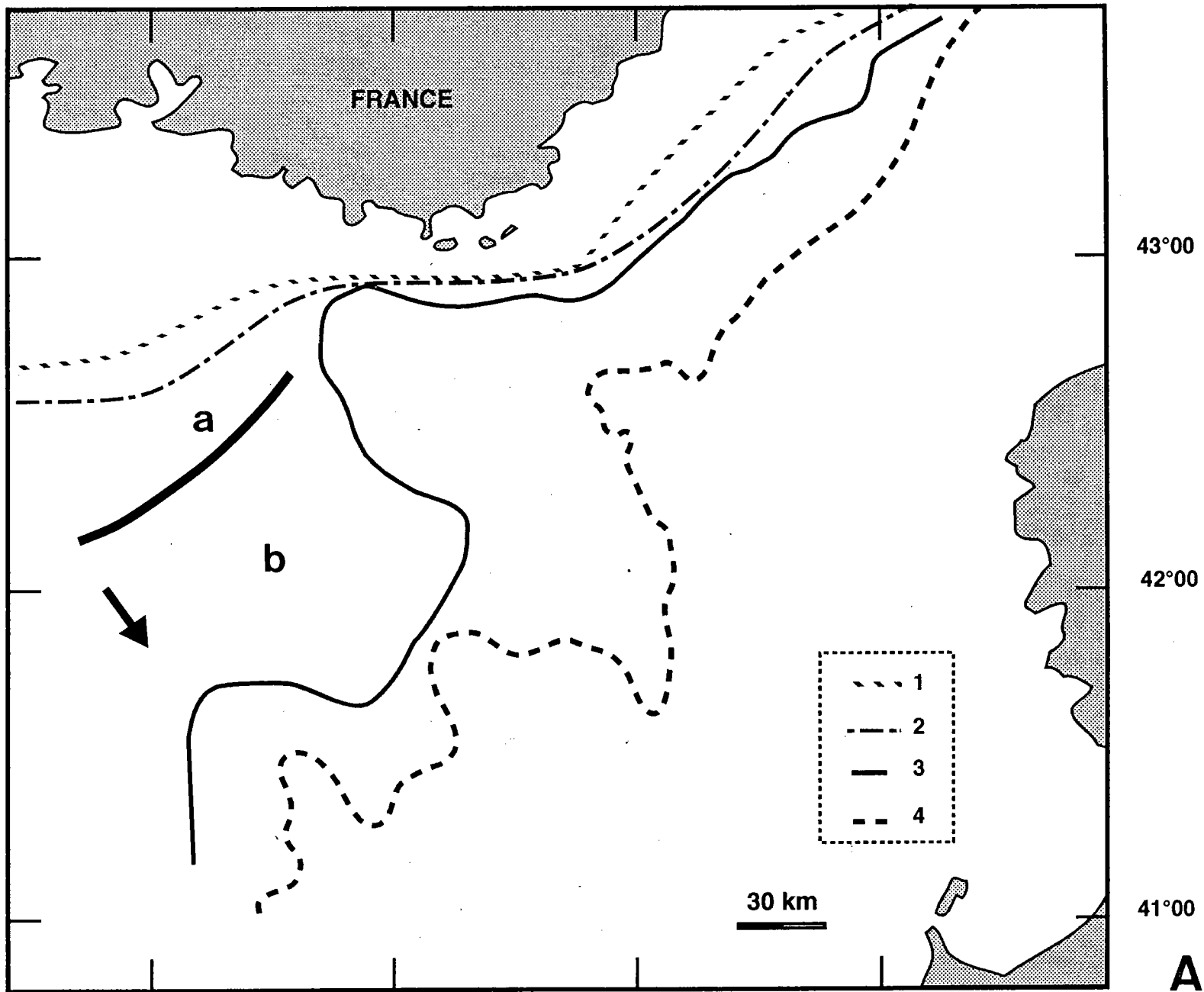
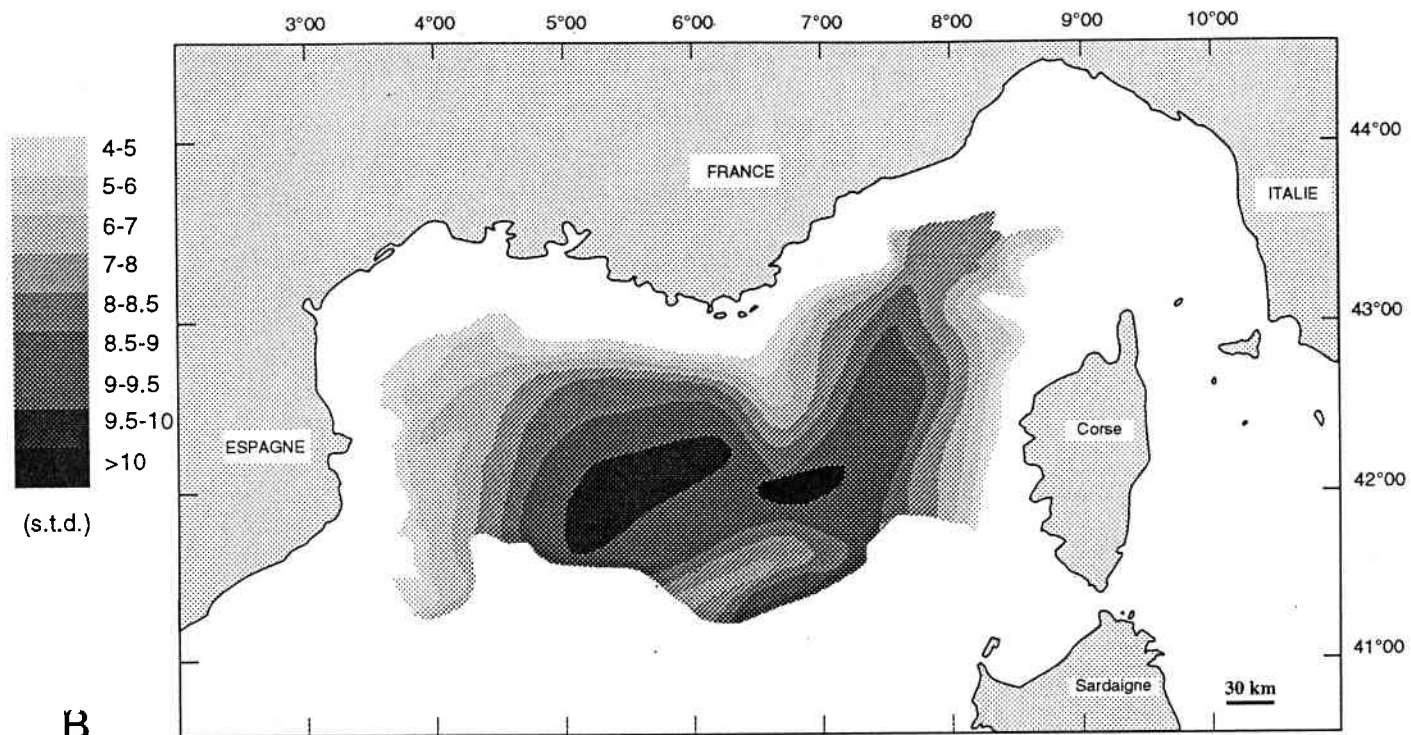
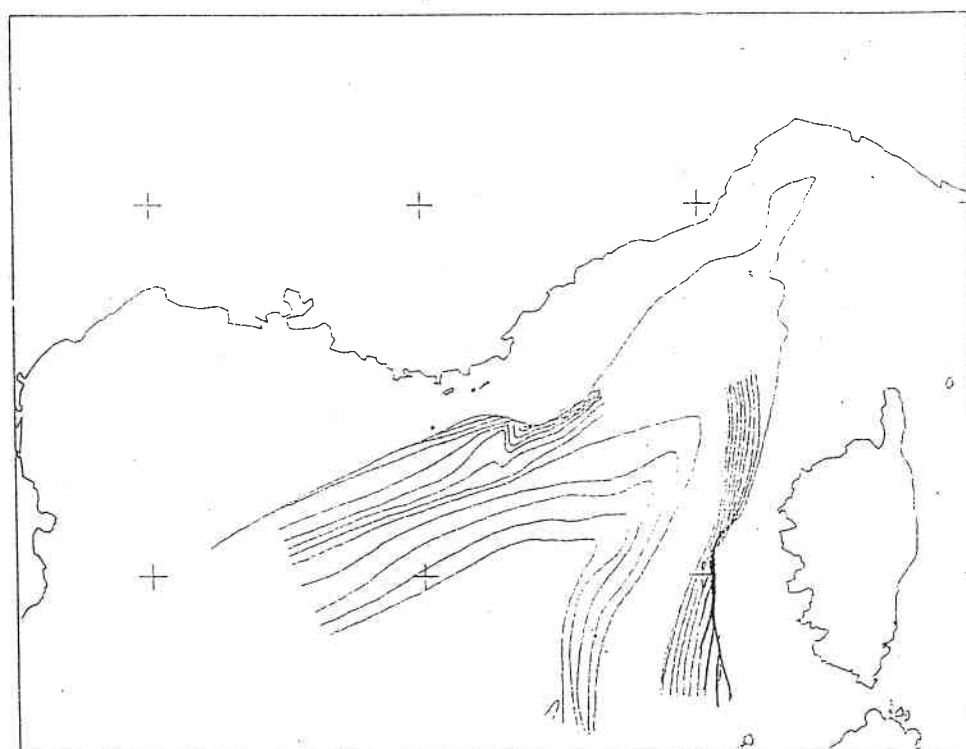


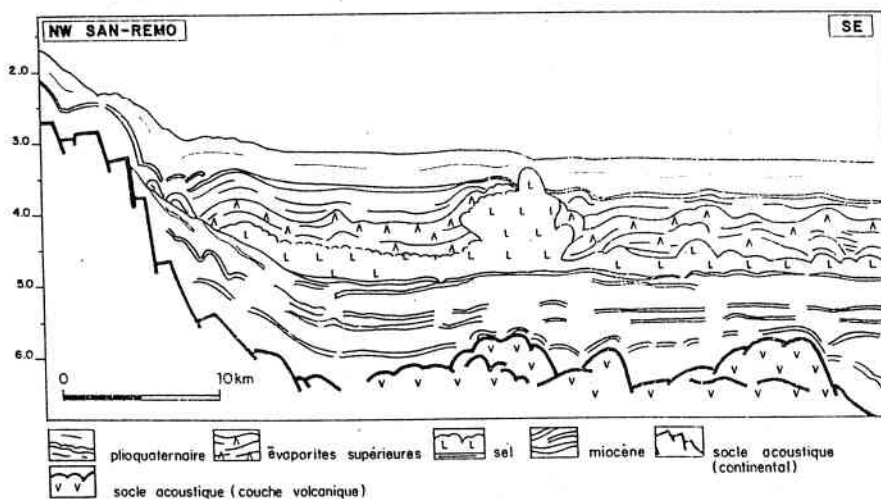
Figure IV.59: A. Domaines structuraux liés à la déformation halocinétique et limites approximatives d'extension des évaporites supérieures (1) et du sel messinien(2) dans le bassin (d'après Burrus et Foucher, 1986). 3. Limite d'apparition des structures diapiriques. 4. Limite des provinces structurales N-S et NW-SE. a. Domaine des failles de croissance. b. Domaine pas ou peu déformé (anticlinaux).



B



C



D

Figure IV.59: B. Carte des isochrones du socle de la Méditerranée nord-occidentale (Le Douaran et al., 1984). C. Carte des isochrones de la base du sel messinien (Gueguen, 1990). D. Coupe MS47 de l'OGS (Réhault, 1981). Cette coupe interprétée montre l'influence d'une morphologie irrégulière du toit du socle acoustique sur l'initiation des structures salifères.

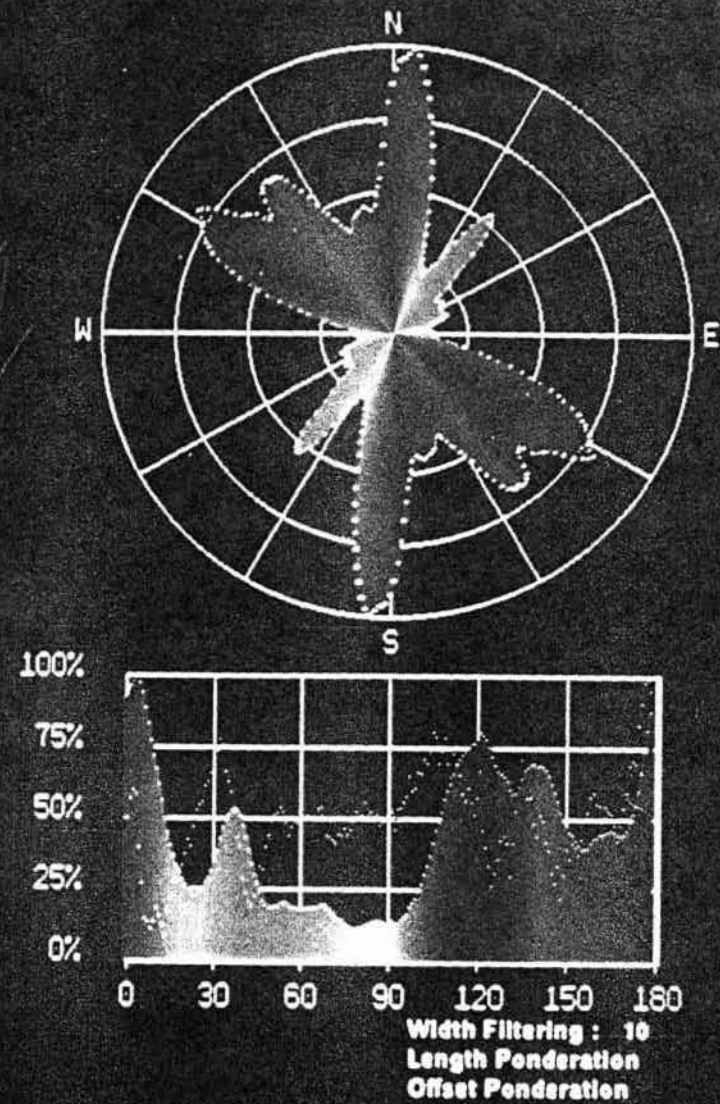


Figure IV.60: Analyse statistique des alignements diapiriques visibles dans la morphologie actuelle du glacis liguro-provençal, à la périphérie du deep-sea fan du Rhône.

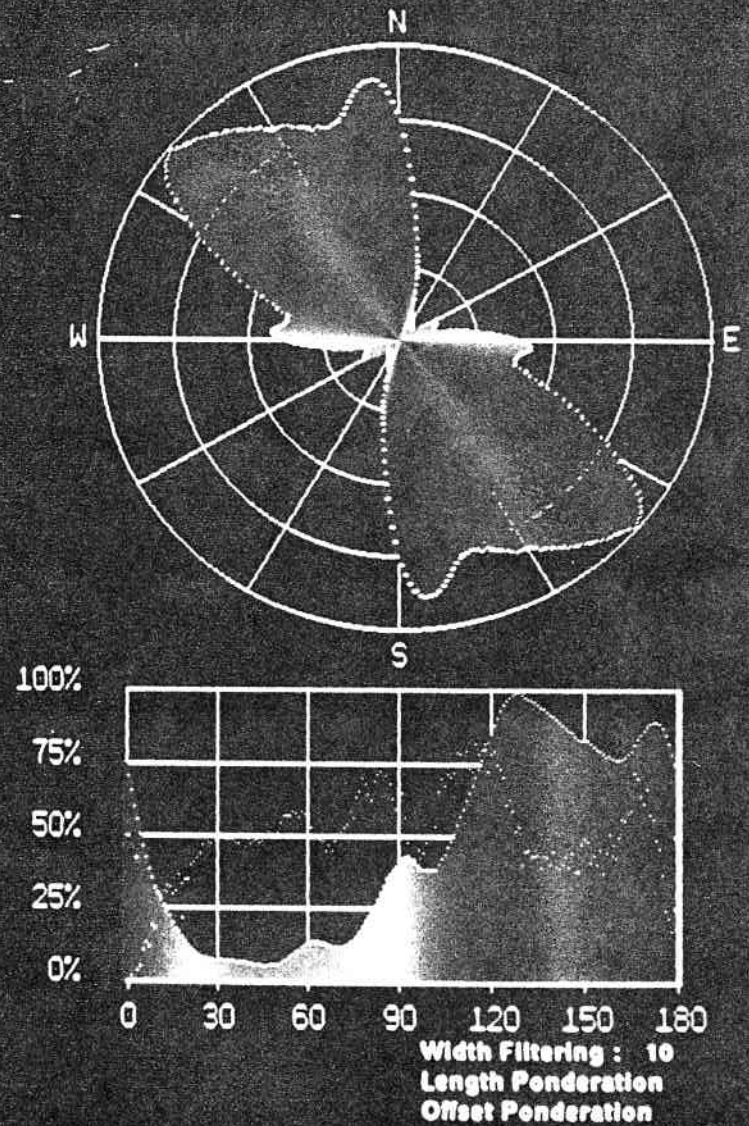


Figure IV.61: Analyse statistique des alignements diapiriques identifiés et cartographiés grâce à la sismique, sur le glacis liguro-provençal à la périphérie du deep-sea fan du Rhône.

- pour les données bathymétriques, un pic axé sur la direction **N40**, à 50% du pic maximum, en vert sur la figure.

- pour les données sismiques, un pic axé sur la direction **N60**, à 15% du pic maximum, en vert sur la figure.

Ces directions localisées au front du delta pourraient donc être attribuées au glissement gravitaire simple. Elles ne sont cependant pas majoritaires, mais il faut attirer l'attention sur le fait que des structures parallèles aux profils sismiques sont difficilement repérables (surtout avec un espacement des routes large).

Rôle de l'héritage structural: topographie résiduelle

Les autres familles de directions mises en évidence par l'analyse statistique sur l'ensemble des données MESEA et SEADOME sont, rappelons le:


1. Pour les données bathymétriques:

- un pic (100%) symétrique axé sur **N175**, en bleu,
- un pic symétrique axé sur **N120**, à 75 % du pic principal, en rouge,
- un pic symétrique axé sur **N140**, à 65 % du pic principal, en rose,

2. Pour les données sismiques:


- un pic (100%) axé sur **N127**, présentant une large dispersion entre **N120** et **N150**, en rouge et rose,
- un pic axé sur **N175**, à 90% du pic principal, en bleu,
- un pic axé sur **N90**, à 40% du pic principal, en jaune orangé.


Compte tenu de la précision moindre de la cartographie sismique par rapport au Seabeam (et aux artéfacts inhérents à la méthode), la dispersion des orientations est plus importante. Les directions sont cependant cohérentes.


 **Outre les directions N40-N60 perpendiculaires à la direction NW-SE de la pente régionale, les autres orientations sont obliques par rapport au sens de glissement. Pour les structures salifères orientées N175, $\theta = 30^\circ$, pour les structures N120 à N150, $\theta = 5$ à 25° et pour N90, $\theta = 55^\circ$ (Figure IV.62).**


Les modèles montrent qu'une topographie résiduelle résultant d'un héritage structural et présentant des directions obliques par rapport à la direction de plus grande pente contrôle l'orientation des structures extensives obtenues lors d'un glissement gravitaire, et ce quelle que soit la valeur angulaire de l'obliquité θ .

Les données régionales montrent que dans le bassin les structures héritées sont d'orientation N-S, E-W et NW-SE, NE-SW. D'après les modèles, l'interaction entre ces paléoreliefs potentiels et le glissement gravitaire peut expliquer les orientations des structures salifères observées dans le secteur du deep-sea fan du Rhône, sans avoir à invoquer des réactivations d'accidents anciens.

 La dispersion des orientations observées est compatible avec les résultats expérimentaux des modèles à deux directions. Ceux-ci montrent en effet l'apparition d'une troisième famille de directions, conduisant à une complexité plus grande du système.

 On explique également les murs de sel à géométrie complexe en Y, L ou U décrits d'après les données SEABEAM, les mêmes structures ayant pu être mises en évidence dans nos expériences.

 De même, ce mécanisme ne requiert pas "une faille héritée par mur de sel", un seul relief résiduel suffisant à créer de nombreuses structures parallèles, par propagation de la déformation.

 Les modèles montrent enfin que l'effet perturbateur "local" d'une direction héritée peut devenir dominant par rapport à l'effet de pente "régional". Ceci pourrait expliquer que les directions les mieux exprimées dans notre secteur d'étude sont les directions N-S et NW-SE et non les directions perpendiculaires à la pente.

Rôle de la surcharge différentielle

Les modèles réalisés avec une pente et un talus simulant un delta montrent un développement préférentiel des structures au niveau de la surcharge la plus importante. La surcharge différentielle de l'Eventail du Rhône associée à la pente régionale favorise le glissement gravitaire de la couverture plio-quadernaire, le fluage du sel et l'initiation de structures halocinétiques. Ce n'est en aucun cas un facteur inhibiteur, comme l'affirmait Le Cann (1987). La figure IV.63 illustre la similitude entre l'expression morphologique d'une faille listrique liée au fluage du sel et sa correspondance expérimentale.

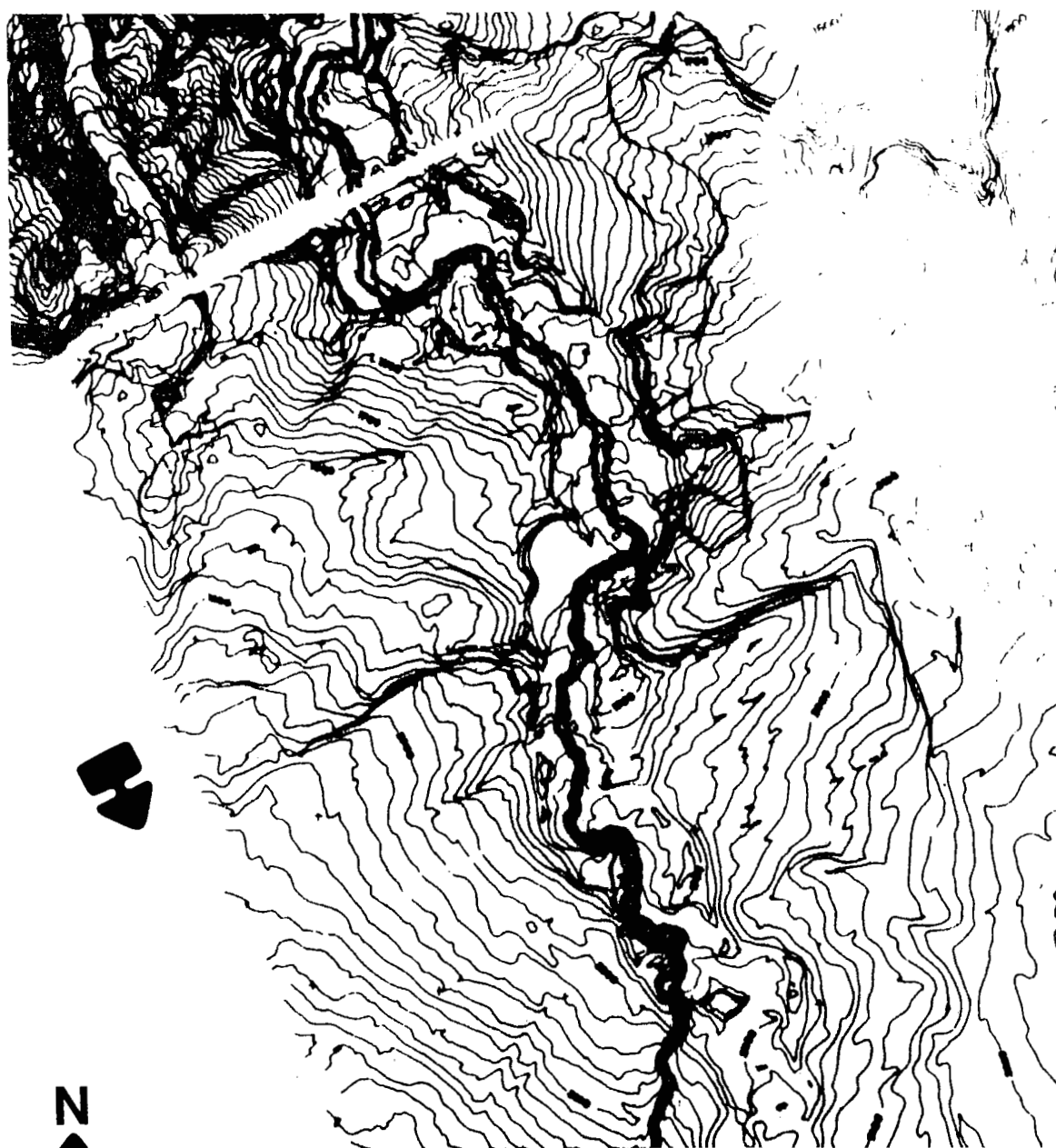
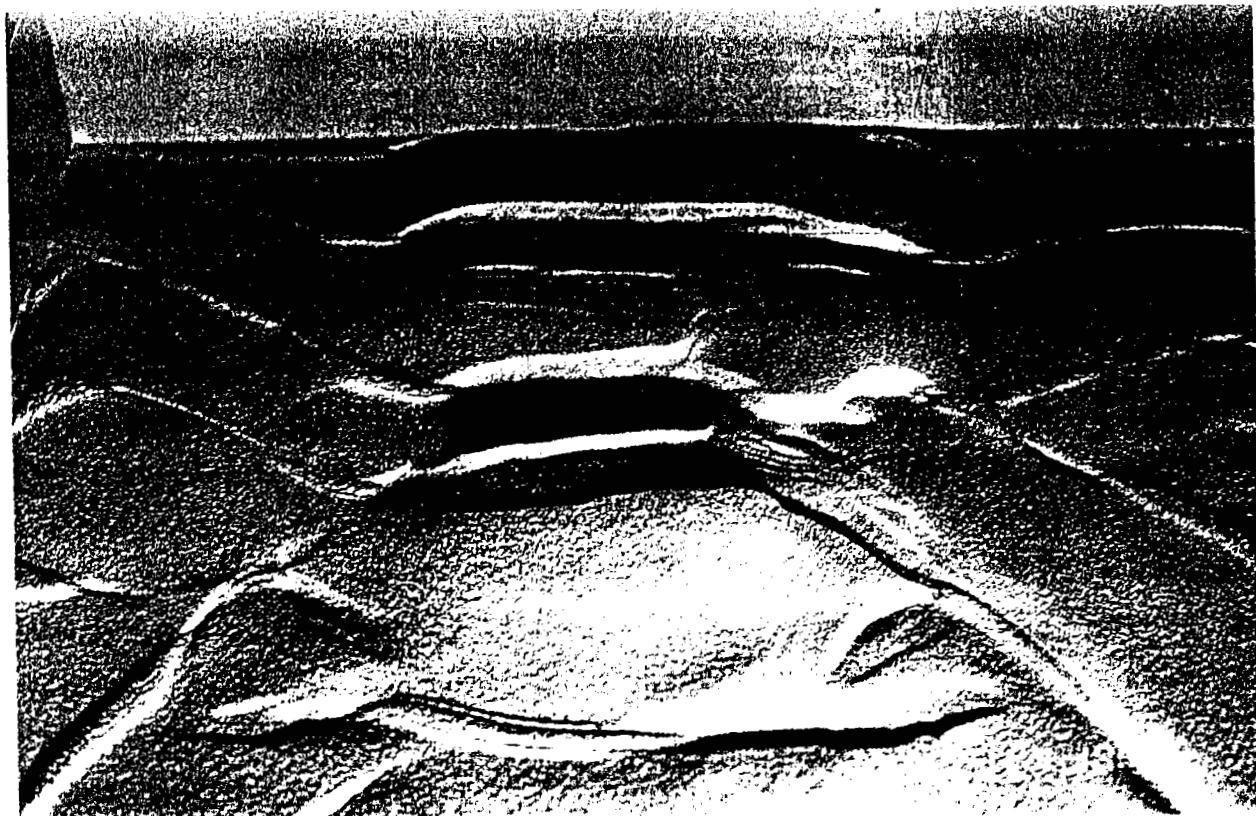


Figure IV.63: Comparaison entre une vue de détail du modèle E.2 simulant un delta progradant et un extrait de la carte Seabeam au niveau du delta du Rhône. Noter la similitude entre les traces de failles listriques en surface.

La surcharge du delta du Rhône n'apparaît donc pas directement responsable ni de la localisation de la ceinture de dômes déformant le plancher sous-marin, ni des orientations individuelles des structures salifères. Par contre, elle contribue par des taux de sédimentation élevés à entretenir l'instabilité du système et accélère ainsi le glissement gravitaire.

Géométrie de la ceinture de diapirs "perçants"

On peut également proposer d'expliquer la géométrie de la ceinture de dômes perçants, orientée NE-SW puis NW-SE grâce à un contrôle structural. *Le segment NE-SW* correspond à la zone "normale" de répartition des structures diapiriques, *en pied de pente*, là où l'épaisseur de la couche de sel est maximale (Figure IV.64).

Les segments NW-SE coïncident, quant à eux, approximativement avec des accidents transformants du bassin liguro-provençal, notamment les accidents notés a, b et c sur la figure IV.64. Ces accidents structuraux majeurs ne peuvent manquer d'induire des hétérogénéités dans le plan de glissement. D'autre part, les expériences analogiques montrent que la déformation lors du glissement gravitaire est centrifuge (de l'aval vers l'amont). Ces deux observations pourraient permettre d'expliquer l'orientation de la ceinture de diapirs dans cette zone.

Signification de la limite séparant les deux familles de directions salifères

La figure IV.64 montre une certaine *analogie de géométrie entre la limite continent-océan et la limite des deux provinces structurales, avec un décalage spatial*. Si le mécanisme est toujours l'association pente + direction héritée, la présence de ce décalage est cohérente et correspondrait à la translation des structures le long de la pente.

Le contrôle d'une topographie résiduelle sur l'orientation de structures salifères semble donc pouvoir s'exercer à différentes échelles.

2. Autres secteurs

- Le secteur ligure

Dans le secteur ligure, les directions mises en évidence au sein du champ de diapirs sont **N-S** ($N0 \pm 10$), **E-W** et **NE-SW** ($N35-N45$) (Réhault, 1981; Le Cann, 1987), réparties respectivement de part et d'autre d'une limite correspondant au cours inférieur du canyon du Var. A l'ouest la pente sous le sel est orientée $N160$, d'où $\theta =$

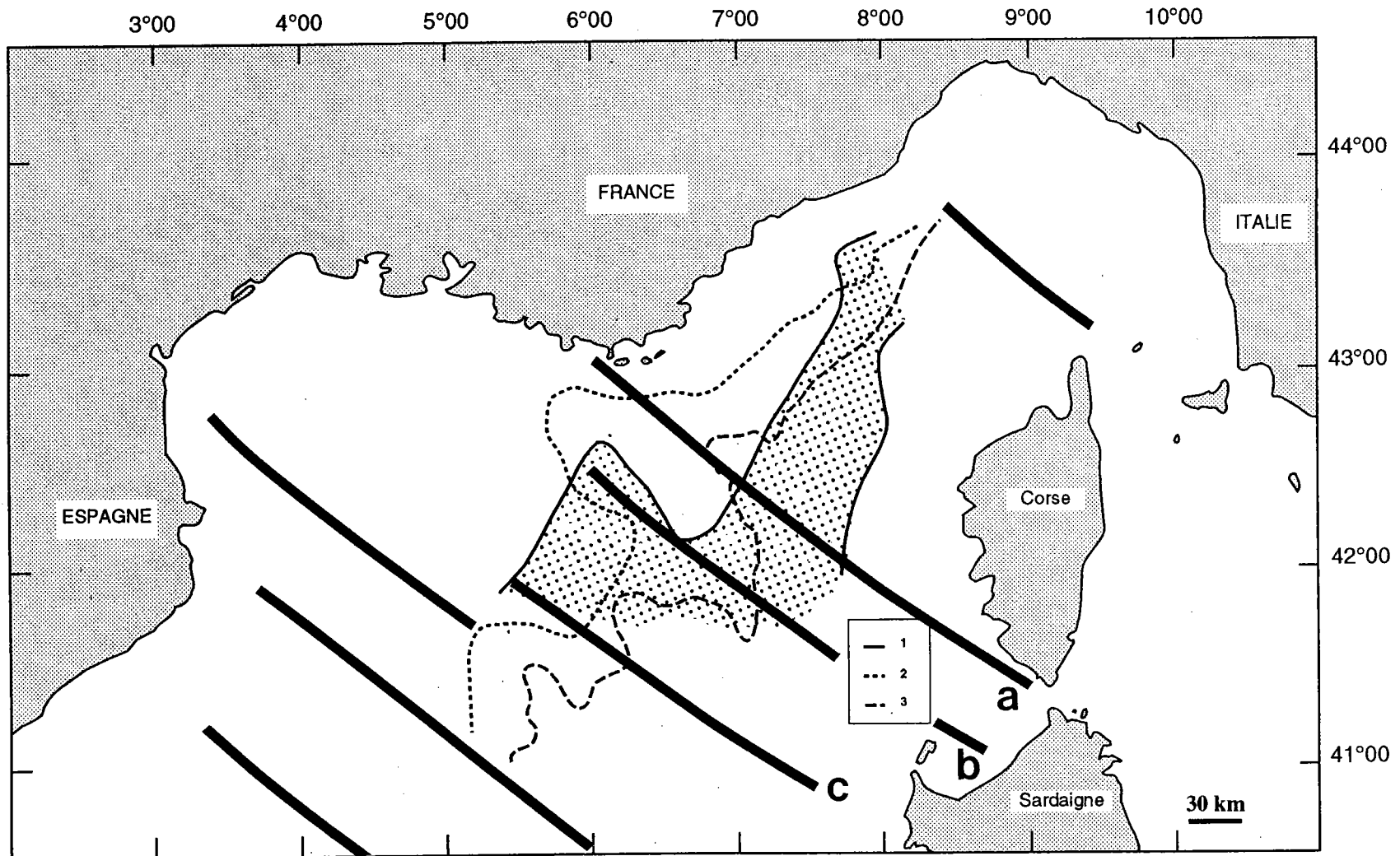


Figure IV.64: Limite des diapirs "perçants" (2) et limite des provinces structurales (3) surimposées à la limite continent-océan (1) (Le Douaran et al., 1984) et aux principaux accidents transformants du bassin liguro-provençal (d'après Galdeano et Ciminale, 1986).

20°, à l'est de cette limite, sa direction est méridienne, d'où $\theta = 35-45^\circ$. Là encore l'obliquité entre la pente et des directions héritées pourrait éventuellement expliquer l'orientation spécifique des structures salifères. La surcharge sédimentaire est ici faible et l'halocinèse est pourtant très bien exprimée. Néanmoins, il paraît beaucoup plus simple ici de faire intervenir le phénomène de **réactivation tectonique**, mis en évidence dans ce secteur du bassin pour expliquer la disposition particulière des structures salifères, le sel étant alors très facilement remobilisé, même sous de très faibles contraintes.

- *Au nord-est du Golfe de Valence*, Maillard (1993) met en évidence une zone de transfert N130, coïncidant avec une indentation particulièrement importante de la limite des structures salifères. Le socle s'approfondit nettement à l'est de cette zone de transfert. Le rôle d'une topographie résiduelle, sous le sel messinien, pourrait être là encore sans doute non négligeable, malgré l'épaisseur de sédiments déposés sur le socle.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Le diapirisme salifère suscite depuis longtemps un vif intérêt scientifique mais également de nombreuses controverses quant à ses mécanismes et aux paramètres qui le régissent. Les manifestations de l'halocinèse sont reconnues partout, avec, dans chaque cas, des signatures particulières. L'intérêt du diapirisme liguro-provençal résulte notamment dans la complexité des mécanismes invoqués pour tenter d'en comprendre les caractéristiques originales. C'est pourquoi j'ai choisi de m'y intéresser tout particulièrement dans cette étude.

- *Le diapirisme salifère dans le bassin liguro-provençal: les observations*

La cartographie détaillée de la répartition des structures salifères dans le secteur profond du bassin liguro-provençal, réalisée à partir des données de la campagne MESEA I, nous a permis de mettre en évidence, à l'échelle régionale, **la répartition préférentielle des diapirs en périphérie de l'Eventail sous-marin profond du Rhône**. Dans le détail, deux directions préférentielles d'allongement et d'alignement des structures salifères, N-S et NW-SE ont été systématiquement identifiées (Troisième partie, Chapitre II). Ces deux familles de diapirs correspondent à deux provinces structurales géographiquement bien délimitées. Ces résultats concordent avec les travaux menés dans les secteurs adjacents.

- *Trois hypothèses antérieures discutées*

Les caractéristiques tout à fait originales de l'halocinèse liguro-provençale ont été jusqu'à présent classiquement attribuées à trois mécanismes principaux.

- *L'halocinèse par flottabilité* (Instabilité "Rayleigh-Taylor"; Troisième partie, Chapitre I) ne peut être retenue, la densité du sel messinien étant légèrement supérieure à celle de sa couverture sédimentaire et l'halocinèse débutant dès le dépôt des évaporites supérieures. Seul le **downbuilding, phénomène synsédimentaire**, constitue une réponse satisfaisante du point de vue mécanique pour expliquer certaines spécificités du diapirisme méditerranéen (densités, contacts sel/encaissant, démarrage précoce de l'halocinèse).

- *La surcharge sédimentaire différentielle* créée par l'Eventail sous-marin profond du Rhône, hypothèse la plus fréquemment invoquée, contrôlerait directement la disposition générale des structures salifères; leur orientation particulière reflétant la morphologie à petite échelle des dépocentres du deep-sea fan. Les données actuellement disponibles rendent difficile la détermination du rôle exact de cette surcharge sur l'halocinèse liguro-provençale. Cependant, cette hypothèse ne répond que de façon imparfaite et géographiquement localisée au double problème de la répartition et de l'orientation des murs de sel.

- *L'hypothèse tectonique* est le second mécanisme potentiellement tenu pour responsable du diapirisme salifère dans le bassin liguro-provençal. Les orientations NW-SE et NE-SW des murs de sel correspondraient aux accidents ayant guidé l'ouverture du bassin liguro-provençal, les directions N-S, E-W étant, quant à elles, connues à terre comme en mer dans le contexte pyrénéo-provençal. Si, dans le secteur ligure, l'orientation des structures salifères apparaît directement liée à une réactivation tectonique de la marge, sur le glacis provençal, aucune tectonique récente, reprenant des accidents anciens, condition implicite de cette hypothèse, n'a pu être mise en évidence au sein de la série plio-quadernaire à partir des données existantes.

- *Une nouvelle proposition*

Les hypothèses antérieures étant insuffisantes, voire inexactes, pour expliquer l'existence de directions salifères identiques aux linéaments régionaux N-S et NW-SE, l'hypothèse d'une topographie résiduelle antémessinienne, héritée d'une tectonique ancienne, sans réactivation récente est proposée. Ce contrôle structural ne peut s'exercer sans l'intervention d'un "moteur" dont nous attribuons le rôle à la pente. Celle-ci provoque en effet un glissement gravitaire à l'échelle du delta et crée ainsi une tectonique extensive superficielle permettant l'initiation d'un diapirisme syn-sédimentaire.

- *Une nouvelle approche: la modélisation expérimentale*

Afin de tester la validité de cette proposition et de tenter d'en comprendre les mécanismes, sans pour autant écarter l'hypothèse d'un contrôle essentiellement sédimentaire, des modèles analogiques de type fragile/ductile ont été réalisés. D'autres expériences ont conjointement été conduites pour résoudre des problèmes plus globaux posés par la tectonique salifère en contexte deltaïque.

- *Les faits saillants de la modélisation*

Les expériences permettent de comprendre les effets de trois paramètres sur le fluage de la silicone et sur la déformation d'une couverture sus-jacente: **surcharge différentielle, pente et topographie résiduelle.**

* Le gradient de pression induit par une surcharge différentielle (talus progradant bloqué à une extrémité) sur un modèle bicouche silicone-sable provoque la création de murs de silicone disposés parallèlement au front de la zone de surcharge. Lorsque que la surcharge constitue un double talus isolé, l'essentiel de la déformation est localisé sur ce plateau, avec création d'un diapirisme réactif.

* Une pente introduite dans les modèles provoque le glissement gravitaire de la couche fragile sur le niveau de décollement ductile, mécanisme particulièrement efficace pour créer un contexte extensif superficiel. Toutes les structures créées sont perpendiculaires au sens du glissement et progressivement translitées vers l'aval de la pente ("**Raft tectonics**"). Une sédimentation séquentielle uniforme ou non uniforme associée à une pente contribue à entretenir l'instabilité gravitaire du système au cours de l'expérience. Le taux d'extension et la vitesse de déformation seront d'autant plus importants que la couverture sera épaisse, de même que la translation des structures. La présence d'un talus sédimentaire, progradant ou non, en contexte de pente favorise donc l'apparition préférentielle des failles normales sur la zone de surcharge, structures là encore perpendiculaires à la pente. Aucune structure particulière n'a pu être mise en évidence au front du talus.

* Les modèles réalisés pour tester les effets d'une topographie résiduelle associée à une pente sur l'initiation et l'évolution des structures extensives (failles listriques, roll-overs et salt-rollers) révèlent l'efficacité de ce mécanisme. Deux types majeurs de structures apparaissent alors: les structures perpendiculaires au sens du glissement et les failles sub-parallèles aux directions héritées.

- *Vers une nouvelle compréhension de l'halocinèse liguro-provençale*

* Les modèles analogiques simulant un glissement gravitaire sur une pente permettent d'expliquer la disposition particulière des structures salifères dans le secteur du deep-sea fan du Rhône, avec, d'amont en aval, des failles listriques enracinées sur coussins résiduels de sel messinien, un domaine intermédiaire, translité vers l'aval sans déformation majeure, puis des anticlinaux salifères et des murs de sel dans le secteur profond du glacis. L'extension superficielle induite par ce glissement gravitaire crée les espaces nécessaires à la montée du sel

par downbuilding. Ce mécanisme (glissement gravitaire de la couverture plio-quadernaire sur le sel messinien) permet d'expliquer, sous le delta du Rhône, les directions NE-SW observées pour les failles listriques amont et pour certains diapirs en aval, perpendiculaires à la pente régionale NW-SE.

* Les autres directions mises en évidence par l'analyse statistique dans l'allongement et l'alignement des diapirs: N-S, N120 à N140 et E-W sont obliques par rapport au sens de glissement et *résulteraient d'une topographie résiduelle héritée de la riftogénèse du bassin liguro-provençal*. Ce mécanisme explique en outre les murs de sel à géométrie complexe, la dispersion des directions observées et le fait que les directions les mieux exprimées sont celles qui résultent des effets cumulés de la pente et de l'héritage structural (N-S et NW-SE) et non les directions perpendiculaires à la pente. Il requiert, de plus, comme le montrent les modèles, un seul relief résiduel pour créer de nombreuses structures parallèles, par propagation de la déformation.

* *La surcharge différentielle de l'Eventail du Rhône* n'apparaît donc pas directement responsable ni de la localisation de la ceinture de dômes déformant le plancher sous-marin, ni des orientations individuelles des structures salifères. Associée à la pente régionale, elle contribue, par des taux de sédimentation élevés, à entretenir l'instabilité du système favorisant ainsi le glissement gravitaire de la couverture plio-quadernaire, le fluage du sel vers le centre du bassin et l'initiation de structures halocinétiques.

* *La géométrie de la ceinture de dômes* perçants, orientée NE-SW puis NW-SE peut également se justifier comme résultant d'un héritage structural associé à une pente. Les segments NW-SE coïncident en effet avec des accidents transformants majeurs du bassin liguro-provençal. La limite séparant les deux provinces de directions salifères N-S et NW-SE présente une analogie de géométrie avec la limite continent-océan, avec un décalage spatial qui correspondrait alors à la translation vers le bas de la pente des structures dont la direction résulte d'un contrôle structural.

* *Perspectives*: l'hypothèse proposée nécessiterait de disposer d'une image détaillée de la topographie antémessinienne dans le bassin liguro-provençal, afin de confirmer l'existence de reliefs résiduels dans la série sédimentaire post-rift. L'étude des effets de la température sur l'halocinèse constitue également une perspective à développer. Dans le bassin liguro-provençal, des variations régionales de l'état thermique du bassin, c'est-à-dire des gradients horizontaux de température, pourraient en effet contribuer à influencer la répartition et l'orientation des structures salifères.

- De nouvelles perspectives pour une meilleure compréhension de la tectonique salifère

* Nous avons pu montrer qu'une sédimentation régulière lente sur un substratum horizontal suffit à amorcer et à entretenir la formation d'un glacier de silicone dans un contexte extensif.

* Nous avons pu, grâce à l'un des modèles analogiques, simuler l'initiation et l'évolution de "carapaces de tortues". Le mécanisme de formation de ces structures typiques d'un glissement gravitaire en contexte de marge passive constitue un enjeu primordial pour la recherche d'hydrocarbures et était jusqu'à présent mal contraint.

Les implications géologiques de ces résultats expérimentaux apparaissent particulièrement intéressantes, qu'il s'agisse des glaciers de sel ou des doubles roll-overs sédimentaires et le programme de modélisation entrepris demande à être poursuivi.

* Les modèles simulant une pente associée à une topographie résiduelle permettent de comprendre certains exemples naturels, en contexte de glissement gravitaire sur niveau de décollement, où l'on observe des structures non cylindriques dans l'espace et dans le temps ainsi que des distributions plurimodales d'orientation de failles qui n'apparaissent plus seulement contrôlées par la direction de plus grande pente. Outre l'application de ces résultats au cas du bassin liguro-provençal, les implications géologiques sont donc particulièrement intéressantes, la compréhension de la géométrie complexe des structures développées lors d'une tectonique en radeaux étant cruciale en particulier pour l'exploration pétrolière. Lorsque les

failles synrift ne jouent pas au moment du glissement gravitaire, une *topographie héritée* de la riftogénèse permet de "transmettre" leur direction qui s'exprime au sein des structures extensives créées par la pente. Les modèles ont également permis de mieux comprendre un exemple naturel dans le Golfe de Guinée.

* Les formations syn-rift, qui constituent une cible prioritaire pour la recherche de pièges pétrolifères et pour la compréhension des processus de riftogénèse sont souvent mal identifiées par l'imagerie sismique. L'analyse et la "restauration" des structures créées lors d'un glissement gravitaire, et plus particulièrement des diapirs pourraient alors apporter des informations primordiales sur les directions structurales dans les formations syn-rift, sachant que les orientations observées au dessus du sel peuvent les reproduire, par l'intermédiaire d'une topographie résiduelle.

"Une des raisons qui fait du sel une substance privilégiée, c'est sans doute qu'on en emploie une petite quantité pour déterminer de grands effets".

Gaston Bachelard

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Alinat, J. et Cousteau, J.Y., 1962. Accidents de terrain en mer de Ligurie. In: Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale. Colloque CNRS, 4-8 avril 1961, CNRS Ed., Paris: 121-124.

Alinat, J., Cousteau, J.Y., Giermann, G., Leenhardt, O., Perrien, T., Pierrot, S., 1969. Lever de la carte bathymétrique de la Mer Ligure. Bull. Inst. Océanogr. Monaco, 69(1395): 12 pp.

Allenou, J.P. et Renard, V., 1978. Le Seabeam, sondeur à faisceaux multiples du N/O "Jean Charcot". Notice technique. Rapports scientifiques et techniques du CNEXO, Centre Océanologique de Bretagne, 37: 28 pp.

Aloisi, J.C., Bellaiche, G., Bouye, C., Droz, L., Got, H., Maldonado, A., Mirabile, L. and Monaco, A., 1981. L'éventail sous-marin profond du Rhône et les dépôts de pente de l'Ebre: essai de comparaison morphologique et structurale. in: F.C. Wezel (Editor), Sedimentary basins of Mediterranean margins: 227-238.

Arrhénius, S., 1912. Zur Physik der Salzlagerstätten. Meddelanden Vetenskapsakademiens Nobelinstitut, 2(20): 1-25.

Arthaud, F. et Matte, P., 1977. Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l'orogénèse hercynienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mésozoïques. Bulletin de la Société Géologique de France, (7), XIX: 833-840.

B

Bally, A.W., Bernouilly, P., Davis, G.A. and Montadert, L., 1981. Listric normal faults. In: 26ème Congrès International de Géologie, Colloque Géologie des marges continentales, Paris, Oceanol. Acta: 87-101.

Barton, D.C., 1933. Mechanics of formation of salt domes with special reference to Gulf coast domes of Texas and Louisiana. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 17(9): 1025-1083.

Bayer, R., Le Mouél, J.L. et Le Pichon, X., 1973. Magnetic anomaly pattern in the western Mediterranean. Earth and Planet. Sc. Lett., 19: 168-176.

Bellaiche, G., 1969. Etude géodynamique de la marge continentale au large du Massif des Maures (Var) et de la plaine abyssale ligure. Thèse d'Etat, Paris.

Bellaiche, G., 1970. Géologie sous-marine de la marge continentale au large du Massif des Maures (Var, France) et de la plaine abyssale ligure. Revue de géographie physique et de géologie dynamique, XII (5): 403-440.

Bellaiche, G., 1972. Prélèvement par 2 000 m de profondeur d'un réflecteur acoustique d'âge Pliocène inférieur à faciès peu profond (canyon des Stoichades, Méditerranée nord-occidentale). Nouvelles données sur le creusement des canyons sous-marins et l'amplitude des mouvements verticaux ponto-plio-quatérnaires. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 275, D: 321-324.

Bellaiche, G., Coumes, F., Irr, F., Roure, F. and Vanney, J.R., 1979. Structure of the french riviera submarine canyons: evidence of a polygenetic history from a submersible study ("Cyaligure" campaign). Marine Geology, 31: 5-12.

Bellaiche, G., Coutellier, V., Droz, L., Orsolini, P., et Méar, Y., 1984a. Morphologie détaillée de la marge continentale au large de la Provence occidentale. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 298, II(19): 851-856.

- Bellaiche, G., Droz, L., Aloisi, J.C., Bouye C., Got, H., Monaco, A., Maldonado, A., Serra-Raventos, J. and Mirabile, L. (Groupe Profans), 1981.** The Ebro and the Rhone deep-sea fans: first comparative study. *Marine Geology*, 43: 75-85.
- Bellaiche, G., Droz, L., Coutellier, V., Berthon, J.L., Orsolini, P., Ravenne, C., Aloisi, J.C., Got, H. and Monaco, A., 1984b.** Detailed morphology, structure and main growth pattern of the Rhône Deep-Sea Fan. *Marine Geology*, 55: 181-193.
- Bellaiche G., Droz L. et Gaullier V., 1990.** La campagne "MESEA I" du Jean Charcot. XXXIIe Congrès International de la CIESM, Perpignan (France), 15-20 octobre, Rapports et Procès-Verbaux, 32(fasc.1): 93.
- Bellaiche, G., Irr, F. et Labarbarie, M., 1976.** Découverte de sédiments marins finis oligocènes-aquitaniens au large du Massif des Maures (canyon des Stoéchades). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 283, D: 319-322.
- Bellaiche, G., Réhault, J.P., Robin, C., Genesseeux, M., Auzende, J.M. and Boivin, M.C., 1979.** Petrological evidence of a typical oceanic crust in the Western Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 32: M11-M18.
- Bellaiche, G., Réhault, J.P., Vanney, J.R., Auzende, J.M., Courmes, F., Irr, F. et Roure F. (Groupe Cyaligure), 1979.** Plongées en submersible dans les canyons méditerranéens: principaux résultats de la campagne Cyaligure. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), XXI (5): 532-543.
- Bellaiche G., Pautot G., Aloisi J.C., Coutelle A., Degiovanni C., Droz L. et Gaullier V., 1991.** Bathymétrie au Seabeam de la marge continentale méditerranéenne au large de la France métropolitaine: premiers résultats de la campagne "MESEA I". *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 313, série II(5): 547-556.
- Bellaiche G., Pautot G., Gaullier V., Vanney, J.R., et Droz, L., 1993.** Les appareils sédimentaires de la marge orientale de la Corse: interprétation hydrodynamique et implications structurales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 316, série II: 513-517.
- Bellon, H., Maury, R., Bellaiche, G., Réhault, J.P., Mermet, J.F., et Auzende, J.M., 1985.** Age et nature des formations volcaniques prismées observées et prélevées dans le canyon des Moines (sud-ouest corse) pendant la campagne Cyaligure. *Marine Geology*, 67: 163-176.
- Berner, H., Ramberg, H. and Stephansson, O., 1972.** Diapirism in theory and experiment. *Tectonophysics*, 15: 197-218.
- Biot, M.A. and Odé H., 1965.** Theory of gravity instability with variable overburden and compaction. *Geophysics*, 30: 213-227.
- Bishop, R.S., 1978.** Mechanism for emplacement of piercement diapirs. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62: 1561-1583.
- Bouma, A.H. and Treadwell, T.K., 1975.** Deep-sea dune-like features. *Marine Geology*, 19: M53-M59.
- Bourcart, J., 1949.** Géographie du fond des mers. Ed. Payot, Paris.
- Bourcart, J., 1962.** La Méditerranée et la révolution du Pliocène. In: L'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpins d'Europe. Livre Mém. Prof. P. Fallot, Mém. h. sér. Soc. Géol. France, I:103-116.
- Bousquet, J.C. et Philip, H., 1976.** Observations microtectoniques sur la compression N-S quaternaire des Cordillères Bétiques orientales. Extension et signification générale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), XVIII (3): 711-724.
- Bouyé, C., 1983.** Etude des correlations entre la réponse sismique haute résolution de quelques types de dépôts meubles et leurs caractéristiques sédimentologiques. Thèse 3ème cycle, Perpignan, 155 pp.
- Braunstein, J., and O'Brien, G.D., 1968.** Diapirism and diapirs - a symposium. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 8: 444 pp.

Brun, J.P. and Merle, O., 1985. Strain patterns in models of spreading-gliding nappes. *Tectonics*, 4(7): 705-719.

Brun, J.P., Choukroune, P. and Faugère, E., 1985. Les discontinuités significatives de l'amincissement crustal. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 8: 139-144.

Burrollet, P.F., 1975. Tectonique en radeaux en Angola. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, 17: 503-504.

Burrus, J., Bessis, F. and Doligez, B., 1987. Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf of Lions (NW Mediterranean): a quantitative discussion of the classic passive margin model. In: Beaumont, C. and Tankard, A.J. (Eds.). *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*. Canadian Society of Petroleum Geologists, 12: 1-15.

Byerlee, J., 1978. Friction of rocks. *Pure and applied geophysics*, 116: 615-626.

C

Canerot, J., 1989. Rifting éocrétacé et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. *Bulletin Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 13(1): 87-99.

Carter, N.L. and Hansen, F.D., 1983. Creep of rocksalt. *Tectonophysics*, 92: 275-333.

Chamley, H., 1971. Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse de Doctorat d'Etat, Aix-Marseille, 401 pp.

Chandrasekhar, S., 1961. *Hydrodynamics and Hydromagnetic stability*. Oxford Univ. Press, New York, N.Y.

Chaumillon, E., 1992. Synthèse de l'évolution tectonique de la marge ligurienne d'après de nouvelles données de sismique réflexion monotrace. Rapport de DEA: "Géodynamique des marges océaniques et des chaînes plissées", Grand Sud-Est, 68 pp.

Choffat, P., 1882. Note préliminaire sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschenite en Portugal. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, t.10.

Cloos, E., 1968. Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 52(3): 420-444.

Cobbold, P.R. and Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188: 249-289.

Cobbold, P.R., Rossello, E.A., and Vendeville, B., 1989. Some experiments on interacting sedimentation and deformation above salt horizons. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), 5(3): 453-460.

Conchon, O., 1977. Néotectonique en Corse orientale d'après l'étude des formations quaternaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 19(3): 631-639.

Coutellier, V., 1985. Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale. Exemple des marges du Golfe du Lion et de la Provence occidentale. Thèse de 3ème Cycle, Université Paris VI, 205 pp.

Crans, W, Mandl, G., Haremboure, J., 1980. On the theory of growth-faulting, a geometrical delta model based on gravity sliding. *Journal of Petroleum Geology*, 2(3): 265-307.

Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M. et Rouaix, S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion: stratigraphie et sédimentologie. *Notes Mem. C.F.P.*, 2: 209-274.

D

- Dalloni, M.**, 1939. Géologie appliquée de l'Algérie. Edition Masson et Cie, Paris, 888 pp.
- Damuth, J.E.**, 1975. Echo-character of the Western equatorial atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Marine geology*, 18:17-45.
- Damuth, J.E.**, 1980. Use of high-frequency (3,5-12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, 38:51-75.
- Damuth, J.E., Jacobi, R.D. and Hayes, D.E.**, 1983. Sedimentation processes in the Northwestern Pacific Basin revealed by echo-character mapping studies. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94: 381-395.
- Dardeau, G. et De Graciansky, P.C.**, 1990. Halocinèse et rifting téthysien dans les Alpes Maritimes (France). *Bulletin Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 14(2): 443-464.
- Davy, P.**, 1986. Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. *Mem. Doc. Cent. Arm. Et. Struct. Socles*, Rennes, France, 8: 233 pp.
- Davy, P. and Cobbold, P.R.**, 1989. Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N.S.*, 14: 129-141.
- Davy, P. and Cobbold, P.R.**, 1991. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 188: 1-25.
- Dixon, J.M.**, 1975. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28: 89-124.
- Dixon, J.M. and Summers, J.M.**, 1985. Patterns of total and incremental strain in subsiding troughs: experimental centrifuged models of inter-diapir synclines. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20: 1843-1861.
- Doust, H. and Omatsola, E.**, 1990. Niger delta. In: J.D. Edwards and P.A. Santogrossi (Editors), *Divergent/passive margin basins*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir*, 48: 201-238.
- Droz, L.**, 1983. L'Eventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du Lion): grands traits morphologiques et structure semi-profonde. Thèse de 3ème Cycle, Université Paris VI, 195 pp.
- Droz, L.**, 1991. Les éventails sous-marins profonds: structure et évolution sédimentaire à partir de l'étude comparative de trois édifices: l'Eventail du Rhône, la Ride du Var, le Cône de l'Indus. Thèse d'habilitation à diriger des recherches, Université Paris VI, 254 pp.
- Droz, L. et Bellaiche, G.**, 1985. Rhone deep-sea fan: morphostructure and growth pattern. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bulletin*, 69(1): 460-479.
- Durand, C.**, 1991. Participation à une campagne océanographique à bord du N/O "l'Atalante". Méthodologie employée et application à l'étude géodynamique de la marge corse. Rapport de Maîtrise Sciences et Techniques "Geosciences et géotechniques", Université de Nice-Sophia Antipolis, 94 pp.
- Duval, B., Cramez, C. and Jackson, M.P.A.**, 1992. Raft tectonics in the Kwanza Basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 389-404.

E

- Edy, C.**, 1984. REGINA: recalage graphique interactif de la navigation à partir du Seabeam. IFREMER, Centre de Brest, DIT-DI, Rapport interne.
- Embley, R.W.**, 1980. The role of the mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the North Atlantic. *Marine Geology*, 38:23-50.

Escher, B.G. and Kuenen, P.H., 1929. Experiments in connection with salt domes. *Leid. geol. Meded.*, 3: 151-182.

Eva, C., Giglia, G., Grazaano, F., Herlanti, F., 1978. Seismicity and its relation with surface structures in the North-Western Apennines. *Boll. Geof. Teor. ed. Appl.*, XX(79): 263.

Ewing, T.E., 1983. Growth faults and salt tectonics in the Houston diapir province - relative timing and exploration significance. *Transactions - Gulf Coast Assoc., of Geological Societies (U.S.A.)*, 33: 83-90.

F

Fanucci, F., Fierro, G., Réhault, J.P. et Terranova, T., 1974. Le plateau continental de la mer ligure de Portofini à la Spezia: étude structurale et évolution plio-quadernaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 279, D: 1151-1154.

Foucault, A., Gennesseaux, M. et Clerc-Renaud, T., 1986. Dunes sous-marines engendrées par les courants de turbidité sur la pente sud de la Ride du Var (Mer Ligure, Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 303, II(12): 1129-1134.

G

Gabin, R., 1970. Résultats d'une étude de sismique réflexion dans le Canal de Corse. *Marine Geology*, 13: 267-286.

Gansser, A., 1960. Über Schlammvulkane und Salzdome. *Naturf. Gesell. Zürich Vierteljahrsschr.*, 106(1): 1-46.

Gaullier V. et Bellaïche G., 1990. Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal: étude morphostructurale et implications géodynamiques (exploitation de la campagne "MESEA I"). Séance Spécialisée de la Société Géologique de France: "Géodynamique des bassins océaniques et des marges continentales", Nice-Sophia Antipolis, 6-7 décembre, p.75.

Gaullier V. et Bellaïche G., 1991. Salt tectonics in the Liguro-Provençal basin: morphostructural study and geodynamic implications ("MESEA I" cruise, 1990). *European Union of Geosciences 6th Meeting, Strasbourg, 24-28 March, Terra Cognita*, 3(1): 349.

Gaullier V. et Bellaïche G., 1991. Géométrie et répartition des structures salifères dans le bassin liguro-provençal: données sismiques et modèles expérimentaux (campagne "MESEA I"). Séance Spécialisée de la Société Géologique de France/CEPHAL: "Halocinèse", Paris, 14 octobre, Résumés, p.19-20.

Gaullier V. et Bellaïche G., 1992. Geometry and distribution of salt structures in the Liguro-Provençal basin: seismic data and physical models. *XVII General Assembly of the European Geophysical Society, Edinburgh, 6-10 April, Annales Geophysicae, Supplement I to volume 10*, C68.

Gaullier V. et Bellaïche G., 1992. Utilisation de la sismique haute fréquence (3,5 kHz) pour l'étude des processus sédimentaires dans le bassin liguro-provençal. *XIVe Réunion des Sciences de la Terre, Toulouse, 13-15 avril, Résumés*, p.67.

Gaullier V., Brun J.P., Guérin G. and Lecanu H., 1993. Raft tectonics: The effects of residual topography below a salt décollement. *European Union of Geosciences 7th Meeting, Strasbourg, 4-8 April, soumis*.

Gennesseaux, M., Mauffret, A. and Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 290(D): 959-962.

Gennesseaux, M., Réhault, J.P. et Thomas, B., 1989. La marge continentale de la Corse. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), V(2): 339-351.

Genesseeux, M. et Vanney, J.R., 1979. Cartes bathymétriques du bassin algéro-provençal. C. R. somm. Soc. Géol. France, 4: 191-194.

Got, H., Aloisi, J.C., Leenhardt, O., Monaco, A., Serra-Raventos, J., Theilen, F., 1979. Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de la Catalogne. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 21(4): 281-293.

Gueguen, E., 1990. Relations entre structures salifères magnétisme et évolution du bassin de Méditerranée occidentale. Rapport de DEA, Université de Bretagne occidentale, 40 pp.

Groupe Estocade, 1978. Messinian subaerial erosion of the Stoechades and Saint-Tropez canyons - A submersible study. Marine Geology, 27: 247-269.

Guadardo, L.R., Gamboa, L.A.P. and Lucchesi, C.F., 1990. Petroleum geology of the Campos basin, Brazil, a model for a producing Atlantic Type Basin. In: J.D. Edwards and P.A. Santogrossi (Editors), Divergent/passive margin basins. Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir, 48: 3-80.

H

Hansen, F.D. and Carter, N.L., 1984. Creep of Avery Island rocksalt, in Hardy, H.R., Jr., and Langer, Michael, eds., The mechanical behaviour of salt: Proceedings of the First Conference, Pennsylvania State University, November 1981, Houston, Texas, Gulf Publishing Co.: 53-69.

Heezen, B.C., Hollister, C.D., Ruddiman, W.F., 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, 152: 502-508.

Heim, A., 1958. Beobachtungen über diapirismus. Eclogae Geol. Helvetiae, 51: 1-32.

Heye, D., 1978. Experimente mit viskosen Flüssigkeiten zur Nachahmung von Salzstrukturen. Geol. Jahrb. Reihe, 12: 31-51.

Hsü, K.J., Cita, M.B., Ryan, W.B.F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. et al., Init. Rep. of DSDP, 13(2):1203-1231.

Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. Bull. Geol. Soc. Am., 48: 1459-1520.

Hunsche, U., 1978. Modellrechnungen zur Entstehung von Salzstockfamilien. Geol. Jahrb. Reihe, 12: 53-107.

J

Jackson, M.P.A. and Cornelius, R.R., 1987. Stepwise centrifuge modeling of the effects of differential sedimentary loading on the formation of salt structures. In: I. Lerche and J.J. O'Brien (Editors), Dynamical geology of salt and related structures. Academic press, Orlando, Florida, pp. 163-259.

Jackson, M.P.A., Cornelius, R.R., Craig, C.H. and Talbot, C.J., 1987a. The Great Kavir salt canopy; a major new class of salt structures. The Geological Society of America, Abstracts with Programs, 19(7): 714.

Jackson, M.P.A. and Cramez, C., 1989. Seismic recognition of salt welds in salt tectonic regimes. In: Gulf Coast Section of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation Tenth Annual Research Conference Program and Abstracts, Houston, TX, pp. 66-71.

Jackson, M.P.A. and Seni, S.J., 1983. Geometry and evolution of salt structures in a marginal rift basin of the Gulf of Mexico, east Texas. Geology, 11: 131-135.

Jackson, M.P.A. and Seni, S.J., 1984a. Suitability of salt domes in the East Texas Basin for nuclear waste isolation; final summary of geologic and hydrogeologic research (1978 to 1983). Geological Circular, Texas, University, Bureau of Economic Geology, 84(1): 128 pp.

Jackson, M.P.A. and Seni, S.J., 1984b. Atlas of salt domes in the East Texas Basin. Report of Investigations, Texas, University, Bureau of Economic Geology, 140: 102 pp.

Jackson, M.P.A. and Talbot, C.J., 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. Geological Society of America Bulletin, 97(3): 305-323.

Jackson, M.P.A., Talbot, C.J., 1989. Anatomy of mushroom-shaped diapirs. Journal of Structural Geology, 11(1): 211-230.

Jackson, M.P.A. and Talbot, C.J., 1990. A glossary of Advances in Salt Tectonics. *in*: New concepts in Tectonics, International Union of Geological Sciences Subcommittee on Tectonic Nomenclature, edited by P.L. Hancock Pergamon Press.

Jackson, M.P.A., Talbot, C.J., Cornelius, R.R., 1988. Centrifuge modeling of the effects of aggradation and progradation on syndepositional salt structures. Report of Investigations, Texas, University, Bureau of Economic Geology, 173: 93 pp.

Jackson, M.P.A. and Vendeville, B.C., 1990. The rise and fall of diapirs during thin-skinned extension (abs.). American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74: 683.

Jacobi, R.D., 1976. Sediment slides on the Northwestern continental margin of Africa. Marine Geology, 22: 157-173.

Jenyon, M.K., 1985. Basin edge diapirism and updip salt flow in Zechstein of southern North Sea. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 69(1): 53-64.

Jenyon, M.K., 1985. Fault-associated salt flow and mass movement. J. geol. Soc. London, 142: 547-553.

Jenyon, M.K., 1986. Salt tectonics. London, Elsevier, 191 pp.

K

Kolla, V., Eittreim, S., Sullivan, L., KostECKI, J.A. and Burckle, L.H., 1980. Current-controlled, abyssal microtopography and sedimentation in Mozambique Basin, south-west Indian Ocean. Marine geology, 34: 171-206.

Krantz, R.W., 1991. Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. Tectonophysics, 188: 203-207.

Kuenen, P., 1953. Bull. Geol. Soc. Amer., 64: 1295-1314.

L

Lachmann, R., 1910. Über autoplaste (nichttektonische) Formelemente im Bau der Salzgesteine Norddeutschlands. Deutsch Geol. Monatsber., 62: 113-116.

Le Cann, C., 1987. Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée occidentale). Relations avec la sédimentation et la tectonique. Conséquences géodynamiques. Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne occidentale, 296 pp.

Lecompte, P., 1965. Creep in rock salt. Jour. Geology, 73(3): 469-484.

Leymerie, A., 1881. Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute Garonne. E. Privat, Toulouse, 1010 pp.

Lohest, M., 1913. Expériences de tectonique. Annales de la Société Géologique de Belgique, 39: 547-583.

Lohest, M., 1922. A propos des plis diapirs. Rappel de quelques principes de tectonique. Annales de la Société Géologique de Belgique, 44: 94-107.

Lotze, F., 1957. Steinsalz und Kalisalz; I Teil (allgemeingeologischer Teil). Ed.2: Berlin Nikolassce, Gebrüder Borntrzege, 465 pp.

Lundin, E.R., 1992. Thin-skinned extensional tectonics on a salt detachment, northern Kwanza Basin, Angola. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 405-411.

M

Malavielle, J. and Ritz, J.F., 1989. Mylonitic deformation of evaporites in decollements: examples from the Southern Alps, France. *Journal of Structural Geology*, 11(5): 583-590.

Mandl, G., De Jong, L.N.J. and Maltha, A., 1977. Shear zones in granular material. *Rock. Mech. Wien.*, 9: 95-144.

Mauffret, A., 1968. Etude des profils sismiques obtenus au cours de la campagne Géomède I au large des Baléares et en mer Ligure. Thèse 3ème cycle, Paris, 92 pp.

Mauffret, A., 1976. Etude géodynamique de la marge des îles Baléares. Thèse d'Etat, Paris VI, 137 pp.

Maze, J.P., 1987. Cartographie automatique et cartographie manuelle: résultats comparés (zone nord Fidji). IFREMER, Centre de Brest, DERO-GM, Rapport interne.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 40: 25-32.

Méar, Y., 1984. Séquences et unités sédimentaires du glacis rhodanien (Méditerranée occidentale). Thèse de 3ème Cycle, Université de Perpignan, 2 tomes: 214 pp.

Monot, A., 1990. Morphologie et structure des diapirs au large du Golfe du lion (Campagne MESEA). Rapport de DEA: "Géodynamique des marges océaniques et des chaînes plissées", Grand Sud-Est, 50 pp.

Mrazec, M.L., 1915. Les plis-diapirs et le diapirisme en général. *Rumania Inst. Geol., C.R.4*, 4: 226-270.

N

Nelson et Kulm, 1973.

Nettleton, L.L., 1934. Fluid mechanics of salt domes. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 18(9): 1175-1204.

Nettleton, L.L., 1943. Recent experimental and geophysical evidence of mechanics of salt-dome formation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 27(1): 51-63.

Normak, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A.V. and Bowen, A.J., 1980. Sediments waves on the monterey Fan levee: a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37:1-18.

O

Odé, H., 1968. Review of mechanical properties of salt relating to salt-dome genesis. *In Braustein, J. and O'Brien, G.D. Diapirism and diapirs. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 8: 53-78.

Olivet, 1987. Atlas cinématique.

Olivet, J.L., Auzende, J.M., Mascle, J., Monti, S., Pastouret, L. et Pautot, G., 1971. Description géologique de la bordure provençale. *Bull. CNEXO*, 2:375-394.

Ottman, F., 1957. Les formations pliocènes et quaternaires sur le littoral corse. *Mém. Soc. Géol. France*, 37(84): 176 pp.

P

- Parker, T.J. and Mc Dowell, A.N.**, 1955. Model studies of salt-dome tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 39: 2384-2470.
- Pascal et al.**, 1992.
- Pautot, G.**, 1967. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 265, série D: 1028-1030.
- Pautot, G.**, 1969. Etude géodynamique de la marge continentale au large de l'Estérel. Thèse d'Etat, Paris.
- Pautot, G.**, 1981. Cadre morphologique de la Baie des Anges (Nice-Côte d'Azur): modèle d'instabilité de pente continentale. *Oceanologica Acta*, 4(2):203-211.
- Pautot, G., Bellaiche, G., Vanney, J.R., Réhault, J.P. et Coutelle, A.**, 1992. Morphobathymétrie des marges de la Corse établie à l'aide d'un nouveau sondeur multifaisceaux à longue portée. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 314, série II: 603-610.
- Pautot, G., Le Cann, C., Coutelle, A. et Mart, Y.**, 1984. Morphology and extension of the evaporitic structures of the liguro-provençal basin: new Seabeam data. *Marine Geology*, 55: 387-409.
- Posepny, F.**, 1867. Studien aus dem salinengebiet siebenbürgens. *Jahrbuch K. K. Geol. Reichsanstalt*, 17(4): 475-516.

R

- Ramberg, H.**, 1967. *Gravity, Deformation and the Earth's crust*. Academic Press, London, 214 pp.
- Ramberg, H.**, 1968. Instability of layered systems in the field of gravity, II. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1: 448-474.
- Ramberg, H.**, 1970. Folding of laterally compressed multilayers in the field of gravity, II. Numerical examples. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 4: 83-120.
- Ramberg, H.**, 1979. Periodicity in buckle folds, in boudinage and pinch-and-swell, and in diapirism. *Journal of Structural Geology*, 1(1): 94-95.
- Ramberg, H.**, 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's crust in theory, experiments and geological application*, 2nd ed.: Academic Press, London, 452 pp.
- Réhault, J.P.**, 1981. Evolution tectonique et sédimentaire du Bassin Ligure (Méditerranée occidentale). Thèse de Doctorat d'Etat, Université Paris VI, 2 tomes, 132 pp.
- Réhault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A.**, 1984. The western Mediterranean Basin: geological evolution. *Marine Geology*, 55: 447-477.
- Réhault, J.P. et Béthoux, N.**, 1984. Earthquake relocation in the Ligurian Sea (western Mediterranean): geological interpretation. *Marine Geology*, 55: 429-445.
- Réhault, J.P. et Gennesseaux, M.**, 1982. Observations en plongées dans le canyon des Moines (sud-ouest corse). *Oceanis*, 8(8): 711-728.
- Rettger, R.E.**, 1935. Experiments on soft-rock deformation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 19(2): 271-292.
- Rinne, F.**, 1904. Plastische umformung von Steinsalz und sylvin unter allseitigem Druck. *Neues Jahrb. Mineralogie*, 1: 114-122.
- Rios, J.M.**, 1948. Diapirismo. *Espana Inst. Geol. y Minero Bol.*, 60: 153-390.

Rönnlund, P., 1989. Viscosity estimates from natural Rayleigh-Taylor instabilities. *Terra Nova*, 1: 344-348.

Römer, M.M. and Neugebauer, H.J., 1991. The salt problem: A multilayered approach. *Journal of Geophysical Research*, 96(B2): 2389-2396.

Rönnlund, P. and Koyi, H., 1988. Fry spacing of deformed and undeformed modeled and natural salt domes. *Geology*, 16: 465-468.

Rothé et al., 1978.

Ryan, W.B.F., Hsü, K.J. et al., 1973. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, XIII:1447 pp.

S

Sanneman, D., 1968. Salt stock families in Northwestern Germany. *In* Braustein, J. and O'Brien, G.D. Diapirism and diapirs. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 8: 261-274.

Schmeling, H., 1987. On the relation between initial conditions and late stages of Rayleigh-Taylor instabilities. *Tectonophysics*, 133: 65-80.

Schmeling, H., 1988. Numerical models of Rayleigh-Taylor instabilities surimposed upon convection. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, 14: 95-109.

Schwerdtner, W.M., 1986. Identification of evaporite diapirs formed under the influence of horizontal compression. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 34: 271-276.

Seni, S.J. and Jackson, M.P.A., 1983a. Evolution of salt structures, East Texas diapir province; Part 1, Sedimentary record of halokinesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67(8): 1219-1244.

Seni, S.J. and Jackson, M.P.A., 1983b. Evolution of salt structures, East Texas diapir province; Part 2, Patterns and rates of halokinesis. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67(8): 1245-1274.

Shih, T.C., Worzel, J.L. and Watkins, J.S., 1977. Northeastern extension of Sigsbee Scarp, Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 61(11): 1962-1978.

Souriot, T., 1992. Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie Spot et modélisation analogique. Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I, 215 pp.

Souriot, T. and Brun, J.P., 1992. Faulting and block rotation in the Afar triangle, East Africa: The Danakil "crank-arm" model. *Geology*, 20: 911-914.

Stanley, D.J., Réhault, J.P. and Stuckenrath, R., 1980. Turbid-layer bypassing model: the Corsican Trough, Northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 37: 19-40.

Stille, H., 1925. The upthrust of the salt masses of Germany. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 9(3): 417-441.

T

Talbot, C.J., 1977. Inclined and asymmetric upward-moving gravity structures. *Tectonophysics*, 42: 159-181.

Talbot, C.J., 1978. Halokinesis and thermal convection. *Nature*, 273: 739-741.

Talbot, C.J., 1990. Centrifuge models of Gulf of Mexico profiles. *The Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 22(7): A48-A49.

Talbot, C.J., and Jackson, M.P.A., 1987a. Salt Tectonics. *Scientific American*, 256: 70-79.

Talbot, C.J., and Jackson, M.P.A., 1987b. Internal dynamics and kinematics of salt structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71(9): 1068-1093.

Talbot, C.J., Koyi, H., Sokoutis, D., Mulugeta, G. and Schwerdtner, W.M., 1988. Identification of evaporite diapirs formed under the influence of horizontal compression; discussion and reply. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 36(1): 91-95.

Talbot, C.J., Rönnlund, P., Schmeling, H., Jackson, M.P.A., and Koyi, H., 1991. Diapiric spoke patterns. *Tectonophysics*, 188: 187-201.

Tanner, W.F. and Williams, G.K., 1968. Model diapirs, plasticity and tension. In Braustein, J. and O'Brien, G.D. *Diapirism and diapirs. American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 8: 10-15.

Teisserenc, P. and Villemin, J., 1990. Sedimentary Basin of Gabon - Geology and Oil Systems. In: J.D. Edwards and P.A. Santogrossi (Editors), *Divergent/passive margin basins. Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir*, 48: 117-200.

Tesson M., Gensous B., Droz L., Gaullier V., Voisset M. and Mear Y., 1990. First results of the "SARECO" cruise on the Rhone Fan: Further evidences of destabilization processes. XXXIIe Congrès International de la CIESM, Perpignan (France), 15-20 octobre, Rapports et Procès-Verbaux, 32(1): 110.

Thommeret, M., 1990. Tectonique comparée des marges continentales sarde (Mer Tyrrhénienne, Italie) et galicienne(N-O de l'Ibérie). Thèse de Doctorat d'Université, Paris VI, 170 pp.

Trusheim, F., 1960. Mechanism of salt migration in northern Germany. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 44(9): 1519-1540.

V

Vendeville, B.C., 1987. Champs de failles et tectonique en extension. Modélisation expérimentale. *Mem. Doc. Cent. Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, France*, 15: 392 pp.

Vendeville, B.C., 1988. Modèles expérimentaux de fracturation de la couverture contrôlée par des failles normales dans le socle. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307, série II: 1013-1019.

Vendeville, B. and Cobbold, P.R., 1987. Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 305, II, 1313-1319.

Vendeville, B. and Cobbold, P.R., 1988. How normal faulting and sedimentation interact to produce listric fault profile and stratigraphic wedges. *J. Struct. Geol.*, 10, (7): 649-659.

Vendeville, B., Cobbold, P.R., Davy, P., Brun, J.P. and Choukroune, P., 1987. Physical models of extensional tectonics at various scales. In: M.P. Cowards, J.P. Dewey and P.L. Hancock (Editors), *Continental Extensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 28: 95-107.

Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A., 1990. Modes of diapiric piercement through brittle overburden. *The Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 22(7): A104.

Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A., 1992a. The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 331-354.

Vendeville, B.C. and Jackson, M.P.A., 1992b. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petrol. Geol.*, 9: 354-371.

Viaris de Lesegno, L., 1978. Etude structurale de la Mer Tyrrhénienne septentrionale. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 177 pp.

Ville, L., 1856. Notice géologique sur les salines de Zahrez et les gîtes de sel gemme de Rang el Melah et d'Ain Hadjera (Algérie). *Mines Annales*, 15: 351-410.

W

Walker, R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *A.A.P.G. Bull.*, 62: 932-966.

Watkins, J.S. and others, 1978. Occurrence and evolution of salt in deep Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, 7: 43-65.

Wegmann, C.E., 1930. Über Diapirismus (besonders in Grundgebirge). *Comptes rendus de la Société Géologique de Finlande*, 3: 1-19.

Wenkert, D.D., 1979. The flow of salt glaciers. *Geophysical Research Letters*, 6: 523-526.

Woidt, W.D., 1978. Finite element calculations applied to salt-dome analysis. *Tectonophysics*, 50: 369-386.

Woidt, W.D. and Neugebauer, H.J., 1980. Finite element models of density instabilities by means of bicubic spline interpolation. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 21: 176-180.

Z

Ziegler, P.A., 1982. Geological atlas of Western and Central Europe. The Hague, Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 130 pp.

LISTE DES ILLUSTRATIONS

LISTE DES ILLUSTRATIONS

PREMIERE PARTIE

Figure I.1: Plan de position des profils réalisés lors des campagnes menées de 1979 à 1982.

Figure I.2: Localisation des campagnes MESEA I et II.

Figure I.3: Plan de position des profils réalisés lors de la campagne MESEA I et découpage des zones de travail.

Figure I.4: Diagrammes d'émission du sondeur multifaisceaux Seabeam (A), de réception (B) et de leur composition (C).

Figure I.5: Schéma de la chaîne d'acquisition sismique utilisée lors de la campagne MESEA I (Monot, 1990).

Figure I.6: Composition de la flûte AMG (Durand, 1991).

Figure I.7: Enregistrements graphiques en temps réel lors de la campagne MESEA I (Monot, 1990).

Figure I.8: Exemple de profil sismique 6 traces stackées: amélioration du rapport signal/bruit (Monot, 1990).

Figure I.9: Plan de position des profils réalisés lors de la campagne MESEA II-MESIM et découpage des zones de travail.

Figure I.10: Position du sondeur multifaisceaux Simrad sur le N/O "l'Atalante" et principe d'émission-réception.

Tableau I.1: Campagnes réalisées dans le bassin méditerranéen nord-occidental de 1979 à 1982 et nature des données recueillies.

Figure I.11: Contexte régional du secteur étudié dans ce mémoire (Réhault, 1981).

Figure I.12: Carte bathymétrique des bassins liguro-provençal et sardo-baléare de la Méditerranée occidentale (Réhault, 1981).

Figure I.13: A. Schéma morphostructural de la partie nord-occidentale de la Méditerranée (Réhault, 1981). B. Principales unités physiographiques de la Méditerranée nord-occidentale (Droz, 1991).

Figure I.14: Carte bathymétrique détaillée de la marge continentale au large de la Provence occidentale (Bellaïche et al., 1984).

Figure I.15: A. Carte bathymétrique de l'Eventail sous-marin profond du Rhône (Bellaïche et al., 1984). B. Résumé des caractéristiques morphologiques et sismiques de la série supérieure de l'Eventail du Rhône (Droz, 1983). C. Modèle théorique de croissance (Droz, 1983). D. Bloc diagramme de la partie orientale du Golfe du Lion (Droz, 1991).

Figure I.16: A. Schéma d'évolution géodynamique du bassin méditerranéen nord-occidental (Réhault et al., 1984a). B. Schéma paléogéographique et structural de la Méditerranée occidentale de l'Oligocène terminal à l'actuel (Réhault et al., 1984b).

Figure I.17: A. Comparaison de quatre modèles de rotation du bloc corso-sarde. B. Différentes propositions pour la limite continent-océan.

Figure I.18: Carte structurale schématique du bassin méditerranéen occidental, d'après les données sismiques et aéromagnétiques (Réhault et al., 1984).

Figure I.19: Carte des anomalies magnétiques dans le bassin algéro-provençal (Galdaneo et Rossignol, 1977). En surimposition, les directions transformantes interprétées (Réhault, 1981).

Figure I.20: Coupe synthétique schématique du bassin liguro-provençal entre les Maures et la Corse (Réhault, 1981).

Figure I.21: Structure de la marge orientale de Minorque et séries sédimentaires forées au site DSDP 372 (Réhault et al., 1984).

Figure I.22: A. Carte isochrone (s.t.d.) du toit du socle acoustique dans le bassin ligure. B. Carte des isopaques (en mètres) de la série infrasalifère. C. Carte des isopaques (en mètre) de la série évaporitique messinienne. Les hachures correspondent aux zones d'érosion, sans dépôts évaporitiques, leur limite représente la ligne de rivage à la fin du Messinien (Réhault, 1981).

Figure I.23: Stratigraphie acoustique dans le bassin ligure profond (Réhault et al., 1984).

Figure I.24: Stratigraphie sismique identifiée sur les profils MESEA (1990).

DEUXIEME PARTIE

Figure II.1: Les principaux écho-faciès identifiés par sondages 3,5 kHz dans le secteur d'étude, en concordance avec ceux répertoriés dans les zones voisines.

Figure II.2: Echo-faciès spécifiques du secteur d'étude.

Figure II.3: Morphologie détaillée de la zone 6 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 mètres).

Figure II.4: Morphologie détaillée de la zone 5 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 mètres).

Figure II.5: Détail bathymétrique de la zone 5, dans la partie distale des canyons de Saint-Tropez et Cannes-La Napoule sur les versants desquels on observe des dunes sédimentaires dissymétriques.

Figure II.6: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 6 -.

Figure II.7: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 5 -.

Figure II.8: Echo-faciès lité L1a dans le domaine moyen de l'Eventail sous-marin profond du Rhône correspondant à des turbidites fines de type "dépôts de levées".

Figure II.9: Echo-faciès lité L1b dans la partie distale du glacis liguro-provençal.

Figure II.10: Profil 3,5 kHz traversant le canyon de Saint-Tropez.

Figure II.11: Echo-faciès lité L1c dans la partie septentrionale de la zone 5, aux interfluves des canyons de Cannes-La Napoule, de Saint-Tropez et de la vallée sous-marine isolée "42°15'N".

Figure II.12: Modèles sédimentologiques des deep-sea fans (d'après Droz, 1983).

Figure II.13: Passage latéral progressif du faciès lité continu L1 au faciès lité discontinu L2, au pied de la pente liguro-provençale (Profil 5-1).

Figure II.14: A. Contact du mégaslump (faciès T1) avec une levée sédimentaire du deep-sea fan du Rhône (faciès L1). B. Passage latéral progressif du faciès transparent en surface (T1) au faciès entièrement transparent (T2) et nivellement de la topographie sous-jacente.

Figure II.15: Glissement gravitaire au pied d'un diapir salifère.

Figure II.16: Exemple de faciès transparent enfoui (T3) sur le glacis liguro-provençal.

Figure II.17: A. Morphologie détaillée de la tête des canyons rhodaniens (zone 1, Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

Figure II.18: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 1 -.

Figure II.19: Profil 3,5kHz recoupant la partie amont du canyon du Petit-Rhône creusé dans des sédiments anciens (faciès lité L1).

Figure II.20: A. Morphologie détaillée des canyons de la région marseillaise (zone 2, Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

Figure II.21: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 2 -.

Figure II.22: A. Morphologie détaillée des canyons de la région toulonnaise (zone 3, Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

Figure II.23: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 3 -.

Figure II.24: A. Morphologie détaillée des canyons de la zone 4a (Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

Figure II.25: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 4a -.

Figure II.26: A. Morphologie détaillée de la zone 4, au large de Nice (Seabeam, équidistance des isobathes 20 m). B. Interprétation morphostructurale.

Figure II.27: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz - zone 4 -.

Figure II.28: A. Morphologie détaillée des marges corses (sondeur multifaisceaux SIMRAD, équidistance des isobathes 50 m, cartographie IFREMER). B. Interprétation morphostructurale.

Figure II.29: Géométrie détaillée de la convergence des canyons des Moines, de Valinco et d' Ajaccio.

Figure II.30: Carte des accidents tectoniques tardi-hercyniens reconnus sur le bloc corso-sarde (Réhault, 1981; d'après Arthaud et Matte, 1977).

Figure II.31: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz sur les marges de la Corse.

Figure II.32: Ride de Pianosa: écho-faciès de "plateau".

Figure II.33: A. Faciès acoustique transparent en surface T1. B. Faciès acoustique transparent enfoui T3, au pied de la Ride de Pianosa.

Figure II.34: Faciès acoustique lité L1 sur des levées de chenaux.

Figure II.35: Faciès acoustique lité L2.

Figure II.36: Variations latérales du faciès lité discontinu à chaotique L2.

Figure II.37: Echo-faciès fruste associé à l'écho-faciès hyperbolique H2.

Figure II.38: Chenal du Var.

Figure II.39: Carte de la répartition des écho-faciès 3,5 kHz pour l'ensemble du bassin liguro-provençal.

Figure II.40: Principaux écho-faciès caractéristiques des courants de turbidité.

Figure II.41: Principaux écho-faciès caractéristiques des glissements gravitaires

Figure II.42: Exemples de glissements gravitaires dans différents contextes physiographiques.

TROISIEME PARTIE

Figure III.1: Plan de position des profils réalisés lors de la campagne MESIDIA (N/O "Catherine-Laurence", 1991) superposés aux profils des zones 5 et 6 de la campagne MESEA I.

Figure III.2: Relation entre profondeur et densité pour des roches salifères et des clastites terrigènes associées (Gulf Coast, USA, Jackson et Talbot, 1986).

Figure III.3: Densité du sel en fonction de la température. Une diminution de 6% de la densité du sel apparaît entre 0 et 800°C. Au delà, la perte est de 18,6% (Gussow, 1968).

Figure III.4: A. Schéma simplifié du mécanisme d'halocinèse par "flottabilité" (Jackson et Talbot, 1986). B. Principe de "l'instabilité Rayleigh-Taylor" pour les méthodes analytiques (Berner et al., 1972).

Figure III.5: Méthode des éléments finis (Berner et al., 1972).

Figure III.6: Méthodes numériques (Schmeling, 1987): effets des variations de la forme et de l'amplitude de perturbations initiales imposées aux modèles sur la géométrie, le taux de croissance et la longueur d'onde des structures obtenues.

Figure III.7: Méthodes numériques (Woidt, 1978): effets des variations du rapport des viscosités sur la forme des diapirs obtenus.

Figure III.8: Méthodes numériques (Römer et Neugebauer, 1991): effets comparés des variations des rapports de densités et de viscosités sur la forme des diapirs.

Figure III.9: Méthodes expérimentales (Berner et al., 1972): modèle avec huile et miel.

Figure III.10: Méthodes expérimentales (Talbot et Jackson, 1987).

Figure III.11: Méthodes expérimentales (Talbot et al., 1991).

Figure III.12: Similitudes entre la déformation produite par une instabilité Rayleigh-Taylor et une instabilité Rayleigh-Bénard (Talbot et al., 1991).

Figure III.13: Effets de la variation du rapport des viscosités "couverture/couche-mère" sur la géométrie des structures diapiriques obtenues en centrifugeuse (Talbot et Jackson, 1987b).

Figure III.14: A. Classification et nomenclature des diapirs en "champignon" en fonction de leur géométrie interne et externe. B. Coupes horizontales et verticales d'un diapir expérimental constitué d'un système complexe de plis internes (Jackson et Talbot, 1989).

Figure III.15: A. Distribution des pressions dans un fluide pressurisé sous une couverture cassante (Vendeville et Jackson, 1992a). B. Schéma simplifié des conditions requises pour qu'un diapir "perce" sa couverture en contexte atectonique (notion de seuil).

Figure III.16: Influence de la sédimentation (vitesse, mode, nature, etc...) sur la répartition des structures salifères (Bishop, 1978).

Figure III.17: Schéma du principe de "l'upbuilding" et du "downbuilding" (Jackson et Talbot, 1990a).

Figure III.18: A. Schéma simplifié du mécanisme d'halocinèse par surcharge différentielle (Jackson et Talbot, 1986). B. Exemple de modélisation numérique des effets de l'aggradation d'une couverture sur un niveau de densité et de viscosité moindres (Biot et Odé, 1968).

Figure III.19: Coupes schématiques obtenues à partir de modèles en centrifugeuse montrant les effets de variations latérales de l'épaisseur de la couverture et/ou de la couche-mère sur le basculement et l'asymétrie des diapirs (Jackson et Cornelius, 1987b).

Figure III.20: Effets des variations latérales de densité, de viscosité et d'épaisseur de la couverture sur la géométrie des structures diapiriques (Talbot, 1977).

Figure III.21: A. Bloc diagramme de la surface supérieure d'un modèle en centrifugeuse avec progradation d'une couverture (Jackson et Cornelius, 1987b; Jackson *et al.*, 1988). B. Coupes d'un modèle en centrifugeuse avec progradation d'une couverture sur un socle irrégulier. (Jackson et Cornelius, 1987b; Jackson *et al.*, 1988).

Figure III.22: Schéma simplifié du mécanisme d'halocinèse par écoulement gravitaire (Jackson et Talbot, 1986).

Figure III.23: Schéma synthétique d'un "glacier de sel" ou namakier à partir des exemples des monts Zagros du Sud de l'Iran (Talbot et Jackson, 1987).

Figure III.24: A. Schéma simplifié du mécanisme potentiel d'halocinèse par convection thermique (Jackson et Talbot, 1986). B. Nombre de Rayleigh (R) en fonction de l'épaisseur (d) d'une couche de halite pour différentes valeurs de viscosités, avec un gradient géothermique de 30°/km (Talbot, 1978).

Figure III.25: A. Exemple de niveau évaporitique impliqué dans une déformation compressive et agissant comme une surface de décollement avec structures anticlinales à coeur de matériau ductile (Iran, Schwerdtner, 1986). B. Comparaison des styles tectoniques compressifs (plis et chevauchements) avec et sans niveau salifère (Talbot et al., 1988).

Figure III.26: A. Coupes verticales d'un modèle analogique avec diapirisme réactif pendant une extension superficielle (Vendeville et Jackson, 1992a). B. Effets du taux d'extension et de la viscosité de la couche-mère sur la géométrie des structures extensives obtenues (Vendeville et Jackson, 1992a).

Figure III.27: A. Carte structurale schématique de la partie occidentale du Golfe de Mexico (Cobbold et Szatmari, 1991). B. Ligne sismique interprétée montrant des structures normales en amont de la pente et des structures plissées dans sa partie médiane (Golfe du Mexique). C. Ligne sismique interprétée montrant des failles de croissance associées à des salt rollers (marge brésilienne sud-orientale, bassin du Campos).

Figure III.28: A. Faille listrique et structure en roll-over sédimentaire résultant d'un glissement gravitaire sur une série évaporitique. B. Faille plane et graben de compensation résultant d'un glissement gravitaire sur une série évaporitique (Faure et Chermette, 1989).

Figure III.29: Evolution schématique de la croissance et de la décroissance diapirique au cours de la sédimentation lors d'une déformation superficielle extensive (Vendeville et Jackson, 1992b).

Figure III.30: Tectonique en radeaux (Duval et al., 1992).

Figure III.31: Exemple de glissement gravitaire sur niveau évaporitique: l'Eventail sous-marin profond du Rhône (Vendeville, 1987).

Figure III.32: A. Plans de glissement potentiels associés au glissement gravitaire d'une pile sédimentaire sous-compactée et sous forte pression de fluides (Crans et al., 1980). B. Modèle analytique de glissement gravitaire (Crans et al., 1980).

Figure III.33: Evolution schématique d'un glissement gravitaire sur une marge passive (Vendeville, 1987).

Figure III.34: A. Influence du mode et de la vitesse de sédimentation sur la géométrie des structures extensives observées dans quatre modèles analogiques simulant un glissement gravitaire (Vendeville, 1987). B. Coupes verticales des expériences correspondantes.

Figure III.35: A. Diapirisme de sel associé à une faille sous-jacente active (Jenyon, 1985). B. Initiation d'un diapir en amont d'un accident de socle sous-jacent (Vendeville, 1987).

Figure III.36: Carte bathymétrique synthétique résultant de l'assemblage des différents levés Seabeam et Simrad pour l'ensemble du bassin liguro-provençal (campagnes SEADOME, DELTARHO et MESEA I-II).

Figure III.37: Cartographie des chenaux fossiles du Petit-Rhône et répartition des masses glissées interstratifiées (Droz, 1991). 1 et 2: chenaux fossiles, 3: chenal actuel.

Figure III.38: Histoire de l'Eventail sous-marin profond du Rhône: étapes majeures de son édification (Droz et Bellaïche, 1985).

Figure III.39: Morphologie détaillée de la zone 6 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 m).

Figure III.40: Morphologie détaillée de la partie méridionale de la zone 5 (Seabeam, équidistance des isobathes 10 m) et analyse morphostructurale des alignements diapiriques.

Figure III.41: Détail de la géométrie en "L inversé" d'un diapir salifère sur le glacis liguro-provençal

Figure III.42: Dépression oblongue entre deux structures salifères correspondant à un "rim syncline" ou résultant de l'action de courants de contours (Seabeam, équidistance des courbes 10 m).

- Figure III.43:** Principaux types de structures salifères (Jackson et Talbot, 1986).
- Figure III.44:** A. Profil sismique monotrace T15 parallèle à la pente. B. Profil T15 interprété.
- Figure III.45:** Anticlinal salifère avec failles d'extrados et biseaux sédimentaires dans la couverture plio-quadernaire (profil situé dans la partie distale de l'Eventail sous-marin profond du Rhône).
- Figure III.46:** Failles de croissance enracinées sur coussin de sel et chenal fossile sur la partie droite du profil.
- Figure III.47:** A. Carte des isopaques des sédiments plio-quadernaires. B. Carte des isochrones du toit des évaporites supérieures (Monot, 1990).
- Figure III.48:** Diapirs et murs de sel sur le glacis liguro-provençal, en contact discordant avec la couverture sédimentaire plio-quadernaire.
- Figure III.49:** Synclinaux bordiers secondaires ("secondary peripheral sink").
- Figure III.50:** Influence du diapirisme sur la sédimentation: les structures salifères déformant le glacis jouent ici un rôle de barrage vis à vis des dépôts sédimentaires (Profil 3,5 kHz).
- Figure III.51:** Eboulement au pied d'un diapir (à gauche sur le profil), attestant la déstabilisation des sédiments lors de la montée du sel.
- Figure III.52:** Diapir "intrudant" un mégaslump attestant une halocinèse active pour la période actuelle.
- Figure III.53:** Série sédimentaire plio-quadernaire globalement peu déformée par le diapirisme salifère: réflecteurs réguliers et sub-horizontaux.
- Figure III.54:** Morphologie et répartition des structures salifères sur le glacis liguro-provençal (MESEA I).
- Figure III.55:** Analyse de l'orientations des structures salifères.
- Figure III.56:** Analyse de l'orientation des structures salifères par secteurs (zone 5, MESEA I, 1990).
- Figure III.57:** Synthèse de la répartition des structures salifères dans le bassin liguro-provençal, à partir des données MESEA I, SEADOME et DELTARHO (Le Cann, 1987).
- Figure III.58:** Synthèse de l'analyse morphostructurale des structures salifères sur le glacis liguro-provençal.
- Figure III.59:** Structuration du champ de diapirs sur le glacis franco-ligure (Le Cann, 1987).
- Figure III.60:** Distribution des structures salifères liguro-provençales par rapport à l'Eventail sous-marin profond du Rhône et à la Ride du Var.
- Figure III.61:** Relation potentielle entre la morphologie d'un système chenal-levées et la géométrie des structures salifères.
- Figure III.62:** Coupe sismique de la pente ligure au Sud du Bassin de Savone.(Réhault, 1971).
- Figure III.63:** Carte de la sismicité instrumentale des Alpes du Sud et du Golfe de Gênes (Béthoux, sous presse).
- Figure III.64:** Schéma structural et principaux accidents tectoniques dans le bassin ligure et sur ses marges (Réhault, 1981). Les croix correspondent aux axes hauts, les tirets aux bassins les plus subsidents.
- Figure III.65:** Relation entre la topographie du substratum, héritée d'une tectonique ancienne, et la géométrie des structures salifères.

QUATRIEME PARTIE

Figure IV.1: A. Rhéologie des fluides non newtoniens B. Résistance au cisaillement des argiles (Martinod, 1992).

Figure IV.2: A. Principe des expériences de Byerlee (1978). B. Enveloppe de rupture des parties fragiles et plastiques de la lithosphère (Martinod, 1992).

Figure IV.3: Viscosité de la silicone en fonction de la température (Nalpas, 1993).

Figure IV.4: Dispositif expérimental. A. Série "Sédimentation". B. Séries "Héritage+pente" et "Héritage+pente+sédimentation". C. Série "Systèmes complexes".

Figure IV.5: Modèles de glissement-étalement de nappes ductiles (Brun et Merle, 1985).

Figure IV.6: Analyse statistique des orientations de failles.

Figure IV.7: Modèle 1 (MAD IV.1): vue de surface après trois heures d'expérience.

Figure IV.8: Modèle 2 (MAD IV.5): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.9: Modèle 2: géométrie des relais de failles (vue oblique).

Figure IV.10: Modèle 2 après déformation: coupes perpendiculaires au talus.

Figure IV.11: Modèle 3 (MAD IV.4): vues de surface après 18 h et 36 h d'expérience.

Figure IV.12: Modèle 3: géométrie des relais de failles (vue oblique).

Figure IV.13: Modèle 3 après déformation: coupes perpendiculaires au talus.

Figure IV.14: Modèle 5 (MAD IV.6): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.15: Modèle 5 après déformation: coupes perpendiculaires au talus.

Figure IV.16: Modèle 6 (MAD IV.7): vue de surface en début d'expérience.

Figure IV.17: Modèle 6 (MAD IV.7): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.18: Modèle 6: coupes sériées perpendiculaires au talus.

Figure IV.19: Modèle 7 (MAD V.1): vue de surface en début d'expérience.

Figure IV.20: Modèle 7 (MAD V.1): A. vue de surface en fin d'expérience. B. Détail de la répartition des rides de silicone au front du talus progradant.

Figure IV.21: Coupes du modèle 7: rides au front de la surcharge.

Figure IV.22: Récapitulatif des expériences de la série "Héritage structural+pente".

Figure IV.23: Modèle MAD I.7 ($\theta = 60^\circ$): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.24: Analyse statistique des orientations de failles.

Figure IV.25: Modèle MAD I.8 ($\theta = 0^\circ$): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.26: Analyse statistique des orientations de failles.

Figure IV.27: Modèle MAD I.11 ($\theta = 90^\circ$, deux marches): A. Vue de surface en fin d'expérience. B. Coupes parallèles à la pente.

Figure IV.28: Modèle MAD II.3 ($\theta = 30^\circ$ et 60°): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.29: Analyse statistique des orientations de failles.

Figure IV.30: Modèle MAD III.1 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): A. Vue de surface après le premier basculement, en début d'expérience. B. Vue de surface avant le second basculement.

Figure IV.31: Géométrie des relais de failles à proximité de la marche.

Figure IV.32: Modèle MAD III.1 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.33: Analyse statistique des orientations de failles.

Figure IV.34: Modèle MAD III.2 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): vue de surface après le premier basculement.

Figure IV.35: Modèle MAD III.2 ($\theta = 30^\circ$ puis 60°): vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.36: Récapitulatif des expériences de la série "Héritage+pente+sédimentation".

Figure IV.37: Modèle MAD VI.1: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.

Figure IV.38: Détail de la géométrie des failles créées par l'interaction pente-direction héritée.

Figure IV.39: Modèle MAD VI.1: coupe générale et vues de détails .

Figure IV.40: Modèle MAD VI.2: vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.41: Modèle MAD VI.2: coupe générale.

Figure IV.42: Modèle MAD VII.1: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.

Figure IV.43: Détail de la géométrie des failles créées par l'interaction pente-direction héritée.

Figure IV.44: Modèle MAD VII.1: coupe générale et coupes de détails.

Figure IV.45: Modèle MAD VII.2: vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.46: Modèle MAD VII.2: coupe parallèle à la pente .

Figure IV.47: Modèle D.1: vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.48: Modèle D.3: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.

Figure IV.49: Détail du champ de failles sur le talus progradant.

Figure IV.50: Modèle D.3: coupe générale et détail du talus.

Figure IV.51: Modèle D.5: vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.52: Modèle E.2: vue de surface en fin d'expérience.

Figure IV.53: Détail du champ de failles sur le delta progradant.

Figure IV.54: Coupe parallèle à la pente, hors de la zone du delta.

Figure IV.55: Coupes sériées sur le delta.

Figure IV.56: Coupes équilibrées du modèle E.2.

Figure IV.57: Modèle D4: vues de surface à un stade intermédiaire et en fin d'expérience.

Figure IV.58: Coupe du modèle D4.

Figure IV.59: A. Domaines structuraux liés à la déformation halocinétique et limites d'extension des évaporites supérieures et du sel dans le bassin. B. Carte des isobathes du socle. C. Carte des isobathes de la base du sel.

Figure IV.60: Analyse statistique des alignements diapiriques visibles dans la morphologie actuelle du glacis liguro-provençal, à la périphérie du deep-sea fan du Rhône.

Figure IV.61: Analyse statistique des alignements diapiriques identifiés et cartographiés grâce à la sismique, sur le glacis liguro-provençal à la périphérie du deep-sea fan du Rhône.

Figure IV.62: Schéma d'interprétation du secteur étudié en terme de pente et de directions héritées avec leur obliquité θ .

Figure IV.63: Comparaison entre une vue de détail du modèle E.2 simulant un delta progradant et un extrait de la carte Seabeam au niveau du delta du Rhône.

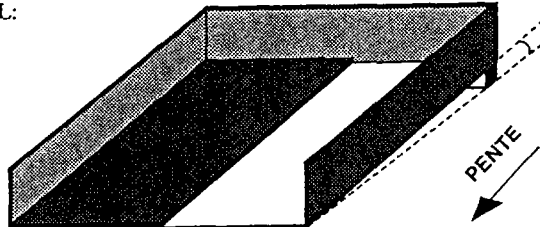
Figure IV.64: Géométrie de la ceinture de diapirs "perçants" et limite des provinces structurales surimposées aux accidents transformants du bassin liguro-provençal.

**ANNEXE:
DESCRIPTIF TECHNIQUE DES EXPERIENCES
ANALOGIQUES**

Modèle I.8

OBJECTIF: Glissement gravitaire + direction héritée à 0° de la pente

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

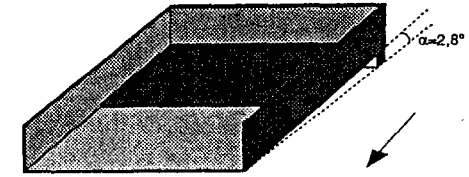
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 29°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle I.4

OBJECTIF: Glissement gravitaire + direction héritée à 90° de la pente

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

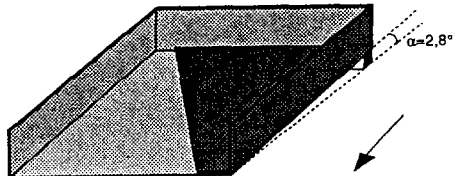
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,6 et 1,4 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6h30

Modèle I.9

OBJECTIF: Glissement gravitaire + direction héritée à 30° de la pente

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

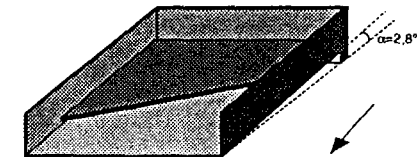
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 29°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle I.7

OBJECTIF: Glissement gravitaire + direction héritée à 60° de la pente

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

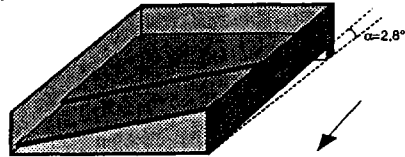
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 8 heures

Modèle I.12

OBJECTIF: Glissement gravitaire + direction héritée à 60° de la pente, 2 marches

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

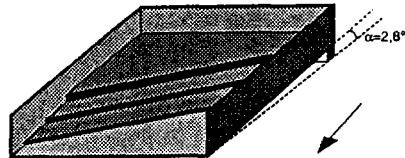
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45; 0,95 et 1,25 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle I.13

OBJECTIF: Glissement gravitaire + direction héritée à 60° de la pente, 3 marches d'épaisseurs différentes (2, 4 et 6 mm d'aval en amont)

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

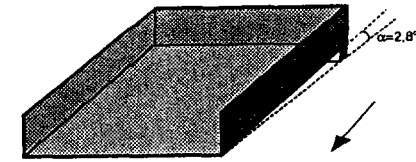
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: nivellement de l'ensemble des reliefs
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 4h20

Modèle I.10

OBJECTIF: Glissement gravitaire seul

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

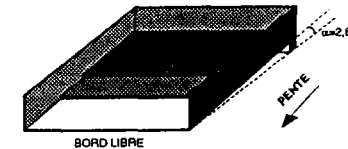
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseur de silicone: 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle I.11

OBJECTIF: Glissement gravitaire + direction héritée à 90° de la pente, 2 marches

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

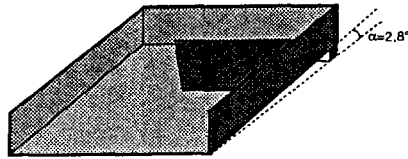
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45; 0,95 et 1,25 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle II.5

OBJECTIF: Glissement gravitaire + deux directions héritées combinées: 30° et 90°

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

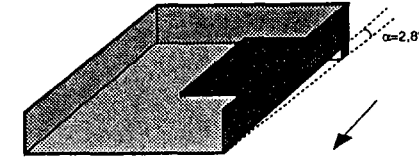
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 30°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 4h30

Modèle II.1

OBJECTIF: Glissement gravitaire + deux directions héritées combinées: 0° et 90°

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

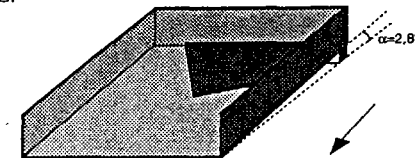
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle II.3

OBJECTIF: Glissement gravitaire + deux directions héritées combinées: 30° et 60°

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

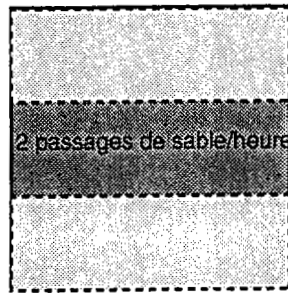
- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 31°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 5 heures

Modèle IV.1

OBJECTIF: Plateau sédimentaire isolé (double talus) et sédimentation uniforme: 1 mm/h, soit 1/8 de l'épaisseur initiale de la silicone par heure.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

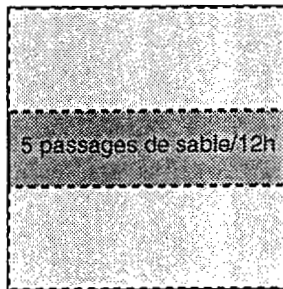
- Densité du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 0,8 cm
- Epaisseur de sable: 2 mm au début de l'expérience sur tout le modèle
- Température: 22°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 5 heures

Modèle IV.2

OBJECTIF: Plateau sédimentaire isolé (double talus) et sédimentation uniforme: 2 mm/12 h, soit 1/10 de l'épaisseur initiale de la silicone toutes les 12 heures.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

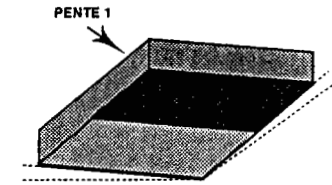
- Densité du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 2 cm
- Epaisseur de sable: 1 mm sur tout le modèle, 4 mm sur le talus
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 56 heures

Modèle III.1

OBJECTIF: Changement de direction de glissement de 30° et 60° pour une direction héritée constante.

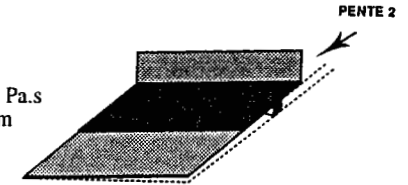
DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

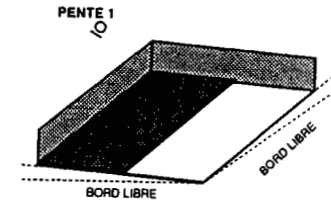
DUREE DE L'EXPERIENCE: 8 heures



Modèle III.2

OBJECTIF: Changement de direction de glissement de 30° et 60° pour une direction héritée constante.

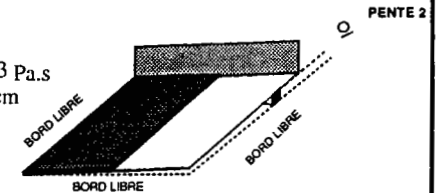
DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

- Densité de la silicone: 1,2
- Densité du sable: 1,3
- Viscosité de la silicone à 28°: $9,2 \cdot 10^3$ Pa.s
- Epaisseurs de silicone: 0,45 et 0,95 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

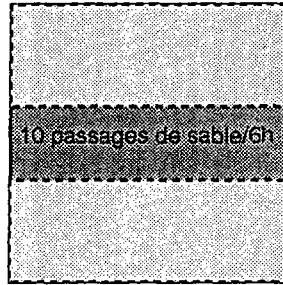
DUREE DE L'EXPERIENCE: 10 heures



Modèle IV.5

OBJECTIF: Plateau sédimentaire isolé (double talus) et sédimentation uniforme: 4 mm/6 h, soit 1/3 de l'épaisseur initiale de la silicone toutes les 6 heures.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

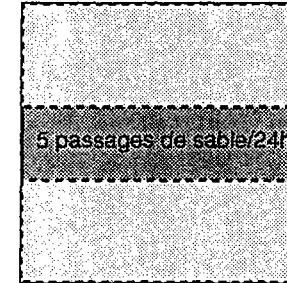
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 1,25 cm
- Epaisseur de sable: 2 mm sur tout le modèle, 4 mm sur le talus
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 44 heures

Modèle IV.3

OBJECTIF: Plateau sédimentaire isolé (double talus) et sédimentation uniforme: 2 mm/24 h, soit 1/10 de l'épaisseur initiale de la silicone toutes les 24 heures.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

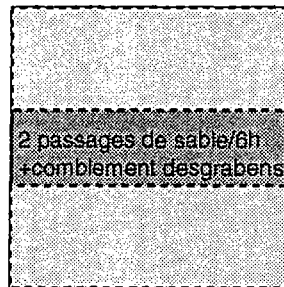
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 2 cm
- Epaisseur de sable: 1 mm sur tout le modèle, 4 mm sur le talus
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 56 heures

Modèle IV.6

OBJECTIF: Plateau sédimentaire isolé (double talus) et sédimentation non uniforme: comblement des dépressions toutes les 6 heures + 1 mm de sable sur tout le talus pour niveler, soit 1/12 de l'épaisseur initiale de silicone/6 h.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

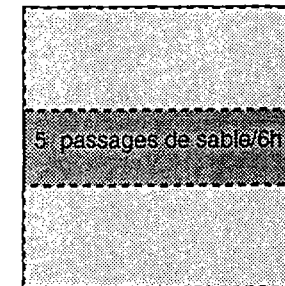
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 1,25 cm
- Epaisseur de sable: 2 mm sur tout le modèle, 2 mm sur le talus
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 44 heures

Modèle IV.4

OBJECTIF: Plateau sédimentaire isolé (double talus) et sédimentation uniforme: 2 mm/6 h, soit 1/6 de l'épaisseur initiale de la silicone toutes les 6 heures.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

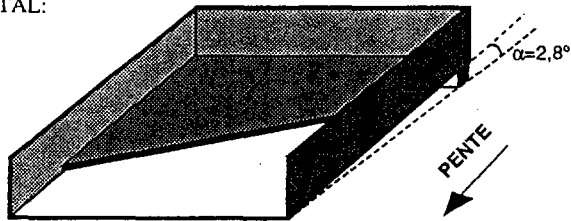
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 1,25 cm
- Epaisseur de sable: 2 mm sur tout le modèle, 2 mm sur le talus
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 44 heures

Modèle VI.1

OBJECTIF: Glissement gravitaire + Direction héritée à 60° de la pente +
Sédimentation uniforme: 1 mm toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseurs de silicone: 0,8 et 1,4 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle IV.7

OBJECTIF: Plateau sédimentaire isolé et sédimentation uniforme: 2 mm de
sable sur le double talus toutes les 12 heures et 1 mm sur tout le modèle
toutes les 24 heures, soit 1/10 de l'épaisseur initiale de silicone/12 h.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

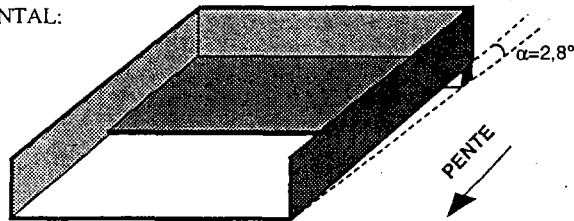
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 2 cm
- Epaisseur de sable: 1 mm sur tout le modèle, 2 mm sur le talus
- Température: 30°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 84 heures

Modèle VI.2

OBJECTIF: Glissement gravitaire + Direction héritée à 90° de la pente +
Sédimentation uniforme/ 2 mm toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

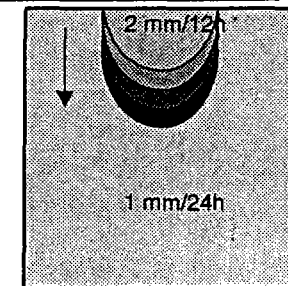
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 0,8 et 1,4 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6h30

Modèle V.1

OBJECTIF: Delta progradant et sédimentation uniforme: 2 mm de sable sur le
talus progradant toutes les 12 heures et 1 mm sur tout le modèle toutes les
24 heures, soit 1/10 de l'épaisseur initiale de silicone/12 h.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

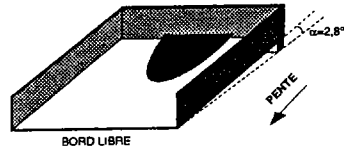
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 2 cm
- Epaisseur de sable: 1 mm sur tout le modèle, 2 mm sur le delta
- Température: 30°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 84 heures

Modèle D.1

OBJECTIF: Glissement gravitaire et delta, sédimentation séquentielle uniforme: 3 mm de sable sur le delta et 1 mm sur tout le modèle toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

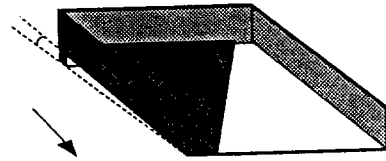
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 1,25 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm sur tout le modèle
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 4 heures

Modèle D.2

OBJECTIF: Glissement gravitaire, delta et direction héritée à 30° de la pente, sédimentation séquentielle uniforme: 3 mm de sable sur le delta et 1 mm sur tout le modèle toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

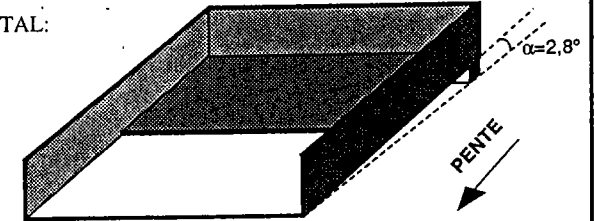
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 0,8 et 1,4 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm sur tout le modèle
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 4 heures

Modèle VII.1

OBJECTIF: Glissement gravitaire + Direction héritée à 90° de la pente + Sédimentation non uniforme: comblement des dépressions + 1 mm sur l'ensemble du modèle toutes les 30 mn

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

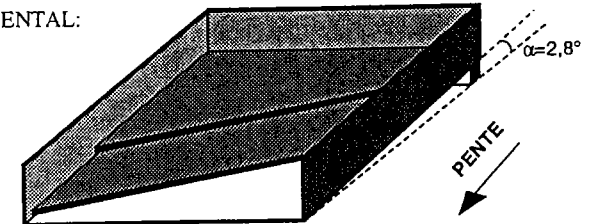
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseurs de silicone: 0,8 et 1,45 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6 heures

Modèle VII.2

OBJECTIF: Glissement gravitaire + Direction héritée à 60° de la pente (2 marches) + Sédimentation non uniforme: comblement des dépressions + 1 mm sur l'ensemble du modèle toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

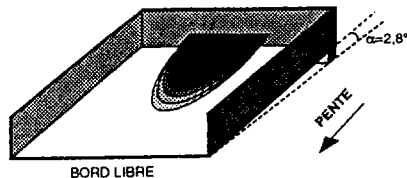
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 0,45; 0,8 et 1,45 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 6h30

Modèle E.2

OBJECTIF: Delta progradant et sédimentation non uniforme: Toutes les heures et demi: comblement des dépressions, 3 mm de sable sur le delta et 1 mm sur tout le modèle.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

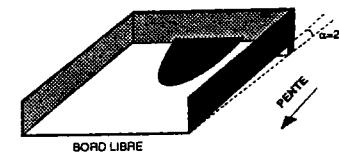
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: environ 1 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm sur tout le modèle, 3 mm sur le delta
- Température: 33°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 9 heures

Modèle D.3

OBJECTIF: Glissement gravitaire et delta, sédimentation séquentielle uniforme: 3 mm de sable sur le delta et 1 mm sur tout le modèle toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: environ 1 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm sur tout le modèle
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 7h30

Modèle D.5

OBJECTIF: Glissement gravitaire et delta, sédimentation séquentielle uniforme: 3 mm de sable sur le delta et 1 mm sur tout le modèle toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:

CONDITIONS INITIALES:

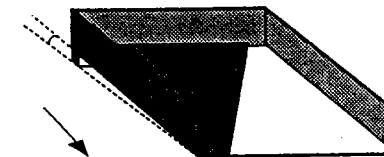
- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 0,8 et 1,4 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm sur tout le modèle
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: ? heures

Modèle D.4

OBJECTIF: Glissement gravitaire, delta et direction héritée à 30° de la pente, sédimentation séquentielle uniforme: 3 mm de sable sur le delta et 1 mm sur tout le modèle toutes les 30 mn.

DISPOSITIF EXPERIMENTAL:



CONDITIONS INITIALES:

- Densités du sable et de la silicone identiques à celles des modèles précédents
- Epaisseur de silicone: 0,8 et 1,4 cm
- Epaisseur de sable: 1 cm sur tout le modèle
- Température: 28°

DUREE DE L'EXPERIENCE: 7h30