



HAL
open science

**ETUDE GEOPHYSIQUE DU PROFIL SISMIQUE
WAM ET DE SON ENVIRONNEMENT : Apports à la
connaissance du socle des approches occidentales de la
Manche et de la mer Celtique.**

Mohammed Jaffal

► **To cite this version:**

Mohammed Jaffal. ETUDE GEOPHYSIQUE DU PROFIL SISMIQUE WAM ET DE SON ENVIRONNEMENT : Apports à la connaissance du socle des approches occidentales de la Manche et de la mer Celtique.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Rennes 1 [UR1], 1995. Français. NNT : . tel-01576553

HAL Id: tel-01576553

<https://insu.hal.science/tel-01576553>

Submitted on 23 Aug 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre 1353

Cobbold

7

THESE



Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I
U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir

le grade de Docteur de l'Université de Rennes I

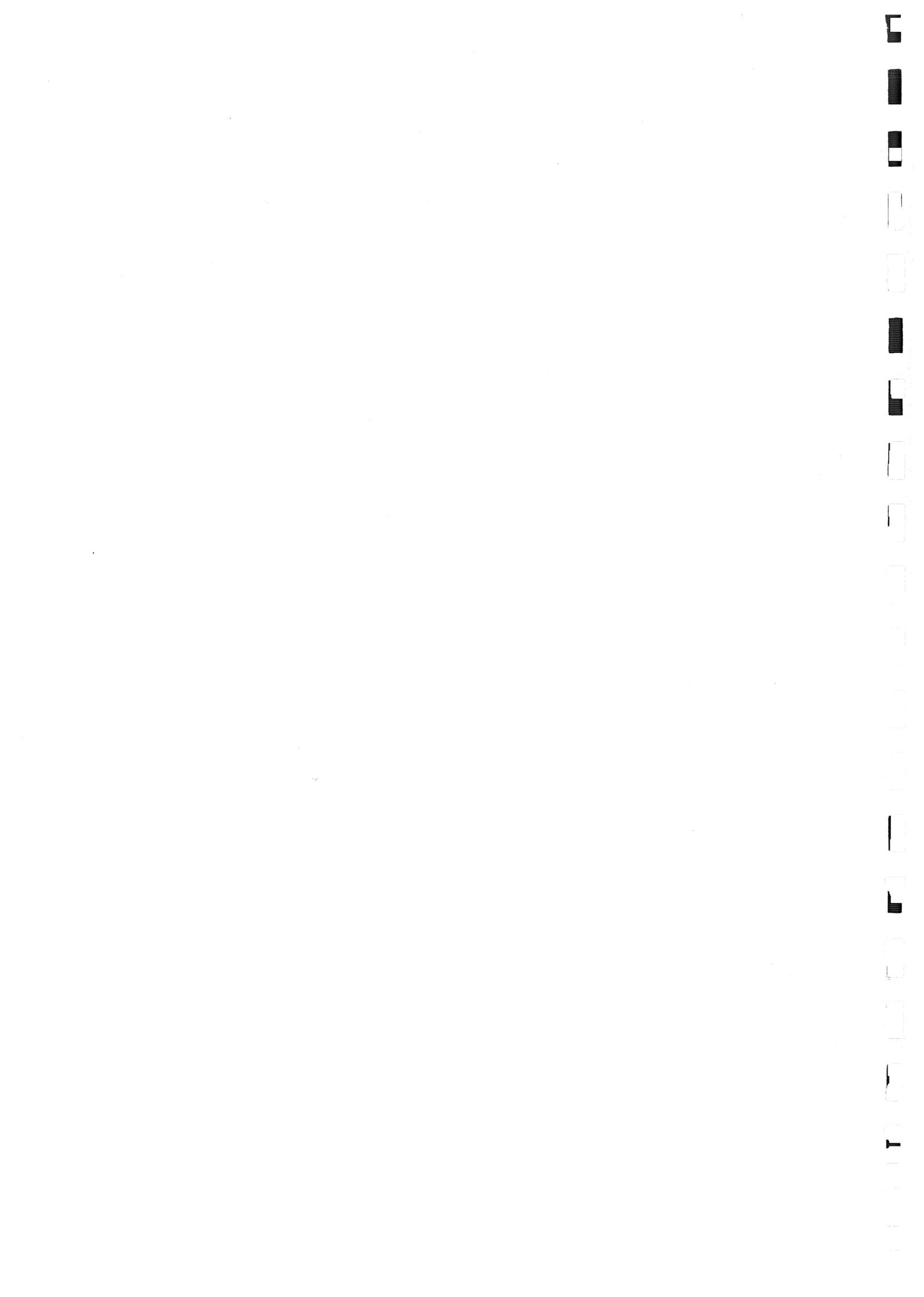
PAR

Mohammed JAFFAL

ETUDE GEOPHYSIQUE DU PROFIL
SISMIQUE WAM ET DE SON ENVIRONNEMENT :
Apports à la connaissance du socle des approches
occidentales de la Manche et de la mer Celtique.

Soutenu le 30 Juin 1995 devant la commission d'Examen

MM.	Peter R. COBBOLD	Président
	Roger BAYER	Rapporteur
	Jean-Claude SIBUET	Rapporteur
	Jean-Jacques CHAUVEL	Examineur
	Denis GAPAIS	Examineur
	François THOUVENOT	Invité
	Jean-Pierre LEFORT	Directeur de Thèse



N° d'ordre 1353



THESE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I
U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

pour obtenir

le grade de Docteur de l'Université de Rennes I

PAR
Mohammed JAFFAL

Classe à (Thèses)

GEOSCIENCES - RENNES CNRS - UPR 4561	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	<i>11434</i>

**ETUDE GEOPHYSIQUE DU PROFIL
SISMIQUE WAM ET DE SON ENVIRONNEMENT :**
Apports à la connaissance du socle des approches
occidentales de la Manche et de la mer Celtique.

Soutenue le 30 Juin 1995 devant la commission d'Examen

MM.	Peter R. COBBOLD	Président
	Roger BAYER	Rapporteur
	Jean-Claude SIBUET	Rapporteur
	Jean-Jacques CHAUVEL	Examineur
	Denis GAPAIS	Examineur
	François THOUVENOT	Invité
	Jean-Pierre LEFORT	Directeur de Thèse



Remerciements

Je tiens à exprimer ma plus profonde gratitude à toutes les personnes qui ont contribué d'une manière ou d'une autre à la réalisation de ce mémoire.

Je remercie tout particulièrement Jean Pierre Lefort pour son aide et sa disponibilité durant l'encadrement de ce travail.

Mes sincères remerciements à toutes les personnes que j'ai côtoyées durant la période que j'ai passée à l'institut de Géologie de Rennes.

Je remercie les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail.

Ce mémoire est dédié à mes parents et à tous ceux qui me sont chers.



Sommaire

Introduction	1
Chapitre I- Géologie régionale	5
I.1- L'orogène cadomien.....	8
I.1.1- Le Cycle Icartien (Pentévrien).....	8
I.1.2- Le Cycle Briovérien.....	9
I.1.3- Les modèles géodynamiques	10
I.1.4- Les prolongements septentrionaux et	
occidentaux de la chaîne cadomienne.....	13
I.2- Les Calédonides des Iles britanniques	17
I.2.1- Les fronts de la chaîne et son avant-pays.....	17
I.2.2- Les unités géologiques de la chaîne	17
I.2.3- Le métamorphisme et la déformation	19
I.2.3.1- Le domaine septentrional les Calédonides	
métamorphiques.....	21
I.2.3.2- Le domaine méridional les Calédonides non	
métamorphiques.....	21
I.2.4- Les modèles géodynamiques	21
I.3- La chaîne hercynienne d'Europe moyenne et occidentale.....	25
1.3.1- Les limites de la chaîne	25
I.3.2- Les grandes zones structurales	27
I.3.2.1- La domaine septentrional.....	27
1.3.2.2- La domaine méridional.....	28
1.3.3- Modèle d'évolution géodynamique.....	29
I.4- Le Mésozoïque et le Cénozoïque	31
I.4.1- Généralités.....	31
I.4.2- Les principaux événements tectoniques.....	35
I.4.3- Conclusion.....	36
Chapitre II- La migration du profil WAM	37
II.1- Etablissement des lois de vitesse nécessaires à la migration.....	39
II.2- Les résultats de la migration du profil WAM.....	52
II.2.1- La géométrie du Moho	52
II.2.2- Les réflexions «mantelliques»	58
II.2.3- Relations entre les réflexions sub-horizontales de la croûte	
inférieure et les réflexions pentées	61
II.2.4- Les chronologies relatives.....	66
II.2.5- Conclusion	69

Chapitre III- Etude des structures crustales superficielles	71
III.1- Les données utilisées.....	73
III.1.1- Le magnétisme.....	73
III.1.2- La gravimétrie.....	77
III.2- Etude qualitative	80
III.2.1- Le magnétisme.....	80
III.2.2- La carte gravimétrique à l'air libre.....	82
III.2.2.1- Les structures NE-SW à ENE-WSW.....	82
III.2.2.2- Les linéaments N130.....	85
III.2.2.3- Le chevauchement du Lizard.....	86
III.3- Etude quantitative.....	87
III.3.1- La modélisation magnétique	87
III.3.1.1- Les susceptibilités magnétiques	89
III.3.1.2- La modélisation.....	90
III.3.1.3- Conclusion	98
III.3.2- La modélisation gravimétrique des granites.....	99
III.4- Conclusion.....	106
Chapitre IV- Etude des structures crustales profondes : la fabrique	
sismique de la croûte continentale	107
IV.1- Les réflexions horizontales de la croûte inférieure.....	109
IV.1.1- Synthèse bibliographique	
Origine du litage de la croûte inférieure.....	109
IV.1.1.1- La modélisation numérique du litage sismique	
de la croûte inférieure.....	111
IV.1.1.2- La réflectivité de la croûte inférieure	
Hypothèses proposées	114
IV.1.1.3- Contextes de genèse des structures	
de la croûte inférieure.....	117
IV.1.1.4- Discussion et conclusion	119
IV.1.2- Etude statistique des réflexions	
horizontales de la croûte inférieure.....	122
IV.1.2.1- La méthode utilisée	122
IV.1.2.1.1- Tri angulaire, fenêtrage et mesure	
de la longueur des réflecteurs.....	123
IV.1.2.1.2- Les histogrammes de densité des réflecteurs.....	124
IV.1.2.2- Tests de la méthode utilisée.....	126
IV.1.2.2.1- Test concernant le style des pointés sismiques	126

IV.1.2.2.2- Test concernant la réflectivité de la croûte inférieure.....	127
IV.1.2.2.3- Test concernant l'effet des terrains surincombants.....	128
IV.1.2.3- Résultats.....	131
IV.1.2.3.1- Résultats concernant les profils SWAT.....	133
A- Anisotropie verticale de la réflectivité de la croûte inférieure.....	133
B- Anisotropie longitudinale de la réflectivité de la croûte inférieure.....	137
C- conclusion	141
IV.1.2.3.2- Résultats concernant le profil WAM.....	143
IV.1.2.3.3- Analyse critique des résultats.....	150
IV.1.2.3.4- Anisotropie directionnelle des réflecteurs horizontaux de la croûte inférieure	153
IV.1.2.3.5- Conclusions générales.....	159
IV.2- Etude des réflecteurs pentés	161
IV.2.1- Corrélations entre les profils WAM et SWAT (5 & 6)	161
IV.2.2- Les chevauchements hercyniens en mer Celtique.....	167
IV.2.3- Conclusions	172
Chapitre V- Filtrage des anomalies gravimétriques : la géométrie du Moho sous le plateau continental celtique	173
V.1- La carte d'anomalies de Bouguer en mer Celtique.....	175
V.2- Le filtrage des données gravimétriques.....	175
V.3- Analyse et Interprétation des résultats.....	182
V.4- Conclusion	192
Discussion et conclusions	193
Bibliographie	205
Annexe	221



...

INTRODUCTION

...



Introduction

Les premières images complètes de la croûte n'ont été obtenues que depuis quelques années grâce à la mise au point des techniques de sismique réflexion profonde. Ainsi, de nombreux profils ont été acquis en Manche et en mer Celtique, au cours de la décennie 1980, grâce à la coopération entre le groupe français ECORS (Etude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique) et l'équipe anglaise BIRPS (British Institutions Reflection Profiling Syndicate). Il s'agit des lignes SWAT (South West Approach Traverse) et WAM (Western Approches Margin) qui totalisent 2245 km de sismique réflexion en écoute longue. Le profil WAM a été disposé perpendiculairement à la marge de l'Eperon de Goban, son objectif principal était d'étudier le passage de la croûte continentale à la croûte océanique de la marge de la mer Celtique. Les profils SWAT ont été implantés de manière à recouper orthogonalement les structures hercyniennes et calédoniennes connues à terre au Sud de l'Irlande, au Sud-Ouest de la Grande-Bretagne et dans le massif armoricain.

But de l'étude :

Ce travail a pour objectif de comprendre l'organisation des structures crustales dans la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche. Il est basé sur :

- 1- l'étude du profil sismique WAM.
- 2- l'étude de l'environnement de celui-ci (mer Celtique et approches occidentales de la Manche), en suivant une double démarche :
 - a- l'interprétation des données gravimétriques et magnétiques disponibles.
 - b- l'étude des profils sismiques SWAT.

Plan du mémoire :

Ce mémoire est constitué de cinq chapitres en fonction de la nature des résultats :

Le *premier chapitre* est un aperçu sur le cadre régional. Il résume les caractéristiques des trois cycles orogéniques (cadomien, calédonien et hercynien) et des phases extensives méso-cénozoïques qui ont marqué l'histoire géologique de la région.

Dans le *second chapitre*, consacré à la migration du profil sismique WAM, nous présentons d'abord une revue des données de

vitesse disponibles, puis une analyse de la section migrée de ce profil.

Le *troisième chapitre* porte sur l'étude, à l'échelle régionale, des structures crustales superficielles. Cette étude consiste en l'interprétation des données gravimétriques et magnétiques .

Le *quatrième chapitre* expose les résultats de l'étude de la fabrique sismique de la croûte dans le domaine de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche. Il comprend deux parties qui concernent respectivement (1) l'étude des réflexions horizontales de la croûte inférieure litée et (2) l'étude des réflexions pentées.

Enfin, les résultats du filtrage des anomalies gravimétriques et leurs interprétations en terme de géométrie du Moho sous le plateau continental celtique sont présentés dans le *cinquième chapitre*.

Cette structuration du mémoire correspond grossièrement à la succession de trois parties :

- 1/ revue sommaire du contexte géologique (Chapitre I);
- 2/ étude du profil WAM (Chapitre II);
- 3/ étude de l'environnement de WAM (Chapitres III, IV et V).

CHAPITRE I

Géologie régionale

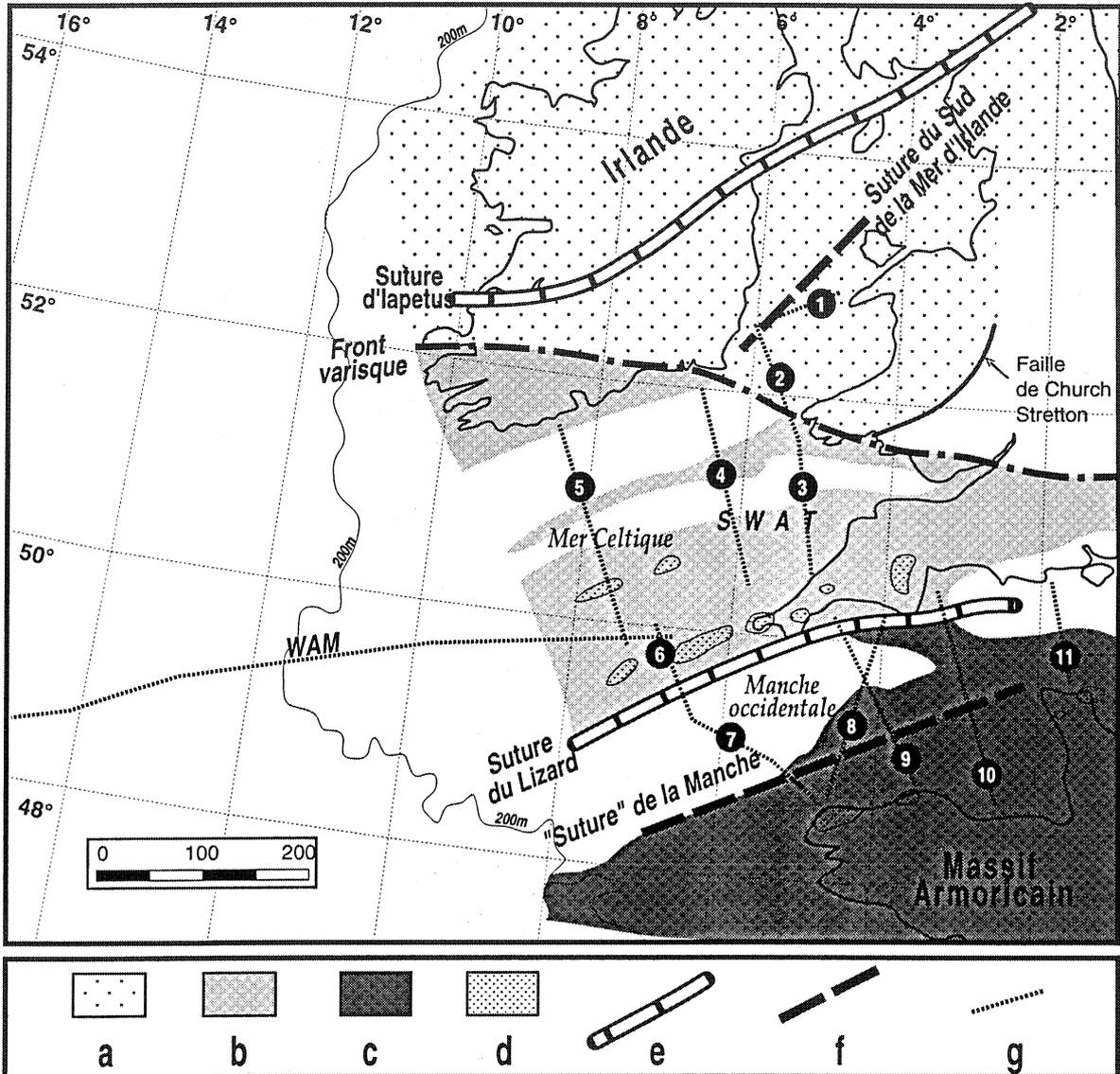


Fig. I.1 : Localisation de la région étudiée (mer Celtique et approches occidentales de la Manche) entre le Sud des îles britanniques et l'Ouest de la France. (Extrait de Bois et al, 1991, modifiée)

a= zone déformée par l'orogénèse calédonienne. b= région externe de l'orogénèse hercynienne. c= région interne de l'orogénèse hercynienne. d= batholites granitiques tardi-hercyniens. e= sutures calédonienne ou varisque. f= sutures cadomiennes. g= profils de sismique réflexion profonde.

Introduction

La région de la mer Celtique et de la Manche constitue une aire polyorogénique affectée depuis le Protérozoïque inférieur par de nombreux événements géodynamiques. En effet la croûte terrestre y est façonnée par les orogénèses cadomienne (660-540Ma), calédonienne (480-380Ma) et hercynienne (370-270Ma) ce qui lui confère une structure complexe. Pendant la période post-carbonifère, cette région est soumise à des épisodes distensifs responsables du développement des nombreux bassins sédimentaires reconnus, pour la plupart en mer, sous forme de sillons plus ou moins larges, allongés grossièrement en direction ENE-WSW. Leur substratum anté-mésozoïque a préservé l'empreinte d'accidents majeurs (Bois et al. 1991, Fig. 1.1) :

- la suture calédonienne de l'océan Iapetus au Nord de l'Angleterre et du Pays de Galles;
- les indices d'une subduction cadomienne en Angleterre;
- le front de déformation hercynien à vergence Nord au Sud de l'Irlande et du Pays de Galles;
- la suture hercynienne du Lizard à vergence Nord au niveau des Cornouailles britanniques.
- la suture cadomienne à vergence Nord en Manche (Lefort, 1975).

Au terme de cette structuration polyphasée, ce substratum est transformé en une mosaïque de domaines structuraux limités par ces accidents.

Dans ce chapitre, nous rappellerons les caractéristiques régionales majeures de chacun de ces trois cycles orogéniques (cadomien, calédonien et hercynien), à savoir les ensembles géologiques, les grands traits structuraux, etc. Enfin, nous évoquerons sommairement l'histoire géologique de la région pendant la période post-carbonifère.

I.1- L'OROGENE CADOMIEN

L'orogène cadomien résulte des manifestations tectono-métamorphiques et magmatiques fini-protérozoïques décrites dans plusieurs régions d'Europe moyenne et occidentale (Cogné et Wright, 1980). Cependant, ce n'est qu'au Nord du massif armoricain qu'une tectonique cadomienne polyphasée a pu être mise en évidence. L'une des originalités de ce domaine, est la présence de terrains précambriens peu affectés par les déformations postérieures. Il s'agit donc d'un segment de croûte presque intégralement préservé de toute déformation hercynienne. On retrouve des restes de cette chaîne en Pays de Galles et au Sud de l'Irlande.

En fait, l'histoire géologique précambrienne du domaine nord armoricain est marquée par la succession de deux cycles distincts (Fig. I.2) séparés par une longue période de vacuité d'environ 1 Ga, qui correspond en gros au Protérozoïque moyen. Le premier cycle nommé Icartien (ou Pentévrien) est antérieur à 1.8 Ga, le second dit Briovérien, s'étend de 660 à 540 Ma (Le Corre et al. 1991). Ce sont les formations briovériennes qui caractérisent l'orogène cadomien.

I.1.1- Le Cycle Icartien (Pentévrien)

Le socle pentévrien a été défini autour de la baie de Saint-Brieuc (Pays de Penthièvre) par J. Cogné en 1959, puis étendu une dizaine d'années après, à l'ensemble du soubassement du domaine domnonéen. Depuis, les nombreuses études qui se sont succédées ont permis une meilleure caractérisation et datation de ces terrains anciens, notamment, en Normandie dans le secteur de La Hague (Cogné, 1959, Graindor, 1960, Leutwein et al. 1973), dans les îles Anglo-Normandes (Calvez et Vidal, 1978) et dans le Trégor (Vidal, 1980)

De point de vue lithologique, deux ensembles peuvent être distingués au sein des formations icartiennes (Le Corre et al. 1991) : il s'agit de granitoïdes à phénocristaux, intrusifs dans une série volcano-sédimentaire. Toutes ces roches ont été intensément déformées et métamorphisées (plissement, schistosité, foliation, forte migmatisation, etc.).

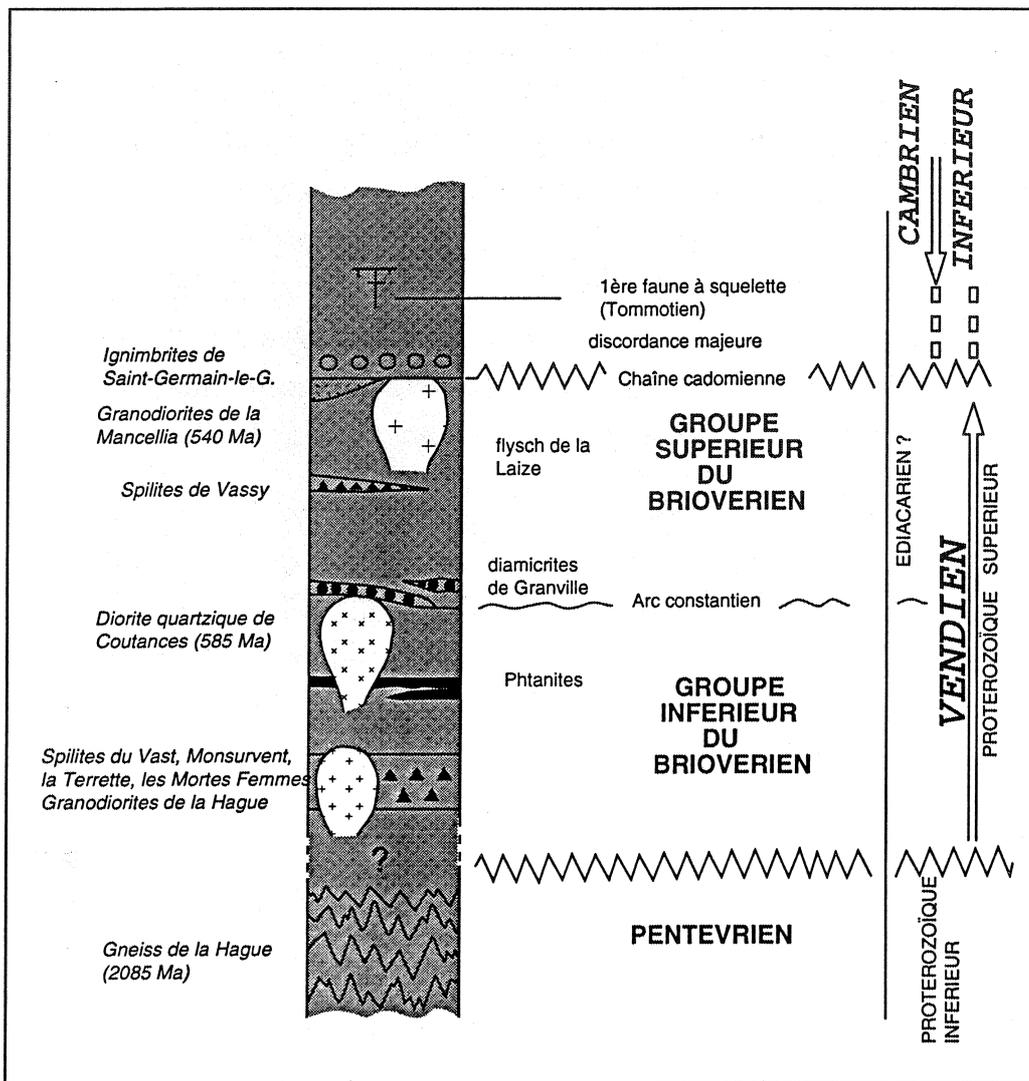


Fig. I.2 : Tableau synoptique du cycle cadomien en Normandie (in Dissler et al. 1988).

I.1.2- Le Cycle Briovérien

Les formations briovériennes du domaine nord-armoricain affleurent largement le long des côtes bretonnes et normandes depuis la baie de Lannion jusqu'au cap de La Hague. Selon les travaux de Le Corre (1977), Dupret (1982, 1984) et Dissler (1987), il existe une seule véritable discontinuité sédimentaire importante au sein du Briovérien d'où la subdivision : Briovérien inférieur-Briovérien supérieur.

Le Briovérien inférieur (650-600 Ma) est caractérisé par l'alternance d'épisodes sédimentaires et volcaniques. Les formations sédimentaires renferment des niveaux phthanitiques typiques considérés comme de bons marqueurs stratigraphiques. Ces niveaux sont caractéristiques du Briovérien inférieur, c'est pourquoi Le Corre (1977) propose d'utiliser le terme de "Briovérien phthanitique" pour désigner cet étage. Il se compose de formations essentiellement sédimentaires de nature flyschoïde avec de rares intercalations volcaniques (spilites de Vassy) (Dupret et al., 1985). Ces formations renferment, sous forme de remaniements, des éléments issus du Briovérien inférieur notamment des phthanites, c'est pourquoi il a été nommé : Briovérien post-phthanitique.

L'orogénèse cadomienne se manifeste à la fin du Briovérien inférieur par une phase tectono-métamorphique qui a engendré un métamorphisme et une déformation d'intensité croissante du Nord vers le Sud du domaine nord-armoricain. Ainsi, les secteurs les plus septentrionaux n'ont enregistré que de légères déformations associées à un métamorphisme épizonal. Par contre, plus au Sud, Balé et Brun (1983) mettent en évidence une structuration plus poussée des formations du Briovérien phthanitiques, matérialisée par un empilement progressif, vers le Sud et Sud-Ouest, d'unités structurales résultant d'un serrage de direction méridienne.

I.1.3- Les modèles géodynamiques

Les premières interprétations géodynamiques de l'évolution géologique du domaine nord-armoricain ont été proposées vers la fin des années 1970. Ainsi, Lefort (1975, 1977) a proposé l'existence d'une zone de subduction en Manche occidentale sur la base de données géophysiques et structurales dans le cadre de ses travaux sur le socle submergé périarmoricain.

Les études ultérieures (Auvray, 1979; Jonin, 1981) ont permis de mettre en évidence le caractère calco-alcalin du magmatisme particulièrement développé dans le Trégor, plaidant en faveur d'un modèle de marge active pour expliquer l'évolution protérozoïque du domaine nord armoricain. Auvray (1988) envisage une subduction vers le Nord qui aboutit à une suture entre un «continent sud» (la Mancellia) et un «continent nord» (Fig. I.3). Par contre, Graviou et

al. (1988) proposent l'existence d'une subduction vers le Sud-Est (Fig. I.4). Ceci ne s'accorde pas avec la vergence des structures qui montre un caractère systématiquement antithétique, ce qui n'a jamais été observé dans les chaînes modernes de collision.

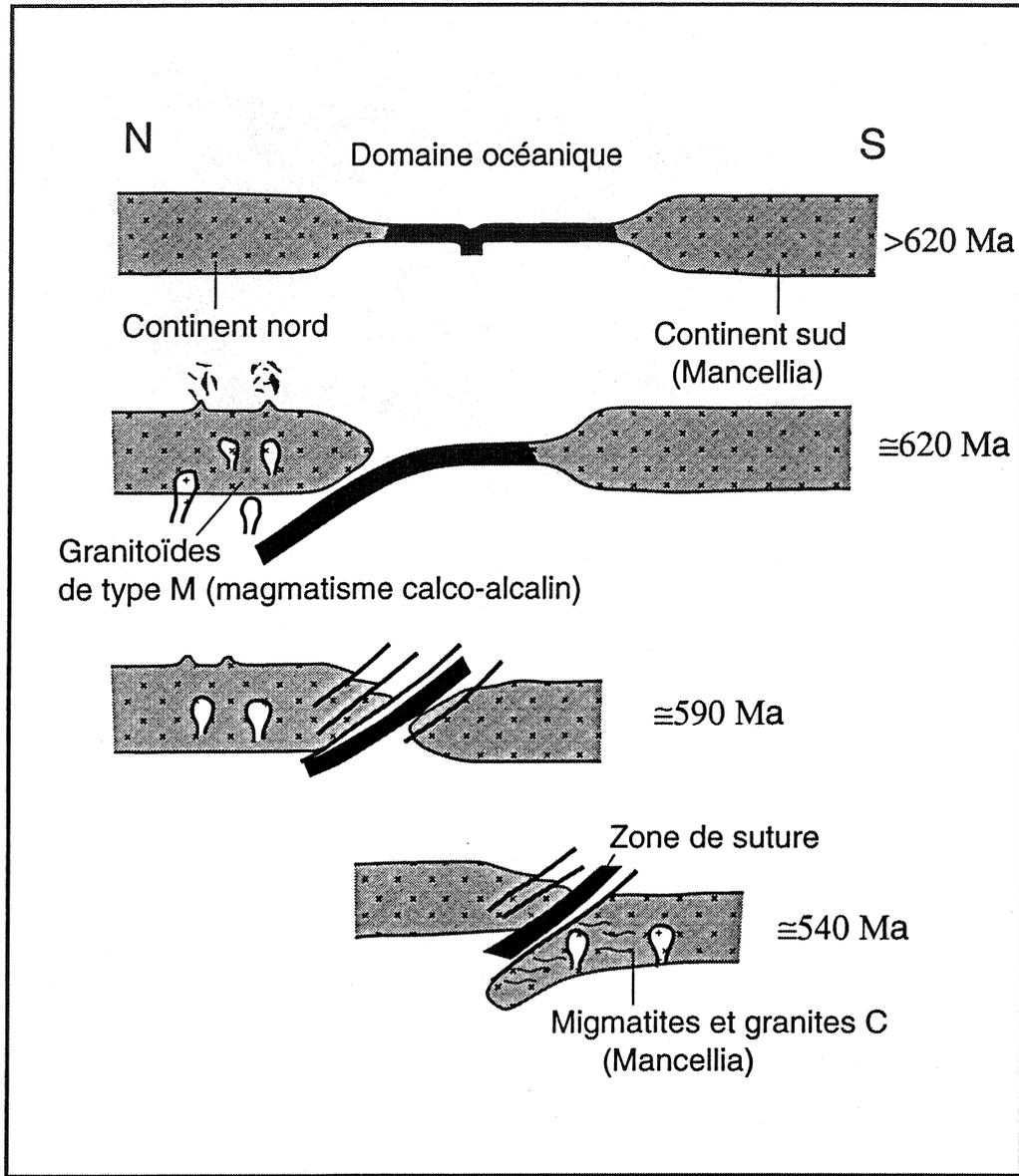


Fig. I.3: Modèle d'évolution géodynamique (subduction vers le Nord) du domaine nord-armoricain au Briovérien (AUVRAY, 1988).

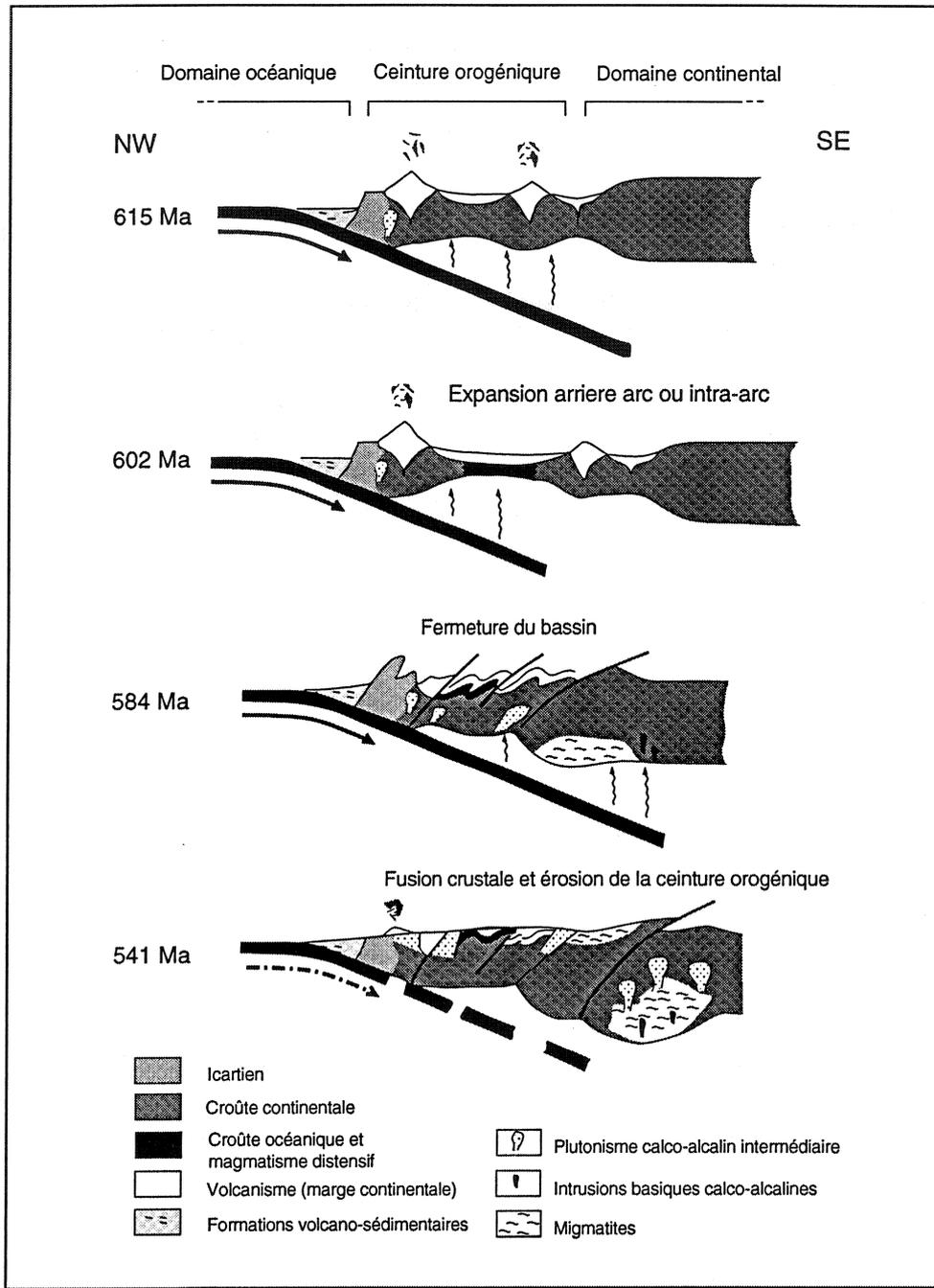


Fig. I.4: Modèle d'évolution géodynamique du domaine nord-armoricain au Protérozoïque supérieur (Briovérien) d'après GRAVIOU et al. (1988).

I.1.4- Les prolongements septentrionaux et occidentaux de la chaîne cadomienne

Les terrains précambriens de la zone sud-britannique apparaissent sous forme de massifs isolés au sein des formations paléozoïques de Cornouaille, du pays de Galles et du Sud-Est de l'Irlande (Fig. I.5). Malgré l'aspect parcellaire et discontinu de ces affleurements, des corrélations ont pu être établies dans le but de réaliser une interprétation géodynamique.

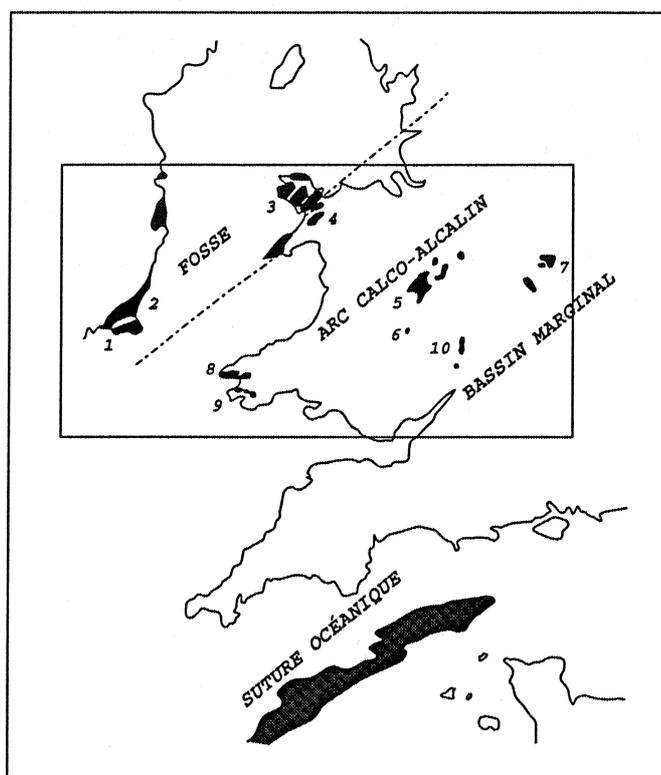


Fig. I.5: Les massifs précambriens du Sud-Est des Iles Britanniques et leur signification géodynamique (Cogné et Wright 1980)

1- Rosslare Complex; 2,3- Mona complex; 4- Arvonien; 5- Uriconien et Longmyndien; 6- Stanner-Hanter Complex; 7- Charnien et diorites du Leicestershire; 8- Dimétien et Pébidien; 9- Johnston Complex et Bentonien; 10- Diorites des Malverns Hills et Volcanites de Warren House.

Cogné et Wright (1980) distinguent deux zones géotectoniques orientées globalement NE-SW: une zone de fosse océanique et un arc magmatique calco-alkalin.

- *la zone de fosse:*

Les témoins de cette zone sont préservés dans le "Mona complex" Gallois et le Sud-Est de l'Irlande, ils ont été remobilisés par l'orogénèse calédonienne. Au pays de Galles, le "Mona complex" contient une épaisse série de terrains précambriens de nature variée (cherts, turbidites, metabasaltes et schistes bleus). Il serait l'équivalent d'une zone d'avant-arc formée à proximité d'une fosse océanique. Un phénomène d'obduction (chevauchement d'une vaste portion de croûte océanique sur une zone de croûte continentale) serait à l'origine de l'imbrication observée de basaltes océaniques, de faciès de type flysch et d'ophiolites (Thorpe et al. 1984).

- *l'arc magmatique calco-alcalin:*

Dans la zone sud-britannique, les indices d'un arc magmatique calco-alcalin se rencontrent dans quatre endroits: le "Welsh Borderland", les "Malverns Hills", les "English Midlands" (Baker 1971, 1973) et le Sud-Ouest du pays de Galles (Baker, 1971). Le magmatisme calco-alcalin se manifeste sous forme de plutonisme: gabbros, diorites, ou de volcanisme (Thorpe, 1974). Dans leur synthèse, Thorpe et al. (1984) envisagent une subduction vers le Sud-Est sous l'Angleterre et le pays de Galles, générant d'abord les intrusions méridionales telles que celles des "Malverns Hills", puis les granitoïdes et le volcanisme calco-alcalin du centre de l'Angleterre au cours de la migration de l'arc vers le Nord-Ouest.

Cogné et Wright (1980) propose une subduction similaire vers le Sud- Est, aboutissant à la fermeture de l'océan Celtique au Protérozoïque supérieur (Fig. I.6). Auvray (1979) évoque un système de deux subductions parallèles: l'une au Nord du domaine nord-armoricain, l'autre au Nord de la zone sud-britannique (Midland Block, Fig. I.7).

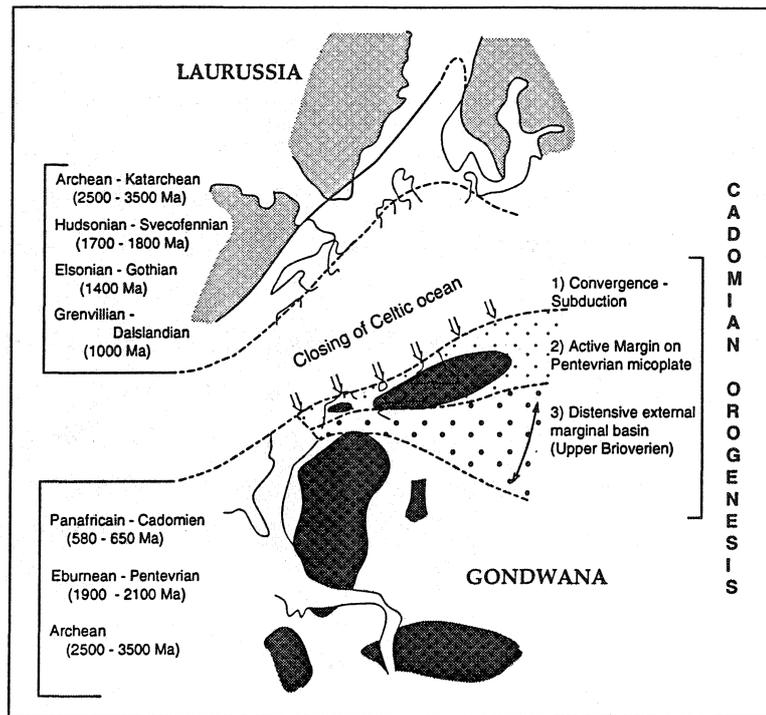


Fig. I.6: Développement de la ceinture orogénique cadomienne sur la marge nord du Gondwana (modifié d'après Cogné et Wright 1980).

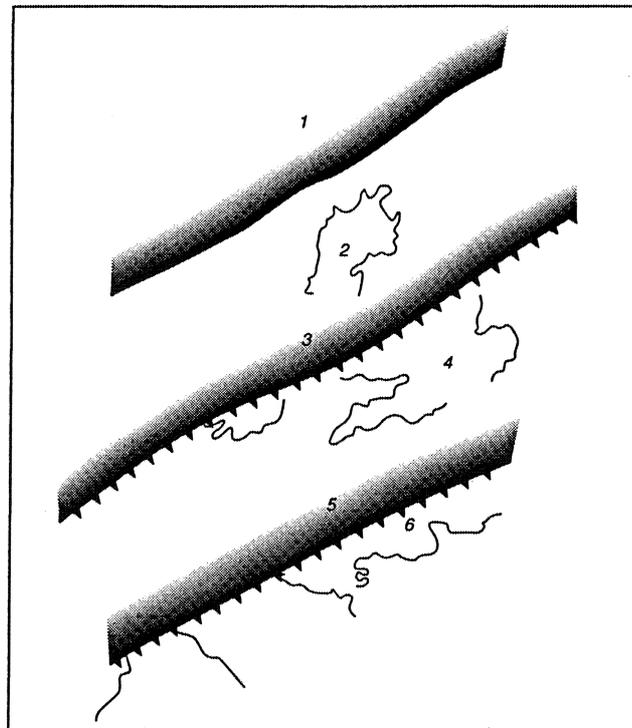


Fig. I.7: Position des microplaques ouest-européennes au Protérozoïque supérieur. 1- Iapetus; 2- micro-continent moisien; 3- océan longmyndien; 4- Midland-block; 5- océan de la Manche; 6- bloc armoricain. (extrait de Auvray, 1979, modifié d'après Lefort, 1975).

En Conclusion, malgré les similitudes observées entre le Briovérien supérieur du domaine domnonéen nord-armoricain et les massifs précambrien de la zone sud-britannique, rien ne permet actuellement de les assimiler directement ou de les différencier. Si bien que, deux hypothèses peuvent être avancées (Cogné et Wright, 1980) :

1- une subduction vers le Sud-Est (Fig. 1.6) décalée par une "faille transformante" cadomienne ou par des décrochements sénestres anté-hercyniens. Dans ce cas, le domaine domnonéen constituerait le prolongement des massifs sud-britanniques.

2- deux subductions parallèles à fonctionnement diachronique (Fig. 1.7).

I.2- LES CALEDONIDES DES ILES BRITANNIQUES

La fermeture de l'océan Iapetus (proto-Atlantique) entre le début de l'Ordovicien et le Silurien terminal a abouti à l'édification d'une longue et étroite chaîne orogénique : la chaîne calédonono-appalachienne. Celle-ci s'étend de façon sinueuse depuis la Norvège en Scandinavie jusqu'au Texas aux États-Unis. L'idée d'océan proto-Atlantique fût suggérée par Wilson en 1966; depuis, de nombreux auteurs se sont intéressés à l'étude des relations existantes entre les anciens continents "américain" et "européen" qui bordaient cet océan. Plusieurs modèles géodynamiques ont ainsi été proposés pour expliquer la disparition de celui-ci au cours du Paléozoïque inférieur.

Nous nous intéresserons particulièrement à la partie de la chaîne correspondante aux îles britanniques. Une description sommaire des grandes unités géologiques et structurales sera entre autres présentée.

I.2.1- Les fronts de la chaîne et son avant-pays

Orientée globalement N60, la chaîne calédonienne britannique montre une double vergence des structures. Au Nord, son avant pays correspond au craton hébridien (Fig. I.8) formé essentiellement de gneiss et granulites; par contre, au Sud celui-ci est masqué par des formations plus récentes. Toutefois, la nature des fragments de socle contenus dans ces formations révèle que le soubassement est composé de roches granitiques ou métamorphiques (Watson, 1978).

Le front nord de la chaîne est matérialisé par le chevauchement du Moine qui met en contact les unités calédoniennes (Moinien, Dalradien) et le socle lewisien. Cependant, vers le Sud la faille de Church Stretton marque la limite de la chaîne avec le Midland craton (Woodcock, 1984). Celle-ci est recoupée au Sud du pays de Galles par le front varisque.

I.2.2- Les unités géologiques de la chaîne (Fig. I.8)

La chaîne calédonienne britannique est subdivisée en trois domaines (Windley, 1986) :

1- un domaine septentrional comprenant les Northern Highlands et les Grampian Highlands où affleurent :

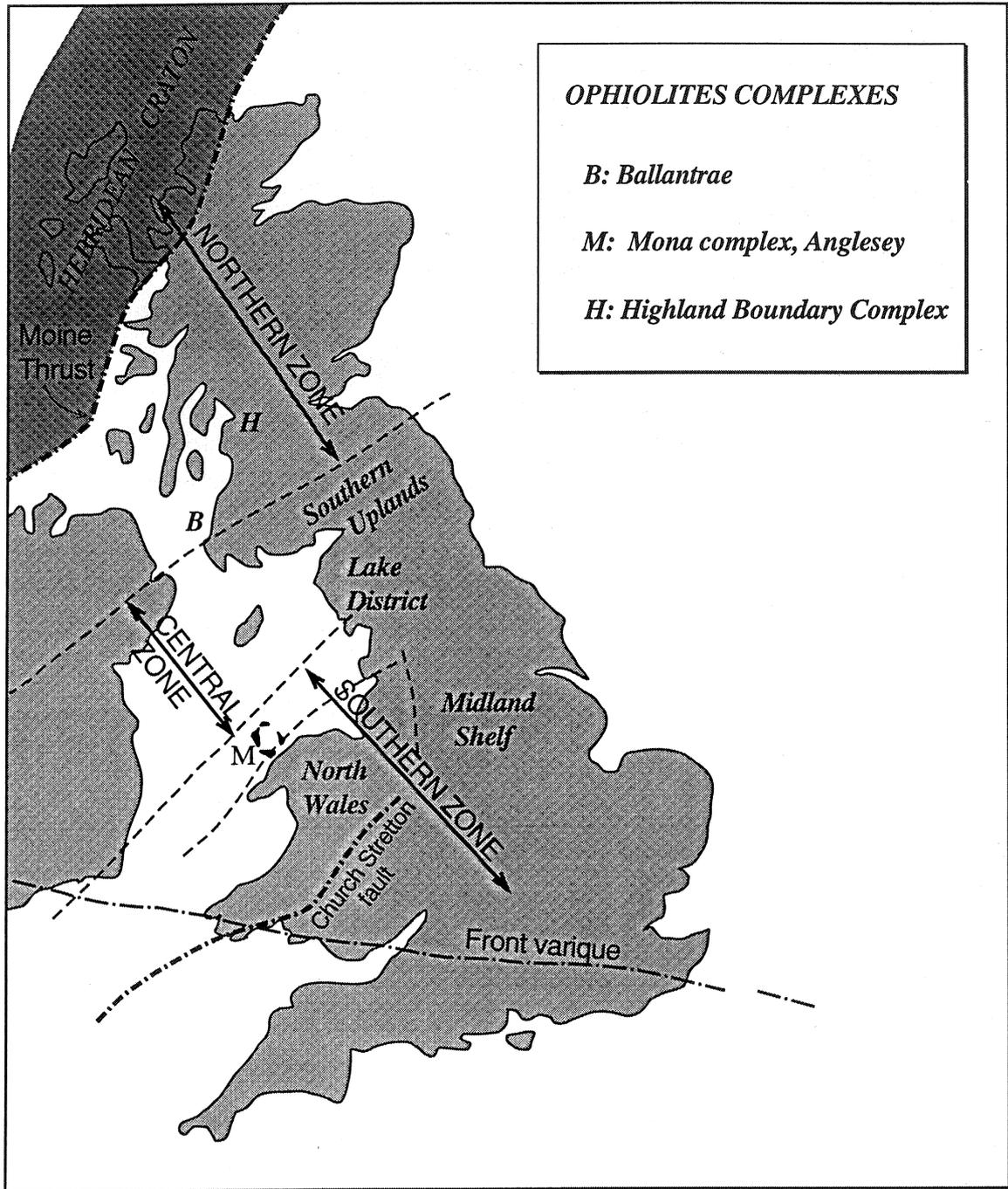


Fig. I.8 : Subdivisions structurales des Calédonides britanniques basées sur la place du complexe ophiolitique d'Anglesey et de la Ballantrae Highland Boundary Fault dans l'orogène.

(Extrait de Windley, 1986)

a- les grès du Torridon non métamorphiques datés du précambrien terminal; b- des calcaires et quartzites cambro-ordoviciens qui forment une série peu épaisse qu'on retrouve uniquement à l'ouest du chevauchement du Moine; c- les séries du Moinien et du Dalradien d'âge fini précambrien à cambrien, formées de roches de nature variée (pélites, marbres, volcanites basiques, etc.), fortement plissées et métamorphisées.

2- Un domaine central (Southern Uplands et Lake District) formé d'une épaisse pile volcanique d'âge ordovicien, et d'une série de shales, cherts, grauwackes et turbidites ayant subi une déformation modérée et un métamorphisme de bas grade vers la fin du Silurien ou au Dévonien.

3- Un domaine méridional incluant le Nord du pays de Galles et le Midlands anglais où les unités précambriennes n'affleurent que localement, on y observe les formations suivantes :

- le Mona complex d'Anglesey formé de roches précambriennes (serpentinites, cherts, pillow-lavas, schistes à glaucophane, etc.).

- la région de Church Stretton où affleurent des volcanites uriconiennes et des sédiments longmyndiens.

- des séries datées du Cambrien au Silurien affectées par une faible déformation à la fin du Silurien ou au Dévonien.

1.2.3- Le métamorphisme et la déformation (Fig. 1.9)

Le zonage métamorphique et structural au niveau des Calédonides britanniques est caractérisé par la juxtaposition de deux ensembles contrastés : les Calédonides métamorphiques au Nord et les Calédonides non-métamorphiques au Sud.

Le premier ensemble est essentiellement formé de gneiss ayant subi une forte déformation et un métamorphisme de haut grade; Alors que le second, est dominé par des roches peu métamorphiques intrudées par des complexes plutoniques acides (Watson et Dunning, 1979). D'autres part, des évidences géophysiques montrent qu'en profondeur, le contraste entre ces deux domaines se traduit par des différences de vitesses sismiques. Ainsi, sous les Calédonides métamorphiques, des vitesses supérieures à 6.4km/s sont observées à des profondeurs de 6 à 12km, contrairement au second ensemble où des valeurs semblables de vitesses d'ondes sismiques ne sont enregistrées que pour des profondeurs plus importantes (Bamford et al. 1978).

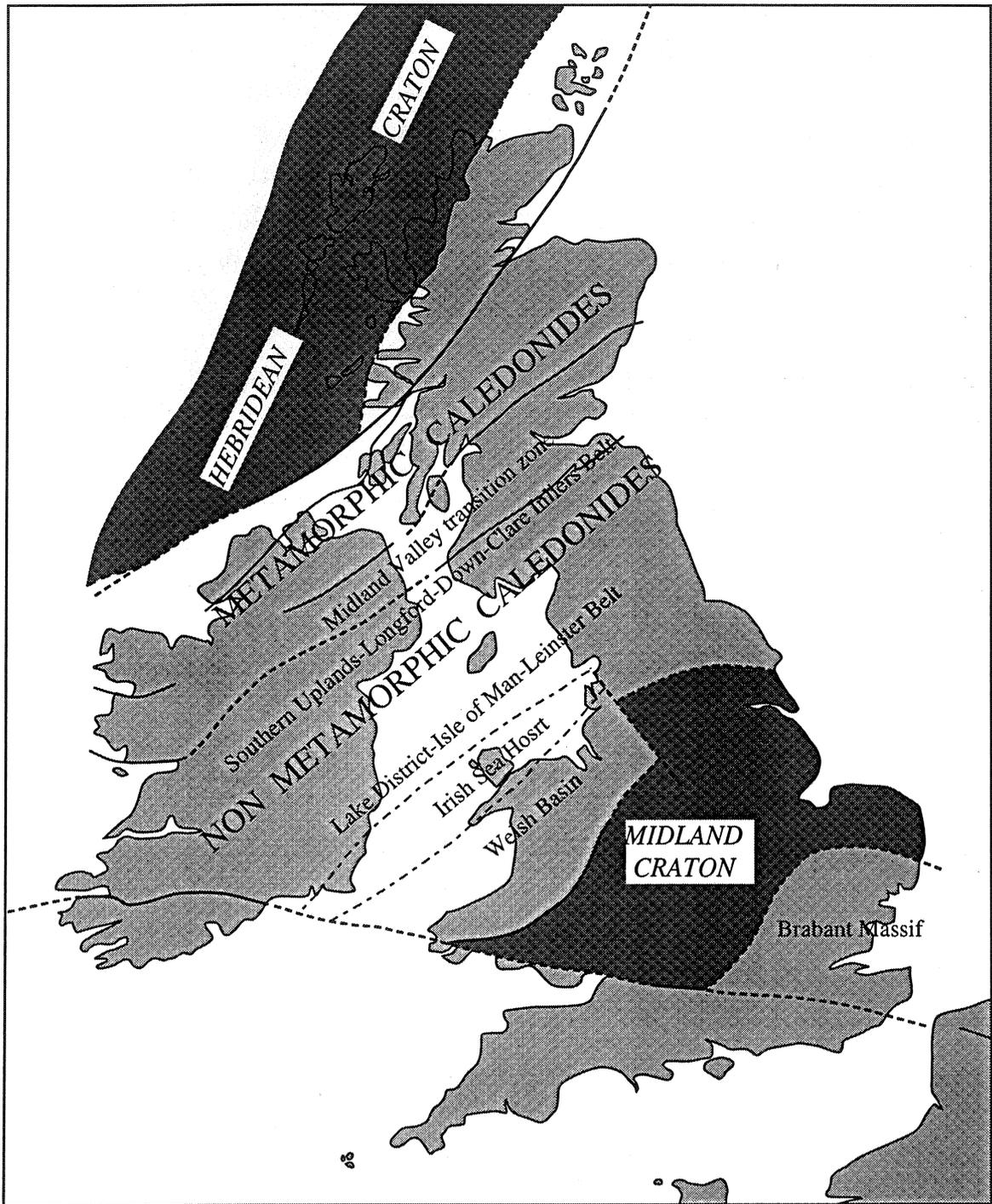


Fig. I.9 : Les grands domaines métamorphiques des Calédonides britanniques
(d'après Watson et Dunning, 1979)

I.2.3.1- Le domaine septentrional : les Calédonides métamorphiques

Ce domaine s'étend depuis le chevauchement du Moine au Nord jusqu'à la «Highlands Boundary Fault» au Sud. La phase principale de déformation qui l'a affecté se situe aux alentours de 500 Ma, elle est marquée notamment par la génération d'un plutonisme granitique (Brown, 1979). La déformation est caractérisée par une tectonique chevauchante qui s'accompagne de la mise en place de nappes à caractère souvent gravitaire (Johnson et al. 1979). Ce domaine se caractérise également par un changement de la vergence des structures de la chaîne qui s'oriente vers le Sud-Est au Sud de Great Glen Fault.

I.2.3.2- Le domaine méridional : les Calédonides non métamorphiques

Ce domaine est limité au Nord par la Southern Uplands Fault, et s'étend au Sud jusqu'aux Midlands anglais où il disparaît sous des formations plus récentes (Paléozoïque supérieur et Mésozoïque). Il n'a partout subi qu'une déformation et un métamorphisme modérés. La région des Southern Uplands qui en constitue la partie septentrionale correspondrait (selon McKerrow et al. 1977) à un prisme d'accrétion de la marge Nord de l'océan Iapetus, avec une propagation des chevauchements du Nord vers le Sud. Le Lake District (situé plus au Sud) représenterait un environnement d'arc volcanique formé sur la marge septentrionale de l'ancien continent européen (Moseley, 1977).

I.2.4- Les modèles géodynamiques

La reconstitution de l'histoire géologique des Calédonides britanniques en termes de tectonique des plaques a été tentée par de nombreux auteurs. Ainsi, Dewey (1969) propose un modèle dans lequel le Nord de l'Ecosse et de l'Irlande font partie d'un continent septentrional (ancien continent américain), la Midland Valley correspond à une marge continentale active de type andin avec une subduction vers le Nord. En revanche, une seconde subduction vers le Sud a lieu sous le continent "européen" méridional auquel appartiennent notamment le pays de Galles et le Lake District où un volcanisme d'arc est particulièrement développé. Enfin, sous les

Southern Uplands, qui occupent une position intermédiaire, serait préservé un fragment de croûte océanique (proto-Atlantique).

L'existence d'un tel fragment a été ultérieurement remise en cause par Powel (1971) sur la base de données géophysiques. Gunn (1973) et Jeans (1973) envisagent alors de situer la suture de l'Apétus au niveau de la Midland Valley, intégrant ainsi les Southern Uplands dans le continent européen. Ceci a été néanmoins contredit par Williams (1976) qui, en se basant sur des arguments paléontologiques, affirme l'appartenance des Southern Uplands au continent "américain". Il suggère alors de localiser la suture entre les Southern Uplands et le Lake District.

Plus tard, Soper et Hutton (1984) montrent que seule une subduction combinée à des mouvements décrochants sénestres permet de rendre compte de l'emplacement actuel des principales unités structurales. En outre, les résultats des campagnes de sismique réflexion profonde menées dans la chaîne calédonienne britannique montrent qu'en profondeur (entre 15 et 30 Km), le contact entre les deux plaques est matérialisé par une zone réfléchive à pendage nord (Beamish et Smythe 1986). Le prolongement de celle-ci aboutit à la surface au niveau du Lake District.

En se basant sur la synthèse de l'ensemble de ces travaux, Watson et Dunning (1979) proposent un modèle évolutif des Calédonides britanniques (Fig. I.10) :

Phase 1 : (Fin Précambrien-Début Ordovicien)

C'est la phase d'ouverture et d'élargissement de l'océan l'Apétus au cours de laquelle des bassins sédimentaires se développent dans un environnement de plate-forme continentale (bassin moisien et dalradien sur la marge septentrionale; bassin de Leinster et du Lake District sur celle méridionale). Parallèlement, une sédimentation pélagique d'eau profonde (Shales et Cherts) couvrait la croûte océanique au niveau des plaines abyssales.

Il faut noter que sur la figure I.10.1 qui illustre cette phase, les auteurs n'ont pas représenté une remontée de Moho sous l'important bassin sédimentaire baptisé "Upper Dalradian basin".

Phase 2 : (Ordovicien inférieur et moyen)

Il s'agit de la phase la plus complexe de l'évolution des Calédonides pendant laquelle plusieurs événements se sont produits (sédimentation, subduction, obduction, volcanisme, déformation et soulèvement). L'ouverture de l'apetus s'achève au début de l'Ordovicien, des évidences paléontologiques indiquent une

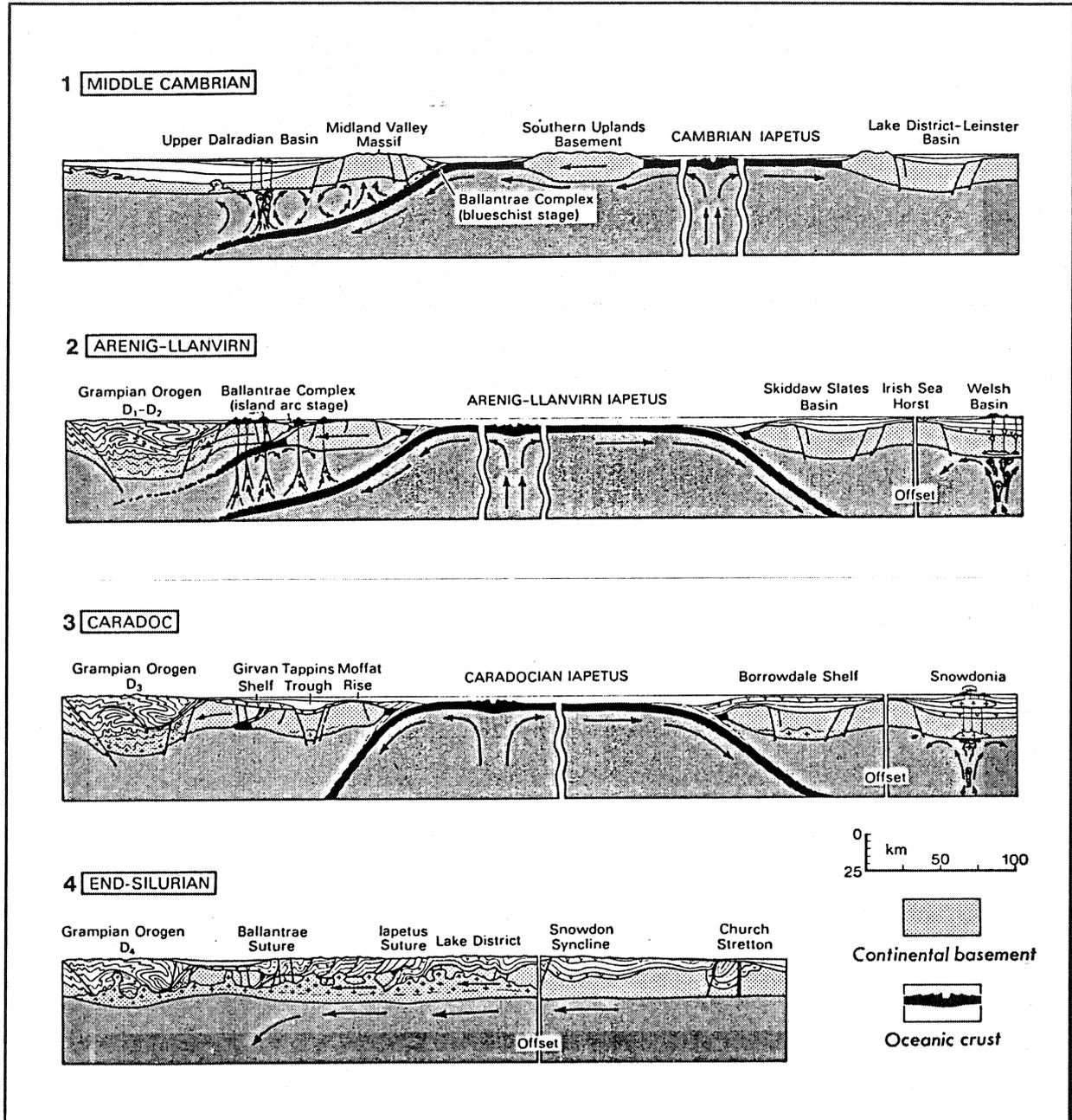


Fig. I.10 : Modèle de tectonique des plaques expliquant l'évolution des Calédonides britanniques (d'après Watson et Dunning, 1979, In : Windley, 1986)

séparation maximale de ses marges pendant cette période. Un métamorphisme et une déformation intenses affectent les Highlands écossais entre 510 et 480 Ma (les derniers granites sont datés à 460 Ma (Pankhurst, 1974)). Par ailleurs, une déformation diachronique est enregistrée dans les formations moinienne et dalradienne entre le début et la fin de l'Arenig en Irlande et en Ecosse. C'est une déformation polyphasée (marquée notamment par le développement de plis couchés kilométriques) qui précède les événements métamorphiques (Thomas, 1979).

Sur la marge sud, la nature des formations volcaniques du Nord du pays de Galles (andésites, Ignimbrites, tuffs, etc.) d'une part, le volcanisme tholéiitique du Lake District d'autre part, indiquent le fonctionnement (pendant ce temps) d'une deuxième zone de subduction à pendage sud (Bluck, 1983). Dès l'Ordovicien moyen, l'uplift et l'érosion des zones septentrionales favorisent une abondante sédimentation détritique (flyschöide) qui progrède vers le Sud.

Phase 3 : (Silurien terminal)

A la fin du Silurien, l'Océan Iapetus se referme à la suite de la collision qui a lieu entre le continent septentrional et les Southern Uplands (McKerrow et Soper 1989; Fig. I.10.3 et 4). L'âge de la collision est de plus en plus tardif vers le Sud-Ouest; Phillips et al. (1976) évoquent un modèle de collision oblique évoluant depuis la fin de l'Ordovicien jusqu'à la fin du Silurien.

NB : Il faut souligner que la région qui nous intéresse (mer Celtique et approches occidentales de la Manche) se situe dans la zone des calédonides non métamorphiques, en domaine externe septentrional de la chaîne. Le sens de déversement et la direction globale des structures de cet orogène indiquent l'existence dans cette région de chevauchements à vergence SE, de direction N60 environ. Sur WAM, ceux-ci devraient montrer un pendage apparent vers l'Ouest puisque ce profil, implanté en direction E-W, les recoupe en biais.

I.3- LA CHAÎNE HERCYNIENNE D'EUROPE MOYENNE ET OCCIDENTALE

La chaîne hercynienne d'Europe moyenne et occidentale constitue un vaste domaine orogénique complètement arasé avant le Permien. Elle s'étend depuis le Sud de la péninsule ibérique jusqu'au Nord du massif de Bohême sur plus de 3000 km de long pour une largeur moyenne de l'ordre de 700 km (Matte, 1986; Fig. I.11). Elle correspond à des terrains (protérozoïque à carbonifère) déformés, métamorphisés et intrudés par divers types de granitoïdes. Ces terrains affleurent dans des massifs stables à tectonique post-permienne faible voire nulle et se prolongent sous les grands bassins sédimentaires méso-cénozoïques. Il est possible de reconstruire une ceinture varisque relativement continue en raccordant les différents massifs et en replaçant les blocs corso-sarde et ibérique vers leur position anté-permienne.

La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale est marquée par une virgation majeure (l'arc ibéro-armoricain) analogue à celle qu'on observe à l'Ouest de la chaîne himalayenne. Elle est également caractérisée par une large zone centrale où affleurent les terrains les plus anciens et les plus fortement déformés, ainsi que la plupart des granitoïdes (Matte et Hirn, 1988). Le carbonifère supérieur se présente essentiellement sous forme de dépôts limniques largement discordants sur le substratum plissé et métamorphisé.

1.3.1- Les limites de la chaîne

La limite nord de la chaîne est relativement bien définie depuis le Sud de l'Irlande jusqu'en Allemagne, elle est connue sous le nom de "front varisque". Il s'agit de chevauchements plats à vergence nord (Meissner et al. 1981) résultant du charriage de terrains anciens (cambrien à carbonifère) sur d'autres plus récents (carbonifère moyen à supérieur) moins déformés. Ces derniers recouvrent un substratum dévono-carbonifère non affecté par les déformations hercyniennes.

Malgré l'importance du "front varisque" dans l'édifice hercynien, sa cartographie et sa cinématique font encore l'objet de

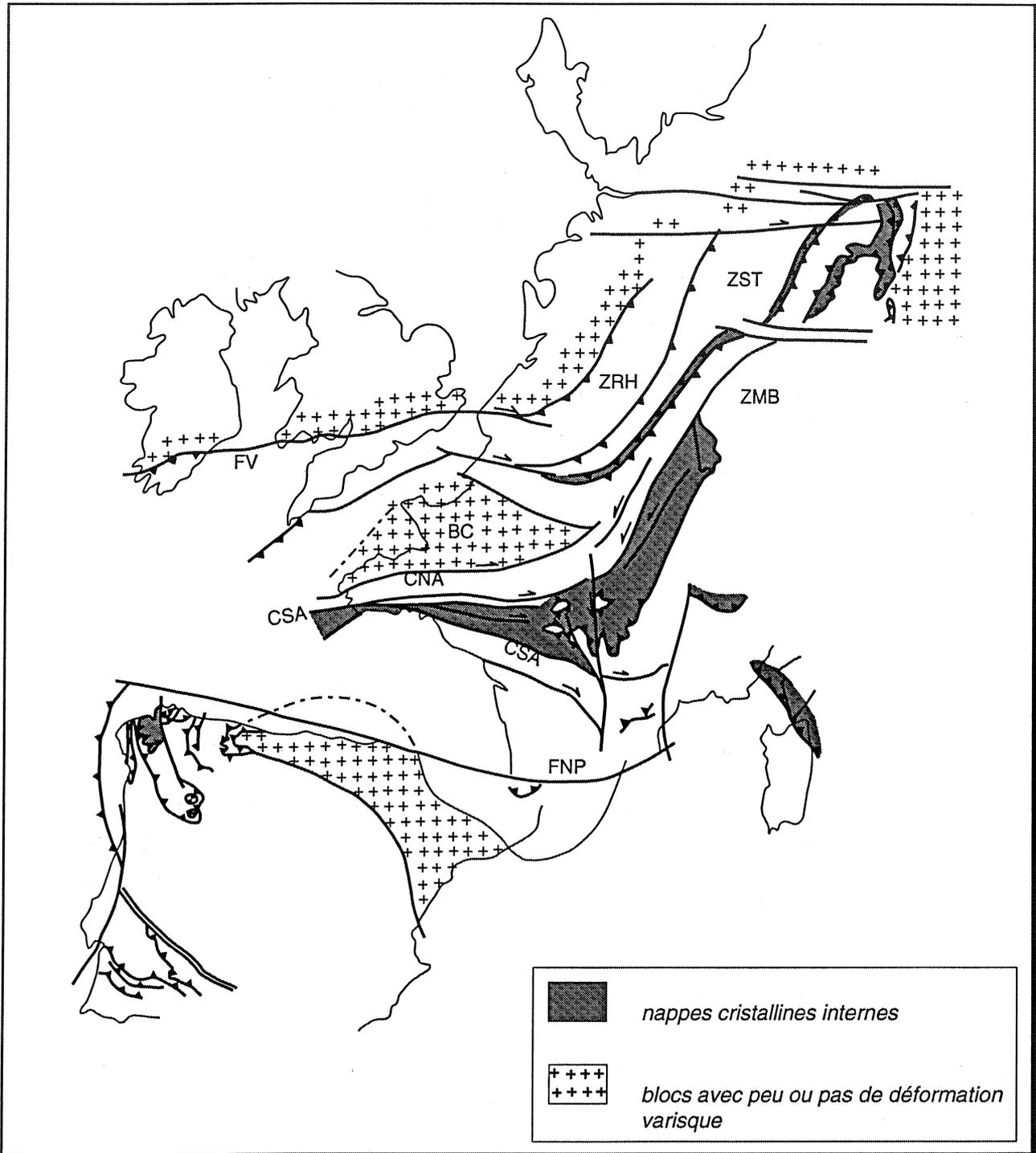


Fig. I.11 : Carte structurale schématique de la chaîne varisque d'Europe (d'après Matte 1986)

FV : Front Varisque, CSA : Cisaillement Sud Armoricaïn, CNA : Cisaillement Nord Armoricaïn, BC : Bloc Cadomien, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, ZRH : Zone Rhéno-hercynienne, ZST : Zone SaxoThuringienne, ZMB : Zone Moldanubienne.

vives discussions (Matthews, 1984; Le Gall, 1991). En effet, selon les endroits, celui-ci apparaît soit comme un contact tectonique chevauchant ou décrochant, soit comme une limite cartographique de la déformation varisque.

La limite sud de la chaîne est par contre mal définie car elle a été fortement modifiée sous l'effet de mouvements relatifs entre l'Afrique et l'Europe (Tapponier, 1977; Olivet et al. 1982) qui ont permis l'édification de la chaîne alpine et l'ouverture de la Méditerranée et de la mer noire.

1.3.2- Les grandes zones structurales

En première approximation, l'Europe hercynienne s'avère formée de deux segments à double déversement : la cordillère ibérique et la cordillère de l'Europe moyenne. C'est à cette dernière que va se limiter notre description dans la mesure où le domaine hercynien qui nous intéresse correspond à son segment occidental compris entre le Sud de l'Irlande et les confins du bassin parisien.

La cordillère de l'Europe moyenne s'étend depuis le Sud des îles britanniques jusqu'à la Tchécoslovaquie et se place en marge du continent nord-atlantique qui en constitue l'avant-pays dont elle est séparée par une avant-fosse molassique (appelée aussi subvarisque), où se sont mises en place les formations houillères d'âge carbonifère moyen. Elle comprend une zone axiale allant de la Bretagne méridionale jusqu'au Massif de Bohême en passant par le Massif Central, les Vosges et la Forêt Noire et formée de terrains anciens métamorphisés et granitisés au cours de l'orogénèse varisque. De part et d'autre de cette zone axiale (dite aussi moldanubienne) les structures montrent un déversement centrifuge à l'origine du zonage structurale communément reconnue dans la chaîne varisque d'Europe moyenne. Cette dernière comprend deux domaines, l'un septentrional situé au Nord de l'axe moldanubien caractérisé notamment par la présence de véritables ophiolites, l'autre méridional mal connu sans doute parce qu'il a été repris, au moins en partie, dans l'orogénèse alpine.

1.3.2.1- Le domaine septentrional

Il est formé de trois zones dont la succession de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne est la suivante :

- *La zone saxo-thuringienne* : Elle correspond à la partie interne de la chaîne marquée par une déformation de style pennique (nappes de charriage formées de grands plis couchés affectant aussi bien le socle que la couverture) par comparaison avec les Alpes. Elle se caractérise par la présence de charriages ophiolitiques frontaux à vergence nord à l'arrière desquels se trouvent des dômes gneissiques d'infrastructures métamorphiques. Ces charriages sont connus au Sud de l'Angleterre au niveau des pointes du Lizard et du Start.

- *La zone rhénohercynienne* : Elle paraît représenter la partie externe de la chaîne correspondant à la marge du continent nord atlantique ayant subi une déformation modérée matérialisée par des plis et cisaillements associés parfois à un métamorphisme de faible degré.

- *La zone westphalienne* : Elle est appelée aussi avant-fosse subvarisque, c'est une zone d'accumulation des molasses houillères du carbonifère moyen.

1.3.2.2- Le domaine méridional

Il jalonne l'axe moldanubien du côté sud, on y distingue deux zones l'une dite vendéo-limousine caractérisée par une tectonique d'infrastructure accompagnée de métamorphisme; l'autre appelée zone cévénole marquée par d'importants charriages à vergence sud qui se présentent sous forme de plis couchés observés notamment au niveau de la Montagne Noire. La continuité de cette zone est perturbée par le front alpin.

Malgré la symétrie apparente de la cordillère hercynienne de l'Europe moyenne, il n'y a pas une véritable équivalence entre ses deux branches. En effet, la branche septentrionale se caractérise par la présence d'ophiolites, indices d'une suture océanique faisant suite à une collision continentale entre l'axe moldanubien et le continent nord atlantique. Cependant, la branche méridionale est marquée par la présence d'un métamorphisme de haute pression-basse température souligné notamment par les glaucophanites de l'île de Groix, plaidant en faveur d'une subduction océanique vers le Nord, sous l'axe moldanubien.

1.3.3- Modèle d'évolution géodynamique

Les reconstitutions géodynamiques à l'échelle de la chaîne varisque permettent de proposer un modèle de type himalayen dans lequel le processus de convergence des plaques lithosphériques se déroule en deux temps. Dans un premier temps, on assiste à une subduction puis obduction de deux domaines océaniques ("Rhéique" au nord et "Galice-Massif Central" au Sud). Ensuite, se produit une double subduction continentale vers le Nord au niveau de la suture sud et vers le Sud au niveau de la suture nord, avec migration centrifuge de la déformation et du métamorphisme (Behr et al. 1984; Matte, 1986 (Fig. 1.12); Matte et Hirn, 1988; Franke, 1989). Cette double subduction a pu se produire par empilement d'unités crustales, favorisé par un décollement au niveau du Moho responsable de l'allure en éventail de la chaîne.

Certains auteurs proposent de compléter ce modèle en lui intégrant une phase finale d'extension post-épaississement par effondrement gravitaire de la chaîne varisque à la fin du Paléozoïque entre le Namurien et le Permien (Ménard et Molnar, 1988; Mattauer et al. 1988; Van den Driessche et Brun, 1989; Burg, Brun et Van den Driessche 1990; Echtler et Malavieille, 1990; Becq-Giraudon et Van den Driessche, 1994). Cette tectonique extensive est soulignée par des failles normales ductiles hectométriques à kilométriques souvent associées à la remontée de dômes gneissiques et la mise en place de bassins syntectoniques. L'ampleur de cette extension et son effet sur l'évolution thermo-mécanique de la croûte à l'échelle de la chaîne varisque restent à préciser.

Rappelons, enfin, que le profil WAM se situe à l'Ouest du domaine hercynien septentrional au niveau de la branche Nord de l'arc ibéro-armoricain. Il est orienté en direction E-W et recoupe donc presque parallèlement les structures de la chaîne varisque. Dans la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche, ces structures sont en majorité à vergence Nord-Ouest, leurs traces sur WAM devraient montrer un léger pendage vers l'Est. Par ailleurs, l'un des intérêts de ce profil, c'est qu'il offre l'opportunité d'avoir une vision en trois dimensions des chevauchements hercyniens (et calédoniens) à l'endroit où il recoupe les lignes sismiques SWAT 5 et 6.

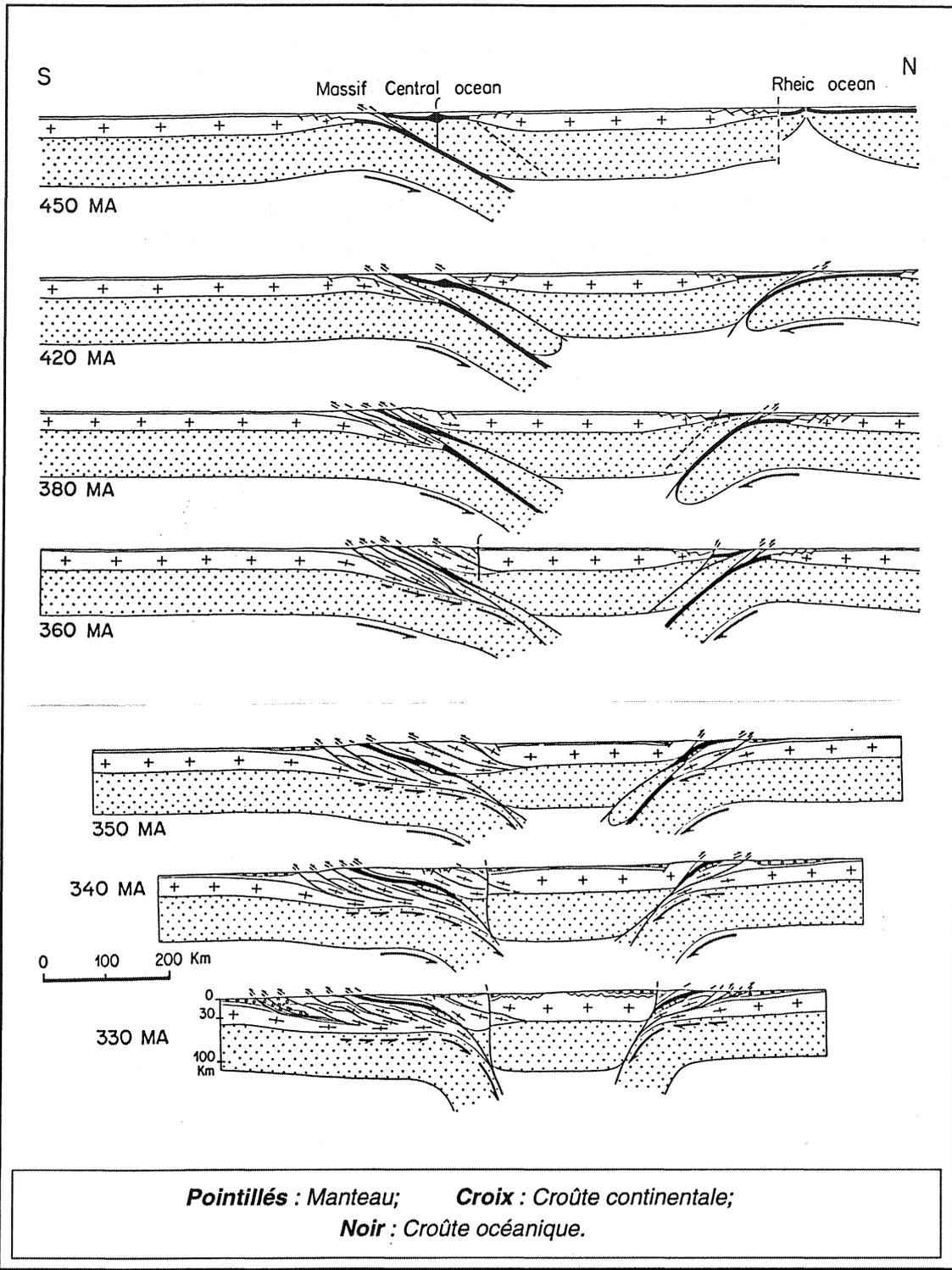


Fig. I.12 : Modèle géodynamique de la ceinture varisque européenne (d'après Matte 1986).

I.4- LE MESOZOIQUE ET LE CENOZOIQUE

I.4.1- Généralités

L'histoire géologique méso-cénozoïque de la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche est essentiellement marquée par des mouvements tectoniques extensifs responsables de la formation des bassins sédimentaires initiés dès le Permo-Trias. Cependant, des inversions tectoniques enregistrées dans la plupart de ces bassins indiquent que des mouvements compressifs se sont également produits au cours de cette période. En mer Celtique les bassins se sont mis en place sur les nappes frontales varisques surmontant l'avant-pays calédonien. En revanche, les bassins de la Manche reposent en partie sur un substratum ancien qui est le bloc rigide cadomien "Manche-Mancellia".

Les bassins sédimentaires mis en place sur le plateau continental celtique et les approches occidentales de la Manche peuvent être regroupés en deux ensembles en fonction de leur direction d'allongement. Le premier comprend les bassins dont la direction est de N60 à N70 et dont la formation est liée à celle de la mer Celtique et de la Manche. Ceux du second ensemble sont orientés perpendiculairement aux premiers, ils se sont développés sur les blocs basculés formés en bordure de la marge de l'océan Atlantique nord au moment de l'ouverture de celui-ci. Cette typologie des bassins implique une structuration du socle de la région en plusieurs blocs définis par des failles normales orientées selon deux directions orthogonales.

L'étude des bassins celtiques d'après les données sismiques des profils SWAT (Dyment, 1987) qui les recourent met en évidence leur caractère subsident avec un épisode majeur correspondant à la phase initiatrice (250 à 225 Ma; Fig. I.13). Celle-ci joue un rôle primordial dans l'amincissement crustal par rapport aux phases suivantes qui n'ont que de faibles répercussions. Les mouvements compressifs se sont manifestés à deux reprises dans la région. En effet, deux phases d'inversions tectoniques sont reconnues au sein des bassins: la phase autrichienne (Crétacé inférieur) et la phase pyrénéenne (Dyment, 1987).

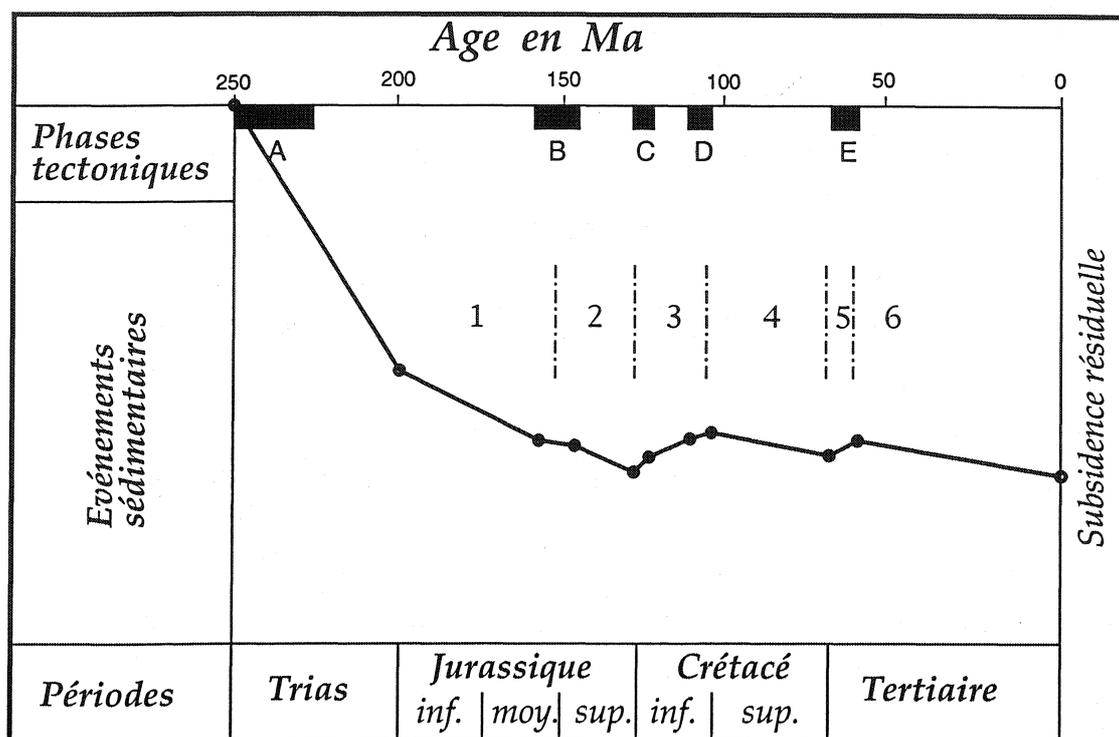


Fig. I.13 : Courbe de subsidence traduisant les différentes phases tectoniques qui ont affecté les bassins celtiques pendant le Secondaire et le Tertiaire.

A : phase initiatrice des bassins celtiques (extension); B : phase Cimmérienne principale (extension); C : phase Cimmérienne tardive (extension, compression); D : phase Autrichienne (compression); E : phase pyrénéenne (compression).

1 : subsidence triaso-liasique, tectonique puis thermique liée à la phase initiatrice; 2 : subsidence jurassique sup. thermique liée à la phase initiatrice et tectonique puis thermique liée à la phase Cimmérienne principale; 3 : inversion crétacé inférieur; 4 : subsidence crétacé sup., thermique; 5 : inversion pyrénéenne; 6 : subsidence tertiaire, thermique.

(d ' a p r è s D y m e n t , 87)

Les profils de sismique réflexion profonde révèlent l'existence de relations géométriques étroites entre de nombreux bassins sédimentaires et de structures pentées sous-jacentes interprétées comme des chevauchements hérités des orogénèses passées. Ces observations ont amené certains auteurs à suggérer le rôle de ces chevauchements dans le contrôle tectonique des bassins. Ils évoquent la réactivation en failles normales des chevauchements permettant l'approfondissement et le remplissage de ces derniers. Ainsi Brooks et al. (1988) parlent de la réactivation mésozoïque en extension d'un chevauchement hercynien observé sous un bassin sur une coupe sismique au niveau du chenal de Bristol (Fig. I.14).

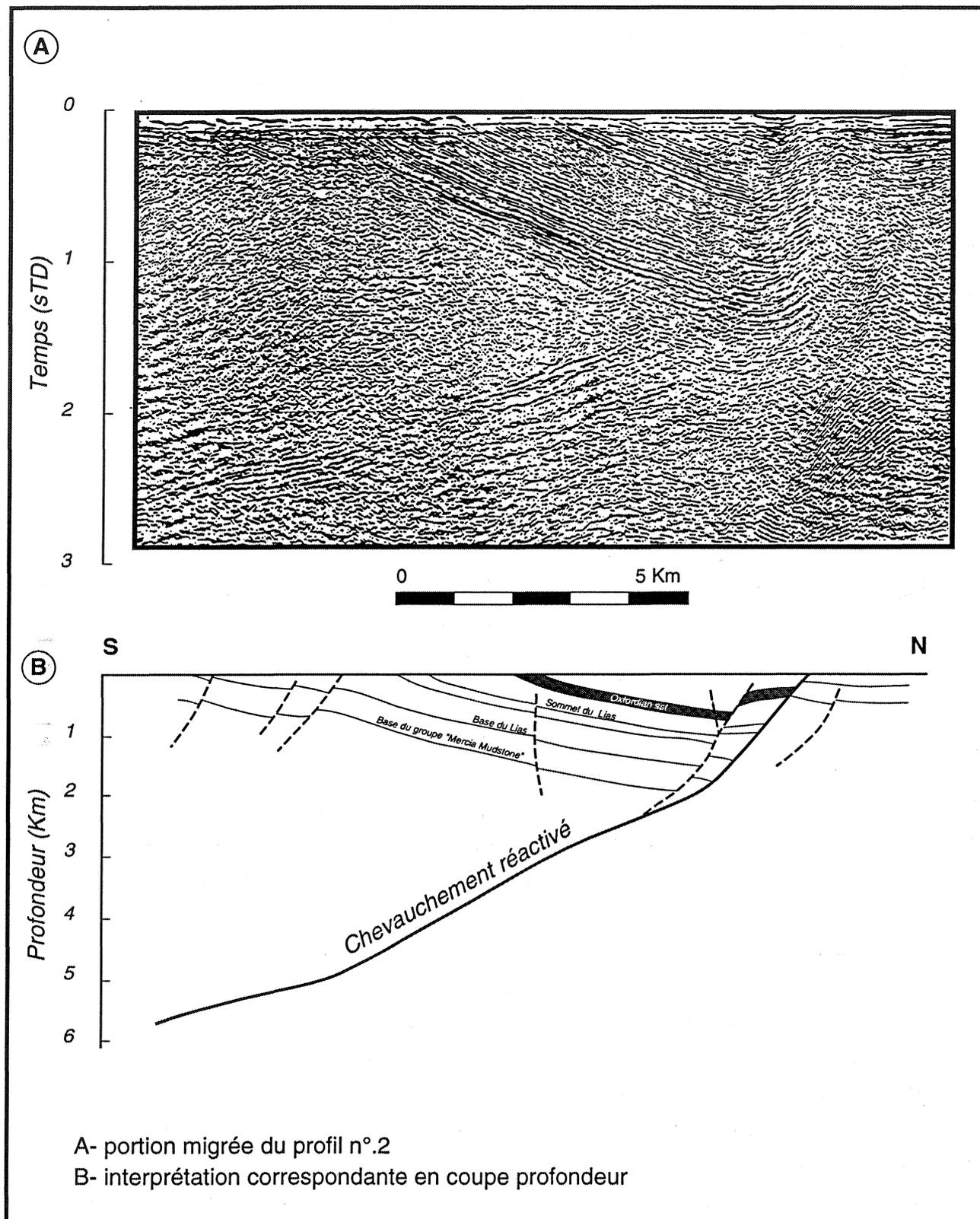


Fig. I.14 : Réactivation mésozoïque en extension d'un chevauchement hercynien au niveau du chenal de Bristol (d'après Brooks et al. 1988).

D'autre part, l'association nette sur le profil SWAT 4 entre le bassin nord celtique et le front varisque dont la signature est préservée dans le socle sous-jacent permet à Gibbs (1987) de proposer un modèle de cisaillement simple selon lequel ce bassin serait initié par une faille de détachement correspondant à la réactivation en jeu normal du front varisque (Fig. I.15).

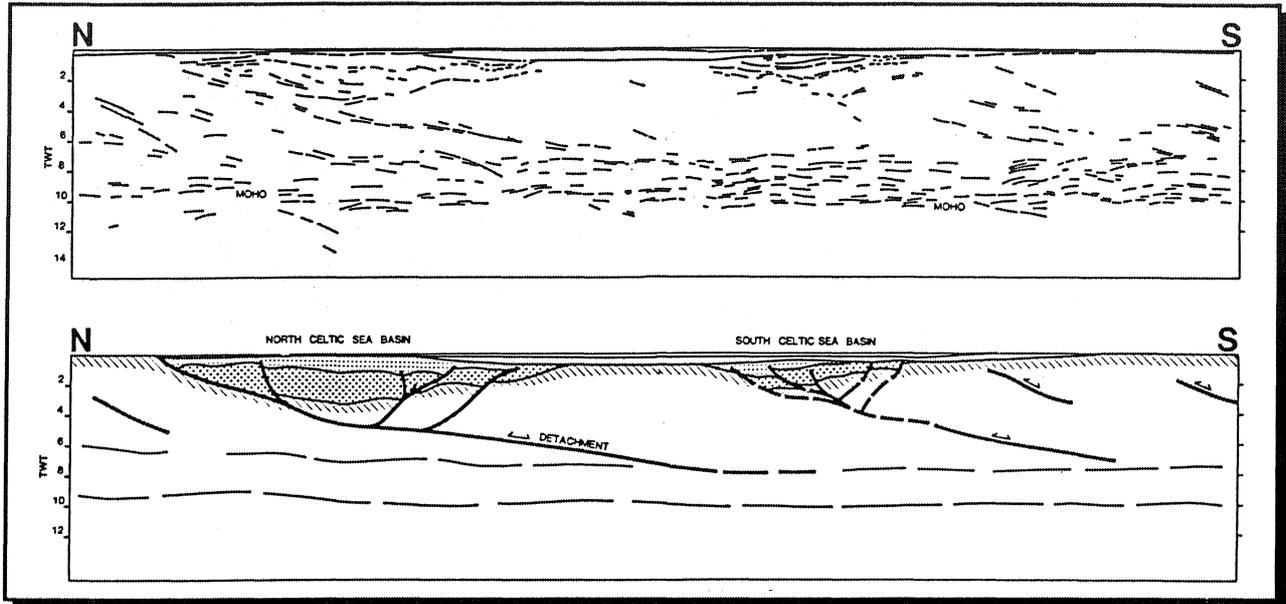


Fig. I.15 : Pointé sismique du profil SWAT 4 et coupe interprétative correspondante montrant l'allure en demi-grabens des bassins celtiques qui indique leur formation par réactivation des chevauchements hercyniens jouant le rôle de failles de détachement. (d'après Gibbs, 1987)

Dyment (1987) conteste ce modèle en se basant sur les observations suivantes:

- l'obliquité du front varisque par rapport à la direction d'allongement des bassins celtiques.

- la migration des dépocentres des séquences sédimentaires au cours du temps s'effectue dans le sens opposé à celui attendu si le bassin nord celtique était contrôlé par le rejeu en faille normale du front varisque.

- en coupe, le front varisque serait décalé par des failles plus raides qui traversent le bassin. Les directions de ces failles coïncident avec celles des anomalies de vitesses obtenues sur un modèle en deux dimensions sous forme de contours d'iso-vitesse sur le profil SWAT 4 à partir des données de l'analyse de vitesses.

I.4.2- Les principaux événements tectoniques

La période permo-triasique est marquée par une intensification progressive de l'extension et l'initiation de la plupart des bassins dans tout le Nord-Ouest de l'Europe avec le début du Rifting atlantique. Les premiers mouvements tectoniques mésozoïques reconnus dans la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche (245 Ma) sont enregistrés au début du Trias (Ziegler, 1982; Naylor et Shannon, 1982). Selon Ziegler (1982), la pénéplanation de la chaîne varisque est complètement achevée à la fin du Trias.

Au début du jurassique inférieur, les manifestations de la phase cimmérienne précoce ne se font que peu sentir dans la région. En revanche, la phase cimmérienne principale datée du jurassique moyen est mieux exprimée, elle est notamment soulignée par une discordance très nette et se traduit au niveau du bassin nord celtique par une migration des dépocentres des séquences sédimentaires. Elle s'accompagne également d'une activité volcanique qui permet la mise en place d'intrusions basiques dans le bassin du Fastnet (Robinson et al. 1981). La phase cimmérienne tardive qui correspond, selon Olivet et al. (1984), à la limite Jurassique-Crétacé, ne montre pas de discordance claire.

Au cours du Crétacé, l'activité tectonique liée à l'ouverture de l'Atlantique se poursuit. Dès le début de l'Albien a lieu un véritable épisode compressif lié aux premiers contacts entre "l'Afrique" et "l'Eurasie" qui induisent des inversions tectoniques des bassins sédimentaires. Il s'agit des manifestations de la phase autrichienne marquée par une discordance bien visible sur les coupes sismiques. Cette discordance correspond, dans le détail, à une série de pulsations eustatiques et/ou tectoniques tellement rapprochées qu'ils sont assimilées à un événement unique (Olivet et al. 1984).

La phase pyrénéenne constitue le dernier événement qui manifeste dans la région par une tectonique d'inversion (Dobson et al. 1982) moins intense que celle de la phase autrichienne.

I.4.3- Conclusion

Pendant la période mésozoïque et cénozoïque de nombreux événements tectoniques se sont successivement produits dans le domaine nord-ouest européen. Il s'agit principalement de mouvements extensifs responsables de l'initiation des nombreux bassins sédimentaires reconnus dans ce domaine. La formation des bassins implique une structuration du socle sous-jacent en horst et graben ou demi-graben. La région qui nous intéresse (plateau continental celtique et approches occidentales de la Manche) avait auparavant enregistré la signature de divers événements géodynamiques anté-mésozoïques. Les structures fossiles préservées dans le socle constituent des zones de faiblesse qui se prêtent facilement à la réactivation extensive mésozoïque.

Par ailleurs, il faut signaler que le profil WAM ne devrait pas montrer une bonne section des bassins sédimentaires du plateau continental celtique contrairement aux profils SWAT 2, 3, 4 et 5 qui leur sont perpendiculaires. Ce fait peut être justifié par les deux raisons suivantes :

a- WAM recoupe obliquement ces bassins, ce qui ne permet pas de voir entre autres les pendages réels de leurs structures.

b- sur WAM, on n'observe qu'une partie du remplissage sédimentaire des bassins celtiques, car celui-ci les traverse au niveau de leur terminaison sud-occidentale là où ils sont très peu profonds.

CHAPITRE II

Migration du profil sismique WAM

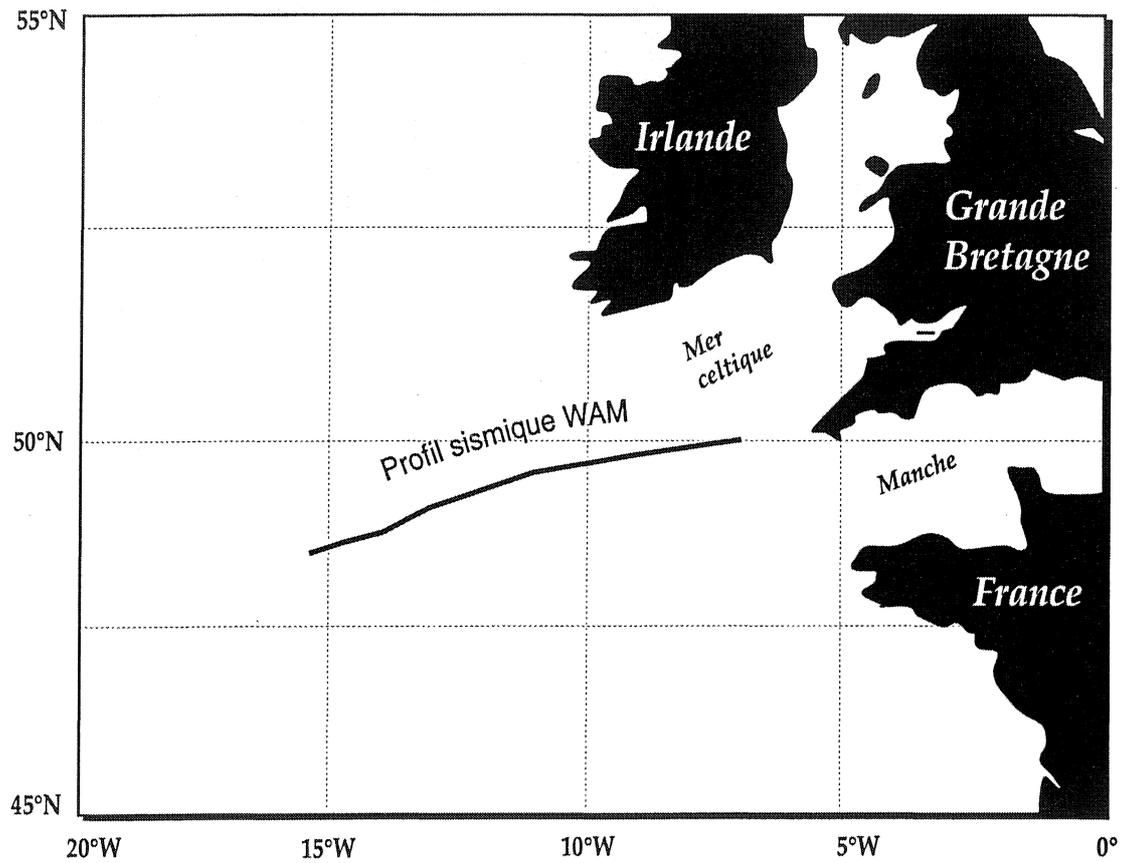


Fig. II.1 : Localisation du profil de sismique réflexion profonde WAM.

Ce chapitre est consacré à la migration du profil sismique WAM. Nous y présenterons l'ensemble des données de vitesse disponibles concernant directement ou indirectement ce profil. Ensuite, nous exposerons une analyse des résultats, suivie d'une discussion des principaux problèmes géologiques soulevés par l'étude de la coupe migrée.

La migration de WAM a été effectuée en utilisant une méthode développée par Unger (1988, voir annexes). Elle nécessite la connaissance de la répartition des vitesses sismiques en profondeur le long de ce profil.

II.1- Etablissement des lois de vitesse nécessaires à la migration

L'acquisition de WAM (Fig. II.1) n'a pas été accompagnée d'enregistrements de données de sismique réfraction, susceptibles de renseigner sur les vitesses. Il a donc fallu rechercher d'autres sources d'informations pour connaître la distribution des vitesses en profondeur. Pour ce faire, nous avons fait appel, d'une part aux données de réfraction déjà disponibles dans la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche, et d'autre part aux résultats de l'analyse de vitesses issus de la sismique réflexion.

*** La réfraction**

De nombreuses missions de sismique réfraction ont été réalisées dans le domaine nord-ouest européen. Une compilation des résultats de ces expériences a été effectuée par Coat (1991). Les figures II.2 et II.3 montrent respectivement la localisation des profils sismiques et les logs de réfraction correspondant. Les références bibliographiques associées à tous les résultats sont regroupées dans le tableau (II.1).

L'examen de la carte de localisation des profils (Fig. II.2) montre que la région qui nous intéresse est la plus explorée. La ligne sismique WAM reste toutefois mal documentée dans la mesure où il n'y a pas de profils de réfraction qui s'y superposent exactement. C'est pourquoi, nous avons fait appel à des vitesses déterminées séparément par Coat (1991) pour les régions de la mer Celtique et pour les approches occidentales de la Manche (Tabs. II.2

et II.3). Toutefois, vu les limites de sa zone d'étude, Coat n'avait pas pris en considération toutes les données de la région qui nous intéresse. Il a donc fallu intégrer d'autres résultats de réfraction, notamment ceux enregistrés en bordure de la marge continentale ou en domaine de croûte océanique. Nous avons aussi tenu compte des données de réfraction récentes acquises par sonobouées (Fig. II.4; Sibuet, 1987) et des données de synthèse obtenues par corrélation entre vitesse de sismique réfraction et formation géologique (Tab. II.4).

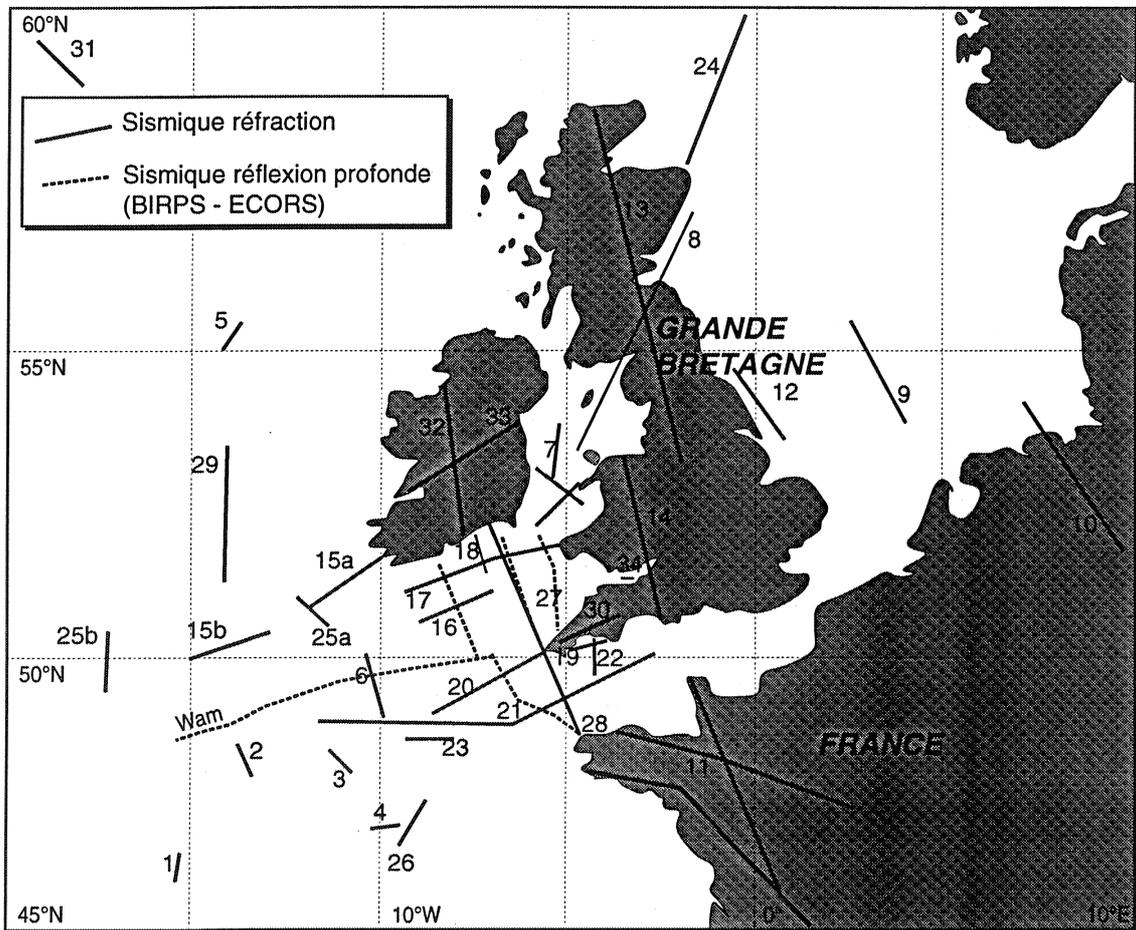


Fig. II.2 : Localisation des profils de sismique réfraction réalisés autour des îles britanniques (d'après Coat, 1991).

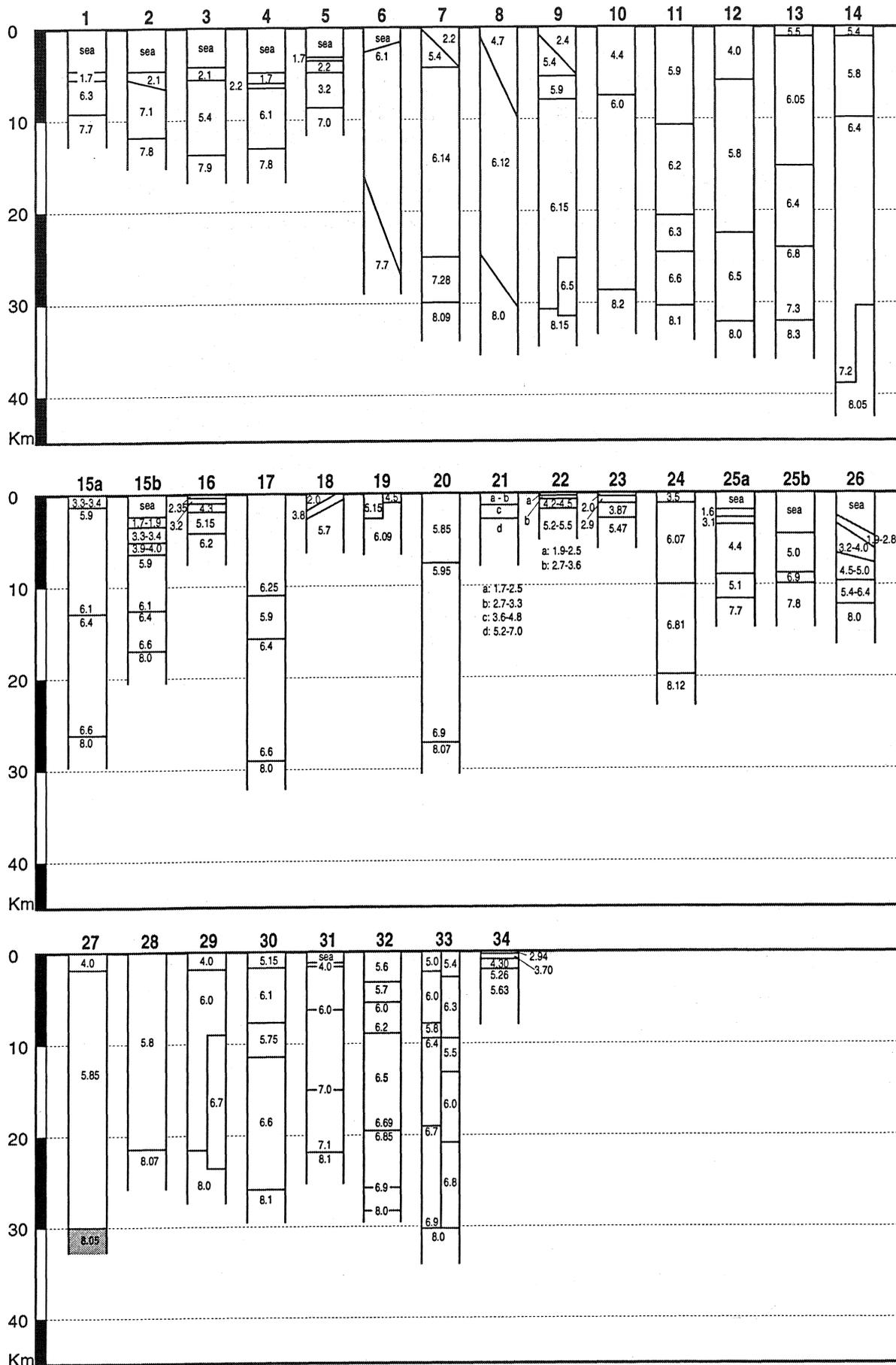


Fig. II.3 : Compilation des résultats des campagnes de sismique réfraction réalisées autour des îles britanniques. Les numéros marqués au dessus des logs correspondent aux profils de réfraction localisés sur la figure 2 (Extrait de Coat, 1991)

BIBLIOGRAPHIE CONCERNANT LA SISMIQUE REFRACTION

n° de Profil	Référence	Tir inverse
1	Ewing et Ewing, 1959	non
2	Hill et Laughton, 1954	-
3	Hill et Laughton, 1953	-
4	Ewing et Ewing, 1959	non
5	Ewing et Ewing, 1959	non
6	Bunce et al., 1964	oui
7	Blundell et Parks, 1969	oui
8	Agger et Carpenter, 1964	non
9	Collette et al., 1965	non
10	Willmore, 1949	non
11	Sapin et Prodehl, 1973	oui
12	Collette et al., 1970	-
13	Bamford et al., 1976	oui
14	Bamford et al., 1976	oui
15	Handley, 1971	non
	Makris et al., 1988	-
16	données SR1 à SR3 in Lefort, 1975 p.100	-
17	Bamford, 1974	-
18	Blundell et al., 1971	oui
	Blundell, 1975	-
19	Doody et Brooks, 1986	oui
20	Holder et Bott, 1971	-
	Bott et al., 1970	-
21	Day et al., 1956	non
	d'après Bullard et Gaskell, 1941 et Hill et King, 1953 Avedik, 1975	
22	Hill et King, 1953	non
23	données SNPA in Lefort, 1975	-
24	Sornes, 1968	-
25	Scrutton et al., 1971	non
26	Avedik et Howard, 1979	oui
27	Holder et Bott, 1971	oui
28	Holder et Bott, 1971	oui
29	Whitmarsh et al., 1974	oui
30	Brooks et al., 1984	oui
31	White et al., 1987	-
32	Lowe et Jacob, 1989	oui
33	Jacob et al., 1985	-
34	Brooks et Al Saadi, 1977	oui

Tab. II.1 : Références bibliographiques associées aux expériences de sismique réfraction réalisées en Manche et en Mer Celtique (Extrait de Coat, 1991; modifié).

VITESSES EN MER CELTIQUE

Type de roche	Vitesses (km/s)
BASSINS	
Tertiaire	2.30
Crétacé supérieur	-
Crétacé Tertiaire	2.18
Jurassique supérieur	3.07
Jurassique inférieur	3.75
Trias	4.20
CROUTE SUPERIEURE	
Paléozoïque supérieur	5.26
Paléozoïque inférieur	5.71
granite cornubien	5.91
croûte supérieure	6.13
"LVZ" (10 km)	5.74
croûte moyenne	6.43
CROUTE INFERIEURE	
croûte inférieure	6.90
MANTEAU SUPERIEUR	
manteau supérieur	8.04

Tab. II.2 : Vitesses des différentes unités de la croûte, obtenues par sismique réfraction, en Mer Celtique. (Extrait de Coat, 1991; modifié)

VITESSES EN MANCHE	
Type de roche	Vitesses (km/s)
BASSINS	
Tert. Crét. sup. Albien	2.32
Crétacé inférieur	-
Jurassique	3.38
Trias	-
Permien	-
Permo-Trias	2.94, 4.33, 5.40
CROUTE SUPERIEURE	
Paléozoïque supérieur	5.15
socle	5.93
granite armoricain	5.65
granite cornubien	5.91
gabbro	6.44
ophiolite	5.37
croûte moyenne	6.30
CROUTE INFERIEURE	
croûte inférieur	6.70
MANTEAU SUPERIEUR	
manteau supérieur	8.08

Tab. II.3 : Vitesses des différentes unités de la croûte, obtenues par sismique réfraction, en Manche. (Extrait de Coat, 1991; modifié)

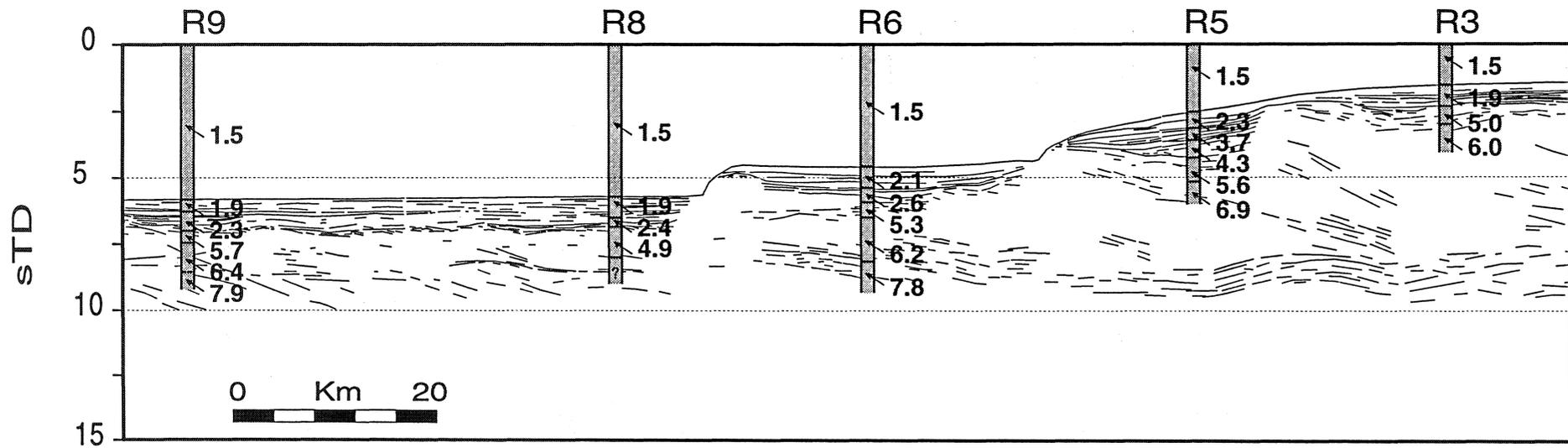


Fig. II.4 : Résultats de la réfraction par sonobouées (Sibuet, 1987) superposés à la coupe temps non migrée du profil WAM au niveau de la zone de transition croûte continentale-croûte océanique.

L'intégration des données de vitesse fournies par la réfraction et par la technique d'analyse de vitesses le long du profil WAM permet d'établir trois lois de vitesse (Fig. II.5, II.6 et II.7) qui serviront à la migration de ce profil:

- une loi pour les bassins sédimentaires;
- une loi pour le "socle" (croûte continentale-bassins);
- une loi pour la croûte océanique.

La comparaison de ces lois montre que dans les bassins, les vitesses sont faibles mais leur évolution est très rapide. En revanche, les vitesses caractérisant le socle sont élevées tandis que leur variation en fonction de la profondeur est faible. Par ailleurs, signalons à titre de comparaison que la loi dite de socle est semblable à celle obtenue par Meissner et al. (1986) à l'issue d'une compilation de données de vitesse sismique concernant l'ensemble de l'Europe du Nord-Ouest (Fig. II.8).

Conclusion

La méthode de migration de Unger (1988) utilisée dans cette étude nécessite l'établissement d'une loi linéaire de vitesse. Pour migrer le profil WAM, nous avons estimé qu'il fallait établir trois lois différentes: une pour les bassins, une autre pour le socle et une troisième pour la croûte océanique. La migration séparée de ces trois ensembles est justifiée par le contraste de vitesse élevé qui les caractérise. Ainsi, l'utilisation d'une loi de vitesse commune pour les bassins et le socle, par exemple, aboutirait à une "surmigration" des réflecteurs de la base des bassins et une "sousmigration" de ceux du toit du socle.

CORRELATIONS	
VITESSES DE REFRACTION - FORMATIONS GEOLOGIQUES	
<i>Hill et King, 1953</i>	
1.9 - 2.5	Lias, Crétacé
2.7 - 3.6	New Red Sandstones (Permien)
4.15 - 4.5	Paléozoïque
5.24 - 5.49	Paléozoïque inférieur métamorphique
<i>Day et al, 1956</i>	
1.7 - 2.5	Mésozoïque, Cénozoïque
2.7 - 3.3	Permo-Trias
3.65 - 4.85	Dévonien, Carbonifère
5.2 - 7.0	Roches métamorphiques et endogènes
<i>Holder et Bott, 1971</i>	
1.7 - 2.5	Mésozoïque
2.7 - 3.6	Permo-Trias
3.65 - 4.85	Paléozoïque
5.2 - 7.0	Roches métamorphiques et ignées
<i>Blundell, 1979</i>	
1.7 - 2.5	Néogène
2.7 - 3.3	Crétacé supérieur, Paléogène
3.6 - 4.8	Permo-Trias à Crétacé inférieur
5.2 - 7.0	Dévonien Carbonifère Roches métamorphiques et endogènes

*Tab. II.4 : Corrélations entre vitesses de réfraction et horizons géologiques
(Extrait de Coat, 1991).*

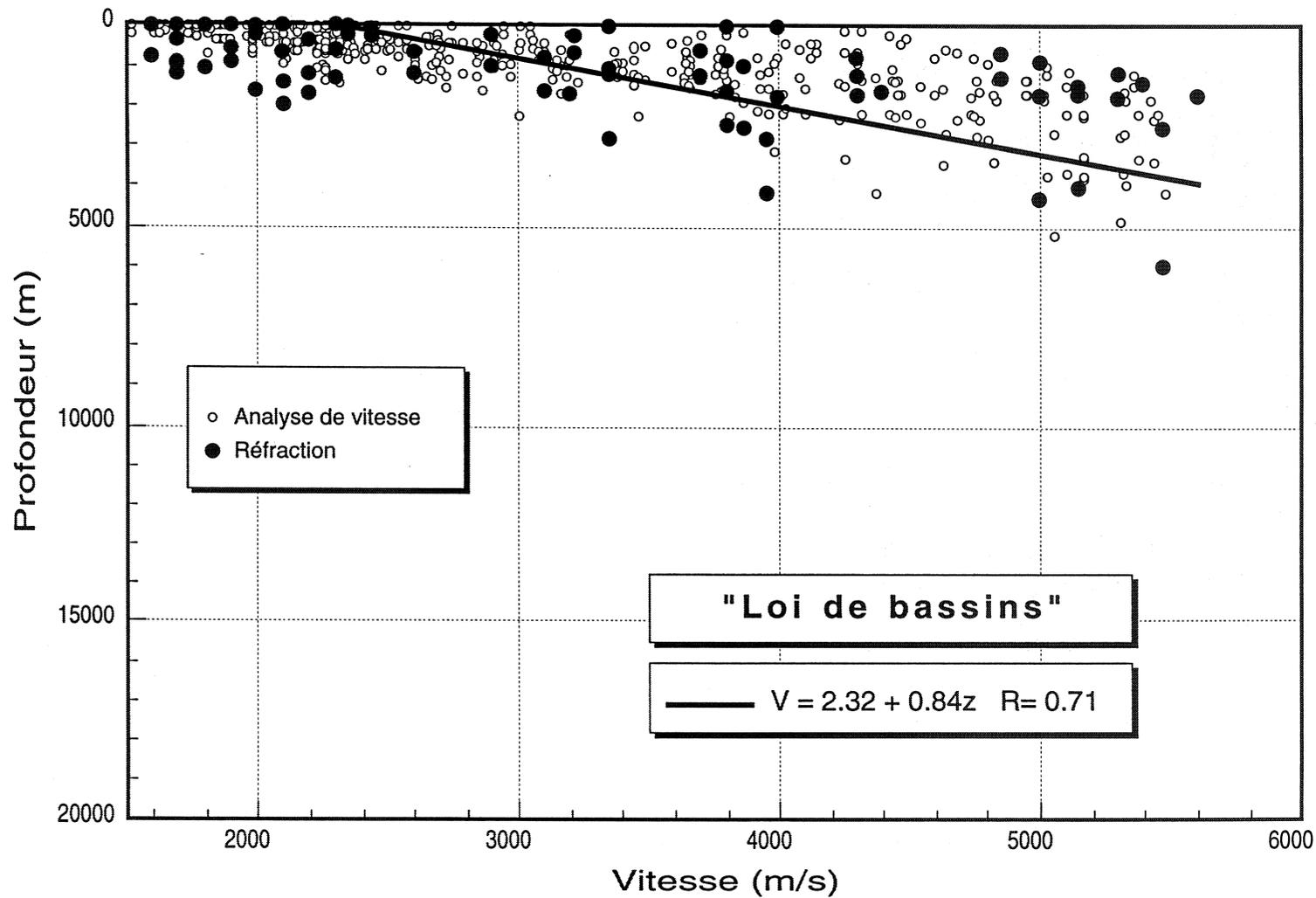


Fig. II.5 : Vitesses sismiques utilisées pour la migration des réflecteurs enregistrés au niveau des bassins sédimentaires.

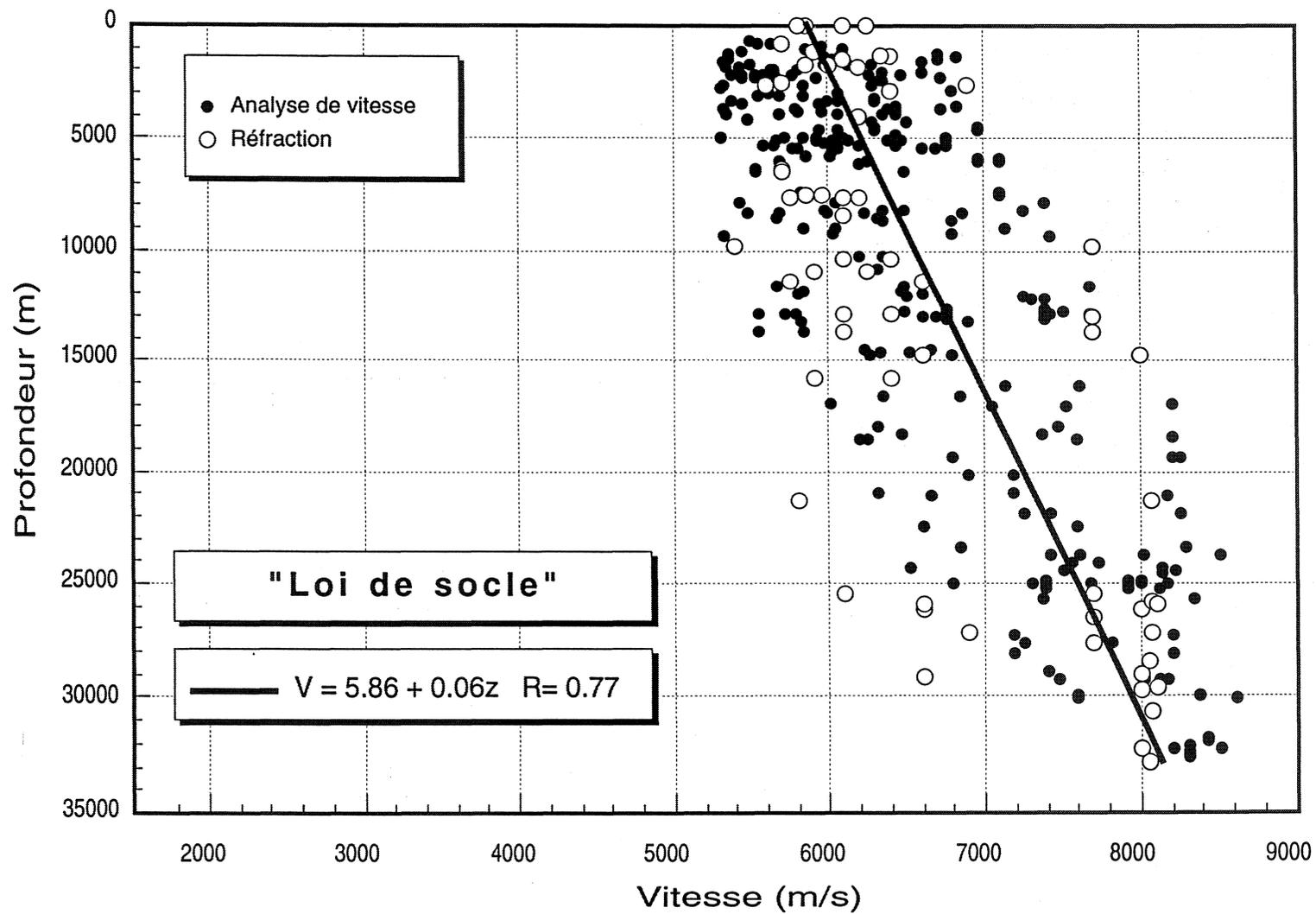


Fig. II.6 : Vitesses sismiques utilisées pour la migration des réflecteurs enregistrés dans la croûte continentale en dehors des bassins sédimentaires.

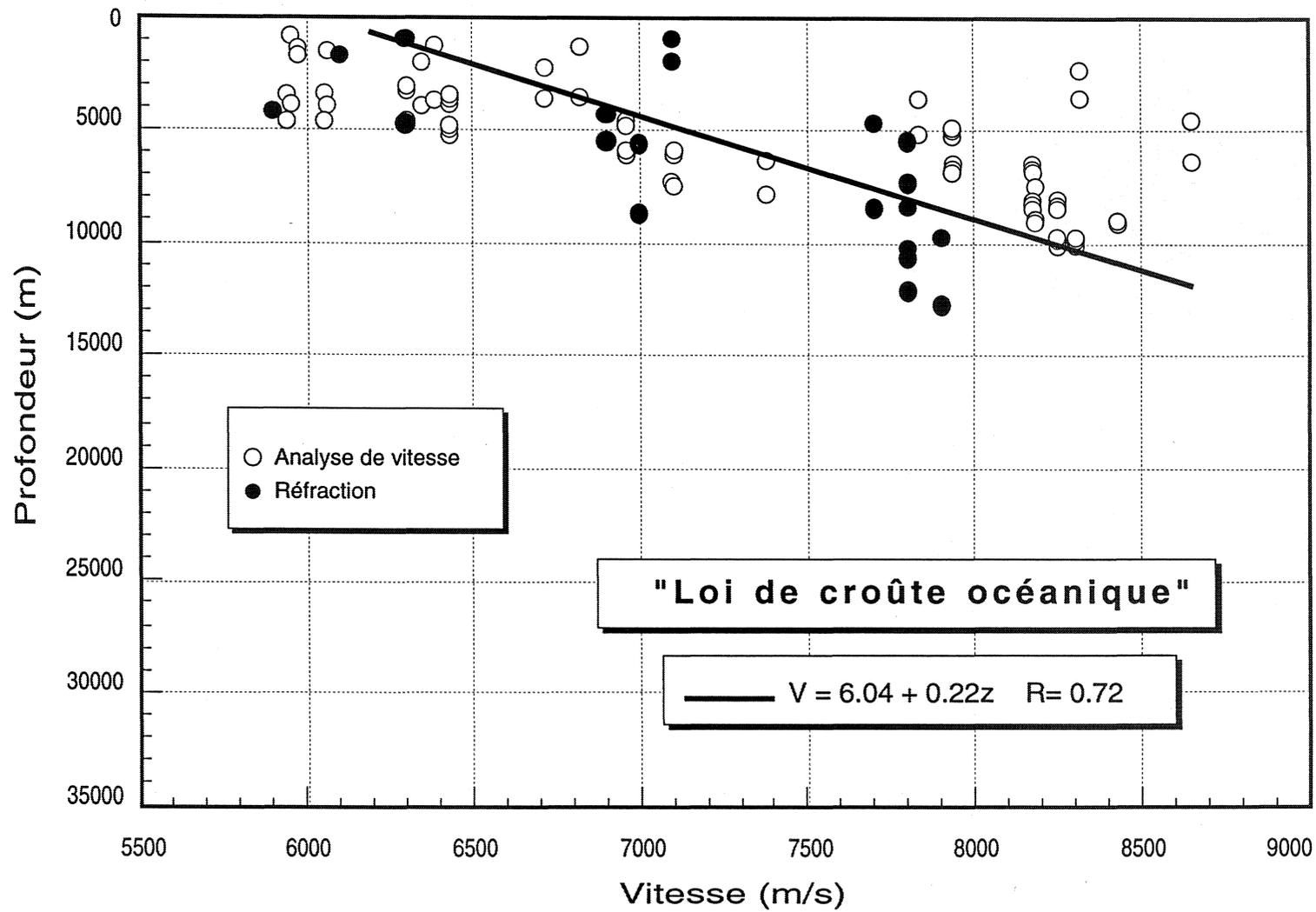


Fig. II.7 : Vitesses sismiques utilisées pour la migration des réflecteurs enregistrés au niveau de la croûte océanique.

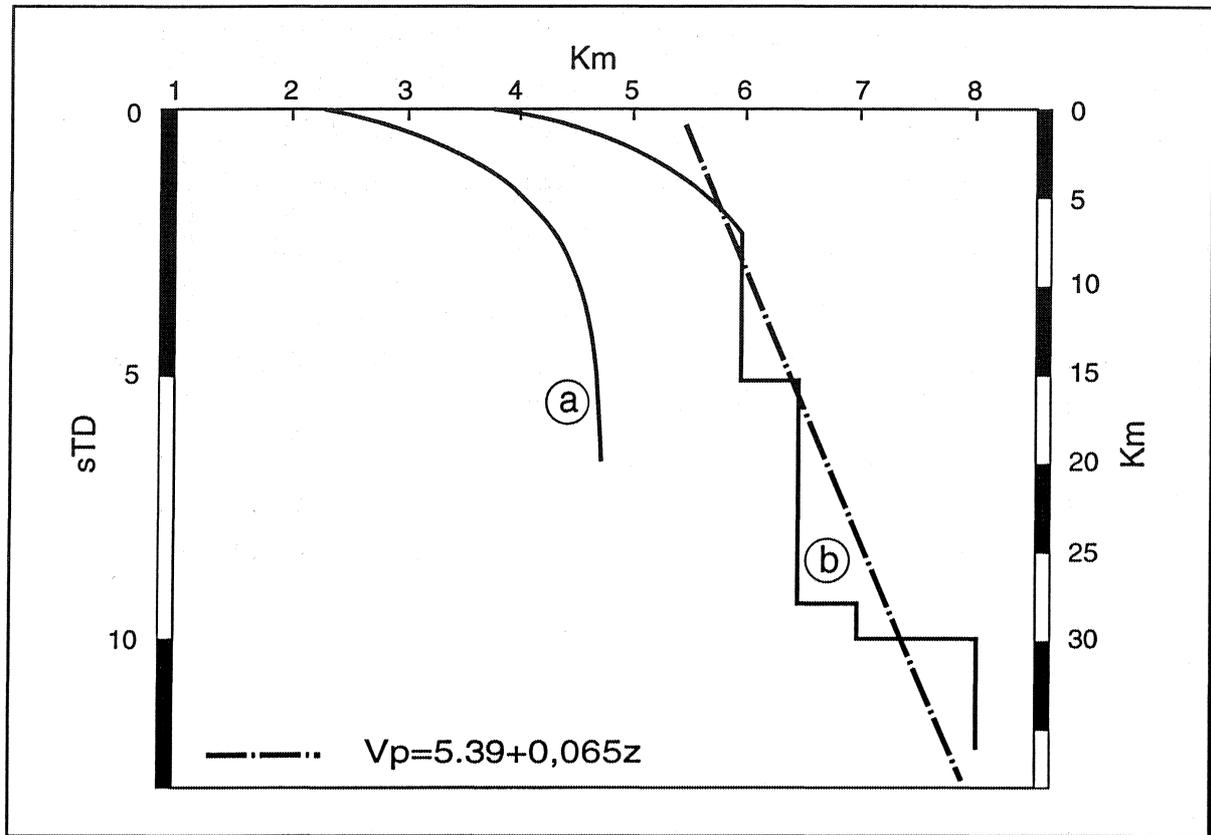


Fig. II.8 : Compilation des vitesses pour l'Europe du Nord-Ouest d'après Meissner et al (1986). a- bassins sédimentaires, b- socle correspondant.

II.2- Les résultats de la migration du profil WAM

Après l'établissement des lois de vitesse et la numérisation du profil WAM, la migration de celui-ci permet d'obtenir la coupe présentée sur la figure II.9B. Les longueurs, pendages et positions corrects des réflecteurs sont théoriquement restitués sur la section migrée qui est, de ce fait, plus proche d'une véritable coupe géologique. La comparaison avec la section non migrée permet de tester la validité des interprétations proposées à partir de la coupe temps. Pour mettre en relief l'effet de la migration, nous présentons également sur la figure II.9, une section sur laquelle sont superposées à la fois les réflexions migrées et non migrées.

Dans ce paragraphe nous examinerons l'apport de la migration à l'amélioration de l'image sismique du profil WAM par rapport à la coupe temps. Nous analyserons successivement la géométrie du Moho, les réflecteurs mantelliques et les relations entre les réflexions plates et pentées qui permettraient de tester la fiabilité des chronologies relatives observées entre celles-ci sur la coupe temps.

II.2.1- La géométrie du Moho

L'acquisition de nombreux profils de sismique réflexion profonde dans les zones cratoniques montre que la réflectivité de la croûte décroît progressivement avec la profondeur, ce qui ne permet pas de localiser le Moho avec précision. En revanche, les coupes sismiques enregistrées dans le domaine phanérozoïque nord-ouest européen révèlent l'existence d'une croûte inférieure fortement réflective dont les limites aussi bien sommitale que basale sont relativement bien définies et correspondent certainement à des sauts brutaux de vitesse. Les interprétations proposées pour ces coupes, avant ou après migration, montrent que l'assimilation du Moho aux réflexions de la base de la croûte inférieure semble aujourd'hui admise.

Il faut cependant souligner qu'il subsiste une part de subjectivité dans le tracé du Moho à partir d'une coupe de sismique réflexion. En effet, cette discontinuité ne correspond pas à un réflecteur continu mais elle est représentée par des alignements de réflexions que chaque opérateur peut joindre par le tracé qui lui

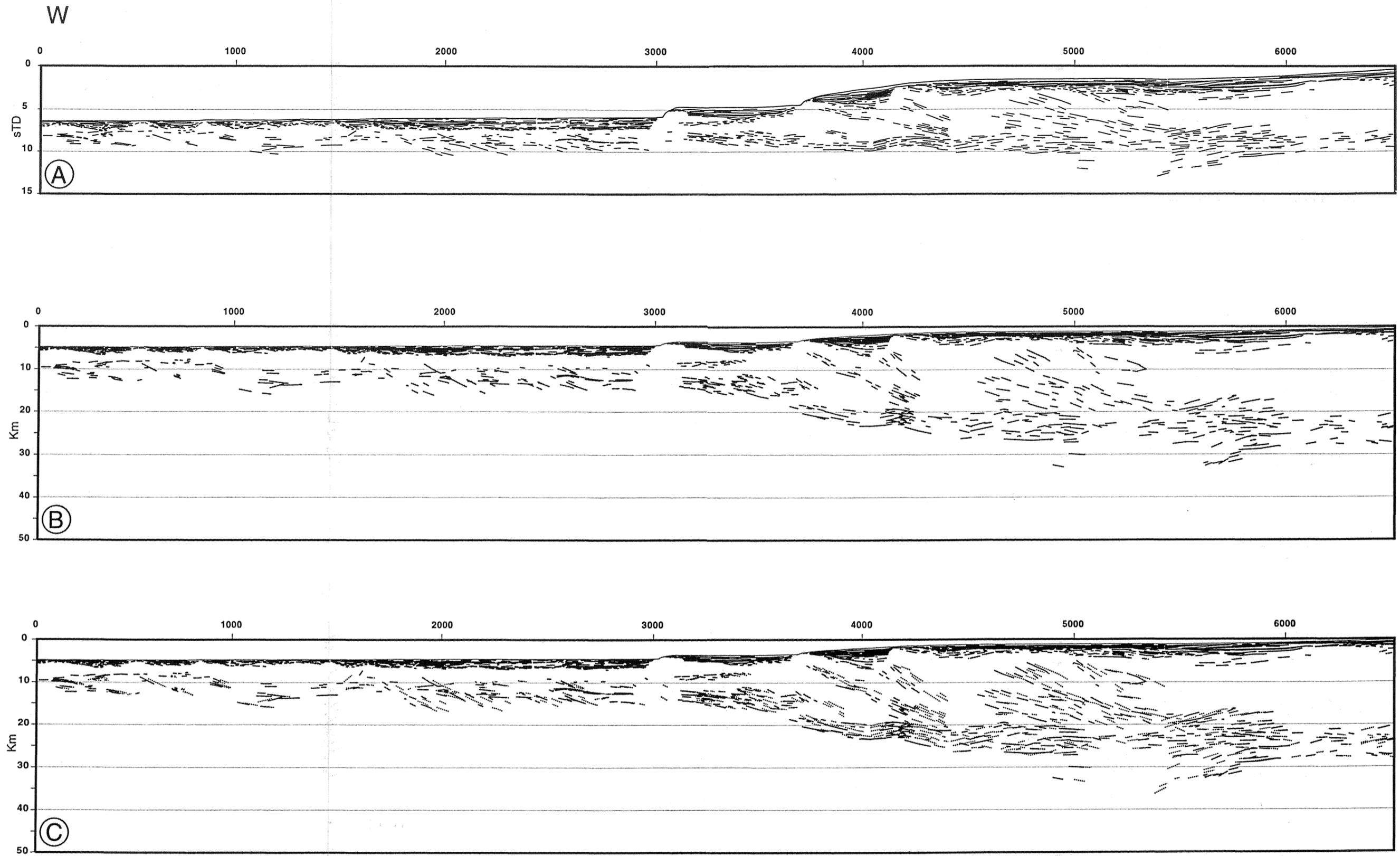
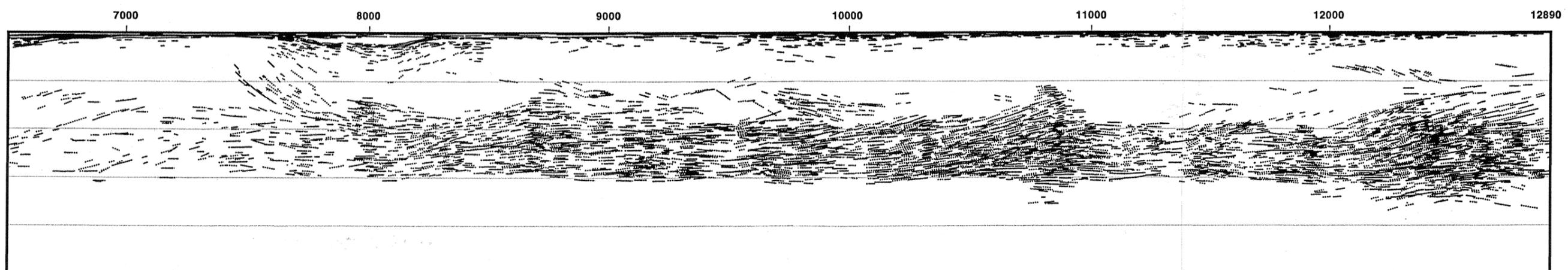
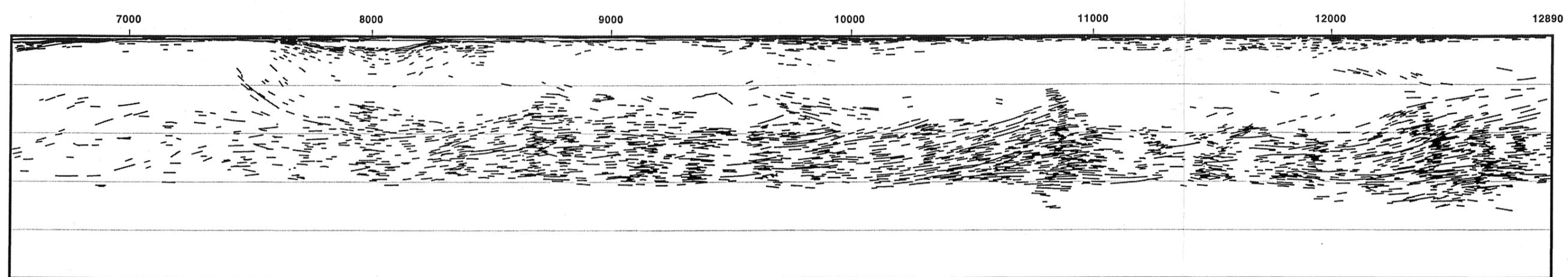
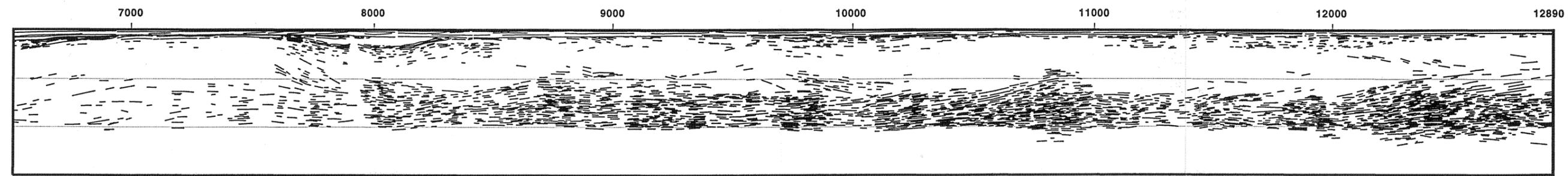


Fig. II.9 : Line drawing du profil sismique WAM : A- coupe temps non migrée;
 B- coupe profondeur migrée; C- superposition des coupes profondeur
 migrée (traits continus) et non migrée (traits en pointillés).

E



paraît raisonnable. En conséquence, deux interprétations distinctes peuvent monter des différences de détails sur la géométrie du Moho dont l'allure générale reste cependant inchangée.

Sur la coupe temps non migrée (Fig. II.9A), le Moho apparaît quasiment plat et coïncide parfaitement avec la ligne correspondant à la profondeur 10 sTD depuis la terminaison orientale de WAM jusqu'à l'aplomb du point de tir 4000m. Néanmoins, sa localisation reste incertaine à l'Ouest du bassin du Fastnet entre les points de tir 6000 et 7500 où l'on remarque une chute brutale de la réflectivité de la croûte inférieure. Il s'agit vraisemblablement d'une dégradation de la qualité des données due à un faible rapport signal/bruit (Peddy et Hobbs, 1987). Malgré cette baisse de réflectivité, les quelques réflexions présentes dans cette zone, sont réparties de façon plus moins uniforme sur toute l'épaisseur de la croûte inférieure. Ainsi, les marqueurs les plus profonds qui se situent vers 10 sTD, bien que largement espacés, permettent de repérer la trace du Moho et la corrélater latéralement. Plus à l'Ouest, à proximité de cette zone à faible réflectivité, le Moho est perturbé par des réflexions pentées infracrustales qui se situent dans le prolongement d'autres réflexions pentées de la croûte.

L'examen de la coupe migrée (Fig. II.9B) montre que la remontée du Moho due à l'amincissement crustal de bord de marge commence à se faire sentir en allant vers l'Ouest dès le point de tir 8000, à l'aplomb du bassin du Fastnet. Or la coupe temps montre, comme nous l'avons déjà signalé, que le Moho subsiste à la même profondeur (10 sTD) jusqu'au point de tir 4000. Ceci montre que la coupe temps donne une fausse image de la géométrie du Moho au niveau de la zone amincie à cause de l'augmentation progressive de la tranche d'eau. La vitesse faible de l'eau compense la remontée du Moho sur la coupe temps qui en montre une allure quasiment horizontale. D'où l'intérêt de procéder à la migration de cette coupe sismique avant son interprétation. D'autres part, entre les points de tir 4000 et 4500, on note l'existence d'une boursouflure du Moho et de la croûte inférieure, devenue très amincie dans cet endroit. Trois observations nous permettent d'avancer l'hypothèse d'un «pull-up» pour expliquer ce «bombement» qui atteint 20 km de

large et 0.4 sTD d'amplitude :

- le «bombement» se situe à l'aplomb d'un bloc basculé bordé par deux bassins;
- il disparaît presque totalement après migration;
- les réflexions de la croûte inférieure sont également impliquées et le suivent de façon parfaitement parallèle.

La superposition des sections migrée et non migrée de WAM (Fig. II.9C) permet de se rendre compte que la géométrie du Moho reste pratiquement inchangée sauf en bordure de la marge, sous la zone des blocs basculés, où l'on constate :

- la disparition de la boursouflure située à l'aplomb du segment situé entre le point de tir 4000 et 4500 (voir ci-dessus);
- des déplacements vers l'Ouest c.-à-d. en amont pendage des réflexions pentées qui correspondent au Moho.

Si la migration ne modifie pas de façon significative la géométrie du Moho, c'est parce que celui-ci est matérialisé par des réflexions horizontales qui ne subissent pas de déplacements. Par ailleurs, la migration permet d'améliorer relativement le tracé du Moho entre les points de tir 5500 et 6000, après déplacement de la plupart des réflexions pentées qui le perturbaient.

Sous la croûte océanique, le Moho est mal défini sauf près de la limite continent-océan, entre les points de tir 2500 et 3000, où il est nettement marqué par un alignement de réflecteurs sub-horizontaux situés à 9 sTD sur la coupe temps (soit environ 12 km).

En Conclusion, le caractère plat du Moho observé sur la section temps initiale du profil WAM est conservé sur la coupe migrée. Il faut toutefois signaler que la méthode de migration utilisée ici ne tient pas compte d'éventuelles hétérogénéités locales de vitesse dans la croûte. Elle ne permet donc pas de corriger les artefacts sismiques de type «pull-up» ou «pull-down» qui pourraient exister. Il est par conséquent, tout à fait normal d'obtenir après migration un Moho horizontal si celui-ci est initialement plat.

II.2.2- Les réflexions «mantelliques»

La section temps non migrée de WAM (Fig. II.9A) ne montre que peu de réflexions sous le Moho, par comparaison avec les autres

profils enregistrés dans la région, sauf sous la croûte océanique où l'on note la présence de nombreux réflecteurs en majorité à pendage apparent vers l'Est. Sur le reste du profil, ces réflexions sont observées dans trois segments définis entre les points de tir 5000-6000, 10500-11000 et 12000-12890.

Après migration, le déplacement de chaque réflexion peut atteindre 15 km. Ceci peut être constaté à l'aplomb du point de tir 5500 sur la figure II.9C. Signalons, à titre de comparaison, que dans le cas des profils SWAT 3 et SWAT 8 (Fig. II.10), les alignements de réflexions pentées subissent respectivement des décalages maximaux de 7 km et 12 km. Par ailleurs, on remarque que la plupart des réflexions migrées persistent dans le manteau (Fig. II.9B) bien que quelques unes (les plus pentées) soient suffisamment déplacés pour franchir le Moho et passer complètement dans la croûte. Coat (1991) montre que même des lois de vitesse volontairement exagérée ne permettent pas de faire disparaître toute les réflexions mantelliques observées sur certains profils SWAT.

Le fait que des réflexions subsistent sous le Moho après migration infirme l'hypothèse selon laquelle celles-ci représenteraient des branches d'hyperboles de diffraction ou des événements crustaux qui se retrouvent dans le manteau du fait de leur fort pendage. Toutefois, ceci n'exclut pas que ces réflexions puissent correspondre à des échos latéraux d'autant plus que l'orientation de WAM parallèlement aux structures crustales est favorable à l'apparition de ce genre d'artefacts. Il faut toutefois signaler que l'existence de réflexions mantelliques corrélables entre les profils sécants SWAT 8 et SWAT 9 a amené Bois et al. (1990) à affirmer la réalité de ces événements.

L'hypothèse de l'existence d'hyperboles de diffraction a été émise par plusieurs auteurs (Blundell et Raynaud, 1986). Toutefois, si cette hypothèse est plausible, les réflecteurs concernés devraient se regrouper autour du point brillant sur la coupe migrée. Or, ceci n'est observé ni sur WAM ni sur les profils SWAT 3, 8, 9, 10 et 11 migrés par Coat (1991).

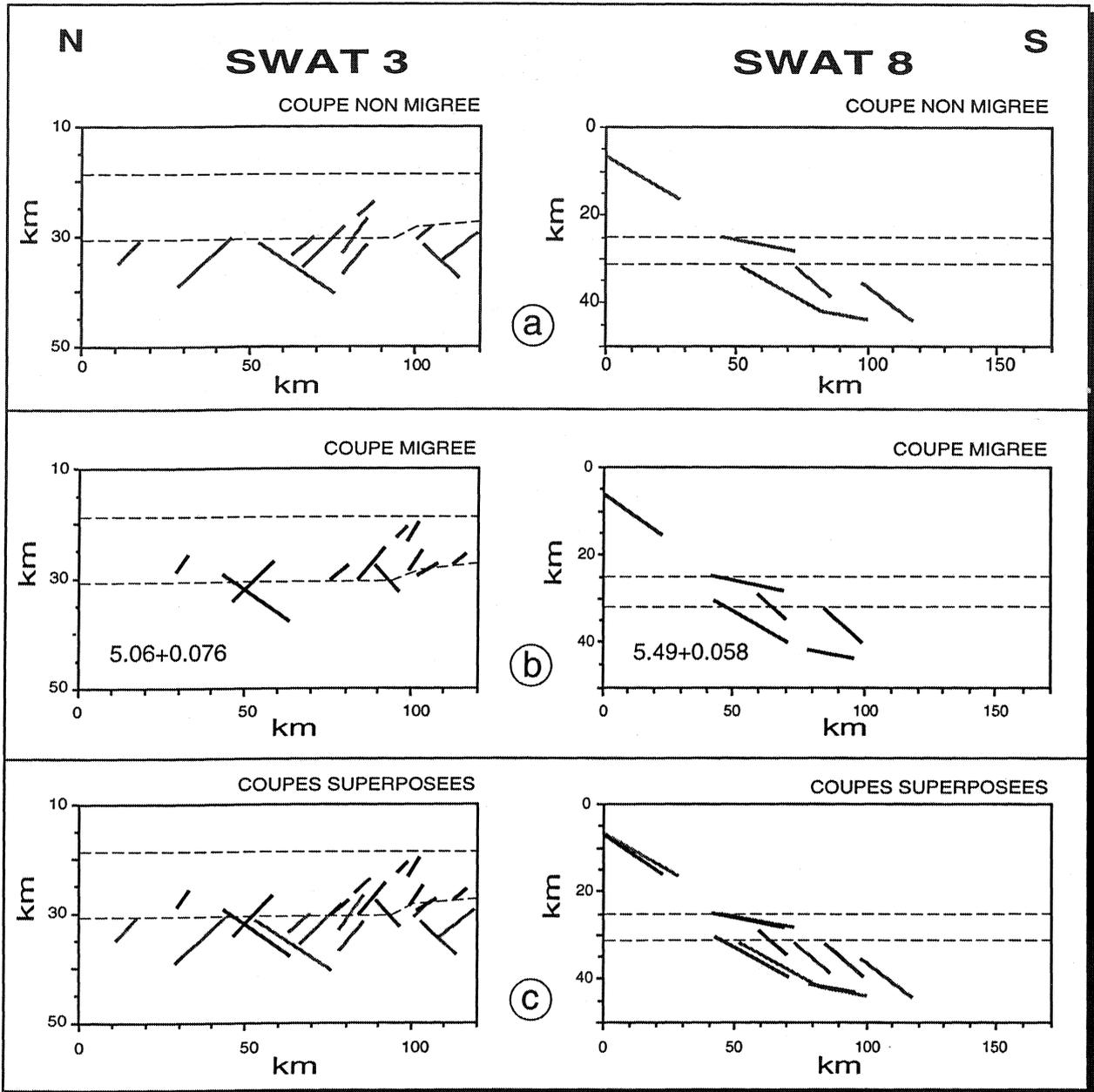


Fig. II.10 : Représentation schématique des réflexions profondes observées sur les profils SWAT 3 et SWAT 8. A- coupe profondeur non migrée; B- coupe migrée; C- superposition des deux coupes précédentes.

(d'après Coat, 1991)

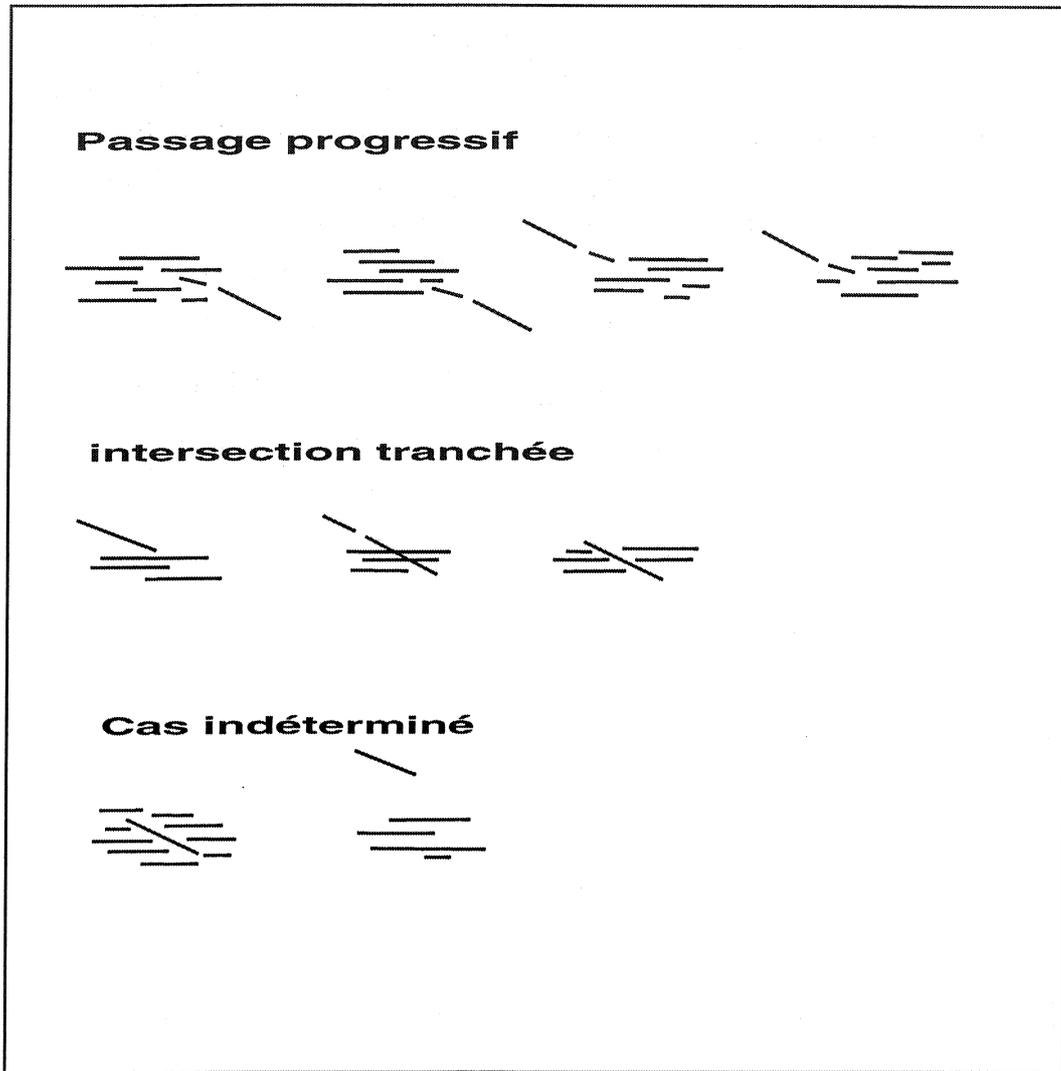
En conclusion, cette analyse plaide en faveur de la réalité des réflexions mantelliques observées dans le domaine couvert par les profils SWAT et WAM et ailleurs (profils MOIST, WINCH et DRUM par exemple; McGeary et Warner, 1985). Toutefois, ces événements n'ont pu être mis en évidence que là où l'on avait l'opportunité de faire des corrélations entre des lignes qui se croisent. Cela n'exclut pas l'hypothèse que parmi ces marqueurs, certaines peuvent correspondre à des échos latéraux ou des hyperboles de diffraction.

II.2.3- Relations entre les réflexions sub-horizontales de la croûte inférieure et les réflexions pentées

Les profils de sismique réflexion profonde SWAT et WAM révèlent l'existence de deux types de marqueurs sismiques (horizontaux et pentés) dans le soubassement anté-mésozoïque de la région de la mer celtique et de la Manche. Pour schématiser les relations qu'il pourrait y avoir entre ces deux familles de réflecteurs, trois possibilités peuvent être envisagés (Fig. II.11):

- un raccordement souligné par l'existence de réflexions à pendage intermédiaire qui assurent un passage progressif entre les marqueurs plats et pentés;
- une intersection tranchée marquée soit par un agencement pouvant refléter un ordre d'apparition des réflexions et présenter donc un intérêt en terme de chronologie relative, soit par un simple croisement sécant;
- une juxtaposition sans relation géométrique apparente.

Les alignements de réflexions pentées observés sur le profil WAM sont représentés sur la figure II.12. L'un des points essentiels qui ressort de ce document concerne le rapport entre les profondeurs des alignements de réflecteurs et leur sens de pendage. En effet, on remarque que les linéaments obliques contenus dans la croûte inférieure ont tous un pendage apparent vers l'Ouest, alors ceux figurant au sein de la croûte supérieure sont généralement inclinés vers l'Est. Nous estimons qu'une telle organisation des marqueurs sismiques permet d'en distinguer deux groupes à savoir, des linéaments profonds correspondant vraisemblablement à des événements calédoniens et d'autres superficiels représentant des traces de chevauchements hercyniens.



*Fig. II.11 : Représentation schématique des rapports possibles entre les réflexions horizontales de la croûte inférieure litée et les réflexions pentées.
(d'après Coat, 1991)*

Dans ce paragraphe, nous souhaitons analyser les relations des alignements obliques avec la croûte inférieure, en essayant de mettre en relief les modifications éventuelles que la migration est susceptible de leur apporter. Nous nous intéresserons aux alignements qui se raccordent de façon progressive aux réflexions horizontales de la croûte inférieure et à ceux qui leur sont sécants.

La figure II.12 montre que dans la plupart des cas les raccords entre les linéaments de réflexions pentées et les réflexions plates ont lieu à l'intérieur de la croûte inférieure. Ceci est bien visible sur le segment oriental situé entre les points de tir 9500 et 12890 où de nombreux alignements (notés : i1, i2, i3, etc.), tous à pendage ouest, se poursuivent sur une trentaine de kilomètres environ depuis la base de la croûte supérieure jusqu'au milieu de la croûte inférieure où ils deviennent sub-horizontaux. Toutefois, quelques alignements de réflecteurs sismiques marqués (t) s'enracinent au sommet de la croûte inférieure.

Après migration les alignements de réflexions ne subissent, en général, qu'un faible déplacement latéral qui ne modifie pas leur mode d'enracinement (Fig. II.12C). Seul l'événement (t3) qui, initialement interrompu par une discontinuité de la croûte inférieure (Fig. II.9A, près du point de tir 8000), semble mieux s'enraciner au sommet de la croûte inférieure, sur la coupe migrée, bien qu'il ait subi un important décalage vers l'Ouest.

Parmi les linéaments de réflexions sécants sur la croûte inférieure on distingue :

- ceux qui sont limités vers le bas par le sommet de cette unité particulièrement réflective. Ils sont observés surtout à l'Ouest du profil entre les points de tir 4000 et 5000;
- ceux qui sont complètement inclus dans la croûte inférieure;
- et ceux qui la traverse en totalité tel est le cas de l'événement (s2).

L'examen de la figure II.12C permet de se rendre compte que les modifications apportées par la migration à ce type d'alignements se limitent, globalement, à de faibles décalages latéraux (quelques kilomètres) accompagnés par de très légères variations de pendage. Toutefois, parmi ces alignements certains sont suffisamment déplacés au point de ne plus présenter de

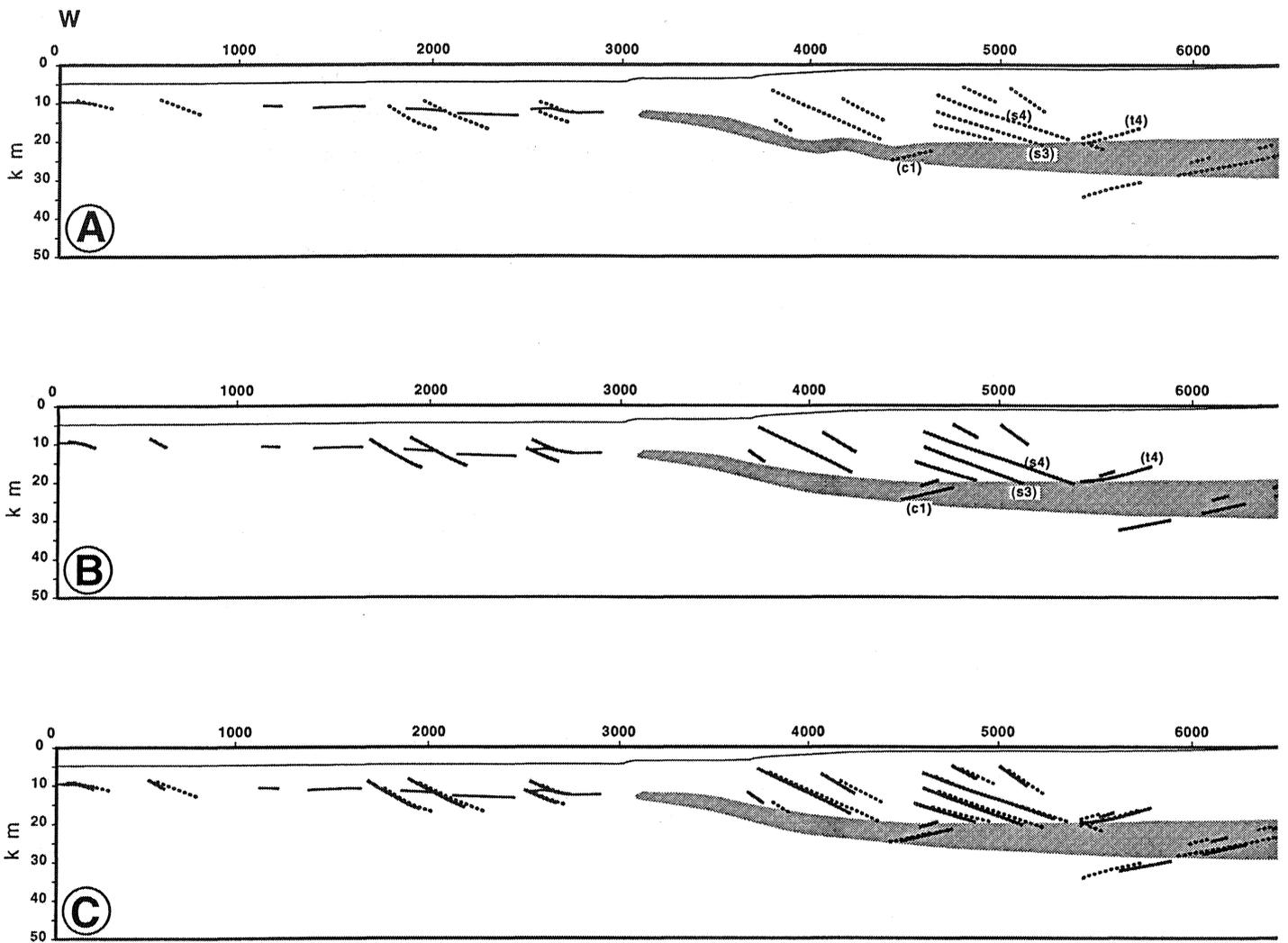
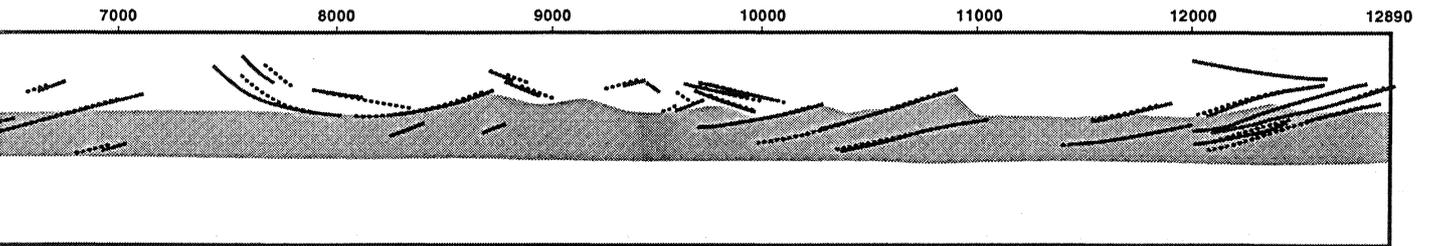
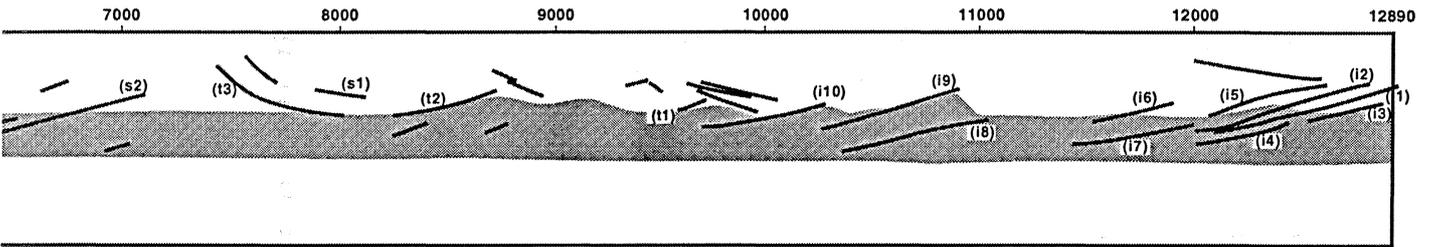
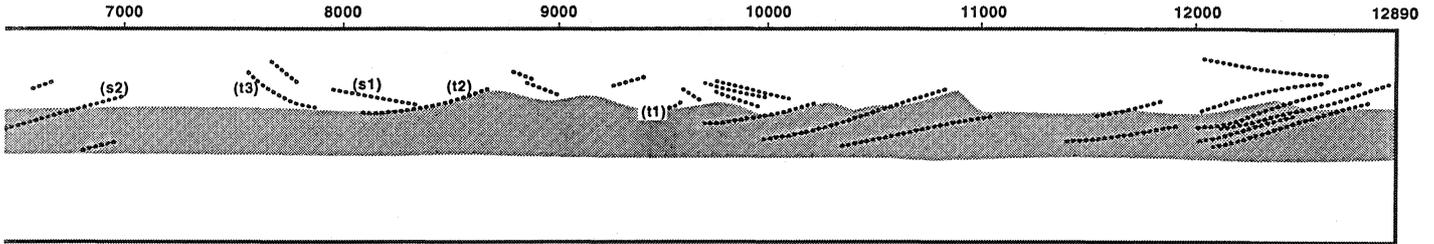


Fig. II.12 : Relation entre la croûte inférieure litée (en grisé) et les alignements de réflexions pentées observées sur le profil WAM. A- coupe profondeur non migrée; B- coupe migrée; C- superposition des coupes A et B.

Points de tir

E



rapport avec la croûte inférieure, comme on peut le constater pour l'alignement (s1).

En conclusion, les alignements de réflexions pentées observés sur le profil WAM sont soit sécants sur la croûte inférieure, soit enracinés au sein de celle-ci. Les coupes sismiques implantées selon une direction N-S (c.-à-d. perpendiculairement aux structures crustales de la région de la mer celtique et de la Manche) montrent que les alignements de réflexions pentées sont plutôt de type sécant. Par ailleurs, si aucune hypothèse étayée ne peut être avancée sur le rapport sécant entre les réflexions plates et pentées, les alignements de marqueurs enracinés au sommet ou au sein de la croûte inférieure plaident en faveur de la réactivation d'anciens chevauchements.

II.2.4- Les chronologies relatives

La croûte inférieure litée renferme par endroits quelques réflecteurs pentés qui se situent le plus souvent dans le prolongement d'autres marqueurs obliques localisés dans la croûte supérieure ou dans le manteau. A l'échelle de la région de la mer Celtique et de la Manche les réflexions pentées appartenant à la croûte inférieure sont observées systématiquement sur tous les profils SWAT et WAM. Ces profils offrent parfois l'opportunité de mettre en évidence des chronologies relatives entre des réflecteurs qui se recoupent. Ces derniers peuvent correspondre soit à des réflexions plates et d'autres pentées, soit à des marqueurs obliques à vergences opposées.

Par ailleurs, si la migration n'est théoriquement pas censée apporter de modifications significatives aux réflecteurs horizontaux, il n'en est pas de même pour les marqueurs pentés. En effet, ces derniers subissent systématiquement des déplacements plus moins importants en fonction de leur pendage et de leur profondeur. Ceci peut provoquer des changements des relations géométriques, observées sur la coupe temps, susceptibles de refléter un ordre d'apparition des marqueurs sismiques.

Dans ce qui suit, nous décrivons les principaux cas de chronologies relatives mis en évidence sur WAM. Une comparaison entre la coupe migrée et celle qui ne l'est pas, permettra de se

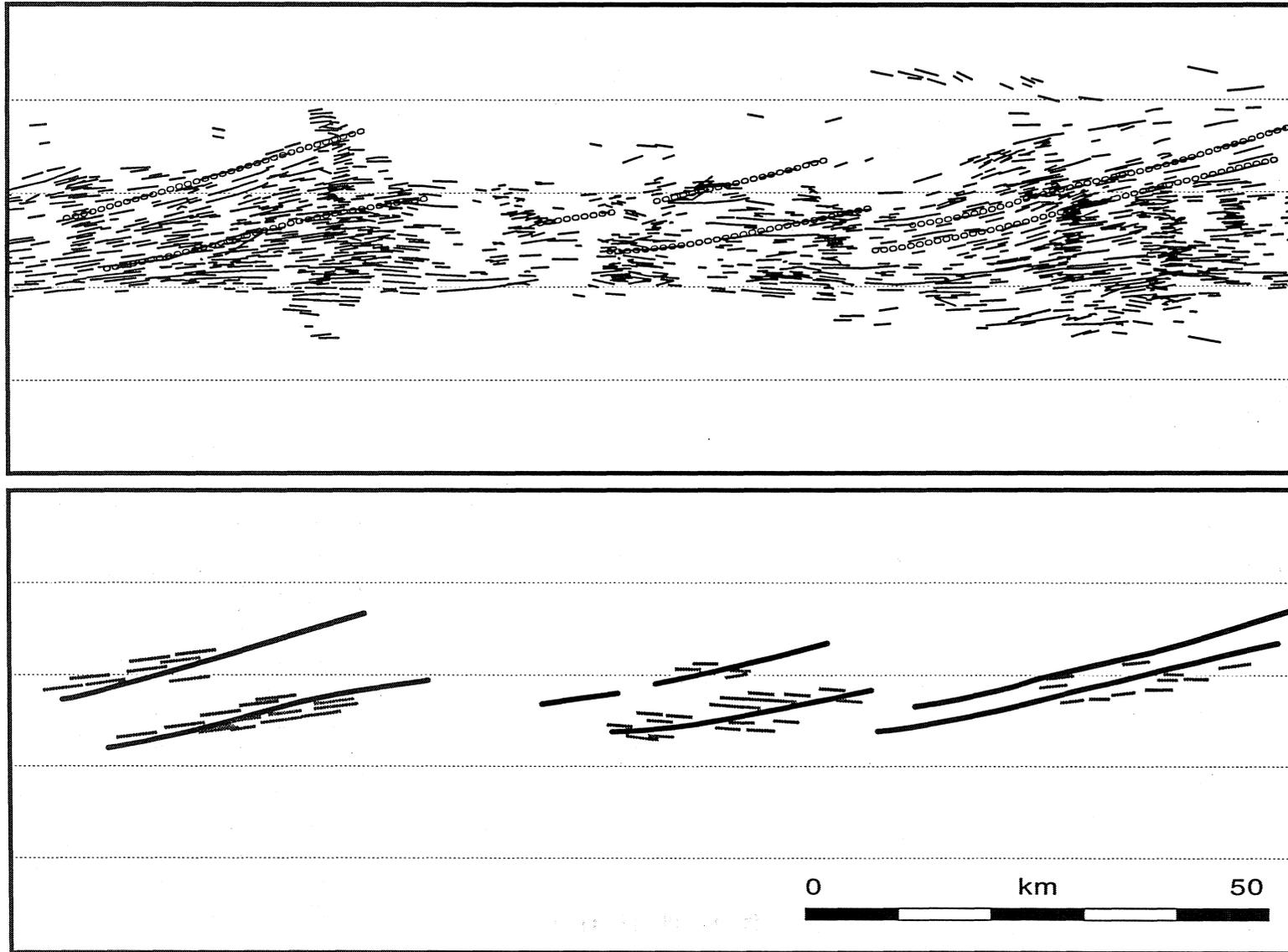


Fig. II.13 : Rapports entre les alignements de réflexions pentées et les marqueurs sub-horizontaux de la croûte inférieure dans un segment du profil WAM.

rendre compte si la migration modifie ou non les chronologies initiales.

En ce qui concerne les alignements de réflexions pentées, la coupe migrée (Fig. II.12B) montre que les événements à vergence ouest recourent, en général, ceux à vergence est (structures : t1, t2 et c1). Ce fait peut être expliqué en considérant que les alignements de vergences opposées l'une vers l'Est, l'autre vers l'Ouest correspondent respectivement aux traces d'anciens chevauchements calédoniens et hercyniens. Une exception est toutefois constatée, il s'agit de l'alignement (i10) qui semble interrompre les événements sus-jacents à pendage apparent vers l'Est (point de tir 10000). Celui-ci pourrait correspondre à la réactivation en faille normale d'un ancien chevauchement calédonien lors de la période extensive méso-cénozoïque.

L'examen de la coupe non migrée (Fig.II.12A) permet de s'apercevoir que seule la chronologie concernant ce dernier cas est clairement conservée après migration. En effet, sur cette coupe, les alignements à pendage apparent ouest (t1, t2 et c1) apparaissent trop éloignés de ceux à vergence ouest avec lesquels ils permettent respectivement d'établir des chronologies relatives sur la section migrée. A l'inverse, les chronologies qui semblaient bien établies entre les événements (s1) et (t2) d'une part, (s4) et (t4) d'autre part, disparaissent après migration.

Le rapport entre réflexions plates et pentées, ne permet de mettre en évidence des chronologie relatives qu'à l'Est du profil WAM (Fig. II.13). En effet, dans cette zone les alignements i1, i6, i7, i8 et i9 interrompent les réflexions horizontales de la croûte inférieure avant de s'enraciner profondément dans cette unité. On peut invoquer là encore, l'hypothèse d'une réactivation de chevauchements anciens vraisemblablement calédoniens.

En conclusion, ces observations nous permettent de conclure que la migration apporte des modifications majeures à l'agencement des marqueurs sismiques observés sur WAM. Il ne faut donc pas se baser sur les relations géométriques apparentes entre des événements plats et pentées sur une coupe sismique non migrée pour établir des chronologies relatives.

II.2.5- Conclusion

La comparaison des sections migrée et non migrée de WAM permet de se rendre compte des modifications apportées par la migration. Les déplacements occasionnés aux réflexions sismiques peuvent dépasser une dizaine de km. Les principaux points mis en relief à la suite de cette opération sont les suivants :

- le Moho «sismique», assimilé à la base de la croûte inférieure conserve sa géométrie plate après migration.

- les déplacements occasionnés par la migration aux réflexions observées au sommet du manteau supérieur ne sont pas suffisants pour faire passer ces marqueurs au dessus du Moho. Ces derniers représentent donc vraisemblablement des structures mantelliques réelles.

- les rapports entre les alignements de réflexions pentées et la croûte inférieure montrent que sur WAM, ces événements peuvent être soit sécants aux réflexions plates, soit raccordés à celles-ci. Le second cas suggère une réactivation en failles normales d'anciens chevauchements. Après migration, ces rapports ne subissent généralement que de légères modifications.

- les relations géométriques entre les marqueurs sismiques susceptibles de conduire à l'établissement de chronologie relatives peuvent être profondément modifiées par la migration. Ainsi, il ne faut pas se baser sur les relations apparentes entre les structures soulignées par les alignements réflexions pour en établir un ordre d'apparition.



CHAPITRE III

Etude des structures crustales superficielles



Ce chapitre porte sur l'étude des données magnétiques et gravimétriques concernant la mer Celtique et les approches occidentales de la Manche. Notre objectif est d'établir une esquisse des principales structures constituant l'environnement superficiel du profil WAM. Après la présentation des données utilisées, nous aborderons leur étude qualitative puis quantitative.

III.1- Les données utilisées

III.1.1- Le magnétisme

Les données magnétiques utilisées dans ce travail sont issues de différents levés, il s'agit des cartes magnétiques du Golfe de Gascogne (Fig. III.1) et de l'Ouest de la Bretagne (Fig. III.2). Les principales caractéristiques techniques de chacune d'elles sont fournies ci-dessous.

a- La carte magnétique du Golfe de Gascogne (1969) (Anomalies du champ total)

- Echelle: 1/1.000.000
- Altitude de vols: 500 m au dessus du niveau de la mer
- Espacement des profils: 10km
- Orientation des profils: N40 et N130
- Le champ normal adopté est représenté par les valeurs de l'IGRF correspondant à l'époque 1969.5
- Levés aéromagnétiques

Fig. III.1B : zone étudiée.

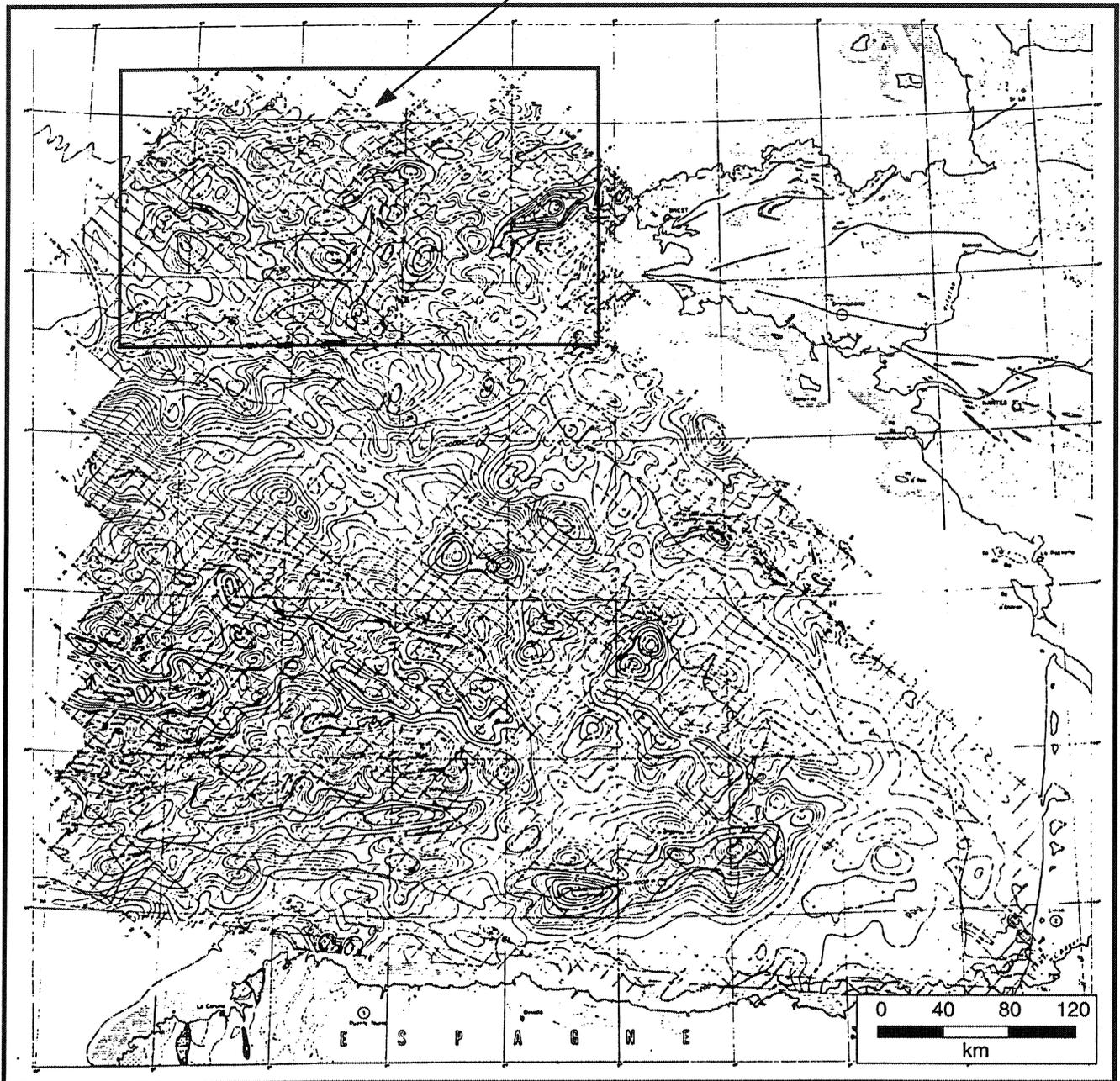


Fig. III.1A : Carte magnétique du Golfe de Gascogne, anomalies du champ total.

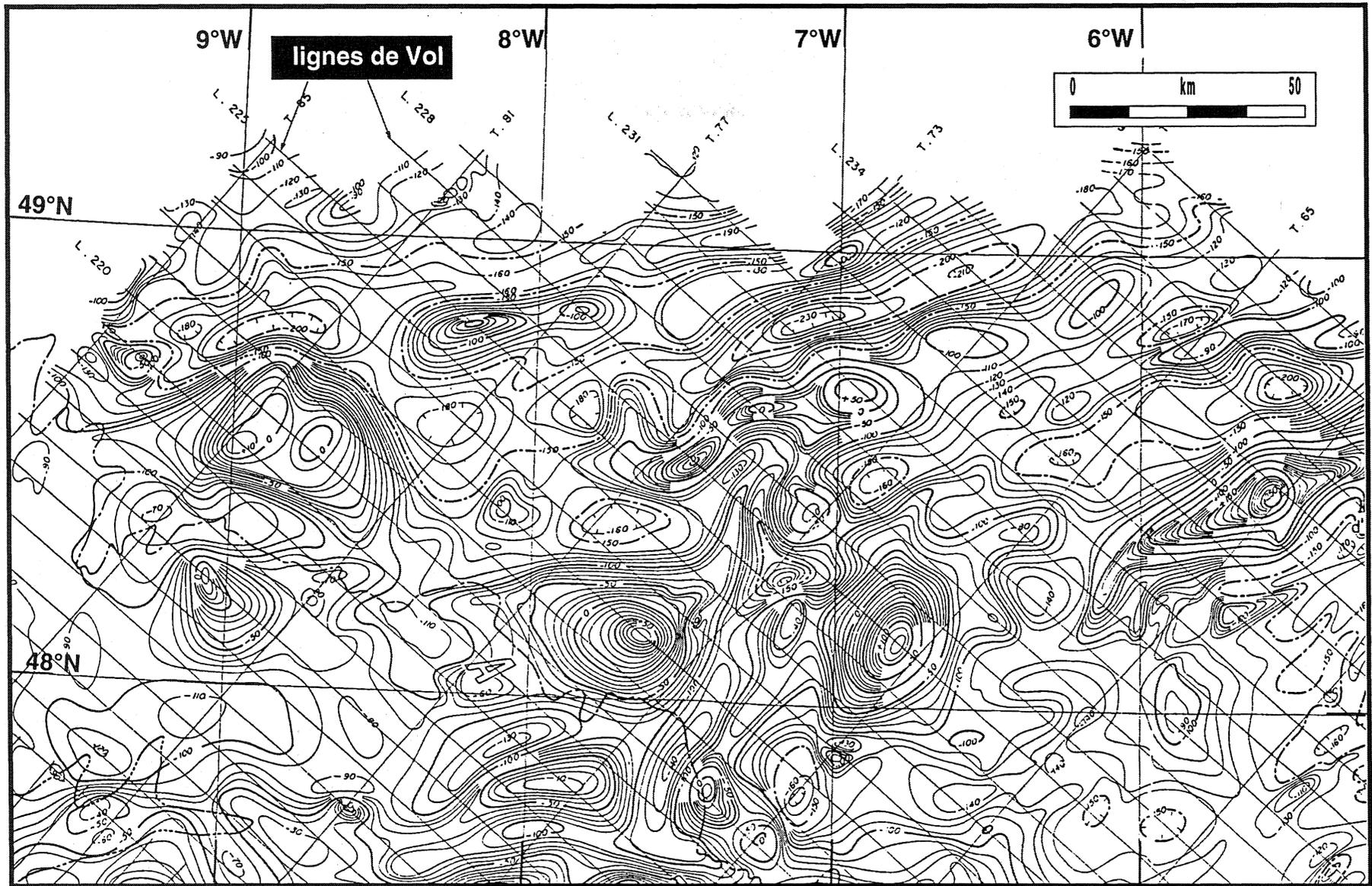


Fig. III.1B : Extrait de la carte magnétique du Golfe de Gascogne (anomalies du champs total).

b- Carte magnétique du plateau continental atlantique
(Plateau continental armoricain - Ouest Bretagne)

Institut de Physique du Globe de Paris

Anomalies du champ total

J. Segoufin 1970

- Echelle: 1/250.000
- L'orientation des profils NS et EW
- Levés hydroremorqués

Pour cette carte, nous ne disposons pas de la localisation des lignes d'acquisition des données magnétiques. On sait toutefois que celles-ci sont espacées de 1 à 2 km.

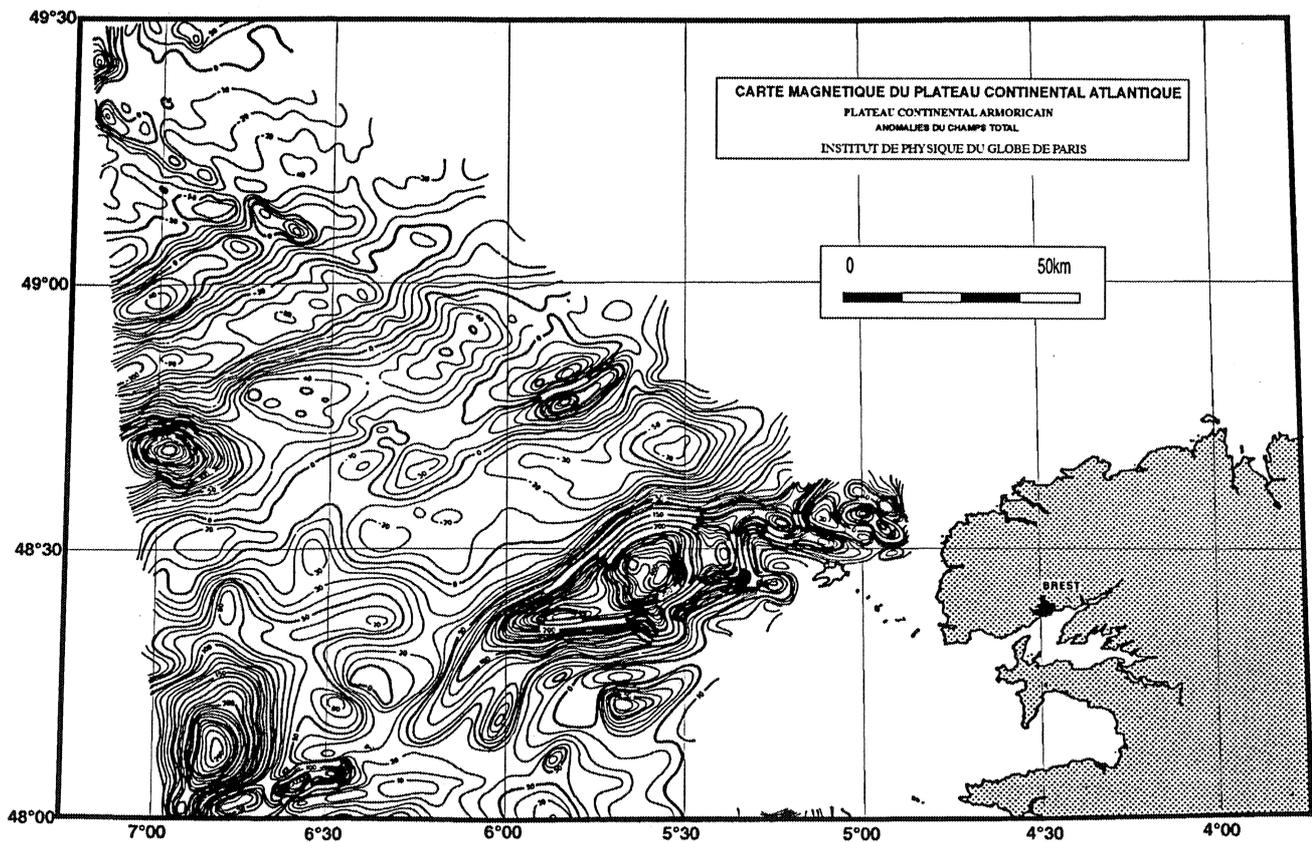


Fig. III.2 : Carte magnétique du plateau continental nord-ouest armoricain.

III.1.2- La gravimétrie

Nous disposons d'une carte gravimétrique au 1/1.000.000^e de la mer Celtique, la Manche et les approches occidentales (Sibuet et Ondreas, 1991, Fig. III.3). Cette carte représente une synthèse exhaustive des anomalies gravimétriques réalisée par Sibuet et al. (1991) à partir de l'ensemble des données disponibles. Nous n'avons pas pu avoir la localisation des profils d'acquisition pour tous les documents qui ont servi à l'établissement de cette carte. Nous disposons uniquement du réseau de routes marines concernant la carte gravimétrique de l'Atlantique Nord-Est (Fig. III.4). Ce document montre que c'est dans la région qui nous intéresse (mer Celtique et approches occidentales de la Manche) que ce réseau est le plus dense.

PROGRAMME
 CCRTG

Etude de la croûte terrestre par sondeuse profonde

**MANCHE, MER CELTIQUE
 ET APPROCHES OCCIDENTALES**

Profilés SWAT et WAM

**CARTE GRAVIMÉTRIQUE
 GRAVITY MAP**

(Anomalies à l'air libre en mer, anomalies de Bouguer à terre)

Echelle : 1/1 000 000

Équidistance des courbes : 5 mgal
 Projection UTM - Zone 30 - Méridien central 2° W
 International spherical

Jean Charles SIVERT et Willem OUDREAS
 SPRIRES Centre de Traitement de l'Information et des Ressources Sismiques
 B.P. 78 - 33083 Pessac FRANCE

1980

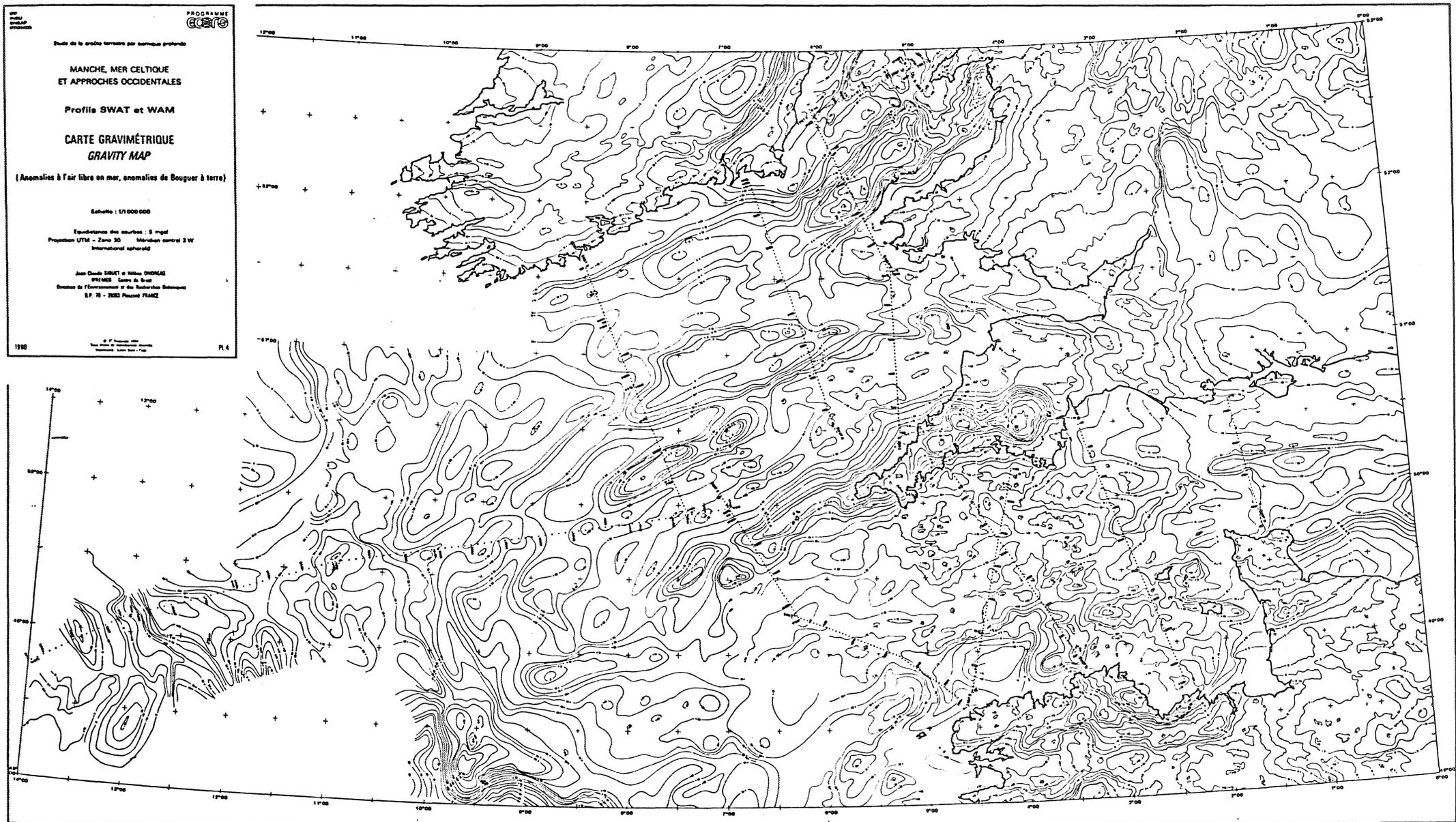


Fig. III.3 : Carte gravimétrique de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche (Anomalies à l'air libre).

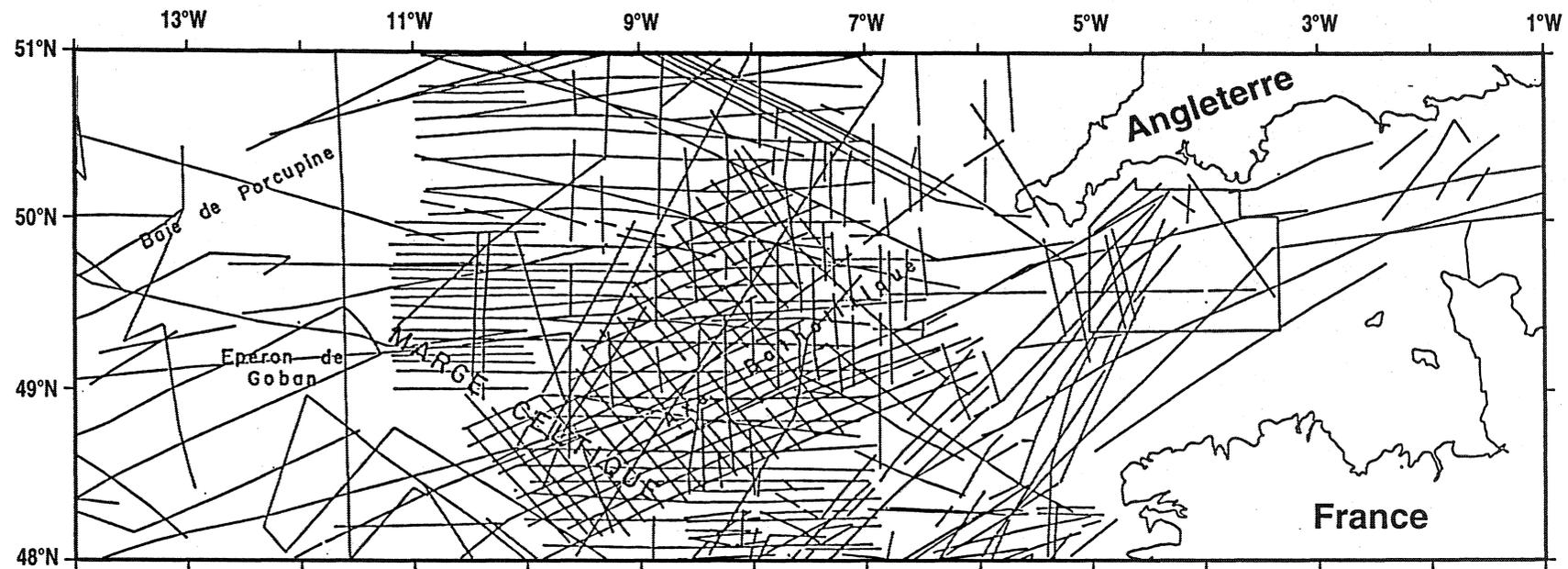


Fig. III.4 : Extrait de la carte de localisation des profils d'acquisition des données gravimétriques utilisées pour l'établissement de la carte gravimétrique de la l'Atlantique Nord-Est.

III.2- Etude qualitative

III.2.1- Le magnétisme

La figure III.5 montre la carte magnétique du plateau continental nord-ouest armoricain, elle correspond aux entrées de la Manche occidentale. Sur cette carte, sont représentées les principales directions structurales identifiées d'après l'analyse qualitative de ce document. Plusieurs linéaments nous paraissent susceptibles de correspondre à des accidents crustaux, ils sont reconnus surtout par des décalages d'anomalies. Comme le montre cette carte (Fig. III.5), toutes les structures à l'origine de décrochements sont globalement orientées N130. La direction d'allongement des principales anomalies magnétiques est de N60 environ, elle est caractéristique de cette zone.

La structure S1 (Fig. III.5) constitue l'un des traits majeurs de cette région. Elle se raccorde au Nord-Ouest à un alignement parfait de petites anomalies magnétiques. Celles-ci correspondent vraisemblablement à des injections locales de magma basique qui formeraient des dykes au sein du socle. Cette structure se situe dans le prolongement d'une grande faille décrochante dextre, bien connue à terre à l'Ouest de la Bretagne sous le nom de «faille Kerforne» (Lapierre, 1972; Lefort, 1975). En se basant sur des arguments structuraux, Richert et Bodou (1977) montrent, que cette faille décale de façon dextre la zone broyée sud armoricaine (Fig. III.6). Cette zone correspond à une importante faille transcurrente senestre développée entre 315 et 280 Ma. L'initiation de la faille de Kerforne (et probablement de la structure S1) est par conséquent post Permien inférieur.

Enfin, signalons que la structure (S1) s'intègre bien dans une famille d'accidents de direction N130 correspondant à un système de cisaillements dextres qui caractérisent la période permotriasique (Lefort, 1991). Ces failles décrochantes sont observées de part et d'autres de la Manche. Elles sont largement représentées en Cornouaille britannique.

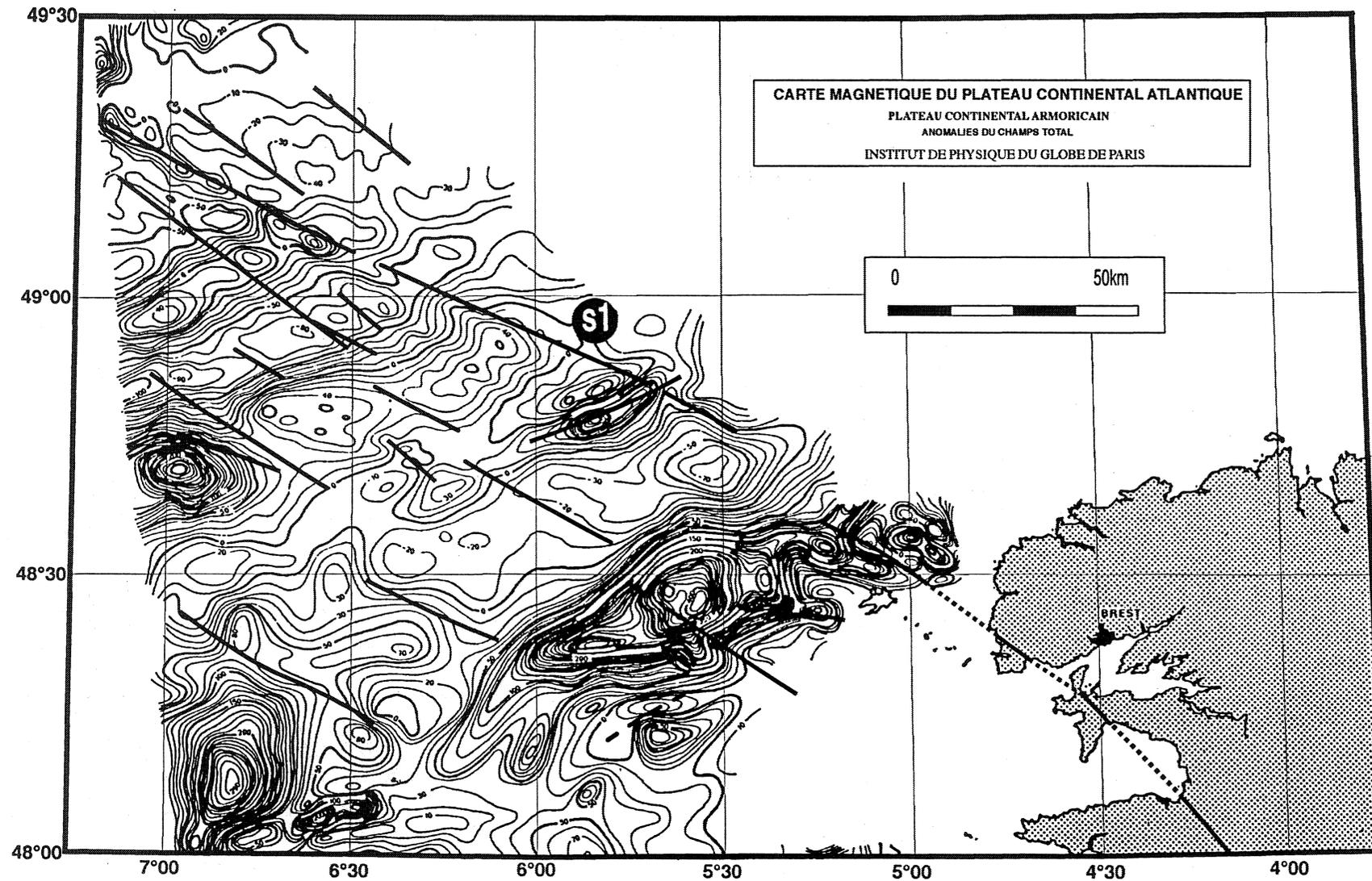


Fig. III.5 : Les grands traits structuraux ressortant de la carte magnétique du plateau continental atlantique nord-ouest armoricain (d'après Segoufin, 1975; réinterprétée).

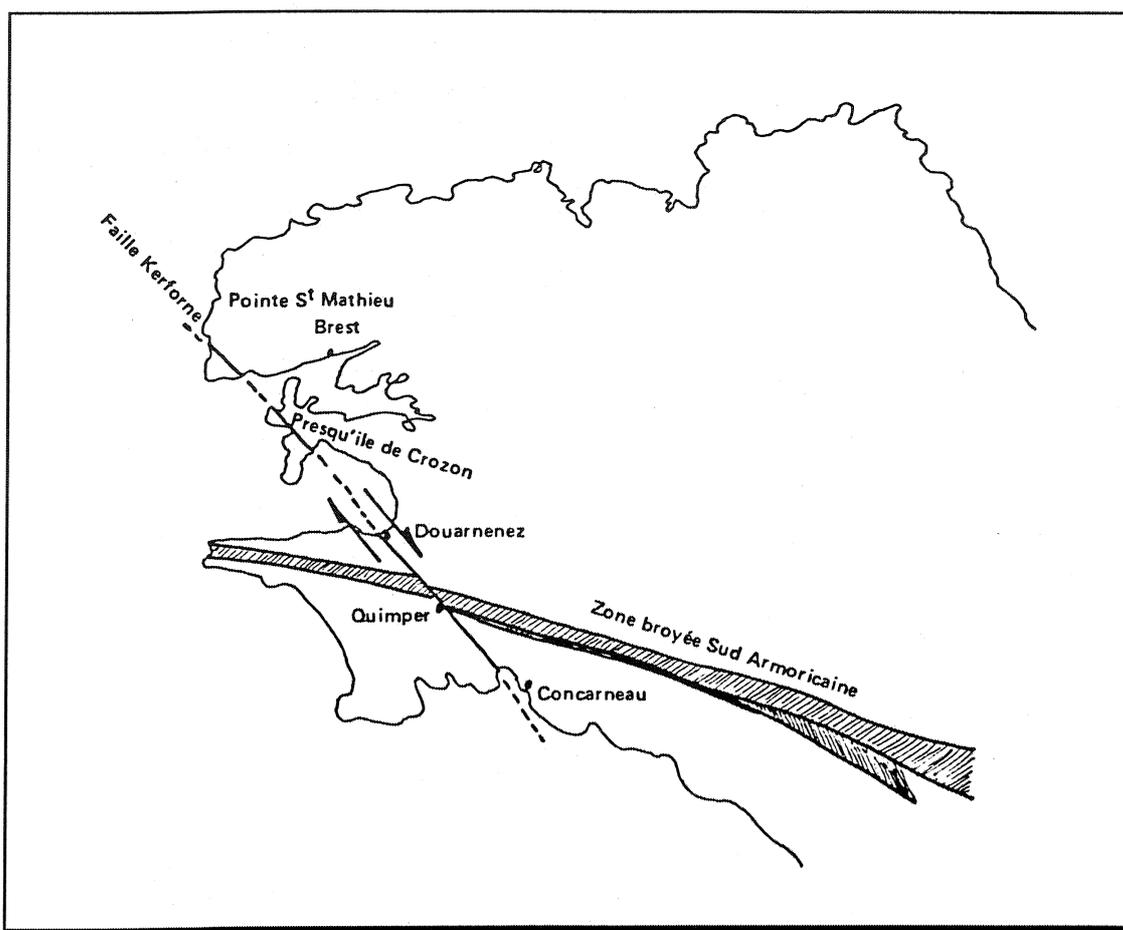


Fig. III.6 : Mise en évidence du jeu dextre de la faille de Kerforne en Bretagne occidentale (D'après Richert et Bodou, 1977).

III.2.2- La carte gravimétrique à l'air libre

Dans cette partie nous procédons à une analyse qualitative de la carte gravimétrique du plateau continental Celtique et des approches occidentales de la Manche. Cette analyse consiste à mettre en évidence les structures crustales d'après leur signature gravimétrique. La nature de telles structures peut être connue à partir de forages, de dragages, de données de la sismique ou de la géologie de surface des régions avoisinantes.

III.2.2.1- Les structures NE-SW à ENE-WSW

L'examen de la carte gravimétrique de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche permet de mettre en évidence l'orientation générale des structures à l'échelle régionale. Le trait majeur de ce document correspond à la direction N60 qu'on observe



Fig. III.7 : *Interprétation qualitative de la carte gravimétrique de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche (Anomalies à l'air libre). BNC: bassin Nord Celtique; BCSG: bassin du canal de St George; BF: bassin du Fastnet; BSC: bassin Sud Celtique; BCB: bassin du Canal de Bristol; BHF: Bassin d'Haig Fras; BAO: bassin des approches occidentales; BMO: bassin de la Manche occidentale; BBP: bassin de la baie de Plymouth.*

dans toute la mer Celtique depuis la pointe du Lizard en Cornouaille jusqu'aux côtes méridionales de l'Irlande. Cette direction est clairement soulignée par les axes d'allongement des anomalies (représentés sur la figure III.7 par des alignements de signes «-» ou «+») et par les zones de forts gradients gravimétriques. Elle est sans doute guidée par la morphologie du toit du socle du plateau continental Celtique. Celui-ci est caractérisé par une succession de rides de socle flanquées de sillons allongés correspondant aux bassins sédimentaires. Du Sud au Nord, on distingue : la ride granitique cornubienne, le bassin de Haig Fras, le mole de Haig Fras, le bassin Sud-Celtique, la ride du Labadie Bank-Eperon du Pembroke et le bassin Nord-Celtique.

La ride cornubienne qui correspond à la continuation vers l'Ouest des batholites granitiques de la pointe Sud-Ouest de l'Angleterre et inclue les îles Scilly, est marquée par de fortes anomalies gravimétriques négatives (Bott et al. 1958) qui se situent dans le prolongement de cette pointe. Ces granites correspondent à des intrusions tardi-hercyniens, ils ont été datés à 280-290 Ma par méthode Rb/Sr sur roche totale (Darbyshire et Shepherd, 1985). Le mole d'Haig Fras est souligné par des anomalies gravimétriques plus allongées dont l'amplitude atteint une vingtaine de milligals. Il est constitué d'un granite daté à 280-290 Ma par Darbyshire et Shepherd (1985). Pour Sibuet et al. (1991), ce mole pourrait se poursuivre jusqu'au pied de la marge celtique, ces auteurs se basent sur des dragages de granites hercyniens réalisés en bas de cette marge, dans le prolongement du mole d'Haig Fras, par Pautot et al. (1976).

La direction N60 s'infléchit localement pour devenir N80 à N90 dans les approches occidentales de la Manche. Elle est recoupée localement par la direction N30 au niveau du bassin du Fastnet. La bordure du plateau continental est marquée par un changement d'orientation des anomalies gravimétriques qui deviennent NW-SE à NNW-SSE dans la zone correspondant aux blocs basculés et aux bassins sédimentaires qui leur sont associés. D'autres part, la pente continentale est soulignée par un effet de bord qui se traduit par un positif gravimétrique atteignant 75 à 80 mgals en haut du talus et un minimum de -40 à -50 en bas de celui-ci. Le gradient entre ces deux extrêmes varie latéralement en fonction de la pente.

Les zones en grisé clair correspondent aux bassins sédimentaires de la mer Celtique et de la Manche (Fig. III.7). Leurs limites ont été établies par Sibuet et al. (1990) à partir de l'interprétation des profils sismiques SWAT et WAM, de la carte du toit du socle pré-permien (Smith, 1985), des nombreuses données de sismique et de forage concernant chaque bassin et de la carte gravimétrique là où les données de détails faisaient défaut. On remarque, comme le signalent Sibuet et al. (1991), qu'il y a en général une bonne concordance entre ces bassins et les données de la gravimétrie. En mer Celtique, ceux-ci sont plus étroits et se superposent parfaitement à des anomalies négatives sur plusieurs centaines de kilomètres. Par contre, en Manche occidentale, ils ne sont pas clairement soulignés par les contours gravimétriques, probablement parce qu'ils sont larges et peu profonds.

III.2.2.2- Les linéaments N130

Sur la figure III.7 les traits continus grisés (parfois joints par des pointillés) représentent des discontinuités gravimétriques définies par des zones de gradients ou des interruptions d'anomalies. Ces linéaments correspondent vraisemblablement à des accidents de socle. Certains ne font aucun doute, soit parce qu'on les observe en sismique réflexion, soit parce qu'on identifie clairement leur jeu décrochant matérialisé par le décalage des structures antérieures. La plupart des cercles noirs qui représentent sur la figure III.7 le point d'émergence des accidents observés sur le profil WAM, se situent au niveau des linéaments gravimétriques précédemment définis. D'autres failles sont reconnues par leur jeu dextre nettement souligné par le décalage des granites (ride cornubienne et mole d'Haig Fras) ou l'interruption des bassins. Enfin, dans la zone des blocs basculés, en bordure de la marge, les failles listriques correspondent à des zones de gradient gravimétriques coïncidant parfaitement avec la trace de ces failles sur le profil WAM.

Afin de comparer les structures N130 déduites du magnétisme et celles obtenues d'après la gravimétrie, nous les avons superposées sur la carte gravimétrique (Fig. III.7). On remarque que la direction N130 soulignée par le magnétisme est compatible avec le champ d'accidents défini ailleurs d'après la gravimétrie. Ainsi, la structure S1 peut être prolongée vers le Nord-Ouest jusqu'au

bassin du Fastnet, qu'elle recoupe transversalement en son milieu, là où les courbes isanomales s'incurvent pour marquer le début d'individualisation de deux anomalies gravimétriques négatives. Par ailleurs, le point d'intersection de cette structure avec le profil WAM correspond à l'une des failles majeures préalablement repérées sur celui-ci.

En conclusion, il semble au terme de cette analyse, que les linéaments N130 correspondent à une direction structurale majeure à l'échelle de la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche. Ils correspondent à des décrochements crustaux dextres, parfois de grande ampleur (comme c'est le cas de la Faille Kerforne) initiés dès le Permien.

Sibuet et al. (1991) ont également noté l'existence de décrochements dextres mais minimisent le rôle des failles N130, car ils estiment qu'elles ont une faible extension latérale. Ces auteurs proposent un modèle dans lequel ils mettent l'accent sur des linéaments orientés N105. Ceux-ci nous paraissent moins évidents d'autant plus qu'ils sont difficiles à corrélés à des structures connues à terre dans les régions bordières de la mer Celtique et de la Manche.

III.2.2.3- Le chevauchement du Lizard

Sur la figure III.7 la ligne bordée par des chevrons représente le chevauchement du Lizard. Celui-ci est connu à terre au Sud de l'Angleterre où il est jalonné par un complexe ultrabasique (Davies, 1984) montrant qu'il s'agit d'une suture océanique plutôt que d'un simple chevauchement. Son prolongement en mer vers l'Ouest a été suivi sur de nombreux profils industriels au Sud des batholites granitiques cornubiens (Hillis et Day, 1987). Il est vraisemblablement décalé en dextre par les failles décrochantes qui affectent ces granites.

D'autres part, on constate que ce chevauchement marque globalement la limite entre la ride cornubienne et les bassins de la Manche occidentale. Les profils sismiques SWAT 6, 8, 9 et 10 confirment d'ailleurs cette observation en montrant que la bordure nord de ces bassins, coïncide systématiquement avec la trace oblique de ce chevauchement avant que celui-ci n'émerge à la surface. Ceci plaide en faveur de la mise en place de ces bassins

selon un modèle d'extension simple (Wernicke, 1981). Le chevauchement du Lizard constitue une rampe de faible pendage correspondant à une zone de faiblesse crustale le long de laquelle le détachement pourrait s'initier. Ce modèle a d'ailleurs été proposé par plusieurs auteurs (Matthews et Cheadle, 1986; Gibbs, 1987; Beach, 1987).

III.3- Etude quantitative

III.3.1- La modélisation magnétique

Comme nous l'avons signalé au début de ce chapitre, nous disposons de deux cartes magnétiques qui couvrent partiellement la région qui nous intéresse (cartes du Golfe de Gascogne et du plateau continental Nord-Ouest armoricain). Ces cartes sont toutes publiées en anomalies du champ total. Il faut toutefois souligner leur hétérogénéité, puisque l'une représente des données acquises à l'aide d'un dispositif hydroremorqué, tandis que l'autre a été levée à une altitude de vol de 500 m avec un espacement des profils 5 à 10 fois plus important. Il n'est donc pas étonnant que ces deux cartes ne montrent pas le même niveau d'information. Celle du plateau continental armoricain fait apparaître de nombreuses anomalies de hautes fréquences, mais elle ne recouvre qu'une partie restreinte de la zone étudiée. Nous avons donc décidé d'utiliser la carte du Golfe de Gascogne dont l'extension vers le Nord dans la zone qui nous intéresse est meilleure bien que malheureusement aussi limitée.

Sur cette carte, nous avons entrepris une étude quantitative des principales anomalies magnétiques situées au Nord du parallèle 48°N, ce qui correspond aux approches occidentales de la Manche. Cette étude répond à deux objectifs principaux :

- (1) déterminer les sources potentielles de ces anomalies en évaluant leur profondeur, leur largeur, leur pendage et éventuellement leur susceptibilité magnétique;
- (2) séparer parmi ces corps perturbateurs ceux qui sont situés dans le socle et ceux recoupant la couverture sédimentaire.

La figure III.8 montre la localisation des profils étudiés qui ont été tracés autant que faire se peut, perpendiculairement à

l'allongement des anomalies et le plus près possible des levers aéromagnétiques. En fait, l'idéal c'est d'avoir des profils qui se superposent à ces levers (comme c'est le cas pour G), cependant, nous étions souvent dans l'obligation de les recouper en biais.

Trois méthodes ont été appliquées :

- la méthode de Koulomzine Lamontagne et Nadeau (1970) qui permet de déterminer le contraste de susceptibilité magnétique apparente, le pendage, la largeur et la profondeur du corps provoquant l'anomalie quand celui-ci est proche du modèle filon;
- la méthode de Spector et Grant (1970) qui calcule la profondeur moyenne du toit des corps perturbateurs;
- la méthode de Talwani et Heirtzler (1964) qui permet de reconstituer la géométrie des corps perturbateurs par modélisation directe.

III.3.1.1- Les susceptibilités magnétiques

Les susceptibilités magnétiques utilisées ont été déterminées, pour les corps s'apparentant à des dykes, grâce à la méthode de Koulomzine et al. (1970). En se basant sur ces valeurs et sur celles adoptées par les auteurs qui ont réalisé des modélisation magnétiques près de la zone que nous étudions, nous avons estimé les susceptibilités des autres structures. Une fois les profondeurs sont calculées par analyse spectrale, ces valeurs sont légèrement modifiées jusqu'à l'obtention d'une correspondance convenable entre les anomalies observées et calculées.

Rappelons que de nombreuses études de géophysique marine ont été menées dans cette région depuis le début de la décennie 1970. Parmi ces études, plusieurs ont porté sur l'interprétation quantitative des anomalies magnétiques observées aussi bien en Manche, qu'au Sud-Ouest du Massif Armoricaïn (Lefort, 1975; Lefort et Segoufin, 1978; De Poulpique, 1986; Lefort et al. 1991). Ces modélisations étaient basées sur des susceptibilités obtenues par la méthode de Koulomzine et al. (1970) ou mesurées sur des échantillons prélevés au niveau de roches basiques qui affleurent. A l'issue de ces travaux, la susceptibilité des corps constituant le socle magnétique de cette région s'avérait donc relativement bien documentée.

III.3.1.2- La modélisation

Toutes les anomalies (à l'exception de celle notée G, voir plus loin) ont été modélisées en supposant une aimantation purement induite. Pour ce faire, il fallait au préalable connaître les caractéristiques du champ magnétique local (intensité, inclinaison et déclinaison) pour l'époque à laquelle la carte magnétique du Golfe de Gascogne a été établie. Une estimation des valeurs moyennes de ces paramètres pour la zone étudiée a donc été faite :

- Intensité ≈ 46700 nT
- Inclinaison ≈ 64.5 degrés
- Déclinaison ≈ 10.4 degrés

Les profils établis à travers les principales anomalies magnétiques, ont été analysés en supposant que les corps perturbateurs pouvaient être assimilés soit à des dykes, soit à des plaques minces. Les méthodes utilisées (Koulomzine et al. 1970, Spector et Grant, 1970) montrent que la profondeur du toit de ces corps s'étagent entre 1500 et 3150 m (Tab. III.1).

Anomalies	Méthode de Spector et Grant (1970)	Méthode de Koulomzine et al. (1970)			
	Profondeur (m) (sous le niveau de la mer)	Profondeur (m) (sous le niveau de la mer)	Largeur (m)	Susceptibilité magnétique (uem/CGS)	Pendage (Degrés)
A	1900	2150	4100	$1,5 \cdot 10^{-3}$	80°N
B	2300	—	—	—	—
C	1700	—	—	—	—
D	2900	2500	12000	$2,5 \cdot 10^{-3}$	22°N
E	2400	2300	2500	$2 \cdot 10^{-3}$	55°N
F	1500	1800	8500	$1,8 \cdot 10^{-3}$	30°S
G	3150	2900	10500	—	30°S

Tab. III.1 : Caractéristiques des corps magnétiques obtenues en utilisant les deux méthodes : «Spector/Grant» et «Koulomzine».

Nous avons reporté, sur la figure III.9 les contours théoriques des corps magnétiques perturbateurs déterminés en plan en se basant sur la méthode de Vacquier et al. (1951). Afin de les situer par rapport à l'interface socle-couverture, ces objets ont été superposés à une carte du toit du socle métamorphique établie par Avedik (1975). Cette carte est basée sur une compilation des données de sismique réfraction acquises dans les approches

occidentales de la Manche. Elle représente la topographie de l'interface marquant la transition entre des terrains caractérisés par des vitesses comprises entre 4.4 et 6.6 km/s et d'autres dont les célérités sont de 4.3 km/s ou moins. Les premiers correspondraient selon cet auteur au socle hercynien tandis que parmi les seconds les plus anciens dateraient du Permo-Trias.

Les modèles adoptés après plusieurs essais sont représentés sur les figures III.10 et III.11, ils seront analysés et discutés dans ce qui suit.

a- Analyse des modèles magnétiques retenus

L'anomalie A

Comme on peut le constater sur la figure III.8, il s'agit d'une petite anomalie dont l'amplitude ne dépasse pas une cinquantaine de nanoTeslas. L'application des méthodes («Spector/Grant» et «Koulomzine») montre que celle-ci est vraisemblablement provoquée par un corps magnétique large de 4000 m et situé à 2000 m sous le niveau de la mer avec un pendage de 80° vers le Nord. Toutefois, on s'est rendu compte qu'il n'est pas possible d'obtenir un «fit» raisonnable entre les courbes observée et calculée en considérant un corps aussi large. C'est pourquoi, après plusieurs essais, nous avons opté pour la combinaison de deux corps, l'un à pendage Nord très proche de celui calculé; l'autre, plus petit et fortement penté vers le Sud. D'après la figure III.9, ils auraient tous les deux traversé la couverture.

Les anomalies B et C

Les anomalies B et C ont été modélisées en terme de plaque mince limitées vers le bas à une profondeur de 4000 m environ. Leur limite basale correspond grossièrement au toit du socle métamorphique (Fig. III.9). Elles pourraient correspondre à des épanchements de roches basiques mises en place, sous forme de laccolithes, à la faveur de cette interface. Ces deux masses perturbatrices sont vraisemblablement très proches l'une de l'autre de sorte que leurs effets magnétiques sont coalescents (Fig. III.8). Cette dernière montre aussi que les deux anomalies sont alignées selon un axe ENE-WSW qui coïncide avec une direction structurale majeure à l'échelle de la région. Ce qui nous conduit à penser qu'on

a affaire à des épanchements volcaniques dont la mise en place aurait été favorisée par l'existence d'anciens accidents crustaux.

Les anomalies D, E et F

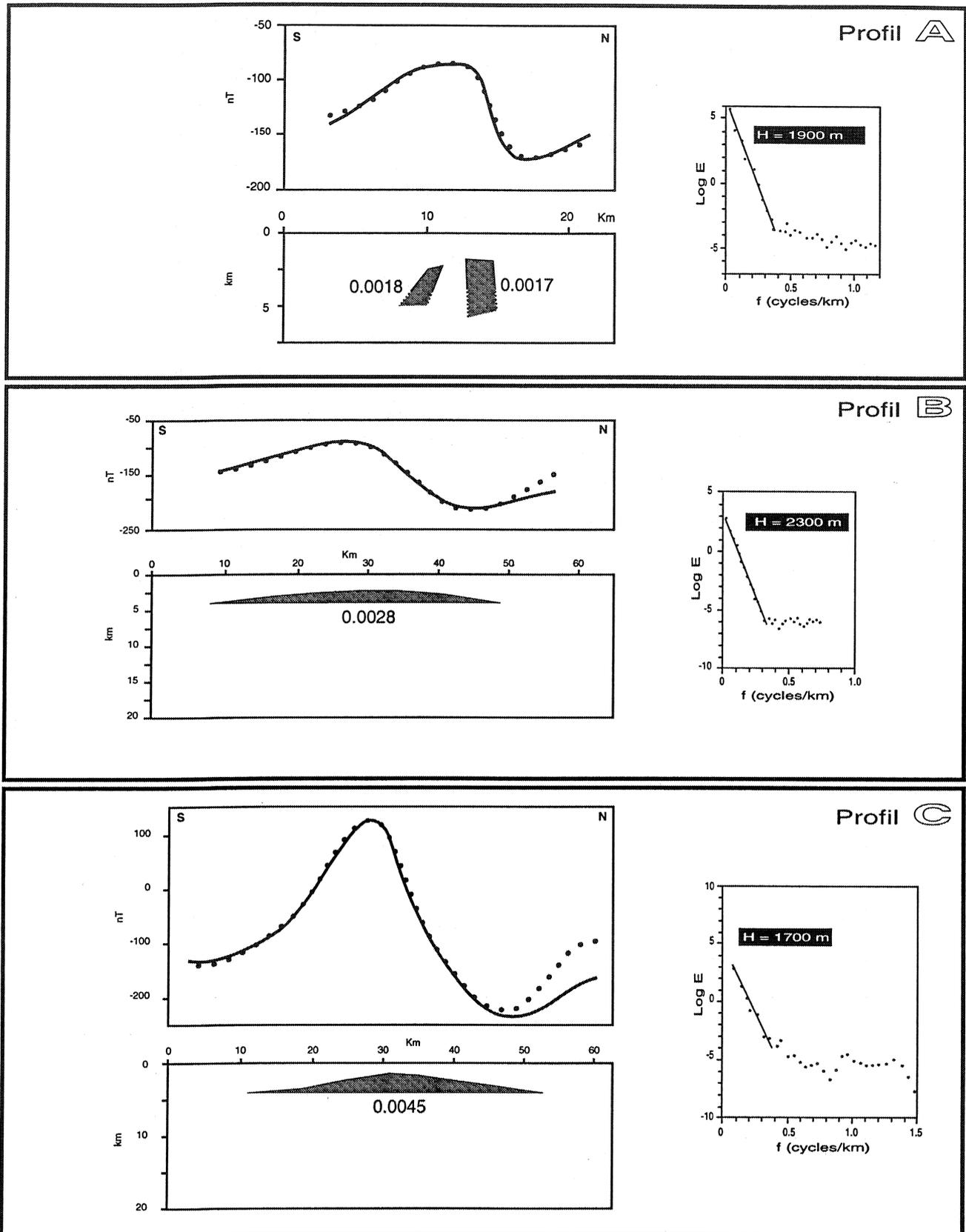
La modélisation des structures responsables de ces anomalies, en tenant compte des paramètres fournis par les deux méthodes («Spector/Grant» et «Koulomzine») a été relativement facile. Dans les trois cas, nous avons fait appel au modèle filon. Toutefois, dans le cas de l'anomalie E, pour une meilleure coïncidence entre les courbes (observée et calculée), nous avons introduit une petite plaque mince horizontale au dessus du dyke, pour ajuster la zone étroite au sommet du positif de l'anomalie. Pour ce qui est du profil F, un filon de même pendage que le corps principal a été ajouté au Nord de celui-ci.

L'anomalie G

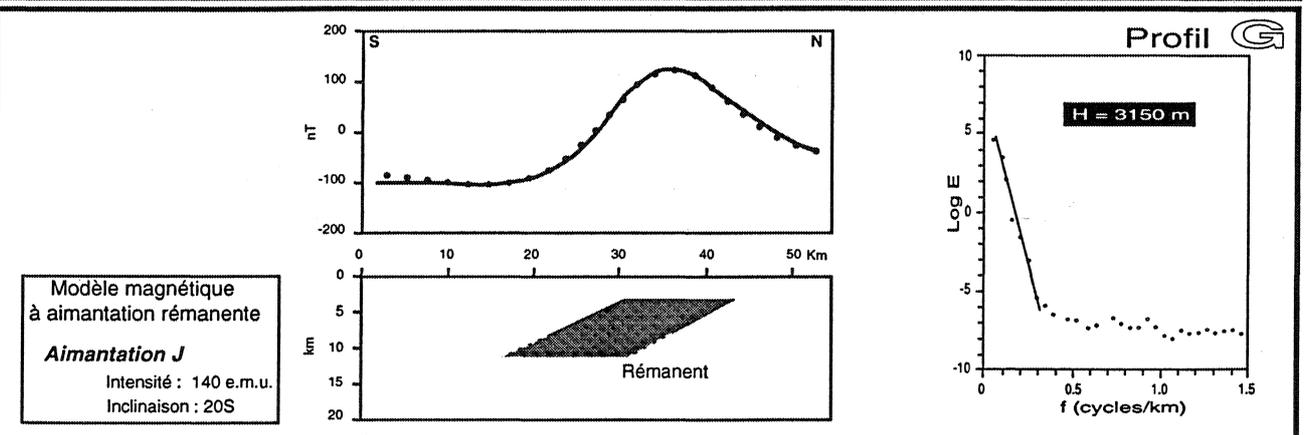
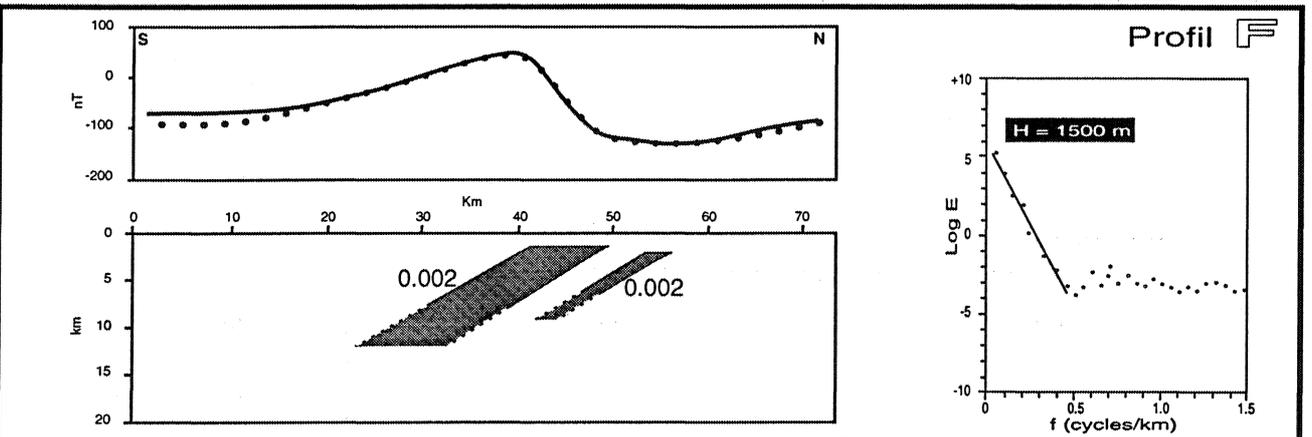
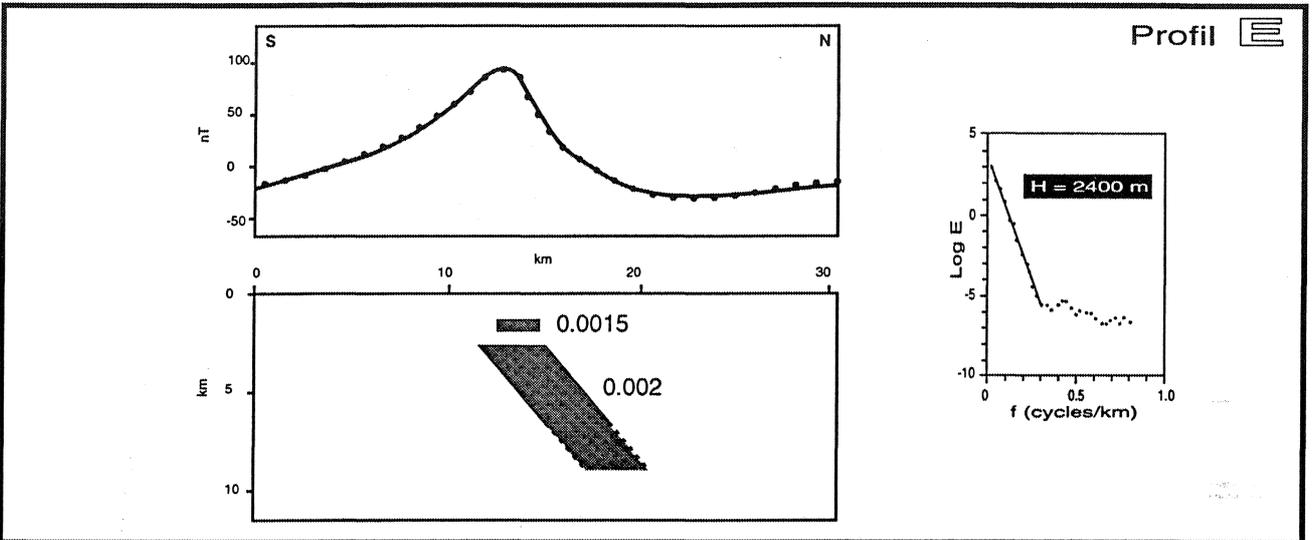
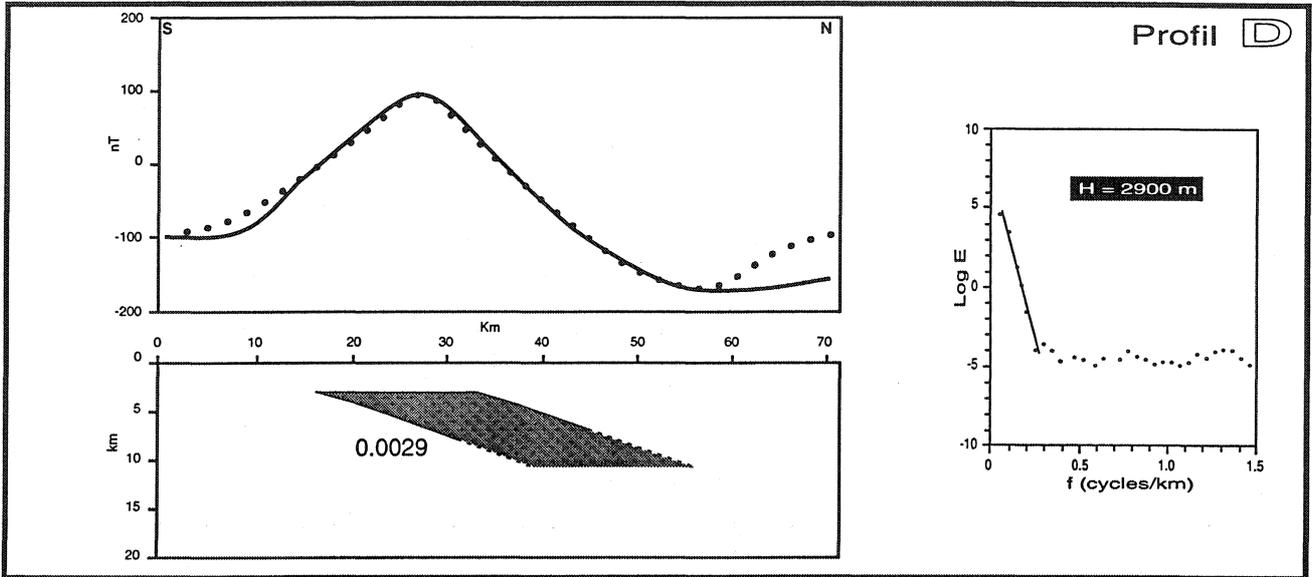
L'anomalie «G» est caractérisée, contrairement aux autres, par un flanc sud plus raide que le flanc nord. Compte tenu du fait que l'on se trouve dans l'hémisphère nord, celle-ci peut correspondre soit à un corps dont l'aimantation apparente serait dominée par la composante rémanente «J» inclinée vers le Sud, soit à une faille à effondrement vers le Sud. Le modèle de faille ne peut être retenu dans la mesure où le flanc sud raide de l'anomalie ne correspond pas en plan à une zone de gradient linéaire qui suggérerait l'existence d'une faille. C'est pourquoi, nous avons adopté l'hypothèse d'un corps à aimantation rémanente d'intensité 140 uem/CGS et d'inclinaison apparente 20° vers le Sud. Signalons que De Poulpiquet (1986) avait déjà mis en évidence, à l'Est de la zone que nous étudions, l'existence de corps présentant une aimantation rémanente «J» à inclinaison Sud.

b- Discussion

La plupart des structures modélisées en terme de «dykes» présentent une largeur trop importante (une dizaine de km environ) pour ce type de modèle. Ce fait, qui concerne spécialement les anomalies D, F et G, nous conduit à s'interroger sur la crédibilité de tels modèles. Or, l'étude quantitative menée par Lefort et al. (1991) sur «l'anomalie magnétique de la Manche» et particulièrement l'anomalie d'Ouessant notée «I» sur la figure III.8,



*Fig. III.10 : Modélisation magnétique par la méthode de Talwani et Heirtzler (1964)
 Les susceptibilités magnétiques sont indiquées à côté des structures.
 Les spectres d'énergie sont représentés à droite des modèles.
 Les profils sont localisés sur la figure III.8.*



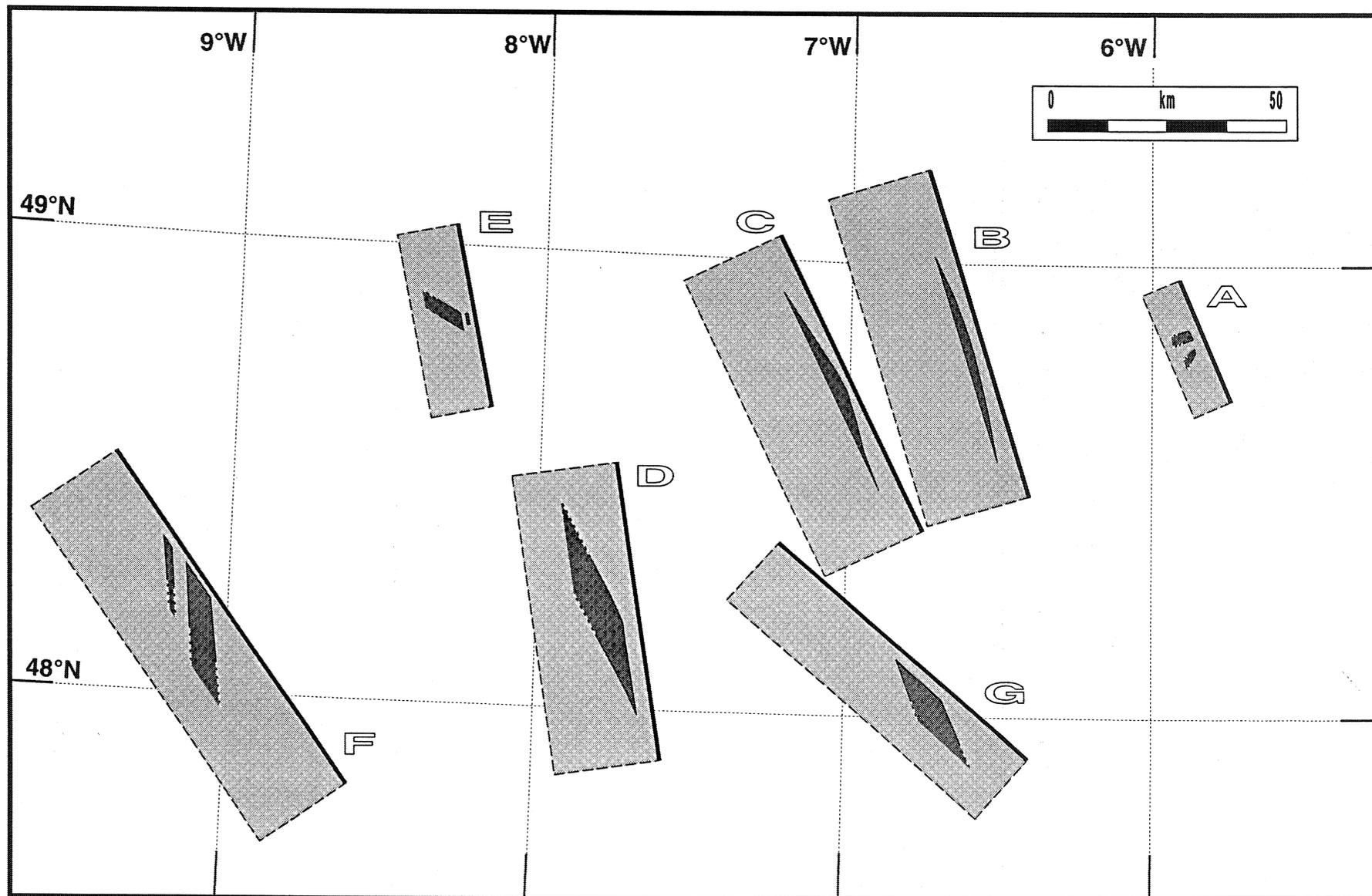


Fig. III.11 : Représentation à la même échelle des différents modèles magnétiques obtenus par la méthode de Talwani et Heirtzler (1964).

a conduit à l'élaboration de modèles de type «filon» de même largeur. Ainsi, si l'on prend en considération le fait que cette anomalie est comparable dans ses dimensions à celle que nous étudions, et si l'on admet la crédibilité des corps proposés par ces auteurs, force est de croire à la vraisemblance de nos modèles. Par ailleurs, le fait qu'on a affaire à des anomalies peu allongées suggère une autre alternative qui consiste à considérer ces larges corps soit comme des intrusions de roches basiques, soit comme un ensemble de filons disposés les uns à côté des autres. Il faut toutefois souligner que ces résultats ne doivent être retenus qu'à titre indicatif car ces modèles ne montrent qu'une représentation simplifiée des structures magnétiques.

Afin de distinguer les corps magnétiques localisés dans le socle et ceux recoupant la couverture, nous comparons leur profondeur à celle du toit du socle (Fig. III.9). Cette comparaison nous permet de conclure que :

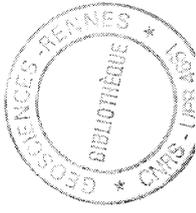
- les corps A et F recoupent la couverture;
- les corps E et G sont intra-socle;
- la base des structures B et C et le toit de D coïncide avec la limite socle-couverture.

D'autre part, les profils sismiques SWAT 6 et 7 montrent que le remplissage sédimentaire du bassin des approches occidentales de la Manche est formé d'une importante série permo-triasique Bois et al. (1991). La comparaison de l'épaisseur de cette série (estimée à la moitié de la pile sédimentaire environ) à la profondeur du toit des structures magnétiques A, B, C et F ayant traversé la couverture, permet de se rendre compte que tous ces corps se situent en dessous du toit de cette séquence permo-triasique. Compte tenu du fait que cette période est caractérisée par le développement d'un système de rifts bien connus dans les zones émergées avoisinantes, on peut considérer que ces corps reflètent des manifestations du volcanisme associé à ce rifting de grande ampleur. En revanche, aucune hypothèse ne peut être avancée en ce qui concerne l'âge de mise en place des deux structures E et G considérés comme intra-socle. Toutefois, les caractéristiques de l'aimantation rémanente attribuée au corps G sont à rapprocher à celles observées au niveau de la plaque «Armorica» au Dévonien (Perroud et al. 1984).

Par ailleurs, l'allongement de la plupart des anomalies en direction ENE-WSW, montre l'influence de l'héritage structural sur l'orientation de celles-ci et donc sur la mise en place des corps magnétiques.

III.3.1.3- Conclusion

La modélisation magnétique a permis de mettre en évidence des marqueurs magnétiques qui correspondent soit à des dykes basiques soit à des épanchements horizontaux. Ces marqueurs se seraient principalement mis en place lors de l'ouverture des rifts triasiques nord-ouest européen. L'orientation de la plupart des sources magnétiques semble être contrôlée par la structuration de la croûte continentale par les orogènes passées.



III.3.2- La modélisation gravimétrique des granites

Dans sa terminaison orientale située près des îles Scilly au Sud-Ouest de l'Angleterre, le profil WAM recoupe obliquement deux rides granitiques : le mole d'Haig Fras et la ride cornubienne. Le caractère homogène de ces granites est attesté par leur image parfaitement transparente sur les sections sismiques qui les recoupent tant en direction Nord-Sud (SWAT 5 et 6) qu'Est-Ouest (WAM). Il est impossible d'en établir les limites latérales ou basales à partir de la seule information sismique. C'est pourquoi, on se propose de modéliser les anomalies gravimétriques liées à ces corps, afin de contraindre leur géométrie et particulièrement leur profondeur d'enracinement. Les densités adoptées pour la modélisation sont : 2.6 g/cm^3 pour les granites (valeur obtenue par Lefort (1975) après mesures sur échantillons) et 2.73 g/cm^3 pour leur encaissant. Ces valeurs ont été notamment utilisées par Duval (1986) et Dymant (1987) dans l'interprétation gravimétrique de certains profils SWAT.

Les anomalies étudiées sont localisées sur la figure III.12 Les profils 1 et 2 ont fait l'objet d'une modélisation directe bidimensionnelle (Talwani et al. 1959). Les rectangles en gris encadrent les anomalies traitées par la méthode inverse tridimensionnelle de Cordell et Henderson (1968).

La modélisation gravimétrique a été effectuée en utilisant une carte de Bouguer établie d'après celle d'anomalies à l'air libre de Sibuet et al. (1991). cf. chapitre. V; § V.1.

Les modèles obtenus

Les modèles calculés à partir des profils gravimétriques 1 et 2 sont présentés sur la figure III.13. Le modèle «1» correspondant au granite d'Haig Fras montre que celui-ci atteint une profondeur maximale de 7.5 km, sa forme rappelle celle d'un cône évasé à pointe tournée vers le bas. Le granite cornubien (modèle «2») apparaît sous forme d'un champignon. Il est plus large au sommet (40 km) et devient de plus en plus étroit vers la base où il s'enracine jusqu'à une profondeur de 9 km environ.

D'autres part, les figures III.14, III.15 et III.16 montrent les résultats obtenus en appliquant la méthode inverse

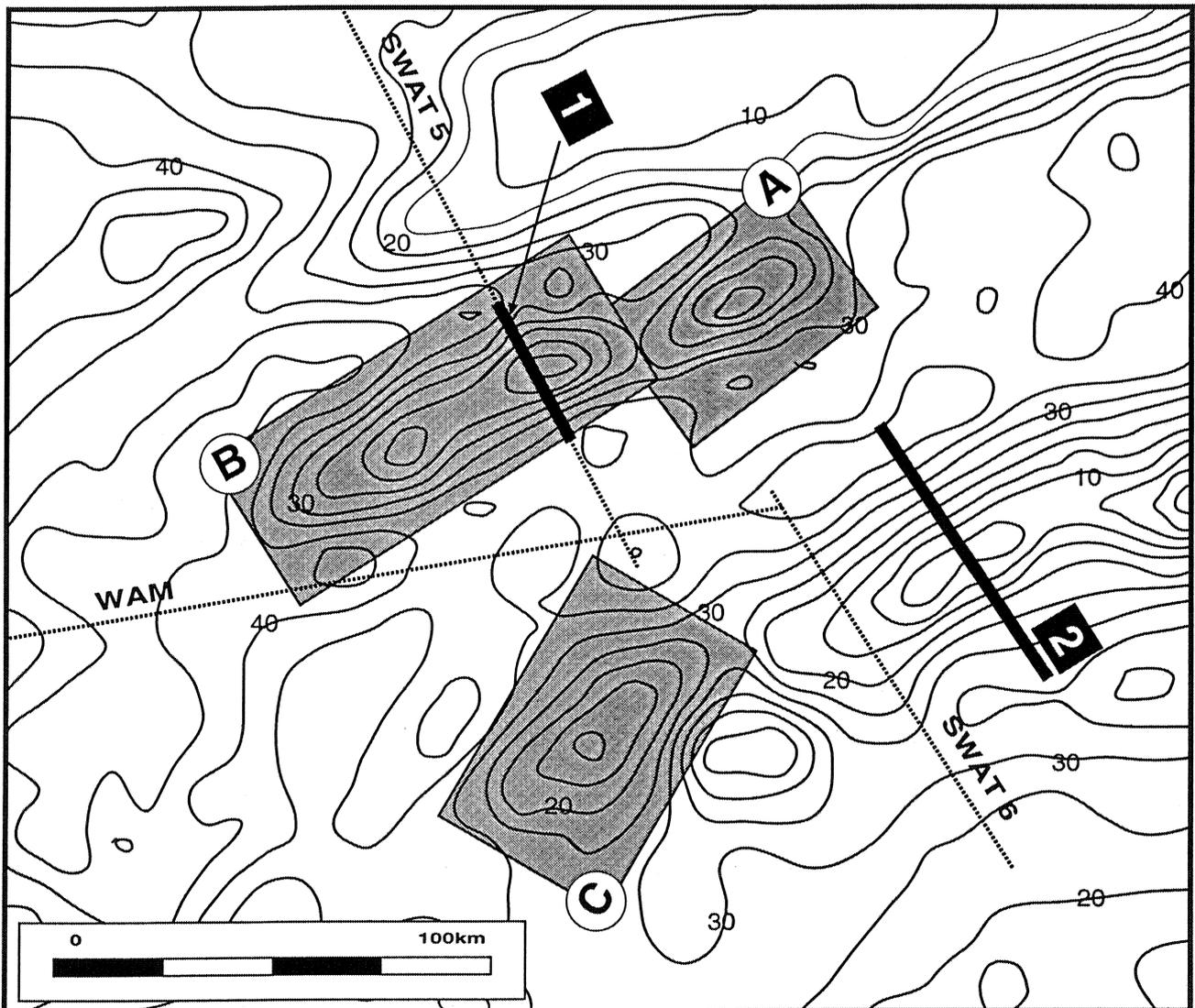
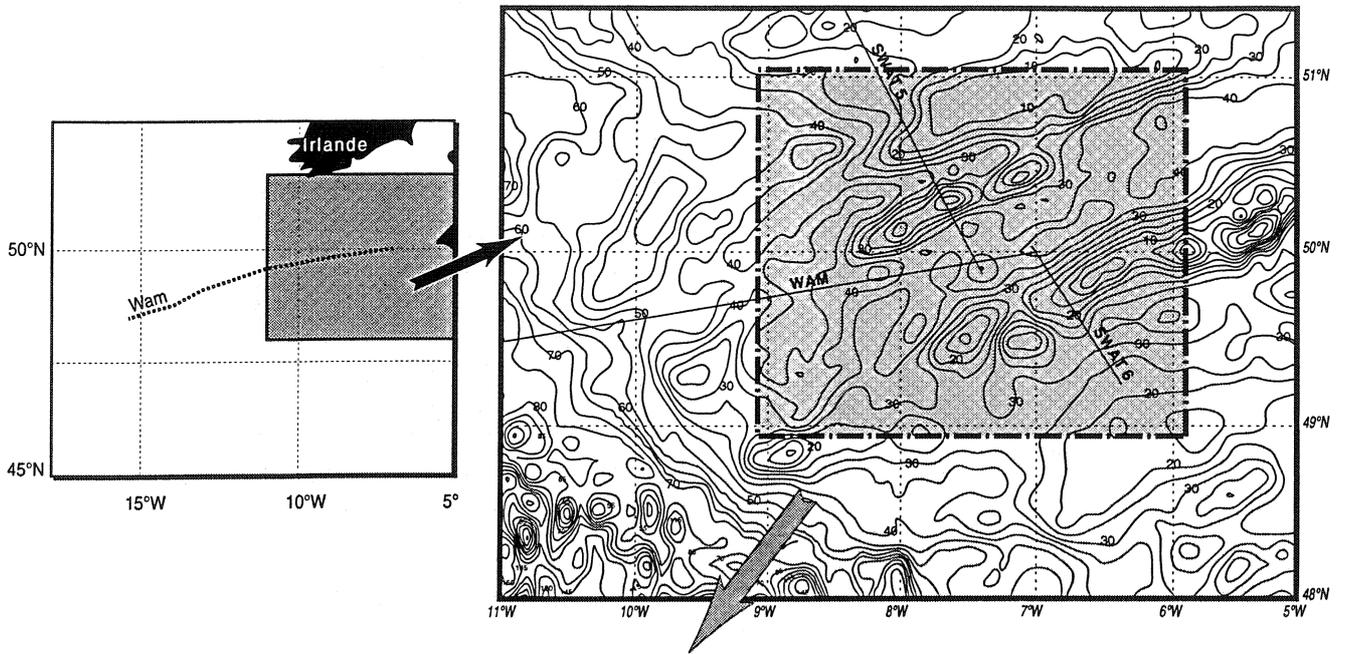


Fig. III.12 : Localisation des anomalies gravimétriques étudiées sur la carte de Bouguer de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche.

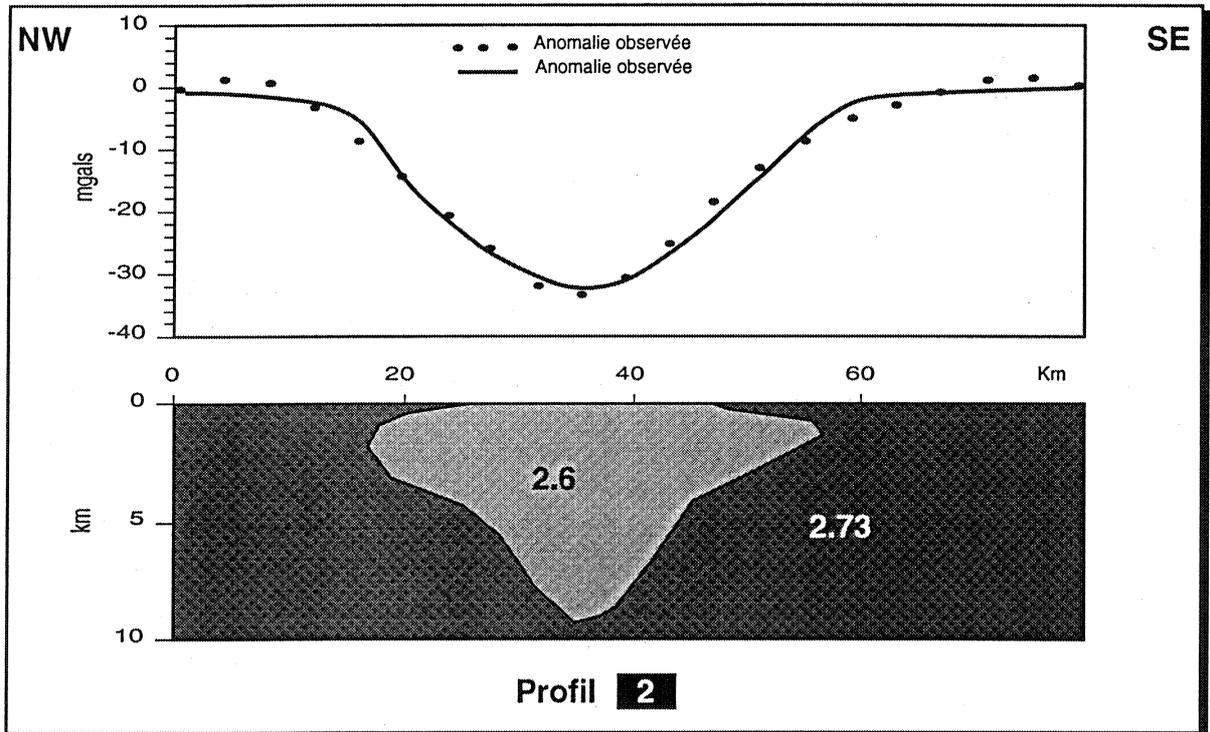
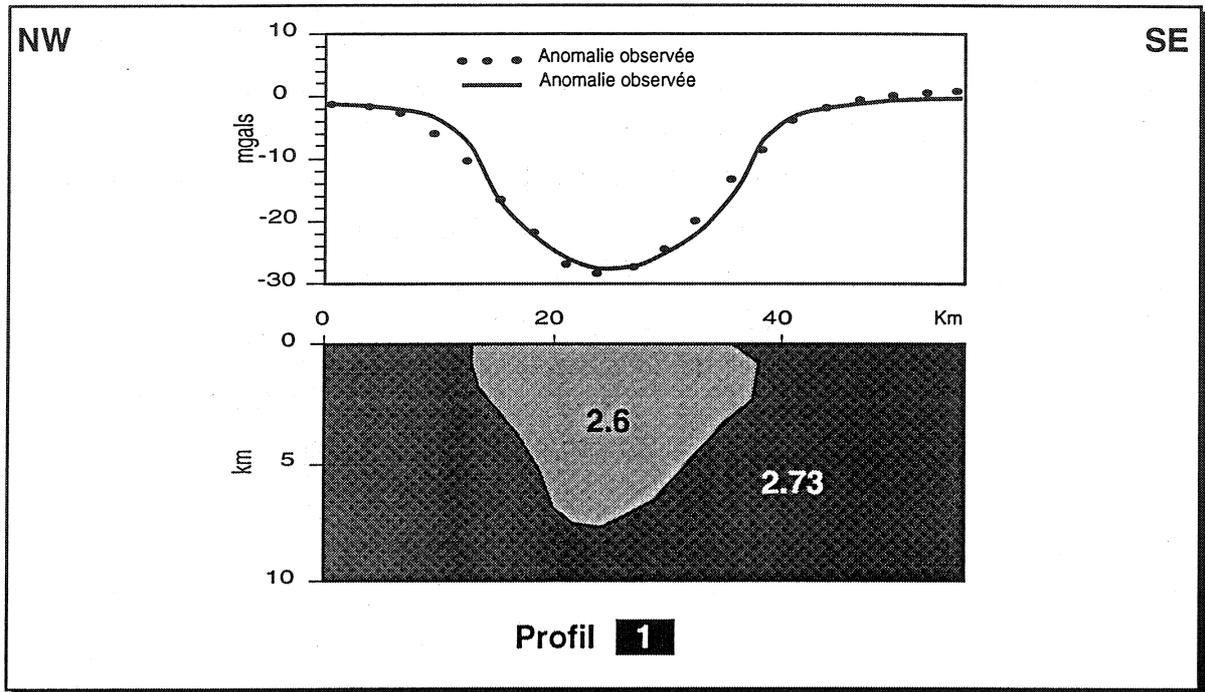


Fig. III.13 : Modélisation gravimétrique bidimensionnelle des anomalies (1) et (2) localisées sur la figure III.12.

tridimensionnelle respectivement sur les anomalies A, B et C. Les modèles gravimétriques calculés sont représentés sous forme de blocs-diagrammes ou de cartes en isobathes sur lesquelles les profondeurs sont indiquées en kilomètres. Ceux correspondant aux anomalies «A» et «B» (Haig Fras) sont de forme ovoïdale et atteignent des profondeurs maximales respectives de 6.9 et 7.2 km. Ces valeurs sont proches de celle obtenue par modélisation directe bidimensionnelle (profil 1) au niveau de la ride d'Haig Fras (7.5 km). Le modèle «C» est par contre de forme plus ou moins ronde et s'enracine jusqu'à une profondeur de 6.8 km.

La convergence des résultats obtenus respectivement par les méthodes bi et tridimensionnelle en ce qui concerne la forme et la profondeur des planchers des granites constitue un élément essentiel plaidant en faveur de leur vraisemblance. Toutefois, ces derniers doivent faire l'objet d'une analyse critique. En effet, dans les deux cas le modèle est calculé dans l'hypothèse d'un contraste de densité constant, cela sous-entend une homogénéité du corps et de son encaissant en profondeur ce qui n'est pas nécessairement vrai. Ce dernier point constitue un handicap majeur pour les deux méthodes.

La méthode inverse tridimensionnelle a déjà été largement appliquée aux granites du Massif armoricain par Vignerresse (1978). Celui-ci obtient des profondeurs proches de ceux que révèlent nos modèles pour des anomalies similaires à celles qui font l'objet de la présente étude. Cet auteur estime qu'une barre d'erreur de 15 à 20% sur les profondeurs calculées est raisonnable. Il aboutit à cette conclusion à l'issue d'une discussion sur les limites de confiance de ses résultats. Il propose une évaluation des diverses incertitudes liées aux manipulations et aux traitements des données (mesures, digitalisation, estimation de la régionale, contraste de densité, opérations de calcul, etc.).

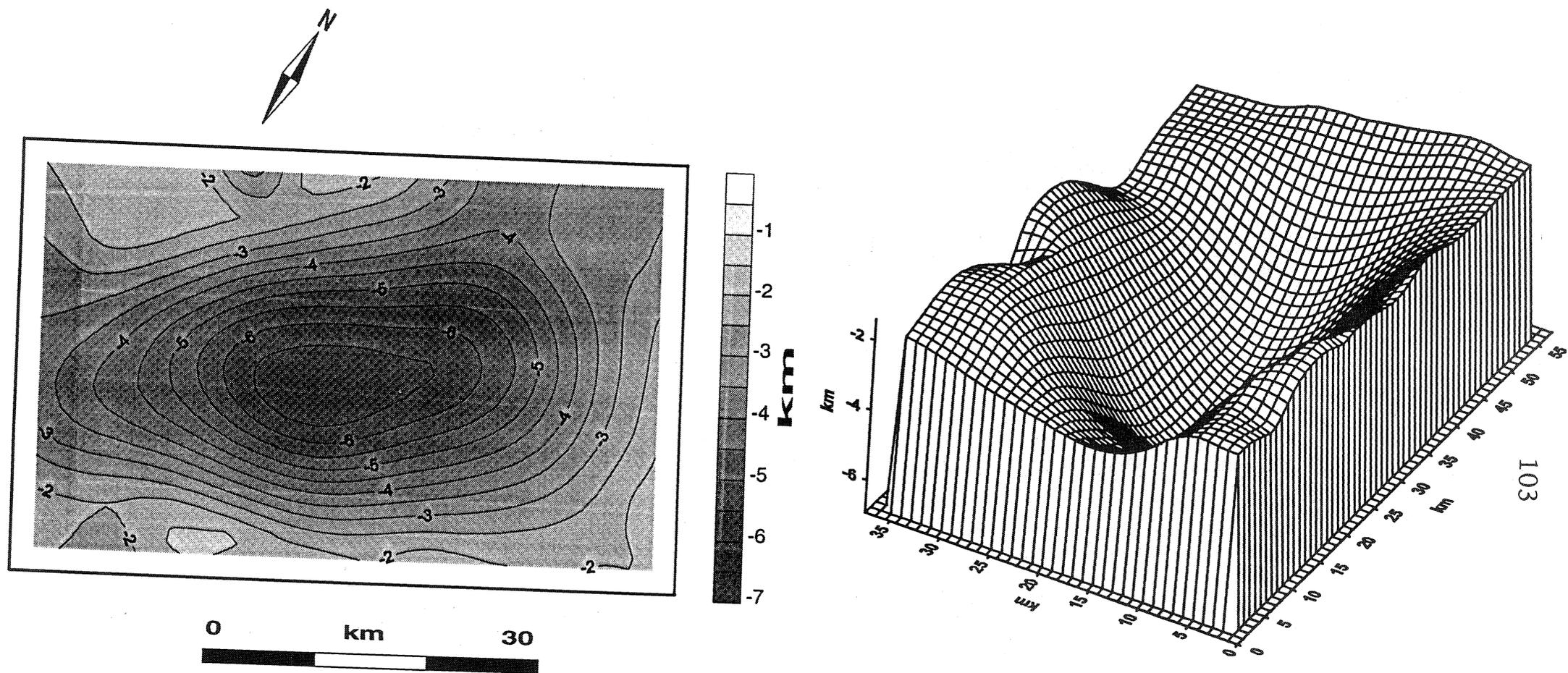


Fig. III.14 : Modélisation gravimétrique tridimensionnelle de l'anomalie (A) localisée sur la figure III.12.

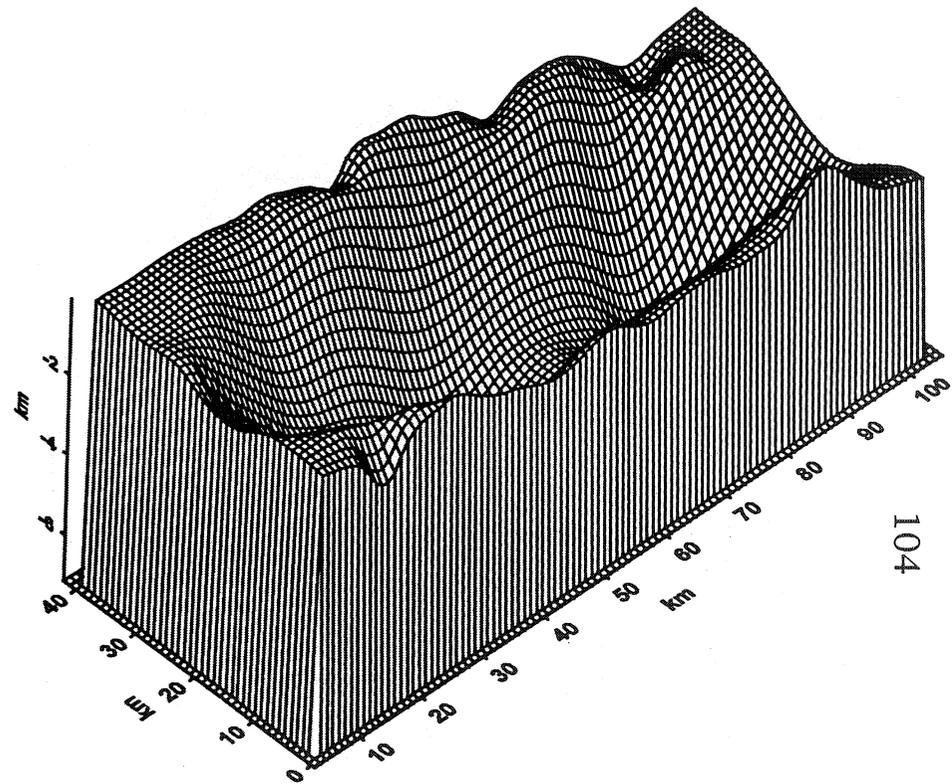
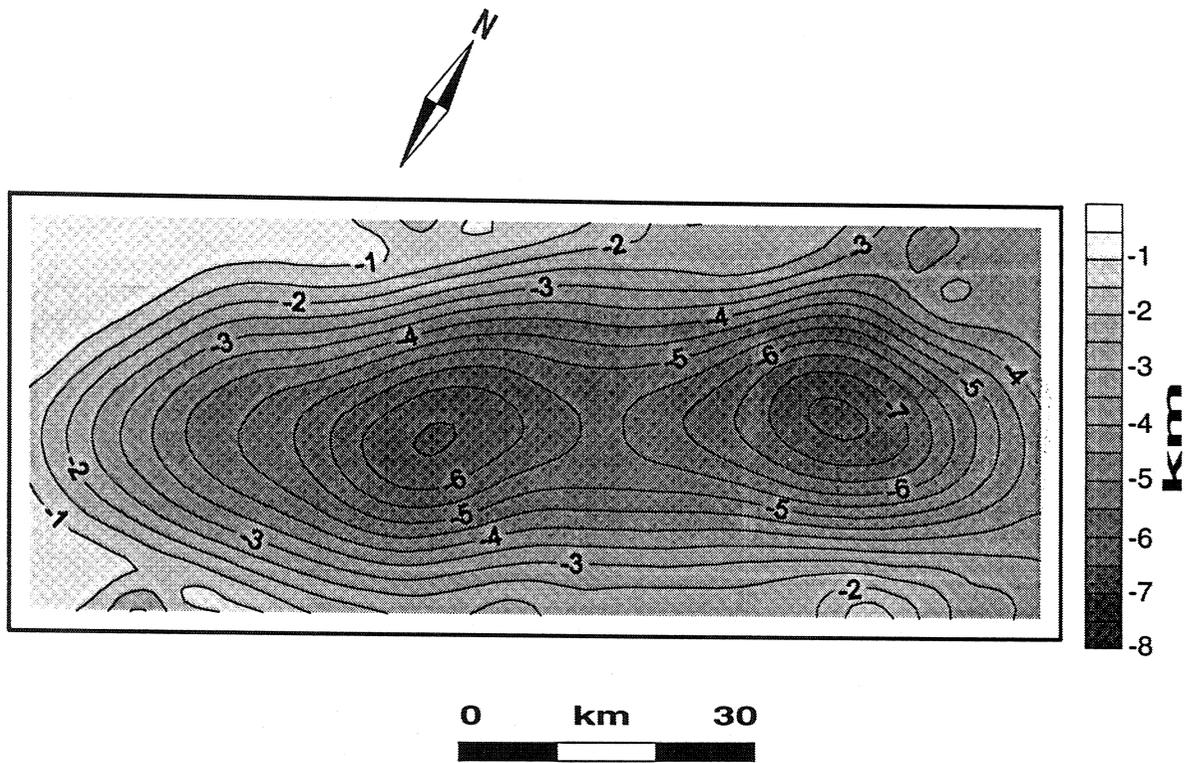


Fig. III.15 : Modélisation gravimétrique tridimensionnelle de l'anomalie (B) localisée sur la figure III.12.

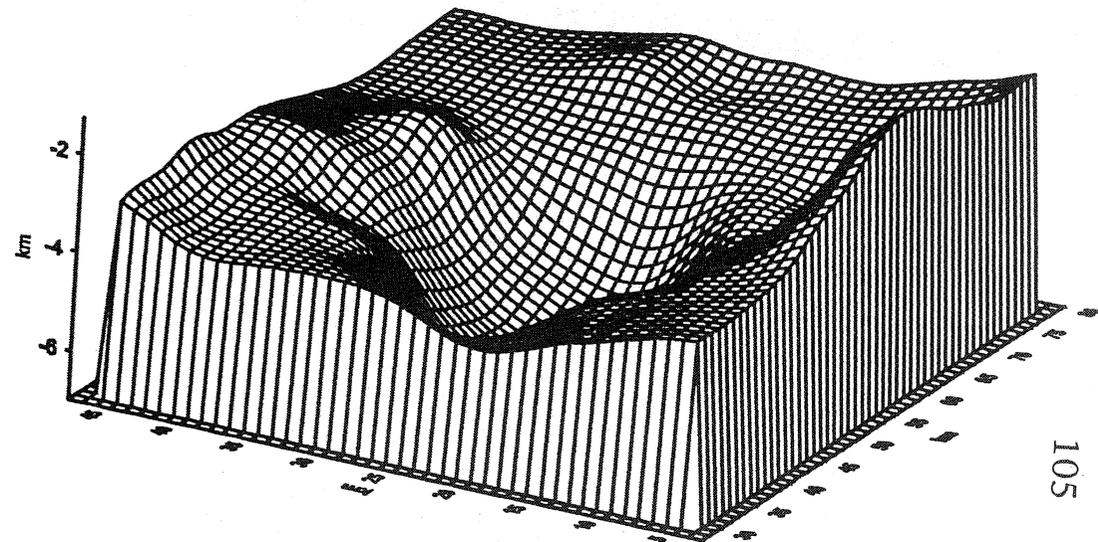
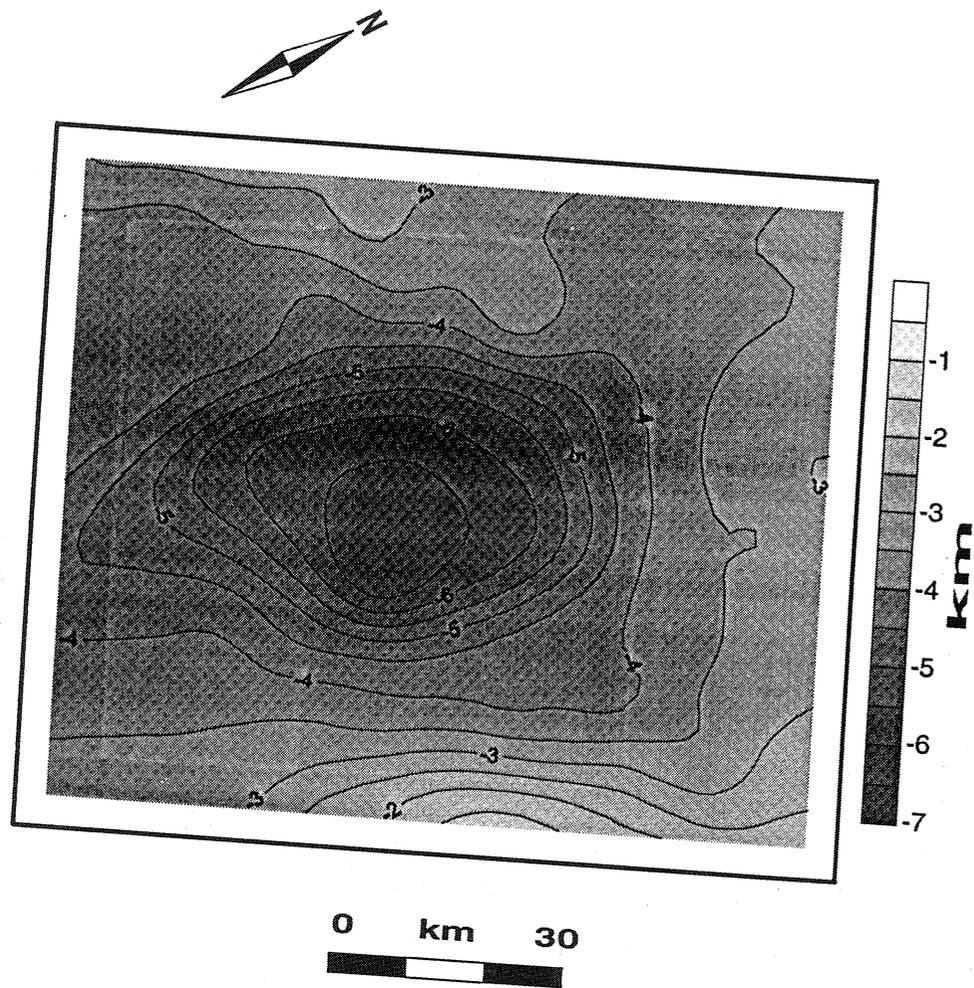


Fig. III.16 : Modélisation gravimétrique tridimensionnelle de l'anomalie (C) localisée sur la figure III.12.

En conclusion, la modélisation des anomalies gravimétriques situées autour de la terminaison orientale de WAM met en évidence la forme conique des batholites constituant les rides granitiques tardi-hercyniennes de Cornubie et d'Haig-Fras. Il s'agit de corps superficiels plus ou moins évasés dont la profondeur maximale d'enracinement varie de 6 à 9 km. Les modèles obtenus en utilisant la méthode inverse tridimensionnelle permettent de rendre compte de la profondeur et la topographie des planchers des granites concernés dans la limite de 15 à 20% d'erreur.

III.4- Conclusion

L'interprétation des données gravimétriques et magnétiques acquises en mer Celtiques et dans les approches occidentales de la Manche fournit quelques renseignements sur l'organisation structurale de la croûte continentale dans cette région. On en retient les points suivants :

- la présente étude révèle l'existence de marqueurs magnétiques dans les approches occidentales de la Manche. Ces marqueurs se seraient surtout mis en place sous forme de dykes et d'épanchements horizontaux ou «laccolithes», vraisemblablement au cours de la période de rifting triasique.

- l'analyse qualitative des données gravimétriques met en relief deux directions structurales principales. La première NE-SW à ENE-WSW, reflète l'orientation des structures crustales dues aux orogénèses anciennes, celles-ci ont vraisemblablement été réactivées lors de l'ouverture des bassins méso-cénozoïques. La seconde direction (N130) correspondrait au système de cisaillements dextres caractérisant la période permo-triasique. Cette analyse fait également ressortir les principales hétérogénéités superficielles de masses, tels que les bassins sédimentaires et les intrusions granitiques.

- la modélisation gravimétrique des granites cornubiens et de Haig Fras montre qu'il s'agit de corps superficiels, de forme évasée dont le plancher se situe entre 6 et 9 km de profondeur.

CHAPITRE IV

*Etude des structures crustales profondes :
la fabrique sismique de la croûte continentale*



Introduction

Le profil WAM présente une image globale de la croûte continentale à travers le plateau celtique et la marge de l'éperon de Goban. Il permet de mettre en évidence les structures liées à la formation de cette marge passive. L'examen de ce profil révèle un amincissement crustal d'Est en Ouest depuis une zone où la croûte continentale présente une épaisseur normale de 30 km jusqu'à la limite continent-océan où cette épaisseur est réduite de 75% environ. Afin de comprendre l'origine des marqueurs sismiques observés sur ce profil, nous avons mené une étude de son environnement profond. Pour ce faire, nous avons utilisé le profil WAM lui-même, ainsi que les lignes de sismique réflexion en écoute longue SWAT et ECORS nord de France.

Ce chapitre est subdivisé en deux parties, la première porte sur l'étude des réflecteurs horizontaux de la croûte inférieure, la seconde présente les résultats concernant les marqueurs pentés.

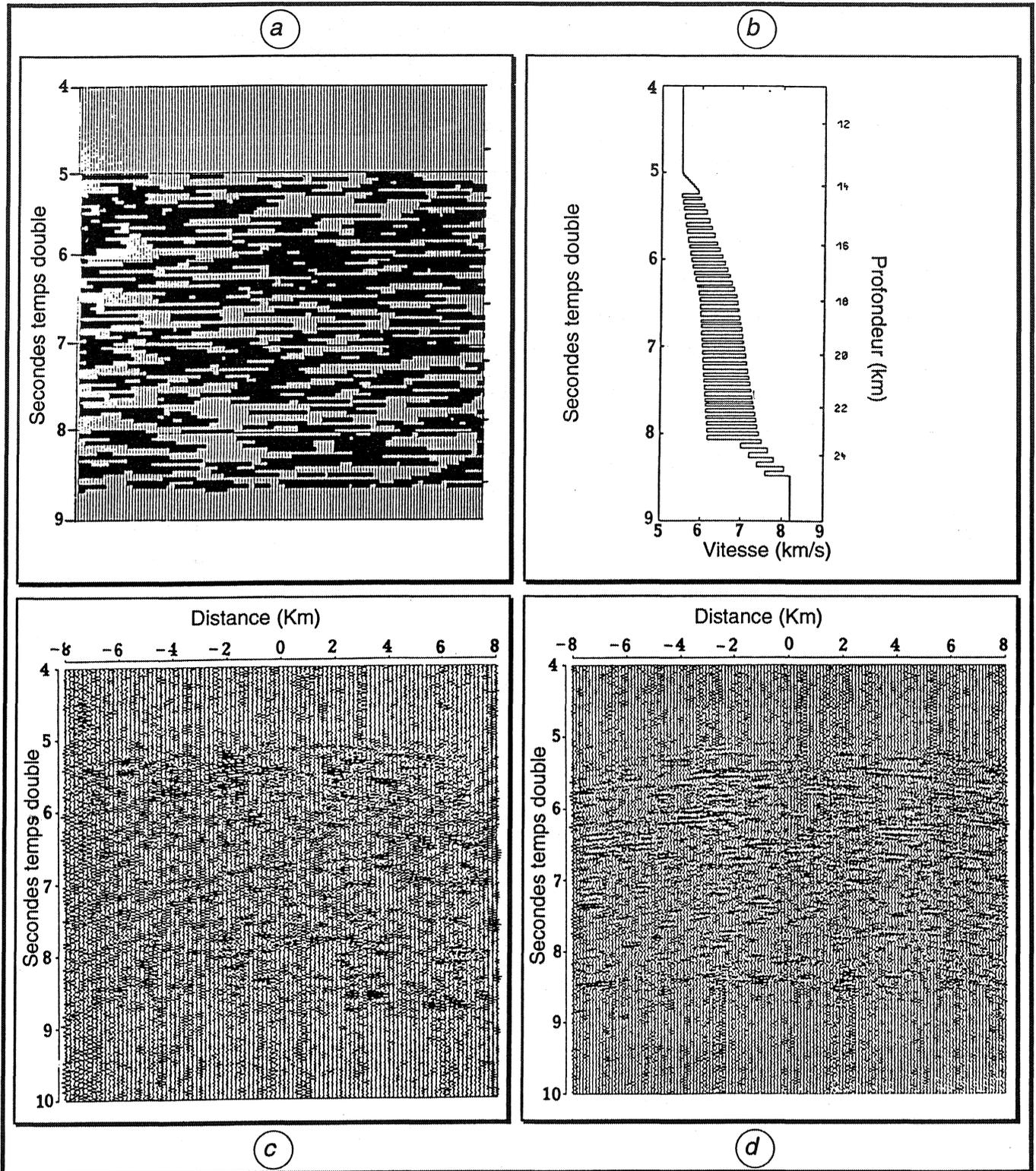
IV.1- Les réflexions horizontales de la croûte inférieure

Dans un premier temps, nous présenterons une revue bibliographique des travaux antérieurs sur le litage de la croûte inférieure. Nous rappellerons les principales hypothèses proposées pour expliquer ce litage. Ensuite, nous présenterons l'étude des réflexions horizontales de la croûte inférieure.

IV.1.1- Synthèse bibliographique :

Origine du litage de la croûte inférieure

L'image de la croûte continentale qui s'est peu à peu imposée à l'issue des enregistrements de sismique réflexion profonde réalisés dans différentes régions du globe montre une dualité remarquable de comportement. Celle-ci est soulignée par la coexistence d'une croûte supérieure transparente aux ondes acoustiques et d'une croûte inférieure fortement réfléchive. Sur les profils BIRPS-ECORS, les réflecteurs horizontaux ou sub-horizontaux sont observés entre 6 et 10 secondes temps double, soit l'équivalent de 20 à 30 km. Le passage de la croûte inférieure vers les unités transparentes adjacentes (croûte supérieure et manteau) est



*Fig. IV.1: Modélisation de la structure de la croûte inférieure litée.
a- modèle de croûte inférieure (matrice lente et "lamellae" rapides),
b- log de vitesse adopté pour le calcul, c- enregistrement sismique
observé en forêt noire, d- sismogramme synthétique correspondant
(Wenzel et al. 1987).*

marqué par une chute brutale de la réflectivité. Un tel contraste conduit à s'interroger sur la nature des réflexions observées.

IV.1.1.1- La modélisation numérique du litage sismique de la croûte inférieure

Afin de comprendre l'origine du litage de la croûte inférieure, de nombreux travaux de modélisation des données sismiques ont été menés. Ainsi, Wenzel et al. (1987) tentent de caractériser la géométrie et les dimensions des réflecteurs au niveau de la Forêt Noire, ils établissent un modèle de croûte inférieure formée d'une alternance de couches lentes et rapides (Fig. IV.1a). En adoptant une loi de vitesse oscillatoire (Fig. IV.1b), ils calculent de façon itérative des sismogrammes synthétiques (Fig. IV.1d) qu'ils comparent à l'enregistrement sismique observé. Ils se rendent compte que le meilleur résultat est obtenu pour des lamelles de 120 m d'épaisseur avec une longueur variant entre 400 et 1200 m (Fig. IV.1c).

Paul et Nicollin (1989) analysent et comparent les spectres des ondes P1 (réfléchies sur le toit de la croûte inférieure) et PMP (provenant du Moho); elles constatent des différences concernant la position de la fréquence prépondérante (24 Hz pour les ondes P1, 12 pour les PMP) correspondant au maximum d'énergie. Les ondes PMP (les seules ayant traversé la croûte inférieure litée) ont vu leur spectre d'amplitudes migrer vers les basses fréquences : la structure de la croûte inférieure jouerait donc le rôle d'un filtre. La modélisation du contenu spectral des ondes PMP a permis de retenir un modèle de croûte montrant dans la partie inférieure une alternance de lamines rapides (7.2 à 7.6 km/s) et lentes (6 à 6.5 km/s) dont l'épaisseur varie de 80 à 150 m (Fig IV.2).

Hurich et Smithson (1987) établissent un modèle géologique de croûte sur la base de la cartographie de la zone d'Ivrée (Fig. IV.3a). Le sismogramme synthétique produit à partir de ce modèle (Fig. IV.3b) montre un fort contraste de réflectivité entre les deux parties (supérieure et inférieure) de la croûte. Les réflexions observées dans la croûte inférieure peuvent être expliquées par une lithologie complexe résultant de l'interférence de processus magmatiques et métamorphiques.

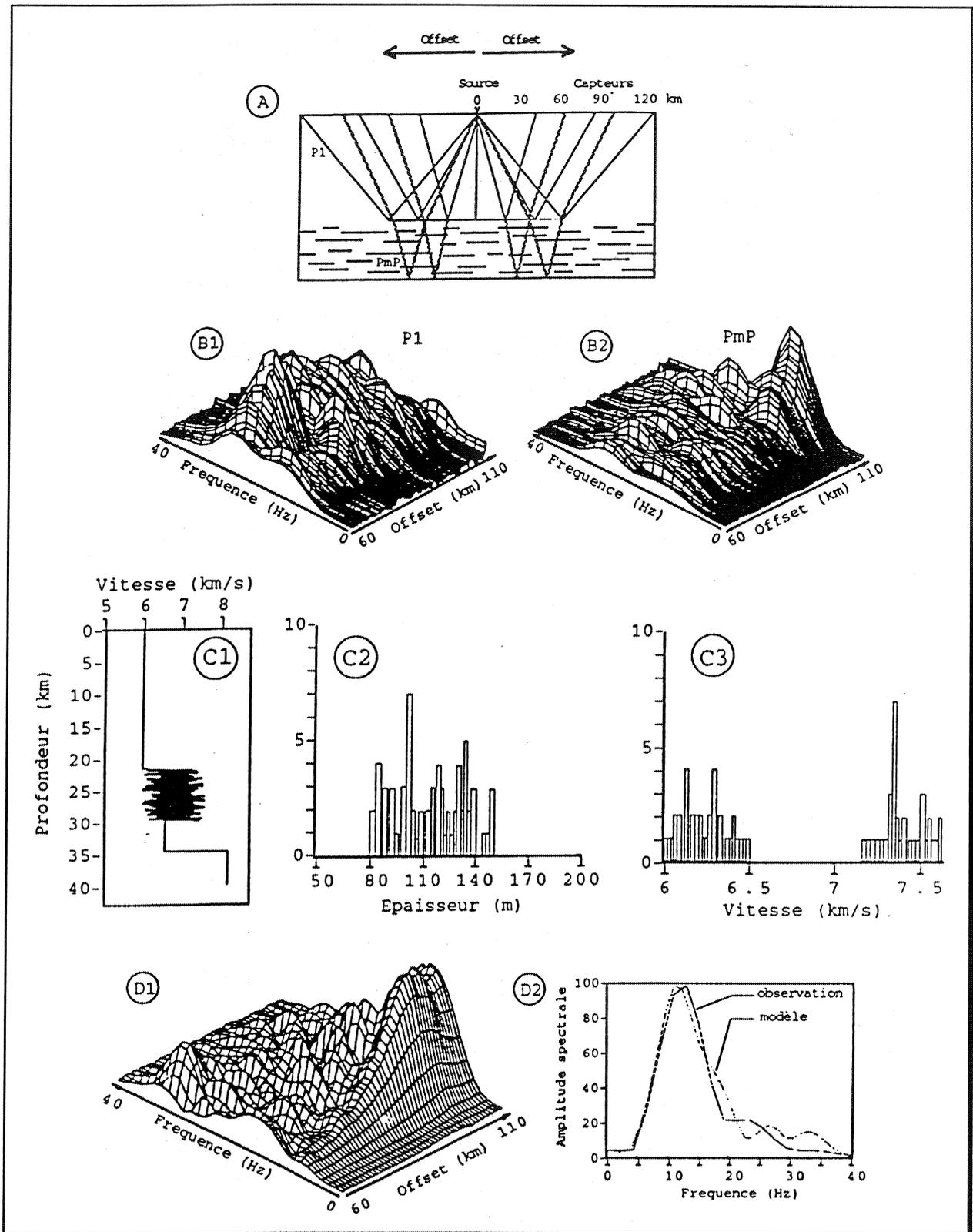


Fig. IV.2: Modélisation numérique du contenu spectral des ondes PmP.

A: représentation des ondes P1 et PmP, B1 et B2: spectres d'amplitude des ondes P1 et PmP. Modèle de croûte retenu C1: log de vitesse, C2: gamme d'épaisseurs des lamines rapides, C3: gamme de vitesses des lamines rapides et de leur encaissant. Resultat de la modélisation D1: Spectre d'amplitude en fonction de la fréquence et de l'offset, D2: Spectre d'amplitude en fonction de la fréquence (d'après Paul et Nicollin, 1989, extrait de Rey, 1993).

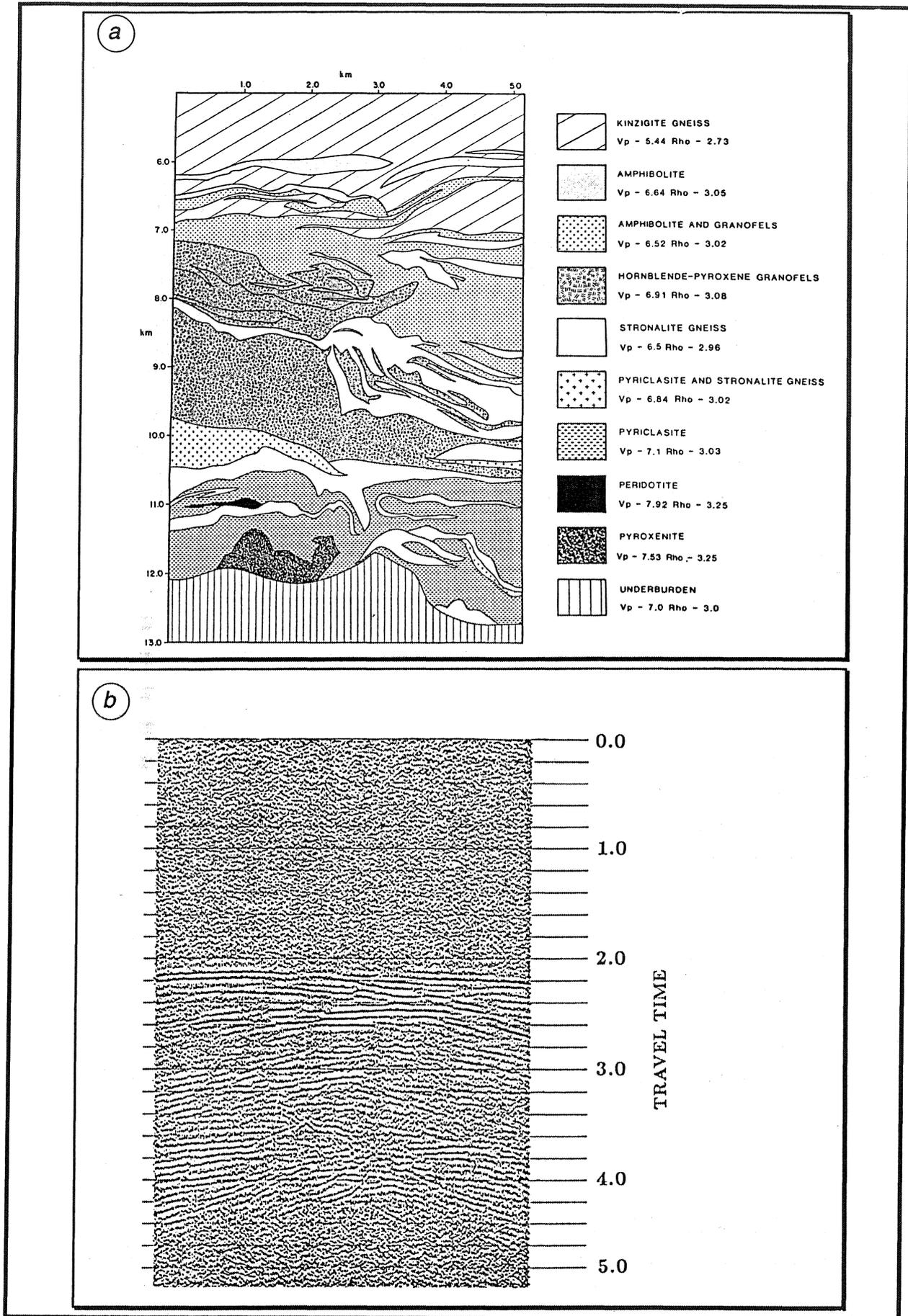


Fig. IV.3: Modélisation de la croûte inférieure litée (Hurich et Smithson 1987).

a- modèle géologique synthétique établi d'après la cartographie de la zone d'ivérée,
 b- sismogramme correspondant obtenu par modélisation numérique.

IV.1.1.2- La réflectivité de la croûte inférieure : Hypothèses proposées

Les hypothèses avancées pour expliquer l'abondance remarquable de réflexions sub-horizontales dans la croûte inférieure sont nombreuses, elles font intervenir :

- un litage purement magmatique créé par des intrusions de sills mantelliques basiques au sein de la croûte.

- un litage provoqué par l'association de processus magmatiques et métamorphiques aboutissant à la coexistence de gneiss et de zones d'anatexie avec ségrégation et différenciation.

- un litage tectonique dû à des mylonitisations et des bandes de cisaillements ductiles sub-horizontales prenant naissance à différentes échelles dans un régime d'extension ou de compression.

- un litage lithologique primaire constitué de matériaux d'origine sédimentaire (Ando et al., 1984; Kern et Schenck, 1985), ou de couches de graphite (Bois et al., 1988).

Par ailleurs, de nombreux auteurs estiment qu'il y a un lien étroit entre la réflectivité et la teneur en fluides. Ainsi, Gavrilenko et Gueguen (1989) introduisent la notion de percolation pour expliquer les réflexions de la croûte inférieure. Dans la croûte supérieure, les fluides auraient une répartition diffuse assurée par une porosité connectée. En revanche, la croûte inférieure serait formée de fractures non connectées et formerait un milieu imperméable dont la limite supérieure (toit) est définie par le seuil de percolation (Fig. IV.4). Pour Chelidzé (1982), les fluides piégés au sein de la croûte inférieure provoqueraient des surpressions locales donnant naissance à des amas de percolation qui épouserait des formes lenticulaires. Dans ces micro-milieus confinés se produiraient des transformations minéralogiques qui induiraient des différences pétrologiques susceptibles d'expliquer les réflexions de la croûte inférieure.

D'autres auteurs font intervenir la présence de fluides dans la croûte inférieure pour expliquer sa réflectivité en se basant sur l'association fréquente de zones de conductivité électrique élevée et d'autres très réflectives (Klemperer et al., 1985; Gough, 1986; Haak et Hutton, 1986; Kay et Mahlburg Kay, 1986, Pham, 1988; Hyndman et Shearer, 1989). Cette hypothèse se heurte à une objection majeure selon laquelle, la présence d'eau libre au sein

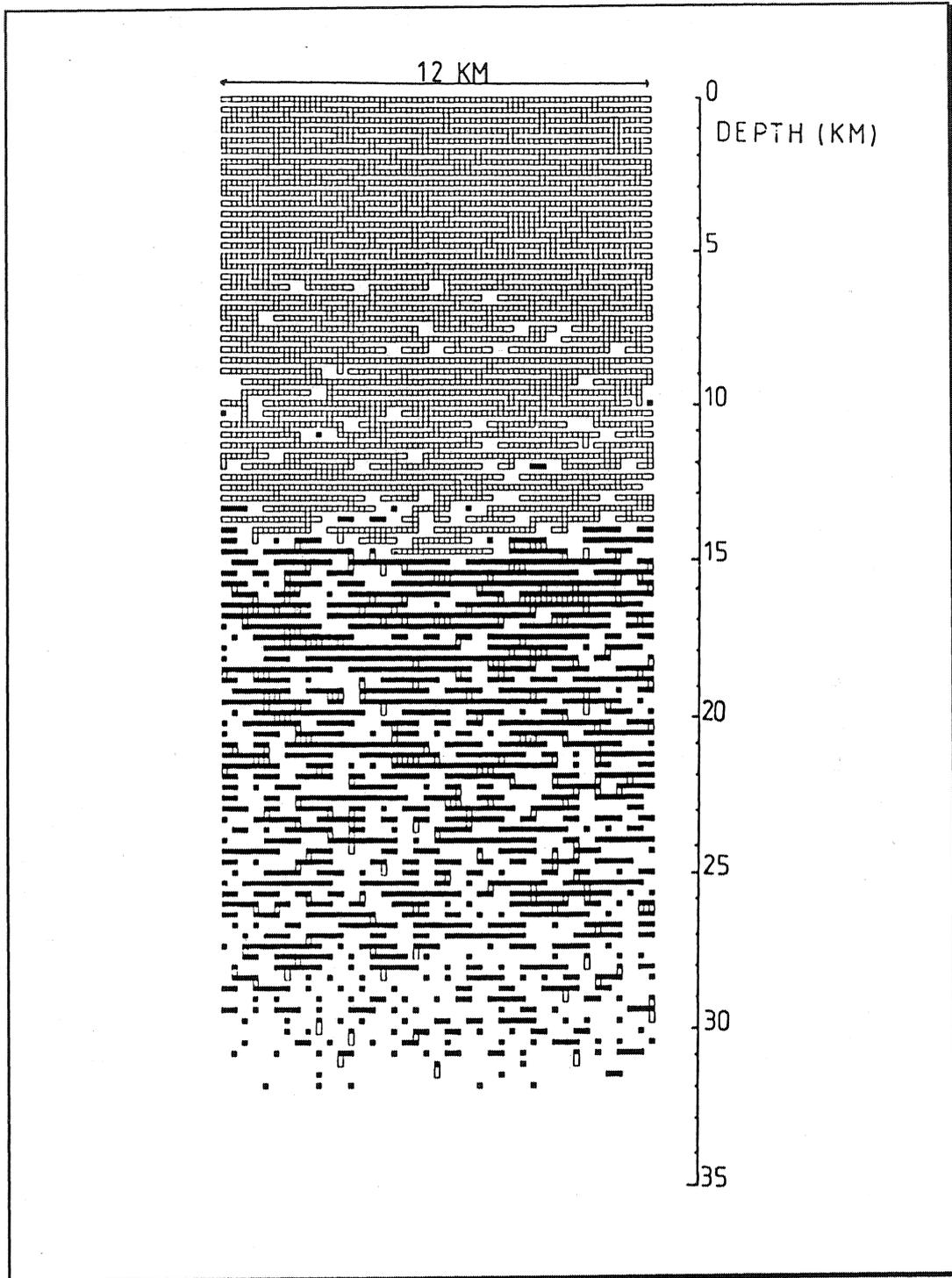


Fig. IV.4: Modèle de percolation élucidant la réflectivité de la croûte inférieure litée. Les fractures connectées à la surface sont représentées par des rectangles hachurés, les rectangles noirs schématisent les fractures isolées non connectées à la surface. (Gavrilenko et Gueguen, 1989)

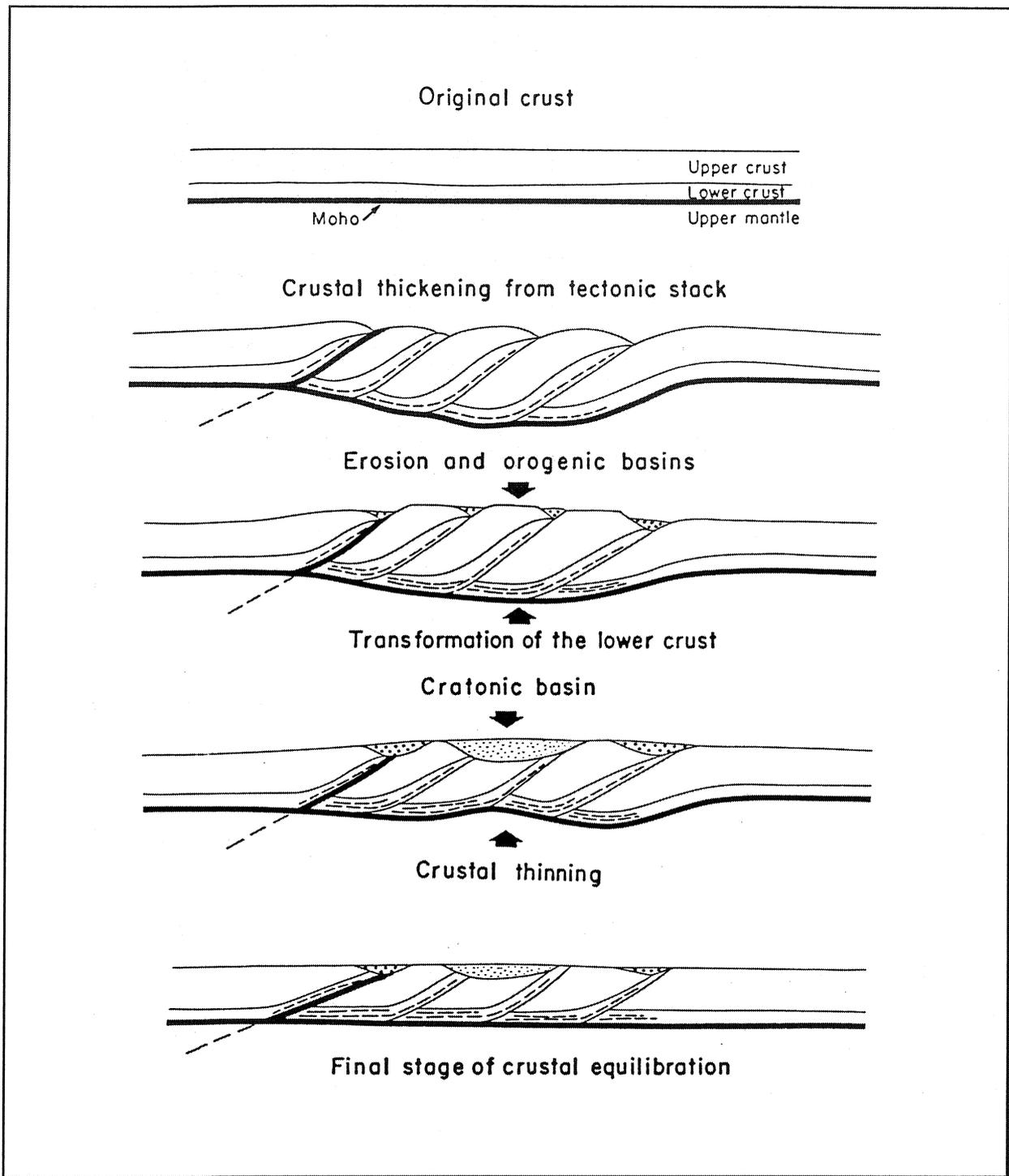


Fig. IV.5: Modèle schématique montrant l'évolution jusqu'à la fin du Trias en France et dans les régions avoisinantes (Bois et al. 1987).

d'une roche portée à des conditions thermodynamiques du faciès granulitique n'est pas envisageable. On peut toutefois admettre que les granulites devraient subir une rétro-morphose totale au cas où elles sont hydratées à des températures inférieures à celle de leur métamorphisme initial.

IV.1.1.3- Contextes de genèse des structures de la croûte inférieure

En l'absence de consensus sur la nature des réflecteurs constituant la croûte inférieure litée, les hypothèses divergent en ce qui concerne le contexte de genèse de celle-ci. Ainsi, certains auteurs défendent l'idée d'une formation syn-orogénique alors que d'autres sont pour une genèse tardi-orogénique.

* La formation en contexte syn-orogénique

Bois et al. (1987) envisagent (avec quelques objections) un modèle d'individualisation de la croûte réflective en contexte de collision continentale (Fig. IV.5). Ils estiment que la croûte inférieure correspond à un niveau de décollement qui subit (tout comme le sommet du manteau supérieur) des laminages et des cisaillements pendant la phase de compression. Ensuite, les phénomènes de fusion, intrusion et métamorphisme initiés dans la partie inférieure de la croûte épaissie, se continuent au cours des stades ultérieurs parallèlement au rééquilibrage de la chaîne.

Selon Hillis et Day (1987), le litage observé dans la croûte inférieure correspondrait à une multitude de semelles de chevauchements. Celles-ci prendraient naissance au cours d'un épisode orogénique à la suite du recouplement de matériel crustal préalablement chevauchant par de nouveaux chevauchements.

* La formation en contexte tardi-orogénique

Meissner (1989) propose un modèle de formation de la croûte inférieure litée à partir d'observations et d'analyses de données sismiques relatives à des aires continentales phanérozoïques et de l'estimation des variations de la viscosité en fonction de la profondeur. Ce modèle consiste à intégrer la fusion partielle et le jeu de l'extension au phénomène de rééquilibrage tardi-orogénique (Fig. IV.6a) conduisant à la genèse de "lamellae" dans la croûte inférieure (Fig. IV.6b). Ce processus est gouverné par des conditions

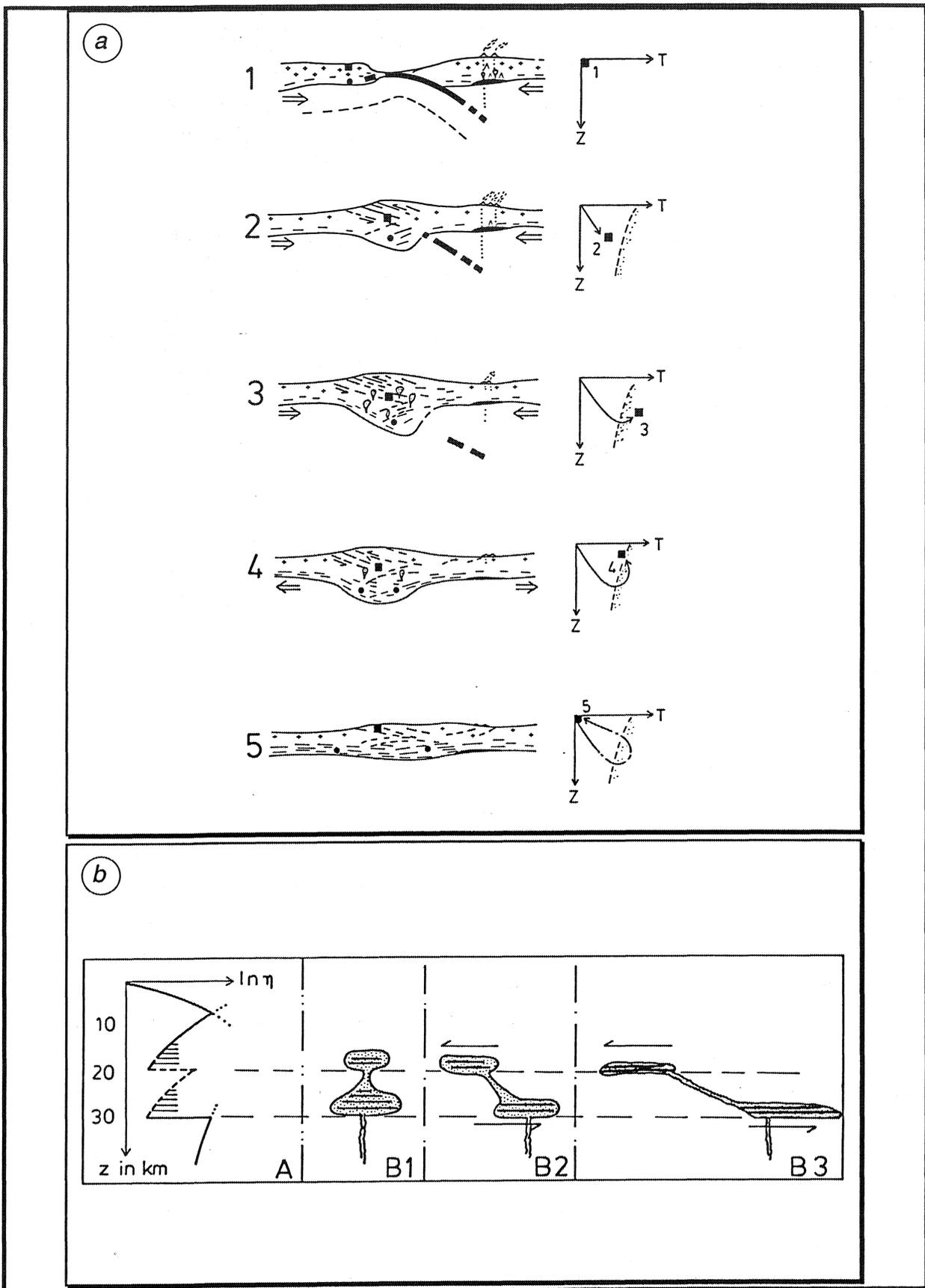


Fig. IV.6: A- Genèse de "lamellae" dans la croûte inférieure litée à l'issue d'une orogénèse.

1 à 3: convergence et collision continentale, 4: Cessation du serrage et début du réajustement

(extension post-épaississement), 5: Forte lamination de la croûte inférieure.

B- Mise en place d'intrusions au sein de la croûte et développement de lamellae au niveau des zones à faible viscosité.

(Meissner 1989)

initiales de haute température et de faible viscosité auxquelles succède un refroidissement lent. Par ailleurs, les contraintes agissant aux limites des plaques imposent des mouvements cisailants localisés préférentiellement dans la croûte inférieure ductile.

D'autre part, Rey (1992) envisage le scénario d'une transposition tectonique des hétérogénéités pétrologiques (intrusions mantelliques) selon des plans sub-horizontaux dans un climat d'effondrement gravitaire tardi-orogénique (Fig. IV.7).

IV.1.1.4- Discussion et conclusion

Les nombreuses hypothèses proposées pour expliquer le litage de la croûte inférieure ne sont pas nécessairement exclusives. Chacune d'elles possède ses propres limites.

Les hypothèses qui évoquent un litage primaire ou secondaire (injections de sills basiques) pour expliquer la réflectivité de la croûte inférieure sont compatibles avec sa composition granulitique. Or, si l'aspect lité des granulites observées à la surface est favorable à la génération des réflexions, celles-ci ne sont pas représentatives de la croûte inférieure in-situ. Par ailleurs, il faut rappeler que ces roches affleurent dans deux types de contextes : soit sous forme de xénolites remontées à la surface à la suite d'une activité volcanique, soit dans des sections de la croûte inférieure exposées à la faveur des grands accidents crustaux. Dans les deux cas, elles doivent être notablement marquées par l'empreinte des événements qui ont conduit à leur affleurement (Percival et Berry, 1987). Cette idée rejoint la remarque faite par Klemperer et al. (1987) qui signalent que l'étude de certains profils de sismique réflexion profonde (BIRPS et autres) montre qu'à l'affleurement, les granulites ne sont pas aussi réflectives que leur homologues in-situ. Par conséquent, les modèles basés exclusivement sur la lithologie granulitique de la croûte inférieure manquent de crédibilité car ils ne tiennent pas compte des conditions physiques de ces roches.

L'hypothèse d'un litage par métamorphisme, fusion partielle et différenciation résultant d'un épaississement crustal au terme d'une orogénèse, ne semble pas tenir compte du zonage des manifestations de ces phénomènes à travers la chaîne orogénique.

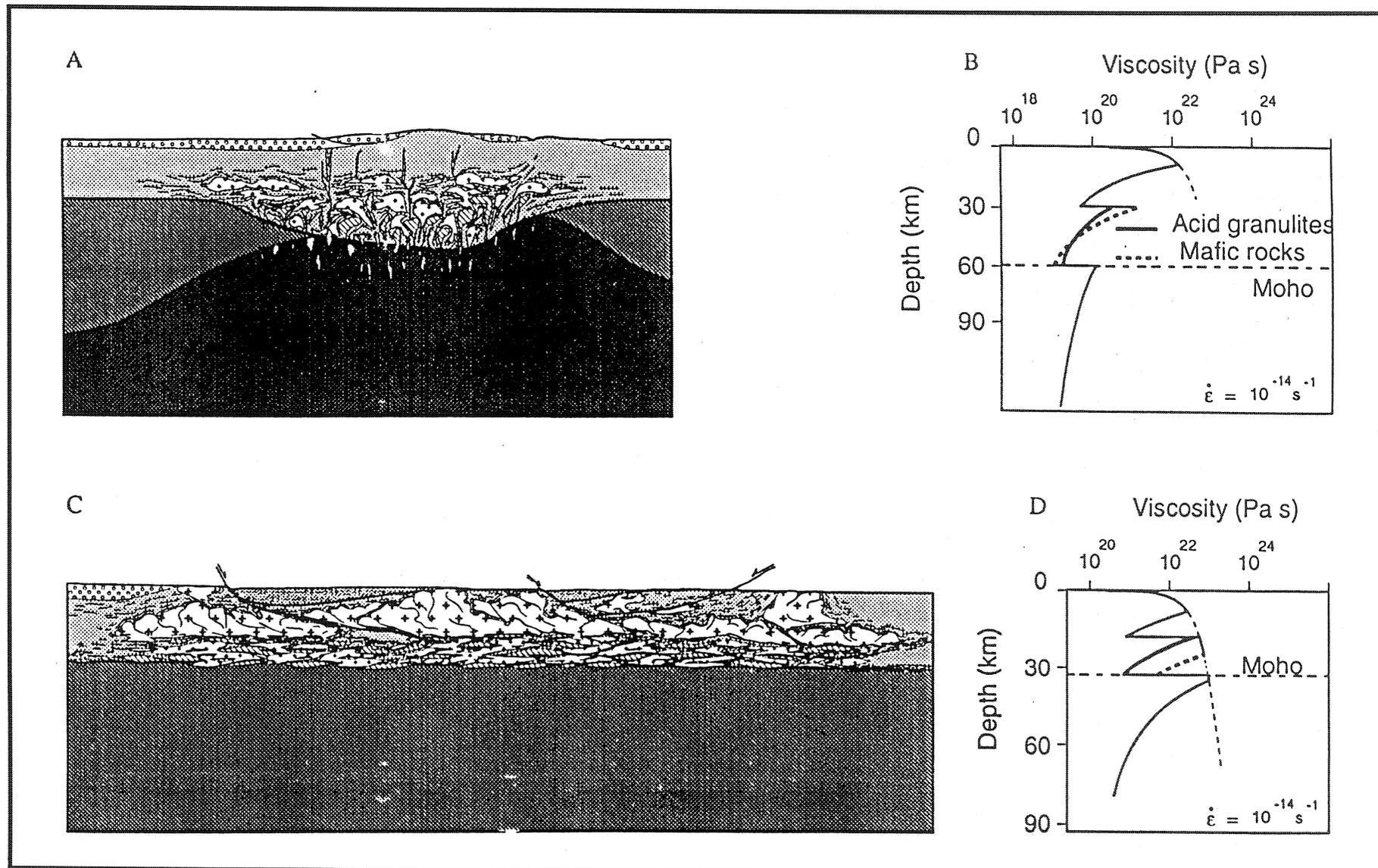


Fig. IV.7: Transposition tectonique des hétérogénéités de la croûte inférieure en plan sub-horizontaux à l'issue d'un effondrement gravitaire tardi-orogénique (Rey 1992).

Elle est incompatible avec l'homogénéité de la croûte inférieure observée sur les profils ECORS depuis l'axe de la chaîne hercynienne jusqu'à son front.

Les modèles qui attribuent le litage à l'existence de fluides ne permettent pas d'expliquer la réflectivité de la croûte observée dans les zones cratoniques. En effet, sous les cratons, la réflectivité est maximale au sommet de la croûte et diminue progressivement en profondeur jusqu'au Moho où elle disparaît complètement de façon diffuse. Il est difficile d'imaginer dans ce cas, où se situe le niveau marquant le seuil de percolation proposé par Gavrilenko et Gueguen (1989).

Ainsi, il s'avère que malgré la diversité des explications proposées pour caractériser la nature des réflecteurs observés dans la croûte inférieure et expliquer leur genèse, aucune d'entre elles ne paraît parfaitement plausible. Toutefois, la réalité géologique des réflecteurs est généralement admise, bien que leur forme ne soit pas clairement définie. En effet, la géométrie simple que révèlent plusieurs types de modèles n'est pas observée sur le terrain. Un consensus semble actuellement se développer pour admettre qu'il s'agit le plus souvent de «lamellae» de nature basique ou ultrabasique (Holbrook et al. 1992) noyées au sein d'un matériel plus acide (Trappe et al. 1988). La genèse de la croûte inférieure s'initiant par la mise en place intrusive d'une multitude de sills provenant du manteau (Klemperer, 1989) et le développement de cisaillements ductiles qui provoquent l'aplatissement des hétérogénéités (Wever, 1989; Meissner, 1989) fort probablement en contexte de rééquilibrage tardi-orogénique. Il en résulte une anisotropie d'impédance acoustique à l'origine de la réflectivité de la croûte inférieure. La relaxation thermique consécutive à l'épaississement favorise thermiquement le processus de fusion et d'injections de sills au sein de la croûte.

IV.1.2- Etude statistique des réflexions horizontales de la croûte inférieure

Une méthode d'étude statistique des réflecteurs sub-horizontaux de la croûte inférieure litée, mise au point dans le cadre de ce travail, est appliquée aux données de sismique réflexion profonde ECORS. Ces données sont utilisées sous forme de pointés. Or l'étude quantitative des pointés sismiques est souvent critiquée car ceux-ci sont intuitivement considérés comme trop subjectifs: ils sont soupçonnés de faire l'objet d'une part d'interprétation de l'opérateur ou de l'équipe de profil.

Des études semblables (utilisation quantitative de pointés sismiques) ont été menées par de nombreux auteurs qui concluent à la vraisemblance de leurs mesures. La première méthode quantitative de traitement statistique des réflecteurs à partir de pointés sismiques a été introduite par Dohr (1957). En effet, pour interpréter les premières coupes de sismique réflexion profonde en Allemagne, ce dernier établit des histogrammes représentant le nombre de réflecteurs par tranche de profondeur. Cette méthode a été modifiée par Wever (1984) qui a remplacé le nombre de réflecteurs par la somme de leurs longueurs. Elle a ensuite été appliquée par de nombreux auteurs sur diverses données sismiques (Klemperer, 1987; Trappe et al., 1988; Meissner, 1986; Meissner et Wever, 1986; Wever et al., 1987).

L'originalité de notre méthode réside dans le fait qu'elle fait appel à des tris et des comptages verticaux et horizontaux des réflecteurs de la croûte inférieure le long du profil sismique étudié.

IV.1.2.1- La méthode utilisée

La méthode utilisée suit une double démarche :

- la première consiste à mettre en évidence les variations statistiques de la longueur des réflecteurs le long d'un profil de sismique réflexion profonde. Elle est basée sur la mesure de la longueur des réflexions appartenant à la croûte inférieure et leur tri en fonction de leur pendage (tri angulaire).

- la seconde vise à caractériser la densité des réflecteurs dans la croûte inférieure en utilisant un programme permettant de

représenter sous forme d'histogrammes disposés horizontalement, le nombre de réflecteurs par tranche de profondeur. Ces histogrammes sont établis à l'issue d'un fenêtrage régulier préalablement réalisé le long de la coupe sismique étudiée.

IV.1.2.1.1- Tri angulaire, fenêtrage et mesure de la longueur des réflecteurs

a- Le tri angulaire des réflecteurs

L'opération de tri angulaire consiste à supprimer, sur une section sismique, tous les réflecteurs dont le pendage se situe en dehors d'une fourchette donnée. Elle a pour but d'éliminer les marqueurs pentés qui semblent perturber le litage horizontal de la croûte inférieure qui nous intéresse dans cette partie. Le programme utilisé calcule le pendage de chaque réflecteur. Si celui-ci est composé de plusieurs segments, le programme calcule les pendages respectifs de tous ces derniers puis la moyenne des pendages pondérée par les longueurs respectives des segments.

Coat (1991) avait notamment utilisé ce programme pour tester l'objectivité des pointés sismiques par l'étude des pendages et des longueurs des réflecteurs. Elle avait comparé les caractéristiques de deux pointés réalisés respectivement par deux équipes différentes (BIRPS et ECORS) pour un même profil sismique. Les diagrammes obtenus en combinant respectivement, à chaque fois, deux des trois paramètres: le nombre des réflecteurs, leur longueur ou leur pendage, étaient parfaitement semblables. Ceci a amené cet auteur à conclure que les différences de pointés n'entraînent que des variations très modérées dans l'évolution des pendages et des longueurs des réflecteurs.

b- Le fenêtrage et la mesure de la longueur des réflecteurs

Afin de mettre en évidence les variations de la longueur moyenne des réflecteurs le long d'un profil sismique, celui-ci est découpé en un certain nombre de fenêtres de même largeur. A chaque fenêtre, on associe la valeur de la moyenne des longueurs des réflecteurs qu'elle contient. On établit ainsi une courbe de variation de la longueur moyenne des réflecteurs le long du profil sismique étudié.

Le découpage en fenêtres et le calcul de la moyenne des longueurs des réflecteurs que chacune d'elles contient sont effectués automatiquement à l'aide d'un programme conçu dans le cadre de cette étude. Ce dernier réalise un fenêtrage régulier le long du profil en tenant compte des critères ci-dessous :

- le nombre de fenêtres doit être entier;
- le nombre de réflecteurs par fenêtre doit être suffisamment élevé afin d'être statistiquement significatif.
- aucun réflecteur ne doit être à cheval sur plus de deux fenêtres

IV.1.2.1.2- Les histogrammes de densité des réflecteurs

On entend par «histogrammes de densité» la représentation du nombre de réflecteurs par tranche de profondeur sous forme d'histogrammes disposés horizontalement. A chaque tranche (ou classe) est assigné le nombre de réflecteurs qu'elle contient. Ce dernier est incrémenté lorsqu'un réflecteur fait intégralement partie de la classe. En revanche, un réflecteur chevauchant deux classes adjacentes s'ajoutera à la population de celle qui en contient la plus grande partie. Ces histogrammes constituent un fenêtrage vertical qui permet d'apprécier les variations du nombre de réflecteurs en fonction de la profondeur.

La taille de chaque fenêtre verticale a été fixée après plusieurs essais à 0.5 sTD (secondes temps double). En effet, en utilisant une valeur inférieure, on augmente le nombre de classes ce qui permet d'avoir plus de détails mais l'allure globale des histogrammes reste inchangée. Au contraire, une valeur plus grande a tendance à «lisser» les histogrammes en réduisant plus ou moins l'écart entre les maximums (pics) et les minimums (creux). Nous avons donc estimé que la valeur 0.5 sTD était la plus convenable pour distinguer les différents types de croûte. Ceci est d'ailleurs, confirmé par Bittner et Wever (1991) qui ont développé une méthode de construction automatique d'histogrammes de densité par sommation des énergies des réflexions sur les traces sismiques. Ils montrent que ces histogrammes se superposent parfaitement à ceux établis manuellement en utilisant des classes de 0.5 sTD (Fig. IV.8).

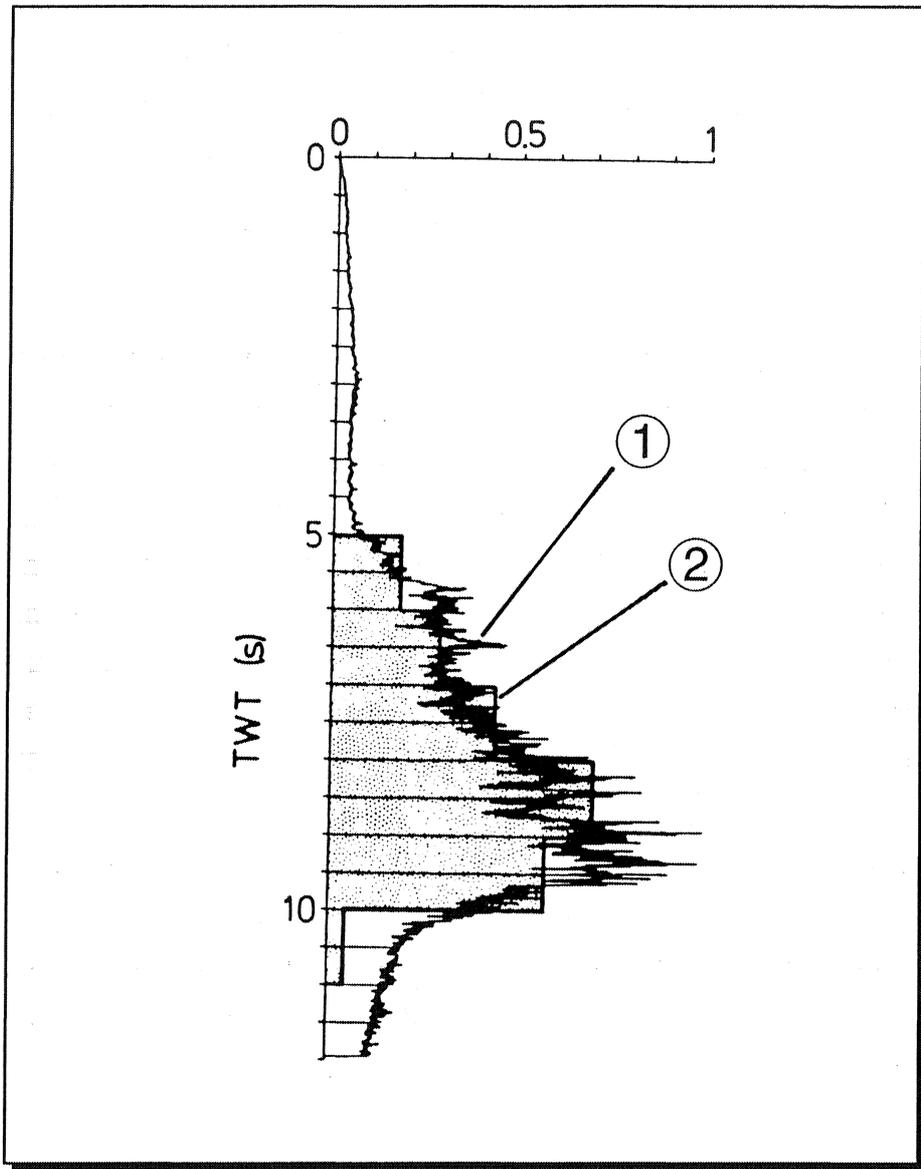


Fig. IV.8 : Comparaison entre deux histogrammes de densité de réflexions construits l'un automatiquement (1), l'autre manuellement (2) pour un même profil sismique (DEKORP 2-S; Allemagne).

Le profil sismique étudié est également découpé, horizontalement, en fenêtres de largeurs identiques, établies selon les mêmes critères que ceux cités dans le paragraphe précédent. Les histogrammes obtenus pour chaque fenêtre sont juxtaposés, ce qui permet de visualiser les variations latérales de la densité des réflecteurs.

IV.1.2.2- Tests de la méthode utilisée

Afin d'être certain que la qualité du signal ou la présence de corps individualisés situés au-dessus de la croûte inférieure n'altèrent pas nos mesures, nous avons effectué un certain nombre de tests.

IV.1.2.2.1- Test concernant le style des pointés sismiques

Il est tout à fait clair que le style de pointés sismiques effectués par l'équipe BIRPS est différent de celui des pointés réalisés par l'équipe ECORS. Les pointés britanniques se caractérisent par un grand nombre de réflecteurs courts, tandis que le pointé français a tendance à ne retenir que les réflecteurs les plus continus. Les comparaisons effectuées dans des cas de figures très différents montrent toutes un résultat identique. Le pointé britannique, caractérisé par des réflexions de longueurs moyennes plus courtes montre néanmoins, sur le diagramme longueur moyenne des réflecteurs/distance horizontale, des inflexions identiques (Fig. IV.9A). Il en est de même des résultats obtenus à partir du calcul de la distribution verticale des réflecteurs. La figure IV.9B montre qu'il existe une zone médiane de concentration de réflecteurs identique quel que soit le pointé sismique utilisé.

Le style du pointé manuel, s'il est effectué par une équipe compétente n'influence donc pas les conclusions que l'on peut tirer de la mesure de la longueur et la fréquence des réflecteurs sismiques.

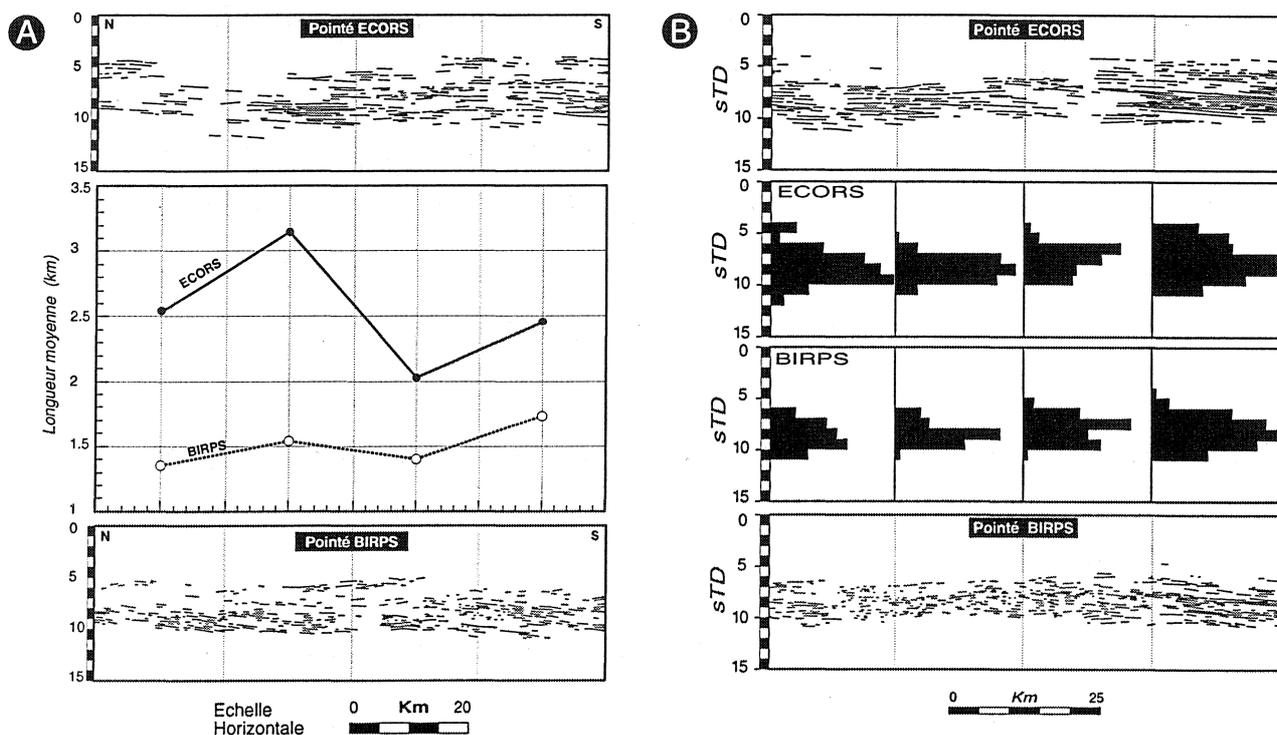


Fig. IV.9 : A- Variation de la longueur des réflecteurs selon le pointé sismique utilisé; B- Variation verticale du nombre de réflecteurs en fonction du pointé utilisé.

IV.1.2.2.2- Test concernant la réflectivité de la croûte inférieure

Afin de rechercher si l'altération du signal avait de l'influence sur nos mesures, nous avons testé plusieurs zones où le nombre de réflecteurs variait brusquement d'une fenêtre à une autre. La figure IV.10 montre deux types de résultats obtenus sur le profil SWAT 4, à savoir:

- un cas où les réflecteurs sont plus longs là où ils sont les moins nombreux (fenêtre 8).
- un cas où les réflecteurs sont plus longs là où leur nombre est le plus élevé (fenêtre 3).

Il ne semble donc pas y avoir de corrélations entre la qualité de la réflectivité et la longueur des réflecteurs.

Pour ce qui est de la fréquence verticale des réflexions, on peut noter par exemple, que sur SWAT3 (Fig. IV.14), les trois fenêtres situées le plus au Nord montrent une dominance des réflexions au centre de la croûte inférieure litée. Par contre, les

réflexions sont beaucoup moins nombreuses dans la fenêtre 2 que dans la fenêtre 1 et 3 comptées à partir du Nord.

La qualité de la réflectivité de la croûte inférieure n'intervient donc que peu dans nos mesures de longueurs et de répartition des réflecteurs.

IV.1.2.2.3- Test concernant l'effet des terrains surincombants

Le test concernant les bassins sédimentaires est présenté sur la figure IV.11. On peut trouver autant de cas où les réflecteurs sont plus continus sous les sédiments épais que dans leur encaissant, que de cas où les réflecteurs s'allongent au niveau de cet encaissant. Le cas du bassin sud celtique pris ici comme exemple est particulièrement démonstratif. En effet, celui-ci est recoupé par deux profils différents orientés de façon identique, la croûte inférieure située sous ce bassin montre deux résultats opposés pour ce qui est de l'accroissement de la longueur des réflecteurs.

Pour ce qui est des granites (Fig. IV.12), on notera que celui de Cornubie a l'air de se superposer à des réflecteurs plus longs que ceux de son encaissant. Cependant, il n'existe pas de phénomènes identiques sous le granite d'Haig Fras. De toute façon, l'accroissement local de longueur lié au granite cornubien provoque une anomalie de longueur d'onde largement inférieure à la pente générale observée sur les diagrammes. C'est l'origine de cette pente, trace d'un phénomène de grande longueur d'onde, qui nous intéressera plus loin.

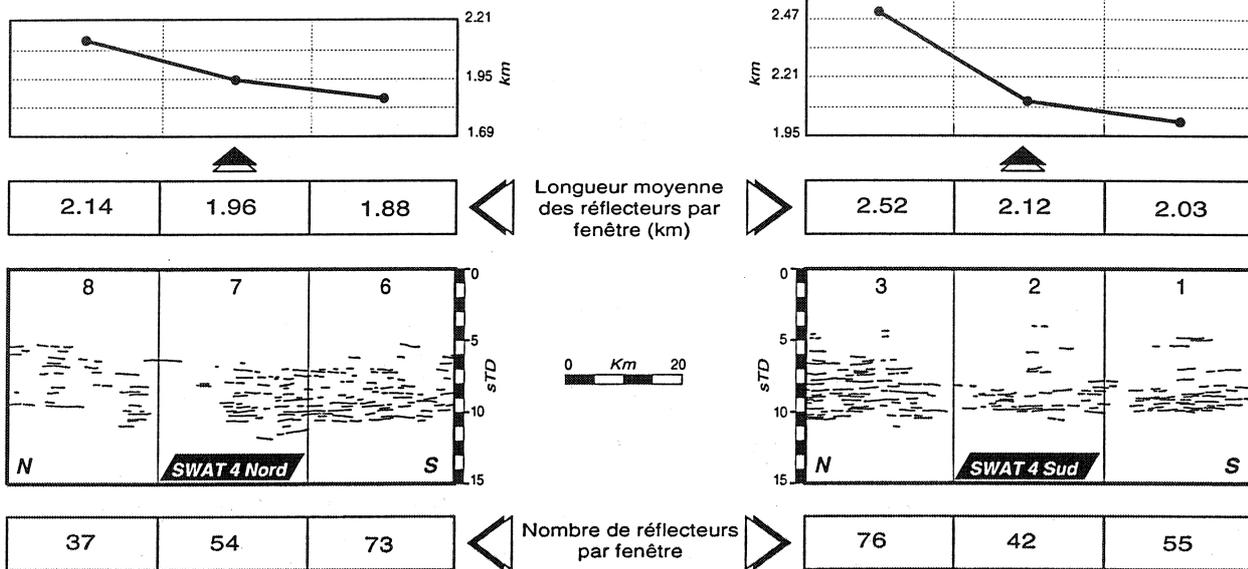


Fig. IV.10 : Variation de la longueur des réflecteurs en fonction de la réflectivité de la croûte inférieure

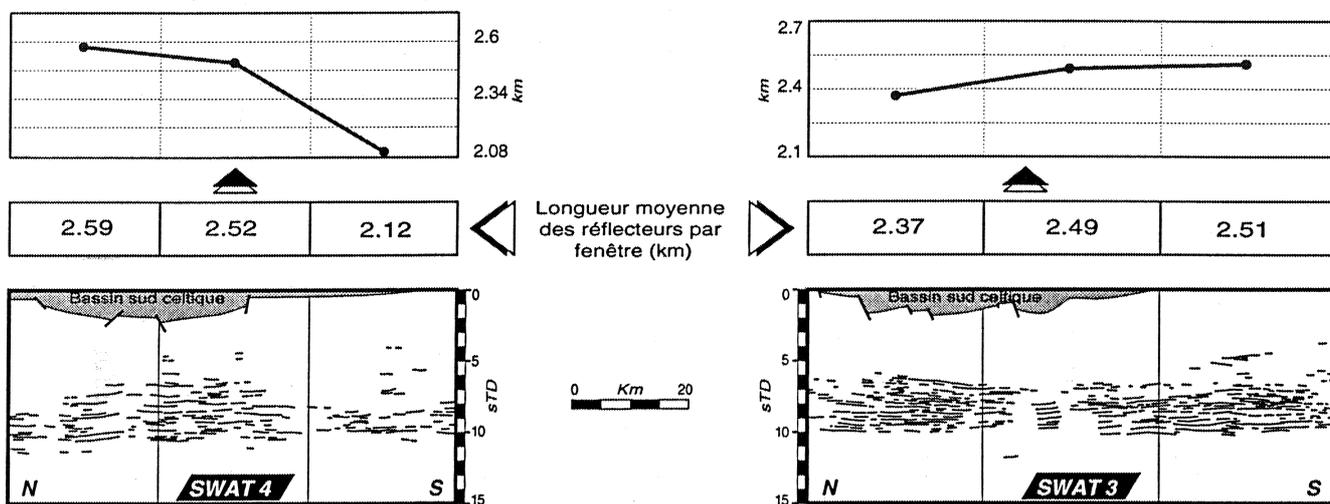


Fig. IV.11 : Variation de la longueur des réflecteurs lorsqu'on passe d'un bassin à ses épontes.

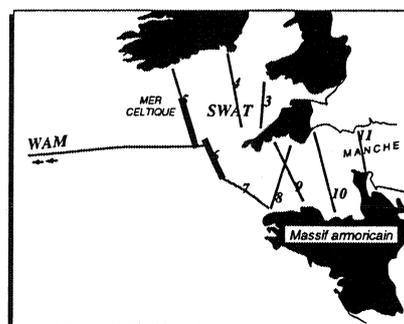
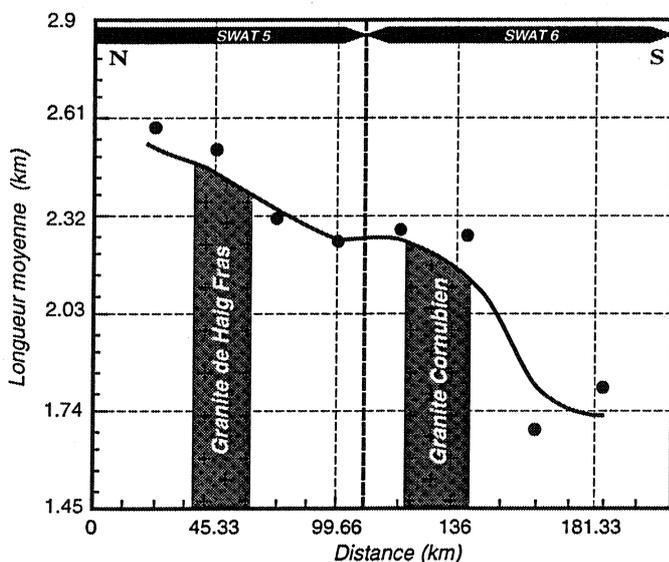


Fig. IV.12 : Variation de la longueur des réflecteurs lorsque l'on passe d'un massif granitique à ses épontes.

Il n'existe donc pas de corrélation systématique entre la présence des bassins et la continuité de la réflectivité dans la croûte inférieure. Pour ce qui des granites, ceux-ci semblent être à l'origine de perturbations de faible longueur d'onde et de taille toujours inférieure aux phénomènes étudiés plus loin.

En ce qui concerne la densité des réflecteurs de la croûte inférieure, on notera que celle-ci ne change pas latéralement que l'on soit à l'aplomb d'un bassin ou sous ses épontes (Fig. IV.13A). Il n'en est pas de même des granites (Fig. IV.13B), qui perturbent la distribution apparente des réflexions. Cet inconvénient ne porte pas à conséquences lorsque l'on sait que ces granites ont une faible extension latérale et qu'ils sont parfaitement localisés.

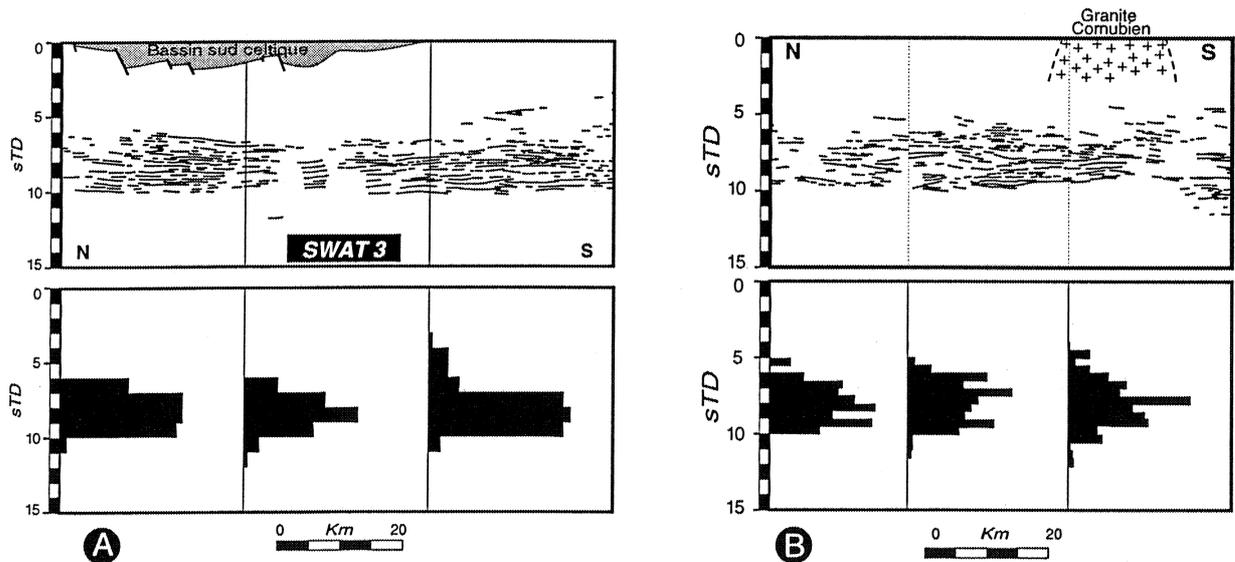


Fig. IV.13 : A- Variation verticale du nombre de réflecteurs lorsque l'on se déplace d'un bassin à ses épontes; B- Variation verticale du nombre de réflecteurs lorsque l'on se déplace d'un massif de granite à ses épontes.

IV.1.2.3- Résultats

Cette partie est consacrée à la présentation, l'analyse et l'interprétation des résultats. Elle comporte trois paragraphes qui concernent :

- 1/ les profils SWAT;
- 2/ le profil WAM;
- 3/ l'intégration des profils SWAT, WAM et ECORS Nord de France (Fig. IV. 14).

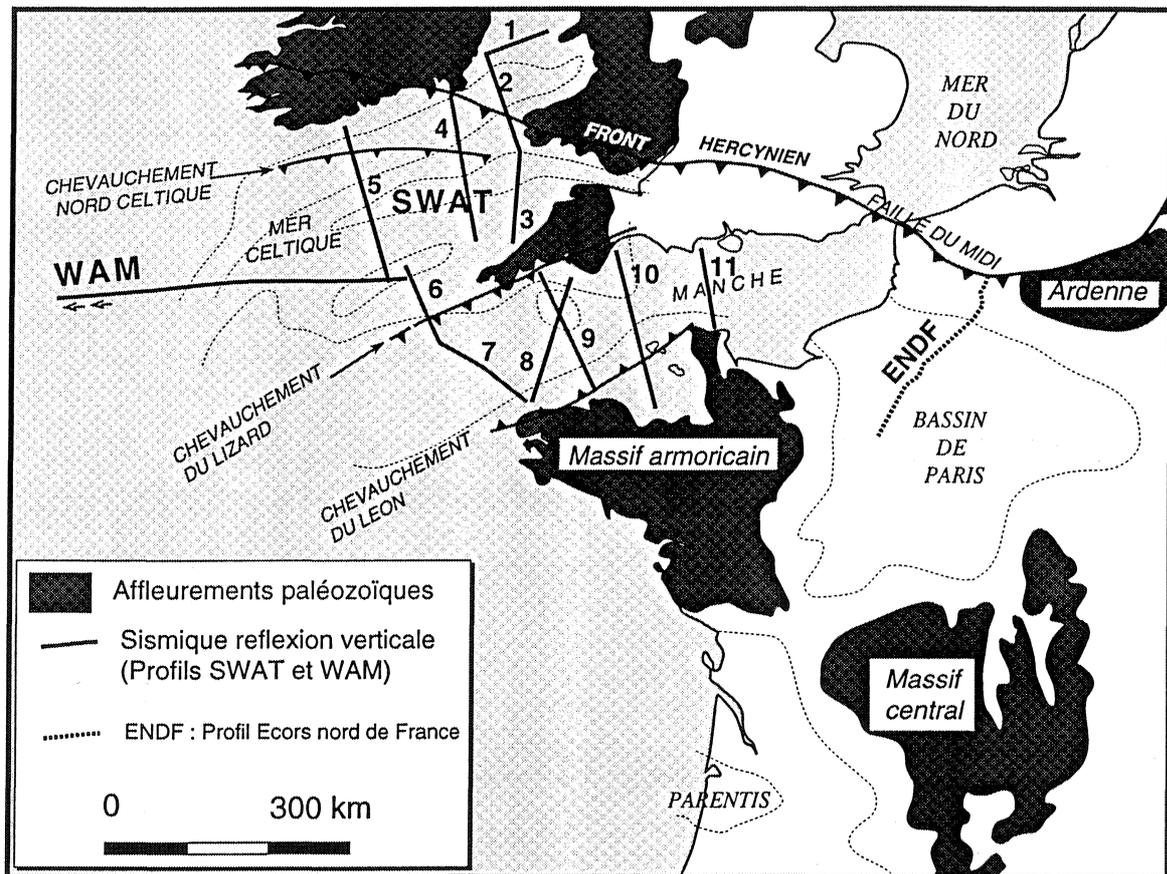


Fig. IV.14 : localisation des profils sismiques utilisés dans cette étude.

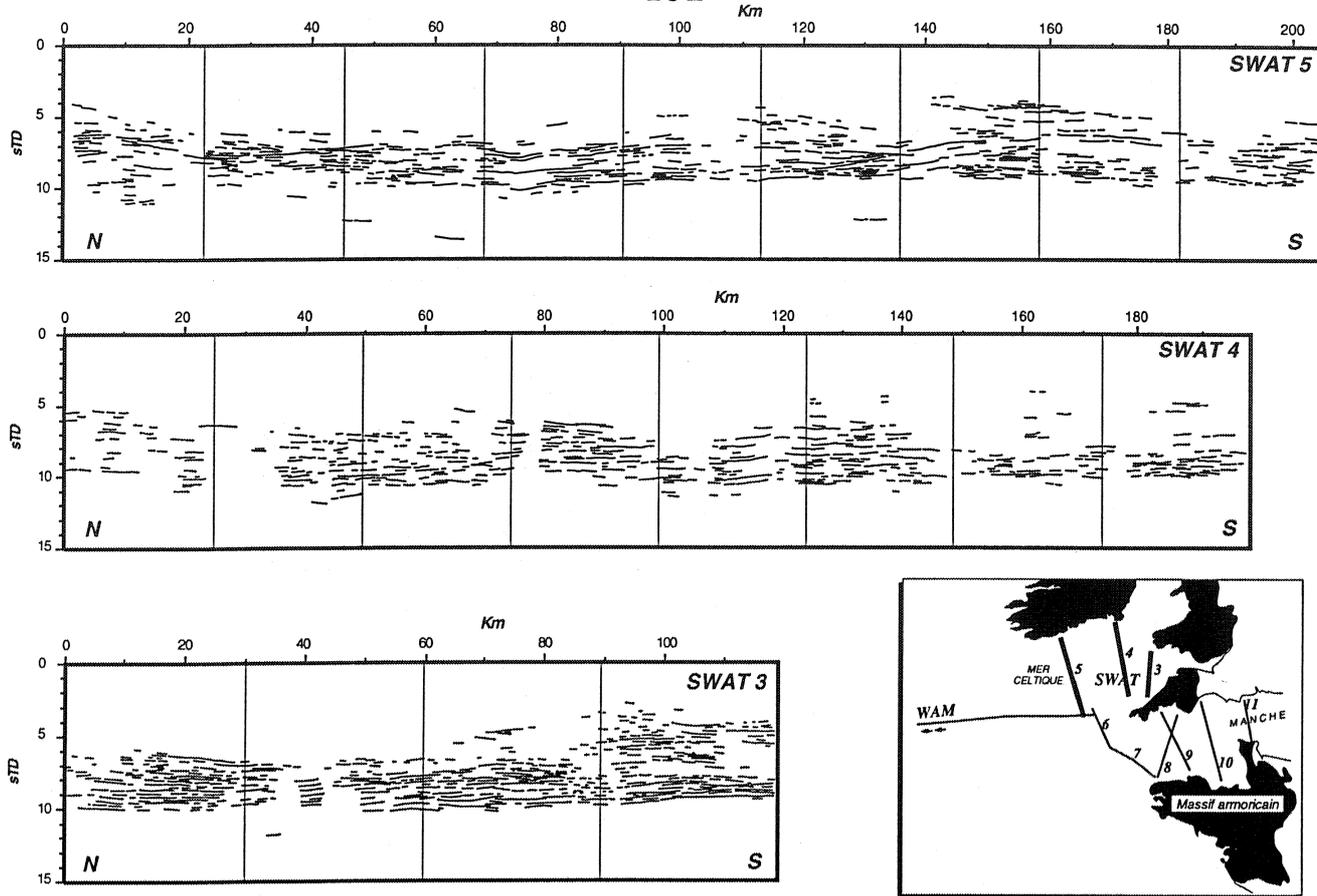


Fig. IV.15 : Fenêtrage adopté pour les profils SWAT 3, 4 et 5.

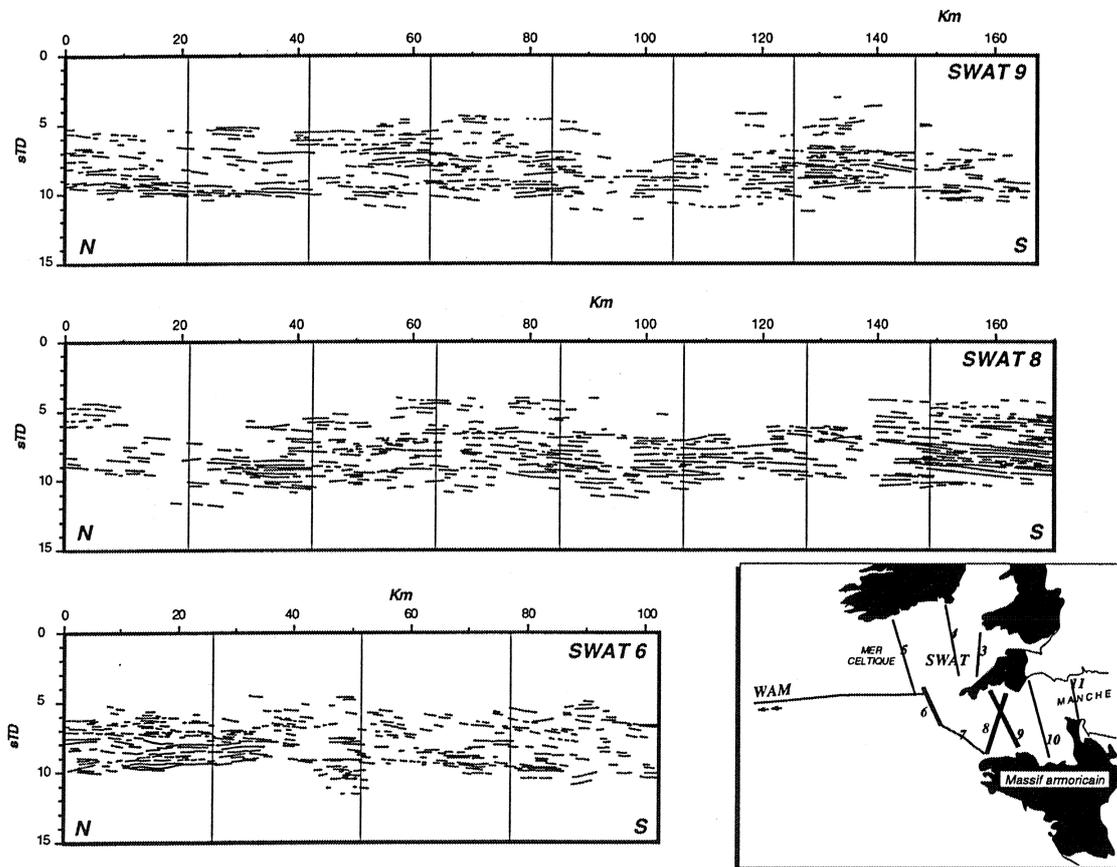


Fig. IV.16 : Fenêtrage adopté pour les profils SWAT 6, 8 et 9.

IV.1.2.3.1- Résultats concernant les profils SWAT

A- Anisotropie verticale de la réflectivité de la croûte inférieure

Les figures IV.15 et IV.16 montrent les fenêtrages adoptés pour les profils SWAT 3, 4, 5, 6, 8 et 9. Ces coupes permettent d'effectuer un échantillonnage continu des réflecteurs profonds entre le Nord de la Bretagne et le front varisque.

a- Les résultats en fréquence de réflexions enregistrées perpendiculairement à l'axe de la chaîne hercynienne

Les profils SWAT utilisés lors de cette première étude sont disposés presque perpendiculairement à l'axe de la chaîne hercynienne qui passe par le centre de la Bretagne (Lefort, 1993). Le profil 9 possède une terminaison méridionale proche de la racine de cette chaîne. Le profil 5 est, quant à lui, pratiquement en contact avec le front varisque. La figure IV.17 montre l'évolution latérale de la densité des réflecteurs le long de ces profils. On note d'abord que les régions les plus proches de la racine de la chaîne montrent en général deux pics de fréquence. Ces pics sont situés, l'un au niveau du Moho, l'autre vers 7 sTD, séparés par une zone plus pauvre en réflexions. Ceci avait déjà été remarqué par Trappe *et al.* (1988) sur les profils DEKORP tirés en Allemagne. Toutefois, notre analyse montre que vers le Nord cette zone tend à disparaître. Près du front varisque, cette configuration fait place à une région où il n'existe plus qu'un pic de fréquences situé au milieu de la croûte inférieure. Bien que plus courts, les profils SWAT 3 et ECORS Nord de la France (Fig. IV.18) montrent une évolution identique. Ce phénomène est moins net sur le profil SWAT 4 où il est cependant encore visible lorsque l'on sait qu'il faut éliminer la fenêtre située le plus au Nord, parce qu'elle échantillonne le socle précambrien de Rosslare (Gariel, 1991). L'hypothèse selon laquelle les deux pics de fréquence traduiraient l'existence de deux zones préférentielles de cisaillement (Fig. IV.19A, B et C; Meissner, 1989) ne permet pas d'interpréter nos résultats. On peut remarquer que, près du front varisque, le double pic de fréquence fait place à une seule concentration de réflecteurs en milieu de croûte inférieure.

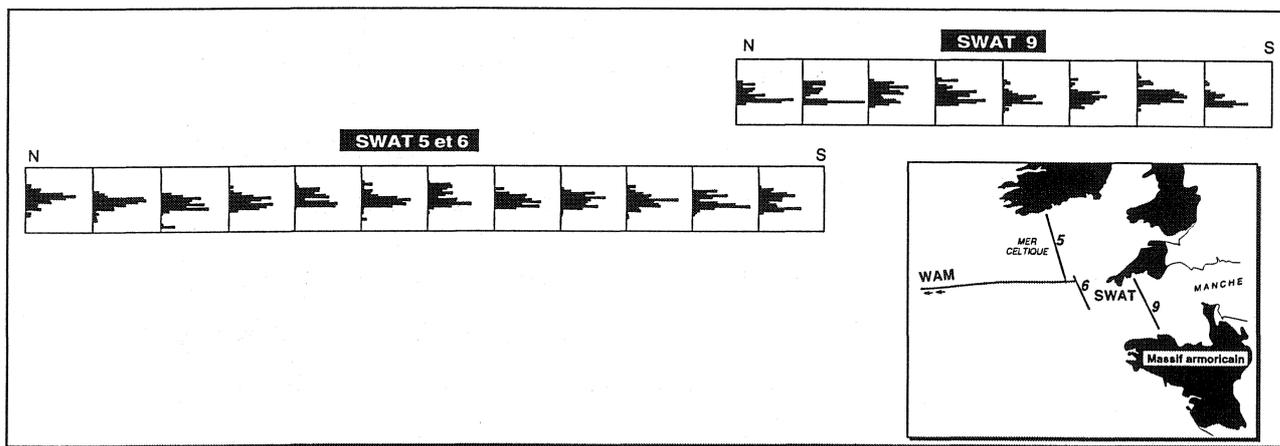


Fig. IV.17: Histogrammes montrant la distribution verticale des réflecteurs pour les profils SWAT 5, 6 et 9.

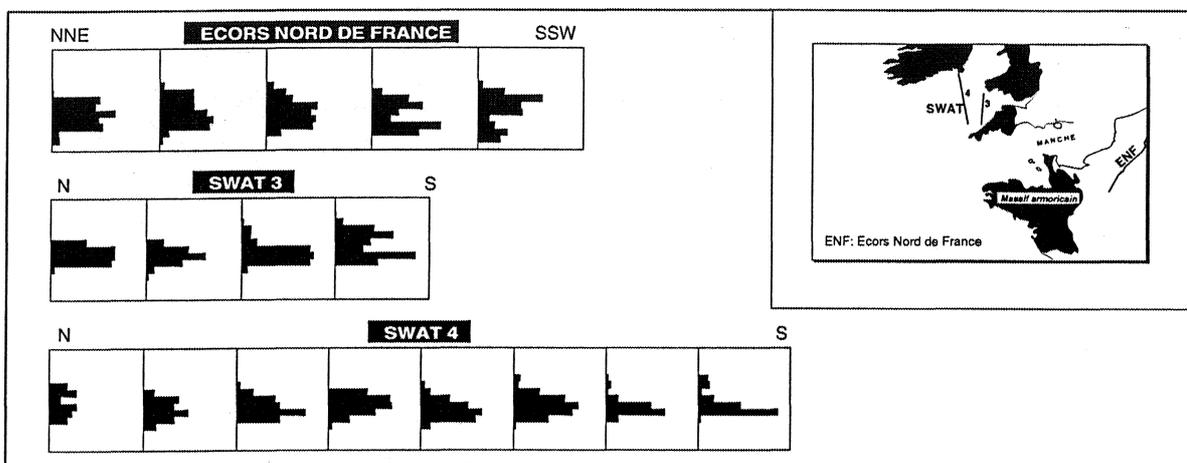


Fig. IV.18 : Histogrammes montrant la distribution verticale des réflecteurs pour les profils SWAT 3, 4 et ECORS Nord de la France.

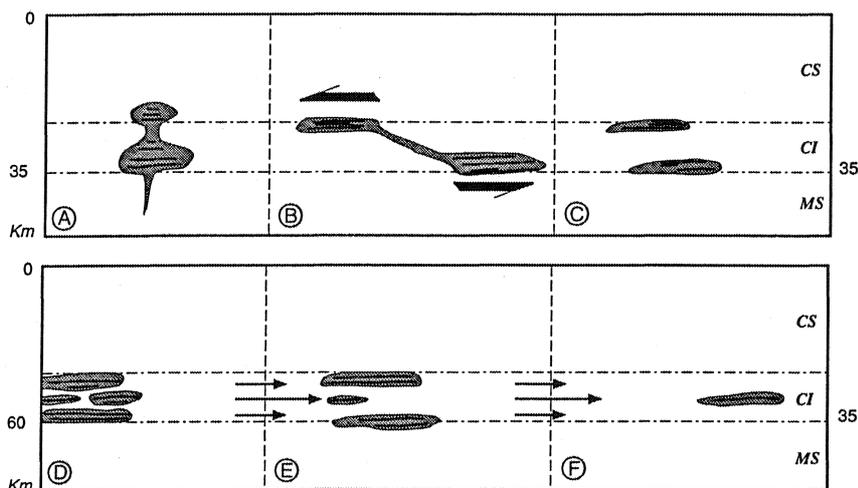


Fig. IV.19 : Hypothèses concernant la distribution des réflecteurs dans la croûte inférieure litée. [A. Intrusions diapiriques issues du manteau. B et C. Cisaillement des intrusions verticales issues du manteau (A et B d'après Meissner, 1989). D et E. Epuisement d'une zone à faible viscosité enrichie en "lamellae" ultrabasiqes passives par un fluage centrifuge par rapport à l'axe de la chaîne. F. Concentration des "lamellae" à l'extérieur de la chaîne. (CS: croûte supérieure; CI: croûte inférieure litée; MS: manteau supérieur)].

b- Les interprétations possibles

Ce dispositif serait plutôt en accord avec un fluage latéral de matière transportant des "lamellae" ultrabasiques, issues de la racine de la chaîne (Kusznir et Matthews, 1988), et leur accumulation dans la partie la plus externe de l'édifice (Fig. IV.19D, E, F). L'hypothèse d'un fluage plus rapide au centre de la croûte inférieure litée, qui se comporterait ainsi comme un tube, a d'ailleurs déjà été envisagée pour des modèles numériques dans des zones soumises à une forte extension (Kruse *et al.* 1991).

La concentration des réflecteurs de la croûte inférieure en deux pics à l'intérieur de la chaîne varisque et en un pic unique près de son front est incompatible avec l'hypothèse d'un litage tectonique. En effet, si l'on croit Meissner (1989), les deux pics localisés dans les zones à faible viscosité et qui devraient visualiser les zones de cisaillement doivent pouvoir se suivre sur toute la largeur de la chaîne, ce qui n'est pas le cas. De plus on ne connaît pas d'interface ductile-fragile localisée au centre de la croûte inférieure qui pourrait être à l'origine du pic unique enregistré dans les zones externes.

Pour la même raison, on ne sait pas pourquoi un système de fractures horizontales anastomosées et chargées en fluides serait plus développé en milieu de croûte inférieure à l'extérieur de la chaîne et localisé préférentiellement sur les marges vers le centre de l'orogène. Le diagramme de répartition verticale des réflecteurs proposé par Gavrilenko et Gueguen (1989) ne correspond donc pas à nos résultats.

Enfin, l'hypothèse d'un litage dû à l'association gneiss et de zones d'anatexie avec différenciation (origine à la fois magmatique et métamorphique) présente certaines ressemblances avec l'idée de Meissner. Cette hypothèse implique également des déplacements de matière fondue et des migrations latérales de magma. On comprend mal la localisation préférentielle de certaines zones de ségrégation et de fusion, les migrations étant probablement plus limitées.

Quoi qu'il en soit, il semble que la zone externe de la chaîne hercynienne diffère de la zone interne par le nombre et la place des

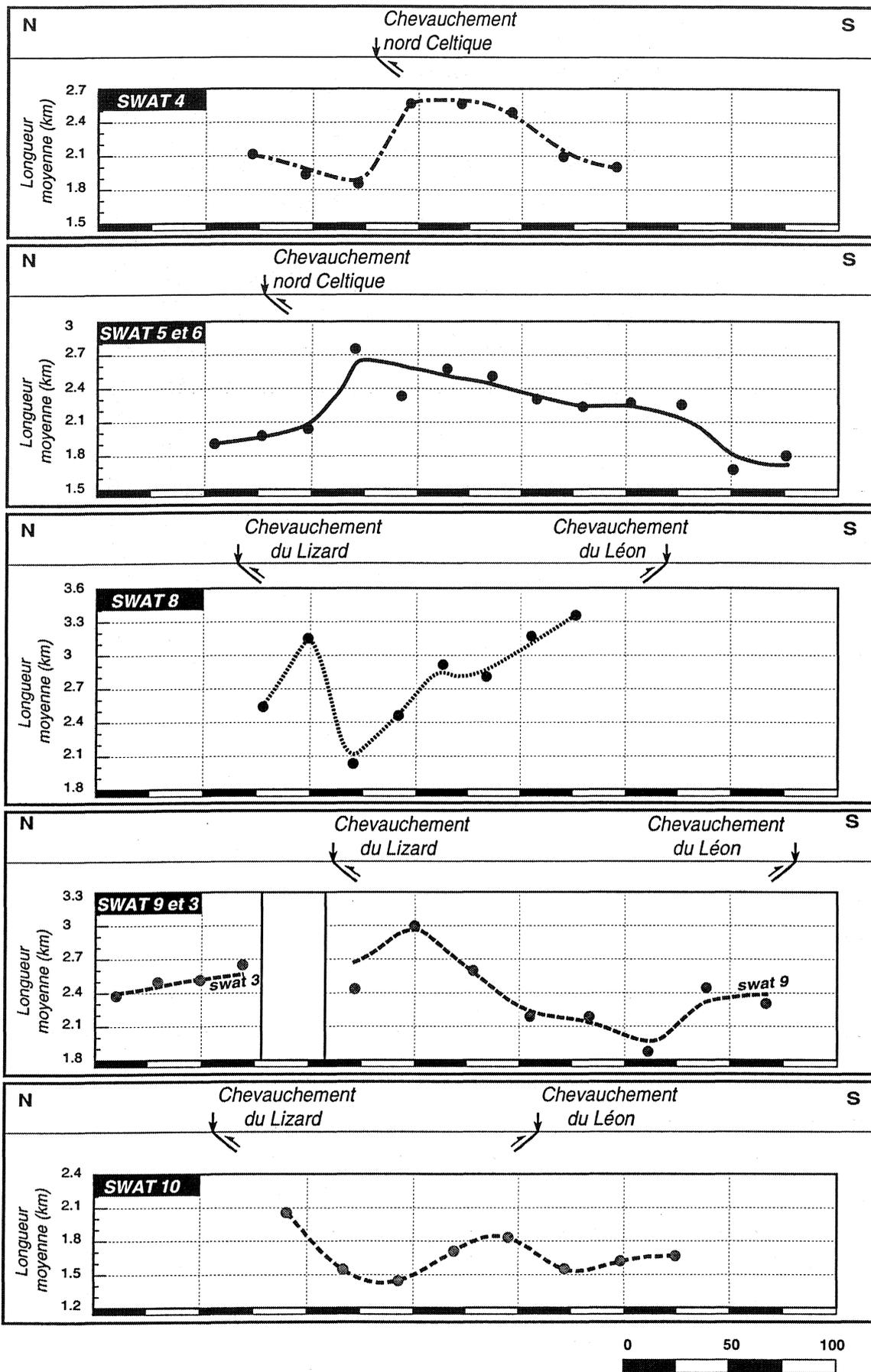


Fig. IV.20 : Comparaison de la longueur des réflecteurs pour différents profils SWAT.

réflecteurs qui structurent la croûte inférieure litée. Nous privilégierons ici l'hypothèse du transfert de "lamellae" car c'est, à notre sens, la seule qui explique le transfert centrifuge du matériel basique issu de la racine (Kusznir et Matthews, 1988).

B- Anisotropie longitudinale de la réflectivité de la croûte inférieure

La figure IV.20 montre la variation de la longueur moyenne des réflecteurs, observée dans le sens Nord-Sud sur les profils SWAT. Ces diagrammes, présentent tous les points communs suivants :

- On note d'abord un accroissement continu de la longueur moyenne des réflecteurs lorsque l'on se dirige vers les fronts des chevauchements varisques. Ceci est observable aussi bien pour les chevauchements à vergence nord tels que le front varisque ou le Lizard, que pour le chevauchement du Léon à vergence sud.

- On remarque aussi que le maximum de longueur de ces réflecteurs est généralement localisé à une vingtaine de kilomètres avant que ce chevauchement n'émerge à la surface.

Nous interprétons ces variations comme le résultat des rejeux en failles normales des anciens chevauchements hercyniens lors de l'écroulement gravitaire de la chaîne au Permien. La contribution de faibles étirements mésozoïques et cénozoïques n'est pas exclue puisque ceux-ci ont parfois réactivé les mêmes accidents. Il faut signaler que l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque a déjà été évoqué par de nombreux auteurs (Ménard et Molnar, 1988; Van Den Driessche et Brun, 1989; Gapais et al. 1993; Rey, 1993; Becq-Giraudon et Van Den Driessche, 1994; Van Den Driessche, 1994, etc.). Ainsi, Ménard et Molnar (1988) estiment que l'évolution de cette chaîne est similaire à celle de la province du Basin et Range aux Etats-Unis. Elle est marquée par une importante extension due à l'effondrement gravitaire d'une croûte continentale épaissie et relaxée thermiquement pendant la collision. Becq-Giraudon et Van Den Driessche (1994) envisagent l'existence d'un haut plateau hercynien (analogue à celui du Tibet actuel) dont l'altitude est au minimum de 5000 m. Ils se basent sur la découverte de dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central. Ces auteurs considèrent que le plateau tibétain est représentatif d'un stade intermédiaire dans l'évolution de la chaîne varisque qui s'est achevée par un effondrement gravitaire.

La réalité des jeux permien est démontrée au niveau du bassin permien de Plymouth (Bois et al., 1991) localisé en bordure du chevauchement du Lizard. Ces jeux sont également mis en évidence par la présence au Sud du profil SWAT 8 de réflecteurs étirés près de l'émergence du chevauchement du Léon (Lefort, 1991), là où il n'existe ni bassin mésozoïque ni subsidence cénozoïque. La reprise de l'extension mésozoïque peut être démontrée par exemple au Sud de l'Angleterre, à terre, près de l'émergence du front varisque (Chadwick *et al.*, 1983). Cette extension semble toutefois avoir été très faible devant l'extension permienne. Ainsi les bassins médians de Manche occidentale (SWAT 8, 9 et 10, Fig. IV.20) comme ceux de la mer Celtique (SWAT 4, 5 et 6, Fig. IV.20), ne provoquent-ils que des inflexions à peine discernables des courbes d'étirement représentées sur la figure IV.20. En plan, les divergences importantes que l'on note entre les axes des dépocentres post-paléozoïques et le tracé des fronts de chevauchement hercyniens (Bois et al., 1991) montrent d'ailleurs que le contrôle de la sédimentation mésozoïque et cénozoïque par les structures hercyniennes chevauchantes est loin d'être systématique.

Nous pensons donc que l'étirement des réflecteurs de la croûte inférieure est en majeure partie d'âge permien (Rey, 1993) et que les étirements postérieurs (Gibbs, 1987) ont été réduits. En tous cas, ceci suggère que, comme on le pense dans la province du "Basin and Range" aux Etats-Unis (Mooney et Meissner, 1992), les jeux en extension reconnus en surface dans le domaine fragile ont été transmis à la croûte inférieure ductile.

La figure IV.20 qui synthétise les résultats acquis sur les profils SWAT, montre qu'il existe des zones préférentielles d'étirement localisées près des fronts de chevauchement (Fig. IV.21A). Nos mesures montrent que les réflecteurs les plus courts ont 1,5 kilomètres de long tandis que les plus longs ont plus de 3,3 kilomètres. Ceci rejoint les observations faites dans la région du "Basin and Range" déjà citée, où l'extension en surface passe de 15 à 300 % en quelques kilomètres (Gans, 1987), même si les niveaux structuraux ne sont pas identiques.

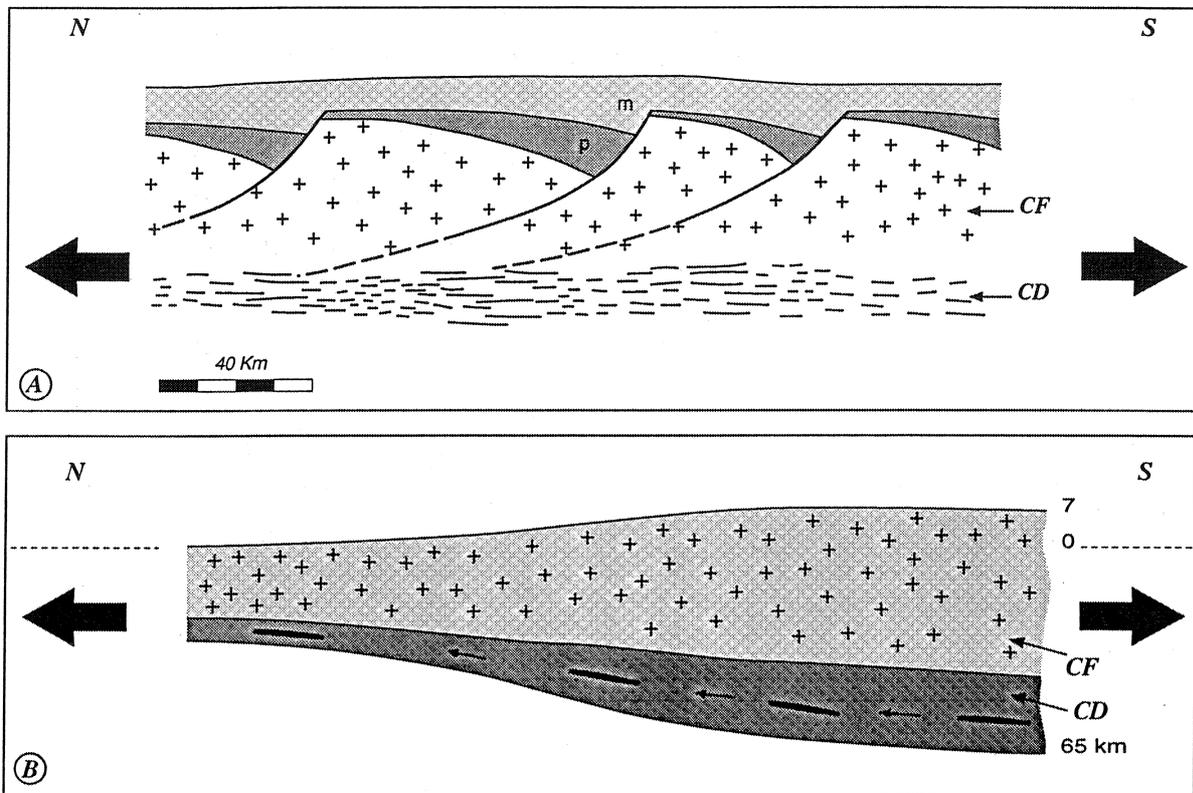


Fig. IV.21 : Hypothèse concernant les processus de l'extension crustale perpendiculairement à l'allongement de la chaîne varisque.

A. Processus superficiel: relation schématique supposée entre l'extension dans le domaine cassant et l'étirement dans le domaine ductile. B. Processus profond: hypothèse de fluage de la racine de la chaîne varisque (CF : croûte fragile; CD : croûte ductile).

Les variations de longueur des réflecteurs que nous avons mises en évidence semblent matérialiser l'existence d'un processus superficiel qui se superpose à un autre plus profond (Fig.IV.21B). Tous deux auraient participé à la structuration de la croûte inférieure litée. Il est clair que les extensions localisées, qu'elles aient été paléozoïques ou mésozoïques, ont été le résultat de l'étirement enregistré au niveau régional. Le fluage en profondeur ayant nécessairement induit une déformation superficielle concomitante (Fig. IV.22).

En bref, il semble que, lors du processus d'amincissement de la croûte varisque, le fluage continu de la racine de la chaîne a été, accompagné d'extension discontinue provoquant l'écroulement topographique; l'extension mésozoïque, très limitée, a parfois repris les discontinuités déjà utilisées lors de cet écroulement.

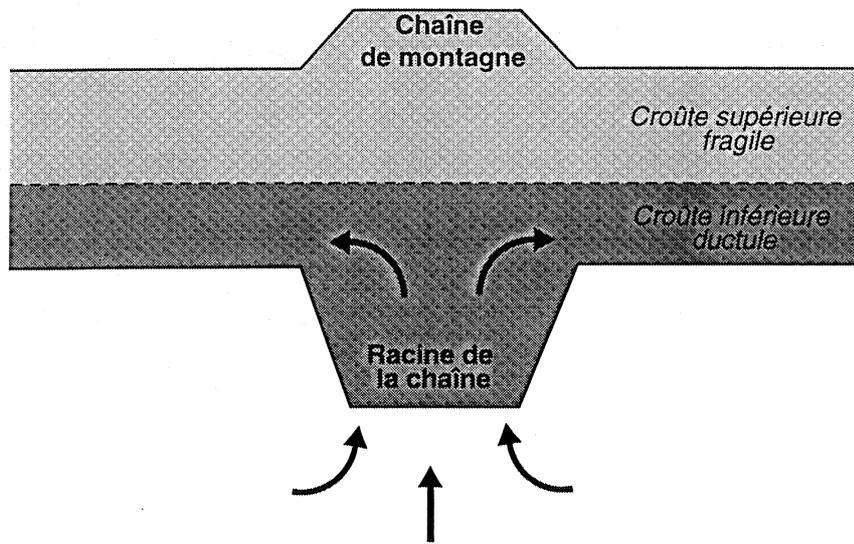


Fig. IV.22 : Fluage centrifuge de la racine d'une chaîne de montagne (d'après Kuszniir et Matthews, 1988).

C- conclusion

Si l'on intègre l'ensemble des informations acquises lors de nos mesures, on peut envisager l'existence des mécanismes suivants :

1- L'étude de la distribution verticale des réflecteurs dans la croûte inférieure privilégie l'hypothèse d'un fluage centrifuge. Le fluage de la racine de la chaîne varisque semble avoir été responsable du transport des "lamellae" basiques. Ce transport semble avoir été plus important au centre de la croûte inférieure litée, ce qui a amené à un appauvrissement des "lamellae" vers la racine et leur enrichissement dans les zones plus externes.

2- La mesure des longueurs des réflecteurs suggère que suite à ce fluage, l'écroulement gravitaire de la topographie de la chaîne a réutilisé les discontinuités hercyniennes en failles normales induisant des étirements en arrière des chevauchements.

3- Mis à part le fluage de la racine varisque qui paraît correspondre à un phénomène latéralement continu, les extensions liées aux phénomènes de surface, ont été discontinues et localisées.

4- L'extension mésozoïque, bien que limitée, a réutilisé les mêmes discontinuités.

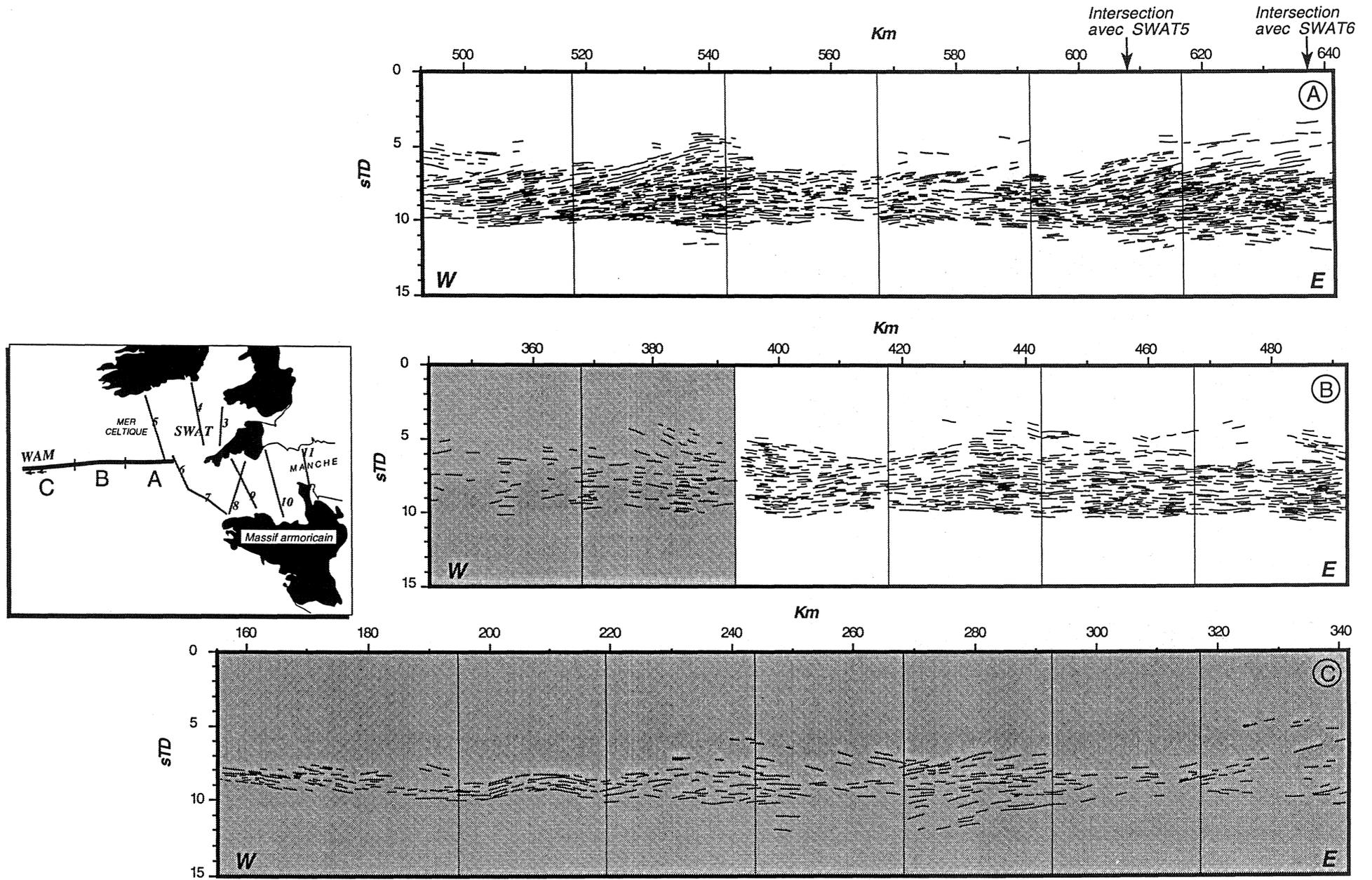


Fig. IV.23 : Fenêtrage adopté pour l'étude des réflecteurs de la croûte inférieure le long du profil sismique WAM.
 A : segment oriental, B : segment central, C : segment occidental.

IV.1.2.3.2- Résultats concernant le profil WAM

Cette partie est consacrée à l'étude de la croûte inférieure litée observée sur le profil WAM selon la même démarche que celle suivie précédemment pour les profils SWAT. Le fenêtrage adopté est présenté sur la figure IV.23. Malheureusement, l'étude du profil WAM se heurte à un problème majeur dû à une diminution notable de la réflectivité de la croûte inférieure à l'Ouest du bassin du Fastnet. Pour Peddy et Hobbs (1987), il s'agit d'une dégradation de la qualité des données causée par un faible rapport signal/bruit qui caractérise cette zone. D'autre part, au niveau de la pente continentale, les premiers multiples (dus à l'augmentation progressive de l'épaisseur de la tranche d'eau) masquent le litage de la croûte inférieure.

Nous avons donc décidé de ne pas tenir compte de la partie du profil située à l'Ouest du bassin du Fastnet (fenêtres en grisé sur la figure IV.23), compte tenu de l'incertitude sur la qualité des données.

Tri angulaire et mesure de la longueur des réflecteurs de la croûte inférieure

a- Présentation et analyse des résultats

Après les opérations de tri angulaire et de mesure de la longueur des réflecteurs horizontaux de la croûte inférieure le long du profil WAM, nous avons établi la courbe présentée sur la figure IV.24. Cette courbe montre la variation de la longueur moyenne des réflecteurs à travers la marge de l'éperon de Goban et le plateau continental celtique. Les bassins sédimentaires recoupés par WAM ont également été représentés afin de mettre en évidence leur influence éventuelle sur les variations observées.

La variation de la longueur moyenne des réflecteurs le long du profil WAM révèle l'existence de deux zones préférentielles d'allongement qui se situent, la première sous le bassin Sud Celtique, la seconde au bord de la marge au niveau de la pente continentale. On ne tiendra pas compte de la seconde pour les raisons citées ci-dessus.

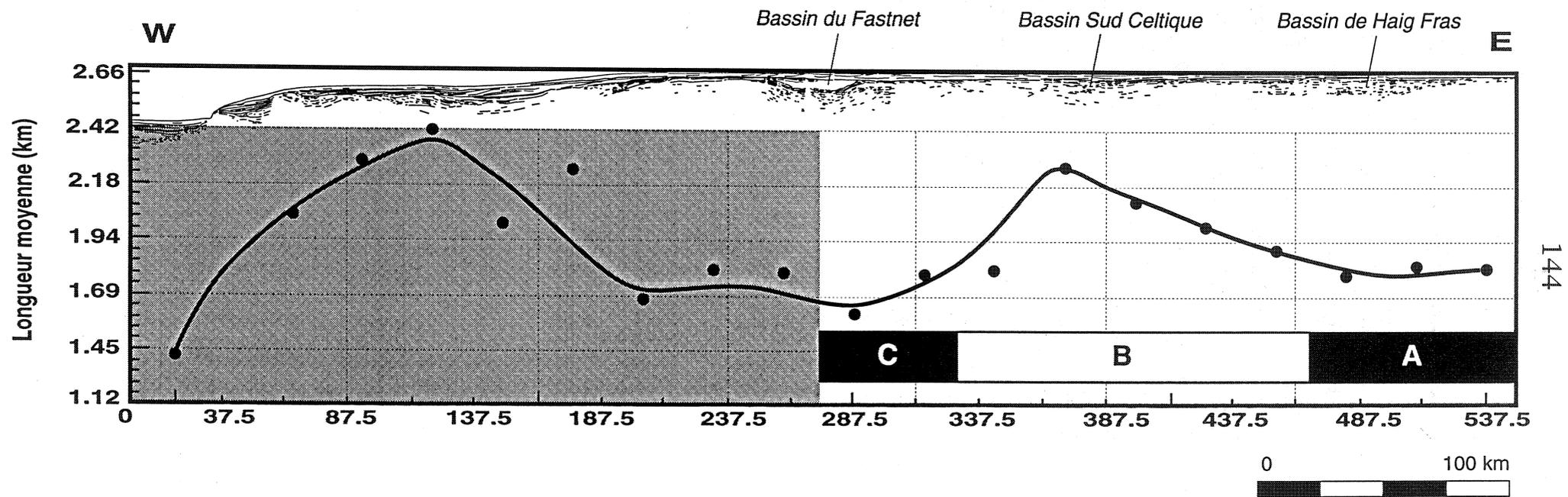


Fig. IV.24 : Localisation des bassins sédimentaires par rapport à la courbe de variation de la longueur moyenne des réflecteurs de la croûte inférieure litée le long du profil sismique WAM.

Analysons en détail l'évolution observée d'Est en Ouest. Les trois premières fenêtres (correspondant à la zone A, Fig. IV.24) situées dans la terminaison orientale du profil sous le bassin d'Haig Fras montrent des variations très faibles voire nulles. Ensuite, on note une croissance progressive de la longueur moyenne des réflecteurs en allant vers l'Ouest jusqu'au pic situé à l'aplomb du bassin Sud Celtique. Les trois fenêtres suivantes après ce pic sont caractérisées par des valeurs semblables à celles observées à l'Est de celui-ci. La plus faible correspond à la fenêtre qui se situe en partie sous le bassin du Fastnet.

Comme on peut donc le constater, il n'y a aucun lien entre les variations de longueur des réflecteurs et les bassins sédimentaires sus-jacents. En effet, si le bassin Sud Celtique surplombe le pic, les bassins d'Haig Fras et du Fastnet correspondent à des valeurs minimales. Ceci constitue un élément supplémentaire permettant d'écarter l'hypothèse selon laquelle les variations observées seraient provoquées par les bassins surincombants.

b- Interprétation

La présence de traces de chevauchements hercyniens au niveau de la zone d'étirement maximal observées sur le profil WAM (Fig. IV.25) nous suggère d'invoquer la réactivation de ces accidents au cours de l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque. Toutefois, l'orientation de ce profil perpendiculairement à la marge celtique nous incite à prendre en considération l'effet des événements mésozoïques liés à l'ouverture de l'Atlantique Nord. En effet, l'extension en direction E-W à l'origine de cette ouverture est favorable à l'étirement des réflecteurs le long du profil WAM. C'est pourquoi, nous pensons qu'elle auraient contribué aux variations observées de la longueur des réflecteurs de la croûte inférieure. On peut même se demander si ces variations ne sont pas essentiellement dues à l'extension E-W. Dans ce cas, on devrait s'attendre à un accroissement progressif de la longueur moyenne des réflecteurs d'Est en Ouest en allant vers le bord de la marge. Cependant, dans la zone C (Fig. IV.24), on retrouve de nouveau des valeurs faibles.

Nous pensons que l'hypothèse de rupture de réflecteurs anciens au-delà d'un seuil d'étirement rend compte de ces observations

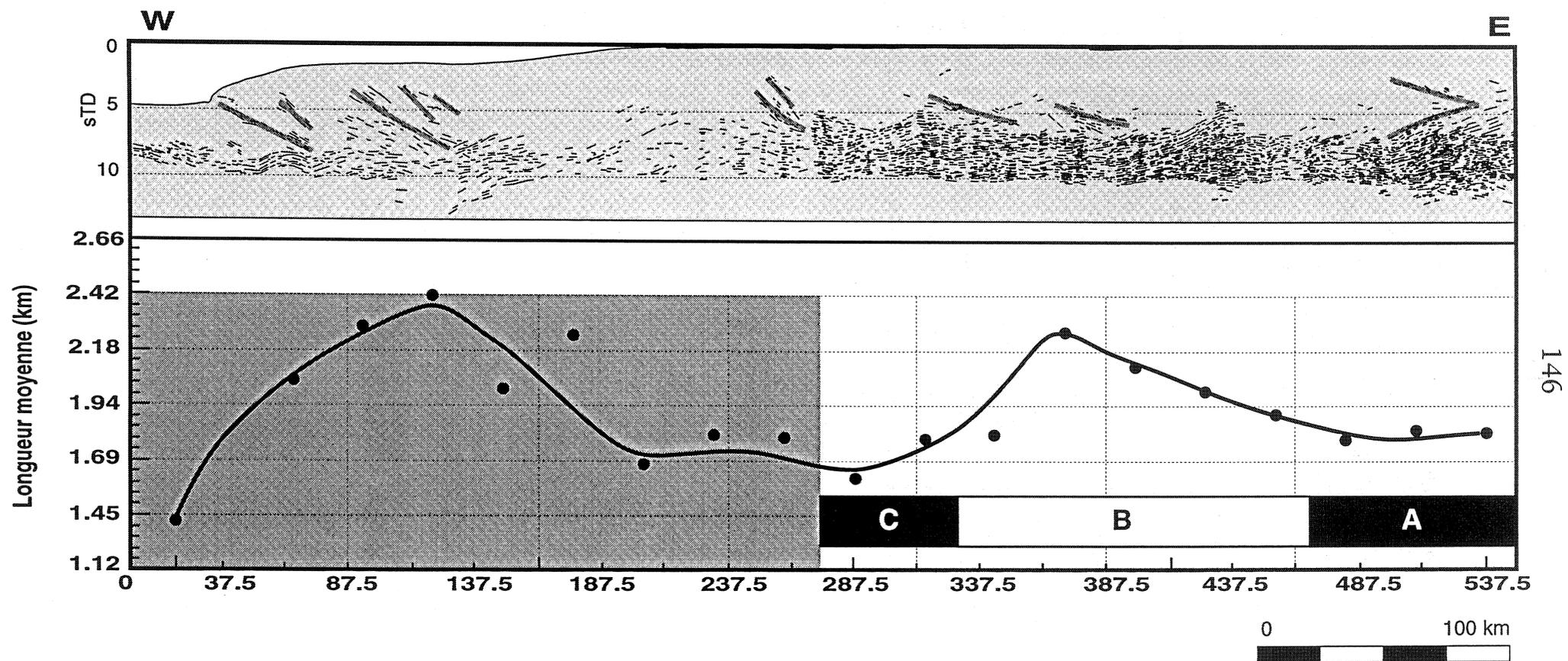


Fig. IV.25 : Localisation des chevauchements par rapport à la courbe de variation de la longueur moyenne des réflecteurs de la croûte inférieure litée le long du profil sismique WAM.

d'autant plus que les valeurs obtenues dans les zones C sont plus faibles que celles caractérisant la zone A (Fig. IV.24). Les réflecteurs situés dans la terminaison orientale de WAM (zone A) peuvent être considérés comme peu ou non étirés au Mésozoïque. En effet, dans ce secteur, on est très proche des Cornouailles anglaises et des îles de Scilly où la croûte continentale montre pratiquement son épaisseur normale. Après un étirement progressif vers l'Ouest, des ruptures de réflecteurs surviennent vraisemblablement au-delà d'un certain seuil d'étirement (zone C).

La notion de «rupture des réflecteurs» de la croûte inférieure peut susciter certaines questions en ce qui concerne leur comportement rhéologique. Signalons que Rey (1992) a évoqué ce point en présentant des profils rhéologiques de la croûte inférieure qui prévoient un comportement fragile pour les granulites basiques et ductile pour les granulites acides (Fig. IV.26). Ces deux types de roches correspondent dans son modèle respectivement aux «lamellae» (réflexions) et leur matrice.

c- Conclusion

Les variations de la longueur moyenne des réflecteurs le long de la moitié orientale (utilisable) du profil WAM se traduit par un maximum d'allongement situé sous le bassin Sud Celtique. La présence de traces de chevauchements hercyniens à cet endroit d'une part, l'orientation de WAM en direction E-W (perpendiculaire à la marge de l'éperon de Goban) d'autre part, nous suggère d'invoquer:

- soit l'effet de l'extension permienne contemporaine de l'effondrement de la chaîne varisque (réactivation en failles normales des chevauchements hercyniens).
- soit l'effet de l'extension mésozoïque (ouverture de l'Atlantique Nord).
- soit une contribution des deux types d'extension.

L'allongement des réflecteurs peut être estimé à 25%. Cette valeur est largement supérieure au taux d'extension (purement mésozoïque) déterminé le long de WAM au niveau de la croûte supérieure (5.17%, Fig. IV.27). Ceci nous permet de conclure que, dans l'hypothèse d'un étirement principalement mésozoïque des réflecteurs, l'amincissement crustal n'est pas homogène.

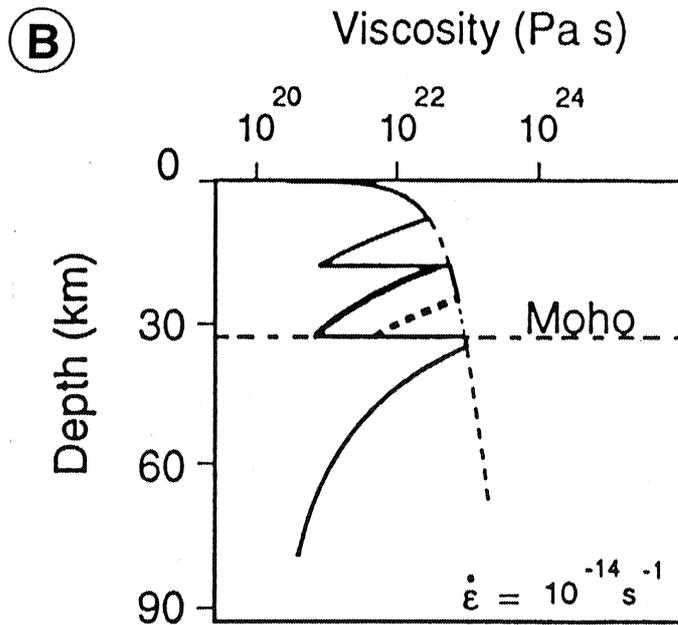
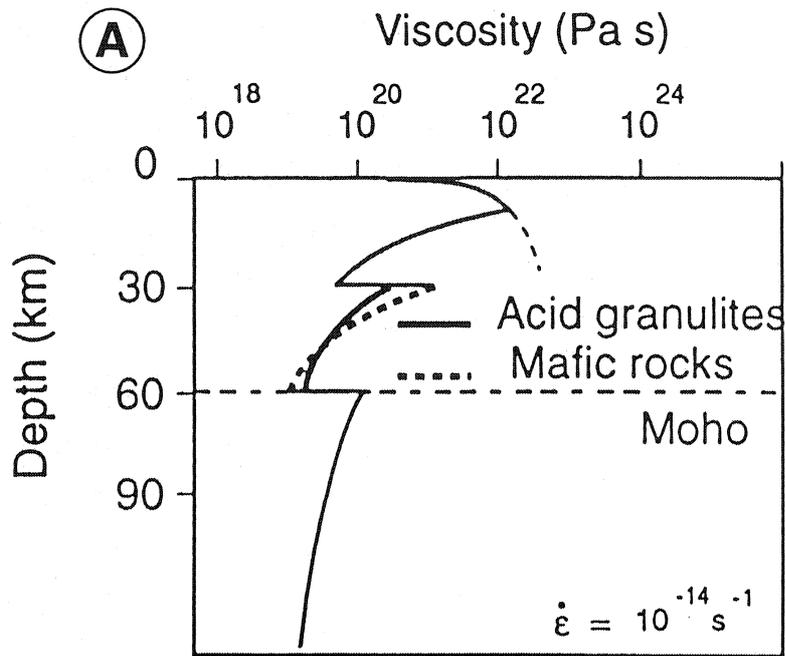


Fig. IV.26 : Profils de résistance d'une croûte épaissie (A) puis désépaissie (B) obtenus pour les comportements rhéologiques suivants : croûte supérieure (granites); croûte inférieure (granulites acides + roches mafiques) manteau supérieur (péridotites).
Extrait de Rey (1992).

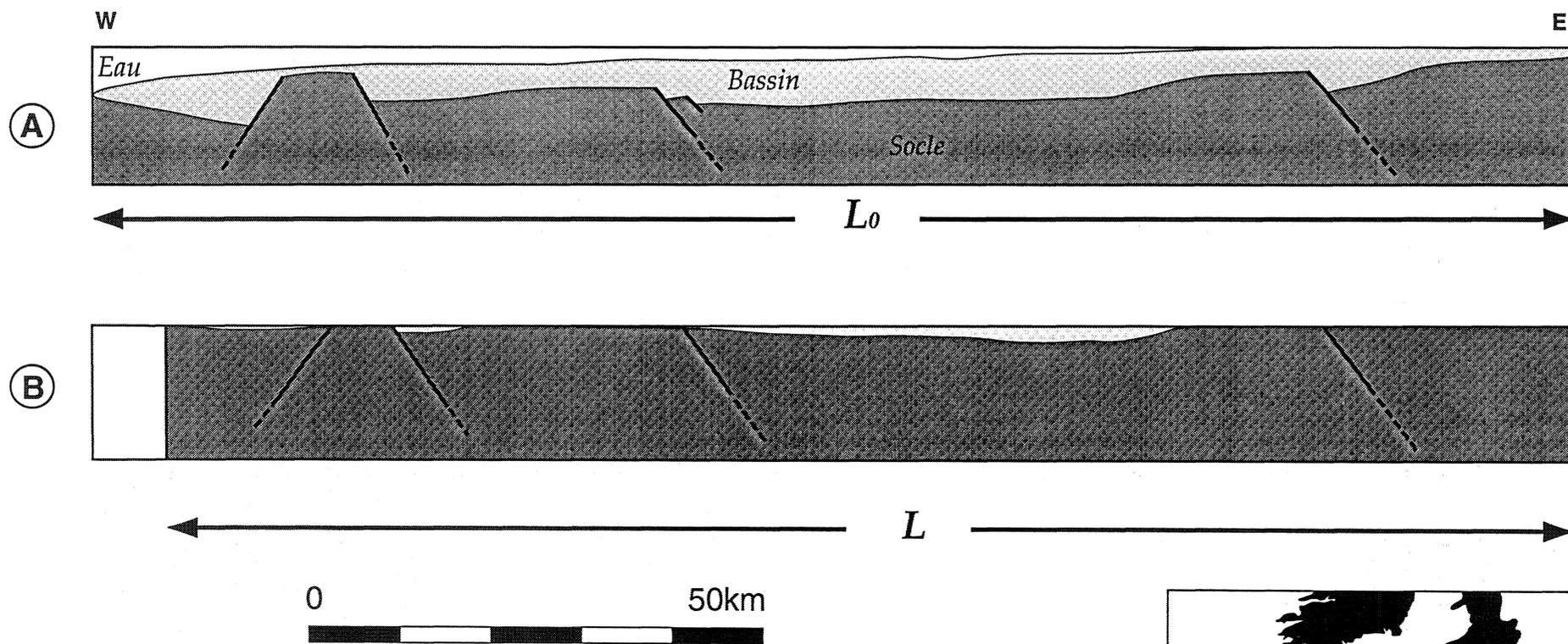
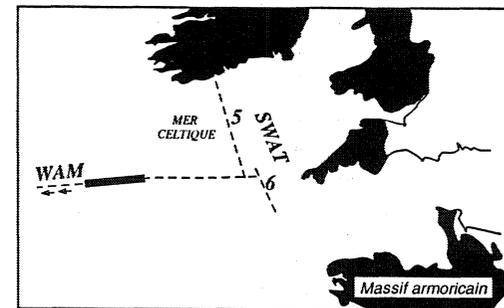


Fig. IV.27 : Estimation du taux d'amincissement crustal par restauration manuelle sur un segment du profil WAM

(en considérant des blocs rigides).

A : Etat déformé, B : Etat restauré.

$$(L - L_0) / L_0 = 5.17\%$$



IV.1.2.3.3- Analyse critique des résultats

Les résultats présentés ci-dessus sont obtenus au terme d'une étude basée sur des données de sismique réflexion profonde. Lors de cette étude nous avons procédé à des mesures de la longueur des réflecteurs. Ces longueurs ne peuvent être considérées comme significatives que si elles sont supérieures au pouvoir de résolution latéral de la sismique réflexion. Celui-ci correspond à la possibilité de séparer horizontalement deux points voisins du sous-sol. Il dépend des caractéristiques de la source employée et des milieux traversés. Il est égal au diamètre de la première zone de Fresnel (Fowler, 1990). Pour une onde sphérique de longueur d'onde λ , le pouvoir de résolution latéral «w» est donné par la formule suivante (Fig. IV.28):

$$w = 2 \cdot \sqrt{(z + \lambda/4)^2 - z^2}$$

z : étant la distance verticale source-réflecteur.

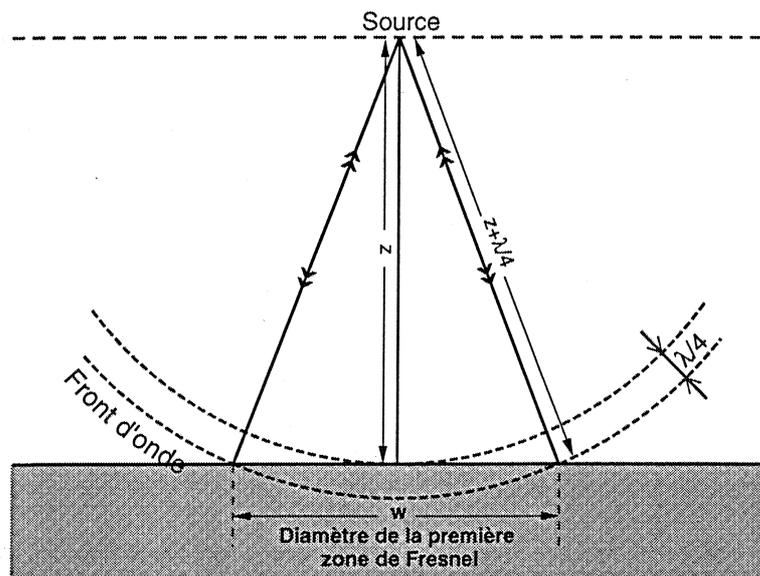


Fig. IV.28 : Définition de la première zone de Fresnel pour une onde sphérique de longueur d'onde λ .

Le tableau IV.1 présente quelques valeurs théoriques du pouvoir de résolution latéral de la sismique réflexion, calculées pour différentes profondeurs et longueurs d'onde. On constate que pour un signal sismique incident de longueur d'onde comprise entre 0.1 et 0.5 km, un objet situé à 10 km de profondeur doit avoir une taille minimale comprise entre 1.42 et 3.17 km, pour être détecté.

Profondeur (km)	Longueur d'onde (km)				
	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50
2	0.63	0.9	1.11	1.28	1.44
5	1.00	1.42	1.74	2.01	2.25
10	1.42	2.00	2.45	2.84	3.17
30	2.45	3.46	4.42	4.90	5.48
50	3.16	4.47	5.48	6.33	7.08

Tab. IV.1 : Diamètres de la première zone de Fresnel (en km) pour différentes valeurs de la profondeur et de la longueur d'onde. (d'après Fowler, 1990)

Le calcul du diamètre de la première zone de Fresnel pour les profils SWAT et WAM indique qu'à la base de la croûte inférieure, le pouvoir de résolution de la sismique réflexion est d'environ 2.5 km. Les courbes de variation de la longueur moyenne des réflecteurs, obtenues pour ces profils (Fig. IV.20 et IV.24) montrent que plusieurs points se situent en dessous de cette valeur critique. De ce fait, des «réflecteurs» plus courts que le diamètre de la première zone de Fresnel ont également été mesurés. Pour expliquer l'existence de ces petits marqueurs sur les profils SWAT et WAM, on peut envisager l'hypothèse d'artefacts sismiques. En effet, ces derniers peuvent correspondre par exemple, à des sommets d'hyperboles de diffraction, qui auraient été assimilés par erreur à des réflexions réelles.

Quoi qu'il en soit, deux points essentiels nous permettent de croire à la vraisemblance de nos résultats à savoir :

1- le lien systématique entre les zones d'enracinement des chevauchements varisques et le maximum d'allongement des réflecteurs.

2- les variations observées de la longueur moyenne des réflecteurs ne sont pas aléatoires.

Une distribution homogène des marqueurs courts au niveau de la croûte inférieure peut expliquer pourquoi leur présence ne perturbe pas le phénomène observé. Si tel est le cas, en supprimant ces petits marqueurs, on doit s'attendre à avoir les mêmes variations. Ainsi, nous avons tenté de reconstruire les mêmes courbes en ne prenant en considération que les réflecteurs de

longueur supérieure à 2.5 km. Malheureusement, nous n'avons pas pu faire ce test, car on s'est rendu compte que dans certaines fenêtres, il ne reste qu'un petit nombre de réflecteurs, statistiquement non significatif.

Par ailleurs, Damotte (comm. pers.) nous a suggéré de ne pas tenir compte de la notion de zone de Fresnel dans la mesure où les résultats obtenus sont cohérents avec les données géologiques.

IV.1.2.3.4- Anisotropie directionnelle des réflecteurs horizontaux de la croûte inférieure

Nous discuterons dans ce paragraphe des variations globales de la longueur des réflexions en fonction de l'orientation des lignes sismiques. Les longueurs moyennes sont calculées pour l'ensemble des marqueurs observés sur chaque profil. Les différentes orientations que dessinent les profils de sismique réflexion en écoute longue, enregistrés au Nord de l'axe de la chaîne hercynienne (SWAT, WAM et ECORS Nord de France), constituent un éventail complet des différentes directions possibles entre 0 et 270 degrés.

La figure IV.29 montre la variation de la longueur moyenne des réflecteurs de la croûte litée, par profil sismique, en fonction de son orientation par rapport à l'axe de la chaîne hercynienne. Puisque les moyennes concernent ici l'ensemble des réflecteurs d'un profil, les marqueurs de longueurs inférieures au diamètre de la première zone de Fresnel ont été supprimés. On note que la longueur moyenne des réflexions est maximale perpendiculairement à l'axe de la chaîne, et minimale parallèlement à celui-ci. Ce résultat va à l'encontre des conclusions de Reston (1987) qui estime que la croûte inférieure est plus réfléchive sur les profils sismiques enregistrés parallèlement aux directions des structures extensives reconnues en surface que sur les profils orthogonaux à ces structures. Cet auteur se base sur une comparaison des profils SWAT 1 et 2 et sur des résultats de modélisation numérique. Il présume l'existence d'une anisotropie des réflecteurs qui devraient apparaître plus allongés perpendiculairement à la direction d'extension.

Le croisement des profils sismiques WAM et SWAT 5-6 au niveau du plateau continental celtique (Fig. IV.14) montre effectivement que la réflectivité de la croûte inférieure est mieux développée sur WAM en comparaison avec les deux autres coupes. Cependant, nos mesures des longueurs de réflecteurs révèlent le contraire, c'est à dire que les réflecteurs sont plus courts en direction (E-W) sur WAM qu'en direction (N-S) sur SWAT 5 et 6. En effet, les longueurs moyennes obtenues dans la terminaison orientale de WAM sont de 1.8 km environ, alors qu'au même endroit sur les fenêtres adjacentes de SWAT 5 et 6, on obtient une valeur moyenne de 2.3 km. De plus, la différence de réflectivité entre

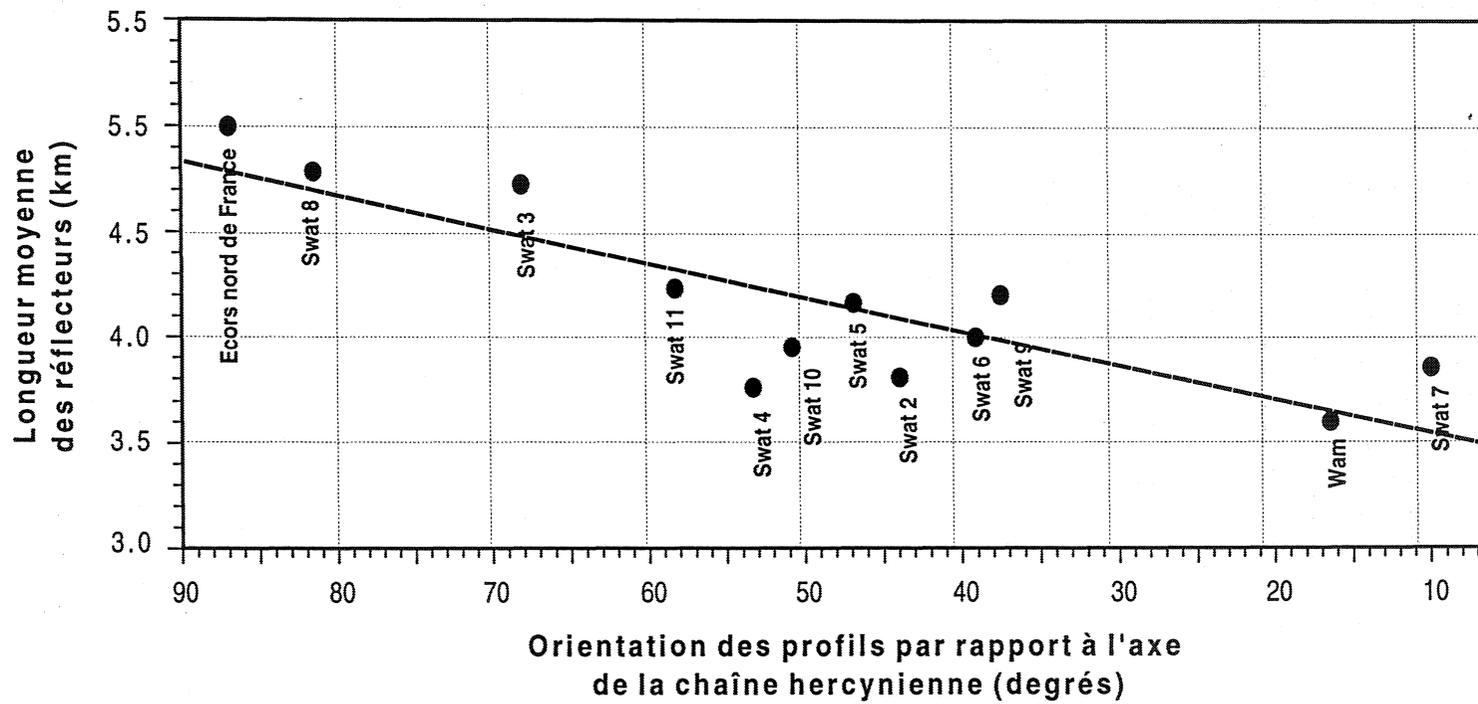


Fig. IV.29 : Représentation de la longueur moyenne des réflecteurs en fonction de l'écart angulaire des profils sismiques par rapport à la perpendiculaire à l'axe de la chaîne hercynienne.

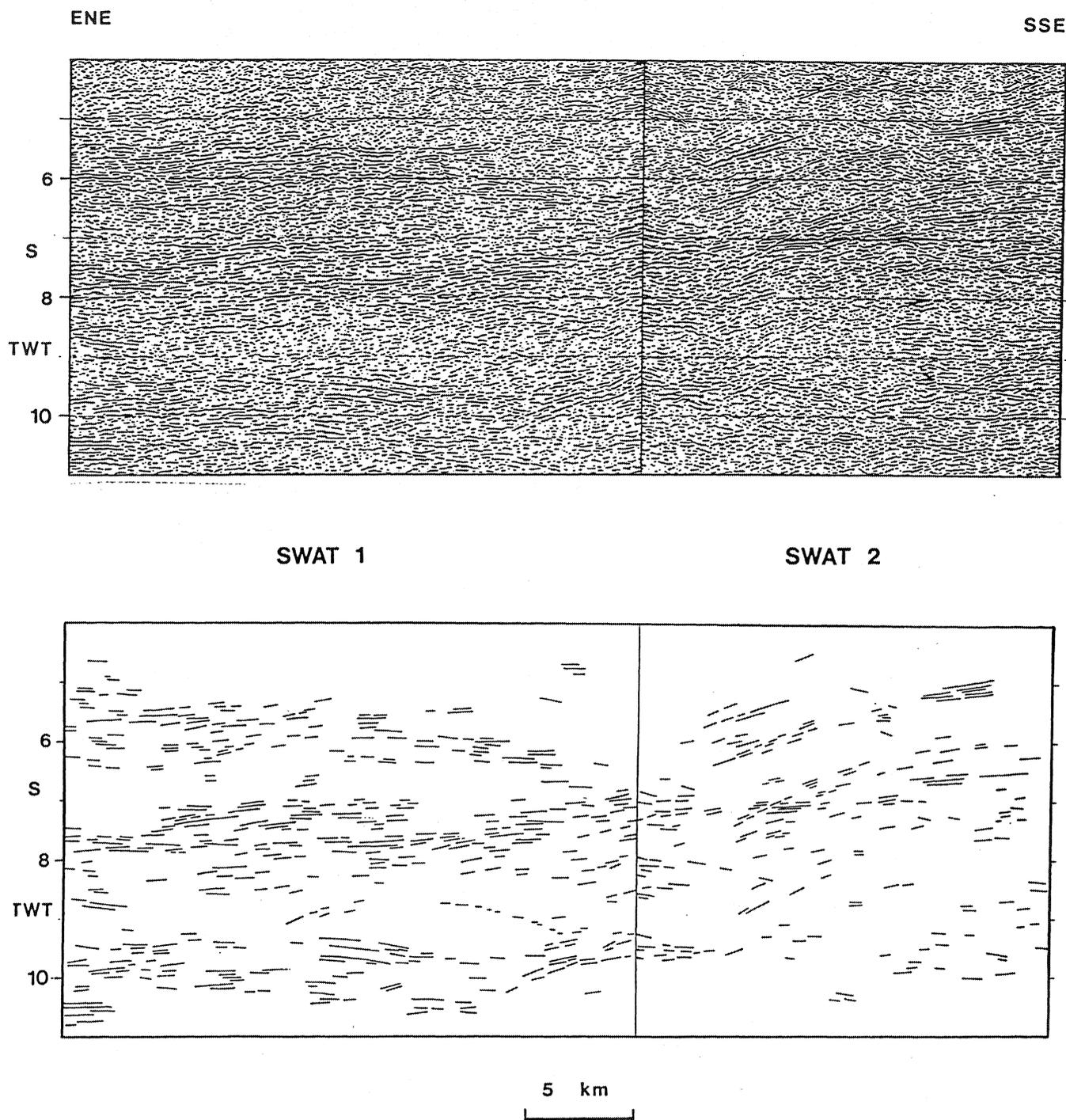
SWAT 1 et 2 (Fig. IV.30) n'est pas aussi spectaculaire que ne le prétend Reston (1987).

Le fait que les réflecteurs soient d'autant plus longs que l'orientation des profils est proche de la perpendiculaire à l'axe de la chaîne témoigne d'une anisotropie directionnelle du litage de la croûte inférieure. Nous interprétons ce résultat comme une conséquence de l'étirement variable des «lamellae» lors d'un fluage anisotrope de la croûte inférieure. Cet étirement peut être attribué à un amincissement laminaire provoqué par le transport des «lamellae» préexistantes dans un flux ductile. Ce flux serait dû au réajustement isostatique de la racine de la chaîne hercynienne (Kusznir et Matthews, 1988), vraisemblablement contemporain de son effondrement gravitaire.

Becq-Giraudon et Van Den Driessche (1994) estiment que cet effondrement entraîne une extension post-épaississement parallèle à la direction de raccourcissement initiale (c.-à-d. perpendiculaire à l'axe de la chaîne) (Fig. IV.31). Cette extension est différente d'une autre enregistrée parallèlement à la direction de la chaîne (Faure, 1989; Rey et al. 1991; Echler et Chauvet, 1992; Van Den Driessche et Brun, 1992; Gapais et al. 1993) et qualifiée par Becq-Giraudon et Van Den Driessche (1994) comme étant de type syn-convergence donc antérieure à l'écroulement de la chaîne.

On constate que les orientations structurales N60° qui caractérisent la Manche et la mer Celtique n'interviennent pas dans nos résultats. La figure IV.32 qui représente en plan, la variation de l'étirement moyen des réflecteurs entre 0 et 270 degrés, montre trois zones perturbées. Ces perturbations correspondent à des régions dans lesquelles on a enregistré une structuration antérieure, soit cadomienne (profils SWAT 10 et 11), soit calédonienne (profil SWAT 2). Ceci suggère que l'existence d'une zone anciennement cratonisée peut perturber le fluage de la croûte inférieure lors de l'étirement post-orogénique.

La courbe enveloppe représentée entre 0 et 90° (Fig. IV.32) résulte d'un lissage symétrique de celle située entre 270 et 0°. Elle vise à représenter les étirements que l'on pourrait enregistrer en plan, en fonction de l'azimut, dans l'hypothèse où le fluage de la croûte inférieure ne traverserait pas des zones à structuration préexistante.



*Fig. IV.30 : Juxtaposition des segments adjacents des deux profils SWAT 1 et 2
(d'après Reston, 1987)*

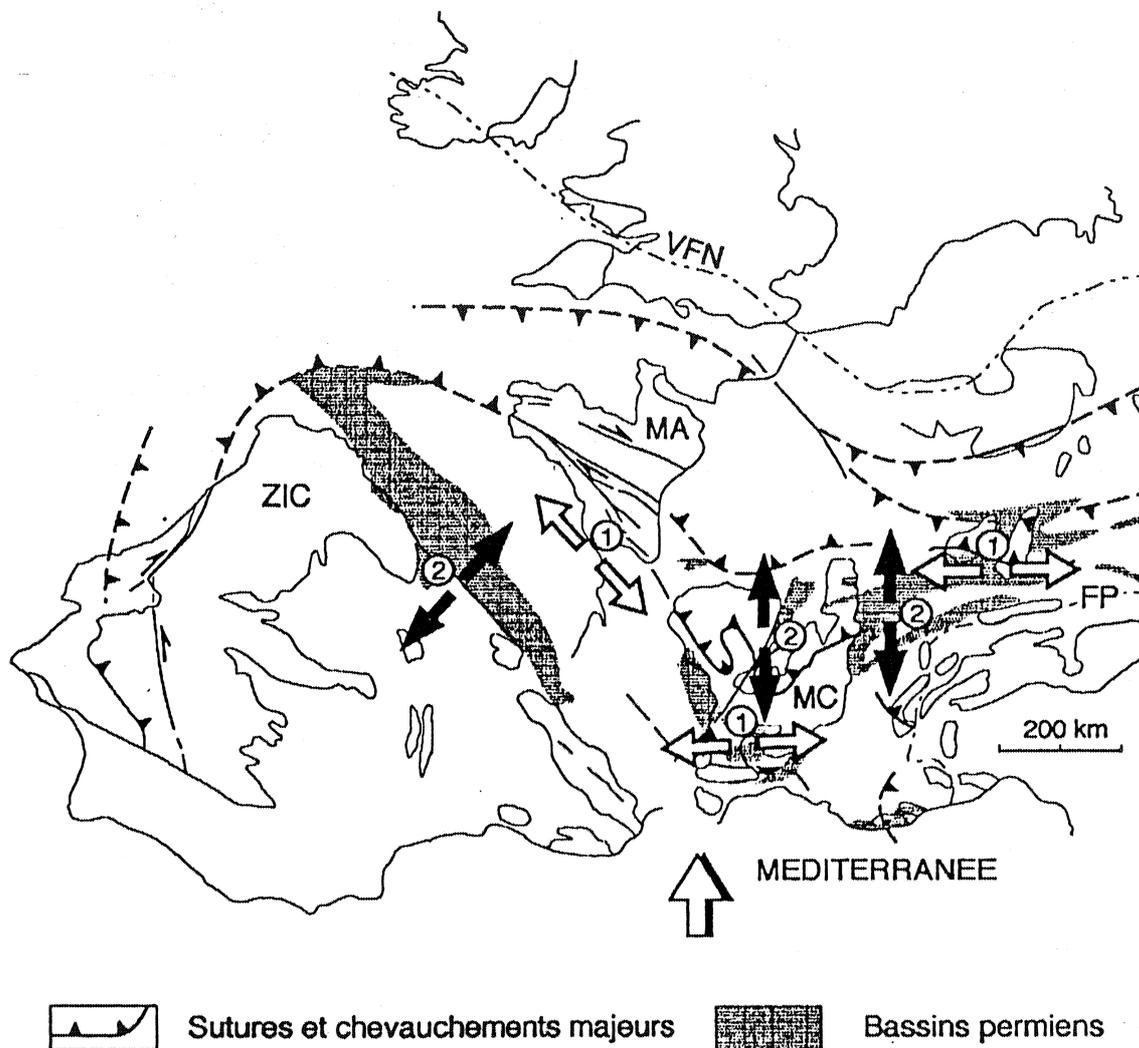


Fig. IV.31 : Représentation schématique des deux directions majeures d'extension au cours du Permo-Carbonifère dans la branche sud de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale. Double flèche blanche : extension syn-convergence (Viséen terminal à Westphalien) ; Double flèche noire : extension post-épaississement (Stéphanien supérieur à Permien) ; Flèche unique blanche : direction de convergence.

(Extrait de Becq-Giraudon et Van Den Driessche 1994)

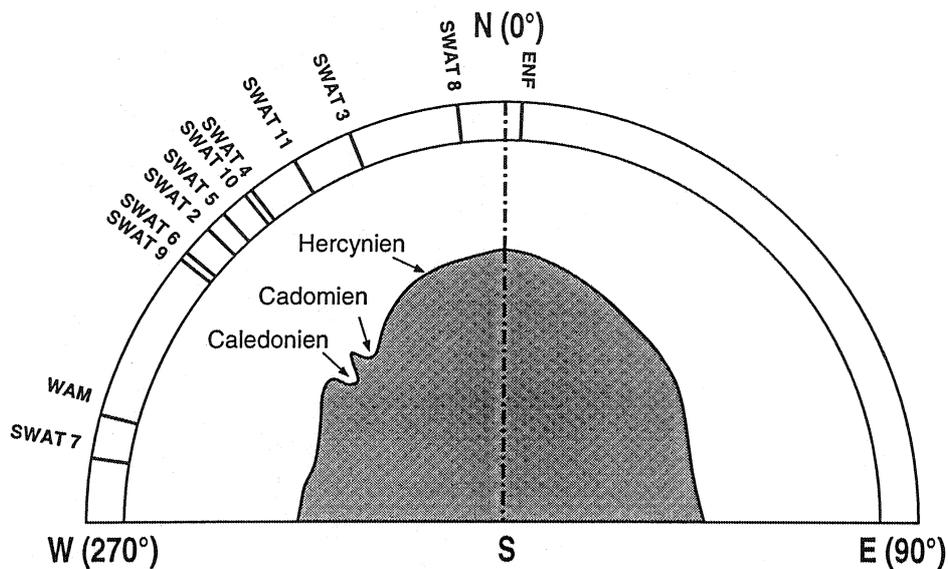


Fig.IV.32 : Orientation des directions de fluage dans la croûte inférieure litée localisée au Nord de la chaîne varisque française. Le quadrant ouest représente les données, le quadrant est a été obtenu après lissage des perturbations cadomiennes et calédoniennes.

ENF : Ecors Nord de France.

Conclusions

Nos résultats montrent qu'il existe une variation de la longueur moyenne des réflecteurs de la croûte inférieure en fonction de l'azimut des profils sismiques. Le taux d'allongement est de 30% environ. L'hypothèse d'étirements préférentiels de «lamellae», perpendiculairement à l'axe de la chaîne hercynienne, lors du fluage anisotrope du matériel ductile permet d'expliquer ces observations. Ce fluage serait lié au réajustement isostatique de la racine de la chaîne varisque lors de son effondrement gravitaire. La présence de zones antérieurement structurées semble freiner ce fluage centrifuge profond.

IV.1.2.3.5- Conclusions générales

Au cours de ce travail, nous avons réalisé une étude statistique des réflecteurs formant le litage sismique de la croûte inférieure. Trois points essentiels peuvent être retenus :

1- l'étude de la densité des réflexions montre des histogrammes à deux pics au centre de la chaîne varisque, évoluant vers d'autres à pic unique dans les zones externes de l'orogène.

2- la mesure de la longueur moyenne des réflecteurs d'extension latérale supérieure au diamètre de la première zone de Fresnel, montre l'existence d'une anisotropie directionnelle des réflecteurs horizontaux de la croûte inférieure.

3- des allongements locaux des réflecteurs sont observés en arrière des points d'émergence des chevauchements varisques.

Le premier résultat qui ne fait pas intervenir les longueurs des réflecteurs; et le second obtenu après élimination des marqueurs de taille inférieure au diamètre la première zone de Fresnel, ne peuvent être contestés. Par contre, le troisième point peut faire l'objet de certaines réserves du fait que les réflecteurs ont été mesurés sans tenir compte du pouvoir de résolution de la sismique réflexion. Néanmoins, le phénomène mis en évidence est loin d'être aléatoire.

Tous ces résultats sont compatibles avec le modèle de réajustement isostatique de la racine de la chaîne varisque par fluage latéral du matériel ductile vers l'extérieur (Kusznir et Matthews, 1988). Les profils rhéologiques crustaux indiquent que pour une croûte relativement épaisse et chaude (après relaxation thermique), l'existence d'un niveau infracrustal de faible viscosité est fort probable (Meissner et Kusznir, 1987).

Le fluage aurait pour conséquence un étirement des réflecteurs qui se ferait de façon préférentielle perpendiculairement à l'axe de la chaîne hercynienne (Becq-Giraudon et Van Den Driessche, 1994). Les réflecteurs sont considérés comme des «lamellae» basiques noyées au sein d'une matrice acide (Rey, 1993). L'effondrement gravitaire de la chaîne varisque qui aurait accompagné la remontée de sa racine aurait provoqué la réactivation des chevauchements hercyniens en failles normales. Des étirements locaux des réflecteurs se seraient alors produits dans les zones d'enracinement de ces accidents.

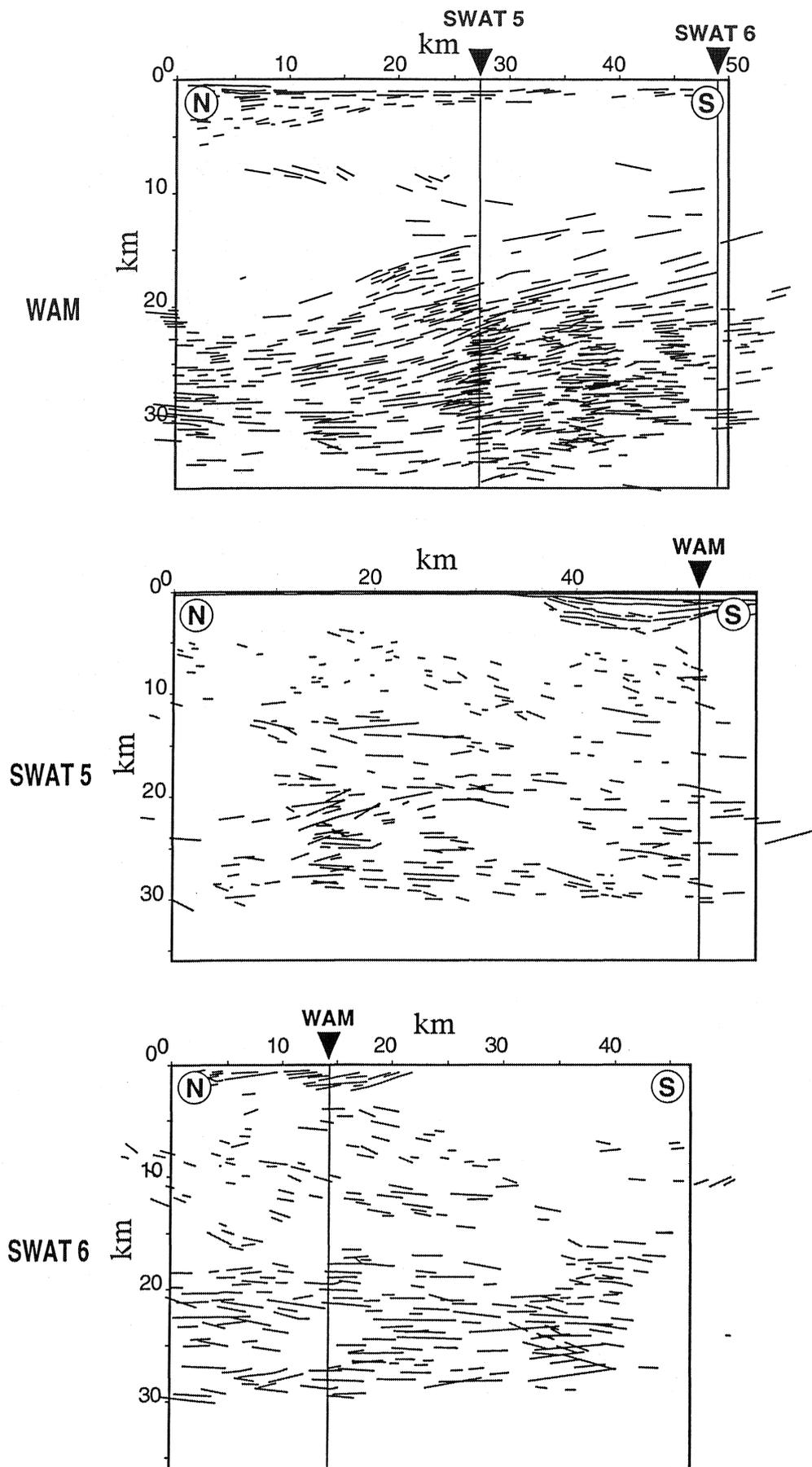


Fig. IV.33 : Trois segments migrés des profils sismiques WAM, SWAT 5 et SWAT 6, incluant respectivement leurs points de croisement qui sont indiquée par des flèches.

IV.2- Etude des réflecteurs pentés

IV.2.1- Corrélations entre les profils WAM et SWAT (5 & 6)

a- Introduction

Dans sa terminaison orientale le profil WAM recoupe les lignes sismiques SWAT 5 et 6. Ce croisement offre une opportunité (rare en sismique réflexion profonde) d'examiner en trois dimensions la géométrie des structures crustales de cette zone poly-orogénique. C'est dans cette perspective que nous avons tenté des corrélations entre ces trois profils.

Pour ce faire, nous avons migré un segment d'une cinquantaine de kilomètres de chaque profil près de son point d'intersection avec l'autre (Fig. IV.33). Des corrélations ont ensuite été effectuées soit à partir d'une juxtaposition en plan de ces segments (Fig. IV.34), soit après leurs montages en blocs diagrammes (Fig. IV.35 et IV.36).

b- Apports des corrélations

L'examen des blocs diagrammes ou des trois segments alignés montre clairement une variation de la réflectivité de la croûte inférieure en fonction de l'orientation des coupes sismiques. Celle-ci étant nettement plus développée sur le profil WAM, de direction sub-parallèle à celle des structures régionales. Le croisement orthogonal des profils de sismique réflexion profonde SWAT 5/6 et WAM avait déjà attiré l'attention de Pinet et al. (1991) qui ont tenté de les corrélérer. Ces auteurs ont remarqué notamment que beaucoup de réflecteurs de la croûte inférieure montrent un léger pendage vers l'Ouest sur le profils WAM, alors qu'ils sont globalement plats sur SWAT 5 et 6. Ils en concluent que ces réflecteurs ne peuvent être attribués à des bruits ou à des artefacts sismiques, et confirment ainsi leur réalité physique.

Le point le plus important qui ressort de cette corrélation concerne les alignements de réflecteurs pentés (interprétés comme étant des traces de chevauchements) qu'on retrouve sur les trois profils aussi bien dans la croûte supérieure qu'inférieure. Ces alignements montrent des pendages apparents vers le Sud ou vers

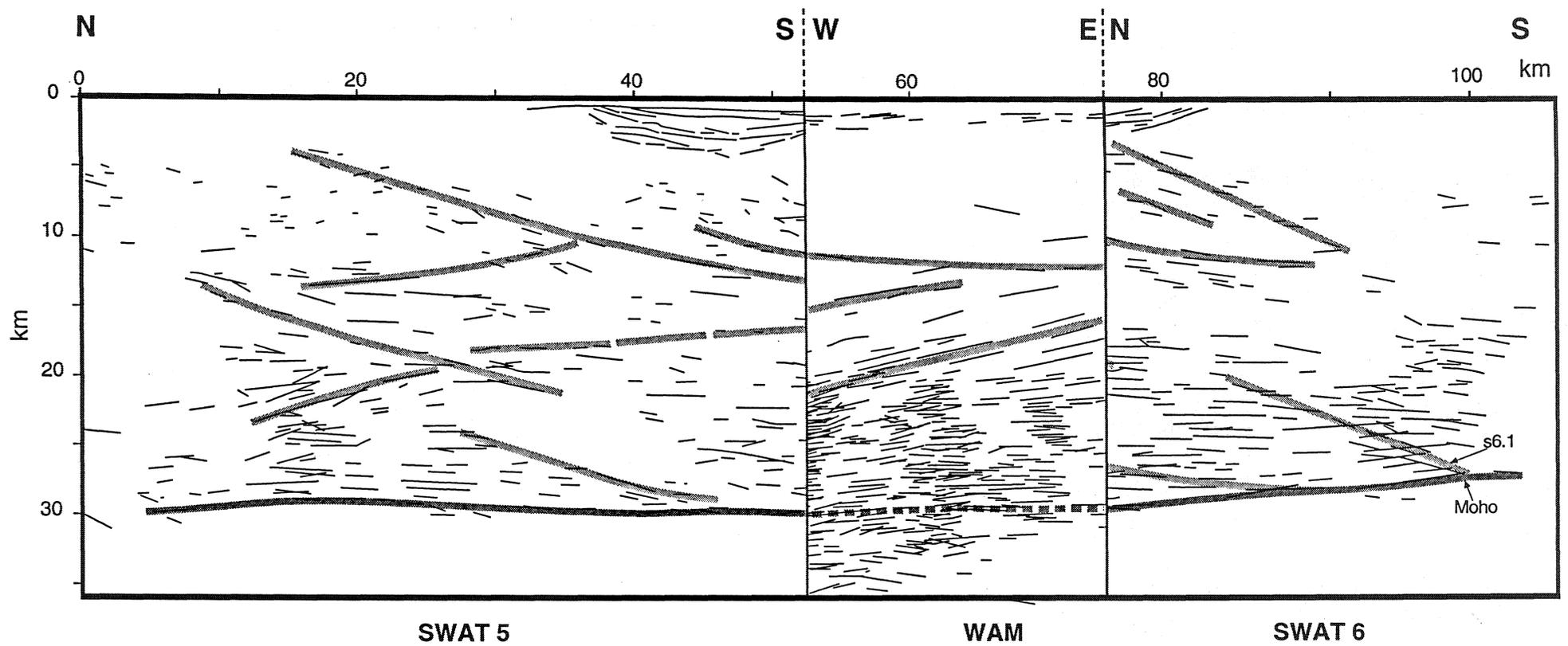
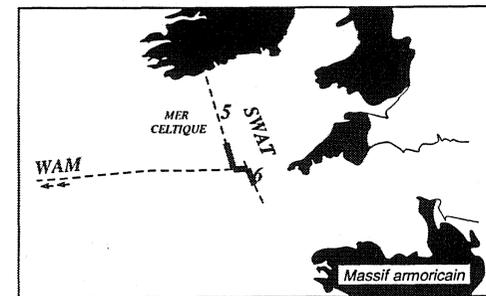


Fig. IV. 34 : Juxtaposition en plan des trois segments adjacents des profils sismiques SWAT 5, WAM et SWAT 6 au niveau de leur point d'intersection.



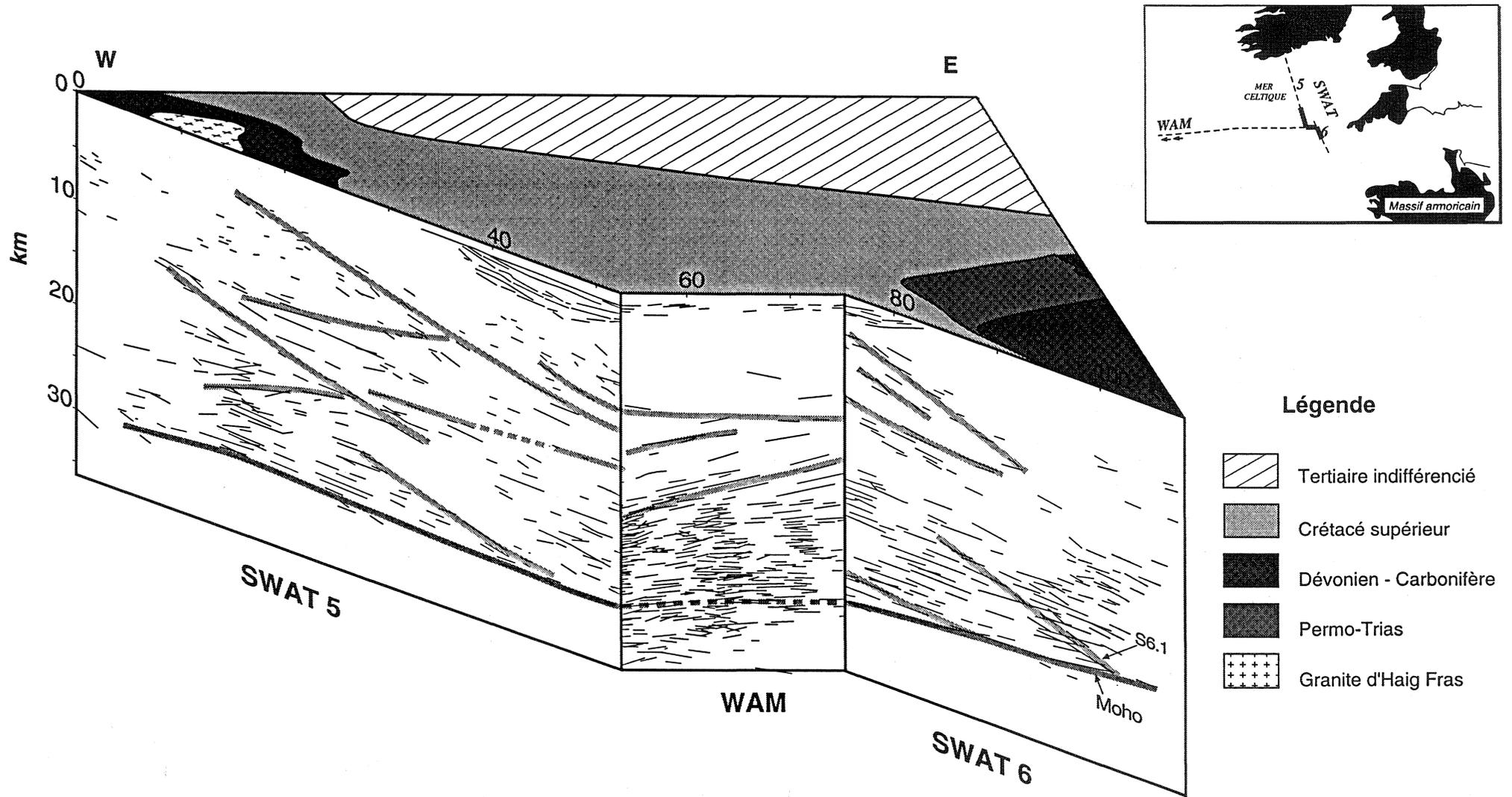


Fig. IV.35 : Montage en bloc diagramme des trois segments adjacents migrés des profils sismiques SWAT 5, WAM et SWAT6.

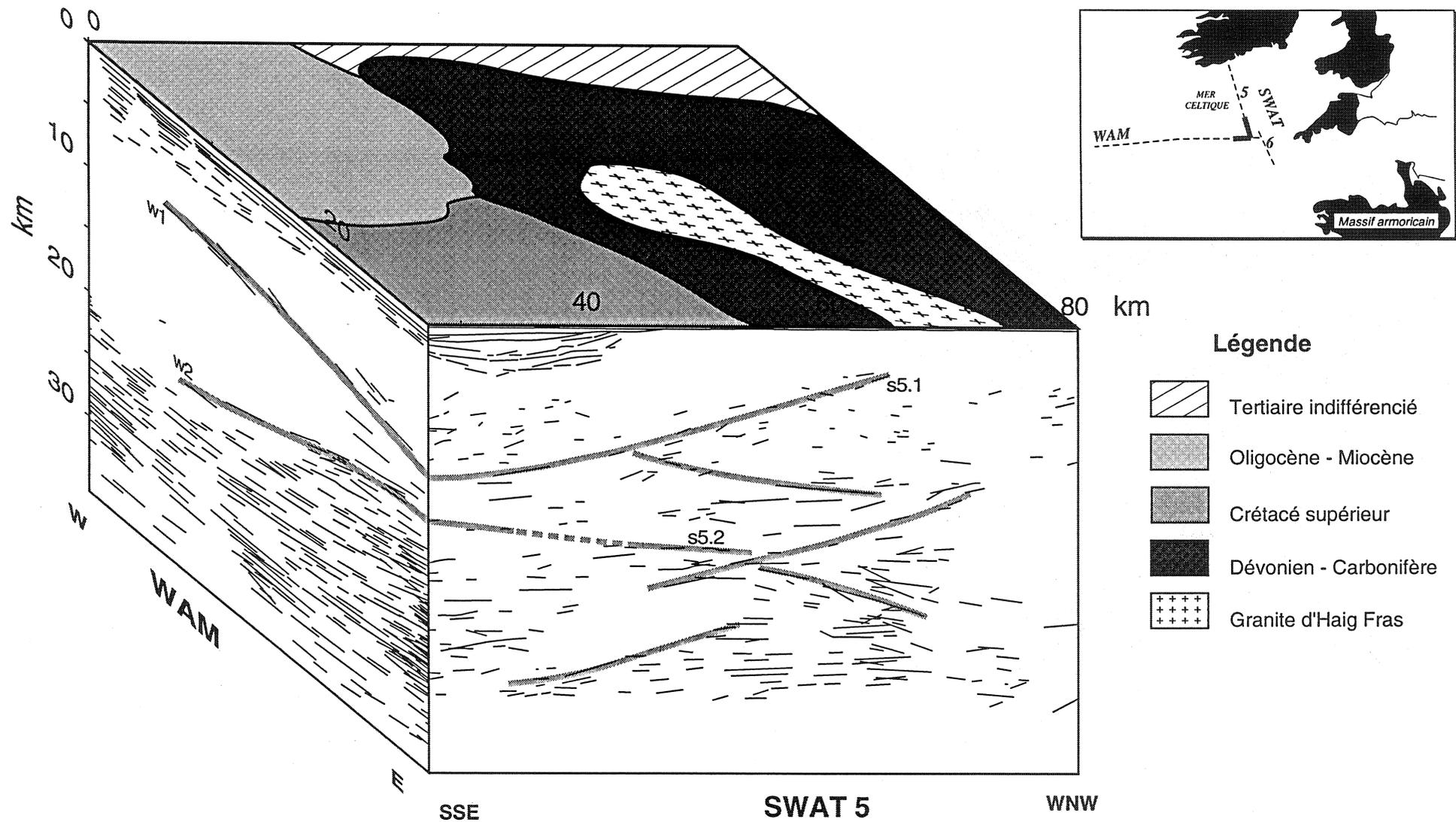


Fig. IV.36 : Montage en bloc diagramme des segments migrés des profils SWAT 5 et WAM

le Nord sur SWAT 5 et 6 et vers l'Est ou vers l'Ouest sur WAM. Les trois figures (IV.34, IV.35 et IV.36) montrent que les raccords de ces alignements au niveau des points de croisement des profils sont, à quelques exceptions près, corrects.

Sur la figure IV.36, on reconnaît le chevauchement d'Haig Fras souligné par des alignements de marqueurs à pendage Est sur WAM (structure w1) et Sud sur SWAT 5 (s5.1). Une autre structure peut également être reconstituée sous ce chevauchement, elle est marquée par des réflecteurs à pendage Ouest sur WAM (w2) et Nord sur SWAT 5 (s5.2). Des reconstitutions stéréographiques qui tiennent compte des directions des coupes sismiques et des pendages apparents des structures sur ces coupes nous ont permis de caractériser ces deux chevauchements. Nous obtenons un pendage de 15° et une direction N56 pour le chevauchement hercynien de Haig Fras. Tandis que le chevauchement sous-jacent est incliné de 24° au NW, sa direction étant N44° (Fig. IV.37).

Nous considérons que cette structure profonde correspond à un chevauchement calédonien pour les raisons suivantes :

- sa trace sur SWAT 5 est recoupée par une autre structure à pendage Sud qui correspond très probablement à un chevauchement hercynien d'âge plus récent.

- cette structure se situe géographiquement au Nord de la suture du Lizard, elle appartient donc à une province structurale calédonienne.

- son pendage vers le Nord-Ouest est compatible avec la vergence des structures calédoniennes reconnues à l'échelle régionale.

L'examen de la figure IV.34 montre au moins deux alignements de réflexions à pendage apparent ouest sur WAM, faisant penser à des structures calédoniennes. Sur le segment SWAT 6, on observe des alignements de marqueurs à pendage Sud qui correspondent très probablement à des chevauchements hercyniens. Parmi ces derniers, il y a la structure (S6.1) qui traverse toute la croûte inférieure; mais malheureusement, aucune relation chronologique ne peut être établie entre les marqueurs qui définissent cette structure et ceux de la croûte inférieure. Il pourrait s'agir du prolongement vers le Sud du chevauchement d'Haig Fras.

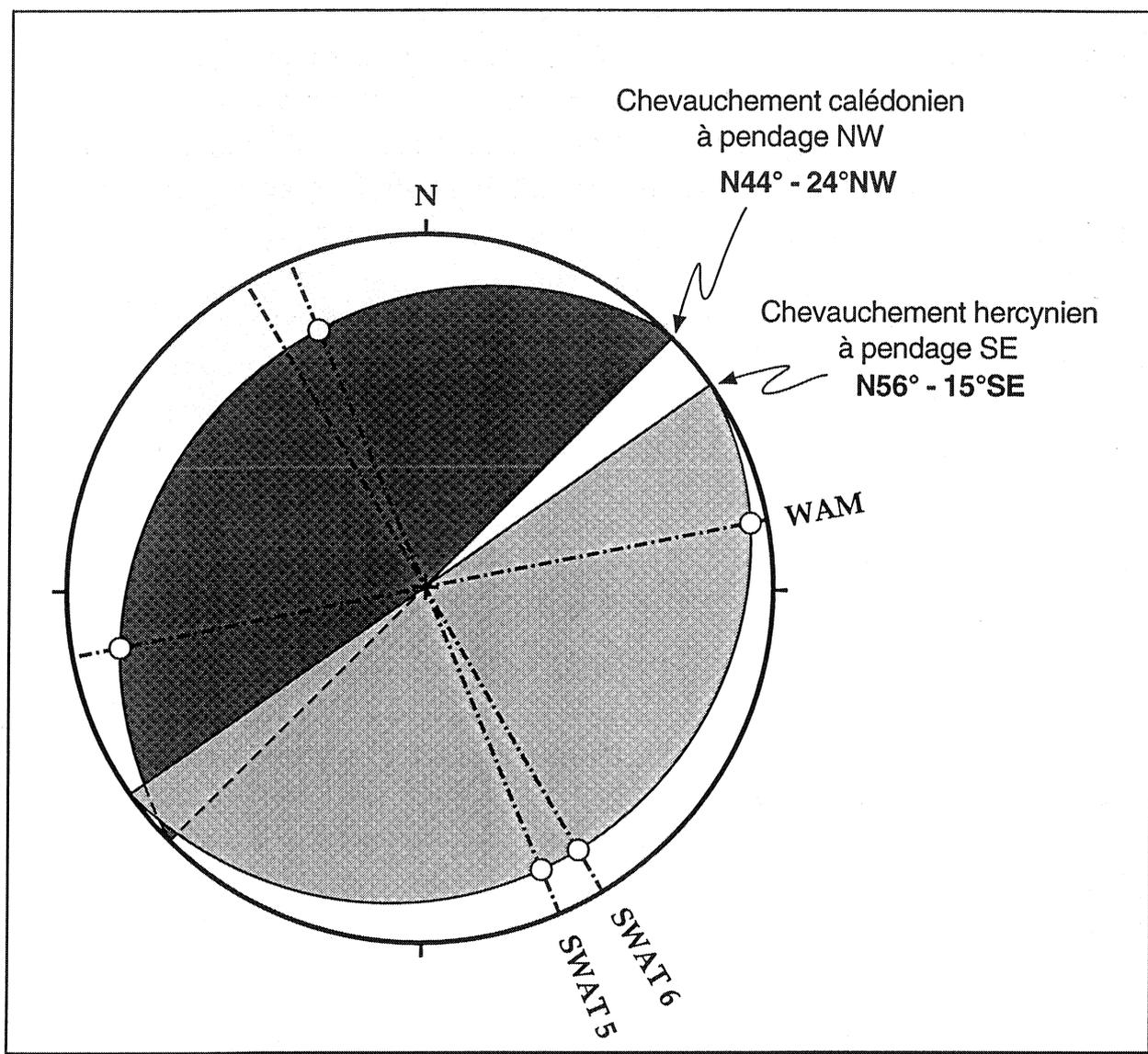


Fig. IV.37 : Projection stéréographique des plans de chevauchement à pendages Nord et Sud d'après leurs traces sur les profils SWAT 5, SWAT 6 et WAM. Les petits cercles correspondent aux lignes d'intersection entre les plans des profils (en pointillés) et les chevauchements.

IV.2.2- Les chevauchements hercyniens en mer Celtique

Les profils de sismique réflexion en écoute longue SWAT, enregistrés en mer Celtique et en Manche, forment de grandes traverses régionales montrant des sections complètes de la croûte. Ces profils contribuent à la connaissance de l'organisation de la structure crustale dans ce domaine affecté par les déformations cadomiennes, calédoniennes et varisques. Les interprétations dont ont fait l'objet toutes ces coupes sismiques, montrent que de nombreux auteurs s'accordent sur l'identification des principales structures propres à chaque cycle tectonique.

En observant la disposition de ces profils sous forme de coupes sériées, nous avons eu l'idée de faire des corrélations latérales des structures crustales. Nous nous intéressons aux marqueurs hercyniens lorsque nous avons constaté que Bois et al. (1991) avaient déjà réalisé ce genre de corrélation en plan pour les structures cadomiennes et calédoniennes. Notre objectif a été d'établir une image permettant de visualiser l'imbrication tridimensionnelle des principaux chevauchements hercyniens dans cette région. Nous avons tenu compte aussi bien de la géologie de surface (cartographie des chevauchements à terre) que des données sismiques (traces de ces structures sur les coupes sismiques). Pour cela, nous utilisons les profils sismiques SWAT 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 qui sont rassemblés sur la figure IV.38 (Bois et al. 1991).

Les corrélations latérales ne posent aucun problème pour le chevauchement du Lizard et le front varisque car ces deux structures sont bien connues à terre et sur les profils SWAT. Toutefois, pour les chevauchements de Haig Fras et Nord Celtique, les corrélations sont moins évidentes. Le chevauchement d'Haig Fras, bien identifié sur SWAT 5, est raccordé au premier alignement de réflecteurs à vergence nord observé au Sud du bassin Sud Celtique sur les profils SWAT 3 et 4. Le chevauchement Nord Celtique correspond sur SWAT 4 à l'unique structure oblique située entre le chevauchement d'Haig Fras et le front varisque. Sur SWAT 5 où l'on observe trois alignements de réflecteurs pentés, il peut être raccordé au plus important parmi ceux-ci c.-à-d. celui dont le point d'émergence se situe au niveau du bassin Sud Celtique.

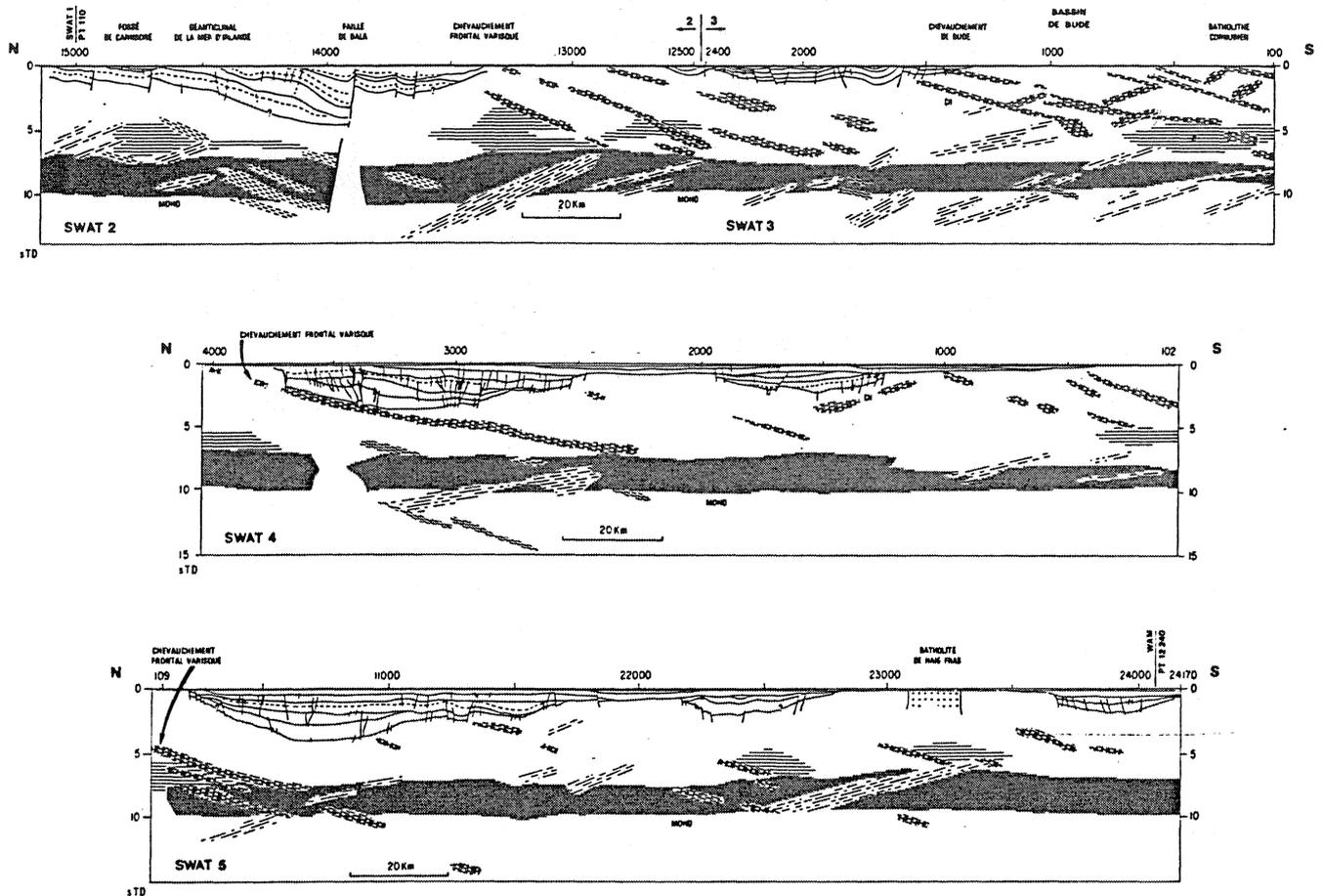
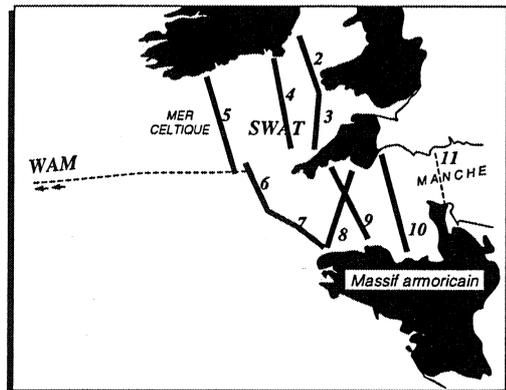
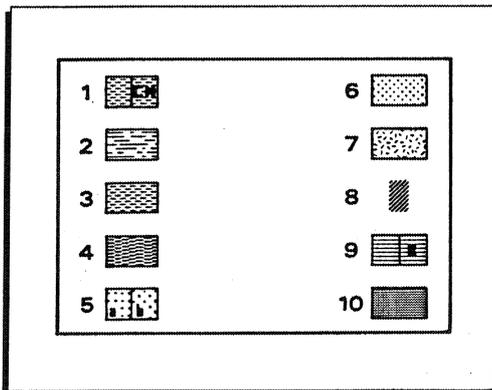
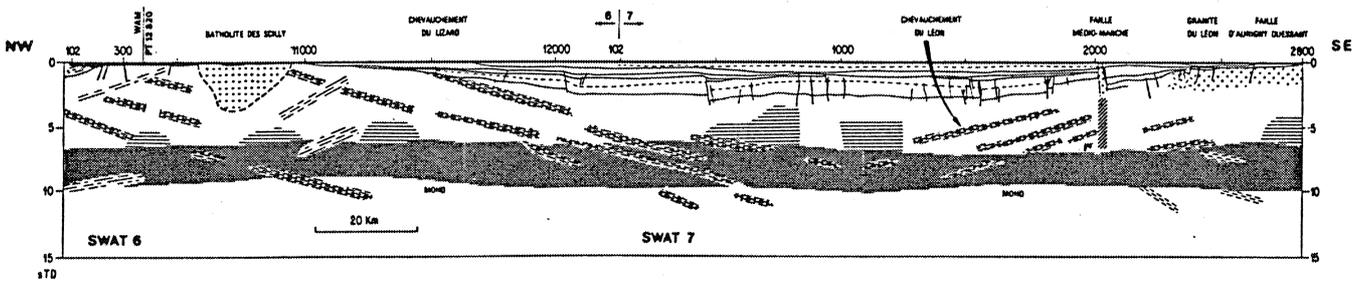
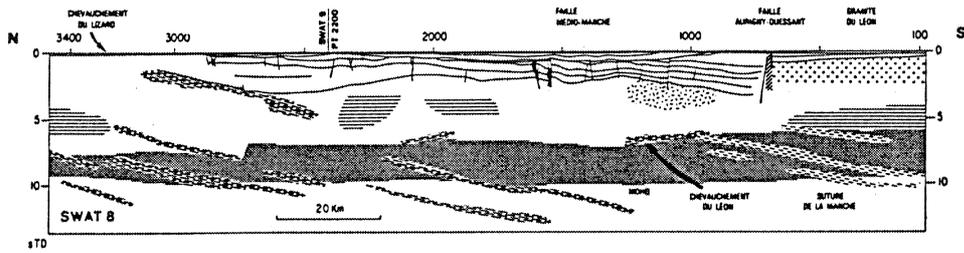
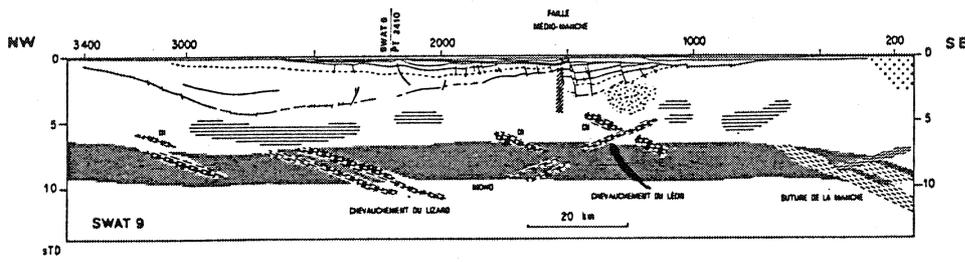
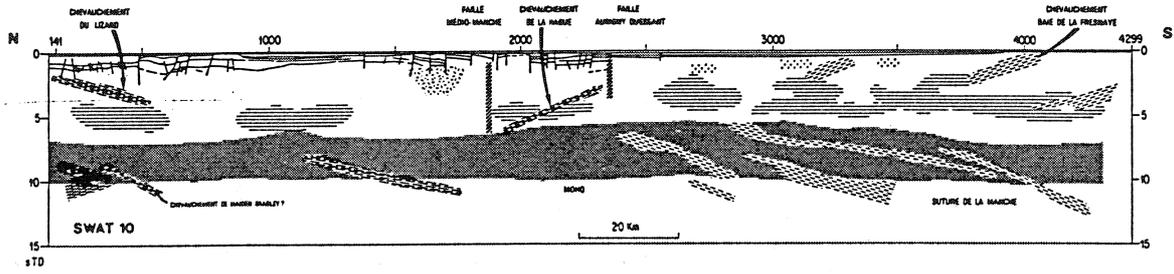


Fig. IV.38 : Interprétation des profils de sismique réflexion profonde SWAT :

- 1 = chevauchement hercynien. (CH) = chevauchement hercynien avec héritage cadomien.
 2 = chevauchement calédonien (?). 3 = chevauchement cadomien (?). 4 = réflexions obliques indéterminées. 5 = granite (a) hercynien, (b) indifférencié. 6 = complexe basique.
 7 = complexe ultrabasique. 8 = faille subverticale. 9 = litage subhorizontale dans la croûte supérieure, (B) continu et énergétique (bassin de Bude).
 10 = litage subhorizontale dans la croûte inférieure.

(Extrait de Bois et al. 1991)



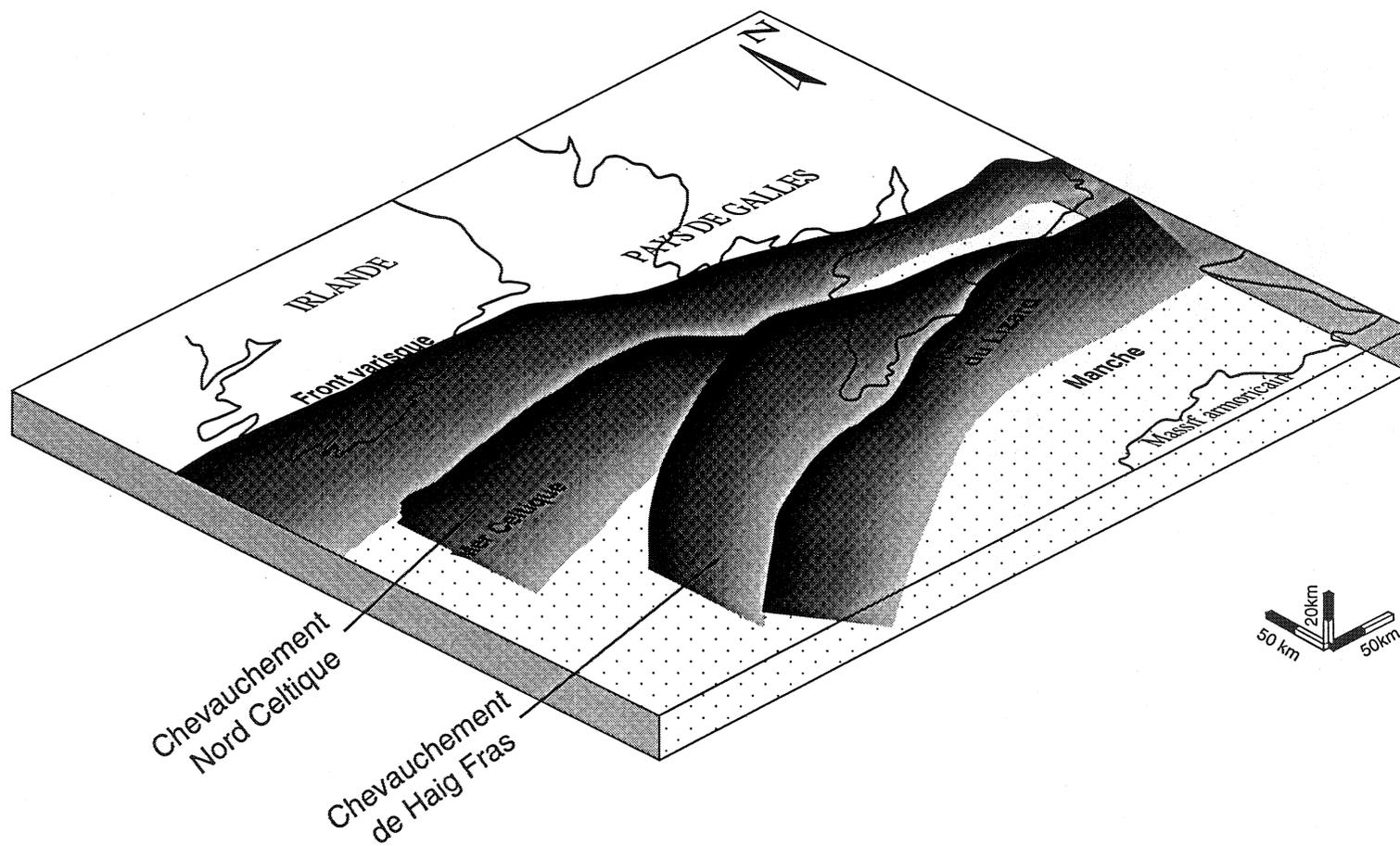


Fig. IV.39 : Représentation en bloc diagramme des chevauchements hercyniens reconnus en mer (d'après les profils sismiques SWAT et WAM) et terre.

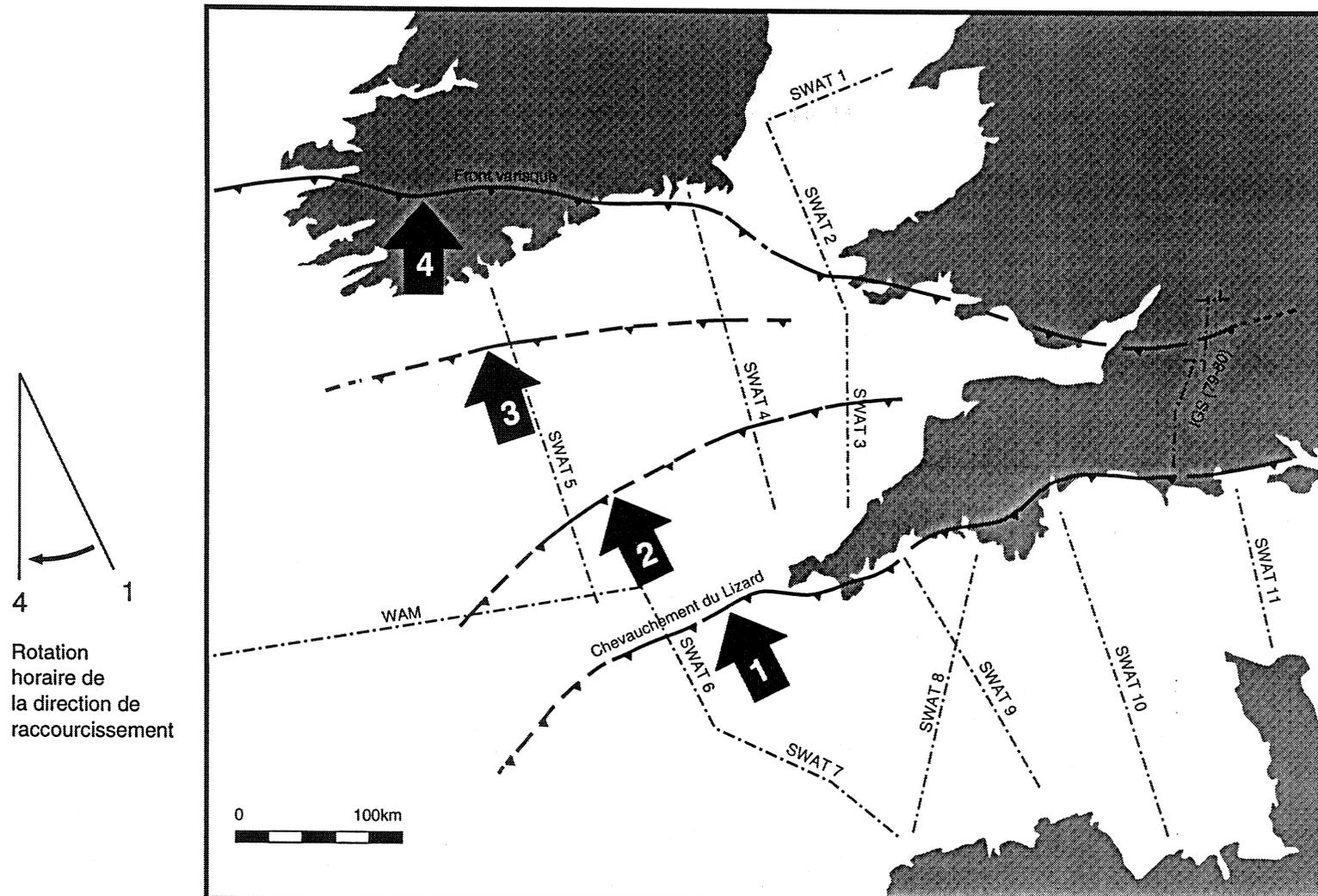


Fig. IV.40 : Allure en éventail des chevauchements hercyniens en mer Celtique correspondant à une rotation horaire d'environ 26° de la direction principale de raccourcissement.

L'image obtenue (Fig. IV.39) montre que les chevauchements hercyniens s'organisent sous forme d'un éventail ouvert vers l'Ouest. La migration de la déformation de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne varisque a pour conséquence une décroissance de l'âge des structures depuis le chevauchement du Lizard (Dévonien supérieur) jusqu'au front varisque (Carbonifère supérieur) (Bois et al. 1991). Les deux autres chevauchements auraient, par conséquent, un âge intermédiaire : ils se seraient produits au Carbonifère inférieur-moyen; Le chevauchement Nord Celtique étant bien entendu postérieur à celui d'Haig Fras. Par ailleurs, le tracé en plan de ces chevauchements (Fig. IV.40), montre une rotation horaire d'environ 26 degrés de la contrainte compressive (σ_1) dont la direction passe progressivement de N150 à N-S entre le chevauchement du Lizard et le front varisque.

IV.2.3- Conclusions

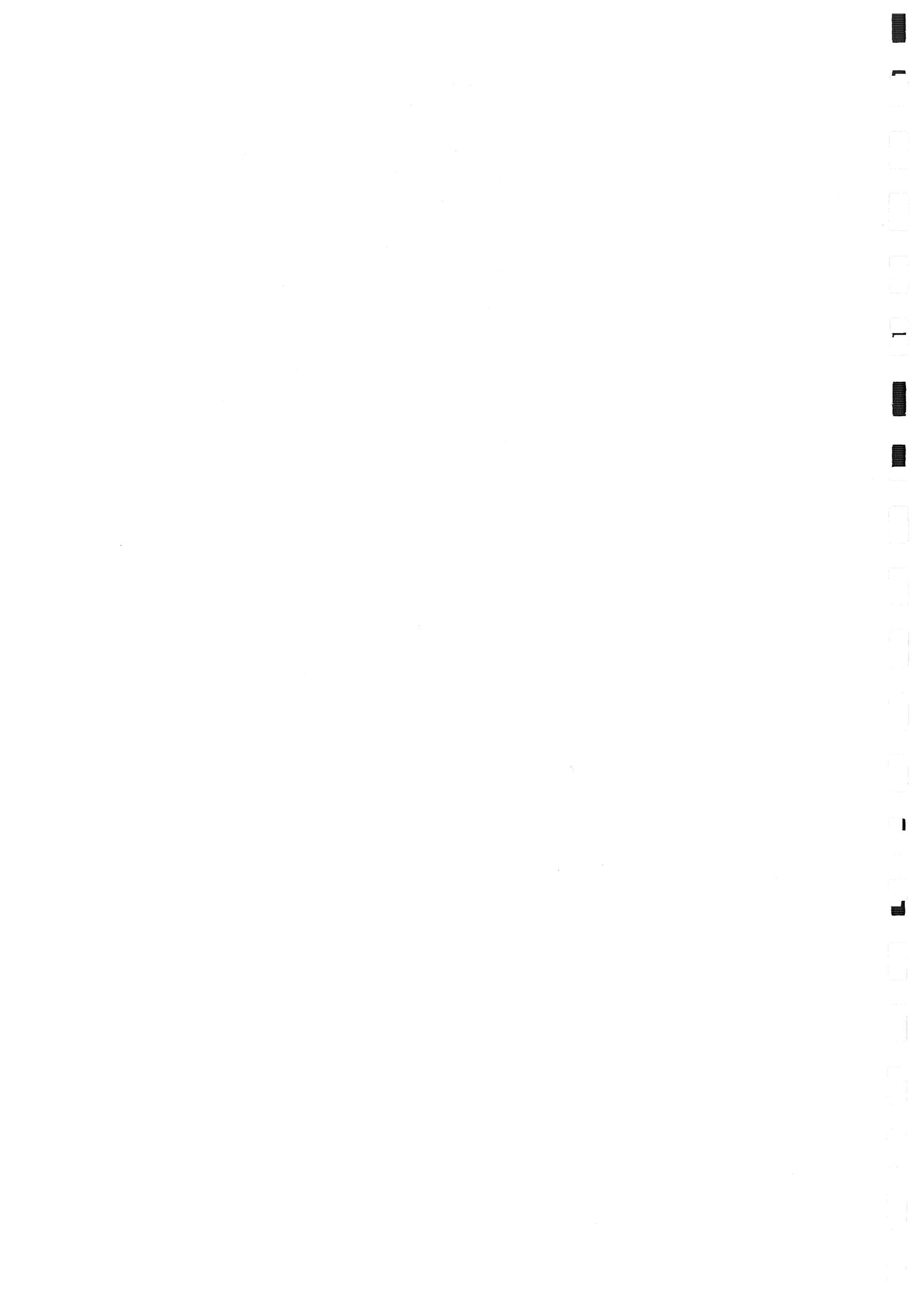
L'étude des réflexions pentées visait essentiellement à reconnaître leur alignements sur les profils sismiques SWAT et WAM et tenter de les corrélater latéralement. Or, il est actuellement admis que ces alignements correspondent aux traces de chevauchements hérités des orogénèses anciennes. De telles corrélations permettent donc de reconstituer ces chevauchements et éventuellement d'en avoir une vision en trois dimensions.

Les corrélations entre SWAT 5, WAM et SWAT 6 permettent de caractériser au niveau de la ride de Haig Fras deux chevauchements à vergence opposées qui seraient vraisemblablement, l'un calédonien, l'autre hercynien (chevauchement de Haig Fras).

Les corrélations à l'échelle régionale impliquant tous les profils SWAT et WAM mettent en évidence l'allure en éventail des chevauchements hercynien en mer Celtique. Le changement progressif de la direction de ces derniers est compatible avec une rotation horaire de la contrainte compressive d'environ 26°.

CHAPITRE V

La géométrie du Moho sous le plateau continental celtique



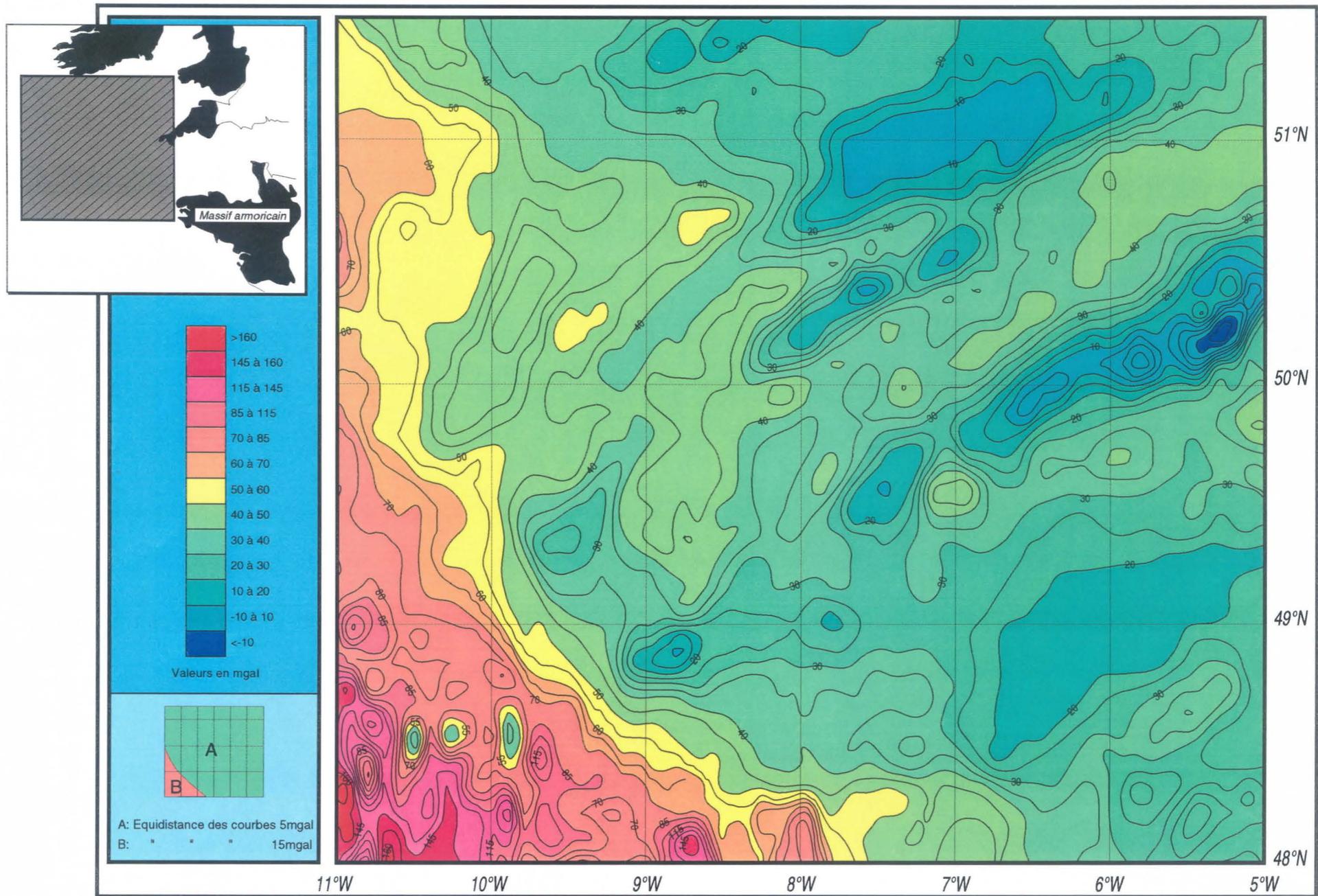


Fig. V.1 : Carte gravimétrique d'anomalies de Bouguer (Mer Celtique et approches occidentales de la Manche).

Afin de reconnaître la géométrie des structures crustales profondes existant sous le plateau continental celtique et plus particulièrement celle du Moho, nous avons étudié les anomalies gravimétriques observées dans cette zone. Après avoir établi une carte d'anomalies de Bouguer à partir de la carte des anomalies à l'air libre publiée par Sibuet et al. (1991), nous avons effectué un filtrage des données gravimétriques, ce qui a permis d'obtenir une carte d'anomalies de basses fréquences. L'inversion des données filtrées permet d'avoir une carte des isobathes du Moho sous le plateau continental celtique. Nous discuterons dans ce chapitre des traits majeurs qui ressortent de cette carte. Rappelons qu'une description du principe de la méthode utilisée est présentée en annexe.

V.1- La carte d'anomalies de Bouguer en mer Celtique

La carte de Bouguer de cette région (Fig. V.1) a été établie à partir de la carte à l'air libre (Sibuet et al. 1991) et des données bathymétriques du plateau continental celtique et de la Manche issues des mesures réalisées dans la région par les services hydrographiques des marines française et anglaise. Les anomalies gravimétriques de Bouguer ont été calculées pour la zone limitée par les méridiens 5°W et 11°W d'une part et les parallèles 48°N et 51°30N d'autre part. Dans ce secteur, sont disponibles à la fois les données gravimétriques et bathymétriques. Le calcul a été effectué à l'aide d'un programme mis au point dans le cadre de cette étude, il consiste à substituer à la tranche d'eau de densité 1 g/cm³ une couche homogène de densité moyenne 2,3 g/cm³.

V.2- Le filtrage des données gravimétriques

La méthode de filtrage utilisée dans cette étude a été testée sur des modèles synthétiques, puis appliquée sur des données gravimétriques issues de nombreux exemples régionaux d'Inde (Chakravorty, 1991; Sivaji, 1991 et Gopal, 1992). Il semble que l'application d'un filtre "passe-bas" avec une longueur d'onde de coupure de 150 km environ, permet d'obtenir des cartes de basses fréquences représentatives des ondulations du Moho. Ceci a été démontré pour la carte gravimétrique des anomalies de Bouguer du bassin de Paris (Lefort et Agarwal, soumis) où la géométrie du

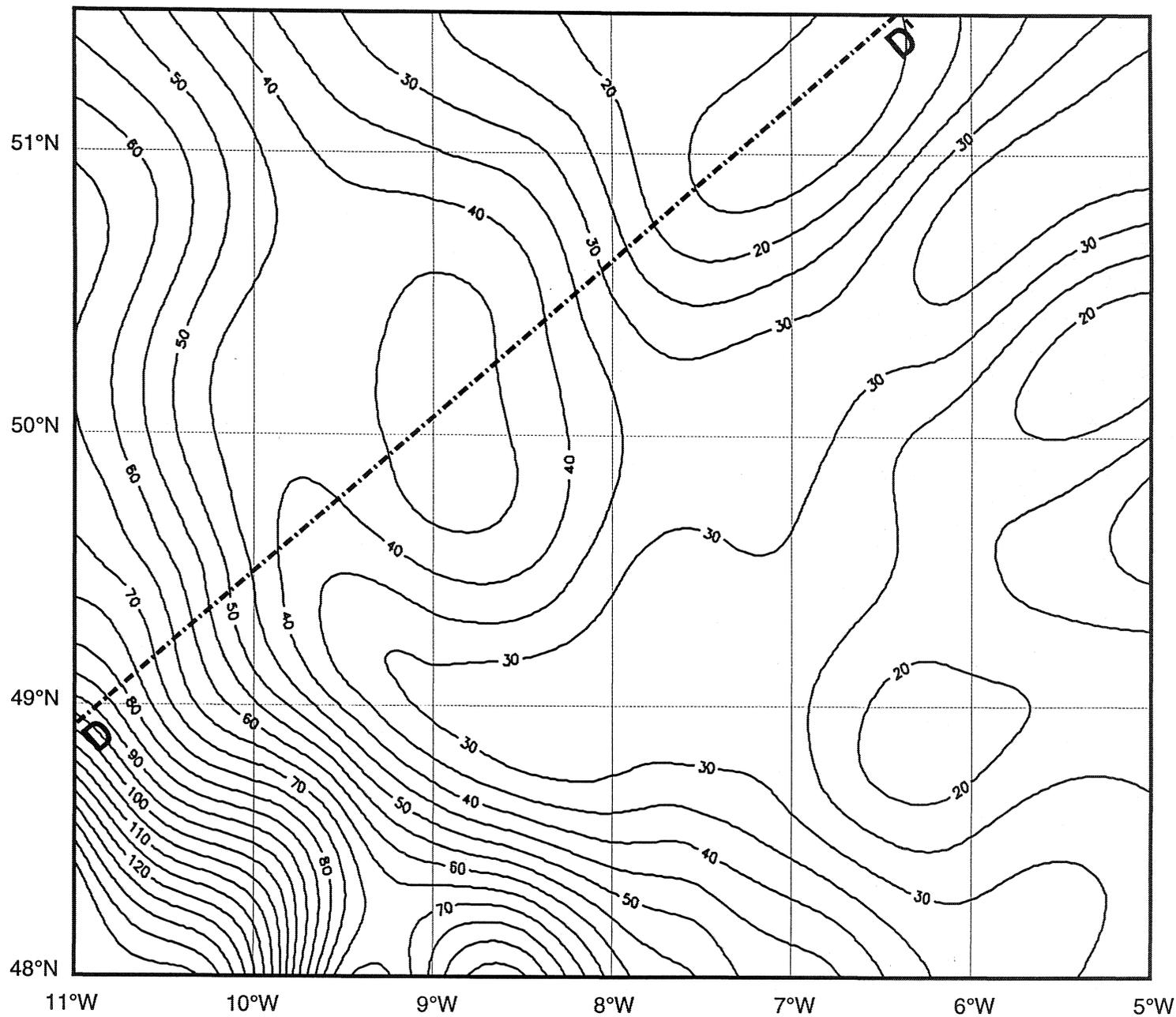


Fig. V.2 : Résultat du Filtrage des anomalies gravimétriques de Bouguer (Fig. V.24) avec une longueur d'onde de coupure de 150 km.

Moho est bien contrainte par les données de sismique réfraction. Ces auteurs montrent que les fluctuations du Moho obtenues après inversion des anomalies de longueurs d'onde supérieures ou égales à 150 km, sont identiques à celles déduites de la réfraction.

Nous avons appliqué cette méthode à la carte de Bouguer que nous avons établie afin de rechercher si l'image du Moho ressemble à celle que montrent les données de sismique réflexion. Cette carte a été filtrée avec une longueur d'onde de coupure de 150 km, ce qui sous-entend que nous estimons que la Moho est à 30 km dans le secteur étudié. C'est en effet autour de cette valeur que se situent les profondeurs révélées par les données de sismique réfraction (cf. chapitre II).

L'examen de la carte obtenue (Fig. V.2) montre l'existence d'un gradient régional croissant du NE vers le SW. Pour approcher cette régionale, nous avons procédé à des filtrages successifs de la carte de Bouguer en augmentant progressivement la longueur d'onde de coupure à partir de 150 km. On s'est rendu compte que le gradient observé est obtenu pour une longueur d'onde de coupure de 500 km. Nous estimons, par conséquent, que la carte correspondante (Fig. V.3) est représentative de la régionale qui échappe complètement au dessin des orientations des structures de surface. Cette régionale est vraisemblablement due à la remontée du Moho liée à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Elle est proche de celle obtenue lors de la modélisation gravimétrique du profil DD' (Fig. V.4). Cette modélisation était basée sur des profondeurs du Moho obtenues ponctuellement grâce aux données de sismique réfraction (Fig. V4.A), à la carte du Moho du Golfe de Gascogne (Lalaut, 1980, p.59) et au profil WAM.

Après l'évaluation de la régionale, nous l'avons soustraite à la carte d'anomalies de basses fréquences résultant du filtrage des longueurs d'ondes de moins de 150 km, ce qui permet d'aboutir à une carte d'anomalies résiduelles présentée sur la figure V.5. L'analyse spectrale des profils gravimétriques A, B, et C réalisés à partir de cette carte résiduelle (Fig. V.6), confirme que les anomalies gravimétriques obtenues après filtrage à une longueur d'onde de coupure de 150 km, sont représentatives des ondulations du Moho. En effet, les spectres d'énergie associés à ces profils montrent les profondeurs respectives suivantes : 28, 31 et 29 km (Fig. V.6).

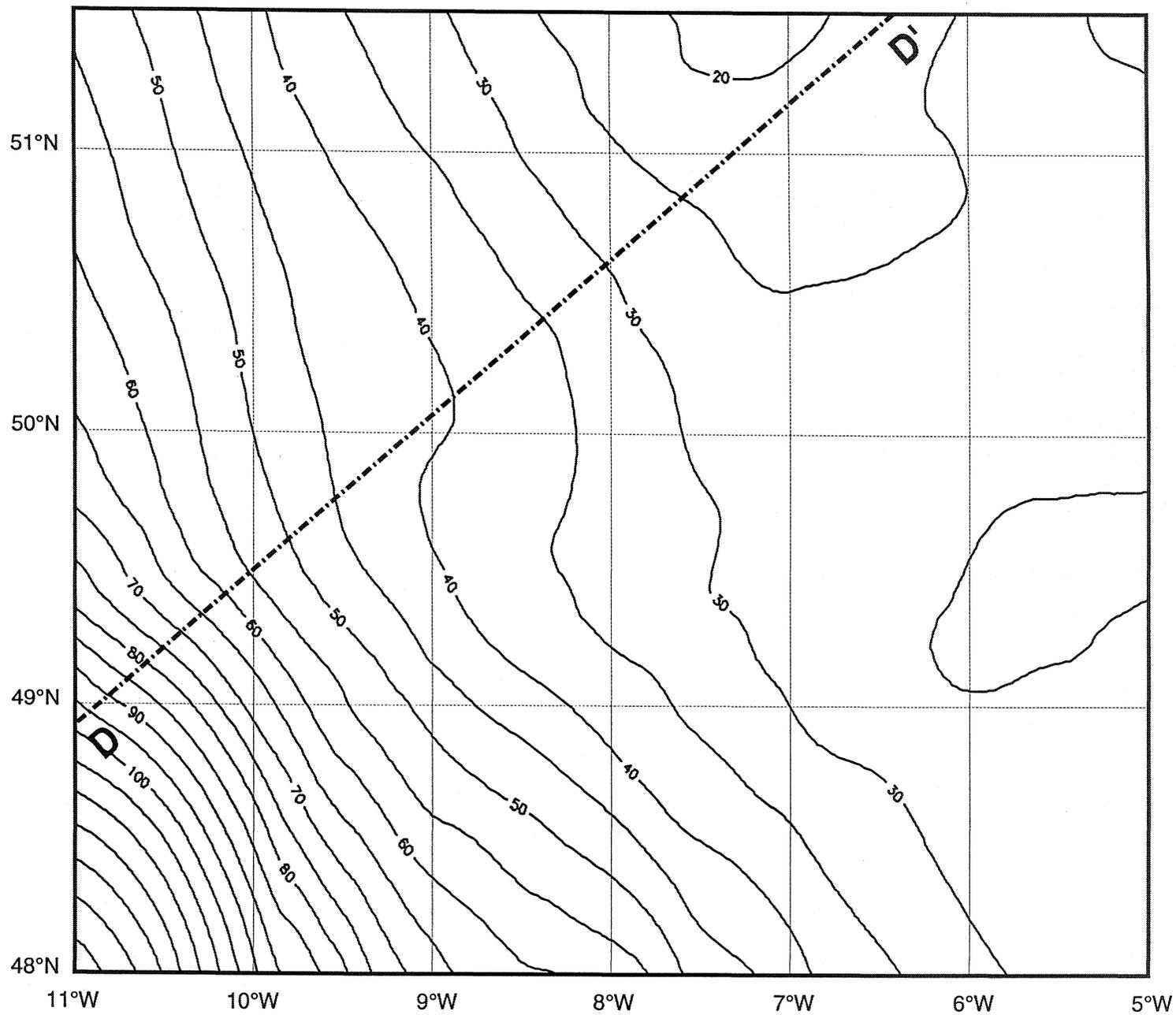


Fig. V.3 : Carte d'anomalies régionales obtenues après filtrage de la carte de Bouguer (Fig. V.24) avec une longueur d'onde de coupure de 500 km.

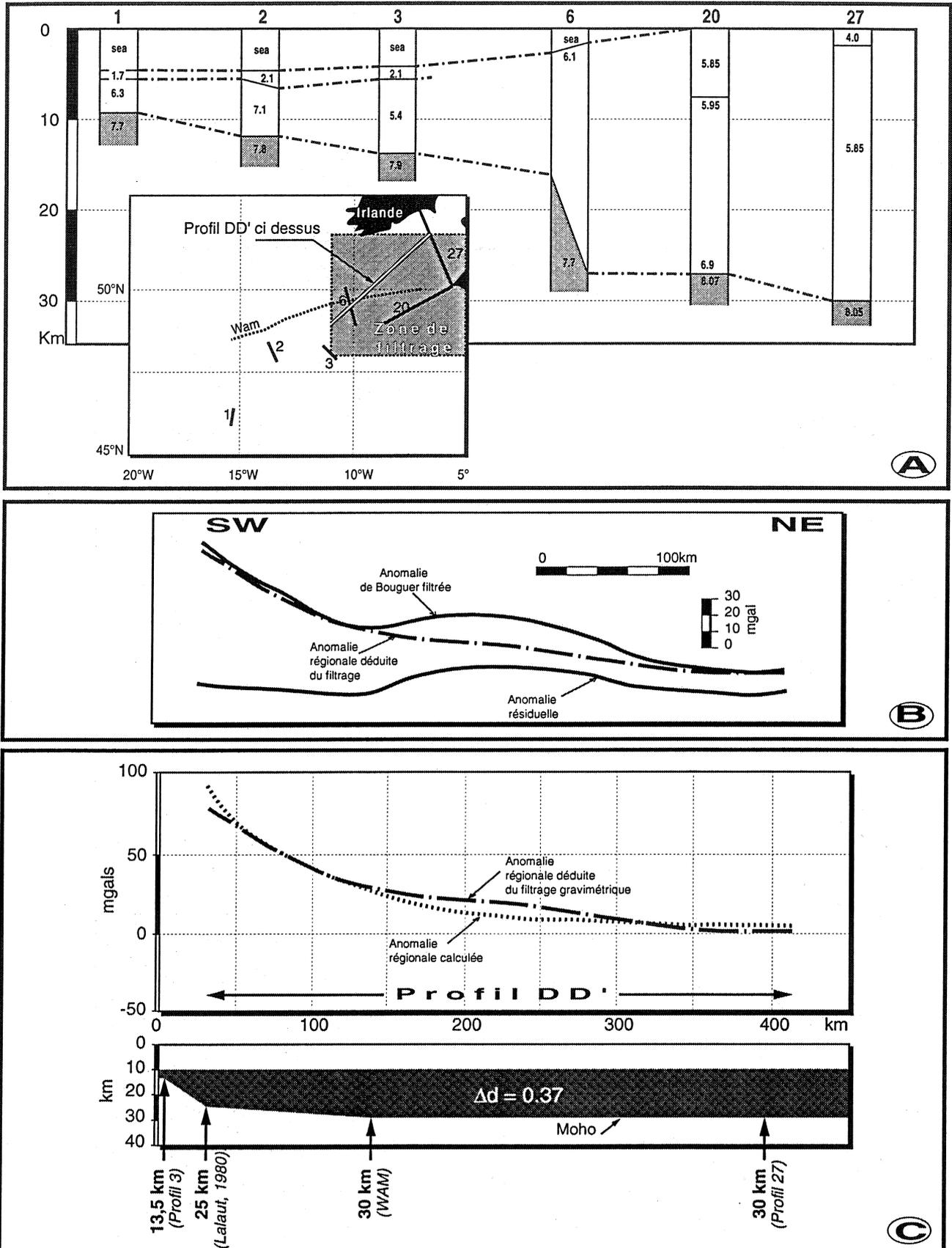


Fig. V.4 : A- Corrélation des données de sismique réfraction à travers la marge celtique. Les profils sont localisés sur la carte schématique, leurs numéros sont marqués au dessus des logs sur lesquels les vitesses sont indiquées en (km/s). B- Anomalie régionale déduite du filtrage des données gravimétriques (profil DD'). C- Comparaison de cette régionale avec celle calculée à partir d'un modèle basé sur les données de sismique réfraction (A) et des profondeurs fournies par le profil WAM migré et la carte du Moho extraite de Lalaut (1980).

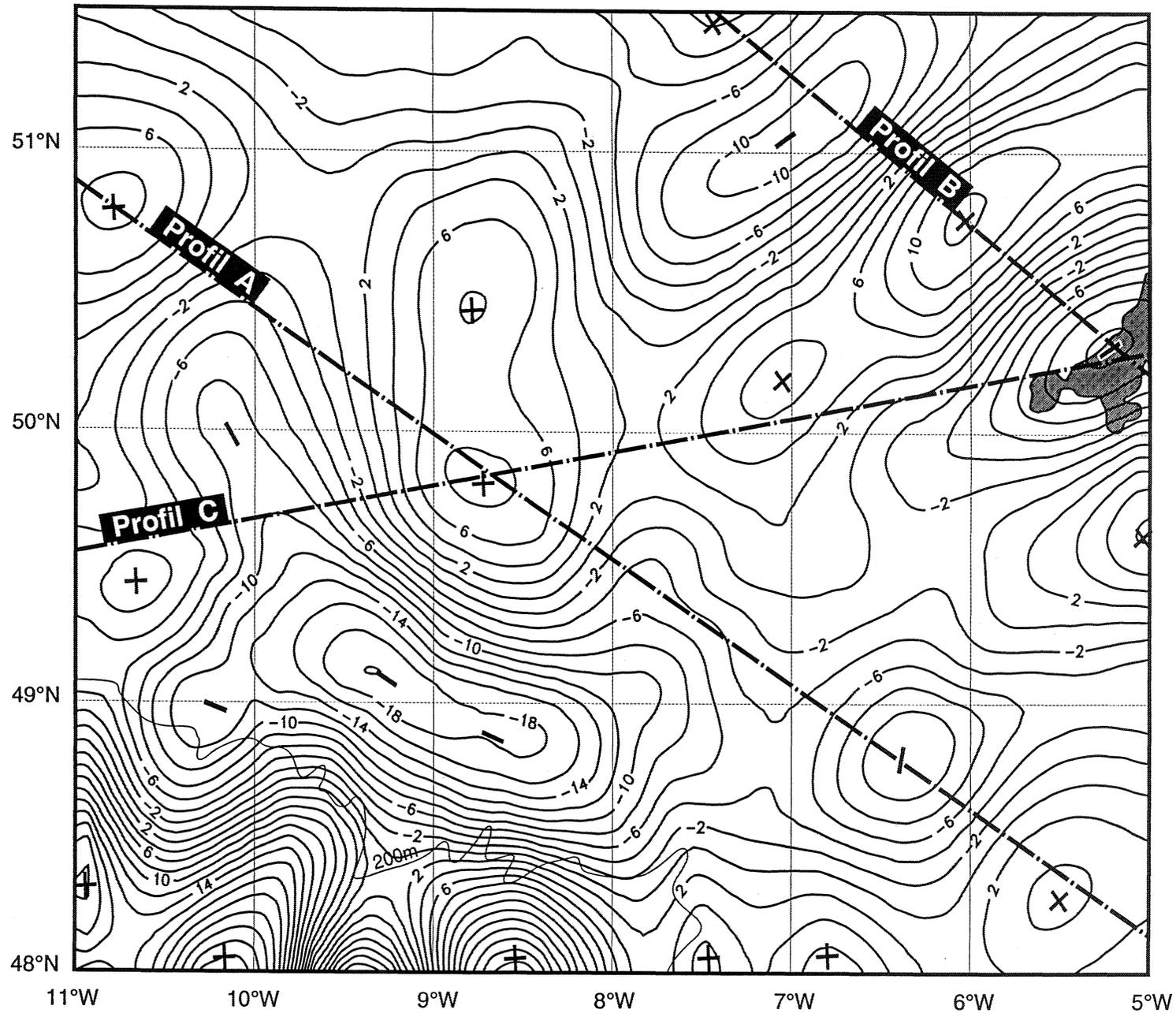


Fig. V.5 : Carte d'anomalies gravimétriques résiduelles obtenues à partir de la carte de Bouguer filtrée (Fig. V.25) par soustraction des anomalies régionales (Fig. V.26), avec localisation des profils A, B et C présentés sur la figure V.29.

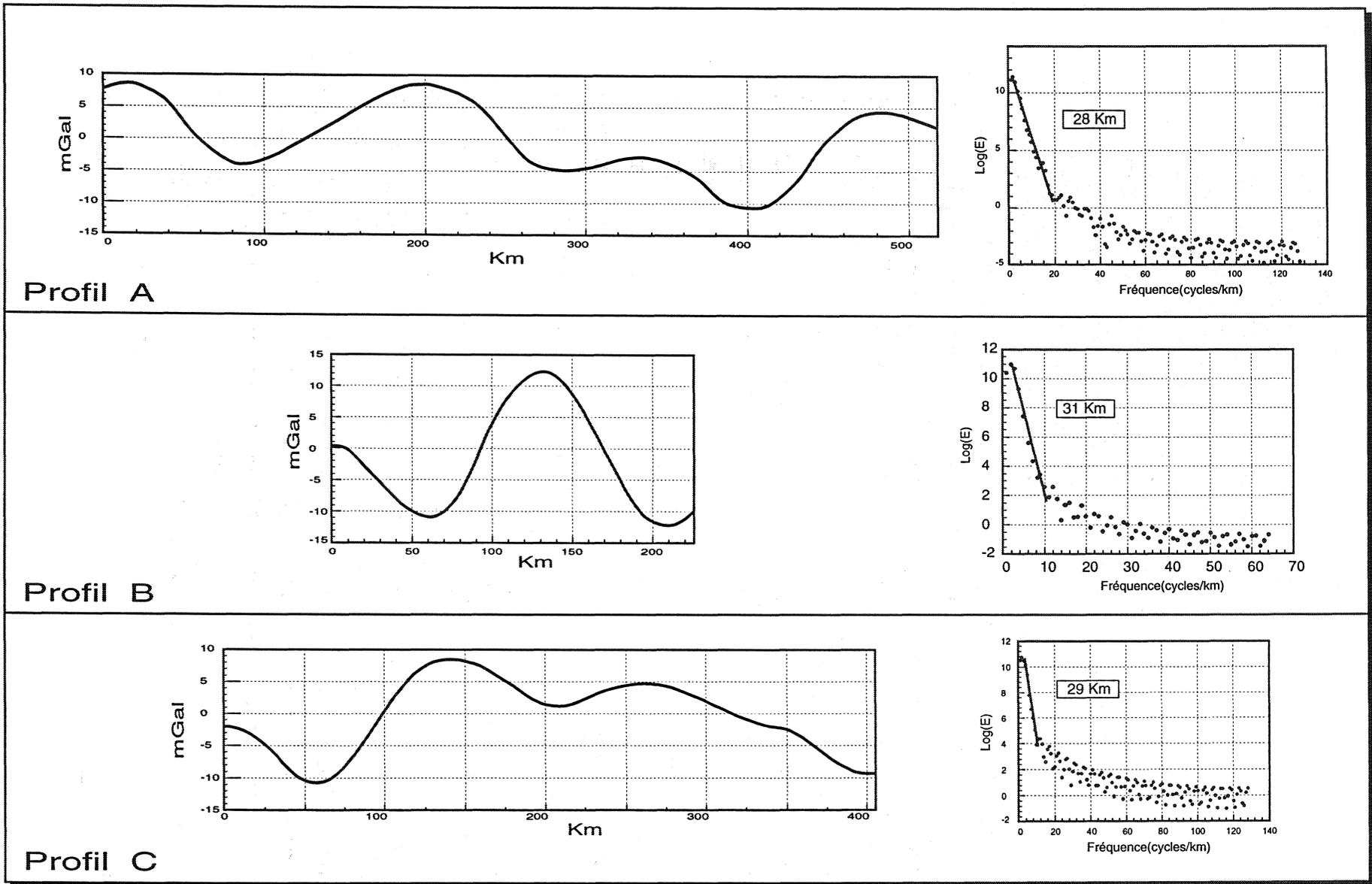


Fig. V.6 : Analyse spectrale des profils gravimétriques A, B et C établis à partir de la carte d'anomalies résiduelles (Fig. V.28).

V.3- Analyse et Interprétation des résultats

La carte gravimétrique résiduelle filtrée du plateau continental celtique est présentée sur la figure V.7. Ce document montre que les allongements des anomalies gravimétriques de basses fréquences définissent trois directions principales. Dans la zone A, on retrouve la direction NE-SW largement connue dans la région aussi bien à terre qu'en mer. Elle correspond à l'orientation des bassins celtiques mais aussi à celle des structures crustales plus anciennes. L'anomalie 7 (zone B) est allongée selon une direction N-S, elle semble interrompre les anomalies de la zone A. L'anomalie 8 qui correspond à la zone C est orientée NW-SE parallèlement à la bordure de la marge celtique. Elle reflète, tant par sa direction que sa localisation en bordure de la marge, l'orientation des structures liées à l'ouverture de l'Atlantique Nord.

Les axes des anomalies gravimétriques filtrées positives et négatives ont été respectivement représentés sur la figure V.8 par des traits continus et en pointillés. Dans la zone A définie sur la figure V.7, on constate que les anomalies négatives se superposent aux rides de socle qui prolongent l'éperon de Pembroke en Cornouaille britannique. Ces rides correspondent aux zones non amincies de la croûte continentale qui alternent avec les anomalies positives associées à des remontées de Moho sous les bassins sédimentaires.

Nous avons schématiquement représenté sur la figure V.9 une coupe NW-SE des bassins du plateau continental celtique ainsi que le profil correspondant sur la carte du Moho (ligne EE', Fig. V.10). Cette figure montre, contrairement à quoi l'on doit théoriquement s'attendre, que l'on n'a pas systématiquement une remontée de Moho sous chaque bassin sédimentaire. En effet, si le bassin Nord Celtique et celui des approches occidentales surplombent respectivement les intumescences 1 et 6, il n'en est pas de même pour les bassins Sud Celtique et de Haig Fras qui s'avèrent disposés à cheval sur la remontée mantellique n° 3. Nous pensons que celle-ci est associée au bassin Sud Celtique, son décalage latéral vers le Sud-Est par rapport à ce bassin peut être expliqué par l'existence, sous celui-ci, d'une discontinuité crustale oblique par analogie avec ce qu'on observe sous le graben du Rhin (Brun et al. 1992). Dans cette hypothèse, le petit bassin de Haig Fras est considéré

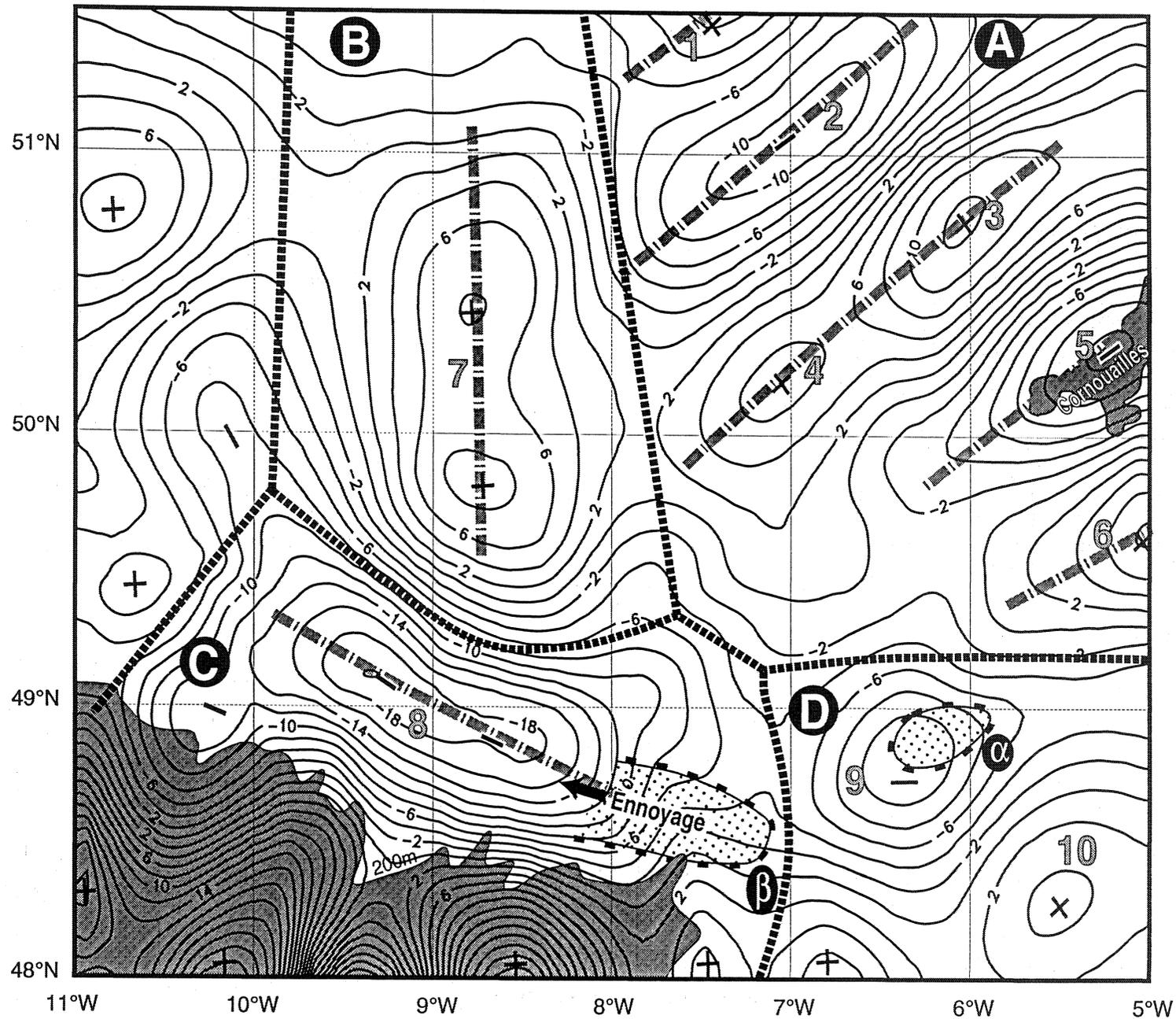


Fig. V.7 : Carte d'anomalies gravimétriques résiduelles obtenues à partir de la carte de Bouguer filtrée (Fig. V.25) par soustraction des anomalies régionales (Fig. V.26), avec délimitation des principales zones en fonction de l'orientation des anomalies.

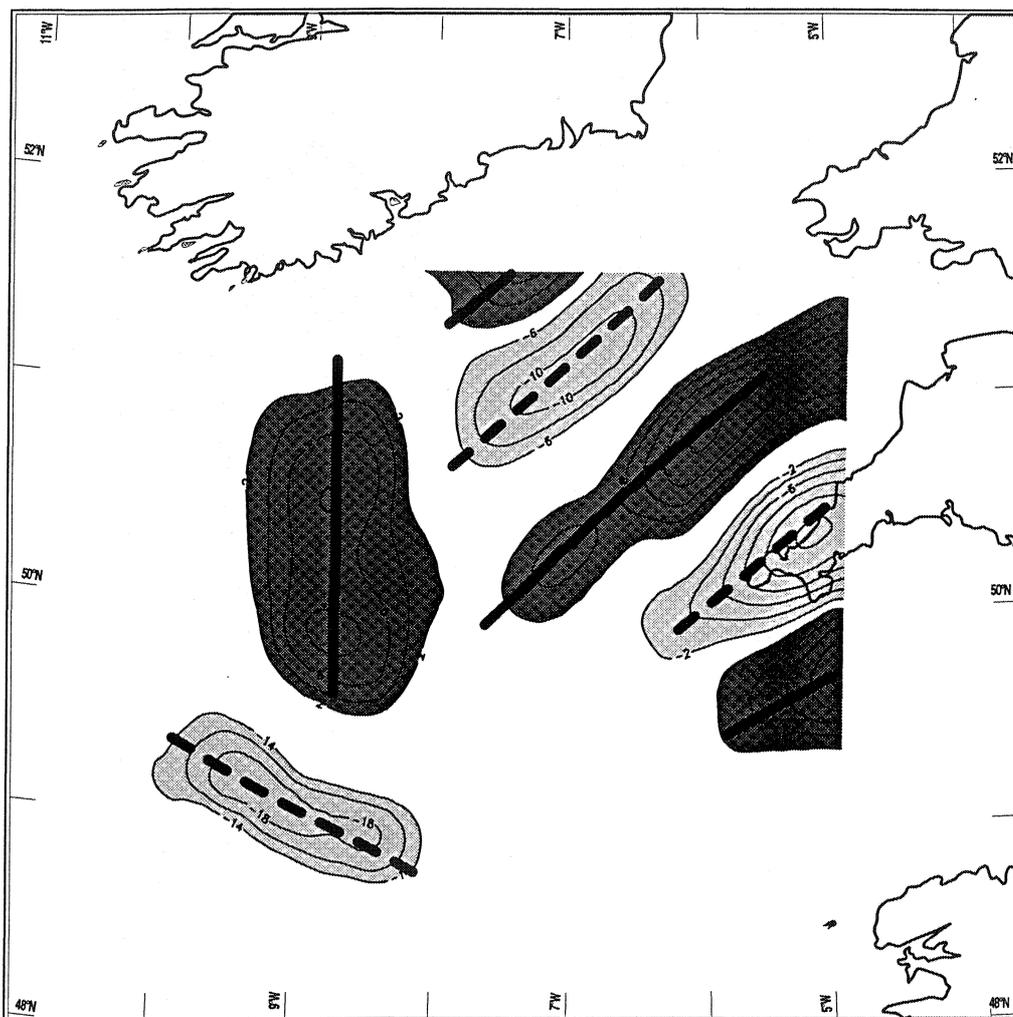


Fig. V.8 : Les principales directions d'allongement des anomalies de basses fréquences qui ressortent de la carte des anomalies gravimétriques résiduelles (Fig. V.28).

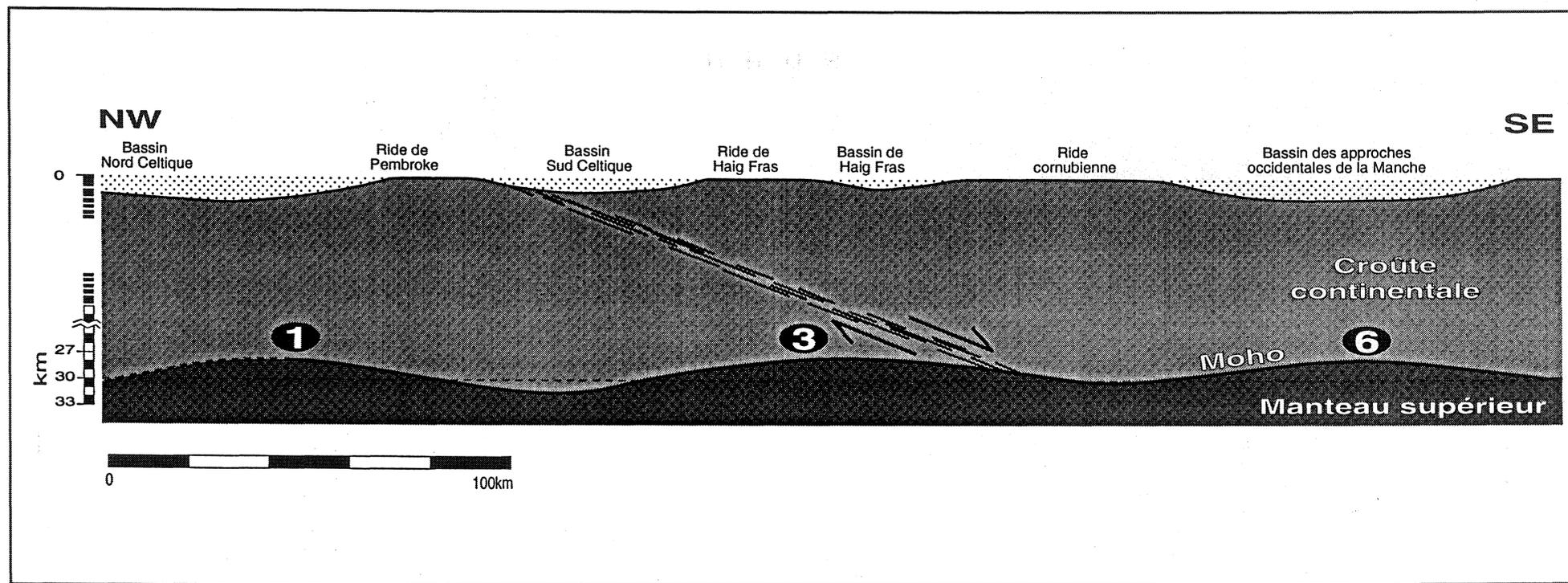


Fig.V.9 : Superposition d'une coupe schématique orientée NW-SE à travers les bassins du plateau continental celtique et des ondulations du Moho obtenues par inversion des données gravimétriques filtrées.

comme sans «anti-racine». Il faut toutefois signaler qu'une autre alternative existe, elle consiste à considérer que la remontée du Moho n° 3 traduit la réponse isostatique du déficit de masse en surface résultant des effets du bassin et du granite de Haig Fras et du bassin Sud Celtique.

L'anomalie 7 correspondant à la zone B est allongée en direction N-S sur plus de 100 km le long du méridien 9°W. Une telle orientation nous suggère de rapprocher la remontée du Moho qui lui est associée à celle qu'on observe sous le bassin de Porcupine. Ce dernier correspond à un sillon méridien qui s'approfondit vers le Sud (Fig. V.11; Masson et Miles, 1986). Par ailleurs, cette anomalie interrompt nettement celles de la zone A, ce qui évoque sa postériorité par rapport à celles-ci. Toutefois, pour se rendre compte de cette chronologie, il est nécessaire de comprendre l'histoire de formation des bassins du plateau continental celtique et de Porcupine.

Rappelons que l'histoire géologique de la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche au Mésozoïque est marquée par la succession de deux périodes distinctes. La première d'âge triasique et jurassique, est caractérisée par une extension sub-méridienne. La seconde qui débute au Crétacé inférieur, est marquée par une extension orientée globalement E-W. En effet, dès le Trias, on assiste à l'ouverture des bassins du plateau continental celtique dont le développement se poursuit jusqu'à la fin du Jurassique, dans un contexte d'extension N-S. Ensuite, à partir du Crétacé, l'ouverture de l'Atlantique Nord est initiée selon une direction orthogonale aux autres bassins.

Les études menées dans la baie de Porcupine montre que celle-ci s'est principalement développée pendant cette seconde phase d'extension (Lefort et Max, 1984; Masson et Miles, 1986; Ziegler, 1990). Cette baie correspond à un bassin allongé en direction N-S et prolongé vers le Nord par le graben de Slyne. En fait, le bassin de Porcupine a été structuré à l'origine au début du Mésozoïque lors de la formation du système de rifts nord-ouest européen (Ziegler, 1990). La fabrique initiale de ce bassin a été réactivée au début du crétacé lors du développement du rifting qui a conduit à l'Ouverture de l'Atlantique Nord.

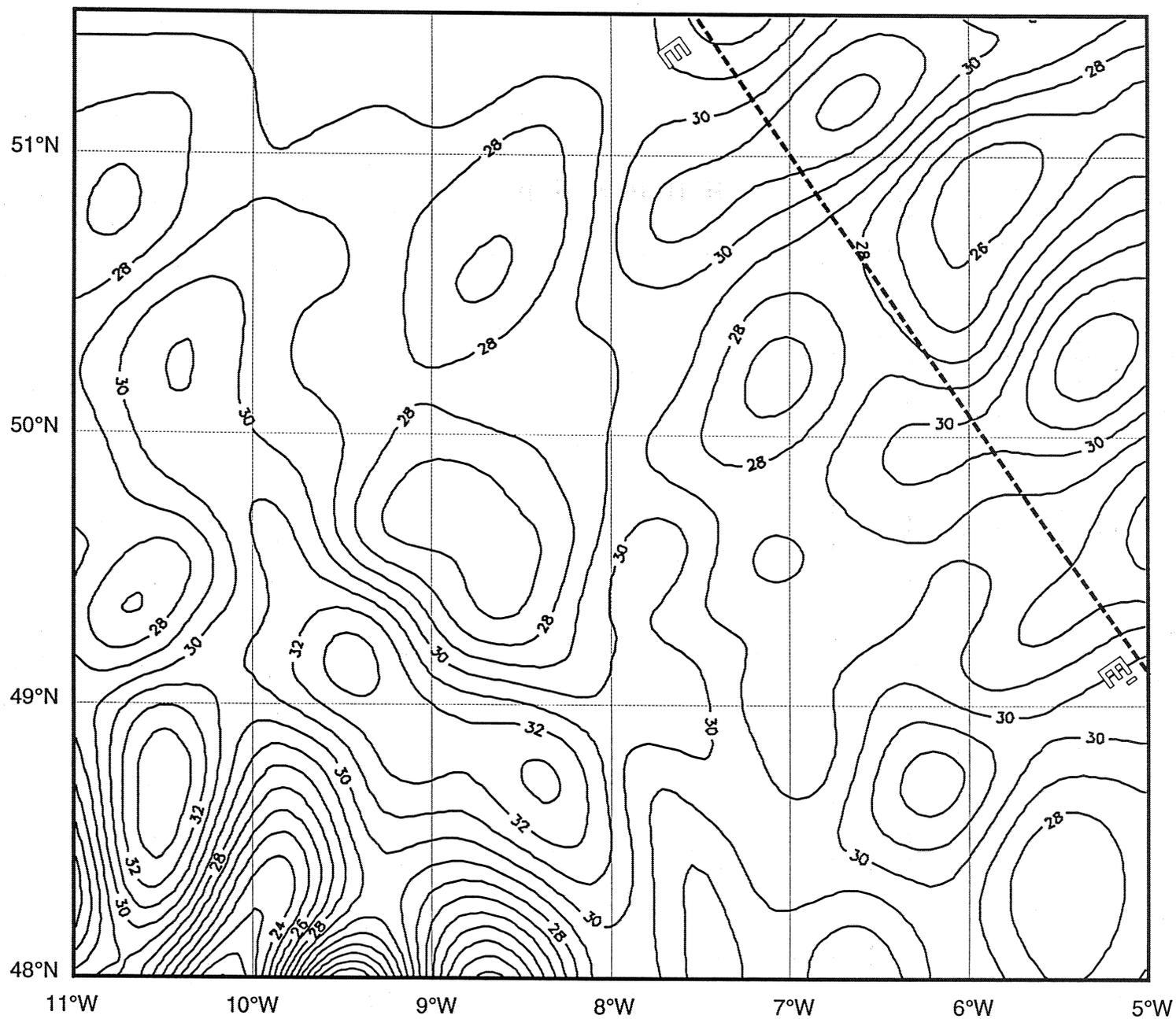


Fig. V.10 : Carte des isobathes du Moho (km) sous le plateau continental celtique et les approches occidentales de la Manche.

Globalement, à l'échelle régionale on note l'existence de deux directions structurales perpendiculaires résultant de la succession de deux phases d'extension mésozoïque. Cette évolution permet d'expliquer les traits majeurs qui ressortent de la carte gravimétrique filtrée sur laquelle on retrouve ces deux directions. La première qui se situe dans la zone A, correspond aux remontées du Moho associées au développement des bassins du plateau continental celtique pendant la période triasico-jurassique. La seconde est localisée dans la zone B, elle matérialise une faible intumescence mantellique qui se serait développée parallèlement à l'ouverture de la baie de Porcupine au Crétacé.

Toutefois, selon Russell (1971) de grands linéaments structuraux de direction méridienne sont observés en Irlande et en Ecosse, ils ont été représentés en traits épais sur la figure V.12. Ces linéaments correspondent, soit à des failles majeures affectant pratiquement toute la croûte, soit à des dépressions subsidentes soulignées par des petits grabens. Ces linéaments témoignent d'une extension E-W. En Irlande, ils permettent d'expliquer la distribution des minéralisations aurifères. Des arguments stratigraphiques permettent de leur proposer un âge fini-tournaisien à viséen. En plus leur âge, la disposition de ces structures perpendiculairement aux chevauchements hercyniens et leur localisation en avant de ceux-ci, suggère qu'elles se sont probablement formées de la même manière que ce que Sengor et al. (1978) appellent «rifts de collision». En effet, selon ces auteurs des zones extensives se développeraient au front d'une chaîne de collision et perpendiculairement à celle-ci.

Nous avons réuni sur la figure V.12, l'anomalie 7 et l'ensemble des structures de direction méridienne reconnues à l'échelle régionale à savoir, celles mises en évidence par Russell (1971), le bassin de Porcupine et le graben de Slyne. On constate que toutes ces structures se situent au Nord de la suture du Lizard. Il n'est donc pas déraisonnable de penser que leur formation est associée à la fermeture de l'océan du Lizard. Par ailleurs, si la formation du bassin de Porcupine et du graben de Slyne s'avère clairement liée à l'ouverture de l'atlantique Nord, l'existence de structures méridiennes plus anciennes susceptibles d'en avoir favorisé le développement n'est pas exclue. Pour ce qui est de l'anomalie 7, une autre alternative qui semble plus raisonnable, peut être envisagée.

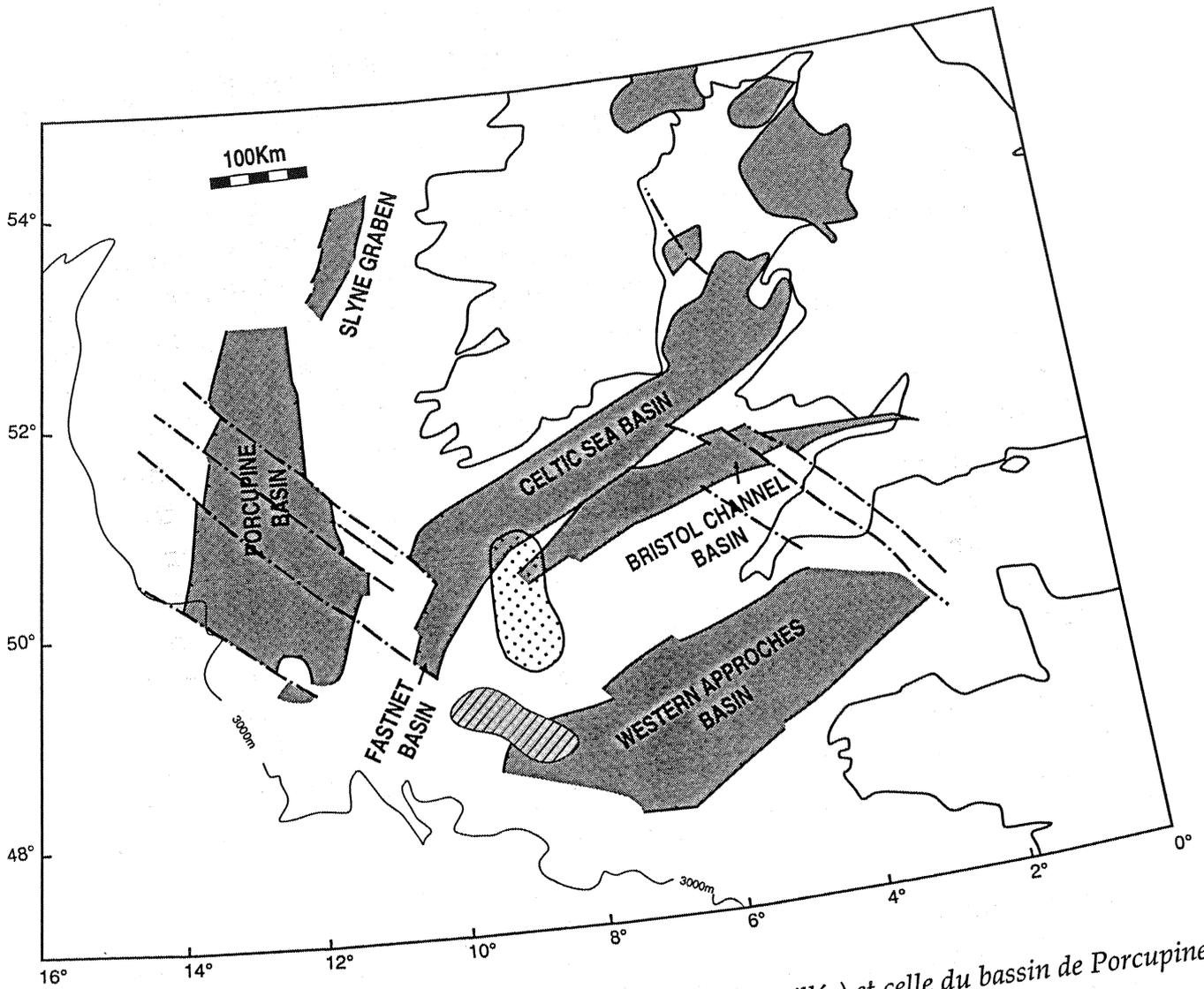


Fig. V.11 : Comparaison de l'orientation de l'anomalie 7 (en pointillés) et celle du bassin de Porcupine.
(modifiée d'après Masson et Miles, 1986)

Elle consiste à admettre l'existence d'une structuration ancienne N-S liée à la fermeture de l'océan du Lizard. Celle-ci aurait ensuite subi une légère réactivation mésozoïque lors de l'ouverture de l'Atlantique Nord, donnant naissance à une faible remontée du Moho, compte tenu de l'absence en surface de bassin mésozoïque ou cénozoïque surincombant.

L'anomalie négative n° 8 qui correspond à la zone C (Fig. V.7) est localisée en bordure de la marge et orientée parallèlement à celle-ci c.-à-d. en direction grossièrement NW-SE. Sur cette figure, nous avons représenté en pointillés deux zones hautes du toit du socle mises en évidence d'après une carte confidentielle de la «SNEA» (Société Nationale Elf Aquitaine). Cette carte montre une esquisse du socle des approches occidentales de la Manche, établie à la suite d'une campagne de sismique réflexion menée en 1971. On constate que la zone «béta» se superpose parfaitement à la terminaison sud-est de l'anomalie 8. Ceci est compatible avec le fait que celle-ci est négative, ce qui signifie qu'on a affaire à une portion de croûte continentale non amincie. La figure V.10 confirme d'ailleurs ce point, elle montre que le Moho se situe vers des profondeurs de l'ordre de 32 km. D'autre part, l'envoyage de la zone «béta» vers le Nord-Ouest qui correspond à un approfondissement du toit du socle s'accorde bien avec un léger élargissement de cette anomalie dans ce sens.

Pour expliquer l'origine de l'anomalie 8, on peut considérer que la zone «béta» forme le toit d'un grand bloc basculé lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord. Ce bloc se poursuivrait vers le Nord-Ouest selon l'axe de celle-ci. Il a été limité au niveau de la longitude 8°W très probablement par manque d'informations (l'investigation de sismique pétrolière n'ayant pas été menée plus à l'Ouest). Par ailleurs, on constate que l'anomalie 8 se situe dans le prolongement des accidents N130 décalant les bords du bassin de Porcupine (Fig. V.11) et connues à l'échelle régionale comme étant d'âge permo-triasique. Ces structures auraient vraisemblablement favorisé le développement du bloc basculé supposé.

Dans le domaine D (Fig. V.7), l'anomalie 9 est expliquée par la zone haute du toit du socle «alpha». D'après la figure V.10, l'épaisseur crustale atteint 33 km sous cette anomalie.

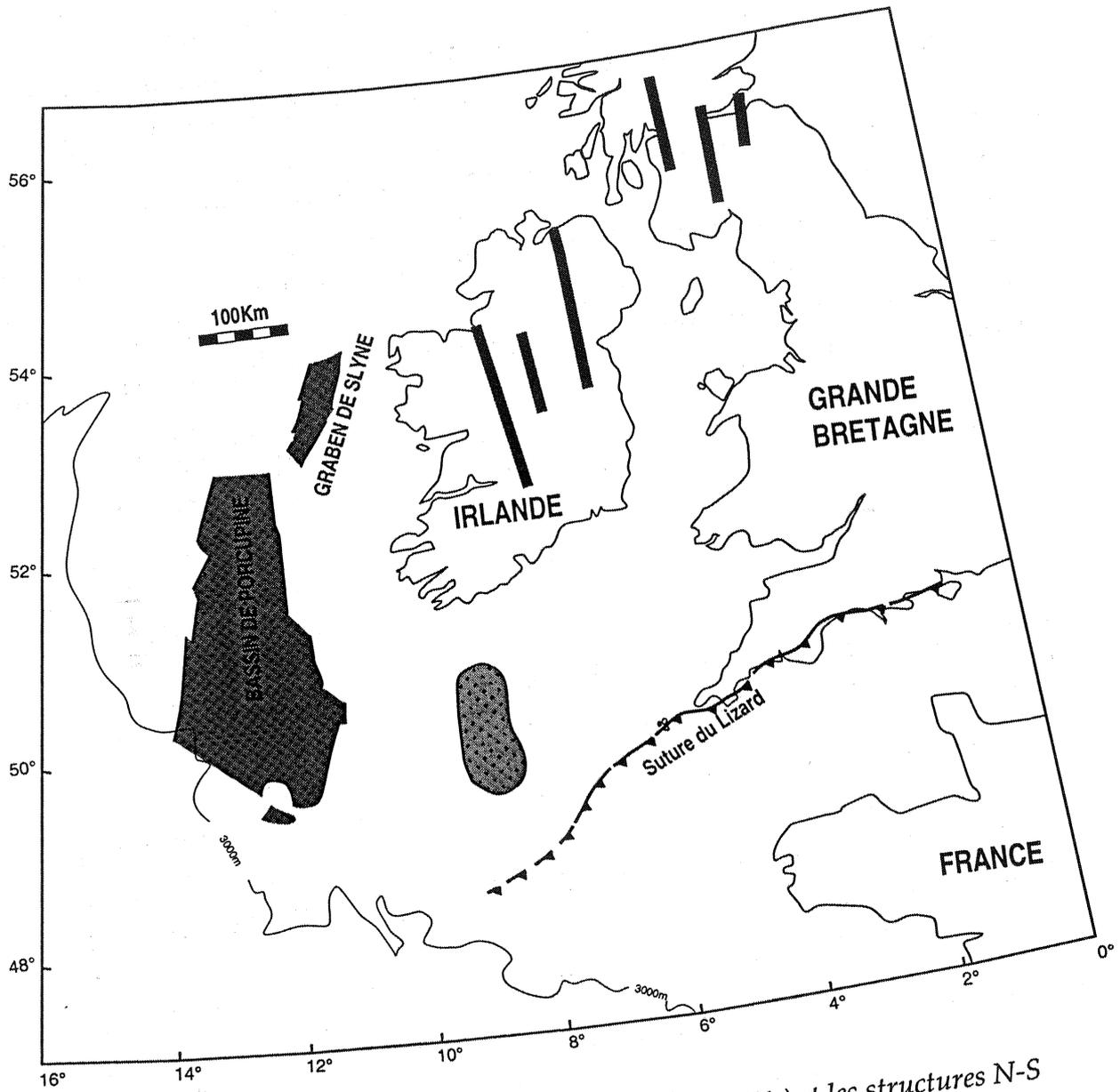


Fig. V.12 : Schéma montrant l'anomalie 7 (en pointillés) et les structures N-S reconnues au Nord de la suture du Lizard.

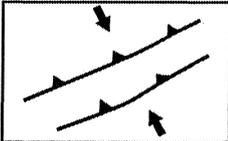
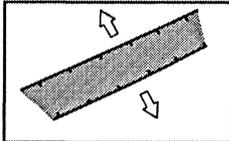
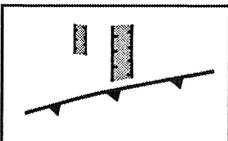
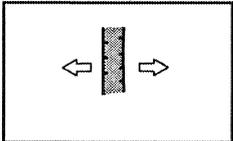
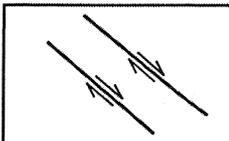
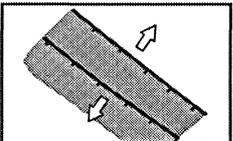
 Structures mises en évidence par Russell (1971).
 Bassins de Porcupine et de Slyne.

V.4- Conclusion

Le filtrage des données gravimétriques enregistrées sur le plateau continental celtique et les approches occidentales de la Manche permet d'aboutir à une carte d'anomalies gravimétriques de basses fréquences dont l'inversion mène à une carte des isobathes du Moho. Les ondulations de cette interface s'organisent selon trois directions principales:

- une direction NE-SW correspondant à celle des bassins celtiques;
- une direction N-S matérialisée par une faible remontée du Moho de 3 km environ;
- une direction NW-SE soulignée par une anomalie située en bordure de la marge continentale.

Le tableau suivant résume l'origine probable de ces ondulations.

<p>Ondulations NE-SW (Zone A)</p>	<p>Structuration calédonienne ou cadomienne</p> 	<p>Réactivation triasico-jurassique</p> 
<p>Ondulation N-S (Zone B)</p>	<p>Structuration N-S en avant de la suture du Lizard</p> 	<p>Réactivation à partir du Crétacé (Ouverture de la baie de Porcupine)</p> 
<p>Ondulation NW-SE (Zone C)</p>	<p>Failles dextres permo-triasiques N130</p> 	<p>Réactivation lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne (formation de blocs basculés)</p> 

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Discussion et Conclusions

Dans le domaine de la mer Celtique et de la Manche occidentale, la croûte continentale présente une structuration polyphasée. Elle fossilise les empreintes des orogénèses cadomienne, calédonienne et hercynienne et de la phase extensive post-varisque. Ce travail est une contribution à la connaissance de l'organisation des structures crustales dans cette région. Il est basé sur (1) l'analyse et l'interprétation des données gravimétriques et magnétiques disponibles, et (2) l'étude des lignes de sismique réflexion profonde BIRPS-ECORS couvrant ce domaine. Un intérêt particulier a été porté au profil WAM qui montre une coupe du plateau continental celtique et la marge de l'Eperon de Goban et permet d'étudier l'amincissement crustal lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord.

La revue des principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM menées dans la région de la mer Celtique et de la Manche montre que le résultat le plus spectaculaire de celles-ci est la découverte de la croûte inférieure réfléchive. Cette unité est formée d'un litage horizontal très dense, est observée dans tout le domaine phanérozoïque nord-ouest européen. Pour expliquer son origine, de nombreuses hypothèses ont été échaudées (litage magmatique ou métamorphique, zones de cisaillements ductiles, présence de fluides, etc.).

Une part importante de ce travail a été consacrée à l'étude de la croûte inférieure litée observée tant sur WAM que sur les lignes SWAT voisines. Par ailleurs, le profil ECORS Nord de France situé plus à l'Est à travers la chaîne varisque a été également analysé à titre de comparaison. La méthode utilisée a été complétée et améliorée dans le cadre de ce travail, les outils de base ayant déjà été développés par Coat (1991). Cette étude constitue une approche quantitative qui a permis de mettre en évidence une évolution horizontale de la densité des réflecteurs constituant la croûte inférieure et de leur longueur moyenne. Nous avons réalisé les observations suivantes:

- l'étude de la densité des réflexions montre un appauvrissement de celles-ci au milieu de la croûte inférieure au niveau de la racine de la chaîne et son enrichissement près de son front.

- des maximums d'allongement de réflecteurs sont observés en arrière des points d'émergence des chevauchements varisques.

- l'allongement des réflecteurs est d'autant plus fort que l'orientation des profils sismiques est proche de la perpendiculaire à l'axe de la chaîne.

L'ensemble de ces résultats nous a conduit à privilégier:

1- le modèle de réajustement de la racine de la chaîne hercynienne par fluage centrifuge (Kusznir et Matthews, 1988) dans un contexte d'effondrement gravitaire de l'orogène (Van Den Driessche, 1994).

2- l'hypothèse proposant d'expliquer les réflexions de la croûte inférieure comme des «lamellae» basiques prenant naissance lors de cet effondrement par transposition des hétérogénéités de la croûte dans des plans horizontaux (Rey, 1993).

Le processus d'effondrement gravitaire de l'orogène varisque semble actuellement bien connu en surface. De nombreux auteurs s'accordent pour lui attribuer un âge permien (Rey, 1993; Van Den Driessche, 1994; etc.). La croûte continentale hercynienne qui était thermiquement relaxée et dont l'épaisseur était proche de 60 km se serait effondrée sous son propre poids une fois que les contraintes compressives ont cessé.

Nous pensons que ce processus s'accompagnait en profondeur d'un fluage centrifuge de la racine de la chaîne. Lors de ce fluage les hétérogénéités du matériel ductile évacué vers les zones externes de l'orogène se seraient transposées horizontalement, ce qui aurait conduit à la formation des lamellae. Parallèlement, l'effondrement superficiel provoquerait la réactivation en failles normales des chevauchements hercyniens préexistants et induirait, là où ceux-ci s'enracinent au niveau de la croûte inférieure, un allongement local des lamellae. Cette réactivation est d'ailleurs attestée par la présence sur certains profils SWAT de bassins sédimentaires dissymétriques qui semblent être développés à la faveur de discontinuités crustales préexistantes. Ceci constitue un argument en faveur de la réactivation des anciens accidents qui

constituent des zones de faiblesse de la croûte. L'étude du profil WAM permet de mettre en évidence un accroissement de la longueur des réflecteurs en direction E-W à travers la marge celtique. Cet allongement est dû soit à l'extension développée par l'effondrement de la chaîne varisque, soit à l'étirement lié à l'ouverture de l'Atlantique Nord, soit à une combinaison des deux effets.

Outre les réflexions horizontales formant la croûte inférieure, les profils sismiques BIRPS-ECORS montrent des marqueurs pentés dont l'organisation sous forme de bandes linéaires conduit à penser qu'il s'agit de traces de chevauchements hérités des orogènes anciennes. Le croisement orthogonal entre les profils WAM et SWAT (5 & 6) permet de tenter une corrélation en trois dimensions entre ceux-ci. Les rapports entre les différents marqueurs sismiques permettent de mettre en évidence des structures à pendage NW et d'autres à pendage SE recoupant parfois les premières. Les deux familles de structures qui sont de directions voisines, sont interprétées comme des traces de chevauchements calédoniens et hercyniens de vergence respectives SE et NW. L'existence en mer Celtique de structures qui s'apparentent à des chevauchements calédoniens, conduit à la remise en cause du tracé du front calédonien méridional habituellement dessiné au Sud de l'Irlande. D'autre part, les corrélations des alignements de réflexions pentées à l'échelle de la mer Celtique révèlent l'allure en éventail des chevauchements hercyniens suggérant une rotation horaire de la contrainte compressive de 26° environ.

L'ensemble des profils sismiques implantés dans la région de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche montre, en section temps non migrée, que la géométrie le Moho est parfaitement horizontale. L'hypothèse d'une néoformation de cette discontinuité a d'ailleurs été avancée pour expliquer cette géométrie plate (Dyment, 1987). Par contre, la migration de certains de ces profils par Coat (1991), à l'aide d'une méthode qui tient compte des hétérogénéités crustales de vitesses, révèle l'existence de remontées du Moho sous les bassins sédimentaires méso-cénozoïques. Compte tenu de l'ambiguïté régnant autour de l'allure de cette interface, on peut se poser la question suivante: y a-t-il vraiment des intumescences mantelliques sous les bassins de la mer Celtique et des approches occidentales de la Manche, comme le prévoit la théorie de l'isostasie?

Afin d'essayer d'apporter des éléments de réponse à cette question, nous avons mené une étude des anomalies gravimétriques en utilisant une méthode de filtrage permettant de déterminer les profondeurs du Moho. Les résultats obtenus montre que les ondulations de cette discontinuité, dont l'amplitude ne dépasse pas 3 km, s'organisent selon trois directions principales: la première (NE-SW) correspond à l'orientation des bassins celtiques; la seconde (NW-SE) est parallèle à la marge celtique et la troisième (N-S) est matérialisée par une légère intumescence du Moho dont l'origine est à rapprocher à l'ouverture de la baie de Porcupine. Ces résultats montrent que le Moho sous le plateau continental celtique ne correspond pas à une interface plate comme le suggèrent les sections non migrées des profils BIRPS-ECORS. D'autre part, on constate que la migration ne modifie pas l'horizontalité du Moho observée sur la section-temps initiale du profil WAM, contrairement à ce que montrent les résultats du filtrage des anomalies gravimétriques. Cette observation est une conséquence directe du fait que la méthode de migration utilisée est basée sur l'hypothèse selon laquelle il existe une variation linéaire de vitesse avec la profondeur. Ceci implique que la méthode utilisée ne permet pas de mettre en relief l'effet des hétérogénéités crustales de vitesse.

L'analyse de la carte gravimétrique du plateau continental celtique et des approches occidentales de la Manche fait ressortir les principaux traits structuraux caractérisant cette région. Il convient de souligner la direction NE-SW qui correspond à celle des bassins et des structures calédoniennes ou cadomiennes connues à terre dans les zones voisines et la direction N130 qui caractérise le système de cisaillements transcurrents dextres caractérisant la période permo-triasique. D'autre part, la modélisation gravimétrique des granites de Cornubie et de Haig Fras montre qu'il s'agit de corps superficiels de forme plus ou évasée dont le plancher s'étage entre 6 et 9 km.

Par ailleurs, la modélisation magnétique a permis de caractériser les structures responsables des anomalies. Il s'agit de marqueurs magnétiques qui se présentent sous forme de dykes ou de plaques minces horizontales assimilées à des «laccolites». Ce sont vraisemblablement de corps basiques mis en place au cours de l'ouverture du système de rifts triasiques nord-ouest européen.

Interprétation géologique de la coupe sismique WAM

Sur la figure C.1, nous proposons une interprétation de la section migrée de WAM à la lumière des résultats obtenus dans le cadre de la présente étude et des travaux antérieurs concernant ce profil. L'examen de cette figure révèle la superposition de trois unités crustales qui reflète la trilogie habituelle caractérisant les profils de sismique réflexion profonde enregistrés dans le domaine phanérozoïque nord-ouest européen, à savoir :

- une croûte inférieure réfléchive;
- une croûte supérieure relativement transparente;
- une unité superficielle comprenant les bassins sédimentaires.

Cette dernière unité correspond aux bassins méso-cénozoïques du plateau continental celtique (Haig Fras, Sud Celtique, Fastnet) et aux autres dépressions formées dans la zone amincie de la croûte située plus à l'Ouest. Elle forme une couverture dont l'épaisseur peut atteindre 3500 m. En raison de la structuration du toit du socle par de nombreuses failles normales situées en bordure ou à l'intérieur des bassins une forte variation d'épaisseur est constatée. Ceci est à l'origine de la formation d'hétérogénéités supracrustales dont l'effet sur la réflectivité des unités sous-jacentes (et particulièrement la croûte inférieure litée) n'est pas négligeable. Pour ce qui de la croûte inférieure litée, on notera surtout son amincissement notable d'Est en Ouest ainsi que le caractère ondulé de sa limite supérieure.

Les failles N130 dextres observées sur la carte gravimétrique ont été représentées par des traits verticaux en pointillés. Comme nous l'avons déjà fait remarquer, certaines coïncident avec des accidents clairement mis en évidence de point de vue sismique. L'analyse des rapports entre ces accidents et les événements pentés représentant vraisemblablement des traces d'anciens chevauchements, permet de conclure qu'au moins quelques uns parmi ceux-ci ont dû jouer (ou rejouer) après les derniers mouvements le long de ces chevauchements. Sur la figure C.2, nous avons schématisé l'effet du jeu dextre de failles N130 dans une zone préalablement structurée par des chevauchements de direction voisine de N60, mais de vergences opposées. Le schéma final attendu est compatible avec trois des six failles représentées sur

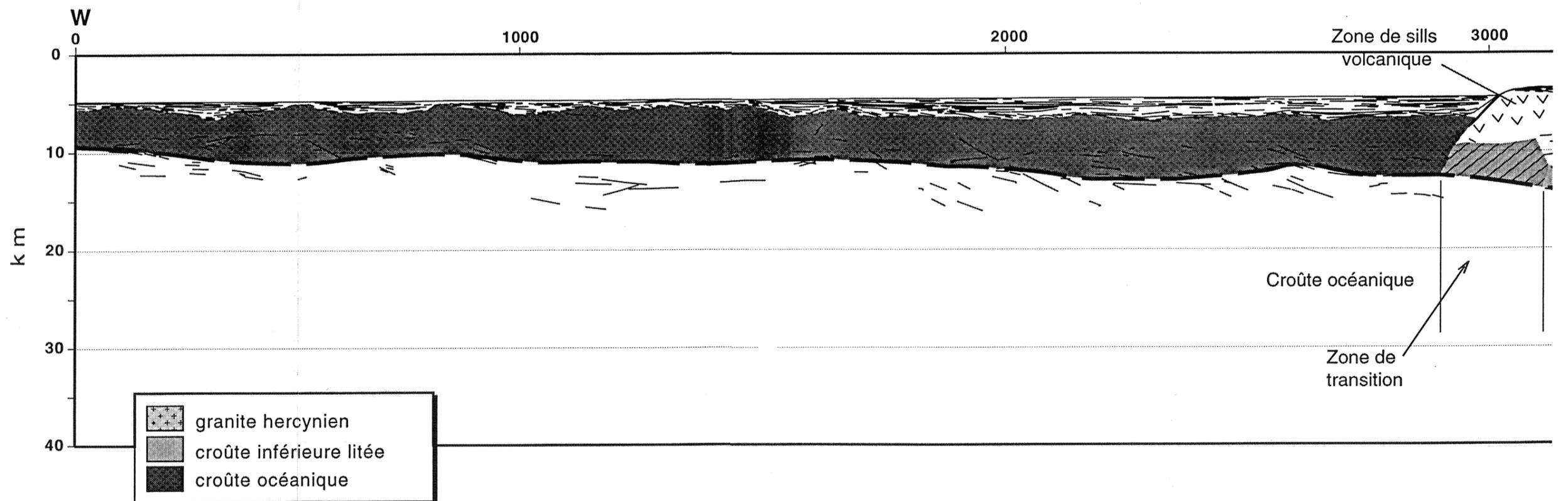
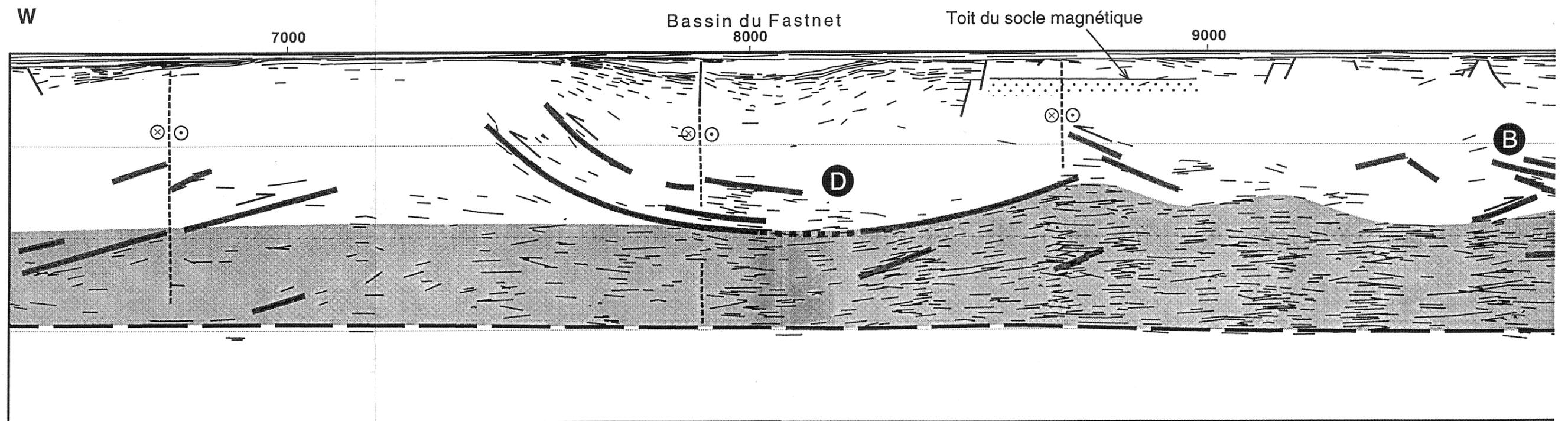
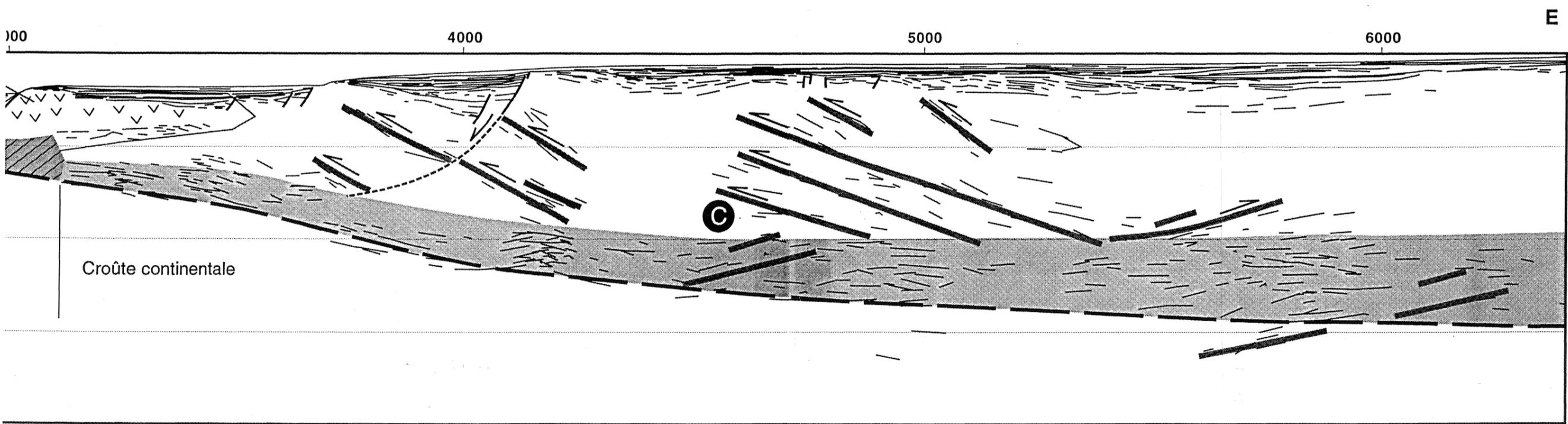
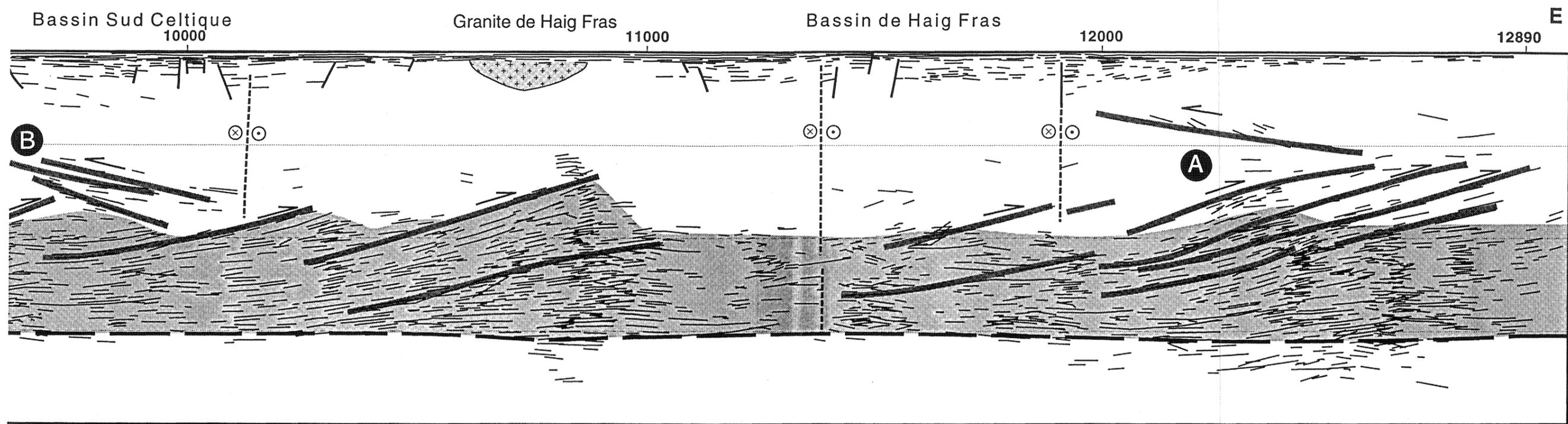


Fig. C.1 : Interprétation du profil sismique WAM.



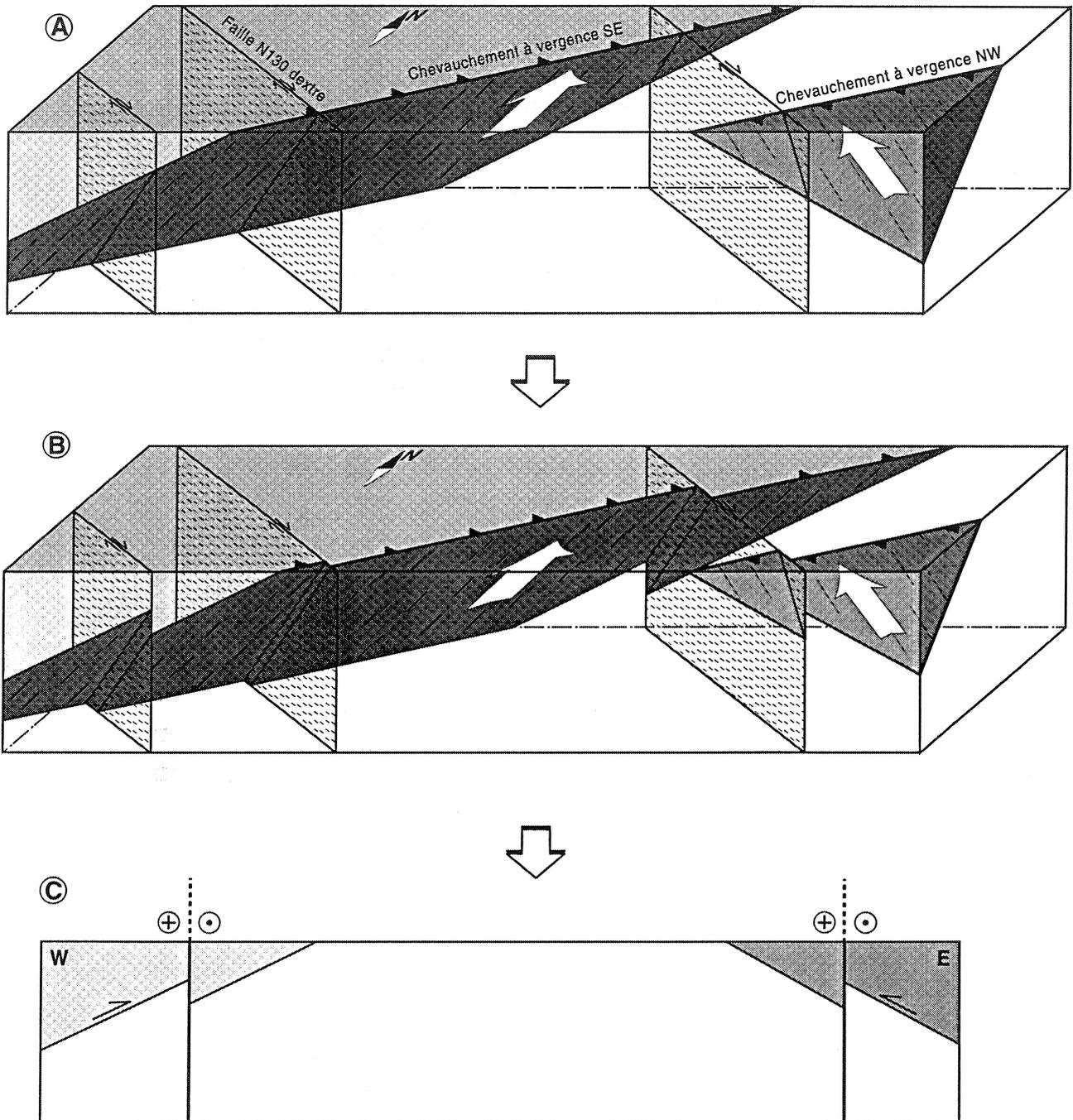


Fig. C.2 : Rapports entre les chevauchements N60 à vergence opposées et les failles décrochantes N130 avant (A) et après (B) le jeu dextre de celles-ci. C- Coupe E-W correspondant à la face avant du bloc diagramme B montrant les rejets verticaux apparents.

le profil, à savoir celles situées respectivement à l'Ouest des points de tir 12000, 8000 et 7000. Cela suggère que l'on ait bien affaire sur WAM à des structures qui s'apparentent à celles représentées sur la figure C.2A.

Les alignements de réflexions pentées interprétées comme des traces d'anciens chevauchements sont représentés sur la figure C.1 par des traits épais en grisé. Au cours de cette étude, nous avons adopté l'hypothèse consistant à considérer tous les événements à vergence ouest comme des chevauchements hercyniens et ceux à vergence est comme des chevauchements calédoniens. Par ailleurs, nous avons signalé ci-dessus que les rapports entre les failles N130 et les alignements de réflexions pentées sont en accord avec la disposition des chevauchements calédoniens et hercyniens en mer Celtique.

Il faut toutefois avouer qu'une alternative peut être envisagée. Ainsi, dans les zones A, B et C, la disposition en chevrons horizontaux des marqueurs pentés favorise l'hypothèse d'une structuration hercynienne en mâchoire de «crocodile» qui correspond à la formation synchrone d'accidents de pendage opposés au cours de l'épaississement crustal. Cette hypothèse a notamment été invoquée par Meissner (1989) pour expliquer des structures semblables observées entre autres sur des coupes acquises en Allemagne. La même image est également observée sur le profil ECORS Nord de France au niveau du contact entre la chaîne varisque et le massif du Brabant. Cette hypothèse peut modifier complètement le raisonnement dans la mesure où dans les trois cas A, B, et C, les deux événements de pendages opposés peuvent être contemporains. D'autre part, sous le bassin du Fastnet au niveau de la zone D, on peut considérer que les deux événements pentés à vergences opposées arrivant au sommet de la croûte inférieure, constituent la même structure représentant la base d'une même écaïlle crustale. Cette idée est principalement suggérée par l'allure parfaitement arquée de ces deux alignements de marqueurs sismiques.

...

BIBLIOGRAPHIE

...



- AGGER H.E. & CARPENTER E.W. 1964** - A crustal study in the vicinity of the Eskdalemuir seismological array station, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 9, 69-83.
- ANDO C.J., CZUCHRA B.L., KLEMPERER S.L., BROWN L.D., CHEADLE M.J., COOK F.A., OLIVER J.E., KAUFMAN S., WALSH T., THOMSON Jr J.B., LYONS J.B. & ROSENFELD J.L. 1984** - Crustal profile of mountain belt: COCORP deep seismic reflection profiling in New England Appalachians and implications for architecture of convergent mountain chains. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 68, 819-837.
- AUVRAY B. 1979** - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricaïn. Thèse de doctorat d'Etat, Rennes, 680 p.
- AUVRAY B. 1988** - Precambrian in the Domnanean domain: the Tregor Massif of North Brittany. In "Precambrian in the variscides", V. Zoubeck (Ed.), Wiley, London, 514-534.
- AVEDIK F. & HOWARD D. 1979** - Preliminary results of seismic study in the Meriadzek-Trevelyan area, Bay of Biscay. Montadert L., Roberts D.G. et al. Init. Repts DSDP, 48, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1015-1023.
- AVEDIK F. 1975** - The seismic structure of the Western Approaches and the south armorican continental shelf and its geological interpretation. In *Petroleum and the continental shelf of northwest Europe. 1 Geology*, Woodland A.W. ed., 29-43.
- BAKER J. W. 1971** - The Proterozoic history of the Southern Britain. *Proc. Geol. Assoc. Lond.*, vol. 82, 249-266.
- BAKER J. W. 1973** - A marginal Late Proterozoic ocean basin in the welsh region. *Geol. Mag.*, vol. 110: 447-455.
- BALE P. & BRUN J.P. 1983** - Les chevauchements cadomiens de la Baie de St Brieuc (Massif Armoricaïn). *C. R. Acad. Sci.*, 297, 359-362.
- BAMFORD D., FABER S., JACOB B., KAMINSKI W., NUNN K., PRODEHL C., FUCHS K., KING R. & WILLMORE P. 1976** - A lithospheric seismic profile in Britain. I Preliminary results. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 44, 145-160.
- BAMFORD D., NUNN K., PRODEHL C. & JACOB B. 1978** - LISPB-IV. Crustal structure of northern Britain. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 54, 43-60.
- BEACH A. 1987** - A regional model for linked tectonics in North-West Europe. In: Brooks J. & Glennie K. W. Eds. *Petroleum Geology of North-West Europe*. Graham & Trotman, London, 2, 43-48.
- BEAMISH D. & SMYTHE D.K. 1986** - Geophysical images of the deep crust: the Iapetus suture. *J. Geol. Soc. London*, 143, 489-497.
- BECQ-GIRAUDON J.F. & VAN DEN DRIESSCHE J. 1994** - Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central: témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 318, II, 675-682.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P. & WEBER K. 1984** - The variscan belt in central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, 15-40.
- BITTNER R. & WEVER T. 1991** - Energy histograms for the characterization of deep reflection seismic profiles. *Geophys. J. Int.*, 105, 37-43.

- BLUCK B.J. 1983** - Role of the Midland Valley of Scotland in the Caledonian Orogeny. *Trans. R. Geol. Edinburgh: Earth Sciences*, 74, 119-136.
- BLUNDELL D.J. & PARKS 1969** - A study of the crustal structure beneath the Irish Sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 17, 45-62.
- BLUNDELL D.J. & RAYNAUD B. 1986** - Modeling lower crust reflections observed on BIRPS profiles. In *Reflection seismology: A global perspective*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geoph. Un., *Geodynamics Series*, 13, 287-295.
- BLUNDELL D.J. 1975** - The geology of the Celtic sea and Southwestern Approaches. In *Canada's continental margin and offshore petroleum exploration*, Yarak C.J., Parker E.R., Glass D.J. eds., *Can. Soc. Pet. Geol.*, Mem. 4, 341-362.
- BLUNDELL D.J. 1979** - The geology and structure of the Celtic sea. In *The Northwest european shelf seas: the sea bed and the sea motion. I Geology and sedimentology*, Banner, Collins, Massie eds., Elsevier, 43-60.
- BLUNDELL D.J., DAVEY F.J. & GRAVES L.J. 1971** - Geophysical survey over the south Irish sea and Nympe Bank. *J. Geol. Soc. London*, 127, 339-375.
- BOIS C, LEFORT J.P., LE GALL B., SIBUET J.C., GARIEL O., PINET B. & CAZES M. 1990** - Traces of Caledonian and Proterozoic crustal features in deep seismic profiles recorded between France and the British Isles. *Tectonophysics*, 185, 21-36.
- BOIS C., CAZES M., GARIEL O., LEFORT J.P., LE GALL B., PINET B. & SIBUET J.C. 1991** - Principaux apports scientifiques des campagnes SWAT et WAM à la géologie de la Mer Celtique, de la Manche et de la marge atlantique. In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique, Manche et ses Approches occidentales - Profils SWAT et WAM*, Bois C., Gariel O., Sibuet J.C. eds., *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 159, 185-217.
- BOIS C., CAZES M., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., MONTADERT L. & PINET B. 1987** - Crustal laminations in deep seismic profiles in France and neighbouring areas. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 287-296.
- BOIS C., CAZES M., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., MONTADERT L. & PINET B. 1988** - Contribution of deep seismic profiling to the knowledge of the lower crust in France and neighbouring areas. *Tectonophysics.*, 145, 253-275.
- BOTT M.H.P. 1960** - The use of rapid digital computing methods for direct gravity interpretation of sedimentary basins. *Royal Astron. Soc. Geophys. Jour.* 3, 1, 63-67.
- BOTT M.H.P. 1971** - Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, 11, 319-327.
- BOTT M.H.P., DAY A.A. & MASSON-SMITH D. 1958** - The geological interpretation of gravity and magnetic surveys in Devon and Cornwall. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A, 992, 251, 166-191.
- BOTT M.H.P., HOLDER A.P., LONG R.E. & LUCAS A.L. 1970** - Crustal structure beneath the granites of southwest England. In: Newall G. and Rast N. (Eds), Mechanism of igneous intrusion, *Geological Journal*, Spec. Issue. 93-102.,
- BROOKS M. & AL SAADI R.H. 1977** - Seismic refraction studies of geological structure in the inner part of the Bristol Channel. *J. Geol. Soc. London*, 133, 433-445.

- BROOKS M., DOODY J.J. & AL RAWI F.R.J. 1984** - Major crustal reflectors beneath SW England. *J. Geol. Soc. London*, 141, 97-103.
- BROOKS M., TRAYNER P. M. & TRIMBLE T. J. 1988** - Mesozoic reactivation of Variscan thrusting in the Bristol Channel area. *J. Geol. Soc. London*, 145, 438-444.
- BROWN G.C. 1979** - Geochemical and geophysical constraints on the origin and evolution of Caledonian granites. In *The Caledonides of the British Isles reviewed*, Harris A.L., Holland C.H., Leake B.E. eds., *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 8, 645-651.
- BRUN J.P., GUTSCHER & DEKORP-ECORS teams 1992** - Deep crustal structure of the Rhine Graben from DEKORP-ECORS seismic reflection data: a summary., *Tectonophysics*, 208, 139-147.
- BULLARD E.C. & GASKELL T.F. 1941** - Submarine seismic investigations., *Proc. R. Soc.* 177A, 476-499.
- BUNCE E.T., CRAMPIN S., HERSEY J.B. & HILL M.N. 1964** - Seismic refraction observation on the continental boundary, West of Britain. *J. Geophys. Res.*, xx, 3853-3863.
- BURG J.P., BRUN J.P. & VAN DEN DRIESSCHE J. 1990** - Le sillon Houiller du Massif Central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II : 147-152.
- CALVEZ J.Y. & VIDAL P. 1978** - Two billions years old relicts in the Hercynian belt of western Europe. *Contrib. Petrol.*, 65, 395-399.
- CARTE MAGNÉTIQUE DU GOLFE DE GASCOGNE (Anomalies du champs total)**, Ed. BRGM, 1969.
- CHADWICK R.A., KENOLTY N. & WHITTAKER A. 1983** - Crustal structure beneath southern England from deep seismic reflection profiles. *J. Geol. Soc. London*, 140, 893-911.
- CHAKRAVORTY K. 1991** - Spectral analysis of Bouguer anomalies in delineating Geology and tectonics of central India. *Thesis*, Dhanbad (India), 158p.
- CHELIDZE T. L. 1982** - Percolation and fracture. *Phys. of Earth and Planet. Int.*, 28, 93-101.
- COAT I. 1991** - Migration des pointés sismiques de profils de réflexion profonde SWAT. Apport à l'étude d'une zone polyorogénique. Thèse d'université, Rennes, 431 p.
- COGNE J. & WRIGHT A.E. 1980** - L'orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques finipré-cambriens d'Europe moyenne et occidentale, et leur signification à l'origine de la croûte et du mobilisme varisque puis alpin. In *Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*, Cogné J., Slansky M. eds., 26ème Congr. Géol. Int., Paris, Colloque C6, Géologie de l'Europe, 29-55.
- COGNE J. 1959** - Données nouvelles sur l'antécambrien dans l'ouest de la France : Pentévrien et Briovérien en Baie de St-Brieuc. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, I, 112-118.
- COLLETTE B.J., LAGAAY R.A. & RITSEMA A.R. 1965** - Depth of the Mohorovicic discontinuity under the North Sea basin. *Nature*, 205, 688-689.

- COLLETTE B.J., LAGAAY R.A., RITSEMA A.R. & SCHOUTEN J.A. 1970** - Seismic investigations in the North Sea, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 19, 183, 3-7.
- CORDELL L. & HENDERSON R.G. 1968** - Iterative three dimensional solution of gravity anomaly data using digital computer, *Geophysics*, 38, 596-601.
- DARBYSHIRE D.P.F., SHEPERD T.J. 1985** - Chronology of granite magmatism and associated mineralization, SW England. *J. Geol. Soc. London*, 142, 1159-1177.
- DAVIES G.R. 1984** - Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc. London*, 141, 3-14.
- DAY A.A., HILL M.N., LAUGHTON A.S. & SWALLOW J.C. 1956** - Seismic prospecting in the Western Approaches of the English Channel. *J. Geol. Soc. London*, 112, 15-44.
- DE POULPIQUET J. 1986** - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. *Thèse*, Rennes, 158p.
- DEWEY J.F. 1969** - Evolution of the Caledonian/Appalachian orogen. *Nature*, 222, 124-129.
- DISSLER E. 1987** - Evolution géodynamique Cadomienne du Nord Cotentin (Massif Armoricaïn). Thèse d'Université, Caen.
- DISSLER E., DORE F., DUPRET L., GRESSELIN F. & LE GALL J. 1988** - L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, IV, 5, 801-814.
- DOBSON M.R., DELANTY L.J. & WHITTINGTON R.J. 1982** - Stratigraphy and inversion tectonics in the St George's channel area off SW Wales, U.K. *Geomarine Lett.*, 2, 23-30.
- DOHR G. 1957** - Ein beitrage der reflexionsseismik zur erforsch-ung des tieferen untergrundes. - *Geol. Rundschau*, 46, 17-26.
- DOODY J.J. & BROOKS M. 1986** - Seismic refraction investigation of the structural setting of the Lizard and Start complexes, SW England. *J. Geol. Soc. London*, 143, 135-140.
- DUPRET L. 1982** - Sur la polystructuration cadomienne du Briovérien de Normandie (Massif armoricaïn) -9ème Reun. Ann. Sci. Terre., Paris, p.222. Livre en dépôt à la Soc. Géol. de France.
- DUPRET L. 1984** - The Proterozoic of Northeastern Armoricaïn Massif. In: Zoubeck Ed., *Precambrian in younguer fold belts*; vol. I. Precambrian in European Variscan Belt , John Wiley, New-York.
- DUPRET L., LEGALL J., DORE F., GATINOT F. & DISSLER E. 1985** - Les spilites de Vassy (Calvados), témoin d'un volcanisme tholéitique et distensif, dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 300, 687-692.
- DUVAL M. 1986** - Modélisation gravimétrique bidimensionnelle; application aux profils SWAT. Diplôme d'études approfondies, Brest, 79 p.
- DYMENT J. 1987** - Etude des bassins sédimentaires celtiques et de leurs relations avec la croûte sous-jacente à l'aide des profils de sismique réflexion profonde SWAT. Mémoire de diplôme d'ingénieur, Institut de Physique du Globe de

Strasbourg.

- ECHTLER H. & CHAUVET A. 1992** - Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany). *Geodynamica Acta*, 5, 37-49.
- ECHTLER H. & MALAVIEILLE J. 1990** - Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177, 125-138.
- EWING J. & EWING M. 1959** - Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the mid-Atlantic ridge and in the Norwegian Sea. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70, 291.
- FAURE M. 1989** - L'amincissement crustal dans la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 1839-1845.
- FOWLER C.M.R. 1990** - The solid earth, an introduction to global geophysics. *Cambridge Univ. Press*, 472p.
- FRANKE W. 1989** - Variscan plate tectonics in Central Europe: current ideas and open questions. *Tectonophysics*, 169, 221-228.
- GANS P.G. 1987** - An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern great basin. - *Tectonics*, 6, 1-12.
- GAPAIS D., LAGARDE J.L., LE CORRE C., AUDREN C., JEGOUZO P., CASAS SAINZ A. & VAN DEN DRIESSCHE J. 1993** - La zone de cisaillement de Quiberon: témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère., *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 316, 1123-1129.
- GARIEL P. 1991** - Carte géologique des affleurements pré-quaternaires. *In: Etude de la Croûte Terrestre par Sismique Profonde. - Mém. Soc. géol. France*, 159, 220p.
- GAVRILENKO P. & GUEGUEN Y. 1989** - Percolation in the crust. *Terra Nova*, 1, 1, 63-68.
- GIBBS A.D. 1987** - Basin development, examples from the U.K. and comments on hydrocarbon prospectivity. *Tectonophysics*, 133, 189-198.
- GOPAL R. 1992** - Interpretation of the gravity field over Nagaur-Ganganagar evaporite basin, Rajasthan, India. *Thesis*, Dhanbad (India), 141p.
- GOUGH D.I. 1986** - Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust. *Nature*, 323, 143-144.
- GRAINDOR M.J. 1960** - Géologie du nord-Ouest du Cotentin (Feuille de Cherbourg au 1/50000). *Bull. Serv. carte géol. France*, Paris, 262, LVII, 81p.
- GRAVIOU P., PEUCAT J.J., AUVRAY B. & VIDAL P. 1988** - The cadomian orogeny in the northern armorican massif. Petrological and geochronological constraints on a geodynamic model. *Hercynica*, IV, 1, 1-13.
- GUNN P.J. 1973** - Location of the Proto-Atlantic suture in the British Isles. *Nature*, 242, 111-112.
- HAAK V. & HUTTON R. 1986** - Electrical resistivity in continental lower crust. *In Nature of the lower continental crust*, Dawson J.B., Carswell D.A., Hall J.,

Wedepohl K.H. eds., *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 24, 35-49.

HANDLEY R.L. 1971 - A geophysical study of the Porcupine Seabight. Ph. D. thesis, University of Birmingham., 179p.

HILL M.N. & KING W.B.R. 1953 - Seismic prospecting in the English Channel and its geological interpretation. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 10, 1-20.

HILL M.N. & LAUGHTON A.S. 1954 - Seismic observations in the eastern Atlantic. *Proc. R. Soc., A*, 222, 348.

HILLIS R.R. & DAY G.A. 1987 - Deep events in the U.K. South-West Approaches. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 243-250.

HOLBROOK S., MOONEY W.D. & CHRISTENSEN N.I. 1992 - The seismic velocity structure of the deep continental crust. *In: Continental Lower Crust*. D.M. Fountain, R. Arculus and R.W. Kay (Edit.), 1-43.

HOLDER A.P. & BOTT M.H.P. 1971 - Crustal structure in the vicinity of south-west England, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 23, 465-489.

HURICH C.A. & SMITHSON S.B. 1987 - Compositional variation and the origin of deep crustal reflections. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 85, 416-426

HYNDMAN R.H. & SHEARER P.M. 1989 - Water in the lower continental crust: modeling magnetotelluric and seismic reflection results. *Geophys. J. Int.*, 98, 343-365.

JACOB A.W.B., KAMINSKI W., MURPHY T., PHILLIPS W.E.A. & PRODEHL C. 1985 - A crustal model for a northeast profile through Ireland. *Tectonophysics*, 113, 75-103.

JEANS P.J.F. 1973 - Plate tectonic reconstruction of the southern Caledonides of Great Britain. *Nature Phys. Sci.*, 245, 120-122.

JOHNSON M.R.W., SANDERSON D.J. & SOPER N.J. 1979 - Deformation in the Caledonides of England, Ireland and Scotland. *In The Caledonides of the British Isles reviewed*, Harris A.L., Holland C.H., Leake B.E. eds., *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 8, 165-186.

JONIN M. 1981 - Un batholite fini-Précambrien : le batholite mancellien. (Massif Armoricaïn, France). Etudepéetrographique et géochimique. Thèse de doctorat d'Etat, Brest, 319 p.

KAY R.W. & MAHLBURG KAY S. 1986 - Petrology and geochemistry of the lower continental crust. *In The nature of the lower continental crust*, Dawson J.B., Carswell D.A., Hall J., Wedepohl K.H. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 24, 147-159.

KERN H. & SCHENCK V. 1985 - Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 40, 147-160.

KLEMPERER S. L., BROWN L.D., OLIVER J.E., ANDO C.J., CUCHRA B.L. & KAUFMAN S. 1985 - Some results of COCORP seismic reflection profiling in the Grenville-age Adirondack mountains, New York State. *Can. Earth J. Sci.*, 22, 141-153.

KLEMPERER S.L. & BIRPS GROUP 1987 - Reflectivity of the crystalline crust : hypotheses and tests. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 217-222.

- KLEMPERER S.L. 1987** - A relation between continental heat flow and the seismic reflectivity of the lower crust. *J. Geophys.*, 61, 1-11.
- KLEMPERER S.L. 1989** - Deep seismic reflection profiling and the growth of the continental crust. *Tectonophysics.*, 161, 233-244.
- KOULOMZINE Th., LAMONTAGNE Y. & NADEAU A. 1970**- New methods for the direct interpretation of magnetic anomalies caused by inclined dykes of infinite length: *Geophysics*, 35, 812-830.
- KRUSE S., McNUTT M., PHIPPS-MORGAN J., ROYDEN L. & WERNICKE B. 1991** - Lithosphere extension near Lake Mead, Nevada: A model for ductile flow in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 96, B3, 4435-4456.
- KUSZNIR, N.J. & MATTHEWS, D.H., 1988.** Deep seismic reflections and the deformational mechanics of the continental lithosphere, *Journ. Petrol., Sp. Lithosphere Issue*, 63-87.
- LALAUT P. 1980** - Contribution à l'étude de la structure profonde du Golfe de Gascogne par méthodes gravimétriques. *Thèse 3e cycle*, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6, 131p.
- LAPIERRE F. 1972**- Etude structurale du plateau continental à l'ouest de la Bretagne. *Rev. Inst. fr. Pétrole.* 27, 73-89
- LE CORRE C. 1977** - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, 1, 3, 219-254.
- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLEVRE M. & ROBARDET M. 1991** - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse
- LE GALL B. 1991** - Structure profonde de la croûte varisque en Manche et Mer Celtique. Apports des profils de sismique réflexion en écoute longue SWAT. In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique-Manche et ses Approches Occidentales - Profils SWAT et WAM*, Bois C., Gariel O., Sibuet J.C. eds., *Bull. Soc. Géol. Fr.* 159, 1, 83-121.
- LEFORT J.P. & AGARWAL B.N.P.** - Gravity evidence for an alpine buckling of the lithosphere beneath the Paris Basin. *Tectonophysics*, soumis
- LEFORT J.P. & MAX M. D. 1984** - Development of the Porcupine Seabight: use of magnetic data to show the direct relationship between early oceanic and continental structures. *J. Geol. Soc. London*, 141, 663-674.
- LEFORT J.P. & SEGOUFIN 1978** - Etude comparée des structures profondes et des anomalies magnétiques allongées reconnues en Manche occidentale et en Baie d'Audierne : existence possible d'une suture cryptique au Nord-Ouest du Massif Armoricaïn (France). *Tectonophysics.*, 46, 65-76.
- LEFORT J.P. 1975** - Le socle périarmoricaïn : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'ouest de la France. Thèse de doctorat d'Etat, Rennes, 217 p.
- LEFORT J.P. 1977** - Possible "Caledonian" subduction under the Domnanean domain North Armorican area. *Geology*, 5, 523-526.
- LEFORT J.P. 1991** - L'organisation structurale du socle profond de la Manche occidentale d'après l'interprétation des profils sismiques SWAT. Un exemple d'intersection entre une structure cadomienne et des structures hercyniennes divergentes. In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique, Manche et ses Approches occidentales - Profils SWAT et WAM*, Bois C., Gariel O., Sibuet J.C. eds., *Mém. Soc. Géol. Fr.* 159, 1, 123-132.

- LEFORT J.P. 1993 - Image globale de la croûte continentale française entre le Brabant et le Pays basque. *Bull. Centres Rech. Explor-Prod. Elf Aquitaine*, 17, 1, 39-52.
- LEFORT J.P., BARDY Ph. & DE POULPIQUET J. 1991 - Interprétation des anomalies magnétiques reconnues en Manche occidentale et en mer Celtique le long des profils SWAT. In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique, Manche et ses Approches occidentales - Profils SWAT et WAM*, Bois C., Gariel O., Sibuet J.C. eds., *Mém. Soc. Géol. Fr.* 159, 1, 133-143.
- LEUTWEIN F., POWER G., ROACH R. & SONET J. 1973 - Quelques résultats géochronologiques obtenus sur les roches d'âge précambrien du Cotentin., *C. R. Acad. Sci.*, Paris, II, 276, 2121-2124.
- LOWE C. & JACOB A.W.B. 1989 - A North-South profile across the Caledonian suture zone in Ireland. *Tectonophysics.*, 168, 297-318.
- MAKRIS J., EGLOFF R., JACOB A.W.B. MOHR P. MURPHY T. & RYAN P. 1988 - Continental crust under the southern Porcupine Seabight west of Ireland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 89, 383-397.
- MASSON D.G. & MILES P. 1986 - Structure and development of Porcupine Seabight sedimentary basin, offshore southwest Ireland. *A. A. P. G. Bull*, 70, 536-548.
- MATTAUER M., BRUNEL M. & MATTE P. 1988 - Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, II, 671-676.
- MATTE P. & HIRN A. 1988 - Seismic signature and tectonic cross section of the Variscan crust in western France. *Tectonics*, 7, 2, 141-155.
- MATTE P. 1986 - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics.*, 126, 329-374.
- MATTHEWS D.H. & CHEADLE M.J. 1986 - Deep reflections from the Caledonides and Variscides west of Britain and comparison with the Himalayas. In *Reflection seismology: A global perspective*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 13, 5-19.
- MATTHEWS S.C. 1984 - Northern margins of the Variscides in the North Atlantic region: comments on the tectonics context of the problem. In *Variscan tectonics of the North Atlantic region*, Hutton D.H.W., Sanderson D.J. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 14, 71-88.
- McGEARY S. & WARNER M.R. 1985 - Seismic profiling the continental lithosphere. *Nature*, 317, 795-797.
- McKERROW W.S. & SOPER N.J. 1989 - The Iapetus suture in British Isles. *Geol. Mag.*, 126, 1, 1-8.
- McKERROW W.S., LEGGETT J.K. & EALES M.H. 1977 - Imbricate thrust model of the Southern Uplands of Scotland. *Nature*, 267, 237-239.
- MEISSNER R, BARTELSSEN J. & MURAWSKI J. 1981 - Thin skinned tectonics in the northern Rhenish Massif, Germany, *Nature*, 290, 399-401.
- MEISSNER R. & KUSZNIR N.J. 1987 - Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 365-374.

- MEISSNER R. & WEVER T. 1986** - Nature and development of the crust according to deep reflection data from the German Variscides. In *Reflection seismology: A global perspective*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamic Series*, 13, 31-42.
- MEISSNER R. 1986** - Twenty years of deep seismic profiling in Germany. A contribution to our knowledge of the nature of the lower Variscan crust. In *The nature of the lower crust*, Dawson J.B., Carswell D.A., Hall J., Wedepohl K.H. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 24, 1-10.
- MEISSNER R. 1989** - Rupture, creep, lamellae and crocodiles: happenings in the continental crust. *Terra Nova*, 1, 1, 17-28.
- MEISSNER R., MATTHEWS D. & WEVER Th. 1986** - The Moho in and around Great-Britain. *Ann. Geophys.*, 4B, 6, 659-664.
- MENARD G. & MOLNAR P. 1988** - Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Paleozoic European basin and range province. *Nature*, 334, 235-237.
- MOONEY W.D. & MEISSNER R. 1992** - Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho. - In: D.M. Fountain, R. Arculus et R.W. Kay (Edit.), *Continental lower crust.*, 45-79.
- MOSELEY F. 1977** - Caledonian plate tectonics and the place of the English Lake District. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 764-768.
- NAYLOR D. & SHANNON P.M. 1982** - The geology of offshore Ireland and West Britain. Graham and Trotman, London, 161 p.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J.M. 1982** - Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 24(5-6), 875-892.
- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P. & AUZENDE J.M. 1984** - Cinématique de l'atlantique nord et central. Publication du CNEXO. *Rapport Sc. et Techn.* 54.
- PANKHURST R.J. 1974** - Rb-St whole rock chronology of Caledonian events in NE Scotland. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 85, 345-350.
- PAUL A. & NICOLLIN F. 1989** - Thin crustal layering in Northern France: observations and modelling of the PmP spectral content. *Geophys. J. Int.*, 99, 229-246.
- PAUTOT G., RENARD V., AUFFRET G., PASTOURET L. & De CHARPAL O. 1976** - A granite cliff deep in the North Atlantic. *Nature*, 263, 669-672.
- PEDDY C.P. & HOBBS R.W. 1987** - Lower crustal reflectivity of the continental margin southwest of Britain. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 331-338.
- PERCIVAL J.A. & BERRY M.J. 1987** - The lower crust of the continents. In *Composition, Structure and Dynamics of the Asthenosphere-Lithosphere system*, Fuchs K., Froidevaux C. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamic Series*, 16, 33-60.
- PERROUD H., VAN DER VOO R. & BONHOMMET N. 1984** - Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12, 579-582.
- PHAM 1988** - Propriétés électriques et structure de la croûte sous le Bassin parisien par sondage magnéto-tellurique profond. In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde, Profil Nord de la France*, Cazes M., Toreilles G. eds., Technip, 141-156.

- PHILLIPS W.E.A., STILLMAN C.J. & MURPHY T. 1976** - A Caledonian plate tectonic model. *J. Geol. Soc. London*, 132, 579-609.
- PINET B., SIBUET J.C., LEFORT J.P., SCHROEDER I.J. & MONTADERT L. 1991** - Structure profonde de la marge des Entrées de la Manche et du plateau continental celtique: le profil WAM. In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique, Manche et ses Approches occidentales - Profils SWAT et WAM*, Bois C., Gariel O., Sibuet J.C. eds., *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 159, 1, 167-183.
- POWELL D.W. 1971** - A model for Lower Paleozoic evolution of the southern margin of the Early Caledonides of Scotland and Ireland. *Scott. J. Geol.*, 7, 369-372.
- RESTON T.J. 1987** - Spatial interference, reflection character and the structure of the lower crust under extension, results from 2-D seismic modelling. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 339-348.
- RAYNAUD B. 1988** - A 2D, ray-based, depth migration method for deep seismic reflections. *Geophys. J.*, 93, 163-171.
- REY P. 1992** - Effondrement de la chaîne varisque dans les Vosges et fabrique sismique de la croûte continentale. Thèse., Grenoble, 269p.
- REY P. 1993** - Seismic and tectono-metamorphic characters of the lower continental crust in phanerozoic areas: a consequences of post-thickening extension. *Tectonics*, 12, 2, 580-590.
- REY P., BURG J.P. & CARON J.M. 1991** - Tectonique extensive ductile et plutonisme viséo-namurien dans les Vosges, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, II, 1609-1616.
- RICHERT J.P. & BODOU P. 1977** - Essai d'interprétation de la faille NW-SE du permis de Loire Atlantique, *SNEAP, Rapport interne*.
- ROBINSON K. W., SHANNIN P. M. & YOPUNG D. G. G. 1981** - The Fastnet Basin: an integrated analysis. In: ILLING I. V. & HOBSON G. D. Eds., *Petroleum Geology of the continental shelf of North-West Europe*. Inst. petr., London, 444-454.
- RUSSELL M.J. 1971** - North-South geofractures in Scotland and Ireland., *Scott. J. Geol.* 8, 1, 75-84.
- SAPIN M. & PRODEHL C. 1973** - Long-range profiles in Western Europe, In: *Crustal structure between the Bretagne and the Central Massif of France*. *Ann. Geophys.* 29, 127-145.
- SCRUTTON R.A., STACEY A.P. & GRAY F. 1971** - Evidence for the mode of formation of Porcupine Seabight, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 11, 140-146.
- SEGOUFIN J. 1970** - Carte magnétique du plateau continental atlantique. Plateau continental armoricain - Ouest de la Bretagne. Anomalies du champ total. IPGP.
- SENGOR. A.M.C, BURKE K. & DEWEY J.F. 1978** - Rifts at High angles to orogenic belts: tests for their origin and the upper Rhine Graben as an example., *Am. Journ. Sci.*, 278, 24-40.
- SIBUET J.C. & ONDREAS H. 1991** - Carte gravimétrique de la Manche, de la mer Celtique et des approches occidentales. In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique, Manche et ses Approches occidentales - Profils SWAT et WAM*, Bois C., Gariel O., Sibuet J.C. eds., *Mém. Soc. Géol. Fr.* 159, 2

- SIBUET J.C. 1987**- Contribution à l'étude des mécanismes de formation des marges passives. *Thèse de doctorat d'Etat*, Brest, 741p.
- SIBUET J.C., DYMENT J., BOIS C., PINET B. & ONDREAS M. 1990** - Crustal structures of the Celtic Sea and Western Approaches from gravity data and deep seismic profiles: constraints on the formation of continental basins. *J. Geophys. Res.*, 95, B7, 10999-11020.
- SIBUET J.C., ONDREAS H., DUVAL M. & DYMENT J. 1991** - Contraintes sur la structure crustale de la Manche et de la Mer Celtique à partir des données gravimétriques et des sondages sismiques profonds (SWAT et WAM). In *Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Mer Celtique, Manche et ses Approches occidentales - Profils SWAT et WAM*, Bois C., Gariel O., Sibuet J.C. eds., *Mém. Soc. Géol. Fr.* 159, 1, 145-165.
- SIVAJI C. 1991** - Mapping of the crustal discontinuities over the central indian region from gravity field data. *Thesis*, Dhanbad (India), 169p.
- SMITH N.J.P. 1985** - Map 2: contours of the top of the pre-permian surface on the United Kingdom (south), 1/1 000 000. British Geological Survey on behalf of Petroleum Engineering Division Departement of Energy.
- SNEA 1971** - Esquisse du socle des approches occidentales de la Manche d'après la sismique réflexion (Document confidentiel).
- SOPER N.J., HUTTON D.H.W. 1984** - Late Caledonian sinistral displacements in Britain: implications for a three plate collision model. *Tectonics*, 3, 781-794.
- SORNES A. 1968** - P_n time term survey Norway-Scotland, A.R.P.A. Supplementary Scientific Report N° 216-1.
- SPECTOR A & GRANT F. S. 1970** - Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35, 293-302.
- SYBERG G.J.R. 1972** - A Fourier method for the regional-residual problem of potential fields., *Geophysical Prospecting*, 20, 47-75.
- TALWANI M. & HEIRTZLER J.R. 1964** - Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional structures of any shape; In: *Computers in the mineral industry*, Ed. G.A. Parks, Stanford University.
- TALWANI M., WORZEL J.L. & LANDISMAN M. 1959** - Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- TAPPONNIER. P. 1977** - Evoluton tectonique du système alpin en méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide plastique *Bull. Soc. Géol. Fr.* 19(3), 437-460.
- THOMAS P. R. 1979** - New evidence for a central Highland root zone. In A. L. Harris, C. H. Holland and B. E. Leake (Eds), *The Caledonides of the British Isles - Reviewed*. Geol. Soc. Lond., Scottish Academic Press, Edinburgh, pp. 205-212.
- THORPE R. S., BECKINSALE R. D., PATCHETT P. J., PIPER J. D. A., DAVIES G. R. & EVANS J. A. 1984** - Crustal growth and late Precambrian early Paleozoic plate tectonic evolution of England and Wales. *J. Geol. Soc. London*, 141, 521-536.
- THORPE R.S., 1974** - Aspects of magmatism and plate tectonics in the Precambrian of England and Wales. *Geological Journal*, 9, 115-136.

- TRAPPE H., WEVER T. & MEISSNER R. 1988** - Crustal reflectivity pattern and its relation to geological provinces. *Geophys. Prosp.*, 36, 265-281.
- TSUBOI C. 1983** - Gravity., George Allen and Unwin, London.
- UNGER J.D. 1988** - A PC program for migration of seismic reflection profiles. *Geobyte*, 42-54.
- VACQUIER V., STEENLAND N.C., HENDERSON R.G. & ZIETZ I. 1951** - Interpretation of aeromagnetic maps. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 47, 1-151.
- VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J. P. 1989** - Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II, 1607-16013.
- VAN DEN DRIESSCHE J. & BRUN J. P. 1992** - Tectonic evolution of the Montagne Noire (Southern French Massif Central): a model of extensional gneiss dome, *Geodynamica Acta.* 5, 85-99
- VAN DEN DRIESSCHE J. 1994** - L'effondrement gravitaire de la chaîne varisque, *Thèse d'état, Univ. Paris 7*, 608p.
- VIDAL Ph. 1980** - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricaïn : un apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. B.R.G.M.*, 21, 162 p.
- VIGNERESSE J.L. 1978** - Gravimétrie et granites armoricains, structure et mise en place des granites hercyniens. *Thèse, Rennes*, 91p.
- WATSON J. & DUNNING F.W., 1979** - Basement-cover relations in the British Caledonides. In *The Caledonides of the British Isles reviewed*, Harris A.L., Holland C.H., Leake B.E. eds., *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 8, 67-91.
- WATSON J. 1978** - The basement of the Caledonide orogen in Britain. In *Caledonian-Appalachian orogen of the north Atlantic region*, Geol. Survey of Canada, 78.13, 75-77.
- WENZEL F. SANDMEIER K.J. & WALDE W. 1987** - Properties of the lower crust from modeling refraction and reflection data. *J. Geophys. Res.*, 92, B11, 11575-11583.
- WERNICKE B. 1981** - Low-angle normal faults in the Basin and Range Province, nappe tectonics in an extended orogen. *Nature*, 291, 645-647.
- WEVER T. 1984** - Häufigkeitsstatistik von Steilwinkelreflexionen aus Gebieten der kontinentalen Kruste und ihre Anwendung auf die Analyse von Krustenstrukturen. *Diploma thesis.*, Kiel University.
- WEVER T., TRAPPE H. & MEISSNER R. 1987** - Possible relation between crustal reflectivity, crustal age, heat flow, and viscosity of the continents. *Ann. Geophys.*, 5B, 3, 255-266.
- WEVER T. 1989** - Conrad and top of the reflective lower crust - do they coincide ? *Tectonophysics*, 157, 39-58.
- WHITE R.S., WESTBROOK K., FOWLER S.R., SPENCE G.D., BARTON P.J., JOPPEN M, MORGAN J., BOWEN A.N., PRESTCOTT C. & BOTT M.H.P. 1987** - Hatton Bank (northwest UK) continental margin structure. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 265-272.

- WHITMARSH R.B., LANGFORD J.J., BUCKLEY J.S., BAILEY R. & BLUNDELL D.J. 1974 - The crustal structure beneath Porcupine Ridge as determined by explosion seismology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 197-204.
- WILLIAMS A. 1976 - Plate tectonics and biofacies evolution as factors in Ordovician correlation. In *The ordovician system*, Basset M.G. ed., University of Wales Press and National Museum of Wales, Cardiff, 29-66.
- WILLMORE P.L. 1949 - Seismic experiments on the north German. *Phil. Trans. R. Soc.* A242, 123, 1946-1947.
- WILSON J.T. 1966 - Did the Atlantic close and then re-open ?. *Nature*, 211, 676-681.
- WINDLEY B.F. 1986 - The evolving continent. John Wiley & Sons, 2nd edition, 399 p.
- WOODCOCK N.H. 1984 - The Pontesford Lineament, Welsh Borderland. *J. Geol. Soc. London*, 141, 1001-1014.
- ZIEGLER P.A. 1982 - Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell internationale petroleum Maatschappij B.V.
- ZIEGLER P.A. 1990- Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell internationale petroleum Maatschappij B.V.



A N N E X E

*Aperçu sur quelques méthodes
géophysiques utilisées*



A/ Gravimétrie

Méthode inverse de Cordell et Henderson (1968)

C'est une méthode tridimensionnelle d'inversion des données gravimétriques. Elle permet de calculer un modèle du corps responsable d'une anomalie connaissant les valeurs de celle-ci aux nœuds d'une grille régulière. Le corps est approché par un ensemble de prismes verticaux centrés sur les nœuds de la grille (Fig. A.1).

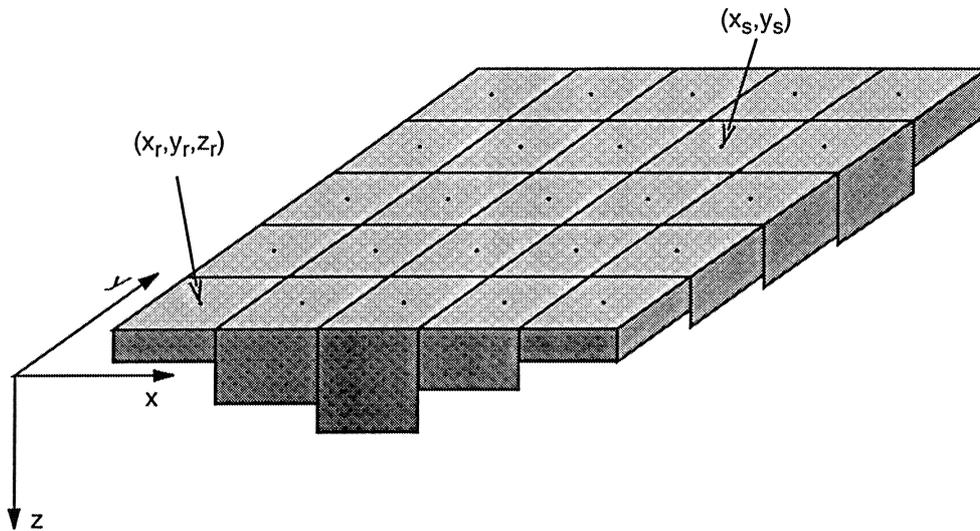


Fig. A.1 : Discrétisation en prismes verticaux de la structure à modéliser.

Le problème consiste à déterminer les profondeurs des bases des prismes (en supposant leurs sommets connus). Autrement dit, si l'on désigne par $g(x_s, y_s, 0 | x_r, y_r, z_r)$ l'attraction au point $(x_s, y_s, 0)$ du prisme centré sur le nœud (x_r, y_r) dont la base se trouve à la profondeur z_r , on doit chercher z_r , $r=1, \dots, N$ tels que :

$$\sum g(x_s, y_s, 0 | x_r, y_r, z_r) = g_{mes} \text{ pour } s=1, \dots, N.$$

Ceci revient à résoudre un système de N équations à N inconnues (z_1, \dots, z_n) . Ce système peut être vectoriellement écrit de la façon suivante :

$$\bar{\gamma} = \bar{F}(\bar{z})$$

\bar{z} : étant un vecteur à n composantes correspondant aux inconnues c.-à-d. les profondeurs des prismes.

$\bar{F}(\bar{z})$: désignant une fonction vectorielle faisant correspondre à \bar{z} un vecteur à N composantes (valeurs de l'anomalie calculée aux nœuds de la grille).

$\bar{\gamma}$: vecteur de dimension N (valeurs de l'anomalie mesurée aux nœuds de la grille).

Pour résoudre de façon itérative ce problème on peut écrire la relation ci-dessus sous forme :

$$\bar{z} = \bar{z} + \bar{\alpha}(\bar{\gamma} - \bar{F}(\bar{z}))$$

Cette formulation a pour intérêt de permettre l'utilisation du schéma itératif suivant :

$$\bar{z}^i = \bar{z}^{(i-1)} + \bar{\alpha}(\bar{\gamma} - \bar{F}(\bar{z}^{(i-1)}))$$

i: désignant la i^{ème} itération.

$\bar{\alpha}$: étant un opérateur défini par :

$$\bar{\alpha} = \frac{\bar{z}_k^{(i-1)}}{\bar{F}_k(\bar{z}_k^{(i-1)})} \quad k = 1, \dots, \text{Nombre de prismes.}$$

on obtient ainsi:

$$\bar{z}_k^{(i)} = \bar{z}_k^{(i-1)} + \frac{\bar{z}_k^{(i-1)}}{\bar{F}_k(\bar{z}_k^{(i-1)})} (\bar{\gamma}_k - \bar{F}_k(\bar{z}_k^{(i-1)}))$$

La figure A.2 montre l'évolution de l'attraction «g» due à un prisme en fonction de la profondeur «z» de celui-ci. Le point de mesure se situe au centre du prisme, ce dernier peut donc être considéré comme étant d'extension horizontale infinie. Le principe de la couche équivalente (Bott, 1960) permet d'obtenir un modèle initial.

$$z_0 = g_{mesj} / 2\pi G \rho$$

g_{mesj} : anomalie interpolée au centre du prisme j;

G: constante de gravitation universelle;

ρ : densité;

z_0 : profondeur du prisme;

Au début la courbe $g = F(z)$ a pour pente $2\pi G \rho$. La profondeur du prisme est modifiée à chaque itération et l'effet gravimétrique dû aux nouvelles masses est de plus en plus faible. Si «z» est la profondeur réelle du prisme, l'anomalie créée par celui-ci au niveau de la station située à son centre est g_{mes} . Elle correspond au point Q sur la courbe.

D'autres part, si l'on désigne par z_0 , la profondeur initiale du prisme, les valeurs de z_0 et $F(z_0)=g_0$ définissent le point P. Les points suivants ($P_k, k=1, \dots, n$) sont obtenus en considérant la droite sécante à la courbe $g=F(z)$, passant par l'origine et par le point P_{k-1} . A l'issue de la première itération, la profondeur du prisme est modifiée de z_0 à z_1 . Pour déterminer z_1 , calculons la pente de la droite passant par l'origine et par le point P :

$$\operatorname{tg}(\alpha) = \frac{g_{\text{mes}} - g_0}{z_1 - z_0} = \frac{g_0}{z_0}$$

on en déduit :

$$z_1 = z_0 + \frac{z_0}{g_0} (g_{\text{mes}} - g_0)$$

On peut montrer de la même manière que la variation de la profondeur de la base du prisme correspondant à la nième itération s'écrit:

$$z_n = z_{n-1} + \frac{z_{n-1}}{g_{n-1}} (g_{\text{mes}} - g_{n-1})$$

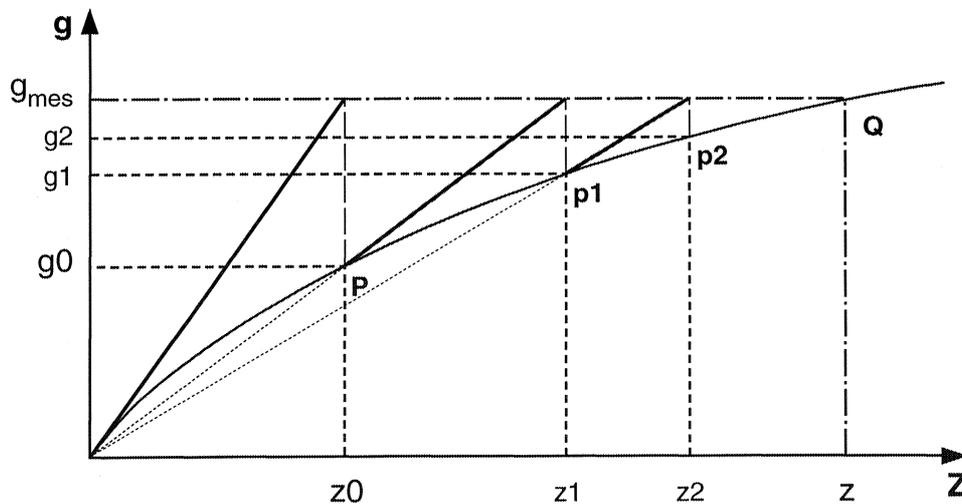


Fig. A.2. Illustration de la méthode de Cordell et Henderson (1968).

Analyse spectrale des données gravimétriques (Syberg, 1972; Tsuboi, 1983)

Cette méthode consiste à supprimer un certain nombre d'anomalies définies par une gamme de longueurs d'onde. Dans un premier temps, le spectre d'énergie des anomalies est établi après identification des différentes amplitudes et des longueurs d'onde correspondantes. Ensuite, a lieu la procédure de filtrage qui tient compte de la fréquence de coupure spécifiée. Les données sont traitées en trois dimensions après transformation du signal gravimétrique (anomalies observées) du domaine spatial en domaine fréquentiel. Ce signal est régulièrement échantillonné selon une grille régulière, ce qui définit une fréquence de coupure initiale dont on peut minimiser l'effet en réduisant autant que possible le pas d'échantillonnage en tenant compte, bien entendu, de la densité des points de mesure.

1- Le spectre d'énergie

Si la fonction $g(x,y)$ représente la variation de l'anomalie de Bouguer dans le plan (x,y) , sa transformée de Fourier peut s'écrire:

$$G(u,v) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x,y) \cdot e^{-i(ux+vy)} dx dy$$

u et v : étant les fréquences relatives respectivement aux directions x et y .

L'énergie spectrale $E(u,v)$ de la fonction $g(x,y)$ est définie par :

$$E(u,v) = |G(u,v)|^2$$

Si l'on désigne par r la fréquence radiale qui intègre les composantes u et v telles que $r = \sqrt{u^2+v^2}$, la courbe "*Log(Énergie) en fonction de (r)*" peut être approché par des segments de droites. La pente de chaque segment correspond à une profondeur qui caractérise une discontinuité de densité (Spector et Grant, 1970).

Syberg (1972) montre que le spectre d'amplitude $A(r)$ relatif à des distributions continues de masses situées à deux profondeurs moyennes différentes \bar{h}_1 et \bar{h}_2 dans un demi-espace infini, peut s'écrire:

$$A(r) = G \cdot [D_1 e^{-\bar{h}_1 r} \cdot \alpha_1(u, v) + D_2 e^{-\bar{h}_2 r} \cdot \alpha_2(u, v)] + \hat{n} \cdot \alpha_n(u, v)$$

G : constante de gravitation universelle;

α : fonction complexe du spectre de phase, $\Phi_j(u, v)$ telle que

$$\alpha_j(u, v) = \cos(\Phi_j) + i \cdot \sin(\Phi_j);$$

\hat{n} : bruit blanc;

D1 et D2 : constantes.

On en déduit le spectre d'énergie E(r) tel que :

$$E(r) = |G(r)|^2 \\ = \left\{ G \left[D_1 e^{-\bar{h}_1 r} \cdot \alpha_1(u, v) + D_2 e^{-\bar{h}_2 r} \cdot \alpha_2(u, v) \right] + \hat{n} \cdot \alpha_n(u, v) \right\}^2$$

En développant cette expression on obtient :

$$E(r) = G^2 D_1^2 e^{-2h_1 r} + G^2 D_2^2 e^{-2h_2 r} + \hat{n}^2 \\ + G D_1 D_2 e^{-(h_1 + h_2)r} \cos(\Phi_1 + \Phi_2) \\ + G D_1 \hat{n} e^{-h_1 r} \cos(\Phi_1 + \Phi_n) \\ + G D_2 \hat{n} e^{-h_2 r} \cos(\Phi_2 + \Phi_n).$$

En négligeant les trois derniers termes qui dépendent du spectre de phase considéré comme aléatoire (Syberg, 1972), on obtient :

$$E(r) \approx G^2 D_1^2 e^{-2h_1 r} + G^2 D_2^2 e^{-2h_2 r} + \hat{n}^2$$

$$E(r) \approx A_1^2 e^{-2h_1 r} + A_2^2 e^{-2h_2 r} + \hat{n}^2 \quad A_1 \text{ et } A_2 : \text{étant des constantes.}$$

Le premier terme représente l'anomalie régionale provoquée des corps profonds tandis que le second correspond à la composante résiduelle due à des sources superficielles. La relation ci-dessus peut également s'écrire :

$$E(r) \approx (A_1 e^{-h_1 r})^2 \cdot (w(r))^2$$

$$\text{Avec } (w(r))^2 = 1 + \left(\frac{A_2}{A_1} \cdot e^{(h_1 - h_2)r} \right)^2 + \left(\frac{\hat{n}}{A_1 e^{-h_1 r}} \right)^2$$

Le spectre d'énergie E(r) devient ainsi le produit du carré de la fonction w(r) par le terme "[A₁exp(-h₁r)]²" représentant le spectre d'énergie associé à la régionale. La fonction w(r) dépend des constantes A₁, A₂, h₁ et h₂ qui sont déterminées à partir des ordonnées à l'origine et des pentes des différents segments identifiés sur le spectre. Il est donc possible de déduire le spectre relatif à l'anomalie régionale seule en multipliant cette dernière

expression de $E(r)$ par la fonction inverse $w^{-1}(r)$ telle que $ww^{-1}=1$. Ensuite, la transformée de Fourier inverse de ce produit permet d'obtenir la composante régionale de l'anomalie de Bouguer.

2- Détermination de l'interface entre deux distributions de masses de densités différentes

A partir des données gravimétriques filtrées, on peut déterminer une surface séparant horizontalement deux milieux de densités différentes et dont les ondulations sont censées être à l'origine des anomalies. Le principe de calcul est basé sur des travaux de Tsuboi (1983). Selon cet auteur, la fonction $g(x,y)$ représentant les variations du champ de gravité dans le plan (x,y) peuvent s'écrire:

$$g(x,y) = \sum_m \sum_n B_{mn} \frac{\cos mx}{\sin} \cdot \frac{\cos ny}{\sin}$$

B_{mn} représentant les coefficients des séries de Fourier.

Tsuboi montre que les anomalies du champ de gravité définies par $g(x,y)$ peuvent être attribuées à une distribution de masse surfacique située à la profondeur d et définie par :

$$\sigma(x,y) = \frac{1}{2\pi G} \sum_m \sum_n B_{mn} \exp[d \cdot \sqrt{m^2+n^2}] \cdot \frac{\cos mx}{\sin} \cdot \frac{\cos ny}{\sin}$$

$$\sigma(x,y) = (\rho_2 - \rho_1) \cdot h(x,y)$$

G étant la constante de gravitation universelle.

$h(x,y)$ est une fonction représentant les variations de

l'amplitude des ondulations de l'interface considérée.

ρ_1 et ρ_2 : densités des deux milieux.

On en déduit que :

$$h(x,y) = \frac{\sigma(x,y)}{(\rho_2 - \rho_1)} = \frac{1}{2\pi G(\rho_2 - \rho_1)} \sum_m \sum_n B_{mn} \exp[d \cdot \sqrt{m^2+n^2}] \cdot \frac{\cos mx}{\sin} \cdot \frac{\cos ny}{\sin}$$

B/ Sismique

Méthode de migration des profils sismiques (Unger, 1988)

Les profils de sismique réflexion verticale sont souvent interprétés à partir de pointés issus des données brutes. Ces profils sont par conséquent subjectivement assimilés à des coupes géologiques. Toutefois, les réflecteurs sont souvent décalés par rapport aux positions réelles des événements géologiques qu'ils représentent. Ce décalage dépend essentiellement du pendage des réflecteurs mais aussi de leur profondeur et des vitesses des formations géologiques traversées par l'onde sismique avant de les atteindre. Le but de la migration est de rétablir la position et la géométrie réelles des réflecteurs. Ceci n'est logiquement possible que si l'on dispose d'une bonne connaissance de la répartition des vitesses sismiques dans la tranche de croûte impliquée dans le profil. Pour cela, on fait appel à des données de la sismique réfraction ou autres.

Nous avons utilisé la méthode de migration de Unger (1988). C'est une technique basée sur la théorie de l'optique sous l'hypothèse de la propagation en rais de l'énergie sismique. Elle permet de migrer des pointés sismiques et nécessite une croissance linéaire de la vitesse avec la profondeur.

1- Principe de la méthode de migration de Unger

Le principe géométrique de cette méthode est illustré par la figure A.3. Le rai sismique part du point de tir à la surface avec un angle d'incidence initial θ_0 . Les formations géologiques traversées servent à établir un modèle de vitesse qui intervient dans le calcul du pendage du réflecteur après migration.

Le modèle de vitesse est représenté par la relation suivante:

$$V = V_0 + k.z$$

V_0 : vitesse à la surface (km/s).

k : gradient de vitesse (s^{-1}).

z : profondeur (en km) à laquelle la vitesse v est calculée.

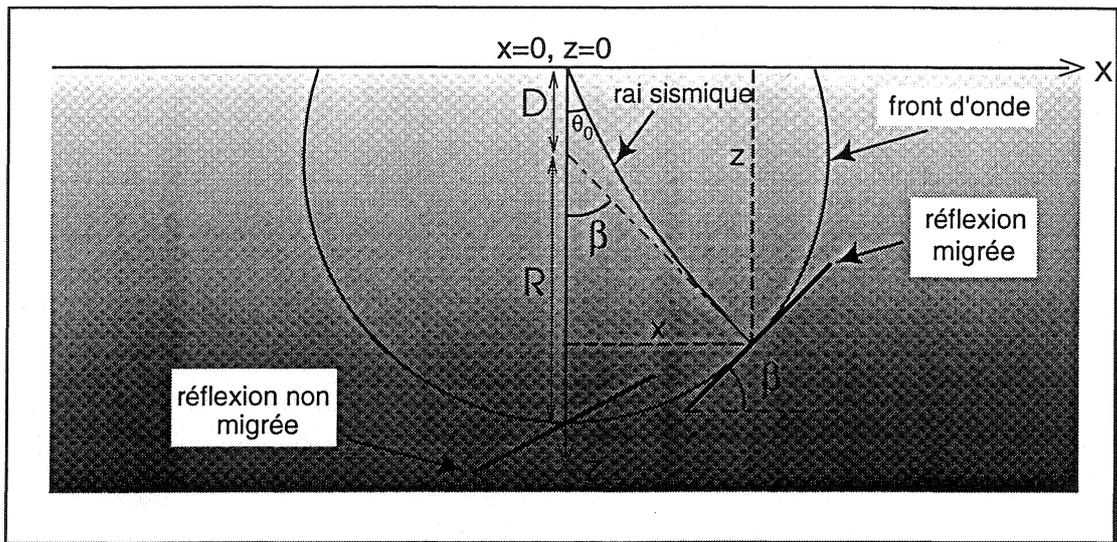


Fig. A.3 : Principe géométrique de la méthode de Unger
(d'après Unger 1988).

Ce modèle est obtenu par une approximation linéaire de la courbe de variations de vitesse à travers les formations géologiques concernées (Fig. A.4).

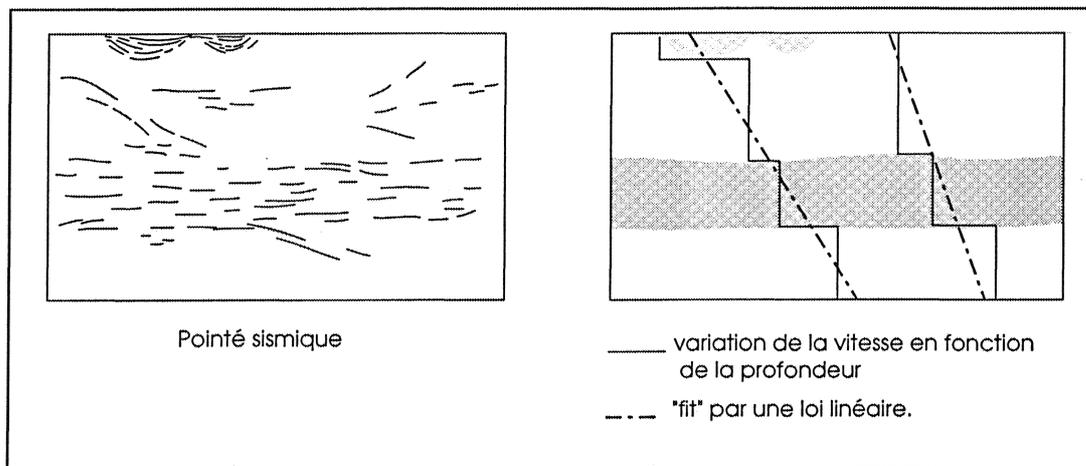


Fig. A.4 : Etablissement du modèle de vitesse.

La figure A.5 montre d'une part dans un espace $[x,z]$, un réflecteur penté schématiquement limité par les points d'arrivée de deux rais sismiques, d'autre part ce qu'on obtient pour le même réflecteur dans un espace $[x,t]$ (de la section temps). On constate alors que ni la position ni le pendage du réflecteur ne sont réellement représentés sur la coupe en temps double.

Comment retrouve-t-on donc cette espace [x,z]?

Tout d'abord, l'angle d'incidence initiale du rai θ_0 est calculé à partir du profil non migré (Fig. A.5):

$$\sin\theta_0 = \frac{v_0 \cdot \Delta t}{2\Delta x} \quad \text{d'où} \quad \theta_0 = \arcsin\left(\frac{v_0 \Delta t}{2\Delta x}\right)$$

Cet angle est utilisé pour calculer le pendage réel β du réflecteur en utilisant l'équation:

$$\tan\frac{\beta}{2} = \frac{ekt}{2} \cdot \tan\left(\frac{\theta_0}{2}\right)$$

On en déduit: $\beta = 2 \cdot \arctan\left[\frac{ekt}{2} \cdot \tan\left(\frac{\theta_0}{2}\right)\right]$

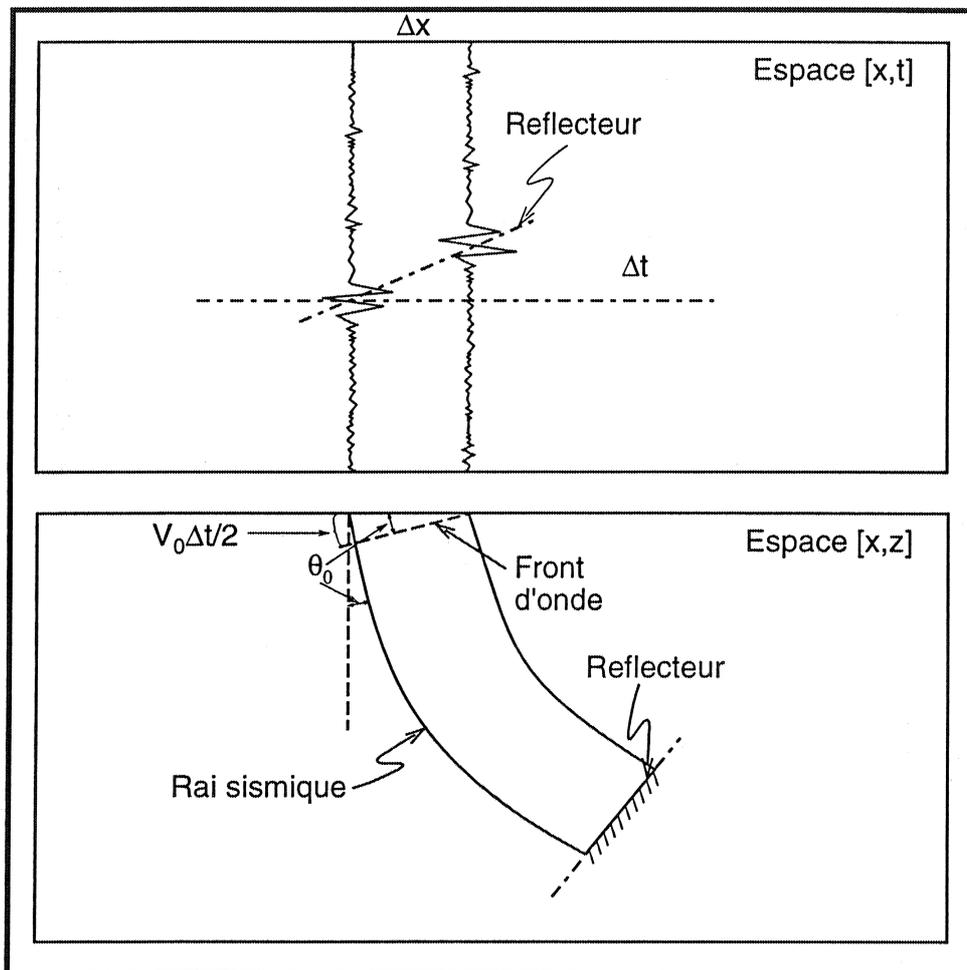


Fig. A.5 : Illustration de la différence entre la position et le pendage réels et apparents d'un réflecteur.

Les coordonnées x et z d'un point quelconque après migration sont alors données par les relations trigonométriques suivantes (Fig. A.3):

$$x = R \cdot \sin\beta.$$

$$z = D + R \cdot \cos\beta$$

R: rayon du front d'onde ($R=v_0[\sinh(kt/2)]/k$).

D: distance source-centre du front d'onde
 ($D=v_0[\cosh(kt/2)-1]/k$).

La différence entre les positions respectives d'un réflecteur avant et après migration dépend de plusieurs facteurs:

- le pendage du réflecteur;
- le temps trajet que fait l'onde sismique pour l'atteindre;
- la structure de vitesses des terrains surincombants.

L'application de la méthode de Unger à une coupe de sismique réflexion profonde montre qu'au-delà de 8 sTD, les mouvements (aussi bien horizontaux que verticaux) des réflexions deviennent plus significatifs (Fig. A.6 a et b). La figure (A.6c) illustre la migration, à titre de test, de segments disposés selon des courbes supposées représentant des hyperboles de diffraction situées à différentes profondeurs. Le résultat montre, pour la loi de vitesse utilisée, que seule la courbe la plus profonde correspond réellement à une diffraction dans la mesure où c'est seulement dans ce cas que les segments migrés s'intersectent en un point unique. Ce dernier est censé représenter le point brillant responsable de la diffraction.

Par ailleurs, pour tester la validité de cette méthode, Coat (1991) avait migré une coupe sismique simple comportant, en section temps, des structures "en papillon" (Fig. A.7a) connues chez les sismiciens comme étant indicatrices de la présence de miroirs concaves. On s'aperçoit que cette géométrie est clairement rétablie sur la coupe migrée (Fig. A.7b).

D'autre part, pour migrer des profils de sismique réflexion profonde SWAT, Coat (1991) avait utilisé, en plus de la méthode de Unger (1988), une autre technique développée par Raynaud (1988). Cette dernière nécessite l'établissement d'un modèle de vitesse bidimensionnel correspondant à la coupe sismique étudiée. Après l'application de ces deux méthodes aux profils SWAT 3, 8, 9, 10 et 11, Coat (1991) conclut que les résultats obtenus sont très semblables dans des conditions d'utilisation raisonnables: le socle

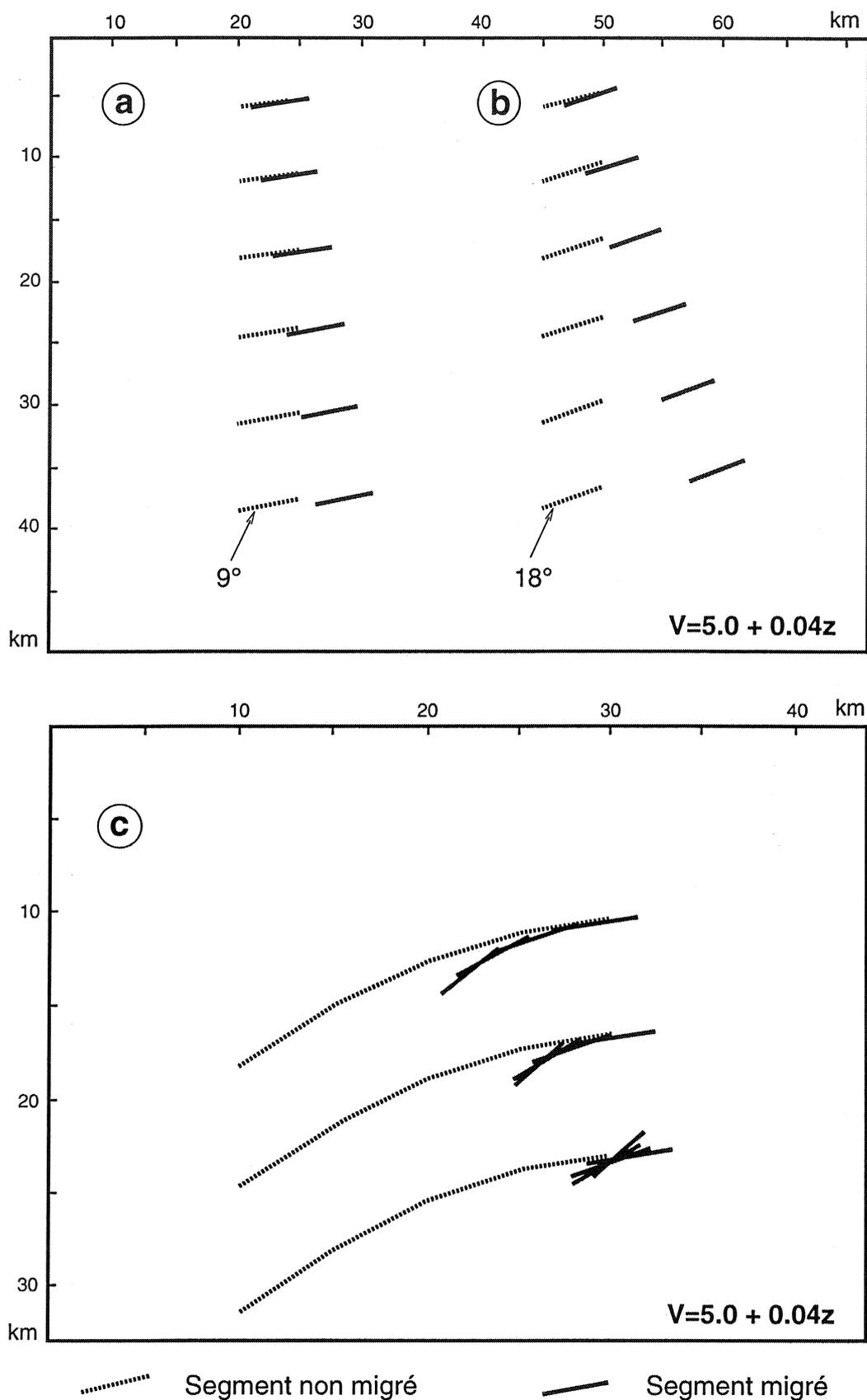


Fig. A.6: a- Influence de la profondeur sur la migration de segments de même pendage (9°).
 b- même chose que (a) avec des segments à pendage plus élevés (18°). c- migration
 de segments disposés selon une courbe représentant une hyperbole de diffraction.
 (d'après Unger, 1988)

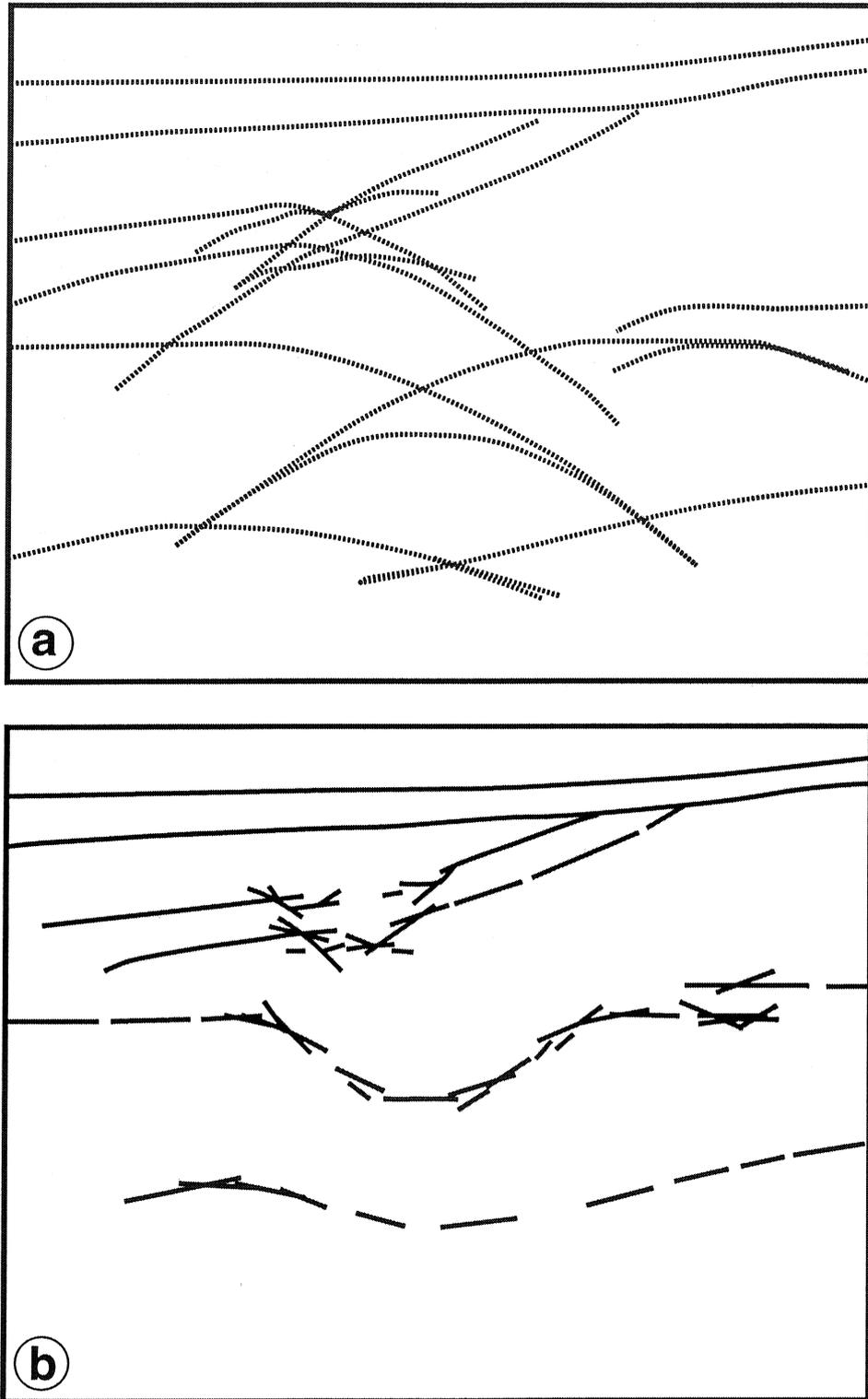


Fig. A.7: Test de validité de la méthode de migration de line drawing d'Unger (1988) : exemple d'une structure comportant des miroirs concaves, la géométrie de la coupe non migrée (a) est nettement améliorée après migration (b). (Extrait de Coat, 1991)

ne doit pas comporter de variations latérales ou d'inversions verticales de vitesse significatives.

2- Les inconvénients de la méthode de Unger

La méthode de Unger permet de s'affranchir des événements à faible rapport signal/bruit qui altèrent le signal sismique. En effet, on peut considérer que tous les réflecteurs figurant sur un pointé ont été jugés significatifs par l'équipe de profil bien que parfois on puisse noter la présence de véritables hyperboles de diffraction (ou du moins une partie de celles-ci) sur certains pointés sismiques. En contrepartie cette méthode présente quelques inconvénients:

- les données utilisées sont souvent considérées comme subjectifs car elles sont soupçonnées de faire l'objet d'une part d'interprétation de l'opérateur au moment de la réalisation du pointé.

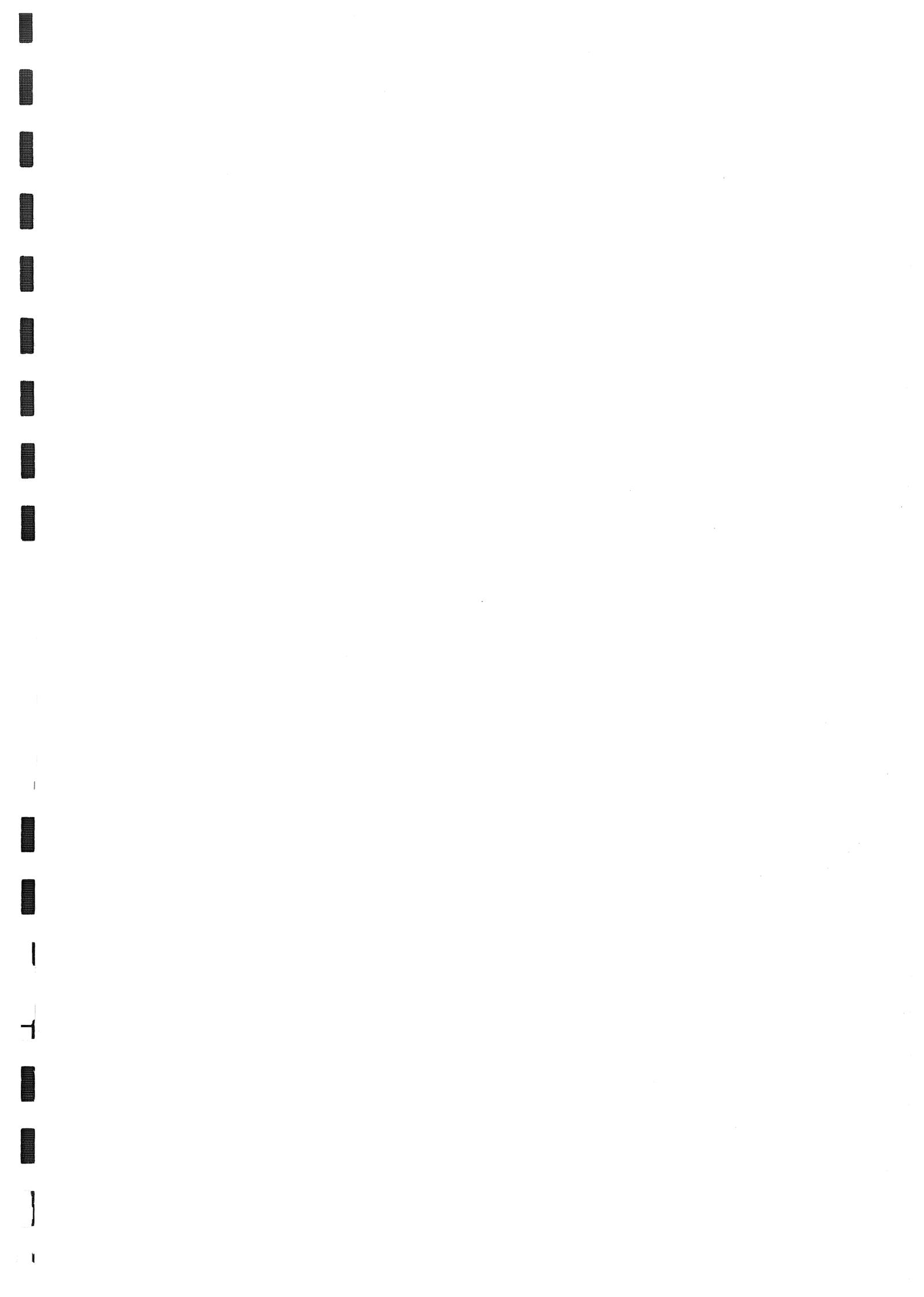
- tous les réflecteurs migrés sont traités avec le même degré d'importance: aucune information relative à l'amplitude du signal sismique n'est prise en considération.

- en aucun cas la migration par la méthode de Unger ne peut mettre en relief des événements qui auraient échappé au pointé sismique.

- l'approximation de la variation de vitesse en fonction de la profondeur par une loi linéaire peut être considérée comme raisonnable si cette variation ne présente pas de grandes discontinuités (Unger, 1988). Dans le cas contraire, on établira des modèles de vitesse par tranches de profondeur limitées par les zones de saut de vitesse. A ce moment là, se pose le problème de faire appartenir un réflecteur à cheval entre deux tranches à l'une ou l'autre de celles-ci.







RESUME

Dans la région de la mer Celtique et des Approches occidentales de la Manche, la croûte continentale est marquée par une succession d'orogénèses et de phases d'extension. Les profils de sismique réflexion profonde SWAT et WAM qui y ont été enregistrés permettent d'en appréhender l'organisation structurale. Le présent travail, consacré en partie à l'étude de ces profils, est une contribution à la connaissance des structures crustales dans ce domaine polyorogénique.

Nous avons mené une étude statistique sur les réflecteurs de la croûte inférieure litée. Son objectif était d'évaluer la variation de leur longueur et de leur densité le long des profils sismiques. Les résultats de cette étude plaident en faveur de l'hypothèse assimilant les réflecteurs de la croûte inférieure à des «lamellae» de roches basiques ou ultrabasiques noyées au sein d'une matrice acide. Ces résultats corroborent également le modèle de réajustement de la racine de la chaîne varisque par fluage centrifuge lors de son effondrement gravitaire. Ce processus aurait provoqué la réactivation des chevauchements hercyniens en failles normales, ce qui s'est vraisemblablement traduit par des étirements locaux des corps à l'origine des réflecteurs constituant la croûte inférieure. Par ailleurs, les observations réalisées sur WAM montrent que l'ouverture de l'Atlantique Nord a probablement marqué la fabrique sismique de la croûte inférieure dans la région étudiée. Les profils sismiques SWAT et WAM montrent également des réflecteurs obliques qui se présentent le plus souvent sous forme d'alignements interprétés comme des traces d'anciens chevauchements. Des corrélations latérales en plan entre ces marqueurs mettent en évidence l'allure en éventail des chevauchements hercyniens en mer Celtique. Elles permettent aussi de caractériser des structures à vergence SE considérées comme calédoniennes.

La migration du profil WAM modifie profondément l'agencement des réflecteurs. Les chronologies relatives qui semblent exister entre ces derniers sur la section temps initiale peuvent être complètement effacées. Il ne faut donc pas s'appuyer sur des coupes sismiques non migrées pour établir des chronologies relatives. L'étude du profil WAM migré révèle notamment l'existence de chevauchements raccordés à la croûte inférieure. Elle confirme aussi la réalité des réflexions mantélliques.

La modélisation des anomalies magnétiques des approches occidentales de la Manche permet de caractériser des marqueurs magnétiques s'apparentant soit à des dykes, soit à des épanchements horizontaux (laccolites). Ils sont généralement localisés dans la couverture. Par ailleurs, l'interprétation quantitative des anomalies gravimétriques associées aux granites de Cornubie et de Haig Fras révèlent que ces derniers se présentent sous forme de cône plus ou moins évasés dont la profondeur ne dépasse pas 9 km.

La détermination des profondeurs du Moho sous le plateau continental celtique à partir du filtrage des données gravimétriques montre que cette discontinuité ne correspond pas à une interface parfaitement horizontale comme on l'observe sur les profils sismiques BIRPS-ECORS. Les ondulations obtenues peuvent atteindre 3 km d'amplitude.