MIGRATION DES POINTES SISMIQUES DE PROFILS DE REFLEXION PROFONDE SWAT. APPORTS A L'ETUDE D 'UNE ZONE POLYOROGENIQUE

Isabelle Coat

▶ **To cite this version:**

Isabelle Coat. MIGRATION DES POINTES SISMIQUES DE PROFILS DE REFLEXION PROFONDE SWAT. APPORTS A L'ETUDE D 'UNE ZONE POLYOROGENIQUE. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Rennes 1 [UR1], 1991. Français. NNT : . tel-01759056

HAL Id: tel-01759056

https://insu.hal.science/tel-01759056

Submitted on 5 Apr 2018

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: 511

THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I

U.F.R. : S.P.M.

pour obtenir le titre de

Docteur de l'Université de Rennes I
Mention Sciences de la Terre

Par

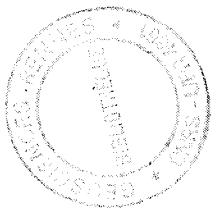
Isabelle COAT

Sujet de la Thèse

MIGRATION DES POINTES SISMIQUES DE PROFILS DE REFLEXION PROFONDE SWAT. APPORTS A L'ETUDE D'UNE ZONE POLYOROGENIQUE.

Soutenue le 24 Mai 1991 devant la commission d'examen :

P. Choukroune	Président du jury
Ch. Bois	Rapporteur
J.P. Brun	Rapporteur
J.C. Sibuet	Examinateur
J.P. Lefort	Examinateur
P. Cobbold	Examinateur



N° d'Ordre: 511

THESE
présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES I

U.F.R. : S.P.M.

pour obtenir le titre de

Docteur de l'Université de Rennes I
Mention Sciences de la Terre

Par

Isabelle COAT

Thèse à (Thèses)

GEOSCIENCES - RENNES
CNRS - UPR 4661
Numéro d'inventaire Bibliothèque
11438

Sujet de la Thèse

MIGRATION DES POINTES SISMIQUES DE PROFILS DE REFLEXION PROFONDE SWAT. APPORTS A L'ETUDE D'UNE ZONE POLYOROGENIQUE.

Soutenue le 24 Mai 1991 devant la commission d'examen :

P. Choukroune	Président du jury
Ch. Bois	Rapporteur
J.P. Brun	Rapporteur
J.C. Sibuet	Examinateur
J.P. Lefort	Examinateur
P. Cobbold	Examinateur

GEOSCIENCES RENNES - UMR 6118 - CNRS
BIBLIOTHÈQUE

Ce travail a été effectué dans le cadre du Centre Armoricain d'Etudes Structurales des Socles, financé par le CNRS-INSU, avec le soutien d'une allocation de recherche du Ministère de l'Education Nationale.
L'acquisition et le traitement des données SWAT ont été l'oeuvre du groupe BIRPS. Le groupe ECORS a participé à la campagne SWAT grâce à l'IFP, l'INSU (CNRS), l'IFREMER et la SNEA(P).

Une partie de ce travail a été réalisée à l'Institut Français du Pétrole, et je voudrais remercier ici les personnes qui m'y ont accueillie et m'ont consacré une partie de leur temps.

Que tous les membres du laboratoire qui m'ont aidée soient également remerciés, et tout particulièrement les nombreux, acharnés, infatiguables et irremplaçables découpeurs, colleurs, scotcheurs, numéroteurs, photocopieurs et relieurs sans lesquels rien ne serait arrivé.

SOMMAIRE

pages

INTRODUCTION 3

CHAPITRE I LE CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL 5
I. La chaîne cadomienne 7
1. Les unités géologiques 9
1.1. L'Icartien 9
1.2. Le Briovérien 11
1.2.1. Le Briovérien inférieur 11
1.2.2. Le Briovérien supérieur 12
2. Les structures 12
3. Les modèles géodynamiques 14
4. La subduction du nord du pays de Galles 16
II. La chaîne calédonienne britannique 19
1. Les unités géologiques 19
1.1. L'avant-pays 19
1.2. La chaîne 21
2. Les structures 21
2.1. Le domaine orthotectonique 21
2.2. Le domaine paratectonique 22
2.3. Les fronts calédoniens 22
3. Les modèles géodynamiques 22
III. La chaîne hercynienne de l'Europe du NW 27
1. Les unités géologiques 27
1.1. Le secteur sud-britannique 27
1.2. Le domaine cadomien 27
1.3. Le Léon 27
1.4. Le magmatisme 28
2. Les structures 28
2.1. Le domaine sud-britannique 30
2.2. Le domaine cadomien 30
2.3. Le Léon 30
2.4. Le front varisque 30
3. Les modèles géodynamiques 32
IV. Les bassins sédimentaires post-carbonifères 34
1. Les formations géologiques 35
2. Les structures 37
3. L'évolution des bassins 39

CHAPITRE II APPORT DES PROFILS SWAT 43
I. Les bassins post-varisques 45
1. La géométrie des bassins 47
2. La formation des bassins 48
3. L'âge des bassins 52
II. La croûte supérieure transparente 53
1. La géométrie de la croûte supérieure 53
2. La réflectivité de la croûte supérieure 53
2.1. Description 53
2.2. Interprétation 55
3. La formation des structures de la croûte supérieure 58
4. L'âge des structures de la croûte supérieure 60
III. La croûte inférieure réflective 61
1. La géométrie de la croûte inférieure 61
2. La réflectivité de la croûte inférieure 64
2.1. Description 64
2.2. Interprétation 66
2.2.1. Les réflexions subhorizontales 66
2.2.2. Les réflexions pentées 76

3. La formation des structures de la croûte inférieure 78
3.1. Les réflexions subhorizontales 78
3.1.1. La formation orogénique 78
3.1.2. La formation tardi-orogénique 82
3.1.3. Conclusions 84
3.2. Les réflexions pentées 84
4. L'âge des structures de la croûte inférieure 84
IV. Le Moho 85
1. La géométrie de Moho 86
2. La réflectivité du Moho 87
2.1.Description 87
2.2. Interprétation 87
3. La formation du Moho 88
4. L'âge du Moho 90
V. Le manteau lithosphérique supérieur 92
1. La géométrie du manteau supérieur 92
2. La réflectivité du manteau supérieur 92
2.1. Description 92
2.2. Interprétation 95
3. La formation des structures du manteau supérieur 96
4. L'âge des structures du manteau supérieur 97
VI. Rappel des problèmes posés par SWAT 98

CHAPITRE III LA MIGRATION DE POINTES SISMIQUES 101
I. Les données 105
1. La production des données 107
1.1. L'enregistrement 107
1.2. Les traitements 109
1.3. Le pointé 111
1.4. La digitalisation 116
2. Le contenu des données 123
2.1. Les limites de la méthode sismique 123
2.2. L'interprétation physique et géologique des réflecteurs 126
3. Conclusions 127
II. Les méthodes 127
1. La méthode 1D 127
2. La méthode 2D 131
3. Les limites théoriques des méthodes 132
3.1. Les limites communes 132
3.2. Les limites de la méthode 1D 135
3.2.1. Correction de la méthode 135
3.2.2. Les artefacts 135
3.2.3. Les filtres 139
3.2.4. Conclusion 141
3.3. Limites de la méthode 2D 141
3.3.1. Correction de la méthode 141
3.3.2. Les sourires 142
3.3.3. Les filtres 144
3.3.4. Conclusion 147
III. La migration des profils SWAT 3, 8, 9, 10 et 11 147
1. Les vitesses sismiques 147
1.1. Les vitesses mesurées 150
1.2. L'analyse de vitesse 150
1.3. La réfraction 155
1.3.1. Les bassins 155
1.3.2. La croûte supérieure 156
1.3.3. La croûte inférieure 160
1.3.4. Le Moho 160

1.3.5. Le manteau supérieur 163
1.4. Elaboration des lois et modèles de vitesses 163
2. Le choix des réflexions 165
2.1. Etude des profils entiers 168
2.2. Etude des profils par parties 169
2.2.1. Les bassins 169
2.2.2. La croûte supérieure 169
2.2.2.1. Les réflexions comprises entre 0 et 20 km de profondeur 171
2.2.2.2. Les réflexions comprises entre 15 et 45° de pendage 171
2.2.2.3. Conclusions 171
2.2.3. La croûte inférieure 171
2.2.3.1. Les réflexions comprises entre 20 et 30 km de profondeur 179
2.2.3.2. Les réflexions comprises entre 0 et 5° de pendage 179
2.2.3.3. Conclusions 179
2.2.4. Le manteau supérieur 179
2.3. Les sélections de réflexions 185
2.3.1. Sélection sur le pendage 185
2.3.2. Sélection sur la longueur 189
2.3.3. Sélection sur l'intérêt géologique 189
3. Les critères de migration correcte 192
4. La comparaison des techniques de migration 194
4.1. La comparaison des modèles 2D et des lois "avec bassin" 196
4.1.1. Le profil SWAT 8 196
4.1.2. Le profil SWAT 9 202
4.2. La comparaison de modèles 2D et des lois "de socle" 202
4.2.1. Le profil SWAT 3 202
4.2.2. Le profil SWAT 10 205
4.3. Conclusions 207
5. Les résultats de la migration 211
5.1. Les réflexions infracrustales 211
5.2. La géométrie du Moho 215
5.3. Les relations entre réflexions plates réflexions pentées 218
5.4. Les chronologies relatives 223
5.5. La croûte inférieure 224
IV. Conclusions 226

CHAPITRE IV PROBLEMES GEOLOGIQUES SOULEVES PAR LES PROFILS MIGRES 245
I. Discussion à propos de quelques structures géologiques particulières après migration 247
1. La croûte inférieure réflective 247
1.1. Rappels sur l'âge et la nature de la croûte inférieure réflective 247
1.1.1. La compression varisque 248
1.1.2. L'extension permo-triasique 248
1.1.3. L'extension jurassique 249
1.2. Les relations entre réflexions pentées et réflexions sub-horizontales de la croûte inférieure permettent-elles de contraindre l'âge de la croûte inférieure ? 249
1.3. Les variations de réflectivité de la croûte inférieure 252
1.3.1. Les variations latérales de la croûte inférieure 252
1.3.2. Les variations verticales de la croûte inférieure 255
1.3.3. Conclusions sur les discontinuités de la croûte inférieure 257
2. Le Moho 259
2.1. Peut-on distinguer le Moho de la croûte inférieure ? 259
2.2. Les décalages du Moho 259
2.3. L'âge du Moho 261
2.4. Conclusions 261
3. Les réflexions mantelliques 261
3.1. Existence de réflecteurs mantelliques 263

3.2. Le prolongement des réflexions mantelliques dans la croûte 264
3.3. Les effets des réflexions mantelliques sur le Moho 264
4. Discussion sur les structures de la croûte et du manteau supérieur 266
4.1. Les réflexions pentées ne proviennent pas de zones structurées 269
4.2. Les réflexions pentées sont des objets anciens 269
4.3. Les réflexions pentées sont des objets récents 271
4.4. Les mécanismes de réactivation 275
5. Conclusions 277
II. L'apport de la migration à la connaissance de la géologie régionale 277
1. La compression pyrénéenne 277
2. Les bassins sédimentaires post-carbonifères 278
3. L'orogénèse hercynienne 278
3.1. La suture du Lizard 278
3.2. Le pop-up de la Manche 279
3.3. Une transversale de la chaîne hercynienne 281
4. L'orogénèse calédonienne 283
5. L'orogénèse cadomienne 284
5.1. Le sens de la subduction 285
5.2. Blocs basculés ou écailles ? 287
5.3. Quelques objections au modèle 289
III. Conclusions 298

CONCLUSIONS GENERALES 301

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 307

ANNEXES 337
Généralités sur les logiciels 341
A Le programme RAYOUT 345
1. Les caractéristiques techniques 345
2. Le principe 345
3. Les données 345
4. Le graphisme 345
5. Les performances
B Le programme RAYMIG 349
1. Les caractéristiques techniques 349
2. Le principe 349
3. Les données 349
3.1. Pour le calcul 349
3.2. Pour le graphisme 351
4. Le graphisme 353
5. Les performances353
C Le programme TALBI7 357
1. Les caractéristiques techniques 357
2. Le principe 357
3. Les données 357
4. Les performances 359
D Les programmes LANGLE et REPART 363
I. Le programme LANGLE 363
1. Les caractéristiques techniques 363
2. Le principe 363
3. Les données 363
4. Les performances 365
II. Le programme REPART 365
1. Les caractéristiques techniques 365
2. Le principe 365
3. Les données 365
E Les programmes REDIPLO et PLOT 369

I. Le programme REDIPLO 369
1. Les caractéristiques techniques 369
2. Le principe 369
3. Les données 369
II. Le programme PLOT 369
1. Les caractéristiques techniques 369
2. Le principe 369
3. Les données
F Répartition des pendages et des longueurs de différentes populations de réflecteurs 371
I. Les profils entiers 373
II. Les réflexions des bassins 387
III. La croûte supérieure
1. Réflexions entre 0 et 20 km 393
2. Réflexions entre 15 et 45° 399
IV. La croûte inférieure
1. Réflecteurs entre 20 et 30 km 405
2. Réflecteurs entre 0 et 5° 411
V. Le manteau supérieur 417
VI. La répartition en classes de 0°-7°-15°-45° 423

INTRODUCTION

L'étude de la croûte continentale ne saurait aujourd'hui avoir lieu sans l'aide des méthodes géophysiques, qui permettent l'exploration de domaines hors de portée de l'observation directe.

Parmi ces techniques, la sismique réflexion verticale profonde a connu depuis quelques années un essor important, particulièrement grâce au développement des recherches pétrolières. De nombreux programmes de sondages sismiques profonds ont été mis en place sur tous les continents (COCORP, CALCRUST, LITHOPROBE en Amérique du Nord, ECORS, BIRPS, DEKORP, en Europe, ACORP en Australie), dans le but d'étudier des objets géologiques variés (marges, rifts, bassins). Les images obtenues ont permis de vérifier ou de renouveler bon nombre d'hypothèses sur la structure et la genèse de la croûte continentale (voire de la lithosphère continentale).

Lors de la campagne SWAT (South West Approaches Traverse), réalisée en 1983, onze profils de sismique réflexion à écoute longue, soit un total de 1600 km, ont été acquis en Mer Celtique et en Manche, pour le compte des groupes BIRPS (British Institutions Reflection Profiling Syndicate) et ECORS (Etude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et Réfraction Sismique). Le domaine couvert par cette campagne a subi depuis la fin du Protérozoïque trois cycles orogéniques et plusieurs épisodes de distension. Si elle apporte des informations sur les importants bassins sédimentaires issus de ces distensions, la campagne SWAT a surtout été concue pour favoriser l'acquisition de réflecteurs profonds. Elle offre en particulier la possibilité d'effectuer une coupe au travers de la chaîne hercynienne, mais elle permet également l'observation d'événements calédoniens, l'étude d'un domaine ancien relativement stable, le bloc cadomien, et l'étude des relations entre épisodes de déformations successifs, qu'ils soient compressifs ou distensifs.

L'un des acquis les plus surprenants des campagnes de sismique réflexion profonde est l'observation, sur un grand nombre de profils, d'une croûte inférieure très réflective. Les profils SWAT ne font pas exception à cette règle. La nature et l'âge de mise en place de cette réflectivité spectaculaire font encore l'objet d'abondants débats. C'est pourquoi, dans un chapitre consacré à la synthèse des observations et interprétations tirées jusque là de l'étude des profils SWAT, nous avons souhaité évoquer ce problème assez largement.

A l'issue de ce chapitre, il apparait que certains problèmes soulevés par l'interprétation des profils SWAT, tels que : la signification des réflexions mantelliques, la géométrie du Moho, la signification des réflexions sub-horizontales de la croûte inférieure et les conséquences de leurs relations avec les réflexions pentées, la valeur des chronologies semblant exister entre certaines réflexions, l'existence et la signification d'écaillages de croûte cadomienne et hercynienne, ne peuvent trouver de réponses satisfaisantes qu'après une migration des profils.

En effet, la géométrie des événements dénotés par les réflexions est un élément fondamental pour une discussion de ces problèmes. Or un profil de sismique réflexion fournit de la croûte une image où les

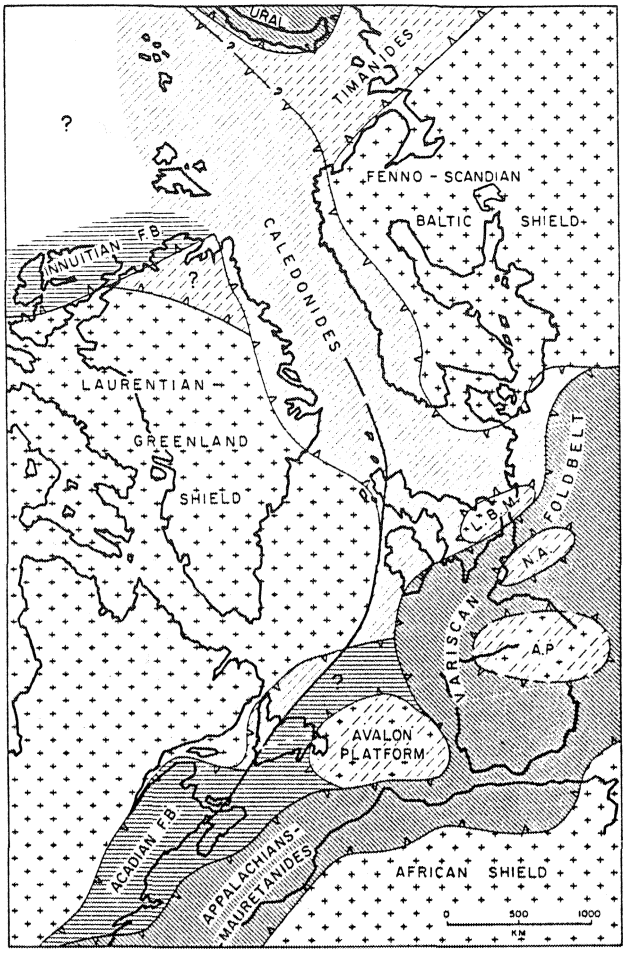
profondeurs sont exprimées en secondes, et où les objets mis en évidence ne sont pas nécessairement à leur emplacement réel. Pour corriger ces effets, une migration des données est en théorie indispensable.

Une partie de ce travail a ainsi consisté en l'utilisation, sur des profils permettant d'aborder les questions évoquées ci-dessus, de deux techniques de migration de pointés sismiques, encore relativement peu usitées. L'emploi de ces techniques est justifié par les résultats peu satisfaisants enregistrés lors de migrations conventionnelles des données de sismique profonde. L'utilisation en parallèle de deux techniques de migration de pointés présente l'avantage d'autoriser la comparaison de leurs résultats et de leurs performances.

Une fois les données migrées, il est possible de juger de la validité des interprétations proposées à partir des coupes temps, et de discuter, dans le contexte des différents événements tectoniques subis par la région, de certains problèmes soulevés par la géométrie des structures migrées.

CHAPITRE I

LE CONTEXTE GEOLOGIQUE GENERAL



TIME OF CONSOLIDATION

- Pre-Cambrian
- Mid-Cambrian
- Earliest Devonian
- Mid-Late Devonian
- Permo-Carboniferous

LBM - London-Brabant Massif; NA - North Armorican Massif; AP - Aquitaine-Pyrenean Massif.

Figure 1 Relations spatiales entre les ceintures orogéniques dans l'Arctique et le nord de l'Atlantique (Ziegler, 1982).

INTRODUCTION

La Manche et la Mer Celtique couvrent un domaine géologiquement complexe, structuré à plusieurs reprises, depuis le Protérozoïque inférieur jusqu'au milieu du Cénozoïque. Dans cet intervalle, la succession de trois épisodes de convergence aboutit à la formation d'un vaste domaine continental, soumis ensuite, dans le contexte de la dislocation de la Pangée, à des distensions répétées.

Les orogenèses cadomienne (660-540 Ma), calédonienne (480-380 Ma) puis varisque (350-280 Ma), résultent donc de l'accrétion de divers (micro-)blocs continentaux. Ces trois orogènes (respectivement, du nord au sud, calédonien, hercynien et cadomien) s'étendent de l'Ecosse au Massif Armoricain, et se superposent (Fig.1), dans des proportions parfois mal définies car les directions structurales moyennes des trois chaînes semblent voisines (autour de N70).

Les épisodes distensifs qui poursuivent l'histoire géologique de la région sont à l'origine de la formation de nombreux bassins sédimentaires permo-secondaires. Les allongements de ces bassins sont en général parallèles aux directions structurales antérieures.

Ce chapitre a pour but, dans les limites de la région étudiée, de rappeler les grands traits de chacun de ces quatre cycles (plus particulièrement des cycles cadomien et hercynien), en indiquant brièvement les unités géologiques, l'organisation structurale et enfin les modèles géodynamiques proposés pour chacun d'eux. Il est à noter que certains points bénéficiant des nouvelles informations apportées par les profils SWAT font l'objet de développements ultérieurs.

I. LA CHAINE CADOMIENNE

L'orogène cadomien, défini en 1957 par Graindor, pour caractériser la déformation affectant les séries briovériennes de Normandie, fait partie d'un ensemble de chaînes mises en place, entre 1200 et 500 Ma, en Amérique du Sud, en Europe et en Afrique (Windley, 1986), le Pan-Africain.

Dans l'Europe occidentale, divers épisodes de déformation ont, depuis, été rattachés au Cadomien (Cogné et Wright, 1980), mais ce n'est que dans le nord du Massif Armoricain (Bretagne septentrionale, Cotentin), relativement peu affecté par les épisodes orogéniques ultérieurs, que l'élaboration d'un véritable modèle géodynamique de la chaîne cadomienne a pu avoir lieu.

Aussi notre description se bornera-t-elle au domaine cadomien nord-armoricain, limité au nord par le système des failles médio-Manche, à l'ouest par le complexe métamorphique hercynien du Léon, au sud par

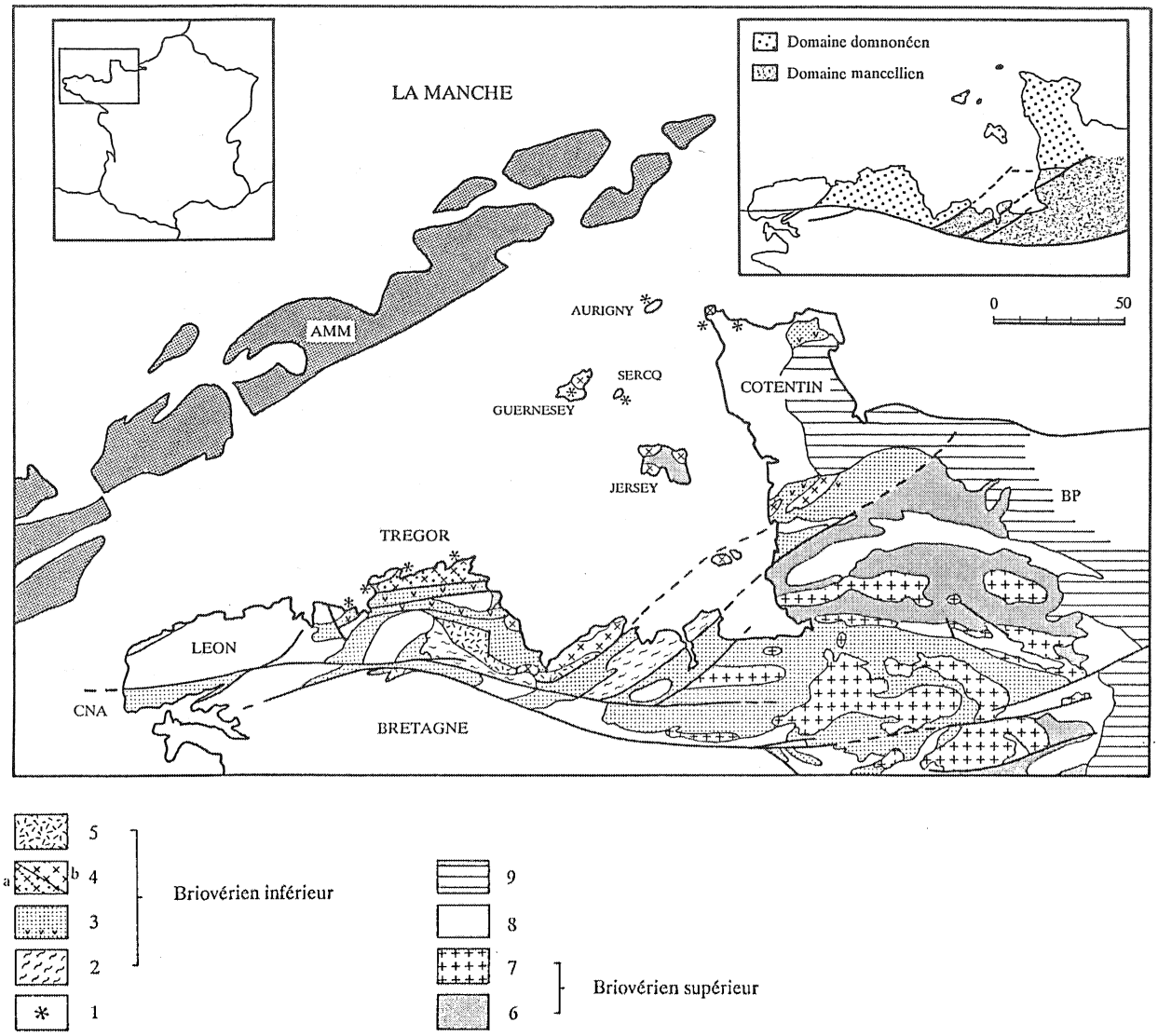


Figure 2 Carte géologique simplifiée de la chaîne cadomienne, nord du Massif Armoricain (d'après Graviou et al., 1988; Balé, 1986; Bardy, 1988; Chantraine et al., 1988).
1 reliques de socle icartien - Briovérien inférieur : 2 ceinture de haute température (migmatites de Saint-Malo et de Guingamp) - 3 formations volcano-détritiques - 4 magmatisme mantellique a batholite nord-trégorrois b diorites - 5 amphibolites (Belle-Isle-en-Terre, Lanvollon) - Briovérien supérieur : 6 formations détritiques - 7 magmatisme crustal (granites de la Mancellia) - 8 Paléozoïque - 9 Mésozoïque.
CNA : Cisaillement Nord Armoricain, BP : Bassin de Paris, AMM : Anomalie Magnétique de la Manche.

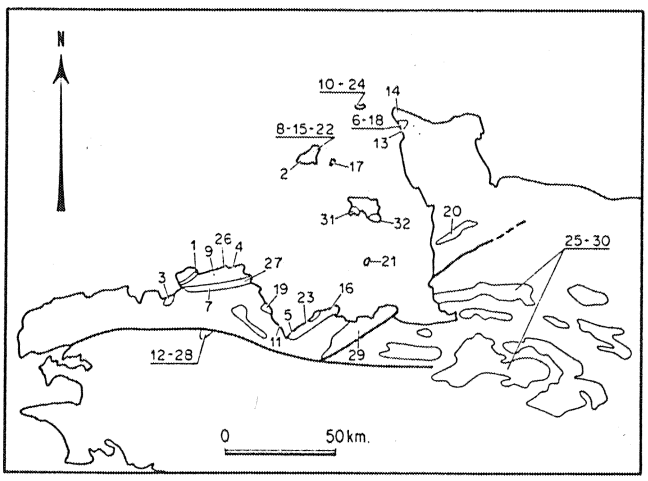


Figure 3 Localisation des formations dont les âges radiométriques figurent dans le tableau 2 (Graviou et al., 1988).

la zone cisaillée nord-armoricaine, et à l'est par les formations secondaires du bassin de Paris (Fig.2). Nous rappellerons brièvement, à l'issue de cette description, les caractères de la subduction fini-protérozoïque décrite entre le nord du Pays de Galles et le sud de l'Irlande (Cogné et Wright, 1980).

1. Les unités géologiques

Les formations les plus typiques du domaine cadomien nord-armoricain sont celles du cycle briovérien, défini par Barrois en 1899. Mais l'existence d'événements nettement antérieurs à ceux du Briovérien, et dont les témoins, relativement épars, sont regroupés sous le terme d'Icartien, est également une caractéristique importante du Protérozoïque nord-armoricain.

1.1. L'Icartien

Initialement décrit dans le Pays de Penthièvre par Cogné (1959), et nommé de ce fait Pentévrien, le soubassement des formations cadomiennes est aujourd'hui reconnu avec certitude dans le Trégor, dans les Iles Anglo-Normandes et dans le Nord Cotentin (Fig.2). Dans sa région d'origine, il est devenu plus difficile de démontrer son existence, depuis que les formations supposées briovériennes le recouvrant, ont été datées de l'Ordovicien inférieur (Vidal et al., 1971; Deunff et al., 1973). C'est pourquoi le terme Icartien (hérité des gneiss d'Icart Point, à Guernesey) est finalement employé pour nommer les formations antérieures au Briovérien.

Les affleurements de socle icartien sont composés de séries volcanosédimentaires et de plutonites (orthogneiss oeillés), métamorphisés dans le faciès amphibolite, et datés entre 2.2 et 1.8 Ga (Tab.1, Fig.3).

Malgré la reconnaissance d'événements sédimentaires, volcaniques, plutoniques puis tectonométamorphiques dans les formations icartiennes, les pointements de ce socle ancien sont trop restreints pour autoriser la reconstitution de son histoire géodynamique, ou pour en préciser l'extension, vers le nord ou vers le sud. Néanmoins, en tant que socle d'une chaîne pan-africaine, l'Icartien pourrait être rattaché au socle éburnéen du craton ouest-africain, dont il aurait été séparé au cours du Silurien lors de la dérive rapide de la plaque Armorica vers les continents septentrionaux (Perroud et al., 1984). L'existence de la plaque Armorica a été proposée sur la base de données paléomagnétiques (Hagstrum et al., 1980). Cette plaque regroupe des terrains actuellement dispersés, dont les paléopôles démontrent qu'ils ont formé pendant l'essentiel du Paléozoïque un ensemble cohérent, originaire du continent gondwanien. La reconnaissance en Baie de Biscaye de matériel archéen (Guerrot et al., 1989), appuie cette hypothèse : la succession des événements orogéniques dans la plaque Armorica (2.7 Ga-2.0 Ga-0.6 Ga) est alors comparable avec celle du craton ouest-africain.

N°	Formation	Ages	Method	$^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratio	MSWD	References
1	Trebeurden Gneiss	2031^{+36}_{-28} Ma	U-Pb (Zr)	-	-	Auvray et al., 1980
2	Icart Gneiss	2018 ± 15 Ma	U-Pb (Zr)	-	-	Calvez et Vidal, 1978
3	Morguignen Gneiss	2000^{+35}_{-30} Ma	U-Pb (Zr)	-	-	Auvray et al., 1980
4	Port Béni Gneiss	1790^{+19}_{-17} Ma	U-Pb (Zr)	-	-	Auvray et al., 1980
5	Granodioritic clast from the Cesson conglomerate	656 ± 5 Ma	U-Pb (Zr)			Guerrot et al., 1986
6	Le Moulinet orthogneiss	649^{+9}_{-12} Ma	U-Pb (Zr)	-	-	Charlot, unpublished
7	Paimpol spilites and Tréguier tuffs	642 ± 46 Ma	Rb-Sr (WR)	0,7047 ± 9	16	Vidal, 1980
8	l'Erée granodiorites	618 ± 77 Ma	Rb-Sr (WR)	0,711 ± 1	27	Adams, 1967
9	North Tregor Batholith	615^{+13}_{-17} Ma	U-Pb (Zr)	-	-	this study
		608 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7068 ± 4		Adams, 1967
10	Alderney dykes	610 ± 128 Ma	Rb-Sr (WR)	0,710 ± 5	163	Adams, 1967
11	Saint Brieuc diorite	603 ± 96 Ma	Rb-Sr (WR)	0,706 ± 2	0,9	Vidal, 1980
12	Belle Isle en Terre metagabbros	602^{+4}_{-1} Ma	U-Pb (Zr)			Peucat et al., 1981
		594 ± 15 Ma	Fission tracks (sphène)			Chambaudet et al.,1984
13	Thiébot granodiorite	598 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,709	-	Leutwein et al., 1973
14	La Hague Red Granite	597 ± 15 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,707	-	Leutwein et al., 1973
15	Cobo Adamellite	594 ± 455 Ma	Rb-Sr (WR)	0,708 ± 20	128	Adams, 1967
		557 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7074 ± 10	-	
16	Coetmieux Fort La Latte Diorites	593 ± 15 Ma	U-Pb (Zr)	-	-	Vidal et al., 1974
17	Sark Gneiss	591 ± 239 Ma	Rb-Sr (WR)	0,710 ± 2	22	Adams, 1967
		603 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7095 ± 3	-	
		587 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7085 ± 3	-	
		569 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7100 ± 4	-	
18	Le Moulinet Diorite	586 ± 13 Ma	U-Pb (Zr)	-	-	Charlot, unpublished
		594 ± 12 Ma	Rb-Sr (WR)	0,709	-	Leutwein et al., 1973
19	Saint Quay Portrieux Diorite	584 ± 56 Ma	Rb-Sr (WR)	0,7049 ± 4	1	Vidal et al., 1972
20	Coutances Diorite	584 ± 4 Ma	U-Pb (Zr)			Guerrot et al., 1986
21	Echrehous (Minquiers) Gneiss	579 ± 21 Ma	Rb-Sr (RT)	0,7058 ± 4	3	Adams, 1967
		547 ± 11 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7056 ± 3	-	
		514 ± 10 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7071 ± 4	-	
22	Chouet Tonalite	575 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7088 ± 4	-	Adams, 1967
		573 ± 12 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7052 ± 3	-	
23	Le Verdelet Microgranite	561 ± 68 Ma	Rb-Sr (WR)	0,7048 ± 26	8	Vidal, 1980
24	Alderney Gneiss	556 ± 11 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7100 ± 1	-	Adams, 1967
25	Mancellian Granites	551 ± 28 Ma	Rb-Sr (WR)	-	-	see text
		540 ± 10 Ma	U-Pb (Mo)			Pasteels et Doré, 1982
26	Pors Scarff Granite, Loguivy microgranite	552 ± 8 Ma	Rb-Sr (WR)	0,709 ± 3	0,7	Auvray, 1975 Vidal, 1980
27	Lézardrieux ignimbrites	547 ± 56 Ma	Rb-Sr (WR)	0,7063 ± 29	20	Auvray, 1975 Vidal, 1980
28	Belle Isle en Terre granites	543^{+9}_{-7}	U-Pb (Zr)			Andriamarofahatra et de la Boisse, 1987
		526^{+6}_{-7}	U-Pb (Zr)			
29	Saint Malo granites and migmatites	542 ± 62 Ma	Rb-Sr (WR)	0,7056 ± 21	3	Peucat, 1983 , 1986
		541 ± 5 Ma	U-Pb (Zr -Mo)	-	-	
30	Mancellian leucogranites	525 ± 9 Ma	Rb-Sr (WR)	0,716 ± 3	3	Jonin et Vidal, 1975
31	Granite SW Jersey	517 ± 76 Ma	Rb-Sr (WR)	0,710 ± 6	8	Adams, 1967
		551 ± 11 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7074 ± 13	-	
32	Granite SE Jersey	515 ± 26 Ma	Rb-Sr (WR)	0,7078 ± 2	15	Adams, 1967
		500 ± 11 Ma	Rb-Sr (Bi+WR)	0,7089 ± 15	-	

Tableau 1 Compilations des âges radiométriques disponibles pour le nord du Massif Armoricain (Graviou et al. 1988). La localisation des formations datées est donnée dans la figure 3.

1.2. Le Briovérien

L'existence, au sein de la chaîne cadomienne, de deux domaines (Bretagne septentrionale et Normandie) séparés par une zone immergée, ainsi que l'importance de la déformation dans le domaine nord-breton, ont rendu délicate la corrélation des formations briovériennes au sein d'une lithostratigraphie unitaire. De nombreuses tentatives en témoignent (Graindor, 1957, 1965; Cogné, 1959, 1962, 1972; Cogné et Wright, 1980, Balé, 1986; Dissler et al., 1988; Chantraine et al., 1988). Cependant la division en Briovérien inférieur et Briovérien supérieur, proposée par Le Corre en, 1977, semble demeurer la règle.

1.2.1. Le Briovérien inférieur (640-580 Ma)

Il est composé de formations volcanosédimentaires plus ou moins métamorphisées (du faciès schiste vert au faciès amphibolite), dans lesquelles des intercalations de "phtanites" jouent le rôle de marqueur stratigraphique, d'où son appellation de Briovérien phtanitique (Le Corre, 1977).

La succession des épisodes volcaniques et sédimentaires qui composent le Briovérien inférieur n'est pas strictement identique, d'une région à l'autre. Les disparités observées sont de plus en plus expliquées par des variations latérales de faciès, induites par des contextes paléogéographiques différents au moment des dépôts.

L'abondante activité magmatique qui caractérise le Briovérien inférieur peut être regroupée en trois ensembles, orientés grossièrement SW-NE (Fig.2).

Au nord, un magmatisme de type calco-alcalin (Auvray, 1979), échelonné entre 650 et 600 Ma. Il est représenté par le batholite granitique à granodioritique nord-trégorrois, la granodiorite de l'Erée (Guernesey), les granites, granodiorites et diorites de la région de La Hague, et par le volcanisme du Trégor et de la Baie de Lannion.

Le deuxième ensemble, plus au sud, est caractérisé par des manifestations volcaniques, dont il n'est pas toujours simple de donner les équivalents entre le nord de la Bretagne, où le métamorphisme est important (faciès amphibolite), et l'affinité des métavolcanites plus ou moins clairement tholéiitique ou calco-alcaline, et la Normandie, quasi exempte de métamorphisme, et où l'affinité tholéiitique est prononcée. Dissler et al. (1988) proposent le parallèle suivant : les formations normandes du Vast et de Montsurvent n'auraient pas d'équivalents occidentaux; les tholéiites des Mortes Femmes correspondraient aux métatholéiites de Lanvollon, aux métagabbros d'Yffiniac, et à l'écaille de matériel basique et ultrabasique de Belle-Isle-en-Terre (datée aux environs de 600 Ma - Tab.1); et les spilites de La Terrette trouveraient un pendant dans les spilites de Chateau-Serein (Fig.4). Un équivalent possible des roches de type océanique de Belle-Isle a été carotté au nord de la diorite de Coutances (Bardy, 1988).

Enfin, le troisième ensemble regroupe des massifs dioritiques, syn à tardi-tectoniques, à affinité calco-alcaline, datés entre 600 et 580 Ma : massifs de Coëtmieux-Fort-La-Latte, de Saint-Brieuc, de Saint-Quay-Portrieux, de Coutances, du Moulinet.
Le plutonisme du Briovérien inférieur est d'origine mantellique, et s'oppose donc à celui du Briovérien supérieur, nettement crustal.

1.2.2. Le Briovérien supérieur (580-540 Ma)

Ce sont des formations majoritairement sédimentaires (à l'exception des intercalations de spilites de Vassy, Dupret et al., 1985), qui remanient le Briovérien inférieur phtanitique, d'où l'appellation de Briovérien post-phtanitique. Largement présent en Normandie (séries de Granville et de La Laize), le Briovérien supérieur n'est représenté, dans le nord de la Bretagne, que par la formation du Minard (Denis, 1987).
L'activité magmatique du Briovérien supérieur est surtout tardive. Les représentants essentiels en sont les granites de la Mancellia, d'origine crustale (Jonin, 1981), mis en place aux environs de 540 Ma (Pasteels et Doré, 1982) et accompagnés de quelques gabbros (Le Gall et Mary, 1983; Le Gall et Barrat, 1987). Par ailleurs, plusieurs cortèges plutoniques sont injectés dans les régions de La Hague, Jersey et Guernesey, et au nord de la diorite de Coutances. C'est aussi vers 540 Ma (Peucat, 1986) que se crée la ceinture métamorphique de haute température de Guingamp Saint-Malo (Brun, 1977). Le seul épisode volcanique, à l'exception des volcanites basiques de Vassy, a lieu vers 550 Ma (Auvray, 1975; Vidal, 1980) : il s'agit d'épanchements ignimbritiques importants, localisés dans le Trégor (Lézardrieux), à Jersey et dans le Cotentin (Saint-Germain-Le-Gaillard).

2. Les structures

Dans un premier temps, les travaux de Cogné (1962), dans le nord de la Bretagne, et de Graindor (1957), en Normandie, avaient conclu à l'existence, dans les formations précambriennes, de deux phases de déformation, les cadomiens I et II, scellées par la mise en place de granitoïdes. Ces deux épisodes introduisaient au sein du Briovérien une discordance structurale, entre un Briovérien inférieur et moyen volcanosédimentaire, métamorphisé et déformé au cadomien I, et un Briovérien supérieur essentiellement sédimentaire, faiblement métamorphique, repris, avec le Briovérien inférieur, au cadomien II. Les formations briovériennes ainsi structurées reposaient sur un socle cristallin pentévrien à 1.0 Ga (Leutwein, 1968). Cette analyse a été à l'origine d'un bon nombre de modèles structuraux (Jeannette, 1972; Roach et al., 1972; Ryan et Roach, 1975; Brun, 1975; 1977; Brown, 1978), mais elle a récemment été remise en question.

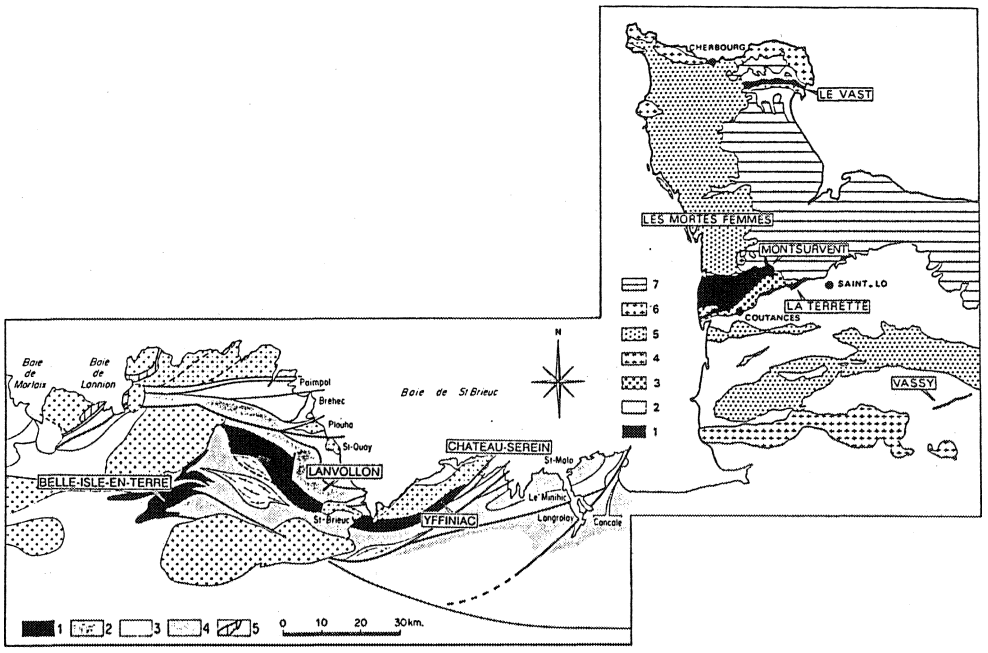


Figure 4 Situations des formations volcaniques cadomiennes dans le Cotentin et la Baie de St-Brieuc.
Carte de la Baie de St-Brieuc (d'après Brun et Balé 1990) : 1 amphibolites à grain grossier d'Yffiniac et Belle-Isle-en-Terre - 2 amphibolites à grain fin de Lanvollon et méta-volcanites du Trégor - 3 métasédiments de Légué-Binic - 4 schistes et phtanites de Lamballe - 5 reliques de socle icartien - croix: granitoïdes hercyniens - croix et pointillés: granitoïdes cadomiens - croix allongées: orthogneisses d'âge inconnu - lignes continues: failles - lignes en pointillé: failles supposées.
Carte du Cotentin (Dissler et al. 1988) : 1 volcanites briovériennes - 2 formations sédimentaires briovériennes - 3 diorite de Coutances - 4 granitoïdes cadomiens - 5 terrains paléozoïques - 6 granites varisques - 7 couverture post-varisque.

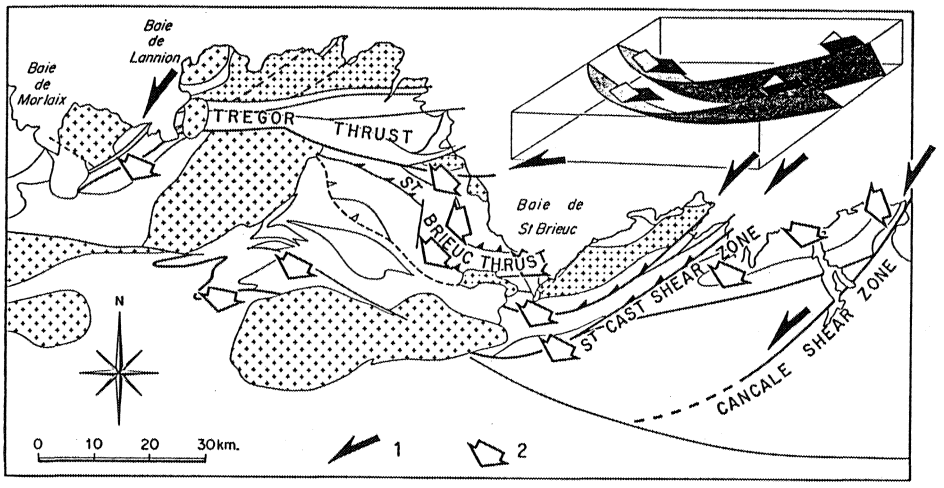


Figure 5 Les structures de la Baie de Saint-Brieuc (Balé, 1986).

En effet, Balé et Brun (1983, 1989), et Rabu et al. (1983) ont interprété les données structurales de la Baie de Saint-Brieuc comme témoignant d'une déformation continue, responsable de l'empilement progressif, vers le SSE, des formations briovériennes. Ils démentent ainsi l'existence des discordances définies dans le modèle de déformation polyphasée et l'existence, dans la région de Penthièvre, de socle pentévrien. L'important système de décro-chevauchements à vergence SSO, jalonné d'intrusions dioritiques, décrit en Baie de Saint-Brieuc (Balé et Brun, 1983; Balé, 1986 - Fig.5), marque la limite entre deux domaines aux caractéristiques lithologiques, tectoniques et magmatiques très différentes : un domaine orogénique au NNW, un domaine intraplaque au SSE (Chantraine et al., 1988). Dans le domaine orogénique, la déformation, synchrone de la mise en place de la diorite de Fort-La-Latte, est associée à un métamorphisme de faciès amphibolite. La virgation des chevauchements, dans le Trégor, permet de supposer que la convergence est oblique. La direction moyenne des structures, si l'on excepte cette virgation, est N60.

Il est possible de retrouver, dans le Cotentin, une partie de ce schéma : d'une part, une structuration de même âge et de même orientation moyenne (N70) existe, d'autre part, on peut distinguer un domaine d'arc frontal, séparé d'un domaine arrière-arc plus stable au niveau de la diorite de Coutances, dans le prolongement de la zone de suture de la baie de Saint-Brieuc. Mais là s'arrête la similitude, car d'une part le degré de métamorphisme est faible dans les formations briovériennes de Normandie, d'autre part la vergence des chevauchements et des plis synschisteux hérités de l'orogène cadomien est NNW dans le Cotentin (Dissler et al., 1988), soit à l'opposé des vergences connues plus à l'ouest. Ce dernier point est discuté par Bardy (1988), qui décrit, en particulier dans la région de Coutances, une déformation cadomienne à vergence sud, synchrone de la mise en place de la diorite, et directement comparable, par conséquent, aux structures de la Baie de Saint-Brieuc.

Si l'idée d'une déformation décrochevauchante continue au sein du domaine cadomien est aujourd'hui communement acceptée, il faut noter néanmoins que certains auteurs britanniques sont partisans d'une tectonique uniquement décrochante (Treloar et Strachan, 1990; Strachan et al., 1989) en Baie de Saint-Brieuc.

3. Les modèles géodynamiques

Le premier modèle faisant intervenir une tectonique des plaques dans le domaine cadomien a été élaboré par Lefort (1977), qui envisageait alors une subduction "calédonienne". Auvray en 1979, à la suite de ces hypothèses, propose un modèle purement cadomien, sur la base des faits suivants :

- existence d'une anomalie magnétique importante au milieu de la Manche, interprétée comme la trace possible d'un ancien océan (Lefort, 1975; Lefort et Segoufin, 1978),

- présence, au sud de cette anomalie, d'un socle continental ancien (icartien),

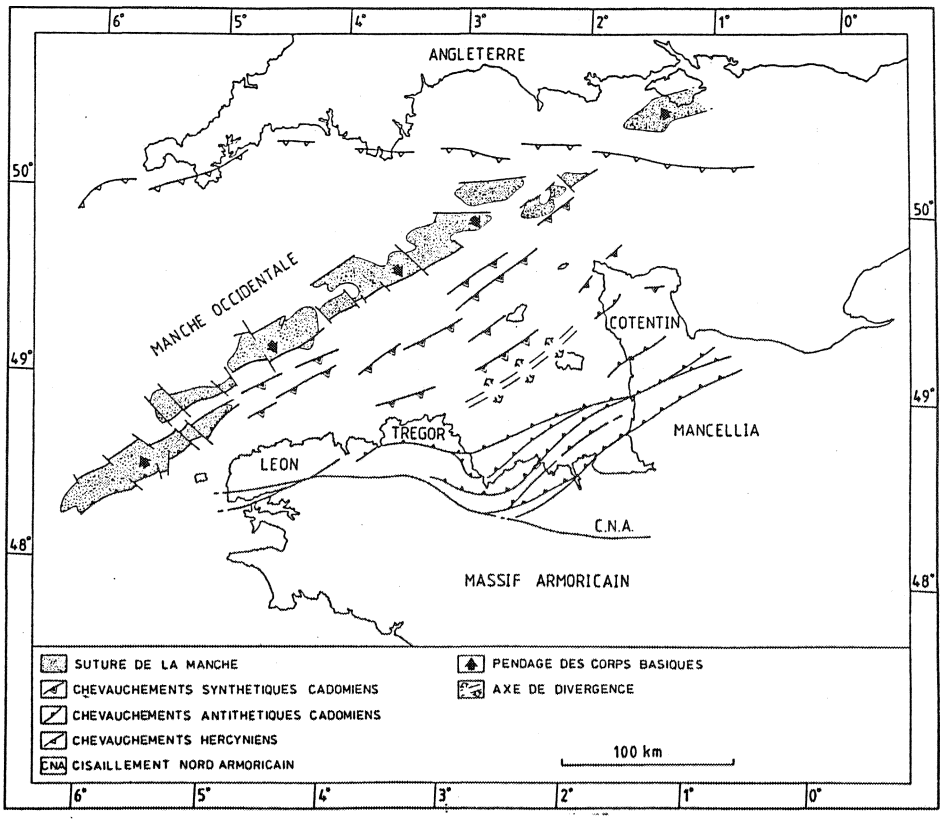


Figure 6 Disposition en éventail de la chaîne cadomienne (Bardy, 1988).

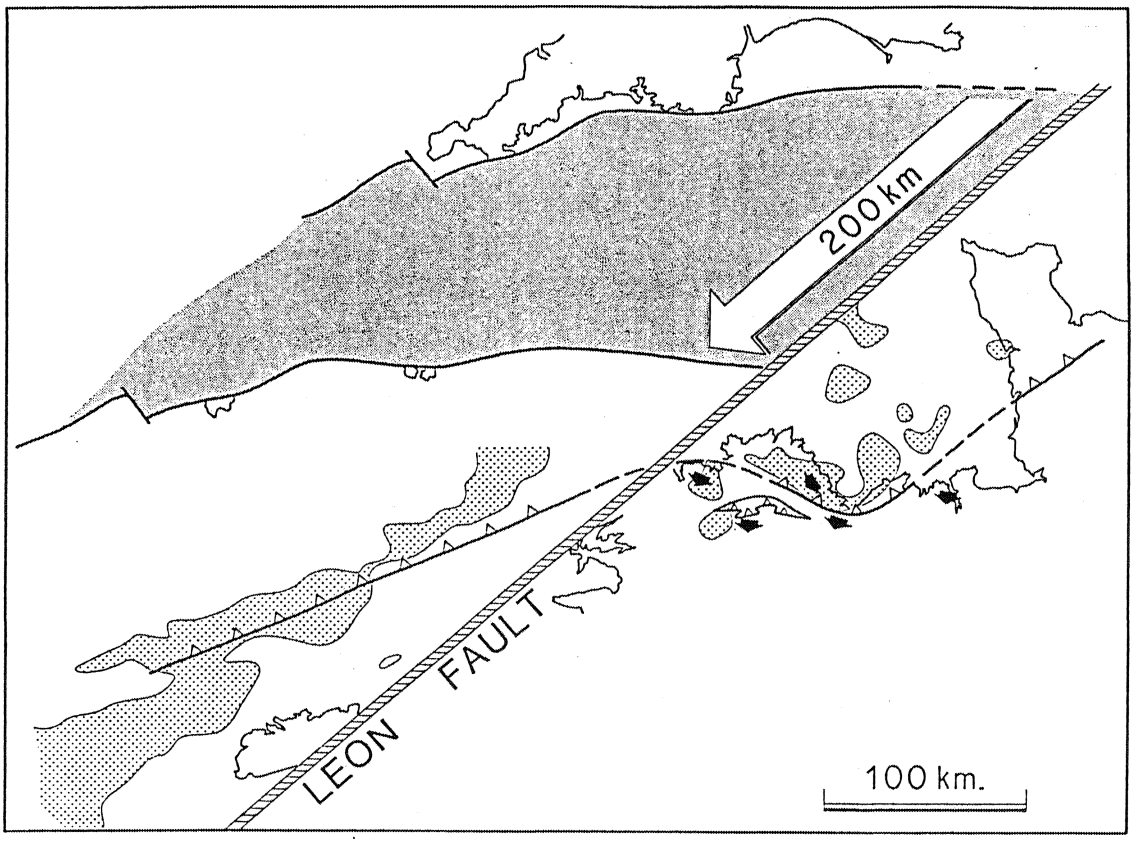


Figure 8 Position du Léon et de l'anomalie magnétique de la Manche avant le jeu de la faille du Léon (Balé et Brun, 1989).

- mise en place de séries calco-alcalines, dans le Trégor en particulier, typiques d'un environnement de subduction.

Ce modèle supposait le fonctionnement d'une zone de subduction au nord du Trégor, l'enfoncement de la plaque océanique vers le sud, sous la marge continentale icartienne, étant à l'origine du magmatisme calco-alcalin. Au sud de la marge, l'ouverture d'un bassin marginal était marquée par le complexe à affinité océanique de Belle-Isle-en-Terre (Hirbec, 1979; Peucat et al., 1981).

Le nombre croissant des données sédimentologiques, structurales, géochimiques et géochronologiques a conduit à une multiplication de modèles géodynamiques (Rabu et al., 1983; Graviou et Auvray, 1985; Cabanis et al., 1987; Graviou et al., 1988; Dissler et al., 1988; Chantraine et al., 1988; Rabu et al., 1988), parmi lesquels rares sont ceux qui permettent d'intégrer à la fois les données du Cotentin et celles du nord de la Bretagne, opposées notemment par la vergence de la déformation. Notons le modèle proposé par Bardy (1988), pour qui il est possible de corréler les deux régions cadomiennes du Massif Armoricain en considérant que la chaîne cadomienne présente une double vergence (Fig.6). Deux chronologies des événements cadomiens, en Bretagne (Chantraine et al., 1988) et en Normandie (Dissler, 1988), sont mises en parallèle dans le tableau 2 et la figure 7.

Les développements les plus récents relatifs au modèle proposé pour le nord de la Bretagne sont dûs à Brun et Balé (1990), qui proposent une alternative pour le sens de la subduction. Ils prennent en compte dans leur analyse le déplacement, après l'orogenèse cadomienne, du bloc du Léon, qui modifierait, en particulier, la localisation de l'anomalie de la Manche. Leur proposition est la suivante : lorsque le bloc du Léon est translaté vers le sud, le long du décrochement du Léon (ou faille de l'Elorn), jusqu'à être placé en face des formations varisques de Bretagne sud, dont il est très proche géochimiquement et géochronologiquement, l'anomalie magnétique de la Manche est elle aussi décalée de 200 km vers le sud-ouest (Fig.8). Elle se retrouve alors dans l'alignement des formations de Belle-Isle-en-Terre et d'Yffiniac, avec lesquelles elle constituerait la suture d'un domaine océanique subducté vers le nord, sous le même arc insulaire que dans le modèle précédent. La suite du scénario (écaillages, épaississement crustal, métamorphisme HT et fusion crustale) est identique. Cette hypothèse novatrice se heurte à un problème chronologique (Chantraine et al., 1988), le magmatisme de l'arc insulaire (650-615 Ma) précédant l'ouverture du bassin océanique (600 Ma), dont la subduction est supposée être à l'origine dudit magmatisme.

4. La subduction du nord du Pays de Galles

Nous avons déjà signalé que les événements cadomiens ne se limitent pas, dans la région qui nous intéresse, au domaine nord-armoricain. Une zone de suture cadomienne a été décrite par Cogné et Wright (1980)

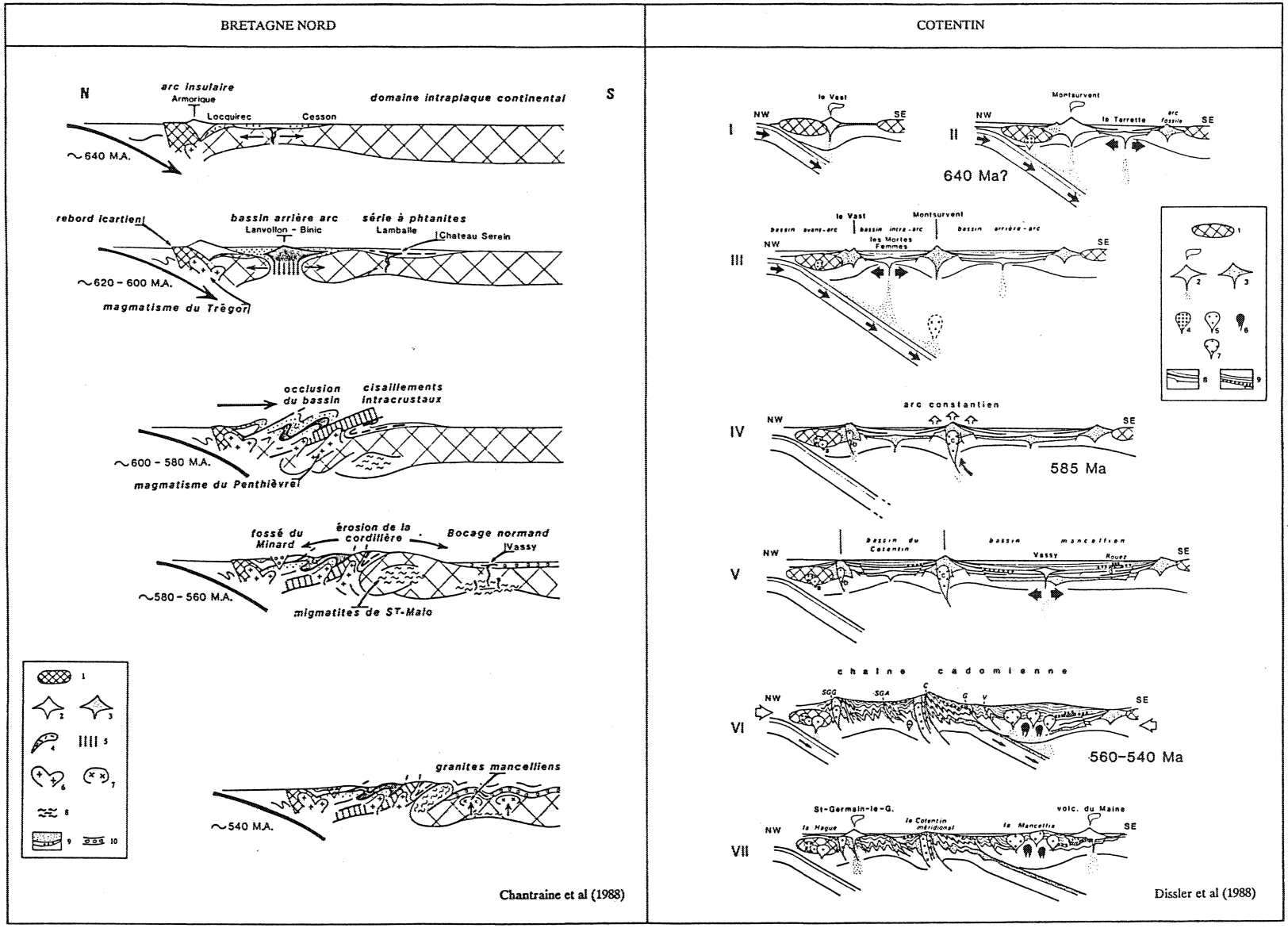


Figure 7 Modèles d'évolution géodynamique de la chaîne cadomienne, dans le nord de la Bretagne et dans le Cotentin.

Chantraine et al. (1988)

1 Icartien - 2 volcanisme acide précoce - 3 volcanisme andésitique - 4 formation volcanodétritique - 5 complexe océanique - 6 magmatisme calcoalcalin - 7 granitoïdes fini-cadomiens - 8 migmatites - 9 Briovérien inférieur - 10 Briovérien supérieur.

Dissler et al. (1988)

1 Pentévrien - 2 volcanisme actif - 3 volcanisme inactif - 4 granitoïdes précoces - 5 diorites, a Les Moulinets, b Le Theil, c Coutances - 6 gabbros - 7 granitoïdes fini-cadomiens - 8 Briovérien inférieur - 9 Briovérien supérieur - d amas sulfuré du Rouez.
accidents de Saint-Germain-Le-Gaillard (SGG), Saint-Germain-sur-Ay (SGA), Coutances (C), Granville (G), Vassy (V).

BRETAGNE NORD		COTENTIN
640 ma - la subduction de l'océan celtique sous le continent icartien se traduit par la mise en place d'un volcanisme acide d'arc insulaire (Locquirec, Locquémau, Tréguier). - la distension de la marge provoque l'apparition d'un bassin arrière-arc, où se dépose un conglomérat (Cesson) peut-être issu du remaniement de ce volcanisme précoce.	BRIOVERIEN INFERIEUR	640 ma? I II - la subduction de la croûte océanique celtique sous la marge icartienne s'accompagne de la mise en place, sur un arc insulaire primitif, de volcanisme tholéiitique compressif (Le Vast), et de plutonisme calco-alcalin. - au sud de l'arc apparait un bassin arrière-arc (volcanisme tholéiitique distensif de La Terrette). - la subduction continue sous l'arc, et génère un volcanisme tholéiitique de contexte compressif (Montsurvent).
620-600 ma - le magmatisme de l'arc insulaire se poursuit par un volcanisme basique important (Trédrez, l'Armorique), accompagné d'un plutonisme calco-alcalin (batholite nord-trégorrois). - la distension continue dans le bassin, avec effusion de laves andésitiques (Lanvollon), et dépot de séries volcanodétritiques de type flysch (Binic), puis apparition de matériel océanique (Belle-Isle, Yffiniac). - sur la marge sud, des formations terrigènes à phtanites s'accumulent, accompagnées de quelques manifestations de volcanisme tholéiitique distensif (Chateau-Serein).		III - l'ouverture d'un bassin intra-arc est attestée par de nouvelles venues volcaniques, légèrement calcoalcalines (Mortes Femmes). - durant tout le Briovérien inférieur, l'activité effusive est accompagnée du comblement des trois bassins (avant, intra et arrière-arc) par des formations sédimentaires à phtanites.
600-580 ma - le blocage de la convergence (collision du continent icartien avec un bloc septentrional) provoque le raccourcissement et la structuration, vers le sud, de la cordillère cadomienne, avec, en particulier, la fermeture du bassin arrière-arc et l'obduction de croûte océanique sur la marge sud. - des massifs dioritiques contemporains de la structuration se mettent en place (Fort-La-Latte).		585 ma IV - le développement des arcs insulaires atteint son terme lors de la mise en place de diorites d'affinité calco-alcaline, cristallisées sous contrainte (déformation ductile en contexte transcurent pour la diorite de Coutances). - l'arc interne (arc constantien) intrudé par la diorite de Coutance subit une surrection.
580-560 ma - l'érosion de la cordillère alimente les bassins détritiques du Briovérien supérieur (Minard, bocage normand). - l'épaississement de la croûte au front de la déformation permet la formation de migmatites(Guingamp, Saint-Malo) par anatexie crustale. - la domaine continental, au sud du bassin, subit une distension (volcanisme tholéiitique de Vassy).	BRIOVERIEN SUPERIEUR	V - les flyschs du Briovérien supérieur, qui proviennent de l'érosion de l'arc constantien, se déposent dans les bassins intra et arrière-arc. - le bassin arrière-arc enregistre une distension (volcanisme tholéiitique de Vassy).
540 ma - la déformation migre vers le sud (domaine externe) et structure les formations du Briovérien supérieur. - les granites de la Mancellia se mettent en place (conséquence du surépaississement crustal ?).		560-540 ma VI - la structuration cadomienne principale, tardive, à vergence nord, provoque la fermeture des bassins et déplace l'activité magmatique vers le sud, par la création d'une seconde zone de subduction, au-dessus de laquelle se mettent en place les granites de la Mancellia. VII - la période post-cadomienne est caractérisée par de l'extension (volcanites du Maine et de Saint-Germain-le-Gaillard).

Tableau 2 Les grandes étapes des modèles d'évolution de la chaîne cadomienne proposés par Chantraine et al. (1988) et Dissler et al. (1988).

entre le nord du Pays de Galles et le sud de l'Irlande. Les arguments qui étayent cette suggestion sont d'ordre paléogéographique (les domaines situés de part et d'autre de cette suture ne montrent aucun signe de proximité pendant le Protérozoïque terminal), structural (reconnaissance dans le domaine septentrional d'orogènes "grenvillien" et grampien, inconnus au sud), pétrologique (présence d'un arc volcanique calco-alcalin au nord du Pays de Galles), métamorphique (schistes bleus à Anglesey), sédimentologique (association de turbidites et d'olistotromes). La subduction vraisemblablement dénotée par ces éléments, à pendage sud, pourrait avoir un fonctionnement à peu près synchrone de celui de la subduction définie en Manche, ou, moins probablement, correspondre à la même zone, décalée par les grands accidents tardi-hercyniens (Cogné et Wright, 1980).

II. LA CHAINE CALEDONIENNE BRITANNIQUE

Témoin de la fermeture de l'océan Iapetus, du Silurien supérieur au Dévonien moyen, cette chaîne à double vergence prend en écharpe le nord de la Grande-Bretagne et l'Irlande. Elle se poursuit en Scandinavie à l'est, à l'ouest on l'apparente aux Appalaches (phase taconique).
Les Calédonides britanniques couvrent une région comprenant l'Irlande, l'Ecosse, le nord de l'Angleterre et du Pays de Galles. La description qui suit concerne uniquement la Grande-Bretagne.

1. Les unités géologiques (Fig.9)

1.1. L'avant-pays

Le front de la chaîne calédonienne, au nord, correspond au chevauchement du Moine. Au nord-ouest de celui-ci, l'avant-pays de la chaîne est formé de gneiss lewisiens (2 Ga), de grès torridoniens (Précambrien supérieur), de calcaires et de quartzites (Cambro-Ordovicien).
Au sud, le front, mal défini, disparait sous les formations plus récentes (Paléozoïque supérieur et Mésozoïque) et le socle précambrien affleure peu. Néanmoins, certains arguments géophysiques, ainsi que la nature des fragments de socle inclus dans des formations plus récentes permettent de penser que celui-ci est composé de roches granitiques ou de complexes métamorphiques de "moyen grade" (Watson, 1978). Ce socle peut être rapproché du socle cadomien de Bretagne septentrionale.

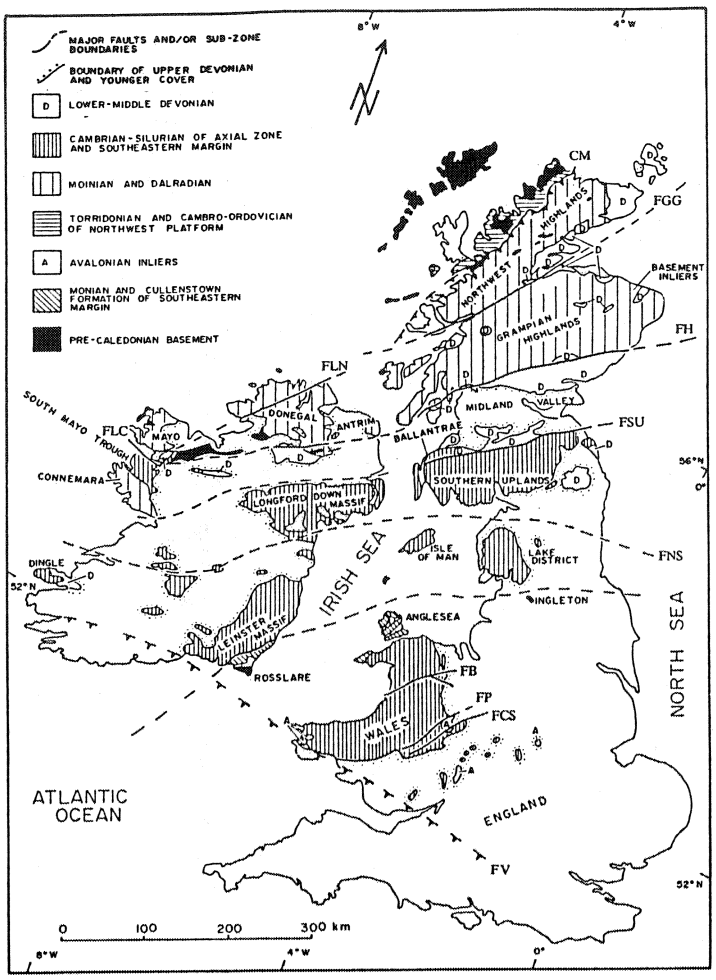


Figure 9 Carte géologique et structurale schématique de la chaîne calédonienne britannique (d'après Kennedy, 1979, simplifiée).
FV : Front Varisque, CM : Chevauchement du Moine, Failles de Church Stretton (FCS), de Pontesford (FP), de Bala (FB), de Navan Shannon (FNS), des Southern Uplands (FSU), des Highlands (FH) (Highland Boundary Fault), de Great Glen (FGG), de Leannan (FLN), de Leck (FLC).

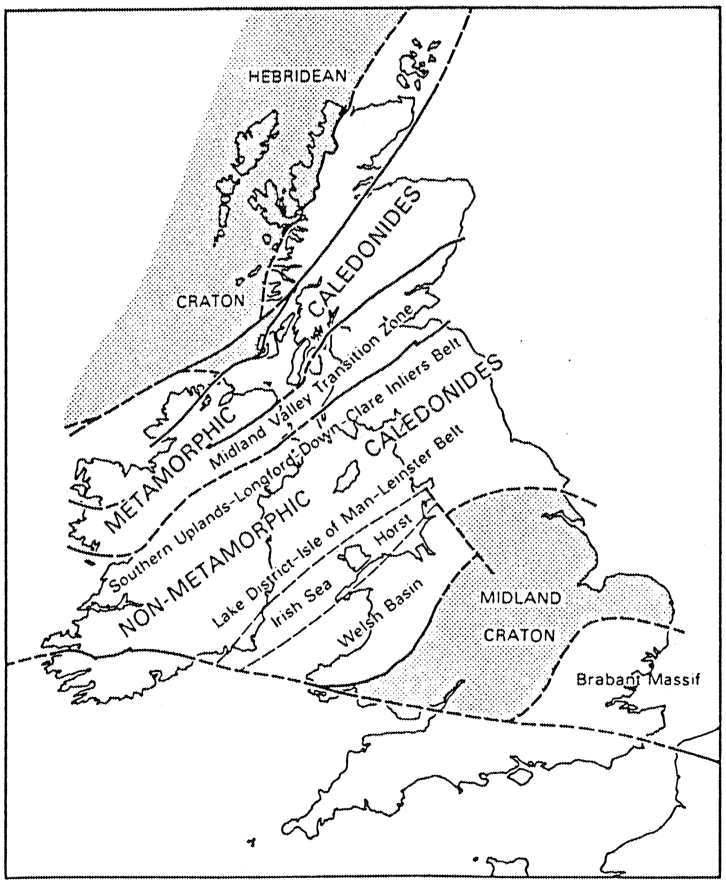


Figure 10 Les grands domaines métamorphiques dans le domaine calédonien britannique (Watson et Dunning, 1979).

1.2. La chaîne

Les formations de la chaîne calédonienne, quant à elles, peuvent être regroupées en trois unités :

- au nord : les Northern Highlands (jusqu'au chevauchement du Moine), où affleurent les formations métasédimentaires du "vieux" Moinien, et les Grampian Highlands, où les séries volcano-sédimentaires du "jeune" Moinien et du Dalradien (Précambrien supérieur à Cambrien) sont intrudées par d'abondants granites dévoniens,

- au centre : la Midland Valley, qui est essentiellement un graben contenant des formations post-calédoniennes (vieux grès rouges et volcanisme dévoniens), et les Southern Uplands et le Lake District où l'on observe des séries volcaniques (volcanisme tholéiitique dans le Lake District) et sédimentaires de l'Ordovicien et du Silurien,

- au sud : le nord du Pays de Galles et les Midlands anglais, où le socle précambrien affleure localement (Anglesey, Church Stretton), au milieu de sédiments marins cambriens à siluriens, d'eaux profondes (nord du Pays de Galles) ou de plateforme (Midlands anglais). Le Pays de Galles présente un volcanisme d'affinité calco-alcaline à alcaline.

2. Les structures

Les auteurs britanniques définissent, d'un point de vue structural et métamorphique, deux domaines contrastés dans l'orogène calédonien (Fig.10), séparés par la Midland Valley : au nord un domaine orthotectonique précoce, fortement déformé et métamorphisé, au sud un domaine paratectonique tardif, où la déformation calédonienne s'amortit vers le sud. Les structures, dans les deux domaines, sont généralement orientées N60.

2.1. Le domaine orthotectonique

Il est compris entre le chevauchement du Moine au nord et la Highland Boundary Fault au sud. On peut distinguer au sein de ce domaine deux unités, situées de part et d'autre de la Great Glen Fault. Au sud de la Great Glen Fault, la déformation calédonienne est seule présente, alors qu'au nord elle s'est surimposée à un épisode de structuration protérozoïque (peut-être "grenvillien"), dont il n'est pas toujours facile de la séparer (Johnson et al., 1979). Dans les deux cas, la déformation calédonienne est caractérisée par une tectonique chevauchante, avec développement polyphasé de grands plis couchés et de nappes, souvent associés à du glissement (Johnson et al., 1979). La vergence, NW, passe au SE, un peu au sud de la Great Glen Fault. La phase principale de déformation et de métamorphisme est datée aux environs de 500 Ma (Ordovicien basal), et culmine avec un plutonisme granitique (Brown, 1979).

2.2. Le domaine paratectonique

Limité au nord par la Southern Uplands Fault, il se termine, au sud, sous les formations plus récentes des Midlands anglais. L'évolution structurale des Southern Uplands constitue toujours actuellement un sujet de controverse (McKerrow, 1987). Cette région, qui a subi, à la fin du Silurien, une déformation et un métamorphisme modérés, a été interprétée comme un prisme d'accrétion, formé sur la marge nord du Iapetus (McKerrow et al., 1977), et dans lequel les chevauchements se sont propagés du nord vers le sud. Mais l'application de ce modèle simple soulève des difficultés (McKerrow, 1987), et plusieurs hypothèses plus complexes ont été proposées (voir Chadwick et Holliday, 1990, sous presse). Le nord du Lake District est une zone où s'observent de nombreux chevauchements à vergence sud (Cooper et al., 1990 sous presse). Les régions situées plus au sud n'ont également subi qu'un faible degré de métamorphisme et de déformation, à l'Ordovicien et surtout à la frontière Ordovicien-Silurien (Johnson et al., 1979).

2.3. Les fronts calédoniens

Au nord, le front de la chaîne correspond au chevauchement du Moine, qui met, schématiquement, les formations calédoniennes (Moine, Dalradien) en contact avec le socle lewisien.
Au sud-ouest, la chaîne butte, sous le bassin de Londres, sur le craton des Midlands. Ce front méridional, peut-être matérialisé par la faille de Church Stretton (Woodcock, 1984), est recoupé, à l'ouest, par le front varisque (Fig.9), on ne peut donc affirmer avec certitude jusqu'où ses effets peuvent se faire sentir vers le sud. Quant aux événements calédoniens de l'Europe moyenne évoqués par Ziegler (1978) et Autran (1978), ils sont remis en question par Cogné et Lefort (1985) et Matte (1986), qui en font des événements fini-précambriens ou éo-hercyniens.

3. Les modèles géodynamiques

Depuis les premières suggestions de Wilson (1966) en faveur de l'existence d'un océan proto-atlantique (ou Iapetus), de nombreux auteurs ont cherché à expliquer la chaîne calédonienne en termes de tectonique des plaques, et se sont heurtés, en Grande-Bretagne, à un problème constant : définir la localisation et la nature de la suture de cet océan.
Dans le premier modèle, proposé par Dewey (1969), le continent septentrional (continent "américain") est représenté par l'Ecosse et le nord de l'Irlande, tandis que le Lake District et le Pays de Galles correspondent à un continent méridional "européen". Au sud du continent américain, la Midland Valley est interprétée comme une marge continentale de type andin, sous laquelle a lieu une subduction à pendage

nord, marquée par les ophiolites de Ballantrae. La présence d'une subduction vers le sud, sous le continent "européen", est attestée par le volcanisme du Lake District et du Pays de Galles. Enfin, entre ces deux zones de subduction, sous les Southern Uplands, subsisterait un fragment de croûte océanique du Iapetus.

Repris par Fitton et Hughes en 1970, puis Church et Gayer en 1973, ce modèle connait ses premières modifications importantes lorsque des arguments géophysiques permettent à Powell (1971) de remettre en cause l'existence de croûte océanique sous les Southern Uplands. Gunn (1973) puis Jeans (1973) proposent alors de localiser les reliques du Iapetus sous la Midland Valley, les Southern Uplands (situés au sud de la Midland Valley) devenant un morceau du continent "européen". Mais l'étude des faunes démontre que les Southern Uplands appartiennent au continent "américain" (Williams, 1976), localisant ainsi la suture "faunistique" de l'océan entre les Southern Uplands et le Lake District, sous les sédiments du bassin de Solway et de la fosse du Northumberland. Le profil de sismique réfraction LISPB (Bamford et al., 1976) révèle finalement que la croûte en Grande-Bretagne est entièrement continentale, les nouveaux modèles (Lambert et McKerrow, 1976; Phillips et al., 1976; Moseley, 1977) envisagent donc la fermeture du Iapetus, suivie d'une collision.

D'après des interprétations récentes de la géologie de surface (Soper et Hutton, 1984; Barber, 1985; Hutton, 1987), une collision simple ne peut expliquer correctement l'évolution de la chaîne calédonienne en Grande-Bretagne : la localisation actuelle des principales unités structurales résulterait d'une subduction (Leggett et al., 1983) combinée à des mouvements décrochants senestres (Soper et Hutton, 1984). Ainsi la zone de jonction entre les deux continents correspond-elle sans doute à une zone de suture multiple (Freeman et al., 1988; Chadwick et Holliday, 1990 sous presse). La complexité de l'image des Calédonides britanniques est bien illustrée par le modèle de Mason (1986), qui pose la question "L'océan Iapétus a-t-il existé ?". Cet auteur propose que la chaîne calédonienne, en Grande-Bretagne, résulte de l'accotement, le long de grands décrochements, de fragments de terrains allochtones, et non de la suturation de l'océan Iapétus, laquelle n'aurait eu lieu que dans les Calédonides scandinaves.

Cependant, les profils WINCH (Hall et al., 1984), NSDP (Freeman et al., 1988), et NEC (Klemperer et Matthews, 1987), ainsi que quelques lignes industrielles (Chadwick et Holliday, 1990 sous presse) montrent l'existence, entre 15 et 30 km de profondeur, d'une zone réflective à pendage nord, et qui coïncide avec une zone conductrice (Beamish et Smythe, 1986). Chadwick et Holliday (1990, sous presse) proposent que ces réflecteurs, dont le prolongement en surface atteindrait les affleurements ordoviciens du Lake District, nettement au sud de la suture "faunistique" (McKerrow et Soper, 1989), marquent bien, en profondeur, le contact entre les deux plaques (Freeman et al., 1988), mais deviennent, vers la surface, une zone de délamination de la croûte continentale avalonienne (Fig.11.4). Cette hypothèse expliquerait la différence de localisation entre les deux sutures "faunistique" et "structurale".

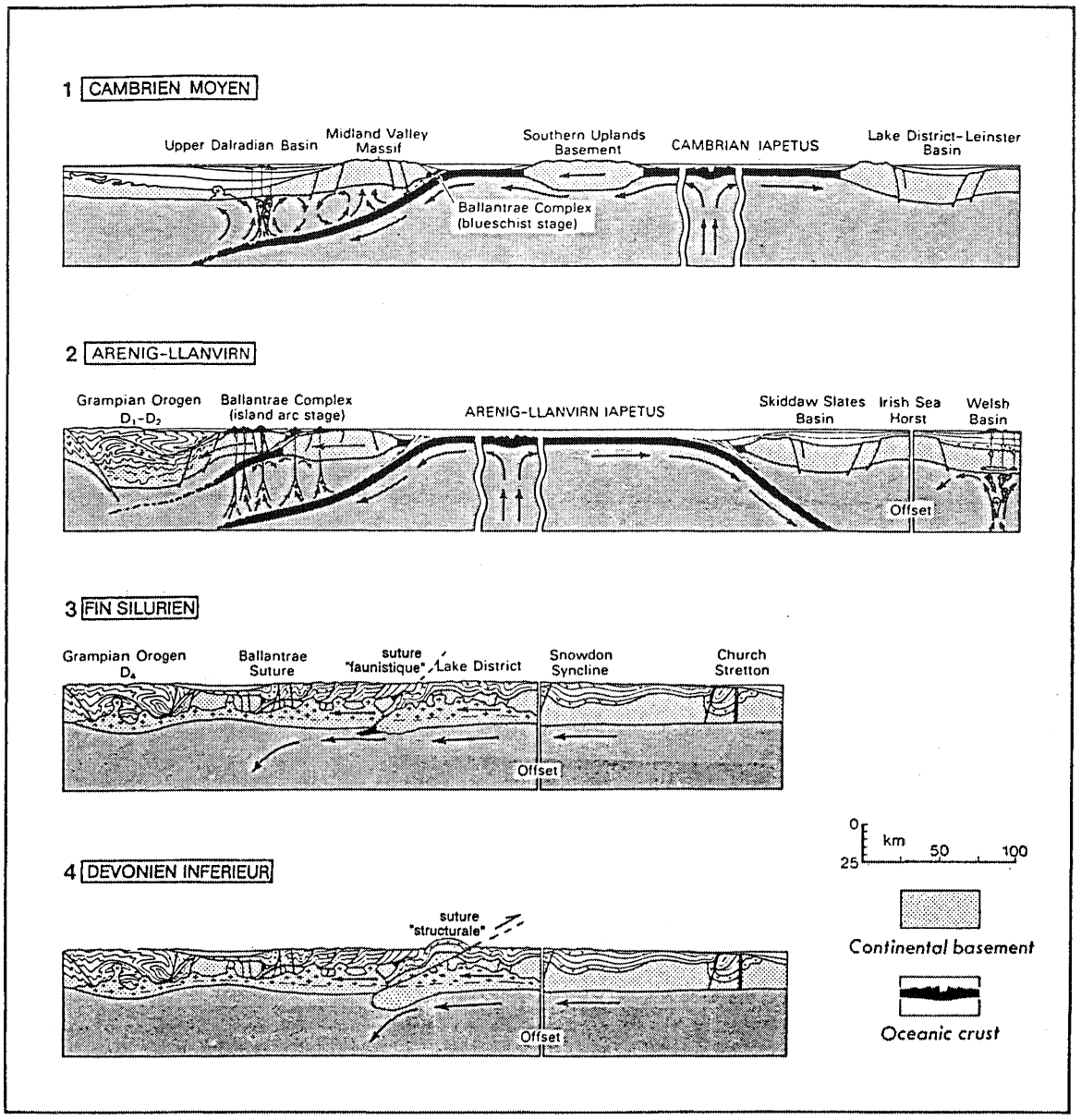


Figure 11 Modèle d'évolution des Calédonides (d'après Watson et Dunning, 1979; Chadwick et Holiday, 1990 sous presse).

L'ensemble de ces travaux permet de proposer, pour la chaîne calédonienne britannique, le schéma général suivant :

- du Précambrien terminal (ou Cambrien basal) à l'Ordovicien inférieur, a lieu l'ouverture du Iapetus. Des dépôts de plateforme se mettent en place sur les deux marges de cet océan (bassin moinien et dalradien au nord, bassin de Leinster et du Lake District au sud). Au sud, le fonctionnement d'une zone de subduction est marquée par les ophiolites d'Anglesey (Fig.11.1),

- pendant l'Ordovicien a lieu la phase la plus complexe du développement des Calédonides. A l'Ordovicien inférieur, l'ouverture du Iapetus est achevée (arguments paléomagnétiques, Piper, 1978, et faunistiques, Cocks et Fortey, 1982). L'interprétation des ophiolites de Ballantrae est encore le sujet de nombreux débats : elles sont obductées dès l'Arenig sur la marge nord de l'océan d'après Church et Gayer (1973), subductées d'après Lambert et McKerrow (1976). Phillips et al. (1976) appuient la thèse d'une obduction, mais au Silurien. Quoiqu'il en soit, la subduction du Iapetus vers le nord est marquée par du volcanisme et par la déformation polyphasée des formations moiniennes et dalradiennes, entre 510 et 480 Ma (orogène grampien, Lambert et McKerrow, 1976 - Fig.11.2). Sur la marge sud, le volcanisme tholéitique (Lake District) suggère la formation d'une deuxième zone de subduction, à pendage sud (Bluck, 1983). A partir de l'Ordovicien moyen, l'érosion des reliefs créés par la surrection du continent septentrional est à l'origine de dépots flyschoïdes importants, qui recouvrent progressivement la croûte océanique vers le sud,

- au Silurien, la croûte océanique continue d'être recouverte par des flysch et des turbidites qui s'amincissent vers le sud. Sur la plateforme des Midlands anglais se déposent des calcaires. Jusqu'à la fin du Silurien, la région est soumise à un régime de surrection, d'érosion et d'instabilité thermique,

- au Silurien supérieur (Wenlock terminal), a lieu la collision des Southern Uplands avec le continent sud (Leggett et al., 1983; McKerrow et Soper, 1989 - Fig.11.3). Elle est marquée sur la marge sud par de la déformation (raccourcissement de 40-45 % des roches du Paléozoïque inférieur) et du métamorphisme, dont la migration "irrégulière" (plus lente vers le SW) serait le fait de l'obliquité de la collision (Phillips et al., 1976; McKerrow et Soper, 1989),

- le volcanisme calco-alcalin et les granites d'Ecosse (Thirlwall, 1981, 1983, 1988) montrent que la subduction du continent sud continue sous l'Ecosse et l'Irlande jusqu'à l'Emsien (McKerrow, 1988 - Fig.11.4). Au Dévonien, la déformation atteint la marge nord (plis et chevauchements vers le nord) et des chevauchements vers le sud se créent dans la plaque "européenne". La Great Glen Fault joue en décrochement, pour accomoder la rotation induite par la collision oblique d'après Phillips et al. (1976), mais en fait, son sens de déplacement est toujours controversé (Johnson et Frost, 1977). Le mouvement le long de cette faille se poursuit jusqu'à la fin du Dévonien, voire jusqu'au Carbonifère inférieur (Ziegler, 1982).

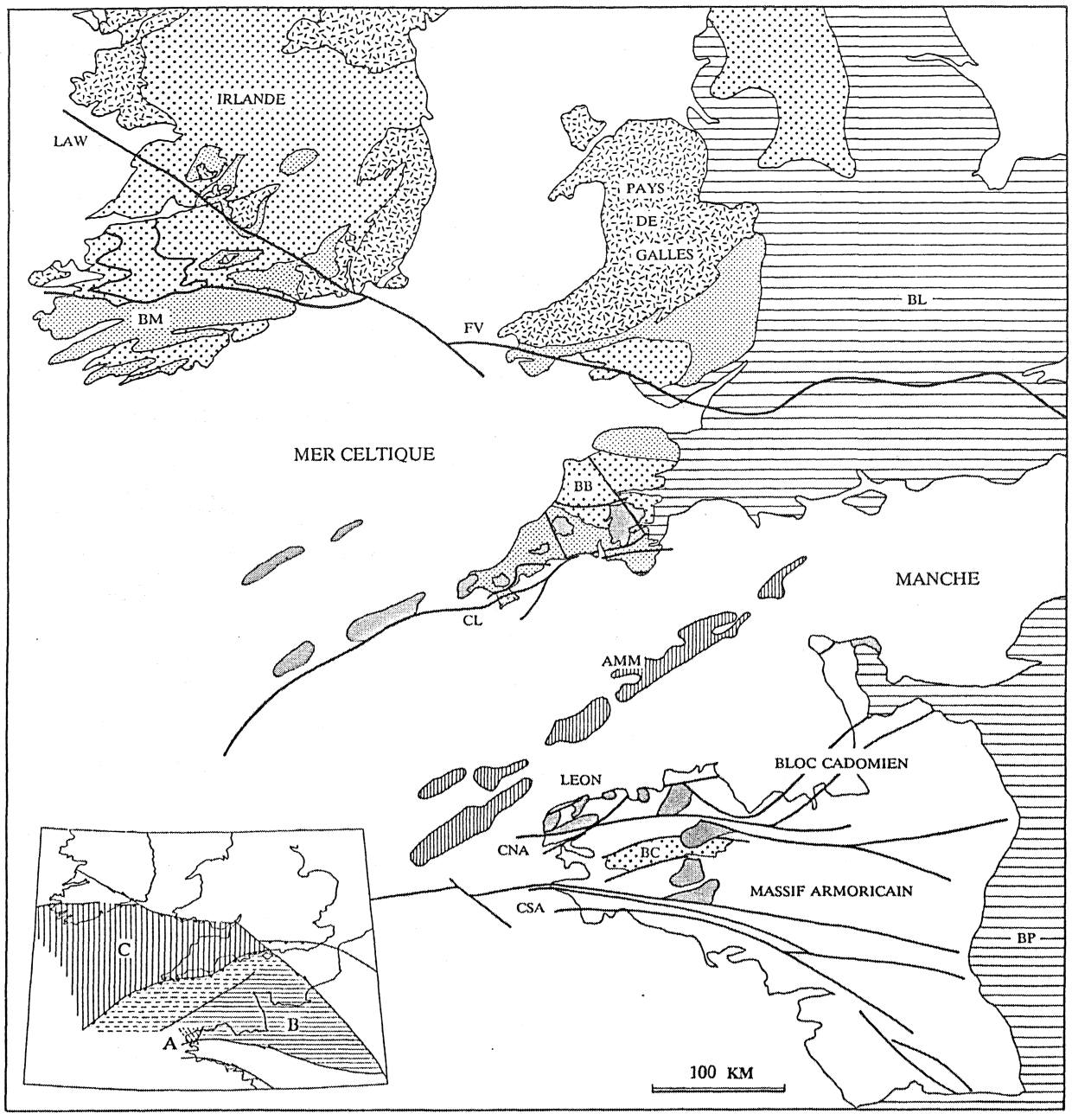


Figure 12 Carte géologique simplifiée de la chaîne varisque du NW de l'Europe (d'après Leveridge et al., 1984; Rolet et al., 1986; Le Gall, 1990).
FV : Front Varisque, CNA : Cisaillement Nord Armoricain, CSA : Cisaillement Sud Armoricain, AMM : Anomalie Magnétique de la Manche, GHF : Granite de Haig Fras.
En encart, le bloc Manche-Mancellia (B), le bloc Celtique (C). Le Léon (A) n'appartient pas au bloc Manche-Mancellia.

III. LA CHAINE HERCYNIENNE DE L'EUROPE DU NW

La chaîne hercynienne du NW de l'Europe fait partie d'un vaste domaine orogénique, qui s'étend depuis le Golfe du Mexique jusqu'en Europe de l'Est, et qui inclut les Ouachitas Mountains, les Appalaches du sud (cycle alleghanien) et les Mauritanides.

Le domaine hercynien qui nous intéresse est compris entre la zone de cisaillement nord-armoricaine au sud, les bassins mésozoïques de Paris et de Londres à l'est, le front varisque au nord et la marge atlantique à l'ouest (Fig.12). Il est possible de distinguer trois domaines dans lesquels les manifestations de l'orogenèse varisque sont dissemblables :

- à l'est, le domaine cadomien, noyau dur peu touché par la structuration hercynienne,
- à l'ouest, le Léon, domaine à affinité sud-armoricaine,
- au nord, le domaine sud-britannique (Cornouaille, Devon, sud du Pays de Galles, sud de l'Irlande), correspondant à la zone externe de la chaîne.

1. Les unités géologiques

1.1. Le secteur sud-britannique

On y trouve essentiellement des formations épimétamorphiques du Dévonien et du Carbonifère, intrudées par des granites tardifs. Le socle (formations du paléozoïque inférieur ou du précambrien) est quasiment absent à l'affleurement : il n'apparait qu'au phare d'Edison, au large du Lizard. On le connait par forage sous le bassin de Londres, et il affleure plus au nord, dans le domaine calédonien, où il est rapproché du socle cadomien (Watson, 1978).

1.2. Le domaine cadomien

A l'inverse, dans cette zone c'est le socle précambrien (briovérien) qui domine. La couverture paléozoïque (formations rouges deltaïques), non métamorphique, est limitée.

1.3. Le Léon

Longtemps considéré comme un domaine ancien structuré au Précambrien, le Léon est aujourd'hui intégré dans l'évolution tectonique hercynienne. Il est caractérisé par des séries métamorphiques (gneiss et micaschistes) intrudées de nombreux granites carbonifères.

1.4. Le magmatisme

Les manifestations les plus typiques du magmatisme hercynien sont des alignements de granites syn- à tardi-orogéniques, intrusifs dans les formations de Cornouaille et du nord du Massif Armoricain.

Le batholite cornubien s'allonge, en SW-NE, sur 200 km, jusqu'aux îles Scilly. Il est prolongé jusqu'à la marge atlantique, à l'ouest, par la "Granite Cliff" (Pautot et al., 1976), dont le chimisme est cependant différent, et est doublé, au nord, d'un second alignement, plus restreint (granite de Haig Fras, Smith et al., 1965). La mise en place du batholite cornubien, vers 280-290 Ma (Darbyshire et Shepherd, 1985), est liée par Le Gall (1990) à l'épaississement de la croûte hercynienne à la suite des écaillages. Cette hypothèse est compatible avec l'origine crustale des granites (Floyd et al., 1983), mais le fait que la croûte ne soit pas actuellement épaissie au droit des granites pose un problème. C'est pourquoi Shackleton et al. (1982), considérant que la croûte actuelle ne pouvait avoir été érodée de plus de cinq kilomètres, avaient suggéré que l'origine des granites soit recherchée plus au sud, leur mise en place ayant lieu, ensuite, sous la forme de feuillets transportés vers le nord. Cette hypothèse n'est pas compatible avec la forme en cloche des granites déduite de la modélisation gravimétrique (Edwards, 1984).

Les granites nord-armoricains, quand à eux, sont de deux types (Barrière et al., 1983) :

- des granites calco-alcalins d'origine crustale, syntectoniques, d'âge carbonifère (granite de Saint-Renan à 348 ± 10 ma, Leutwein et al., 1969; granite de Brignogan, granite de Plouaret),

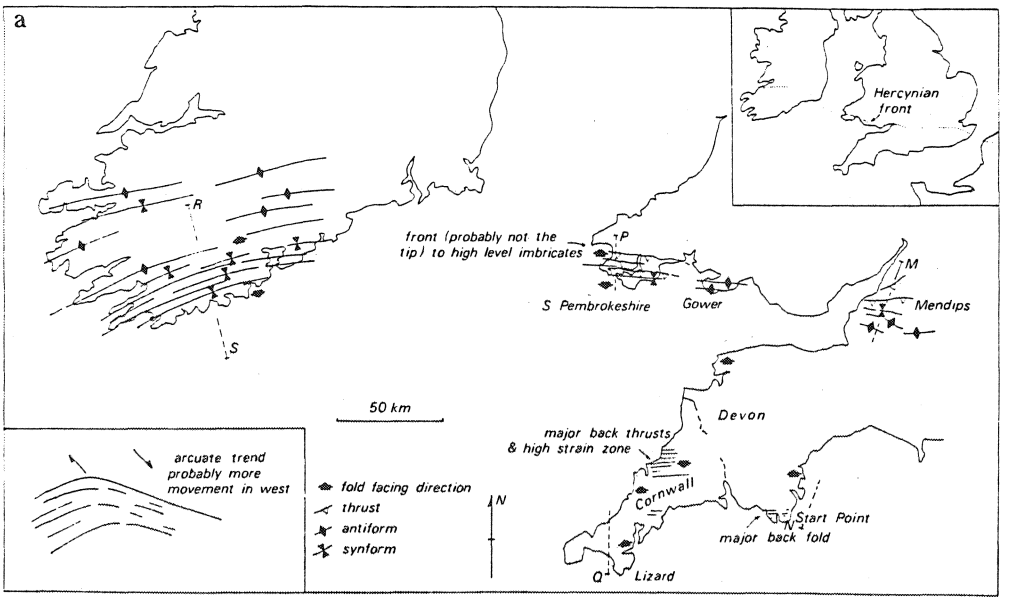
- des granites rouges sub-alcalins potassiques, tardifs (granite de Ploumanac'h à 303 ± 15 ma, Deutsch et Chauris, 1965; granite de l'Aber Ildut, granite de Flamanville), et alignés selon un axe N60.

D'autre part, une période d'extension dévonienne est marquée en Cornouaille par un volcanisme tholéiitique et alcalin (Floyd, 1983). Elle aboutit à la création d'un domaine océanique, actuellement représenté par la séquence ophiolitique incomplète du Lizard (375 ± 34 ma - Davies, 1984). Les données faunistiques (Babin et al., 1980), radiométriques (Styles et Rundle, 1984; Davies, 1984) et paléomagnétiques (Perroud, 1982) attribuent une extension réduite à ce domaine océanique.

2. Les structures

Les études structurales récentes conduites dans la région Manche-Mer Celtique la font apparaître comme un assemblage de blocs relativement disparates, accolés à l'issue de l'histoire hercynienne le long de grands accidents, et qui ont en commun d'avoir subi une déformation maximale au Carbonifère supérieur (Le Gall, 1990).

D'une façon générale, les structures varisques présentent un allongement en est-ouest. Il n'est pas fait mention, au sud du front varisque, de traces d'une ancienne structuration calédonienne.



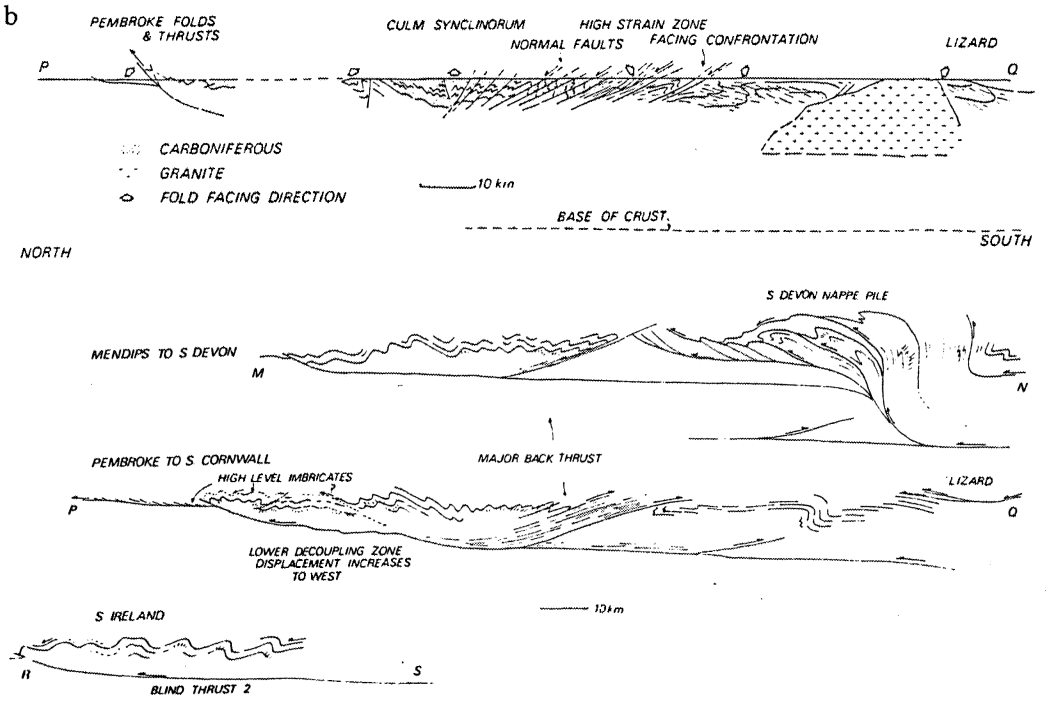


Figure 13 La tectonique en "thin-skin" dans la chaîne hercynienne du SW britannique (Coward et Smallwood, 1984).
a) Localisation des formations mises en jeu dans les coupes.
b) Coupes proposées à travers différentes régions.

2.1. Le domaine sud-britannique

Dans ce domaine, la structuration est complexe et de style variable d'une région à l'autre (Gardiner et Sheridan, 1981), mais globalement, les études de terrain ont conduit à envisager une tectonique du type "thin-skin", c'est-à-dire un décollement, vers le nord, de la couverture dévono-carbonifère sur le "socle" paléozoïque inférieur (et précambrien) (Shakleton, 1984; Coward et Smallwood, 1984 - Fig.13). Les profils de sismique profonde réalisés dans l'est du Devon (Chadwick et al., 1983; Williams et Brook, 1985) et dans le secteur du Lizard (Leveridge et al., 1984) ont cependant suggéré que le socle pouvait également être impliqué dans la déformation (tectonique en "thick-skin").

2.2. Le domaine cadomien

C'est la région où les effets de la tectonique varisque sont les moins sensibles. La structuration, matérialisée par des plis de grande amplitude localement sans schistosité (Dupret et Le Gall, 1978) et des accidents tangentiels très localisés (Graindor et Robardet, 1978), se fait vers le sud (reprise des structures cadomiennes, Bardy et Lefort, 1987). Seul le nord du Cotentin est fortement affecté, par une déformation à vergence sud (chevauchement de La Hague) (Dissler, 1987).

2.3. Le Léon

Dans le Léon, la déformation, intense, correspond à la succession de deux phases (Balé et Brun, 1986): la phase tectonométamorphique majeure est un épisode de haute pression daté du Silurien (439±12 ma, Paquette et al., 1987), qui est contemporain de l'évolution hercynienne du domaine sud-armoricain; suit un épisode de métamorphisme de haute température, d'âge dévonien.

2.4. Le front varisque

Le front de la déformation varisque, dont l'orientation est à peu près N110, ne correspond pas toujours, dans le domaine étudié, à un événement structural net. Bien qu'il s'agisse d'un élément important de l'édifice hercynien, son tracé, sa cinématique, voire son existence même, font l'objet d'une certaine polémique (Gardiner et Sheridan, 1981; Matthews, 1984; Le Gall, 1990). L'aspect particulier du front varisque, qui se présente, selon les endroits, comme une zone de chevauchement, comme la limite cartographique de la déformation varisque, comme un décrochement, pourrait être hérité de la morphologie contrastée de la paléomarge septentrionale des bassins dévono-carbonifères sud-britannique et sud-irlandais ou bien traduire des niveaux d'érosion différents.

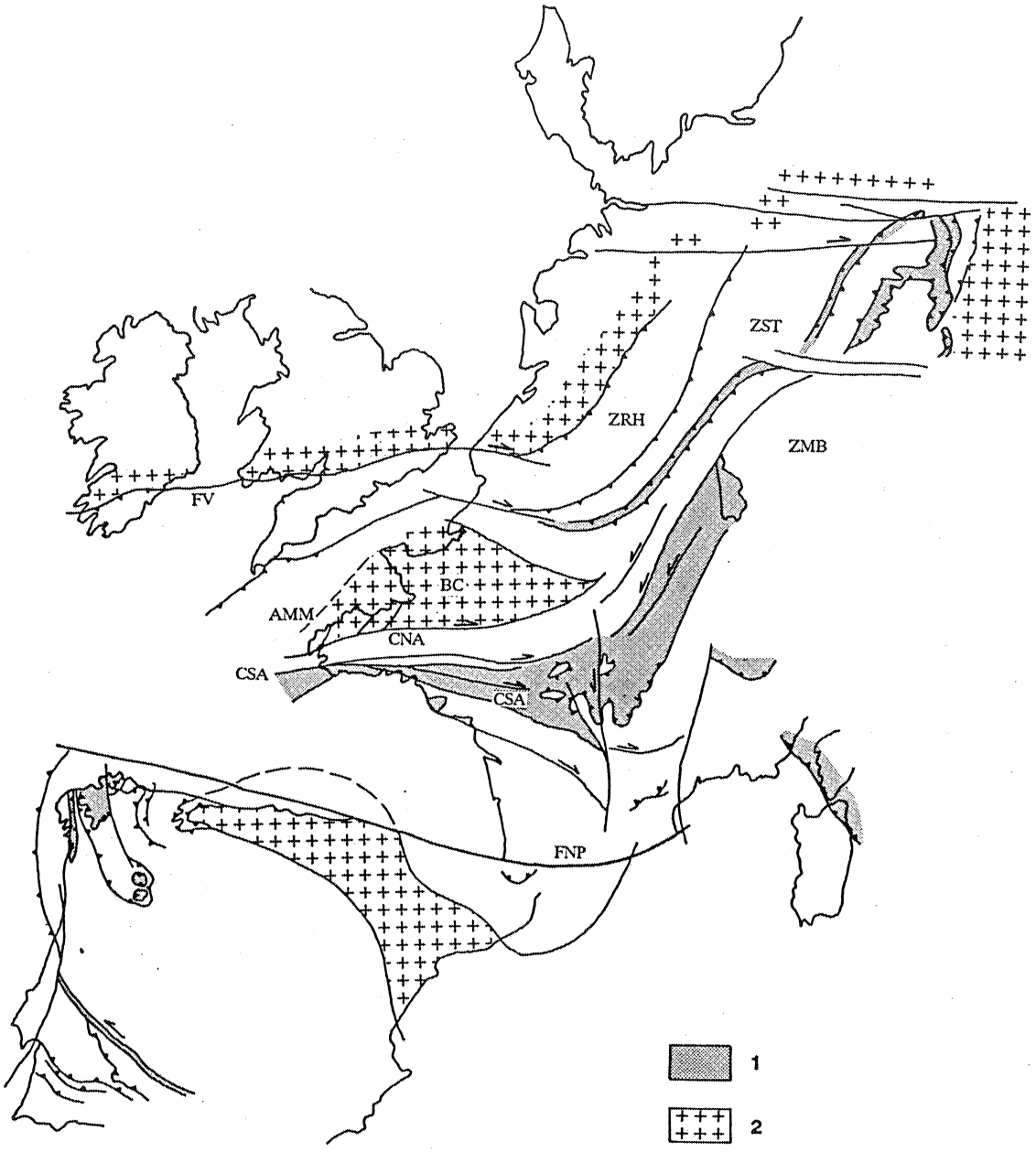


Figure 14 Carte structurale schématique de la chaîne varisque européenne (d'après Matte, 1986; Bois et al., 1990).
1 nappes cristallines internes (foliation horizontale, reliques ophiolitiques) - 2 blocs avec peu ou pas de déformation varisque.
FV : Front Varisque, CNA : Cisaillement Nord Armoricain, CSA : Cisaillement Sud Armoricain, AMM : Anomalie Magnétique de la Manche, BC : Bloc Cadomien, FNP : Faille Nord Pyrénéenne, ZRH : Zone Rhénohercynienne, ZST : Zone Saxothuringienne, ZMB : Zone Moldanubienne.

3. Les modèles géodynamiques

Les abondants travaux effectués à l'échelle européenne sur les Variscides (se reporter à Matte, 1986; Bois et al., 1988) n'ont pas, jusqu'à présent, apporté de solution définitive aux problèmes posés par cette chaîne, leurs résultats sont même souvent conflictuels (Matthews, 1984). Il semble que l'on puisse admettre, néanmoins, que cet orogène est le résultat du rapprochement, suivant un axe grossièrement NNW-SSE, des blocs laurussien et gondwanien, rapprochement au cours duquel différentes plaques (ou micro-plaques), qui constituent aujourd'hui l'Europe de l'ouest, ont été assemblées (Ziegler, 1982). Le nombre, la nature et les mouvements de ces plaques, l'emplacement de la (des) suture(s) d'océan(s) sont toujours discutés.
Le domaine couvert par les profils SWAT correspond, dans l'édifice varisque de l'ouest de l'Europe, à l'avant de la zone orogénique principale (région sud-armoricaine - Fig.14), à l'exclusion du Léon que ses caractéristiques rattachent au domaine interne (Balé et Brun, 1986; Paquette et al., 1987). Il est possible de proposer pour son évolution le schéma suivant :

- A l'Ordovicien-Silurien (Fig.15.1) : le Léon, qui appartient alors peut-être à la zone interne sud-armoricaine, sous laquelle a lieu la subduction de la Téthys I, subit une phase de métamorphisme de haute pression (vers 440 ma). Au nord, le cycle calédonien est en plein développement, mais le domaine sud-britannique est à sa lisière et est peu affecté. De même, dans le domaine cadomien, les séries sédimentaires se déposent sans être perturbées.

- Au Dévonien inférieur : dans le Léon, le protolithe des orthogneiss de Plounevez-Lochrist se met en place (385 ma, Cabanis et al., 1979). Un régime distensif s'installe au sud du continent des vieux grès rouges, la sédimentation débute dans les bassins du Devon et de Cornouaille, sur une croûte probablement amincie, allant de la Cornouaille au Rhin. Dans le bloc cadomien, les bassins sont très localisés. Au cours de cet épisode distensif s'individualise, vers 380 ma, au sud du bassin cornouaillais, une aire océanique réduite (océan rhéique, ou médio-européen).

- Dévonien moyen (Fig.15.2) : le bloc sud-armoricain subit la compression "acadienne" (ou ligérienne, Autran et Cogné, 1980). C'est le début de la compression dans le domaine de la Manche (domaine cadomien exclu), où des écaillages provoquent la fermeture du domaine océanique, dont un fragment est obducté sur la marge du continent des vieux grès rouges (injection de "gneiss migmatitiques" à 369 ± 12 ma, Styles et Rundle, 1984). Conjointement, le bloc cadomien est translaté vers le NNW, le long d'un décrochement situé sur sa marge orientale (anomalie magnétique du bassin de Paris) (Le Gall, 1990). Le dépôt des sédiments continue dans la zone externe, qui est toujours en distension (volcanisme anorogénique).

- Dévonien supérieur (Fig.15.3) : dans le domaine sud-armoricain, après la collision acadienne, on entre dans un régime d'hypercollision, d'évolution intracontinentale. Le déplacement (hypothétique) du

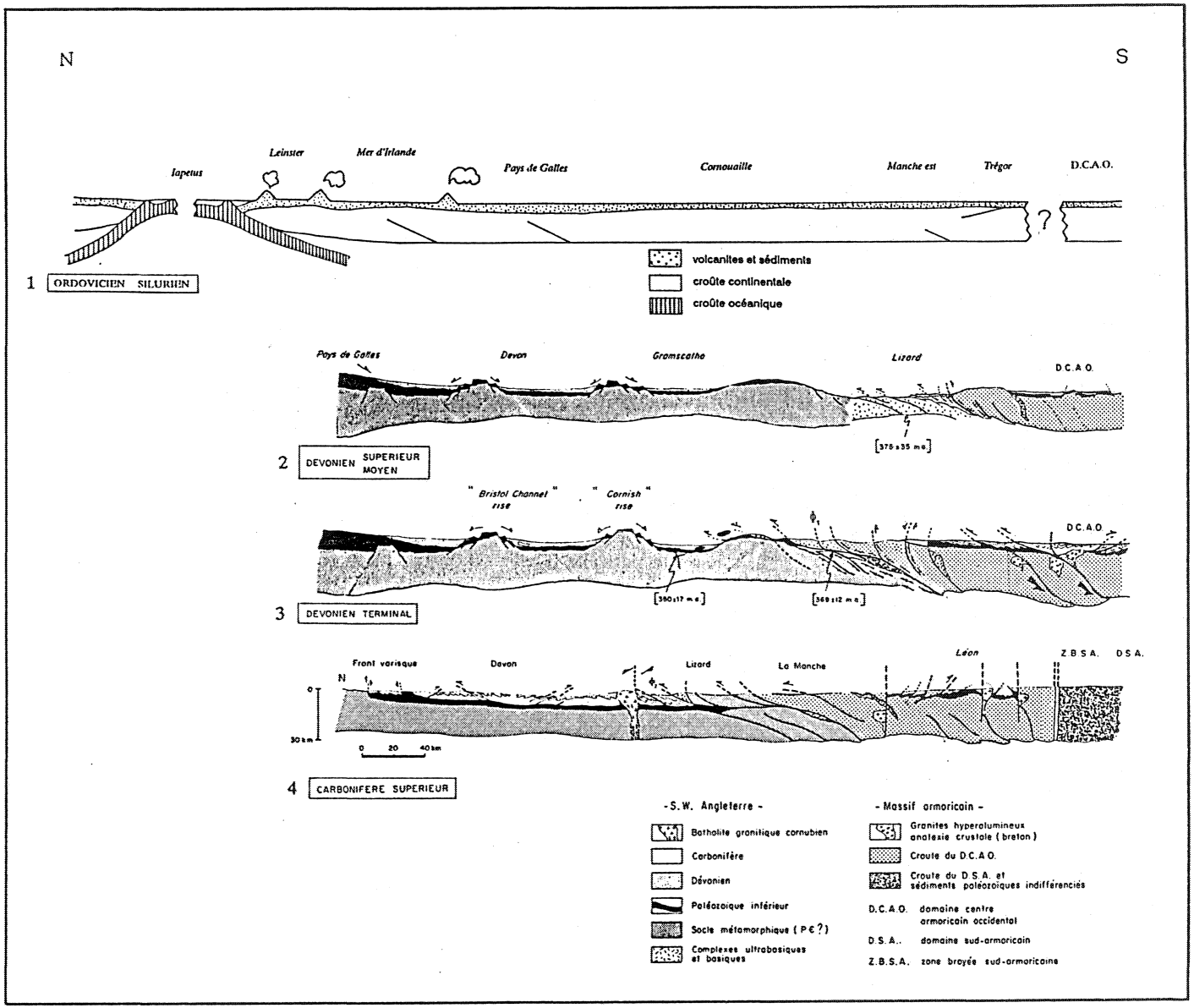


Figure 15 Evolution de la chaîne hercynienne dans le domaine nord-ouest de l'Europe (d'après Rolet et al., 1986; Bois et al, 1988).

Léon vers le NE a lieu avant la mise en place des granites au Carbonifère. Au nord, la compression se propage dans la zone externe (au sud du bassin du Devon). Le bloc cadomien n'est affecté que légèrement, surtout en bordure.

- Carbonifère inférieur : le fonctionnement du cisaillement nord-armoricain est accompagné de la mise en place, dans le Léon et le domaine cadomien, de granites syntectoniques (Goré et al., 1987), vers 350 ma (Leutwein et al., 1969). La déformation se propage dans le domaine sud-cornubien et reprend la paléosuture du Lizard (marquée par une schistosité datée à 365-345 ma, Dodson et Rex, 1971). La sédimentation continue, au nord, dans le bassin du Devon, où les premières déformations ne se manifestent qu'au Viséen.

- Carbonifère supérieur (Fig.15.4) : dans la chaîne hercynienne, c'est l'époque des grands décrochements ductiles. Les granites rouges tardifs se mettent en place dans le nord du Massif Armoricain (vers 300 ma), en liaison avec le fonctionnement tardi-orogénique dextre du cisaillement nord-armoricain (Barrière et al., 1983). La marge sud du continent des vieux grès rouges est épaissie par des sous-charriages. La mise en place du batholite cornubien (280-290 ma) pourrait être consécutive à cet épisode d'épaississement crustal (Le Gall, 1990). Dans la zone externe, on arrive au paroxysme de la déformation, qui mène à l'inversion du bassin carbonifère de Bude et provoque finalement l'écaillage du domaine hercynien sur l'avant-pays calédonien. Des données de paléomagnétisme indiquent que le raccourcissement post-dévonien entre le Massif Armoricain et l'avant-pays de la chaîne n'excède pas 300 km (Jones et al., 1979). En avant du front varisque, la tectonique pelliculaire se poursuit sur quelques kilomètres, et il est possible que des chevauchements "aveugles" hercyniens existent, car la couverture dévono-carbonifère est plissée (Le Gall, 1990).

- fin Carbonifère - début Permien : à la suite d'un changement de direction de la convergence (de NS elle passe à EW), on assiste au développement d'un système de failles décrochantes dextres subméridiennes. Elles sont accompagnées de la formation de failles conjuguées et de pull-aparts, qui recoupent la chaîne (Arthaud et Matte, 1977a et b, Ziegler, 1982). Le Permien inférieur est marqué par un volcanisme calco-alcalin tardi-orogénique.

IV. LES BASSINS SEDIMENTAIRES POST-CARBONIFERES

Bien avant l'acquisition des profils SWAT, il avait été possible de mettre en évidence, puis d'étudier de plus en plus précisement, tant en Manche qu'en Mer Celtique, un grand nombre de bassins où s'étaient accumulés des sédiments secondaires et tertiaires : en Mer Celtique les bassins nord et sud-celtiques, les bassins des chenaux Saint-Georges et de Bristol, les bassins du Fastnet et de Haig Fras, en Manche les

bassins des Approches occidentales de la Manche, de Manche occidentale et centrale (Fig.16). Ces résultats se sont basés sur des données de dragages, de forages et de sismique légère (Hamilton et Blundell, 1971; Blundell et al., 1971; Curry et al., 1971; Andreieff et Lefort, 1972; Boillot et al., 1972; I.G.S., 1972; Dobson et al., 1973; Lloyd et al., 1973; Andreieff et al., 1975; Fletcher, 1975; Kelland, 1975; Smith et Curry, 1975; Doré, 1976; Delanty et al., 1981), de sismique pétrolière (Weighell et al., 1981; Naylor et Shannon, 1982; Ziegler, 1982; Higgs, 1983; Smith, 1985), de réfraction (Avedik, 1975; Brooks et James, 1975; Mechie et Brooks, 1984), de gravimétrie (Davey, 1970; Day et Williams, 1970; Brooks et Thompson, 1973; Bacon, 1975; Lalaut et al., 1981; Edwards, 1984) et de magnétisme (Gérard, 1975; Ségoufin, 1975; Lefort, 1977).

1. Les formations géologiques

La formations géologiques de la Manche ont fait l'objet d'un échantillonage systématique (Curry et al., 1970, Andreieff et al., 1975; Lefort, 1977). A l'exception des données de l'industrie, nombreuses mais non divulguées, l'étude de la Mer Celtique a été plus parcellaire, le chenal de Bristol seul ayant été largement couvert (Blundell, 1979). Bien que ces deux domaines aient été séparés depuis l'orogenèse hercynienne par la plateforme cornubienne, leurs successions sédimentaires sont comparables. On y reconnait (Fig.17) :

- le Permo-Trias (2000-3000 m de Trias) : ce sont des formations détritiques continentales (nouveaux grès rouges), contenant quelques évaporites,

- le Jurassique (1000-2000 m) : sa répartition, en Manche (c'est-à-dire au nord de la faille Aurigny-Ouessant), est morcelée, et il affleure peu en Mer Celtique; il se présente sous un faciès de plateforme, localement non carbonaté (chenal de Bristol, Blundell, 1979),

- le Crétacé inférieur (1500-2000 m) : il est peu développé, et marque un retour aux conditions continentales (faciès wealdien, plus deltaïque en Mer Celtique),

- le Crétacé supérieur (1000 m) : transgressif sur les formations précédentes, il est représenté par de la craie, d'épaisseur croissante vers l'ouest en Manche, d'épaisseur assez constante en Mer Celtique,

- le Paléocène : formé d'argiles et calcaires, peu abondant, il est en continuité stratigraphique avec le Crétacé supérieur,

- l'Eocène (jusqu'à 500 m) : ce sont des sables et calcaires lagunaires puis marins en Manche, des grès, argiles et calcaires s'épaississant vers l'ouest en Mer Celtique; ces formations reposent en discordance sur les formations antérieures,

- l'Oligocène : pendant cette période de régression, de faibles épaisseurs de marnes et de calcaires se déposent en Manche,

- le Miocène (jusqu'à 120 m) : il n'affleure qu'à l'ouest de la Manche occidentale (calcaires et argiles), en Mer Celtique c'est une formation d'épaisseur croissante vers l'ouest discordante sur l'Eocène,

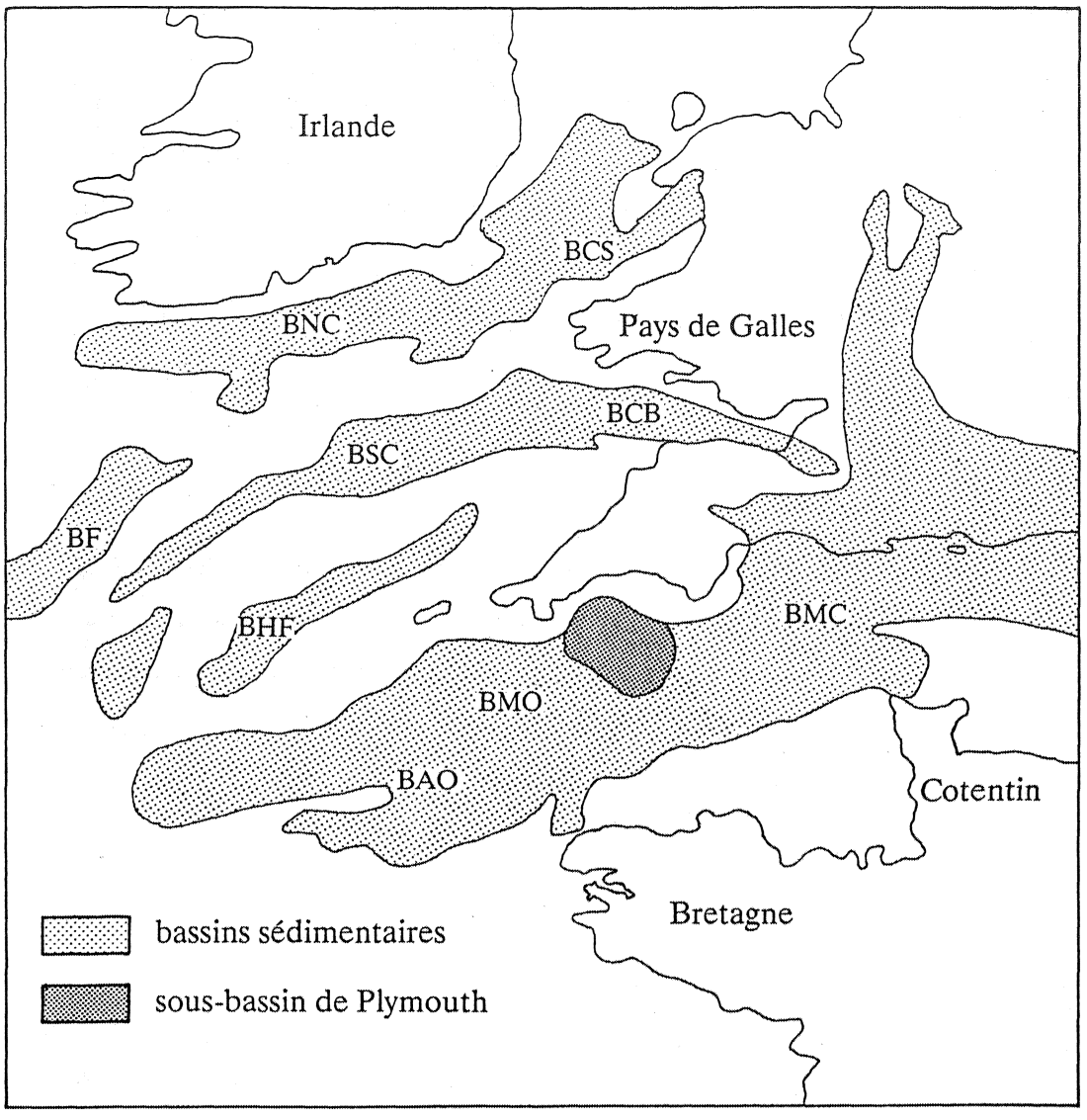


Figure 16 Les bassins post-carbonifères de la Manche et de la Mer Celtique (d'après Sibuet et al., 1990).

- le Pliocène et le Quaternaire : il est parfois difficile de les dissocier; ainsi, en Mer Celtique par exemple, les formations tertiaires ne sont-elles représentées que dans un seul petit bassin.

Les épaisseurs, lorsqu'elles sont indiquées, sont tirées de Blundell (1975) et Ziegler (1982).

2. Les structures

Dans les deux régions, les directions d'allongement des bassins, de part et d'autre du môle cornubien, sont comparables (N60 - N70), et grossièrement perpendiculaires à la marge atlantique. L'allure cartographique des bassins peut être mise en relation avec les structures de leur substratum.

En Mer Celtique, les bassins sont déposés sur l'avant-pays calédonien que surmontent les nappes frontales de la chaîne varisque. Ils forment trois unités (bassins nord et sud celtique, bassin de Haig Fras), allongées et étroites, séparées par des hauts structuraux (par exemple la ride de Cornubie) dont l'orientation (N60) permet de penser qu'ils sont hérités des orogenèses cadomienne ou calédonienne (Sibuet et al., 1990). Les failles qui déterminent ces structures (linéaments de Lundy-Haig Fras et de Carnsore-Fastnet) sont comparables à la faille Aurigny-Ouessant définie en Manche.

En Manche, les bassins de Manche occidentale et centrale reposent en partie sur le bloc rigide cadomien Manche-Mancellia (Le Gall, 1990), ce qui peut expliquer leur forme plus arrondie. La couverture secondaire en Manche occidentale est plissée modérément, et faillée suivant une direction N70, à la suite du rejeu d'accidents anciens (Lefort, 1975), dont le plus important, l'accident Aurigny-Ouessant (ou réseau de failes médio-Manche), sépare deux compartiments aux évolutions différentes (coupes D et E - Fig.17) :

- au sud, un domaine à faible subsidence : le socle antépermien (essentiellement précambrien) y est sub-affleurant, et présente une faible épaisseur de sédiments, crétacés et tertiaires. A l'ouest, néanmoins, existe une zone de dépots complexe (sous-bassin de l'Iroise),

- au nord, le compartiment s'est affaissé le long de la faille Aurigny-Ouessant, la série secondaire et tertiaire est complète et épaisse, c'est le bassin de Manche occidentale. Le socle de ce bassin comprend vraisemblablement de fortes épaisseurs de paléozoïque inférieur.

Bien qu'ils soient séparés par le seuil Start Point-Cotentin (d'orientation NS) (Lefort, 1975), les bassins de Manche centrale et occidentale appartiennent à une même aire sédimentaire (Bois et al., 1990a). Le bassin de Manche centrale est structuré par des synclinaux WSW-ENE.

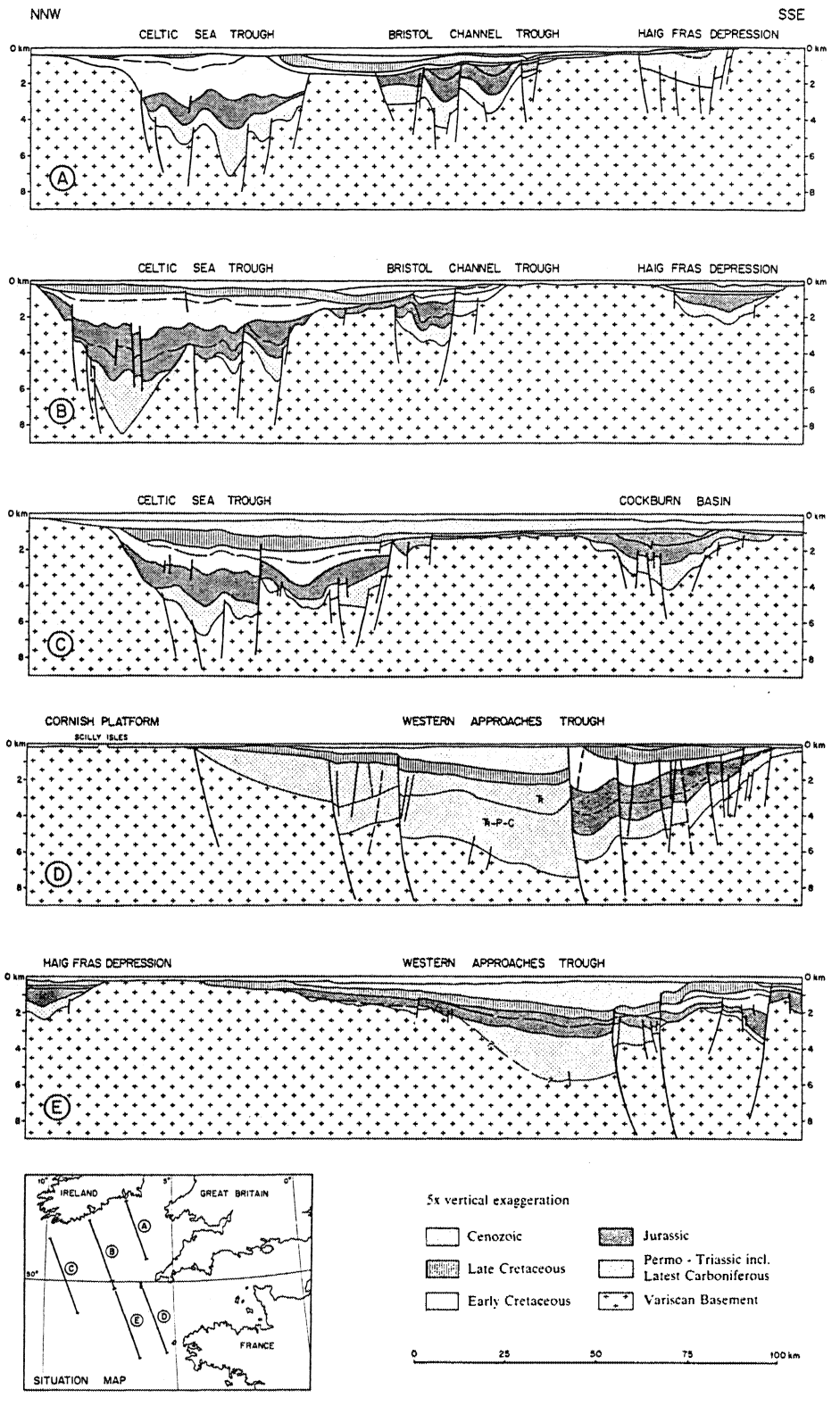


Figure 17 Coupes structurales schématiques au travers des bassins de la Mer Celtique, du chenal de Bristol et des Approches Occidentales (Ziegler, 1982).

3. L'évolution des bassins

A l'issue de l'orogenèse varisque, l'érosion et le réajustement isostatique rapides de la chaîne hercynienne vont de pair avec la subsidence de bassins d'effondrement, au sein de la chaîne ou à sa périphérie. Au cours du Permien et du Trias, le régime distensif s'intensifie progressivement dans le NW de l'Europe. Ziegler (1984) propose que d'anciens rifts soient réactivés (rift Atlantique-Arctique), puis que l'on aboutisse à la création de nouveaux rifts, tels celui de la Baie de Biscaye, dont la Manche occidentale et la Mer Celtique formeraient une branche vers le nord (Fig.18).
Les formations détritiques du Permo-Trias, accumulées sur d'assez fortes épaisseurs (l'étirement de la croûte était donc important) dans des demi-grabens, résultent du démantellement des reliefs varisques et des reliefs créés, à l'ouest, par le début du rifting atlantique. En Manche, les sédiments se déposent au nord de la faille Aurigny-Ouessant uniquement. A la fin du Trias, la chaîne est pénéplanée (Ziegler, 1978) et une transgression s'amorce, venant de l'est.

Au Jurassique, époque du démantellement de la Pangée (via l'ouverture de l'Atlantique septentrional et central et de la Téthys), la transgression vers l'ouest de la Téthys, entamée à la fin du Trias, s'accentue. La phase cimmérienne moyenne, correspondant, entre le Jurassique inférieur et le Jurassique moyen, à l'océanisation de l'Atlantique central et de l'ouest de la Téthys, semble peu toucher les bassins du domaine Manche-Mer Celtique : les faciès marins du Jurassique sont déposés en continu (toujours uniquement au nord de la faille Aurigny-Ouessant en Manche), et le volcanisme est rare.

Le Crétacé débute par une période de régression, contemporaine de la phase néo-cimmérienne qui précède l'ouverture océanique entre les Açores et la zone de fracture Charlie-Gibbs. Le soulèvement de la Mer Celtique, de la Manche occidentale et du Massif Armoricain est alors responsable de l'érosion des séries du Jurassique, voire du Trias, dont les produits alimentent en faciès continental wealdien les bassins encore immergés.
Entre le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur, l'activité tectonique liée à l'ouverture de l'Atlantique continue; l'inversion des bassins à la base de l'Albien pourrait traduire une modification dans le mouvement des plaques ou marquer une véritable phase de compression liée aux premiers contacts entre les continents gondwanien et laurentien. L'affaissement du socle vers l'ouest, marqué par des rotations de blocs sur failles listriques, s'accompagne d'une nouvelle transgression, en provenance de l'ouest cette fois.

De la fin du Crétacé au Tertiaire, les événement dominants sont l'ouverture de l'Atlantique et la mise en place de la collision alpine.
La fin du Crétacé correspond à une élévation importante du niveau de la mer, peut-être à cause d'une accélération du taux d'expansion des océans. Par conséquent, le Crétacé supérieur est marqué par une

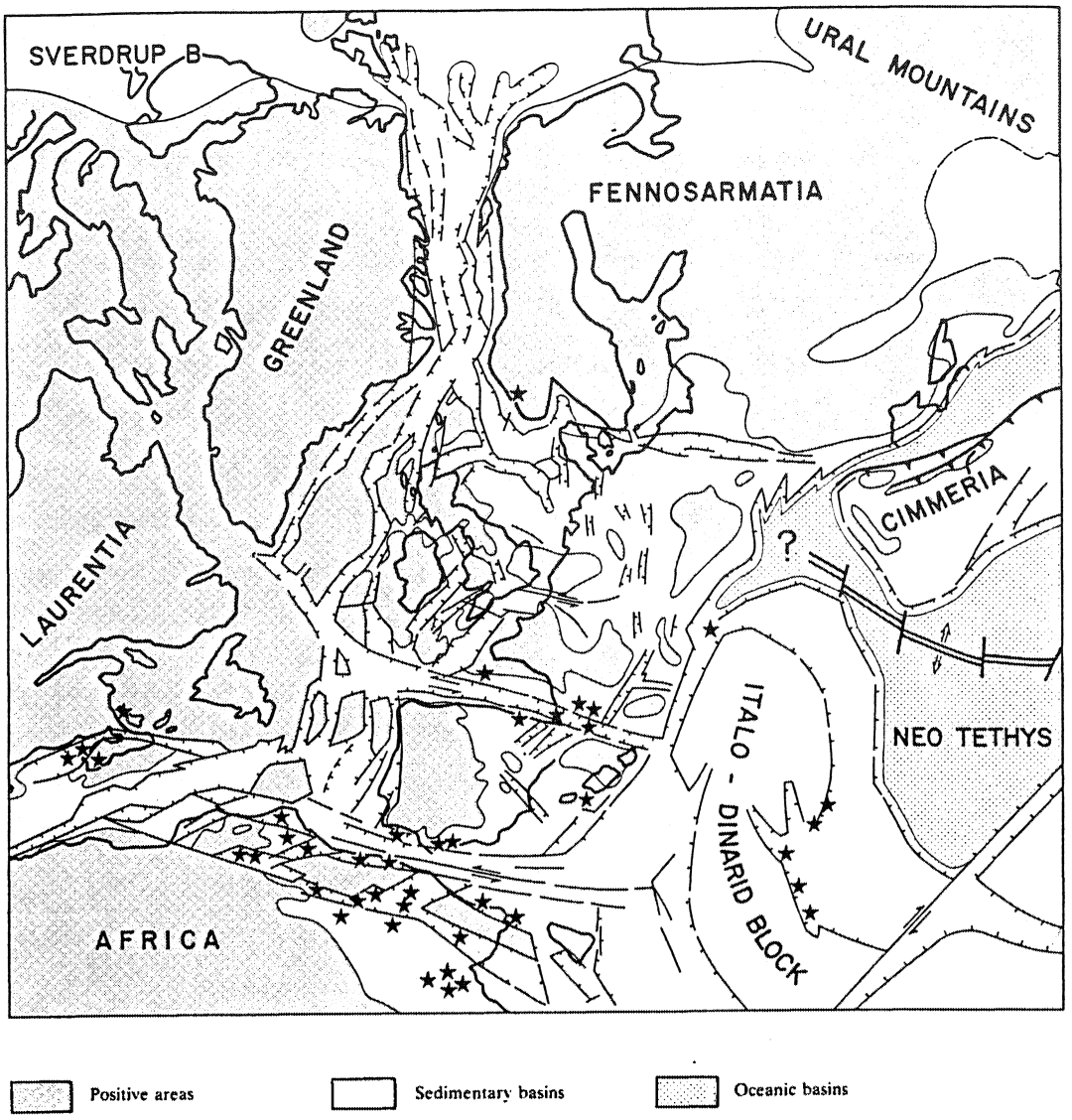


Figure 18 Les systèmes de rifts triassiques dans la région Arctique nord de l'Atlantique (Ziegler, 1982).

transgression importante, provenant de l'ouest, qui atteint cette fois, en Manche, le domaine situé au sud de la faille Aurigny-Ouessant. L'approfondissement est rapide, les dépôts sont typiques de milieux marins profonds (craie), mais la subsidence n'est pas très forte (l'extension en Manche et en Mer Celtique est faible depuis l'ouverture de la Baie de Biscaye). Le milieu marin se maintient jusqu'au Paléocène, où la phase laramide (déformation de l'avant-pays alpin) provoque l'inversion des bassins (Eocène), ainsi qu'une importante régression qui interrompt la sédimentation carbonatée.

A l'Oligocène, une période d'extension se manifeste par une tectonique en horsts et grabens. A partir du Miocène, on entre dans une période de calme tectonique.

Jusqu'au Quaternaire, le niveau de la mer varie, permettant puis interdisant la communication entre les mers chaudes (téthysiennes) et froides (arctiques), mais la structure générale de la région ne change plus.

CHAPITRE II

APPORT DES PROFILS SWAT

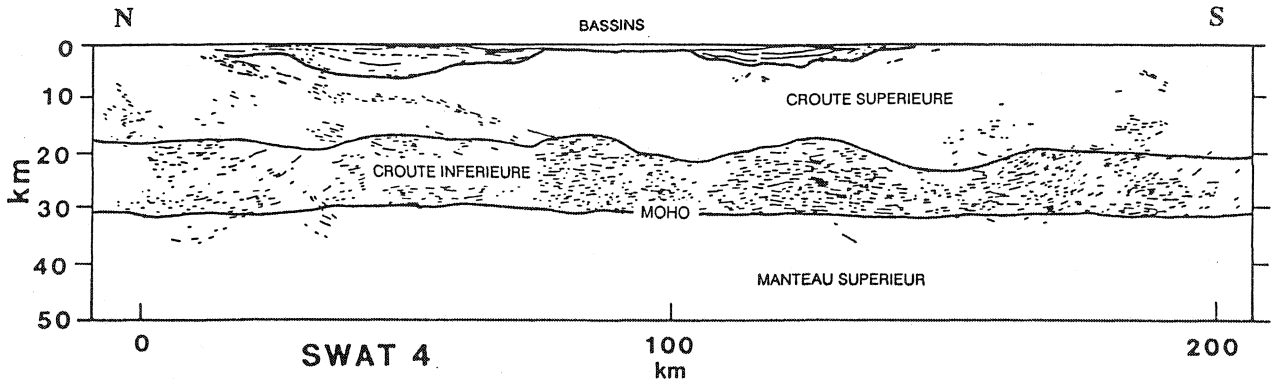


Figure 1 Les structures typiques des profils SWAT (exemple de SWAT 4).

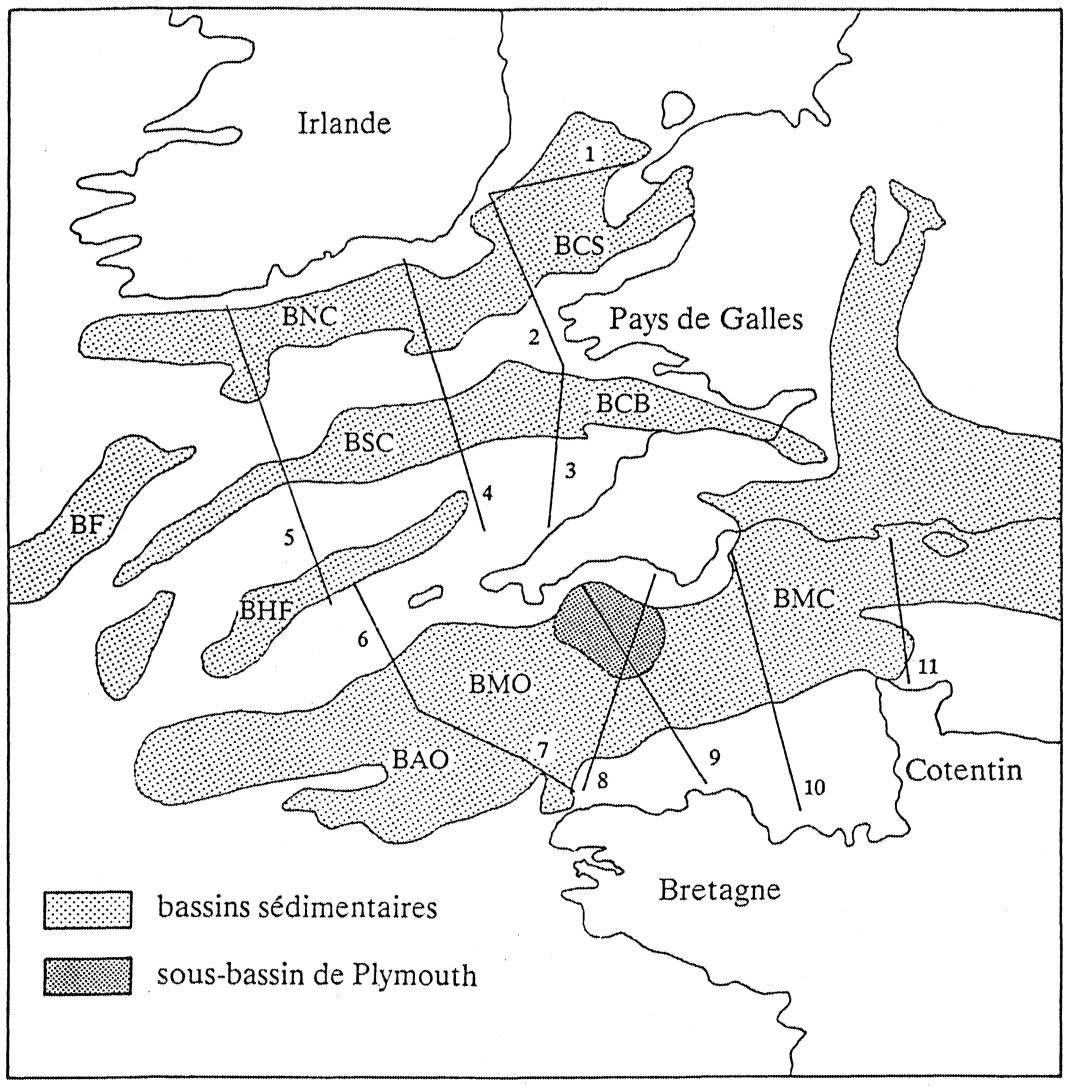


Figure 2 Situation des profils SWAT par rapport aux bassins de Manche et de Mer Celtique (d'après Sibuet et al., 1990).

INTRODUCTION

Les études menées par différentes équipes (Matthews, 1986; Matthews et Cheadle, 1986; BIRPS et ECORS, 1986, 1989; Bois et al., 1988, 1990; Sibuet et al., 1990) sur les profils SWAT ont permis d'y définir un certain nombre de traits typiques (Fig.1) :

- les bassins mésozoïques (post-carbonifères précisément),
- la croûte supérieure transparente,
- la croûte inférieure réflective,
- le Moho,
- le manteau supérieur.

Le but de ce chapitre est de réunir les informations et interprétations proposées jusqu'ici pour chacun de ces objets. Nous avons regroupé ces données dans les rubriques suivantes :

- la géométrie,
- la réflectivité : description et interprétation,
- le mode de formation,
- l'âge.

Le rappel de ces caractéristiques permettra finalement de dégager les points qui soulèvent encore des difficultés, et en particulier ceux sur lesquels la migration des profils est susceptible d'apporter un éclairage nouveau.

Nota : les indications de profondeur concernant les profils sismiques sont données en secondes temps double (sTD). Elles sont, sauf indication particulière, transposées en kilomètres avec une vitesse constante de 6 km/s.

I. LES BASSINS POST-VARISQUES

Les profils SWAT recoupent, plus ou moins transversalement, tous les bassins de la Manche et de la Mer Celtique (Fig.2). Ces bassins, situés de part et d'autre du môle cornubien (ride granitique tardihercynienne, d'allongement NW-SE), ont en général un axe sub-parallèle aux directions structurales antérieures (autour de N60).

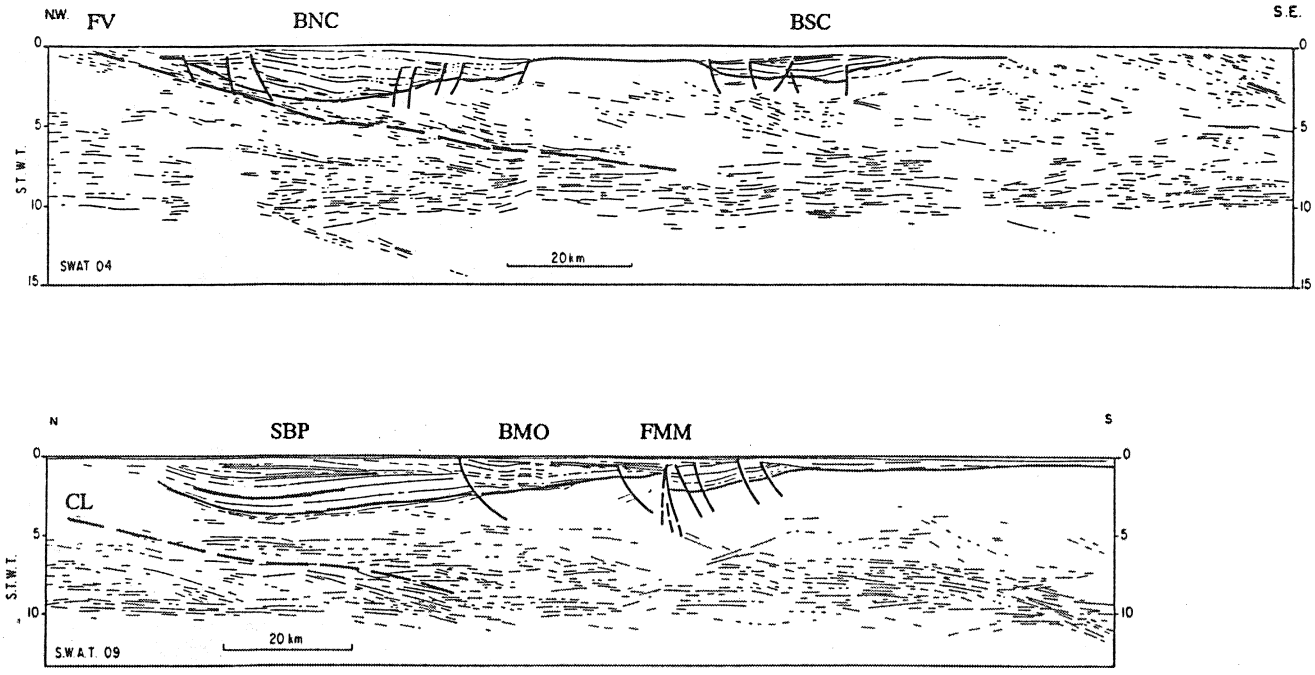


Figure 3 Allure des bassins sédimentaires post-carbonifères sur des coupes-temps non migrées (d'après Pinet, 1989).
a) En Mer Celtique (SWAT 4).
b) En Manche (SWAT 9).
BNC : Bassin Nord Celtique, BSC : Bassin Sud Celtique, FV : Front Varisque. SBP : Sous-Bassin de Plymouth, BMO : Bassin de Manche Occidentale, FMM : Failles Médio-Manche, CL : Chevauchement du Lizard.
La localisation des profils est indiquée en figure 2.

1. La géométrie des bassins

En coupe, les bassins de la Mer Celtique ont une allure à peu près symétrique (Fig.3a), avec, sur leurs flancs, des failles à rejet modéré, à l'exception de la faille de Bala qui, sur le flanc sud du bassin du chenal Saint-Georges (SWAT 2), se poursuit jusqu'à 5-6 sTD (12 km).
En Manche, le flanc nord des bassins est moins incliné que le flanc sud, qui est accidenté par le faisceau de failles médio-Manche (Fig.3b). La sismique a révélé sous le bassin de Manche occidentale une forte épaisseur de dépôts (4 sTD soit 8-9 km) permo-triasiques voire plus anciens (carbonifères supérieur ? - Bois et al., 1990a), le sous-bassin de Plymouth (Fig.3b). Il s'agit peut-être d'un bassin en pull-apart (forme circulaire, base non faillée), localisé sur une faille tardihercynienne d'orientation N150 (Day et Edwards, 1983).

Les profondeurs maximales des bassins sont variables : de 1.5 sTD (bassin du chenal de Bristol, SWAT 3 - seuil entre les bassins de Manche occidentale et centrale, SWAT 10) à 5 sTD (bassin du chenal Saint-Georges - SWAT 2), soit environ 3 à 12 km.

Il existe, dans les régions traversées par la campagne SWAT, des bassins paléozoïques, créés lors de l'épisode distensif dévonien moyen à carbonifère basal qui suit l'orogénèse calédonienne : citons le bassin paléozoïque situé sous le bassin du canal Saint-Georges (SWAT 2), le bassin carbonifère de Bude (SWAT 3), les traces de bassin ancien visibles sous le bassin de Plymouth (SWAT 8 et 9) (Bois et al., 1990a). Ces bassins apparaissent très peu sur les profils, peut-être en raison de leur enfouissement (l'induration, la compaction et le métamorphisme subis par les formations sédimentaires diminuent sans doute les contrastes d'impédance - Cheadle et al., 1987), ou parcequ'ils ont été largement tectonisés (bassin de Bude) lors de l'orogénèse varisque. Le caractère faiblement réflectif des bassins anciens est confirmé en d'autres occasions :

- sur le profil SHET (nord de l'Ecosse), les bassins dévoniens, qui ont une structure complexe, ne sont pas non plus particulièrement réflectifs (McGeary, 1987),

- sur le profil WINCH 4 (ouest de la Grande-Bretagne) le Paléozoïque inférieur peu métamorphique et très déformé du Pays de Galles est peu réflectif,

- sur le profil ECORS de la Baie de Biscaye, les formations sédimentaires paléozoïques (peu métamorphiques) sont sismiquement transparentes (Pinet et al., 1987a).

2. La formation des bassins

En Manche et Mer Celtique, bien qu'initiés lors de l'épisode de relaxation permotriasique suivant l'orogenèse hercynienne, les bassins suivent en général des directions calédoniennes ou cadomiennes (N60 environ). Il faut souligner la constance de cette direction structurale au travers des trois phases orogéniques (cadomienne, calédonienne, hercynienne) qui se sont succédées dans la région étudiée.

Les phases principales de sédimentation peuvent être reliées à des événements de grande échelle (Tab.1) (Bois et al., 1988) :

- le rifting post-hercynien (Permo-Trias),
- le rifting téthysien (Jurassique inférieur et moyen),
- l'ouverture du Golfe de Gascogne (fin Jurassique, Crétacé inférieur).

Si les phases de compression autrichienne (ante-Albien) et pyrénéenne (Eocène Oligocène) provoquent l'inversion de la plupart des bassins (Sibuet et al., 1990), la phase alpine (Miocène) a un effet nul.
Au cours de cette histoire régionale complexe, les aires de subsidence sont restées stables et ont conduit à des empilements sédimentaires parfois très importants.

Malgré les informations apportées par l'image sismique sur les bassins et leur substratum, le mode de formation des bassins prête toujours à controverse.
En effet, sous aucun d'entre eux n'est observée de forte déflection du Moho (ce point est discuté par Warner (1987b), qui considère la linéarité du Moho comme une conséquence de l'équilibre isostatique et de la relation vitesse-densité), ou d'amincissement particulier de la croûte inférieure. Ainsi, il faut soit supposer que la mise en place de la croûte inférieure réflective et du Moho est ultérieure à la formation des bassins, et qu'elle oblitère les structures profondes associées à cette formation, soit trouver un mode de formation des bassins s'accomodant de l'allure uniforme de la croûte inférieure. Nous rapportons ici brièvement la discussion sur la genèse des bassins, car elle apporte des arguments au problème de la nature et de l'âge de la croûte inférieure, problème dont on ne peut ignorer l'importance dans l'interprétation des événements géologiques ayant affecté la région.

Le modèle d'extension localisé sur faille de détachement de Wernicke (1985) (Fig.4a), a été proposé pour les bassins nord et sud celtique par Matthews et Cheadle (1986), Gibbs (1987) et Coward (1989). Cette proposition est discutée par Pinet et al. (1987b), Dyment (1989), Bois et al. (1990a), pour qui le modèle n'est pas satisfaisant, même si l'absence de décalage du Moho peut être expliquée par l'amortissement de la faille de détachement au niveau de la croûte inférieure : le modèle requiert un bassin sédimentaire allongé, asymétrique, dont le flanc le plus redressé repose le long d'un accident traversant tout ou partie de la croûte, et dont les dépocentres migrent vers l'extérieur à mesure que le socle bascule le long de la faille de

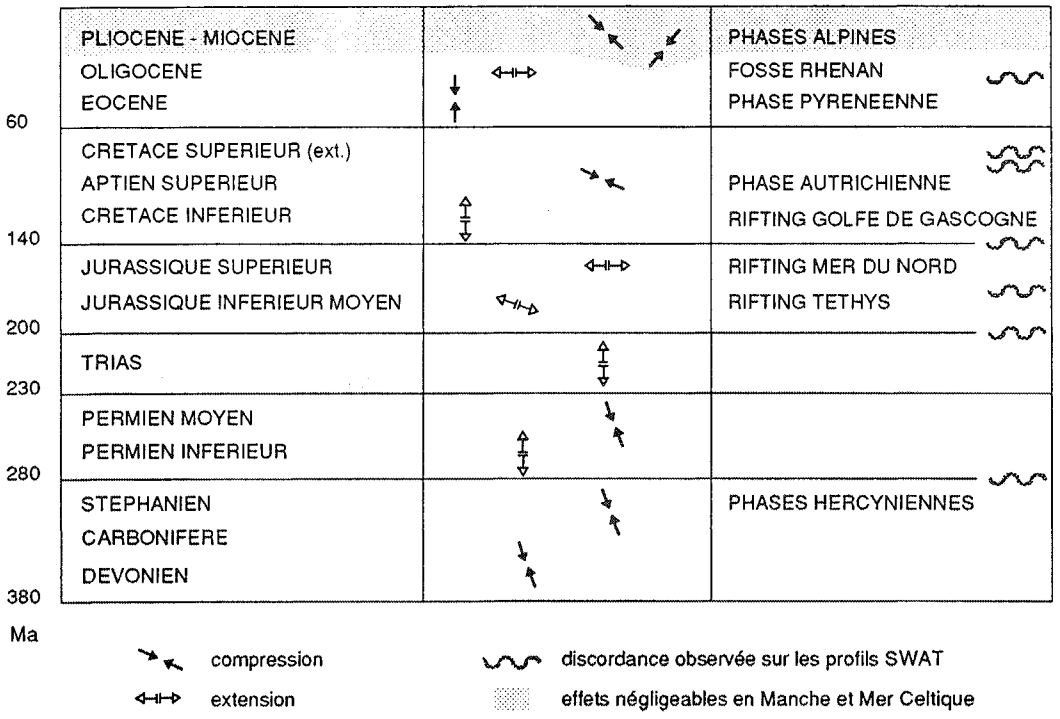


Tableau 1 Les événements tectoniques majeurs en Manche et Mer Celtique (d'après Bois et al., 1988).

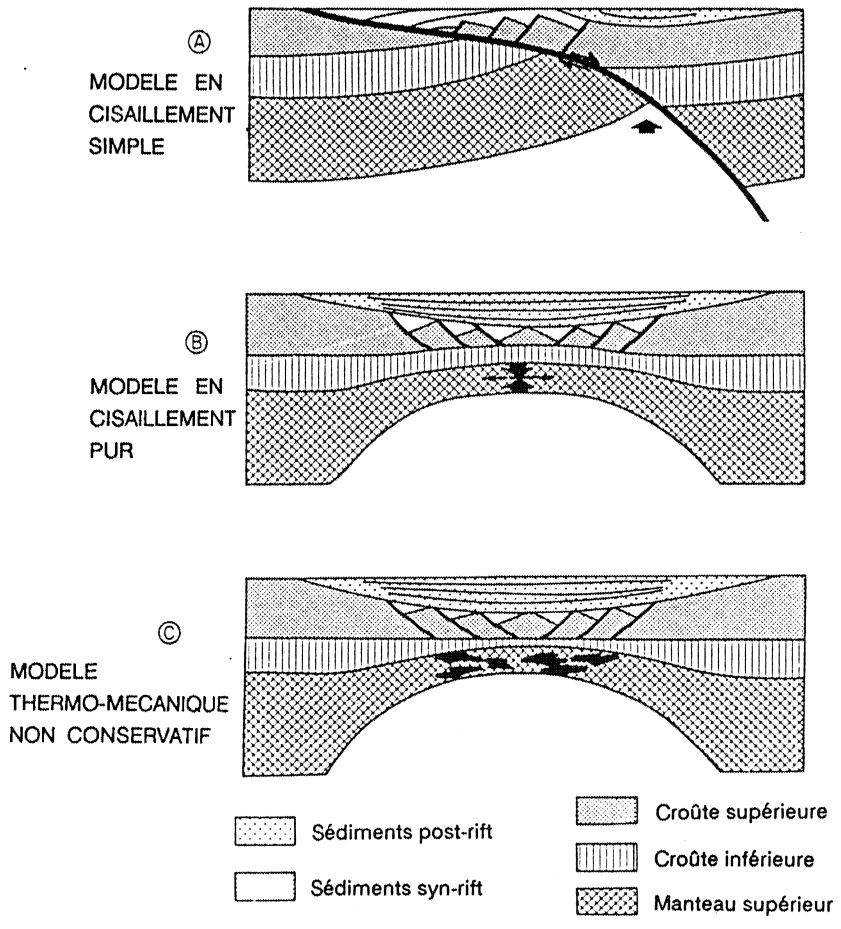


Figure 4 Trois modèles courants de formation de bassins sédimentaires (Pinet, 1989).
a) Modèle en cisaillement simple (Wernicke, 1985).
b) Modèle d'extension pure (McKenzie, 1978).
c) Modèle thermomécanique non conservatif.

détachement. Or le front varisque, proposé comme faille de détachement pour le bassin nord celtique, est oblique sur la direction de ce bassin, dont l'allure est plutôt symétrique et dont les dépocentres se déplacent, à l'opposé des prédictions du modèle, du sud vers le nord. Quand au bassin de Manche occidentale, qui serait porté par le chevauchement du Lizard, s'il est effectivement plutôt asymétrique, sa forme cartographique arrondie, ainsi que le sens de migration des dépocentres, sont peu favorables à l'hypothèse de Wernicke (Pinet et al., 1987b). Un modèle de ce type peut être adopté, semble-t-il, pour une partie du bassin nord-celtique (Cheadle et al., 1987) : localement (Fig.5), le front varisque et les structures du bassin se parallélisent (le bassin ayant par ailleurs des directions d'allongement plutôt calédoniennes); ceci autorise l'hypothèse d'une réactivation de ce dernier, comme cela est suggéré par le profil SWAT 4. Cependant, le front varisque réactivé s'enracinerait dans la croûte inférieure, à la différence du modèle initial de Wernicke, prévoyant un cisaillement lithosphérique.

Le modèle d'extension pure de McKenzie (1978) (rifting suivi d'une subsidence par contraction thermique) correspondrait mieux à la relative symétrie des bassins et à l'allure des séries sédimentaires (Fig.4b), mais l'absence d'amincissement de la croûte inférieure à l'aplomb des bassins et la préservation des traits structuraux paléozoïques suggèrent une extension mécanique (rifting) peu importante. Dans le cadre de cette hypothèse, Dyment et al. (1990) ont calculé les coefficients d'amincissement et d'étirement de la croûte. Pour expliquer l'écart qu'ils observent entre ces coefficients, ces auteurs proposent trois hypothèses :

- l'existence de phénomènes syn-rift non pris en compte dans le modèle de McKenzie,
- l'application de l'extension sur une croûte initialement épaissie (à l'issue de l'orogenèse hercynienne),
- une modification de la croûte après la période de rifting (par transferts latéraux ou verticaux de matière).

Avec un modèle thermo-mécanique (montée d'un panache mantellique qui entraîne l'extension à la base de la croûte avec amincissement ductile de la croûte inférieure suivi d'une subsidence thermique - Moretti et Froidevaux, 1986), les mêmes objections apparaissent : comment expliquer que les traces d'accidents antérieurs n'aient apparemment pas été déformées par les transferts latéraux de matière et que la croûte inférieure ne soit pas amincie ?

Enfin, on peut faire appel à un modèle thermomécanique non conservatif (Fig.4c), qui envisage la subsidence et le rééquilibrage à la limite croûte-manteau sans déplacement latéral important du matériel crustal (Middleton, 1980). Néanmoins la transformation de roches crustales en roches mantelliques impliquée par le modèle parait difficile à envisager en dehors d'un régime de croûte épaissie.

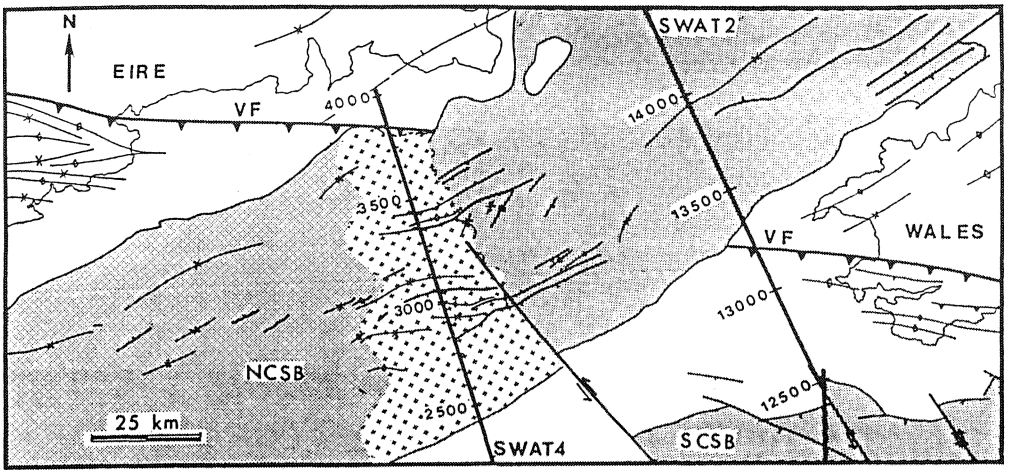


Figure 5 Allure du front varisque (FV) au nord du profil SWAT 4. Le chevauchement est localement parallèle au bassin nord celtique (BNC) et sert peut-être alors de rampe de détachement (Cheadle et al., 1987).

En conclusion - Aucun des modèles évoqués ci-dessus n'est totalement satisfaisant. Cependant, Bois et al. (1990e) proposent le schéma suivant : la phase de subsidence principale des bassins, qui se situe entre le Permo-Trias et le Jurassique moyen, serait accompagnée ou suivie de la mise en place de la croûte inférieure réflective, à la faveur, peut-être, d'une perturbation thermique; puis, au Crétacé, une subsidence tectonique faible (Dyment, 1987) expliquerait que le tracé de la croûte inférieure réflective et du Moho ne soit pas affecté.

3. L'âge des bassins

L'étude détaillée des profils SWAT (Dyment, 1987; Gariel et al., 1990; Bois et al., 1990a) permet de reconstituer avec précision le remplissage des bassins :

- le Permo(?)-Trias (le Permien n'est reconnu avec certitude qu'en Manche) : la formation des bassins date essentiellement de cette période. L'extension était alors subméridienne, si l'on en croit l'orientation de la faille synsédimentaire de Bala et le sens de migration des dépocentres. Elle pourrait être rattachée à la relaxation des contraintes ayant conduit à la formation de la chaîne hercynienne (Mascle et Cazes, 1987). Au dessus d'un socle souvent difficile à reconnaître, on trouve 3000 à 5000 m de sédiment. Au moment du dépot, il n'y avait sans doute qu'une seule grande aire de sédimentation en Mer Celtique, avec des dépocentres localisés. En Manche, on ne sait pas exactement où se situe la limite sud de l'aire de sédimentation, prise en écharpe par la zone faillée médio-Manche, au sud de laquelle les dépôts permo-triasiques sont réduits. Le rôle synsédimentaire de cette faille est difficile à apprécier.

- le Jurassique : 5000 à 6000m au maximum reposent en discordance sur le Permo(?)-Trias. La répartition initiale, assez proche de celle du Permo-Trias en Mer Celtique, est plus discontinue en Manche, où le Jurassique est faiblement représenté au nord de la faille médio-Manche. Le fonctionnement de nombreuses failles normales est associé à ces dépots. La discordance du Jurassique supérieur sur le Jurassique moyen est liée à un soulèvement de la plateforme cornubienne, résultat du rifting téthysien (NW-SE).

- le Crétacé : une réorientation régionale des contraintes, marque le passage entre deux mégacycles sédimentaires : Permo(?)-Trias-Jurassique et Crétacé. La partie inférieure du Crétacé se présente sous le faciès Wealdien, absent par endroits, et dont on voit 1800 m au maximum. La subsidence est alors liée au rifting subméridien du Golfe de Gascogne. A la suite de la phase autrichienne, le Crétacé supérieur (1000 à 2000 m) est discordant sur le Wealdien. Bien qu'érodé après l'inversion pyrénéenne, il couvre largement les fonds actuels, à l'exception de la région du chenal Saint-Georges.

- le Tertiaire : il y en a jusqu'à 1000 m, mais on le voit mal en sismique, du fait du parasitage du signal, près de la surface, par les multiples du fond de la mer.

II. LA CROUTE SUPERIEURE TRANSPARENTE

1. La géométrie de la croûte supérieure

Le sommet de la croûte supérieure est marqué par la base des bassins, ou par la surface. Il oscille par conséquent entre 0 sTD (plateforme galloise, au sud de SWAT 2 - batholite cornubien, SWAT 3, 4, 5, 6, - socle précambrien, au sud de SWAT 10) et 5 sTD (12 km - SWAT 2).

Quant à la base de la croûte supérieure, parfois assimilée au Conrad (discontinuité de vitesse modérée située à mi-croûte), elle n'est pas toujours simple à déterminer. On pourra se reporter à la discussion sur la frontière croûte supérieure-croûte inférieure dans le paragraphe suivant ("La croûte inférieure réflective"). La profondeur moyenne de cette limite, dont le tracé est bien moins régulier que celui de la base de la croûte, est de 6-7 sTD (une vingtaine de km).
On peut difficilement parler d'une épaisseur moyenne de la croûte supérieure, étant donné les variations de profondeur des bassins sus-jacents. C'est bien d'ailleurs un trait marquant des profils SWAT que ce contraste entre une croûte inférieure d'épaisseur assez constante et une croûte supérieure notablement amincie par endroits (Fig.6).

2. La réflectivité de la croûte supérieure

2.1. Description

La quasi transparence de la croûte supérieure, sans être systématique (certains profils COCORP (Oliver et al., 1983), et le profil Québec Western Maine (Stewart et al., 1986), par exemple, montrent une croûte supérieure réflective), est commune à une majorité de profils de sismique réflexion profonde. Elle est en tout cas typique de tous les profils SWAT, à l'exception peut-être des profils 2 et 3 dont le pointé ECORS est dense dans les cinq premières secondes. Mais même dans ce cas, l'opposition avec la croûte inférieure à réflexions subhorizontales demeure, car les réflexions présentes dans la croûte supérieure sont des réflexions pentées (Fig.7).

Les réflexions de la croûte supérieure sont donc, en général, peu nombreuses (moins de 30% des réflexions) et moins énergiques que celles de la croûte inférieure (Bois et al., 1988).

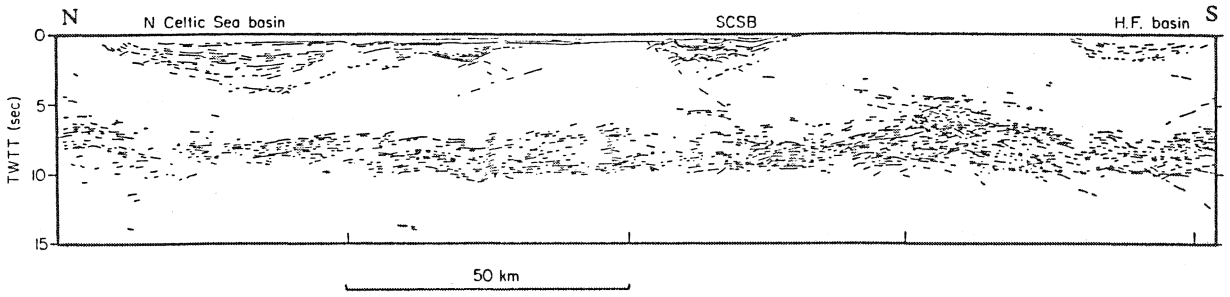


Figure 6 *Variations d'épaisseur de la croûte supérieure sur le profil SWAT 5 (Cheadle et al., 1987).*

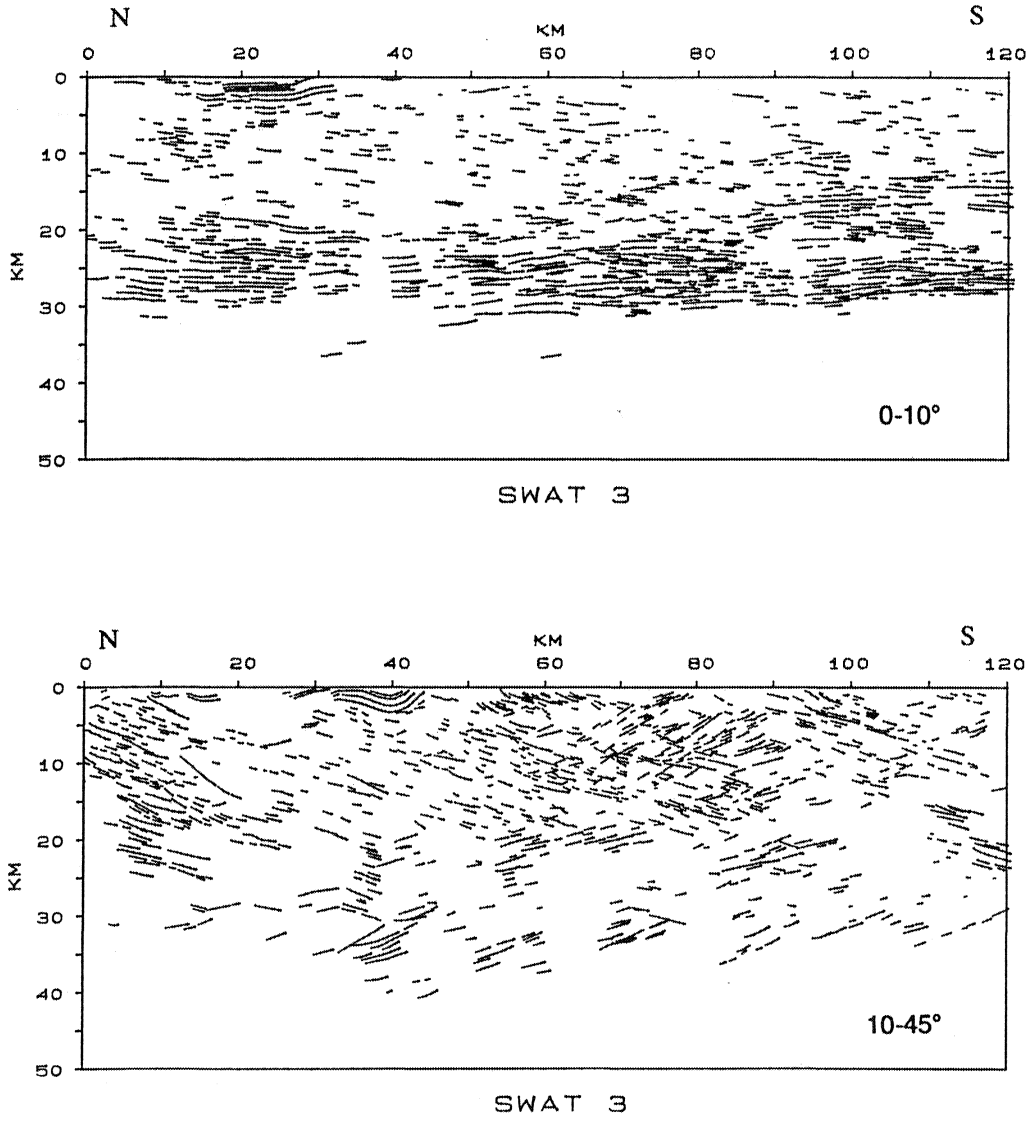


Figure 7 *Opposition entre les réflectivités des croûtes supérieure et inférieure du profil SWAT 3.*
La croûte supérieure n'est pas typiquement transparente, mais elle contient essentiellement des réflecteurs pentés, alors que la croûte inférieure montre des réflecteurs majoritairement subhorizontaux.

Ces réflexions sont essentiellement regroupées le long de traces obliques à vergence nord (SWAT 4 et 9 sud, 2, 3, 5, 6, 10) et sud (SWAT 9 sud, SWAT 3, 5, 10, 11) qui traversent parfois toute l'épaisseur de la croûte supérieure (SWAT 4 - Fig.1). Les relations entre ces alignements de réflexions pentées et la croûte inférieure font l'objet de débats (Matthews et al. 1987, Bois et al. 1990b).

Il existe également dans la croûte supérieure-moyenne des zones à réflexions subhorizontales.

2.2. Interprétation

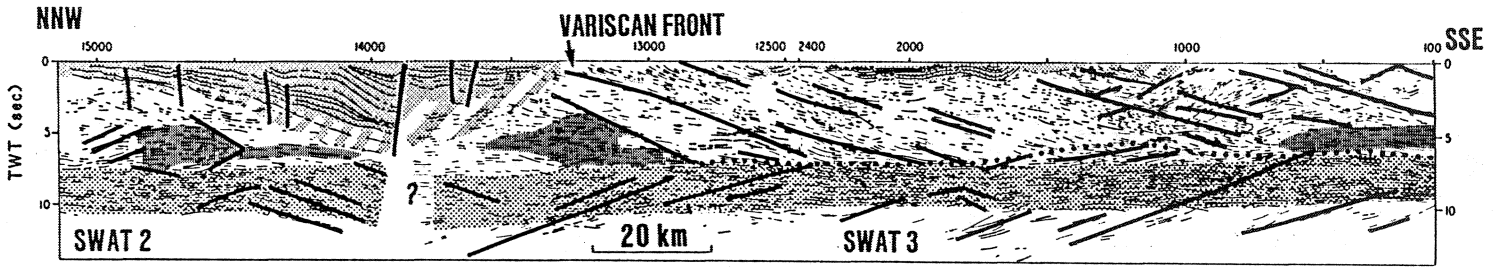
Des réflexions pentées sont présentes dans la croûte supérieure de nombreux profils sismiques autres que les profils SWAT. En règle générale, elles sont interprétées, directement ou indirectement, comme les témoins de zones faillées :

- directement, si les réflexions atteignent la surface à l'emplacement d'accidents connus : c'est le cas, par exemple, dans les Montagnes Rocheuses (Lynn, 1979) ou dans les Appalaches (Cook et al., 1981);

- indirectement, lorsque le contexte géologique régional permet de connaître la disposition des failles, par analogie avec des réflexions déjà interprétées.

Une interprétation tectonique des réflexions pentées convient aux profils SWAT. En effet, certains alignements de réflexions pentées peuvent être rattachés, sans ambiguïté, à des accidents bien documentés à terre (Fig.8a) : ainsi le front varisque sur SWAT 2 et SWAT 4, les chevauchements associés au bassin de Bude sur SWAT 3. D'autres, à défaut de pouvoir se poursuivre jusqu'à la surface, se situent dans le prolongement d'accidents connus (Fig.8b) : le chevauchement du Lizard sur SWAT 8 et SWAT 9, les chevauchements de la Baie de Saint-Brieuc sur SWAT 10 en sont des exemples.
Dans les Approches occidentales de la Manche, Leveridge et al. (1984), puis Hillis et Day (1987), sur des profils industriels, avaient déjà corrélé les réflexions pentées qu'ils observaient, entre 0 et 5 sTD environ, avec les accidents chevauchants du système de nappes du Devon et de la Cornouaille.
Lorsque l'interprétation "directe" est impossible, il reste la possibilité d'établir des corrélations entre profils. Bien entendu, la fiabilité de ce type d'interprétation est d'autant moins bonne que les profils sont espacés (Sibuet et al., 1990). Etant donné les distances qui séparent les profils SWAT, il est nécessaire de faire des hypothèses sur les directions des structures avant de pouvoir les corréler. Néanmoins, au croisement des profils SWAT 5, SWAT 6 et WAM, la direction N60 qui avait été supposée pour les accidents a été confirmée. C'est ainsi que l'on peut raisonnablement considérer que les réflexions à pendage nord observées à mi-croûte sur les profils 9, 10 et 11 représentent un même objet (voir Lefort, 1990).

a



b

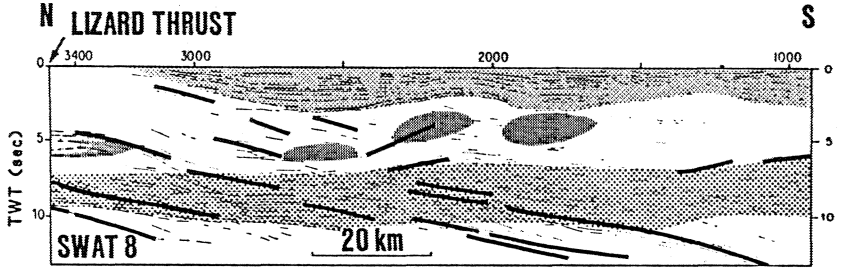


Figure 8 Interprétation des réflecteurs pentés de la croûte supérieure (d'après Bois et al., 1990c).
a) Emergence du front varisque, connu à terre à l'est, sur le profil SWAT 2.
b) Prolongement du chevauchement du Lizard sur SWAT 8.

Jusque là, dans la sismique des bassins sédimentaires, une faille était détectée par un décalage de réflecteurs, par des diffractions ou par une dégradation des données, et non par le plan de faille lui-même (Smithson et al., 1986). Zawislak et Smithson (1981) ont proposé trois hypothèses pour expliquer la réflectivité des zones faillées : la présence de mylonites, la génération d'interférences constructives dans une zone déformée, l'obtention d'un contraste d'impédance entre les compartiments mis en contact. Les réflexions pourraient également traduire la présence de fluides (Robinson, 1982) ou la présence de métasédiments.

Parmi ces hypothèses, la présence de mylonites semble être la plus satisfaisante : l'aspect lité (Wong et al., 1982; Jones et Nur, 1984), l'anisotropie (Jones et Nur, 1982; Hurich et al., 1985), la géométrie plane et continue de ce type de roche en font un bon réflecteur potentiel. A l'issue d'une modélisation des réflecteurs du profil MOIST, qu'ils considèrent comme des zones à faible vitesse, Blundell et al. (1985) privilégient bien l'hypothèse des mylonites, mais aussi l'hypothèse de zones déformées. L'épaisseur minimale de mylonites nécessaire à l'obtention d'une réflexion est d'environ 100 m (Smithson et al., 1986).

Ceci dit, l'existence même d'hypothèses multiples montre bien que l'interprétation des réflexions pentées est incertaine. Le problème de la signification de ces réflexions existe encore.

Exception faite des réflexions pentées, comment expliquer par ailleurs la relative transparence de la croûte supérieure ?

Deux hypothèses sont envisageables : une limitation technologique lors de l'acquisition ou un réel manque de réflectivité du matériel traversé.

La possibilité d'une "faiblesse" technologique peut toujours exister pour un profil donné, mais il ne semble pas que l'on doive en faire une explication générale. Une mauvaise pénétration du signal qui aurait, éventuellement, altéré l'image de la croûte supérieure, devrait se traduire par une réflectivité encore plus réduite de la croûte inférieure, ce que l'on observe aucunement sur les profils SWAT. Pour preuve que la sismique profonde peut enregistrer les réflexions de la croûte supérieure s'il en existe, citons les profils COCORP, sur lesquels la réflectivité n'est pas restreinte à la croûte inférieure, mais apparait jusque dans les niveaux les plus superficiels de la croûte supérieure (Brown, 1987). D'autre part, l'opposition entre croûte supérieure transparente et croûte inférieure réflective mise en relief par la sismique verticale existe également, en Allemagne, dans les enregistrements de sismique grand angle (KTB Research Group, 1987).

Dans le cas des profils SWAT, la possibilité d'un manque de pénétration du signal peut en outre être écartée pour différentes raisons :

- la croûte supérieure est nettement réflective par endroits (SWAT 2-3, SWAT 7, SWAT 10, SWAT 11),

- lorsqu'elle est transparente, c'est aussi bien sous les bassins mésozoïques que sous le socle paléozoïque ou précambrien.

Il faut donc conclure que la transparence de la croûte supérieure traduit bien son manque de réflectivité.

Ce phénomène peut tenir, pour une part, aux propriétés des roches qui composent cette partie de la croûte. Le socle, est, dans la région qui nous concerne, formé essentiellement de matériel magmatique (diorites, granitoïdes, gabbros) et métamorphique (gneiss, schistes, migmatites). Or, il est bien connu que les massifs granitiques (et vraisemblablement les roches plus basiques également) sont transparents en sismique (Stewart et al., 1986; Matthews, 1987). Et, malgré leur variété, les autres roches rencontrées dans le socle ont finalement des propriétés sismiques comparables (Fountain et al., 1987), c'est-à-dire que les contrastes d'impédance entre elles seront faibles.

Une seconde explication, d'ordre structural, peut être avancée. La croûte supérieure est un matériel fragile, et ses structures éventuelles sont caractérisées par une distribution fractale et de faibles dimensions (Kanamori et Anderson, 1975). De telles propriétés rendent ces objets difficiles à détecter par la sismique conventionnelle. Nous avons déjà eu l'occasion de faire remarquer (voir le paragraphe I.2.) que les formations sédimentaires structurées étaient souvent peu réflectives, qu'elles soient précambriennes ou paléozoïques. Wong et al. (1982) ont d'ailleurs montré en modélisation numérique que des plis serrés donnent des enregistrements sismiques où le signal est faible et dominé par la diffraction.

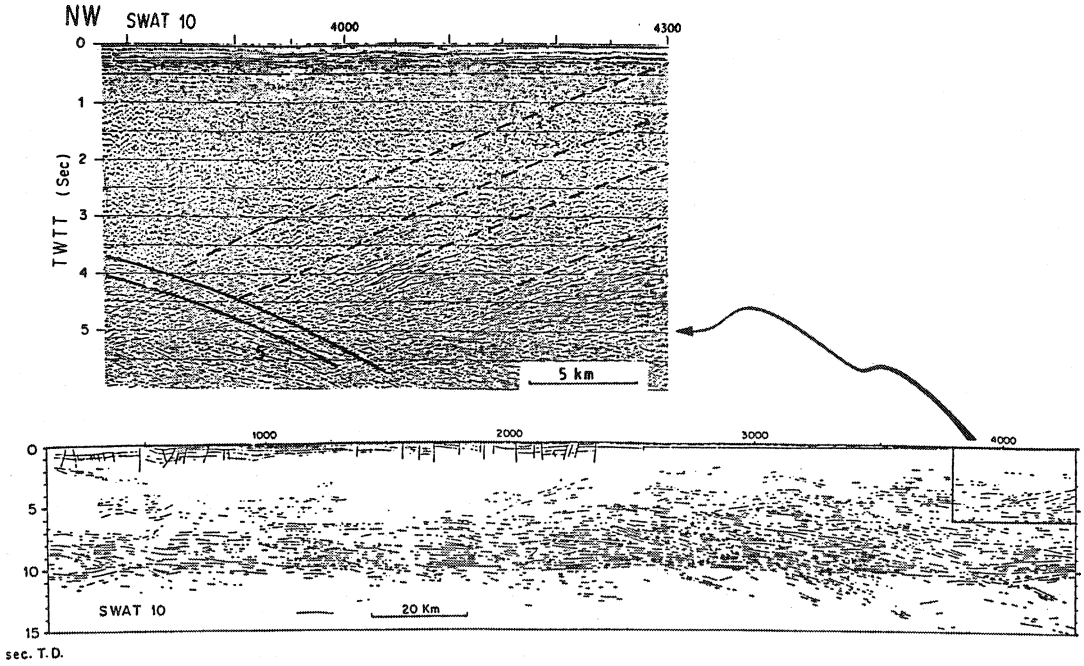
En conclusion - Si la croûte supérieure est souvent transparente, c'est sans doute que sa structuration est trop fine et trop complexe pour permettre l'apparition de réflexions, à l'exception des grands accidents d'échelle crustale. Ceci ne doit pas masquer le fait que, malgré le nombre restreint de réflexions que l'on y observe, la croûte supérieure contient une information importante pour l'interprétation.

3. La formation des structures de la croûte supérieure

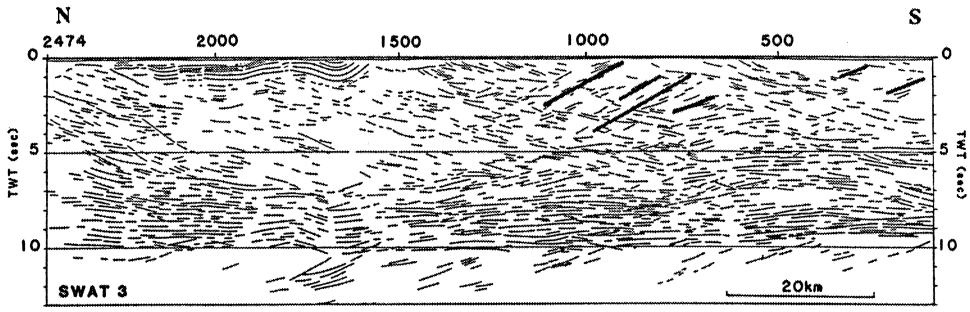
Dans la région étudiée par les profils SWAT, les accidents que représentent les réflexions pentées de la croûte supérieure peuvent être rattachés aux orogènes cadomien, calédonien et hercynien.

Le domaine cadomien est documenté par les profils 8, 9 et 10. C'est surtout sur ce dernier que des structures cadomiennes ont pu être identifiées. A l'extrémité sud de SWAT 10 (Fig.9a), un groupe de réflexions à pendage nord a été corrélé (Lefort et Bardy, 1987) aux chevauchements cadomiens de la Baie de La Fresnaye (Balé et Brun, 1983). Nous reviendrons ultérieurement sur l'interprétation de ces profils.

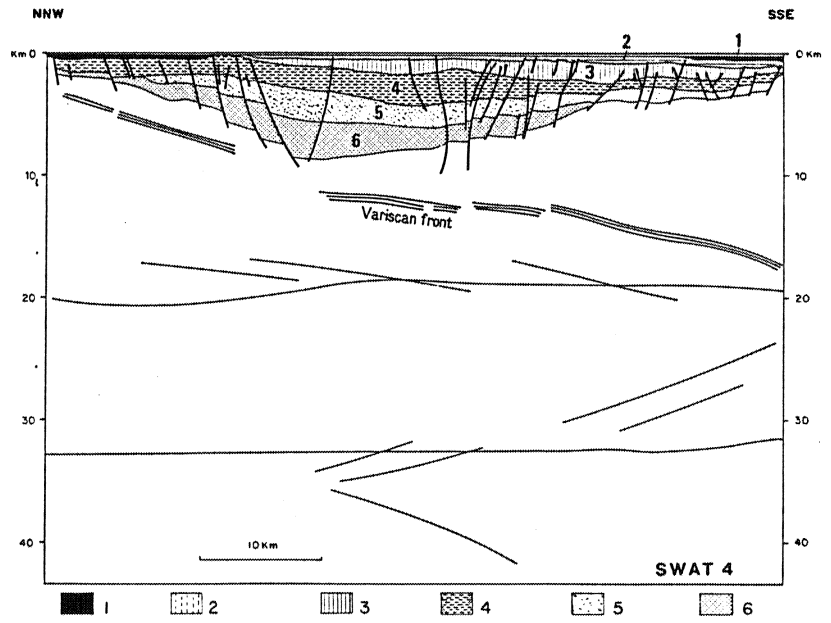
Quelques réflexions à pendage nord apparaissent dans la croûte supérieure en Mer Celtique (Fig.9b). Il est logique de les corréler à des accidents calédoniens, qui ont, à terre, une vergence sud. Cette interprétation est soutenue par les données des profils WINCH situés plus au nord (Bois et al., 1990c). Les chevauchements sur lesquels s'appuie l'inversion du bassin de Bude pourraient être des accidents calédoniens réactivés (Bois et al., 1990c). Il semblerait que les structures calédoniennes s'avancent plus vers



a



b



c

Figure 9 Exemples de structures de la croûte supérieure héritées des trois orogènes connus dans la région traversée par les profils SWAT.
a) Chevauchements cadomiens (vergence sud), au sud de SWAT 10 (d'après Lefort et Bardy, 1987).
b) Chevauchements calédoniens (vergence sud), au sud de SWAT 3.
c) Le front varisque (vergence nord), au nord de SWAT 4 (Bois et al., 1990c).

le sud que la localisation hypothétique du front calédonien méridional le laissait supposer. L'absence d'un front pelliculaire peut être expliquée par un épisode d'hypercollision subi tardivement par la chaîne. Ce serrage serait à l'origine des accidents redressés (20-30° de pendage) que l'on observe effectivement et qui masqueraient les structures antérieures (Bois et al., 1990b).

Les images de structures hercyniennes sont les plus nombreuses. Le front varisque apparait sur SWAT 2-3, SWAT 4 et SWAT 5 (Fig.9c) comme une rampe rectiligne à pendage sud (25-30°), enracinée dans le sommet de la croûte inférieure. La suture du Lizard, sur les profils 6 à 10, est marquée par des réflexions énergiques à pendage sud, descendant jusque dans le manteau. Entre ces deux événements, en Mer Celtique, les réflexions à pendage sud assez rapprochées sont interprétés comme des chevauchements hercyniens (Le Gall, 1990). Sur SWAT 9, 10 et 11, il est possible de corréler les réflexions à vergence sud, présentes, à mi-croûte, dans la partie sud des profils, avec le chevauchement hercynien de La Hague (Lefort, 1990). En prenant en compte le jeu hercynien du décrochement du Léon, Balé et Brun (1989) proposent d'en faire un chevauchement cadomien, dont la trace se poursuivrait jusque sur SWAT 7.
Un point très singulier de la campagne SWAT pour l'époque hercynienne est que, d'une façon générale, on n'observe pas de trace sur ces profils, des décollements déduits des études de terrain (Le Gall, 1990). Cette situation contraste avec l'allure tégumentaire des chaînes voisines (Ardennes à l'est, Appalaches à l'ouest), où l'on observe des déplacements horizontaux de plusieurs dizaines de kilomètres. Bois et al. (1990b), considérant que le socle prévarisque est parfois impliqué dans le raccourcissement varisque, proposent que les structures plates synonymes de la tectonique tégumentaire aient été elles-mêmes déformées tardivement et ne puissent par conséquent apparaître sur les profils.

4. L'âge des structures de la croûte supérieure

Si l'on adopte, pour les accidents marqués par les réflexions pentées, la vogue de la tectonique en "pushmi-pullyu" (Lofting, 1922, in Freeman et al., 1988), à savoir l'idée qu'un accident puisse accomoder une déformation à plusieurs reprises, en sens normal et/ou inverse, plusieurs âges peuvent leur être attribués. De nombreux auteurs, en effet, estiment qu'une structure n'est clairement visible sur un profil de sismique profonde que si elle est la trace d'événements récents, ou si elle souligne un événement ancien réactivé récemment. Ce postulat, qui pourrait être vérifié pour les profils SWAT, voire les profils BIRPS (profils acquis autour de la Grande-Bretagne), n'est pas vrai pour tous les profils de réflexion : le chevauchement de Wind River (profil COCORP), la faille du Midi (profil ECORS) ne sont pas réactivés (Matthews et Cheadle, 1986). Il serait peut-être plus exact de considérer d'une part qu'une structure réactivée voit sa réflectivité renforcée (Matthews et Cheadle, 1986), d'autre part que l'on ne voit que les derniers

événements, qu'ils soient anciens ou pas (BIRPS et ECORS, 1986). Quoiqu'il en soit, s'il y a eu réactivation, on peut donc proposer au moins deux âges pour un objet donné.

Dans la région étudiée, rappelons que les âges attribués aux structures observées dans la croûte supérieure des profils SWAT sont cadomiens (SWAT 10) pour certains, hercyniens pour la plupart. Ces âges sont déduits des pendages des réflexions, de la direction des événements qu'elles matérialisent et bien entendu des corrélations de terrain.

La possibilité d'une réactivation en faille normale de certains de ces événements, lors des épisodes distensifs suivant l'orogenèse hercynienne, a été évoquée à plusieurs reprises (BIRPS et ECORS, 1986; Gibbs, 1987; Cheadle et al., 1987; Küntz, 1989). Bien que cette hypothèse ait été adoptée pour expliquer la formation des bassins observés sur les profils WINCH (Brewer et al., 1983) et MOIST (Brewer et Smythe, 1984), elle est contestée dans le cas des profils SWAT (voir la discussion sur la formation des bassins sédimentaires, paragraphe I.2.).

III. LA CROUTE INFERIEURE REFLECTIVE

La croûte inférieure réflective est une caractéristique importante des profils SWAT. Elle n'apparait pas systématiquement sur les profils de sismique réflexion profonde : par exemple elle est absente sur les profils SHET et SALT en Mer du Nord (McGeary, 1987), sur un profil d'Afrique du Sud (Durrheim, 1987), sur les profils COCORP autres que ceux du Basin and Range (Potter et al., 1987), mais elle peut être considérée comme un phénomène d'échelle globale. En effet, on observe une croûte inférieure réflective sur les profils de sismique profonde des programmes ECORS en France (Bois et al., 1988), DEKORP en Allemagne (Meissner, 1986), COCORP et CALCRUST aux Etats-Unis (Allmendinger et al., 1986; Henyey et al., 1987), EUGENO-S en Suède (Lund et al., 1987), ACORP en Australie (Mathur, 1983), ainsi qu'en Mer de Barents (Gudlaugsson et al., 1987), et en Israël (Rotstein et al., 1987).

1. La géométrie de la croûte inférieure

Le sommet et la base de la croûte inférieure réflective sont, par définition, marquées par une brusque diminution de la réflectivité (Fig.10). Peut-on corréler cette diminution avec les limites classiques de la croûte inférieure que sont le Conrad (au sommet) et le Moho (à la base) ?

La discontinuité de Conrad est un saut de vitesse de 0.5 km/s, observé originellement par Conrad en 1925. Bien qu'elle ait été ensuite mise en évidence en différents endroits, cette discontinuité n'apparait pas toujours dans la croûte. Le manque de données de vitesse ne permet pas d'affirmer que la croûte inférieure des profils SWAT débute au niveau d'une discontinuité de type Conrad. Dans le cas de profils mieux documentés, les réponses à ce problème sont variables.

En Forêt Noire, où les résultats de sismique réflexion sont associés à une connaissance précise de la répartition des vitesses dans la croûte, il semble bien que le sommet de la croûte réflective soit également le lieu d'un saut de vitesse (Fuchs, 1985; Meissner, 1986; Gajewski et al., 1987; Gajewski et Prodehl, 1987). Dans le nord de la Grande-Bretagne, l'association de données de réflexion et de réfraction montre que le sommet de la croûte inférieure réflective est proche de la transition entre vitesses de plus et de moins de 6.5 km/s (Klemperer, 1989). En Australie, sous le bassin d'Eromanga, le passage de la croûte supérieure tranparente à la croûte réflective correspond cette fois à un saut de vitesse de 6.5 km/s à 7.0 km/s (Finlayson, 1983).

Pourtant, au terme d'une compilation de données conjointes de réflexion et de réfraction, Wever (1989), conclut que le sommet de la croûte inférieure réflective et le Conrad ne sont pas un même objet. Ses arguments sont les suivants :

- seul un quart des exemples étudiés présente un saut de vitesse situé, à 2 km près, à la profondeur du sommet de la croûte réflective,
- il existe des exemples de croûtes réflectives auxquelles ne sont pas associées de discontinuités de vitesses.

L'écart entre profondeurs de réflexion et profondeurs de réfraction pourrait s'expliquer en partie par une sensibilité différente des deux méthodes, mais le problème de l'absence totale de Conrad demeure. Pour Wever, il faut plutôt supposer que la présence de réflecteurs profonds et l'existence d'un saut de vitesse ne sont pas corrélés aux mêmes conditions.

Par contre, la correspondance de la limite inférieure de la croûte avec le Moho parait sûrement établie (voir la partie IV "Le Moho").

Bien qu'elles soient relativement semblables en réflexion verticale (passage d'une zone tranparente à une zone réflective), les deux limites de la croûte inférieure doivent en réalité avoir une signification fondamentalement différente. En effet, sur un enregistrement simultané de réfraction et de réflexion grand angle, mené dans le prolongement, au sud-ouest, du profil ECORS Nord de la France, Hirn et al. (1987) ont observé une différence de signature sismique entre les limites supérieure et inférieure de la croûte inférieure: les ondes P (réflexion grand angle) montrent aussi bien le Moho que le sommet de la croûte inférieure, alors que sur l'enregistrement des ondes S (réfraction), le sommet est marqué beaucoup plus faiblement que le Moho.

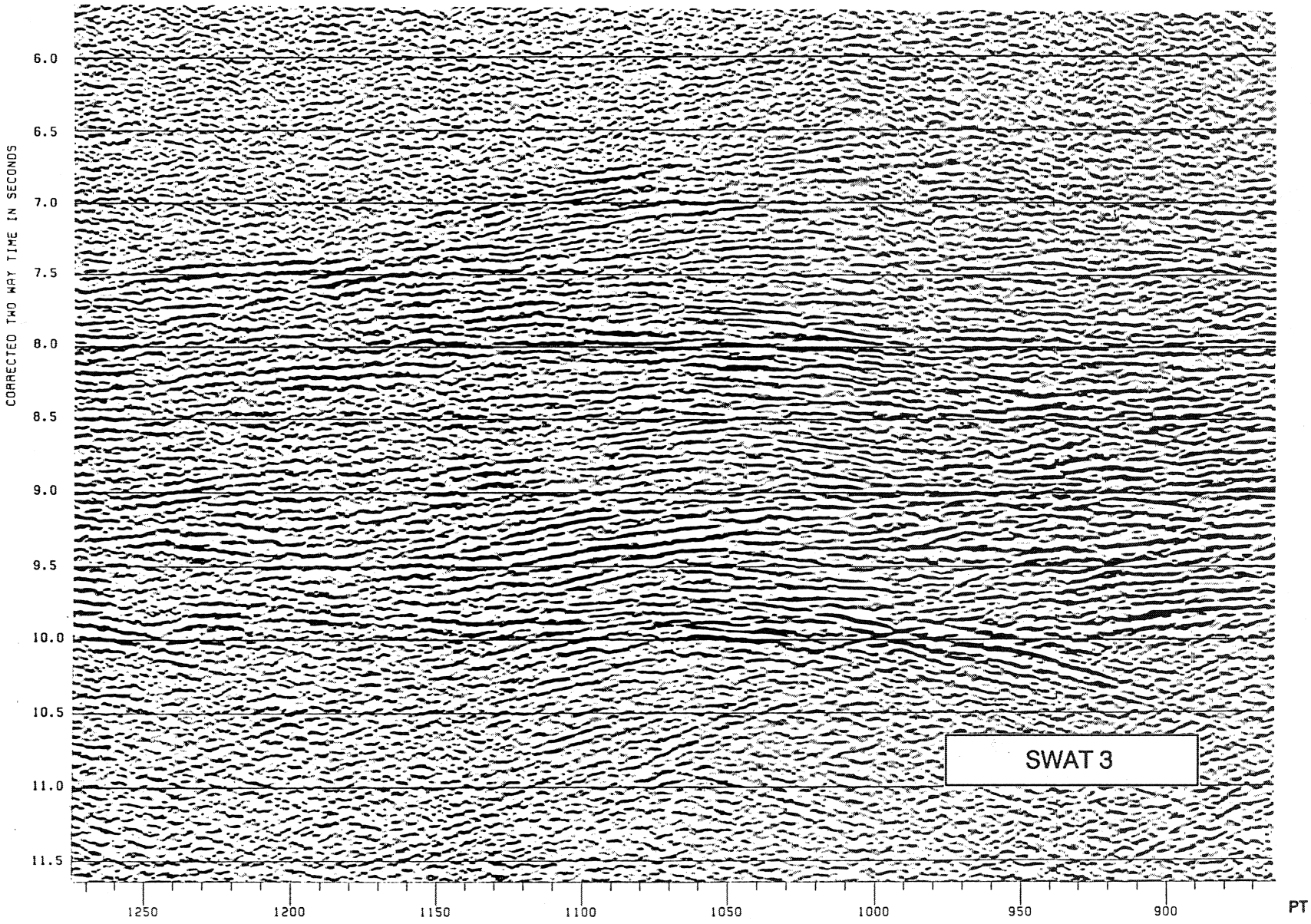


Figure 10 Le profil SWAT 3, entre les points de tir (PT) 870 et 1270, montre l'arrêt rapide de la réflectivité qui caractérise les limites de la croûte inférieure.

La limite inférieure de la croûte fait l'objet du paragraphe IV, nous ne reviendrons donc pas ici sur sa description. Pour ce qui est de la limite supérieure, elle est parfois décrite comme une frontière relativement rectiligne, définissant une croûte inférieure d'épaisseur assez constante (Dyment, 1987). Si un aspect rectiligne peut être envisagé pour cette limite en première approche, dans le détail il apparait clairement qu'elle est moins rectiligne que la base de la croûte : des variations de 1-2 sTD (3-6 km) apparaissent sur un même profil. En outre, sa profondeur moyenne est bien moins constante, sur l'ensemble des profils, que celle du Moho. Elle oscille entre 4.5 sTD (SWAT 5) et presque 9 sTD (SWAT 11) (13.5 à presque 27 km), déterminant une croûte inférieure d'épaisseur très variable : 1.6 sTD (SWAT 5) à 4.7 sTD (SWAT 10), soit 5 à 14 km; et ce bien que nous ayons exclu de la croûte inférieure les petits groupes de réflexions subhorizontales localisés dans la croûte moyenne, et, dans certains cas, nettement séparés de la croûte inférieure réflective. L'épaisseur moyenne de la croûte inférieure est de 3.5-4 sTD (une dizaine de km).

2. La réflectivité de la croûte inférieure

2.1. Description

Sur les sections pointées des profils SWAT, les réflexions sont nombreuses dans la croûte inférieure. Beaucoup d'entre elles sont subhorizontales et elles sont plutôt courtes. Ces caractéristiques, sur lesquelles nous reviendrons de manière plus quantitative dans le chapitre III (paragraphe III.2.2.3.), sont usuellement rencontrées dans d'autres exemples de croûtes inférieures réflectives : Meissner (1986) indique pour les profils acquis en Allemagne des longueurs de 5 km en moyenne, allant jusqu'à 35 km; pour les profils BIRPS acquis autour de la Grande-Bretagne, ces valeurs sont de 4 km en moyenne et 25 km au plus (Matthews, 1986); en Australie les longueurs le plus souvent observées sont de 3 km environ (Finlayson, 1983).

Il semble que l'orientation des profils par rapport aux directions structurales dominantes soit un facteur à considérer dans la description des réflexions. Sur le profil WAM, par exemple, enregistré dans la même région que les profils SWAT mais parallèlement aux directions structurales, la cohérence latérale des réflexions de la croûte inférieure est plus importante que sur les profils SWAT. Cette différence d'allure selon l'angle d'implantation du profil par rapport aux directions structurales a été observée dans de nombreux exemples (Wever et al., 1987).

Il nous parait intéressant de remarquer que la croûte inférieure n'est pas homogène latéralement. On y trouve par endroits des réflexions pentées et des zones transparentes.

Cette observation vaut pour la croûte inférieure d'autres régions : en Australie (Mathur, 1983), en Forêt Noire (KTB Research Group, 1987). Sur les données LITHOPROBE (marge est du Canada), de Voogt et Keen (1987) décrivent également des variations latérales de la réflectivité de la croûte inférieure, qu'il n'est pas toujours possible de mettre en relation avec la présence ou l'absence de bassins sédimentaires en surface, et qui pourraient donc avoir une signification géologique. Des ondulations régulières, provoquant un phénomène de focalisation et de défocalisation, pourraient cependant expliquer la disparition locale des réflexions profondes (analyse de données du profil ECORS Golfe de Gascogne - Andrier, 1990).

Sur les sections non pointées (et non migrées), Reston (1988) rappelle que, si les réflexions sont effectivement peu étendues latéralement, en-deçà du diamètre de la première zone de Fresnel (ce diamètre donne la limite de résolution latérale de la sismique réflexion), soit 2 à 5 km aux profondeurs qui nous intéressent (voir le tableau 4 du chapitre III, et Matthews et Cheadle, 1986; Raynaud, 1988; Bano, 1989), elles sont aussi convexes, se recoupent et présentent un certain pendage. Il en déduit que la structure de la croûte inférieure est complexe, et que l'image que nous en avons est de résolution limitée (mauvaise pénétration du signal, bruit, dispersion d'énergie, interférences). Bano et Marthelot (1988) arrivent à une conclusion similaire : la petite taille des réflexions serait le fait d'interférences entre hyperboles de diffraction, issues d'objets subhorizontaux discontinus. Dans cette hypothèse, la plupart des réflexions pentées de la croûte inférieure correspondrait aux hyperboles de diffraction. Pour Andrier (1990) enfin, les simulations les plus réalistes sont obtenues à partir de milieux latéralement discontinus, qui produisent des figures d'interférences complexes, responsables de la petite taille des réflexions.

Quoi qu'il en soit, la croûte inférieure est caractérisée par des réflexions énergiques à basse fréquence (Bois et al., 1990b), dont le coefficient de réflectivité est estimé à quelques pourcents par Klemperer (1987), jusqu'à 10-20% par Wever et Meissner (1987). Sur le profil WAM, Peddy et al. (1989) ont calculé un coefficient moyen de 8% pour les réflexions de la croûte inférieure. Dans le Golfe de Gascogne, Andrier (1990) estime que la réflectivité de la croûte inférieure correspond à une augmentation de l'énergie de 40%. Un contraste entre les fréquences basses et les amplitudes faibles attachées au signal de la croûte supérieure et les fréquences élevées et les amplitudes fortes des réflexions de la croûte inférieure est également signalé par Matthews et Cheadle (1986) pour les profils BIRPS. Ces réflexions fortes demandent des contrastes d'impédance importants, de l'ordre de 5-10%, voire nettement plus pour certaines réflexions très énergiques (Hyndman et Shearer, 1989).

Si les réflexions subhorizontales forment la signature la plus marquante de la croûte inférieure, celle-ci présente cependant de nombreuses réflexions pentées.
Les auteurs britanniques (McGeary et Warner, 1985; Matthews et al., 1987; Reston, 1988) font remarquer que, bien que de nombreuses réflexions pentées soient observées dans le manteau et la croûte supérieure

des profils BIRPS, il n'existe aucun exemple d'alignement de réflexions allant de la (sub)surface jusque sous le Moho. Ils déduisent de cette observation que la croûte inférieure sert au transfert de la déformation entre la croûte supérieure et le manteau.

2.2. Interprétation

2.2.1. Les réflexions subhorizontales

Réalité des réflexions de la croûte inférieure

L'association des réflexions subhorizontales de la croûte inférieure à de véritables objets géologiques a parfois été mise en doute : les réflexions pourraient être dues à des phénomènes d'interférences contructives ou d'échos latéraux.

En effet, le modèle d'une vitesse augmentant dans la croûte inférieure de façon oscillatoire est communement admis (Fig.11) : Deichmann et Ansorge (1983), par exemple, ont choisi ce modèle pour approcher au mieux leurs données de réfraction en Forêt Noire. Ainsi, de nombreuses couches fines, de vitesses alternativement faibles et fortes, pourraient être à l'origine des réflexions de la croûte inférieure, car elles produiraient, même en l'absence de contrastes d'impédance significatifs, des interférences constructives.

L'influence des réflexions latérales a également été envisagée. Blundell et Raynaud (1986) ont cherché à reproduire les réflexions de la croûte inférieure observées sur les profils BIRPS. A partir d'une seule surface ondulée, ils ont obtenu plusieurs réflexions, leur nombre étant augmenté par les réflexions qui se produisent hors du plan des profils. Matthews (1986) précise cependant que pour modéliser ainsi toute l'épaisseur de la croûte inférieure des profils SWAT, il faudrait au moins quatre de ces surfaces ondulées.

En fait, il semble que ni l'un ni l'autre de ces artefacts techniques (interférences constructives, réflexions latérales) ne puisse rendre compte de l'importance et de l'énergie de la réflectivité dans la croûte inférieure. Klemperer et al. (1987) et Raynaud (1987) ont montré que :

- la diffraction, si elle diminue la résolution de la sismique, garantit que les faits observés correspondent à des objets géologiques simples (surfaces relativement planes), situés dans le plan du profil et non à des réflecteurs courbes localisés sur les côtés,
- l'amplitude (elle varie sur les profils d'un ordre supérieur à deux) et la polarité des réflexions sont plus liées au contraste d'impédance qu'aux propriétés de la géométrie optique.

D'autre part Pinet et al. (1990) observent un très bon raccord entre les réflexions de la croûte inférieure situés à l'intersection des profils SWAT 5-6 et WAM. Sur WAM, celles-ci ont un léger pendage vers l'ouest, alors que sur SWAT elles sont subhorizontales. Cette variation du pendage en fonction de l'azimuth du

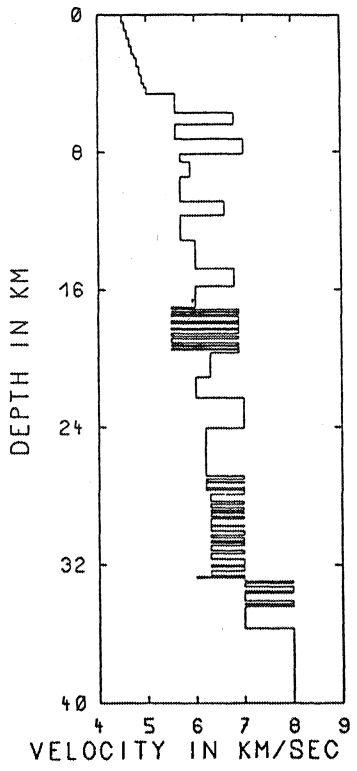


Figure 11 Modèle d'augmentation oscillatoire de la vitesse avec la profondeur dans la croûte inférieure (Fuchs, 1986).

profil indique bien qu'il ne peut y avoir à l'origine des réflexions un simple phénomène de multiples internes ou de "bruit cohérent". C'est également la conclusion que tire l'équipe DEKORP, grâce au bon contrôle spatial que leur fournit l'ensemble des profils de la Forêt Noire (Lüschen et al., 1987).

Hirn et al. (1987) rappellent que le profil Nord de la France a été obtenu avec les mêmes conditions techniques que celles des campagnes COCORP, lesquelles n'ont pas toujours révélé de croûte inférieure réflective. Par conséquent, la croûte inférieure réflective visible sur le profil ECORS n'est pas imputable à un artefact sismique. Notons enfin, pour clore cette discussion sur l'influence de la technique, que la croûte inférieure réflective a été observée sur des profils acquis aussi bien en mer qu'à terre, ainsi qu'en sismique réflexion grand-angle 3D (Smithson, 1987).

En conclusion, la réalité géologique des réflecteurs de la croûte inférieure ne peut être remise en question.

Les modèles physiques

Les modélisations entreprises pour expliquer les réflexions de la croûte inférieure tendent vers un même schéma :

- autour de la Grande-Bretagne, les réflexions correspondraient à une alternance de couches de vitesses contrastées, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur et de 3 à 4 km de longueur (Blundell et Raynaud, 1986);

- en Forêt Noire, l'acquisition de deux profils de réflexion et de réfraction quasiment au même endroit, permet la comparaison des résultats obtenus par modélisation des données de réfraction (Fig.12) et de réflexion (Sandmeier et al., 1987; Wenzel et al., 1987); cette double modélisation aboutit à des résultats cohérents, soit une épaisseur de 120 m environ pour les lamellae constitutives de la croûte inférieure, pour une longueur de 1-2 km; les variations de vitesse entre couches successives sont de 10% environ;

- sur le profil ECORS Gascogne, les caractéristiques du signal permettent d'envisager l'existence de couches lentes et rapides de 40 à 80 m d'épaisseur (Andrier, 1990);

- sur le profil ECORS Nord de la France, les perturbations produites par la croûte inférieure sur les ondes P_MP (provenant du Moho) sont expliquées convenablement par la présence de couches de vitesses faibles et fortes (5.8-6.7 km/s et 7.0-7.6 km/s respectivement) dont l'épaisseur varie entre 80 et 200 m (Paul et Nicollin, 1989).

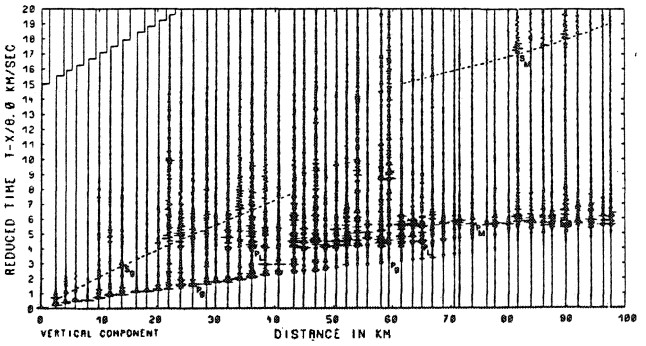
Ces modèles demandent donc d'expliquer la présence, dans la croûte inférieure, d'objets d'une centaine de mètres d'épaisseur et de quelques centaines de mètres de longueur.

Les modèles géologiques

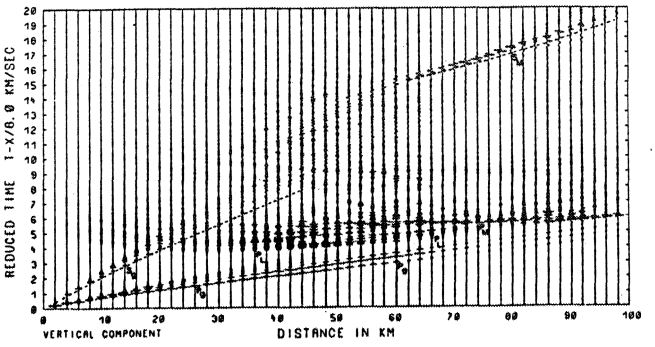
Les multiples hypothèses avancées pour expliquer la remarquable abondance de réflexions subhorizontales dans la croûte inférieure font intervenir :

- un litage primaire, formé de sédiments (Ando et al., 1984; Kern et Schenck, 1985), ou de couches de graphite (Bois et al., 1988),

a



b



c

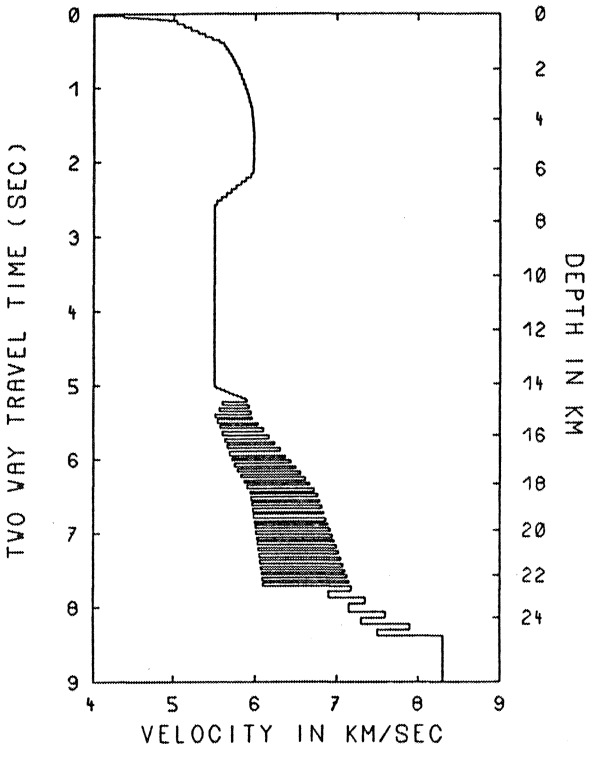


Figure 12 Modélisation des données de réfraction en Forêt Noire (Sandmeier et Wenzel, 1986).
a) Profil de réfraction enregistré.
b) Profil synthétique calculé avec le modèle de vitesse de la figure c.
c) Modèle de vitesse employé pour le calcul du sismogramme synthétique de la figure b.

- un litage magmatique, à savoir des intrusions mantelliques, des sills basiques ou des cumulats,

- un litage tectonique dû à des plis, des mylonites, des zones cisaillées entourant des "poissons" peu déformés,

- un litage métamorphique comprenant des gneiss, des zones d'anatexie accompagnées de différenciation et de formation de sills et cumulats,

- un litage de porosité, traduisant la présence de fluides (eau, dioxyde de carbone, méthane, solution hypersaline) dans des zones lenticulaires.

Discussion des modèles géologiques

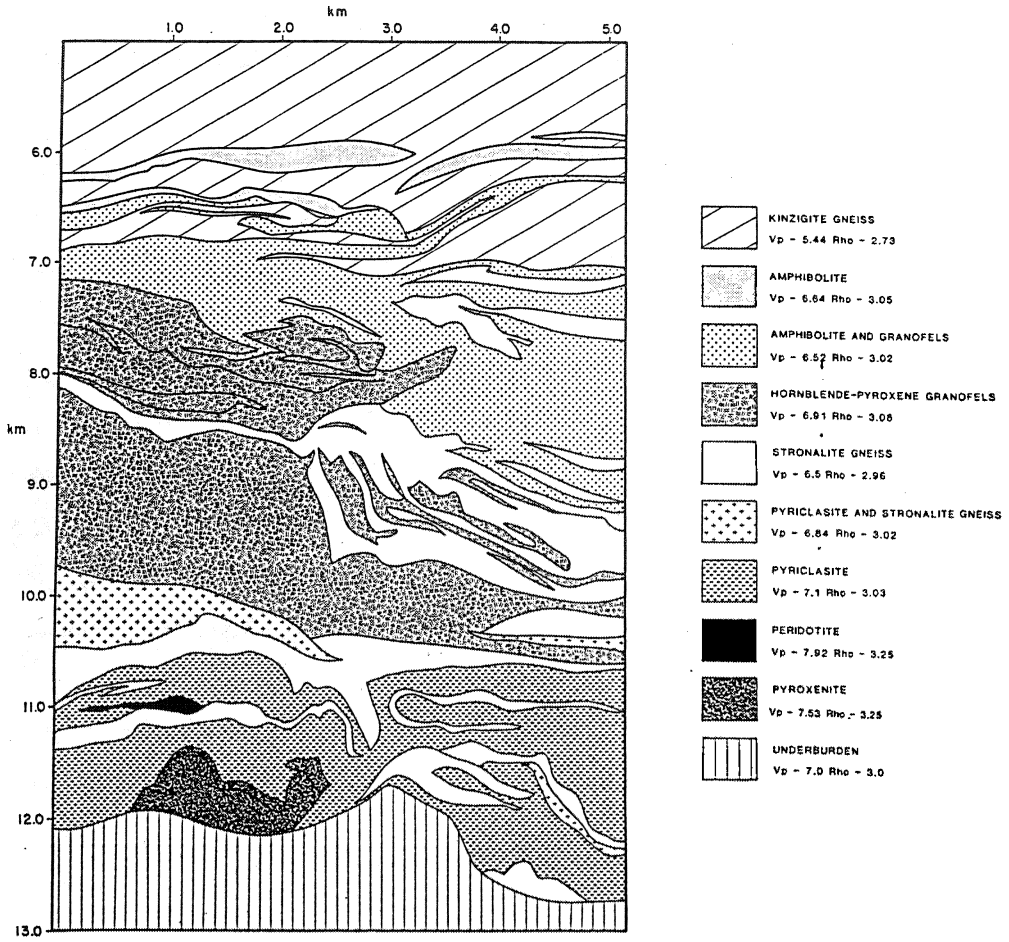
Le problème de la nature de la croûte inférieure a été abordé, même si celle-ci n'est pas directement accessible, avant que soient disponibles les données des campagnes de sismique réflexion profonde. Les propriétés physiques (vitesse, densité) et les caractères métamorphiques (conditions de pression et de température) de certaines roches actuellement à l'affleurement, ont permis de les proposer comme constituants de la croûte inférieure. Ces roches, des granulites, apparaissent dans deux types de contextes : sous la forme de xénolithes remontés par des roches volcaniques (kimberlites ou basaltes alcalins), et dans des ensembles de roches métamorphiques lités, considérés comme des coupes de croûte exposées en surface à la faveur de grands accidents crustaux (pour la localisation de ces terrains, voir Percival et Berry, 1987).

Les xénolithes permettent une étude de faciès pétrographiques normalement peu altérés lors de leur mise en place. Les compositions des xénolithes sont souvent plus basiques que celles d'autres types de granulites, ce qui signifie peut-être que la croûte inférieure actuelle est plus basique que celles dont il existe des exemples à l'affleurement. Mais cela peut également traduire le fait que les volcans n'échantillonnent pas d'une façon représentative.

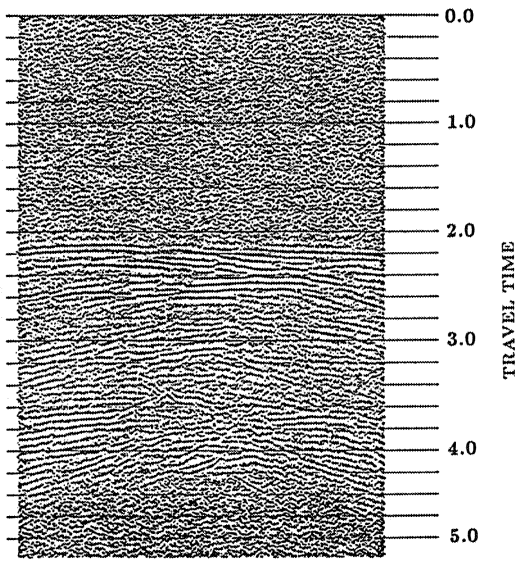
Les coupes crustales à l'affleurement présentent l'avantage que soient conservées les relations structurales entre différentes unités, même si l'empreinte des événements ayant conduit à leur affleurement est notable (Percival et Berry, 1987).

Les quatre premières des hypothèses évoquées précédemment pour expliquer la réflectivité de la croûte inférieure sont compatibles avec la nature des granulites, dont l'aspect lité semble favorable à la génération de réflexions.

Ainsi, les modèles de Hale et Thompson (1982), basés sur les propriétés d'échantillons de granulites d'Ivrée, produisent des sismogrammes synthétiques montrant une zone fortement réflective. Dans ces modèles, la croûte inférieure est réflective car les différents types de roches provoquent des contrastes d'impédance importants et les litages des roches sont subhorizontaux (Fountain et al., 1987). Hurich et Smithson (1987) quand à eux, ont élaboré à partir de la cartographie de la zone d'Ivrée un modèle géologique de croûte inférieure (Fig.13a), dont la réponse sismique synthétique (Fig.13b) est caractérisée par des événements subhorizontaux et des événements arqués.



a



b

Figure 13 Modélisation de la croûte inférieure (Hurich et Smithson, 1987).
a) Modèle géologique, élaboré à partir de l'étude de la zone d'Ivrée.
b) Sismogramme synthétique tiré du modèle de la figure a.

Mais curieusement, les granulites actuellement en surface qui sont recoupées par des sondages sismiques, en Grande-Bretagne, aux Etats-Unis, en Allemagne ou en Australie ne se montrent pas particulièrement réflectives (Klemperer, 1989). Elles ne sont apparemment pas (ou plus) tout à fait représentatives du matériel actuellement en place dans la croûte inférieure. Il est certain que le litage des granulites, d'échelle millimétrique à centimétrique, ne peut être responsable des réflexions de la croûte inférieure : la résolution verticale de la sismique réflexion, de l'ordre de 100 m entre 20 et 30 km de profondeur (voir le tableau 4 du chapitre III), ne permettrait pas d'observer un litage aussi fin. On pourrait par contre penser que les réflexions proviennent des contacts entre différentes unités de l'ensemble granulitique. L'étude du profil ADCOH 1, peut-être le seul où des granulites se soient révélées de bons réflecteurs, a montré que ce n'était pas le cas (Christensen, 1989). Sur ce profil, la nature des réflecteurs a pu être déterminée grâce au couplage de la prospection sismique avec un forage : les réflecteurs correspondent, non à des limites géologiques entre unités, mais à des contrastes d'impédance entre différentes lithologies, à l'intérieur des unités.

Le seul autre exemple où les objets responsables de réflexions aient été échantillonnés se trouve dans le Basin and Range : un sondage y a atteint, vers 2 sTD de profondeur, une zone réflective, comparable à celles des profils SWAT (Matthews et Cheadle, 1986). Cette fois, les réflexions sont attribuées à des zones de cisaillement et à un litage métamorphique dans des gneiss foliés (Reif et Robinson, 1981).

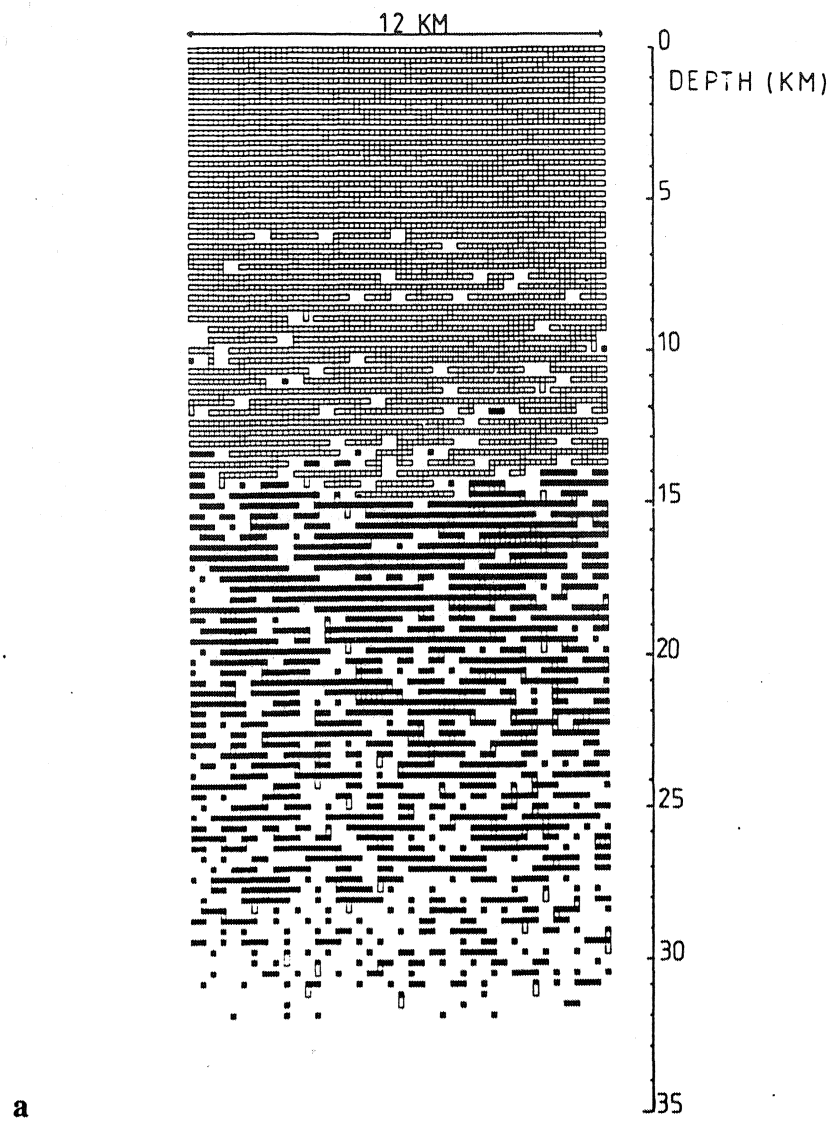
Pour ce qui est de la présence de fluides dans la croûte inférieure, deux observations permettent de l'envisager : l'existence de très nombreuses inclusions de CO_2 liquide dans les granulites, et l'existence de zones de croûte profonde à forte conductivité. Ces deux observations, cependant, sont contradictoires, le CO_2 n'étant pas conducteur. C'est pourquoi la présence d'autres fluides, des solutions salines le plus souvent, a été envisagée (Lee et al., 1983). L'association fréquente des zones conductrices aux zones réflectives a permis de proposer que la présence de fluides explique également la réflectivité de la croûte inférieure (Klemperer et al., 1985; Gough, 1986; Haak et Hutton, 1986; Kay et Mahlburg Kay, 1986; Pham, 1988; Hyndman et Shearer, 1989). Cette hypothèse soulève un certain nombre de problèmes :

- la coexistence de granulites et d'eau libre ne semble pas envisageable d'un point de vue chimique : mises en présence d'eau à des températures inférieures à celles de leur métamorphisme initial, les granulites devraient subir une rétromorphose totale (Yardley, 1986),

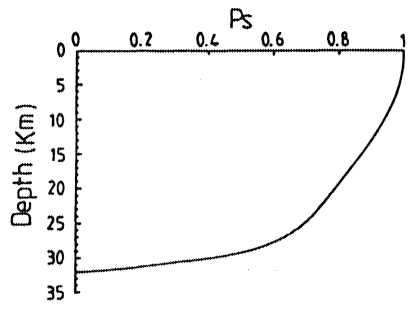
- la présence de fluides doit s'accomoder de la présence de CO_2, phase fluide dominante si la croûte est bien granulitique,

- le maintien de grandes quantités de fluides dans la croûte inférieure pendant des intervalles de temps importants peut paraître difficile.

Pour Percival et Berry (1987), la présence de solutions salines dans des roches métamorphisées dans un environnement riche en CO_2, peut être envisagée, car le temps écoulé depuis l'épisode de métamorphisme est assez long pour que la composition des fluides présents ait pu changer, et d'autre part, des fluides de



a

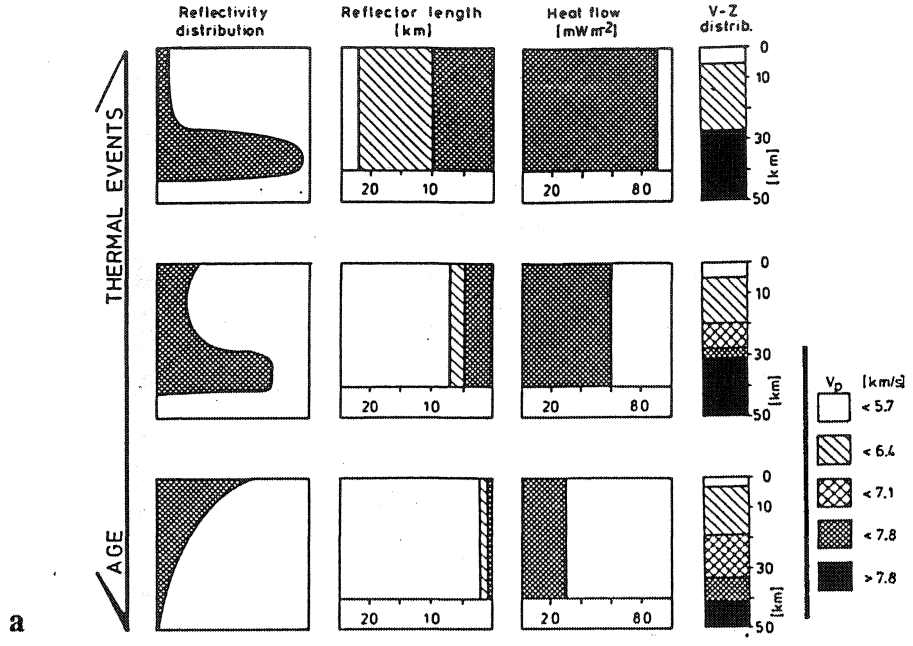


b

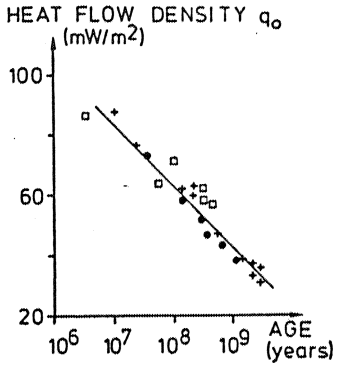
Figure 14 Explication de la réflectivité de la croûte inférieure par un modèle de percolation (Gavrilenko et Guegen, 1989).
a) Variation de la densité de fractures normalisée P_s en fonction de la profondeur.
b) Modèle crustal résultant de la variation de P_s figurée en a. Les fractures connectées avec la surface sont schématisées par les rectangles vides. Les rectangles noirs représentent les fractures isolées, non connectées avec la surface (réflecteurs présumés).

compositions différentes peuvent coexister à des pressions et températures élevées. Fyfe (1986) a montré que les quantités de fluides mobilisées lors de phénomènes de subduction ou de collision continentale pouvaient être très importantes, leur circulation lors de ces processus tectoniques étant due au fait qu'un matériel qui chauffe tend à dégazer, alors qu'un matériel qui refroidit tend à piéger les fluides. C'est sur cette propriété que s'appuie Hall (1986) pour suggérer que la croûte inférieure conductive d'une partie du profil WINCH (ouest de l'Ecosse) contient de l'eau libre, piégée lors de la contraction qui accompagne le refroidissement. Pour expliquer les contrastes de rhéologie, de conductivité et de signature sismique existant entre croûtes supérieure et inférieure, Gough (1986) fait l'hypothèse que la croûte toute entière contient de l'eau (avec un certain degré de salinité), retenue dans des poches isolées dans la croûte supérieure et formant un film "continu" sur les minéraux de la croûte inférieure. En introduisant la théorie de la percolation pour expliquer l'apparition et la disparition assez brutales des réflexions de la croûte inférieure, Gavrilenko et Guéguen (1989) proposent un modèle relativement opposé : la croûte supérieure serait caractérisée par une répartition diffuse des fluides, alors que les réflecteurs de la croûte inférieure correspondraient à des zones de fracture situées sous le seuil de percolation, c'est-à-dire non connectées avec la surface, et remplies de fluides (Fig.14). Dans ces poches lenticulaires auraient lieu des transformations minéralogiques, à l'origine du contraste d'impédance nécessaire à la réflexion. Un modèle semblable avait déjà été proposé par Thompson et Hill (1986), pour expliquer, cette fois, la différence de style tectonique entre croûte supérieure et croûte inférieure (l'une présentant des réflexions pentées, l'autre des réflexions plates) : l'eau circulerait librement dans la croûte supérieure, alors qu'elle serait contenue, dans la croûte inférieure, dans des pores scellés par des précipitations de minéraux ou des processus métamorphiques. L'importance de la porosité est à nouveau mise en avant par Hyndman et Shearer (1989). Leur modèle requiert 0.5 à 3% d'eau avec une salinité proche de celle de l'eau de mer, contenue dans des pores géométriquement à l'équilibre. Un contraste de porosité de 1 à 4% entre deux couches pourrait être à l'origine des réflexions. Dans ce modèle, la limite supérieure de la réflectivité pourrait correspondre à une zone imperméable, retenant les fluides dans la croûte inférieure. Ces auteurs envisagent trois hypothèses pour expliquer l'origine des fluides : l'enfouissement de roches contenant des fluides (par accrétion ou empilement d'unités), la déshydratation d'une plaque en subduction, la dévolatilisation du manteau (en régime distensif ou au-dessus d'un point chaud). L'accord n'est pas total sur la possibilité de retenir d'importantes quantités de fluides dans la croûte inférieure : Haak et Hutton (1986) envisagent la présence de 0.1% d'eau libre dans la croûte inférieure pour expliquer sa faible résistivité, mais ils considèrent que cette eau aura tendance à s'échapper, même d'une croûte relativement imperméable. C'est pourquoi l'hypothèse d'une recharge en continu par dégazage du manteau leur parait probable.

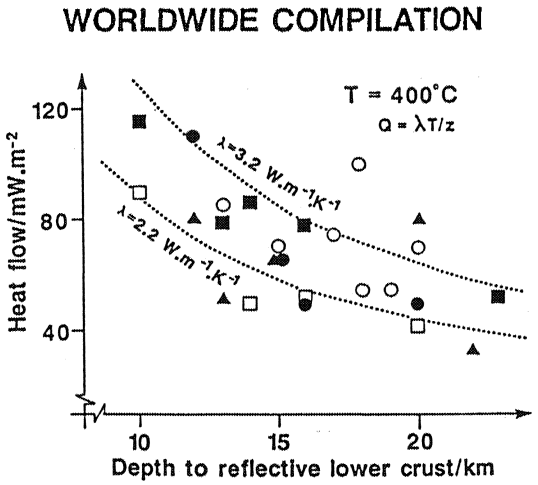
Les hypothèses d'une croûte inférieure contenant des fluides, bien que contradictoires, apparemment, avec le chimisme des granulites échantillonnées en surface, sont donc largement invoquées, quels qu'en soient les mécanismes exacts, pour expliquer les propriétés de la croûte inférieure (rhéologie, réflectivité, conductivité).



a



b



c

Figure 15 Différentes corrélations établies entre profondeur, réflectivité, âge de la croûte inférieure et flux de chaleur.
a) Relation entre la réflectivité de la croûte inférieure et son âge (Wever et al., 1987).
b) Décroissance du flux de chaleur avec l'âge de la croûte (Meissner et al., 1987).
c) Corrélation négative observée entre la profondeur du sommet de la croûte inférieure et le flux de chaleur (Klemperer, 1987).

La recherche de contraintes sur les conditions d'existence d'une croûte réflective a conduit à l'établissement de nombreuses corrélations entre les caractères suivants : présence de croûte inférieure réflective, âge, épaisseur, profondeur du sommet de cette croûte, flux de chaleur, viscosité et conductivité.
Wever et al. (1987) ont montré que la réflectivité dans la croûte inférieure décroit quand l'âge de la croûte augmente (Fig.15a). Si l'on admet qu'il en va de même avec le flux de chaleur (Fig.15b - Meissner et al., 1987), on peut attendre une corrélation entre réflectivité et flux de chaleur. Bien que Percival et Berry (1987), par exemple, considèrent qu'il n'est pas possible de corréler correctement flux de chaleur et âge de la croûte, Klemperer (1987) observe une faible corrélation négative entre la profondeur du sommet de la croûte inférieure réflective et le flux de chaleur observé à la surface (Fig.15c). Il en déduit que l'apparition de croûte réflective est caractérisée par des températures de 300-400°C, et que cette réflectivité migre en fonction des réchauffements et refroidissements successifs de la croûte. Il pourrait donc y avoir une relation entre la réflectivité et une variation temporelle de la rhéologie ou de la pression de fluide. Meissner (1989) évoque également cette température (300-400°) comme un seuil sous lequel la croûte inférieure doit demeurer pour conserver ses réflecteurs, qui seraient acquis à des températures supérieures, en milieu ductile. La modélisation thermo-rhéologique montre une corrélation nette entre réflectivité et viscosité de la croûte (Fig.16), ces deux phénomènes étant fortement contraints par le flux de chaleur : les faibles viscosités associées aux flux de chaleur importants semblent favorables à l'apparition d'une forte réflectivité (Meissner et Kuznir, 1987). En mode fragile (température inférieure à 300-400°C), les réflecteurs ont toutes les chances d'être détruits (si les réflecteurs correspondent à un fluide piégé, par exemple, ce fluide sera libéré dans une croûte fragile perméable). La température de 400° représente également le point au-dessus duquel une abondante déshydratation peut avoir lieu dans la croûte inférieure, ces réactions de déshydratation étant à l'origine de la présence d'eau libre (Haak et Hutton, 1986). Hyndman et Shearer (1989) associent eux aussi l'apparition de croûte réflective à une température de 350°C. Ils proposent une température maximale de 700°C, au-delà de laquelle on atteint les conditions du faciès granulite, ce qui exclut la présence de fluides.

Bien entendu, les différentes hypothèses échafaudées pour expliquer la croûte inférieure réflective ne sont pas nécessairement exclusives, et cette croûte peut avoir des significations différentes selon les endroits, mais Klemperer (1987) fait justement remarquer, qu'un phénomène d'extension aussi large doit avoir peu de causes dominantes.

2.2.2. Les réflexions pentées

Pour ce qui est des réflexions pentées, nous avons déjà vu que Bano et Marthelot (1988) considèrent que la plupart d'entre elles, sur SWAT 5 au moins, peuvent être interprétées comme des hyperboles de diffraction.

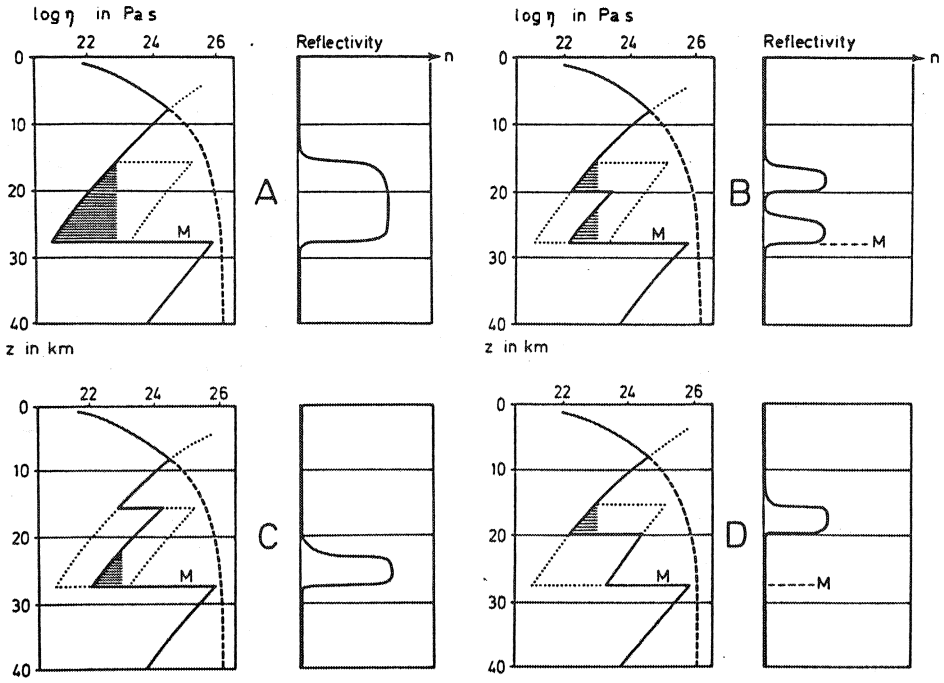


Figure 16 Corrélation entre la réflectivité de la croûte et sa viscosité (Meissner et Kuznir, 1987).

En effet, en isolant, à l'aide de leur méthode d'extraction automatique de réflexions, les réflexions subhorizontales (Fig.17b) et les réflexions pentées (ces derniers à l'aide d'un filtre de cohérence qui doit améliorer la résolution de la méthode en matière de pendages), puis en diffractant les réflecteurs associés aux réflexions subhorizontales (Fig.17c), ils obtiennent une image proche des données réelles (Fig.17a). S'il est possible que certaines réflexions pentées correspondent effectivement à des diffractions (bien que sur les pointés ECORS, celles-ci ne soient, normalement, pas prises en compte), il en est dont la géométrie ne permet pas d'envisager cette hypothèse. Elles sont généralement interprétées comme des zones faillées (chevauchements ou failles normales, ou combinaison des deux), par analogie avec les réflexions pentées de la croûte supérieure et parcequ'elles apparaissent dans des zones tectonisées. Les hypothèses émises sur la réflectivité de ces zones faillées ont déjà été évoquées à propos de la croûte supérieure (voir le paragraphe II.2.2.).
Notons que les réflexions pentées qui correspondraient à des hyperboles de diffraction devraient "disparaître" (se rassembler en un point, plus exactement), lors de la migration.

La présence (hypothétique) de zones faillées dans la croûte inférieure est antagoniste avec les principes mécaniques qui prévoient pour cette zone un comportement ductile (Meissner et Küznir, 1987). Certains auteurs britanniques, en particulier, font de la croûte inférieure une zone de découplement entre la croûte supérieure et le manteau fragiles, et y enracinent les accidents observés dans ces parties fragiles (Matthews, 1986; Matthews et Cheadle, 1986). Cependant, les observations faites sur les profils SWAT étudiés sont en désaccord avec ces propositions, à moins de considérer systématiquement les réflexions pentées de la croûte inférieure comme des artefacts (diffractions, échos latéraux).

3. La formation des structures de la croûte inférieure

3.1. Les réflexions subhorizontales

Un grand nombre d'hypothèses a été émis sur ce sujet. La formation pendant ou après un événement tectonique est envisagée, avec, dans le premier cas, la possibilité d'une formation en compression ou en distension.

3.1.1. La formation orogénique

En compression

Pour Hillis et Day (1987), les réflexions observées sur des profils industriels acquis dans les Approches Occidentales de la Manche, pourraient correspondre à un système de failles repris lors de la compression

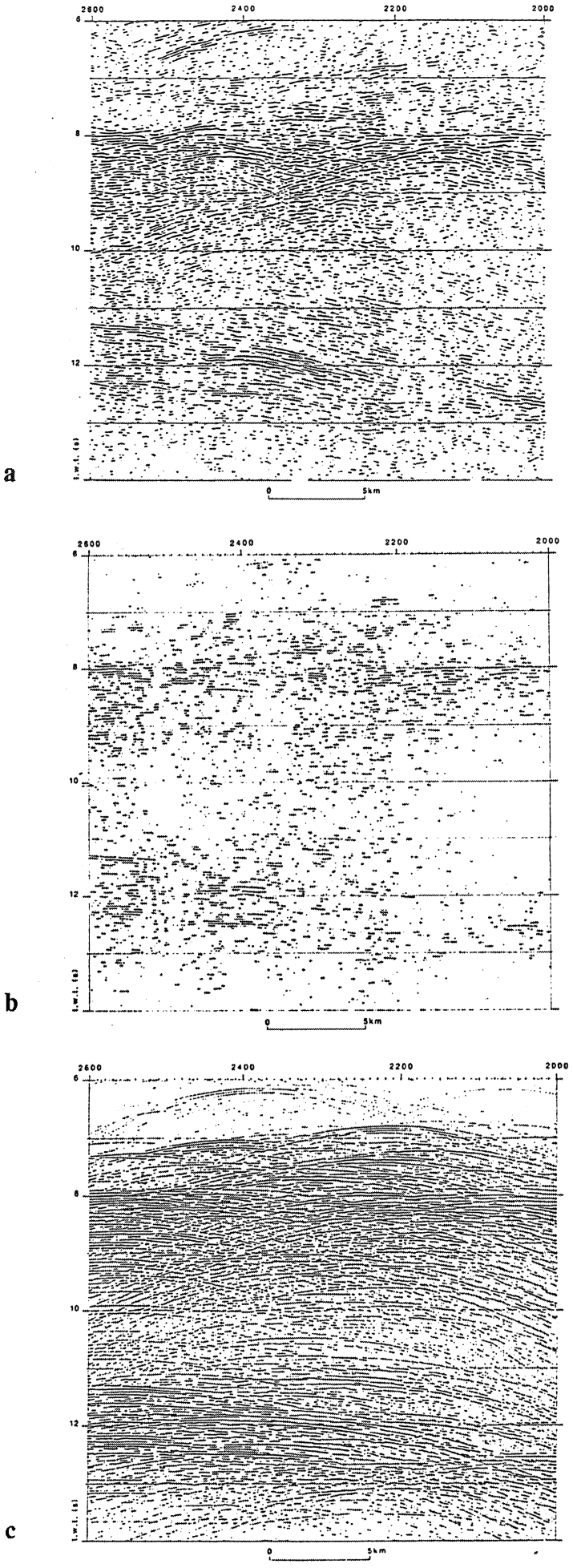


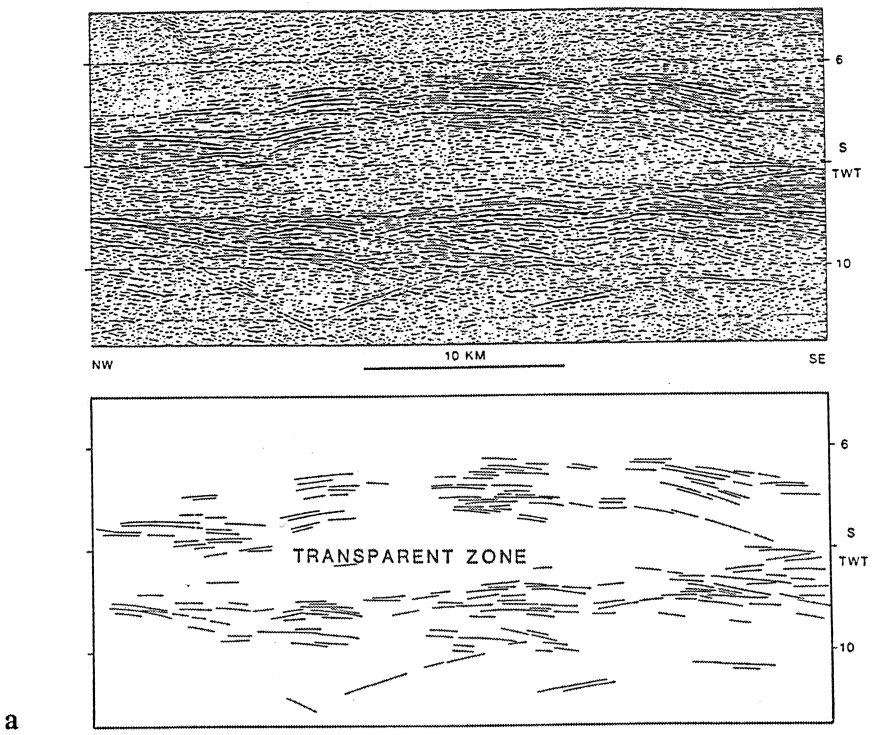
Figure 17 Interprétation des réflecteurs de la croûte inférieure d'une partie du profil ECORS Bassin de Paris (Bano, 1989).
a) Image initiale.
b) Extraction des réflecteurs subhorizontaux.
c) Création de réflecteurs pentés par diffraction des réflecteurs subhorizontaux.

d'une portion de croûte, pendant un épisode orogénique. La semelle des nouveaux chevauchements, recoupant du matériel déjà chevauchant, créerait un ensemble de semelles, à l'origine des réflexions. On peut également penser à un laminage du manteau supérieur. Sur les profils obtenus par l'USGS dans les Appalaches, la croûte inférieure est également fortement réflective, mais elle présente beaucoup de réflexions pentées. Celles-ci sont interprétées comme la trace d'une tectonique compressive tardi-paléozoïque, alors que les réflexions subhorizontales, qui n'effacent pas ces structures pentées, sont associées soit à un magmatisme paléozoïque, soit à de l'extension mésozoïque (Hutchinson et al., 1987). Phinney (1986) interprète l'essentiel des structures observées au-dessus du Moho, sur un profil acquis en mer au travers des Appalaches, comme provenant de la déformation compressive paléozoïque, bien qu'un épisode de rifting secondaire ait également eu lieu. Matte (1986) interprète le litage de la croûte inférieure comme un héritage de l'épaississement varisque de la croûte. Bois et al. (1988), ont également proposé l'hypothèse, dans le cadre de la chaîne varisque, d'une formation pendant l'épisode compressif, mais ils soulèvent eux-mêmes quelques objections à cette hypothèse.

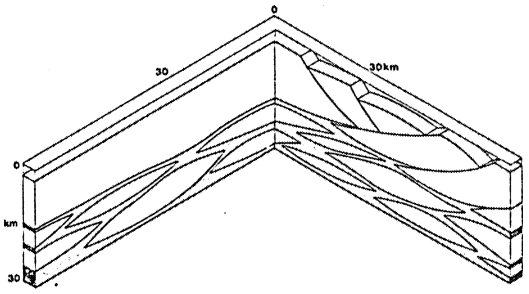
En distension

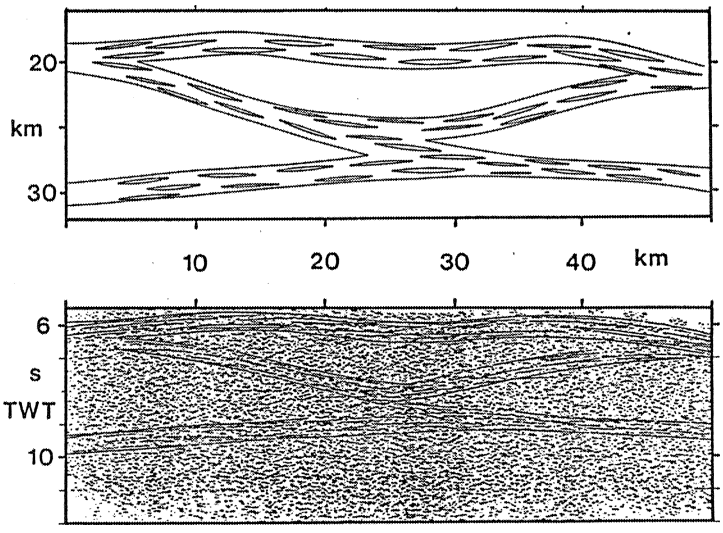
C'est surtout aux Etats-Unis, sur la base des profils COCORP, que l'hypothèse d'une origine distensive de la croûte inférieure réflective a été développée. En effet, près de la moitié de ces profils montre la présence de bassins en extension (Serpa et de Voogt, 1987) auxquels est généralement associée une croûte inférieure réflective. Par comparaison avec des réflexions qui correspondent à des corps magmatiques, et par opposition avec les zones des profils qui n'ont pas subi d'extension, et où l'on n'observe pas de croûte inférieure réflective mais des accidents pentés, la croûte inférieure réflective est interprétée comme du magmatisme cénozoïque lié à l'extension (Serpa et de Voogt, 1987; Potter et al., 1987). Ce magmatisme, contemporain de la distension, pourrait aussi expliquer l'absence d'amincissement de la croûte dans ces régions, pourtant très fortement étirées (McCarthy et al., 1987). Il n'est cependant pas certain que ce changement de faciès de la croûte inférieure, à la transition zone interne-avant-pays de la chaîne (Appalaches, NW Cordillera), ne corresponde pas à une différence primaire entre une croûte grenvillienne (socle de la chaîne) et un autre type de croûte (Nelson et al., 1987). Hutchinson et al. (1987), dans le Golfe du Maine estiment ne pas pouvoir conclure si la croûte inférieure réflective qu'ils observent est paléozoïque (associée à l'orogène appalachien) ou secondaire (associée à l'extension, mais celle-ci est assez faible dans la région).

D'autre part, les régions ayant subi une forte extension ne montrent pas systématiquement de croûte inférieure très réflective. Sur le profil WAM notamment, implanté sur la marge atlantique dans le but d'étudier la réflectivité de la croûte inférieure dans une zone en distension, il semblerait que la croûte réflective observée ne s'amplifie pas vers la marge, mais ait précédé la création de celle-ci (Peddy et al., 1989).



a





b

c

Figure 18 La réflectivité de la croûte inférieure expliquée par des bandes de cisaillement entourant des zones lenticulaires non déformées (Reston, 1988).
a) Zones transparentes entourées de bandes de réflecteurs, dans la croûte inférieure du profil SWAT 7.
b) Deux images d'un modèle correspondant à l'observation précédente. L'image en deux dimensions montre que les lentilles sont plus allongées dans une direction que dans l'autre (ceci expliquerait les variations de longueur des réflecteurs, observées sur des profils d'azimuths différents).
c) Sismogramme synthétique calculé à partir du modèle de la figure b.

Pour Reston (1988), la croûte inférieure des profils SWAT est composée de bandes de réflecteurs délimitant des zones transparentes (Fig.18a). Au terme de l'étude de plusieurs hypothèses (fragments de croûte océanique, corps magmatiques basiques), la forme (losangique), la taille et les relations avec les zones réflectives de ces zones transparentes lui suggèrent qu'il s'agit de lentilles peu déformées, entourées par des zones de cisaillement (Fig.18b). Il appuie cette conclusion par le calcul de sismogrammes synthétiques qui reproduisent d'assez près l'allure des profils initiaux (Fig.18c). Si ces lentilles sont de taille trop modeste, elles ne peuvent apparaitre comme des zones transparentes, mais elles peuvent contribuer à la complexité de la réflectivité dans la croûte inférieure. La formation de ces lentilles aurait lieu lors d'épisodes de cisaillement simple et/ou pur. Bien entendu, cette interprétation est en opposition avec l'idée évoquée plus haut que les réflexions pentées sont essentiellement des artefacts issus des réflecteurs plats (Bano et Marthelot, 1988; Bano, 1989).

Mooney et Brocher (1987) ont mis en parallèle données de réflexion (profils) et de réfraction (logs de vitesses), dans des contextes de compression et d'extension. Il en ressort que dans les zones de compression, la croûte inférieure est réflective avec un gradient de vitesse faible. Les horizons sont bien séparés en profondeur. Dans les zones de distension, la croûte inférieure est très réflective, avec un aspect lité. Les vitesses moyennes (car il s'agit en fait d'une succession de vitesses alternativement fortes et faibles) sont élevées : 6.5 à 7.3 km/s. L'hypothèse de la création d'une croûte inférieure réflective en extension semble donc privilégiée. De son côté, McGeary (1987) affirme que l'analyse des données de réflexion autour de la Grande-Bretagne ne permet pas de relier les variations de réflectivité de la croûte inférieure à des provinces tectoniques différentes.

3.1.2. La formation tardi-orogénique

Dans cette catégorie on trouve les modèles qui, tout en invoquant la responsabilité d'un événement orogénique dans la création de croûte inférieure réflective, n'en font pas le moteur principal.
Ainsi White et al. (1987) proposent-ils d'expliquer la croûte inférieure réflective par l'accrétion infracrustale de roches du manteau supérieur à la suite d'un épisode distensif. Pour Meissner (1989) au contraire, c'est à la suite d'une collision que se seraient formées les "lamellae" de la croûte inférieure, lors du rééquilibrage de la croûte, c'est-à-dire lors de la disparition progressive de la racine de la chaîne par fluage (Fig.19). Les facteurs importants dans ce processus sont les conditions de haute température et de faible viscosité au départ, et un refroidissement lent par la suite, jusqu'à 300-400° environ (au-dessous de cette température les réflecteurs seraient détruits, voir le paragraphe III.2.2.), accompagné éventuellement d'extension. Les contraintes imposées par les limites de plaques, proches ou lointaines, peuvent également avoir joué, provoquant des mouvements cisaillants préférentiellement dans la croûte inférieure ductile. Dans le même esprit, l'une des hypothèses proposées par Bois et al. (1988) envisage la formation des laminations de la

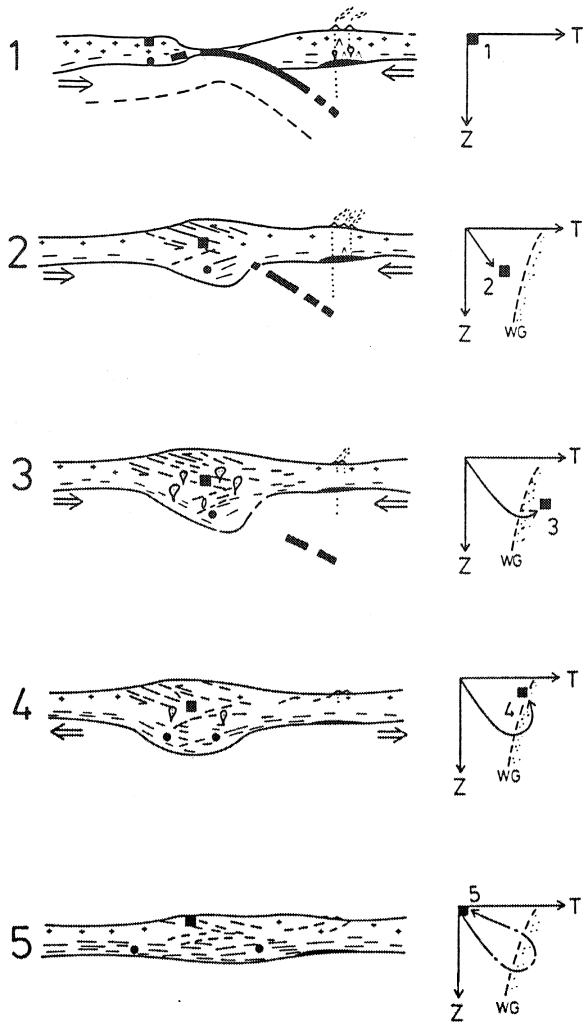


Figure 19 Modèle de formation des "lamellae" de la croûte inférieure, à l'issue d'une orogénèse (Meissner, 1989).
1) Disparition de l'océan, volcanisme d'arrière-arc. Noter le carré (croûte supérieure) et le point (croûte inférieure).
2) Début de la collision continent-continent.
3) Collision maximale.
4) Forces compressives décroissantes, érosion des chaînes de montagnes et des racines crustales, formation des lamellae, extension post-orogénique.
5) Stade quasi-terminal, fortes laminations dans la croûte inférieure.

croûte inférieure lors du stade final de rééquilibrage de la croûte varisque épaissie, rééquilibrage menant à la pénéplénation permienne.

3.1.3. Conclusions

De cette foule d'hypothèses, il ressort que la réflectivité de la croûte inférieure est dépendante de conditions thermiques assez précises (400-700°C), lesquelles peuvent sans doute être obtenues après compression et/ou extension. Ces limites de température autorisent la présence de fluides, qui pourraient expliquer la présence de réflexions et leur disparition brutale, au-dessus, peut-être, d'un seuil de percolation.

3.2. Les réflexions pentées

Dans la mesure où tous les réflexions pentées ne sont pas des artefacts, deux hypothèses se présentent :

- elles correspondent à des événements compressifs des orogénèses cadomienne, calédonienne ou varisque,
- elles correspondent à des accidents normaux mésozoïques à cénozoïques.

Bien entendu, l'interprétation des structures de la croûte profonde est encore plus incertaine que celle des structures de la croûte supérieure, dont elle peut, d'ailleurs, tirer argument : la situation des réflexions de la croûte inférieure dans le prolongement de réflexions déjà interprétées de la croûte supérieure permet l'extrapolation de cette interprétation. Il s'agit en pratique du seul moyen dont on dispose pour attribuer une signification de faille normale ou inverse aux réflexions, les éventuels décalages de marqueurs (croûte inférieure, Moho) de part et d'autre de ces réflexions n'étant pas observés.

4. L'âge des structures de la croûte inférieure

L'aspect uniforme de la croûte inférieure au travers de régions d'âges et d'histoires géologiques variés, est un argument en faveur d'une croûte inférieure plutôt récente, à l'opposé de la conception selon laquelle le matériel profond est plus ancien que le matériel superficiel. Ceci dit, la croûte inférieure actuelle peut résulter, selon les endroits, d'une succession d'événements et non d'un seul.

La mise en place de la croûte inférieure actuelle peut être datée :

- indirectement selon qu'elle est ou non affectée par tel ou tel événement géologique d'âge connu (mise en place d'un bassin, jeu d'une faille, marque d'un épisode distensif),
- "directement", par l'application des méthodes géochronologiques aux échantillons de surface. Il est ainsi possible de dater le protolithe et le métamorphisme de la roche.

Bois et al. (1988), à l'issue d'une discussion sur les différents mécanismes possibles de formation de la croûte réflective, proposent de lui attribuer un âge triasique inférieur-jurassique inférieur, en considérant qu'elle est affectée par la mise en place du bassin de Parentis (Fig.21b), au Crétacé inférieur, et, à l'inverse, remarquablement stable sous le bassin de Plymouth, dont le remplissage est surtout permotriasique. Cette période correspond à l'initiation des bassins sédimentaires secondaires, et est accompagnée de magmatisme. Le litage serait alors essentiellement d'origine thermique.

Les observations effectuées sur WAM (Peddy et al., 1989) sont en accord avec cette proposition : les réflecteurs de la croûte inférieure sont antérieurs au rifting crétacé de la marge atlantique, ils réagissent comme des marqueurs de cette extension (basculement des réflecteurs vers l'ouest).

L'étude des isotopes (Sm-Nd et U-Pb) de xénolithes du faciès granulites de l'Eifel (Stosch et Lugmair, 1984; Stosch et al., 1986) suggère que les précurseurs magmatiques de ces roches se sont différenciés à partir d'un manteau appauvri il y a 1.5 Ga. La plupart des échantillons étudiés montre en outre une empreinte métasomatique jeune, dont l'âge est inférieur à 172 Ma, qui concordent avec l'âge proposé précédemment.

Quand aux réflecteurs pentés de la croûte inférieure interprétés comme des chevauchements, selon le contexte géologique général et leur vergence, ils sont considérés comme cadomiens (vergence nord sur SWAT 2,8,9,10), calédoniens (vergence sud sur SWAT 3), ou hercyniens (vergence nord sur SWAT 2, 3, 8, 9). Il est possible, comme dans la croûte supérieure, que ces accidents aient joué plusieurs fois. Le choix entre un chevauchement paléozoïque et une faille normale secondaire peut reposer sur trois arguments (Hutchinson et al., 1987) :

- la présence ou l'absence d'un bassin au sommet de l'accident,
- la dominante compressive ou distensive de l'histoire géologique régionale,
- l'interruption ou non des réflexions pentées par des laminations ou autre objet "daté".

IV. LE MOHO

Le Moho a été initialement défini, d'après des données de sismologie (Mohorovicic, 1910), comme une discontinuité de vitesse, marquant le passage entre la croûte (6 km/s) et le manteau supérieur (8 km/s). Il n'est pas toujours réflectif sur les profils de sismique verticale profonde, en particulier sous les vieux cratons tels que le Brabant sur le profil ECORS Nord de la France (Bois et al., 1987), ou le socle grenvillien sur les profils COCORP au travers des Appalaches (Brown, 1987; Nelson et al., 1987). En fait, sur les profils COCORP qui traversent la cordillère américaine, le Moho n'est visible que dans les secteurs qui ont subi

une extension cénozoïque de grande ampleur (Basin and Range par exemple) (Potter et al., 1987). Mais sur tous les profils SWAT, comme sur la plupart des profils de l'ouest de l'Europe, le Moho est nettement marqué par une (des) bande(s) de réflexions énergiques.

1. La géométrie du Moho

Il est de plus en plus admis, à l'issue de comparaisons effectuées à l'échelle du globe, d'une part que le Moho déterminé par sismique réfraction et réflexion grand angle et le Moho déterminé par sismique réflexion verticale sont confondus (Barton et al., 1984; Braile et Chiang, 1986; Stewart et al., 1986; Gajewski et Prodehl, 1986; Klemperer et al., 1986), même s'il demeure prudent, car il existe des incertitudes en quelques endroits, de conserver ces deux définitions séparées (Phinney, 1986; Mooney et Brocher, 1987); d'autre part que le Moho et la base de la croûte inférieure réflective sont confondus (Mathur, 1983; Barton et al., 1984; Matthews, 1986; Gajewski et Prodehl, 1986; Pratt et al., 1987; Pinet et al., 1987a). Les écarts observés entre profondeurs de réfraction et de réflexion pourraient provenir de l'anisotropie de la croûte inférieure et du Moho, à cause de laquelle les vitesses sismiques sont plus fortes horizontalement que verticalement (Christensen, 1989).

Sur les profils SWAT (coupes temps), le tracé du Moho (Fig.24), à la base de la croûte inférieure, est caractérisé par :

- une remarquable linéarité, même sous les bassins les plus importants. Les variations de profondeur du Moho, au sein d'un même profil, ne dépassent pas 1 sTD (3 km), à l'exception du profil SWAT 2, où la variation maximale est de 2 sTD (6 km) sous le bassin nord-celtique. Encore le pointé, à cet endroit, est-il sujet à caution (Sibuet et al., 1990), car les données profondes sont perturbées par une faille importante (faille de Bala). La linéarité du Moho, sur les coupes temps, pourrait être imputée à la combinaison de l'effet de "pull down" associé aux bassins sédimentaires, et d'un amincissement réel, mais même les coupes profondeur ne montrent qu'un faible déplacement du Moho, de l'ordre de 2-3 km (Matthews, 1986).

- une profondeur très stable, de 10 sTD en moyenne (un peu plus de 30 km). Seul SWAT 11 ne suit pas cette moyenne : le Moho est toujours sous 11 sTD, et s'approfondit, vers le nord, jusqu'à 12.5 sTD. Par ailleurs, la profondeur du Moho déduite de la gravimétrie ne diffère pas de celle tirée de la sismique réflexion de plus de 2 km (Sibuet et al., 1990).

Le caractère net, continu et rectiligne du Moho se retrouve sur plusieurs exemples de profils traversant des régions soumises, pourtant, à des événements tectoniques majeurs : profils COCORP (Klemperer et al., 1986; Brown et al., 1987), profil LITHOPROBE (de Voogt et Keen, 1987).

2. La réflectivité du Moho

2.1. Description

Nous avons vu que le Moho a été initialement défini comme un saut de vitesse. Actuellement, il est décrit, en réflexion (Hale et Thompson, 1982; Phinney, 1986; Peddy et al., 1989; Lund et al., 1987) et en réfraction (Young et al., 1986; White et al., 1987; Clayton, 1987; Kanasewitch et al., 1987; Lowe et Jacob, 1989), comme une zone litée de plusieurs kilomètres d'épaisseur. Bien que cette description soit proche de celle de la croûte inférieure lorsque celle-ci est réflective, il semble que l'on ne puisse pas confondre ces deux unités. En effet, en réflexion grand angle, avec l'utilisation d'un spectre de fréquences large, le Moho se distingue de la croûte inférieure par une fréquence de réflexion plus basse que celle de la croûte inférieure (profil ECORS Nord de la France - Hirn et al., 1987). Ce fait peut expliquer que le Moho n'apparaisse pas sur les profils de réflexion, plutôt sensibles aux fréquences élevées (les enregistreurs, en sismique réflexion, ont un filtre passe-bas à 10 Hz, alors que la fréquence des réflexions du Moho se situe autour de 4-12 Hz), ou qu'il apparaisse simplement comme l'endroit où se terminent les réflexions de la croûte.
Sur le profil WAM, voisin des profils SWAT, Peddy et al. (1989) dissocient nettement le Moho de la croûte inférieure : le Moho est marqué par plusieurs réflexions de forte continuité latérale (leur longueur va jusqu'à 28 km, contre 10-15 km pour les réflexions de croûte inférieure), différentes des réflexions de la croûte inférieure qui présentent un léger pendage (10-12°) et plus énergiques que ces dernières par endroits (leur coefficient de réflectivité est de 12% contre 8% en moyenne pour la croûte inférieure).

2.2. Interprétation

Les connaissances acquises sur la croûte continentale et le manteau supérieur permettent de considérer le Moho comme :

- une frontière entre deux milieux de compositions différentes : intermédiaire à basique pour la croûte inférieure, ultrabasique pour le manteau supérieur,

- une limite de métamorphisme, actuelle ou fossile, entre une croûte inférieure granulitique et un manteau supérieur péridotitique,

- une limite rhéologique entre une croûte inférieure ductile et un manteau supérieur fragile.

Quel que soit le point de vue adopté, le Moho apparait donc comme un lieu de passage entre deux milieux très différents, ce qui explique sans doute la netteté (en général) de son image en réflexion.

Les propriétés (amplitude, forme) des ondes réfléchies du Moho peuvent s'expliquer par une alternance de fines couches de vitesses faibles et fortes (Oliver at al., 1983; Braile et Chiang, 1986; Sandmeier et Wenzel,

1986). Ce type de modèle avait déjà été employé pour expliquer les données de réfraction (Fuchs, 1969; Clowes et Kanasewitch, 1970; Davydova, 1975).

La zone d'Ivrée, considérée comme une coupe de la base de la croûte, a permis à Hale et Thompson (1982) de proposer un modèle géologique du Moho, composé de métasédiments non déformés, de cumulats, dérivés d'un mélange de magma du manteau supérieur et de roches de la croûte inférieure, de roches déformées ductilement, de migmatites, de lentilles de fusion partielle et de produits de cristallisation. Le sismogramme synthétique obtenu à partir de ce modèle présente une forte analogie avec les données observées (Fig.20).

3. La formation du Moho

Pour Klemperer et al. (1986) les contraintes sur l'âge du Moho observé sur les profils COCORP, ainsi que sa géométrie, suggèrent que l'extension et les intrusions magmatiques jouent un rôle plus important dans la formation du Moho que d'éventuels changements de phases. Serpa et de Voogt (1987), considèrent également que la linéarité, la netteté et la continuité du Moho sont favorables à l'hypothèse d'un Moho formé à l'issue du dernier épisode d'extension enregistré par la croûte. A leurs yeux, la genèse du Moho pourrait résulter d'un "filtrage en densité" des magmas ayant intrudé la croûte, selon le modèle proposé par Herzberg et al. (1983). L'implication la plus importante de ce modèle est la création d'un Moho post-extension sans lien avec le Moho pré-extension. La profondeur du Moho, dans ce contexte, n'est plus un bon marqueur de l'extension. La possibilité de transferts latéraux ou verticaux de matière, c'est-à-dire d'une néo-formation du Moho, est également évoquée par McCarthy et al. (1987) et Dyment et al. (1990) pour expliquer la linéarité du Moho.

Après une compression, la mise en place du Moho correspondrait cette fois au rééquilibrage de la croûte, laquelle aurait tendance, dans sa partie inférieure, à "homogénéiser" ses propriétés rhéologiques (Pratt et al., 1987). Pour Meissner et al. (1987), la disparition des racines des chaînes paléozoïques (passage d'un Moho pré-orogénique à un Moho post-orogénique) est le résultat d'un "aplatissement rhéologique" de la croûte à grande échelle, phénomène que l'on peut modéliser en combinant érosion en surface et fluage au niveau des racines (Fig.19).

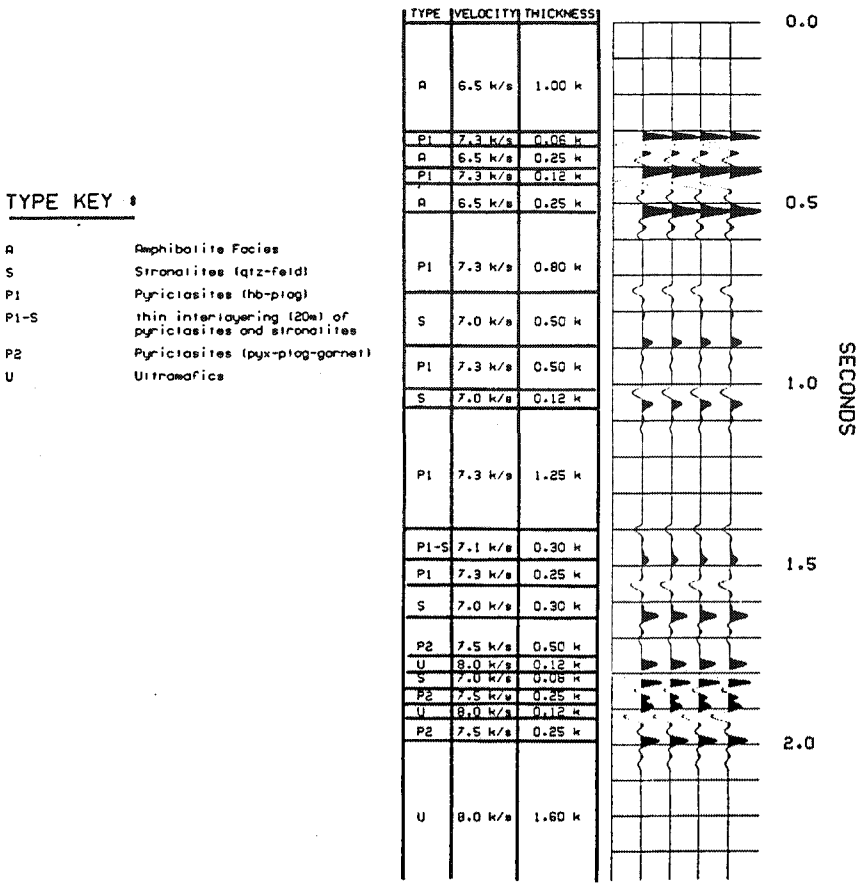


Figure 20 Une image du Moho donnée par la coupe crustale de la zone d'Ivrée (Hale et Thompson, 1982). Le modèle de vitesse, tiré de coupes de la zone d'Ivrée-Verbano est à gauche, le sismogramme synthétique obtenu à partir de ce modèle à droite.

4. L'âge du Moho

Différents arguments permettent de situer la (re)mise en place du Moho après les derniers événements tectoniques ayant affecté la croûte :

- le Moho ne montre pas trace des racines des chaînes paléozoïques : chaîne calédonienne (Freeman et al., 1988), chaîne hercynienne (Meissner, 1986; Bois et al., 1987) (Fig.21a), Appalaches (Phinney, 1986),

- le Moho est rectiligne sous des zones ayant subi un fort étirement comme le Basin and Range (Klemperer et al., 1986) ou présentant des bassins sédimentaires importants comme le bassin du chenal Saint-Georges en Mer Celtique ou le sous-bassin de Plymouth en Manche (Bois et al., 1990a) (Fig.24).

Néanmoins, il existe aussi des profils sur lesquels le Moho est perturbé :

- en compression, sous les Alpes (Bayer et al., 1987) et les Pyrénées (Choukroune et al., 1989) (Fig.21c),

- en extension, sous le bassin de Parentis (Pinet et Colletta, 1990) (Fig.21b).

Dans le cas des profils SWAT, si l'on associe la formation de la croûte inférieure réflective à la mise en place du Moho, celui-ci pourrait être d'âge jurassique inférieur-moyen (voir le paragraphe III.4.). Mais cette association n'est pas acquise pour Peddy et al. (1989), qui voient dans leurs géométries et leurs réflectivités différentes (Moho horizontal, croûte inférieure pentée, Moho plus continu et énergique) des arguments pour dissocier la formation du Moho de celle de la croûte inférieure.

Dans le voisinage des profils SWAT, en deux endroits du nord de la Grande-Bretagne, l'hypothèse d'un décalage du Moho par des accidents originellement calédoniens a été émise :

- sur le profil MOIST, le Moho s'infléchit légèrement dans le prolongement de l'Outer Isles Thrust (Fig.22a), accident d'origine calédonienne, dont le rejeu en faille normale a permis l'installation d'un demi-graben secondaire (Brewer et Smythe, 1984),

- sur le profil voisin WINCH, une modélisation sismique permet à Peddy (1984) d'affirmer que le Moho n'est pas décalé mais recoupé par l'Outer Isles Thrust (Fig.22b), avec un jeu normal associé à la formation du graben,

- sur le profil MOIST à nouveau, Blundell et al. (1985) postulent un autre décalage du Moho, toujours en sens normal, par la faille de Flannan cette fois (Fig.22c). Cet accident ayant vraisemblablement eu un jeu calédonien, ils en concluent que le Moho, à cet endroit, est peut-être une relique de Moho calédonien.

Dans la mesure où le Moho correspond à une sorte de limite d'équilibre de la croûte, qui tend à se recréer horizontalement ou à se déplacer vers l'horizontale après une déformation, la notion d'âge pour le Moho

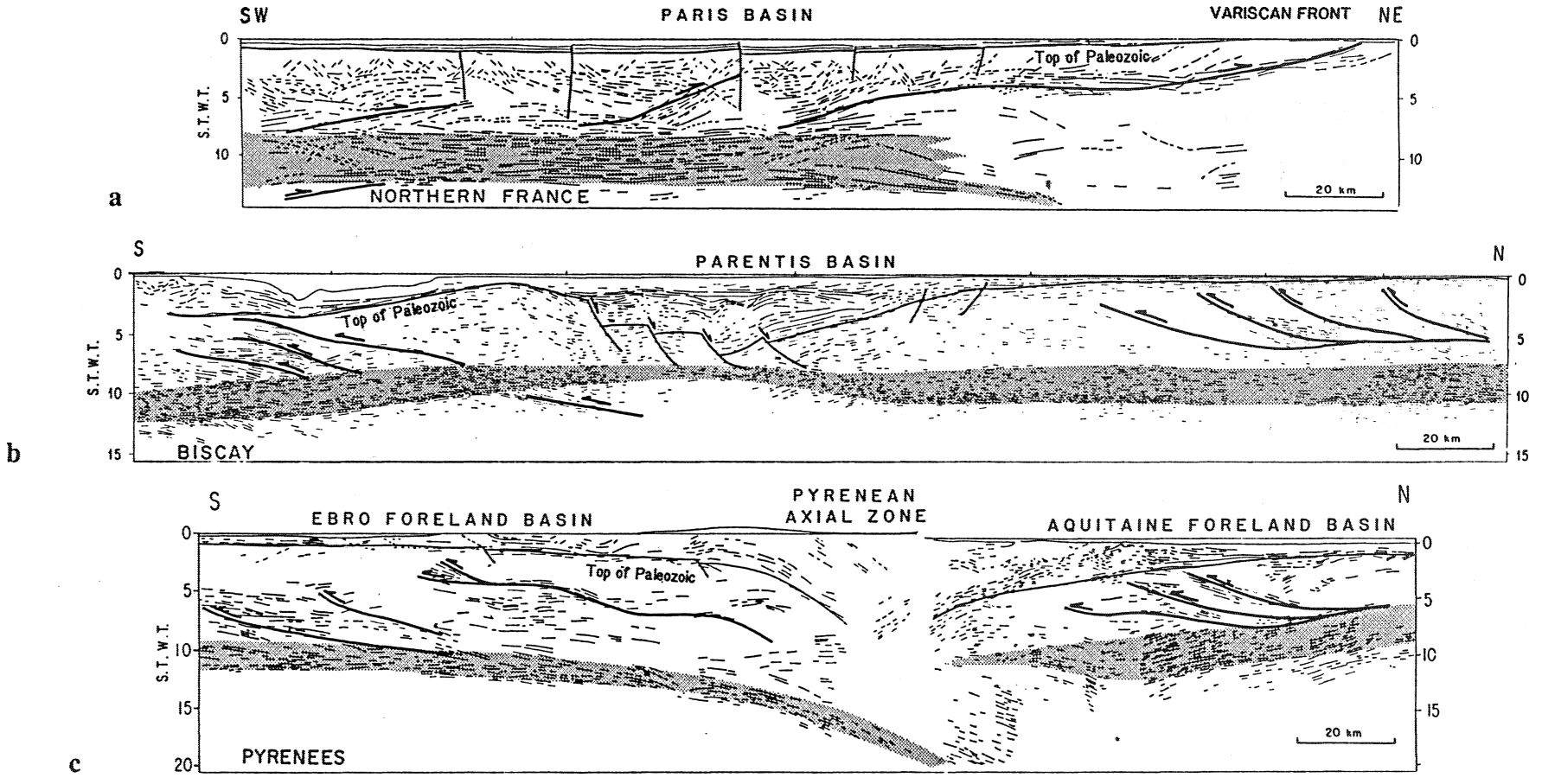


Figure 21 Trois profils de sismique réflexion profonde ECORS montrent différents comportements de la croûte inférieure et du Moho (Pinet et Coletta, 1990).
a) Profil Nord de la France. La croûte inférieure et le Moho sont rectilignes sous la chaîne hercynienne.
b) Profil Baie de Biscaye. La croûte inférieure est amincie sous le bassin crétacé de Parentis, et le Moho remonte de plusieurs kilomètres.
c) Profil Pyrénées. La croûte inférieure et le Moho sont déformés par l'orogénèse pyrénéenne.

n'est pas absolue, définitive. Il faudrait, plus que l'âge du Moho, chercher à connaître le délai nécessaire à l'établissement d'une frontière stable entre croûte et manteau supérieur, après un événement tectonique majeur :

- après une compression, entre 300 Ma (âge de la chaîne varisque, qui ne montre plus de racines) et 100 à 50 Ma (âge de l'orogénèse alpine, qui présente des racines),

- après une extension, entre 180 Ma (âge des riftings triasico-jurassiques en Manche et Mer Celtique, où l'on n'observe pas de remontée du Moho) et 100 Ma (âge du rifting de la Baie de Biscaye, associé à un décalage du Moho).

V. LE MANTEAU LITHOSPHERIQUE SUPERIEUR

Tous les profils SWAT, étant donné la profondeur qu'ils atteignent (15 sTD), permettent de visualiser, entre 10 et 15 sTD (entre 30 et 50 km environ), le sommet du manteau lithosphérique.

1. La géométrie du manteau supérieur

Même s'ils donnent accès au manteau, les profils SWAT n'en montrent qu'une partie restreinte (20 km sur 70 environ). Bien entendu, la limite inférieure du manteau lithosphérique n'est pas atteinte. Quant à sa limite supérieure (le Moho), d'aspect rectiligne, elle est à une profondeur relativement constante (une trentaine de kilomètres - voir le paragraphe IV).

2. La réflectivité du manteau supérieur

2.1. Description

Bien que les expériences de réflexion profonde se multiplient, les exemples de réflecteurs infracrustaux ne sont pas encore très nombreux dans la littérature (Flack et al., 1990). Sur la zone couverte par les profils SWAT, le manteau supérieur, par opposition avec la croûte inférieure qui le surmonte, apparait d'ailleurs comme une zone essentiellement transparente.

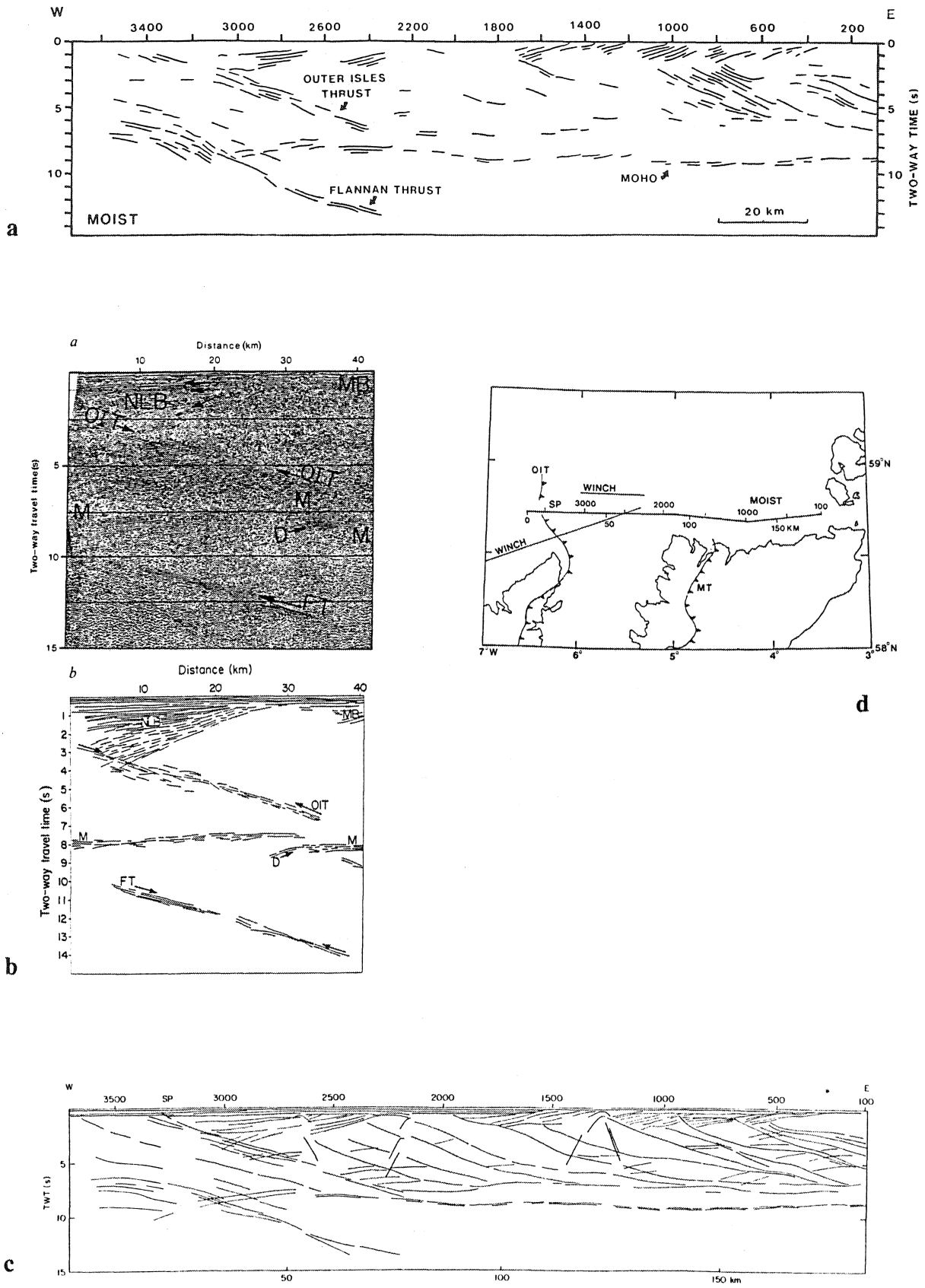


Figure 22 Exemples de décalages du Moho par des failles normales.
a) Sur le profil MOIST, dans le prolongement de l'Outer Isles Thrust (Brewer et Smythe, 1984).
b) Sur le profil WINCH-1, dans le prolongement de l'Outer Isles Thrust (OIT) (Peddy, 1984).
FT : Flannan Thrust, MB : Minch Basin, NLB : North Lewis Basin, M : Moho.
c) Sur le profil MOIST, dans le prolongement de la faille de Flannan (Blundell et al., 1985).
d) Localisation des profils WINCH et MOIST, au nord de l'Ecosse (Blundell et al., 1985).

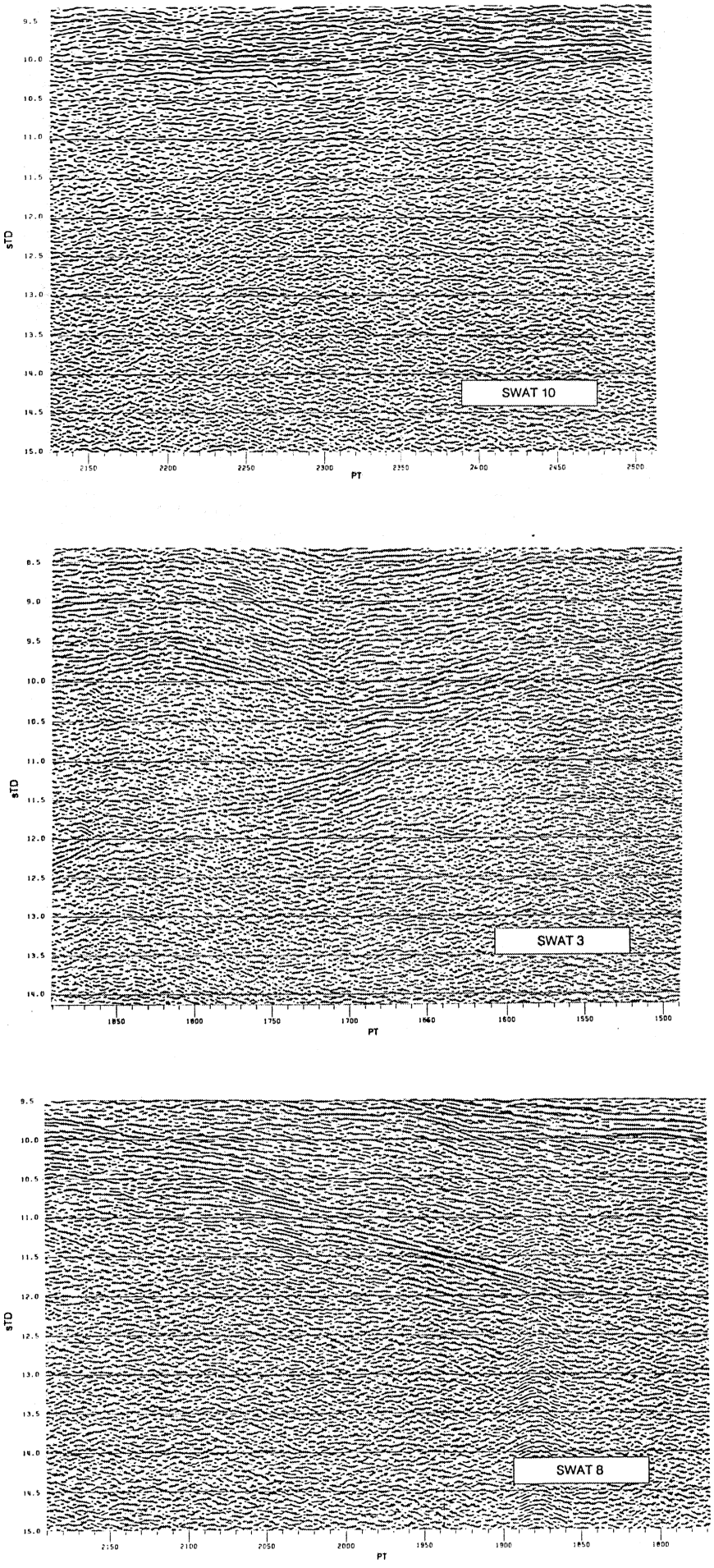


Figure 23 Les réflecteurs mantelliques des profils SWAT (profils non migrés). De haut en bas :
Réflecteurs subhorizontaux sur SWAT 10.
Réflecteurs à pendage nord sur SWAT 3.
Réflecteurs à pendage sud sur SWAT 8.

Cependant, toutes les coupes temps non migrées des profils SWAT montrent quelques réflexions sous le Moho. On peut en décrire trois types :

- des réflexions subhorizontales (Fig.23a), en "poches", sur SWAT 6 (PT 11000-11300), SWAT 7 (PT 1700), SWAT 10 (PT 1900-2500) et peut-être SWAT 11 (PT 900-1300). Ces réflexions n'ont pas été pointées par l'équipe BIRPS,

- des réflexions pentées vers le nord (Fig.23b), sur SWAT 2, 3 et 11 pour les pointés ECORS, sur SWAT 3 et 9 pour les pointés BIRPS,

- des réflexions pentées vers le sud (Fig.23c), sur SWAT 4, 5, 8, 9 et 10 pour les pointés ECORS, sur SWAT 6, 7, 8, 9, 10 et 11 pour les pointés BIRPS. Toutes ces réflexions se prolongent dans la croûte inférieure.

De spectaculaires réflexions infracrustales ont été observées sur les profils MOIST, WINCH et DRUM, situés au nord des profils SWAT. Les réflexions provenant du manteau, sur le profil WINCH, ont une très forte amplitude, comparable à celle des réflexions des bassins sédimentaires (Matthews et Cheadle, 1986); un coefficient de réflectivité apparent de 10% a été calculé pour les réflexions mantelliques les plus fortes du profil DRUM (Warner et McGeary, 1987).

2.2. Interprétation

Depuis quelques années déjà, la réfraction avait révélé, dans les cent premiers kilomètres du manteau, l'existence d'hétérogénéités, marquées par des contrastes de vitesse aussi importants que ceux observés à l'interface croûte-manteau (Hirn et al., 1973, Faber, 1978, Fuchs, 1983) et l'existence d'anisotropies, explicables par une orientation préférentielle des cristaux d'olivine dans des plans horizontaux (Fuchs, 1986). Le fait qu'il puisse exister des déformations localisées dans le manteau supérieur est également attestée par la présence de foyers de séismes dans cette partie de la lithosphère (Chen et Molnar, 1983).

L'existence de réflecteurs infracrustaux, dont la réalité est indiscutable (McGeary et Warner, 1985; Flack et al. 1990), sur certains profils de sismique verticale, a confirmé ces observations.

Sur les profils SWAT, le fait que les réflexions situées sous le Moho marquent réellement des événements du manteau est discuté :

- parcequ'elles sont profondes et (en général) redressées, ces réflexions vont se montrer particulièrement sensibles à la migration, et il est possible qu'elles se retrouvent au-dessus du Moho après traitement.

- d'autre part, certains de ces réflexions sont interprétées comme des hyperboles de diffraction (Blundell et Raynaud, 1986, Bano et Marthelot, 1988). Elles devront par conséquent se regrouper près du point d'origine de la diffraction, après migration.

Néanmoins, certaines des réflexions du manteau supérieur sont reconnues comme réels (par exemple sur SWAT 4 et SWAT 8 - Flack et al. 1990), comme cela a déjà été le cas pour les profils plus septentrionaux MOIST, WINCH et DRUM (McGeary et Warner, 1985).

Pour expliquer les réflexions mantelliques du profil DRUM, Warner et McGeary (1987) ont proposé les hypothèses suivantes :

- une variation de composition,
- une anisotropie du matériel mantellique,
- un changement de phase,
- une couche de matériel basique,
- une hydratation partielle des péridotites.

Ces hypothèses ont été testées en calculant les coefficients de réflectivité qui leur sont associés et en les comparant à ceux tirés des données. Seule la présence d'une couche basique ou de minéraux hydratés permet d'obtenir un coefficient de réflectivité suffisant (Warner et McGeary, 1987).

3. La formation des structures du manteau supérieur

Les anisotropies du manteau supérieur révélées par la réfraction apportent la preuve indirecte d'une déformation cisaillante forte dans la lithosphère infracrustale (Fuchs, 1986). L'interprétation des données de réflexion verticale va dans le même sens : qu'il s'agisse d'une couche basique, dérivée du manteau par fusion partielle ou mise en place lors d'une subduction, qu'il s'agisse de minéraux hydratés, témoignant de zones de subductions fossiles ou hérités des circulations de fluides qui accompagnent généralement la création de zones faillées, la signification des réflecteurs est tectonique (Warner et McGeary, 1987; Klemperer, 1988; Flack et al. 1990).

Cette interprétation est adoptée pour les réflexions infracrustales pentées des profils SWAT, qui sont associées à des structures chevauchantes héritées des différentes orogenèses subies par la région (Bois et al., 1990c). La possibilité que de telles réflexions marquent des événements distensifs est évoquée par Wernicke (1986) pour le profil MOIST et Reston (1990) pour les profils DRUM et NSDP, tous situés au nord de la Grande-Bretagne.

Il parait dificile, étant donné leur répartition en un "nuage", d'interpréter les réflexions subhorizontales comme des zones de cisaillement. Elles pourraient correspondre à du matériel crustal métamorphisé lors d'un épaississement de la croûte (Bois et al., 1988).

4. L'âge des structures du manteau supérieur

A défaut d'un contrôle direct, les âges proposés pour les structures profondes sont basés sur la localisation et les caractéristiques géométriques des réflexions qui les forment.

Deux types de structures pentées sont visibles dans le manteau des profils SWAT :

- structures à vergence sud : leur sens de pendage est un argument pour les rattacher à l'orogène calédonien. Il pourrait s'agir également d'accidents synchrones et antithétiques des accidents varisques de la croûte supérieure du type des "crocodiles" de Meissner (1989),

- structures à vergence nord : selon l'endroit où elles sont observées, elles sont regardées comme des accidents hercyniens (SWAT 4, 8) ou cadomiens (SWAT 2, 4, 5 dans le nord de la Mer Celtique, SWAT 10 en Manche). On retrouve, sur les profils WINCH 2 et 4 situés un peu au nord des profils SWAT, des réflexions profondes à pendage sud, semblables aux événements cadomiens des profils SWAT 2, 4 et 5 (Bois et al., 1990b) et confirmant l'interprétation de ceux-ci. Ces événements pourraient avoir subi un rejeu varisque (Bois et al., 1990c).

Pour les réflexions subhorizontales, il est d'autant plus difficile de les dater que leur interprétation est incertaine et qu'elles ne présentent aucune relation géométrique particulière avec d'autres structures. Etant donné qu'elles sont situées au sud du front varisque, dans le domaine orogénique, s'il faut les associer à un épaississement crustal, celui-ci serait plutôt d'âge hercynien.

VI. RAPPEL DES PROBLEMES POSES PAR LES PROFILS SWAT

Les questions soulevées par l'examen des données SWAT replacées dans leurs contextes géologiques, sont les suivantes :

- les réflexions observées dans le manteau supérieur y demeurent-elles après migration ?

- la géométrie du Moho est-elle réellement celle que l'on observe sur les coupes-temps, et peut-on dissocier le Moho de la croûte inférieure ?

- quelles sont les relations géométriques entre les réflexions plates de la croûte inférieure et les réflexions pentées (de la croûte supérieure, de la croûte inférieure, du manteau supérieur éventuellement) ?

- les chronologies apparentes existant entre certaines réflexions ou certains objets sont-elles fiables ?

- existe-t-il des écailles de matériel profond (entre autres au niveau des zones de croûte réflective épaissie), et si oui quelle est leur signification ?

- peut-on apporter de nouveaux arguments au problème de la suture cadomienne ?

Pour répondre à ces questions, nous avons étudié cinq des onze profils SWAT (Fig.24) : l'un est situé en Mer Celtique (SWAT 3), il permet d'évoquer les géométries des chaînes calédonienne et hercynienne, et du Moho, le problème des écailles, celui des relations réflexion plates réflexions pentées, et la question des réflexions infracrustales; les autres (SWAT 8, 9, 10, 11) sont situés en Manche, ils documentent bien entendu plus particulièrement le problème cadomien, auquel se rattache le problème de l'existence d'écailles crustales et de réflecteurs profonds, ils permettent également une discussion sur l'allure du Moho, sur les rapports entre événements plats et pentés, et entre événements hercyniens et cadomiens.

Les solutions qui peuvent être proposées pour chacun de ces problèmes dépendent largement d'arguments géométriques. C'est pourquoi la migration des profils SWAT qui nous intéressaient nous a parue indispensable, car on sait bien que, sur une coupe-temps classique (c'est-à-dire non migrée), les positions des réflexions ne reflètent pas exactement celles des objets géologiques qui leur correspondent. Aussi, dans la seconde partie de ce mémoire, allons-nous exposer la démarche que nous avons suivie pour migrer les profils 3, 8, 9, 10 et 11, puis discuter les résultats géologiques qu'il est possible de tirer des profils migrés.

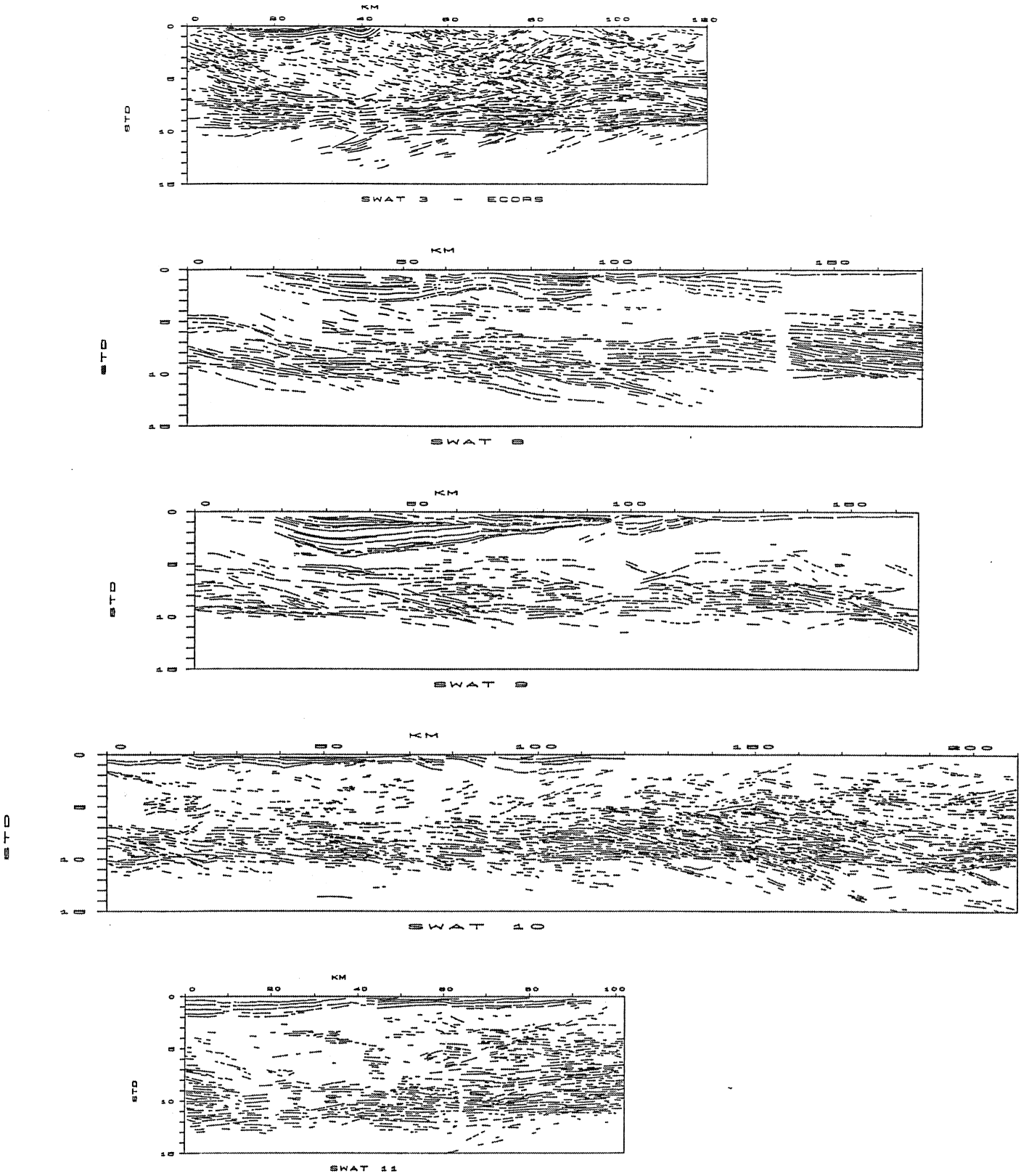
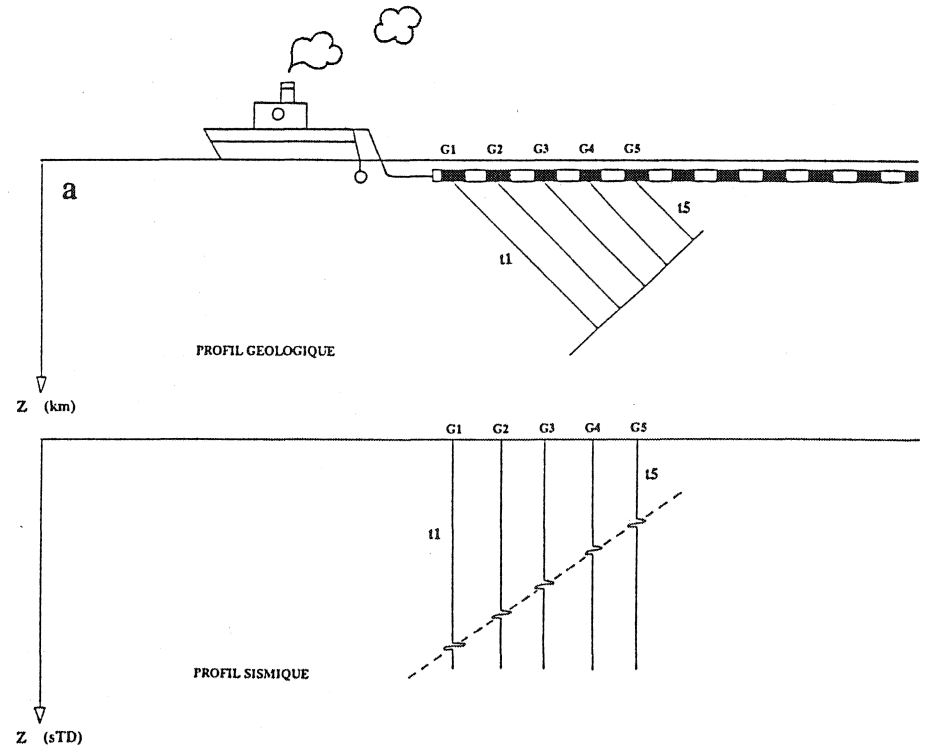


Figure 24 Coupes temps des profils SWAT étudiés.
Pour tous les profils, le nord est à gauche.

BIBLIOTHÈQUE DES SCIENCES DE LA TERRE

CHAPITRE III

LA MIGRATION DE POINTES SISMIQUES



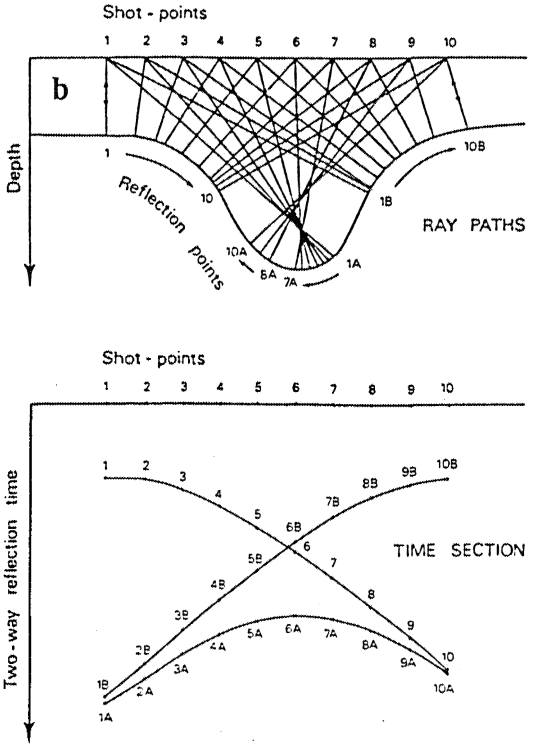


Figure 1 Défaut de positionnement de réflecteurs non migrés.
a) Exemple d'un réflecteur rectiligne, enregistré au travers d'un milieu de vitesse constante. En haut, la localisation de l'objet sur la coupe géologique. Pour les géophones G1 à G5 participant à l'acquisition de ce réflecteur, seuls les rais normaux sont indiqués. En bas la localisation du réflecteur correspondant sur la coupe-temps. Le réflecteur est à l'aplomb des géophones, à un temps t1 pour le géophone G1, t2 pour le géophone G2... Par conséquent, ni sa position, ni sa longueur, ni son pendage ne sont corrects.
b) Effets de cette distorsion sur un synclinal. En haut, le synclinal tel qu'il est en réalité, en bas tel qu'il apparait sur une coupe temps non migrée.

INTRODUCTION

Les données numériques acquises lors de campagnes de sismique réflexion à incidence normale se présentent, après traitement, sous la forme de profils dont l'axe vertical, gradué en secondes temps double (sTD), indique le temps du trajet aller-retour de l'onde, entre l'émetteur, le réflecteur et le récepteur. La similitude entre un profil de ce type, ou coupe-temps, et une coupe géologique, fait parfois oublier que, sur la coupe-temps, en sus du fait que l'échelle des profondeurs est en secondes, les réflexions n'occupent pas exactement la position de l'événement géologique qu'elles représentent. En effet, les rais sismiques qui se réfléchissent sur eux-mêmes sont perpendiculaires aux objets qui les provoquent, alors qu'ils sont enregistrés à l'aplomb des points miroirs. De ce fait, les réflexions subissent un déplacement, proportionnel à leur profondeur, à leur pendage apparent et aux vitesses des milieux traversés par l'onde pour arriver jusqu'aux réflecteurs (Fig.1).
Il importe donc, avant d'interpréter un profil de sismique réflexion, de corriger la géométrie des réflexions, et ce d'autant plus que l'on s'intéresse à des données profondes : c'est le but de la migration.

La migration doit restituer au mieux la position, la longueur et le pendage corrects des réflecteurs d'une coupe temps. Au cours de ce traitement, la coupe temps est généralement transformée en coupe profondeur, plus proche d'une véritable coupe géologique, et donc plus utile à l'interprétation.

Trois techniques de migration, correspondant à une approximation de la solution à l'équation d'onde, sont classiquement employées : la migration par sommation de Kirschoff (French, 1975), la migration par différence finie (Claerbout, 1976), la migration dans le domaine fréquence - nombre d'onde (Stolt, 1978; Gazdag, 1978; Chun et Jacewitz, 1981). Ces migrations sont appliquées sur le signal (données numériques), et requièrent une certaine puissance de calcul. De tels programmes de migration ont généralement été conçus, dans l'optique de la prospection pétrolière, pour le traitement de bassins sédimentaires, peu profonds, aux réflexions énergiques, présentant des pendages faibles et au sein desquels les vitesses sismiques sont bien connues.
Raisons pour lesquelles, sans doute, l'application de ces méthodes conventionnelles à des données de sismique réflexion profonde, qui présentent souvent des pendages plus forts, des vitesses mal définies, un rapport signal sur bruit faible, ne produit pas de résultats très satisfaisants (McGeary, 1985; Warner, 1987a). D'autant plus que les approximations de calcul nécessairement envisagées lors de la conception de ces logiciels sont également adaptées au fait que la migration s'applique aux premières secondes des profils.
Warner (1987a) observe notamment que les profils traités avec des vitesses réalistes semblent

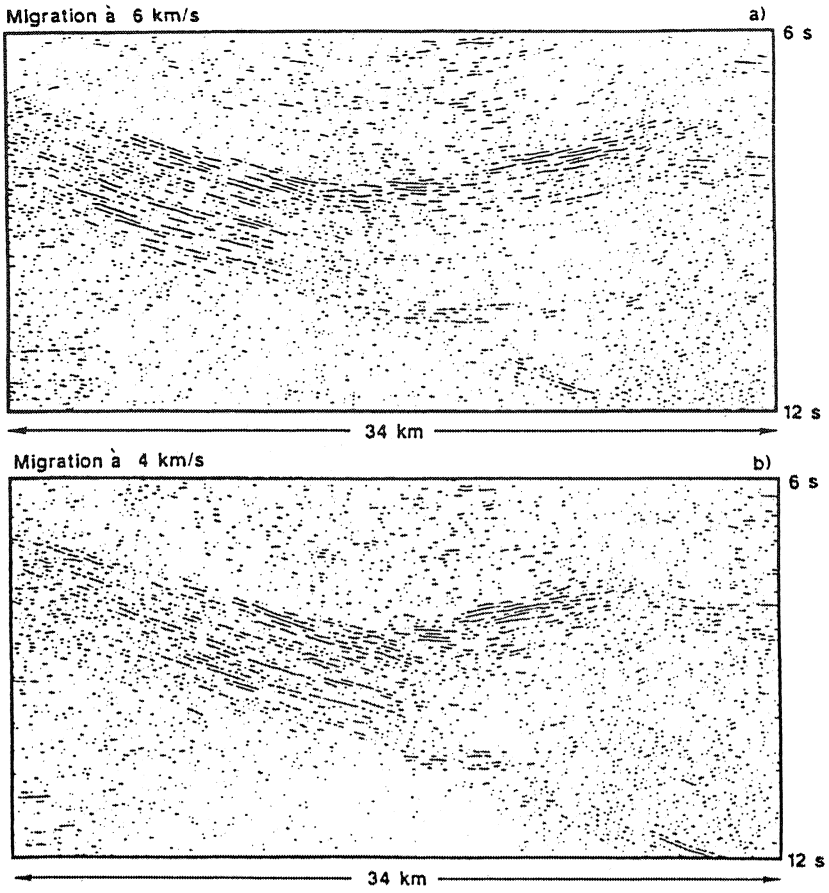


Figure 2 Effets de la migration conventionnelle sur des données de sismique réflexion profonde (Warner 1987).
a) Lors de la migration avec une vitesse correcte de 6 km/s apparaissent des "sourires".
b) Avec une vitesse trop faible de 4 km/s, les sourires sont absents.

surmigrés (la surmigration est classiquement dénotée par l'apparition de grandes réflexions concaves - Fig.2), quelle que soit la méthode de migration utilisée, et quelle que soit la qualité du profil traité. Ce phénomène pourrait provenir de l'aspect "artificiellement" discontinu des données profondes, dû, non à de véritables objets, mais à des perturbations des ondes par les structures de la surface ou à des interférences. En l'absence des diffractions qui auraient normalement accompagné de réelles discontinuités, les programmes de migration "inventent" ces larges réflexions en forme de sourires (Warner, 1987a).

Pour pouvoir effectuer, malgré ces problèmes, la migration des sondages sismiques profonds, certains auteurs ont proposé de traiter des profils pointés (line-drawings) et non des données numériques, en utilisant la théorie de l'optique plutôt qu'une solution à l'équation d'onde.
En effet, la théorie de l'optique, si elle ne peut tenir compte des phénomènes de diffraction ou des amplitudes des réflexions, permet néanmoins de prévoir les temps d'arrivée des ondes, en faisant l'hypothèse que l'énergie sismique se propage le long de rais.

Deux techniques de migration de line-drawing basées sur la théorie de l'optique ont pu être expérimentées dans le cadre de ce travail. Ces techniques diffèrent par les modèles de vitesses qu'elles ont adopté. L'une suppose une vitesse croissant linéairement avec la profondeur (Unger, 1986, 1988), l'autre permet de définir des tranches de vitesses (Raynaud, 1987). Par opposition avec la "méthode 2D" de B.Raynaud, nous avons (abusivement) intitulé la migration de J.Unger "méthode 1D".

L'application de ces techniques assez peu usitées, nous a amené à nous interroger sur la signification des données (pointés sismiques) que nous traitions. Aussi la présentation des deux méthodes de migration est-elle précédée d'une réflexion sur les données. Les résultats des migrations se présentent ensuite en deux temps. Outre l'application pratique que nous avons retiré de la migration, à savoir la restitution de la localisation correcte des réflecteurs, sur les profils que nous souhaitons interpréter, et pour lesquels la géométrie des réflecteurs est de première importance, nous avons pu comparer les résultats des deux méthodes, et discuter leurs limites d'utilisation et leurs qualités respectives.

I. LES DONNEES

Les données numériques acquises sur le terrain lors d'une campagne de sismique réflexion ne sont

ENREGISTREMENT
Laboratoire : DFS V Format : SEG B, 1600 BPI Amplificateurs : VFI, gain 24 db Filtre bas : 5.3 Hz à 18 db/octave Filtre haut : 64 Hz à 72 db/octave Durée d'enregistrement : 15 s Echantillonnage : 4 ms Distance entre tirs : 50 m Distance entre points miroir : 25 m
NAVIGATION
SatNav/Sonar : Magnavox
EMISSION
Source : canons à air, 2 sous-groupes Puissance : 2780 cu.in. (l) Pression : 2000 PSI Nombre de canons : 14 Profondeur : 7.5 m
RECEPTION
Type : Teledyne Hydrophones : T1, 80 par trace Trace la plus proche : 200 m Nombre de traces : 60 Longueur de trace : 50 m, sans recouvrement Profondeur : 15 m

Tableau 1 Paramètres d'acquisition des profils SWAT.

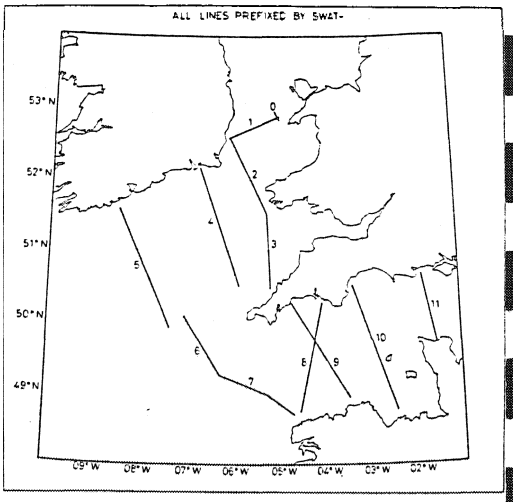


Figure 3 Localisation des profils SWAT.

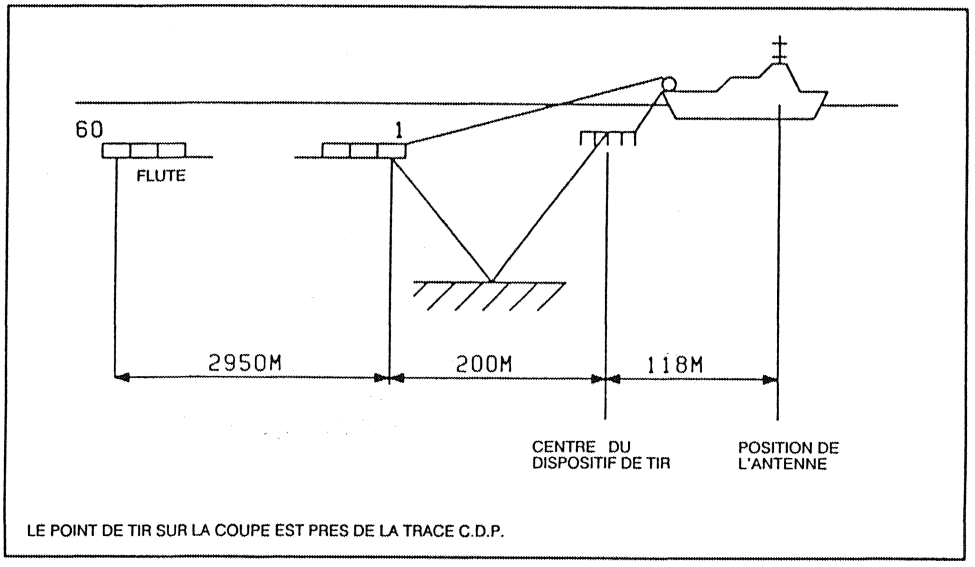


Figure 4 Dispositif d'acquisition des données SWAT.
Les tirs ont été effectués à 10 m de profondeur, à l'aide de 28 canons à air, d'une capacité totale de 5560 in^3 (93 l), à une pression de 2000 psi (138 bar). Les récepteurs étaient répartis sur les 60 groupes d'une flûte de 3 km de longueur, immergée à une profondeur de 15 m. Les tirs ayant lieu tous les 50 m, la couverture était de 30.

pas directement exploitables d'un point de vue géologique. Leur mise en forme requiert un certain nombre de traitements, à l'issue desquels un profil "brut" est édité. C'est à partir de ce profil que sont pointés les réflexions de la coupe-temps qui sera finalement digitalisée puis migrée.
Il est clair, par conséquent, que les données sur lesquelles nous travaillons (pointé digitalisé) ne sont pas véritablement des données objectives. C'est pourquoi nous souhaitons rappeler succintement dans quelle mesure chacune des étapes de production de ces données (acquisition, traitement, pointé, digitalisation) a pu influencer l'aspect final de celles-ci.
D'autre part, l'interprétation de profils sismiques présente la particularité de s'appuyer sur des objets, les réflexions, dont la signification géologique est parfois incertaine. Aussi, nous soulèverons, après les problèmes liés à la production des données, le problème de leur contenu.

1. La production des données

1.1. L'enregistrement

L'enregistrement est un stade important de la technique de la sismique réflexion, car il conditionne les traitements qui pourront ou non être effectués par la suite, et qui conduisent au document à interpréter. L'acquisition de données en mer ou à terre, par exemple, peut aboutir à des images différentes pour des régions de géologies comparables (Appalaches nord, Smithson et al., 1987).

Les 1600 km de profils SWAT (Fig.3) ont été acquis en Mer Celtique (profils 1 à 5) et en Manche (profils 6 à 11), en septembre et novembre 1983, par la compagnie Seismic Profiler Limited. L'acquisition d'un profil en mer, moins coûteuse qu'à terre, permet d'améliorer la qualité des données : les profils peuvent être plus longs et plus rectilignes, les tirs plus puissants (Warner, 1986). Les données bénéficient en outre de l'absence d'une couche d'altération (weathering zone).
Les équipements sélectionnés pour la campagne SWAT ont été prévus pour favoriser l'acquisition de réflexions profondes (Matthews et Cheadle, 1986). Ils sont caractérisés par un temps d'enregistrement long, des sources puissantes, un système adapté aux basses fréquences. Le dispositif d'acquisition des données est schématisé sur la figure 4, et les caractéristiques des différentes parties de ce dispositif sont regroupées dans le tableau 1.
Afin de minimiser les possibilités d'échos latéraux, les profils ont été implantés perpendiculairement aux directions d'allongement des bassins et des structures antérieures, soit grossièrement nord-sud (Fig.3). La technique d'acquisition avec tir en bout peut être responsable d'une perte d'information si le profil recoupe un accident topographique. Les fonds marins plats rencontrés le long des profils SWAT rendent ce risque négligeable.

PROCESSING SEQUENCE

1. DEMULTIPLEX AND EDIT
2. START OF DATA TO PEAK PRESSURE STATIC -8MS
3. INSTRUMENT PHASE COMPENSATION-FILTER
4. ALIAS FILTER(0.5 AMPLITUDE AT 57.5HZ) AND
   RESAMPLE TO 8MS S.I.
5. IDENTIFICATION OF HIGH AMPLITUDE NOISE TRACES
   IN 11.0-15.0 SEC WINDOW 2
6. SPHERICAL DIVERGENCE CORRECTION: T(V/1480)
   WITH TV PAIRS: 200MS,1480M/S
   1500 3000
   3000 5000
   6000 6000
   15000 7000
7. AGC APPLIED FROM 4.0-15.0 SEC TO HIGH AMP. NOISE TRACES
8. LONG ARRAY SIMULATION:
   1:1:1 SOURCE MIX AND 1:1:1 RECEIVER MIX
   FULL IN AT 4.0 SEC
9. DECONVOLUTION: 2 OPERATORS,2000MS OVERLAP

DERIVATION(MS)		ACTIVE	PRED.	APPLICATION(MS)	
NEAR TR.	FAR TR.	LN.(MS)	GAP(MS)	NEAR TR.	FAR TR.
500- 4000	3000- 6500	232	32	0- 4000	0- 5000
6000-11000	6000-11000	200	64	6000-15000	7000-15000

10. VELOCITY ANALYSIS:
    30 CDP INTEGRATED DISPLAY,USING 12 FUNCTIONS EVERY 3KM
11. NORMAL MOVE-OUT CORRECTION,APPLIED AT 4MS ACCURACY
12. FIRST BREAK MUTE,SPACE-VARIANT
13. 3000% STACK,1/N
14. GUN AND CABLE STATIC: +16MS
15. DECONVOLUTION: 2 OPERATORS,2000MS OVERLAP

DERIVATION WINDOW(MS)	ACTIVE LENGTH(MS)	PREDICTIVE GAP(MS)	APPLICATION WINDOW(MS)
500- 4000	232	32	0- 4000
6000-11000	304	48	6000-15000

16. FK FILTER,PASSING DIPS BETWEEN -24 AND +24MS/TR.
17. TV BANDPASS FILTER: 0- 1500MS 8-10-40-44HZ
    (500MS OVERLAP) 2000- 3500 7- 9-33-36
    4000-15000 6- 8-30-33
18. TV EQUALISATION:

WINDOWS(MS)			
0- 500		4000- 6000	
500- 1000		6000- 9000	
1000- 1500		9000-12000	
1500- 2500		12000-15000	
2500- 4000			

19. DISPLAY:
    WIGGLE ON VARIABLE AREA,130% SCALING,BASE LINE WIDTH 8

Tableau 2 Paramètres de traitement des profils SWAT.

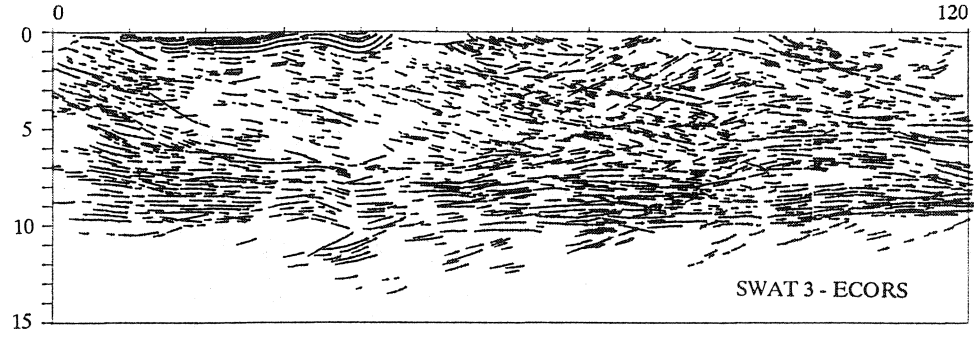
Il n'est pas fait mention, au moment de l'acquisition, d'événements ayant posé problème (Targhetta, 1983); la puissance de la source utilisée a effectivement permis d'obtenir des données de bonne qualité au-delà de 5 sTD (Bois et al., 1990a). Il se peut néanmoins, indépendamment des conditions d'enregistrement, que les bassins sédimentaires importants rencontrés sur la plupart des profils aient joué le rôle d'écran vis-à-vis de données plus profondes, et, à l'inverse, que les masses granitiques situées près de la surface aient permis une meilleure transmission de l'énergie à leur aplomb (Matthews et BIRPS, 1987). La structuration complexe du socle peut également être à l'origine d'une atténuation du signal en profondeur (McGeary, 1987). D'autre part, la puissance de la source et l'adaptation des équipements aux basses fréquences peuvent être responsable d'une certaine perte d'information au niveau des premiers kilomètres de croûte.

Aucune expérience de réfraction ou de réflexion grand angle, malheureusement, n'a été menée parallèlement à la campagne SWAT. Ces expériences auraient permis de vérifier les variations de réflectivité observées sur les profils de sismique verticale, et auraient fourni des vitesses pour effectuer des migrations satisfaisantes.

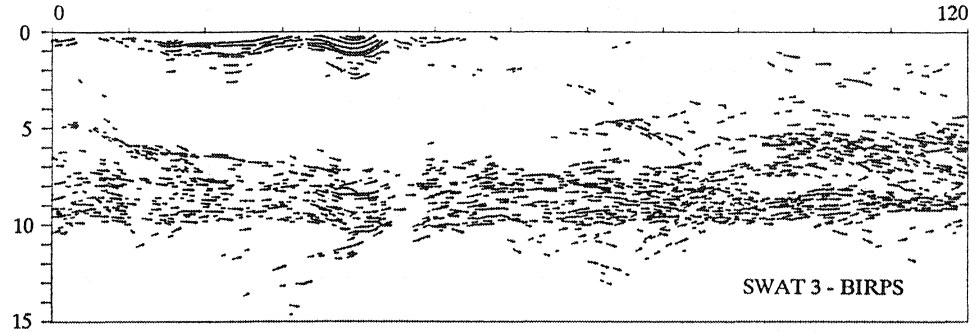
1.2. Les traitements

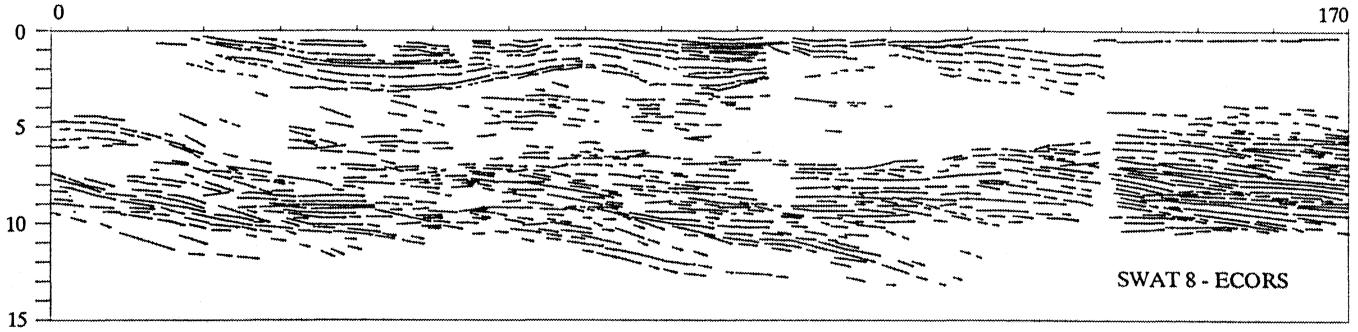
Si les traitements des données numériques enregistrées sur le terrain sont pour la plupart passés "en routine", il n'en demeure pas moins qu'ils peuvent influencer fortement l'aspect final de la coupe temps, étant donné leur nombre, et la diversité des paramètres mis en jeu. Le type de représentation du profil "brut" lui-même peut favoriser la mise en relief de certains types de structures.
D'autre part, l'exemple du profil WAM, dont l'extrémité occidentale est obscurcie par de forts multiples du fond, montre qu'un traitement de routine n'est pas toujours suffisant pour extraire les données des bruits, multiples et autres artefacts coutumiers des profils de sismique réflexion. Johnson et Smithson (1986) insistent sur le fait que l'application de nouvelles techniques de traitement des données est toujours possible, et que la coupe finalement issue des traitements, par conséquent, ne doit jamais être considérée comme définitive.

Le traitement des données SWAT a été assuré par Seismograph Service (England) Limited, en étroite collaboration avec le groupe BIRPS. Il a consisté en une série d'opérations usuelles (Tab.2), dont les paramètres, aux valeurs parfois moins usuelles, ont été déterminés après des séries de tests (imposés par la longueur des profils et la diversité des contextes géologiques rencontrés). La simulation de source étalée effectuée en début de traitement renforce les réflexions profondes et pénalise légèrement les réflexions sédimentaires (Bois et al., 1990d).
Matthews et BIRPS (1987) s'interrogent sur le rôle éventuel du rapport signal/bruit au niveau de la



a





b

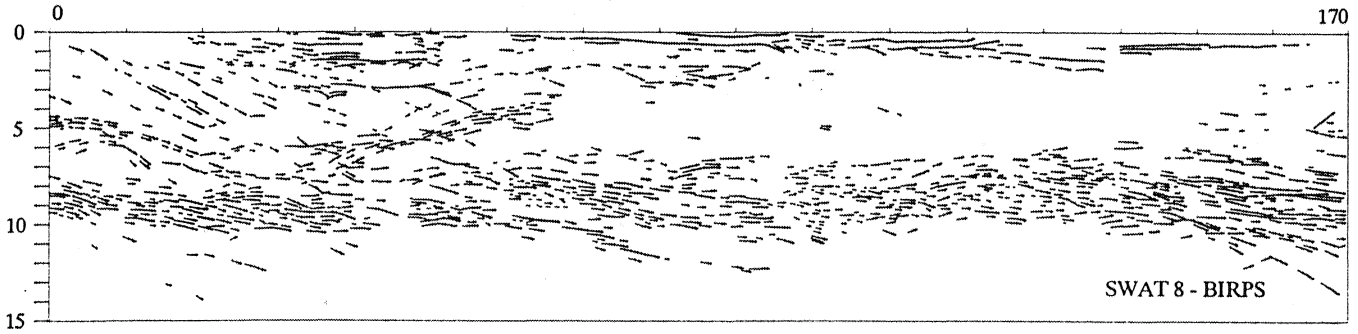


Figure 5 Exemples de différences entre pointés.
a) SWAT 3 : pointés ECORS (en haut) et BIRPS (en bas).
b) SWAT 8 : pointés ECORS (en haut) et BIRPS (en bas).

Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

définition de la limite supérieure de la croûte inférieure : si les contrastes d'impédance responsables des réflexions de la croûte inférieure décroissent progressivement dans la croûte supérieure, les réflexions de la croûte inférieure disparaîtront de l'enregistrement lorsqu'elles seront recouvertes par le bruit généré par le signal de la croûte supérieure. La limite entre croûte supérieure et croûte inférieure correspondrait alors au moment où le signal redeviendrait prépondérant sur le bruit, plutôt qu'à une véritable limite géologique.

1.3. Le pointé

Il s'agit peut-être de l'étape la plus subjective dans la technique de la sismique réflexion. Le pointé, c'est-à-dire le tracé, à partir du profil sismique "brut", des réflexions (et des diffractions) est le plus souvent fait "à la main" par un opérateur ou une équipe. Il en résulte que deux pointés d'un même profil brut peuvent être sensiblement différents. Pour preuve, nous avons mis en parallèle sur la figure 5 les pointés des profils SWAT 3 et SWAT 8, effectués respectivement par les équipes ECORS et BIRPS.
On notera cependant que, malgré les dissemblances de style, les structures majeures (bassins, accidents crustaux, croûte inférieure) sont les mêmes sur les deux types de pointés.

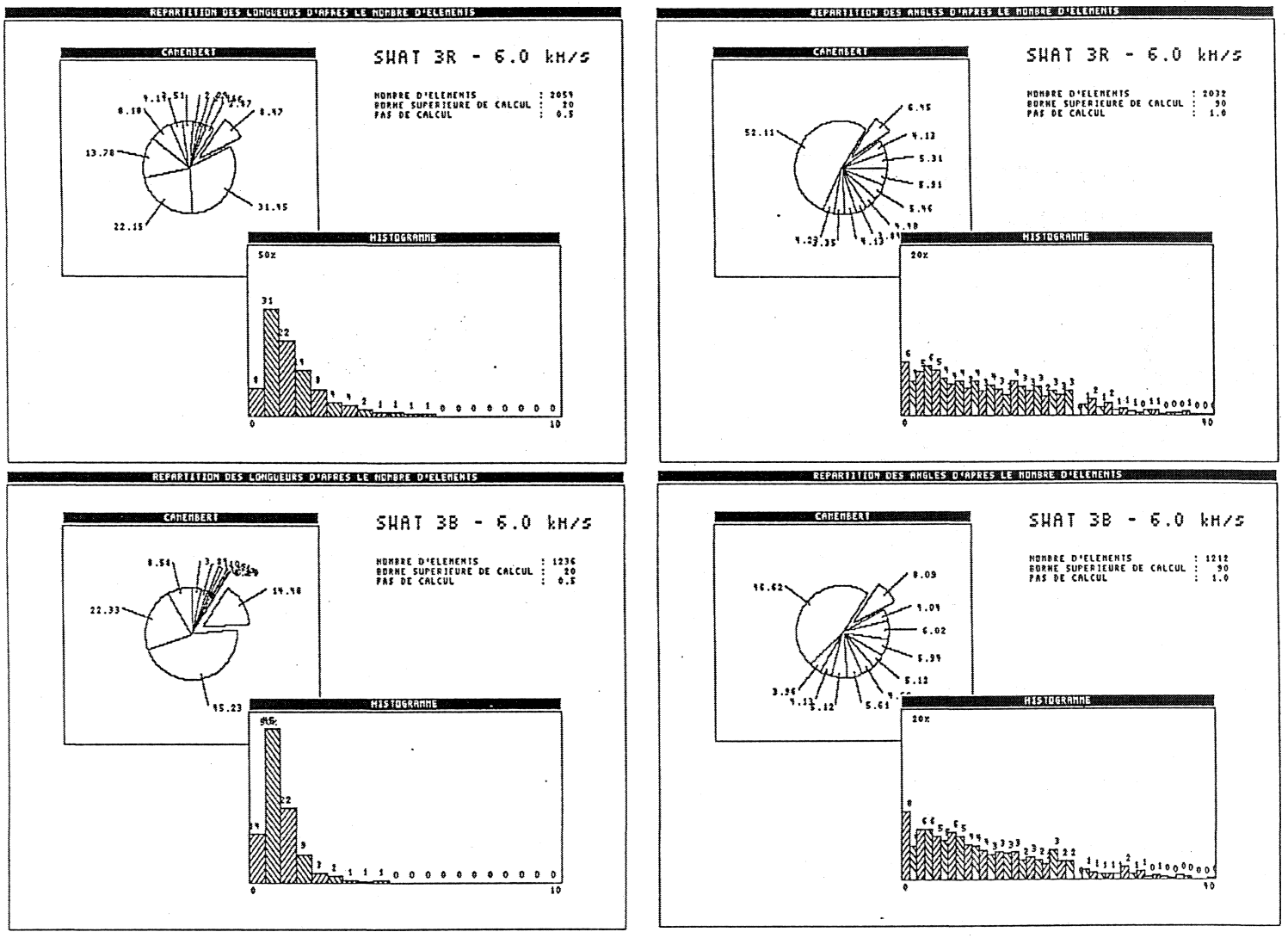
Une méthode d'extraction automatique des réflexions, mise au point par Bano (1989), a été appliquée sur une partie des profils SWAT 2, 4 et 5 (Bano et Marthelot, 1988). La comparaison des "pointés" issus de cette technique et des pointés manuels serait certainement pleine d'enseignements, mais pour l'instant, une application plus systématique aux profils SWAT (ou autres) serait nécessaire à l'élaboration de véritables conclusions.

Nous allons nous limiter ici à une comparaison "quantitative" des pointés BIRPS et ECORS, par l'étude des pendages et des longueurs des réflexions.
Cette étude est prise en charge par le programme LANGLE (annexe E). Les coupes temps numérisées (voir le paragraphe 1.4. pour les problèmes liés à la numérisation) sont stockées dans des fichiers (Tab.3). Elles sont transformées en coupes profondeur (pour autoriser le calcul de pendages) avec une vitesse constante de 4.0 km/s pour les bassins, 6.0 km/s pour la croûte et 8.0 km/s pour le manteau.
Les résultats proposés par le programme LANGLE sont de trois types :

- une répartition des pendages et longueurs des réflexions en classes, sous la forme d'histogrammes et de "camemberts". Nous avons utilisé des classes de 1° pour les pendages et de 0.5 km pour les longueurs. L'échelle verticale des histogrammes est en pourcentage,
- une répartition des pendages et des longueurs en fonction de la profondeur,

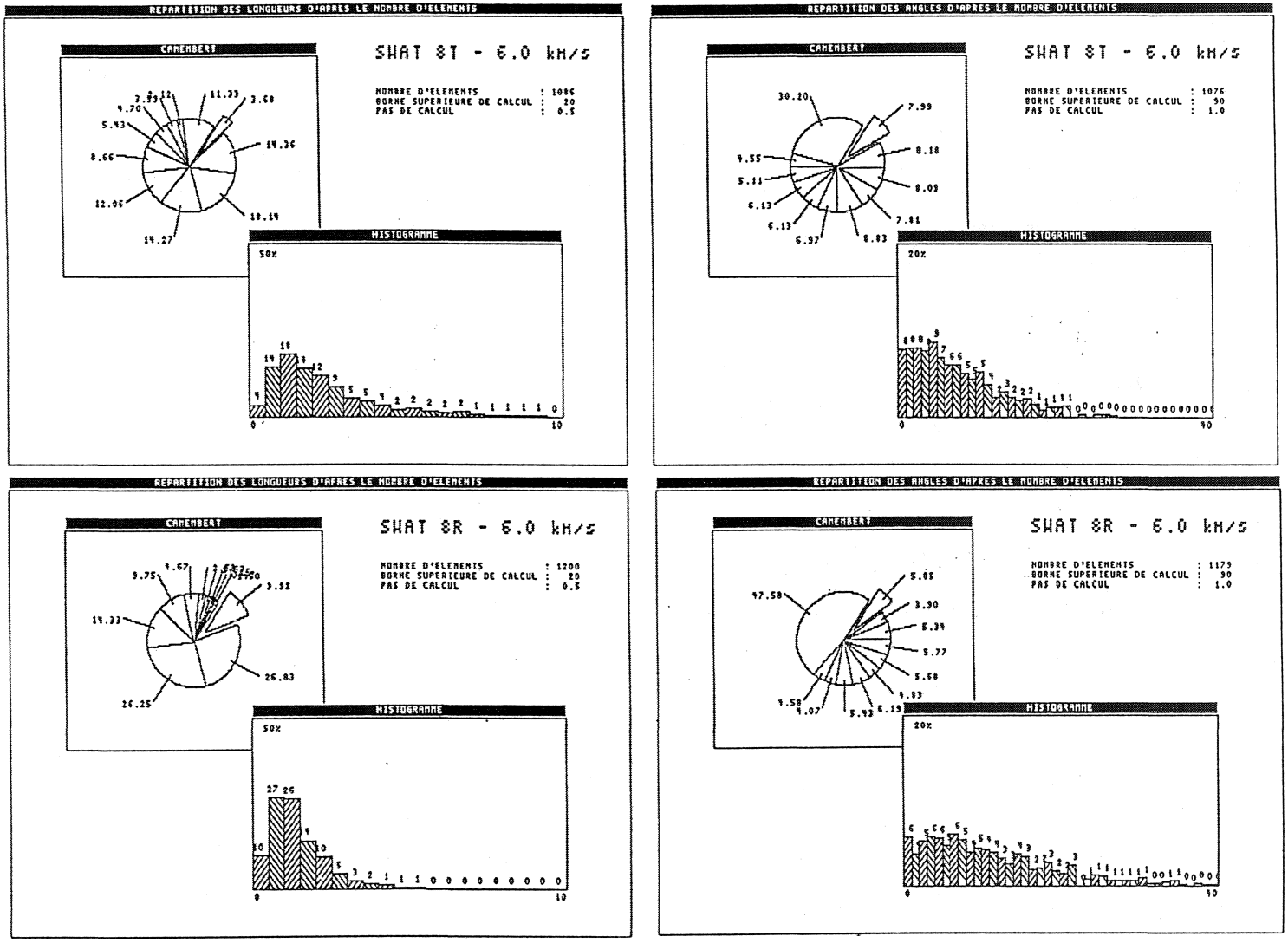
Fichier	Nombre de réflecteurs	Nombre de points	Digitalisation			Pointé
			Type	Pas (km)	Echelle (mm/km)	
SWAT 3	120 km					
SW3D	1150	5492	fine	0.246	5.3	BIRPS
SW3DS	92	743	fine			BIRPS
SW3F	1059	4749	fine			BIRPS
SW3B	1213	2876	simple	0.785	5.3	BIRPS
SW3R	2021	5325	simple	0.960	4.9	ECORS
SW3RS	72	300	simple			ECORS
SW3V	1949	5025	simple			ECORS
SW3SIM	278	1189	simple			ECORS
SWAT 8	170 km					
SW8R	1172	2693	simple	1.188	2.9	BIRPS
SW8D	1000	2211	simple			BIRPS
SW8RS	171	482	simple			BIRPS
SW8T	1126	2618	simple	2.0	3.5	ECORS
SW8V	876	1983	simple			ECORS
SW8TS	250	635	simple			ECORS
SW8B	1165	6419	fine	0.570	3.5	ECORS
SW8F	897	4930	fine			ECORS
SW8BS	268	1489	fine			ECORS
SWAT 9	165 km					
SW9R	967	3755	simple	0.870	?	ECORS
SW9B	746	2483	simple			ECORS
SW9S	219	1253	simple			ECORS
SWAT 10	210 km					
SW10B	2222	14002	fine	0.326	5.0	ECORS
SW10D	2103	12543	fine			ECORS
SW10S	128	1499	fine			ECORS
SW10R	2407	5509	simple	1.220	5.0	ECORS
SW10RS	125	377	simple			ECORS
SW10V	2282	5132	simple			ECORS
SW10NR	889	2019	simple			ECORS
SW10SR	1518	3492	simple			ECORS
SW10SIM	542	1913	simple			ECORS
SWAT 11	102 km					
SW11R	951	2262	simple	1.490	5.0	ECORS
SW11B	861	1948	simple			ECORS
SW11S	91	314	simple			ECORS

Tableau 3 Liste des fichiers digitalisés et de leurs caractéristiques.



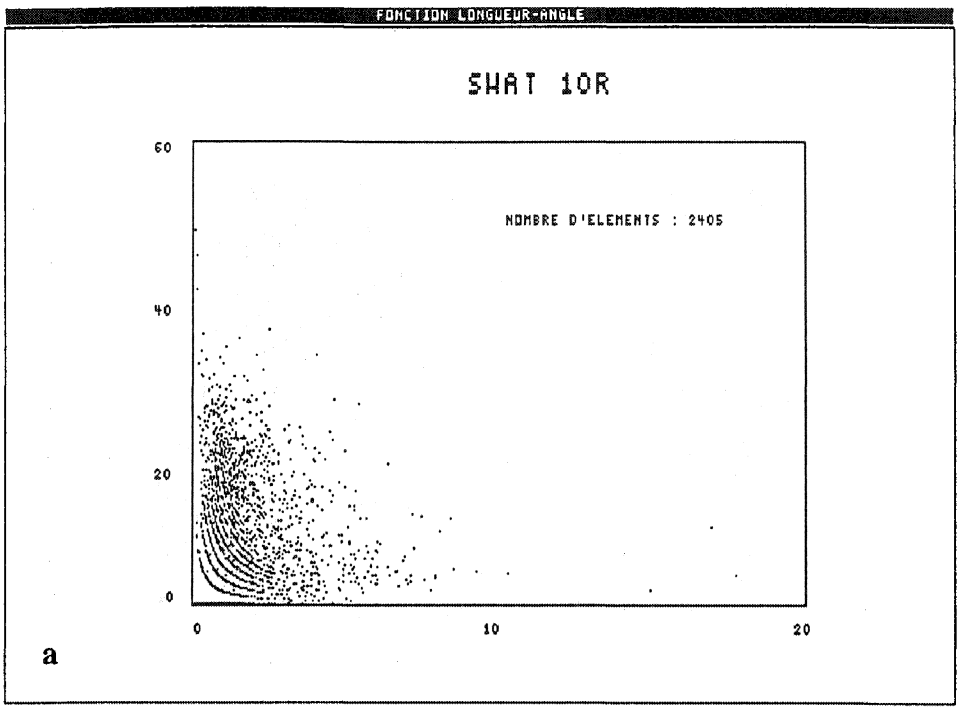
a b

Figure 6 Caractéristiques des réflecteurs des deux pointés de SWAT 3.
a) Répartition des longueurs. Pointé ECORS en haut, BIRPS en bas.
b) Répartition des pendages. Pointé ECORS en haut, BIRPS en bas.



a b

Figure 7 Caractéristiques des réflecteurs des deux pointés de SWAT 8.
a) Répartition des longueurs. Pointé ECORS en haut, BIRPS en bas.
b) Répartition des pendages. Pointé ECORS en haut, BIRPS en bas.



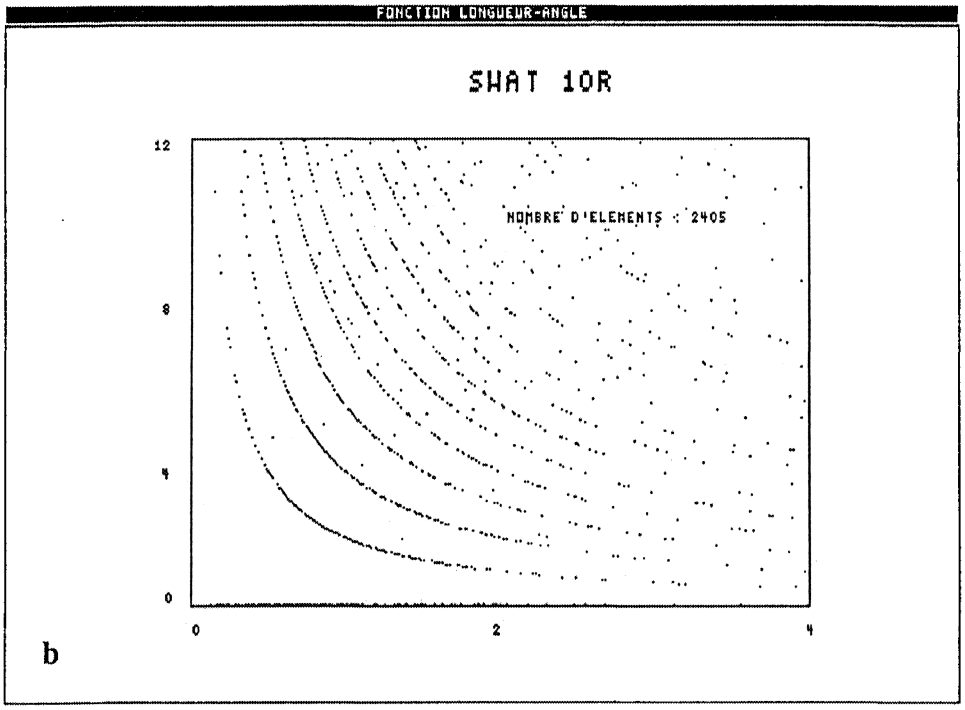


Figure 8 Diagramme longueur-pendage du profil SWAT 10.
a) Nuage de points représentant l'ensemble des réflecteurs. Les axes sont gradués de 0 à 20 km pour les longueurs, de 0 à 60 degrés pour les pendages.
b) Détail du nuage de points précédant. Les axes sont gradués de 0 à 4 km pour les longueurs, de 0 à 12 degrés pour les pendages.

- une représentation des longueurs en fonction des pendages.

Les fichiers SW3B et SW3R sont le résultat de la digitalisation simple de SWAT 3, pointé par les équipes BIRPS et ECORS respectivement. Bien que le nombre de réflexions (1213 pour SW3B, 2021 pour SW3R) et l'aspect de ces deux pointés soient différents (Fig.5a), les classes de longueur et de pendage sont très comparables : mêmes évolutions, mêmes maxima (Fig.6), avec une plus grande proportion de réflexions courtes pour le pointé BIRPS (SW3B - Fig.6a).

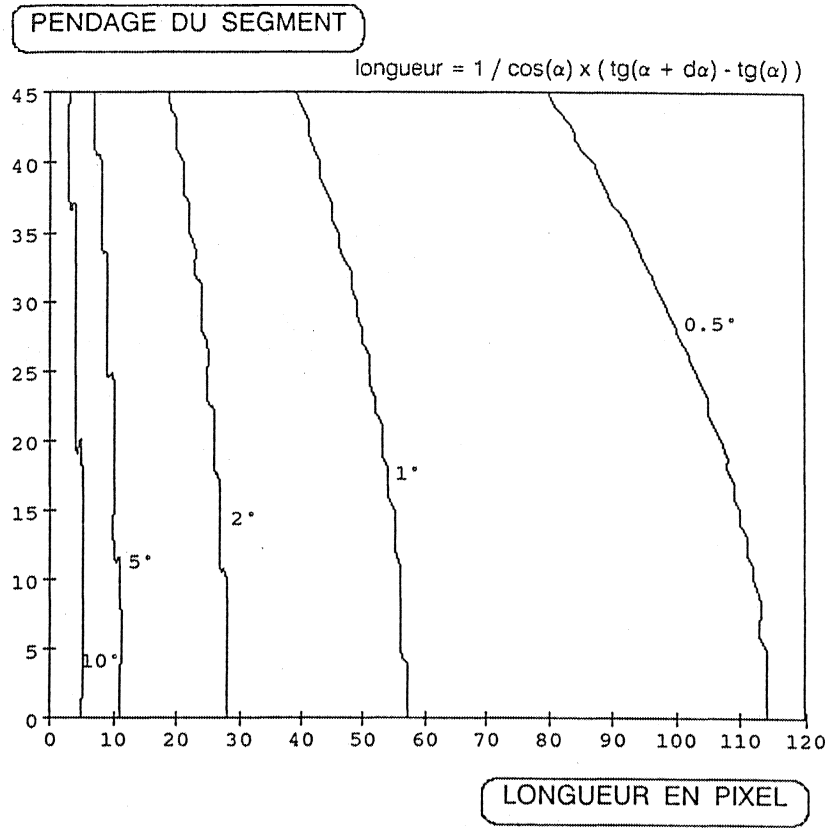
Les fichiers SW8T et SW8R contiennent deux versions (respectivement ECORS et BIRPS) du profil SWAT 8, également numérisées par la méthode dite simple (Fig.5b). Cette fois, les nombres de réflexions sont comparables (1066 pour SW8T, 1172 pour SW8R), mais la dissemblance apparente des pointés s'exprime dans la répartition des longueurs et, surtout, des pendages (Fig.7).
L'allure générale des deux histogrammes-longueur est la même, mais la proportion de réflexions courtes est plus importante dans le pointé BIRPS (classes moins étalées, 53% de la population entre 0.5 et 1.5 km contre 32% pour le pointé ECORS). Les classes de pendages montrent, dans les deux cas, l'évolution typique associée à une digitalisation simple, soit une décroissance des effectifs vers les pendages forts plutôt qu'une répartition de type log normal autour d'une classe dominante. Mais les pendages sont plus forts dans le pointé BIRPS : la proportion de réflexions dont le pendage est compris entre 0 et 6° est inférieure d'un tiers (32% contre 48%) à celle du pointé ECORS, ces réflexions se trouvant réparties dans les classes de pendages supérieures à une douzaine de degrés. Ceci peut en partie s'expliquer par le fait que le pointé BIRPS contient des réflexions et des diffractions, lesquelles augmentent le nombre de réflexions pentées.

En conclusion, les différences de pointés peuvent introduire des variations dans l'évolution des pendages et des longueurs des réflexions, notables mais modérées. Les caractères généraux demeurent comparables, voire semblables (SWAT 3). Les pointés de l'équipe BIRPS comportent des réflexions plus courtes que ceux de l'équipe ECORS. Il est plus difficile, sur le seul exemple de SWAT 8, de conclure à propos des pendages (ils sont apparemment plus forts pour le pointé BIRPS).

1.4. La digitalisation

Les données sur lesquelles nous travaillons correspondent à la digitalisation de pointés manuels. L'utilisation du logiciel LANGLE sur trois profils ayant été digitalisés deux fois, avec des principes différents, va nous permettre d'évaluer l'influence éventuelle de la digitalisation.

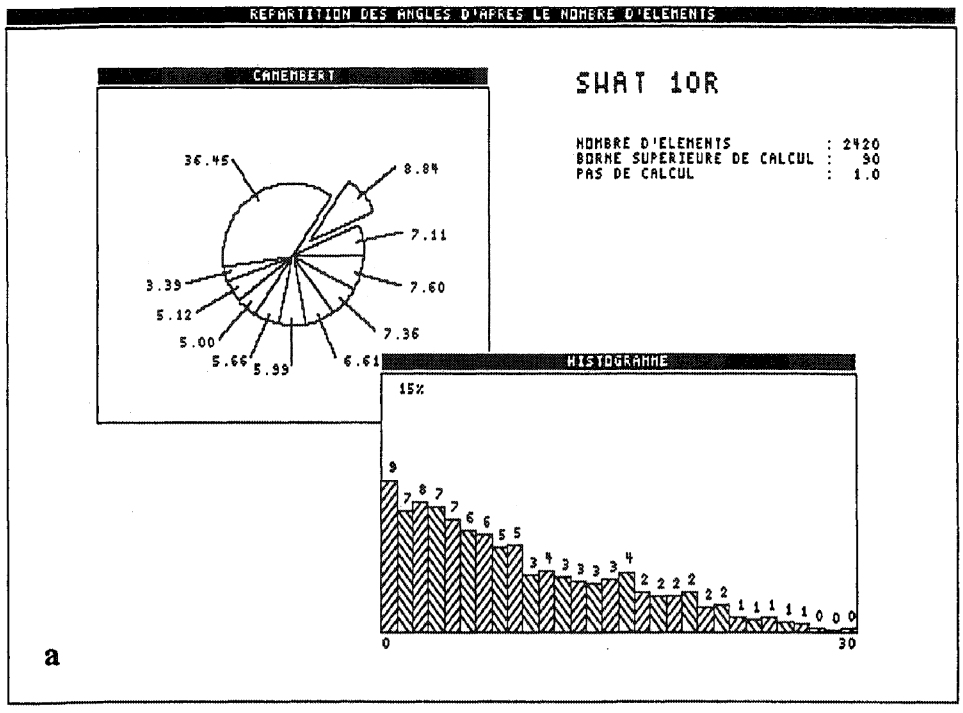
La première caractéristique importante des données digitalisées apparait dans les diagrammes



EQUIVALENCE SUR LES TABLES A DIGITALISER

HP	1mm	42pixels
Calcomp	1mm	10pixels

Figure 9 Rapport longueur/pente à respecter lors de la digitalisation pour obtenir une précision sur le pendage de un degré. La longueur (axe horizontal) est en unités de table à digitaliser.



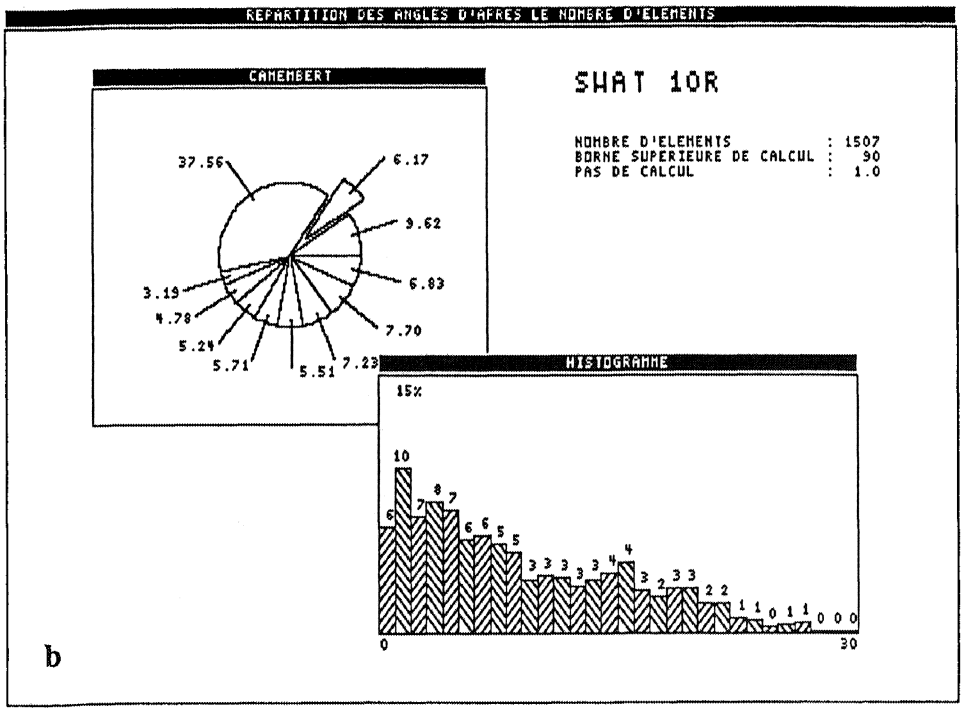


Figure 10 Histogrammes et camemberts de répartition des pendages du profil SWAT 10.
a) Avec l'ensemble des réflecteurs.
b) Sans les réflecteurs courts (moins de un kilomètre).

pendage-longueur : pour les petites valeurs de pendages et de longueurs, les points se répartissent sur des hyperboles (Fig.8). Cette répartition traduit le fait qu'une réflexion très courte ne pourra avoir qu'un nombre limité de pendages, étant donné la maille de la table à digitaliser.

Il ressort de cette observation que la précision obtenue sur les pendages dépend de la maille de la table mais également de l'échelle à laquelle les documents sont numérisés. La figure 9 donne le rapport longueur-pendage à respecter pour obtenir une précision de un degré, la longueur étant exprimée en unités de digitalisation de la table. En-dessous d'un certain seuil de longueur (dépendant de la définition de la table), les pendages acquis par digitalisation ne sont donc pas "exacts". Les longueurs sont également soumises à cette limite technique, mais l'imprécision qui en résulte est négligeable (selon l'échelle du profil et la maille de la table, l'erreur varie entre 5 et 35 m).

Etant donné le nombre important de réflexions courtes contenus dans la plupart des profils SWAT, nous devons tenir compte de ce problème. Le calcul des histogrammes de pendages sera donc effectué sur des fichiers d'où auront été exclues les réflexions mesurant moins de un kilomètre (cette longueur correspond à la limite inférieure requise pour une précision supérieure à un degré). L'expérience montre que la répartition globale des pendages est peu affectée par cette exclusion : les pourcentages cumulés à 5, 10, 15, 20 et 30° sont comparables, mais les maxima sont souvent plus élevés (Fig.10).

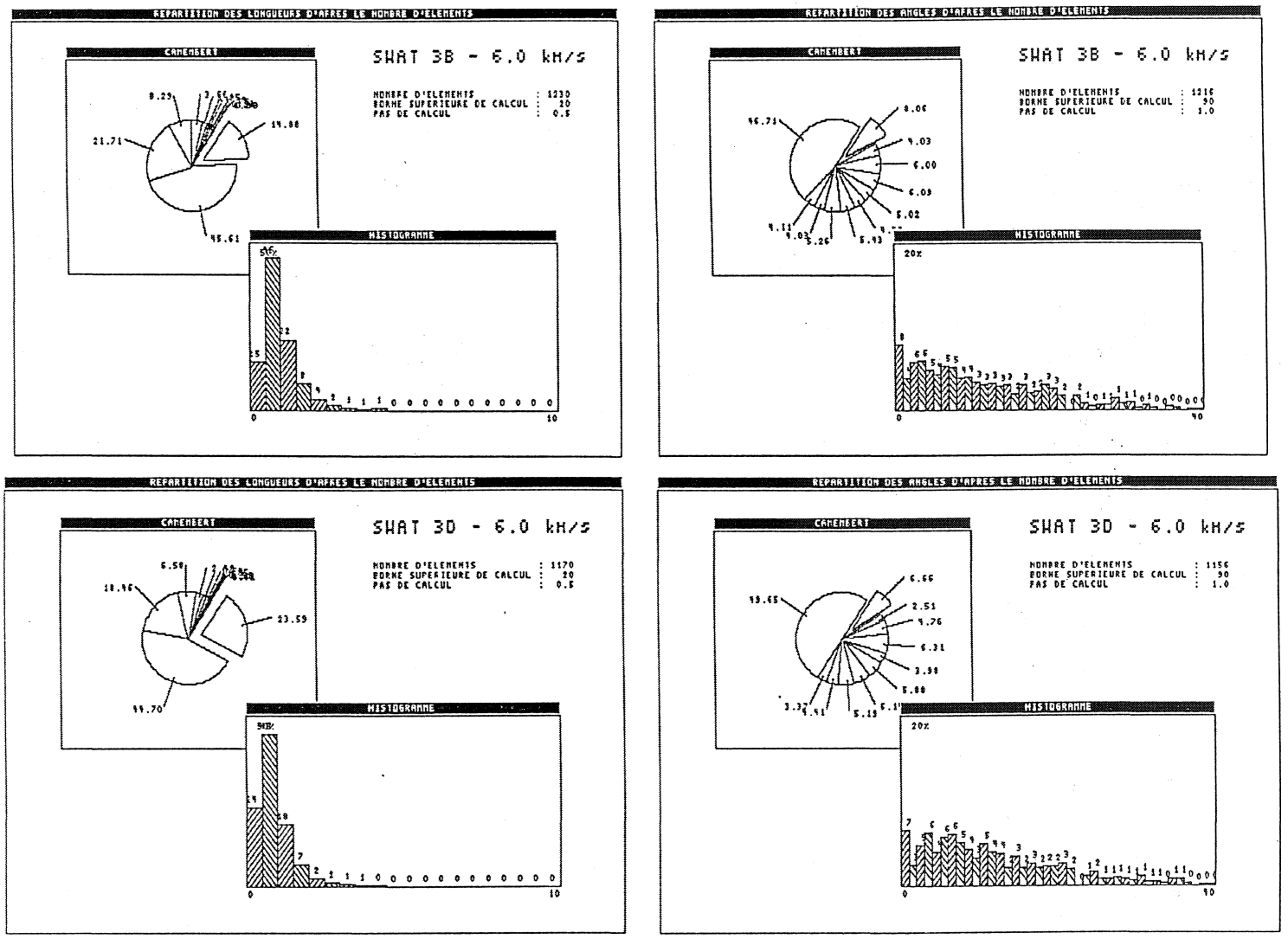
Les deux méthodes de numérisation employées pour les profils SWAT 3, 8 et 10 sont :

- une numérisation dite simple : chaque réflexion est numérisée avec peu de points, et moins de points lorsqu'elle est rectiligne que lorsqu'elle est courbe. Le nombre de points par réflexion est de trois en moyenne,
- une numérisation dite fine : un même pas de numérisation est adopté pour toutes les réflexions, de l'ordre de 500 mètres. Le nombre de points par réflexion est compris, en moyenne, entre six et sept.

On notera que les fichiers contenant deux versions d'un même pointé ne possèdent pas exactement le même nombre de réflexions (Tab.3). En effet, la petite taille des tables à digitaliser ayant imposé une digitalisation des profils en plusieurs parties, certaines réflexions ont été segmentés (ces réflexions représentent 2 à 4% de la population totale). Cet artefact a été minimisé par la suite, par l'emploi d'une technique de numérisation différente.

Dans les trois cas étudiés, les répartitions des longueurs (Fig.11a, 12a, 13a) sont très peu affectées par la méthode de digitalisation : les effectifs des classes sont identiques pour les digitalisation simples (SW3B, SW8T, SW10R) et les digitalisations fines (SW3D, SW8B, SW10B).

Les pendages, par contre, pour les petites valeurs d'angles, montrent deux types de répartitions,



a b

Figure 11 Caractéristiques des réflecteurs des deux digitalisations de SWAT 3.
a) Répartition des longueurs. Digitalisation simple en haut, digitalisation fine en bas.
b) Répartition des pendages. Digitalisation simple en haut, digitalisation fine en bas.

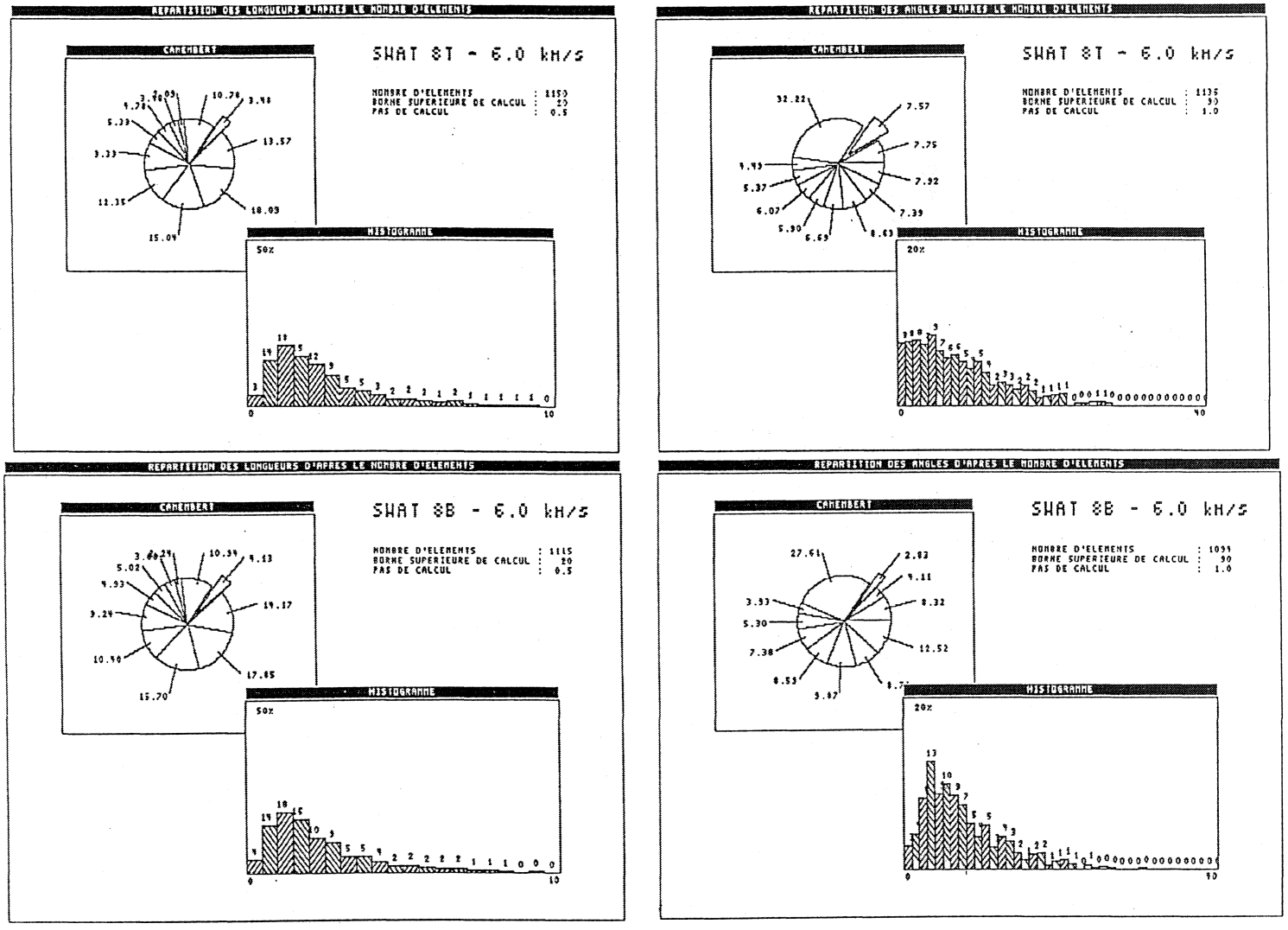
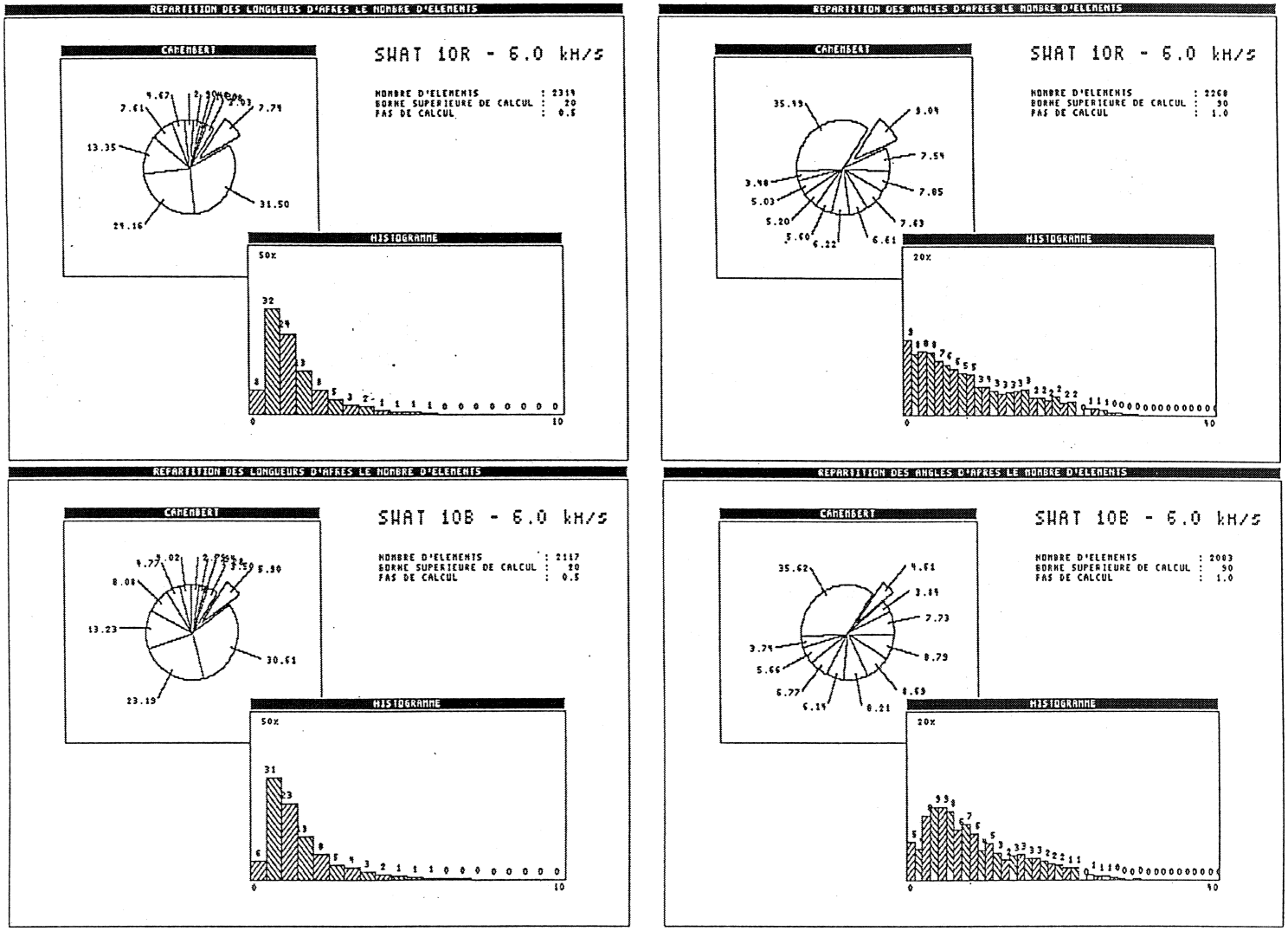


Figure 12 Caractéristiques des réflecteurs des deux digitalisations de SWAT 8.
a) Répartition des longueurs. Digitalisation simple en haut, digitalisation fine en bas.
b) Répartition des pendages. Digitalisation simple en haut, digitalisation fine en bas.



a b

Figure 13 Caractéristiques des réflecteurs des deux digitalisations de SWAT 10.
a) Répartition des longueurs. Digitalisation simple en haut, digitalisation fine en bas.
b) Répartition des pendages. Digitalisation simple en haut, digitalisation fine en bas.

nettement corrélés avec les deux modes de digitalisation (Fig.11b, 12b, 13b) : la digitalisation fine est signalée, sans exception, par une répartition "gaussienne" des réflexions (en bas sur les figures), à savoir croissance puis décroissance des effectifs autour de maxima prononcés, alors que les pendages se répartissent plus "équitablement" entre les différentes classes, dans le cas de la digitalisation simple (en haut sur les figures). Ceci étant, les réflexions dont le pendage est compris entre 0 et 8° représentent le même pourcentage des effectifs pour les deux digitalisations (45% pour SWAT 3, 60% pour SWAT 8, 55% pour SWAT 10), et les pendages les plus fréquents sont pratiquement les mêmes dans les deux cas (3-5° et 3-5° pour SWAT 8, 5-7° et 6-8° pour SWAT 3, 1-3° et 3-5° pour SWAT 10).

En conclusion, trois paramètres interviennent dans la qualité de la digitalisation :

- la définition de la table à digitaliser,
- l'échelle du document traité,
- le pas de digitalisation.

Les effets de ces différents paramètres sont les suivants :

- la définition de la table à digitaliser intervient sur les valeurs des pendages des réflexions courtes,
- en corollaire, la précision sur les pendages (et sur les longueurs) sera d'autant meilleure que l'échelle du document numérisé sera grande,
- le pas de digitalisation affecte peu la répartition des longueurs des réflexions, mais la répartition des pendages y est sensible, la digitalisation simple semblant provoquer un étalement des pendages faibles.

2. Le contenu des données

2.1. Les limites de la méthode sismique

* Les principes de la réflexion imposent aux profils sismiques une résolution limitée, tant verticalement que latéralement. Cette résolution dépend des caractéristiques de la source employée et des milieux traversés.

Le pouvoir de résolution vertical dépend de la longueur d'onde du signal :

$$l = V/f$$

avec

V : vitesse de propagation (km/s),

f : fréquence du signal (Hz).

L'expérience montre (Sheriff, 1980) que deux événements ne peuvent plus être dissociés lorsque l'écart entre eux est inférieur au quart de la longueur d'onde environ.

Le pouvoir de résolution latéral est donné par la dimension de la première zone de Fresnel (Sheriff, 1984), dont le rayon R_z dépend de la fréquence du signal employé, de la vitesse de propagation de l'onde dans les milieux traversés et de la profondeur :

$$R_z = (V/2)\,(t/f)^{1/2}$$

avec

V : vitesse de propagation (km/s),

t : profondeur (sTD),

f : fréquence du signal émis (Hz).

Le tableau 4 donne les valeurs du diamètre de la zone de Fresnel et du quart de la longueur d'onde, à différentes profondeurs de la croûte, pour différentes fréquences et différentes vitesses.

Ainsi par exemple, dans la croûte inférieure, la sismique ne peut représenter séparément deux objets distants de moins de 3 à 5 km. C'est pourquoi la présence de nombreux réflexions courtes proches les unes des autres dans la croûte inférieure des profils SWAT pose problème. Des phénomènes d'interférences entre hyperboles de diffractions pourraient expliquer cet état de fait (Reston, 1987; Bano et Marthelot, 1988; Andrier, 1990), la présence de ces hyperboles traduisant une structuration complexe de la croûte inférieure (Reston, 1987).

* Une seconde limite de la sismique réflexion est la possibilité de générer des réflexions qui ne correspondent à aucun événement réel le long du profil. L'hypothèse d'hyperboles de diffraction (la diffraction est un point que l'arrivée d'une onde fait réagir comme une nouvelle source), de multiples (retard dans l'arrivée d'une onde dû à plusieurs réflexions entre deux horizons très réflectifs), ou d'une réflexion latérale (réflexion provenant d'un objet situé hors du plan du profil) doit être examinée pour toute réflexion d'interprétation incertaine.

RESOLUTIONS VERTICALE ET LATERALE				
t(std)	f(Hz)	V(m/s)	l/4 (m)	Dz(m)
1	50	2000	10	282
2	40	3000	19	670
3	30	4000	33	1264
4	25	5000	50	1600
8	20	6000	75	3794
10	15	7000	117	5714

Tableau 4 Résolutions latérale (diamètre de la zone de Fresnel) et verticale (quart de la longueur d'onde) de la sismique réflexion, à différentes profondeurs et avec différentes longueurs d'onde de signal.

* Enfin certains objets n'apparaissent généralement pas sur les profils de réflexion verticale, du fait de leur composition homogène et/ou de leur géométrie :

- les massifs granitiques,
- les corps magnétiques,
- les failles redressées (décrochements, failles normales).

Cependant, il peut exister des moyens indirects de détecter ces objets :

- les granites pourraient être signalés par un "épaississement" de la croûte réflective à leur aplomb (Matthews, 1987); dans un encaissant réflectif, ils se manifestent par une zone transparente (Stewart et al., 1986),

- pour ceux des corps magmatiques qui sont interprétés comme des dykes, le sommet de ces dykes pourrait être à l'origine de diffractions (Blundell et al., 1985),

- enfin les failles normales peuvent être repérées par le décalage d'objets alentour, et les décrochements importants par une perturbation des données en profondeur, voire même un décalage du Moho.

2.2. L'interprétation physique et géologique des réflecteurs

Malgré l'accroissement du nombre de prospections sismiques et les progrès effectués dans les techniques d'enregistrement, il faut reconnaitre que le problème de la nature physique et/ou géologique des réflecteurs (bassins sédimentaires exceptés), pour fondamental qu'il soit, n'est pas toujours élucidé. Les différentes discussions du chapitre II en sont une illustration.

Un réflecteur est, à l'origine, une discontinuité de vitesse (d'impédance accoustique plus précisément). D'un point de vue physique, ce changement de vitesse est-il abrupt, est-ce un gradient, ou est-il sous forme de couche(s) de l'échelle d'une longueur d'onde ? D'un point de vue géologique, correspond-il à un événement tectonique (faille), traduit-il un changement de minéralogie, une orientation des minéraux, un changement de propriétés physiques (porosité, présence de fluides, anisotropie, conditions PT) ?

En sus de l'étude des endroits où les réflexions se prolongent jusqu'à la surface, deux approches doivent permettre de progresser dans ce domaine :

- l'étude des caractéristiques du signal enregistré sur les profils : l'étude de la fréquence et de l'amplitude des réflexions en fonction de la distance source-récepteur, par exemple, permet de choisir parmi les modèles de changement de vitesse évoqués ci-dessus (Louie et Clayton, 1987).

- la modélisation : à partir de modèles théoriques (Blundell et Raynaud, 1986) ou de modèles basés sur des observations de terrain (Hale et Thompson, 1982; Hurich et Smithson, 1987), des sismogrammes synthétiques sont générés. Leur validité est vérifiée en comparant leur aspect à celui

des données réelles.

3. Conclusions

L'acquisition et le traitement des données de la campagne SWAT ont été réalisés avec des conditions techniques de haut niveau (techniques industrielles) privilégiant les données profondes. Les profils obtenus sont de bonne qualité, particulièrement pour les réflexions profondes. Les pointés effectués par les équipes BIRPS et ECORS sont d'aspects assez différents, mais les caractéristiques de leurs populations de réflexions sont comparables. Le type de digitalisation des pointés peut introduire une certaine imprécision dans les données, que l'on peut limiter en traitant des documents de grande taille.

II. LES METHODES

Nous rappelons ici brièvement les principes de calcul de chacune des méthodes, ainsi que la signification de certains paramètres qui interviennent dans les résultats. Pour une étude plus détaillée, on se reportera aux travaux des deux auteurs (Unger, 1986; Raynaud, 1987). Quelques renseignements supplémentaires sur chaque programme sont néanmoins disponibles dans les annexes A et B, conçues comme des guides d'utilisation.

1. La méthode "1D"

Le premier programme de migration de pointés sismiques (programme RAYOUT) auquel nous avons eu accès, a été mis au point par J.Unger (1986). Sa conception est basée sur trois hypothèses : la propagation des ondes sismiques suit la théorie des rais, la vitesse augmente linéairement avec la profondeur, toute réflexion est causée par un réflecteur normal au rai.

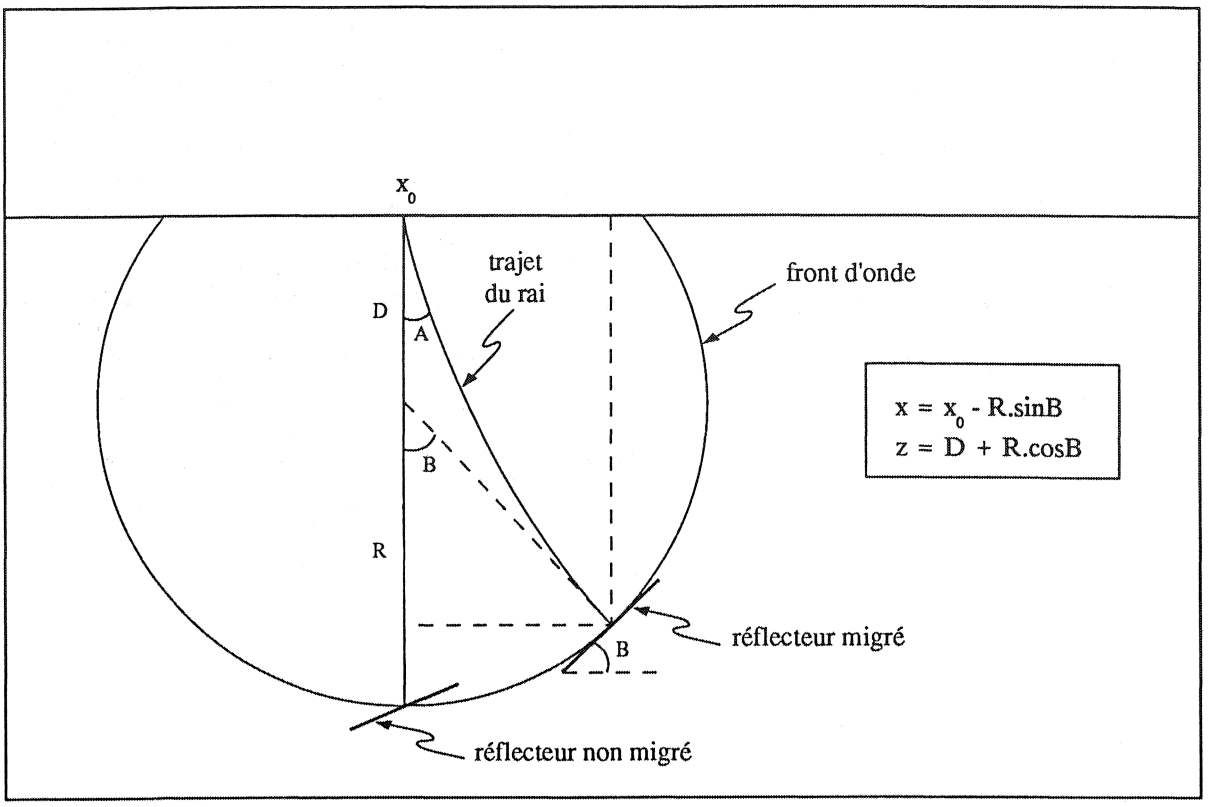


Figure 14 Principe géométrique de la méthode de migration de J.Unger (d'après Unger, 1986). Le rai part de la surface, au point x_0 avec un angle initial A. Cet angle, et les paramètres v_0 et k de la loi de vitesse, servent à calculer le pendage B du réflecteur migré. Les coordonnées x et z du réflecteur migré sont indiquées sur la figure, avec $D = v_0[\cosh(kt/2)-1]/k$ et $R = v_0[\sinh(kt/2)]/k$.

Le modèle de vitesse est donc donné ici sous la forme d'une équation linéaire :

$$v = v_0 + kz$$

où

v_0 est la vitesse initiale à la surface (km/s),

k est le gradient de vitesse (s^{-1}),

z est la profondeur (km).

Ceci étant, la trajectoire d'un rai partant de la surface au point x (km), avec un angle initial A, sera une courbe, d'équation :

$$[x-(sqrt(1-A^2v_0^2)/kA)]^2+[z+(v_0/k)]^2 = 1/(k^2A^2).$$

Pour toute réflexion située sur la section temps à une profondeur t (sTD), la réflexion migrée se trouvera à l'extrémité du rai parcourant cette courbe pendant un temps t/2 (Fig.14).

En pratique, le programme migre des couples de points, qui représentent les extrémités d'une réflexion ou d'un segment de réflexion.

Pour chacun des couples de points, dans un premier temps, A, l'angle d'émergence du rai à la surface, est calculé :

$$A = asin(v_0.dt/2dx)$$

où

v_0 est la vitesse initiale à la surface (km/s),

dt/2dx est la pente apparente du segment.

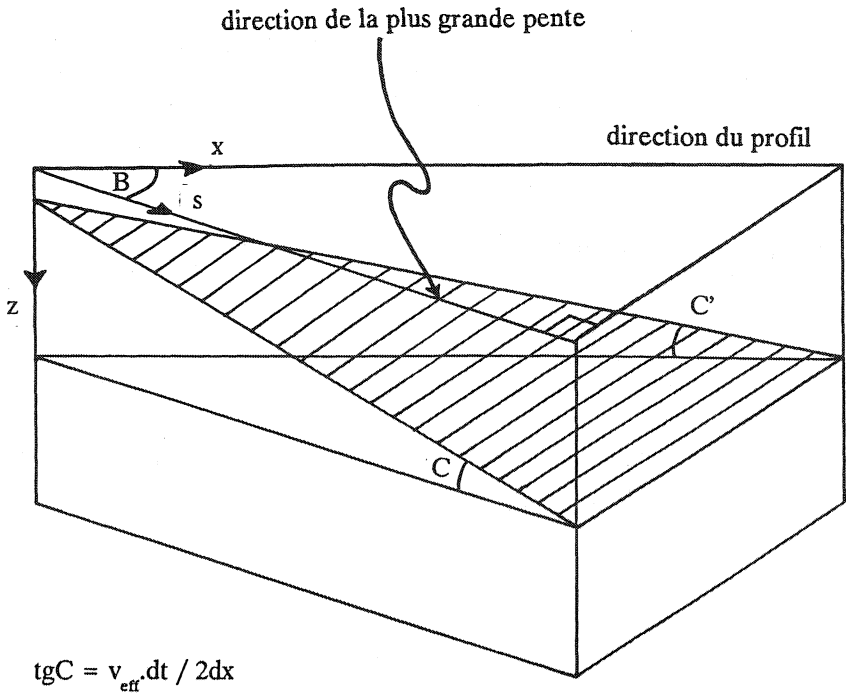
Puis on détermine le pendage vrai B :

$$B = 2.atan[exp(kt/2)tan(A/2)]$$

où

k est le gradient de vitesse (s^{-1}),

t est le temps double auquel se trouve le point (s).



$tgC = v_{eff}.dt / 2dx$

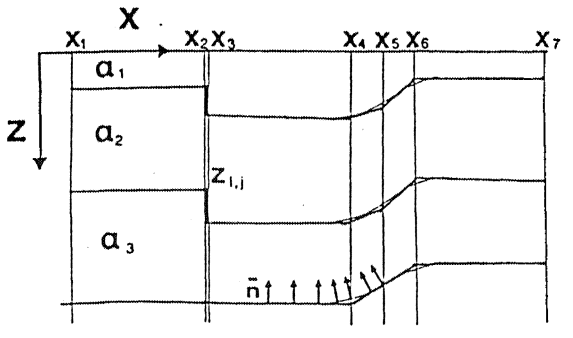
$\sin A = v_0.dt / 2.ds$

$ds = dx.\cos B$

$\sin A = v_0.dt / 2.dx.\cos B$

Figure 15 Influence de l'angle B existant entre la direction du profil et la direction de la plus grande pente des structures (d'après Raynaud, 1987).

a



b

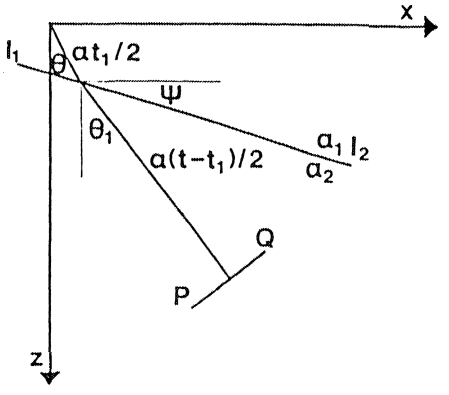


Figure 16 La propagation des rais dans le modèle de vitesse 2D (Raynaud, 1986).
a) Le modèle de vitesse est défini par un ensemble de points (x,z). Les segments de droite qui joignent ces points séparent les milieux de vitesses différentes. Ils sont localement lissés (en trait fin).
b) Une interface de pendage ψ sépare deux milieux de vitesses α_1 et α_2. Le rai dont l'angle initial avec la surface est θ est réfracté au niveau de cette interface.

Enfin les coordonnées horizontales et verticales de chaque point sont obtenues à partir de lois trigonométriques simples (Fig.14) :

$$x = x_0 - R.\sin(B)$$
$$z = D + R.\cos(B)$$

avec

$$D = v_0[\cosh(kt/2)-1]/k$$
$$R = v_0[\sinh(kt/2)]/k$$

où

x_0 est l'abscisse non migrée du point,

v_0 est la vitesse initiale à la surface (km/s),

k est le gradient de vitesse (s^{-1}),

t est le temps double auquel se trouve le point (s).

Le segment migré est alors tracé entre les deux nouveaux points.

2. La méthode 2D

B.Raynaud (1987) a développé une méthode de migration (programme RAYMIG), dans laquelle les événements responsables des réflexions sont construits, par tracé de rai, au travers d'un modèle crustal de vitesses à deux dimensions (Fig.16).

De la même façon que pour RAYOUT, une réflexion (ou segment de réflexion) migrée est en fait tracée entre les nouvelles positions des deux points qui le définissaient dans la section non migrée. Cette méthode reprend la construction de Hagedoorn (1954).

Pour chaque couple de points, on recherche l'angle initial A de la trajectoire du rai :

$$A = \mathrm{asin}(v_0.dt/2dx)$$

où

v_0 est la vitesse du milieu situé immédiatement sous le récepteur, ici l'eau de mer (km/s),

dt/2dx est la pente apparente de la réflexion.

L'angle B existant entre la direction du plan perpendiculaire aux structures géologiques recoupées par le profil, et la direction du profil lui-même, peut être intégré dans les calculs (Fig.15). L'angle

initial de la trajectoire du rai devient alors :

$$A = \text{asin}(v_0.dt/2dx.\cos B)$$

$$A = \text{asin}(v_0.tgC/v_{eff}.\cos B)$$

avec

$$tgC = v_{eff}.dt/2dx$$

où

C est le pendage de la réflexion,

v_{eff} est la vitesse effective du milieu au-dessus de la réflexion.

L'augmentation de A avec B provoque le redressement des réflexions, car elles sont migrées à une distance latérale plus importante. Il est conseillé de migrer avec plusieurs valeurs de B, car il n'est pas toujours facile de le déterminer pour les structures profondes.
La section migrée est tracée dans le plan perpendiculaire aux structures géologiques et non dans le plan du profil non migré. Par conséquent, plus B sera grand, plus la section sera raccourcie.

A chaque intersection avec une interface de vitesse, le rai défini par cet angle initial est réfracté selon la loi de Snell-Descartes. Son trajet est calculé, avec les vitesses des différents milieux traversés, jusqu'à ce que la moitié du temps double auquel se trouvait initialement le point soit écoulée (Fig.16).

3. Les limites théoriques des méthodes

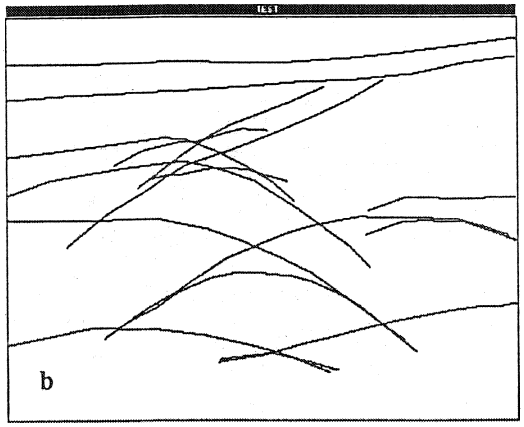
Les deux méthodes que nous venons de décrire ont en commun certains avantages et inconvénients, liés à la nature des données qu'elles traitent (line-drawing).
Bien entendu, chaque méthode de migration présente également des limites d'utilisation qui lui sont propres.

3.1. Les limites communes

Les avantages communs aux deux méthodes sont de deux types :

- migrer un line-drawing plutôt que des données numériques permet de s'affranchir des bruits parasites, et éventuellement de migrer des événements ayant un faible rapport signal sur bruit, et qui auraient disparu lors d'une migration conventionnelle,

- la rapidité et, particulièrement dans le cas de la méthode "1D", implantée sur un micro-ordinateur, le faible coût des calculs, permettent de tester de nombreux modèles de vitesse.



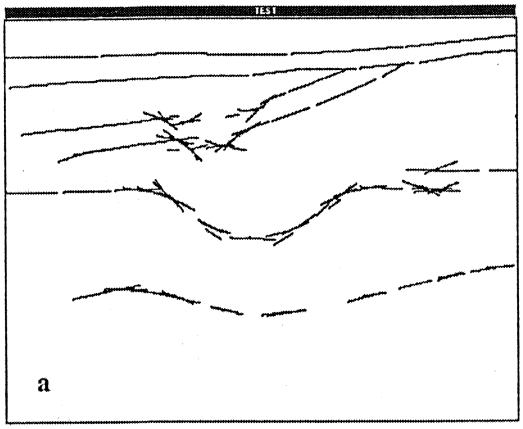


Figure 17 Exemple de structure permettant de tester la validité du programme de migration 1D RAYOUT.
a) Coupe-temps.
b) Coupe migrée.

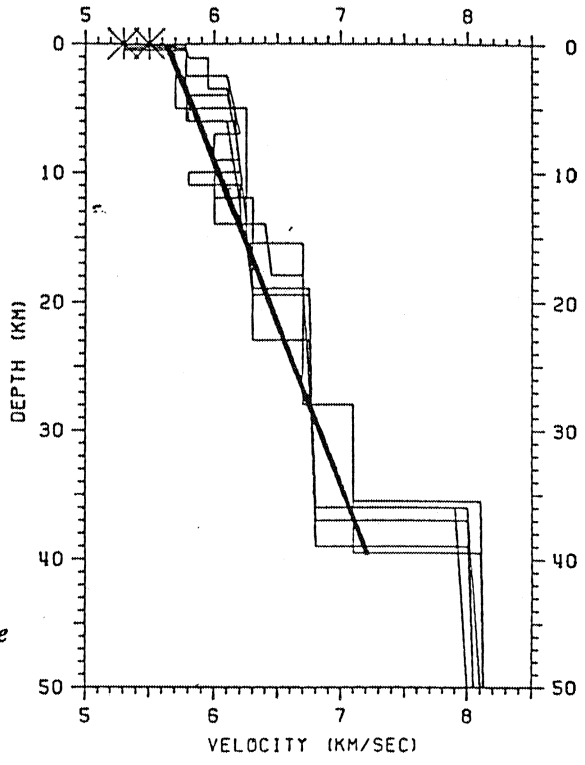


Figure 18 Modèle linéaire de vitesse (Unger, 1986).

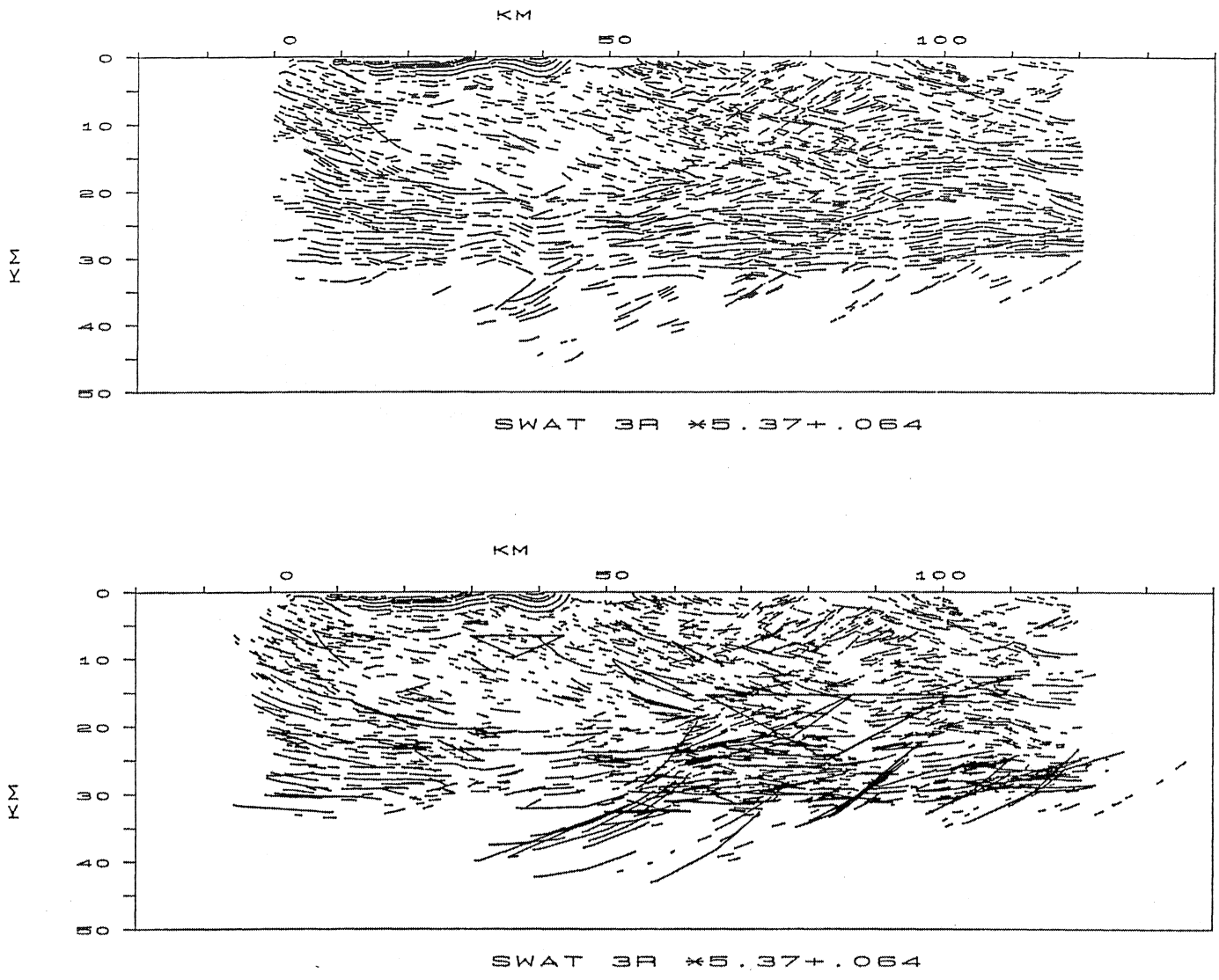


Figure 19 Exemple de profil migré par le programme RAYOUT (migration 1D) et présentant de nombreux traits non significatifs entre segments de réflecteurs.
a) Coupe profondeur.
b) Coupe migrée.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

En contrepartie :

- une part de subjectivité intervient lors du pointé, puis lors du choix des réflexions à migrer,
- il n'existe pas de possibilité, comme dans une migration numérique, que certains événements qui auraient échappé au pointé soient mis en relief par la migration,
- l'information sur l'amplitude (ou l'énergie) des réflexions est perdue, et toutes les réflexions sont traitées comme s'ils étaient de même importance.

Ces caractéristiques mettent l'accent sur l'importance qu'il faut accorder au choix des données que l'on souhaite traiter. La sélection des réflexions peut obéir à deux principes :

- soit on conserve l'ensemble des réflexions pointées sur un profil, afin de perdre le moins d'information possible, mais alors l'interprétation des profils migrés sera délicate,
- soit on ne conserve pour la migration que les réflexions obéissant à certains critères (réflexion énergique, réflexion longue, réflexion importante dans l'interprétation), mais on prend le risque d'orienter, avant même de migrer, les résultats, et de perdre une information intéressante.

3.2. Les limites de la méthode "1D"

3.2.1. Correction de la méthode

On peut considérer qu'un modèle linéaire de vitesse (Fig.18) est raisonnable et plus approprié qu'une vitesse constante, lorsque l'évolution des vitesses dans la croûte ne présente pas de grandes discontinuités (Unger, 1986).
La correction du programme RAYOUT peut être vérifiée par son application à un exemple simple, dans lequel les mouvements des réflexions peuvent être identifiés. Ainsi, la migration de la coupe-temps schématique de la figure 17a amène une amélioration nette de sa géométrie (Fig.17b).

Cependant, dans le cas d'une croûte présentant une ou des variations de vitesse importantes, la méthode atteint ses limites. Nous verrons dans la partie III.4.1 comment, par exemple, réagissent à la migration les profils comportant des bassins sédimentaires, bassins dont la présence est synomyme d'un saut de vitesse notable, en général.

3.2.2. Les artefacts

Dans les profils migrés par RAYOUT, des traits "non significatifs" peuvent apparaître entre certains segments de réflexions (Fig.19). Cette anomalie est due au principe de calcul du programme : si une

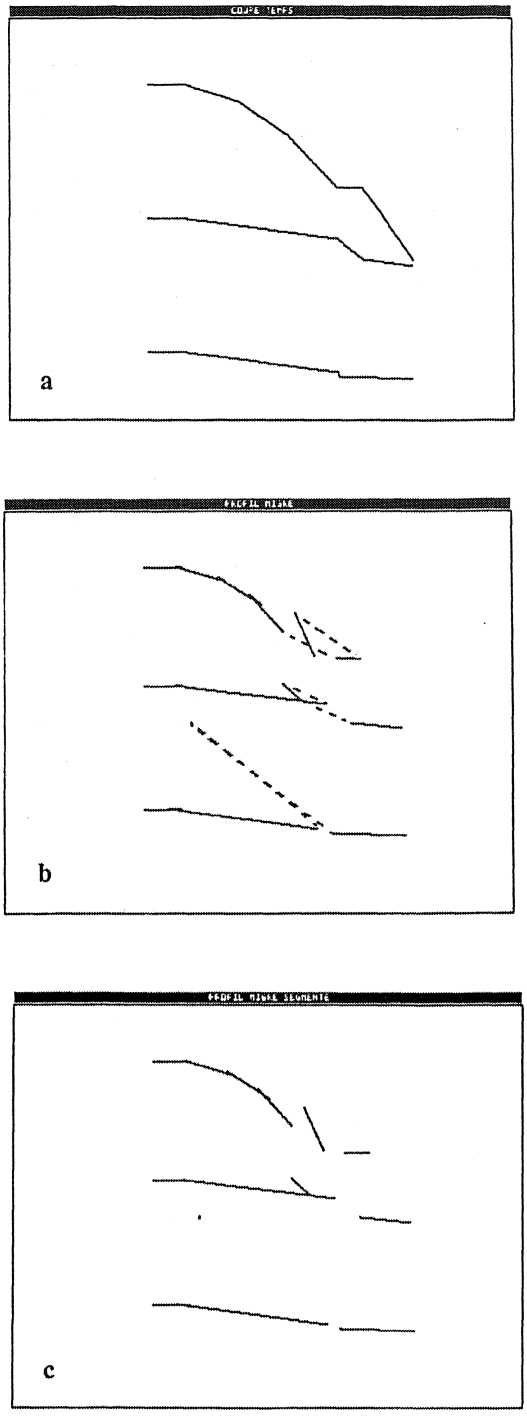


Figure 20 Trois exemples de réflecteurs qui provoquent la génération de traits non significatifs : un réflecteur penté avec un segment plat, un réflecteur plat avec un segment penté, un réflecteur plat avec une erreur de digitalisation.
a) Les réflecteurs avant migration.
b) Les réflecteurs après migration. Les traits non significatifs sont en pointillés.
c) Les réflecteurs après migration, segmentés pour éliminer les traits non significatifs.

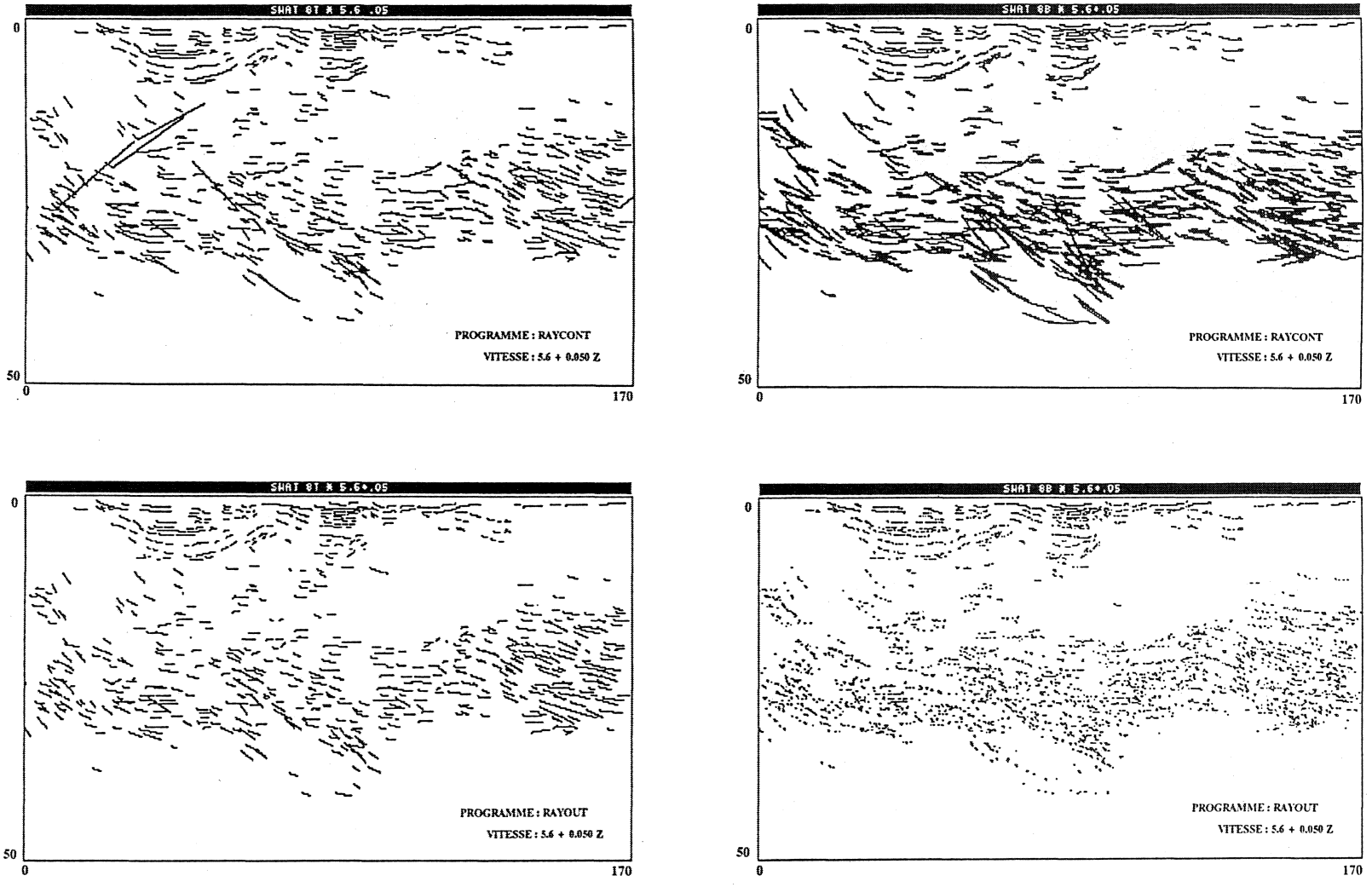
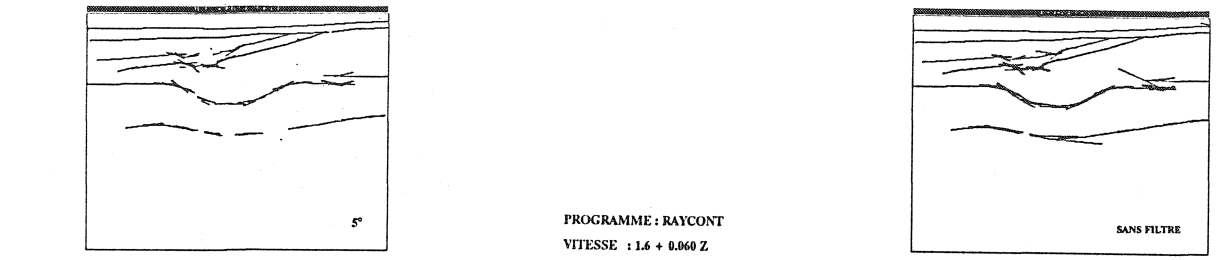
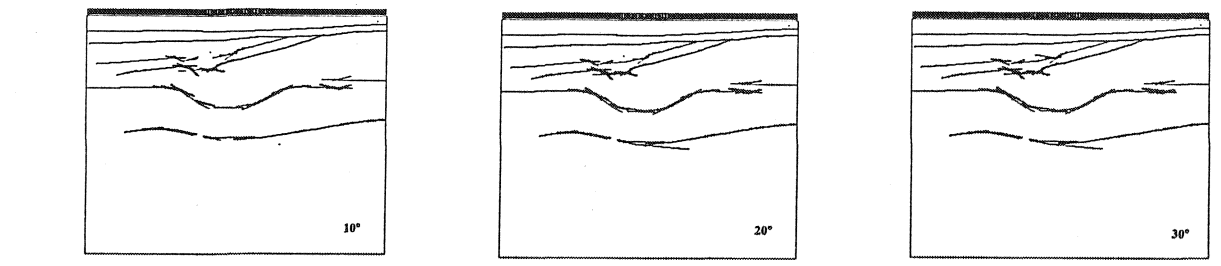


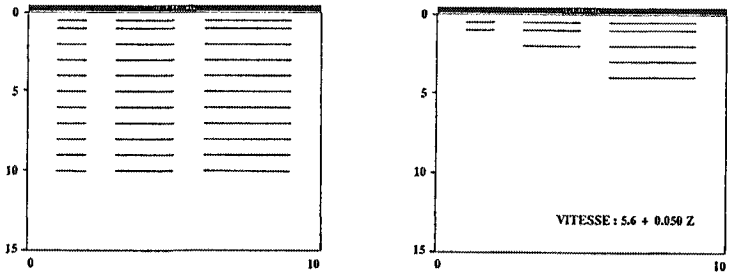
Figure 21 La segmentation systématique des réflecteurs permet l'élimination totale des traits non significatifs.
a) Profil SWAT 8, digitalisation simple. En haut, la migration sans segmentation (profil RAYCONT), en bas, la migration avec segmentation (profil RAYOUT).
b) Profil SWAT 8, digitalisation fine. En haut, la migration sans segmentation (profil RAYCONT), en bas, la migration avec segmentation (profil RAYOUT).
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.



a



b



c

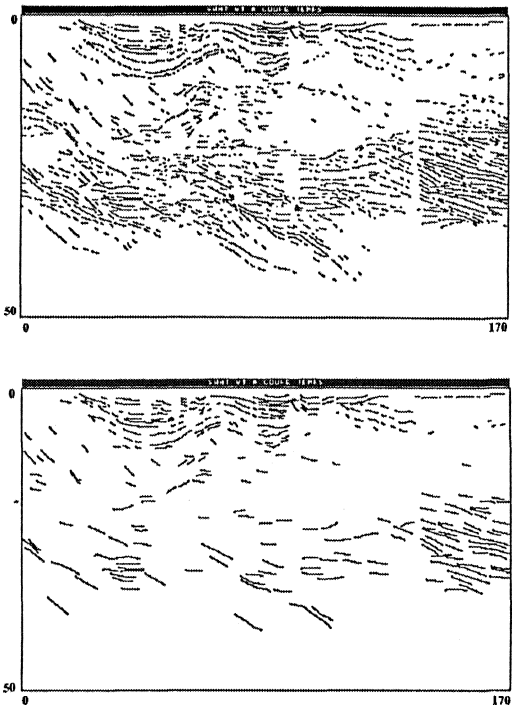


Figure 22 Exemples de filtres utilisés avant la migration 1D.
a) Effet de différentes valeurs du filtre de pente sur une section migrée.
b) Effet du filtre de Fresnel sur une section théorique.
c) Effet du filtre de Fresnel sur le profil SWAT 8. Toute la population de réflecteurs courts de la croûte inférieure a disparu.

réflexion comporte plusieurs segments, et que ceux-ci sont de pendages sensiblement différents, la réflexion se verra "éclatée" lors de la migration, les segments migrant, en fonction de leur pendage, en des endroits parfois très éloignés les uns des autres (Fig.20). Les traits de liaisons entre ces segments dispersés correspondent aux traits "non significatifs".

Pour lutter contre cet artefact, nous avons envisagé deux solutions :

- modifier le programme de migration, au niveau de la sortie des résultats, de sorte que les réflexions composées de n segments soient scindés en n réflexions après migration (Fig.20c),

- mettre au point une série de filtres, appliqués aux données avant et après migration, à l'image de ce qui est proposé pour la migration 2D.

La première de ces solutions est radicale en ce qui concerne l'élimination des traits non significatifs (Fig.21). Elle peut cependant être un frein pour l'interprétation : les traits liant deux segments de réflexions peu éloignés, et qui sont, eux, significatifs, sont supprimés aussi bien que les traits gênants. Dans le cas d'une digitalisation fine en particulier (c'est-à-dire avec un grand nombre de points par réflexion), le caractère de la section initiale peut ainsi être complètement perdu (Fig.21b).

L'utilisation de filtres doit permettre un "nettoyage" plus progressif des données.

3.2.3. Les filtres

Appliqués avant la migration

- filtre en bout (FB) : il supprime, aux extrémités des réflexions, les points qui sont séparés par moins d'une distance donnée, et qui pourraient correspondre à une erreur de digitalisation. En effet, digitaliser deux fois d'affilée le même point peut produire un artefact, car si l'on obtient deux points d'abscisses très proches et d'ordonnées même légèrement différentes, il en résultera un fort pendage apparent du segment de réflexion, et celui-ci migrera d'une grande distance (Fig.20). La valeur du filtre BF (en km) dépend du pas de digitalisation employé. Dans notre cas, elle est de 0.2 km environ.

- filtre de pente (FP) : il segmente les réflexions dont deux éléments successifs ont des pendages différents de plus d'une valeur donnée (Fig.22a). Cette valeur peut être un angle (par exemple 5°), ou un rapport entre les deux pendages (par exemple 0.2). Ce filtre est proche du filtre FP de la méthode 2D.

- filtre de Fresnel (FF) : il supprime les réflexions dont l'extension latérale est inférieure au diamètre qu'aurait la zone de Fresnel (voir le paragraphe I.2.1.) à la profondeur considérée (Fig.22b). Dans le cas des profils SWAT, dont nous avons déjà fait remarquer que de nombreuses réflexions

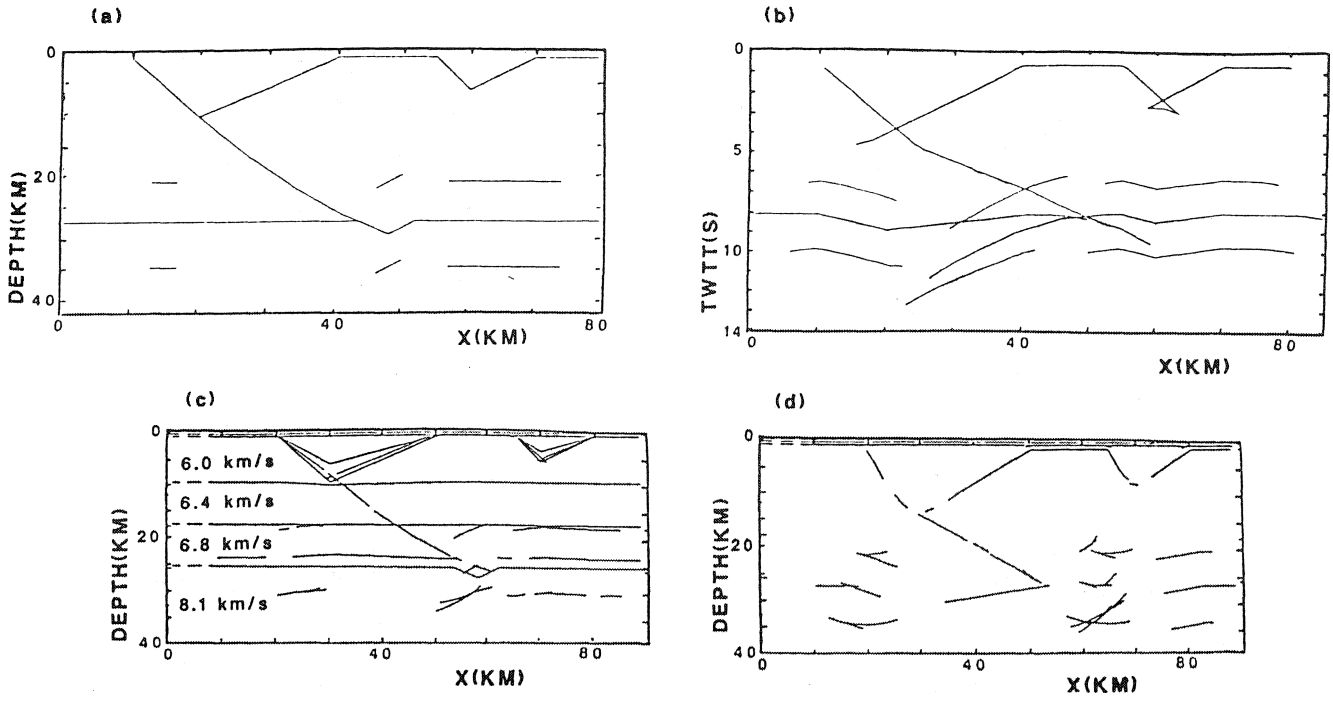


Figure 23 Sensibilité de la migration 2D au modèle de vitesse (Raynaud, 1988).
a) Profil synthétique, en profondeur.
b) Coupe-temps correspondante.
c) Migration de la coupe-temps avec une structure de vitesse de géométrie correcte, mais dont les vitesses sont trop faibles.
d) Migration de la coupe-temps avec un modèle de vitesse de géométrie incorrecte (les interfaces de vitesse sont considérées comme linéaires).

étaient "trop" courtes, il est quasiment impossible d'utiliser ce filtre (Fig.22c).
Il est également possible de "filtrer" les réflexions sur le critère de leur longueur ou de leur pendage (voir le paragraphe III.2.3.).

Appliqués après migration
Ils sont équivalents aux filtres proposés lors de la migration 2D, et nous avons repris leur terminologie (paragraphe 3.3.4.).

- filtre en amplitude (FA) : il élimine les réflexions dont la variation de longueur dépasse une valeur donnée (cette variation de longueur est l'équivalent de la réflectivité relative évoquée dans le paragraphe 3.3.4.). Selon les profils traités, les valeurs employées sont de 0.1, 0.2 ou 0.5.

- filtre de pendage (FG) : les réflexions dont le pendage appartient à une fourchette de pendages donnée sont conservées. Les valeurs usuelles de cette fourchette sont : 0-45° ou 0-60°.

3.2.4. Conclusion

En conclusion, le programme RAYOUT doit être utilisé préférentiellement sur des profils ou des parties de profils sur lesquels les bassins sont absents ou très réduits. Ces profils ne nécessiteront pas une numérisation très fine, mais ils seront segmentés pendant la migration ou filtrés avant et après migration afin de limiter l'apparition d'artefacts.

3.3. Les limites de la méthode 2D

3.3.1. Correction de la méthode

La stabilité et la précision de RAYMIG ont été testées (Raynaud, 1987) sur des exemples simples, où les résultats des migrations pouvaient être contrôlés. Il en ressort que la position d'une réflexion migrée obtenue par RAYMIG est peu sensible au temps d'arrivée de la réflexion dans la section temps, assez sensible à la géométrie et à la vitesse des couches et très sensible au pendage apparent de la réflexion dans la section temps.
Le temps d'arrivée intervient surtout dans la détermination de la profondeur de la réflexion migrée, et cette valeur est assez stable.
Les erreurs commises sur les vitesses au sein d'une structure de géométrie correcte ont peu d'influence sur le résultat, si ce n'est une mauvaise échelle verticale (Fig.23c). Les erreurs commises sur la forme des couches, par contre, affectent le pendage et la position latérale des réflexions (Fig.23d), et montrent bien l'importance de la détermination d'un modèle de vitesses précis, particulièrement au niveau des structures superficielles.

Le pendage apparent détermine directement le paramètre du rai (angle initial au départ de la trajectoire), aussi l'on juge aisement du soin qu'il faut apporter à la numérisation des données (en sus du fait que des variations trop importantes du rayon de courbure d'une réflexion ont de fortes chances de produire des sourires, voir ci-dessous).

3.3.2. Les sourires

La caractéristique la plus frappante des profils migrés par RAYMIG est l'existence, sur ces profils, d'un nombre parfois important de grandes réflexions concaves ou "sourires" (Fig.24a). Ces sourires sont de deux types (Raynaud, 1987) :

- ce sont des artefacts de la méthode,
- ce sont des sourires significatifs, comparables à ceux que l'on pourrait observer lors d'une migration numérique.

Les artefacts

La théorie de l'optique étant une approximation haute-fréquence de l'équation d'onde, la migration basée sur cette théorie est particulièrement sensible aux variations de courte longueur d'onde. Des phénomènes de longueur inférieure au rayon de la première zone de Fresnel (voir le paragraphe I.2.1.) peuvent poser des problèmes. Ainsi, des variations de petite longueur d'onde dans les réflexions ou la structure de vitesse sont parfois responsables de l'apparition de ces grandes réflexions concaves sur la section migrée.

Cette instabilité peut être minimisée en limitant la numérisation des réflexions courtes, et en modélisant, si cela est possible, les variations de courte longueur d'onde dans la structure de vitesse plutôt par des failles.

Les imperfections introduites dans les données lors de la numérisation peuvent également favoriser l'apparition de sourires, c'est pourquoi les données peuvent être lissées avant la migration.

Les sourires significatifs

Ces sourires sont causés par une réflexion d'échelle comparable à la taille de la zone de Fresnel, dont le rayon de courbure est trop fort (supérieure à la courbure qu'aurait une réflexion en un point situé à la profondeur de la réflexion). En ce sens, ces sourires sont utiles, puisque les réflexions dont sont issues ces sourires ne doivent pas intervenir dans la migration et l'interprétation.

On peut également considérer comme faisant partie des sourires significatifs les sourires causés par une migration incorrecte, à la suite de l'utilisation d'un mauvais angle B (angle entre le profil et la direction de la plus grande pente) ou d'une structure de vitesse inadaptée.

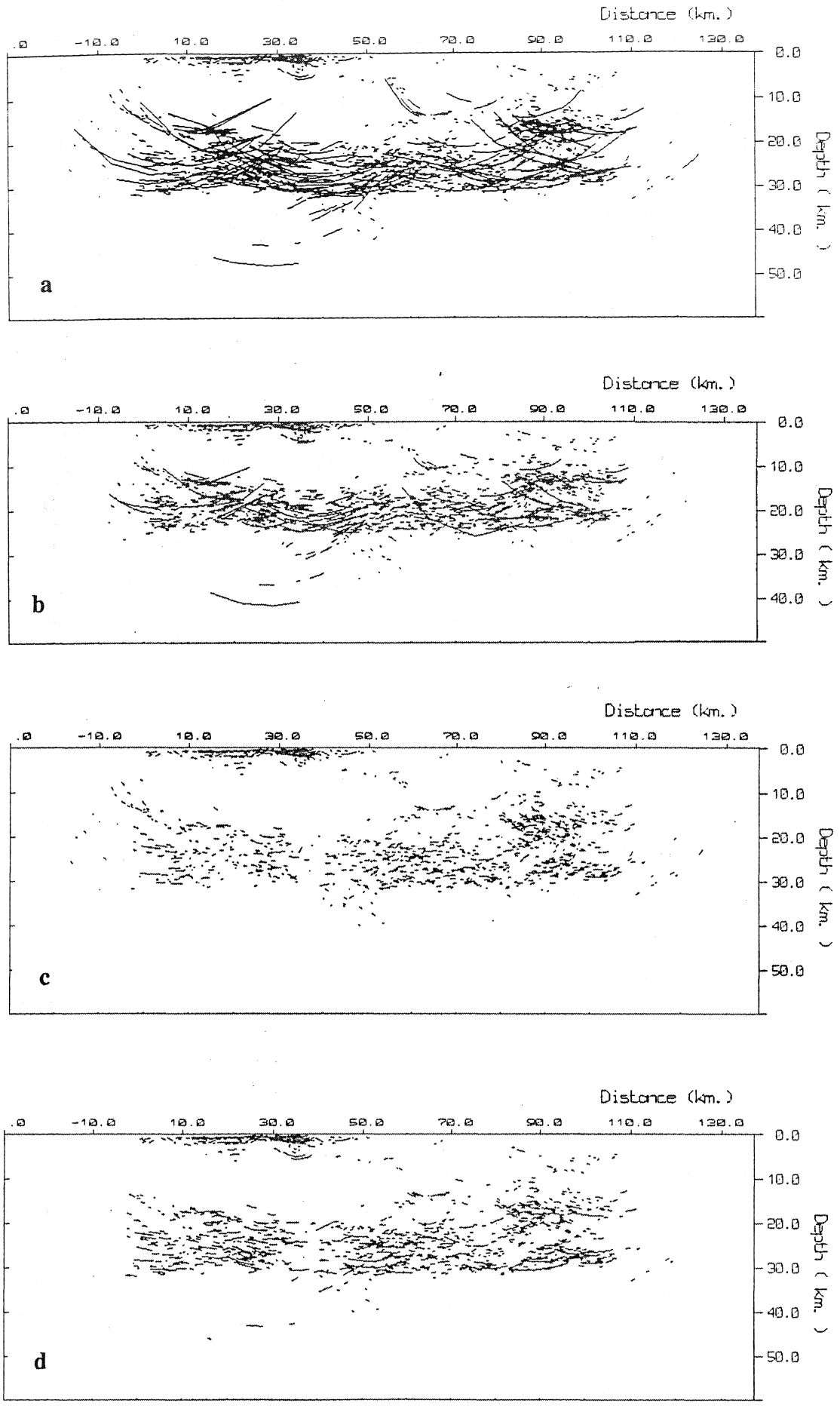


Figure 24 Exemple de profil migré par RAYMIG et présentant de nombreux réflecteurs concaves ou sourires, qui sont ensuite filtrés.
a) Profil migré "brut".
b) Profil migré avec un filtre FS (facteur de réduction de sourire) de 2.
c) Profil migré avec un filtre FA (filtre en amplitude) de 0.5.
d) Profil migré avec un filtre FA de 0.2 et un filtre FG (filtre de pente) de 60°.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

Pour réduire ou éliminer les sourires, et clarifier l'image du profil migré, un certain nombre de filtres, intervenant avant et ou après le calcul, est mis à la disposition de l'utilisateur.

3.3.3. Les filtres

Pour le calcul

Ils sont au nombre de cinq :

- filtre de digitalisation (FD) : il s'agit d'un filtre triangulaire de lissage, dont on choisit la largeur, et qui est appliqué aux réflexions avant la migration. Une valeur typique est 0.5 km. Les segments de réflexions de moins de 0.5 km de long sont alors traités linéairement.

- filtres sur la longueur (FL min, max) : deux longueurs sont fournies au programme. L'une est la longueur en-deçà de laquelle une réflexion est ignorée, l'autre la longueur au-delà de laquelle une réflexion est divisée en plusieurs morceaux.

- filtre de pente (FP) : si les pentes de deux segments de réflexion sont différentes de plus d'une certain pseudo-angle (dT/dX), la réflexion est tronçonnée (Fig.24d).

- paramètre de lissage de la structure de vitesse (PL) : les interfaces de la structure de vitesse sont lissées afin que les normales à ces interfaces varient linéairement. La valeur donnée à PL est la valeur maximale que prendra la longueur de lissage, qui varie avec la profondeur. Elle est typiquement de 0.2 km.

- facteur de réduction de sourire ou pretty factor (PF) : il réduit la largeur des sourires d'un facteur proportionnel à sa valeur. Son effet est nul avec la valeur 1. Des valeurs typiques de PF sont 2 ou 3 (Fig.24b).

Pour le dessin

Deux d'entre eux sont basés sur la notion de réflectivité relative : $R'=R(XY/X'Y')$, où R est l'amplitude de réflexion relative (valeur par défaut : 1.0), XY la longueur du segment non migré et X'Y' la longueur du segment migré. Dans la pratique, nous avons utilisé la valeur par défaut de R, qui ramène R' à un rapport de longueur.

- filtre pour sourires (FS) : il supprime les réflexions telles que RR' est négatif (c'est-à-dire que les rais se sont croisés à la construction). Son effet est un peu fort, il ne préserve pas le caractère de la section initiale.

- filtre en amplitude (FA) : il supprime les réflexions dont la réflectivité relative R' est inférieure à la valeur choisie. Ces réflexions sont souvent de petits éléments qui ont migré sous la forme de sourires à la suite de la divergence des rais à la construction. Une valeur typique est 0.5 (Fig.24c).

- filtre de pendage (FG) : il supprime les réflexions dont le pendage est supérieur à la valeur

VITESSES EN MANCHE

Type de roche	Vitesses (km/s)		
	Réfraction	Analyse	Mesures
BASSINS			
Tert. Crét. sup. Albien	2.32	-	-
Crétacé inférieur	-	2.50	-
Jurassique	3.38	4.50	-
Trias	-	3.00-4.70	-
Permien	-	5.30-6.50	3.23
Permo-Trias	2.94, 4.33, 5.40	-	-
CROUTE SUPERIEURE			
Paléozoïque supérieur	5.15	-	4.55
socle	5.93	-	5.58
granite armoricain	5.65	-	-
granite cornubien	5.91	-	5.09
gabbro	6.44	-	6.13
ophiolite	5.37	-	-
croûte moyenne	6.30	6.50	-
CROUTE INFERIEURE			
croûte inférieur	6.70	-	-
Moho	6.70 à 8.08	-	-
MANTEAU SUPERIEUR			
manteau supérieur	8.08	-	-

Logs de réfraction : 11, 19, 20, 21, 22, 28, 30

Tableau 5.a Vitesses des différentes unités de la croûte, obtenues par mesure, analyse de vitesse et réfraction, en Manche.

VITESSES EN MER CELTIQUE

Type de roche	Vitesses (km/s)		
	Réfraction	Analyse	Mesures
BASSINS			
Tertiaire	2.30	2.60	2.25
Crétacé supérieur	-	2.35	-
Crétacé Tertiaire	2.18	-	-
Jurassique supérieur	3.07	2.75	-
Jurassique inférieur	3.75	3.15	3.50
Trias	4.20	4.20	3.23
CROUTE SUPERIEURE			
Paléozoïque supérieur	5.26	-	4.79
Paléozoïque inférieur	5.71	-	5.00-5.60
granite cornubien	5.91	-	5.09
croûte supérieure	6.13	-	-
"LVZ" (10 km)	5.74	-	-
croûte moyenne	6.43	-	-
CROUTE INFERIEURE			
croûte inférieure	6.90	-	-
Moho	6.90 à 8.00	-	-
MANTEAU SUPERIEUR			
manteau supérieur	8.04	-	-

Logs de réfraction : 7, 14, 16, 17, 18, 20, 27, 30, 32, 33, 34

Tableau 5.b Vitesses des différentes unités de la croûte, obtenues par mesure, analyse de vitesse et réfraction, en Mer Celtique.

donnée. Les valeurs typiques sont : 45°, 60° (Fig.24d).

3.3.4. Conclusion

Le programme RAYMIG est adapté à tous les types de profils (avec ou sans variations latérales ou verticales de vitesses), grâce à la souplesse de son modèle de vitesse. Il requiert une digitalisation des profils plutôt fine. La présence d'événements de courte longueur d'onde peut provoquer l'apparition d'artefacts, qui pourront être minimisés par l'application d'un certain nombre de filtres.

III. LA MIGRATION DES PROFILS SWAT 3, 8, 9, 10 ET 11

Nous venons de voir que la migration de pointés sisimiques pose deux problèmes essentiels : la détermination des vitesses sismiques et le choix des données à migrer. Aussi, avant d'en arriver aux résultats des migrations (comparaison des méthodes, apports pour l'interprétation), nous allons aborder, dans le cas des profils SWAT, chacun de ces points.

1. Les vitesses sismiques

Nous avons déjà signalé que l'acquisition des profils SWAT n'avait pas été accompagnée d'expériences complémentaires, qui auraient permis de connaître assez précisement les vitesses le long des profils. Par conséquent, nous avons recherché d'autres sources d'information, et nous avons déterminé des vitesses pour les régions Manche (profils SWAT 8 à 11) et Mer Celtique (profil SWAT 3), plutôt que pour chaque profil.

Deux types d'approches permettent de connaître les vitesses sismiques des différents constituants de la croûte :

- l'approche directe : les vitesses sont mesurées in situ (carottage sismique, sismosondage, diagraphie de vitesse) ou en laboratoire. Ce type d'approche, bien entendu, ne concerne que les roches de subsurface,

- l'approche indirecte : cette fois, c'est l'interprétation des données de réflexion et de réfraction qui aboutit à l'élaboration de modèles de vitesses.

VITESSES MOYENNES A DIFFERENTES PRESSIONS

Type de roche	Densité moyenne	Vitesses						
		Pressions (Kbar)						
		0.1	0.5	1	2	4	6	10
Croûte cont.	2.78	5.51	5.74	5.92	6.05	6.17	6.25	6.69
Sédiments	2.60	4.94	5.29	5.56	5.71	5.79	5.86	6.07
Socle	2.87	5.21	6.22	6.38	6.52	6.65	6.74	6.71
Granite	2.65	5.43	6.02	6.12	6.24	6.36	6.39	6.44
Gneiss	2.78	4.93	5.80	6.14	6.30	6.43	6.51	6.65
Basalte	2.76	5.42	5.49	5.62	5.73	5.74	5.83	-
Gabbro	2.89	6.07	6.23	6.37	6.51	6.60	6.64	7.18
Amphibolite	3.08	6.25	6.71	6.79	6.99	7.17	7.24	7.32
Granulite	2.93	6.26	6.60	6.64	6.75	6.84	6.89	6.96
Ultrabasites	3.18	7.17	7.26	7.33	7.42	7.53	7.60	7.74
Harzburgite	3.25	7.42	7.60	7.67	7.70	7.74	-	7.58
Pyrox - bronz	3.27	7.71	7.72	7.75	7.80	7.86	7.85	8.02
Dunite	3.28	7.62	7.77	7.85	7.93	8.06	8.09	8.13
Péridotite	3.25	6.34	7.08	7.18	7.31	7.42	7.61	7.52

Tableau 6 Moyennes de vitesses mesurées en laboratoire sur différents types de roches, à différentes pressions.

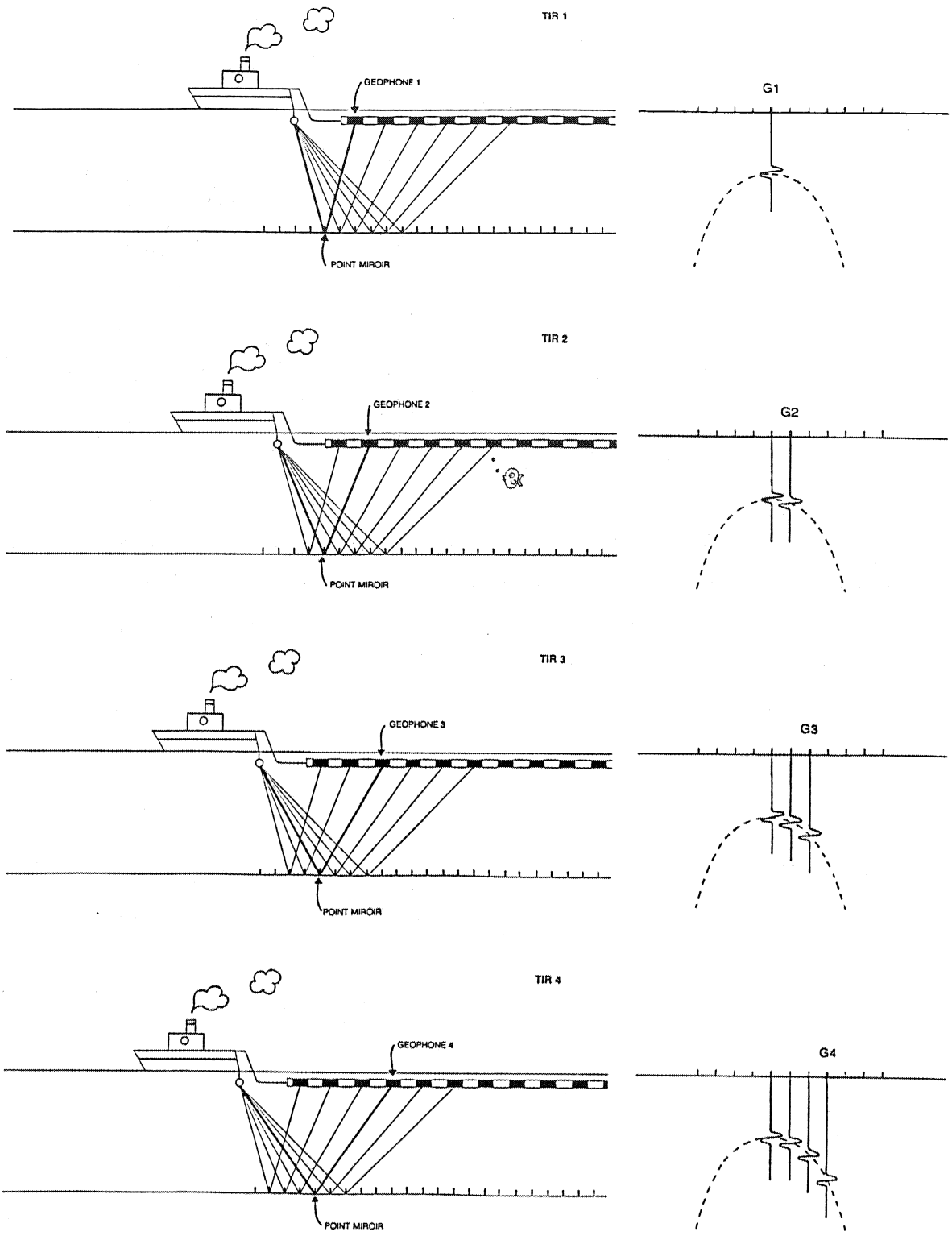


Figure 25 Principe permettant l'analyse de vitesse lors de l'acquisition d'un profil de réflexion verticale en couverture multiple.
La première réflexion enregistrée pour un point miroir donné est la réflexion à incidence sub-normale (tir 1, géophone G1). Dans notre exemple, pour effectuer le tir suivant (tir 2), le bateau se déplace d'une distance correspondant à la moitié de l'écart entre deux géophones (dans le cas des profils SWAT, cette distance correspond à l'écart entre deux géophones, soit 50 m). Une nouvelle réflexion va provenir du point miroir considéré, cette fois avec un angle d'incidence non nul. Cette réflexion sera enregistrée par le géophone 2. Le processus se répète à chaque nouveau tir (tirs 3 et 4). Les réflexions enregistrées dessinent une hodochrone, dont on pourra tirer la vitesse du milieu traversé.

Lorsqu'elles étaient disponibles, les vitesses fournies par chacune de ces sources ont été regroupées dans les tableaux 5a et 5b.

1.1. Les vitesses mesurées

Quelques auteurs proposent, pour des formations sédimentaires le plus souvent, des vitesses, mesurées en laboratoire ou sur le terrain (Day et al., 1956; Adesanya, 1982). Les valeurs ainsi obtenues sont généralement plus faibles que celles tirées de la réfraction ou de l'analyse de vitesse (Tab.5). Nous avons préféré utiliser ces dernières pour des objets d'épaisseur importante, car les vitesses mesurées en surface, sur des échantillons probablement altérés, ne sont pas nécessairement représentatives de l'ensemble de l'objet.

Cependant, il peut exister des objets difficiles à associer à des vitesses d'analyse ou de réfraction (par exemple les zones de croûte moyenne réflective ou les "écailles"). Si l'on dispose de valeurs "théoriques" de vitesse, correspondant à des mesures effectuées en laboratoires sur de nombreux échantillons d'origines diverses (Tab.6), il devient possible, en faisant une hypothèse sur la nature pétrologique d'un objet, de lui attribuer une vitesse.

1.2. L'analyse de vitesse

L'acquisition d'un profil de réflexion en couverture multiple permet, en chaque point miroir commun, de tracer des hodochrones (Fig.25). Il est donc possible d'en tirer une vitesse, relative au milieu situé au-dessus du point miroir. Cette vitesse est, en fait, proche d'une vitesse quadratique moyenne. Le passage à des vitesses de tranche pourra se faire par l'intermédiaire de la formule de Dix, qui permet de calculer, de façon théoriquement rigoureuse, la vitesse d'une couche homogène à partir des vitesses quadratiques des milieux sus et sous-jacents.

Les résultats de l'analyse de vitesse sont communement employés par l'industrie pétrolière dans les bassins peu profonds. Mais cette méthode fournit des résultats discutables au-delà de 4 sTD environ (Warner, 1987a). La formule employée pour passer de la vitesse quadratique à la vitesse de tranche étant sensible à la profondeur, plus l'épaisseur de la tranche dont on cherche la vitesse est faible par rapport à la profondeur où elle se trouve, plus l'erreur est importante (avec en particulier une surestimation des vitesses). De plus, l'intervention de couches pentées dans l'analyse de vitesse conduit à une surestimation des vitesses de tranche. Ainsi, dans les bassins de Plymouth (SWAT 8 et 9) et du chenal Saint-Georges (SWAT 2), profonds d'une dizaine de km, des vitesses élevées de plus de 6 km/s sont obtenues en fond de bassin. Néanmoins, pour les bassins de profondeurs moindres, il est utile de pouvoir comparer les vitesses obtenues par analyse aux vitesses tirées de la réfraction.

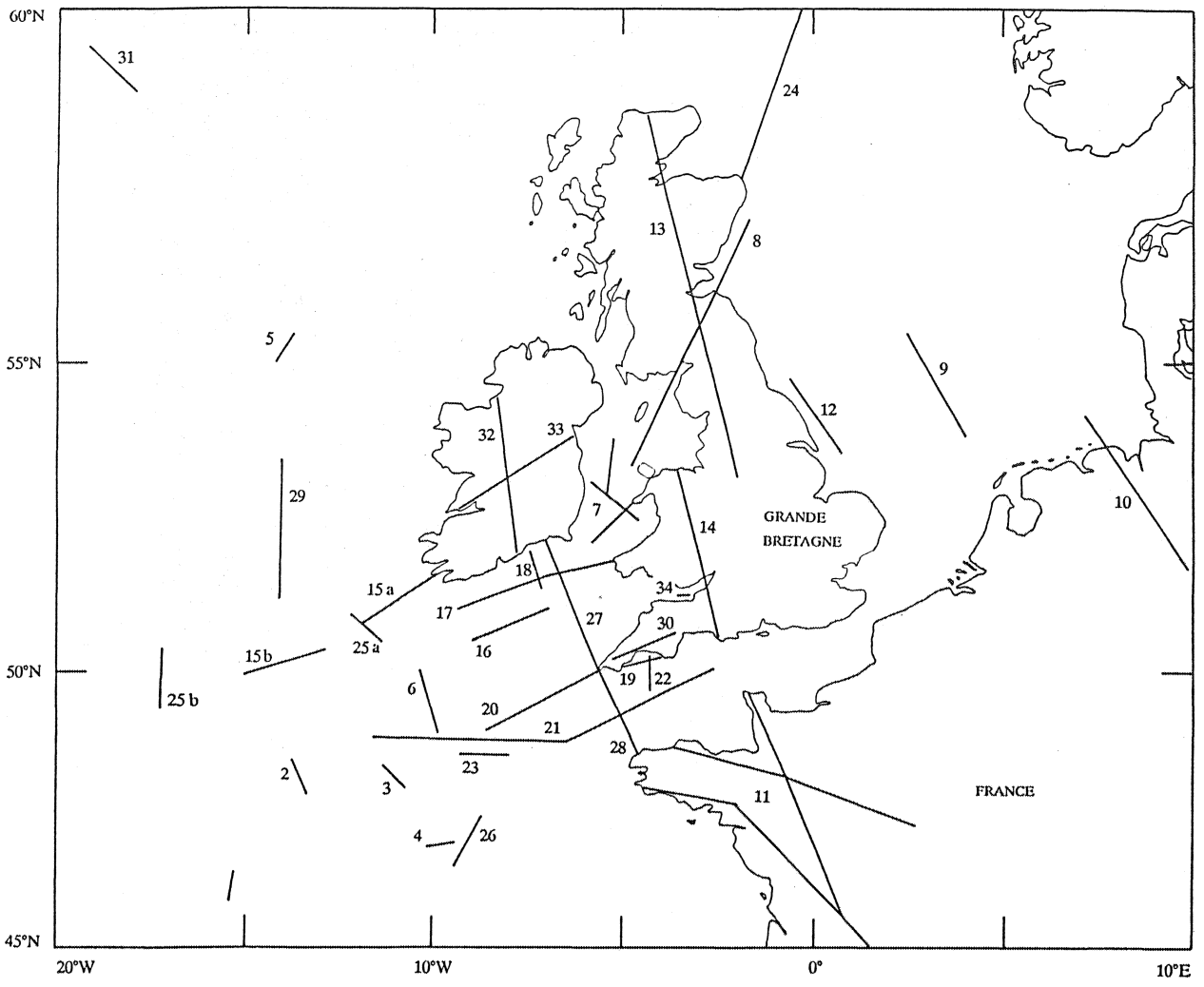


Figure 26 Localisation des profils de réfraction effectués en Manche et en Mer Celtique. Les numéros correspondent à ceux des profils de vitesse de la figure 27 et aux références bibliographiques du tableau 6.

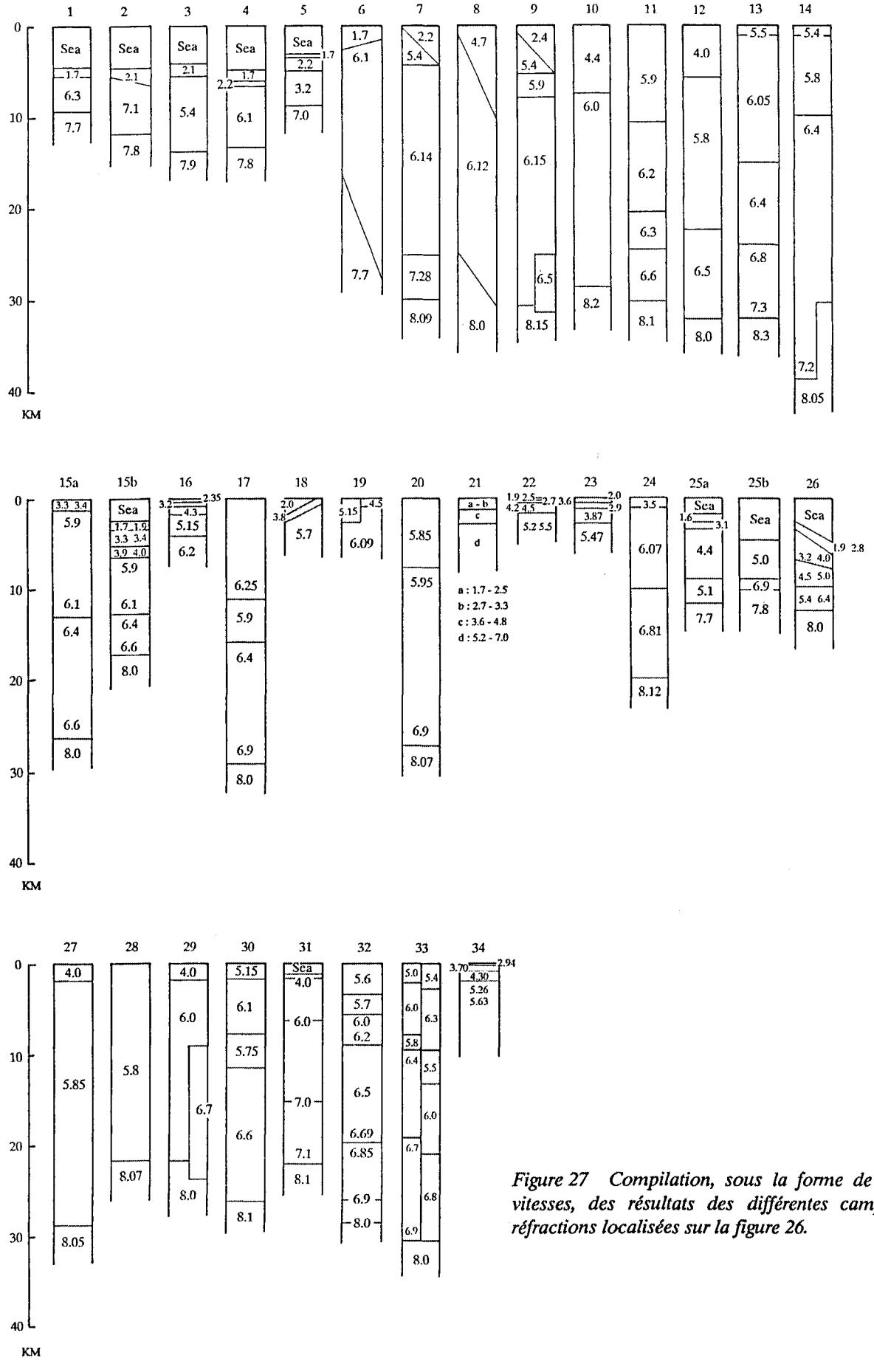


Figure 27 Compilation, sous la forme de profils de vitesses, des résultats des différentes campagnes de réfractions localisées sur la figure 26.

REFERENCES DE REFRACTION

n°	référence	t.inv.	dec.	t.l.p.
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	oui	oui
12	Collette et al., 1970	interfaces	planes	
13	Bamford et al., 1976	oui	-	oui
14	Bamford et al., 1976	oui	-	oui
15	Handley, 1971	non	-	oui
	Makris et al., 1988	-	-	-
16	données SR1 à SR3 in Lefort, 1975 p.100	-	-	-
17	Bamford, 1974	probable	oui	oui
18	Blundell et al., 1971	oui	-	-
	Blundell, 1975	-	-	-
19	Doody et Brooks, 1986	oui	-	-
20	Holder et Bott, 1971	quasi	-	oui
	Bott et al., 1970	-	-	-
21	Day et al., 1956	non	non	-
	after Bullard et Gaskell, 1941 et Hill et King, 1953			
	Avedik, 1975			
22	Hill et King, 1953	non	non	-
23	données SNPA in Lefort, 1975	-	-	-
24	Sornes, 1968	-	-	-
25	Scrutton et al., 1971	non	-	-
26	Avedik et Howard, 1979	oui	oui	-
27	Holder et Bott, 1971	oui	-	oui
28	Holder et Bott, 1971	oui	-	oui
29	Whitmarsh et al., 1974	oui	-	-
30	Brooks et al., 1984	oui	oui	-
31	White et al., 1987	ESP	1 2 ships	
32	Lowe et Jacob, 1989	oui	-	-
33	Jacob et al., 1985	-	-	-
34	Brooks et Al Saadi, 1977	oui	-	-

t.inv. : tir inverse
dec. : décroissance de la vitesse envisagée dans la modélisation
t.l.p.: tir longue portée

Tableau 7 Références bibliographiques associées aux expériences de réfraction recensées en Manche et en Mer Celtique. Les numéros correspondent à ceux utilisés sur les figures 26 et 27.

CORRELATIONS
VITESSES DE REFRACTION - FORMATIONS GEOLOGIQUES

Vitesses (km/s)	Hill et King, 1953
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
	Day et al, 1956
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
	Holder et Bott, 1971
1.7 - 2.5	Mésozoïque
2.7 - 3.6	Permo-Trias
3.65 - 4.85	Paléozoïque
5.2 - 7.0	Roches métamorphiques et ignées
	Blundell, 1979
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

Tableau 8 Propositions de corrélations entre vitesses de réfraction et horizons géologiques.

Pour la Manche, les données que nous avons utilisées proviennent de l'IFP (Bois et al., 1990a). En Mer Celtique, les vitesses des formations sédimentaires de différents bassins sont proposées par Dyment (1987). Nous avons retenu celles du bassin du chenal de Bristol, seul recoupé par le profil SWAT 3.

1.3. La réfraction

Bien que les expériences de réfraction soient nombreuses autour de la Grande-Bretagne (Fig.26), elles documentent assez mal la région qui nous intéresse. En effet, les lignes les plus proches des profils (lignes 19 et 22, par exemple) n'échantillonnent pas une grande épaisseur de croûte (Fig.27). Nous avons donc pris en compte des données (Tab.5) provenant d'expériences situées à plus ou moins grande distance des profils.

Quelques remarques s'imposent au sujet de ces données de réfraction :

- l'évolution des techniques d'enregistrement et d'inteprétation peut rendre difficile la comparaison des résultats, parfois distants d'une vingtaine d'années. Dans la mesure du possible, nous avons indiqué (Tab.7) pour chacun des profils de la figure 26 si un tir inverse avait eu lieu, si une décroissance de la vitesse avec la profondeur était envisagée dans la modélisation, et si le profil était de longue portée,

- d'autre part, la présentation des résultats sous la forme de colonnes de vitesses, adoptée sur la figure 27, impose une certaine simplification des structures réellement observées. Les vitesses indiquées correspondent à une moyenne des vitesses observées le long d'un profil, et les variations latérales de vitesse ne peuvent guère y apparaître,

- enfin, le profil numéroté 21 sur la figure 26 ne correspond pas à une expérience de réfraction, mais à l'interprétation successive, par différents auteurs (voir Avedik, 1975 et Blundell, 1979), de plusieurs séries de tirs (dont le profil 22) effectués en Manche et dans ses Approches occidentales.

1.3.1. Les bassins

En Manche occidentale - Les premières campagnes de réfraction, localisées sur les bassins et de portée moyenne, ont contribué à faire connaître les vitesses des formations sédimentaires. Les résultats obtenus ont été diversement interprétés, à mesure que les informations géologiques et géophysiques se sont affinées (Tab.8). Les corrélations que nous avons adoptées s'appuient sur les données de réfraction les plus proches des profils, les interprétations effectuées sur ces profils au niveau des bassins sédimentaires, les données de la géologie de surface, et quelques forages.

En superposant aux profils SWAT les profils de réfraction, on constate qu'il est parfois difficile de corréler exactement une vitesse donnée avec un niveau stratigraphique donné. L'exemple le plus frappant est fourni par le Permo-Trias, dont l'épaisseur est forte dans le sous-bassin de Plymouth, et où l'on constate l'existence de trois tranches de vitesses (2.9, 4.3, 5.0 km/s - Tab.5a). Ces trois valeurs pourraient, non pas correspondre à différents matériels, mais traduire, de façon discontinue, un accroissement de la vitesse avec la profondeur.

D'autre part, en Manche, l'essentiel des mesures de réfraction se situe au nord de la zone faillée médio-Manche, c'est-à-dire dans un domaine où se sont déposées d'importantes épaisseurs de sédiments mésozoïques, sur des formations du Paléozoïque supérieur (Dévonien et Carbonifère) déformées à l'hercynien, elles-mêmes déposées sur un socle plus ancien assez mal connu. Le sud de la Manche occidentale est pauvre en sédiments mésozoïques (seul le Jurassique est plus développé qu'au nord), sa couverture paléozoïque est également assez restreinte et peu touchée par les événements hercyniens, et le socle est constitué de Précambrien. Malgré cette opposition, du fait de la rareté des informations de réfraction sur la partie sud (Fig.26), nous avons considéré les mêmes vitesses pour l'ensemble du domaine.

En Mer Celtique - Les vitesses des bassins sont essentiellement issues de campagnes de réfraction effectuées dans le chenal de Bristol (profil 34), et dont les résultats ont pu être correctement "calés" avec la géologie régionale (Brooks et Al Saadi, 1977).

1.3.2. La croûte supérieure

En Manche - La corrélation des différents profils de vitesse disponibles sur la région permet de définir les vitesses des granites cornubiens et armoricains, du complexe ophiolitique du Lizard, du Paléozoïque supérieur, du socle (Paléozoïque inférieur et Précambrien) et de la croûte moyenne.

En Mer Celtique - De la même façon, il est possible de proposer des vitesses pour le Paléozoïque inférieur et supérieur, les granites de Cornubie, la croûte supérieure et moyenne.
Dans cette région, trois profils (17, 30 et 33) montrent l'existence d'une zone d'inversion de vitesse, située à 10 km de profondeur environ. Cette zone est corrélée à un granite (profil 33 - Jacob et al., 1985) ou à la base d'un granite (profil 30 - Brooks et al., 1984). Bien que des inversions de même type (situées à mi-croûte, avec des vitesses de l'ordre de 5.8 km/s) soient décrites à plusieurs reprises dans le SW de l'Allemagne, où les données de vitesse (analyse ou réfraction) sont abondantes (Gajewski et Prodehl, 1987; Egloff, 1979; Meissner, 1986), et qu'elles soient citées comme un phénomène fréquent dans la croûte supérieure (Gérard, 1985), il nous parait difficile, dans la région qui nous intéresse,

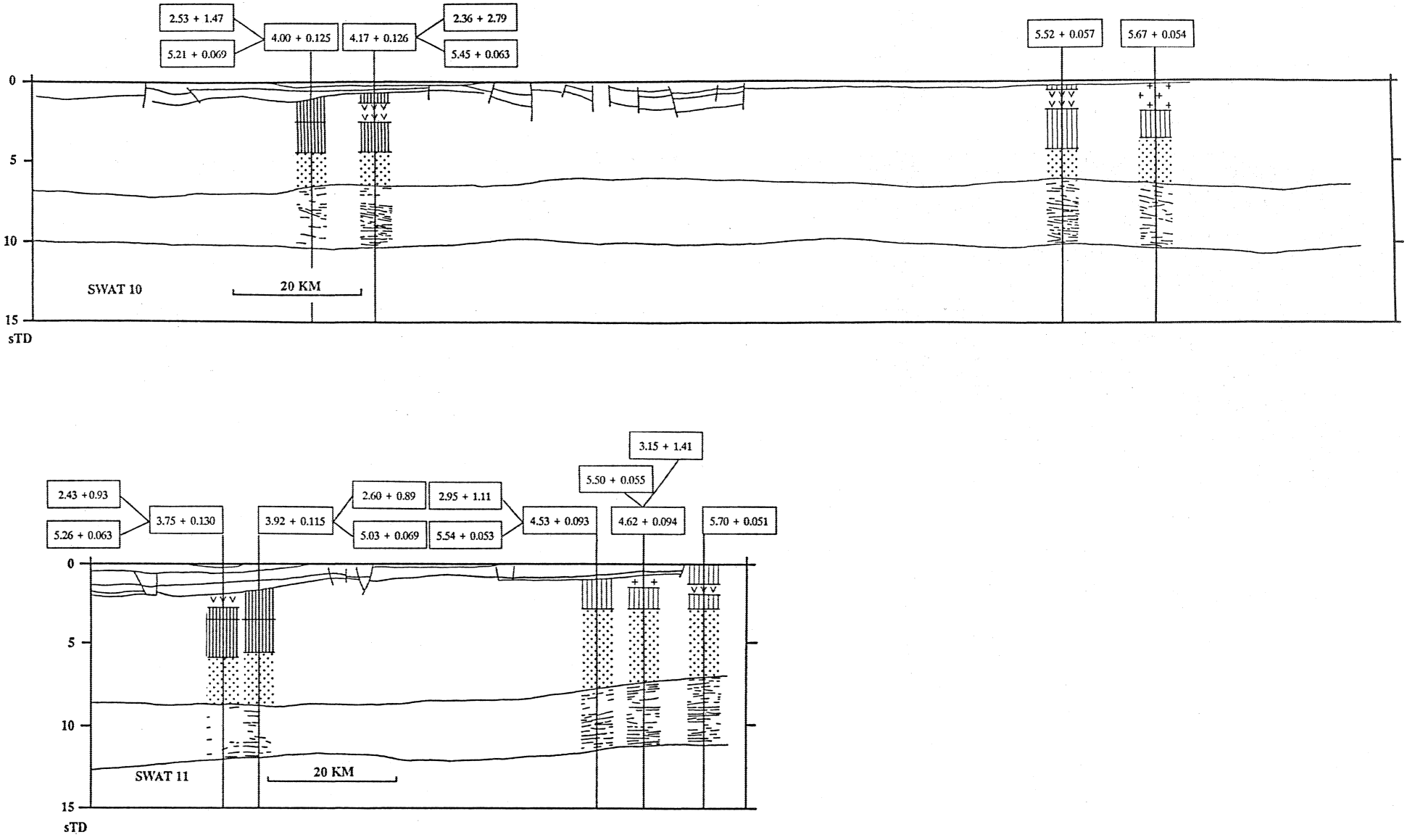
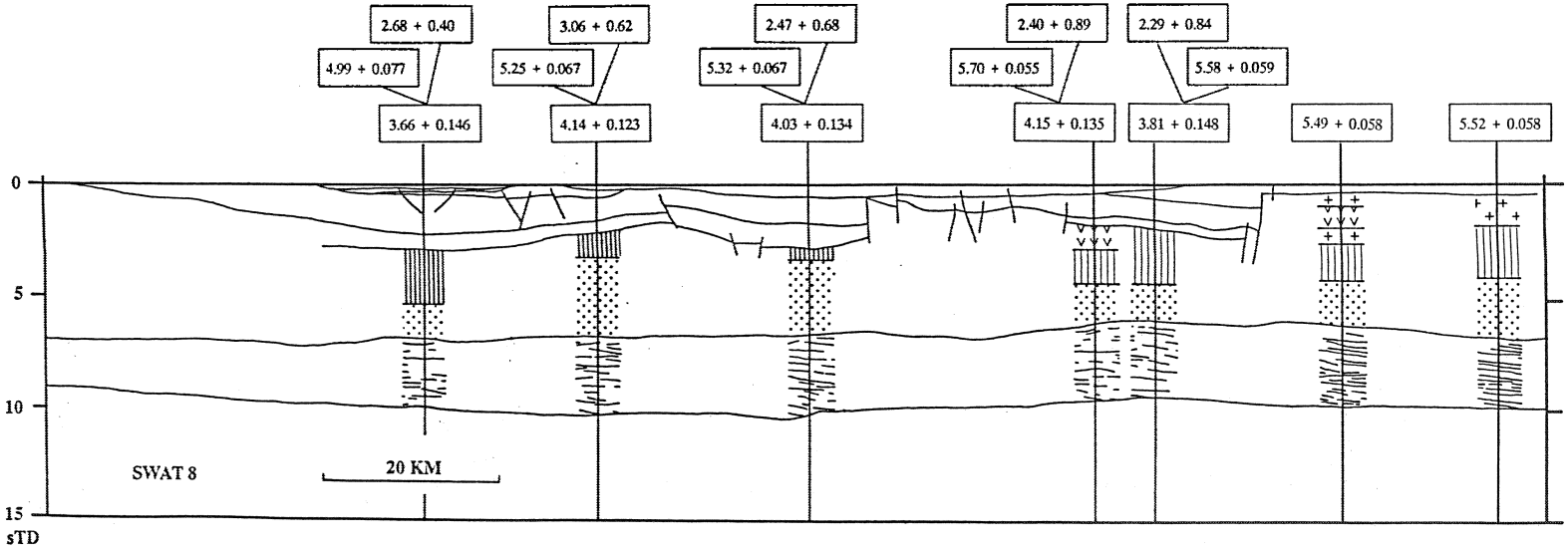


Figure 28 Modèles géologiques ayant présidé, pour chaque profil, à l'élaboration des lois de vitesse, et lois de vitesse correspondantes. A l'aplomb des bassins sont également indiquées les deux lois que l'on obtient en dissociant bassins et socles.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.



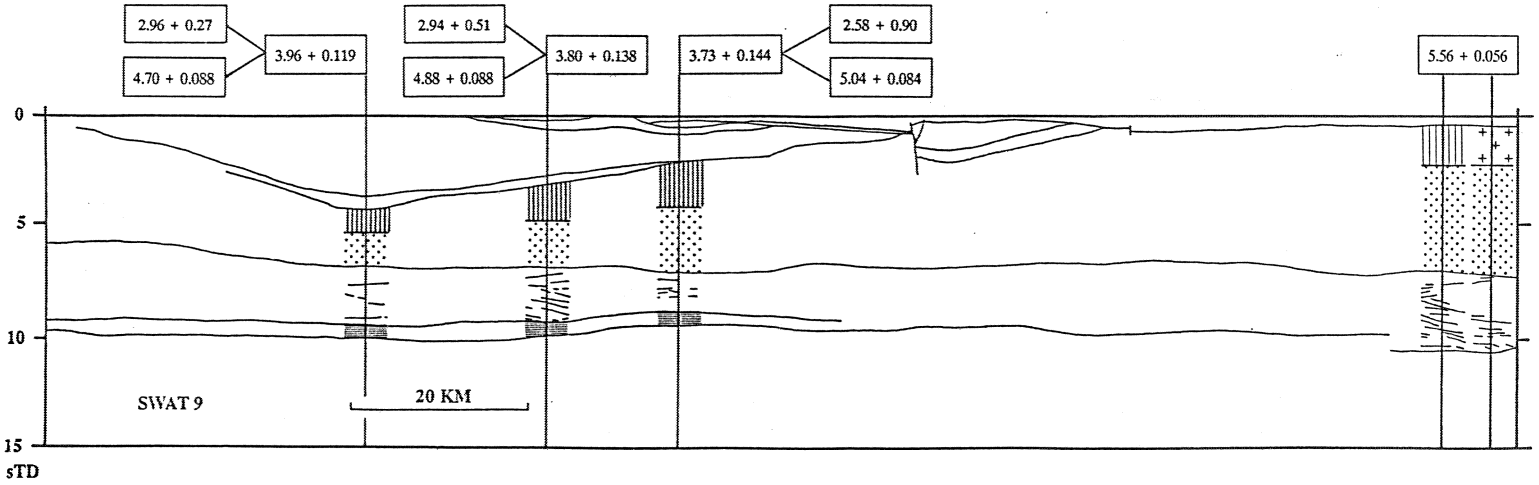
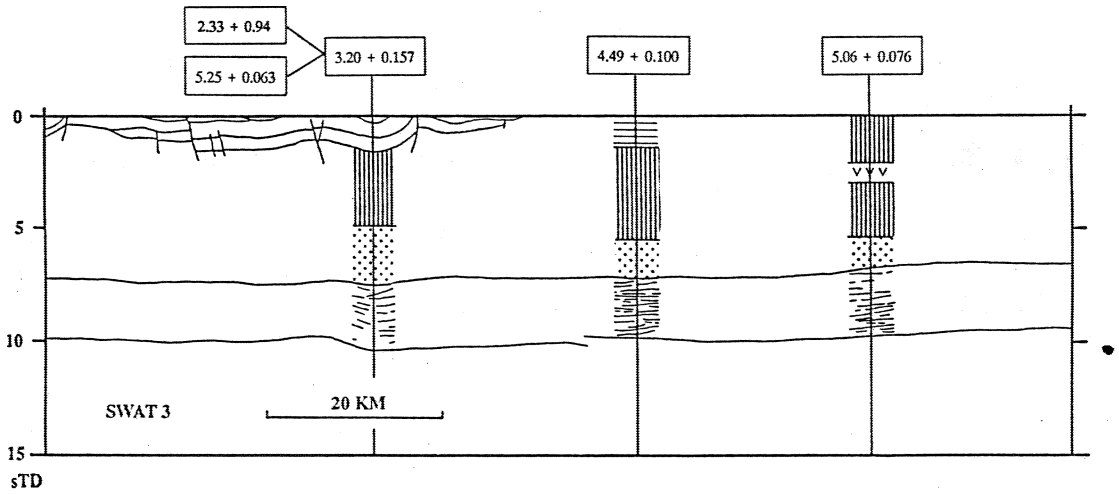


Figure 28 (suite)



bassin sédimentaire post-carbonifère

corps magmatique

granite

bassin du Culm

"socle" hercynien (nappes dévono-carbonifères et Précambrien)

"socle" cadomien (Briovérien)

croûte moyenne

croûte inférieure

Moho

manteau supérieur

5.52 + 0.057 loi linéaire de vitesse

4.17 + 0.126 — 2.36 + 2.79 loi "de bassin"

4.17 + 0.126 — 5.45 + 0.063 loi "de socle"

Figure 28 (fin)

d'en tenir compte.

1.3.3. La croûte inférieure

Sur l'ensemble des données de réfraction de la figure 27, la vitesse de la croûte inférieure est comprise entre 6.5 et 7.3 km/s. Les vitesses moyennes en Manche et en Mer Celtique sont respectivement 6.7 et 6.9 km/s.
A titre indicatif, les vitesses suivantes sont rencontrées dans la littérature : en Mer Celtique, 6.8 km/s (Dyment, 1987), sous la marge hercynienne armoricaine 6.9-7.1 km/s (Pinet et al., 1987a), sous la Forêt Noire 6.5-6.7 km/s (KTB Research Group, 1987), pour le profil Nord de la France 6.7 km/s (Bois et al., 1988), dans le Golfe de Gascogne 6.2-7.1 km/s (Pinet et al., 1987a), dans le Nevada 6.7-6.8 km/s (Kanasewich et al., 1987).
Dans le cours du chapitre II, nous avons vu que l'assimilation du sommet de la croûte inférieure au Conrad était discutée (paragraphe III.1.). Dans la région qui nous concerne, quelles que soient les difficultés rencontrées, éventuellement, pour définir la limite supérieure de la croûte inférieure, et quelle que soit la vitesse qui lui est attribuée, le passage de la croûte supérieure (6.3 - 6.5 km/s) à la croûte inférieure (6.7 - 6.9 km/s) semble marqué par un "saut" de vitesse de l'ordre de 0.3 km/s au moins.

1.3.4. Le Moho

S'il apparait finalement que le Moho est une zone de transition litée plus qu'une limite abrupte (White et al., 1987; Louie et Clayton, 1987), seul un des profils de réfraction dont nous disposons nous permet de lui attribuer une vitesse : en Irlande, sur le profil 32, le Moho est défini par une bande de 2 km d'épaisseur, dont la vitesse est comprise entre 6.9 et 8 km/s (Lowe et Jacob, 1989). Dans le Nevada, une tranche de 3 km d'épaisseur, à 7.4-7.8 km/s, observée en base de croûte (Kanasewich et al., 1987) correspond peut-être également au Moho.

Il nous a semblé raisonnable de tenir compte, dans les vitesses retenues pour la Mer Celtique, des informations apportées sur le Moho par le profil 32, en raison de sa relative proximité, et en raison de la bonne coïncidence entre les valeurs qu'il propose (6.9 à 8.0 km/s) et les valeurs obtenues par ailleurs (Tab.5b) pour la croûte inférieure (6.9 km/s) et le manteau supérieur (8.04 km/s). Par analogie, une fourchette de 6.7 à 8.08 km/s est proposée pour le Moho en Manche (Tab.5a).

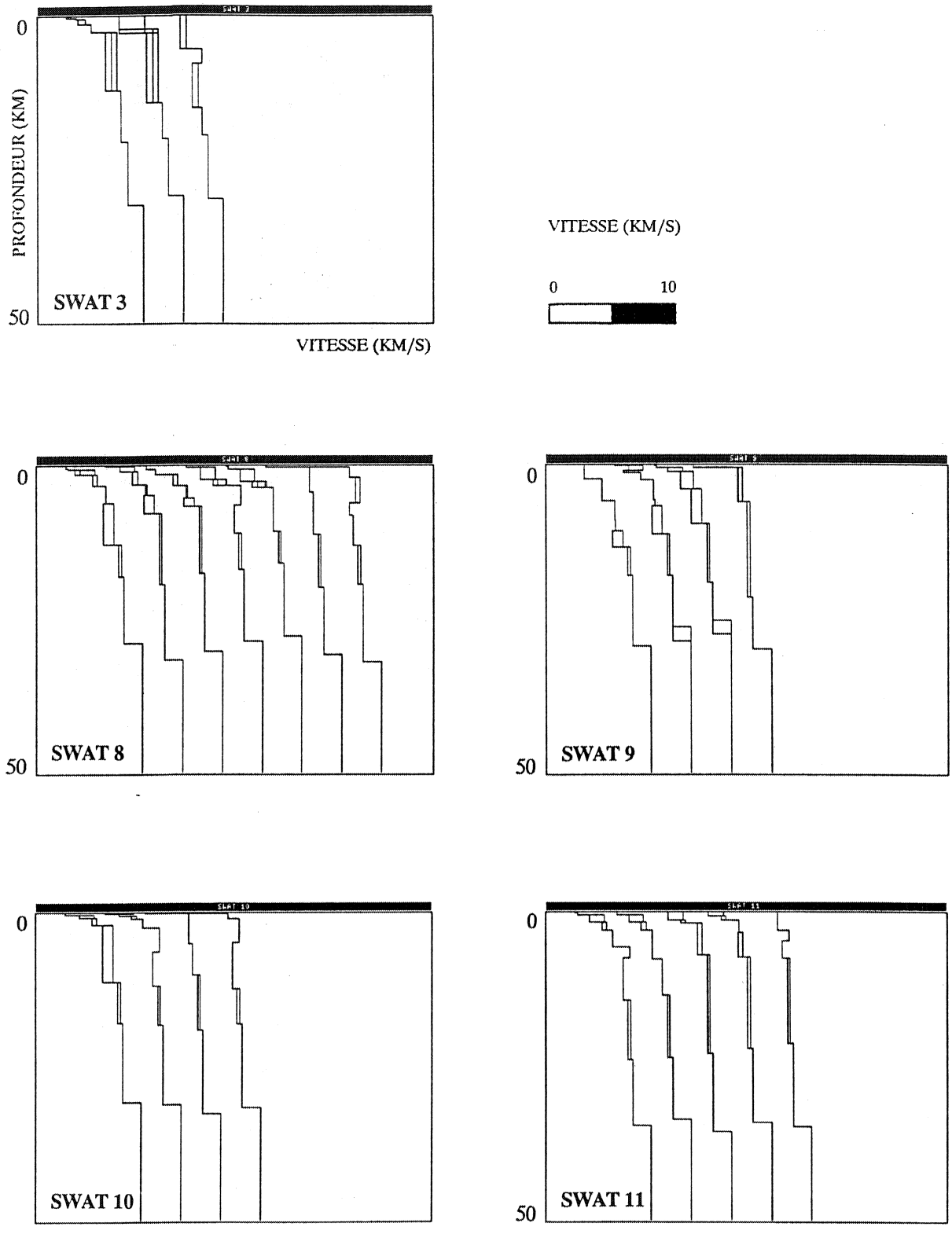


Figure 29.a Diagrammes vitesse-profondeur. Pour chaque ligne sismique, les profils de vitesse tirés des modèles de la figure 28 sont indiqués. Le profil de vitesse situé le plus à gauche correspond, sur le modèle de la figure 28, à la "colonne géologique" située le plus au nord.

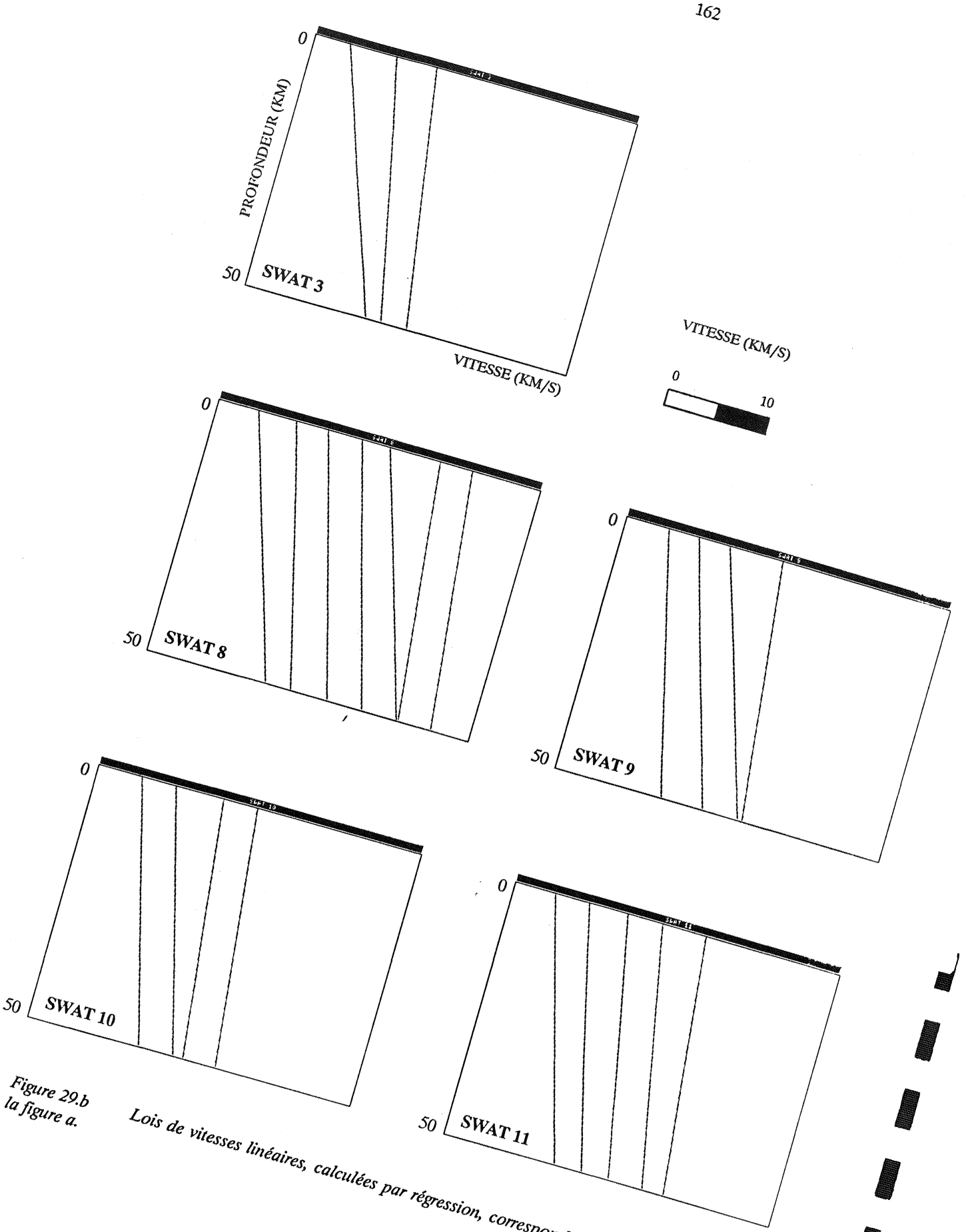


Figure 29.b *Lois de vitesses linéaires, calculées par régression, correspondants aux diagrammes de la figure a.*

1.3.5. Le manteau supérieur

Les expériences de réfraction conduites dans la région montrent des vitesses réparties entre 7.0 et 8.3 km/s. Les valeurs de 7.0 à 7.7 km/s correspondent à des profils tirés sur de la croûte océanique, sauf dans un cas (profil 6 - Bunce et al., 1964). Cependant, le profil 6 n'est pas très éloigné de la croûte océanique, et d'autre part, il s'agit d'un tir non inversé, ce qui signifie que des problèmes de pendage peuvent avoir influencé les résultats. Sans ces valeurs, les vitesse du manteau varient entre 8.0 et 8.3 km/s.

Les valeurs moyennes sont de 8.08 km/s pour la Manche et de 8.04 km/s pour la Mer Celtique.

1.4. Elaboration des lois et modèles de vitesses

Migration "1D" - A partir des données de vitesse disponibles (Tab.5), plusieurs lois de vitesse ont été calculées pour chaque profil, en fonction des structures (bassin, granite, corps magnétique...) présentes (Fig.28). Ces structures ont été définies à partir des profils sismiques. Deux points méritent d'être rappelés à leur propos :

- les bassins sédimentaires, présentés comme des unités mésozoïques, pourraient montrer, à leur base, des formations datant du Carbonifère supérieur (Bois et al., 1990a). Nous n'avons pas tenu compte de ces formations, dont la présence et l'étendue sont hypothétiques; il est probable que leur prise en compte éventuelle modifierait peu, finalement, les lois de vitesse.

- la limite proposée, sur les différents profils, entre le socle et la croûte moyenne est basée sur une variation verticale du faciès sismique (passage d'une zone plutôt transparente à une zone plus réflective, n'appartenant pas à la croûte inférieure). Ce choix peut être discuté. Cependant, le déplacement de cette limite n'aurait sans doute, à nouveau, que de faibles répercussions sur les lois de vitesse.

Les couples vitesse-profondeur sont reportés, pour chaque profil de la figure 28, dans les diagrammes de la figure 29a. Les lois de vitesse correspondantes sont calculées par régression linéaire (Fig.29b).

On notera qu'une grande différence apparait, sur un même profil, entre les lois de vitesses qui incluent les vitesses des bassins sédimentaires (lois "avec bassin"), et les lois calculées dans des régions où la couverture est faible ou inexistante (lois "de socle"). Cette différence, au sein d'un profil donné, est plus importante que celle que l'on peut observer entre lois "avec bassin" ou lois "de socle" de profils différents. En effet, les vitesses dans les bassins sont plus faibles, mais leur évolution avec la profondeur est plus rapide que dans le socle et la croûte. La décomposition des lois "avec bassin" en lois "de bassin" et lois "de socle" (Fig.28) permet de bien s'en rendre compte : les lois "de bassin" sont caractérisées par un fort gradient (souvent plus de 0.50 km/s/km), les lois "de socle" par une vitesse initiale élevée (plus de 5.0 km/s).

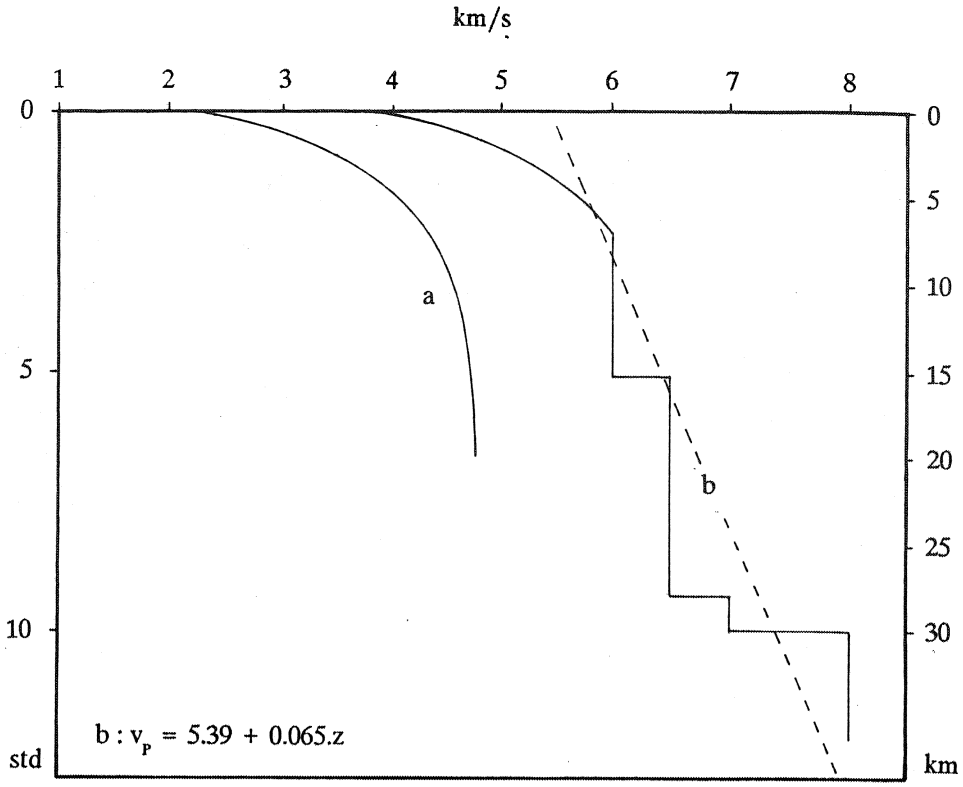


Figure 30 Compilation de vitesses effectuée pour l'Europe du NW par Meissner et al. (1986). Le profil a concerne les bassins sédimentaires, le profil b le socle de ces bassins. La loi linéaire calculée à partir du profil b est indiquée en pointillés.

La loi "de socle" que l'on peut tirer de la compilation effectuée par Meissner et al. (1986) pour l'Europe de l'ouest (Fig.30), peut être considérée comme une autre loi utilisable pour la migration des profils. Elle est très proche de certaines des lois proposées sur la figure 28.

Migration 2D - Dans ce cas, les modèles de vitesse sont calés sur les profils sismiques. On envisagera en général une ou plusieurs vitesses pour les bassins, une vitesse pour la croûte supérieure, une vitesse pour la croûte inférieure, puis, selon les profils, une vitesse pour un granite ou une écaille.
Les vitesses que nous avons utilisées pour la migration 2D sont parfois légèrement différentes de celles finalement retenues pour la migration "1D", que nous avons pu expérimenter plus longuement. Ceci ne change pas de manière significative les résultats que nous discutons, les variations dans les valeurs des vitesses excédant rarement 10 %. D'autre part, nous avons vu dans la description de la méthode de migration 2D (paragraphe II.3.3.1.) qu'une erreur sur les vitesses pouvait provoquer une erreur sur la profondeur de la réflexion, mais qu'elle était moins importante qu'une erreur sur la forme des tranches de vitesses.

2. Le choix des réflexions

Lors des premières utilisations des programmes de migration, il s'est rapidement avéré que la migration d'un grand nombre de réflexions menait à une image difficile à interpréter. Les renseignements fournis par le programme LANGLE (annexe E) sur les longueurs et pendages des réflexions, après avoir permis la description des différentes digitalisations et pointés, vont cette fois être utilisés pour rechercher des critères de sélection de réflexions (classes de pendage ou de longueur).

L'utilisation de LANGLE ayant précédé la migration, les vitesses utilisées pour passer les profils en profondeur sont des vitesses "théoriques" : 4.0 km/s pour les bassins, 6.0 km/s pour la croûte, 8.0 km/s pour le manteau supérieur. De plus, l'emploi des lois de vitesse propres à chaque profil pour le passage profondeur rendrait impossible la "retraduction" des coupes profondeurs issues de LANGLE, en coupes temps utilisables par les programmes de migration.
Quatre types de représentations sont proposés : les réflexions sont réparties dans des classes d'angles de un degré et des classes de longueur de 0.5 km, ou représentées dans des diagrammes pendage-longueur, pendage-profondeur et longueur-profondeur.
L'ensemble des résultats correspondant aux cinq profils étudiés est regroupé dans l'annexe F. Pour la clarté de l'exposé, les cas traités ci-dessous ne seront illustrés, à chaque fois, que par un exemple.
En complément des représentations graphiques proposées par LANGLE, nous avons reporté dans

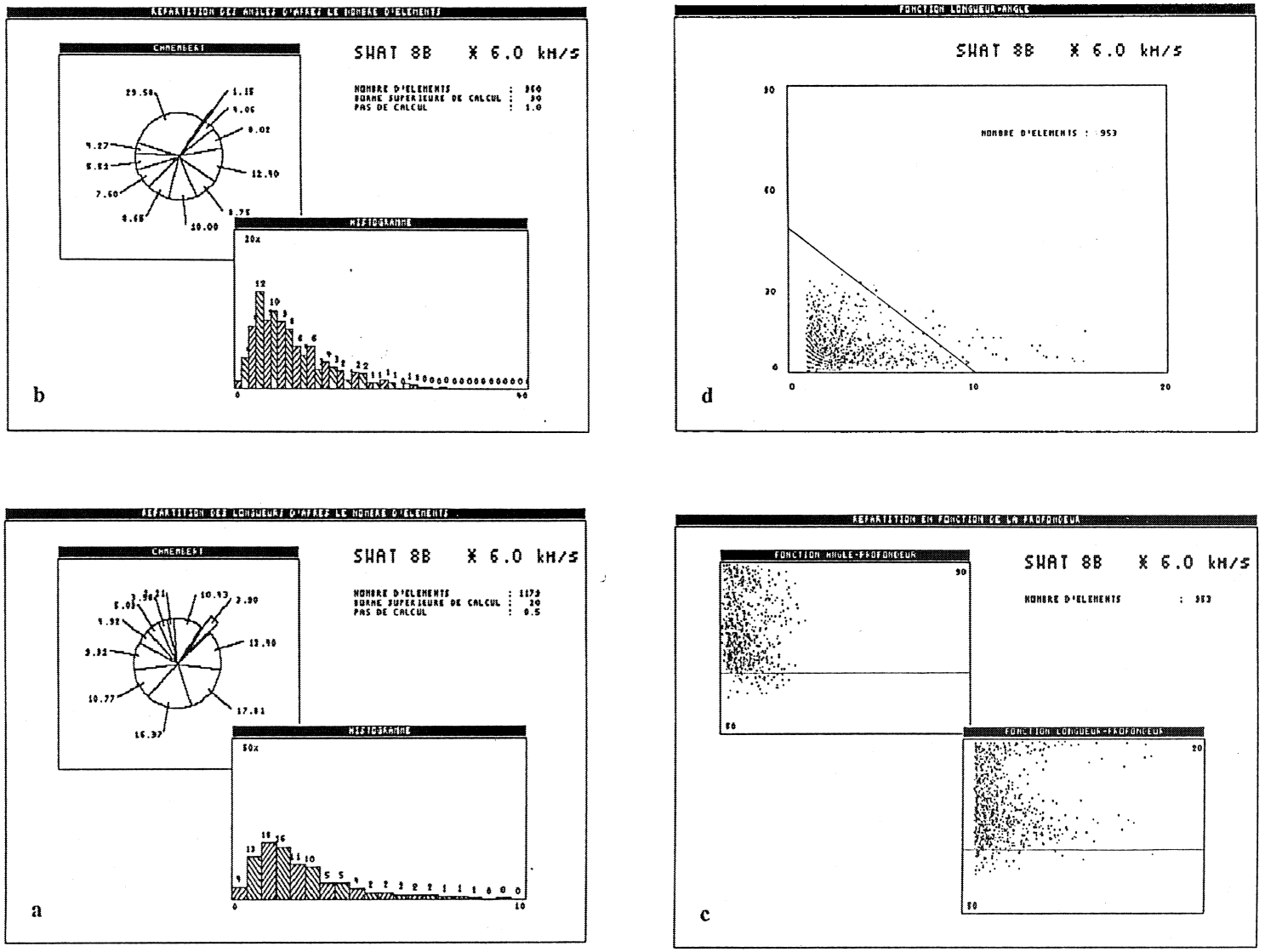


Figure 31 Caractéristiques des réflecteurs pour le profil SWAT 8 entier.
a) Répartition des longueurs par classes de 0.5 km.
b) Répartition des pendages par classes de 1 degré.
c) Diagrammes longueur-profondeur (en haut) et pendage-profondeur (en bas).
d) Diagramme longueur-pendage. Rappellons que la répartition des points sur des hyperboles est un artefact lié à la précision de la table à digitaliser employée (paragraphe I.1.4. - Fig.8).

PROFILS ENTIERS

a)

PROFIL	LONGUEUR				
	0-2 km (%)	0-5 km (%)	0-10 km (%)	max (km)	%
SW3B	90	98	98	0.5-1.5	67
SW3D	94	100	100	0-1	69
SW3R	75	95	100	0.5-1.5	53
SW8R	77	99	100	0.5-1.5	53
SW8T	50	87	100	0.5-1.5, 1-2	32
SW8B	52	87	98	1-2	34
SW9R	56	90	100	1-2	39
SW10B	73	96	99	0.5-1.5	54
SW10R	76	96	99	0.5-1.5	55
SW11R	66	93	100	0.5-1.5	45

b)

PROFIL	PENDAGE				
	0-15° (%)	0-20° (%)	0-30° (%)	max (°)	%
SW3B	69	81	96	0-2	12
SW3D	68	79	93	0-2	10
SW3R	62	76	93	0-2	10
SW8R	71	84	97	7-9	12
SW8T	86	93	99	3-5	17
SW8B	89	96	100	3-5	22
SW9R	79	89	100	2-4	19
SW10B	82	94	100	3-5	18
SW10R	79	90	99	0-2	17
SW11R	92	96	99	0-2	27

Tableau 9 Pourcentages cumulés des effectifs de classes de réflecteurs, pour les profils entiers.
a) Pour les longueurs à 2, 5 et 10 kilomètres.
b) Pour les pendages à 15, 20 et 30 degrés.

les tableaux 9 à 15 certaines valeurs typiques de chaque profil, afin de permettre une comparaison directe de leurs propriétés.

Les caractéristiques des réflexions des profils entiers, puis de certaines parties des profils (bassins, croûte supérieure, croûte inférieure, manteau) seront successivement présentées. Pour les parties de profils, seules les répartitions en classes d'angle et de longueur seront envisagées : les diagrammes fonction de la profondeur ne font que reproduire partiellement ceux proposés pour les profils entiers, et les diagrammes longueur-pendage ne font pas ressortir de caractères propres aux populations de réflexions concernées.

2.1. Etude des profils entiers

A l'exception du diagramme de répartition des longueurs, les schémas proposés pour les différents profils ne prennent pas en compte les réflexions de moins de un kilomètre de long (voir le paragraphe I.1.4.). Les longueurs et pendages sont calculés avec une vitesse de 6.0 km/s.

Les histogrammes de classes de pendages et de longueurs des cinq profils étudiés (Fig.31) font ressortir les caractères suivants :

- les longueurs (Fig.31a et Tab.9 en haut) des réflexions sont pour l'essentiel réparties dans un intervalle de 0 à 5 km (de 87 à 100% des réflexions), et présentent un maximum net vers 0-2 km (de 32 à 69% des réflexions),

- les pendages (Fig.31b et Tab.9 en bas) ont une distribution plus étalée, en grande majorité sous 15° néanmoins (de 62 à 92% des réflexions). Les populations maximales de réflexions s'observent entre 0 et 9°.

Les diagrammes pendage-profondeur et longueur-profondeur (Fig.31c, respectivement en haut et en bas) reflètent la distribution verticale des réflexions, soit un minimum de population entre les bassins et la croûte inférieure. Pour chaque profil, la profondeur moyenne du Moho, calculée avec une vitesse de 6.0 km/s, est indiquée sur ces diagrammes. Les longueurs présentent deux maximums, l'un au niveau des bassins et l'autre dans la croûte inférieure, entre 25 et 30 km de profondeur (en considérant une vitesse moyenne de 6.0 km/s). La distribution des pendages avec la profondeur est plus uniforme, elle ne révèle pas de maximums particuliers.

Sur les diagrammes pendage-longueur, l'essentiel des réflexions se retrouve sous la droite joignant le pendage 45° à la longueur 10 km (Fig.31d). La répartition des points traduit une tendance des réflexions à être d'autant plus courtes qu'elles sont pentés.

En conclusion - Les réflexions des profils SWAT étudiés ont des caractéristiques relativement homogènes : les longueurs sont comprises entre 0 et 2 km, les pendages sont inférieurs à 10° pour la majorité d'entre elles. Les réflexions sont plus facilement longues lorsqu'elles sont peu pentées, que cela soit dans les bassins ou dans la croûte inférieure; on n'observe pas de relation entre pendage et profondeur.

La validité de cette étude est limitée par le fait que la signification du pointé est différente pour les bassins et pour le reste de la croûte : les réflexions sont nombreuses et énergiques dans les bassins, et certaines d'entre elles peuvent être ignorées dans le pointé; alors que dans le socle et la croûte profonde, beaucoup de réflexions plus faiblement marquées que dans les bassins sont pointées.

2.2. Etude des profils par parties

2.2.1. Les bassins (Fig.32)

Les bassins représentent 5 à 10% de la masse totale des réflexions pour les plus petits d'entre eux (SWAT 3, 10, 11), 15 à 24% pour les autres (SWAT 8 et 9).

Dans cette population, le nombre de réflexions dont le pendage est compris entre 0 et 15° (Fig.33b) est plus fort que précédemment (80-100% contre 62-92%).

Bien que l'existence de réflexions longues se traduise par une classe 0-2 km (Fig.33a) plus réduite que celle des profils entiers (47-75% contre 50-94%), le maximum des effectifs se situe toujours entre 0 et 2 km (29 à 54% - Tab.10).

En conclusion - L'étude des caractéristiques des réflexions des bassins confirme que celles-ci sont bien plus longues et moins pentées, en général, que dans l'ensemble de la croûte.

2.2.2. La croûte supérieure

Par croûte supérieure, nous entendons les vingt premiers kilomètres de la croûte, bassins exceptés. Sur les profils passés en profondeur avec la vitesse 6.0 km/s, les réflexions dont la profondeur était comprise entre 0 et 20 km ont donc été sélectionnées (Fig.34).

L'hypothèse étant fréquemment émise que les événements pentés appartiennent surtout à la croûte supérieure, nous avons également étudié les réflexions pentées (avec un pendage compris entre 15° et 45° - Fig.36).

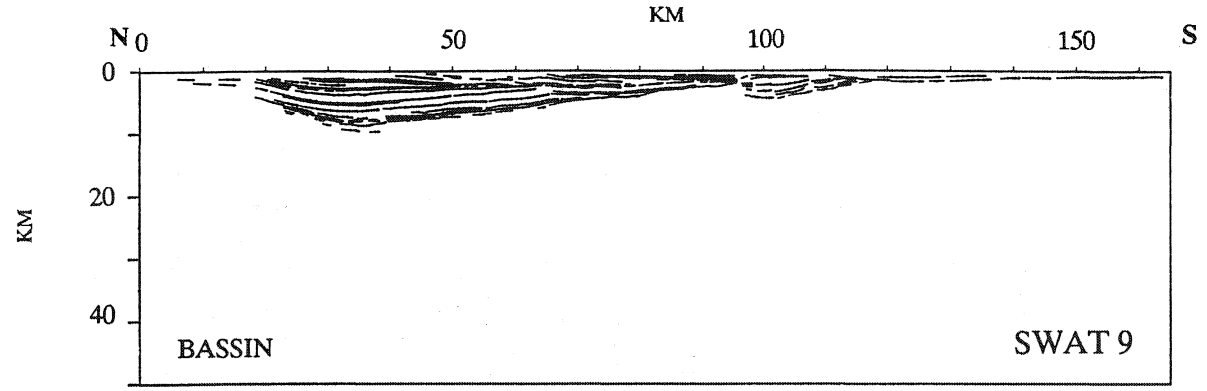


Figure 32 Réflecteurs du bassin du profil SWAT 9.

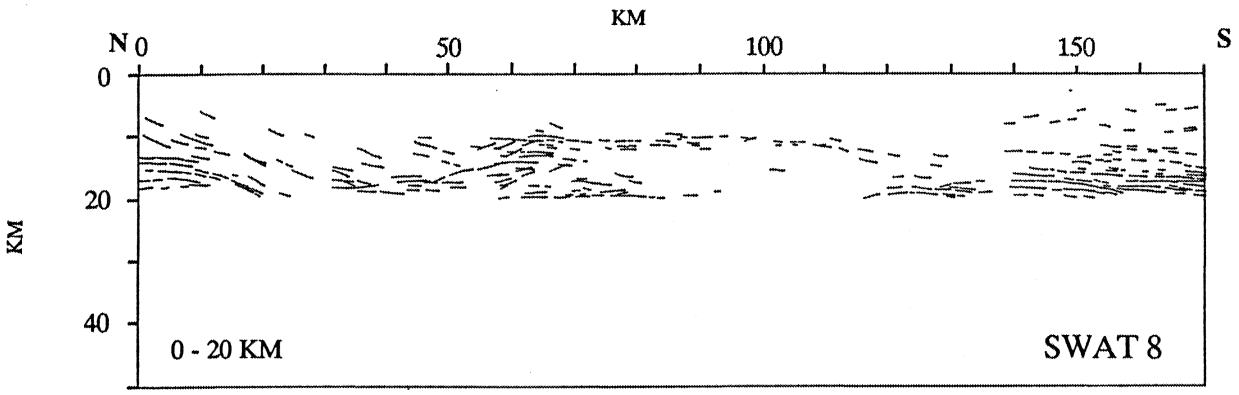


Figure 34 Réflecteurs du profil SWAT 8 compris entre 0 et 20 km de profondeur.

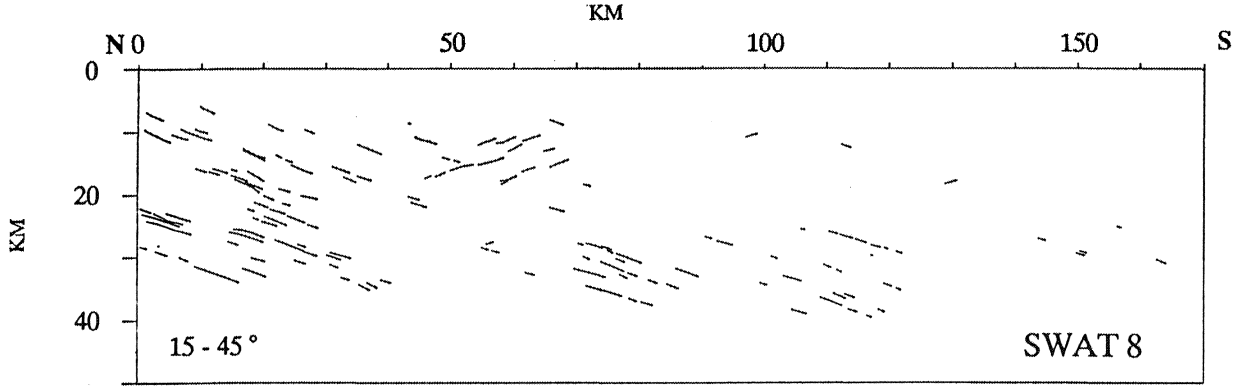


Figure 36 Réflecteurs du profil SWAT 8 dont le pendage est compris entre 15 et 45 degrés.

2.2.2.1. Les réflexions comprises entre 0 et 20 km de profondeur (Fig.34)

Cette partie de la croûte regroupe environ un quart des réflexions (19 à 30%), sauf dans le cas du pointé ECORS de SWAT 3, où la proportion dépasse 50%. Ce chiffre d'un quart indique assez bien qu'il s'agit d'une zone peu réflective : 20 km correspondant aux deux-tiers de l'épaisseur de la croûte et à près de la moitié de la profondeur du profil entier, on aurait pu s'attendre à y trouver au moins 50% des réflexions.

La quantité de réflexions dont le pendage est compris entre 0 et 15° (Fig.35b) est sensiblement inférieure à celle observée dans les bassins et dans les profils entiers (49 à 91% - Tab.11), surtout si l'on considère que deux des pourcentages les plus forts correspondent à SWAT 10 et SWAT 11, où les réflexions subhorizontales généralement typiques de la croûte inférieure sont présentes au-dessus de 20 km. Les populations maximales sont observées autour de valeurs élevées pour SWAT 3 (11-16°), assez comparables, pour les autres profils, à celles observées jusque là (0-9°).
Les réflexions de la croûte supérieure sont plutôt courtes (Fig.35a) : le pourcentage de réflexions dont la longueur est comprise entre 0 et 2 km est toujours plus fort dans cette population que dans les profils entiers. Le plus grand nombre de réflexions se situe encore dans la fourchette 0-2 km.

2.2.2.2. Les réflexions comprises entre 15 et 45° de pendage (Fig.36)

Dans la plupart des cas, moins de la moitié de ces réflexions pentées (21 à 56%) se retrouve dans la croûte supérieure. Seul SWAT 3 (pointé ECORS) regroupe 77% de ces réflexions entre 0 et 20 km.

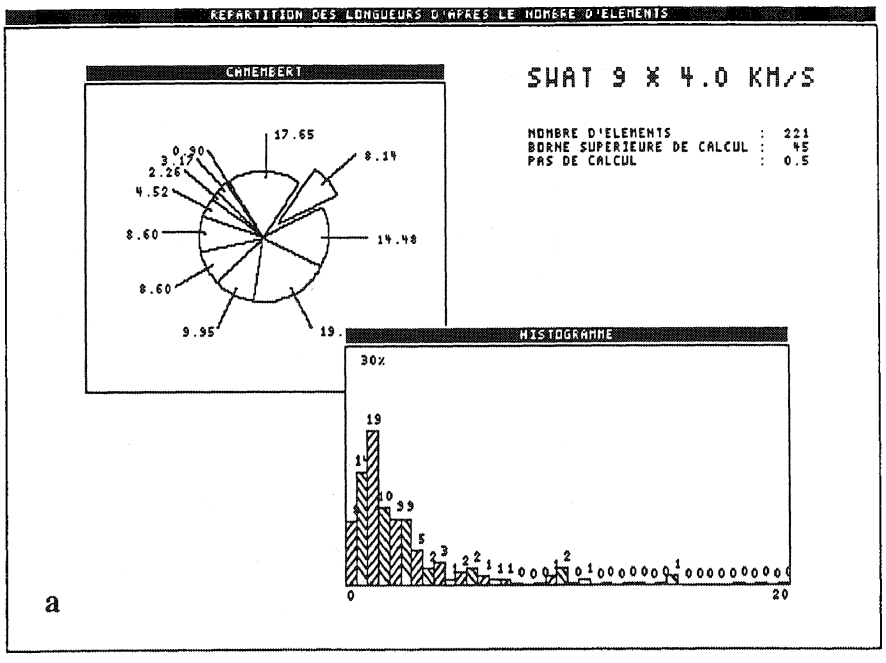
La distribution des longueurs (Fig.37a) est très semblable à celle de l'ensemble précédent.
Les pendages sont assez regroupés, entre 15 et 20° pour plus d'un tiers d'entre eux (Fig.37b).

2.2.2.3. Conclusions

Le pourcentage de réflexions pentées est élevé dans la croûte supérieure, et les réflexions sont plutôt courtes. On ne peut cependant considérer que la majorité des réflexions très redressées (c'est-à-dire de plus de 15° de pendage) se trouve dans la croûte supérieure.

2.2.3. La croûte inférieure

Similairement à la démarche suivie pour la croûte supérieure, la croûte inférieure est approchée par les réflexions comprises entre 20 et 30 km de profondeur. Puis les réflexions subhorizontales (bassins



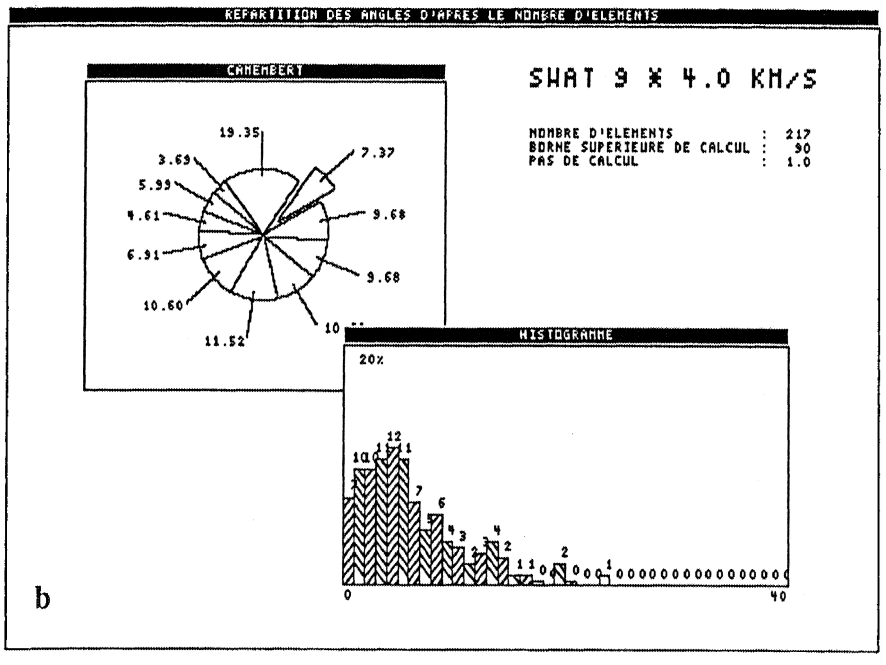


Figure 33 Caractéristiques des réflecteurs pour le bassin du profil SWAT 9.
a) Répartition des longueurs par classes de 0.5 km.
b) Répartition des pendages par classes de 1 degré.

BASSINS

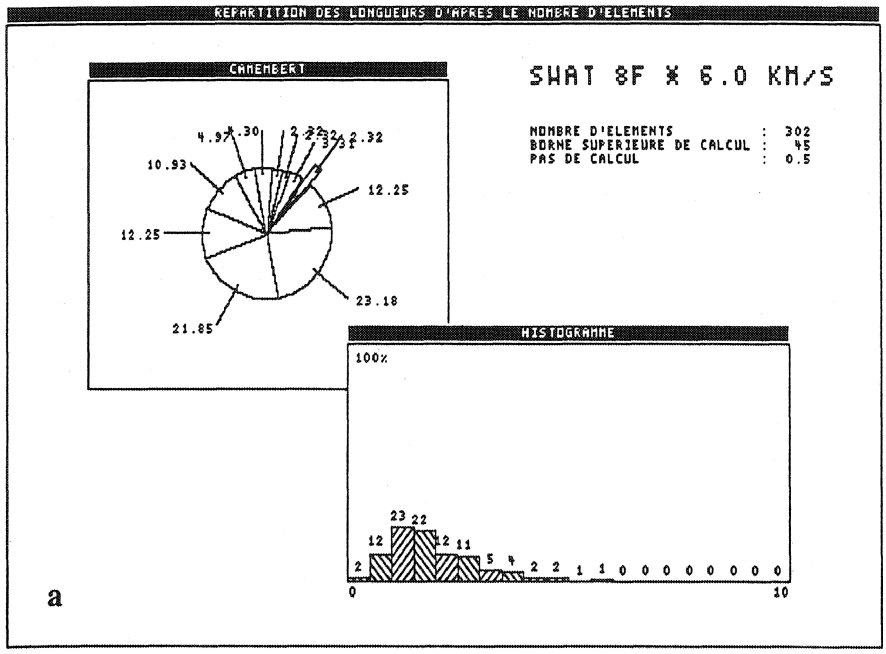
a)

PROFIL	LONGUEUR				
	0-2 km (%)	0-5 km (%)	0-10 km (%)	max (km)	%
SW3D	76	92	96	0-1	55
SW3R	64	89	94	0-1	47
SW8R	72	94	96	0.5-1.5	50
SW8T	55	87	98	0.5-1.5	36
SW8B	56	88	98	0.5-1.5	35
SW9R	52	81	91	0.5-1.5	33
SW10B	51	87	93	0.5-1.5	32
SW10R	51	85	98	0.5-1.5	33
SW11R	47	77	93	1-2	29

b)

PROFIL	PENDAGE				
	0-5° (%)	0-10° (%)	0-15° (%)	max (°)	%
SW3D	26	56	80	3-5	20
SW3R	53	71	93	1-3, 2-4	22
SW8R	45	75	90	2-4, 3-5	20
SW8T	55	89	99	1-3	25
SW8B	53	87	99	2-4	29
SW9R	50	83	95	3-5, 4-6	23
SW10B	63	90	100	2-4, 3-5	31
SW10R	67	88	94	0-2	34
SW11R	81	98	99	1-3	50

Tableau 10 Pourcentages cumulés des effectifs de classes de réflecteurs, pour les bassins.
a) Pour les longueurs à 2, 5 et 10 kilomètres.
b) Pour les pendages à 5, 10 et 15 degrés.



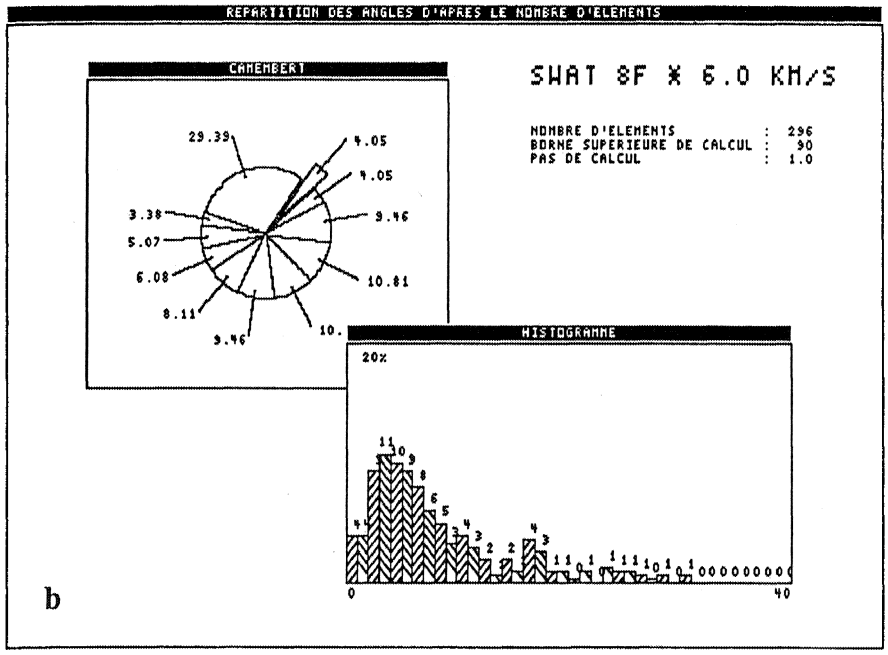


Figure 35 Caractéristiques des réflecteurs du profil SWAT 8 compris entre 0 et 20 km de profondeur.
a) Répartition des longueurs par classes de 0.5 km.
b) Répartition des pendages par classes de 1 degré.

ENTRE 0 ET 20 KM DE PROFONDEUR

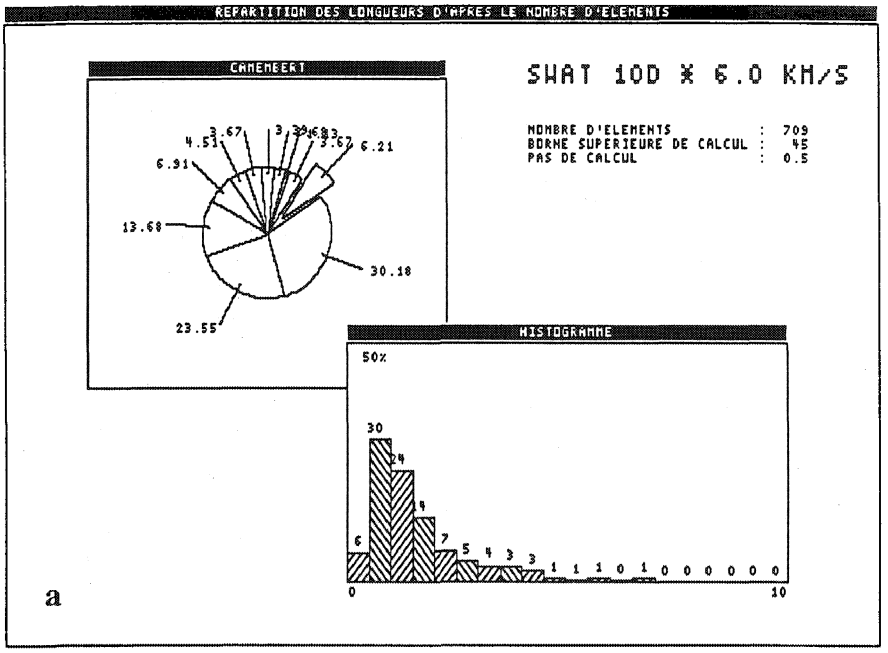
a)

PROFIL	LONGUEUR			
	0-2 km (%)	0-5 km (%)	max (km)	%
SW3F	98	100	0-1	73
SW3V	85	99	0.5-1.5	61
SW8D	85	99	0.5-1.5	58
SW8V	58	97	1-2	42
SW8F	59	95	1-2	45
SW9B	68	98	1-2	47
SW10D	83	100	0.5-1.5	62
SW10V	85	98	0.5-1.5	64
SW11B	79	99	0.5-1.5	58

b)

PROFIL	PENDAGE				
	0-15° (%)	0-20° (%)	0-30° (%)	max (°)	%
SW3F	62	74	92	11-13	11
SW3V	54	74	90	14-16	9
SW8D	55	67	87	7-9	10
SW8V	81	90	96	0-2	18
SW8F	81	91	98	3-5	21
SW9B	66	80	96	2-4	18
SW10D	84	96	99	3-5	19
SW10V	81	93	98	0-2	17
SW11B	84	90	96	0-2	25

Tableau 11 Pourcentages cumulés des effectifs de classes de réflecteurs, pour la croûte supérieure (0-20 km).
a) Pour les longueurs à 2 et 5 kilomètres.
b) Pour les pendages à 15, 20 et 30 degrés.



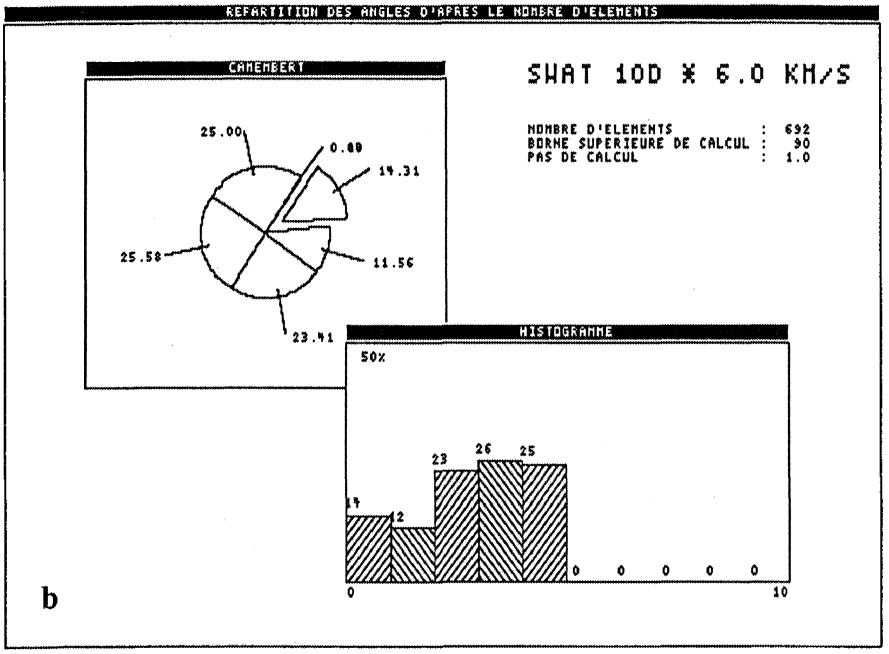


Figure 37 Caractéristiques des réflecteurs du profil SWAT 8 dont le pendage est compris entre 15 et 45 degrés.
a) Répartition des longueurs par classes de 0.5 km.
b) Répartition des pendages par classes de 1 degré.

ENTRE 15 ET 45° DE PENDAGE

a)

PROFIL	LONGUEUR			
	0-2 km (%)	0-5 km (%)	max (km)	%
SW3F	97	100	0-1	76
SW3V	81	98	0.5-1.5	60
SW8D	81	99	0.5-1.5	56
SW8V	54	95	1-2	42
SW8F	51	96	1-2	40
SW9B	64	93	1-2	46
SW10D	77	99	0.5-1.5	58
SW10V	82	100	0.58-1.5	60
SW11B	79	100	0.5-1.5	60

b)

PROFIL	PENDAGE			
	15-20° (%)	15-30° (%)	max (°)	%
SW3F	38	81	19-21	16
SW3V	43	87	16-18	19
SW8D	43	86	15-17	20
SW8V	57	98	15-17	30
SW8F	56	97	16-18	33
SW9B	47	97	15-17	24
SW10D	63	99	15-17	29
SW10V	61	97	15-17	29
SW11B	57	95	16-18	30

Tableau 12 Pourcentages cumulés des effectifs de classes de réflecteurs, pour les réflecteurs pentés (15-45°).
a) Pour les longueurs à 2 et 5 kilomètres.
b) Pour les pendages à 20 et 30 degrés.

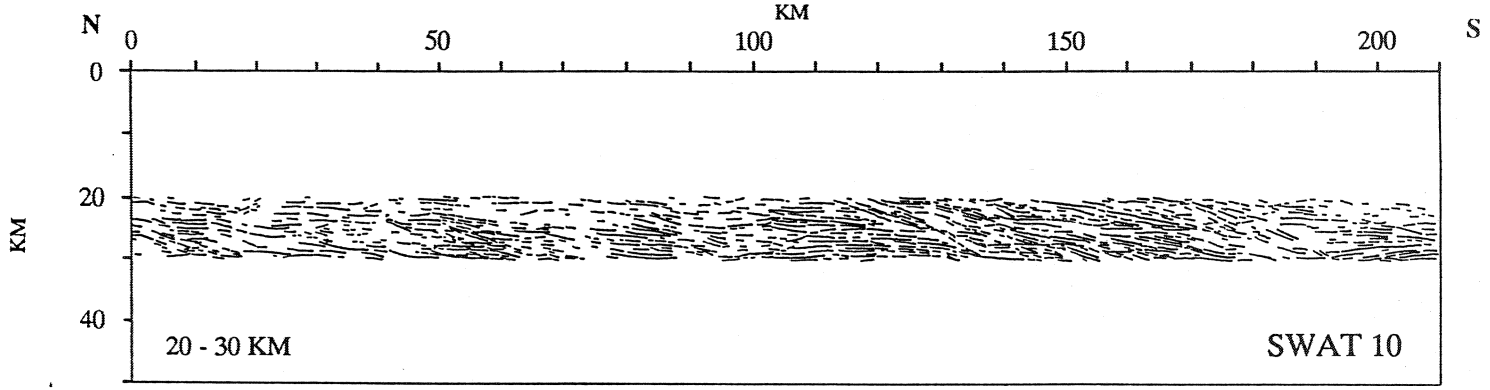


Figure 38 Réflecteurs du profil SWAT 10 compris entre 20 et 30 km de profondeur.

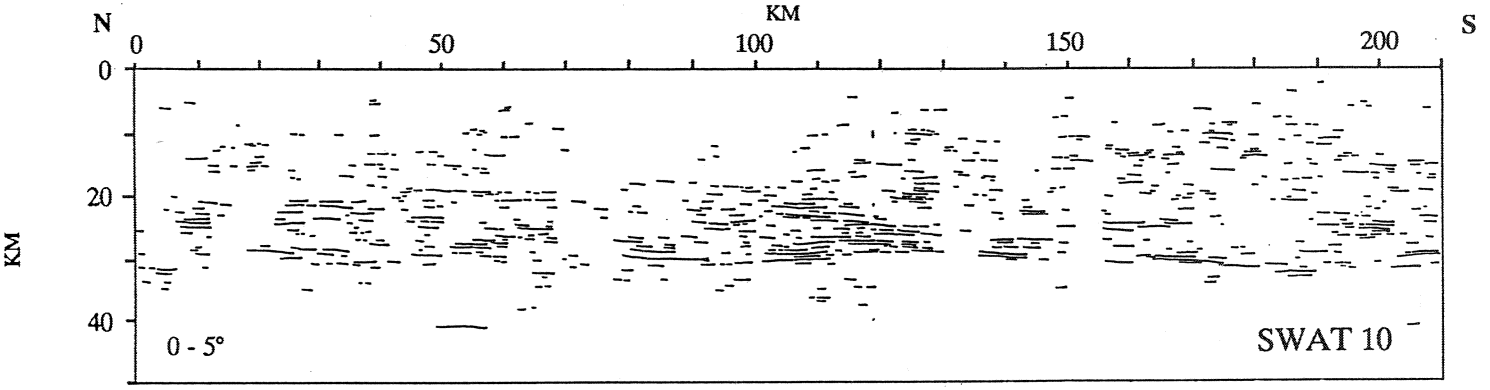


Figure 40 Réflecteurs du profil SWAT 10 dont le pendage est compris entre 0 et 5 degrés.

exclus) sont étudiés, afin de tester l'hypothèse que ces réflexions sont typiques de la croûte inférieure.

2.2.3.1. Les réflexions comprises entre 20 et 30 km de profondeur (Fig.38)

On trouve en général près de la moitié des réflexions (31 à 61%) entre 20 et 30 km de profondeur.

La distribution des longueurs (Fig.39a) est très semblable à celle observée dans les deux unités précédentes : répartition restreinte, allure "gaussienne", maxima très nets.
Contrairement à l'impression visuelle laissée par la croûte inférieure (prédominance de pendages subhorizontaux), les pendages sont assez largement répartis dans ce groupe de réflexions (Fig.39b) : les réflexions sous 5° ne représentent que 40% de la population environ. Cependant, la distribution est plus proche de celle des bassins que de celle de la croûte supérieure (de 77 à 95% des réflexions entre 0 et 15° de pendage - Tab.13). Les maxima varient entre 0 et 7°.

2.2.3.2. Les réflexions comprises entre 0 et 5° de pendage (Fig.40)

Ces réflexions peuvent être considérées comme appartenant majoritairement à la croûte inférieure : 42 à 80% d'entre eux s'y retrouvent. Les plus faibles pourcentages correspondent à SWAT 10 et 11, dont les réflexions subhorizontales remontent haut dans la croûte. Sans ces profils, la proportion devient 56 à 80%.

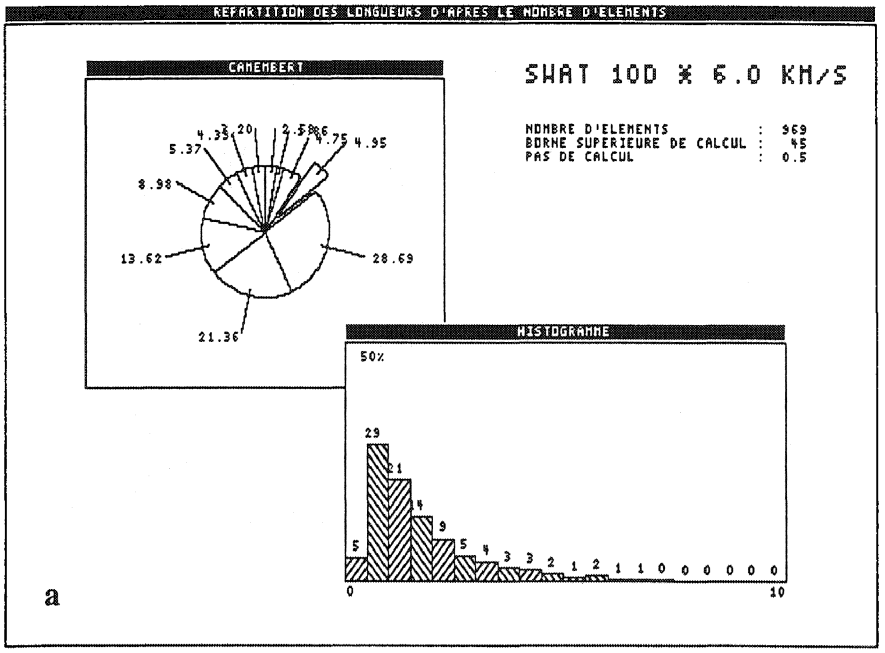
Les longueurs se répartissent semblablement à celles des profils entiers (Fig.41b, Tab.14).

2.2.3.3. Conclusions

La croûte inférieure ne comporte pas que des réflexions subhorizontales, mais celles-ci s'y retrouvent en majorité. Les réflexions sont plutôt courtes, qu'elles soient plates ou pentées.

2.2.4. Le manteau supérieur (Fig.42)

Les profils sont passés en profondeur avec la vitesse 8.0 km/s, puis les réflexions situées sous 40 km de profondeur (42 km pour SWAT 10) sont sélectionnées. Elles représentent environ 10% de la population totale de réflexions. Le profil SWAT 11, dont le Moho est trop penté (et les réflexions infracrustales trop rares) pour que ce traitement puisse être appliqué, fait exception. Les caractéristiques du profil SWAT 9 ne sont sans doute pas non plus très significatives, car ce profil montre peu de réflexions sous le Moho, et des réflexions peu profondes.



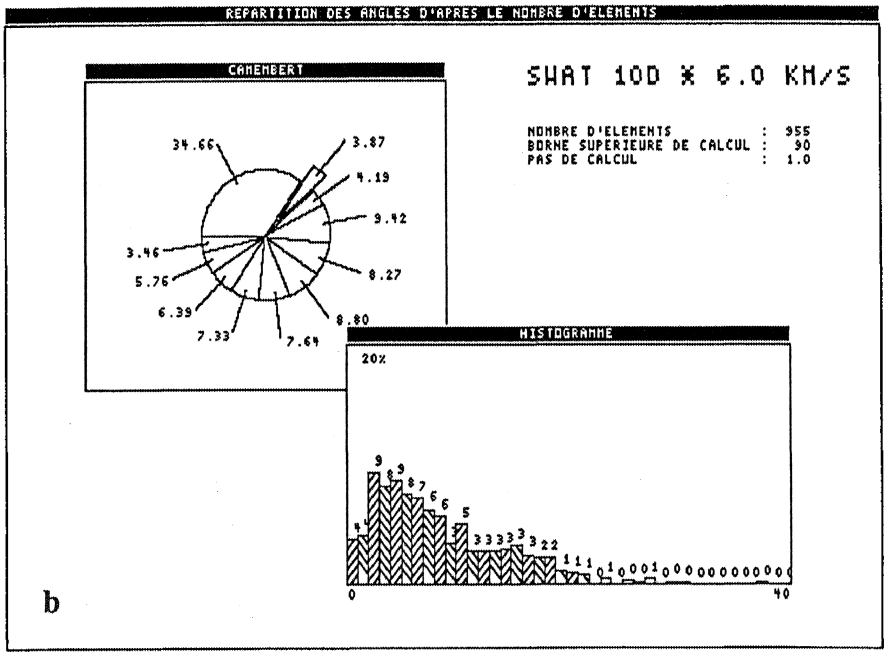


Figure 39 Caractéristiques des réflecteurs du SWAT 10 compris entre 20 et 30 km de profondeur.
a) Répartition des longueurs par classes de 0.5 km.
b) Répartition des pendages par classes de 1 degré.

ENTRE 20 ET 30 KM DE PROFONDEUR

a)

PROFIL	LONGUEUR			
	0-2 km (%)	0-5 km (%)	max (km)	%
SW3F	94	100	0-1	69
SW3V	61	93	0.5-1.5	41
SW8D	78	99	0.5-1.5	54
SW8V	42	82	1-2	30
SW8F	45	83	1-2	31
SW9B	54	91	1-2	41
SW10D	69	95	0.5-1.5	50
SW10V	74	97	0.5-1.5	52
SW11B	65	87	0.5-1.5	40

b)

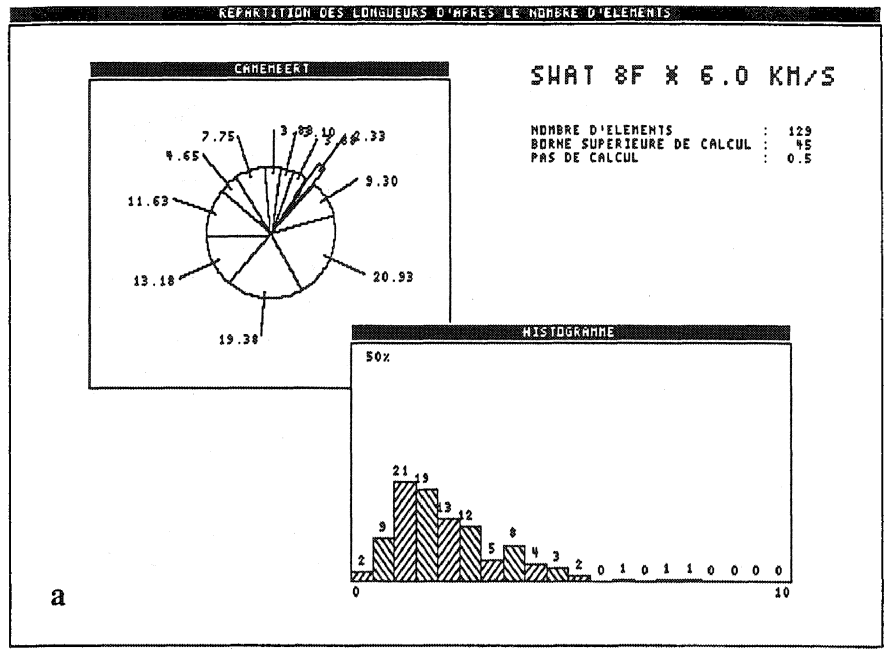
	PENDAGE				
	0-15° (%)	0-20° (%)	0-30° (%)	max (°)	%
SW3F	77	87	95	5-7	15
SW3V	92	98	100	2-4	22
SW8D	77	89	96	3-5	13
SW8V	90	97	100	1-3	19
SW8F	92	98	100	2-4, 3-5	22
SW9B	83	93	100	2-4	20
SW10D	81	92	97	2-4	17
SW10V	82	94	99	0-2	17
SW11B	95	98	100	0-2	28

Tableau 13 Pourcentages cumulés des effectifs de classes de réflecteurs, pour la croûte inférieure (20-30 km, à l'exception de SWAT 11 pour lequel la fourchette est 23-33 km).
a) Pour les longueurs à 2 et 5 kilomètres.
b) Pour les pendages à 15, 20 et 30 degrés.

ENTRE 0 ET 5° DE PENDAGE

PROFIL	a) LONGUEUR				b) PENDAGE	
	0-2 km (%)	0-5 km (%)	max (km)	%	max (°)	%
SW3F	96	99	0-1	72	2-4	45
SW3V	68	94	0.5-1.5	45	3-5	41
SW8D	80	97	0.5-1.5	54	2-4, 3-5	42
SW8V	46	69	1-2	31	1-3	42
SW8F	49	85	1-2	34	2-4	58
SW9B	58	93	1-2	42	2-4	49
SW10D	74	97	0.5-1.5	54	3-5	51
SW10V	78	97	0.5-1.5	58	0-2	42
SW11B	65	92	0.5-1.5	45	0-2	47

Tableau 14 Pourcentages cumulés des effectifs de classes de réflecteurs, pour les réflecteurs subhorizontaux (0-5°).
a) Pour les longueurs à 2 et 5 kilomètres.
b) Pour les pendages, est indiquée la classe présentant le maximum de population.



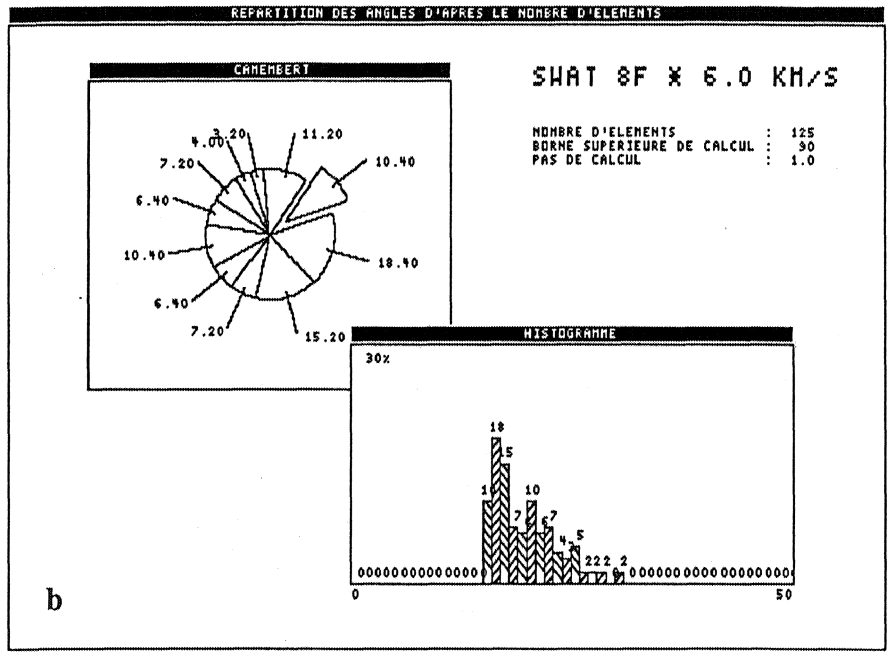


Figure 41 Caractéristiques des réflecteurs du profil SWAT 10 dont le pendage est compris entre 0 et 5 degrés.
a) Répartition des longueurs par classes de 0.5 km.
b) Répartition des pendages par classes de 1 degré.

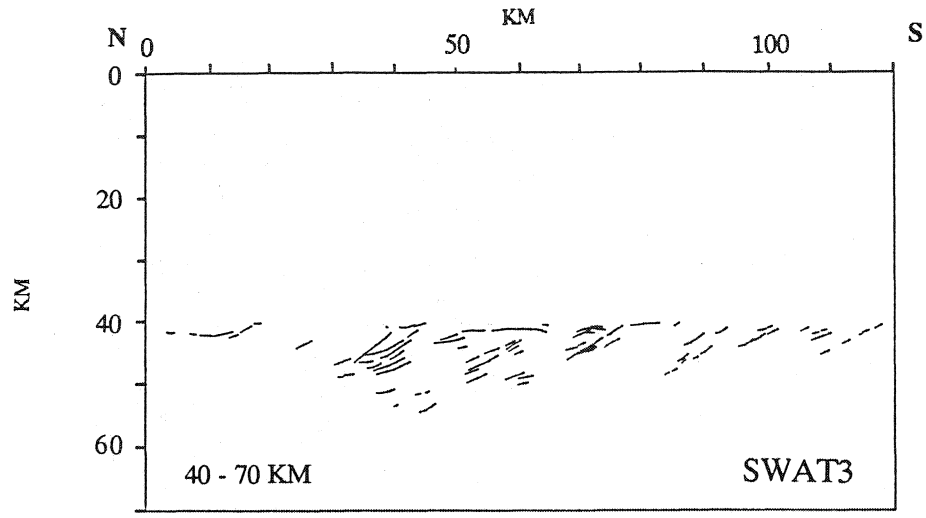
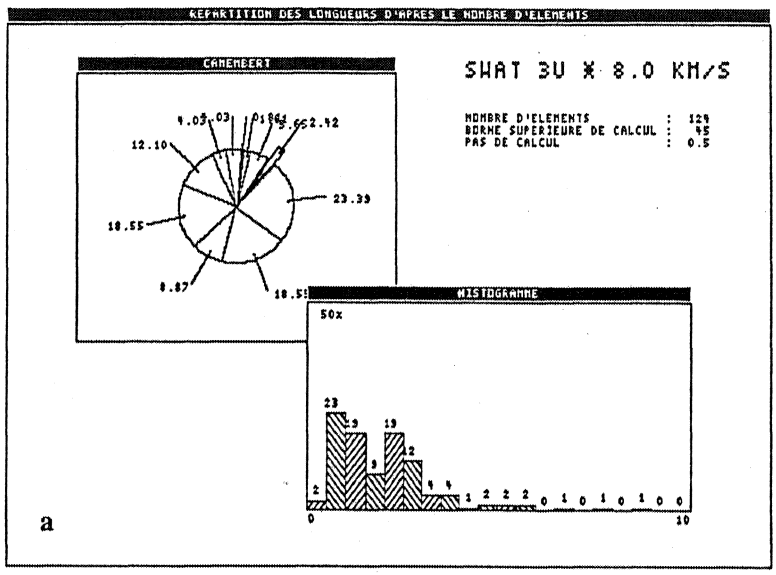


Figure 42 Réflecteurs du profil SWAT 3 compris entre 40 et 60 km de profondeur.



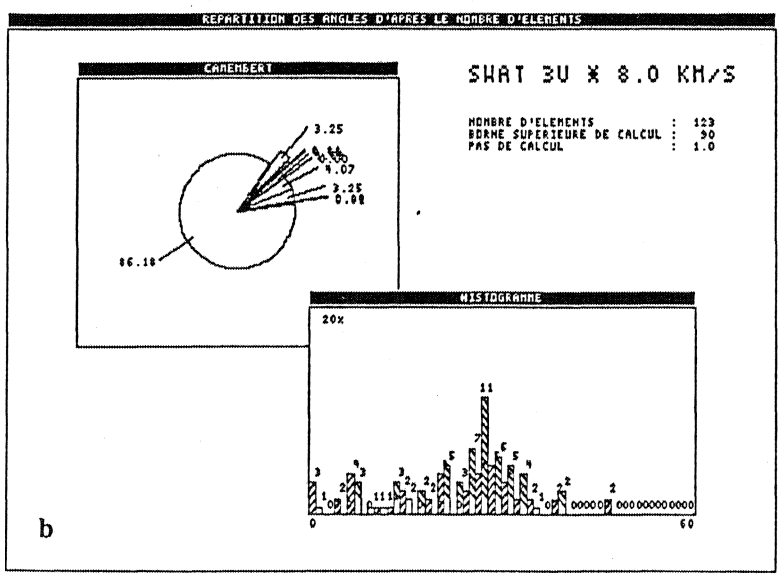


Figure 43 Caractéristiques des réflecteurs du profil SWAT 3 compris entre 40 et 60 km de profondeur.
a) Répartition des longueurs par classes de 0.5 km.
b) Répartition des pendages par classes de 1 degré.

ENTRE 40 ET 60 KM DE PROFONDEUR

a)

PROFIL	LONGUEUR			
	0-2 km (%)	0-5 km (%)	max (km)	%
SW3F	96	100	0-1	71
SW3V	53	95	0.5-1.5	42
SW8D	73	99	1-2	50
SW8V	51	90	1-2	44
SW8F	50	94	1-2	42
SW9B	57	95	1-2	42
SW10D	81	98	0.5-1.5	61
SW10V	83	99	0.5-1.5	63

b)

PROFIL	PENDAGE				
	0-15° (%)	0-20° (%)	0-30° (%)	max (°)	%
SW3B	18	28	64	24-26, 25-27	11
SW3V	24	32	78	26-28	16
SW8D	48	59	82	13-15	13
SW8V	52	67	89	7-9	13
SW8F	57	75	95	8-10	17
SW9R	59	71	86	2-4	17
SW10D	44	53	81	7-9, 26-28	10
SW10V	44	56	85	19-21, 27-29	8

(entre 42 et 60 km pour SWAT 10)

Tableau 15 Pourcentages cumulés des effectifs de classes de réflecteurs, pour le manteau supérieur (40-60 km, à l'exception de SWAT 10, pour lequel la fourchette est 42-62 km).
a) Pour les longueurs à 2 et 5 kilomètres.
b) Pour les pendages à 15, 20 et 30 degrés.

Le plus grand nombre des réflexions "mantelliques" se retrouve autour des mêmes longueurs que celles de l'ensemble des réflexions (0.5-2 km), mais le pourcentage de réflexions comprises entre 0 et 2 km est légèrement plus fort (Fig.43a).

Quant aux pendages, il ressort clairement du tableau 15 qu'ils sont beaucoup plus forts que ceux rencontrés en moyenne dans la croûte : le pourcentage de réflexions rencontrés dans la tranche 0-15° est jusqu'à trois fois moindre, et les maxima de population sont, dans la moitié des cas, situés au-dessus de 20°.

En conclusion - Les réflexions du manteau, plutôt courtes, sont essentiellement pentées.

2.3. Les sélections de réflexions

2.3.1. Sélection sur le pendage

La distribution des réflexions dans des classes de pendage de un degré n'a pas fait apparaître de regroupement particulier en familles "naturelles" de pendage, qui auraient pu correspondre à des événements géologiques de significations différentes. Les histogrammes ne donnent donc pas d'arguments pour migrer séparément les réflexions appartenant à telle ou telle fourchette de pendage. La migration étant particulièrement sensible au pendage, et il peut être intéressant de regrouper les réflexions par classes "arbitaires" de pendage, pour observer les effets de la migration sur des populations réduites de réflexions, réagissant de la même façon à la migration. Cependant, d'un point de vue interprétatif, ce procédé n'est pas très intéressant car il empêche l'étude des relations entre réflexions de pendages différents.

L'expérience a montré que les classes les plus cohérentes (c'est-à-dire dans lesquelles les alignements visibles sur le profil entier n'étaient pas totalement désunis) étaient définies comme suit :

- les réflexions dites sub-horizontales, entre 0 et 5-7° de pendage,
- les réflexions moyennement pentées, de 5°-7° à 15° de pendage,
- les réflexions très redressées, de 15 à 45° de pendage.

La représentation des ces trois ensembles de réflexions séparement (Fig.44 et annexe F) fait ressortir les traits suivants :

- la portion de croûte dans laquelle on observe des réflexions subhorizontales est d'épaisseur variable (SWAT 11),
- les réflexions sub-horizontales forment des groupes séparés par des zones plus

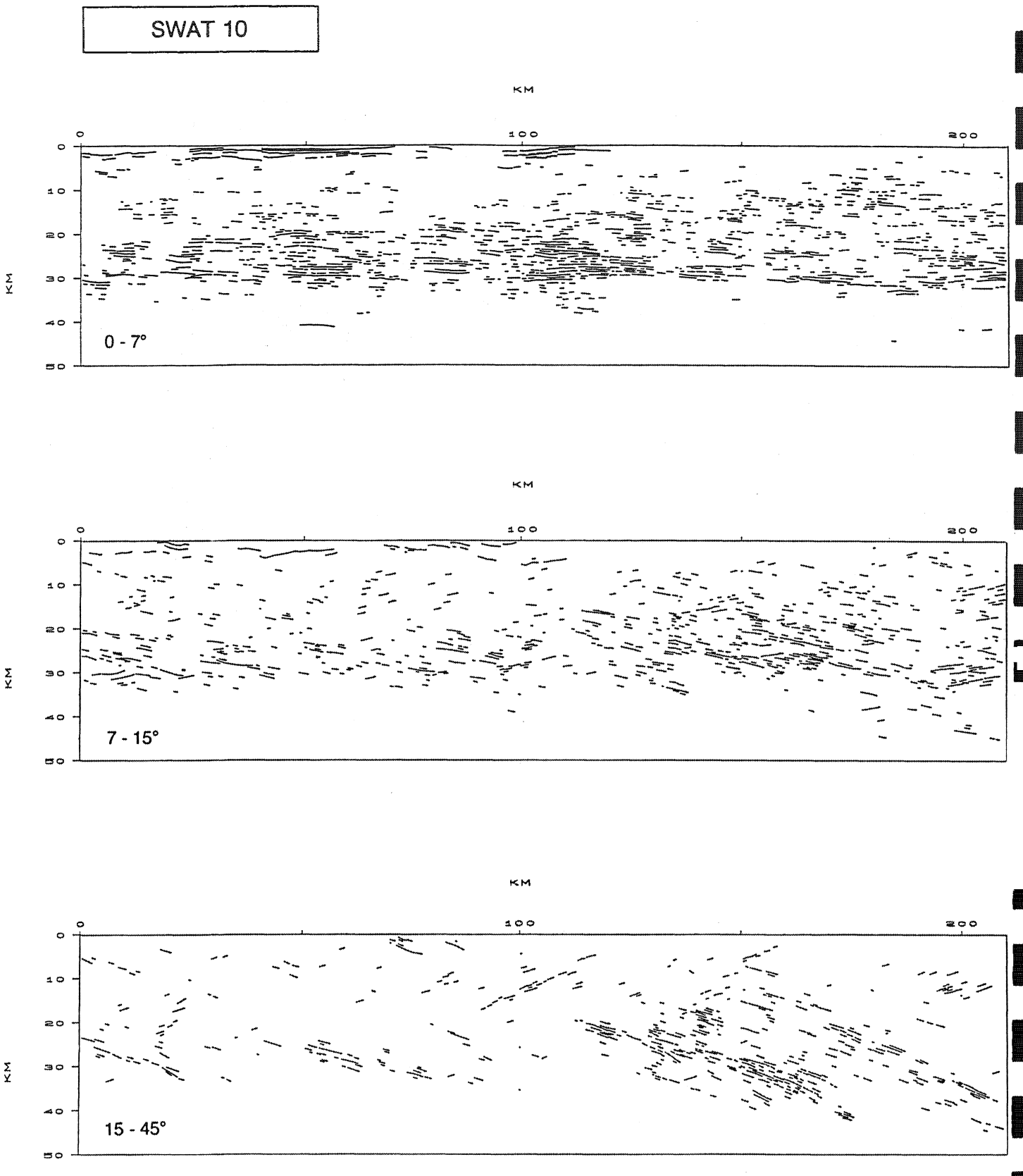


Figure 44 Représentation du profil SWAT 10 en trois ensembles de réflecteurs. De haut en bas :
Réflecteurs dont le pendage est compris entre 0 et 7 degrés.
Réflecteurs dont le pendage est compris entre 7 et 15 degrés.
Réflecteurs dont le pendage est compris entre 15 et 45 degrés.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

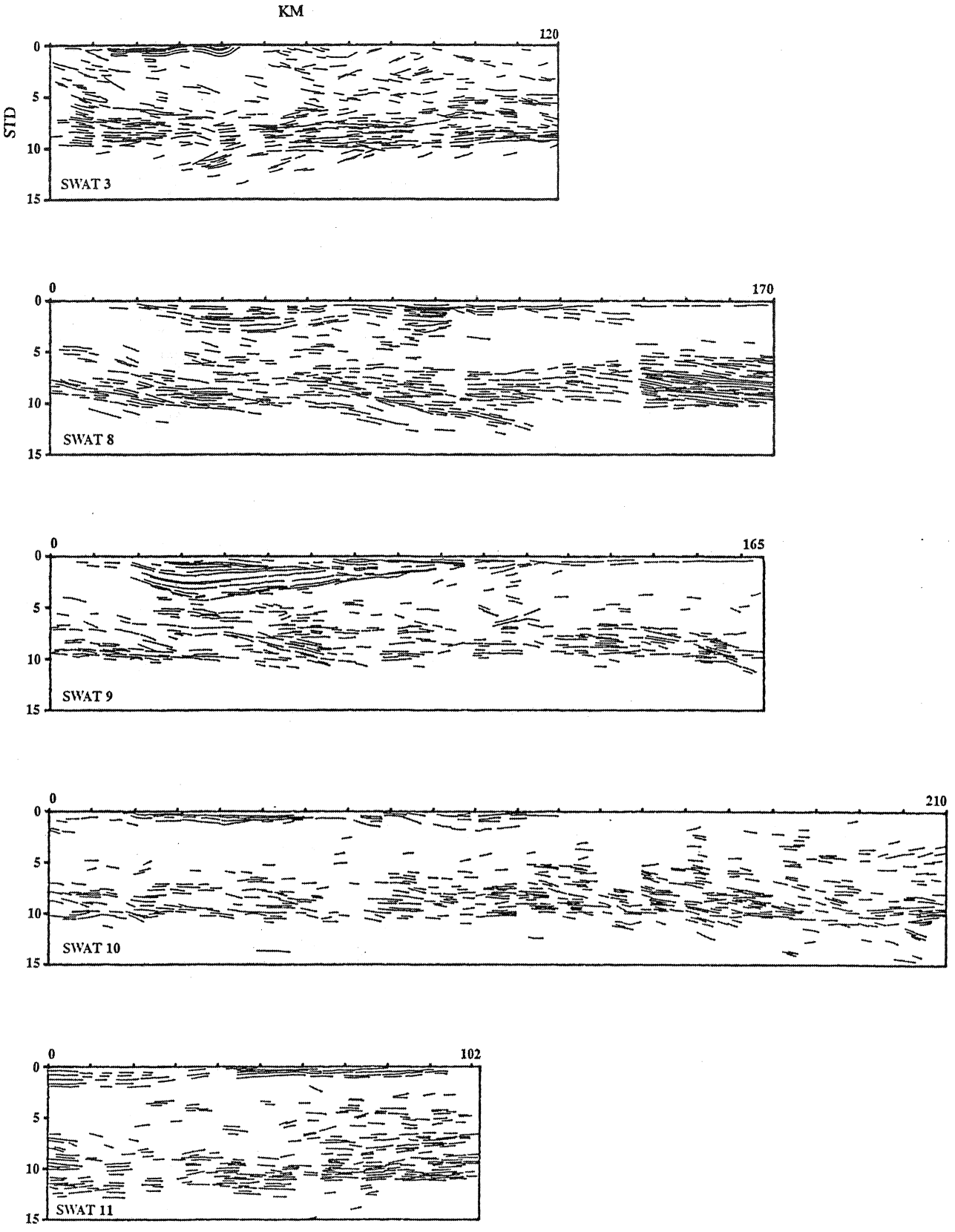


Figure 45 Versions simplifiées des profils, sans les réflecteurs de moins de 2 km de long (de moins de 1 km de long pour SWAT 8).
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

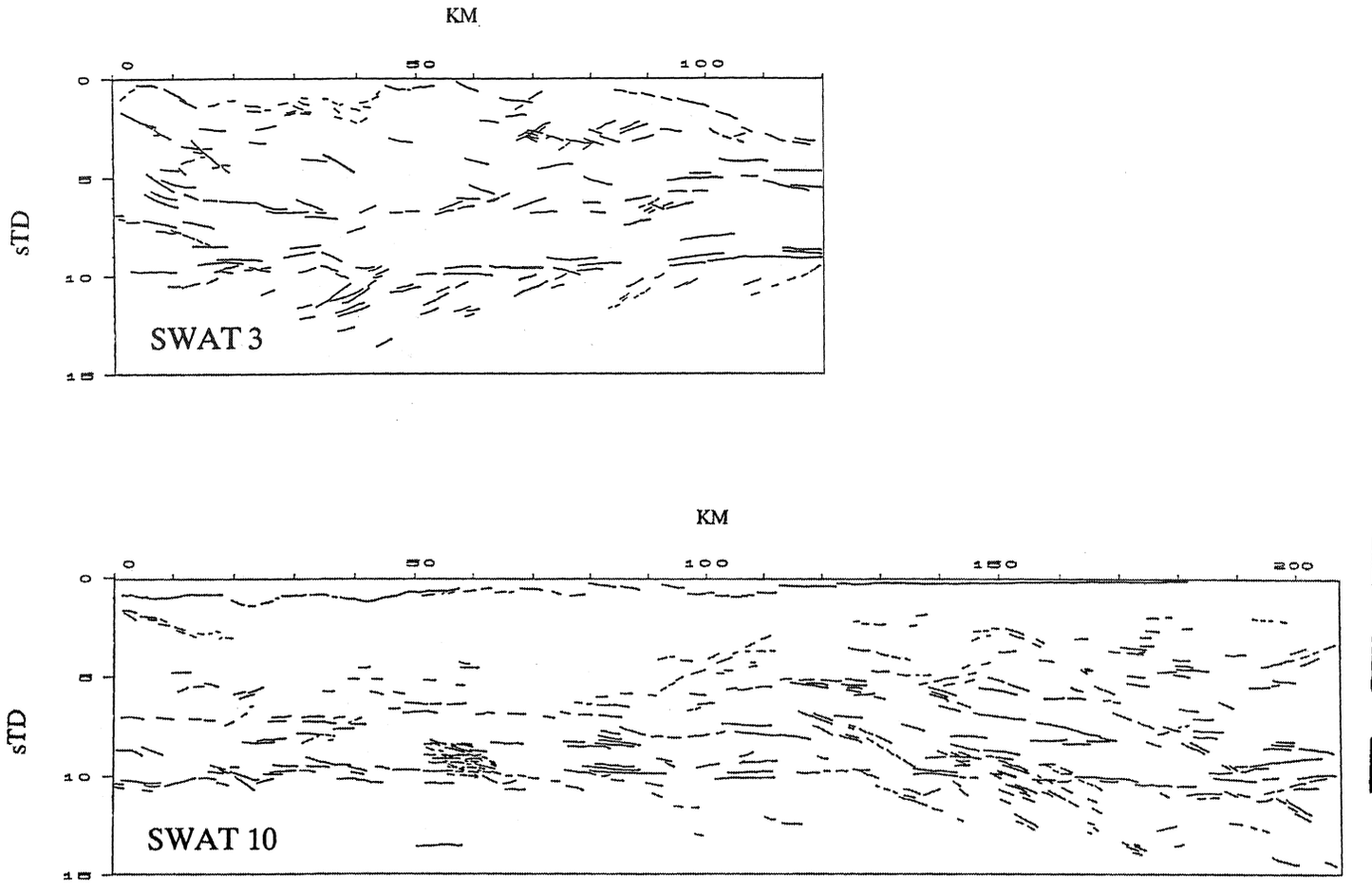


Figure 46 Versions simplifiées de SWAT 3 et SWAT 10, comportant quelques réflecteurs sélectionnés pour leur signification géologique ou pour les chronologies relatives qu'ils semblent présenter.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

transparentes (SWAT 10),

- les réflexions pentées s'alignent, parfois au travers de toute la croûte (SWAT 3),

- il peut exister plusieurs valeurs de pendages de même direction dans la croûte inférieure (SWAT 3, SWAT 10)

- une différence de style sismique apparait entre la Manche et la Mer Celtique, les réflexions pentées étant quasiment exclues de la croûte inférieure en Mer Celtique (SWAT 3), alors qu'elles traversent toute la croûte en Manche (SWAT 10).

2.3.2. Sélection sur la longueur

Nous avons vu que les profils SWAT sont caractérisés par une population importante de réflexions courtes, réflexions dont la taille est souvent inférieure au diamètre de la zone de Fresnel à la profondeur considérée (voir le paragraphe I.2.1.). Dans l'optique d'une simplification de la coupe-temps, la suppression de ces réflexions courtes, ou d'une partie d'entre elles, peut être envisagée. La sélection peut avoir lieu sur la base des deux critères suivants :

- une dimension supérieure à celle de la zone de Fresnel,
- une dimension supérieure à une valeur donnée.

L'application du premier de ces critères conduit à une simplification extrême des coupes-temps (Fig.22c) que nous avons déjà signalée (paragraphe II.3.2.3.). Il n'est pas possible d'envisager son application systématique, et ce d'autant moins qu'elle n'est pas toujours justifiée (les réflexions courtes ne sont pas forcement de "mauvaises" réflexions).

On pourrait craindre que l'emploi du second critère aboutisse au même résultat, car les réflexions courtes sont nombreuses. Cependant, les profils dont ont été exclues les réflexions de moins de 2 km de longueur pour SWAT 3, 9, 10 et 11, de moins de 1 km pour SWAT 8 (Fig.45), présentent l'intérêt d'être plus lisibles, tout en conservant le caractère de la section initiale.

2.3.3. Sélection sur l'intérêt géologique

Dans le but de discuter plus particulièrement certains points précis, des versions simplifiées de deux profils (SWAT 3 et SWAT 10) ont été numérisées (Fig.46). Ces versions présentent une sélection de réflexions jugées importantes pour l'interprétation (base des bassins, sommet de la croûte inférieure, Moho, grands accidents pentés), ou bien semblant présenter des critères de chronologie relative.

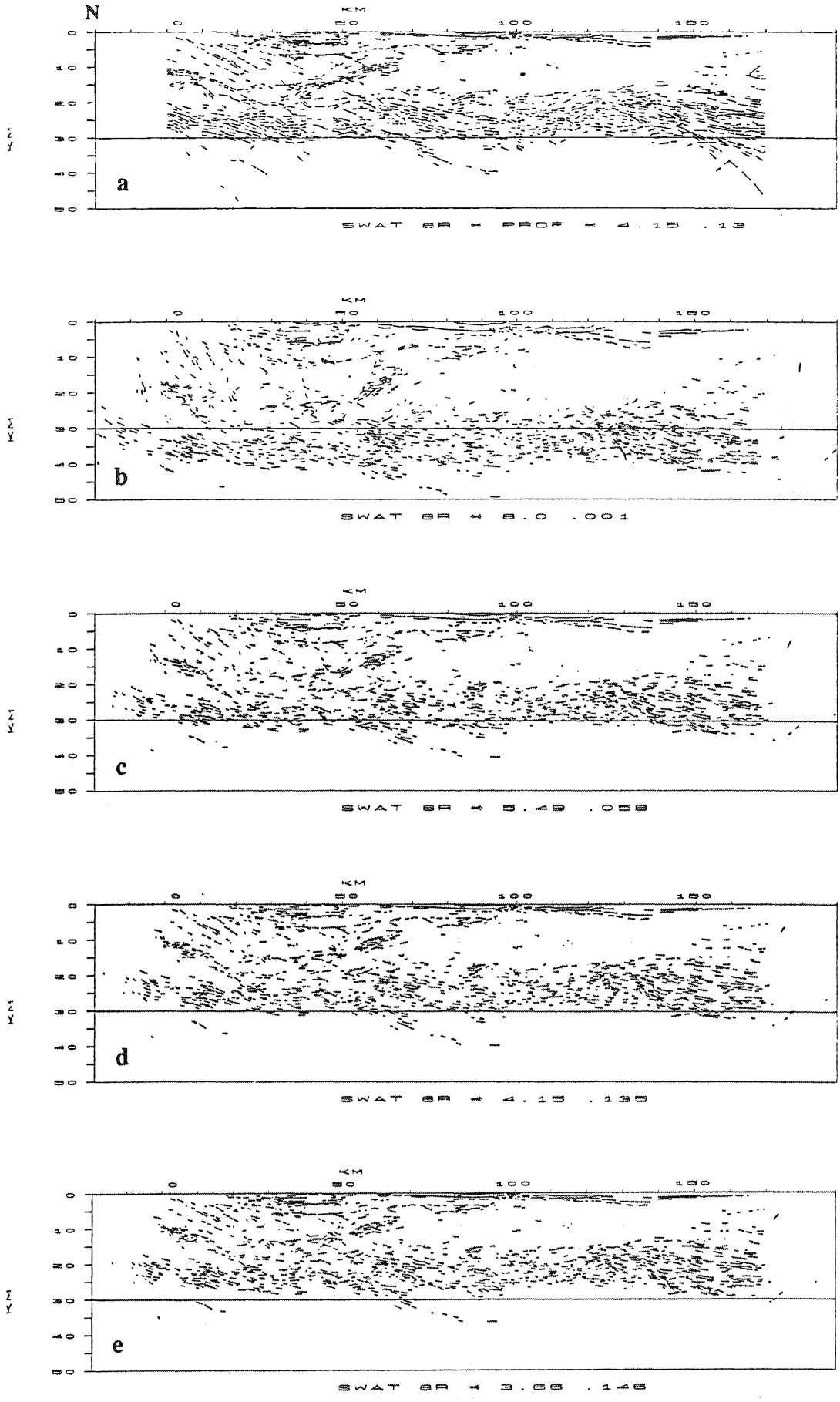


Figure 47 Exemples de migrations de SWAT 8 effectuées à différentes vitesses avec les programmes 1D et 2D.
a) Coupe profondeur non migrée obtenue avec la vitesse 4.15+0.135. Migrations 1D de SWAT 8R (pointé BIRPS).
b) Avec la vitesse 8.0 km/s. Bien qu'elle soit surmigrée, cette section ne montre pas un aspect courbé spectaculaire.
c) Avec la loi de vitesse 5.49+0.058 (loi "de socle").
d) Avec la loi de vitesse 4.15+0.135.
e) Avec la loi de vitesse 3.66+0.146 (loi "avec bassin").

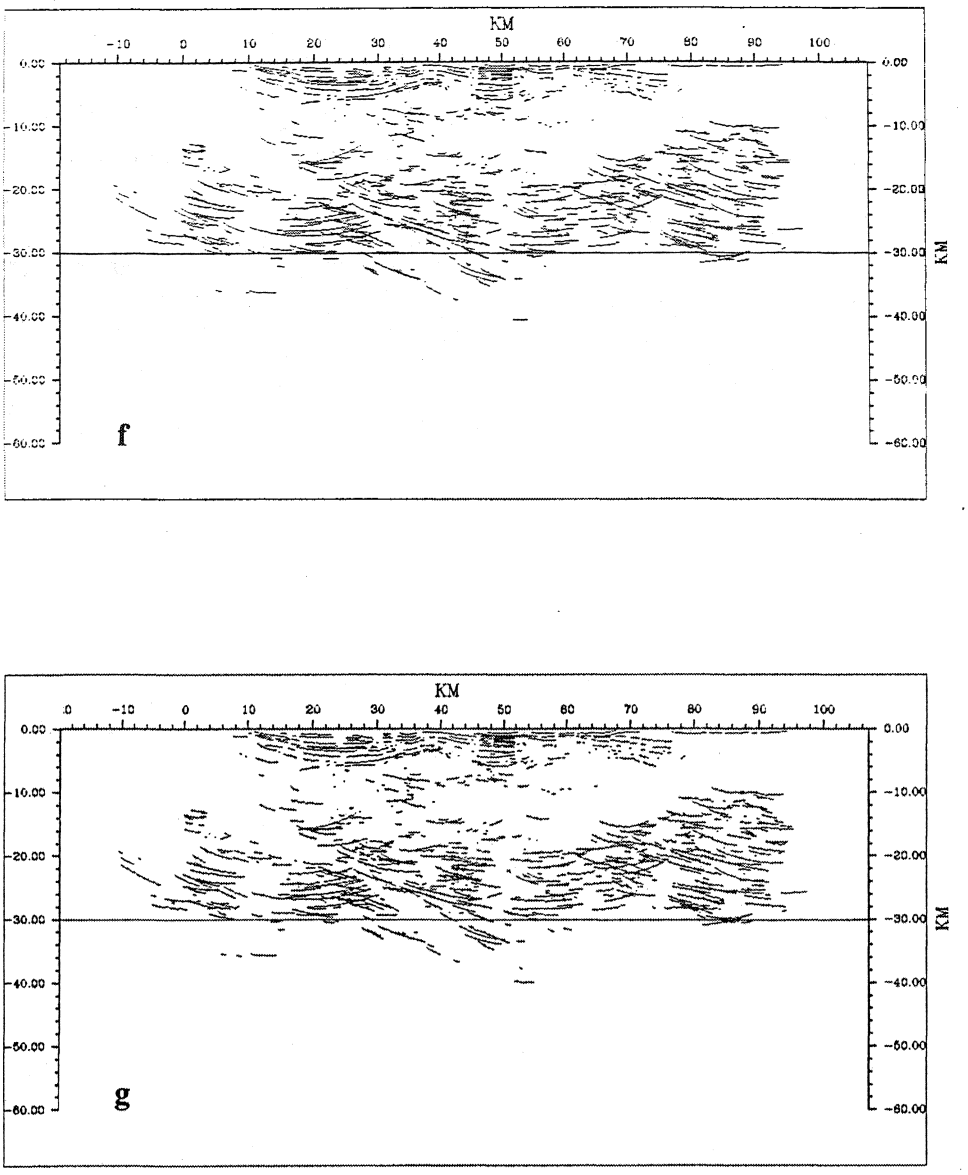


Figure 47 (suite).
Migrations 2D de SWAT 8B (pointé ECORS).
f) Avec un modèle de vitesse faible. Un filtre en amplitude de 0.2 et un filtre de pendage de 60° ont été utilisés. La valeur de B (angle entre la direction du profil et la direction perpendiculaire aux structures, selon laquelle se fait la migration) est de 56°.
g) Avec un modèle de vitesse plus fort. Les sourires ne sont pas accentués. Les paramètres de migration et de dessin sont identiques à ceux de la figure f.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

3. Les critères de migration correcte

Lorsqu'il existe plusieurs lois ou plusieurs modèles de vitesse possibles pour un profil, comment déterminer celle ou celui avec lequel le profil a été correctement migré ?
Pour illustrer ce problème, six migrations du profil SWAT 8 (pointé BIRPS) sont présentées sur la figure 47. Quatre de ces migrations (Fig.47b à 47e) ont été effectuées par le programme RAYOUT (migration "1D") avec différentes lois de vitesse linéaires, dont trois de celles indiquées sur la figure 28 (Fig.47c, d, e). Les migrations des figures 47f et 47g ont été effectuées par le programme RAYMIG (migration 2D).

La discussion du paragraphe II.3.3.2. montre que les sourires qui signalent, lors d'une migration du signal, une surmigration, n'ont pas nécessairement la même signification lors d'une migration de pointé. Dans le cas d'une migration "1D", l'emploi d'une vitesse trop forte peut être à l'origine de l'aspect "courbé" général d'une section (voir Fig.64), mais cet aspect n'apparait pas toujours nettement (Fig.47b). Pour la migration 2D, une augmentation sensible des vitesses n'accentue pas la courbure des réflexions (Fig.47f, g). Par conséquent, le critère des "sourires" ne peut servir à choisir entre plusieurs modèles de vitesses, surtout si ceux-ci sont peu différents les uns des autres et tous "vraisemblables".

D'autre part, une migration correcte doit amener l'amélioration de la géométrie de certaines structures :

- disparition des hyperboles de diffraction,
- remise en forme de structures anticlinales ou synclinales.

En pratique, plusieurs raisons s'opposent à l'utilisation de ces indicateurs : les hyperboles de diffraction ne sont pas systématiquement figurées sur les pointés; quant à l'amélioration de la géométrie des anticlinaux ou des synclinaux, elle peut être difficile à remarquer dans une forte population de réflexions; en outre ce critère n'est pas vraiment adapté au cas de la croûte profonde.
Aucun de nos exemples ne permet une utilisation évidente de ces critères. Trois réflexions situées, au nord du profil, dans le manteau disparaissent effectivement après migration, mais il est difficile de dire s'il s'agit d'une hyperbole ou de réflexions simplement déplacées vers le haut. De plus, ces réflexions disparaissent du manteau quelle que soit la vitesse utilisée. Elles ne peuvent donc servir de critère de choix.

Par contre, s'il est possible de connaître la géométrie (forme, profondeur) d'une structure de la croûte par une méthode autre que la sismique réflexion, la coïncidence de cette géométrie avec celle obtenue après migration peut permettre d'affirmer que le traitement a été effectuée avec des vitesses

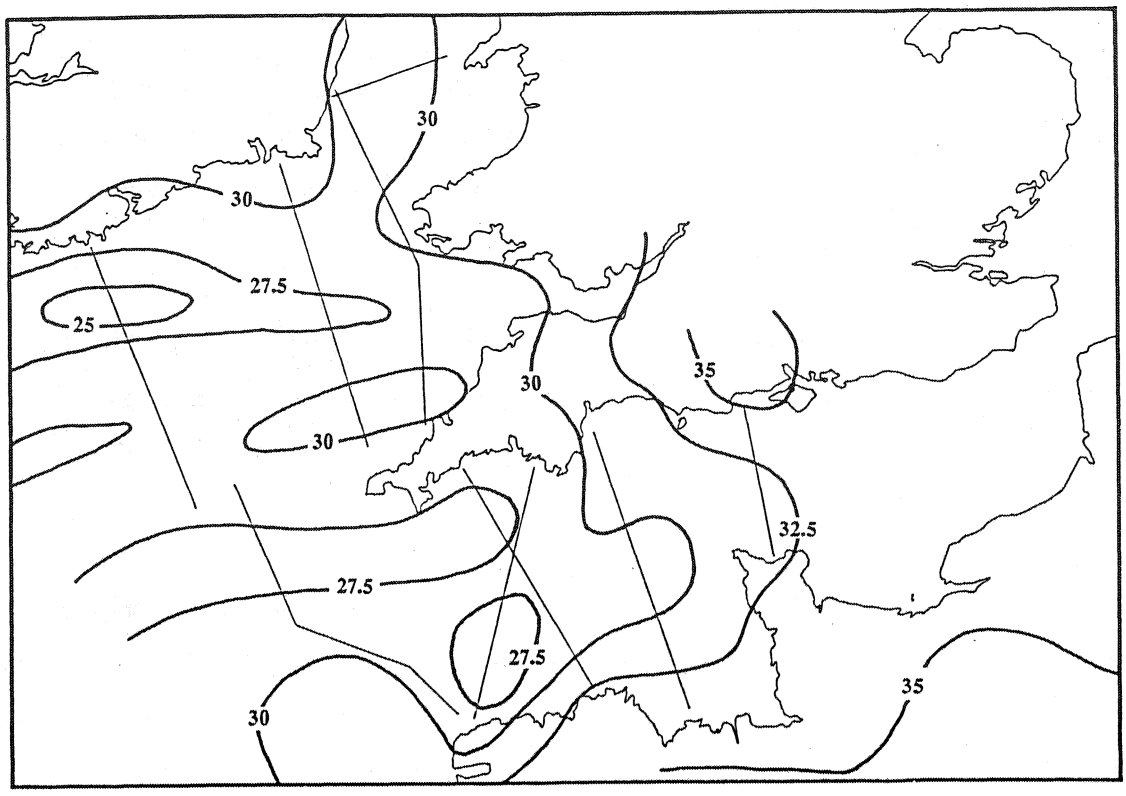


Figure 48 Carte de profondeur du Moho, dessinée d'après les données de réflexion et de réfraction (d'après Meissner et al., 1986).

correctes. Par exemple, la carte de la profondeur du Moho dressée par Meissner et al. (1986) à partir de données de réflexion et de réfraction (Fig.48), peut donner une indication sur la validité des lois et modèles de vitesses employés. Cependant, il ne s'agit pas d'un critère très contraignant, d'une part parceque les profondeurs du Moho indiquées sur la carte proviennent en partie d'expériences de réflexion, d'autre part parceque plusieurs lois ou modèles de vitesses raisonnables aboutiront vraisemblablement toutes à des profondeurs de Moho raisonnables.

Le programme RAYMIG (migration 2D) offre une autre possibilité : les interfaces entre vitesses peuvent être considérées par le programme comme des réflexions et migrées avec le reste du profil. La bonne adéquation entre les interfaces de vitesses migrées et certaines réflexions de la section peut être un critère de migration correcte (Raynaud 1987).

Néanmoins, il est évident que, dans le cas présent, où les vitesses sont relativement mal contraintes, plusieurs solutions peuvent être adoptées, quels que soient les critères de migration correcte retenus. Il n'est pas certain que cette incertitude ait une grande influence sur le résultat des migrations, dans la mesure où toutes les vitesses employées font partie d'une fourchette raisonnable.

4. La comparaison des techniques de migration

Afin de mettre en parallèle les résultats des migrations "1D" et 2D, des modèles de vitesse aussi semblables que possible ont été appliqués à un certain nombre de données, traitées par les deux programmes.

Les modèles bidimensionnels de vitesse requis par la migration 2D ne peuvent être réduits à une loi linéaire unique. Toute variation latérale de vitesse dans le modèle 2D se traduit par plusieurs lois linéaires possibles, selon l'endroit du modèle 2D qui est considéré (voir le paragraphe III.1.5. - Fig.28).
Ainsi la présence, sur les profils SWAT, de bassins sédimentaires, cause d'une importante variation latérale des vitesses, amène-t-elle à envisager, pour chaque modèle 2D, au moins deux lois de vitesse linéaires : l'une tenant compte des vitesses des bassins sédimentaires, l'autre correspondant à une loi "de socle".

Chacune de ces lois ne peut représenter, schématiquement, qu'une "moitié" de modèle 2D. On attendra par exemple d'un profil migré par le programme "1D" avec une loi "de socle", qu'il corresponde mieux à la partie sans bassins sédimentaires du profil migré par le programme 2D, qu'à

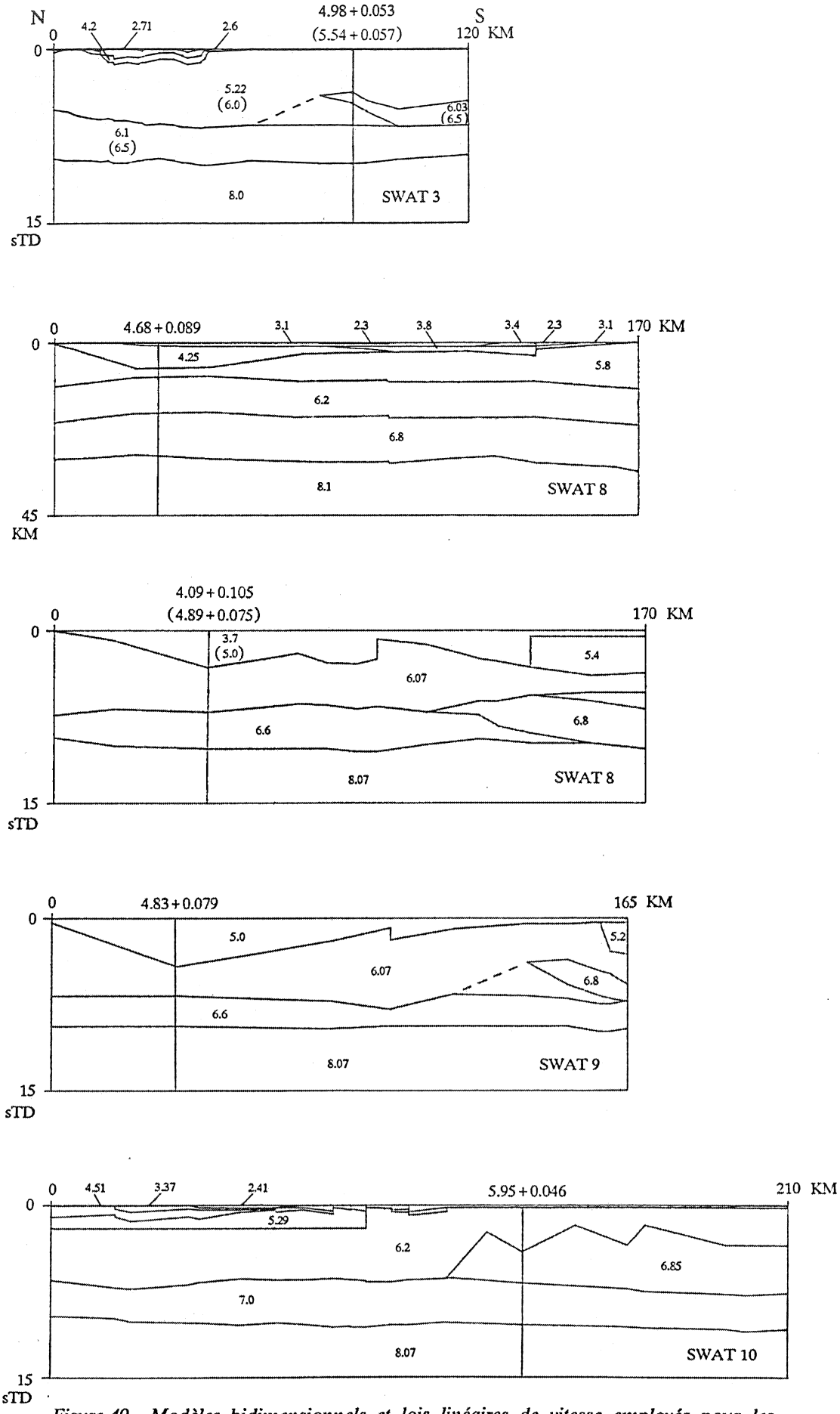


Figure 49 Modèles bidimensionnels et lois linéaires de vitesse employés pour les migrations des profils SWAT 3, 8, 9 et 10. Le trait vertical sur les modèles 2D indique l'endroit à partir duquel la vitesse linéaire a été calculée. Le premier modèle 2D pour SWAT 8 correspond au modèle employé par Blundell et Raynaud (1986). Dans le cas de SWAT 8 et SWAT 3, les vitesses mises entre parenthèses sont celles d'un second modèle, employant la même géométrie des couches.

la partie avec bassins de ce même profil.

C'est pourquoi lors des comparaisons, entreprises avec les deux types de lois, sont successivement étudiées la partie du profil où une bonne coïncidence est espérée, puis celle où l'écart doit être plus important. Cependant, même dans les parties de profils où la coïncidence doit être la meilleure, l'utilisation par le programme "1D" d'une loi de vitesse linéaire permet de prévoir l'apparition de différences entre les migrations, dans les endroits où existent des variations latérales (côtés des bassins) ou verticales (passage bassin-socle, passage croûte-manteau) de vitesses non prises en compte. Les comparaisons que nous avons effectuées doivent permettre de préciser voire quantifier ces différences.

Les critères suivants sont retenus pour juger de la ressemblance entre profils : positionnement vertical et horizontal, taille et pendage des réflexions.

Pour la comparaison des lois "avec bassin" et des modèles 2D, nous avons choisi les profils SWAT 8 et SWAT 9, sur lesquels apparaissent des épaisseurs importantes de sédiments; les profils SWAT 3 et SWAT 10, où le socle est plus largement affleurant, ont paru plus adaptés à l'utilisation de lois "de socle".

La figure 49 donne les modèles de vitesse correspondant aux migrations 2D des exemples détaillés ci-dessous (pour une discussion de ces modèles, on se reportera au paragraphe 5). Les lois linéaires ayant servi à la comparaison y figurent également, à l'endroit du modèle 2D où elles ont été calculées.

4.1. La comparaison des modèles 2D et des lois "avec bassin"

4.1.1. Le profil SWAT 8

Malgré l'utilisation d'une loi "avec bassin" pour la migration "1D" du profil SWAT 8 (Fig.50a), l'épaisseur du bassin sédimentaire, à l'endroit le plus profond, est supérieure de 1.5 km à celle obtenue par la migration 2D (Fig.50b), ce qui correspond à une augmentation de 25% environ de l'épaisseur. Néanmoins, les réflexions situées sous le bassin sédimentaire ont les mêmes profondeurs sur les deux profils, et ce jusqu'au Moho.

Dans la partie sud du profil, la migration "1D" aboutit à des profondeurs inférieures à celles de la migration 2D, la loi "avec bassin" étant trop faible pour une croûte où les formations sédimentaires sont réduites. Le décalage est de l'ordre du kilomètre au sommet de la croûte inférieure, et il s'accentue vers le bas, allant jusqu'à 3 km au niveau du Moho. Ce décalage explique pourquoi la remontée du Moho observée sur le profil 2D sous le bassin n'apparait pas sur le profil "1D", où le Moho, en quelque sorte, est remonté sur toute la longueur du profil.

Les réflexions du manteau, quant à elles, tendent à être moins profondes sur le profil "1D". Dans la

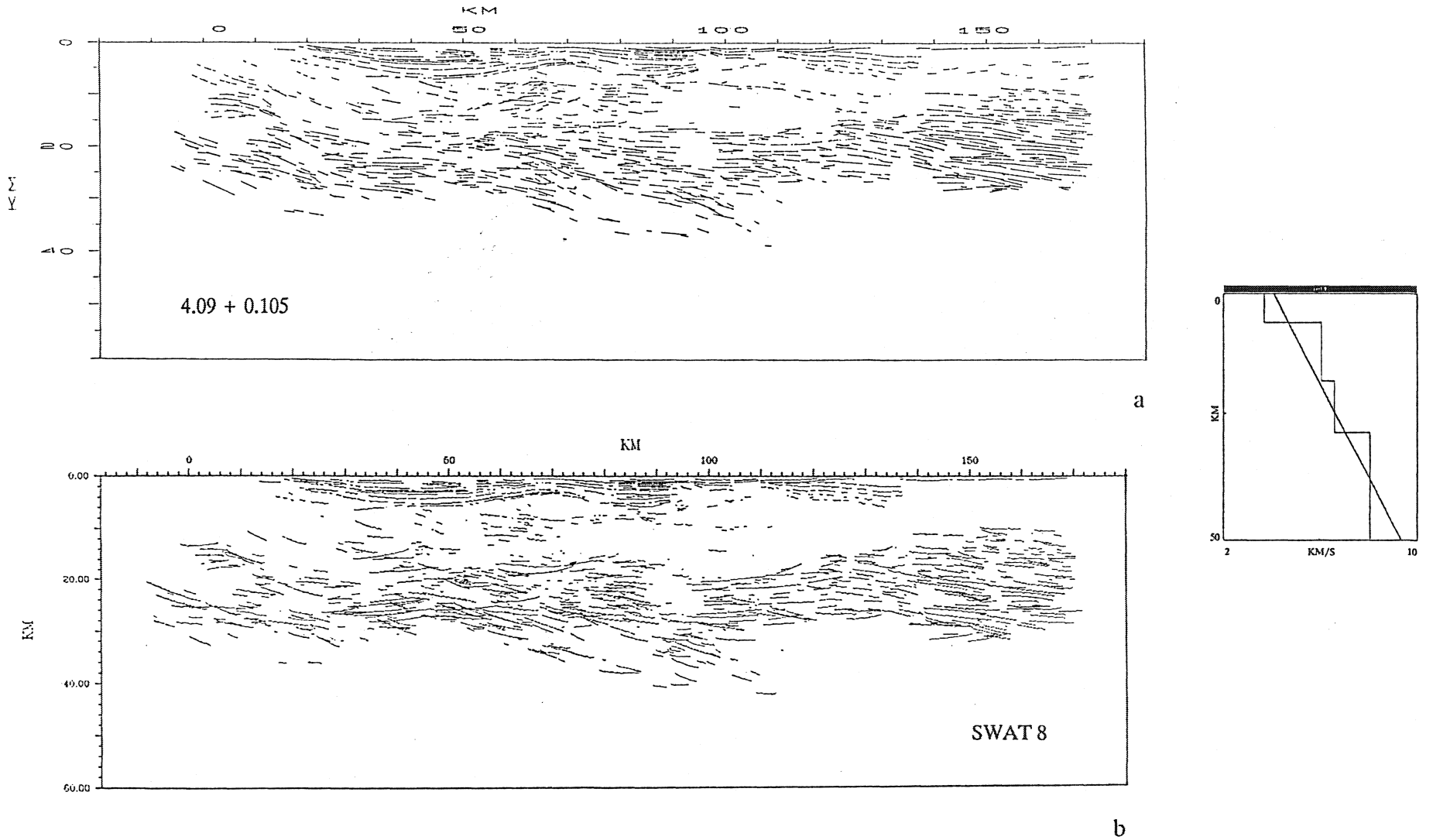
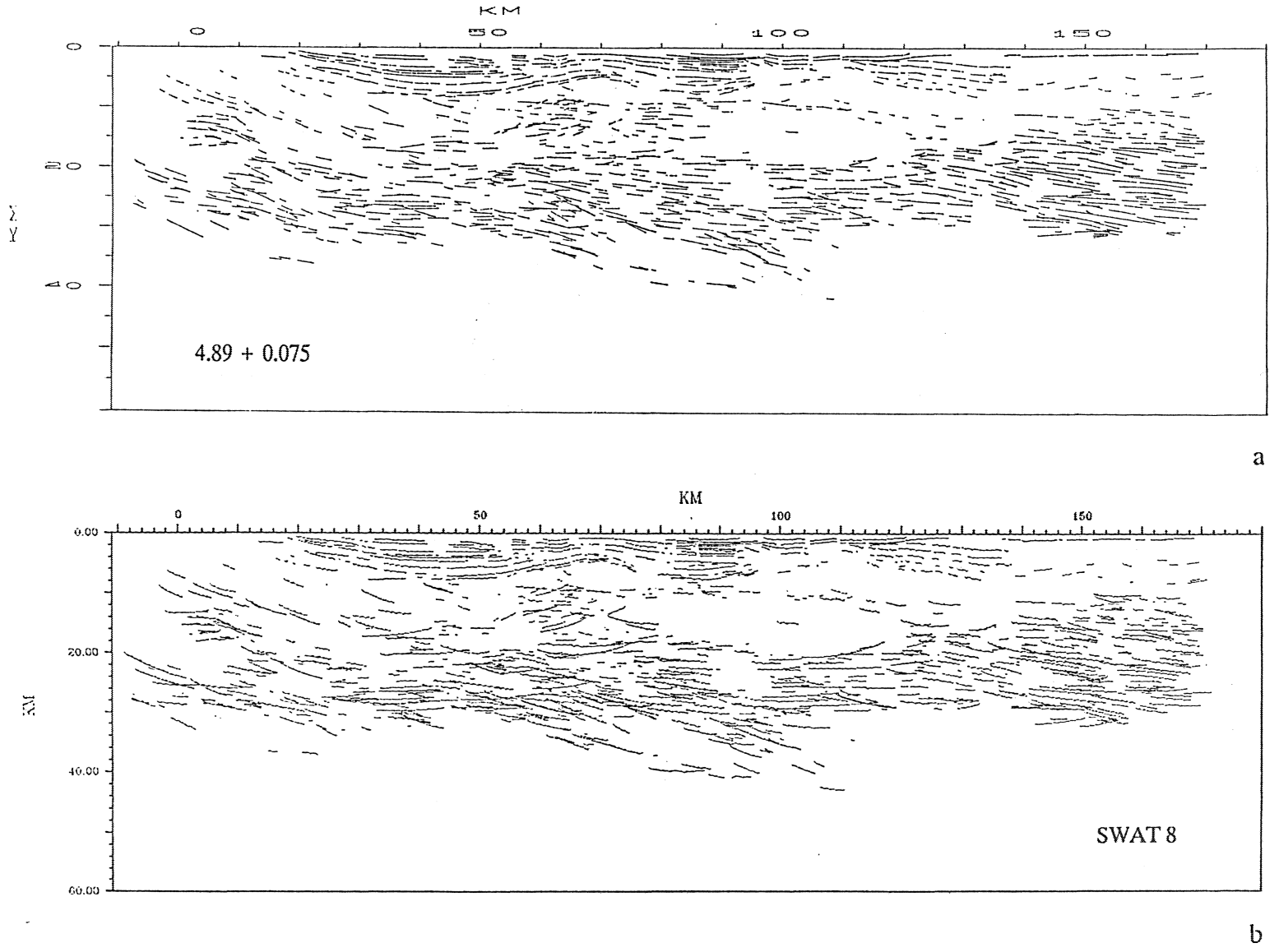


Figure 50 Comparaison des migrations 1D et 2D du profil SWAT 8 (pointé ECORS).
a) Migration 1D avec la loi 4.09+0.105.
b) Migration 2D avec le deuxième modèle SWAT 8 de la figure 49.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.
A droite de la figure sont représentés dans un même diagramme les modèles de vitesse "1D" et 2D.



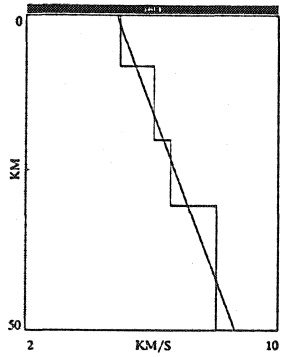


Figure 51 Comparaison des migrations 1D et 2D du profil SWAT 8 (pointé ECORS).
a) Migration 1D avec la loi 4.89+0.075.
b) Migration 2D avec le deuxième modèle SWAT 8 de la figure 49 et les vitesses entre parenthèses.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

A droite de la figure sont représentés dans un même diagramme les modèles de vitesse "1D" et 2D.

partie du profil où les profondeurs sont correctes jusqu'au Moho, l'écart, quasi nul près du Moho, s'accentue avec la profondeur jusqu'à 1.5 km (voire 4 km). Dans la partie sud, l'écart est de plus de 3 km pour des réflexions situées près du Moho (héritage du décalage existant déjà en base de croûte).
Les réflexions peuvent également présenter des décalages latéraux d'un profil à l'autre. Ce type de dissemblance est plus difficile à documenter que les variations de profondeur, car les longueurs des réflexions ne sont pas forcement les mêmes à l'issue de chaque type de migration. La migration "1D" segmente les réflexions, la migration 2D les allonge puis les filtre, leur donnant une longueur tantôt supérieure tantôt inférieure à celle obtenue sur le profil "1D". Lorsque des décalages horizontaux sont observables, ils sont peu importants (de l'ordre de 1-2 km). Il est possible que ces décalages apparaissent plus facilement aux endroits où les différences entre modèles de vitesse des deux méthodes sont les plus fortes, c'est-à-dire là où le modèle 2D impose une variation latérale de vitesse (les bords des bassins par exemple).
Enfin, les pendages présentent exceptionnellement des dissemblances, certaines réflexions des profils 2D étant légèrement plus redressées que leurs pendants sur les profils "1D".

L'exemple de la figure 51 confirme que les deux méthodes de migration mènent à des résultats semblables si l'on minimise l'effet des bassins. En effet, la vitesse employée pour la migration 2D (Fig.51b) est de 5 km/s dans les bassins, vitesse plutôt proche d'une vitesse de socle. L'écart entre les profondeurs des bassins est alors de moins d'un kilomètre (soit environ 7.5 % de l'épaisseur du bassin), et la coïncidence entre les profondeurs de Moho est satisfaisante, au nord comme au sud.
Les réflexions du manteau ne sont que légèrement moins profondes sur le profil "1D" (de moins de 2 km).
Les écarts dans le positionnement latéral sont fréquents, mais toujours assez faibles (1-2 km).

Blundell et Raynaud (1986) proposent une migration 2D du profil SWAT 8 (Fig.52b) que nous avons jugé intéressant de comparer également à une migration "1D" (Fig.52a). Cependant, la petite taille du document 2D dont nous disposons rend moins précises les observations qui peuvent être faites.
Les caractéristiques de cette migration 2D semblent proches de celles d'une migration effectuée avec des vitesses fortes dans les bassins : le bassin sédimentaire, sur le profil "1D", est "trop" profond d'un kilomètre au plus (environ 15%), et les réflexions situées à son droit en sont peu affectées. La superposition des profils "1D" et 2D permet de vérifier que les géométries des grandes structures sont quasiment les mêmes. Bien qu'il soit difficile de comparer réflexion à réflexion, il semble qu'il existe une différence dans le positionnement latéral de certaines réflexions (par exemple les réflexions mantelliques).

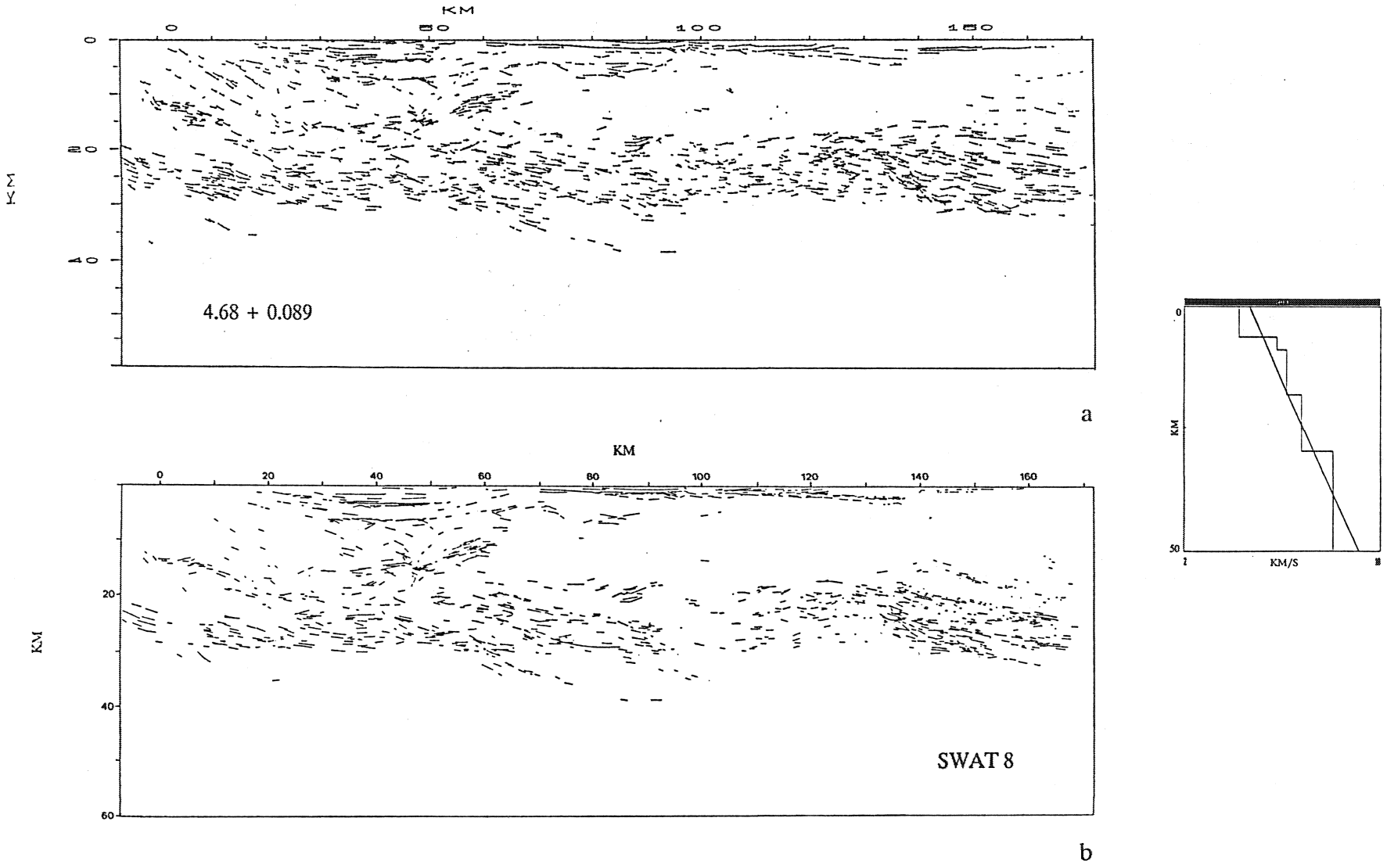
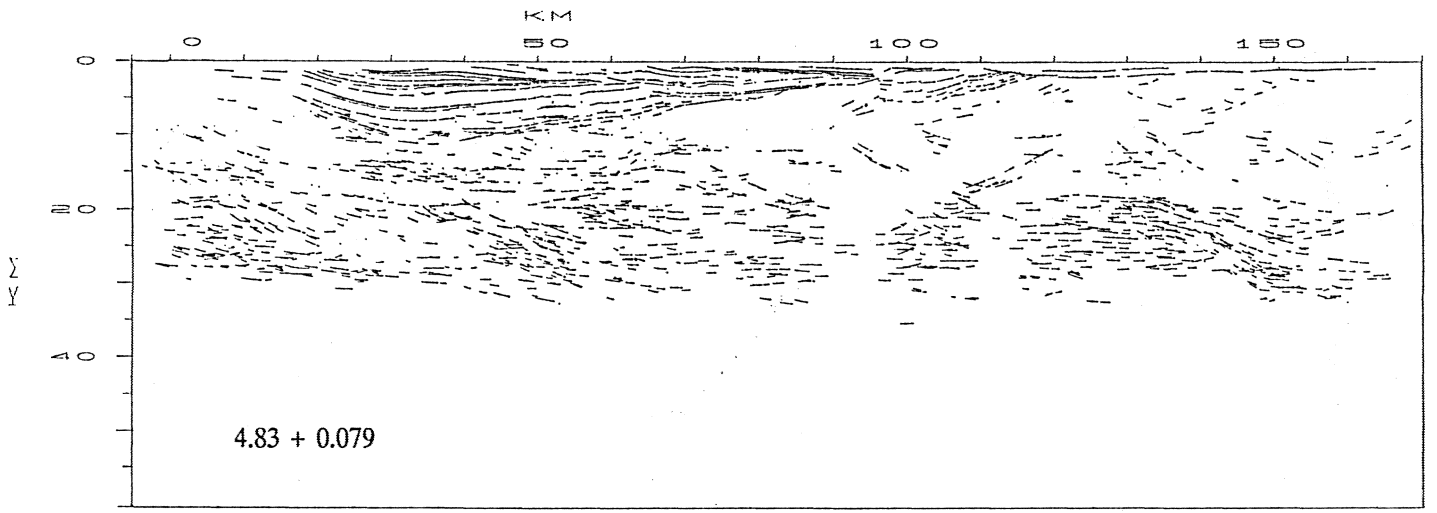
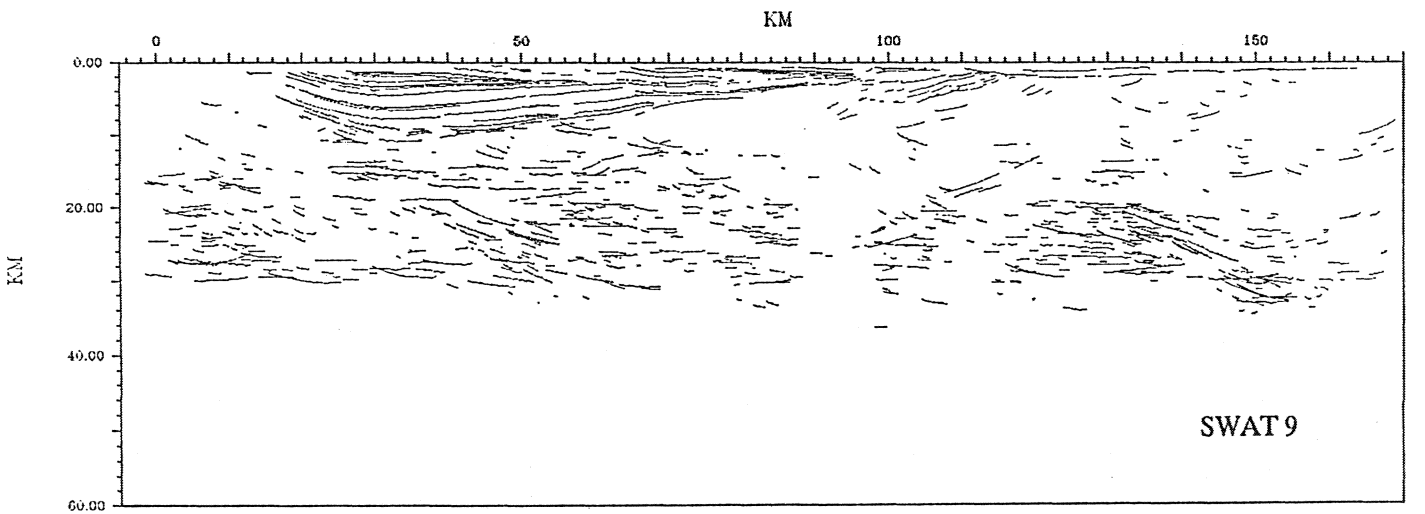


Figure 52 Comparaison des migrations 1D et 2D du profil SWAT 8 (pointé BIRPS).
a) Migration 1D avec la loi 4.68+0.089.
b) Migration 2D effectuée par Blundell et Raynaud (1986) avec le premier modèle SWAT 8 de la figure 49.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.



a



b

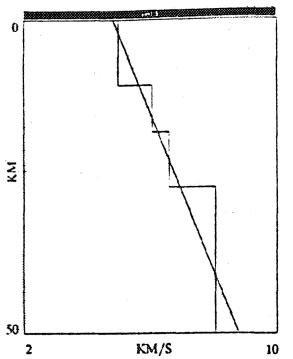


Figure 53 Comparaison des migrations 1D et 2D du profil SWAT 9 (pointé ECORS).
a) Migration 1D avec la loi 4.83+0.079.
b) Migration 2D avec le modèle SWAT 9 de la figure 49.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

4.1.2. Le profil SWAT 9

L'utilisation d'une vitesse de 5 km/s dans le bassin du profil SWAT 9 (Fig.53) aboutit à des résultats comparables, pour la partie nord du profil, à ceux obtenus pour SWAT 8 : le bassin, sur le profil "1D", n'est à nouveau trop profond que de moins d'un kilomètre (environ 5.5 % de l'épaisseur du bassin) et les profondeurs, jusqu'au Moho, sont quasiment identiques.

Au sud, contrairement au cas de SWAT 8, le profil montre des profondeurs inférieures à celles du profil 2D (de plus de 1 km au sommet de la croûte inférieure à plus de 2 km au niveau du Moho). A cela deux explications : la plus forte épaisseur du bassin "déplace" la loi de vitesse linéaire, calculée à l'aplomb de ce dernier, vers des valeurs plus faibles (cependant ce déplacement est peu important - comparer les lois linéaires de SWAT 8 et de SWAT 9); d'autre part, la partie sud du modèle de vitesse 2D comporte un objet à forte vitesse (Fig.49), qui tend à approfondir une partie des réflexions. Les quelques réflexions situées, au sud du profil, sous le Moho, sont à nouveau plus "superficielles" sur le profil "1D" (le décalage est de 2 km environ).

Pour ce qui est des autres paramètres (décalage latéral, longueur, pendage), les deux migrations de SWAT 9 présentées ici sont tout à fait comparables, sauf peut-être sur les côtés des bassins, où l'on peut observer un décalage horizontal de faible importance (1-2 km).

4.2. La comparaison des modèles 2D et des lois "de socle"

4.2.1. Le profil SWAT 3

Les comparaisons portent sur deux versions de SWAT 3 :

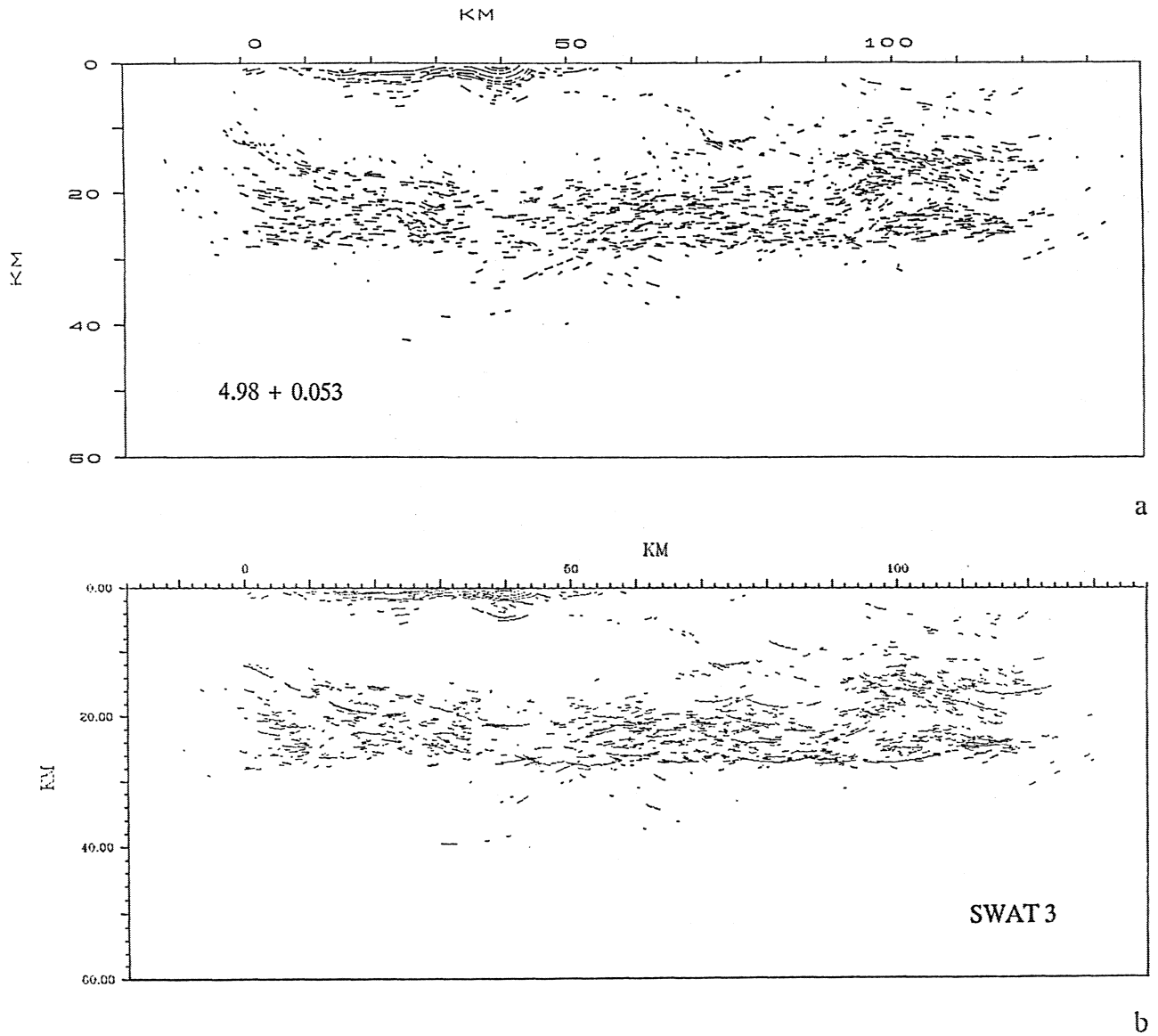
- le pointé BIRPS (Fig.54),
- le pointé ECORS ne comportant que les réflexions de plus de 2 km de longueur (Fig.55).

On peut distinguer non pas deux mais trois zones sur le pointé BIRPS du profil SWAT 3.

Au nord, l'épaisseur du bassin sédimentaire est exagérée de plus d'un kilomètre, soit environ 50% d'augmentation. Les effets de cette exagération sont difficiles à observer au niveau du Moho, qui est mal défini à l'aplomb de l'endroit le plus profond du bassin. Cependant, un peu au nord de cet endroit, il est possible d'observer que le sommet de la croûte inférieure est plus profond, sur le profil "1D", de 1.5 km, et que le Moho est décalé d'autant.

Au sud, la coïncidence entre les deux profils est très satisfaisante dans toute la croûte.

Entre ces deux régions, bien que l'on soit toujours dans le socle, le profil "1D" surestime les profondeurs dans la croûte. En effet, la loi "1D" correspond à la partie sud du modèle 2D, où est présent un objet à forte vitesse.



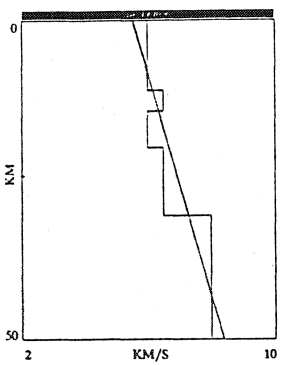
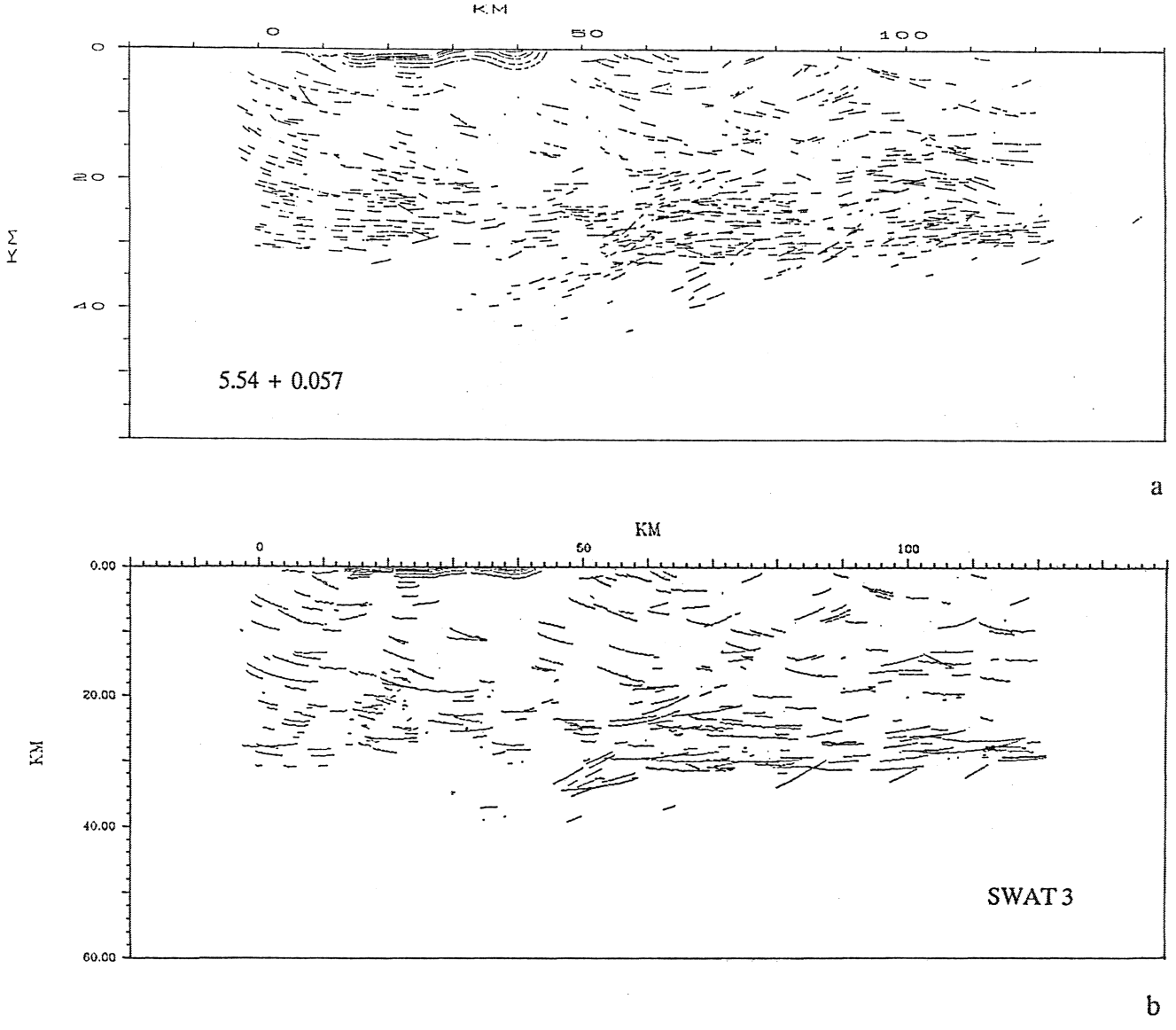


Figure 54 Comparaison des migrations 1D et 2D du profil SWAT 3 (pointé BIRPS).
a) Migration 1D avec la loi 4.98+0.053.
b) Migration 2D avec le modèle SWAT 3 de la figure 49.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.



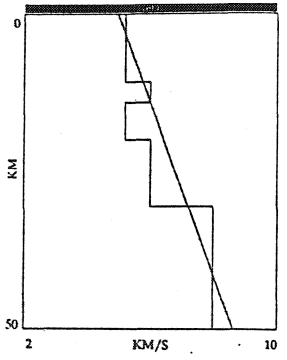


Figure 55 Comparaison des migrations 1D et 2D du profil SWAT 3 (pointé ECORS avec les réflecteurs de plus de 2 km de longueur).
a) Migration 1D avec la loi 5.54+0.057.
b) Migration 2D avec le modèle SWAT 3 de la figure 49, et les vitesses entre parenthèses.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

Les réflexions mantelliques, quant à elles, sont toujours moins profondes (de 1 km environ) sur le profil "1D".

On voit très peu de décalages horizontaux entre réflexions sur l'ensemble du profil. De même, les variations de pendages sont exceptionnelles. Pour les longueurs, elles sont parfois supérieures dans le profil 2D.

Le décalage du Moho est bien documenté par la version simplifiée du pointé ECORS (Fig.55). L'écart entre profondeurs de bassins est de 1.5 km environ (soit 80% d'augmentation pour l'épaisseur du bassin "1D"). Cet écart se répercute sur le sommet de la croûte inférieure, qui est également plus profond de 1.5 km sur le profil "1D", et la différence entre profondeurs de Moho atteint presque 2 km.

Pour la partie sud du profil, les deux migrations offrent des images très similaires.

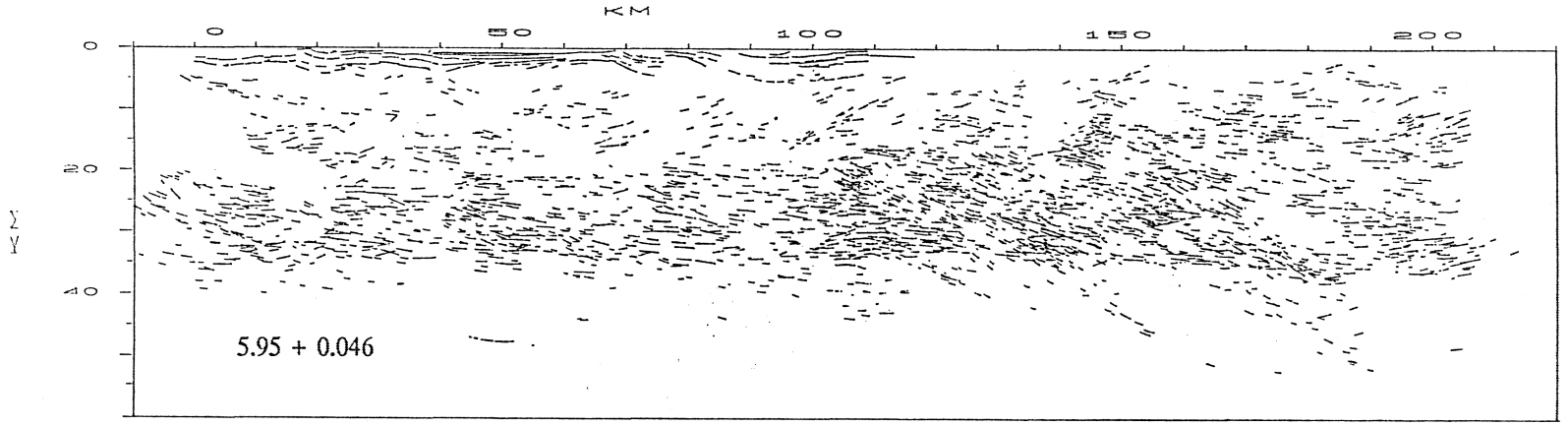
Dans la croûte, au nord comme au sud, les abscisses et les pendages des réflexions sont les mêmes, là où il est clairement possible de les comparer. C'est à nouveau la longueur qui montre les plus fortes variations, dans la croûte inférieure en particulier, où l'on voit quelques réflexions très longues sur le profil 2D. Cependant, dans le manteau, au milieu du profil, les réflexions sont décalées de 2 km horizontalement, le déplacement le plus important ayant eu lieu sur la migration "1D".

4.2.2. Le profil SWAT 10

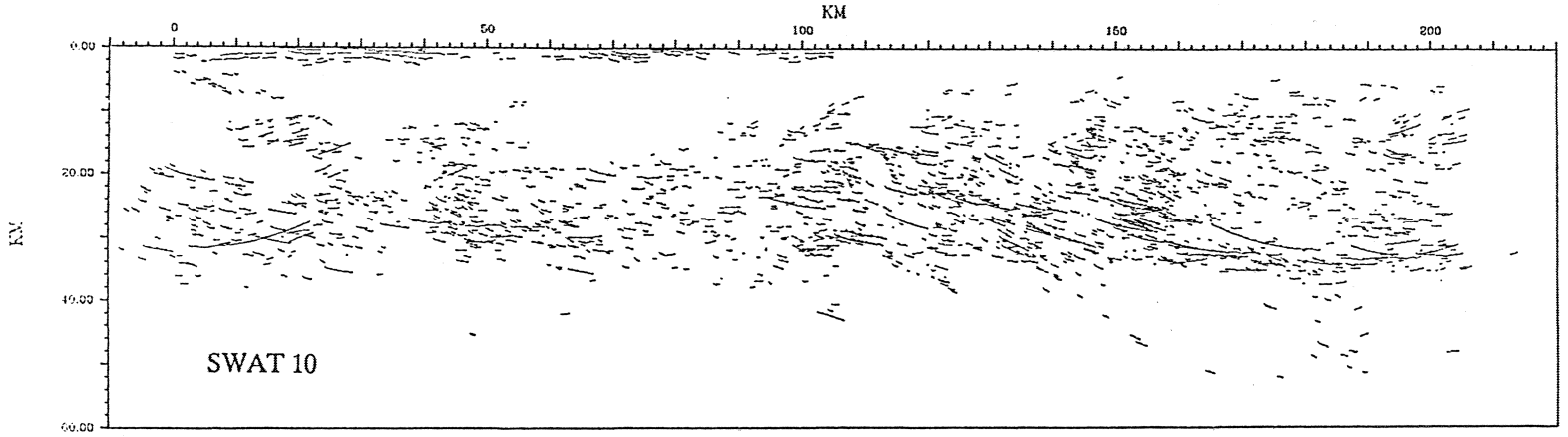
Le profil SWAT 10 (Fig.56) reproduit le comportement décrit ci-dessus : la partie sud du profil réagit semblablement aux deux migrations, alors qu'au nord, l'épaisseur du bassin est surestimée de plus d'un kilomètre (augmentation de 40 % de son épaisseur), ce qui se traduit au sommet de la croûte inférieure par un approfondissement de plus de 2 km et au niveau du Moho par un écart de près de 2.5 km.

Par ailleurs, SWAT 10 est le seul des exemples que nous avons traités où certaines réflexions du manteau sont plus profondes sur la migration "1D" que sur la migration 2D. Ceci concerne la partie nord du profil, où le décalage est de presque 2 km. Au sud, les réflexions sont à des profondeurs identiques.

Bien qu'il existe des endroits du profil où les réflexions issues des deux migrations aient des longueurs, des pendages et des abscisses identiques (au sud en particulier), il est également fréquent d'observer de petites différences entre ces paramètres, en relation, sans doute, avec les variations de géométrie du modèle de vitesse 2D.



a



b

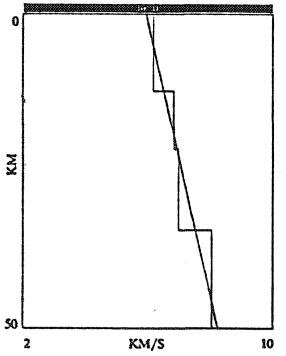


Figure 56 Comparaison des migrations 1D et 2D du profil SWAT 10 (pointé ECORS).
a) Migration 1D avec la loi 5.95+0.046.
b) Migration 2D avec le modèle SWAT 10 de la figure 49.
Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

A droite de la figure sont représentés dans un même diagramme les modèles de vitesse "1D" et 2D.

4.3. Conclusions

Les comparaisons effectuées entre migrations "1D" et 2D aussi proches que possible, aboutissent, de façon prévisible, à la mise en évidence des limites de la méthode "1D".

Les profils migrés avec les lois linéaires incluant les vitesse de bassins présentent, par rapport aux profils 2D, les caractères suivants :

- la profondeur des bassins est surestimée, de 0.5 à 1.5 km (5% à 25%) selon la taille du bassin et les vitesses adoptées dans les modèles 2D,
- les profondeurs à l'aplomb des bassins sont néanmoins correctes jusqu'au Moho,
- sur le reste des profils, les profondeurs, et en particulier celle du Moho, sont trop faibles,
- les réflexions mantelliques ne sont pas à des profondeurs suffisantes, même sous les bassins.

L'utilisation des lois "de socle" permet de corriger certains de ces effets mais en crée d'autres :

- la profondeur des bassins est plus largement surestimée encore (de 50 à 80%),
- les réflexions situées sous les bassins sont, par conséquent, décalées vers le bas,
- la profondeur du Moho est semblable à celle du modèle 2D, sauf à l'aplomb des bassins, où il manque une remontée de quelques kilomètres,
- les réflexions mantelliques sont en général légèrement trop peu profondes.

En fait, les deux méthodes aboutissent à des résultats tout à fait comparables lorsque le modèle de vitesse 2D ne présente pas de variation latérale importante. Lorsqu'une telle variation intervient, les écarts existant entre profils sont essentiellement des écarts de profondeur. Les décalages horizontaux, variations de longueur ou de pendage ne sont pas très importants.

Une conséquence non négligeable du fait que la migration "1D" "ignore" les variations latérales de vitesse est un mauvais positionnement relatif des réflexions situées ou non sous les bassins. Par conséquent, l'interprétation des alignements de réflexions passant d'une zone avec bassin à une zone de socle doit être conduite avec prudence sur les migrations "1D".

D'autre part, les profondeurs trop faibles généralement obtenues pour les réflexions mantelliques sur les profils "1D" indiquent bien que le saut de vitesse important existant entre croûte et manteau (de même que celui existant entre bassins et socle) est mal pris en compte par les lois linéaires.

a)

FILTRES DE LA MIGRATION "1D"					
Profil	Filtres				Figure
	Bout	Pente	Amplitude	Pendage	
SWAT 3	0.20	5°	0.20	45	58
SWAT 3	0.20	2°	-	45	59
SWAT 3	0.20	5°	-	45	60
SWAT 8	0.20	-	-	45	61
SWAT 8	0.20	5°	0.20	45	62
SWAT 9	0.20	5°	0.125	45	63
SWAT 10	0.20	5°	-	45	65
SWAT 10	0.20	5°	-	45	67
SWAT 11	-	-	-	-	68

Les profils sont tous compactés.

b)

FILTRES DE LA MIGRATION 2D	
	POUR LE CALCUL
Filtre de digitalisation (FD)	: 1.0 km
Filtres sur la longueur (FL min)	: 0.1 ou 0.05 km *
Filtres sur la longueur (FL max)	: 2.0 km
Filtre de pente (FP)	: 20.0 s/km
Paramètre de lissage de la structure de vitesse (PL)	: 0.0 km
Facteur de réduction de sourire (PF)	: 1.0
	POUR LE DESSIN
Filtre pour sourires (SF)	: OFF
Filtre en amplitude (FA)	: 0.2
Filtre de pendage (FG)	: 60°

* : 0.05 km pour SWAT 8 et 9.

Tableau 16 Valeurs des filtres employés pour les migrations des profils SWAT.
a) Pour les migrations "1D".
b) Pour les migrations 2D.

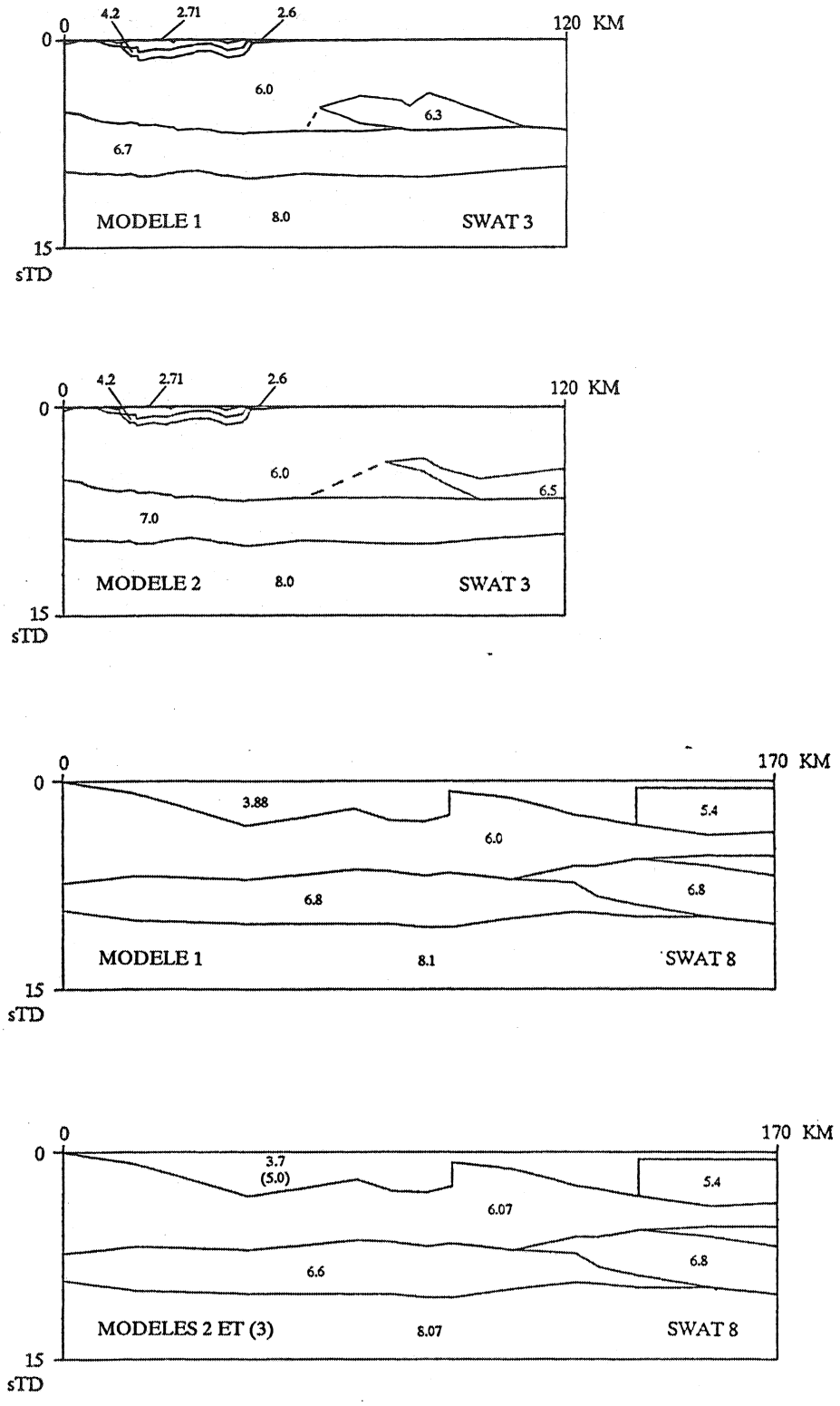


Figure 57 Modèles de vitesse utilisés pour les migrations 2D des profils SWAT. Pour tous les profils, le Nord est à gauche.

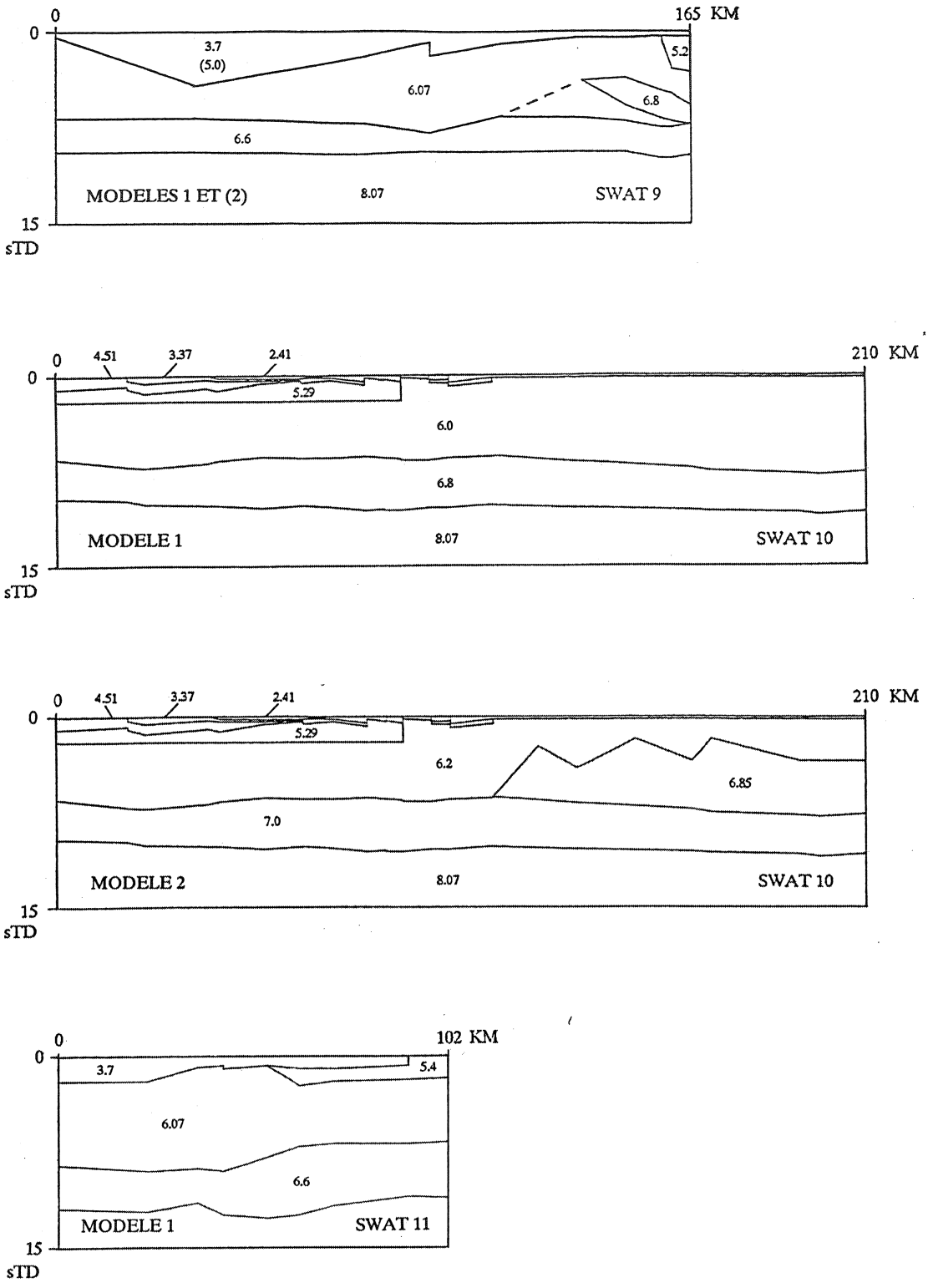


Figure 57 (suite).

5. Les résultats de la migration

Ce paragraphe expose les modifications apportées par l'une ou l'autre migration aux points dont nous avons indiqué l'intérêt précédemment, à savoir : la réalité des réflexions mantelliques, la géométrie du Moho, les relations entre réflexions plates et réflexions pentées, la fiabilité des chronologies relatives observées sur les coupes-temps, la géométrie de la croûte inférieure.
Les discussions d'ordre plus géologique issues de l'examen de ces objets font l'objet du chapitre suivant.

Les profils migrés servant de base aux discussions sont représentés sur les figures 63 à 74.
Pour les migrations "1D", on trouvera :

- les lois de vitesse dans le coin inférieur gauche de chaque profil,
- les valeurs des filtres, lorsque les profils sont filtrés, dans le tableau 16a (les profils SWAT 11 et SWAT 3 (pointé BIRPS) ne sont pas filtrés, mais segmentés sytématiquement).

Pour les migrations 2D, on trouvera :

- les modèles de vitesse sur la figure 57,
- les valeurs des filtres dans le tableau 16b. Ces valeurs sont les mêmes pour tous les profils, à quelques exceptions près (voir en particulier la légende des figures 69 et 74).

Comme nous l'avons indiqué précédemment, les limites des corps sur les modèles de vitesse de la figure 57 sont basés sur les coupes sismiques pour la base des bassins et la croûte inférieure. Sur SWAT 8, SWAT 9 et SWAT 11, des granites sont disposés au sud des profils d'après la géologie régionale. Nous avons fait l'hypothèse que le sud des profils SWAT 3, 8, 9 et 10 montrait des écailles de matériel rapide, du fait de leur faciès sismique (zone réflective, présence de réflexions pentées) et du contexte géologique (possibilité d'écaillages hercyniens et cadomiens). Sous le bassin du profil SWAT 10 une couche de vitesse plus faible que celle du socle est introduite, pour tenir compte de la présence de sédiments paléozoïques.
Quelle que soit la validité des hypothèses utilisées pour élaborer ces modèles, les résultats n'en seront que modérément affectés, l'influence des vitesses n'étant pas prépondérante (voir le paragraphe II.3.3.1.). L'exemple des deux migrations 2D de SWAT 10 effectuées avec les modèles de vitesse 1 (Fig.71c) et 2 (Fig.72a) le montre bien. On observe plus d'écart entre les migrations effectuées sur deux digitalisations différentes du profil avec le même modèle de vitesse (Fig.72), ce qui confirme d'ailleurs la sensibilité de la méthode vis-à-vis des pendages apparents initiaux des réflexions.

5.1. Les réflexions infracrustales

Sur les cinq coupes-temps auxquelles nous nous intéressons, des réflexions apparaissent sous le Moho

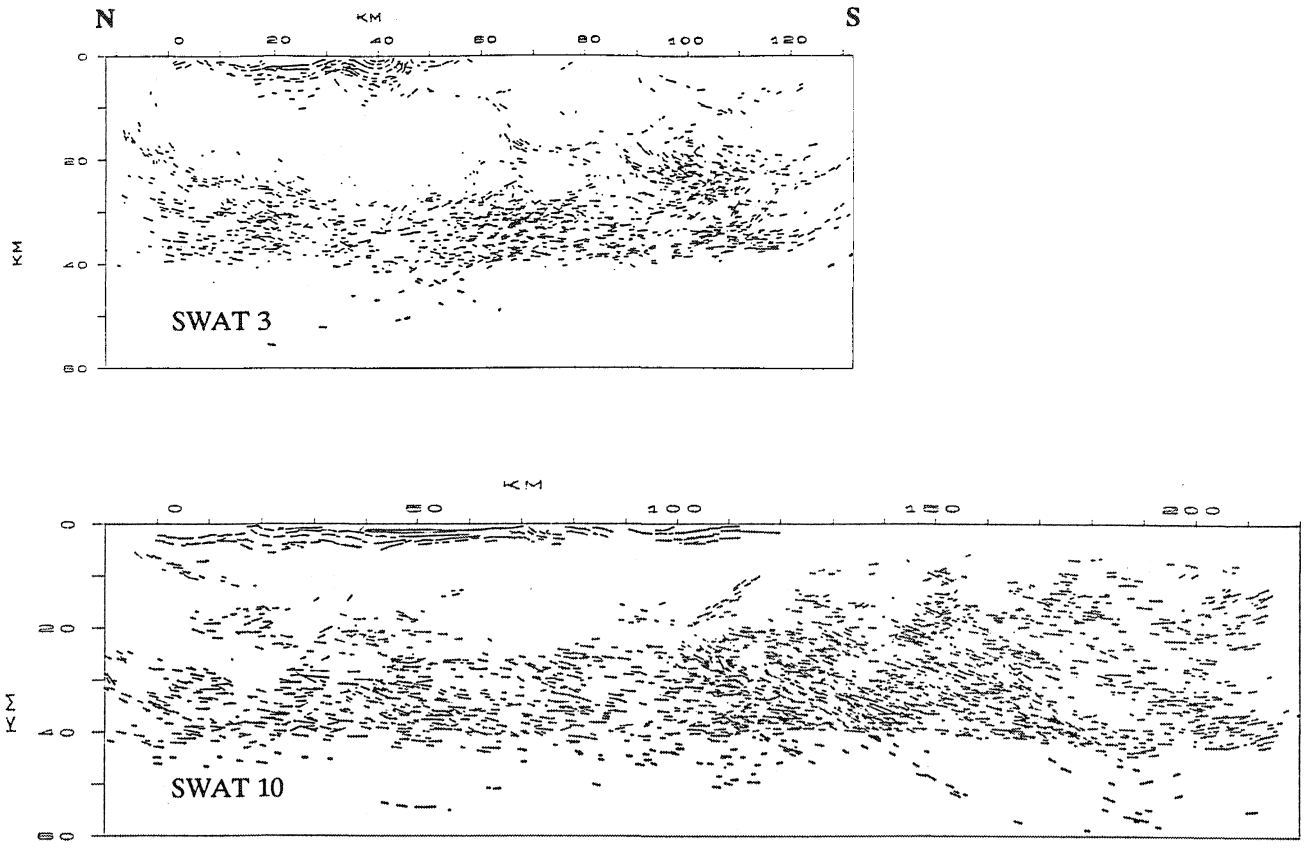


Figure 58 Migration des profils SWAT 3 et SWAT 10 avec une vitesse constante de 8.0 km/s. Les réflecteurs profonds ne remontent pas tous au-dessus du Moho.

(Fig.24, Chap.II). Sur bon nombre de données de sismique profonde, de tels événements disparaissent à la migration (voir par exemple Hutchinson et al., 1987); et dans le cas des profils SWAT, les auteurs britanniques n'ont jusqu'à présent reconnu d'événements mantelliques que sur les profils 4 et 8 (Flack et al., 1990). Il est vrai que les pointés effectués par l'équipe BIRPS ont, de toutes façons, une population initiale de réflexions "mantelliques" moins importante que leurs homologues pointés par l'équipe ECORS.

Migration "1D" - Pour nous, après migration "1D", seul SWAT 9, dont la coupe-temps était déjà quasiment exempte de réflexions profondes, ne montre pas trace de structures mantelliques nettes (Fig.69 et 70b). Même l'utilisation d'une loi de vitesse exagérément forte (8.0 km/s) ne permet pas de faire remonter les réflexions au-dessus du Moho : l'exemple des profils 3 (pointé BIRPS) et 10 (pointé ECORS) est donné sur la figure 58.

Ainsi, la migration "1D" infirme l'hypothèse que ces réflexions profondes correspondent à des hyperboles de diffraction, ou à des événements de la croûte, dont le pendage fait qu'elles se retrouvent positionnées "par erreur" dans le manteau supérieur, sur la coupe temps. Elle ne permet cependant pas d'exclure le fait que ces événements puissent représenter des échos latéraux, ou même que la simplification imposée par une loi de vitesse linéaire (qui tient mal compte du saut de vitesse existant au niveau du Moho), soit responsable d'un certain échec de la migration à ces profondeurs. Ce dernier point pourra être éclairci par l'utilisation de la méthode 2D. L'hypothèse d'échos latéraux pourrait être écartée du fait de la présence de ces réflexions mantelliques sur les deux profils sécants SWAT 8 et SWAT 9 (Bois et al., 1990f).

Si elle ne supprime pas tous les événements mantelliques, la migration "1D" apporte quelques modifications à leur géométrie :

- certaines des réflexions initialement présentes sous le Moho sont suffisamment déplacées pour disparaître du manteau : ainsi, sur la coupe-temps (pointé BIRPS) du profil SWAT 3, le groupe de réflexions à pendages sud et nord situé entre les km 60 et 80 (Fig.64b); sur le profil SWAT 10, l'alignement de réflexions à pendage sud situé tout à fait au sud de la coupe-temps (Fig.72b); sur SWAT 9, les trois ensembles de réflexions à pendage sud et nord apparaissant au sud du km 130 (Fig.69b); sur SWAT 8 (pointé BIRPS), les trois réflexions à pendage sud situés, elles-aussi, au sud du profil (Fig.67 et 68b).

- malgré ces déplacements en amont-pendage, qui sont de 2-4 km en moyenne, les profondeurs atteintes par les réflexions restent importantes : jusqu'à 40 km sur SWAT 3 et SWAT 8 (soit environ 8-10 km sous le Moho), jusqu'à 50 km sur SWAT 10 et 11 (soit 12-15 km sous le Moho).

- les alignements de réflexions subissent un décalage latéral, de moins de 10 km en moyenne au niveau du Moho, dans le sens inverse de leur pendage. L'ampleur de ce décalage est fonction de la pente initiale des réflexions et du modèle de vitesse utilisé : les alignements de réflexions assez peu

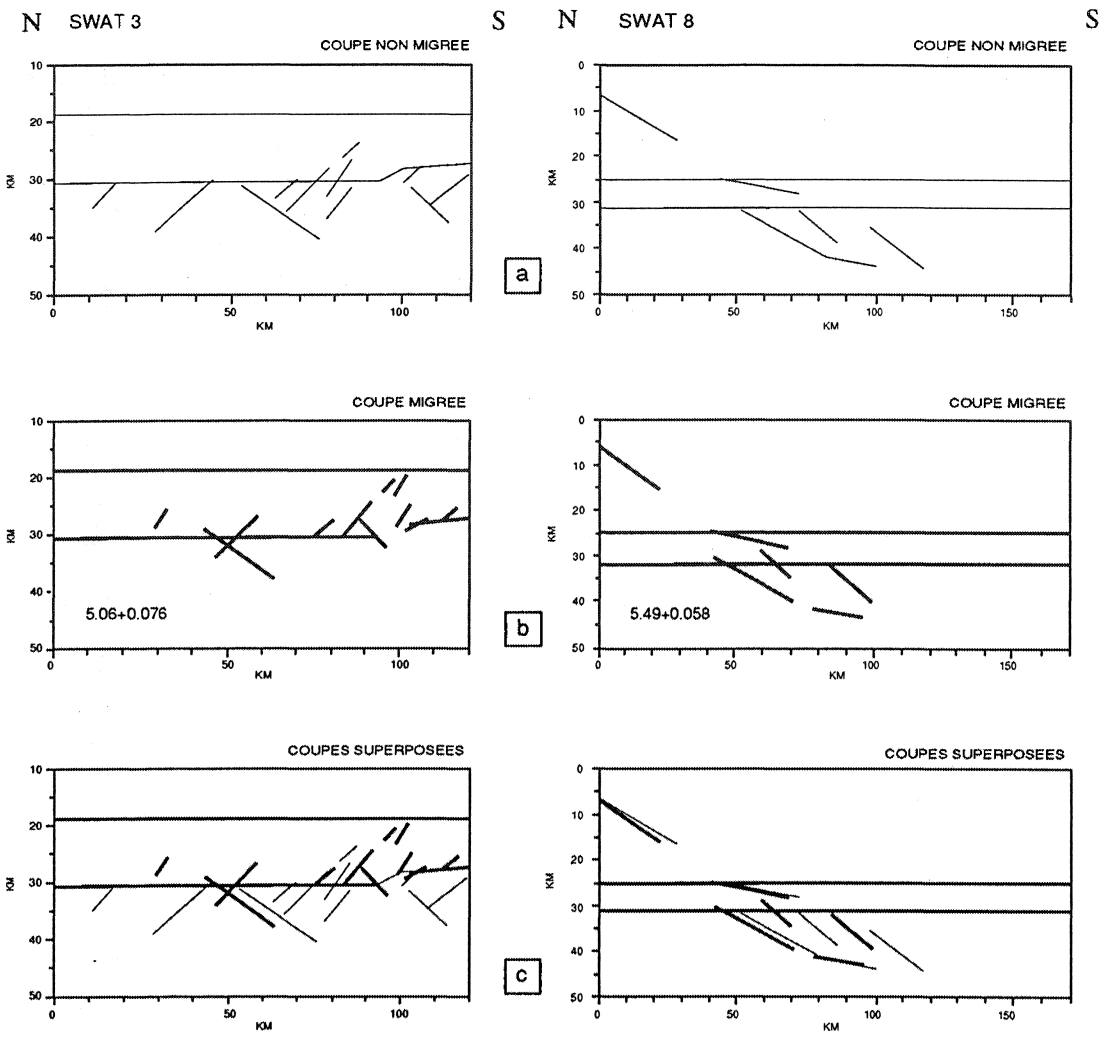


Figure 59 Schématisation des réflecteurs profonds des profils SWAT 8 (pointé ECORS) et SWAT 3 (pointé BIRPS).
a) Coupe profondeur.
b) Coupe migrée par la migration "1D".
c) Superposition des deux coupes précédentes, permettant de se rendre compte des décalages horizontaux et verticaux subis par les réflecteurs.

pentés du profil SWAT 8 (schématisés sur la figure 59, à gauche) subissent un décalage de 4 à 7 km pour des pendages de 17 et 25°; les alignements de SWAT 3 (pointé BIRPS), dont les pentes sont comprises entre 20 et 35° (Fig.59, à droite), sont décalés de 5 à 12 km.

- les pendages des réflexions augmentent, proportionnellement, là-aussi, à leurs valeurs initiales. Celles-ci étant en général inférieures à 30°, les augmentations sont finalement assez faibles (moins de 10%).

Migration 2D - Les résultats de cette migration confirment ceux de la migration "1D" : une partie parfois importante des réflexions situées originellement sous le manteau est filtrée ou remonte au-dessus du Moho, mais les événements "mantelliques" ne disparaissent pas totalement, sauf dans le cas du pointé BIRPS de SWAT 3 (Fig.64c). Les décalages latéraux des réflexions pentées sont tout à fait comparables à ceux observés après la migration "1D". Les profondeurs atteintes sont légèrement plus faibles (de 1-2 km).

Bien entendu, les réflexions subhorizontales, lorsqu'il en existe (SWAT 10), ne sont pas (ou très peu) affectées par les migrations; les filtrages de la migration 2D peuvent éliminer certains d'entre eux, tout au plus.

Conclusion - Ni la migration "1D", ni la migration 2D des profils étudiés ne provoquent la disparition des réflexions situées sous le Moho. Ce résultat, s'il ne suffit pas à exclure toute possibilité d'artefact (tel que les échos latéraux, par exemple) pour expliquer les réflexions profondes, conforte l'hypothèse que ces réflexions correspondent à des structures mantelliques réelles. La migration altère peu les pendages des événements marqués par les alignements de réflexions, mais elle provoque leur décalage latéral, sur quelques kilomètres, dans le sens inverse de leur pendage.

5.2. La géométrie du Moho

Cette question se heurte à un problème initial important : celui de la définition même du Moho. Les alignements de plusieurs réflexions continues et subhorizontales qui peuvent servir de base à une définition sans équivoque du Moho (dans la partie sud de SWAT 10 ou de SWAT 3, par exemple), lorsqu'ils s'interrompent, laissent à l'interprétateur le choix de plusieurs "chemins" pour atteindre l'alignement suivant (s'il y en a un). Il nous parait utile de rappeler que la comparaison des tracés du Moho que nous avons effectués avant et après migration est soumise à cette incertitude initiale. La seule contrainte qu'il nous était possible d'imposer était de retrouver, après migration, les réflexions qui avaient servi de support au tracé du Moho avant migration.

D'autre part, le Moho, sur les coupes-temps, apparait comme une limite quasiment horizontale.

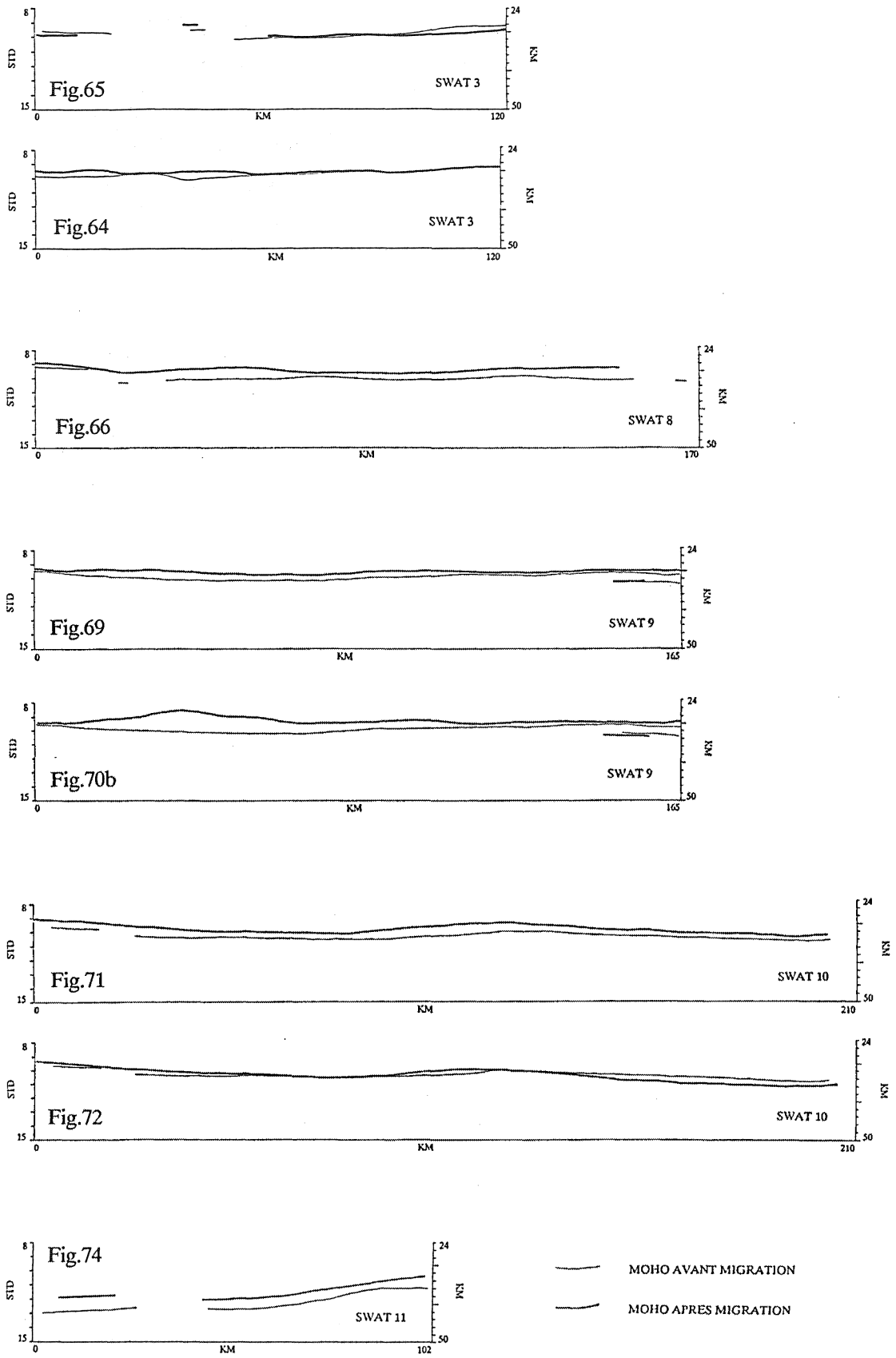


Figure 60 Comparaison des tracés du Moho avant et après migration. Le nord est situé sur la gauche de la figure pour tous les profils. Les axes verticaux sont gradués en secondes temps double (STD) pour les Mohos non migrés, en kilomètres pour les Mohos migrés.

Cette caractéristique le rend relativement invariable par la migration, puisque celle-ci est surtout sensible au pendage apparent des réflexions. Seule l'existence d'une variation latérale de vitesse au-dessus du Moho pourra être responsable d'une modification de sa géométrie (celle-ci étant encore plus due au passage en profondeur qu'à la migration en propre).
Pour cette raison, il est évident que l'utilisation de la migration "1D" se prête mal à l'étude que nous entreprenons ici, dans la mesure où les profils qui nous intéressent montrent des variations latérales de vitesse, au moins à cause des bassins.

Migration "1D" - Malgré les restrictions évoquées ci-dessus, il est possible de retirer deux enseignements de la migration "1D" du Moho (en ne prenant en compte que les parties de profils où la migration "1D" est satisfaisante, c'est-à-dire d'où les bassins sont absents) : il semble qu'en trois endroits, au sud des profils SWAT 8, SWAT 9 et SWAT 10, le Moho s'approfondisse rapidement (O, Fig.66b, 67b, 69b et 71b), de 2-3 km environ, dans le prolongement de réflexions pentées de la croûte inférieure; d'autre part, au nord du profil SWAT 10, le tracé du Moho est plus clair que sur la coupe-temps, où il était masqué par la présence de nombreuses réflexions pentées.

Migration 2D - L'apport essentiel de la méthode 2D est la prise en compte des (relativement) faibles vitesses associées aux bassins sédimentaires, faibles vitesses responsables d'une remontée des réflexions à leur aplomb. Cette remontée, observée dans tous les cas (même avec des bassins réduits), est de 1 à 4 km, et varie avec la taille du bassin et les vitesses employées : pour une vitesse forte (par exemple 5 km/s), la remontée ne représente que 10-20% de l'épaisseur du bassin, alors qu'elle atteint 30 à 60% avec une vitesse plus faible (entre 3 et 4 km/s).
En pratique, on aboutit à trois types de géométries pour le Moho après migration :

- si le Moho est plutôt plat avant la migration, il présentera effectivement, une fois migré, une remontée à l'aplomb du bassin. Les deux profils de la figure 70 illustrent ce cas de figure (le Moho de la figure 70b apparait également sur la figure 60), dont nous ne pensons pas, cependant, qu'il corresponde à la réalité des profils SWAT étudiés.

- si un pull-down existe sous le bassin sur la coupe-temps, il est résorbé, et le Moho est plus rectiligne après migration qu'avant, que ce soit avec un petit bassin à vitesse faible (voir le pointé BIRPS du profil SWAT 3, sur la figure 64 et la figure 60, en bas), ou avec un grand bassin à vitesse plutôt élevée (voir le profil SWAT 9, sur la figure 69, et la figure 60, en haut).

- si le bassin est peu développé (et/ou plat), le déplacement des réflexions qu'il induit n'est pas assez important pour changer significativement le tracé du Moho (étant donné les incertitudes qui sont associées à ce tracé, et qui sont couramment de l'ordre du kilomètre). C'est ce que l'on observe dans le cas des profils SWAT 10 et SWAT 11 (Fig.60, en bas).

L'influence des bassins mise à part, on peut retenir de la migration 2D les points suivants :

- on observe effectivement, comme la migration "1D" le laissait supposer, un approfondissement du Moho (et de la croûte inférieure réflective) au sud du profil SWAT 9, et, de façon plus discrète, au sud de SWAT 10 (O, Fig.69c et 71c). Sur le pointé ECORS du profil SWAT 8, c'est en deux endroits qu'un Moho plus profond peut être décrit : à l'extrémité méridionale du profil, comme dans les deux cas précédents (O, Fig.66c), mais aussi juste au sud de l'alignement à pendage sud qui traverse la moitié nord du profil (P, Fig.66c). On retrouve l'approfondissement O sur le pointé BIRPS (Fig.68c), mais la zone P y apparait moins clairement. Sur SWAT 3 (pointé ECORS), la migration des réflexions pentées crée un "trou" dans la croûte inférieure (A, Fig.63b) et ce faisant, suggère la possibilité d'un décalage du Moho (et de la croûte inférieure) de part et d'autre des réflexions à pendage nord du manteau (Fig.63c et 65c), la moitié nord du profil étant à plus faible profondeur que la moitié sud (écart de 2-3 km). Cependant, le pointé BIRPS du profil ne soutient pas cette hypothèse : le Moho y est extrêmement plat (Fig.64c).

- les variations régionales de la profondeur du Moho, de l'ordre de 1-2 km, sont en général atténuées par les migrations effectuées, mais ne s'effacent pas : ainsi au sud du profil SWAT 3, le Moho remonte toujours légèrement, au sud de SWAT 10, ainsi qu'au nord de SWAT 11, il s'enfonce (Fig.60).

- le tracé du Moho n'est pas toujours plus facile à suivre sur les profils migrés que sur les coupes temps. Le cas de SWAT 11, dont un grand nombre de réflexions a été filtré, est à cet égard très démonstratif (Fig.74c). Inversement, dans les endroits où le Moho est pratiquement indéfinissable sur les coupes-temps, du fait que l'on n'y voit que des réflexions pentées (par exemple à l'extrémité nord des profils SWAT 8 (pointé ECORS) et SWAT 10), la migration 2D peut apporter un progrès. L'allongement subi par certaines réflexions lors de la migration souligne leur présence et permet de mieux suivre les alignements, d'autant plus que les réflexions pentées ont été déplacées.

Conclusion - La migration des profils modifie peu l'allure générale du Moho. La remontée, toujours limitée (moins de 2 km), observée sous les bassins sédimentaires, est essentiellement due au passage en profondeur. Localement, des variations de profondeur rapides de la base de la croûte peuvent cependant apparaître plus clairement après migration, à la suite du déplacement de réflexions pentées.

5.3. Les relations entre réflexions plates et réflexions pentées

Il est possible, schématiquement, d'envisager deux types de relations entre réflexions plates de la croûte inférieure et du Moho et réflexions pentées : un passage progressif des unes aux autres, ou une intersection tranchée. Chacun de ces types peut se présenter sous différentes formes (Fig.62). Les implications géologiques de ces deux options sont importantes (voir le chapitre IV), c'est pourquoi

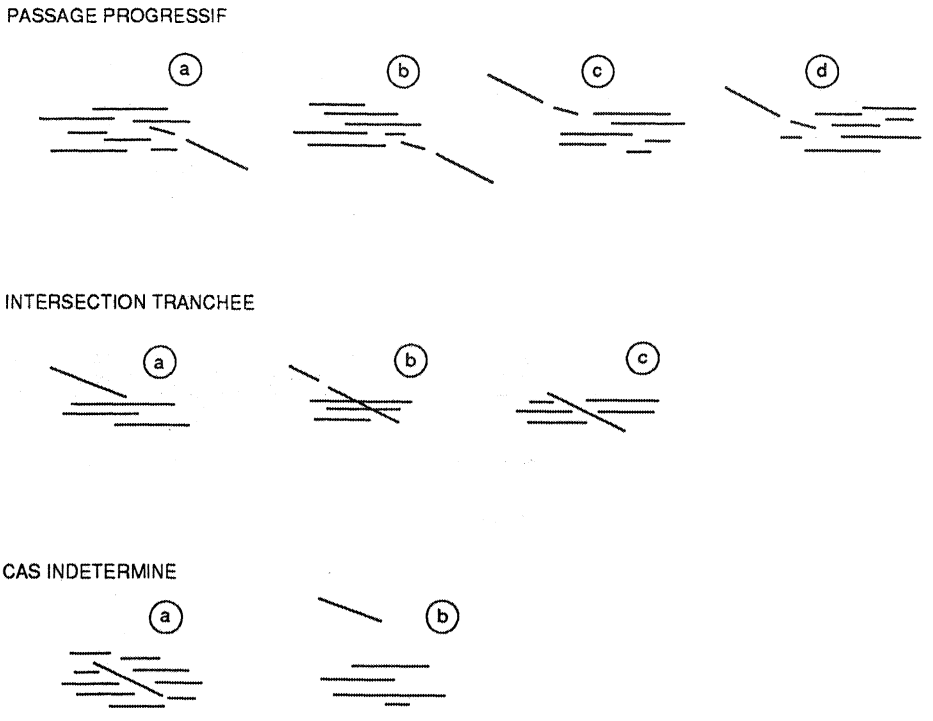


Figure 62 Schéma des relations pouvant exister entre les réflexions pentées de la croûte ou du manteau et les réflexions sub-horizontales de la croûte inférieure.

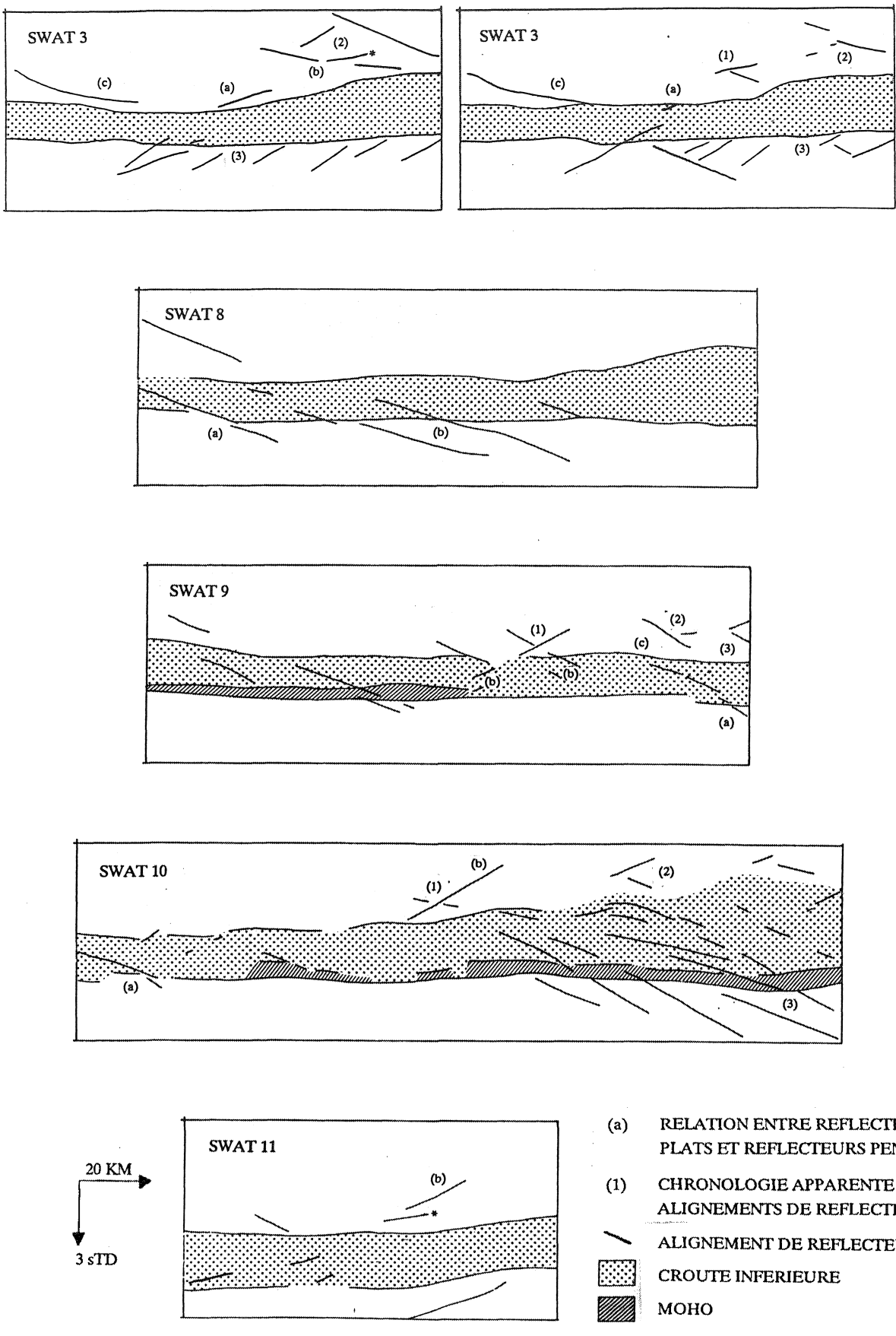


Figure 61 Schématisation des alignements de réflecteurs permettant de discuter les chronologies apparentes et les relations entre réflecteurs pentés et réflecteurs plats, sur les coupes-temps.
La croûte inférieure réflective est figurée en grisé. Dans le cas de SWAT 10, au sud du profil, la limite supérieure de la croûte inférieure étant mal définie, toute la zone à réflecteurs subhorizontaux a été grisée. Lorsqu'il est bien marqué, le Moho est représenté dans un figuré différent.

nous souhaitons, dans ce paragraphe, déterminer en quoi la migration peut avoir affecté ces relations, telles qu'elles apparaissent sur les coupes temps.

La croûte inférieure et les principaux alignements de réflexions pentées de chaque profil sont représentés sur la figure 61, les exemples auxquels il est fait référence dans le texte étant désignés par des lettres. Ces exemples sont repris en grisé sur les figures 63 à 74.

En pratique, le choix objectif, c'est-à-dire sans à priori géologique, de l'une ou l'autre relation est souvent délicat, étant donné la complexité des pointés. Ainsi, dans la croûte supérieure de SWAT 3, l'événement (b) s'aplatit en profondeur, ce qui est en faveur de son enracinement dans la croûte inférieure; mais le passage des réflexions pentées aux réflexions horizontales est perturbé par quelques réflexions à pendage nord (marquées d'une étoile sur la figure 61). D'autre part, les pendages des réflexions pentées dépassant rarement 30°, le "contraste" avec le pendage des réflexions de la croûte inférieure est en général assez faible; ceci explique que l'on puisse proposer deux interprétations pour un cas de figure donné. Par exemple les réflexions pentées du manteau, sur SWAT 8 (b, Fig.61), peuvent être poursuivies dans la croûte inférieure d'une façon assez rectiligne, et ce jusqu'à la croûte supérieure; mais il n'est pas impossible de leur faire suivre une trajectoire incurvée qui les connecte aux réflexions plates de la croûte inférieure. Une autre limite est illustrée par le profil SWAT 11, qui montre qu'un alignement de réflexions pentées, ici dans la croûte supérieure (b, Fig.61), peut s'interrompre avant d'atteindre la croûte inférieure (l'alignement de réflexions marqué d'une étoile sur la figure 61 intervient dans la version migrée de SWAT 11). C'est pourquoi, dans certains des exemples que nous avons sélectionnés (cas (b) de SWAT 3 et SWAT 11), les réflexions plates et pentées sont initialement considérées comme *sans relation*, l'objectif étant de vérifier si la migration modifie cette interprétation.

Ceci dit, les profils non migrés (pointés ECORS) montrent à notre avis plus d'alignements de réflexions sécants sur la croûte inférieure ou le Moho (par exemple les alignements notés (b) sur SWAT 8 et SWAT 9, Fig.61), que d'alignements s'enracinant en base de croûte. Sur la vingtaine d'exemples étudiés, nous n'avons reconnu que cinq cas de réflexions "connectées" (par exemple les alignements notés (c) sur SWAT 3 et SWAT 9, Fig.61).

Migration "1D" - Un peu moins du quart des exemples étudiés a été modifié par cette migration :

- à l'extrémité sud de SWAT 9, dans la croûte inférieure, l'alignement (a), initialement sécant sur le Moho devient "connecté" (Fig.69b); il est possible de considérer que l'alignement (a) de SWAT 10, situé dans la croûte inférieure, suit cet exemple (Fig.71b), bien que quelques réflexions le prolongent dans le manteau. Sur SWAT 3, les réflexions du cas (a) sont moins nettement

interrompues par la croûte inférieure (Fig.63b) qu'avant migration, et il devient possible d'estimer qu'elles s'alignent sur le sommet de la croûte inférieure.

- dans la croûte supérieure de SWAT 3, le cas (b) que nous avions initialement défini comme sans relation est assez peu modifié; cependant l'alignement des réflexions pentées avec les réflexions du sommet de la croûte inférieure est légèrement meilleur du fait du déplacement des réflexions à pendage nord qui les séparaient initialement (Fig.63b et 65b). Quant à l'alignement (b) du profil SWAT 11, son mouvement par rapport aux réflexions marquées d'une étoile sur la figure 61 permet de lui donner une forme légèrement incurvée qui s'aplatit vers le bas, favorisant l'hypothèse d'une connexion à la croûte inférieure (Fig.74b).

Parmi ces modifications, aucun exemple d'apparition d'alignement sécant n'est noté, ce qui ramène la proportion de relations "connectées" à un tiers des cas étudiés.

Migration 2D - Dix-huit des vingt-deux cas envisagés restent identiques après la migration 2D, qui aboutit, dans les autres cas, aux mêmes types de transformations que la migration "1D" :

- l'alignement (a) de SWAT 9 passe à nouveau de sécant à connecté (Fig.69c); sur SWAT 10, cet alignement reste plus nettement sécant (Fig.71c) que lors de la migration "1D". Dans le cas (a) de SWAT 3 (pointé ECORS), la forme incurvée de l'une des réflexions suggère un passage progressif des réflexions pentées aux réflexions de la croûte inférieure (Fig.63c). Mais cette forme rappelle celle d'un "sourire", et, bien que le profil soit filtré, nous préférons ne pas en tirer de conclusions.

- l'alignement (b) de SWAT 3, comme il était apparu lors de la migration "1D", peut être plus volontiers "connecté" au sommet de la croûte inférieure (Fig.63c) après le déplacement des réflexions à pendage nord; pour SWAT 11, le nombre réduit de ses réflexions ne permet aucune interprétation (Fig.74c).

Sur SWAT 8 (pointé ECORS), le caractère sécant des alignements de réflexions à pendage sud (cas (b)) sur la croûte inférieure est accentué par la migration : les alignements sont plus rectilignes et ils sont soulignés par la présence d'une zone assez transparente (sauf au niveau de Moho) qui leur est parallèle (Fig.66c).

Cette fois encore, les modifications apportées par la migration tendent à augmenter le nombre des relations "connectées"; les populations des deux types de relations sont donc dans les mêmes proportions que pour la migration "1D" (environ un tiers de cas connectés).

D'une façon générale, on peut remarquer également qu'il est rare (i) que les réflexions pentées du manteau remontent au-dessus du sommet de la croûte inférieure, (ii) dans l'autre sens, que les réflexions pentées de la croûte supérieure franchissent cette limite.

Conclusion - Sur les coupes-temps non migrées, les relations entre réflexions pentées de la croûte et du manteau et réflexions plates de la croûte inférieure nous semblent plus souvent tranchées que progressives (mais la détermination objective du type de relation est parfois difficile). La migration modifie environ un quart des cas rencontrés, dans le sens d'une augmentation des "connexions" entre alignements de réflexions pentées et réflexions plates, mais le nombre de réflexions sécantes reste dominant.

5.4. Les chronologies relatives

Les alignements de réflexions semblent parfois, lorsqu'ils se croisent, obéir à un ordre d'apparition. Il est clair que les chronologies relatives apparemment définies par ces intersections sont associées à d'importantes incertitudes (objectivité du pointé, signification et positionnement réel des réflexions). De plus, il est possible que deux événements se recoupent fortuitement, que l'un d'eux s'interrompe "naturellement" ou que l'interruption des réflexions traduise le changement de réflectivité d'un objet qui continue en réalité. Cependant, les interprétations géologiques des pointés sismiques s'appuient souvent, de façon plus ou moins implicite, sur de telles chronologies. C'est pourquoi, tout en ayant conscience de la fragilité de cet argument, nous avons jugé intéressant de voir comment une migration pouvait affecter une chronologie apparente, et si la mise en évidence de nouvelles chronologies peut également être envisagée.

Trois des cinq profils étudiés montrent des exemples assez nets de ce que nous appelons chronologie relative. Nous avons, pour chacun de ces profils (SWAT 3, 9 et 10), schématisé et numéroté ces exemples (Fig.61), qui peuvent être observés également sur les figures 63, 64 et 65 (SWAT 3), 69 et 70b (SWAT 9), et 71, 72 et 73 (SWAT 10).

Migration "1D" - Les modifications amenées par ce traitement aboutissent à quatre types de comportements :

- dans la croûte supérieure des profils SWAT 3 (Fig.63b et 64b), 9 (Fig.69b) et 10 (Fig.71b), les chronologies (2) sont *inchangées*.

- dans la croûte supérieure de SWAT 9 la chronologie (1) est *inversée* (Fig.69b). On peut inclure dans cette catégorie la chronologie (3) de SWAT 3 (pointé BIRPS - Fig.64b), entre réflexions du manteau à pendages nord et sud (voir également la figure 59).

- les chronologies (1) de SWAT 3 (pointé BIRPS - Fig.64b) et SWAT 10 (pointé ECORS - Fig.71b), dans la croûte supérieure, deviennent *non interprétables*, c'est-à-dire que les réflexions se croisent sans s'interrompre ou se décaler (la chronologie (1) de SWAT 3 peut être interprétée comme inversée). C'est aussi le cas des chronologies (3) des mêmes profils (pointés ECORS)

observées initialement entre les réflexions pentées du manteau et le Moho.

- sur le pointé ECORS de SWAT 3, il est possible de proposer une *nouvelle* chronologie, entre le Moho et certaines réflexions du manteau, pentées vers le nord, le Moho semblant s'interrompre au niveau de ces réflexions (Fig.63b). La version simplifiée de SWAT 3 montre plus clairement cette disposition (Fig.65b).

Migration 2D - Quelques variantes apparaissent dans les comportements décrits ci-dessus :

- les chronologies (2) des profils SWAT 3, 9 et 10 sont toujours, globalement, *inchangées*, avec les réserves suivantes : l'exemple de SWAT 10 n'est pas indiscutable sur les deux migrations du pointé à digitalisation fine (Fig.71c et 72a); le profil simplifié du pointé ECORS de SWAT 3 (Fig.65c) montre deux réflexions (entourées sur la figure 65c) qui vont à contrario de la chronologie que nous proposons, mais nous considérons (étant donné le comportement des réflexions sur le reste du profil) qu'il ne s'agit pas d'une donnée significative.

- la chronologie (1) de SWAT 9 est *inversée* aussi clairement que sur la migration "1D" (Fig.69c). Sur SWAT 3 (pointé BIRPS - Fig.64c), l'inversion de la chronologie (3) est moins nette (les réflexions mantelliques ont quasiment disparu). Enfin, les chronologies (1) de SWAT 3 (pointés ECORS et BIRPS - Fig.63c et 64c), non interprétables en migration "1D", s'inversent elles aussi (ce qui les rend compatibles, sur les profils migrés, avec les chronologies (2) - de même, les chronologies (1) et (2) de SWAT 9 deviennent compatibles après migration).

- les réflexions mantelliques de SWAT 3 (pointé ECORS) recoupent moins la croûte inférieure que sur la migration "1D" (Fig.63c), suffisamment cependant pour justifier que la chronologie (3) de ce profil soit considérée comme *non interprétable*, comme celle de SWAT 10 (Fig.71c).

- quant à la *nouvelle* chronologie de SWAT 3 (pointé ECORS) décrite dans la migration "1D", elle est présente sur les deux versions du profil (normale et simplifiée - Fig. 63c et 65c).

Conclusion - Il n'est pas recommancé de s'appuyer sur un profil non migré pour attribuer un ordre d'apparition aux structures dénotées par des alignements de réflexions : les déplacements occasionnés par la migration peuvent modifier les chronologies qui semblent exister sur les coupes temps. Sur certains des profils traités, la migration a ainsi rendu cohérentes des chronologies originellement antagonistes.

5.5. La croûte inférieure

La définition de la croûte inférieure comme une unité à réflexions sub-horizontales pouvait laisser présager une faible influence de la migration sur sa géométrie. Mais nous avons fait remarquer

précédemment que la croûte inférieure contenait en fait une proportion non négligeable de réflexions pentées. Son aspect peut donc se trouver modifié par la migration, et en particulier un point sur lequel on insiste peu dans les descriptions, à savoir l'existence de zones relativement transparentes dans la croûte inférieure. Ces zones "blanches", si elles se maintiennent lors de la migration, définissent des ensembles réflectifs limités (latéralement ou verticalement), auxquels on peut chercher une signification géologique (voir le chapitre IV).

Les résultats des deux types de migrations sont très semblables pour ce qui est de la croûte inférieure, aussi nous ne les traiterons pas séparement :

- sur SWAT 3, une zone transparente se crée (zone B - Fig.63b), et les deux zones pré-existantes demeurent (zones A et C - Fig.63b) (voir aussi les figures 63c, 64b et 64c). Les zones A et B définissent trois plages réflectives de 20-30 km de longueur. La zone C est à l'origine d'un dédoublement vertical de la croûte réflective au sud du profil.

- sur SWAT 8, les zones A et B (Fig.66b) que l'on observait déjà sur la coupe-temps demeurent, et trois endroits transparents apparaissent, au sud (zone E), au centre (zone D) et au nord du profil (zone C). Les zones transparentes A, D et E sont de dimensions restreintes et n'affectent pas toute la hauteur de la croûte inférieure. Elles ne créent pas de véritables ensembles réflectifs individualisés, contrairement aux zones B et C localisées au niveau des réflexions pentées (Fig.66b).

- trois "paquets" de dimensions irrégulières (10 à 90 km de longueur) apparaissent sur SWAT 9, séparés par les zones transparentes A et B (Fig.69b), la zone B étant apparue à la migration. Comme sur SWAT 8, la zone réflective la plus étendue, au nord, est interrompue par des réflexions pentées associées à une zone transparente (zone C, Fig.69b).

- c'est sur SWAT 10, dans la moitié nord du profil (la moitié sud du profil étant dominée par les réflexions pentées), que la croûte inférieure montre, avant migration, le faciès le plus démonstratif (Fig.71a) : on observe une répartition assez régulière en cinq "paquets" réflectifs de longueurs comparables (20 km environ). Les zones réflectives et transparentes (A à D) demeurent sur les sections migrées (Fig.71b et 71c), un peu moins nettement pour certaines : les zones A et B se confondent sur la migration 2D (Fig.71c). On voit également apparaître une zone transparente au sud du profil (zone E - Fig.71b).

- sur SWAT 11 enfin, deux endroits transparents (zones A et B, Fig.74b), dont l'un est apparu à la migration (zone B) déterminent trois zones réflectives de 20-30 km de longueur; la plus méridionale de ces zones réflectives peut elle-même être divisée, verticalement cette fois, au niveau de la zone transparente C, en deux ensembles (Fig.74b).

Conclusion - L'existence de zones transparentes dans la croûte inférieure réflective n'est pas remise en cause par la migration, qui maintient les zones pré-existantes et en crée de nouvelles. Ceci met en relief le caractère discontinu de la croûte inférieure.

IV. CONCLUSIONS

Les deux méthodes de migration de pointés sismiques que nous avons utilisées sont basées sur les mêmes principes de calcul (tirés de la théorie de l'optique), mais elles diffèrent nettement par leurs modèles de vitesse : l'une considère une augmentation linéaire de la vitesse avec la profondeur (nous l'avons intitulée migration "1D"), l'autre permet une représentation des vitesses par tranches de formes variables (migration 2D). En conséquence, la migration " 1D" ne peut tenir compte d'éventuelles variations latérales ou inversions verticales des vitesses.

Par ailleurs, les avantages et inconvénients liés au principe de fonctionnement des deux méthodes sont les mêmes :

- le premier inconvénient tient au type des données migrées : les pointés sismiques ne peuvent fournir d'information sur l'amplitude, l'énergie, la polarité des ondes. Il n'est pas non plus possible que de nouveaux événements apparaissent à l'issue de la migration.

- le second problème est l'apparition, sur les profils migrés, de "sourires" (grandes réflexions concaves) ou d'autres artefacts (segments de réflexions non significatifs), dont une partie peut résulter d'erreurs de digitalisation, ou de la présence, dans la croûte inférieure en particulier, de réflexions trop courtes.

- l'avantage essentiel est de pouvoir traiter des données de sismique profonde, pour lesquelles les techniques de migration conventionnelles donnent des résultats peu satisfaisants, avec un équipement léger (l'une des migrations est implantée sur un micro-ordinateur), et de pouvoir les traiter rapidement (les temps de calcul ne dépassent pas quelques minutes), ce qui autorise de nombreux tests des modèles de vitesse.

L'expérience a montré que l'obtention de migrations correctes dépendait de deux facteurs : la détermination de la répartition de vitesses dans la croûte et la préparation des données.

Dans le cas des profils SWAT, les vitesses proviennent essentiellement de campagnes de réfraction pré-existantes, situées à plus ou moins grande distance des profils, et dont les moyens d'acquisition et d'interprétation ne sont pas toujours comparables. Une compilation de ces données nous a permis d'obtenir des vitesses pour la croûte supérieure, la croûte inférieure, le Moho et le manteau supérieur, en Manche et en Mer Celtique. Les vitesses des formations sédimentaires des bassins ont été tirées des analyses de vitesse.

La préparation des données est nécessaire (i) pour éviter l'apparition des artefacts que nous avons cités plus haut, et (ii) parce que les profils migrés sont en général moins faciles à interpréter que leurs versions non migrées (du fait de la déformation, de la superposition, de la supression de réflexions). L'apparition des artefacts est limitée par la segmentation des réflexions ou par l'utilisation de filtres, dont une partie sert à minimiser les erreurs qui peuvent être introduites au moment de la

digitalisation (ceci indique bien l'importance de la digitalisation dans le traitement). Pour réduire la complexité des profils migrés, on peut envisager de ne migrer que certaines réflexions, sélectionnées sur la base de leur longueur, de leur pendage ou de leur intérêt géologique. Cette solution, intéressante pour bien suivre les mouvements des réflexions migrées, peut cependant correspondre à une nouvelle perte d'information, difficile à évaluer. C'est pourquoi nous avons maintenu la migration des profils entiers, et utilisé les versions simplifiées en complément. L'analyse de la répartition des pendages et des longueurs des réflexions , entreprise dans le but d'obtenir des critères de sélection, a montré qu'une grande partie des réflexions avait une longueur de moins de 2 km, et un pendage inférieur à 10°. Ceci explique l'apparition de nombreux artefacts, liés aux réflexions courtes, et l'augmentation relativement faible des pendages après migration. Cette étude a également mis en évidence le fait que la croûte inférieure, si elle regroupait bien la majorité des réflexions subhorizontales, contenait également une proportion non négligeable de réflexions pentées.

Appliquées aux profils avec des modèles de vitesses aussi semblables que possible, les deux méthodes de migration donnent des résultats comparables sinon identiques. Les pendages et les positionnements latéraux des réflexions migrées sont semblables, les différences les plus remarquables sont essentiellement des écarts de profondeur (de l'ordre de 1-2 km) : de façon prévisible, les épaisseurs des bassins sont surestimées avec la migration "1D", ce qui décale vers le bas les réflexions situées à leur aplomb; la plupart du temps, les réflexions du manteau sont également trop profondes sur les profils "1D".
Bien qu'il vaille mieux n'employer la migration "1D" que sur des profils ne présentant pas de fortes variations de vitesses, soit par exemple, des profils (ou parties de profils) sans bassins sédimentaires, nous pensons que les mauvais positionnements induits par cette méthode ne sont pas importants au point d'affecter les interprétations des profils.

En dernier lieu, l'étude des cinq profils SWAT sélectionnés nous a permis d'observer les modifications apportées par la migration aux problèmes suivants : la présence de réflexions dans le manteau supérieur, la géométrie du Moho, la validité des chronologies relative entre alignements de réflexions, les relation entre réflexions pentées et réflexions plates de la croûte inférieure et du Moho, la géométrie de la croûte inférieure.
Ni la migration "1D", ni la migration 2D des profils étudiés ne provoquent la disparition des réflexions situées sous le Moho. Ce résultat, s'il ne suffit pas à exclure toute possibilité d'artefact (tel que les échos latéraux, par exemple) pour expliquer les réflexions profondes, conforte l'hypothèse que ces réflexions correspondent à des structures mantelliques réelles. La migration altère peu les pendages des événements marqués par les alignements de réflexions, mais elle provoque leur décalage latéral, sur quelques kilomètres, dans le sens inverse de leur pendage.
La migration des profils modifie peu l'allure générale du Moho, si ce n'est par une remontée, toujours limitée (moins de 2 km), sous les bassins sédimentaires, que l'on peut d'ailleurs attribuer au passage en profondeur plus qu'à la migration. Localement, des variations de profondeur rapides de la base de

la croûte peuvent cependant apparaître plus clairement après migration, à la suite du déplacement de réflexions pentées.

La migration met en relief le caractère discontinu de la réflectivité de la croûte inférieure, qui présente des zones réflectives séparées par des zones presque transparentes.

Sur les coupes-temps, les relations entre réflexions pentées de la croûte et du manteau et réflexions plates de la croûte inférieure nous semblent plus souvent tranchées que progressives (mais la détermination objective du type de relation est parfois difficile). La migration modifie environ un quart des cas rencontrés, dans le sens d'une augmentation des "connexions" entre alignements de réflexions pentées et réflexions plates.

Enfin, il n'est pas recommandé de s'appuyer sur un profil non migré pour attribuer un ordre d'apparition aux structures dénotées par des alignements de réflexions : les déplacements occasionnés par la migration peuvent modifier les chronologies qui semblent exister sur les coupes temps. Sur certains des profils traités, la migration a rendu cohérentes des chronologies originellement antagonistes.

Ces différents points démontrent l'utilité de la migration d'un profil avant son interprétation de détail. Cependant il n'est pas certain que les grands traits de l'interprétation générale soient notablement affectés.

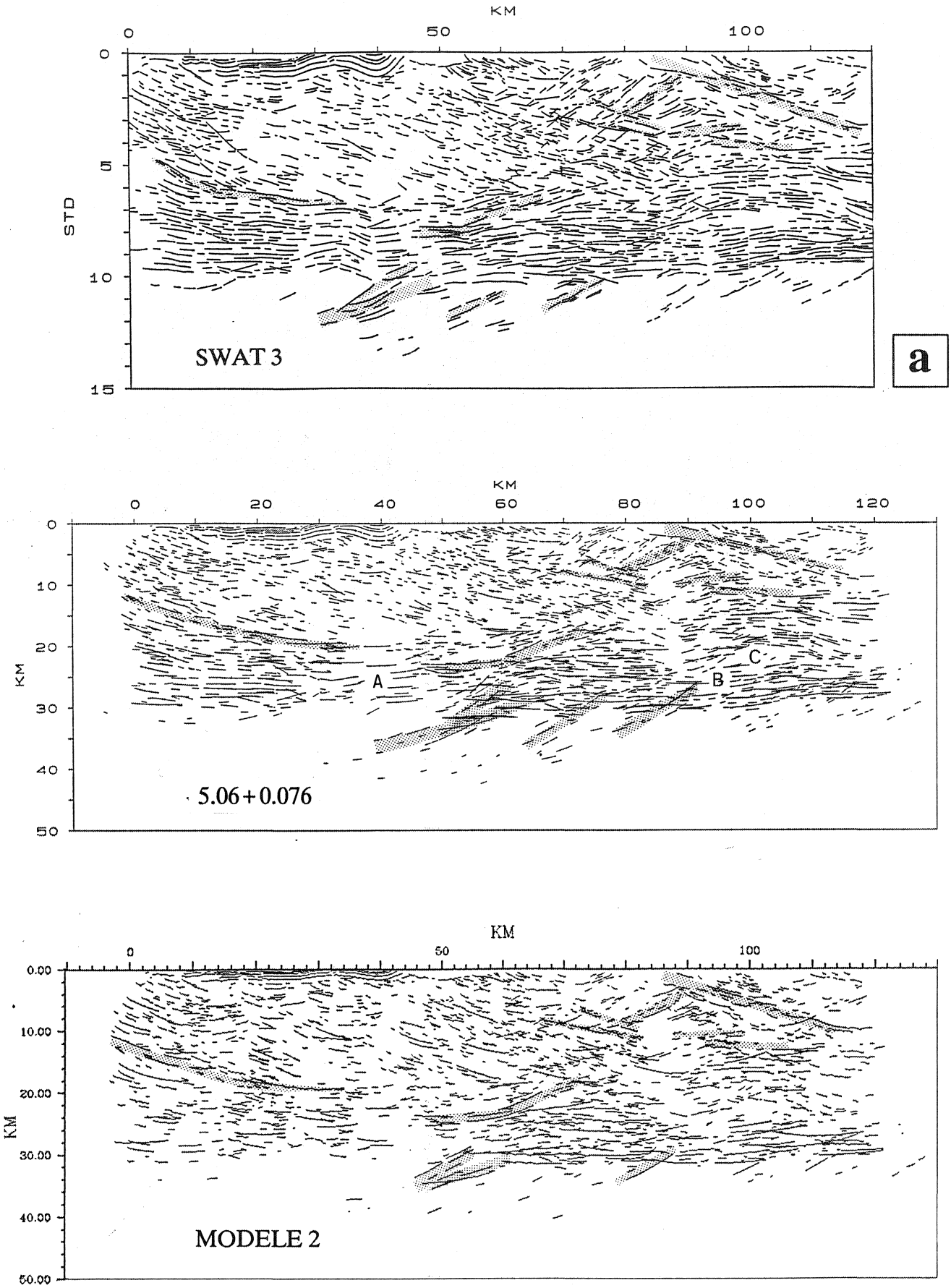


Figure 63 Migrations du profil SWAT 3 (pointé ECORS).
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Le modèle de vitesse indiqué en bas à gauche de la figure est représenté sur la figure 57.
Les valeurs des filtres employés sont données dans le tableau 16.

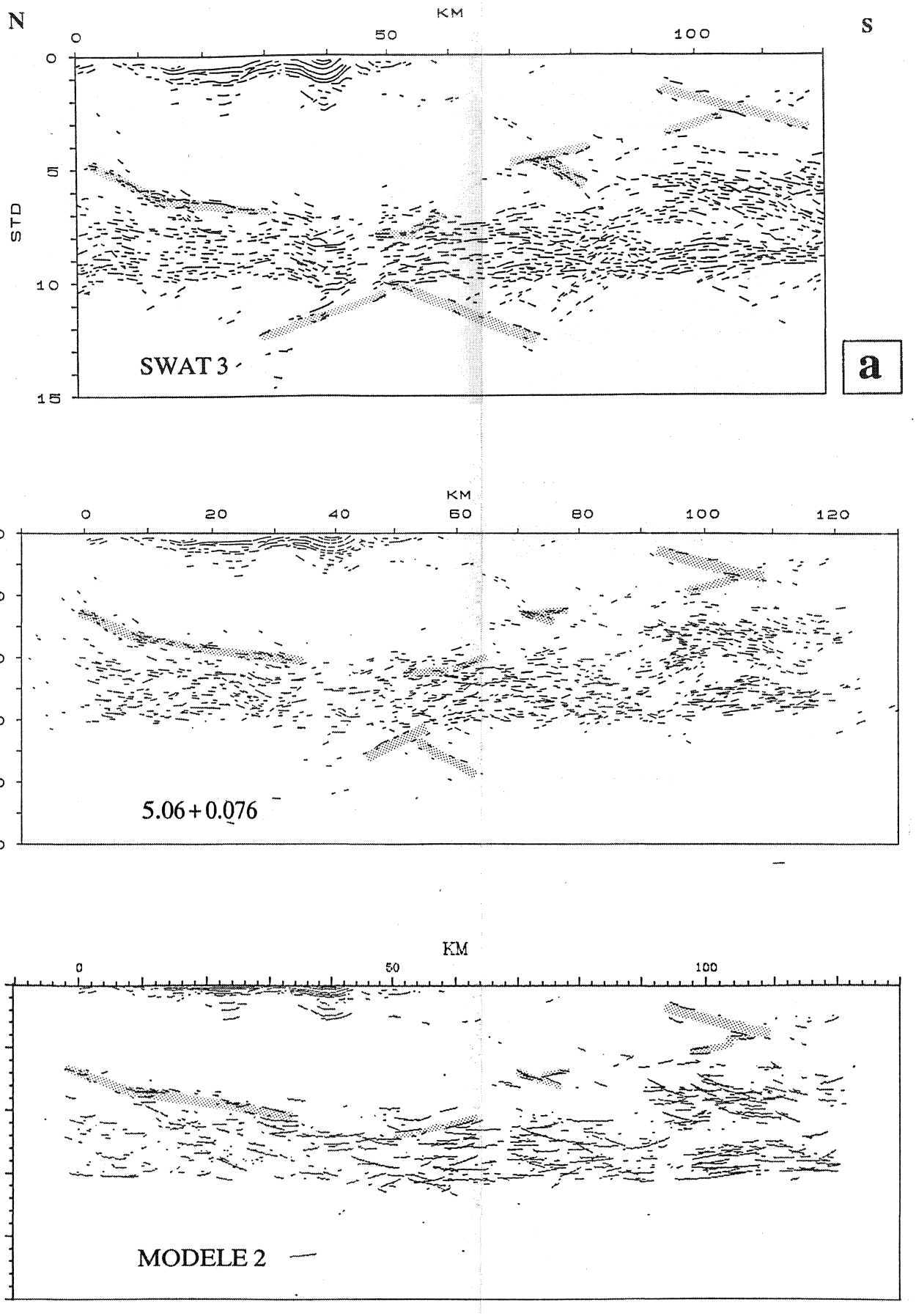


Figure 64 Migrations du profil SWAT 3 (pointé BIRPS).
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Le modèle de vitesse indiqué en bas à gauche de la figure est représenté sur la figure 57.
Les valeurs des filtres employés sont données dans le tableau 16.

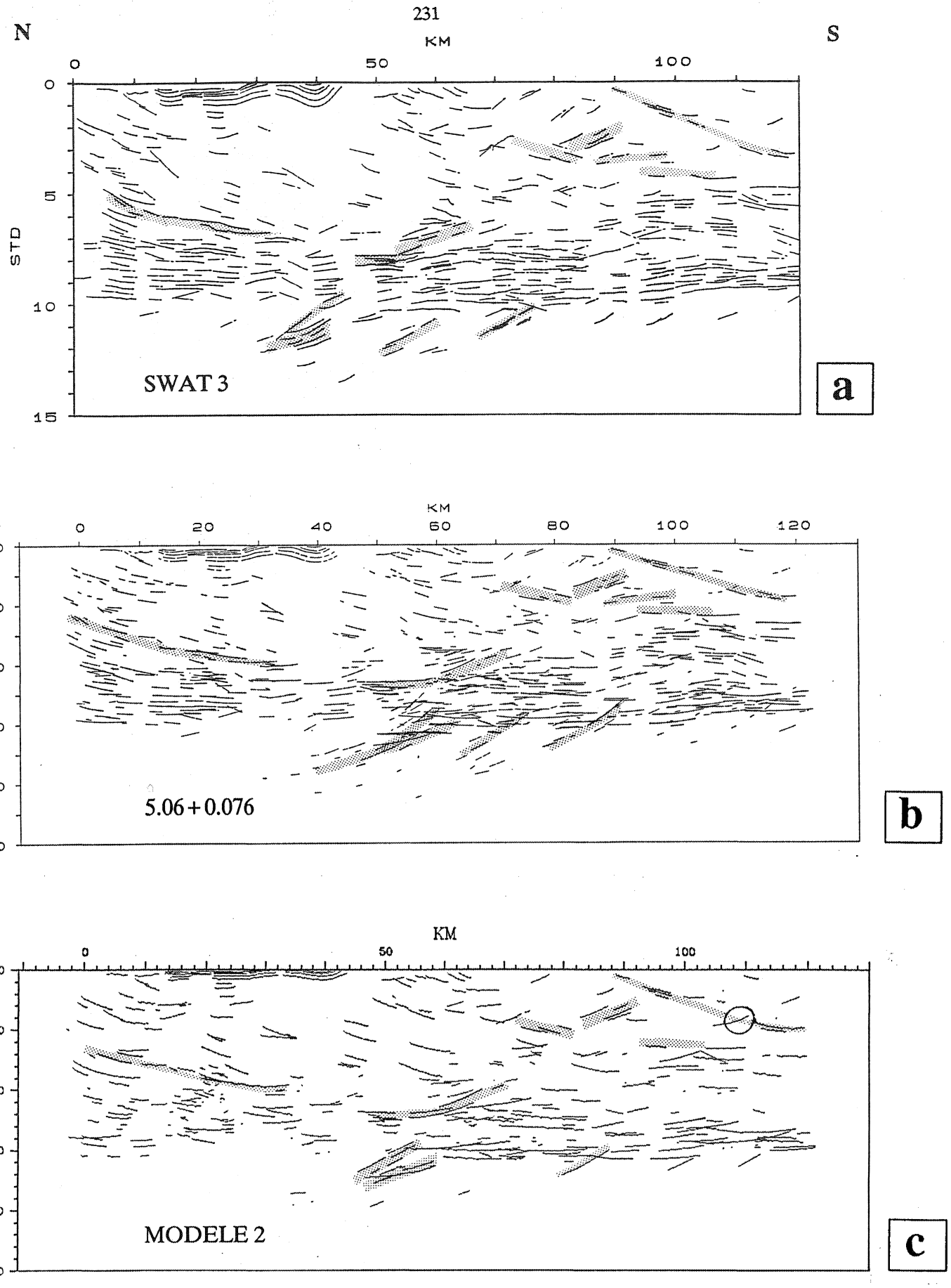


Figure 65 Migrations du profil SWAT 3 (pointé ECORS), dont ne sont conservés que les réflecteurs de plus de 2 km de longueur.
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Les modèles de vitesse indiqués en bas à gauche des figures sont représentés sur la figure 57. Les valeurs des filtres employés sont données dans le tableau 16.

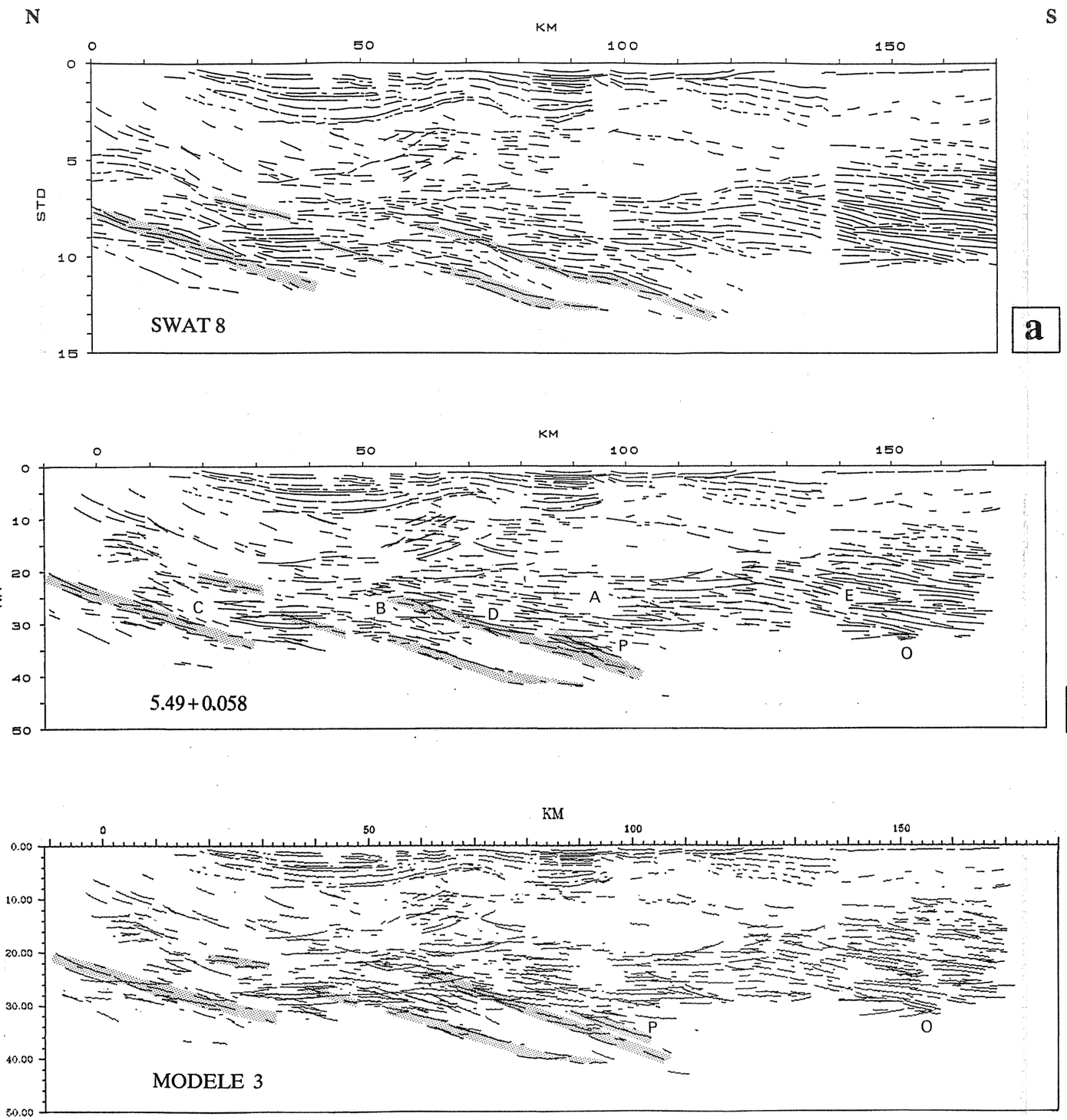


Figure 66 Migrations du profil SWAT 8 (pointé ECORS).
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Le modèle de vitesse indiqué en bas à gauche de la figure est représenté sur la figure 57. Les valeurs des filtres employés sont données dans le tableau 16.

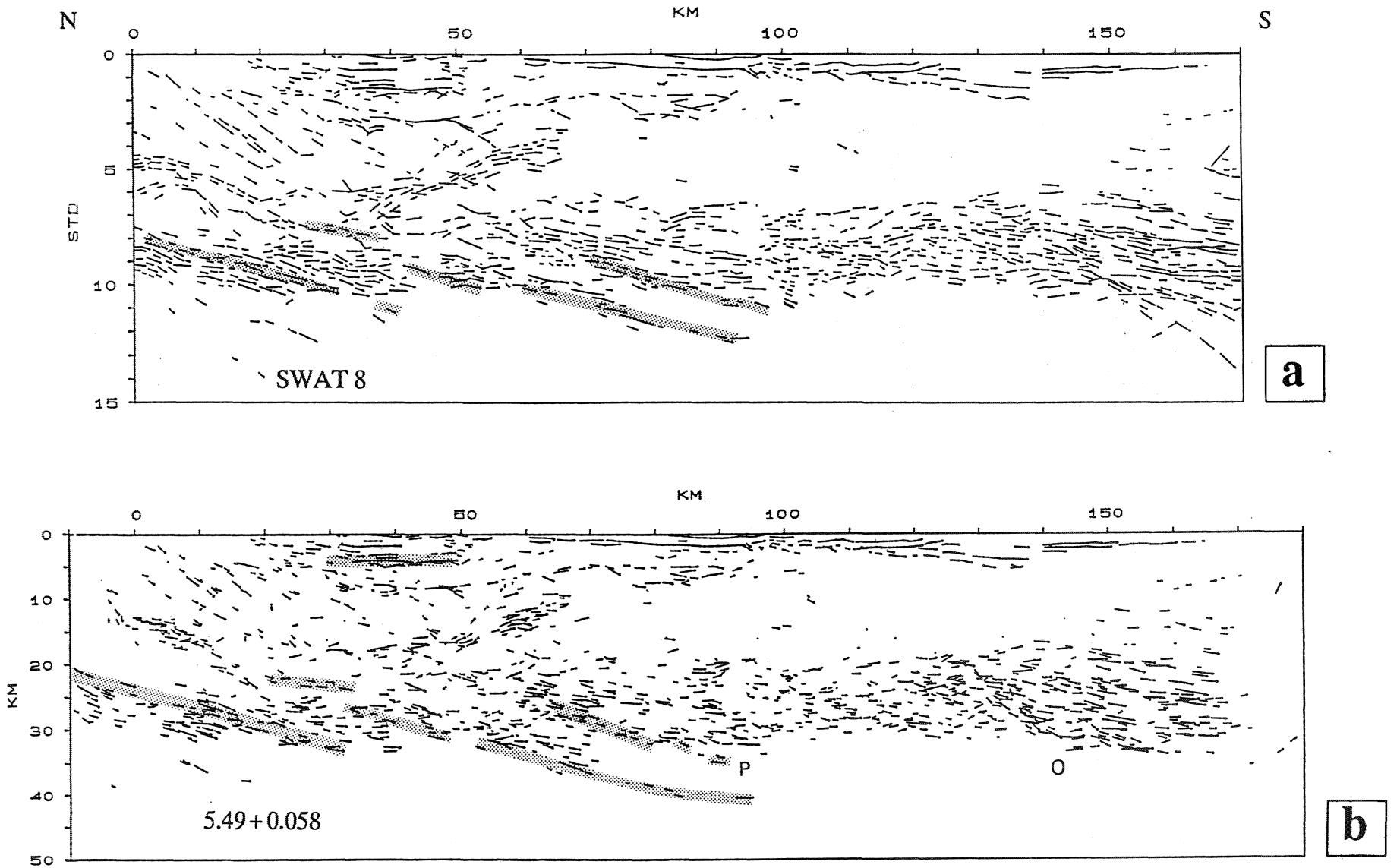


Figure 67 Migration "1D" du profil SWAT 8 (pointé BIRPS).
a) Coupe temps initiale.
a) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.

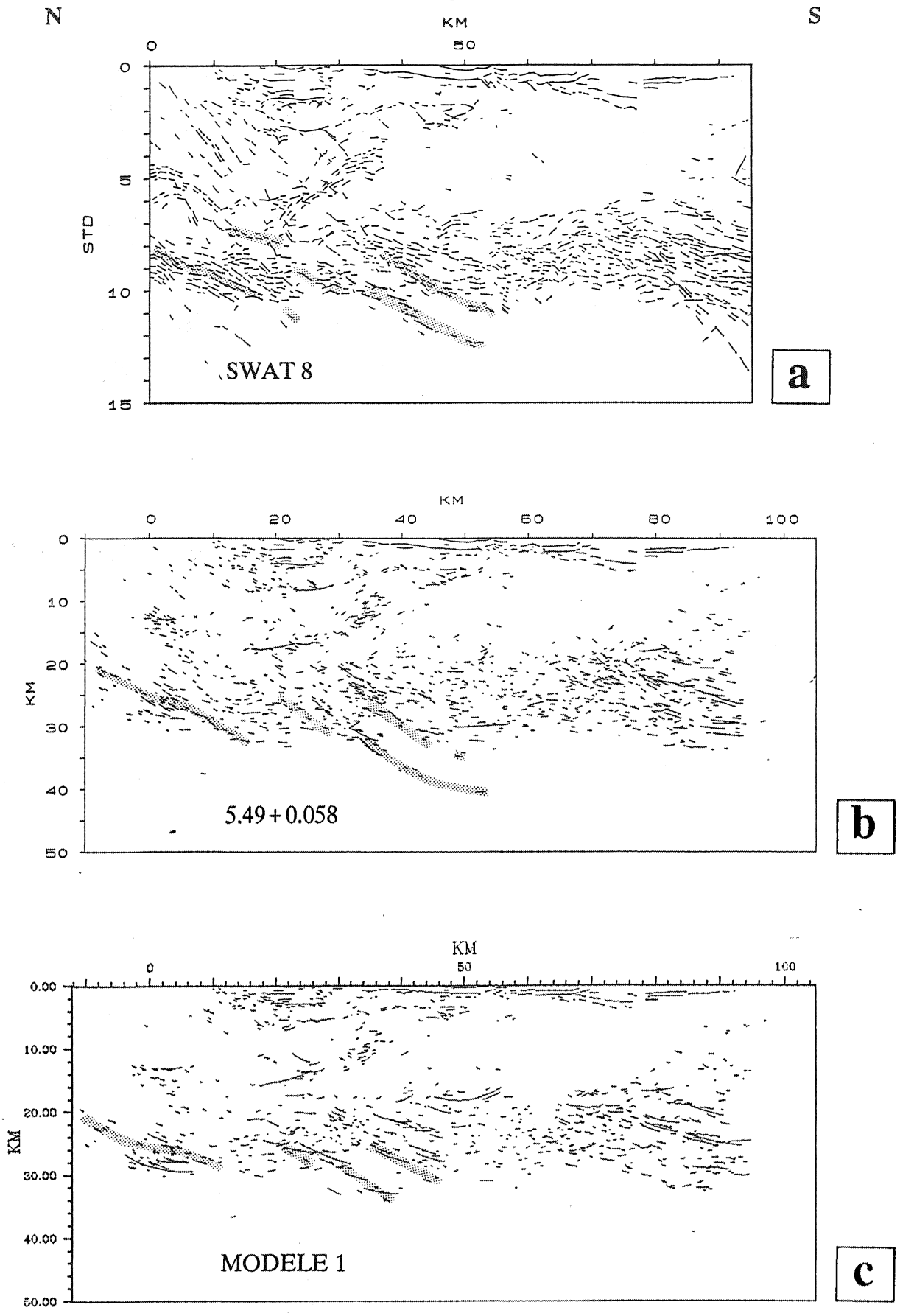
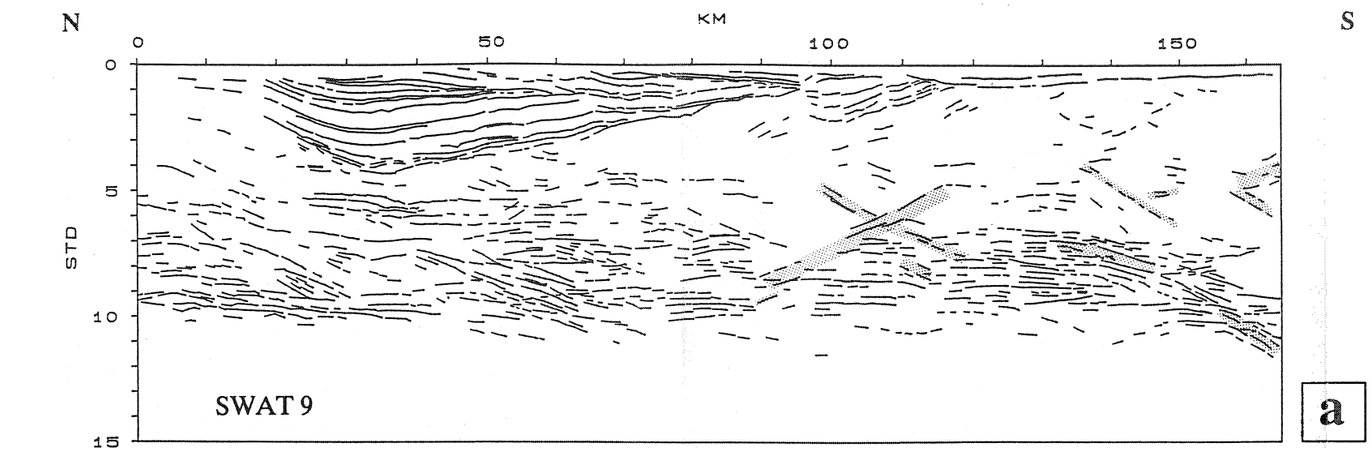
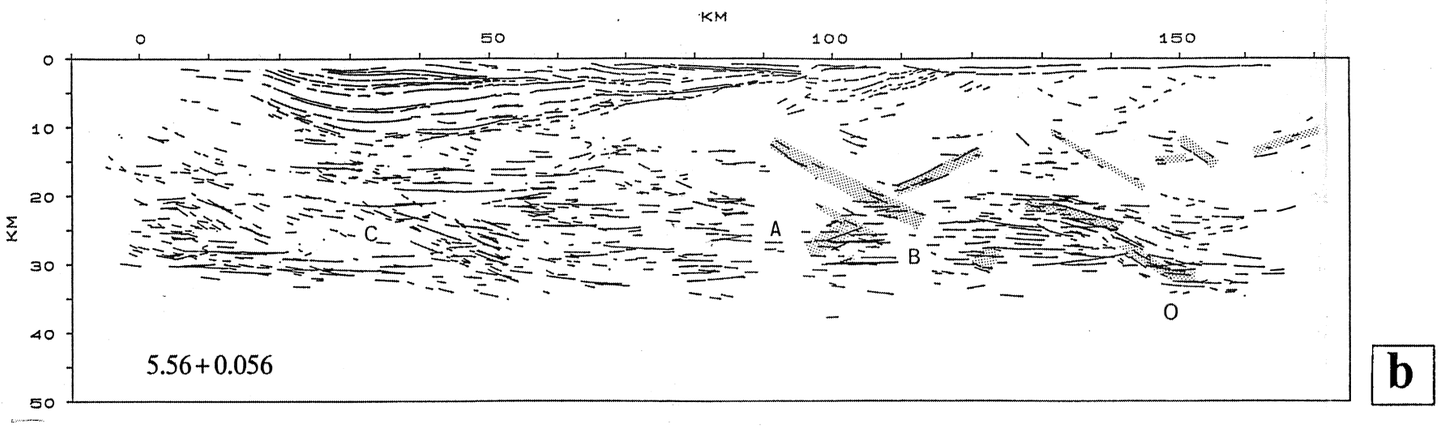


Figure 68 Migrations du profil SWAT 8 (pointé BIRPS), avec une valeur de 56° pour B.
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Le modèle de vitesse indiqué en bas à gauche de la figure est représenté sur la figure 57. Les valeurs des filtres employés sont données dans le tableau 16.





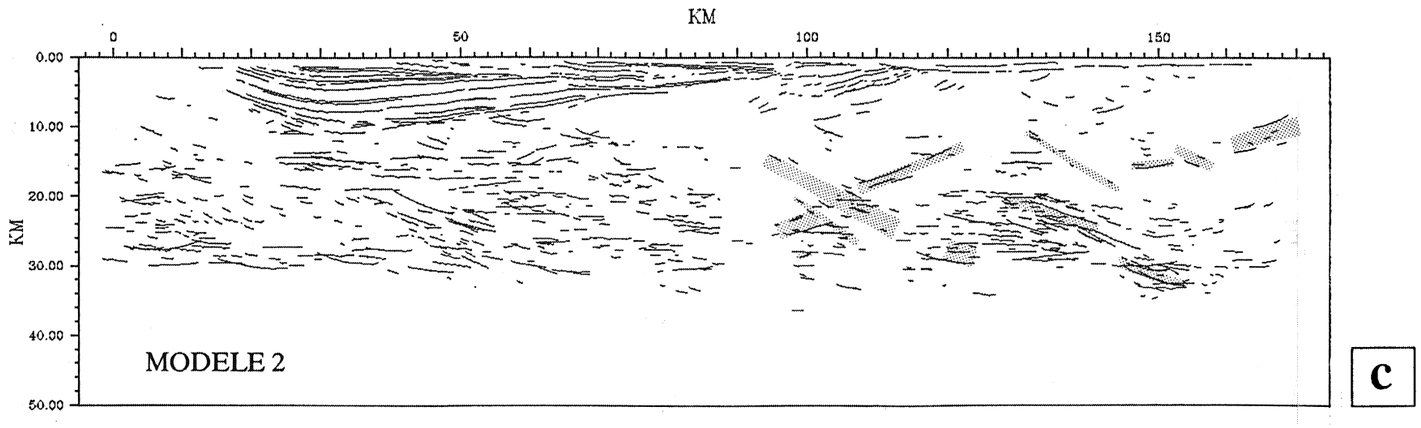


Figure 69 Migrations du profil SWAT 9 (pointé ECORS).
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Le modèle de vitesse indiqué en bas à gauche de la figure est représenté sur la figure 57. Les valeurs des filtres employés sont celles du tableau 16, sauf pour le filtre FG, qui vaut ici 90°.

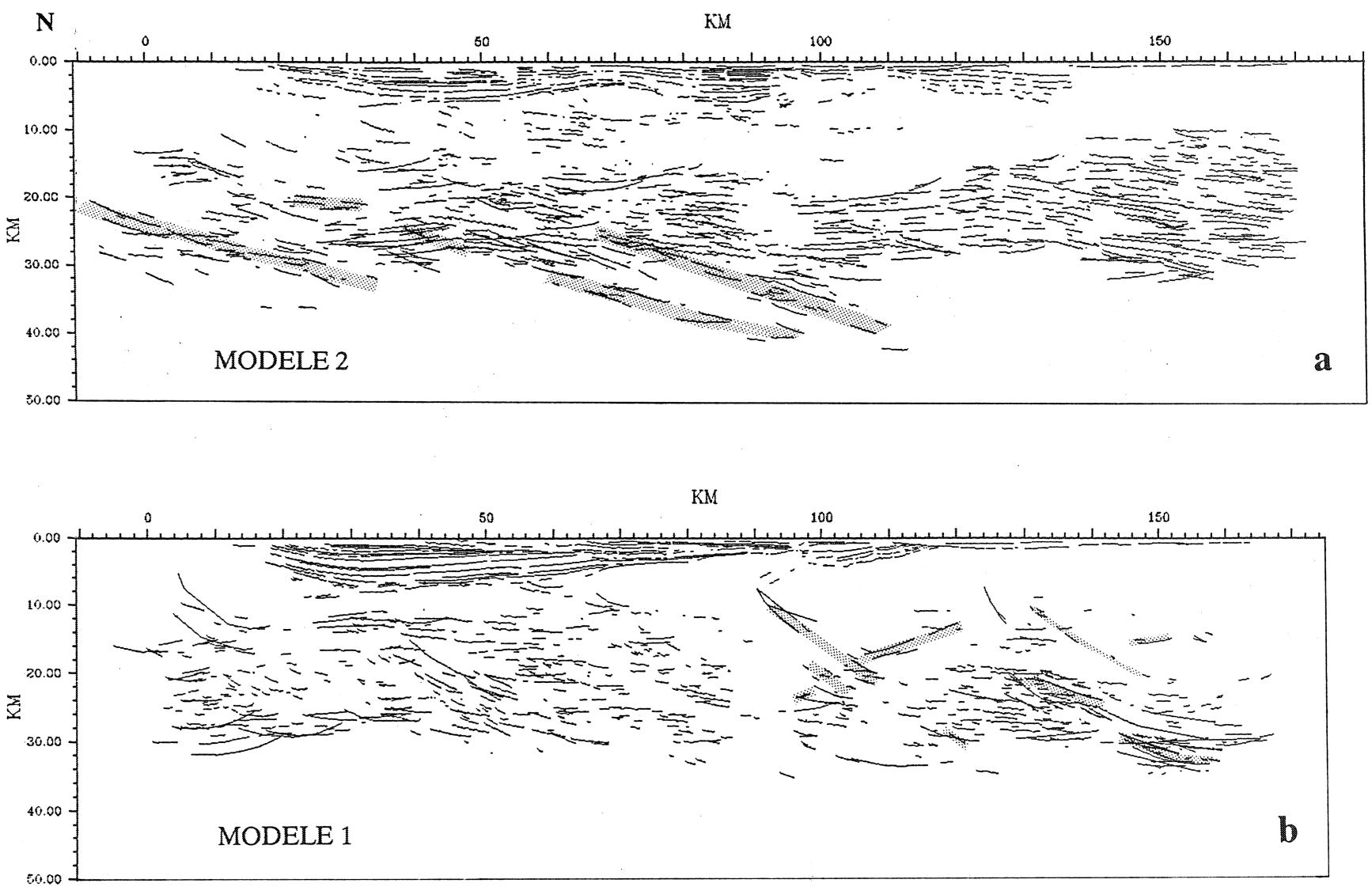


Figure 70 Migrations 2D des profils SWAT 8 (a) et 9 (b) effectuées avec des modèles de vitesse différents (voir Fig.57). Les valeurs des filtres employés sont données dans le tableau 16.

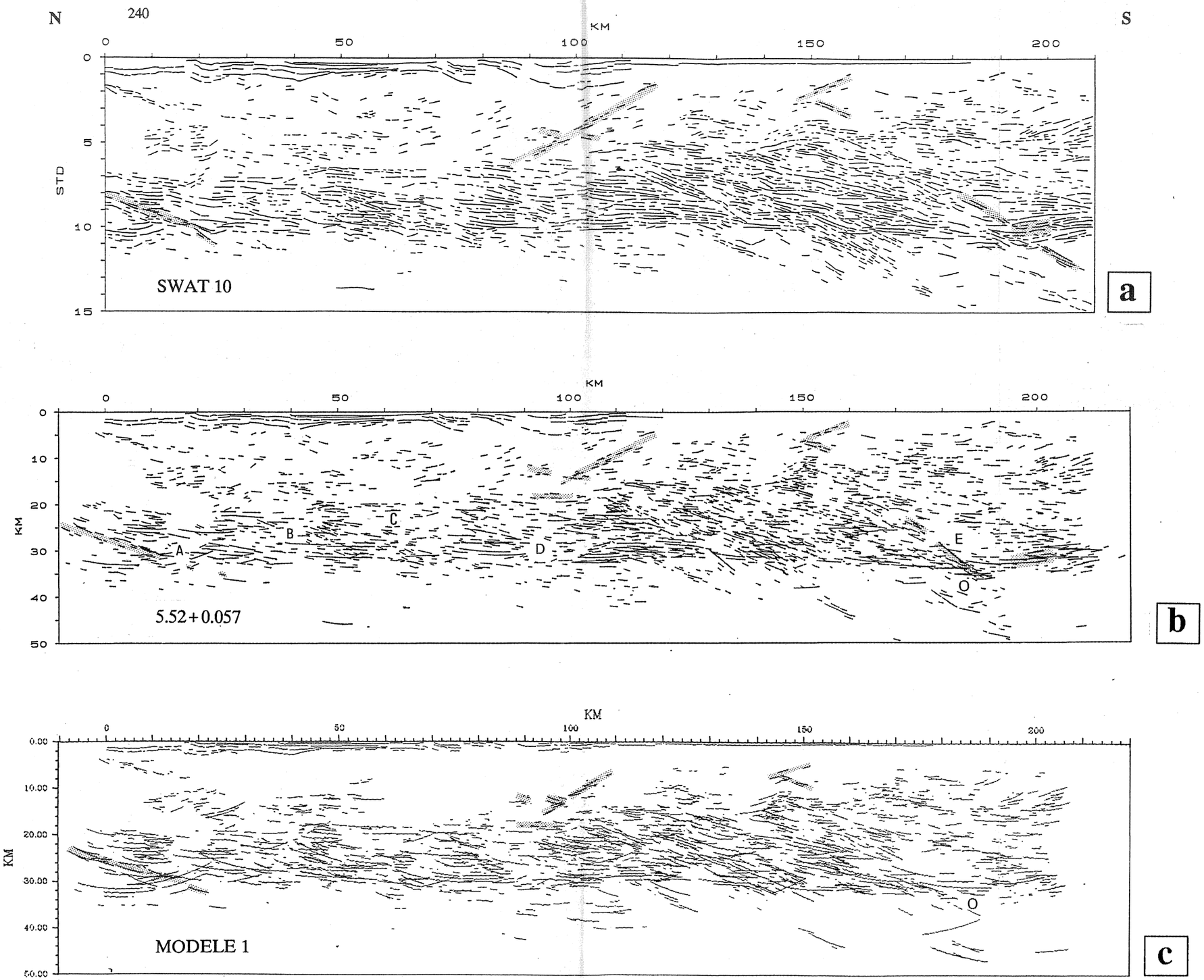


Figure 71 Migrations du profil SWAT 10 (pointé ECORS).
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Le modèle de vitesse indiqué en bas à gauche de la figure est représenté sur la figure 57. Les valeurs des filtres employés sont données dans le tableau 16.

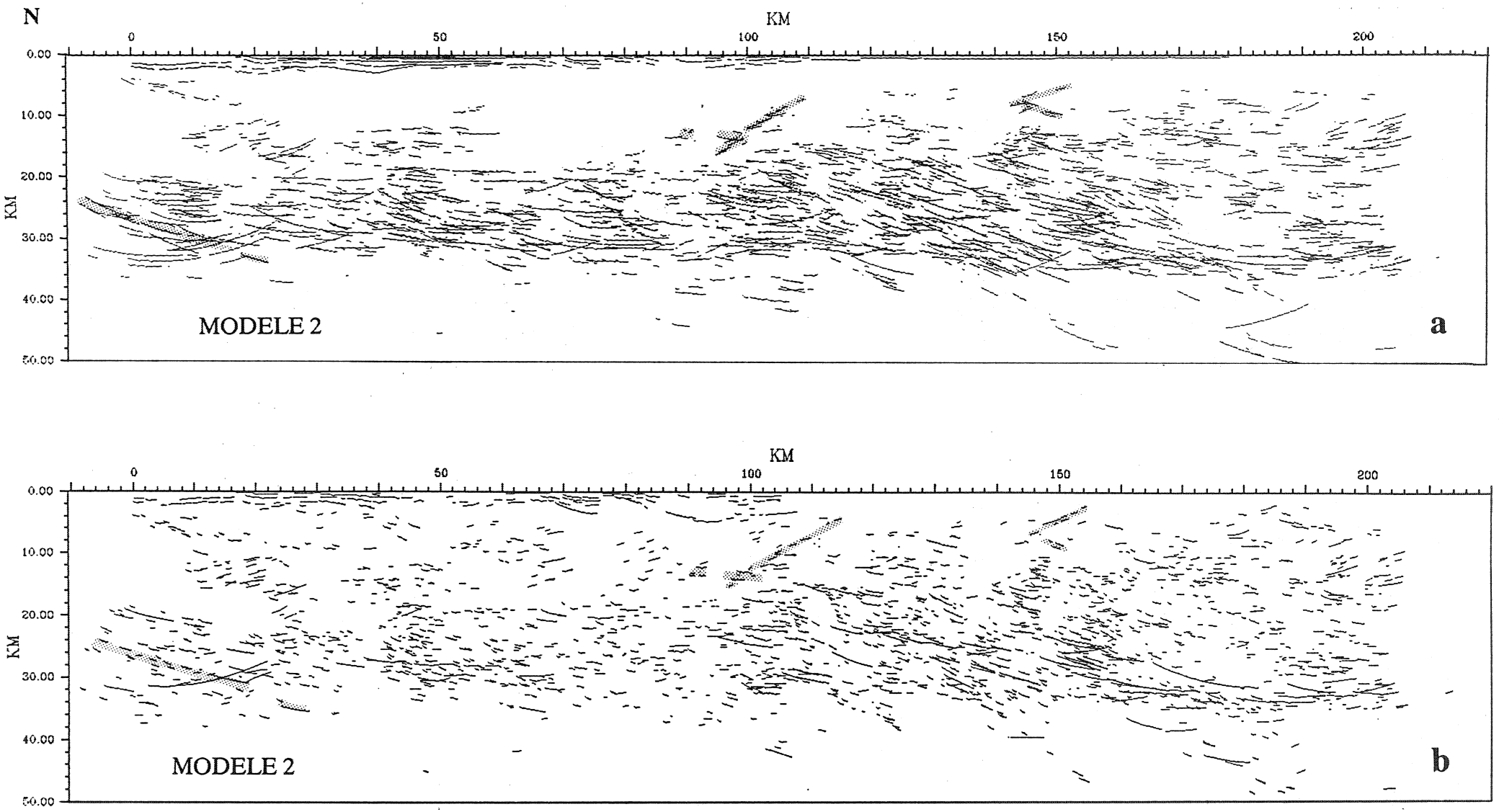


Figure 72 Migrations 2D du profil SWAT 10 (pointé ECORS) effectuées avec des modèles de vitesse différents (voir Fig.57). Les filtres employés sont regroupés dans le tableau 16.
a) Migration de la version finement digitalisée du profil.
b) Migration de la version simplement digitalisée du profil, laquelle comporte quelques réflecteurs supplémentaires (dans la croûte supérieure en particulier).

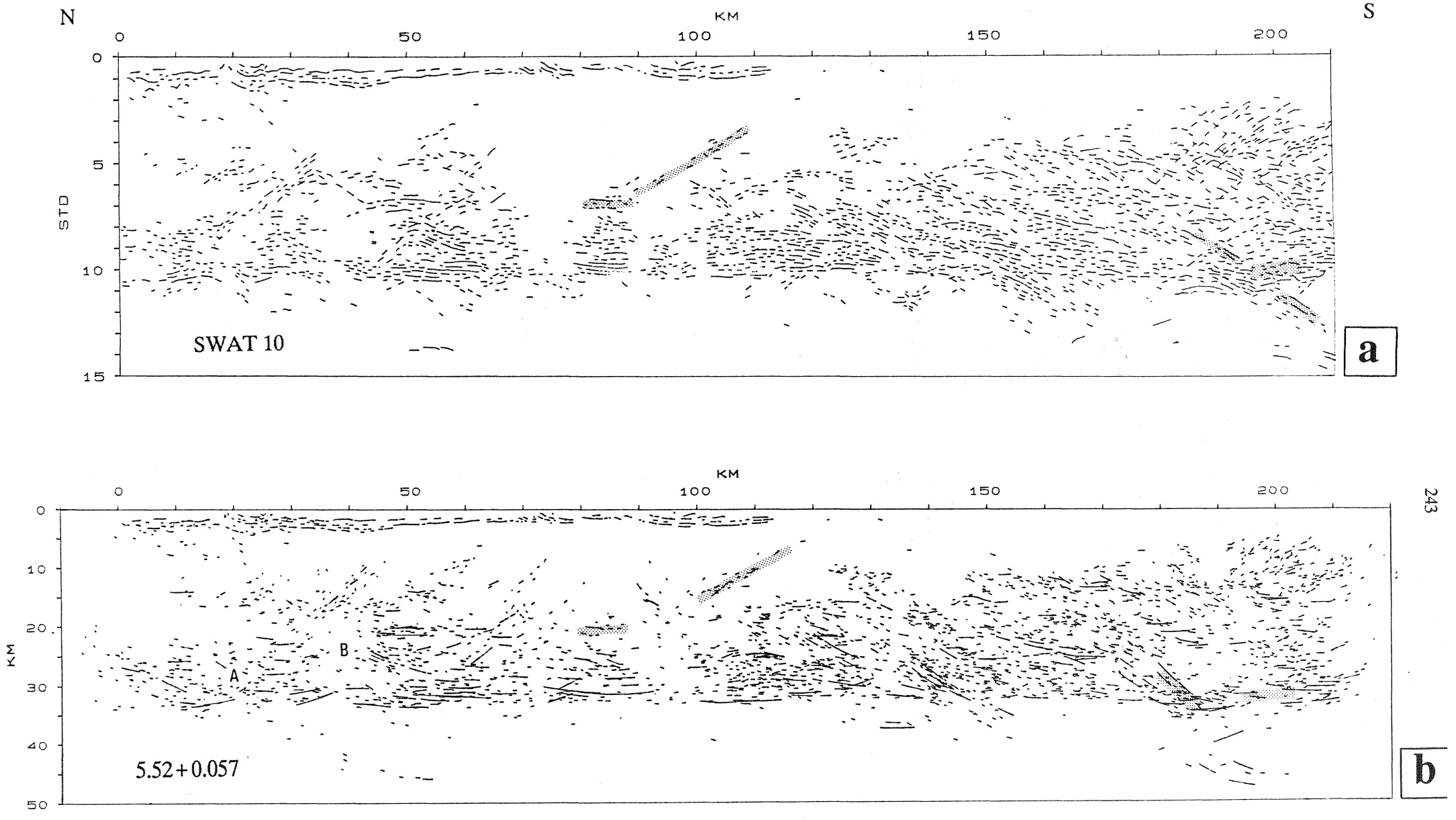


Figure 73 Migration "1D" du profil SWAT 10 (pointé BIRPS).
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.

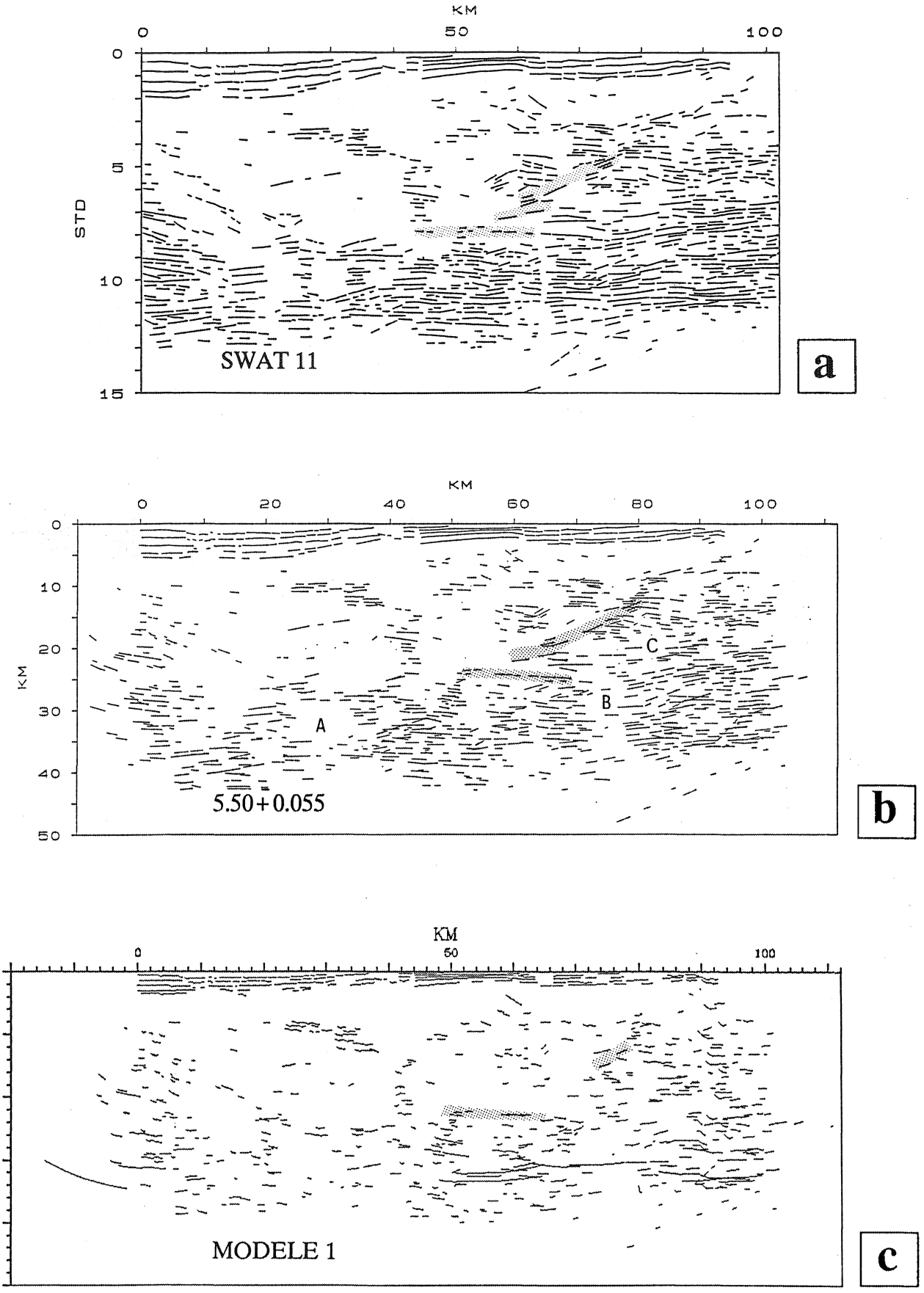


Figure 74 Migrations du profil SWAT 11 (pointé ECORS).
a) Coupe temps initiale.
b) Migration "1D". La loi de vitesse est indiquée en bas à gauche de la figure.
c) Migration 2D. Le modèle de vitesse indiqué en bas à gauche de la figure est représenté sur la figure 57. Les valeurs des filtres employés sont celles du tableau 16, sauf pour les filtres AG et AP qui valent ici respectivement 90° et 0.

CHAPITRE IV

PROBLEMES GEOLOGIQUES SOULEVES PAR LES PROFILS MIGRES

Nous allons dans cette dernière partie discuter des implications géologiques de la géométrie acquise par les profils après migration. Dans un premier temps nous aborderons les points plus particulièrement étudiés dans le chapitre précédent : la géométrie de la croûte inférieure et du Moho, les relations entre réflexions plates et pentées, l'existence de réflexions mantelliques. Puis nous soulèverons quelques problèmes de géologie régionale documentés par les profils migrés.

I. DISCUSSION A PROPOS DE QUELQUES STRUCTURES GEOLOGIQUES PARTICULIERES APRES MIGRATION

1. La croûte inférieure réflective

La discussion présentée dans la partie II du chapitre II montre bien que le problème de la signification (nature, âge, mode de mise en place) de la croûte inférieure réflective n'est pas résolu. La croûte inférieure réflective est pourtant omniprésente sur les profils SWAT, et doit être prise en compte dans l'argumentation sur l'âge des différentes structures de la croûte voire du manteau.

La migration apporte deux types d'informations sur la croûte inférieure qui, sans aller jusqu'à donner une solution au problème de la croûte inférieure, peuvent aider à le contraindre : l'étude des relations entre réflexions sub-horizontales de la croûte inférieure et réflexions pentées de la croûte ou du manteau; la mise en évidence de variations de réflectivité de la croûte inférieure.

Après avoir rappelé les hypothèses émises pour expliquer la croûte inférieure dans la région des profils SWAT, nous verrons quelles conclusions il est possible de tirer de ces observations.

1.1. Rappels sur l'âge et la nature de la croûte inférieure réflective

Dans le domaine Manche-Mer Celtique, deux indications permettent de dater la croûte inférieure (en considérant implicitement qu'il s'agit, à l'échelle de la région au moins, d'un phénomène unique) :

- elle n'est pas structurée par l'orogénèse hercynienne (sauf peut-être au sud de SWAT 3),
- elle est basculée par l'ouverture de l'Atlantique nord (Peddy et al., 1989).

Dans l'intervalle de temps compris entre ces bornes, trois épisodes peuvent être tenus pour responsables de l'apparition de croûte inférieure réflective :

- la compression varisque,
- l'extension permo-triasique, probablement liée à la relaxation des contraintes responsables de l'orogénèse varisque,
- l'extension jurassique associée au rifting téthysien.

1.1.1. La compression varisque

Dans cette hypothèse, la croûte inférieure sert de zone d'enracinement pour les chevauchements créés lors de la compression; les réflecteurs de la croûte inférieure correspondent alors à des zones de cisaillement ou au litage de roches déformées.

Quoiqu'elle puisse être assez bien illustrée par le profil ECORS Nord de la France, cette hypothèse parait mal adaptée au cas des profils SWAT, sur lesquels certaines des réflexions pentées attribuées à l'hercynien recoupent la croûte inférieure (voir la discussion ci-dessous). Ajoutons à cela que les zones de cisaillement ne semblent pas être les meilleurs candidats pour obtenir les réflexions très énergiques caractéristiques de la croûte inférieure (Christensen, 1989). Bois et al. (1988) ont également argumenté que la croûte réflective avait une extension plus importante que celle de la chaîne hercynienne. En Mer Celtique en effet, la croûte inférieure est réflective bien au-dela du front varisque, vers le nord (profils WINCH, Brewer et al., 1984; profils WIRE, Klemperer et al., 1991). Même l'hypothèse que le véritable front de la chaîne est peut-être plus septentrional que celui que l'on observe actuellement (voir le paragraphe suivant) ne suffit pas à envisager une association entre la compression hercynienne et la croûte réflective. Enfin, le problème du réajustement de la chaîne épaissie demeure, après l'éventuelle formation de la croûte réflective pendant la compression : comment ce réajustement affecte-t-il les structures (c'est-à-dire ici la croûte réflective, entre autres) pré-existantes ?

1.1.2. L'extension permo-triasique

L'observation d'un Moho plat sous la chaîne hercynienne signifie que la croûte initialement épaissie par l'orogénèse s'est rééquilibrée. Pour ce faire on peut, pendant un épisode d'extension post-orogénique, invoquer un "fluage" ductile de la racine de la chaîne (Meissner, 1989), autorisé par le réchauffement du matériel crustal en profondeur. Les réflecteurs correspondraient à des intrusions de matériel basique dont la forme horizontale serait acquise lors de la déformation associée au fluage de la croûte. Mais si l'on admet ce mécanisme, doit-on s'attendre à voir encore, dans la croûte inférieure ainsi remobilisée, les traces d'événements anciens ?

L'application d'une telle hypothèse à la région Manche-Mer Celtique peut être discutée à propos de la quantité d'épaississement subie par cet endroit de la chaîne. A-t-on, au front de l'orogène, suffisamment épaissi, c'est-à-dire réchauffé le matériel crustal, pour en arriver à la mise en place d'un mécanisme de fluage ? Ou, à l'inverse, faut-il voir dans la présence d'une croûte inférieure bien individualisée le signe que la région a été plus affectée qu'on ne le pense ? L'existence de témoins de la déformation hercynienne au-delà du front varisque, le pendage assez raide des structures pentées observées sur les profils SWAT, ainsi que la présence en Cornouaille de granites issus d'une fusion crustale, pourraient indiquer que l'on ne se trouve pas réellement dans une partie externe de l'édifice orogénique, et que le front de la déformation était localisé nettement au nord de sa position actuelle.

1.1.3. L'extension jurassique

Enfin les réflecteurs de la croûte inférieure pourraient correspondre à des manifestations magmatiques associées à l'extension jurassique, par exemple des sills de matériel basique intrudant la croûte inférieure à la faveur d'une anomalie thermique (Bois et al., 1988). Les problèmes soulevés sont cette fois relatifs à l'origine et au mode de mise en place de ce matériel. Les quantités de magmas impliquées, dans le cas où l'essentiel de la réflectivité de la croûte inférieure leur est imputée, sont considérables : la croûte réflective représente le tiers de l'épaisseur de la croûte, soit environ 10 km; si on envisage que le tiers de cette croûte est composé de matériel basique, cela suppose la mise en place, sur une superficie importante (éventuellement tout l'ouest de l'Europe) de l'équivalent de trois kilomètres d'épaisseur de matériel basique. Au cours d'une production de cette envergure, on s'attendrait à observer d'abondantes manifestations de surface. Or le volcanisme jurassique existe, mais il est assez limité (Bois et al., 1988). Ceci dit, il est reconnu que les quantités de matériel magmatique qui arrivent en surface sont très faibles par rapport à celles mises en jeu sur le trajet de remontée et dans le réservoir (Gans, 1987). D'un autre côté, la température nécessaire au maintien de matériel basique fondu risque d'avoir amolli notablement la croûte inférieure, et la préservation des structures anciennes, même en supposant une faible extension c'est-à-dire très peu de déformation (Bois et al., 1988), peut sembler difficile.

1.2. Les relations entre réflexions pentées et réflexions subhorizontales de la croûte inférieure permettent-elles de contraindre l'âge de la croûte inférieure ?

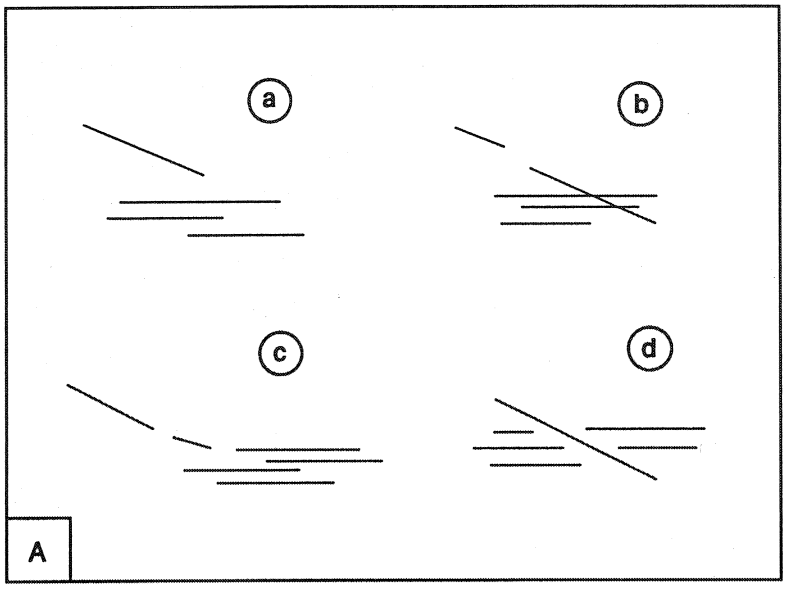
Nous proposons sur la figure 1 quatre relations entre réflexions plates de la croûte inférieure et réflexions pentées (a à d), ainsi que les successions d'épisodes ayant pu aboutir à ces configurations :

- si les événements pentés apparaissent dans un premier temps et les objets subhorizontaux de la croûte inférieure ensuite, on peut aboutir aux cas (a), (b) ou (c). Dans le cas (a), les événements de la croûte inférieure apparaissent comme sécants sur les réflexions pentées. Dans le cas (b) les deux types de réflexions se superposent sans indication de chronologie relative entre eux. Dans le cas (c), les objets pentés sont repris par les objets subhorizontaux le long desquels ils s'alignent;

- si les objets subhorizontaux existaient avant que se mettent en place les réflecteurs pentés, ceux-ci peuvent les interrompre voire les décaler comme indiqué dans le cas (d). On peut arriver à nouveau au schéma (b) (superposition des plats et des pentés) si les réflecteurs pentés correspondent à des zones faillées, qui ne décaleraient pas ou très peu les structures pré-existantes (voir la discussion sur les réflexions mantelliques), ou au cas (c) si les réflexions pentées s'enracinent au niveau des réflexions sub-horizontales au lieu de les recouper;

- enfin, le cas (c) peut également résulter d'une formation synchrone des deux types de réflecteurs.

Lorsque l'âge des événements pentés est connu, on dispose ainsi d'un moyen de contraindre l'âge de la croûte inférieure (bien que l'on puisse aboutir aux cas (b) et (c) par différentes successions d'épisodes). Les indications apportées sur la nature de la croûte inférieure sont plus vagues : dans le cas d'une formation



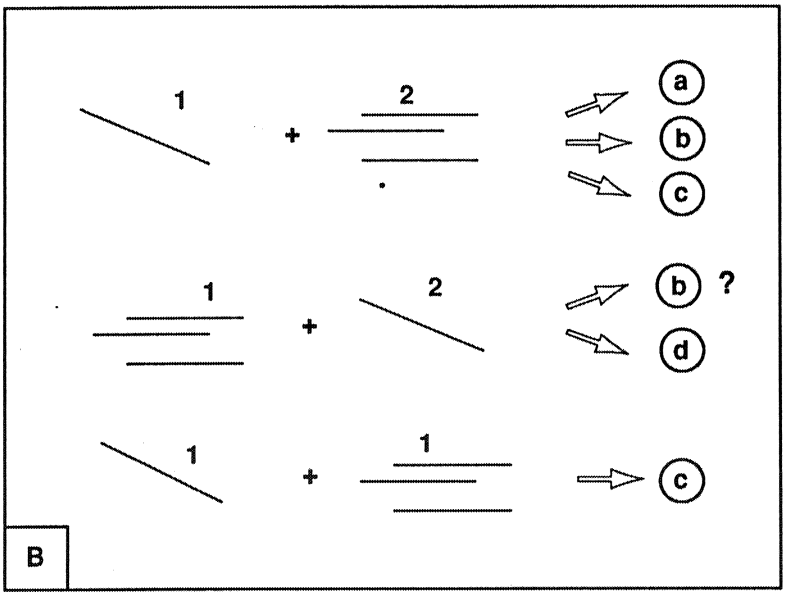


Figure 1 Les relations entre réflexions sub-horizontales de la croûte inférieure et réflexions pentées.
A) Schémas des types de relations possibles.
B) Schémas de mise en place de ces relations.

synchrone des réflecteurs pentés et des réflecteurs de la croûte inférieure, on peut supposer une même signification pour ces réflecteurs, et tous les considérer comme des zones déformées; si les réflexions de la croûte inférieure effacent les réflexions pentées, on pensera plutôt à une mobilisation du matériel de la croûte inférieure (fluage).

Les profils SWAT étudiés fournissent des exemples des quatre types de relations représentés sur la figure 1, avec une majorité de réflexions sécantes les unes sur les autres (cas a, b et c). Le fait qu'il existe différentes relations entre les réflexions pentées et la croûte inférieure n'est pas surprenant dans la mesure où les réflexions pentées sont associées à des structures d'âges différents. Chaque épisode de déformation pourrait ainsi être caractérisé par un type de relation.
En réalité, on observe :

- que les déformations les plus anciennes, soit calédonienne sur SWAT 3 (D et E, Fig.23a) ou cadomienne sur SWAT 10 (N, P et Q, Fig.26a) sont marquées par des réflexions sécantes sur la croûte inférieure (cas b);

- que des structures attribuées au même épisode de déformation hercynien ont trois types de relations différents avec la croûte inférieure : le front varisque sur SWAT 3 (F, Fig.23a) s'enracine dans la croûte inférieure (cas c), la suture dévonienne du Lizard sur SWAT 8 (GHJ, Fig.24a) la traverse jusqu'au manteau (cas d), et le chevauchement de La Hague est interrompu au niveau des premières réflexions subhorizontales sur SWAT 10 (S, Fig.26a - cas a) ou sécant sur la croûte inférieure sur SWAT 9 (H, Fig.25a - cas d).

Ces observations ne permettent pas de favoriser l'une ou l'autre des hypothèses de formation de la croûte inférieure réflective présentées ci-dessus. Si elles sont significatives, elles indiquent soit que les objets pentés n'ont pas l'âge que l'on croit, soit que la croûte inférieure n'est pas partout de même âge. Le fait que la croûte inférieure puisse résulter de la succession de plusieurs événements dans le temps a déjà été proposé par Cheadle et al. (1987), qui ont observé que, sur la marge britannique soumise à une même extension, la croûte inférieure présentait des faciès différents.

En conclusion - Aucune des hypothèses sur l'âge de la croûte inférieure proposées jusque là ne permet d'intégrer l'ensemble des observations faites sur les profils SWAT, où la croûte inférieure réflective a des relations variées avec les autres événements de la croûte : elle peut sembler être en simple surimpression (M sur SWAT 10, Fig.26a), incorporer une structure pentée dans son allongement (F sur SWAT 3, Fig.23a), être interrompue par une structure pentée (GHJ sur SWAT 8, Fig.24a). L'alternative à la décision de considérer les structures pentées comme des objets d'âge variable pour expliquer ces comportements (voir la discussion du paragraphe 4) est de considérer que la réflectivité de la croûte inférieure est d'âge variable.

1.3. Les variations de réflectivité de la croûte inférieure

Nous avons noté dans le chapitre précédent que la migration provoquait une mise en relief du caractère discontinu de la croûte inférieure réflective, horizontalement ou verticalement. Quelle peut être la signification de ces discontinuités ?

1.3.1. Les discontinuités latérales de la croûte inférieure

Par discontinuités latérales nous entendons des zones relativement transparentes affectant presque toute l'épaisseur de la croûte inférieure, sur plusieurs kilomètres de largeur (voir par exemples les zones A, Fig.23a et Fig.26a). Ces discontinuités latérales pourraient n'être qu'un artefact, c'est-à-dire résulter d'une détérioration du signal par un phénomène de surface. L'idéal serait, pour vérifier ceci, de disposer de données de sismique grand angle : une lacune de réflectivité observée en sismique verticale qui apparaitrait également en sismique grand angle ne pourrait être imputée à un problème d'acquisition, car les deux techniques ne sont pas sensibles aux mêmes écrans de surface. Malheureusement il n'existe pas de sismique grand angle associée aux profils SWAT, aussi nous ne pouvons que rechercher une corrélation éventuelle entre les zones transparentes et des événements perturbateurs de surface.

L'étude du Moho pourrait également fournir une indication : en effet, si le Moho passe en continuité sous une zone transparente au niveau de la croûte inférieure, l'atténuation du signal ne peut être retenue comme une cause de cette transparence. Inversement, si le Moho s'interrompt comme la croûte inférieure, il s'agit plus probablement d'un artefact. Cependant, cet argument implique que le Moho corresponde à une structure individualisée et non à la base de la croûte réflective. Or, sur les profils SWAT, c'est bien, en général, comme la limite inférieure de la croûte réflective que le Moho est perçu. Aussi, le fait que le Moho s'interrompe le plus souvent de la même façon que la croûte inférieure n'est pas forcement significatif. Il existe de toutes façons plusieurs exemples pour lesquels ce n'est pas le cas : les zones transparentes B, dans le sud de SWAT 3 (Fig.23a), B et C sur SWAT 8 (Fig.24a), C sur SWAT 9 (Fig.25a) et SWAT 10 (Fig.26a) présentent une limite inférieure (assez) réflective.

Sur les coupes temps non migrées, une corrélation apparait fréquemment entre les zones transparentes et les discontinuités de subsurface. Dans de nombreux cas, les zones transparentes sont effectivement localisées à l'aplomb de failles (repérées par l'arrêt des réflexions dans les bassins) ou de bassins : la zone A sur SWAT 3 (Fig.23a) est liée à la présence du bassin sud-celtique (Fig.25b), la zone A sur SWAT 9 (Fig.25a) à la zone faillée médio-Manche (Fig.25b), ainsi que les zones C et D sur SWAT 10 (Fig.26b).
Il existe cependant des failles de surface ou des bassins qui n'affectent pas les réflexions sous-jacentes et des zones transparentes localisées sous des sédiments ou un socle cristallin dans lesquels on ne "voit" pas de failles : au sud de SWAT 3 (B, Fig.23), au nord de SWAT 10 (B, Fig.26) et de SWAT 11 (A, Fig.27). Il existe aussi des zones transparentes qui sont beaucoup plus marquées après migration qu'avant : au sud de SWAT

3 (C, Fig.23), sur SWAT 9 (B, Fig.25), voire même qui apparaissent après migration : au sud de SWAT 11 (B, Fig.27) et de SWAT 10 (E et F, Fig.26), au nord de SWAT 8 (C, Fig.24).
Bien que l'intervention des phénomènes de surface soit probable dans certains cas, il parait donc difficile d'imputer à un artefact d'acquisition la totalité des variations latérales enregistrées dans la croûte inférieure. La régularité avec laquelle les zones transparentes interrompent la croûte inférieure sur SWAT 10 peut être vue comme un argument supplémentaire plaidant en faveur d'un phénomène réel (et non d'un phénomène aléatoire comme le serait, à priori, la dégradation du signal par des hétérogénéités de surface).
Enfin, des variations latérales de la réflectivité de la croûte inférieure, non corrélées à des événements de surface, ont déjà été évoquées sur la marge est du Canada (De Voogt et al., 1987) ou en Grande-Bretagne (Chadwick et al., 1989).
Le tronçonnement de la croûte inférieure pourrait donc avoir une signification géologique.

L'hypothèse la plus immédiate est de considérer la segmentation de la croûte comme la marque d'une extension : soit les zones transparentes sont les reliques d'un matériel initialement peu réflectif, disloqué par les zones réflectives (Fig.2a); soit la croûte réflective est divisée par des zones peu réflectives (Fig.2b). Un ordre de grandeur de la quantité d'extension pourrait être estimé à partir de la largeur des zones réflectives dans le premier cas, transparentes dans le second (Fig.2). La corrélation éventuelle avec les failles de surface traduirait alors une association de ces failles avec l'événement géologique responsable du tronçonnement, et non une relation de cause à effet. Selon l'âge attribué aux réflecteurs de la croûte inférieure, plusieurs épisodes d'extension peuvent être proposés : permo-triasique, jurassique, crétacé ou oligocène. Ils doivent être synchrones de la mise en place de la réflectivité dans le cas de la figure 2a, postérieurs dans le cas de la figure 2b. Les réserves suivantes peuvent être émises à l'encontre de cette dernière hypothèse : pourquoi un étirement appliqué à un matériel déjà structuré, d'une façon ou d'une autre, subhorizontalement, ne se manifesterait-il pas, lui aussi, par des réflecteurs subhorizontaux ? Comment expliquer une zone transparente au-dessus de laquelle on observe une croûte supérieure non transparente (zone B, sud de SWAT 11 - Fig.27), ou une zone transparente apparaissant dans une croûte pour laquelle on ne connait pas de traces d'extension en surface (zone B, sud de SWAT 3 - Fig.23) ?

Dans ce cas comme dans bien d'autres, il ne faut peut-être pas chercher une solution unique au problème posé. Les zones transparentes que nous regroupons sous une seule dénomination sont dans le détail d'aspect très variable et nécessitent peut-être plusieurs explications; les zones transparentes associées à des réflexions pentées (B et C sur SWAT 8, C sur SWAT 9 - Fig.24 et Fig.25) en particulier, ont peut-être une signification toute autre que celle de témoins d'extension.

En conclusion - Les zones transparentes observées dans la croûte inférieure, parfois plus nettement après migration, ne nous semblent pas correspondre uniquement à un artefact d'acquisition. Nous proposons qu'elles marquent un étirement de la croûte, soit en tant que reliques d'un matériel plus ancien que les zones réflectives, soit en tant que zones de séparation des zones réflectives. Il est cependant possible que ces hétérogénéités de la croûte inférieure aient d'autres explications.

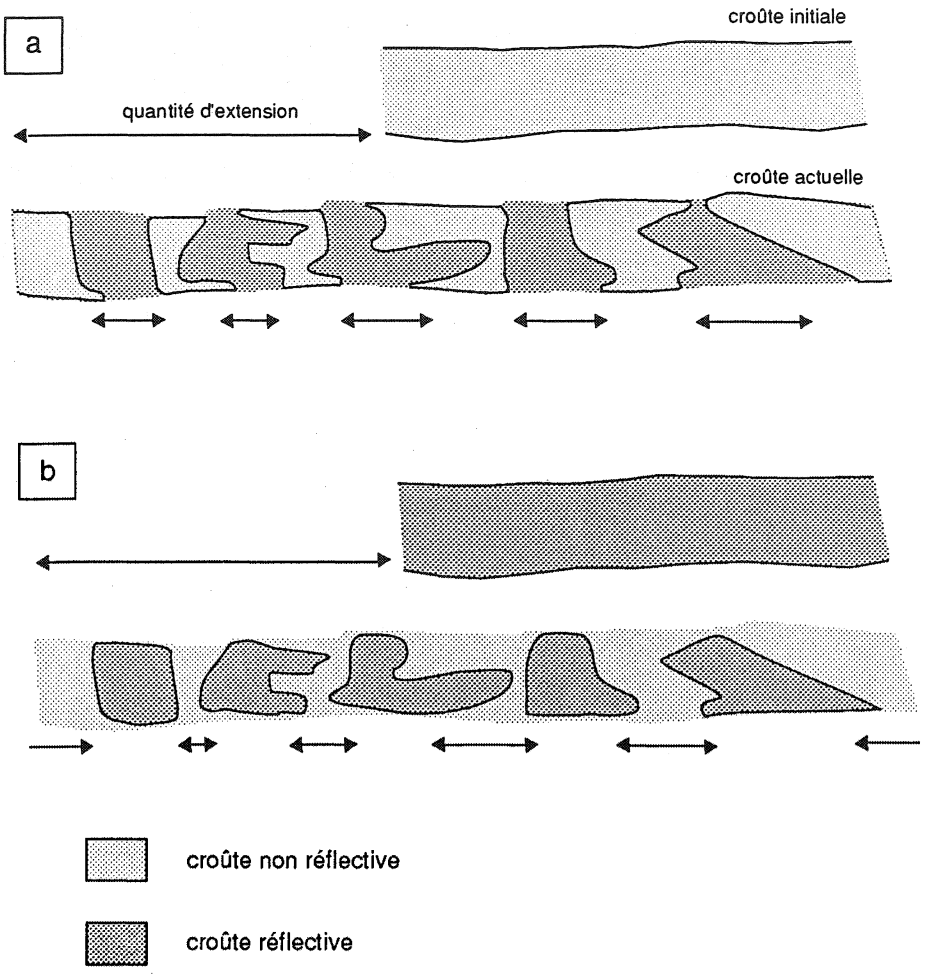


Figure 2 Estimation de la quantité d'étirement responsable de la segmentation de la croûte inférieure.
a) La croûte inférieure initialement non réflective est segmentée par du matériel réflectif.
b) La croûte initialement réflective est segmentée par des zones transparentes.

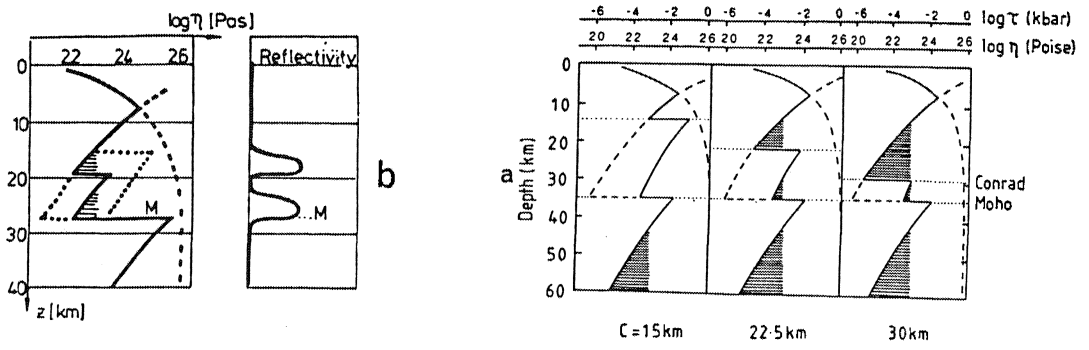


Figure 3 Profil de viscosité associé à SWAT 3 pour expliquer l'allure de la croûte inférieure réflective au sud du profil (Meissner et Kuznir, 1987).
a) Influence de la profondeur du Conrad sur la viscosité.
b) Corrélation de la viscosité et de la réflectivité.

1.3.2. Les variations verticales de la croûte inférieure

Les variations verticales de la réflectivité notées au sud des profils 3 et 11 (zones C, Fig.23 et Fig.27) ne peuvent être expliquées par une détérioration du signal.

Meissner et Kuznir (1987) ont proposé une interprétation mécanique de la croûte réflective qui permet d'expliquer la zone transparente observée au sud de SWAT 3 (C, Fig.23). Leur raisonnement part de l'hypothèse qu'une forte réflectivité apparait dans la croûte en-deçà d'un seuil critique de viscosité. SWAT 3 représenterait alors un exemple de croûte inférieure de type "multiple finger", c'est-à-dire présentant plusieurs (ici deux) zones réflectives, associées sur un profil rhéologique à plusieurs (deux) minima de viscosité (Fig.3b). L'apparition de ces minima dépend du flux de chaleur (estimé à 70 mW/m2 dans l'exemple de SWAT 3) utilisé pour construire le profil rhéologique, de la profondeur du Moho (ici 30 km), et de la profondeur de la limite entre croûte supérieure et croûte supérieure (ici 20 km), qui, parce qu'elle correspond à un changement de composition chimique (la croûte inférieure est supposée être plus basique), se traduit par une augmentation de la viscosité (Fig.3a). Dans cette hypothèse, la zone transparente observée dans la croûte réflective au sud de SWAT 3 correspond au sommet de la croûte inférieure, qui, dans les conditions évoquées ci-dessus, possède une viscosité trop élevée pour permettre l'apparition d'une forte réflectivité (profil du milieu, Fig.3a).
L'application de cette hypothèse à SWAT 11 est délicate, car la zone transparente horizontale y est moins clairement définie que sur SWAT 3, et elle est surtout moins profonde : elle se situe à 15 km de profondeur pour une croûte épaisse de 35 km, contre 22-25 km sur 30 pour SWAT 3. Dans la mesure où la base de la zone réflective la plus superficielle est supposée marquer la limite entre croûte inférieure et croûte supérieure, cette profondeur ne peut pas être quelconque; elle est peut-être trop faible sur SWAT 11.

Il est également possible, dans le cas de SWAT 3, de considérer la zone réflective la plus superficielle comme une écaille de matériel profond (une ancienne croûte inférieure réflective), témoignant de l'épaississement crustal hercynien (Le Gall, 1990 - Fig.4). La zone transparente correspondrait alors à la semelle de cette écaille. Le matériel formant l'écaille, à priori plus basique que son environnement actuel, pourrait se manifester par des anomalies magnétique et gravimétrique. De fait, le sud du profil SWAT 3 présente une anomalie magnétique dont la modélisation (Lefort et al., 1990) indique qu'il s'agit d'une plaque mince située vers 5800 m de profondeur (plus à l'ouest, la plaque descend jusqu'à 8000 m de profondeur). Lefort et al. (1990) proposent d'associer ce corps magnétique à un écaillage de croûte inférieure, mais il s'avère qu'il est en fait moins profond que le sommet de la zone réflective, situé à plus d'une dizaine de kilomètres de profondeur (Fig.23b). La modélisation gravimétrique effectuée le long du profil SWAT 3 (annexe C) autorise pourtant la présence au sud du profil d'un corps lourd (Fig.5).
En ce qui concerne SWAT 11, le contexte géologique autorise l'hypothèse d'un écaillage : la déformation varisque existe à cet endroit du profil et se manifeste par des réflexions à pendage nord (chevauchement de La Hague) qui limitent la zone réflective (Fig.27). Cependant, la profondeur atteinte par le sommet des

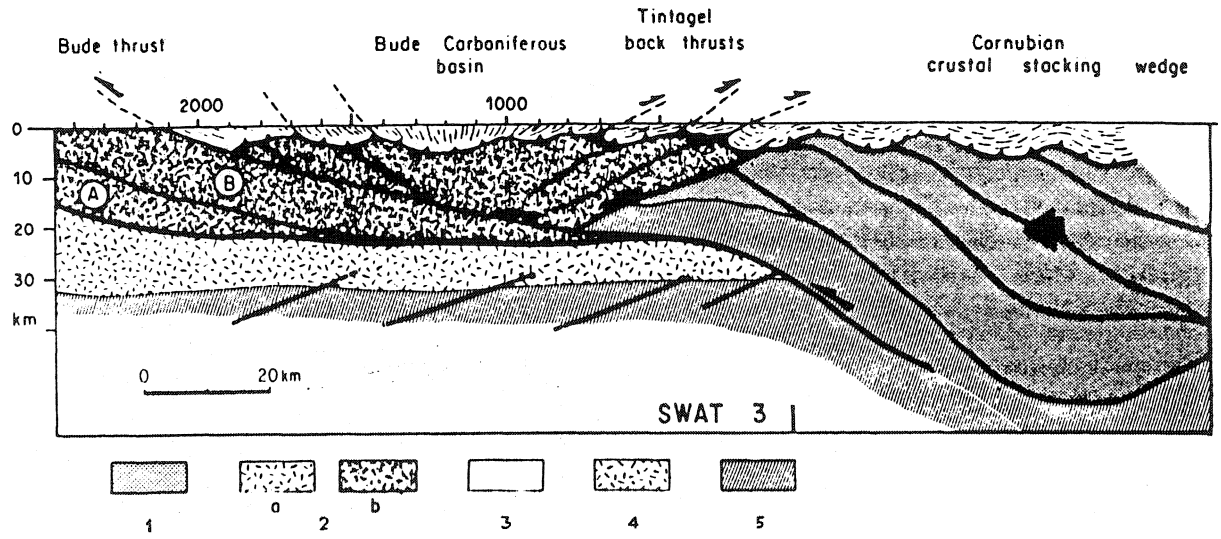


Figure 4 *Epaississement de la croûte au sud de la Grande-Bretagne pendant l'orogenèse hercynienne (Le Gall, 1990).*
1 Duplex crustal de Cornouailles. 2 Croûte poinçonnée : a. socle autochtone b. unité écaillée - A unité de chevauchements frontaux du Pembroke - B écaille de socle du canal de Bristol. 3 Unités dévono-carbonifères décollées avec l'attitude de la shistosité régionale. 4 Socle calédonien. 5 Manteau supèrieur.

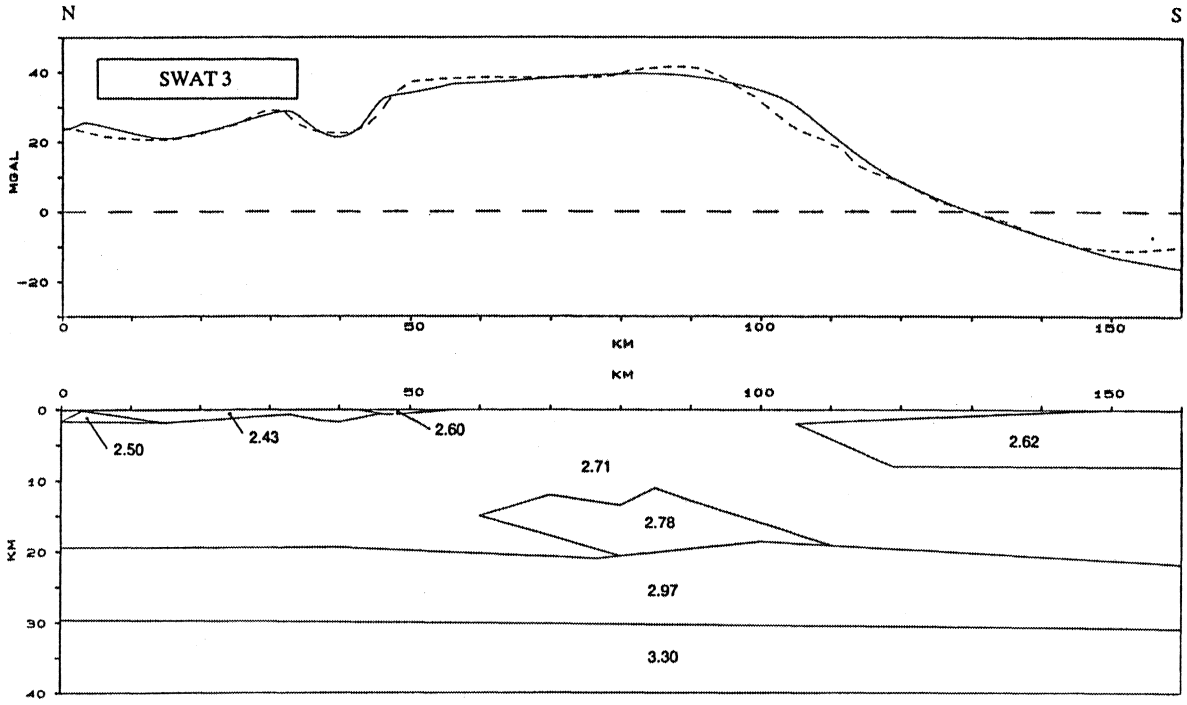


Figure 5 *Modélisation gravimétrique du profil SWAT 3. On notera la présence d'une écaille de matériel lourd au sud du profil.*
En haut: anomalies mesurée (pointillés) et calculée (traits pleins)
En bas: modèle gravimétrique bidimensionnel.

réflexions sub-horizontales (8 km) est beaucoup plus faible que sur SWAT 3 (presque 15 km), ce qui impliquerait un épaississement de la croûte plus important.
Deux objections se présentent face à cette hypothèse tectonique :
- pourquoi la semelle chevauchante de l'écaille serait-elle transparente au lieu d'être réflective comme semblent l'être d'autres chevauchements ?
- pourquoi ne trouverait-on que sur ces deux profils des traces de l'épaississement hercynien (celui-ci semblant résorbé d'une façon générale dans la région) ?

La présence de granites hercyniens au sud des deux profils (Fig.23 et Fig.27), peut confirmer la possibilité d'un épaississement crustal, mais elle offre également une autre explication à la remontée de réflexions plates : nous avons déjà eu l'occasion de signaler que les granites pouvaient jouer le rôle de "loupes" vis-à-vis des réflecteurs situés à leur aplomb. Peut-être forte la réflectivité visible au sud de SWAT 3 et SWAT 11 ne correspond-elle qu'à une meilleure transmission du signal. Mais dans ce contexte, les zones transparente C ne sont pas expliquées.
Une autre explication des réflexions sub-horizontales proches de granites est proposée par Chadwick et al.(1989) : ces réflexions représenteraient les cumulats, les résidus de la fusion crustale par laquelle les granites ont été produits. Une zone peu réflective pourrait ici correspondre à une variation de faciès de ce matériel lité. Ceci dit, il demeure peu probable que la croûte se soit différenciée jusqu'aux faibles profondeurs atteintes par les réflexions de SWAT 11.

En conclusion - Les variations verticales de réflectivité observées au sud de SWAT 3 et SWAT 11 peuvent correspondre à la zone de passage de la croûte supérieure à la croûte supérieure, à la semelle d'un chevauchement hercynien ou à une variation de faciès dans un cumulat associé à la mise en place d'un granite. Le contexte géologique des profils autorise les trois hypothèses.

1.3.3. Conclusions sur les discontinuités de la croûte inférieure

La migration met en évidence le caractère discontinu de la croûte inférieure, latéralement et verticalement.
L'origine des variations latérales de réflectivité peut être recherchée dans une perturbation du signal, lors de l'acquisition des profils, par des événements superficiels (failles, bassins). Cependant toutes les zones transparentes qui segmentent la croûte inférieure ne peuvent être expliquées par ce biais, surtout si elles apparaissent après migration. Noius proposons donc que ces hétérogénéités marquent un étirement de la croûte inférieure.
Trois explications sont proposées pour les variations verticales de réflectivité : une corrélation avec des variations de viscosité de la croûte (Meissner et Küznir, 1987); une origine tectonique (écaillage d'ancienne croûte réflective); une variation de faciès dans du matériel lité résultant de la mise en place de granites.

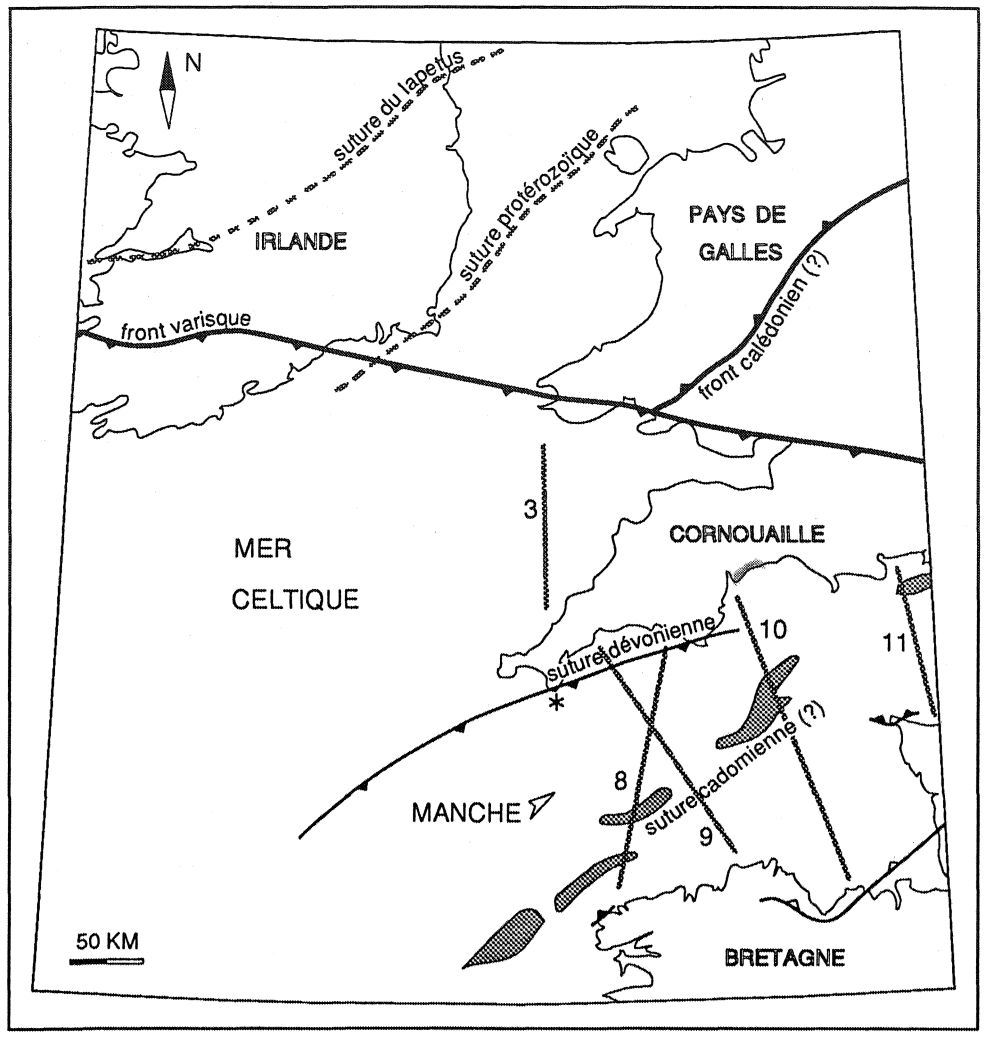


Figure 6 Schéma structural de la région Manche-Mer Celtique, avec la localisation des profils SWAT 3, 8, 9, 10 et 11.

2. Le Moho

Plusieurs questions essentielles se posent à propos du Moho :
- existe-t-il un Moho distinct de la croûte inférieure ?
- peut-on observer des décalages du Moho ?
- quel est l'âge du Moho ?

2.1. Peut-on distinguer le Moho de la croûte inférieure ?

C'est sur le profil voisin WAM que l'idée d'un Moho distinct de la croûte inférieure a été soutenue par Peddy et al. (1989), sur la base, essentiellement, d'une différence de pendage entre réflexions de la croûte inférieure et réflexions du Moho. Il pourrait sembler logique de retrouver ce caractère sur les profils SWAT. De fait, avant et après migration, il est possible de suivre, dans la moitié nord du profil SWAT 9 (et peut-être dans la moitié sud de SWAT 10) un ensemble de réflexions subhorizontales continues à la base de la croûte, sur une épaisseur de 2-3 km environ (Fig.25). Ces réflexions pourraient correspondre au Moho, mais on ne peut reprendre pour le confirmer l'argument utilisé par Peddy et al. : si la croûte inférieure est basculée en direction de l'Atlantique (vers l'ouest), SWAT 9 n'est pas orienté de façon à pouvoir le montrer (Fig.6). C'est sur SWAT 8 que le basculement pourrait se voir le plus nettement. Effectivement, les réflexions de SWAT 8 pendent en grande majorité vers le sud, particulièrement à l'extrémité sud-ouest du profil. Cependant il n'apparait pas sur SWAT 8 de Moho séparé, bien que l'on puisse suivre au travers de l'accident GHJ (Fig.24) des réflecteurs subhorizontaux en base de croûte (sous la zone B, Fig.24), alors même que les réflexions de la croûte inférieure s'interrompent.
Il demeure cependant hasardeux de conclure sur la signification des réflexions observées sur SWAT 8, 9 ou 10, et, d'une façon plus large, sur la validité de l'hypothèse émise par Peddy et al.. L'acquisition de données de sismique réfraction permettrait sans doute d'en dire plus.

2.2. Les décalages du Moho

La migration met en évidence deux endroits où la base de la croûte s'approfondit rapidement (de 2-3 km environ), au sud de SWAT 9 et de SWAT 10 (événements O, Fig.25 et Fig.26). Dans les deux cas, l'approfondissement est associé à des réflexions crustales pentées. Le décalage que nous observons sur SWAT 9 apparait également sur le pointé migré (par la méthode 2D) par l'équipe BIRPS (Cheadle et al, 1987 - Fig.7). Pour SWAT 10, ce décalage est confirmé par une migration des données numériques (Bano, 1989) effectuée à l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg avec la collaboration de J.F. Marthelot (Fig.8b). Le profil SWAT 8 présente deux variations de la profondeur du Moho, plus progressives que celles que nous venons de décrire : l'une est située au sud du profil et associée à des réflexions pentées crustales (O - Fig.24), comme pour SWAT 9 et SWAT 10; l'autre apparait au sud de la structure GBH sur la migration de pointé (P - Fig.24) comme sur la migration des données numériques (Fig.8a). Les ordres de grandeur de ces variations de profondeur sont les mêmes que dans les deux cas précédents (2-3 km).

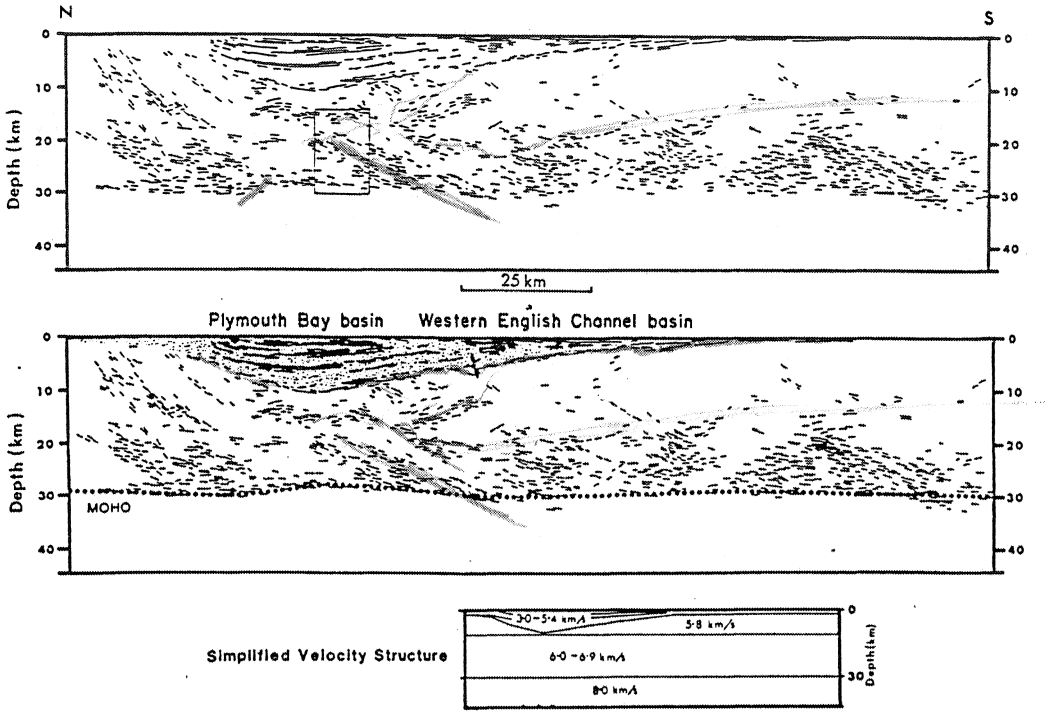


Figure 7 Version de SWAT 9 pointée et migrée (migration 2D) par l'équipe BIRPS (Cheadle et al., 1987), et sur laquelle on n'observe pas de réflexions mantelliques.

Bien que ces variations de profondeur soient toutes assez limitées, nous considérons qu'elles sont significatives parcequ'elles apparaissent sur des migrations effectuées avec des méthodes et des vitesses différentes.

De nombreux auteurs ont proposé que le Moho soit une zone d'enracinement pour les structures de la croûte (De Voogdt et Keen, 1987) ou du manteau (Flack et al., 1990), voire une zone de décollement entre croûte et manteau (Matthews, 1986; Freeman et al., 1988). L'éventualité d'un décalage du Moho s'accorde mal avec ces propositions. Bien entendu, si les décalages du Moho sont récents, il est possible que le Moho ait joué le rôle d'une zone de décollement lors d'épisodes antérieurs.
Curieusement, ces perturbations verticales du Moho, si elles paraissent toujours associées à des réflexions pentées crustales, ne sont clairement associées à des réflexions mantelliques que sur le profil SWAT 8 (voir le paragraphe 3).

2.3. L'âge du Moho

La linéarité du Moho est généralement interprétée comme un témoignage de son âge récent (absence de racines sous les orogènes, absence de perturbation par les bassins). Nous avons constaté que cette géométrie n'est pas remise en cause par la migration. De plus, le fait qu'il semble exister des réflexions subhorizontales passant au travers des zones pentées (au niveau des zones B de SWAT 8 et C de SWAT 9, Fig.24 et Fig.25) ainsi qu'à la base de certaines zones transparentes (sous la zone B de SWAT 3 et de SWAT 10, Fig.23 et Fig.27) apparait comme une confirmation de cet âge récent. Cependant, le fait qu'il soit décalé, et que sa continuité latérale soit variable, suggère comme pour la croûte inférieure, que le Moho peut avoir un âge différent selon les endroits.

2.4. Conclusions

Bien qu'ils autorisent l'hypothèse d'un Moho séparé de la croûte inférieure, les profils SWAT que nous avons migrés ne prouvent pas cette hypothèse. Le Moho des profils 8, 9 et 10 montre des variations plus ou moins rapides de profondeur, de l'ordre de 2-3 km, associées pour la plupart d'entre elles à des réflexions pentées crustales. Ces décalages ne sont pas compatibles avec l'attribution d'un âge récent au Moho, que la géométrie plutôt rectiligne qu'il conserve après migration soutiendrait pourtant. Il faut peut-être envisager pour le Moho, comme pour la croûte inférieure, plusieurs âges.

3. Les réflexions mantelliques

Du point de vue de la réflectivité du manteau, les profils SWAT migrés mettent en évidence les faits suivants :

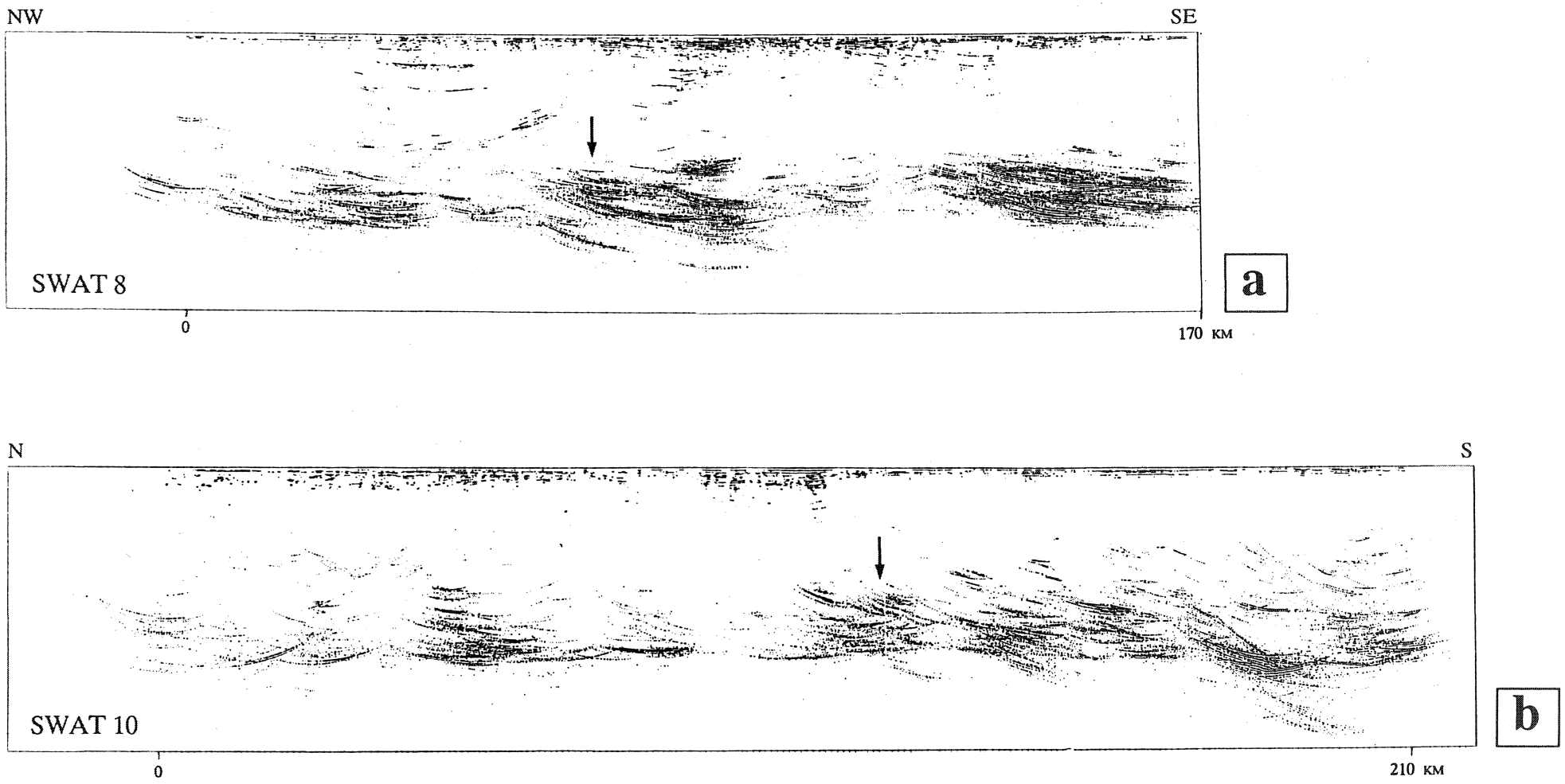


Figure 8Les profils SWAT 8 (a) et SWAT 10 (b) migrés à l'I.P.G. de Strasbourg avec la méthode mise au point par M. Bano (1989), avec la collaboration de J.F. Marthelot. Les flèches indiquent les endroits où les réflexions subhorizontales de la croûte sont interrompues par les réflexions pentées crustalo-mantelliques.

- il existe des réflexions dans le manteau même après traitement (voir les figures du chapitre III); ceci est essentiellement visible sur les profils SWAT 3 (D et E, Fig.23), SWAT 8 (F et G, Fig.24) et SWAT 10 (F, G, H et K, Fig.26);

- ces réflexions, très généralement pentées, peuvent se trouver dans le prolongement de réflexions pentées de la croûte inférieure (SWAT 10 - alignement KN, Fig.26), voire de la croûte supérieure (SWAT 8 - alignement GHJ, Fig.24);

- la présence de réflexions profondes affecte peu le Moho (SWAT 10 - alignement KN, Fig.26).

3.1. Existence de réflecteurs mantelliques

La persistance de réflexions dans le manteau après migration ne *prouve* pas, nous l'avons déjà noté, l'existence de réflecteurs mantelliques. Il est toujours possible que ces réflexions proviennent de réflecteurs situés sur les côtés des profils. Seule la corrélation de réflexions mantelliques à partir de profils sécants, comme cela a pu être fait au nord de l'Ecosse (Flack et Warner, 1990), permet de lever le doute. C'est ainsi que Bois et al. (1990f) ont suggéré que la présence de réflexions mantelliques sur les profils SWAT 8 et SWAT 9, qui se recoupent selon un angle de 50° environ (Fig.6), allait dans le sens de l'existence d'événements mantelliques réels. Mais sur les profils SWAT 9 migrés dont nous disposons, de même que sur la version pointée et migrée (méthode 2D) par l'équipe BIRPS (Fig.7 - Cheadle et al., 1987), il ne semble pas que les réflexions mantelliques soient assez nettes pour qu'il soit possible d'en tirer des conclusions.

Cependant, différents arguments peuvent être retenus en faveur de l'attribution des réflexions infracrustales à des événements mantelliques réels :

- les profils ont été implantés perpendiculairement aux directions structurales, afin justement de limiter l'apparition d'échos latéraux;

- le fait que certaines réflexions mantelliques soient situées dans le prolongement de réflexions crustales peut être vu comme plus qu'une coïncidence;

- des exemples en nombre croissant d'événements mantelliques sont décrits, en particulier autour de la Grande-Bretagne (Flack et al., 1990), c'est-à-dire dans une région proche de celle où se trouvent les profils étudiés;

- enfin, dans deux cas (SWAT 8 et SWAT 10), ces événements apparaissent à des endroits où l'on pouvait attendre la présence de structures importantes, d'échelle lithosphérique (zones de suture).

Il nous semble donc raisonnable d'attribuer à de véritables hétérogénéités du manteau les réflexions observées sur les profils SWAT 8 et 10 en particulier. Pour le profil SWAT 3, cette attribution est moins certaine : deux des arguments, le contexte géologique favorable et le prolongement des réflexions mantelliques dans la croûte, ne sont pas clairement applicables à ce profil. De plus, les réflexions mantelliques du pointé BIRPS de SWAT 3 disparaissent pratiquement toutes lors de la migration (Fig.59, Chap.III), ce qui est une raison supplémentaire pour douter de leur réalité.

3.2. Le prolongement des réflexions mantelliques dans la croûte

Deux des profils migrés, SWAT 8 et SWAT 10, montrent une relation entre réflexions du manteau et réflexions de la croûte :

- sur SWAT 8, les réflexions mantelliques et crustales dessinent, entre 5 et 40 km de profondeur, une structure rectiligne, relativement continue, pentée de 20° environ (alignement GHJ - Fig.24);

- sur SWAT 10, les réflexions mantelliques s'alignent, de façon moins continue que sur SWAT 8, avec des réflexions crustales de pendage comparable (un peu moins de 30°) (alignement GKN - Fig.26). Les réflexions crustales remontent jusqu'à une dizaine de km de la surface, tandis que les réflexions mantelliques atteignent une profondeur de 40 km.

SWAT 3 pourrait fournir un troisième exemple de ce type de disposition (DM, Fig.23), mais cet exemple n'apparaissant que sur l'une des migrations (migration "1D") de l'un des pointés (pointé ECORS), nous avons jugé préférable de ne pas le prendre en considération.

L'observation de structures qui traversent, sans être apparemment affectées, la frontière entre deux milieux dont les comportements sont théoriquement très différents du point de vue mécanique est assez surprenante. Il semble d'ailleurs que cette observation ne soit pas fréquente : ainsi, parmi la vingtaine d'exemples de réflexions mantelliques migrées étudiées par Flack et al. (1990) autour de la Grande-Bretagne, seul le spectaculaire réflecteur de Flannan traverse la limite croûte-manteau (Fig.9). Dans les autres cas, les réflexions se limitent au manteau (elles s'horizontalisent ou s'atténuent à l'approche du Moho), ce qui, remarquent Flack et al., pourrait bien indiquer un changement dans le mécanisme de déformation au niveau du Moho. Parallèlement, l'enracinement, sur les profils NEC, des structures crustales pentées marquant la suture du Iapetus dans le Moho, a conduit Freeman et al. (1988) a proposer que le Moho ait servi de zone de décollement à la fin de la collision calédonienne.

La signification de la géométrie particulière du réflecteur de Flannan, apparemment contradictoire avec ce dernier point, n'est pas discutée par Flack et al., qui interprètent par ailleurs les réflexions mantelliques comme des zones de cisaillement, en raison de leur association spatiale avec des structures crustales. Stein et Blundell (1990), quand à eux, dans leur interprétation de la plateforme nord-écossaise, attribuent au réflecteur de Flannan le rôle d'une structure distensive récente, sans préciser les raisons pour lesquelles cette structure recouperait la croûte inférieure, qu'ils définissent pourtant comme un milieu où la déformation s'effectue selon un mode différent de celui du manteau.

3.3. Les effets des réflexions mantelliques sur le Moho

La présence de réflexions dans le manteau affecte peu le Moho. Si cette caractéristique peut s'expliquer lorsque les réflexions mantelliques n'atteignent pas le Moho, ce qui est apparemment le cas le plus fréquent (Flack et al., 1990), elle est plus surprenante lorsque le Moho est "recoupé". Or c'est bien ce que l'on observe sur les trois profils SWAT :

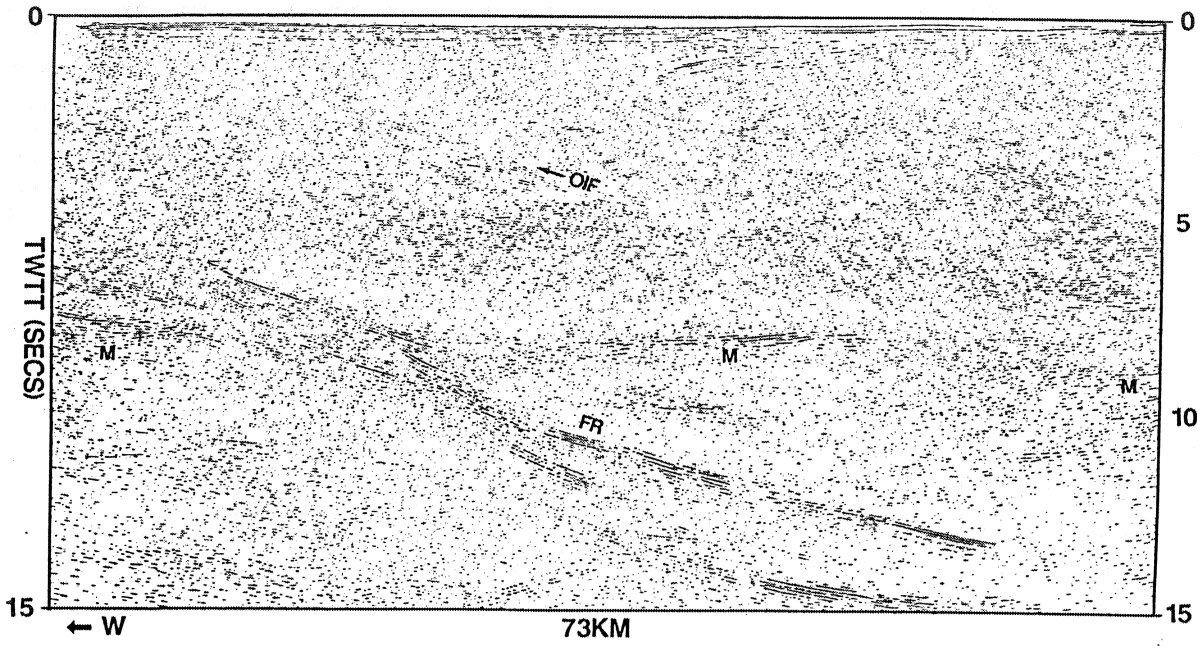


Figure 9 Le réflecteur de Flannan après migration (Flack et al., 1990). Cette structure mantellique interrompt le Moho (vers 8 std) mais ne le décale pas et remonte dans la croûte inférieure jusqu'à 6 std.

- sur SWAT 3 (pointé ECORS), les réflexions mantelliques sont sécantes sur le Moho, sans conséquences sur sa géométrie (D et E, Fig.23). Au nord de l'événement mantellique penté D, qui est le seul à apparaître légèrement sur le pointé migré BIRPS (Fig.59, Chap.III), la croûte inférieure et le Moho sont moins bien définis que dans la partie sud du profil. Mais ce changement de réflectivité est plus vraisemblablement un artefact, dû à la présence en surface du bassin sud-celtique, qu'un fait réel;

- sur SWAT 10, le Moho est rectiligne et relativement continu dans la zone à réflexions mantelliques pentées. Nous avons déjà signalé que les réflexions sub-horizontales plus profondes (que le Moho) apparaissant au sud du profil (O, Fig.26) étaient associées à des réflexions pentées *crustales*, lesquelles ne se poursuivent pas véritablement dans le manteau : il existe des réflexions mantelliques près des réflexions crustales (H - Fig.26), mais elles sont "décalées" de quelques kilomètres vers le nord. L'intervention des réflexions mantelliques dans l'approfondissement du Moho n'est donc pas prouvée;

- c'est sur SWAT 8 que le passage de réflexions mantello-crustales semble laisser le plus de traces au niveau du Moho (et/ou de la croûte inférieure). Les réflexions subhorizontales de la croûte inférieure descendent plus profondement au sud de la structure pentée principale (GHJ) qu'au nord, de 2-3 km environ (P, Fig.24); il en va de même, d'une façon plus discrète, au niveau d'un second objet de même pendage (M, Fig.24), situé tout à fait au nord du profil. On ne peut cependant dire que le Moho est très affecté par le passage des réflexions mantello-crustales.

Dans le seul exemple d'intersection de réflexions du manteau et du Moho recensé par Flack et al. (1990), au nord de l'Ecosse, on constate également que le Moho, quoiqu'il ne soit pas défini de la même façon de part et d'autre du réflecteur mantellique, ne montre pas de variation de profondeur (Fig.9). Il est par contre clairement interrompu par la structure mantellique, chose que nous n'avons pu observer sur les profils SWAT étudiés.

4. Discussion sur les structures de la croûte et du manteau supérieur

Dans l'hypothèse où les réflexions observées dans le manteau supérieur correspondent bien à des objets mantelliques, les observations énoncées ci-dessus à propos des réflexions mantelliques (persistance des réflexions dans le manteau, passage dans la croûte, peu d'effets sur le Moho) posent problème. En effet, les réflexions pentées sont en général interprétées comme des zones de failles ou de cisaillement, que cela soit dans la croûte ou dans le manteau (voir le chapitre II). Les réflexions mantelliques alignées dans le prolongement de réflexions crustales (SWAT 8 et 10) ou sécantes sur la croûte inférieure (SWAT 3) témoigneraient donc de vastes structures, compressives ou distensives, dont on ne verrait pas le jeu au niveau du Moho.

Trois explications peuvent rendre compte de cette situation :

- les réflexions pentées ne sont pas l'image de zones faillées ou cisaillées;

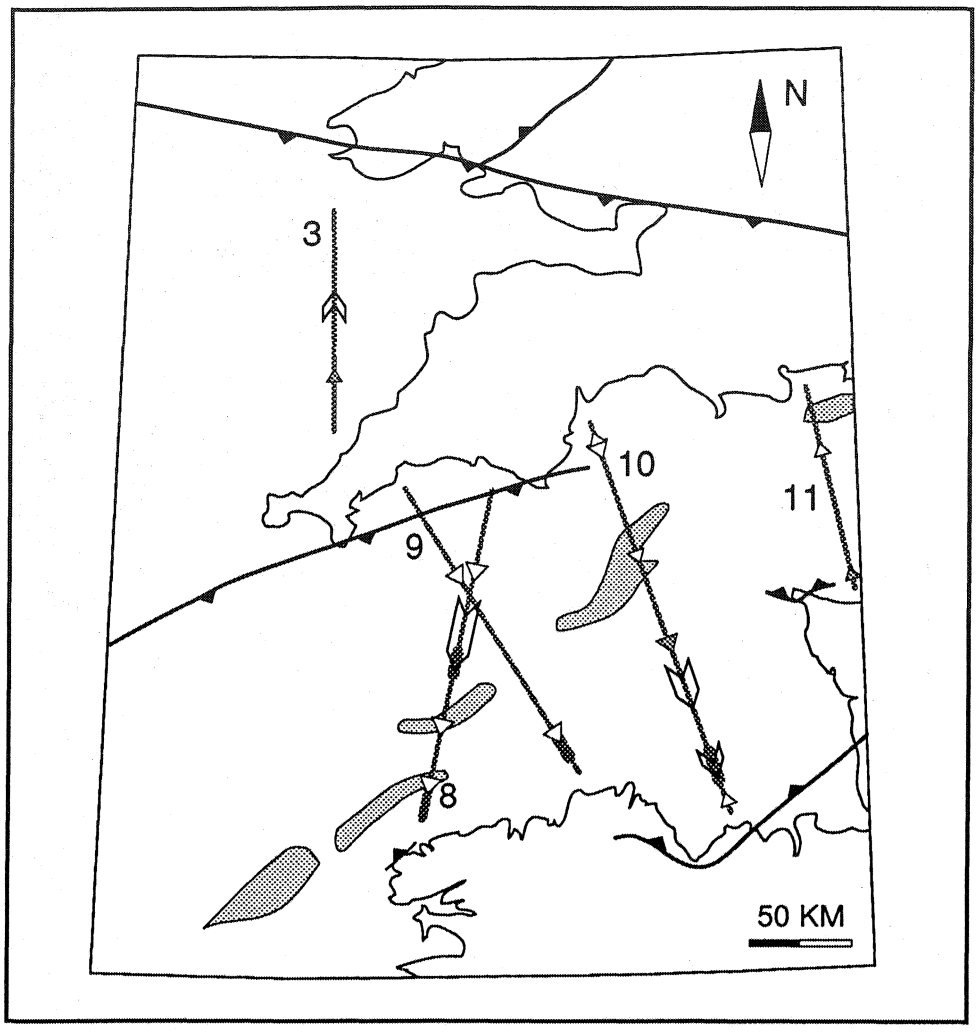
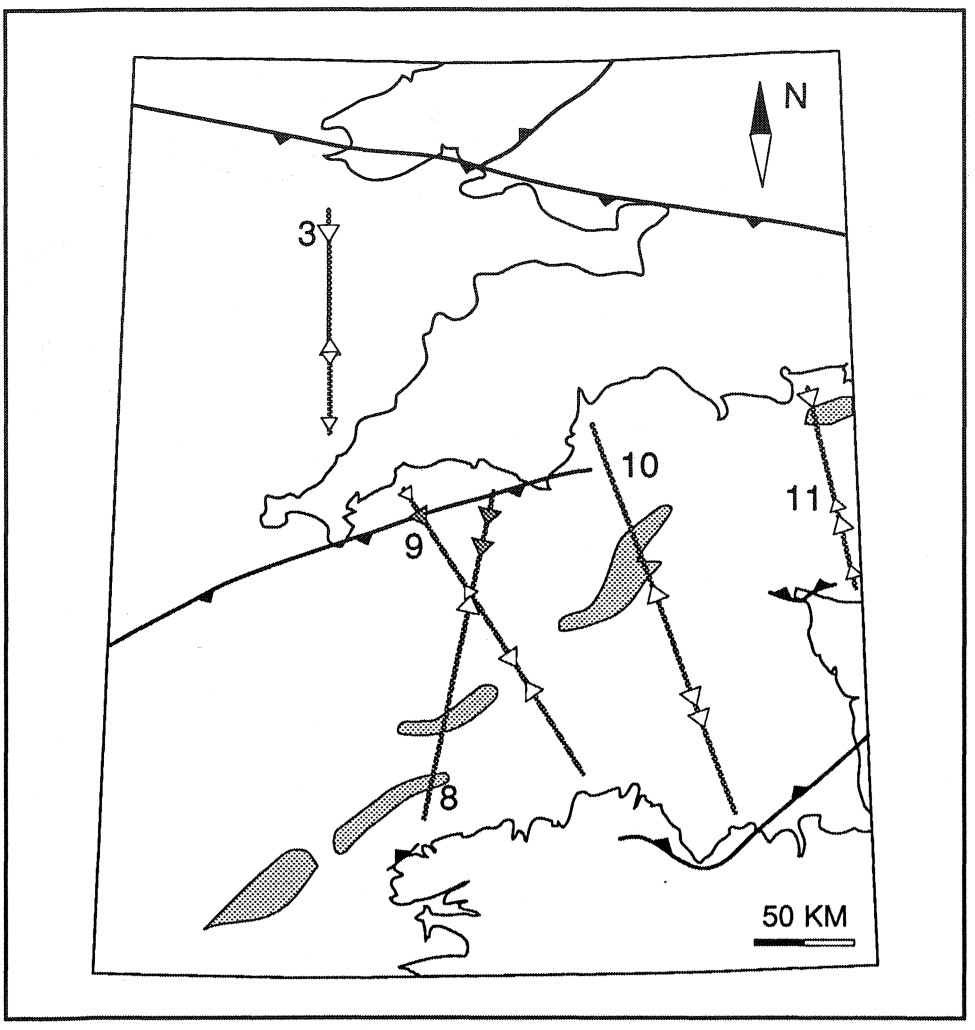


Figure 10 Carte de localisation des réflexions profondes des profils SWAT étudiés. Les flèches donnent l'emplacement et le pendage des alignements de réflexions lorsqu'ils recoupent le Moho. La taille de la flèche donne une indication de l'importance de l'alignement de réflexions.



anomalies magnétiques

passage de réflexion pentée crustale à 15 km de profondeur

passage de réflexion pentée mantellique à 15 km de profondeur

Figure 11 Carte de localisation des réflexions pentées profondes à 15 km de profondeur. Les flèches donnent l'emplacement et le pendage des alignements de réflexions crustales (en noir) ou crustales et mantelliques (en blanc). La taille de la flèche donne une indication de l'importance de l'alignement de réflexions.

- les réflexions correspondent à une structure tectonique ancienne sur laquelle le Moho (et la croûte réflective), dont le tracé est vraisemblablement récent puisque globalement rectiligne, s'est surimposé sans l'affecter;

- les réflexions représentent une structure tectonique postérieure à la mise en place de la croûte inférieure et du Moho, et dont le jeu n'est pas remarquable à l'échelle du profil.

4.1. Les réflexions pentées ne proviennent pas de zones structurées

Dans ce cas, le problème est de trouver une autre explication pour ces objets : contrastes de lithologie, différenciations métamorphiques, intrusions magmatiques ? Il reste que ces objets sont pentés, et que cette géométrie parait difficile à obtenir en dehors d'un épisode de structuration de la croûte. Nous favoriserons donc les hypothèses faisant des réflecteurs pentés des structures tectoniques.

4.2. Les réflexions pentées sont des objets anciens

Cette hypothèse est envisageable au moins pour les profils 8 et 10, sur lesquels les réflexions apparaissent en deux endroits où l'existence de sutures cadomienne (SWAT 10) et dévonienne (SWAT 8) est postulée (Fig.6). Il est plus difficile de l'appliquer à SWAT 3 : la suture calédonienne du Iapetus, dont le pendage concorde avec celui des réflexions mantelliques (Freeman et al., 1988), se situe à plusieurs centaines de kilomètres au nord (Fig.6), et c'est le front calédonien que l'on s'attendrait (éventuellement) à rencontrer sur SWAT 3, c'est-à-dire une structuration plus superficielle.

Dans le cas de SWAT 8 et SWAT 10, les alignements de réflexions pentées crustales et mantelliques correspondraient donc à des chevauchements "lithosphériques", au niveau desquels du matériel océanique pourrait être conservé. On sait qu'au nord de SWAT 8, dans le prolongement des structures pentées du profil, existe un chevauchement auquel est associé du matériel ophiolitique (Fig.6). Dans le cas de SWAT 10, l'existence de matériel océanique avait été suspectée en raison de la présence d'une importante anomalie magnétique (Fig.6); cependant cette anomalie n'est pas localisée au droit des structures profondes observées sur SWAT 10 (Fig.10 et 11), et on ne peut donc affirmer que celles-ci contiennent bien des reliques de matériel océanique.
La présence de matériel océanique serait pourtant une explication intéressante pour justifier la persistance de ces structures dans le temps : il est sans doute plus difficile de résorber le contraste d'impédance dû à la différence de composition chimique entre ce matériel et une croûte continentale, que celui issu d'une zone cisaillée mettant en contact deux croûtes relativement semblables.

Interpréter les structures pentées comme des chevauchements anciens pose cependant un problème : si la croûte a été épaissie par le biais de ces chevauchements, ce dont pourraient témoigner différents granites, elle ne l'est plus actuellement; il faut donc que le mécanisme de désépaississement de la croûte (auquel il

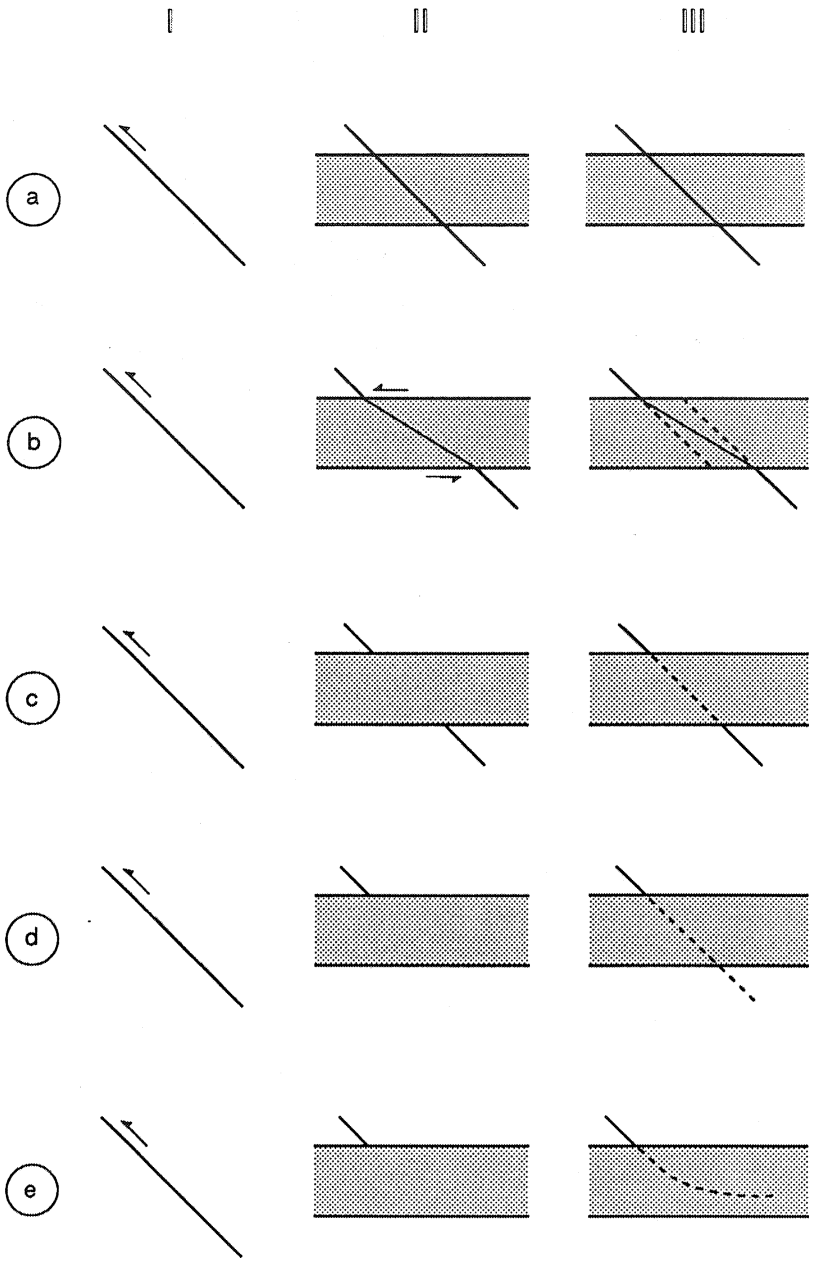


Figure 12 Illustration schématique des différents modes de mise en place des structures de la croûte et du manteau.
Stade I Mise en place d'une structure compressive.
Stade II Mise en place de la croûte inférieure réflective.
Stade III Episode de réactivation (en extension ou en compression).

faut peut-être ajouter la mise en place des réflecteurs de la croûte inférieure) ait respecté l'existence et la géométrie des structures compressives, et ce à travers la croûte et le manteau (Fig.12a, stades I et II). En outre, les décalages en sens normal du Moho ne peuvent être expliqués à l'aide de cette seule hypothèse.

Trois mécanismes (ou leur combinaison) peuvent être responsables de la remise à épaisseur constante de la croûte : l'érosion des reliefs accompagnée de la remontée isostasique du Moho, l'extension post-orogénique avec fluage de la croûte inférieure et la transformation chimique de matériel continental en matériel mantellique.
Le premier de ces mécanismes devrait aboutir à un aplatissement des structures pré-existantes, finalement assez peu affectées. L'alignement des parties crustale et mantellique ne devrait pas être perturbé.
L'extension risque de laisser plus de traces sur les objets anciens; l'empreinte sera sans doute d'autant plus forte que la quantité de déformation subie sera grande. Cette déformation étant proportionnelle à l'épaississement initial, on peut imaginer qu'elle sera assez faible à la périphérie de la chaîne. La préservation de l'alignement des structures entre la croûte et le manteau parait néanmoins improbable.
Enfin la transformation de matériel continental en matériel mantellique (si elle est possible) ne devrait pas affecter la partie crustale des structures. La partie mantellique risquerait par contre de disparaître au cours du processus.
Nous noterons au passage qu'une extension qui s'effectuerait selon un axe perpendiculaire à la direction des chevauchements pourrait donner l'impression, sur un profil perpendiculaire à ces derniers, de ne pas les affecter (Fig.13). Cette idée peut avoir son importance si l'on tient compte du fait que les réflexions de la croûte inférieure sont plus longues dans la direction est-ouest (profils WAM, Peddy et al., 1989 et WINCH, Brewer et al., 1984) que dans la direction nord-sud (profils SWAT). Ceci pourrait indiquer, s'il y a eu étirement, que celui-ci a eu lieu selon un axe est-ouest; c'est-à-dire presque perpendiculairement à la direction des chevauchements paléozoïques.

4.3. Les réflexions pentées sont des objets récents

Si l'hypothèse que les réflexions pentées proviennent de structures anciennes est fondée par certains arguments de la géologie régionale, on peut aussi bien, en considérant la netteté avec laquelle les réflexions apparaissent sur les profils, préférer en faire des objets récents. Plus récents, en particulier, que les réflecteurs de la croûte inférieure, qu'ils semblent interrompre sur SWAT 8 voire SWAT 10 (Fig.8).
Si l'on associe la croûte inférieure réflective aux périodes d'extension permo-triasique (post-orogénique - Meissner et Küznir, 1987) ou jurassique (Bois et al., 1988) qui ont suivi l'orogène varisque, il faudrait donc que les structures pentées correspondent à des épisodes de déformation mésozoïque ou cénozoïque.

Quel que soit l'âge adopté pour cette déformation, du fait de l'histoire polyorogénique antérieure de la région, dont on reconnait des traces sur les profils (les réflexions pentées de SWAT 8, ou du moins celles situées dans la croûte supérieure, sont par exemple rattachées sans équivoque à une zone de chevauchements hercyniens - Fig.6 et 14), l'hypothèse d'une réutilisation d'anciens accidents lors d'un

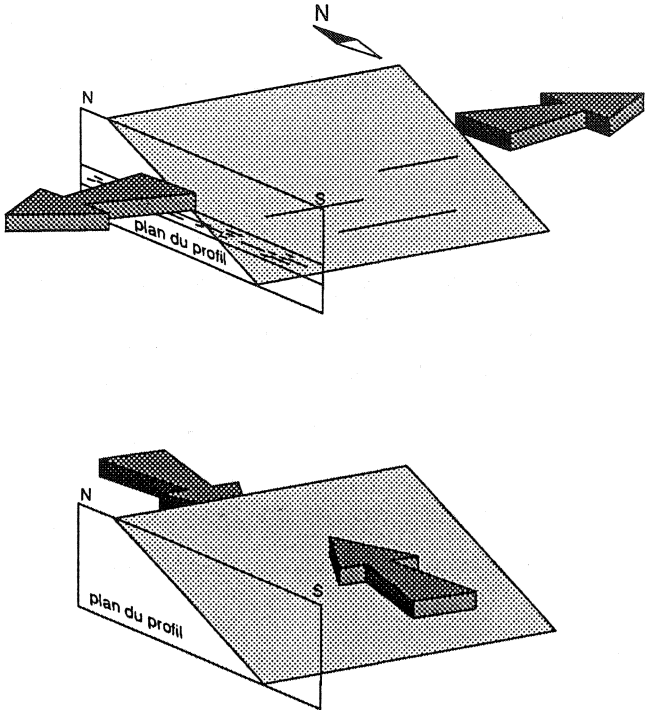


Figure 13 Les relations géométriques entre un chevauchement à vergence nord et une extension (ou un décrochement) orientée selon un axe est-ouest.

épisode de déformation récent peut sembler plus probable que celle d'une néoformation de structures; dans la mesure, bien entendu, où les contraintes sont orientées d'une façon favorable par rapport aux accidents pré-existants.

L'absence de décalage du Moho suggère des mouvements plutôt décrochants ou des mouvements dont le jeu vertical est suffisamment faible pour ne pas être décelable à la base de la croûte. Les limites de ces hypothèses sont dépendantes des propriétés mécaniques de la croûte :

- peut-on réactiver en décrochement un accident dont le pendage est assez plat ? (la pente des structures observées sur les profils migrés dépasse rarement 20°)

- peut-on, lors d'un épisode de déformation d'ampleur modeste, réactiver jusqu'aux structures mantelliques ?

Le rejeu en décrochement d'un accident plutôt plat est improbable, sauf si les contraintes sont très obliques par rapport à la direction de la structure (de 0 à 30° d'écart).

Pour ce qui est de la seconde question, à défaut de disposer d'une véritable réponse, nous pouvons au moins noter l'observation suivante : quelques dizaines ou centaines de mètres de raccourcissement suffisent à créer l'image sismique claire d'un chevauchement affectant toute l'épaisseur d'une croûte océanique (Sibuet et al., 1984). On peut imaginer, dans ces conditions, que l'application de contraintes assez faibles suffira pour réactiver sismiquement des zones déjà structurées.

Si l'on admet la possibilité d'une réactivation, deux cas peuvent être envisagés :

- soit les structures compressives anciennes ont été conservées dans la croûte et le manteau, malgré la mise en place d'objets réflectifs dans la croûte inférieure et le réajustement du Moho (Fig.12a, stades I et II). Les alignements de réflexions correspondraient alors complètement à un objet réactivé, dont ils auraient conservé les dimensions importantes et le tracé rectiligne (Fig.12a, stade III).

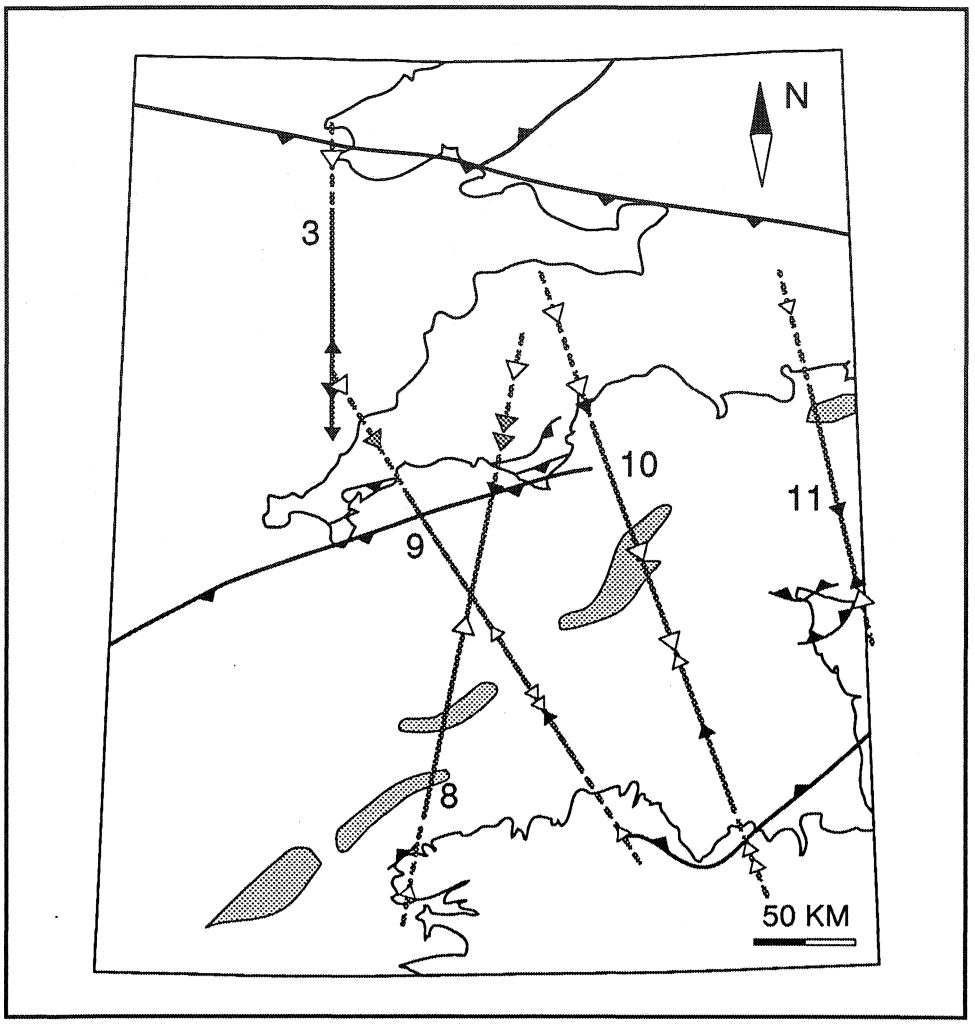
- soit la partie profonde des structures anciennes a été altérée (Fig.12b, stade II) ou effacée (Fig.12cde, stade II) lors de la mise en place de la croûte inférieure. C'est alors la partie supérieure de ces structures qui, réutilisée, pourrait initier la propagation de la déformation dans la croûte inférieure (Fig.12cde, stade III). D'autant plus facilement, peut-être, que la croûte se refroidit depuis le dernier épaississement qu'elle a subi, c'est-à-dire que la transition fragile-ductile s'approfondit. Ainsi, l'âge des réflecteurs formant aujourd'hui, apparemment, une même structure, serait en fait double.

Il est assez difficile, avec cette dernière hypothèse, d'expliquer simplement les réflexions mantelliques qui prolongent les structures crustales :

- sont-elles créées par l'épisode de déformation responsable de la réactivation ? (Fig.12d, stade III)

- représentent-elles la partie mantellique des structures anciennes, préservée lors des événements qui ont affecté la croûte ? (Fig.12c, stade II)

Si la déformation responsable de la réactivation doit être assez faible pour ne pas provoquer d'effets au niveau du Moho, on peut douter qu'elle crée dans le manteau des structures assez importantes pour être visibles en sismique. D'autre part, si les objets mantelliques sont anciens, comment expliquer qu'ils apparaissent dans l'alignement de la structure nouvellement formée dans la croûte inférieure ? Peut-être la



anomalies magnétiques

trace de réflexion pentée crustale en surface

projection de réflexion pentée crustale en surface

projection de réflexion pentée mantellique en surface

Figure 14 *Carte de localisation des réflexions pentées arrivant à la surface (en noir) ou prolongées, en ligne droite, jusqu'à la surface (en blanc). Sous les bassins, la surface correspond au toit du socle.*
Le prolongement des structures pentées jusqu'à la surface (c'est-à-dire la localisation des flèches blanches) est soumis à une incertitude assez importante.

présence, dans la croûte supérieure et le manteau, de deux zones déjà structurées favorise-t-elle la mise en place dans la croûte inférieure d'une zone de déformation située dans leur alignement (Fig.12c, stade III).

4.4. Les mécanismes de réactivation

L'hypothèse d'une réactivation en extension est soutenue par les approfondissements du Moho observés sur SWAT 8, 9 et 10. Si la croûte inférieure est jurassique, l'extension peut dater du Crétacé ou de l'Oligocène; si la croûte inférieure est permo-triasique, l'extension peut aussi être jurassique.
Sur SWAT 8, la zone de Moho profond (P) est située juste à l'aplomb de l'accident (GHJ), au-dessus duquel se trouve le bassin de Plymouth (Fig.24). Cette zone pourrait être regardée comme indicative du (re)jeu normal de l'accident du Lizard. Le profil SWAT 8 fournirait ainsi une image assez proche de celles obtenues à partir de modèles analogiques en extension bicouche (Ballard, 1989 - Fig.15a) ou quadricouche (Beslier, 1990 - Fig.15b), sur lesquels la croûte inférieure est boudinée, et les accidents de la croûte supérieure et du manteau alignés. Mais les mécanismes selon lesquels l'extension, marquée par la mise en place de bassins sédimentaires, a fonctionné, sont encore très discutés (voir le chapitre II). L'hypothèse d'une formation des bassins à la faveur du jeu de failles lithosphériques (Wernicke, 1985), en particulier, est infirmée par différents arguments (Pinet et al., 1987b; Bois et al., 1990a).
Plusieurs points empêchent d'envisager pour les approfondisssements O de SWAT 8, 9 et 10 une explication similaire à celle que nous venons de proposer pour la zone P de SWAT 8 :

- les décalages du Moho ne sont pas clairement associés à des réflexions pentées mantelliques;
- les réflexions crustales pentées n'atteignent pas la surface, surtout dans le cas de SWAT 9;
- il n'existe pas de bassins dans le prolongement de ces réflexions crustales. Sur SWAT 10, les bassins apparaissent dans la moitié nord du profil, où l'on n'observe pas de grandes structures pentées au travers de la croûte; autrement dit, la mise en place des bassins serait indépendante de ces structures crustales.

Les mêmes arguments (absence de bassin, structure pentée mantellique ne remontant pas jusqu'à la surface) valent pour SWAT 3, sur lequel, en outre, le Moho n'est pas décalé.

Il est possible d'envisager un épisode de compression comme éventuel épisode de réactivation. On sait que les compressions autrichienne (ante-Albien) ou pyrénéenne (Eocène-Oligocène), si elles ont provoqué des inversions dans les bassins, sont néanmoins d'ampleur modérée, ce qui est satisfaisant vis-à-vis de l'absence de décalage du Moho; elles ne nécessitent pas la présence de bassins au sommet des structures pentées; elles sont très récentes, c'est-à-dire très probablement plus récentes que la croûte réflective, quelquesoit l'âge de cette dernière. Cependant, elles ne permettent pas d'expliquer les trois "décalages" en sens normal du Moho.

Ces décalages apparemment normaux pourraient enfin traduire un jeu transcurrent, à l'issue duquel deux parties de croûte de profondeurs légèrement différentes se trouveraient face à face. C'est ainsi que se manifeste, sur les profils WIRE, le grand décrochement du Great Glen (Klemperer et al., 1991). Ces jeux

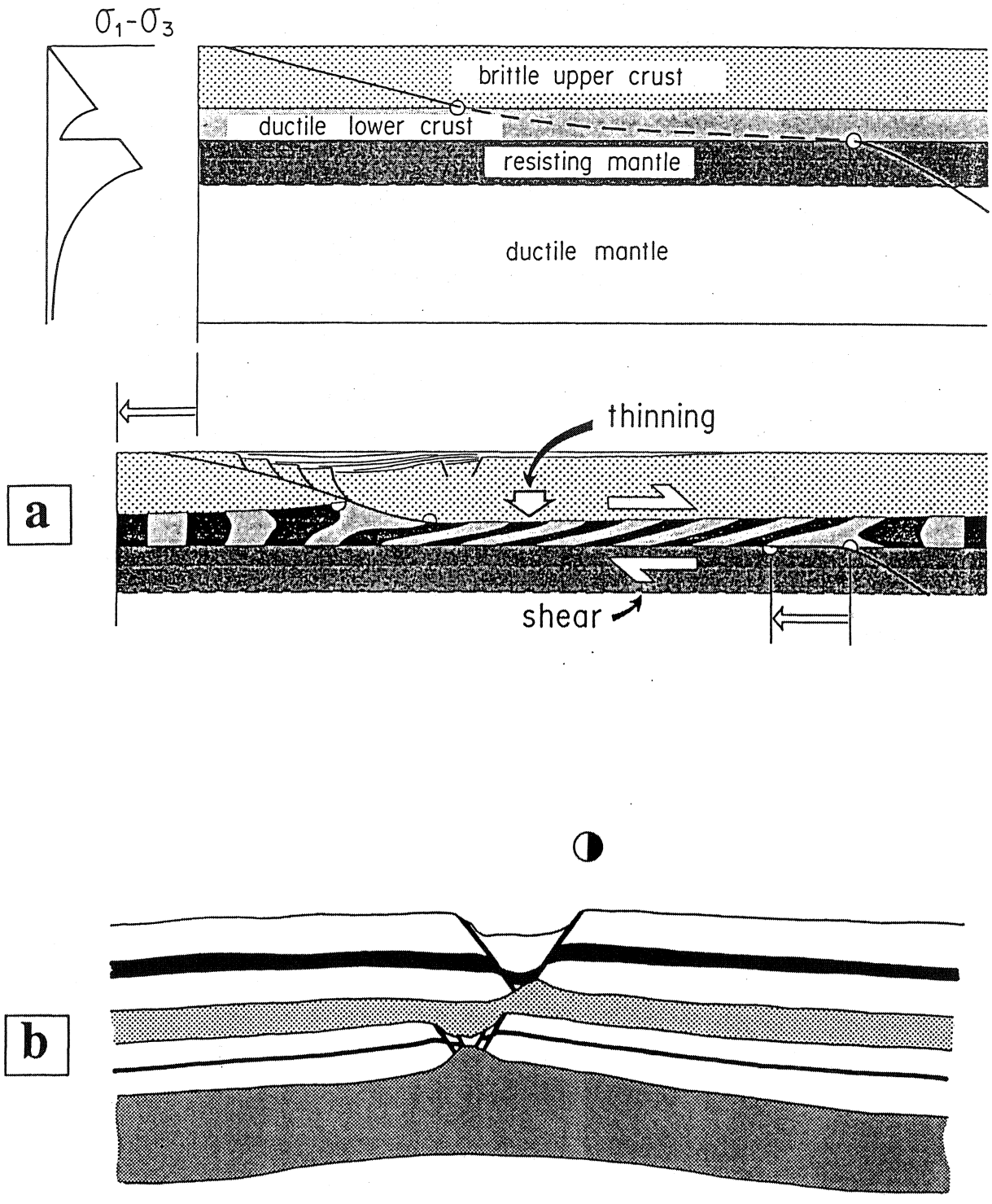


Figure 15 Modèles analogiques en extension.
a) Modèle bicouche sable (croûte supérieure fragile) sur silicone (croûte inférieure ductile). L'accident du manteau contrôlant la mise en place du bassin est modélisé par un tapis roulant (Ballard, 1989).
b) Modèle quadricouche : la croûte supérieure et le manteau supérieur fragiles sont modélisés par du sable, la croûte inférieure ductie par de la silicone et le manteau asthénosphérique par du miel (Beslier, 1990).

pourraient avoir pris place au cours de la déformation éocène, pendant laquelle la zone faillée de l'axe de la Manche enregistrerait un mouvement senestre (Lefort, 1990). Cependant il est difficile d'intégrer les réflexions pentées associées aux zones profondes O dans cette hypothèse.

5. Conclusions

Différents arguments permettent d'appuyer, à défaut de la prouver, l'existence de réflecteurs mantelliques obliques sur les profils migrés SWAT 3, 8 et 10. Certains de ces réflecteurs se prolongent dans la croûte ou sont disposés dans le prolongement d'événements crustaux. Ce cas de figure apparemment peu fréquent est assez surprenant du point de vue mécanique, d'autant que le Moho n'est pas affecté par les alignements de réflecteurs pourtant interprétés comme des structures tectoniques. Le Moho présente pourtant en plusieurs endroits des décalages en sens normal associés à des réflexions crustales pentées. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer ces observations : les réflecteurs pentés représentent des structures compressives anciennes (zones de suture), préservées au travers des événements subis ultérieurement par la croûte; ou bien ils correspondent à une réactivation partielle ou totale de structures anciennes, plus récente que la croûte réflective et le Moho, qu'ils traversent sans toutefois les affecter notablement. Les décalages du Moho ne peuvent tous correspondre à une extension; on peut alors les attribuer à un décrochement ou envisager qu'ils correspondent à un relief du Moho non rééquilibré depuis une époque ancienne.

II. L'APPORT DE LA MIGRATION A LA CONNAISSANCE DE LA GEOLOGIE REGIONALE

Nous avons adopté pour cette partie le principe d'une revue des événements (des plus récents aux plus anciens) qui ont conduit à la formation du domaine Manche-Mer Celtique actuel et dont une trace pouvait apparaitre sur les profils. Dans chaque cas, les faits tirés des profils migrés confirmant ou affaiblissant les hypothèses pré-établies seront discutés.

1. La compression pyrénéenne

Les mouvements de la plaque ibérique, au Crétacé supérieur et à l'Eocène supérieur, soumettent la région à une compression d'axe nord-sud, d'ampleur modérée mais non négligeable : les bassins sédimentaires subissent des inversions, les formations éocènes sont verticales sur l'île de Wight (Anderson et Owen, 1968), et des plis fini-éocènes affectent la croûte océanique à la hauteur de l'Irlande (Masson et Parson, 1983). Le fait que la compression soit sub-méridienne est déterminant : de même qu'au carbonifère (voir le paragraphe sur l'orogène hercynien), elle peut être favorable à une réutilisation des structures d'orientation N60 à N90, créées sous un régime de contraintes comparable lors des orogenèses cadomienne, calédonienne

et varisque. Cet épisode pyrénéen pourrait avoir concouru, par des mouvements compressifs ou transcurrents, à la réactivation des structures crustale et mantellique dont nous avons discuté ci-dessus.

2. Les bassins sédimentaires post-carbonifères

Les migrations que nous avons entreprises visaient plus à restorer la géométrie des événements du socle qu'à fournir de nouveaux arguments sur le mode de formation des bassins. Cependant, deux éléments peuvent intervenir dans cette discussion : la géométrie du Moho et les relations entre réflexions plates de la croûte inférieure et réflexions pentées.

L'étude du chapitre précédent montre que la migration altère peu le tracé du Moho, même sous les bassins. Les mouvements des réflexions occasionnés par la migration et, surtout, le passage en profondeur, ne remettent pas en cause le tracé plutôt rectiligne du Moho; il arrive même que celui-ci soit plus plat à l'issue du traitement (exemple du pointé BIRPS de SWAT 3, Fig.64 Chap.III). Seul SWAT 8 montre une inflexion du Moho, associée aux réflexions pentées situées sous le bassin de Plymouth, qui suggère un (re)jeu en extension de la structure pentée. Il ne peut être question cependant, étant donné l'amplitude restreinte de cette inflexion, d'expliquer la formation de l'ensemble du bassin (qui atteint 9 km de profondeur) par ce moyen.
Les conséquences de l'horizontalité générale du Moho sur le mode de formation des bassins sont évoquées dans le chapitre II : les bassins se sont formés par un mécanisme n'altérant pas le tracé du Moho, ou le Moho s'est repositionné après la mise en place des bassins. Une troisième solution consisterait à prendre en compte le fait que les bassins ont commencé à se mettre en place sur une croûte épaissie (à la fin de l'orogenèse hercynienne).

Les relations entre réflexions pentées et réflexions de la croûte inférieure auraient pu contraindre le mode de formation des bassins si elles avaient permis de préciser l'âge (et la nature) de la croûte inférieure. Nous avons vu que ce n'était pas le cas (paragraphe I.1.); nous ne disposons donc pas de nouveaux arguments pour aborder le problème des bassins.

3. L'orogenèse hercynienne

3.1. La suture du Lizard

La migration des profils SWAT 8 et 9 n'a pas remis en cause l'enracinement mantellique de la suture du Lizard. Les rapports de cette structure du Dévonien supérieur avec la croûte inférieure réflective peuvent soulever quelques problèmes, selon l'interprétation que l'on fait de cette dernière (voir la partie I). La version migrée de SWAT 8 montre clairement que la structure est marquée par deux ensembles de

réflecteurs pentés, séparés par une zone transparente (B, Fig.24). Celle-ci pourrait marquer la présence d'une zone très déformée (et par conséquent moins réflective) ou correspondre à des reliques de matériel océanique, contrastant fortement avec le matériel crustal (d'où les réflexions pentées), mais relativement homogène en lui-même (d'où la transparence).

3.2. Le pop-up de la Manche

L'existence d'une structuration divergente carbonifère a été postulée en Manche par Lefort (1990). Cette proposition est basée sur l'observation, au niveau de plusieurs profils successifs (SWAT 7 à 11), d'accidents à pendages nord au nord de la Manche et à pendage sud au sud de la Manche, attribués à l'hercynien soit par leur émergence à terre (chevauchement du Lizard, Fig.24), soit parcequ'ils recoupent des événements cadomiens (chevauchement de La Hague, Fig.26). La Manche fonctionnerait donc comme un pop-up d'échelle crustale. La trace en plan de ces accident montre en outre qu'ils forment les limites d'un "coin", orienté presque perpendiculairement à l'axe de la compression hercynienne, ce qui doit favoriser son extrusion vers l'ouest (Fig.16).

La migration des profils incite à aménager cette proposition :

- la chronologie observée sur SWAT 9 entre le chevauchement de La Hague (H, Fig.25) et les réflecteurs à pendage sud attribués au cadomien (G, Fig.25) est inversée, c'est-à-dire que l'objet varisque se trouve recoupé par un objet cadomien;

- dans la moitié sud de SWAT 10, les relations entre le chevauchement de La Hague (S, Fig.26) et les structures à pendage sud cadomiennes sont moins claires après la migration (l'objet S est recoupé par des reflexions à pendage sud - voir aussi la figure 71c du Chap.III), même si une inversion de chronologie ne peut être soutenue.

Ces observations, si elles affaiblissent deux arguments initialement en faveur du modèle, ne suffisent pas à le remettre en cause car il est étayé à l'ouest par l'existence de deux accidents divergents connus à terre (le chevauchement du Lizard et le chevauchement du nord du Léon - Fig.6), et, à l'est, par le profil SWAT 11, sur lequel l'enracinement du Lizard et le chevauchement de La Hague, de pendages opposés, se voient assez nettement (Fig.27).

D'autre part, SWAT 8 ne montre pas, avant ou après migration, l'alignement de réflecteurs (hercyniens) à pendage nord qui apparait très clairement sur SWAT 9 (H, Fig.25), 10 (S, Fig.26) et 11 (E, Fig.27). Il est possible que l'orientation de ce profil, moins perpendiculaire sur les directions structurales de la région, explique cette absence. On remarquera par contre, plus au nord, juste "au-dessus" du Lizard, un événement à pendage nord très énergique (Q, Fig.24) dont on ignore l'origine.

Une autre organisation en pop-up existe en Mer Celtique : SWAT 3 recoupe le prolongement du bassin carbonifère de Bude (Fig.23), dont l'étude de terrain montre clairement la disposition en éventail. Peut-être le flanc sud du pop-up était-il calédonien au départ, étant donné sa situation dans le prolongement d'autres réflecteurs à pendage nord, que l'on peut attribuer au calédonien (Fig.23). La migration n'apporte rien de

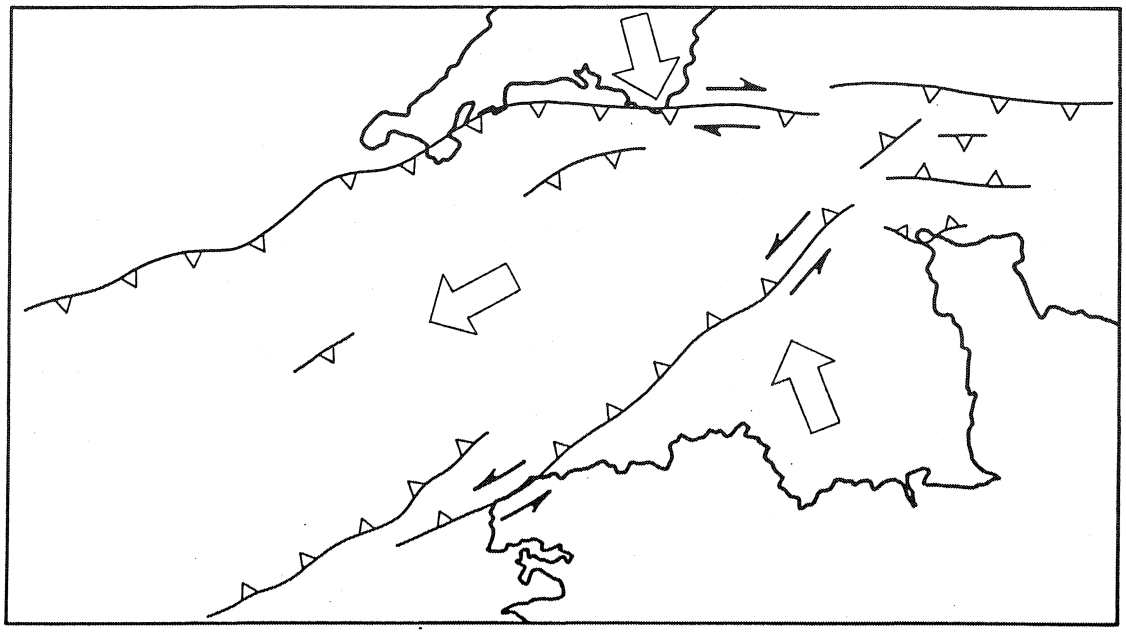


Figure 16 *La Manche forme un coin de croûte extrudé vers l'ouest pendant la compression hercynienne (Lefort, 1990).*

nouveau dans ce problème, les réflexions mises en jeu étant trop superficielles pour être sensiblement modifiées.

Les chronologies "incohérentes" apparaissant sur certains profils migrés (SWAT 10) entre réflexions à pendage sud et réflexions à pendage nord peuvent s'expliquer par la possibilité que des accidents cadomiens aient rejoué à l'hercynien (on sait par exemple que les chevauchements cadomiens de la Baie de Saint-Brieuc affectent des formations paléozoïques (Lefort et Bardy 1987)).
De la même façon, au sud de SWAT 10, les pendages nord des corps magnétiques rapportés à des objets cadomiens s'expliqueraient par leur implication dans des accidents hercyniens à vergence sud. Ceux-ci correspondent peut-être aux quelques réflecteurs à pendage nord visibles près de la surface au sud de SWAT 10.

3.3. Une transversale de la chaîne hercynienne

Par comparaison avec le profil ECORS Nord de la France, un profil nord-sud effectué au travers de la Mer Celtique et de la Manche donne une coupe inhabituelle de la chaîne hercynienne : alors que sur le profil Nord de la France les accidents hercyniens s'aplatissent des zones internes vers les zones externes de la chaîne, pour aboutir à une tectonique pelliculaire de type thin-skin sur l'avant-pays précambrien, les pendages des accidents attribués à l'hercynien sur les profils SWAT ne montrent pas cette évolution, ils restent raides même au niveau du front. Bien entendu cet aspect n'est pas modifié par la migration : les pendages qui étaient redressés le demeurent, et on n'observe toujours pas d'évolution de leurs valeurs du sud vers le nord (on remarquera néanmoins que l'accident H sur SWAT 3 (Fig.23) tend à s'horizontaliser vers la surface).
Nous avons déjà mentionné que ce comportement, en accord avec la présence de structures hercyniennes en klippe au nord du "front varisque", et avec l'observation récente sur les profils WIRE, d'accidents hercyniens localisés bien au-delà du front (Klemperer et al.,1991), suggère que le front réel de déformation de la chaîne (zone de type thin-skin) est situé au nord de sa trace actuelle. L'accident du profil WIRE est déjà plus plat (une dizaine de degrés de pendage) que ceux situés plus au sud, sur les profils SWAT (leur pendage est de 20° en général - voir ci-dessous). Cette explication n'efface pas la contradiction apparue entre les interprétations de terrain voisines des profils SWAT, qui prédisaient en Angleterre une déformation en thin-skin et les structures plutôt redressées observées sur les profils.

La situation du profil SWAT 10 dans un domaine cadomien au sud et hercynien au nord était favorable à la mise en évidence de propriétés différentes des structures réflectives de chaque orogène. Le profil, en effet, peut être scindé en deux parties dont les faciès sont nettement dissemblables : réflexions pentées dominantes, croûte réflective épaisse, absence de bassins au sud; peu de réflexions pentées, croûte réflective d'épaisseur normale et présence de bassins au nord. Les pendages des structures pentées sont eux mêmes différents. Au nord, les deux groupes de réflexions pentées de la croûte inférieure (événements M et L, Fig.26) pendent de 20° environ; au sud, deux familles semblent coexister : deux ensembles assez redressés

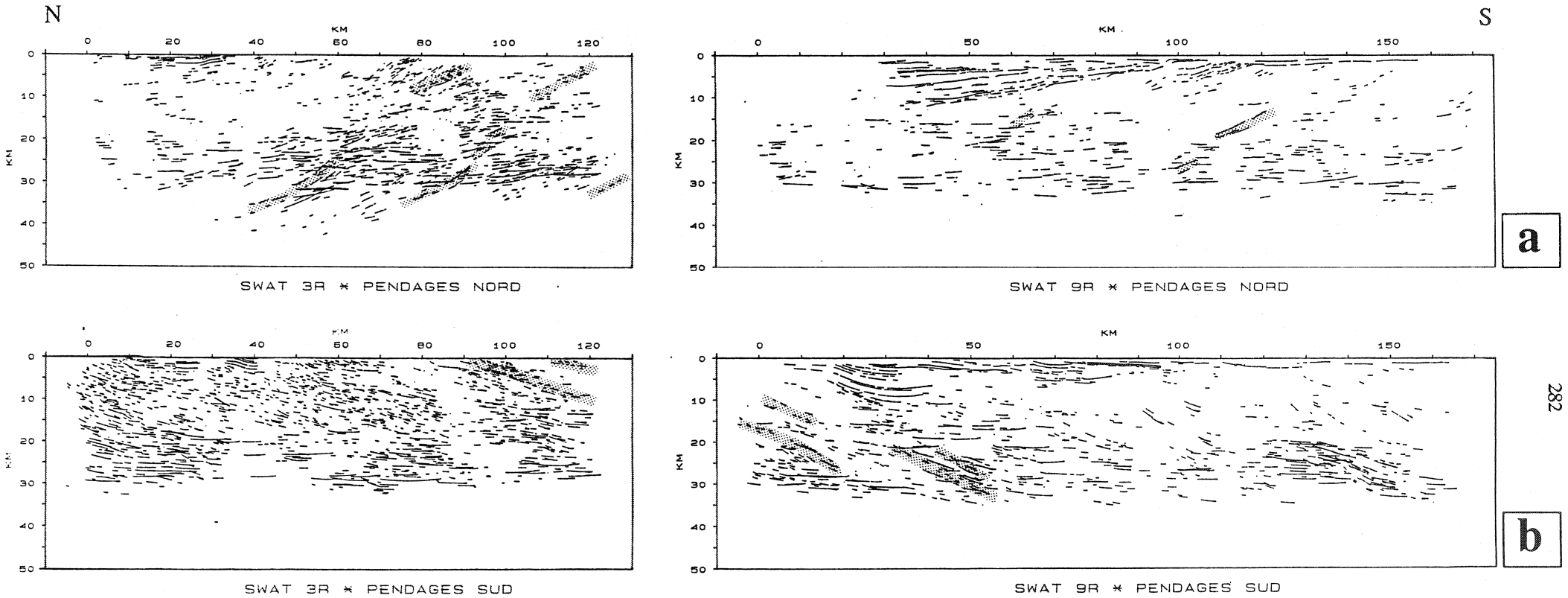


Figure 17 *Représentation des profils SWAT 3 et SWAT 9 en deux ensembles de réflexions.*
a) Réflexions à pendage sud.
b) Réflexions à pendage nord.

(25-30°) (N et Q, Fig.26) encadrent quelques alignements dont la pente n'excède pas 15° (P, Fig.26). Des pendages (vers le sud) d'une vingtaine de degrés se retrouvent sur SWAT 8, SWAT 9 et SWAT 3. Ils pourraient être caractéristiques de la déformation hercynienne dans le domaine qui nous occupe. Deux réserves doivent être émises : les objets pentés "calédoniens" de SWAT 3 (D, M, L et K, Fig.23) et cadomiens du sud de SWAT 10 (J, Fig.26) présentent également ce pendage, alors que le chevauchement hercynien du milieu de SWAT 10 (S) est plus raide (25°). Il faut donc manipuler avec précaution l'idée de pendage typique d'un épisode orogénique.

Il pourrait exister d'autres moyens de différencier la croûte cadomienne de la croûte hercynienne, si l'épaisseur, le flux de chaleur, la répartition de la réflectivité avec la profondeur, peuvent réellement être corrélés avec l'âge de la croûte (Wever et al., 1987; Meissner et al., 1987).

4. L'orogenèse calédonienne

Le pointé ECORS du profil SWAT 3 montre, même après migration, des réflexions profondes à pendage nord (D, et E, Fig.23) que leur orientation comparable à celle de la suture du Iapetus reconnue plus au nord, permet de considérer comme des objets calédoniens (Bois et al., 1990f). Ces réflexions se prolongent dans la croûte supérieure (M, L et K, Fig.23) où elles semblent, sur la coupe-temps, être recoupées par les structures à pendage sud attribuées à l'hercynien.

Cette chronologie n'est pas modifiée par la migration (G et H recoupent L et K sur la figure 23), qui confirme donc l'âge ante-hercynien de ces objets. Cependant, la profondeur à laquelle ils apparaissent, ajoutée à leur situation très en avant du front calédonien défini en Grande-Bretagne (voir la localisation des réflexions à pendage nord de SWAT 3 sur la figure 10) posent un problème important : à quelle partie de la chaîne calédonienne ces structures appartiendraient-elles ? En outre, si de tels accidents existent bien, on devrait les voir émerger en Manche. Or il y a très peu de pendages nord en Manche d'une façon générale et aucun, sur SWAT 9, qui prolonge SWAT 3 en Manche, qui puisse poursuivre en particulier ces événements "calédoniens" (Fig.17).

Nous avons déjà indiqué que l'attribution des réflexions profondes à de véritables objets mantelliques était moins satisfaisante pour SWAT 3 que pour SWAT 8 ou SWAT 10. Le fait que, sur la version de SWAT 3 pointée par l'équipe BIRPS, les réflexions mantelliques disparaissent presque totalement après migration suggère que l'essentiel de ces réflexions correspond à des diffractions.

On ne peut cependant, même en doutant de la réalité des réflecteurs mantelliques, ignorer totalement la présence de réflexions profondes à pendage nord sur SWAT 3. Il faut donc justifier la présence de structures à pendage nord atteignant la base de la croûte, et situées à 50 km en avant du front calédonien (Fig.6 et Fig.10).

Deux explications peuvent être fournies pour ces objets :

- ce sont bien des événements calédoniens, mais leur prolongement vers le sud a été décalé par la fermeture du Lizard, au dévonien supérieur. Si le domaine océanique du Lizard s'est refermé en biais, la

partie supérieure des accidents calédoniens a pu être translatée vers l'ouest. Cette hypothèse n'explique pas la profondeur à laquelle on trouve ces objets. De plus, on devrait retrouver des traces des accidents calédoniens décalés sur SWAT 6, situé à 150 km à l'ouest de SWAT 3, et ce profil ne montre pas plus d'événements à pendage nord que SWAT 8 ou SWAT 9 (De Chassy et al., 1990);

- ce sont des structures formées au moment de la tectonique hercynienne, sur le modèle des "crocodiles" de Meissner (1989), en réaction peut-être à l'épaississement de la croûte postulé par Le Gall (1990) (Fig.4). Cette hypothèse se heurte au fait que les crocodiles, d'après Meissner, apparaissent plutôt dans une croûte sans lamellae (réflecteurs subhorizontaux de la croûte inférieure), c'est-à-dire une croûte dépourvue du canal ductile auquel cet auteur assimile la croûte inférieure réflective.

5. L'orogénèse cadomienne

Le pendage sud habituellement admis, sur la base d'arguments géophysiques, pétrologiques et géochimiques, pour la subduction ayant précédé l'orogénèse cadomienne (Auvray et Lefort, 1980) est à l'opposé du sens des structures que l'on peut observer sur le terrain dans le Trégor et dans la région de la Baie de Saint-Brieuc (Balé, 1986). Considérant les accidents reconnus à terre comme majeurs, Brun et Balé (1990) ont proposé de localiser au sein de ces structures la trace d'une subduction à pendage nord, c'est-à-dire inverse de celle définie précédemment.

Les arguments en faveur ou en défaveur de ces deux hypothèses sont les suivants (Auvray, 1990 - Tab.1).

SUBDUCTION	POUR	CONTRE
vers le sud (Auvray et Lefort, 1980)	* zonation géochimique * anomalie magnétique * déformation à vergence nord dans le Cotentin	* structures antithétiques
vers le nord (Brun et Balé, 1990)	* structuration synthétique en Baie de Saint-Brieuc * déplacement du Léon	* chronologie entre l'âge de la subduction (620 ma) et celui du domaine océanique (600 ma)

Tableau 1 Rappel des arguments permettant de proposer deux sens de subduction différents (d'après Auvray, 1990).

Parmi ces arguments, l'hypothèse que le Léon, du fait de ses caractères tectonométamorphiques, est originaire du domaine varisque sud armoricain (Paquette et al., 1987) nous parait importante. En effet,

l'existence de la subduction cadomienne à vergence nord est démontrée sur la base d'une géométrie actuelle du domaine cadomien, et le déplacement du Léon après la structuration cadomienne (avant le Carbonifère) aurait pour conséquence d'offrir aujourd'hui une image inexacte de la chaîne cadomienne. Dans le même esprit, la possibilité que la Manche représente un "coin", extrudé vers l'ouest pendant l'hercynien, le long de chevauchements à composantes décrochantes dextre au nord et senestre au sud (Lefort, 1990) pourrait signifier que les relations entre les différents constituants de la chaîne n'étaient pas, à l'époque cadomienne, celles que l'on observe à présent.

Nous verrons, dans la suite du texte, l'importance que l'on peut accorder à ces faits.

5.1. Le sens de la subduction

La moitié sud du profil SWAT 10 est remarquable par les grands événements à pendage sud qui la traversent et qui, même après migration, se poursuivent dans le manteau supérieur (objets F,G et H, Fig.26). Ces événements sont accompagnés d'une population de réflecteurs subhorizontaux que l'on n'observe, à cette faible profondeur, que sur le profil SWAT 11.

Dans le contexte géologique régional du profil, il est tentant d'interpréter les alignements à pendage sud comme une trace de la suturation cadomienne (Fig.18a), et donc de favoriser l'hypothèse d'une subduction vers le sud (Bardy, 1988; Lefort, 1990). D'autant plus qu'un accident à pendage nord (accident La Hague-Les Abers - S, Fig.26) semble recouper ces grands alignements, et qu'il est possible d'attribuer à cet accident un âge hercynien (Lefort, 1990).
Dans l'hypothèse d'une subduction à pendage nord, les accidents à pendage sud de SWAT 10 sont interprétés comme des chevauchements hercyniens (Fig.18b), et la structure à pendage nord qui les recoupe apparemment, comme un chevauchement cadomien décalé par le décrochement du Léon (Brun et Balé, 1990). L'âge hercynien des réflecteurs à pendage sud serait soutenu par le fait qu'ils interrompent des événements cadomiens, marqués par les réflecteurs à pendage nord les plus méridionaux du profil.
En effet, les réflecteurs à pendage nord situés dans la croûte supérieure à l'extrémité sud du profil, sont les seuls à être interprétés de façon identique dans les deux hypothèses : ils représentent le prolongement des accidents décrochevauchants cadomiens décrits à terre (Fig.9a, chap.II - Lefort et Bardy, 1987; Brun et Balé, 1990). La migration modifie légèrement le pendage de ces réflecteurs, bien qu'ils soient peu profonds, et décale leur arrivée en surface de quelques kilomètres vers le nord; ceci n'empêche pas qu'ils correspondent bien, en Baie de Saint-Brieuc, avec des chevauchements connus (Fig.14), dont celui de la Baie de La Fresnaye.

L'hypothèse d'une subduction à vergence nord peut être discutée pour deux raisons :

- le tracé de la faille du Léon : les informations sur ce tracé sont encore peu nombreuses, en mer particulièrement. Sur le profil SWAT 10 qu'il traverserait, cet accident n'est pas notable. Bien sûr les accidents redressés ne se voient pas en sismique réflexion, mais ils se traduisent souvent, soit par

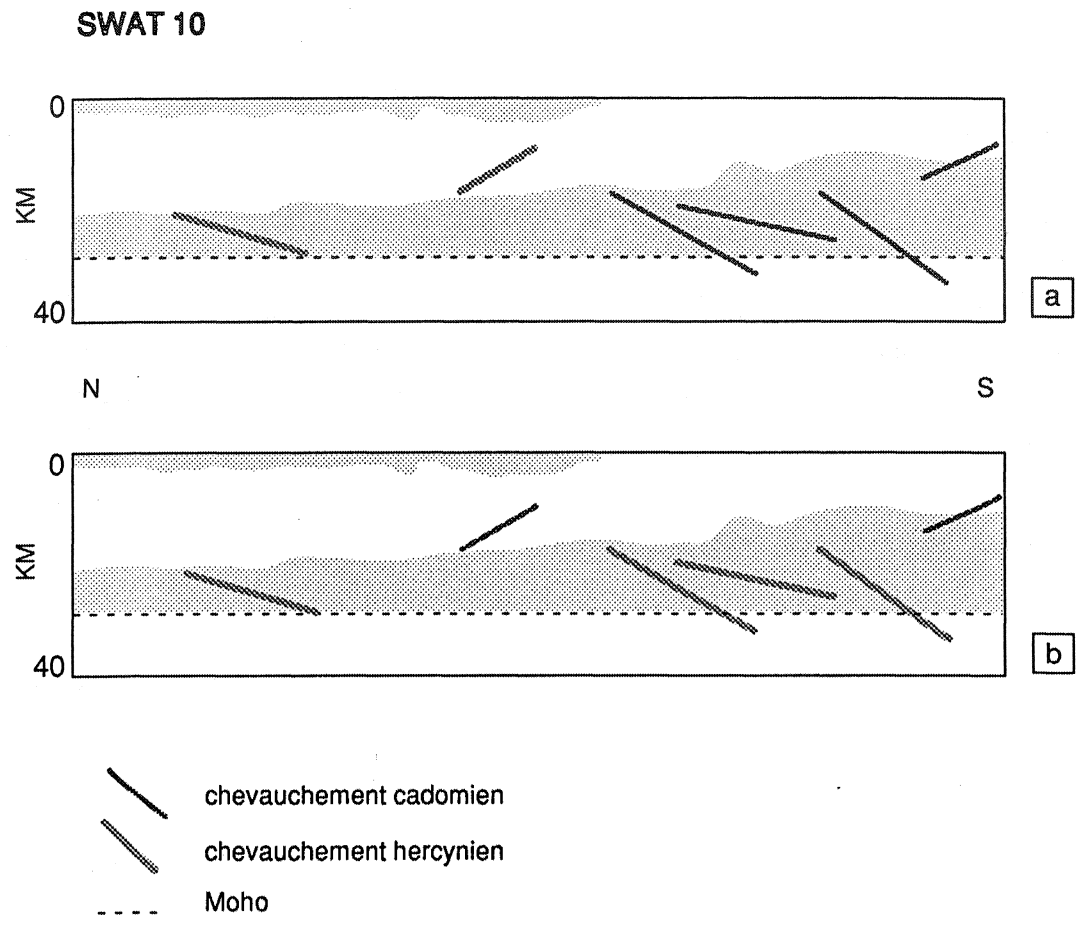


Figure 18 Deux interprétations du profil SWAT 10.
a) Dans le contexte d'une subduction cadomienne vers le sud (d'après Lefort, 1990).
b) Dans le contexte d'une subduction cadomienne vers le nord (d'après Brun et Balé, 1990).

l'interruption de réflecteurs, soit par une perturbation des données profondes à leur aplomb : la coupe-temps du profil SWAT 8 donne deux exemples spectaculaires de ce type de manifestation, aux environs des kilomètres 95 (faille médio-Manche) et 160 (faille Aurigny-Ouessant). Si la faille du Léon accomode 200 km de déplacement, il serait raisonnable d'en voir des traces, directes ou indirectes, sur les profils. Enfin, cette direction d'accident n'est pas fréquente dans la région.

- l'âge hercynien des réflecteurs à pendage sud : sur le profil SWAT 10 migré, les réflecteurs cadomiens à pendage nord (J) de la partie méridionale sont toujours recoupés par les accidents à pendage sud (hercyniens dans cette hypothèse), ce qui ne remet pas en cause la "chronologie" proposée entre événements cadomiens et événements hercyniens. Mais le fait que les réflecteurs à pendage sud soient effectivement hercyniens n'est pas satisfaisant du point de vue de la géologie régionale : la structuration hercynienne reconnue à terre à hauteur du profil se fait vers le sud, elle est de faible ampleur (grands plis parfois sans schistosité), et la déformation tangentielle est très localisée (voir Chap.I).

Nous avons vu qu'il était difficile de tenir compte du possible mouvement du Léon dans l'histoire cadomienne. De la même façon, le décalage éventuellement imposé aux structures cadomiennes par l'extrusion hercynienne peut sans doute être ignoré, car la composante dextre enregistrée sur le chevauchement du Lizard, qui formerait la bordure nord du coin expulsé, n'est pas importante (Sanderson, 1984).

C'est pourquoi nous privilégions l'idée que les structures observées au sud de SWAT 10 sont la trace d'événements cadomiens, et qu'ils sont associés, par conséquent, à une subduction à pendage sud.

5.2. Blocs basculés ou écailles ?

Dans le cadre d'une subduction cadomienne vers le sud, deux hypothèses ont été proposées pour expliquer l'image donnée par SWAT 10 (Lefort, 1990). Les structures à pendage sud pourraient représenter :

- des écaillages synthétiques de la subduction, appartenant à la marge active du continent cadomien armoricain (Fig.19a),

- des blocs basculés, appartenant à la marge passive du continent précambrien britannique, et chevauchés par la croûte du continent armoricain (Fig.19b).

La migration tend à effacer les bombements dessinés sur la coupe-temps, au sommet de certains alignements de réflecteurs pentés. Ces bombements étaient considérés comme un argument en faveur de la présence d'écailles. Au contraire, la crête dessinée par les réflecteurs lorsqu'ils sont migrés (U, Fig.26) plaide en faveur d'un sommet de bloc basculé. Cependant, cette hypothèse ne nous satisfait pas pour les raisons suivantes :

- la croûte possiblement affectée par ces blocs ne s'amincit pas vers le sud comme on pourrait s'y attendre.

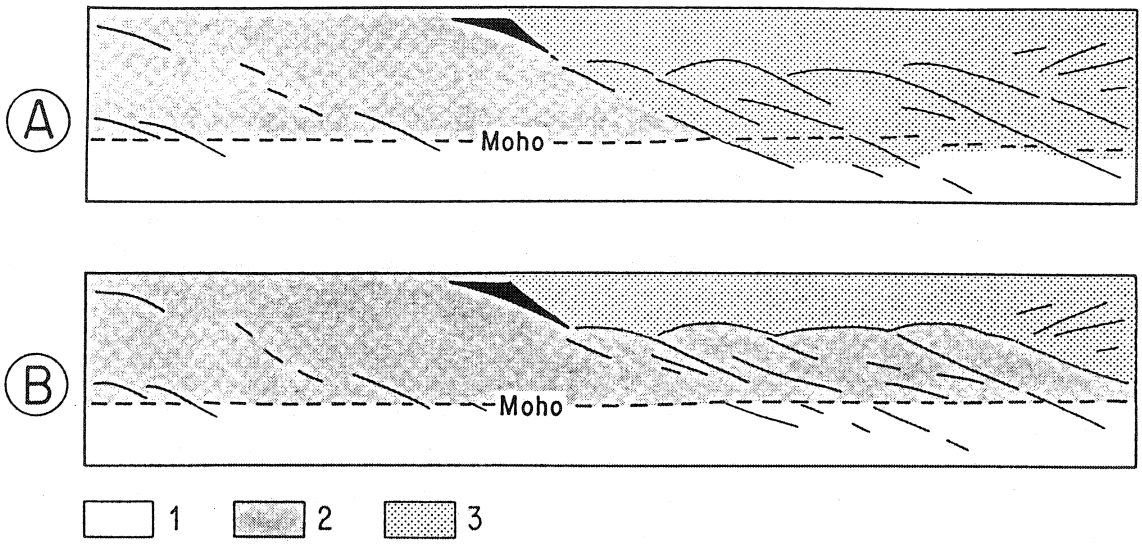


Figure 19 Deux interprétations des réflexions à pendage sud du sud de SWAT 10.
1- ophiolites 2- marge britannique 3- croûte armoricaine.
a) Ecaillages dans la marge active.
b) Blocs basculés dans la marge inactive.

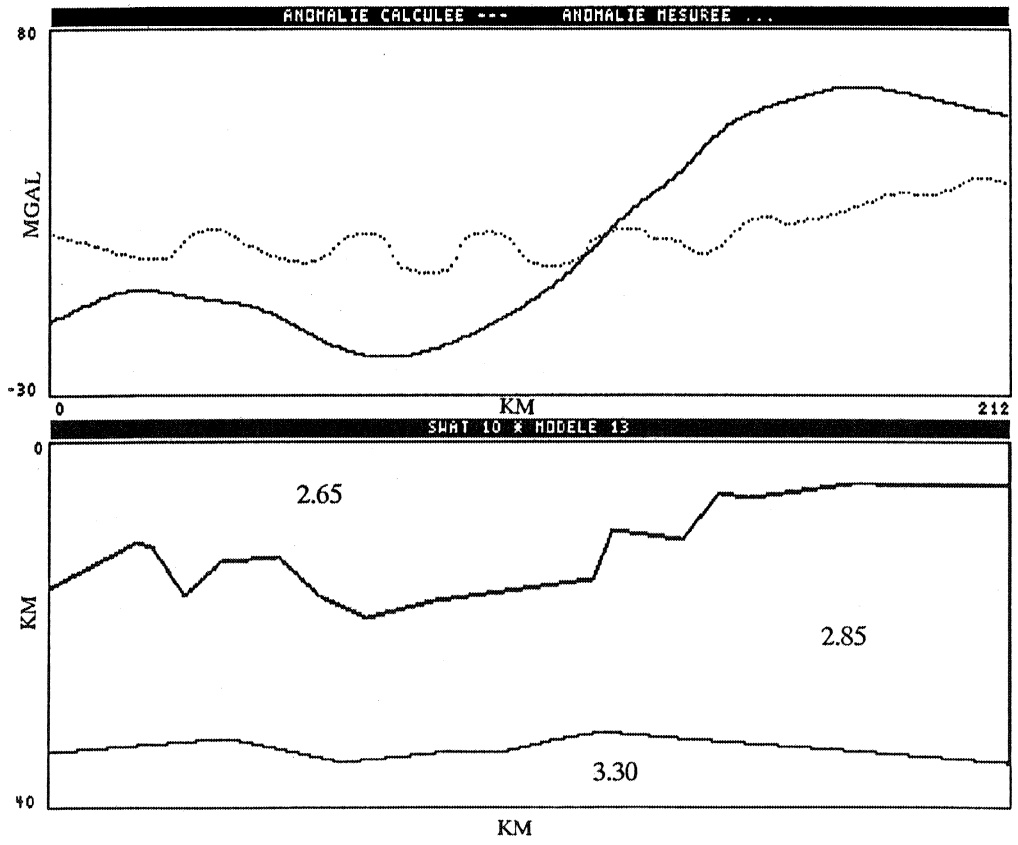


Figure 20 Effet gravimétrique des écailles de matériel lourd au sud de SWAT 10.
L'anomalie créée est d'amplitude régionale.

- le niveau de décollement sur lequel la croûte armoricaine doit chevaucher les blocs n'apparait pas sur le profil. Sur l'exemple de marge précambrienne fossile chevauchée par les Appalaches décrit par Cook et Oliver (1981) et Lillie et Yousuf (1986), ce niveau n'est pas très fortement marqué, mais une série de réflecteurs plats dessine une limite au-dessus de laquelle la réflectivité est pratiquement absente, ce qui n'est pas le cas ici.

- l'attribution des pendages sud à la marge britannique ne résoud pas le problème de l'absence de vergences synthétiques de la subduction dans le bloc armoricain.

En effet, l'un des reproches fait au modèle de la subduction vers le sud (Tab.1) tient à l'absence, en Bretagne nord, de structures synthétiques de la subduction proposée, ce qui serait une configuration inconnue pour une chaîne issue d'une collision. A l'opposé, le fait qu'une structuration antithétique puisse se mettre en place lors de la formation d'une chaîne ne fait actuellement aucun doute. Par conséquent, interpréter les structures de la moitié sud du profil SWAT 10 comme des écailles cadomiennes nous parait le choix le plus raisonnable : les écailles à pendage sud témoignent d'une structuration synthétique liée à la subduction, structuration par ailleurs connue dans le Cotentin (Dissler, 1987), et les accidents à vergence sud décrits en Baie de Saint-Brieuc prennent la valeur, non d'une structuration mineure, mais d'une structuration antithétique.

La coïncidence entre anomalies gravimétriques positives et anomalies magnétiques observée au sud du profil SWAT 10 pouvait dans un premier temps constituer un argument supplémentaire en faveur de la présence d'écailles à cet endroit du profil, le matériel remonté étant à priori plus dense et plus basique que le reste de la croûte supérieure (Lefort 1990).
Notre conclusion est que les anomalies magnétiques et gravimétriques ne correspondent pas aux écailles : les toits des corps magnétiques, reportés sur le profil (Fig.26), sont plus superficiels (2-3 km de profondeur en moyenne d'après les modélisations de Bardy (1988) et Lefort et al. (1990)) que le toit sismique des écailles (6-7 km); la longueur d'onde des anomalies gravimétriques, quant à elle, est trop courte pour pouvoir correspondre aux structures observées sur SWAT 10, lesquelles provoquent, si on fait l'hypothèse qu'elle sont formées de matériel lourd, une anomalie d'ampleur régionale (Fig.20). Anomalies magnétiques et gravimétriques cependant, marquent peut-être les mêmes objets, des intrusions (gabbro-)dioritiques par exemple, dont on sait qu'elles jalonnent le socle cadomien. D'après la relation spatiale existant entre les anomalies et les structures profondes, il n'est pas impossible que la mise en place des ces intrusions ait été contrôlée par les structures profondes.

5.3. Quelques objections au modèle

La croûte située au sud de SWAT 10, si elle est cadomienne, ne possède pas les caractères typiques d'un craton telles qu'elles sont envisagées par Wever et al. (1987) (Fig.15a, Chap.II), c'est-à-dire une épaisseur importante (40 km), un flux de chaleur faible (30 mW/m^2), une réflectivité réduite dans la croûte inférieure :

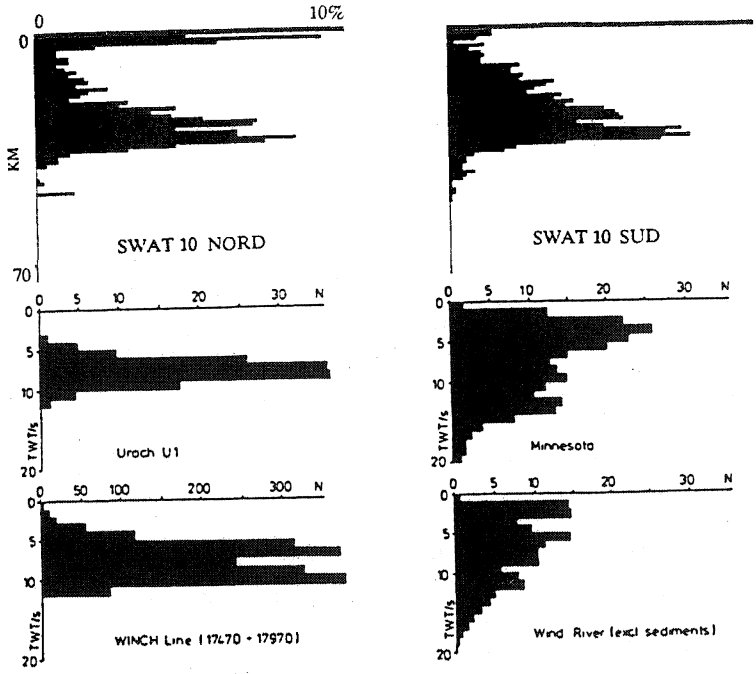


Figure 21 Histogrammes de répartition des réflexions en fonction de la profondeur.
a) Pour les parties nord et sud du profil SWAT 10.
b) Pour une croûte récente (à gauche) et ancienne (à droite) (Wever, 1987).

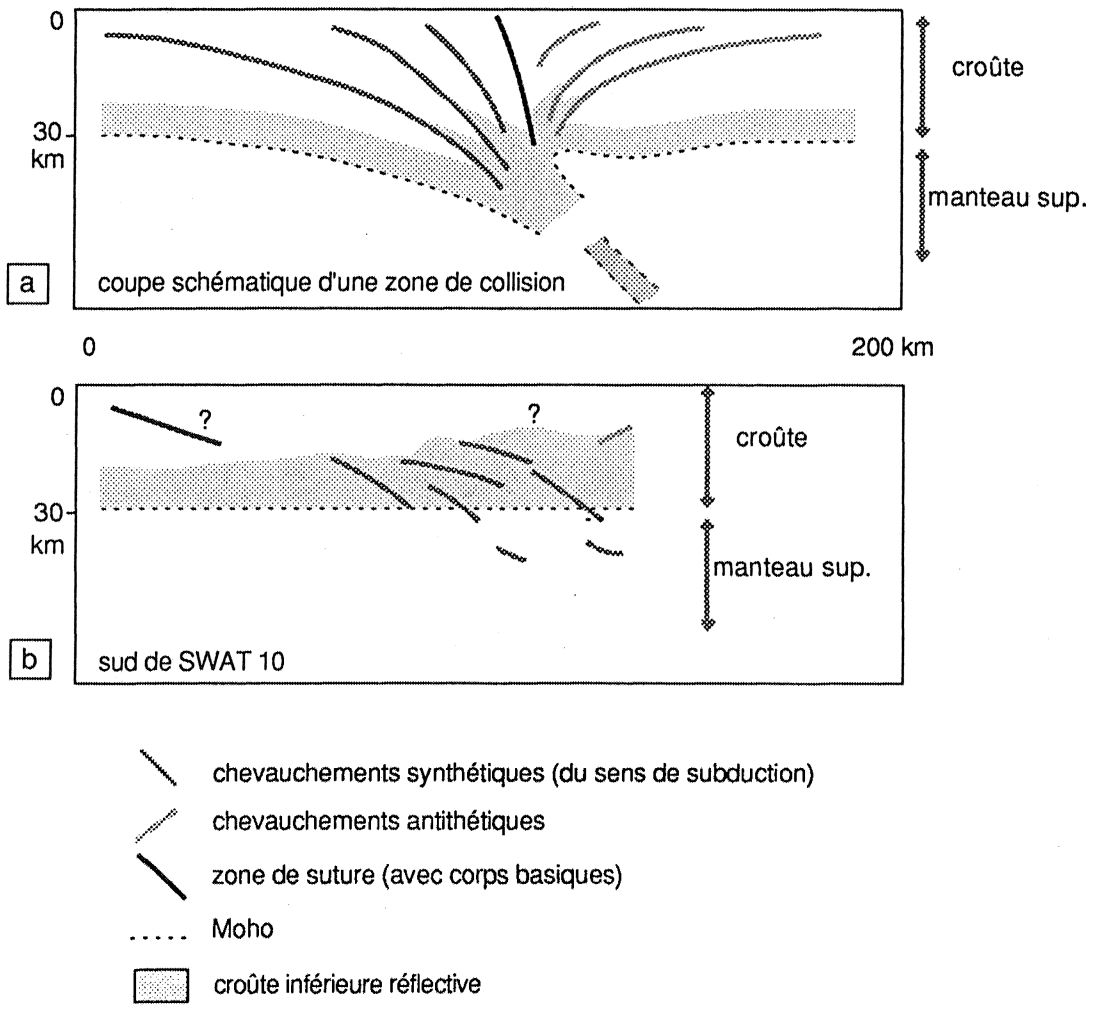


Figure 22 La géométrie du sud de SWAT 10 (b) par comparaison avec une coupe schématique de zone de collision (a).

- l'épaisseur de la croûte au sud de SWAT 10 reste tout à fait dans les valeurs habituelles (environ 30 km);

- les données sur le flux de chaleur sont encore assez peu nombreuses dans le Massif Armoricain (un point pour 1000 km^2 en moyenne) (Vigneresse et al., 1988). Cependant, les valeurs mesurées dans le domaine cadomien ne sont pas particulièrement basses : les plus faibles d'entre elles, obtenues à l'Est de la zone qui nous intéresse, sont de 40 mW/m^2 (se reporter à la carte du flux dressée par Vigneresse et al., 1988);

- quant à la répartition de la réflectivité, l'histogramme de la figure 21a montre qu'elle ne correspond pas à celle de croûtes anciennes sensu Wever et al., où la réflectivité décroit depuis le sommet jusqu'à la base de la croûte (Fig.21b).

En conclusion, les caractéristiques de la croûte cadomienne échantillonnée par le profil SWAT 10 diffèrent peu de celles d'une croûte hercynienne. Ceci pourrait indiquer que l'influence des événements ultérieurs à la structuration cadomienne n'est pas négligeable dans la région étudiée, et que si le "craton" cadomien existe, il faut le chercher plus à l'est.

Une autre objection surgit si on compare le modèle que nous privilégions avec les schémas de chaînes proposés habituellement : le bloc "subductant" est toujours structuré lors de la collision qui suit la subduction (Fig.22); la déformation enregistrée par le bloc sous lequel a lieu la subduction est souvent moins bien exprimée (à l'exception des Pyrénées); enfin les traces de matériel océanique et la suture sont généralement très redressés et localisés entre les deux vergences de la déformation. Il faudrait donc envisager, pour aller dans le sens de ce schéma classique, que les écailles de SWAT 10 appartiennent au bloc britannique et non au domaine armoricain, et que l'emplacement de la suture se trouve au sud des écailles et non au nord (Fig.28).

Dans l'hypothèse où les structures à pendage sud appartiennent bien au domaine armoricain, on peut se demander où sont les traces de la tectonique subie par le continent britannique, alors situé au nord de la suture. Si la partie nord des profils SWAT 8, 9 et 10 échantillonne la croûte de ce continent britannique, il est surprenant, d'après leurs positions relatives au sein de la chaîne, qu'elle n'apparaisse pas plus structurée que celle de son homologue armoricain. Il faut toutefois compter, dans le cas de la chaîne cadomienne, avec les empreintes laissées ultérieurement par d'autres épisodes de déformation. Le domaine "cadomien" britannique a été plus largement affecté que le domaine nord-armoricain, par l'orogenèse varisque en premier lieu, par les phases d'extension ensuite. On pourrait d'ailleurs proposer que certains objets hercyniens représentent des structures cadomiennes réutilisées, puisque les directions des uns et des autres sont proches. La zone de chevauchements du Lizard, en particulier, parcequ'elle est située à proximité du domaine cadomien, se prête à ce type d'hypothèse, qu'il est malheureusement assez difficile de vérifier à partir de la seule sismique. Nous avons fait remarquer plus haut que les accidents hercyniens (même en excluant le Lizard, c'est-à-dire sur SWAT 3 et SWAT 11, par exemple) pouvaient être caractérisés par un pendage d'une vingtaine de degrés. S'il en est ainsi, le Lizard est typiquement hercynien, mais la valeur de cet argument est discutable.

La transformation des coupes-temps non migrées en coupes-profondeurs migrées présente l'avantage que l'on peut positionner sur les profils migrés des objets à leur profondeur réelle et/ou avec leur pendage réel. C'est ce que nous avons fait, sur les figure 23 à 27, pour les corps magnétiques modélisés le long des profils SWAT par Lefort et al. (1990). Pour le profil SWAT 9, le corps magnétique situé au sud du profil a été positionné par extrapolation de deux modélisations effectuées de part et d'autre du profil.

D'une façon générale, les corps magnétiques ainsi modélisés se placent à la limite socle-couverture, à l'exception d'un objet situé dans les sédiments permo-triasiques du bassin de Plymouth, et qui est interprété comme une intrusion, d'âge possiblement triasique. Mais il apparait sur les profils migrés que deux corps rattachés à l'anomalie magnétique de la Manche (au sud de SWAT 8 et SWAT 9, Fig.24b et Fig.25b), c'est-à-dire censée représenter la suture de la subduction cadomienne, sont en fait localisés, vers 3-4 km de profondeur, dans les formations sédimentaires permo-triasiques des bassins situés au sud de la zone faillée médio-Manche. Ces bassins atteignant une épaisseur de 6-7 km, le toit des corps magnétiques ne peut, même en considérant les incertitudes associées à la modélisation, se trouver sous les bassins.

Par conséquent il n'est pas possible que le matériel responsable de ces anomalies soit d'âge cadomien. Il pourrait s'agir du même type de matériel que dans le bassin de Plymouth, dont la mise en place sous la forme d'un dyke plutôt que d'un sill serait contrôlée par une structure ancienne. En effet, l'âge éventuellement permo-triasique du matériel magnétique n'exclut pas que l'alignement qu'il souligne soit ancien. Néanmoins, le fait que l'anomalie magnétique marque la présence d'une suture est moins évidente si on l'attribue à du magmatisme mésozoïque.

Enfin, on peut se demander pourquoi les chevauchements, qu'on les juge cadomiens ou hercyniens, ne se prolongent pas jusqu'à la surface. Il peut s'agir d'une conséquence de la technologie employée pour les profils SWAT : nous avions déjà mentionné, dans le paragraphe 1.1 (partie I) du chapitre III, qu'en favorisant les basses fréquences des réflexions profondes, il était possible que l'on perde de l'information près de la surface. Cela pourrait aussi être le résultat du démembrement, avec le temps, des structures passées dans la partie fragile de la croûte (de la même façon que les lamellae de la croûte inférieure sensu Meissner (1989)). Ou bien traduire le fait que les accidents se redressent en surface (les accidents de la région de Saint-Brieuc, par exemple, sont très redressés).

Ceci dit, deux petits alignements de réflecteurs à pendage nord apparaissent malgré tout dans la croûte tout à fait supérieure, au-dessus des écailles de SWAT 10. Ils semblent, avant et après migration, intersecter les réflecteurs à pendage sud; il s'agit peut-être de structures hercyniennes, ou de cadomiens antithétiques réactivés.

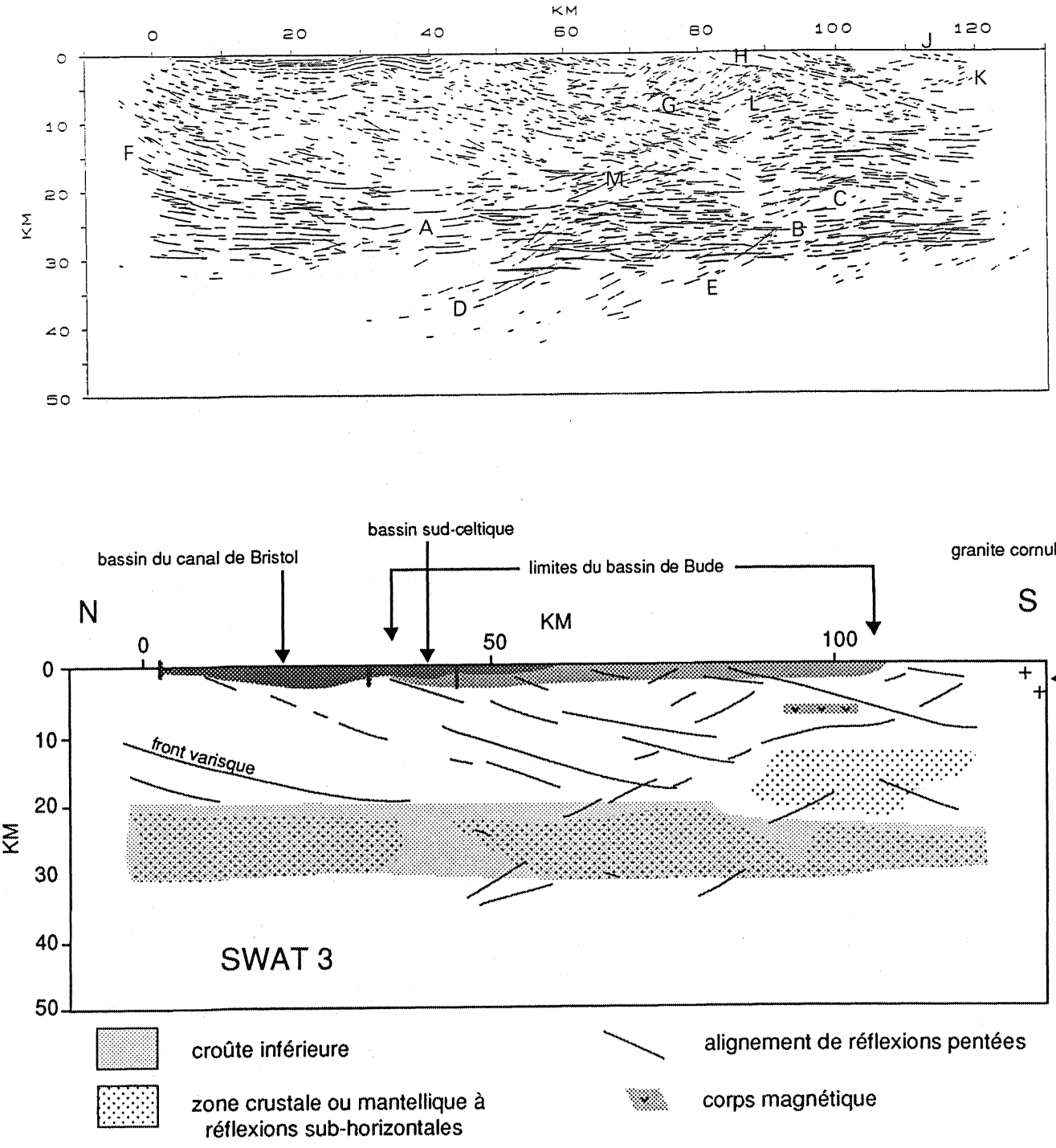


Figure 23 Le profil migré SWAT 3.
a) Désignation des structures.
b) Habillage géologique.

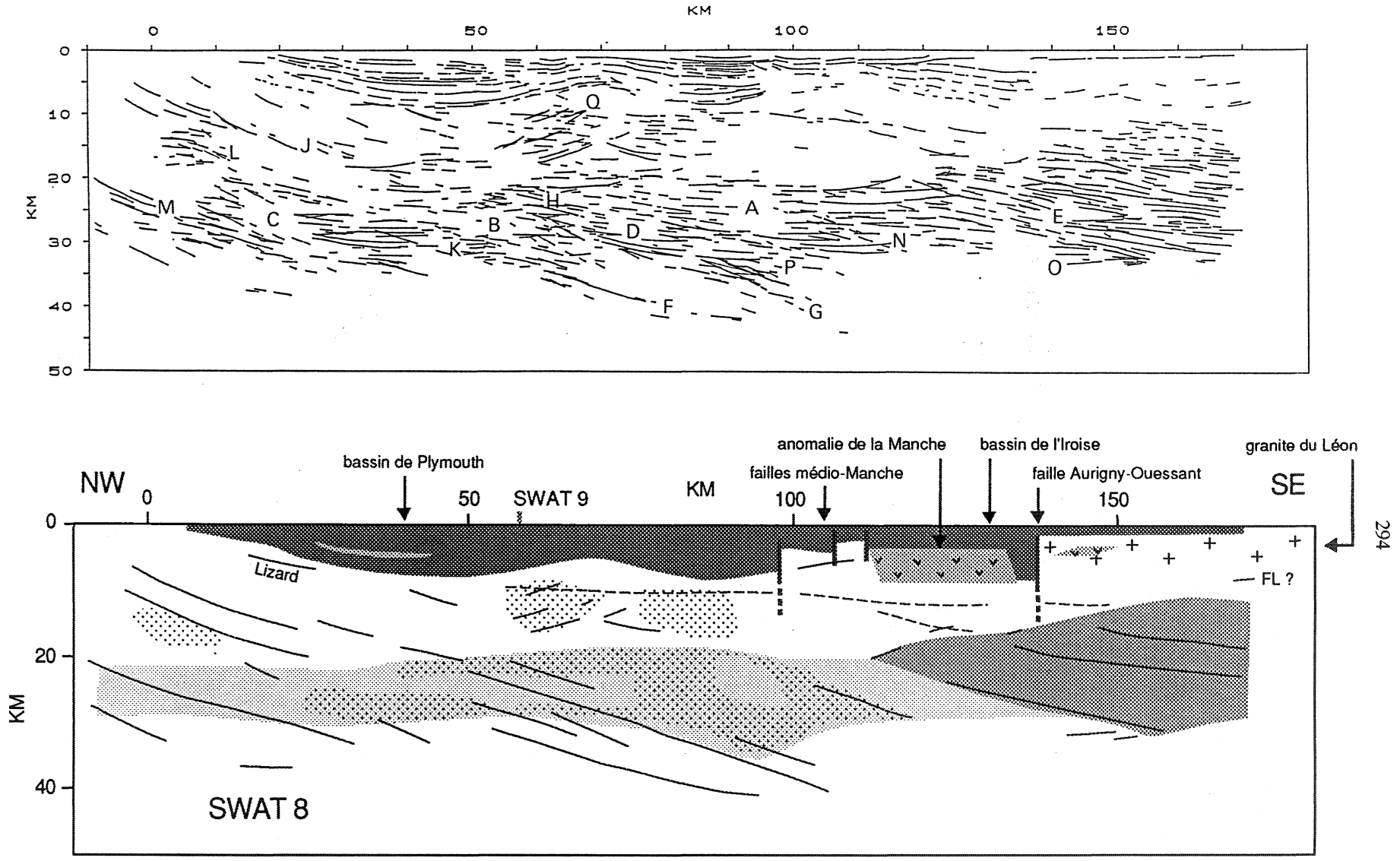


Figure 24 Le profil migré SWAT 8.
a) Désignation des structures.
b) Habillage géologique.

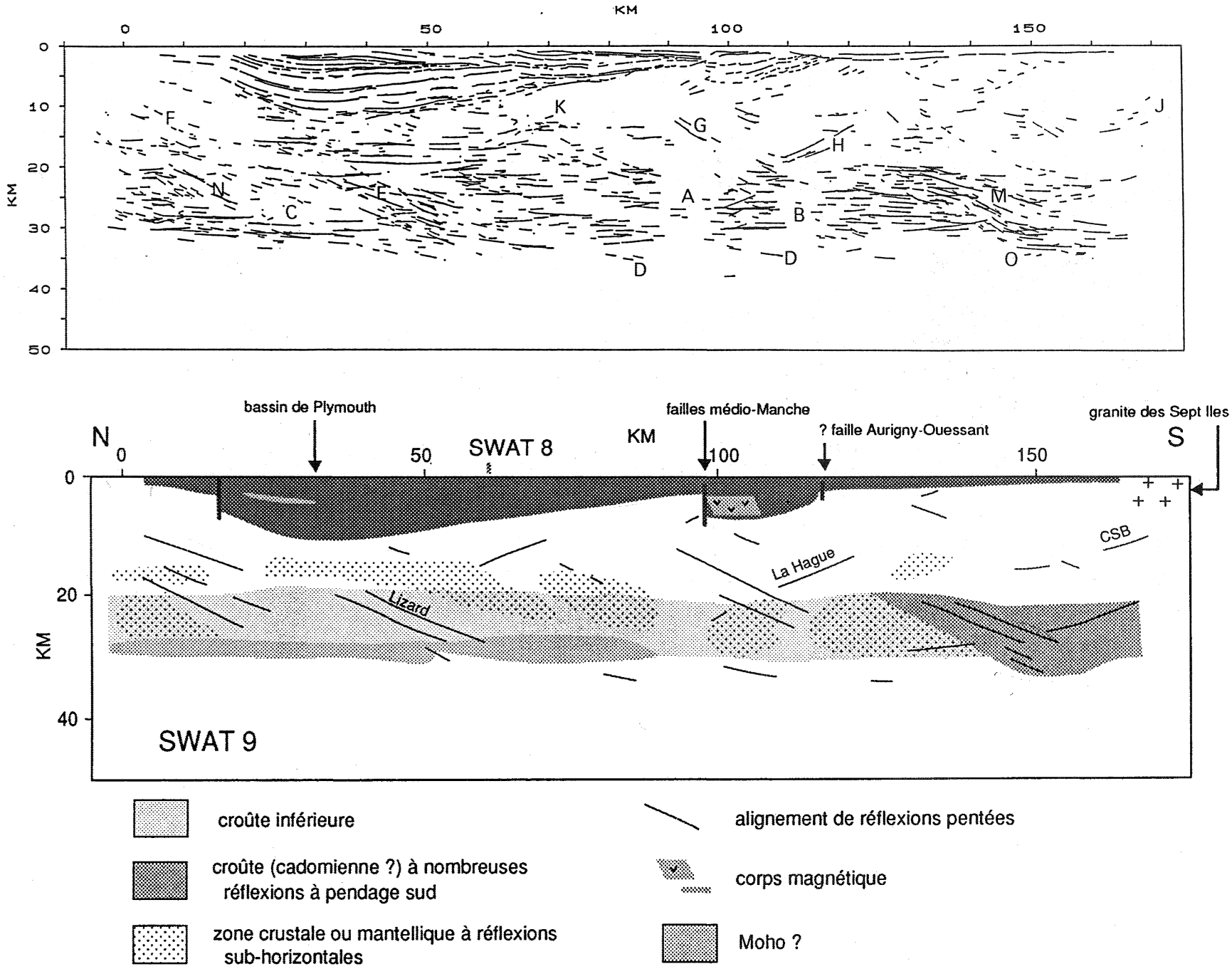


Figure 25 Le profil migré SWAT 9.
a) Désignation des structures.
b) Habillage géologique.

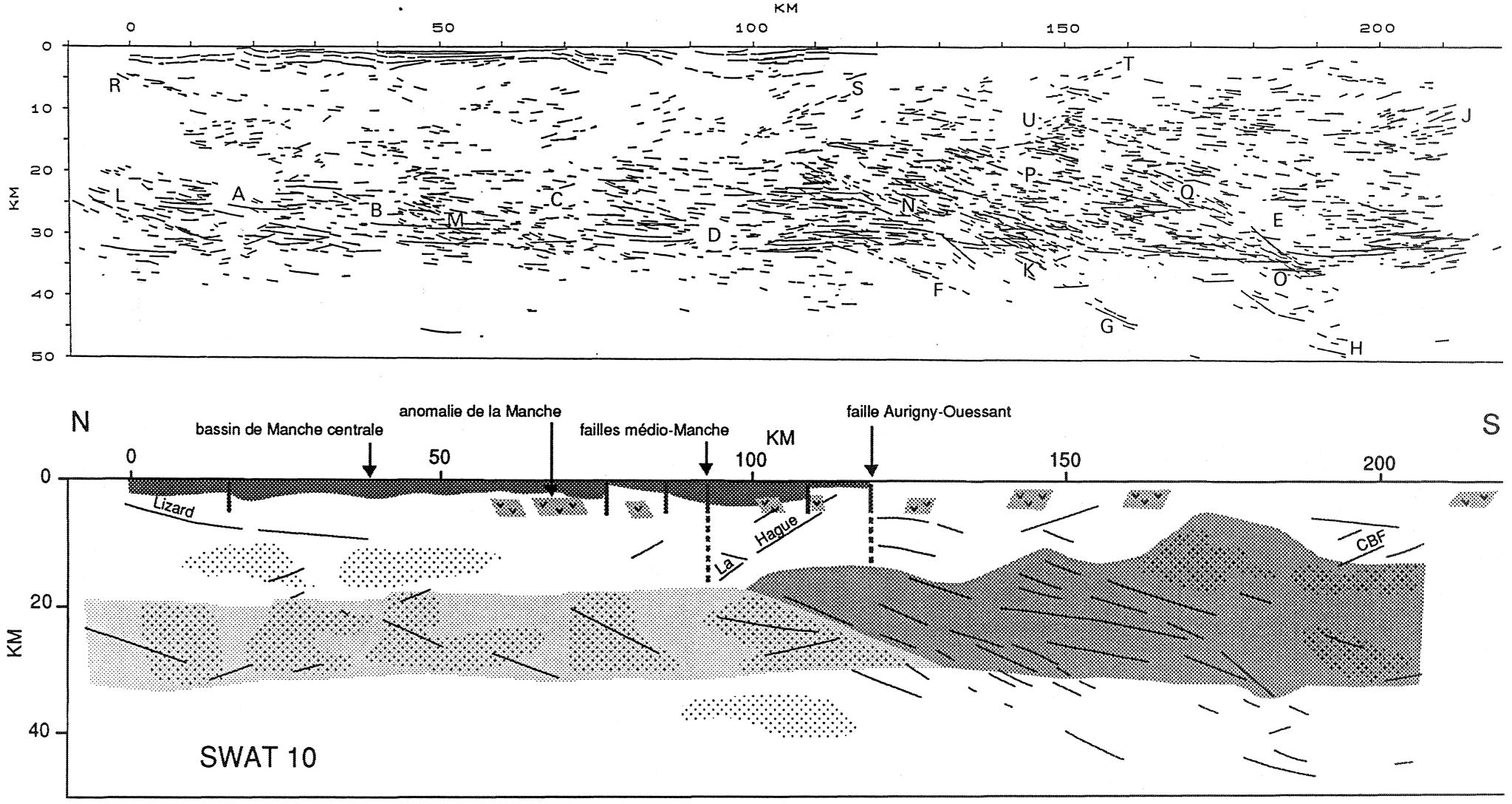


Figure 26 Le profil migré SWAT 10.
a) Désignation des structures.
b) Habillage géologique.

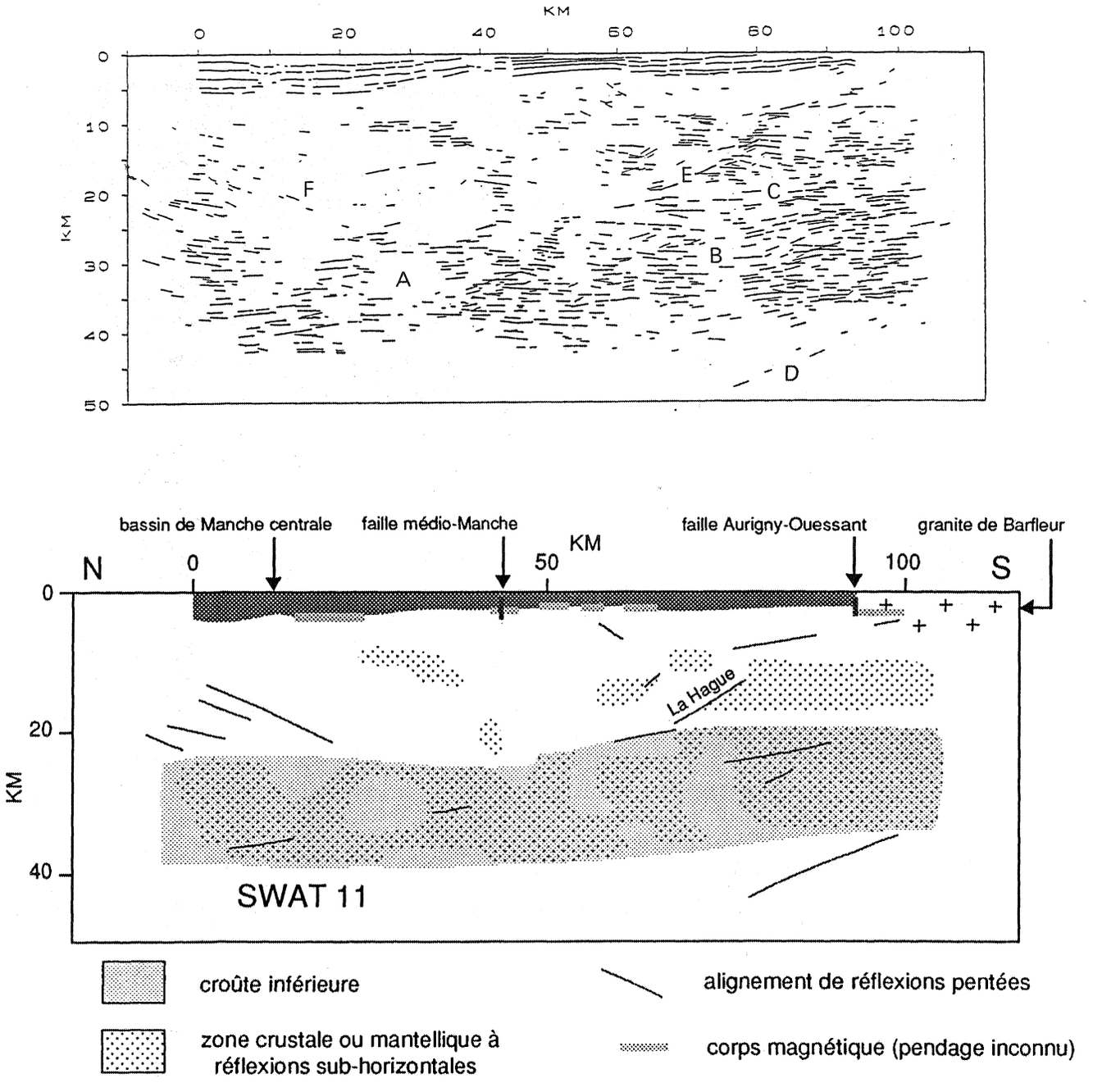


Figure 27 Le profil migré SWAT 11.
a) Désignation des structures.
b) Habillage géologique.

III. CONCLUSIONS

Les relations géométriques existant entre les structures observées sur les profils migrés, qu'elles aient été acquises à la migration (comme le caractère sécant des réflexions mantelliques sur la croûte inférieure) ou confirmées par la migration (comme l'aspect rectiligne de certains alignements au travers de la croûte et du manteau) conduisent à discuter un certain nombre de points concernant la croûte inférieure, le Moho, les réflexions mantelliques et leurs relations.

Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer l'ensemble des observations effectuées sur les profils migrés : les alignement de réflecteurs pentés passant du manteau à la croûte peuvent représenter des structures compressives anciennes (zones de suture), préservées au travers des événements subis ultérieurement par la croûte; ou bien ils correspondent à une réactivation partielle ou totale de structures anciennes, plus récente que la croûte réflective et le Moho, qu'ils traversent sans toutefois les affecter notablement. Les légers décalages en sens normal observés au niveau du Moho ne peuvent tous correspondre à une extension; on peut alors les attribuer à un décrochement ou envisager qu'ils correspondent à un relief du Moho non rééquilibré depuis une époque ancienne.

Les interprétations géologiques régionales proposées à partir des coupes-temps ne sont pas remises en cause par la migration. Nous tirons des profils migrés quelques conclusions complémentaires :
- il pourrait apparaître des traces de la compression pyrénéenne (autres que les inversions de bassins) sur les profils, si l'on envisage que cet épisode modéré mais bien marqué dans la géologie régionale a réactivé ou prolongé certains accidents anciens;
- la migration apporte peu au problème de la formation des bassins (qui n'entrait pas réellement dans nos préoccupations). Le léger enfoncement du Moho que nous observons sous le bassin de Plymouth, et qui est associé au passage d'un accident, nous amène à proposer qu'une certaine quantité d'extension a été contrôlée par cet accident;
- deux observations effectuées sur les profils migrés vont à contrario de l'hypothèse d'une organisation divergente des structures hercyniennes en Manche. Ces observations ne suffisent cependant pas à remettre en question la divergence, par ailleurs documentée sur le terrain. Dans la partie de la chaîne que recoupent les profils, les accidents hercyniens semblent être caractérisés par un pendage d'une vingtaine de degrés assez constant. Le fait que ces pendages ne s'aplatissent pas vers le front de la chaîne (au contraire de ce qui est observé sur le profil ECORS Nord de la France), peut signifier que le véritable front de déformation est en réalité localisé plus au nord et que l'on se trouve, au niveau des profils SWAT, dans une partie relativement interne de l'édifice orogénique;
- la déformation profonde à pendage nord qui apparait au sud de la Mer Celtique est attribuée au calédonien bien qu'elle soit localisée en avant du front de cet orogène. Elle correspond peut-être plutôt à une structuration hercynienne en "crocodiles", c'est-à-dire à la formation synchrone d'accidents de pendages opposés lors d'un épaississement de la croûte;

- le profil SWAT 10, localisé en partie dans le domaine cadomien, permet de discuter différents aspects de la structuration cadomienne. Nous privilégions l'hypothèse que la partie sud du profil représente des écaillages cadomiens associés à une subduction vers le sud. Cette hypothèse n'est pas totalement satisfaisante si l'on se réfère à une coupe de zone de collision récente : le domaine situé au nord du domaine cadomien armoricain n'est pas structuré, et la position de la "suture magnétique" en avant de la zone déformée principale est inhabituelle. D'autre part, le report des corps magnétiques sur les coupes profondeur migrées, fait apparaître que deux d'entre eux sont situés dans des formations sédimentaires permo-triasiques. Nous en déduisons que les anomalies magnétiques soulignent des intrusions récentes, dont la mise en place est contrôlée par une structure ancienne.

CONCLUSIONS GENERALES

Au cours de ce travail, nous avons appliqué à cinq des profils de la campagne de sismique réflexion profonde SWAT deux migrations de type "non conventionnel", c'est-à-dire prévues pour traiter des pointés sismiques et non des données numériques.
Le but de ces migrations était de tester deux méthodes encore peu usitées, les seules à notre connaissance qui permettent le traitement de données de sismique profonde. En effet, les techniques de migration conventionnelles sont notoirement mal adaptées à la migration de réflexions situées au-delà de 4 sTD environ.

Les deux programmes que nous avons ainsi manipulé sont basés sur le même principe de calcul, tiré de la théorie de l'optique, mais diffèrent par les modèles de vitesse qu'ils emploient : la méthode "1D" considère une augmentation linéaire de la vitesse avec la profondeur, alors que la méthode 2D permet la représentation des vitesses par tranches de formes variables. La loi linéaire de la migration "1D" ne permet donc pas de tenir compte d'éventuelles variations latérales ou de variations verticales fortes de vitesse au sein d'un profil. Il s'agit là de l'inconvénient majeur de ce programme. En contrepartie, la migration "1D" fonctionne à l'Institut de Géologie de Rennes sur un micro-ordinateur, alors que la migration 2D est implantée à l'Institut Français du Pétrole (Rueil-Malmaison) sur un Vax.

Par ailleurs, les deux méthodes présentent les mêmes limites, inhérentes au type de données qu'elles traitent, le même avantage d'une grande rapidité d'éxécution (particulièrement la méthode "1D"), qui autorise de nombreux essais de lois et modèles de vitesses, et la même sensibilité au pendage (apparent) initial des réflexions. Il résulte de cette dernière remarque que la qualité de la migration dépend en premier lieu de la précision avec laquelle les profils sont digitalisés. Les programmes "1D" et 2D ont également en commun l'apparition inévitable d'artefacts sur la coupe migrée, qui obscurcissent fortement l'image et nécessitent l'emploi de filtres. Ces artefacts sont essentiellement liés à l'existence de réflexions courtes sur les section-temps, ou à des variations brusques du pendage le long d'une réflexion.

L'application de ces deux programmes aux mêmes données montre que leurs résultats sont tout à fait comparables. Les mauvais positionnements de réflexions qui apparaissent nécessairement sur les migrations "1D" lorsque les profils présentent des variations importantes des vitesse (par exemple un bassin), n'ont pas, à notre avis, de conséquences dramatiques sur l'interprétation. Bien qu'elle soit moins élaborée que la méthode 2D, la migration" 1D" est satisfaisante pour le traitement des structures de socle, et ceci d'autant plus que les données de vitesse sont rarement en quantité suffisante pour permettre l'élaboration d'un modèle par tranches.

Différentes structures ont été étudiées, sur les cinq profils sélectionnés, avant et après migration. Il en ressort que :

- le déplacement de réflexions pentées fait apparaître, en quelques endroits, des variations de profondeur du Moho (de 2-3 km environ) assez rapides, que nous assimilons à des décalages;
- la migration met en relief l'aspect discontinu de la croûte inférieure, dont la réflectivité généralement forte est interrompue (latéralement voire verticalement) par des zones plutôt transparentes;
- ni la migration "1D", ni la migration 2D ne provoquent la disparition des réflexions situées sous le Moho. Ce résultat conforte l'hypothèse que ces réflexions correspondent à des structures mantelliques réelles;
- la migration modifie parfois les relations entre réflexions pentées de la croûte et du manteau et réflexions plates de la croûte inférieure, dans le sens d'une augmentation des "connexions" entre alignements de réflexions pentées et réflexions plates; cependant, les cas de relations tranchées restent majoritaires;
- enfin, les déplacements des réflexions occasionnés par la migration peuvent modifier les chronologies qui semblent exister sur les coupes temps entre certains alignements de réflexions.

D'un point de vue géologique général, les observations effectuées sur les profils migrés nous amènent essentiellement à nous interroger sur la datation des réflexions : les réflexions qui semblent, sur un profil, s'organiser en une structure donnée (qu'il s'agisse de la croûte inférieure ou d'événements pentés) peuvent en fait provenir de plusieurs épisodes de déformation (d'activité) de la croûte. L'aspect actuel d'un accident pourrait résulter de la réactivation d'un accident ancien ou de la réutilisation d'une partie d'accident ancien; les différentes zones réflectives de la croûte inférieure pourraient avoir des âges différents (et par conséquent le Moho, car nous ne pouvons argumenter l'existence d'un Moho distinct de la croûte inférieure sur l'ensemble des profils étudiés). Ceci expliquerait les relations parfois contradictoires que l'on observe entre des objets auxquels on a attribué un seul âge.

Sur le plan régional, la migration ne remet pas en cause les grandes lignes des interprétations issues des coupes-temps.

Nous proposons que la compression éocène, responsable d'inversions dans les bassins, ait servi d'épisode de réactivation de structures anciennes car elle répond à des contraintes dont l'orientation est comparable à celle des épisodes orogéniques antérieurs. Elle pourrait s'accompagner de mouvements décrochants, expliquant l'absence de décalage du Moho lorsqu'il est traversé par un accident.

La migration ne modifie pas l'aspect redressé des accidents hercyniens, caractérisés par un pendage d'une vingtaine de degrés aussi bien au front que vers l'intérieur de la chaîne. La possibilité qu'il existe sur SWAT 3 (près du "front varisque") une écaille de croûte inférieure hercynienne s'associe à

cette caractéristique pour suggérer que le véritable front de déformation (de type "thin-skin") se trouve en réalité au nord du front actuel.

Par ailleurs nous avons surtout discuté le problème de la chaîne cadomienne. Nous favorisons, bien qu'elle ne soit pas totalement satisfaisante, l'hypothèse que la partie sud du profil SWAT 10 montre des traces d'écaillages cadomiens associés à une subduction vers le sud.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ADAMS C.J.D. 1967 - A geochronological and related isotopic study of rocks from north-west France and the Channel Islands (U.K.). Ph. D. Thesis, London, 259 p.

ADESANYA O. 1982 - Seismic velocities of the upper crust of the Southern Uplands. Ph.D. Thesis, Glasgow, non publiée.

ALLMENDINGER R.W., FARMER H., HAUSER E., SHARP J., VON TISH D., OLIVER J., KAUFMAN S. 1986 - Phanerozoic tectonics of the Basin and Range-Colorado Plateau transition from COCORP data and geologic data: a review. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 14, 257-267.

ALLMENDINGER R.W., NELSON K.D., POTTER C.J., BARAZANGI M., BROWN L.D., OLIVER J.E. 1987 - Deep seismic reflection characteristics of the continental crust. *Geology*, 15, 304-310.

ANDERSON J.G.C., OWEN T.R. 1968 - The structure of the British Isles. Pergamon press, 162p.

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.

ANDREIEFF P., BOUYSSE P., CURRY D., FLETCHER B.N., HAMILTON D., MONCIARDINI C., SMITH A.J. 1975 - The stratigraphy of the post-paleozoic sequences in part of the western Channel. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 279, 79-98.

ANDREIEFF P., LEFORT J.P. 1972 - Contribution à l'étude stratigraphique des terrains secondaires et tertiaires affleurant en Manche Occidentale. *Mem. B.R.G.M.*, 79, 49-56.

ANDRIER J.F. 1990 - Etude de la croûte inférieure litée à partir des enregistrements sismiques de la campagne ECORS-Gascogne. Thèse d'université, Brest, 285 p.

ARTHAUD F., MATTE P. 1977 (a) - Late paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa; results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 1305-1320.

ARTHAUD F., MATTE P. 1977 (b) - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments Hercyniens situés autour du bassin nord-Baléare (sud de la France, Espagne, bloc Corso-Sarde). In *La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale*, Colloques Int. C.N.R.S., Rennes, 243, 497-513.

AUTRAN A. 1978 - Synthèse provisoire des évenements orogéniques Calédoniens en Françe. In *Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region, Geol. Surv. Canada*, 78.13, 159-175.

AUTRAN A., COGNE J. 1980 - La zone interne de l'orogène Varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne Hercynienne. 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, 90-111.

AUVRAY B. 1975 - Relation entre plutonisme acide et volcanisme ignimbritique: exemple des manifestation magmatiques cambriennes du Nord de la Bretagne. *Pétrologie*, I, 125-138.

AUVRAY B. 1979 - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif Armoricain. Thèse de doctorat d'Etat, Rennes, 680 p.

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.

BABIN C., COCKS L.N.R., WALLISER O.H. 1980 - Faciès, faunes et paleogéographie antécarbonifère de l'Europe. In *Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*, Cogné J., Slansky M. eds., 26ème Congr. Geol. Int., Paris, Colloque C6, Géologie de l'Europe, 191-202.

BACON M. 1975 - A gravity survey of the western English Channel between Lyme Bay and St-Brieuc Bay. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 279, 69-78.

BALE P. 1986 - Tectonique cadomienne en Bretagne Nord. Interaction décrochement-chevauchement: champ de déformation et modélisations expérimentales. Thèse d'université, Rennes, 361 p.

BALE P., BRUN J.P. 1983 - Les chevauchements cadomiens de la Baie de St Brieuc (Massif Armoricain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 297, II, 359-352.

BALE P., BRUN J.P. 1986 - Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne): un segment du domaine éo-hercynien sud-armoricain translaté au Dévonien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II, 3, 471-477.

BALE P., BRUN J.P. 1989 - Late Precambrian thrusts and wrench zones in Northern Brittany (France). *J. Struct. Geol.*, 11, 391-405.

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.

BANO M. 1989 - Extraction automatique des réflexions, modélisation des diffractions et migration des données de sismique profonde ECORS. Thèse d'université, Strasbourg, 155 p.

BANO M., MARTHELOT J.M. 1988 - Automatic extraction of reflectors, modeling diffractions and migration of deep seismic reflection data. soumis à *Geophys. Prospect.*

BARBER A.J. 1985 - A new concept of mountain building. *Geology today*, 1, 116-121.

BARDY P. 1988 - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du massif Armoricain et en Manche occidentale. Thèse d'université, Rennes, 380 p.

BARRIERE M., ROLET J., THONON P. 1983 - Le magmatisme, marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-Armoricain. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 296, II, 917-922.

BARROIS C. 1899 - Brioverian system in sketch of the geology of Central Brittany. *Proc. Geol. Ass.*, XVI, 101-132.

BARTON P., MATTHEWS D.H., HALL J., WARNER M.R. 1984 - Moho beneath the North Sea compared on normal incidence and wide-angle seismic records. *Nature*, 308, 55-56.

BARTON P.J. 1986 - The relation between seismic velocity and density in the continental crust. A useful constraint ? *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 87, 195-208.

BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V., DAMOTTE B., ELTER G., GOSSO G., HIRN A., LANZA R., LOMBARDO B., MUGNIER J.L., NICOLAS A., NICOLICH R., POLINO R., ROURE F., SACCHI R., SCARASCIA S., TABACCO I., TAPPONIER P., TARDY M., TAYLOR M., THOUVENOT F., TOREILLES G., VILLIEN A. 1987 - Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (programme ECORS-CROP). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 305, II, 1461-1470.

BEAMISH D., SMYTHE D.K. 1986 - Geophysical images of the deep crust: the Iapetus suture. *J. Geol. Soc. London*, 143, 489-497.

BIRCH F. 1958 - Interpretation of the seismic structure of the crust in the light of experimental studies of waves velocities in rocks. *Contrib. Geophys.*, 1, 158-170.

BIRCH F. 1961 - The velocity of compressional waves in rocks to 10 Kbars. *J. Geophys. Res.*, 2, 66, 2199.

BIRPS, ECORS 1986 - Deep seismic reflection profiling between England, France and Ireland. *J. Geol. Soc. London*, 143, 45-52.

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. 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., PARKS 1969 - A study of the crustal structure beneath the Irish Sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 17, 45-62.

BLUNDELL D.J., DAVEY F.J., GRAVES L.J. 1971 - Geophysical survey over the south Irish sea and Nymphe Bank. *J. Geol. Soc. London*, 127, 339-375.

BLUNDELL D.J., HURICH C.A., SMITHSON S.B. 1985 - A model for the MOIST seismic reflection profile, N Scotland. *J. Geol. Soc. London*, 142, 245-258.

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.

BOILLOT G., HORN R., LEFORT J.P. 1972 - Evolution structurale de la Manche occidentale au Secondaire et au Tertiaire. *Mem. B.R.G.M.*, 79, 49-56.

BOIS C., CAZES M., HIRN A., MASCLE A., MATTE P., MONTADERT L., PINET B. 1987 - Crustal laminations in deep seismic profiles in France and neighbourings 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.

BOIS C., GARIEL O., MASCLE A., SCHROEDER I.J. 1990 (a) - Les bassins sédimentaires de Mer Celtique et de Manche : apport des profils sismiques 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.* sous presse.

BOIS C., CAZES M., CHOUKROUNE P., GARIEL O., HIRN A., LEFORT J.P., MATTE P., PINET B. 1990 (b) - Seismic reflection images of the pre-mesozoic crust in France and adjacent areas. In *Pre Mesozoic Terranes in France and correlative areas*, Keppie J.D. et Dallmeyer R.D. eds., Springer, sous presse.

BOIS C, LEFORT J.P., LE GALL B., SIBUET J.C., GARIEL O., PINET B., CAZES M. 1990 (c) - Superimposed Variscan, Caledonian and Proterozoic features inferred from deep seismic profiles recorded between southern Ireland, southwestern Britain and western France. *Tectonophysics.*, 177, 15-37.

BOIS C., GARIEL O., PINET B. 1990 (d) - Les campagnes sismiques SWAT et WAM, leur réalisation et leur interprétation par une équipe du programme ECORS. 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.* sous presse.

BOIS C., CAZES M., GARIEL O., LEFORT J.P., PINET B., SIBUET J.C. 1990 (e) - 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., *Bull. Soc. Géol. Fr.* sous presse.

BOIS C, LEFORT J.P., LE GALL B., SIBUET J.C., GARIEL O., PINET B., CAZES M. 1990 (f) - Traces of Caledonian and Proterozoic crustal features in deep seismic profiles recorded between France and the British Isles. *Tectonophysics*, 185, 21-36.

BOTT M.H.P., DAY A.A., MASSON-SMITH D. 1958 - The geological interpretation of gravity and magnetic surveys in Devon and Cornwall. *Philos. Trans. R. Soc. London,* A, 992, 251, 166-191.

BRAILE L.W., CHIANG C.S. 1986 - The continental Moho discontinuity: results from near-vertical and wide-angle seismic reflection studies. In *Reflection seismology: A global perspective*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 13, 257-273.

BREWER J.A., MATTHEWS D.H., WARNER M.R., HALL J., SMYTHE D.K., WHITTINGTON R.J. 1984 - BIRPS deep seismic reflection studies of British Caledonides. *Nature*, 305, 206-210.

BREWER J.A., SMYTHE D.K. 1984 - MOIST and the continuity of crustal reflector geometry along the Caledonian-Appalachian orogen. *J. Geol. Soc. London*, 141, 105-120.

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., JAMES D.G. 1975 - The geological results of seismic refraction surveys in the Bristol Channel, 1970-1973. *J. Geol. Soc. London*, 131, 163-182.

BROOKS M., THOMPSON M.S. 1973 - The geological interpretation of a gravity survey of the Bristol Channel. *J. Geol. Soc. London*, 129, 245-274.

BROWN G.C. 1979 - Geochimical and geophysical constraints on the origin and evolution of Caledonians 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.

BROWN L., WILLE D., ZHENG L., DE VOOGD B., MAYER J., HEARN T., SANFORD J., CARUSO C., ZHU T.F., NELSON D., POTTER C., HAUSER E., KLEMPERER S., KAUFMAN S., OLIVER J. 1987 - COCORP: new perspectives on the deep crust. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 47-54.

BROWN L.D. 1987 - Lower continental crust: variations mapped by COCORP deep seismic profiling. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 325-330.

BROWN M. 1978 - The tectonic evolution of the Precambrian rocks of the St-Malo region, Armorican Massif, France. *Precamb. Res.*, 6, 1-2.

BRUN J.P. 1975 - Contribution à l'étude d'un dôme gneissique: le massif de St-Malo (Massif Armoricain). Thèse de 3ème cycle, Rennes, 97 p.

BRUN J.P. 1977 - La zonation structurale des dômes gneissiques. Un exemple: le massif de St-Malo (Massif Armoricain, France). *Can. J. Earth Sci.*, 14, 1697-1707.

BRUN J.P., BALE P. 1990 - Cadomian tectonics in Northern Brittany. In *The Cadomian orogeny*, D'Lemos R.S., Strachan R.A., Topley C.G. eds., *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 51, 95-114.

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.

CABANIS B., CHANTRAINE J., RABU D. 1987 - Geochimical study of the Brioverian (late Proterozoic) volcanics rocks in the northern Armorican Massif (France). Implication for the geodynamic evolution during the Cadomian. In *Geochemistry and mineralization of Proterozoïc volcanic suites*, Pharaoh T.C., Beckinsale R.D., Rickard D. eds., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 33, 525-539.

CABANIS B., PEUCAT J.J., MICHOT J., DEUTSCH S. 1979 - Remise en cause d'existence d'un socle orthogneissique antécambrien dans le pays du Léon (domaine Nord Armoricain). Etude géochronologique par les méthodes Rb-Sr et U-Pb des orthogneiss de Tréglanou et de Plounevez-Lochrist. *Bull. B.R.G.M.*, I, 4, 357-364.

CALVEZ J.Y., VIDAL P. 1978 - Two billions years old relicts in the Hercynian belt of western Europe. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 395-399.

CASTON V.N.D., DEARNLEY R., HARRISON R.K., RUNDLE C.C., STYLES M.T. 1981 - Olivine-dolerite intrusions in the Fastnet Basin. *J. Geol. Soc. London*, 138, 31-46.

CAZES M., MASCLE A., ECORS SCIENTIFIC PARTY 1986 - Large overthrusts beneath the Paris Basin. *Nature*, 323, 144-147.

CHADWICK R.A., HOLLIDAY D.W. 1990 - The relationship between deep crustal structure and Carboniferous basin development within the Iapetus convergence zone. Sous presse.

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.

CHADWICK R.A., PHARAOH T.C., SMITH N.J.P. 1989 - Lower crustal heterogeneity beneath Britain from deep seismic reflection data. *J. Geol. Soc. London*, 146, 617-630.

CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., BALE P., DENIS E., RABU D. 1988 - Le Briovérien (Protérozoïque supérieur à terminal) et l'orogenèse cadomienne en Bretagne (France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, IV, 5, 815-829.

CHEADLE M.J., McGEARY S., WARNER M.R., MATTHEWS D.H. 1987 - Extensional structures on the Western UK continental shelf: of review of evidence from deep seismic profiling. In *Continental extensional tectonics*, Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. eds., *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 28, 223-246.

CHEN W.P., MOLNAR P. 1983 - Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88, 4183-4214.

CHOUKROUNE P., ECORS TEAM 1989 - The ECORS Pyrenean deep seismic profile: reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.

CHRISTENSEN N.I. 1965 - Compressional wave velocities in metamorphic rocks at pressure to 10 Kbar. *J. Geophys. Res.*, 70, 6147-6164.

CHRISTENSEN N.I. 1982 - Seismic velocities. In *CRC Handbook of physical properties of rocks*, Carmichael ed., II, CRC Press, 1-229.

CHRISTENSEN N.I. 1989 - Reflectivity and seismic properties of the deep seismic continental crust. *J. Geol. Res.*, 94, B12, 17793-17804.

CHUN J.H., JACEWITZ C.A. 1981 - Fundamentals of frequency domain migration. *Geoph.*, 4B, 5, 717-733.

CHURCH W.R., GAYER R.A. 1973 - The Ballantrae ophiolite. *Geol. Mag.*, 110, 497-592.

CLAERBOUT J. 1976 - Fundamentals of geophysical data processing. McGraw-Hill Book Co. Inc., New York, 274 p.

CLOWES R.M., KANASEWICH E.R. 1970 - Seismic attenuation and the nature of reflecting horizons within the crust. *J. Geophys. Res.*, 75, 6693-6705.

COCKS L.R.M., FORTEY R.A. 1982 - Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *J. Geol. Soc. London*, 139, 465-478.

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.

COGNE J. 1962 - Esquisse des caractères stratigraphiques, métamorphiques, structuraux et paléontologiques de l'antécambrien récent dans le Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, IV, 413-430.

COGNE J. 1972 - Le Briovérien et le cycle orogénique cadomien dans le cadre des orogènes fini-précambriens. *Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, 236, 193-218.

COGNE J., LEFORT J.P. 1985 - The Ligerian orogeny: a Proto-Variscan event, related to the Siluro-Devonian evolution of the Thetys I ocean. In *The Caledonide orogen, Scandinavia and related areas*, Gee D., Sturts D. eds., Wiley, 1185-1193.

COGNE J., WRIGHT A.E. 1980 - L'orogène cadomien. Vers un essai d'interprétation paléogéodynamique unitaire des phénomènes orogéniques fini-précambriens 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.

COLLETTE B.J., LAGAAYR.A., RITSEMA A.R. 1965 - Depth of the Mohorovicic discontinuity under the North Sea basin. *Nature*, 205, 688-689.

CONRAD V. 1925 - Laufzeitkürven des Tauernbebens vom 28. November 1923. *Mitt. Erdbeben-Komm. Wien*, 59, 1-23.

COOK F.A., OLIVER J.E. 1981 - The late Precambrian-early Paleozoic continental edge in the Appalachian orogen. *Amer. J. Sci.*, 281, 993-1008.

COOK F.A., BROWN L.D., KAUFMAN S., OLIVER J.E., PETERSON T.A. 1981 - COCORP seismic profiling of the southern Appalachian orogen beneath the coastal plain of Georgia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 92, 738-748.

COOPER A.H., WEBB B.C., ALLEN P.M. sous presse - 1:25.000 scale geological map, NY12 Loweswater. British Geological Survey.

COWARD M.P., TRUGDILL B. - Basin development and basement structure of the Celtic sea basins (SW Britain). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, V, 3, 419-664.

COWARD M.P., SMALLWOOD S. 1984 - An interpretation of the Variscan tectonics of SW Britain. In *Variscan tectonics of the North Atlantic region*, Hutton D.H.W., Sanderson D.J. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 14, 80-102.

CURRY D., HAMILTON D., SMITH A.J. 1970 - Geological and shallow subsurface geophysical investigations in the western approaches to the English Channel. *Inst. Geol. Sci.*, Rep. 70/3, 1-12.

CURRY D., HAMILTON D., SMITH A.J. 1971 - Geological evolution of the western English Channel basin and its relation to the nearby continental margin. *S.C.O.R. Symposium*, 70/14, 129-142.

DARBYSHIRE D.P.F., SHEPERD T.J. 1985 - Chronology of granite magmatism and associated mineralization, SW England. *J. Geol. Soc. London*, 142, 1159-1177.

DAVEY F.J. 1970 - Bouguer anomaly map of the north Celtic Sea and entrance to the Bristol Channel. *J. R. astr. Soc.*, 22, 277-282.

DAVIES G.R. 1984 - Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc. London,* 141, 3-14.

DAVYDOVA N.I. 1975 - Possibilities of the DSS technique in studying properties of deep-seated seismic interfaces. In *Seismic properties of the Mohorovicic discontinuity*, Davydova N.I. ed., 4-22.

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.

DAY G.A., EDWARDS J.W.H. 1983 - Variscan thrusting in the basement of the English Channel and Southwest Approaches. *Proc. Ussher Soc.*, 5, 432-436.

DAY G.A., WILLIAMS C.A. 1970 - Gravity compilation in the N.E. Atlantic and interpretation of gravity in the Celtic Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, 205-213.

DE CHASSY A., PINET B., KEEN C., KAY W. 1990 - Deep profiles across conjugate margins and associated basins of the North Atlantic ocean. in *The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration*, Pinet B., Bois Ch. eds., Editions Technip, 451-474.

DE VOOGT B., KEEN C.E. 1987 - Lithoprobe east: results from reflection profiling of the continental margin: Grand Banks Region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 195-200.

DEICHMANN N., ANSORGE J. 1983 - Evidence for lamination in the lower continental crust beneath the Black Forest (Southwestern Germany). *J. Geophys.*, 52, p. 109-118.

DEKORP RESEARCH GROUP 1985 - First results and preliminary interpretations of deep seismic recording along profile DEKORP 2-South. *J. Geophys.*, 57, 137-163.

DEKORP RESEARCH GROUP 1990 - Comparative investigations of continental reflectivity. *Tectonophysics.*, 173, 199-206.

DELANTY L.J., WHITTINGTON R.J., DOBSOB M.R. 1981 - The geology of the North Celtic Sea West of 7° longitude. *Proc. R. Ir. Acad.*, 81b, 37-51.

DENIS E. 1987 - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale. Thèse d'université, Rennes, 222 p.

DEUNFF J., AUVRAY B., COGNE J., HAMEURT J., VIDAL P. 1973 - Confirmation micropaléontologique de l'âge radiométrique ordovicien inférieur du groupe spilitique d'Erquy (Côtes-du-Nord). *C. R. Acad. Sci.*, 276, D, 935-937.

DEUTSCH S., CHAURIS L. 1965 - Age de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du pays de Léon (Finistère). *C. R. Acad. Sci.*, 260, 615.

DEWEY J.F. 1969 - Evolution of the Caledonian/Appalachian orogen. *Nature*, 222, 124-129.

DINGLE R.V., SCRUTTON R.A. 1979 - Sedimentary succession and tectonic history of a marginal plateau (Goban Spur, southwest of Ireland). *Mar. Geol.*, 33, 45-69.

DISSLER E. 1987 - Evolution géodynamique Cadomienne du Nord Cotentin (Massif Armoricain). 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 Armoricain. *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. *Geo-marines Lett.*, 2, 23-30.

DOBSON M.R., EVANS W.E., WITTINGTON R. 1973 - The geology of the south Irish Sea. Inst. Geol. Sci., Rep. 73/11.

DODSON M.H., REX D.C. 1971 - Potassium-Argon age of slates and phyllites from SW England. *Quart. J. Geol. Soc. London,* 81, 465-499.

DORE A. 1976 - Preliminary geological interpretation of the Bristol Channel Approaches. *J. Geol. Soc. London,* 132, 453-459.

DUPRET L., LE GALL J. 1978 - La succession et le style des déformations hercyniennes dans le synclinal paléozoïque des Coevrons (Est du massif Armoricain). *Bull Soc. Linn. Normandie*, 106, 49-61.

DUPRET L., LEGALL J., DORE F., GATINOT F., DISSLER E. 1985 - Les spilites de Vassy (Calvados), témoin d'un volcanisme tholéiitique et distensif, dans la sédimentation du Briovérien supérieur de Normandie. *C. R. Acad. Sci. Paris,* II, 300, 687-692.

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

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.

DYMENT J. 1989 - SWAT et les bassins celtiques : relations avec la croûte hercynienne, néoformation du Moho. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, V, 3, 477-487.

DYMENT J., SIBUET J.C., PINET B. 1990 - Deep structure of the Celtic Sea: a discussion on the formation of basins. *Tectonophysics*, 173, 435-444.

EDWARDS J.W.F. 1984 - Interpretation of seismic and gravity surveys over the eastern part of the Cornubian platform. In *Variscan tectonics of the North Atlantic Region*, Hutton D.H.W., Sanderson D.J. eds., 14, 119-124.

EGLOFF R. 1979 - Explosion seismic investigations of the Earth's crust in Switzerland. Ph.D. Thesis n° 6502, Eidgenössische Tech. Hochsch. Zürich, Schweiz, 167 p.

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.

FABER S. 1978 - Refraktionsseismische Untersuchung der Lithosphäre unter den britischen Inseln. Ph.D. Thesis, Karlsruhe, 132 p.

FINLAYSON D.M. 1983 - The mid-crustal horizon under the Eromanga Basin, Eastern Australia. *Tectonophysics.*, 100, 199-214.

FITTON J.G., HUGHES D.J. 1970 - Volcanism and plate tectonics in the British Ordovician. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 8, 223-228.

FLACK C., WARNER M. 1990 - Three-dimensional mapping of seismic reflections from the crust and upper mantle, northwest of Scotland. *Tectonophysics*, 1/4, 469-481.

FLACK C. , KLEMPERER S.L., MCGEARY S.E., SNYDER D.B., WARNER M.R. 1990 - Reflection from mantle fault zones around the British Isles. *Geology*, 18, 528-532.

FLETCHER B.N. 1975 - A new tertiary basin east of Lundy Island. *J. Geol. Soc. London,* 131, 223-225.

FLOYD P.A. 1982 - Chemical variation in hercynian basalts relative to plate tectonics. *J. Geol. Soc. London*, 139, 505-520.

FOUNTAIN D.M., McDONOUGH D.T., GORHAM J.M. 1987 - Seismic reflection models of the continental crust based on metamorphic terrains. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 61-66.

FREEMAN B., KLEMPERER S.L., HOBBS R.W. 1988 - The deep structure of northern England and the Iapetus suture zone from BIRPS deep seismic reflection profiles. *J. Geol. Soc. London*, 145, 727-740.

FRENCH W. 1975 - Computer migration of oblique seismic reflection profiles. *Geophysics*, 40, 961-980.

FUCHS K. 1983 - Recently formed elastic anisotropy and petrological models for the continental subcrustal lithosphere in southern Germany. *Phys. Earth Planet. Interior*, 31, 93-118.

FUCHS K. 1986 - Reflections from the subcrustal lithosphere. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamic Series*, 14, 67-77.

FYFE W.S. 1986 - Fluids in deep continental crust. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 14, 33-39.

GAJEWSKI D., HOLBROOK W.S., PRODEHL C. 1987 - Combined seismic reflection and refraction profiling in southwest Germany - Detailed velocity mapping by the refraction survey. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 333-338.

GAJEWSKI D., PRODEHL C. 1986 - Crustal evolution of the Rhinegraben area. *Tectonophysics.*, sous presse.

GAJEWSKI D., PRODEHL C. 1987 - Seismic refraction investigation of the Black Forest. *Tectonophysics*, 142, 27-48.

GARDINER P.R.R., SHERIDAN D.J.R. 1981 - Tectonic framework of the Celtic Sea and adjacent areas with special reference to the location of the Variscan front. *J. Struct. Geol.*, 3, 3, 317-331.

GAVRILENKO P., GUEGUEN Y. 1989 - Percolation in the crust. *Terra Nova*, 1, 1, 63-68.

GAZDAG J. 1978 - Wave equation migration with the phase shift method. *Geophysics*, 43, 1342-1351.

GEBRANDE 1982 - in *Landolt-Boernstein*, Hellwege K.H. ed., Springer Verlag, Berlin and New-York, 5, 1, b, *Physical Properties of Rocks*, Angenheister ed., 1-96.

GERARD M. 1975 - La tectonique du socle sous la Manche occidentale d'après les données du magnétisme aéroporté. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 279, 55-68.

GERARD O. 1985 - Structure de la croûte (étude bibliographique). D.E.A. Paris, 47 p.

GIBBS A.D. 1987 - Basin development, examples from the U.K. and comments on hydrocarbon prospectivity. *Tectonophysics*, 133, 189-198.

GORE B., LE CORRE C. 1987 - Cinématique hercynienne du cisaillement Nord-Armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint Renant-Kersaint (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, III, 5, 811-819.

GOUGH D.I.1986 - Seismic reflectors, conductivity, water and stress in the continental crust. *Nature*, 323, 143-144.

GRAINDOR M.J. 1957 - Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricain. *Mém. carte Géol. Fr.*, B.R.G.M., Orléans, 211 p.

GRAINDOR M.J. 1965 - Plissements assyntiens, baïkaliens, cadomiens. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 7, 93-101.

GRAINDOR M.J., ROBARDET M. 1973 - Chevauchements et cisaillements du socle dans la zone bocaine. Un exemple: la région des Jurques. *Bull. B.R.G.M.*, 4, 19-206.

GRAVIOU P., AUVRAY B. 1985 - Caractérisation géochimique et pétrologique des granitoïdes cadomiens du domaine nord-armoricain : implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, II , 5, 315-318.

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.

GUDLAUGSSON S.T., FALEIDE J.I., FANAVOLL S., JOHANSEN B. 1987 - Deep seismic reflection profiles across the western Barents sea. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 273-278.

GUERROT C. 1989 - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest européenne. Géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircon. Thèse d'université, Rennes, 164 p.

GUERROT C., PEUCAT J.J., CAPDEVILA R. 1989 - Archean protoliths within early Proterozoic granulitic crust of the west European Hercynian belt: possible relics of the west African craton. *Geology*, 17, 241-244.

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.

HAGEDOORN J.G. 1954 - A process of seismic reflection interpretation. *Geophys. Prospec.*, 2, 85-127.

HAGSTRUM J.T., VAN DER VOO R., AUVRAY B., BONHOMMET N. 1980 - Eocambrian-Cambrian palaeomagnetism of the Armoricain Massif, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 61, 489-517.

HALE L.D., THOMPSON G.A. 1982 - The seismic reflection character of the continental Mohorovicic discontinuity. *J. Geophys. Res.*, 87, B6, 4625-4635.

HALL J. 1986 - Nature of the lower continental crust: evidence from BIRPS work on the Caledonides. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamic Series*, 14, 223-231.

HALL J., BREWER J.A., MATTEWS D. H., WARNER M.R. 1984 - Crustal structure across the Caledonides from the WINCH seismic reflection profiles: Influences on the evolution of the Midland Valley of Scotland. *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 75, 97-109.

HAMILTON D., BLUNDELL D.J. 1971 - Submarine geology of the approaches to the Bristol Channel. *Proc. Geol. Soc. London*, 1664, 297-300.

HARRISON R.K., SNELLING N.J., MERRIMAM R.J., MORGAN G.E., GOODE A.J.J. 1977 - The Wolf Rock, Cornwall: new chemical, isotopic age and paleomagnetic data. *Geol. Mag.*, 114, 249-264.

HAUSER E.C., GEPHART J., LATHAM T., OLIVER J., KAUFMAN S., BROWN L., LUCCHITA I. 1987 - COCORP Arizona transect: strong crustal reflections and offset Moho beneath the transition zone. *Geology*, 15, 1103-1106.

HENYEY T.E., OKAYA D.A., FROST E.G. McEVILLY T.V. 1987 - CALCRUST (1985) seismic reflection survey, Whipple Mountains detachment terrane, California: an overview. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 111-118.

HERZBERG C.T., FYFE W.S., CARR M.J. 1983 - Density constraints on the formation of the continental Moho and crust. *Contrib. Min. Petrol.*, 84, 1-5.

HIGGS K. 1983 - Palynological evidence for carboniferous strata in two wells drilled in the Celtic Sea area. *Geol. Surv. Ireland Bull.*, 3, 107-112.

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.

HIRBEC Y. 1979 - Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Côtes-du-Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du Nord du Massif Armoricain. Thèse de 3ème cycle, Rennes, 146 p.

HIRN A., STEINMETZ L., KIND K., FUCHS K. 1973 - Long-range profiles in Western Europe. II. Fine structure of the lower lithosphere in France (South. Bretagne). *Z. Geophys.*, 39, 363-384.

HIRN A., DAMOTTE B., TOREILLES G., ECORS SCIENTIFIC PARTY 1987 - Crustal reflection seismics: the contribution of oblique, low frequency and shear waves illuminations. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 287-296.

HOBBS R.W., PEDDY C. BIRPS GROUP 1987 - Is lower crustal layering related to extension ? *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 239-242.

HURICH C.A., SMITHSON S.B., FOUNTAIN D.M., HUMPHREYS M.C. 1985 - Seismic evidence of mylonite reflectivity and deep structure in the Kettle dome metamorphic core complex, Washington. *Geology*, 13, 577-580.

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

HUTCHINSON D.R., KLITGORD K.D., TREHU A.M. 1987 - Structure of the lower crust beneath the Gulf of Maine. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 189-194.

HUTTON D.H.W. 1987 - Strike-slip terranes and a model for the evolution of the British and Irish Caledonides. *Geol. Mag.*, 124, 405-425.

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.

INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES 1972 - Borehole. Annual report for 1971. Inst. Geol. Sci., London, 128-129.

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.

JACOBY W.R., JOACHIMI H., GERSTENECKER C. 1983 - The gravity field of the Rhenish Massif. In *Plateau uplift*, Fuchs K. ed., 247-258.

JEANNETTE D. 1972 - Analyse tectonique des déformations précambriennes : étude du Nord-Est de la Bretagne. *Sciences Géologiques*, Strasbourg, 36, 175 p.

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., FROST R.T.C. 1977 - Fault and lineament patterns in the Southern Highlands of Scotland. *Geol. en Mijnb.*, 56, 287-294.

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.

JONES M., VAN DER VOO R., BONHOMMET N. 1979 - Late Devonian to Early Carboniferous paleaomagnetic poles for the Armorican Massif, France. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 58, 287-308.

JONES T.D., NUR A. 1982 - Seismic velocity and anisotropy in mylonites and the reflectivity of deep crustal fault zones. *Geology*, 10, 260-263.

JONES T.D., NUR A. 1984 - The nature of seismic reflections from deep crustal fault zones. *J. Geophys. Res.*, 89, 3153-3173.

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

KAMERLING P. 1979 - The geology and hydrocarbon habitat of the Bristol Channel Basin. *J. Pet. Geol.*, 2, 75-93.

KANAMORI H. ANDERSON D.L. 1975 - Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 65, 1073-1096.

KANASEWITCH E.R., HAJNAL Z., GREEN A.G., CUMMING G.L., MEREU R.F., CLOWES R.H., MOREL-A-L'HUISSIER P., CHIU S.,MAKRIDES G., SHAHRIAR M., CONGRAM A.M. 1987 - Seismic studies of the crust under the Williston Basin. *Can. J. Earth Sci.*, 24, 2160-2171.

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.

KEEN C.E., KAY W.A., ROEST W.R. 1990 - Crustal anatomy of a transform margin. *Tectonophysics.*, 173, 527-544.

KELLAND N.C. 1975 - Submarine geology of Strat Bay determined by continuous seismic profiling and core sampling. *J. Geol. Soc. London*, 131, 7-17.

KERN, SCHENCK 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. 1987 - A relation between continental heat flow and the seismic reflectivity of the lower crust. *J. Geophys.*, 61, 1-11.

KLEMPERER S.L. 1988 - Crustal thinning and nature of extension in the North Sea from deep seismic reflection profiling. *Tectonics*, 7, 803-821.

KLEMPERER S.L. 1989 - Deep seismic reflection profiling and the growth of the continental crust. *Tectonophysics.*, 161, 233-244.

KLEMPERER S.L., HAUGE T.A., HAUSER E.C., OLIVER J.E., POTTER C.J. 1986 - The Moho in the Northern Basins and Range province, Nevada, along the COCORP 40° N seismic reflection transect. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97, 603-618.

KLEMPERER S.L., MATTHEWS D.H. 1987 - Iapetus suture located beneath the North Sea by BIRPS deep seismic reflection profiling. *Geology*, 15, 195-198.

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., RYAN P.D., SNYDER D.B. 1991 - A deep seismic transect across the Irish Caledonides. *J. Geol. Soc. London*, 148, 149-164.

KTB RESEARCH GROUP BLACK FOREST 1987 - Pre-drilling reflection survey of the Blak Forest, SW Germany. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 325-332.

KUNTZ M. 1989 - Etude de la sismique réflexion profonde en Manche. Influence de l'extension post-hercynienne sur la croûte inférieure litée. D.E.A., Rennes, 63p.

LALAUT P., SIBUET J.C., WILLIAMS, C.J. 1981 - Carte gravimétrique de l'Atlantique Nord-est, C.N.E.X.O., Paris.

LAMBERT R. S. J., McKERROW W.S. 1976 - The Grampian orogeny. *Scott. J. Geol.*, 12, 271-292.

LE CORRE C. 1977 - Le Briovérien de Bretagne centrale : essai de synthèse lithologique et structurale. *Bull. B.R.G.M.*, I, 3, 219-254.

LE GALL B. 1990 - Structure profonde de la croûte varisque en Manche et Mer Celtique. Apports des profils de sismique réflexion profonde 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.* sous presse.

LE GALL J., BARRAT J.A. 1987 - Pétrologie du magmatisme tardi-cadomien du domaine nord-armoricain : l'exemple des complexes basiques et ultrabasiques d'Ernée et de Trégomar. In *Géologie de la France*, 1, 3-22.

LE GALL J., MARY G. 1983 - Place et signification du complexe basique de Brée et des autres venues gabbroïques et doléritiques dans l'histoire cadomo-varisque de l'est du Massif Armoricain. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, C, 15, 2, 169-180.

LEE C.D., VINE F.J., ROSS R.G. 1983 - Electrical conductivity models for the continental crust based on laboratory measurements on high-grade metamorphic rocks. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 72, 353-371.

LEEDER M.R. 1982 - Upper Palaeozoic basins of the British Isles-Caledonides inheritance versus Hercynian plate margin processes. *J. Geol. Soc. London*, 139, 481-494.

LEFORT J.P. 1975 - Le socle périarmoricain : étude geologique 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 Domnonean domain North Armorican area. *Geology*, 5, 523-526.

LEFORT J.P. 1990 - 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., *Bull. Soc. Géol. Fr.* sous presse.

LEFORT J.P., BARDY P. 1987 - Mise en évidence de chevauchements cadomiens sur le profil sismique SWAT 10 levé en Manche. *Bull. Soc. Geol. France*, III, 6, 1189-1194.

LEFORT J.P., BARDY Ph., DE POULPIQUET J. 1990 - 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., *Bull. Soc. Géol. Fr.* sous presse.

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 Armoricain (France). *Tectonophysics.*, 46, 65-76.

LEGGET J.K., McKERROW W.S., SOPER N.J. 1983 - A model for the crustal evolution of Southern Scotland. *Tectonics*, 2, 187-210.

LEUTWEIN F. 1968 - Géochronologie et évolution orogénique précambrienne et hercynienne de la partie Nord-Est du Massif Armoricain. *Mem. Sci. de la Terre*, 11, 83 p.

LEUTWEIN P., CHAURIS L., SONET J., ZIMMERMAN L. 1969 - Etudes géochronologiques et géotectoniques dans le Nord Finistère (Massif Armoricain). *Sci. Terre,* Nancy, XIV, 331-358.

LEVERIDGE D.E., HOLDER M.T., DAY D.A. 1984 - Thrust nappe tectonics in the devonian of South Cornwall and the Western English Channel. In *Variscan tectonics of the North Atlantic region*, Hutton D.H.W., Sanderson D.J. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 14, 103-112.

LILLIE R.J., YOUSUF M. 1986 - Modern analog for some mid-crustal reflections observed beneath collisional mountain belts. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 14, 55-65.

LLOYD A.J., SAVAGE R.J.G., STRIDE A.H., DONOVAN D.T. 1973 - The geology of the Bristol Channel floor. *Philos. Trans. R. Soc. London,* A, 274, 595-626.

LOFTING H. 1922 - The story of Doctor Dolitle. Jonathan Cape Ldt, London.

LOUIE J.N., CLAYTON R.W. 1987 - The nature of deep crustal structures in the Mojave desert, California. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 125-132.

LOWE C., JACOB A.W.B. 1989 - A North-South profile across the Caledonian suture zone in Ireland. *Tectonophysics.*, 168, 297-318.

LUDWIG J.W., NAFE J.E., DRAKE C.L. 1970 - Seismic refraction. In *The sea*, Maxwell A.E. ed., Wiley, New York, 4, 53-84.

LUND C.E., ROBERTS R.G., JUHLIN C. 1987 - The reflectivity of the lower crust in Southwestern Sweden. *Ann. Geophys.*, 5, B, 4, 375-380.

LUND C.E., ROBERTS R.G., JUHLIN C., BÖDVARSON R., PALM H. 1987 - The use of land recorded long-rang marine airgun data in crustal reflection-refraction investigations. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 365-370.

LUSCHEN E., WENZEL F., SANDMEIER K.J., MENGES D., RUHL Th., STILLER M., JANOTH W., KELLER F., SOLLNER W., THOMAS R., KROHE A., STENGER R., FUCHS K., WILHELM H., EISBACHER G. 1987 - Near vertical and wide angle seismic surveys in the Black Forest, SW Germany. *J. Geophys.*, 62, 1-30.

LYNN H.B. 1979 - Migration and interpretation of deep crustal seismic reflection data. Ph.D. Thesis, Stanford, 158 p.

MASSON D.G., PARON L.M. 1983 - Eocene deformation on the continental margin SW of the British Isles. J. Geol. Soc. London, 140, 913-920.

MASCLE A., CAZES M. 1987 - La couverture sédimentaire du Bassin Parisien le long du profil ECORS Nord de la France. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 42, 3, 303-316.

MATHUR S.P. 1983 - Deep crustal reflection results from the central Eromanga basin, Australia. *Tectonophysics.*, 100, 163-173.

MATTE P. 1986 - Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics.*, 126, 329-374.

MATTEWS 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 D.H. 1986 - Seismic reflections from the lower crust around Britain. 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, 11-22.

MATTHEWS D.H. 1987 - Can we see granites on seismic reflection profiles ? *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 353-356.

MATTHEWS D.H., BIRPS GROUP 1987 - Some unsolved BIRPS problems. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 209-216.

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.

McCARTHY J., FUIS G., WILSON J. 1987 - Crustal structure of the Whipple Mountains, southeastern California: a refraction study across a region of large continental extension. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 119-124.

McGEARY S. 1985 - Depth migration of BIRPS deep seismic reflection data (abstr.). *Terra Cognita*, 5, 165.

McGEARY S. 1987 - Nontypical BIRPS on the margin of northern North Sea : the SHET survey. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 231-238.

McGEARY S., WARNER M.R. 1985 - Seismic profiling the continental lithosphere. *Nature*, 317, 795-797.

McKENZIE D. 1978 - Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 25-32.

McKERROW W.S. 1987 - The Southern Uplands controversy. *J. Geol. Soc. London*, 144, 735-736.

McKERROW W.S. 1988 - Wenlock to Givetian deformation in the British Isles and canadian Appalachians. In *The Caledonian-Appalachian Orogen*, Harris A.L., Fettes D.J. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 38, 437-448.

McKERROW W.S., LEGGETT J.K., EALES M.H. 1977 - Imbricate thrust model of the Southern Uplands of Scotland. *Nature*, 267, 237-239.

McKERROW W.S., SOPER N.J. 1989 - The Iapetus suture in British Isles. *Geol. Mag.*, 126, 1, 1-8.

MECHIE J., BROOKS M. 1984 - A seismic study of deep geological structure in the Bristol Channel area, SW Britain. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 78, 661-689.

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., KUZNIR N.J.1987 - Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 365-374.

MEISSNER R., MATTHEWS D., WEVER Th. 1986 - The Moho in and around Great-Britain. *Ann. Geophys.*, 4B, 6, 659-664.

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., WEVER Th., FLÜH E.R. 1987 - The Moho in Europe. Implication for crustal development. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 357-364.

MIDDLETON 1980 - A model of intracratonic basin formation, entailing deep crustal metamorphism. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 61, 1-4.

MILLER C. 1988 - FROGS (Friends of Granites) report. *EOS*, 69, 32, 770-771.

MOHOROVICIC A. 1910 - Das Beben vom 8.X.1909. *Jahrb. Meteorol. Obs. Zagreb*, 9, 1-63.

MOONEY W.D., BROCHER T.M. 1987 - Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere: a global review. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 1-6.

MORETTI I., FROIDEVAUX C. 1986 - Physical models of extensional tectonics. In *Thermal modelling in sedimentary basins*, Burrus J. ed., Technip, Paris, 107-123.

MOSELEY F. 1977 - Caledonian plate tectonics and the place of the English Lake District. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 764-768.

MUELLER ST., ANSORGE J., SIERRO N., FINCKH P., EMTER D. 1987 - Synoptic interpretation of seismic reflection and refraction data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 345-352.

NAFE J.E., DRAKE D.C. 1957 - Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of the compressional and shear waves. *Geophysics*, 22, 523-552.

NAFE J.E., DRAKE D.C. 1959 - *J. Geophys. Res.*, 64, 1545-1555.

NAFE J.E., DRAKE D.C. 1963 - Physical properties of marine sediments. In *The sea*, Hill M.N. ed., Interscience, New York, 3, 794-815.

NAYLOR D., MOUNTENEY S.N. 1975 - Geology of the north-west european continental shelf, Vol.1. Graham, Trotman and Dudley, London, 162 p.

NAYLOR D., SHANNON P.M. 1982 - The geology of offshore Ireland and West Britain. Graham and Trotman, London, 161 p.

NELSON K.D., McBRIDE J.H., ARNOW J.A., WILLE D.M., BROWN L.D., OLIVER J.E., KAUFMAN S. 1987 - Results of recent COCORP profiling in the southeastern United States. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 141-146.

OLIVER J.E., COOK F., BROWN L. 1983 - COCORP and the continental crust. *J. Geophys. Res.*, 88, 3329-3347.

OXBURGH R. 1972 - Flake tectonics and continental collision. *Nature*, 239, 202-204.

PAQUETTE J.L., BALE P., BALLEVRE M., GEORGET Y. 1987 - Géochronologie et géochimie des éclogites du Léon: nouvelles contraintes sur l'évolution géodynamique du massif Armoricain. *Bull. minéral.*, 110, 683-696.

PASTEELS P., DORE F. 1982 - Age of the Vire-Carolles granite. In *Numerical dating in stratigraphy*, Odin G.S. ed., II, 212, 784-790.

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. 1984 - Displacement of the Moho by the Outer Isles Thrust shown by seismic modelling. *Nature*, 312, 628-630.

PEDDY C., BROWN L.D., KLEMPERER S. L. 1986 - Interpreting the deep struture with synthetic seismic section. In *Reflection seismology: A global perspective*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 13, 301-311.

PEDDY C., MASSON D., SCRUTTON M., WARNER R., PINET B., SIBUET J.C., LEFORT J.P., SCHROEDER I.J. 1989 - Crustal structure of the Goban Spur continental margin, North-East Atlantic, from deep seismic reflection profiling. *J. Geol. Soc. London*, 146, 3, 427-437.

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. 1982 - Contribution à l'étude paléomagnétique de l'arc ibéro-armoricain. *Bull. Soc. Geol. Miner. Bretagne*, 14, 1, 1-114.

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.

PEUCAT J.J. 1986 - Behaviour of Rb-Sr whole rock and U-Pb zircon systems during partial melting as shown in migmatitic gneisses from the St Malo Massif, NE Brittany, France. *J. Geol. Soc. London*, 143, 875-885.

PEUCAT J.J., HIRBEC Y., AUVRAY B., COGNE J., CORNICHET J. 1981 - Late Proterozoic zircon ages from a basic-ultrabasic complex in the Hercynian belt of western Europe. *Geology*, 9, 169-173.

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.

PHILLIPS W.E.A., TAYLOR W.E.G., SANDERS I.S. 1975 - An analysis of the geological history of the Ox Mountains inlier. *Scient. Proc. R. Dubl. Soc.*, 5A, 311-329.

PHINNEY R.A. 1986 - A seismic cross section of the New England Appalachians: the orogen exposed. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 14, 157-172.

PHINNEY R.A., JURDY D.M. 1979 - Seismic imaging of deep crust. *Geophysics*, 44, 10, 1637-1660.

PINET B. 1989 - Deep seismic profiling and sedimentary basins. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, V, 4, 749-766.

PINET B., COLETTA B. 1990 - Probing into extensional sedimentary basins: comparison of recent data and derivation of tentative models. *Tectonophysics.*, 173, 185-197.

PINET B., MONTABERT L., ECORS SCIENTIFIC PARTY 1987 (a) - Deep seismic reflection and refraction profiling along the Aquitaine shelf (Bay of Biscay). *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 305-312.

PINET B., MONTADERT L., MASCLE A., CAZES M., BOIS C. 1987 (b) - New insights on the structure and the formation of sedimentary basins from seismic profiling in western Europe. In *Petroleum geology of north-west Europe*, Brooks J., Glennie K. eds., Graham and Trotman, 11-31.

PINET B., SIBUET J.C., LEFORT J.P., SCHROEDER I.J., MONTADERT L. 1990 - 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., *Bull. Soc. Géol. Fr.* sous presse.

PIPER J.D.A. 1978 - Palaeomagnetism and palaeogeography of the Southern Uplands block in Ordovician times. *Scott. J. Geol.*, 14, 93-107.

PITON P. 1985 - Etude géochimique et géochronologique de la croûte continentale protérozoïque (1.8-2.2 Ga) au Nord du Massif Armoricain. D.E.A., Rennes, 53 p.

POTTER C.J., ALLMENDINGER R.W., HAUSER E.C., OLIVER J.E. 1987 - COCORP deep seismic reflection traverses of the U.S. Cordillera. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 99-104.

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.

PRATT T.L., CORUH C., COSTAIN J.K. 1987 - Lower crustal reflections in central Virginia, USA. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 163-170.

PRESS F. 1966 - Seismic velocities. In *Handbook of Physical Constants*, revised edition, *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 97, 196-218.

RABU D., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., DENIS E., BALE P., BARDY Ph. 1988 - The Brioverian (late Proterozoic) and the cadomian orogeny in the Armorican Massif. In *The Cadomian orogeny*, D'Lemos R.D., Strachan R.A., Topley C.G. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51, 81-94.

RABU D., CHAUVEL J.J., CHANTRAINE J. 1983 - Nouvelles propositions pour la lithostratigraphie du Briovérien (Protérozoïque supérieur) et pour l'évolution géodynamique cadomienne en baie de St-Brieuc (Massif Armoricain). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXV, 4, 615-621.

RAYNAUD B.A. 1987 - Seismic studies of the lower crust. Ph.D. Thesis, Cambridge, non publiée, 144 p.

RAYNAUD B.A. 1988 - A 2D, ray-based, depth migration method for deep seismic reflections. *Geophys. J.*, 93, 163-171.

RAYNAUD B.A. 1988 - Statistical modeling of lower crustal reflections. *Geophys. J.*, 95, 111-121.

REIF D.M., ROBINSON J.P. 1981 - Geophysical, geochemical and petrographic data and regional correlation from the Arizona State A-1 well, Pinal county, Arizona. *Ariz. Geol. Soc. Digest*, 13, 99-109.

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.

RESTON T.J. 1988 - Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. *Tectonics*, 7, 5, 929-945.

RESTON T.J. 1990 - Mantle shear zones and the evolution of the Northern North Sea basin. *Geology*, 18, 272-275.

RESTON T.J., BLUNDELL D.J. 1987 - Possible mid-crustal shears at the edge of the London Platform. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 251-258.

ROACH R.A., ADAMS C., BROWN M., POWER G., RYAN P. 1972 - The Precambrian stratigraphy of Armorican Massif (NW France). In 24ème Congr. Géol. Int., Montréal, 1, 246-252.

ROLET J., LE GALL B., DARBOUX J.R., THONON P., GRAVELLE M. 1986 - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1936, 8, II, 1, 43-54.

ROTSTEIN Y., YUVAL Z., TRACHTMAN P. 1987 - Deep seismic reflection studies in Israël, an update. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 389-394.

RYAN P.D., ROACH R.A. 1975 - The Brioverian-Pentevrian boundary at Palus-plage (Armorican Massif, France). *Bull. Soc. Geol. Mineral. Bretagne*, C, VII, 1, 1-20.

RYBACH L. 1987 - A petrological model of the lower continental crust, derived from seismics velocities and from radioactive heat production. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 403-408.

RYBACH L., BUNTERBARTH G. 1984 - The variation of heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. *Tectonophysics.*, 103, 335-344.

SANDERSON D.J. - Structural variation across the northern margin of the Variscides in NW Europe. In *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*, Hutton D.H.W. Sanderson D.J. eds., 149-165.

SANDMEIER K.J., WÄLDE W., WENZEL F. 1987 - Physical properties and structure of the lower crust revealed by one- and two-dimensional modelling. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 339-344.

SANDMEIER K.J., WENZEL F. 1986 - Synthetic seismograms for a complex crustal model. *Geophys. Res. Letter*, 13, 1, 22-25.

SEGOUFIN J. 1975 - Structure du plateau continental armoricain. *Philos. Trans. R. Soc. London,* A, 279, 109-122.

SERPA L., DE VOOGD B. 1987 - Deep seimic reflection evidence for the role of extension in the evolution of continental crust. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 55-60.

SETTO I., MEISSNER R. 1987 - Support from gravity modelling for seismic interpretation. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 389-394.

SHACKLETON R.M. 1984 - Thin-skinned tectonics, basement control and the Variscan front. In *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*, Hutton D.H.W. Sanderson D.J. eds., 125-129.

SHACKLETON R.M., RIES A.C., COWARD M.P. 1982 - An interpretation of the Variscan structures in SW England. *J. Geol. Soc. London*, 139, 533-541.

SHERIFF R.E. 1980 - Seismic stratigraphy, IHRDC, Boston.

SHERIFF R.E. 1984 - Encyclopedic dictionary of exploration geophysics. *Soc. Explor. Geophys.*, Tusla.

SIBUET J.C., MATHIS B., PASTOURET L., AUZENDE J.M., FOUCHER J.P., HUNTER P.M., GUENNOC P., de GRACIANSKY P.C., MONTADERT L., MASSON D.G. 1984 - Morphology and basement structures of the Goban Spur continental margin (NE Atlantic) and the role of the Pyrenean orogeny. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 80, 1153-1165.

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. 1990 - 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., *Bull. Soc. Géol. Fr.* sous presse.

SMITH A.J., CURRY D. 1975 - Structure and geological evolution of the English Channel. *Philos. Trans. R. Soc. London*, A, 279, 3-20.

SMITH A.J., STRIDE A.H., WHITTARD W.F., SABINE P.A. 1965 - The geology of the Western Approaches of the English Channel: a recently discovered Variscan granite WNW of Scilly. *Colstons Papers, Butterworths Sci. Pub.,* London, 17, 287-301.

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 Engeneering Division Departement of Energy.

SMITHSON S.B. 1986 - A physical model of the lower crust from North America based on seismic reflection data. In *The nature of the lower continental crust*, Dawson J.B., Carswell D.A., Hall J., Wedepohl K.H. eds., *Spec. Publ. Geol. Soc. Amer.*, 24, 23-24.

SMITHSON S.B., JOHNSON R.A., HURICH C.A. 1986 - Crustal reflections and crustal structure. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 14, 21-32.

SMITHSON S.B., JOHNSON R.A., HURICH C.A., VALASEK P.A., BRANCH C. 1987 - Deep crustal structure and genesis from contrasting reflection patterns: an integrated appproach. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 67-72.

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.

STEWART D.B., UNGER J.D., PHILLIPS J.D., GOLDSMITH R., POOLE W.H., SPENCER C.P., GREEN A.G., LOISELLE M.C., St JULIEN P. 1986 - The Quebec-Western Maine Seismic Reflection Profile: Setting and First Year Results. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 14, 189-200.

STOLT R.H. 1978 - Migration by Fourier transform. *Geophysics,* 43, 1, 23-48.

STOSCH H.G., LUGMAIR G.W. 1984 - Evolution of the lower continental crust: granulite facies xenoliths from the Eifel, Western Germany. *Nature*, 311, 368-370.

STOSCH H.G., LUGMAIR G.W., SECK H.A. 1986 - Geochemistry of granulite-facies lower crustal xenoliths: implications for the geological history of the lower continental crust below the Eifel, West Germany. In *Nature of the lower continental crust*, Dawson J.B., Carswell D.A., Hall J., Wedepohl K.H. eds., 24, 309-318.

STRACHAN R.A , TRELOAR P.J., BROWN M., D'LEMOS R.S. 1989 - Cadomian terrane tectonics and magmatism in the Armorican Massif. *J. Geol. Soc. London*, 146, 423-426.

STYLES M.T., RUNDLE C.C. 1984 - The Rb-Sr isochron age of the Kennack gneiss and its bearing on the age of the Lizard complex, Cornwall. *J. Geol. Soc. London*, 141, 15-19.

TALWANI M., WORZEL J.L., LANDISMAN M. 1959 - Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino sub-marine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.

TARGHETTA J. 1983 - Rapport de supervision du programme SWAT de sismique réflexion marine profonde. Projet du BIRPS en collaboration avec le groupe ECORS. Rapport SNEAP.

THIRLWALL M.F. 1981 - Implications for Caledonian plate tectonic models of chemical data from volcanics rocks of the British Old Red Sandstone. *J. Geol. Soc. London*, 138, 123-138.

THIRLWALL M.F. 1983 - Isotope geochemistry and origin of calkalkaline lavas from Caledonian continental margin volcanic arc. *J. Volc. Geoth. Res.*, 18, 589-631.

THIRLWALL M.F. 1988 - Geochronology of British Late Caledonian magmatism in Northern Britain. *J. Geol. Soc. London*, 145, 951-967.

THOMPSON G.A., HILL J.L. 1986 - The deep crust in convergent and divergent terranes: Laramide uplift and Basin-Range rifts. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M. et Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamic Series*, 14, 243-256.

THOMPSON G.A., TALWANI M. 1966 - Velocity-density relationships and the root of the Sierran Highland region. Program of meeting of Seismological Soc. Amer. and Cordilleran Section of Geol. Soc. Amer., Reno, Nevada, p. 71.

TOMEK C., DVORRAKOVA L., IBRMAJER I., YIRICEK R., KORAB T. 1987 - Crustal profiles of active continental collisional belt: Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 89, 383-386.

TRELOAR P.J., STRACHAN R.A. 1990 - Cadomians strike-slip tectonics in NE Brittany. In *The Cadomian orogeny*, D'Lemos R.D., Strachan R.A., Topley C.G. eds., *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 51, 151-168.

UNGER J.D. 1986 - A microcomputer program to migrate line drawing of seismic reflection sections. U. S. Geol. Survey, Open File Prelim. Rep. 86-286, 14 p.

UNGER J.D. 1988 - A PC program for migration of seismic reflection profiles. *Geobyte*, 42-54.

VALASEK P., HAWMAN R.B., JOHNSON R.A., SMITHSON S.B. 1987 - Nature of the lower crust and Moho in eastern Nevada from wide angle reflection measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 11, 1111-1114.

VIDAL Ph. 1980 - L'évolution polyorogénique du Massif Armoricain : un apport de la géochronologie et de la géochimie isotopique du strontium. *Mém. B.R.G.M.*, 21, 162 p.

VIDAL Ph., AUVRAY B., CHAUVET J.F., COGNE J. 1972 - L'âge radiométrique de la diorite de St-Quay-Portrieux (Côtes-du-Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 275, 1323-1326.

VIDAL Ph., AUVRAY B., COGNE J., HAMEURT J., JEANNETTE D. 1971 - Données géochronologiques sur la série spilitique d'Erquy: problèmes nouveaux à propos du Briovérien de Bretagne septentrionale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273, D, 132-135.

VIGNERESSE J.L., JOLIVET J., CUNEY M., BIENFAIT G. 1988 - Etude géothermique du Massif Armoricain. *Hercynica*, IV, 45-55.

WARNER M.R. 1986 - Deep seismic reflection profiling of the continental crust at sea. In *Reflection seismology: A global perspective*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 13, 281-286.

WARNER M.R. 1987 (a) - Migration, why doesn't it work for deep continental data ? *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 21-26.

WARNER M.R. 1987 (b) - Seismic reflections from the Moho. The effect of isostasy. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88, 425-435.

WARNER M.R., McGEARY S. 1987 - Seismic reflection coefficients from mantle fault zones. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 223-230.

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.

WATSON J., DUNNING F.W.,1979 - Basement-cover relations in the Britih 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.

WEBER C.C. 1972 - Le socle antétriasique sous la partie Sud du bassin de Paris d'après les données géophysiques. Thèse de doctorat d'Etat, Paris, 343 p.

WEIGHELL A.J., DOBSON M.R., WHITTINGTON R.J., DELANTY L.J. 1980 - Upper Cretaceaous geology of the Celtic Sea, North Atlantic borderlands. *Canadian Society of Petroleum Geologist*, 7, 727-741.

WEIGHELL A.J., DOBSON M.R., WITTINGTON R.J., DELANTY L.J. 1981 - Upper Cretaceous geology of the Celtic Sea. In *Geology of the North Atlantic borderlands*, Kerr J.W., Fergussen A.J. eds, *Can. Soc. Pet. Geol.*, Mem. 7, 727-741.

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. 1985 - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. Earth Sci.*, Ottawa, 22, 108-125.

WERNICKE B. 1986 - Whole lithosphere normal simple-shear: an interpretation of deep-reflection profiles in Great-Britain. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamic Series*, 14, 331-339.

WEVER T., MEISSNER R. 1987 - About the nature of reflections from the lower continental crust. *Ann. Geophys.*, 5B, 4, 349-352.

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.

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.

WILLIAMS G.D., BROOKS M. 1985 - A reinterpretation of the concealed Variscan structures beneath southern England by section balancing. *J. Geol. Soc. London*, 142, 689-695.

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.

WONG Y.K., SITHSON S.B., ZAWISLAK R.L. 1982 - The role of seismic modeling in deep crustal reflection interpretation. Part I. *Contrib. Geol.*, 20, 91-109.

WOODCOCK N.H. 1984 - The Pontesford Lineament, Welsh Borderland. *J. Geol. Soc. London*, 141, 1001-1014.

WOODHALL D., KNOX R.W.O'B 1979 - Mesozoic volcanism in the northern North Sea and adjacent areas. *Bull. Geol. Surv. Gt. Br.*, 70, 35-55.

WOOLLARD G.P. 1959 - Crustal structure from gravity and seismic measurements. *J. Geophys. Res.*, 64, 1521-1544.

WOOLLARD G.P. 1962 - The relation of gravity anomalies to surface elevation, crustal structure and geology. In Research Rept. Series (62-69), Geophysical and Polar Research Center, University of Wisconsin, Madison.

WOOLLARD G.P.1969 - In *The Earth's crust and upper mantle*, Hart P.J. ed., *Amer. Geophys. Un.*, 320-340.

YARDLEY B.W.D. 1986 - Is there water in the deep continental crust ?. *Nature*, 323, 111-112.

YOUNG R.A., WRIGHT J., WEST J.F. 1986 - Seismic Crustal Structure NorthWest of Thunder Bay, Ontario. In *Reflection seismology: The continental crust*, Barazangi M., Brown L. eds., Amer. Geophys. Un., *Geodynamics Series*, 14, 143-156.

ZAWISLAK, SMITHSON 1981 - Problems and interpretation of COCORP deep seismic reflection data, Wind River RAnge, Wyoming. *Geophysics*, 46, 1684-1701.

ZIEGLER P.A. 1978 - North Western Europe: tectonics and basin development. *Geologie Mijnb.*, 57, 589-626.

ZIEGLER P.A. 1982 - Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell internationale petroleum Maatschappij B.V.

ZIEGLER P.A. 1984 - Caledonian and Hercynian crustal consolidation of western and central Europe - a working hypothesis. *Geologie en Mijnbouw*, 93-108.

ANNEXES

LES LOGICIELS

```
SWAT 10
KM
STD
0 210 0 15
12.78   3.67
13.63   3.75
14.53   3.81
999999 0
18.57   2.72
19.42   2.74
20.37   2.80
999999 0
24.61   3.41
25.01   3.45
999999 0
25.31   3.47
26.36   3.49
999999 0
26.81   3.51
27.46   3.51
999999 0
28.71   3.55
29.85   3.63
999999 0
```

Figure 1 Exemple de fichier de type REDIPLO.

Au cours de ce travail, différents logiciels ont été mis au point ou modifiés : REDIPLO, PLOT, TALBI7, LANGLE, REPART, RAYOUT. Nous avons cherché à rendre ces programmes simples et pratiques à utiliser. Dans ce but, l'interactivité a été développée (systèmes de menus, textes explicatifs, possibilité de modifications des données par les programmes), la saisie des données a été automatisée (lecture dans des fichiers au lieu d'une saisie au clavier), et les formats des fichiers utilisés ou créés par les différents programmes ont été homogénéisés (un même fichier peut être traité par tous les programmes sans devoir être modifié).

Le format type de l'essentiel des fichiers utilisés par ces programmes (nous l'appellerons type REDIPLO) est le suivant (Fig.1) :

- trois lignes de texte (80 caractères max. par ligne),
- une ligne pour l'échelle des données, consistant en quatre valeurs (abscisses minimale et maximale, ordonnées minimale et maximale) séparées par des blancs,
- n lignes pour n points (un point est un couple de valeurs, séparées par un blanc). Si plusieurs objets sont définis (chacun par une succession de points) dans un même fichier, ils sont séparés par le couple particulier (999999 0). La fin du fichier est également marquée par ce couple.

Les caractéristiques propres à chaque programme font l'objet des annexes suivantes :

- annexe A : RAYOUT
- annexe B : RAYMIG,
- annexe C : TALBI7,
- annexe D : LANGLE, REPART,
- annexe E : REDIPLO, PLOT.

ANNEXE A

LE PROGRAMME RAYOUT

1. Les caractéristiques techniques

Le programme fourni par J.Unger a été créé avec la version 4.0 du langage C, pour un micro-ordinateur compatible avec le standard IBM, c'est-à-dire fonctionnant avec le système d'exploitation MSDOS (version 2.11 ou plus récente). 256 Ko de mémoire vive lui suffisent, 384 Ko sont recommandés. Un coprocesseur de calcul 8087 ou 80287 est le bienvenu.
RAYOUT offre la possibilité d'utiliser différents types d'écrans (CGA, EGA, couleur ou monochrome), mais il faut pour cela modifier le code, et bien entendu recompiler le programme après chaque modification. Or la bibliothèque graphique (Essential Graphics Co) utilisée par Unger n'est pas à notre disposition. Ainsi, nous possédons une version compilée de RAYOUT adaptée à l'Olivetti M24 sur lequel nous avons travaillé, mais il n'est pas possible de modifier puis recompiler le code correspondant.
C'est pourquoi nous avons traduit le programme en Turbo Pascal (version 5.0) lorsqu'un problème s'est présenté au niveau de la sortie des résultats.

2. Le principe

Voir la partie II.1. du chapitre III de ce mémoire.

3. Les données

RAYOUT, dans sa version en Turbo Pascal, lit un fichier de données numérisées .DIG, et demande à l'utilisateur de fournir les paramètres v_0 et k (vitesse initiale et gradient de vitesse), au clavier.

Le fichier .DIG est de type REDIPLO (voir annexe E). Il peut être directement créé par le programme REDIPLO.

4. Le graphisme

RAYOUT, dans sa version initiale en langage C, propose un affichage à l'écran des sections migrées et/ou non migrées, passées en kilomètres dans les deux cas. Eventuellement, avec un écran adapté, les deux sections (migrée et non migrée) peuvent être superposées, avec deux couleurs.
Il est possible de procéder à une copie d'écran sur imprimante, mais la qualité de ce type de reproduction ne se prête pas à une étude détaillée. Il est donc proposé de sauvegarder la section migrée dans un fichier qui peut ensuite être tracé. A ce stade de l'utilisation de RAYOUT, nous avons rencontré différents problèmes matériels, qui nous ont amené à transcrire le programme en Turbo Pascal. La version en Turbo Pascal du programme ne possède pas de graphisme. Le programme n'effectue que le calcul, dont il stocke les résultats dans un fichier. Celui-ci peut ensuite être tracé sur écran ou sur table traçante par le programme PLOT (annexe E).

5. Les performances

Les temps d'exécution des migrations de différents fichiers sont regroupés dans le tableau 1.

Fichier	Nombre de réflecteurs	Nombre de points	Temps(mn:s)		Nombre de points/s	
			O	B	O	B
SW3SED .DIG	92	743	0:21	0:23	35	32
SW3FED .DIG	1059	4749	1:42		46	
SW3SIM .DIG	278	1189	0:32	0:33	37	36
SW3RED .DIG	2021	5325	2:08	2:05	42	43
SW3BED .DIG	1213	2876	0:56	1:04	51	45
SW3DED .DIG	1150	5492	2:03	2:34	45	37
SW8FED .DIG	837	4733	1:49	2:17	43	35
SW8DED .DIG	1654	2211	1:00	0:46	37	48
SW8RED .DIG	1172	2693	0:57	0:57	47	47
SW8RSED.DIG	171	482	0:13	0:12	37	40
SW8BED .DIG	1105	6222	2:21	3:01	44	34
SW8BSED.DIG	268	1489	0:34	0:43	44	35
SW9SED .DIG	214	1238	0:29	0:36	43	34
SW9BED .DIG	693	2343	0:54	1:00	43	39
SW9RED .DIG	909	3600	1:26	1:37	42	37
SW10SIM.DIG	542	1913	0:54	0:50	35	38
SW10DED.DIG	1965	12210	5:16	5:51	39	35
SW10RED.DIG	2257	5126	2:00	1:58	43	43
SW10BED.DIG	2069	13619	5:27	6:33	42	35
SW10SED.DIG	104	1409	0:39	0:43	36	33
SW11BED.DIG	840	1902	0:39	0:39	49	49
SW11BED.DIG	930	2216	0:54	0:48	41	46
SW11SED.DIG	91	314	0:08	0:08	39	39

Tableau 1 Performances du programme RAYOUT sur différents micro-ordinateurs.
O : Olivetti M24, avec coprocesseur (NPU i8087).
B : Bull Micral 75.

ANNEXE B

```
SWAT 8
-999999-999999
-777777-777777
-000005+000010
-999999-999999
+000100+000400
+000200+000410
+000850+000420
-999999-999999
-888888-888888
+000555+000600
+000560+000610
-999999-999999
-999999-999999
```

Figure 2 Exemple de fichier .DIG.

LE PROGRAMME RAYMIG

1. Les caractéristiques techniques

RAYMIG a été écrit en Fortran 77 par B.Raynaud en 1984, amélioré par D.Smythe et A.Barclay en 1986 et 1987.
Le graphisme est géré par la bibliothèque Uniras GKS (version 2.7). Les meilleurs résultats graphiques sont obtenus sur des consoles Tektronix 4111.
RAYMIG est la propriété de Geologica Ltd.
La version que nous avons employée est implantée à l'Institut Français du Pétrole, sur un VAX fonctionnant avec le système d'exploitation VMS.

Rappelons que le programme se présente en deux parties :

1- le calcul
2- le graphisme.

Des données doivent être fournies à la partie un (calcul), qui génère alors des fichiers contenant les renseignements utiles à la partie deux (graphisme). Les deux parties peuvent être utilisées séparément, à condition que les fichiers requis existent.

2. Le principe

Voir la partie II.2. du chapitre III de ce mémoire.

3. Les données

3.1. Pour le calcul

Les entrées de la partie un sont essentiellement contenues dans deux fichiers :

- fichier .DIG : résultat de la numérisation du profil,
- fichier .GST : description de la structure de vitesse et paramètres de traitement (filtres, valeurs limites).

Quelques autres données sont fournies au clavier par l'utilisateur, lors de l'exécution du programme.

Fichier .DIG (Fig.2)
C'est une succession de couples (x,t) figurant

- des points des réflecteurs
- des coins de cadre
- des drapeaux.

Un drapeau est un couple de valeurs particulières, par exemple (-999999-999999) qui indique le type de la

SW10BED2.GST

IMPRIMER un rai sur - de - à -; arrêter après le segment -; debug: oui/non (1/0)
10 1 1000 10000 0
DRAPEAUX: fin de segm., décomposition de segm., coin du prof., échec de la migr., pointillé
-999999 -666666 -777777 -444444 -888888
ECHELLE du profil digitalisé en x et en y
0.01 0.01
LISSAGE REFLECTEURS: filtre FD (km), filtres FL : min. (km), max. (km), filtre FP (s/km ?)
1.0 0.1 2.0 20.0
STRUCTURE DE VITESSE
Nombre de couches (<20)
8
Vitesses (km/s) - dix au plus par ligne
1.0 2.41 3.37 4.51 5.29 6.20 6.85 7.00
Nombre de colonnes
30
Position des colonnes (km) - dix au plus par ligne
0.0 18.5 18.5 23.0 39.5 42.5 53.5 64.0 64.0 72.0
80.7 80.7 85.7 85.7 90.0 90.0 97.5 97.5 102.5 102.5
113.5 113.5 125.0 135.0 150.0 165.0 170.0 193.0 198.0 210.0
Temps max (s); profondeur max (km); vitesse sous la dernière couche (km/s)
15.0 60.0 8.07
Filtre PL (km); filtre FG (deg); modèle 1D/2D (1/0)
0.0 90.0 1
Structure en temps/profondeur (0/1); logs/couches (0/1)
0 1
Profondeurs des logs ou des couches

0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
0	0	0	0	0	0.19	0.23	0.19	0.19	0	
0	0	0	0	0	0.19	0.29	0	0	0.58	
0.19	0.20	0.18	0.16	0.14	0.12	0.11	0.10	0	0	
0	0	0.3	0.58	0.29	0.39	0.39	0.29	0.19	0.19	
0.51	0.19	0.39	0	0	0.19	0.29	0.39	0.35	0.88	
0.55	0.2	0.18	0.16	0.14	.12	0.11	0.10	0	0	
1	0.78	0.98	1.37	0.98	1.17	0.60	0.39	0.58	0.39	
0.78	0.19	0.39	0.33	0.53	0.19	0.29	0.58	0.64	0.88	
0.55	0.2	0.18	0.16	0.14	0.12	0.11	0.10	0	0	
2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
2	2	2	2	2	0.19	0.29	0.58	0.64	0.88	
0.55	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	
6.5	7.15	7.15	7.25	6.86	6.66	6.37	6.47	6.47	6.47	
6.37	6.37	6.47	6.47	6.56	6.66	6.66	6.66	6.47	6.47	
6.37	6.31	6.55	6.79	7.03	7.27	7.52	7.74	7.84	7.64	
9.6	9.8	9.8	10.1	10.2	10.2	10.4	10.2	10.2	10.35	
10.6	10.6	10.5	10.6	10.6	10.58	10.39	10.39	10.39	10.39	
10.19	10.23	10.32	10.41	10.50		10.59	10.68	10.78	10.98	10.78

Figure 3 Exemple de fichier .GST.

donnée qui le suit (réflecteur, multiples, coins du cadre...). Ces drapeaux sont déterminés dans le fichier .GST (Fig. 3, ligne 2). L'échelle des données contenues dans le fichier .DIG est également indiquée dans le fichier .GST (Fig.3, ligne 3). Il n'est pas obligatoire de spécifier les coordonnées des coins du cadre dans lequel sera représenté le profil. Le programme peut choisir des valeurs par défaut.

Fichier .GST (Fig.3)

Les paramètres divers fournis par .GST dans les lignes 1 à 4 sont détaillés dans l'exemple de la figure 3. On trouve en particulier à la ligne 4, le filtre VF dont il a été question dans le chapitre sur la migration.

La structure de vitesse est décrite dans les lignes 5 à 12 du fichier. C'est un ensemble de couches, de vitesses différentes, chaque couche ayant une vitesse constante (Fig.16 du chapitre III). Ces couches peuvent être définies par deux moyens, intitulés sommairement "logs" et "couches" dans l'exemple de la figure 3 :

- couches : soit un modèle de vitesses a été préalablement élaboré pour le profil traité, et l'on fournit alors les coordonnées (x,t) ou (x,z) de la base des couches formant ce modèle. Attention : à chaque x introduit pour définir la forme d'une couche, doivent également correspondre les profondeurs de toutes les autres couches du modèle. Le nombre de coordonnées x et l'écart entre deux x sont libres. Il est possible de modéliser des inversions de vitesses (vitesse décroissant avec la profondeur) et des failles (en attribuant deux colonnes de profondeurs différentes à un même x).

- logs : soit on possède une série de profils de vitesses (en kilomètres ou en secondes temps double), issus par exemple du traitement des données sismiques (analyse de vitesses), et localisés en divers endroits du document à migrer. Les couches de la structure de vitesse seront déduites de ces profils par interpolation linéaire. Cette méthode donne une structure de vitesses moins précise que celle définie par la méthode précédente, et les inversions ne sont pas modélisables (une couche de vitesse plus faible que la vitesse de la couche supérieure se verra attribuer la vitesse de la couche supérieure).

Si les profondeurs des couches ou des profils sont données en secondes temps double, elles sont converties en kilomètres, en utilisant les vitesses du modèle.

Les interfaces entre deux milieux de vitesses différentes sont lissées, en chaque point, avec un coefficient proportionnel à la distance aux points voisins, coefficient dont la valeur maximale est fixée par l'utilisateur (ligne 10, fichier .GST - voir PL dans le paragraphe 3.3.3. du chapitre III).

3.2. Pour le graphisme

Huit fichiers sont créés par la partie un et utilisés en entrée de la partie deux. Leurs noms sont composés d'un radical commun, fourni par l'utilisateur à la partie un du programme, et d'une extension de trois lettres. Les huit extensions sont : .COR, .STR, .CON, .RAY, .RAW, .SMT, .ZSE, .LOG. Il n'est pas nécessaire de connaître le détail du contenu de ces fichiers, il suffit de s'assurer qu'ils existent pour pouvoir demander un tracé.

Toutefois il peut être utile de savoir que le fichier .SMT reproduit les données du fichier .DIG (résultat de la numérisation de la section non migrée), complétées par les drapeaux indiquant si un réflecteur a été décomposé (drapeau 2, ligne 2, fichier .GST) lors du lissage précédant la migration, ou si la migration a échoué pour un réflecteur donné (drapeau 4, ligne 2, fichier .GST).

Fichier	Nbe réflecteurs	Nbe points	Temps(mn:s)	Moyenne
SW3BED.DIG	1213	2876	0:52 à 3:21	1:48
SW3SIM.DIG	278	1189	0:40	
SW3LG2.DIG	491	2020	0:18 à 0:25	0:21
SW3DED.DIG	1150	5492	0:49 à 2:45	1:33
SW8RED.DIG	1172	2693	0:59 à 1:28	1:15
SW8BED.DIG	1105	6222	1:06	
SW9RED.DIG	909	3600	0:40 à 1:46	1:17
SW9LG2.DIG	409	2354	0:22	
SW10SIM.DIG	540	1913	0:40	
SW10BED.DIG	2069	13619	2:56 à 11:28	6:12
SW10RED.DIG	2257	5126	0:53	
SW10LG2.DIG	524	1594	0:14	
SW11RED.DIG	930	2216	0:23 à 1:03	0:46

Tableau 2 Performances du programme RAYMIG.

4. Le graphisme

Dans sa deuxième partie, le programme RAYMIG offre :

- un choix de représentations sur écran ou table traçante
  - des données initiales en secondes temps double (section temps, section temps lissée, profils de vitesse),
  - des résultats de la migration en kilomètres (section migrée, rais, structure de vitesse, profils de vitesse).

  Dans chacun de ces deux cas, plusieurs des options proposées (voire toutes) peuvent être superposées sur le même schéma.

- la possibilité de modifier la structure de vitesse (ajout, retrait, déplacement de profils, de couches, changement des valeurs des vitesses). La nouvelle structure est sauvegardée dans le fichier .GST à la place de l'ancienne et pourra servir à une nouvelle exécution de la partie un (calcul). Cette modification de la structure à l'écran, plus facile et plus souple que "à la main", doit permettre la recherche itérative rapide d'une bonne structure de vitesse. L'interactivité et la convivialité de cette partie du programme ne sont cependant réelles que grâce à l'utilisation d'une souris, sans laquelle le déplacement du réticule dans les menus est assez fastidieux.

Les dessins sont réalisés à partir des huit fichiers créés au cours de la partie un. Il n'est donc pas nécessaire de repasser par la partie un à chaque fois que l'on souhaite une représentation graphique. Tant que les huit fichiers ne sont pas effacés, un même dessin peut être demandé.

5. Les performances

Les temps de migration, sur le VAX de l'IFP, de différents fichiers de données sont regroupés dans le tableau 2.
Le système d'exploitation utilisé étant multitâche, les temps d'exécution sont bien entendu affectés par l'occupation de l'ordinateur. Les temps les plus brefs sont les plus significatifs du véritable rendement de l'ordinateur et du programme, mais ce ne sont pas les temps effectivement rencontrés le plus souvent. On constate que, sauf cas exceptionnel de très gros fichier et de fort encombrement du système, ces temps sont bas et permettent réellement de nombreuses exécutions successives.

ANNEXE C

LE PROGRAMME TALBI7

1. Les caractéristiques techniques

Le programme TALBI7 a été écrit en Turbo Pascal (version 5.0). La partie graphique de TALBI7 utilise la bibliothèque Graphix Toolbox (version 4.0).
Le programme est implanté sur un micro-ordinateur compatible IBM, sous la forme de neuf fichiers .PAS : TALBI7 (programme principal), TALTYP (déclaration des types), TALVAR (déclaration des variables), TALFICH (gestion des entrées sorties par fichiers), TALGRAPH (gestion du graphisme), TALCUL (routines de calcul), TALINTER (partie interactive du programme), KADRE (routine de tracé de cadres), TIME (horloge).

2. Le principe

TALBI7 est basé sur l'algorithme de Talwani et al. (1959). Le calcul a été modifié d'après Duval (1986) pour prendre en compte correctement les effets de structures profondes.
Il permet la visualisation à l'écran du modèle gravimétrique et des anomalies calculée et observée.
D'autre part, l'anomalie calculée est systématiquement stockée dans un fichier ANOM.CAL. Elle pourra ainsi être dessinée sur table traçante par le programme PLOT. Les formats des fichiers .DAT et .DIG sont également compatibles avec l'utilisation du programme PLOT.

3. Les données

Le programme TALBI7 utilise en entrée trois fichiers, dont les noms sont formés d'un même radical et des extensions suivantes:

.DAT : ce fichier contient les coordonnées des points formant les structures du modèle, soit une succession de couples (x z). Il est de type REDIPLO (voir annexe informatique).

.REP : la première ligne de ce fichier contient trois paramètres de calcul : le nombre de points de calcul, la densité de l'encaissant, le nombre de structures (N). Sur les N lignes suivantes, les densités des N structures sont indiquées. Ces densités sont données dans le même ordre que celui dans lequel les structures sont entrées dans le fichier .DAT.

.DIG : ce fichier contient le résultat de la digitalisation de l'anomalie gravimétrique observée. Son organisation est identique à celle du fichier .DAT (type REDIPLO).

Les fichiers .DAT et .DIG peuvent être créés par le programme REDIPLO (programme de digitatilisation). Les données des fichiers .DAT et .REP peuvent être modifiées par le biais de TALBI7. Dans ce cas, les fichiers modifiés pourront être sauvegardés à la sortie du programme.

Fichier	Nombre de tours	Temps (mn:s)	Nombre de tours/s
SW3GV4	12880	0:47	274
SW3GV5	6480	0:24	270
SW3GV5	12558	0:45	279
SW3GV5	25038	1:28	284
SW3GV7	3300	0:14	235
SW3GV7	35310	2:11	269
SW3GV8	2277	0:11	207
SW3GV9	36915	2:07	290
SW9GV1	24900	1:26	289
SW10GV1	60492	4:07	245
SW10GV11	43665	3:27	297
SW10GV12	63325	3:38	290
SW10GV13	18957	1:03	301
SW10GV14	8262	0:31	266
SW10GV14	60775	3:47	267
SW10GV16	33867	1:48	313
SW10GV17	27477	1:46	259

Tableau 3 Performances du programme TALBI7 sur Bull Micral 75. Le nombre de tours correspond au produit du nombre de points de calcul et de la somme des points dont sont formées les différentes structures du modèle.

4. Les performances

Le tableau 3 donne une indication des temps de calcul de TALBI7 sur un Bull Micral 75 : le programme effectue entre 250 et 300 calculs par seconde.

ANNEXE D

LES PROGRAMMES LANGLE ET REPART

I. LE PROGRAMME LANGLE

1. Les caractéristiques techniques

Le programme LANGLE est écrit en Turbo Pascal (version 5.0). Il utilise la bibliothèque graphique Graphix Toolbox (version 4.0).

2. Le principe

LANGLE exécute trois types de tâches :
- le calcul des longueurs et des pendages des réflecteurs,
- la représentation graphique, à l'écran, de ces deux paramètres sous différentes formes,
- la création de fichiers contenant des réflecteurs triés d'après leurs pendages ou leurs longueurs.

Calcul des pendages : pour un réflecteur composé de plusieurs segments, le pendage de chaque segment est calculé, puis la moyenne des pendages, pondérée par les longueurs des segments, est calculée.

Représentations graphiques : le programme propose
- une répartition des réflecteurs dans des classes de pendage ou de longueur, sous forme d'histogramme et de "camembert". Lorsqu'une valeur d'angle ou de longueur est égale à une limite entre deux classes, le réflecteur correspondant est comptabilisé dans les deux classes,
- des diagrammes pendage-profondeur et longueur-profondeur,
- un diagramme pendage-longueur.

Création de fichier : le fichier contiendra les réflecteurs dont les valeurs de pendage ou de longueur sont comprises entre deux bornes fournies par l'utilisateur, borne inférieure incluse et borne supérieure exclue.

3. Les données

Pour le calcul des pendages et longueurs de réflecteurs, LANGLE utilise un fichier de données de type REDIPLO (voir l'annexe informatique) correspondant à un profil numérisé.
A l'issue de ce calcul, LANGLE génère un fichier qui sera ensuite utilisé pour toutes les représentations graphiques.
Les fichiers créés par LANGLE sont de type REDIPLO.

Fichier points/s	Nbe réflecteurs	Nbe points	Temps (s)	Nbe de
SW3BED.DIG	1213	2876	16	180
SW3RED.DIG	2021	5325	28,30,33	177
SW3FED.DIG	1059	4749	26	182
SW3DED.DIG	1150	5492	31	177
SW8RED.DIG	1172	2693	15	179
SW8TED.DIG	1066	2421	13	186
	1124	2618	15	174
SW8TED.LG1	934	2021	12	176
SW8STED.DIG	250	635	4	158
SW8VED.DIG	814	1786	12	148
SW8BED.DIG	1105	6222	32	194
SW9RED.DIG	909	3600	20	180
SW9BED.DIG	693	2343	13	180
SW10BED.DIG	2069	13619	73,81	177
SW10BED.LG1	1321	8692	53	164
SW10RED.DIG	2257	5126	27,32	171
SW10DED.DIG	1965	12210	64,66	187

Tableau 4 Performances du programme LANGLE sur Bull Micral 75.

4. Les performances

Les temps de calcul du programme, pour le Bull Micral 75, sont indiqués dans le tableau 4.

II. LE PROGRAMME REPART

1. Les caractéristiques techniques

Il est écrit en Turbo Pascal (version 5.0) et utilise la bibliothèque graphique Graphix Toolbox (version 4.0).

2. Le principe

Il permet de représenter la densité de réflecteurs par tranche de profondeur, sur l'ensemble de la longueur d'un profil ou en plusieurs points de celui-ci, au choix de l'utilisateur. La largeur des tranches de profondeur est également choisie par l'utilisateur.
La population d'une tranche de profondeur donnée est incrémentée lorsqu'un réflecteur ou une partie de réflecteur lui appartient.

Représentation graphique à l'écran : les densités par tranche de profondeur sont données sous la forme d'histogrammes, disposés horizontalement.

3. Les données

Le fichier de points utilisé est de type REDIPLO.

ANNEXE E

LES PROGRAMMES REDIPLO ET PLOT

I. LE PROGRAMME REDIPLO

1. Les caractéristiques techniques

REDIPLO est écrit en GWBASIC (version 2.01), seul langage permettant la communication avec les tables à digitaliser.
Deux versions de ce programme existent:
- l'une est adaptée au Logabax Personna 1600, à la table à digitaliser HP 9111A et au traceur HP 7574A, utilisés avec un bus d'interface IEEE,
- l'autre fonctionne sur l'Olivetti M24, avec la table à digitaliser Calcomp 2000 et la traceur Goertz SE 923l et une interface série SR232.

2. Le principe

Il permet la digitalisation point par point ou en continu, le dessin à l'écran ou sur table traçante, le calcul de régressions d'ordre un ou deux à partir d'un nuage de points.

3. Les données

Les fichiers utilisés (pour le dessin ou les régressions) ou créés (par la digitalisation) sont de type REDIPLO.

II. LE PROGRAMME PLOT

1. Les caractéristiques techniques

Il est écrit en Turbo Pascal (version 5.0) et utilise la bibliothèque graphique Graphix Toolbox (version 4.0).

2. Le principe

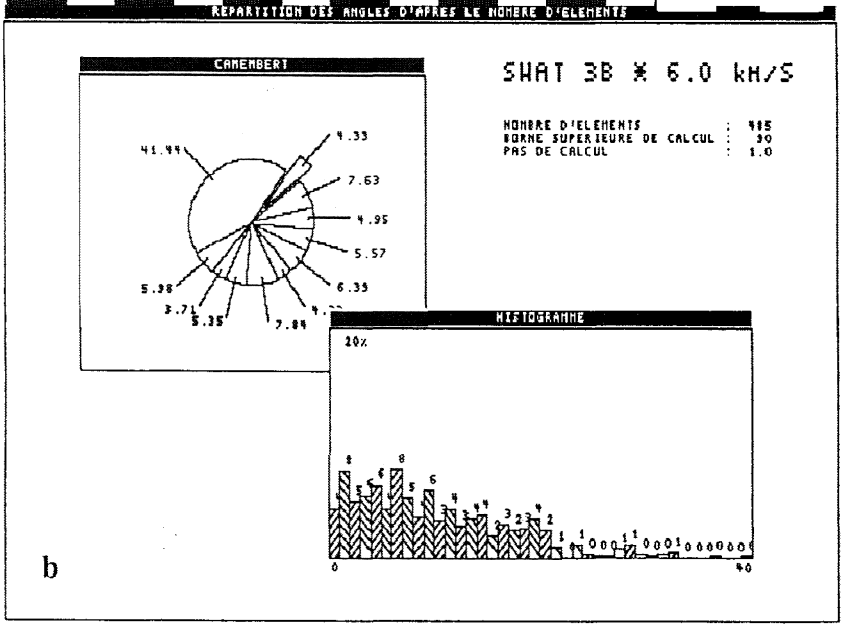
Il permet le dessin à l'écran, ou sur une table traçante compatible HP-GL. Dans ce dernier cas:
- la taille et la position du dessin, la vitesse des plumes sont laissés au choix de l'utilisateur,
- le programme génère un fichier dessin qui sera envoyé par l'utilisateur sur le traceur.

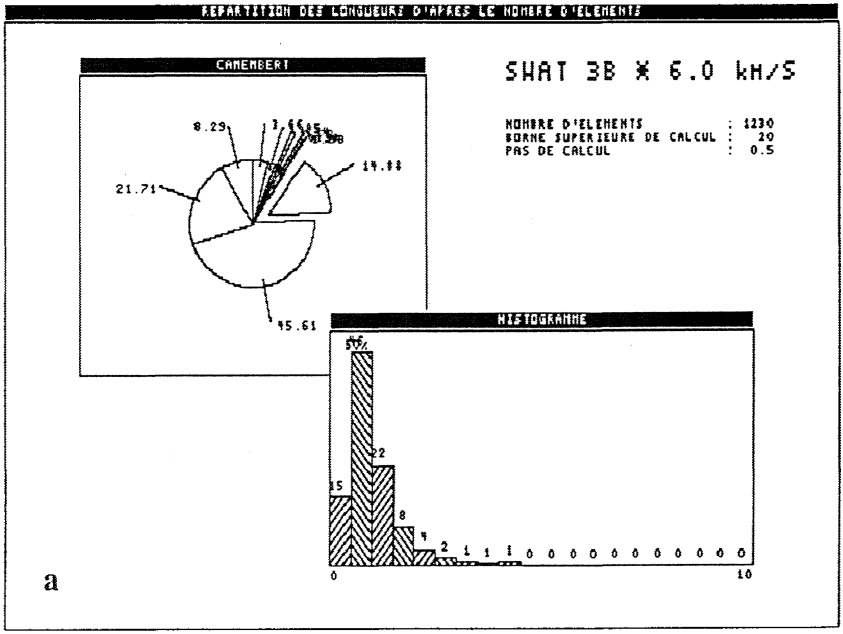
3. Les données

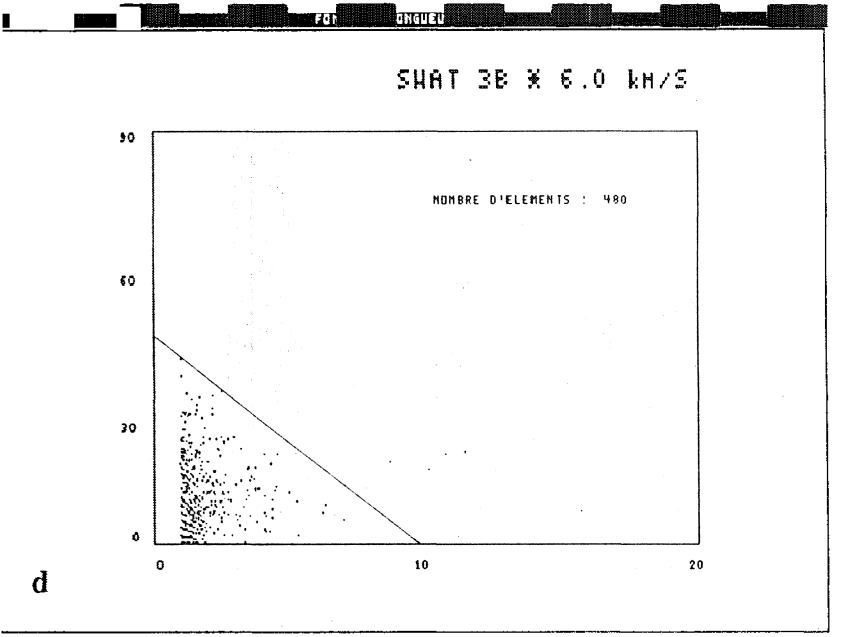
Les fichiers utilisés pour le dessin sont de type REDIPLO.
Les fichiers générés pour le dessin sur table traçante sont des fichiers ASCII (type texte en Turbo Pascal).

ANNEXE F

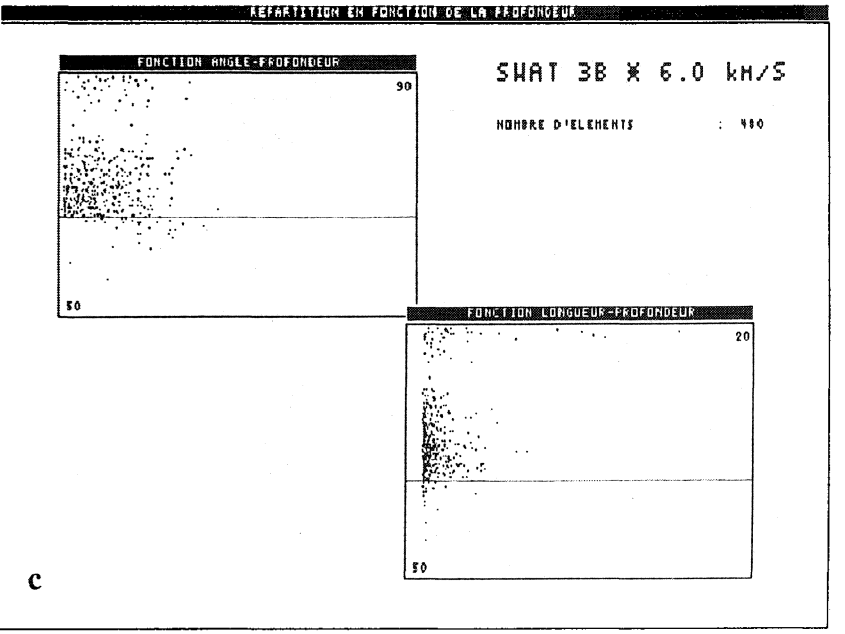
LES PROFILS ENTIERS


REPARTITION DES ANGLES D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
41.99
4.33
7.63
4.95
5.57
6.39
5.98
3.71
5.35
7.84
SWAT 3B * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 985
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
0
90
b

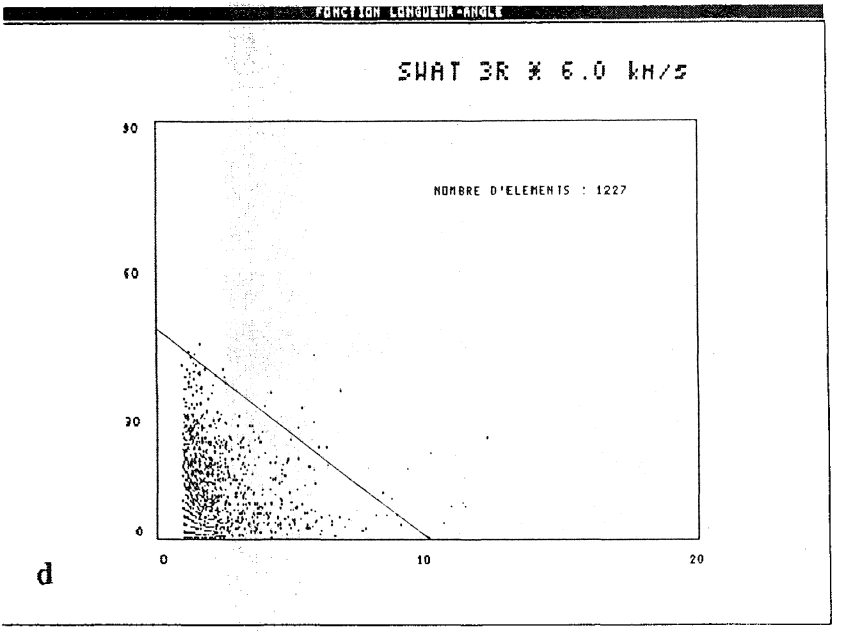

REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
8.29
21.71
14.88
45.61
SWAT 3B * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1230
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 10
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
55%
22
15
8
4
2
0
10
a


SWAT 3B % 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 480
90
60
30
0
0
10
20

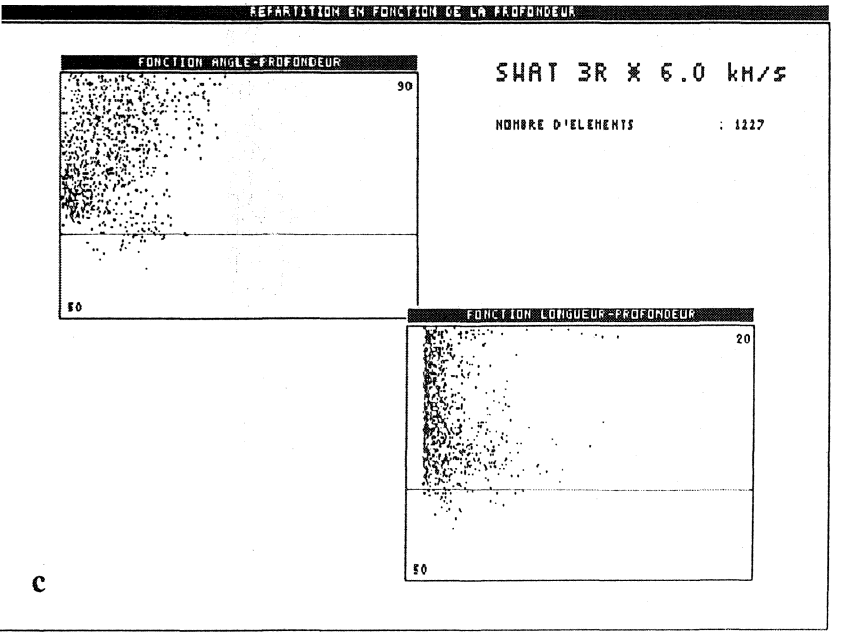
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 3B % 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 480
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

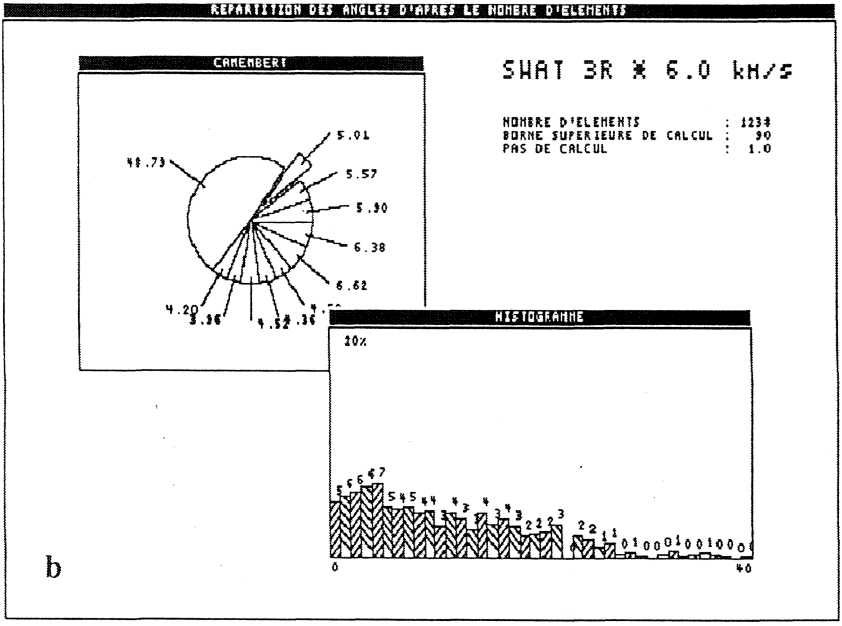
c

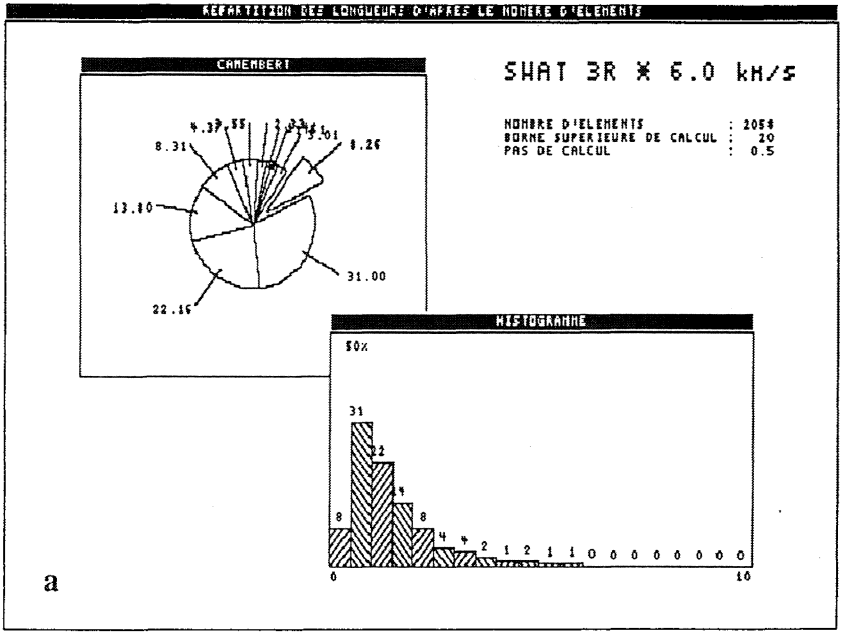

FONCTION LONGUEUR-ANGLE
SWAT 3R * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1227
90
60
30
0
0
10
20

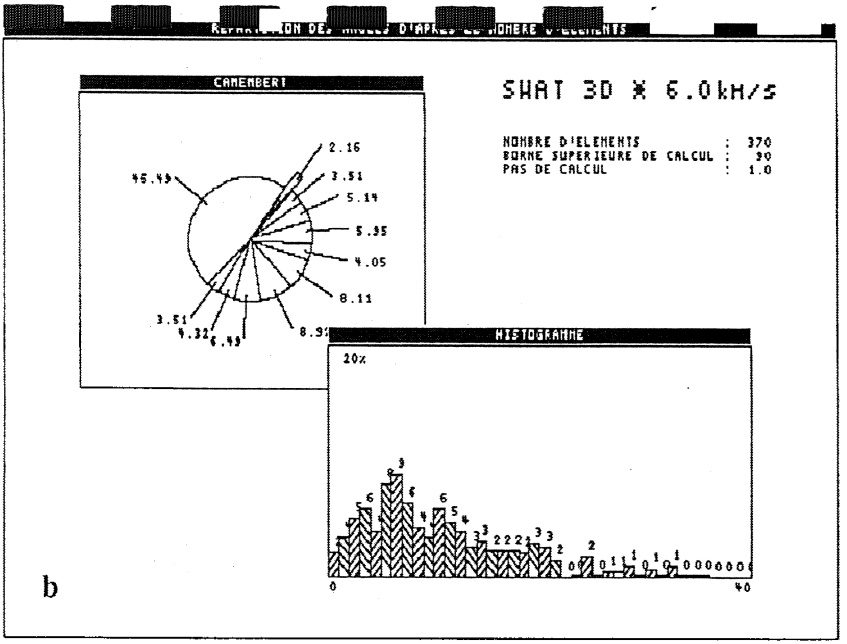
d

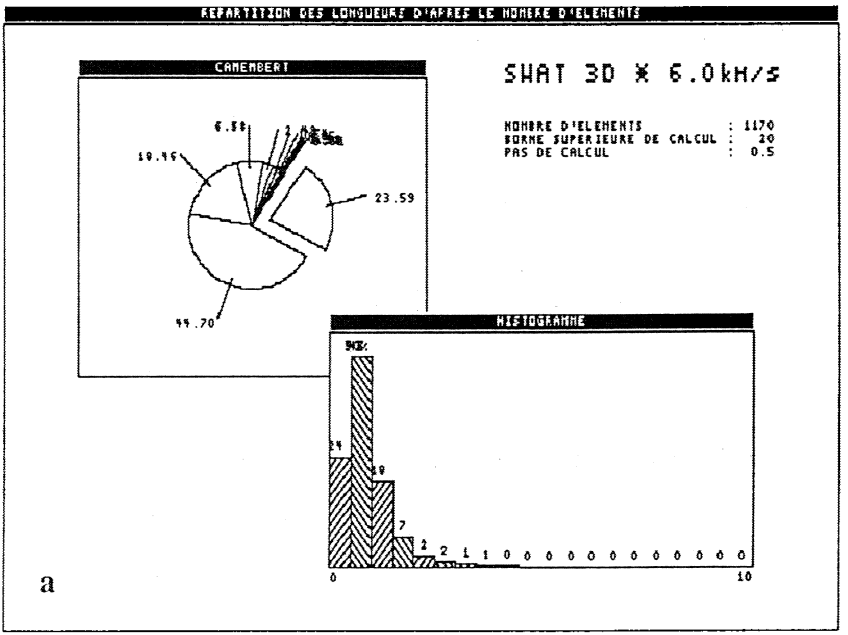

REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 3R * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1227
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

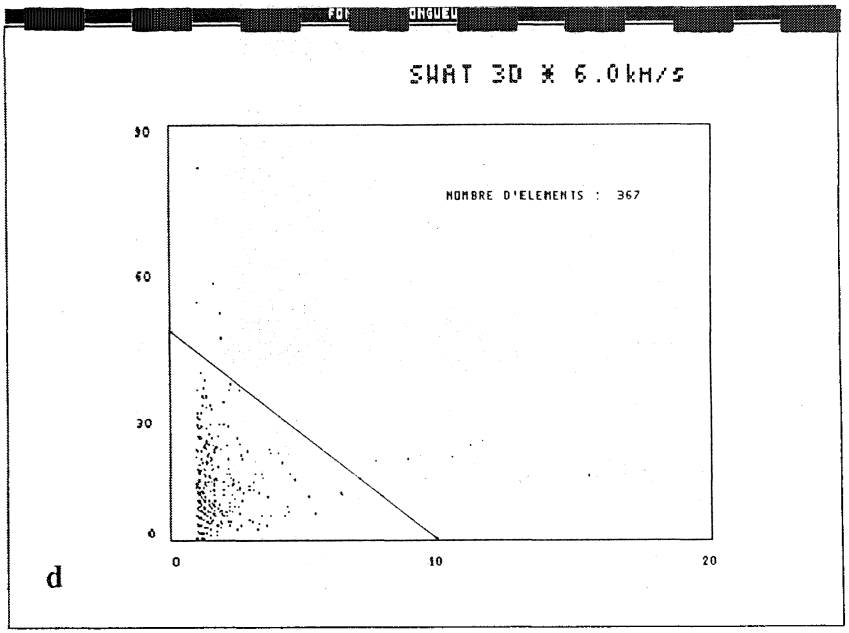
c


REPARTITION DES ANGLES D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 3R * 6.0 kM/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 1238
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
48.73
5.01
5.57
5.90
6.38
6.62
4.20
HISTOGRAMME
20%
0
40
b

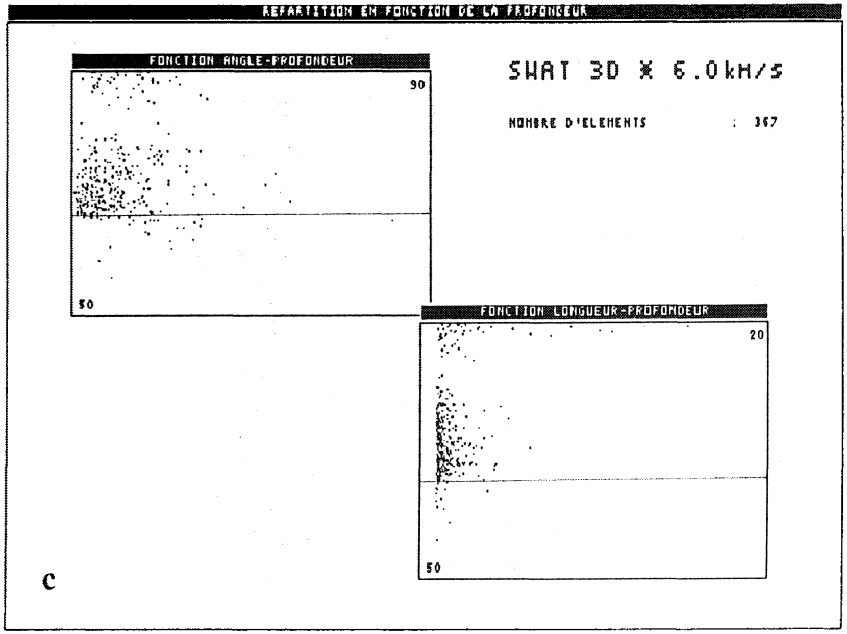

REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 3R * 6.0 kM/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 2058
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 10
PAS DE CALCUL : 0.5
8.31
8.26
13.10
31.00
22.16
HISTOGRAMME
50%
31
22
9
8
8
4
4
2
1
2
1
1
0
0
0
0
0
0
0
0
0
10
a


CAMEMBERT
SHAT 3D * 6.0kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 370
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
2.16
3.51
5.19
5.95
4.05
8.11
45.49
3.51
9.32
6.49
HISTOGRAMME
20%
0
40
b

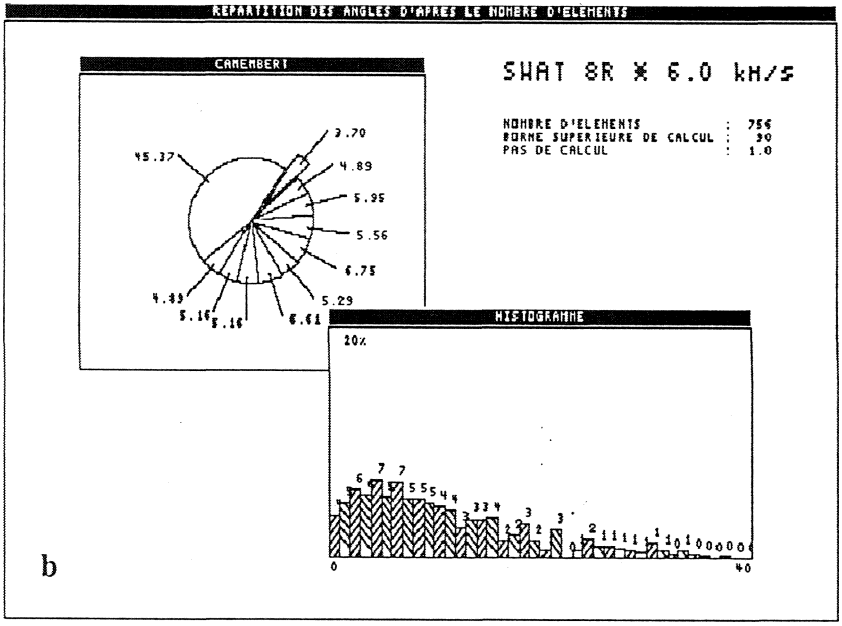

CAMEMBERT
SHAT 3D * 6.0kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1170
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
6.88
19.49
23.59
49.70
HISTOGRAMME
0
10
a


FON ONGUEU
SWAT 3D * 6.0kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 367
90
60
30
0
0
10
20

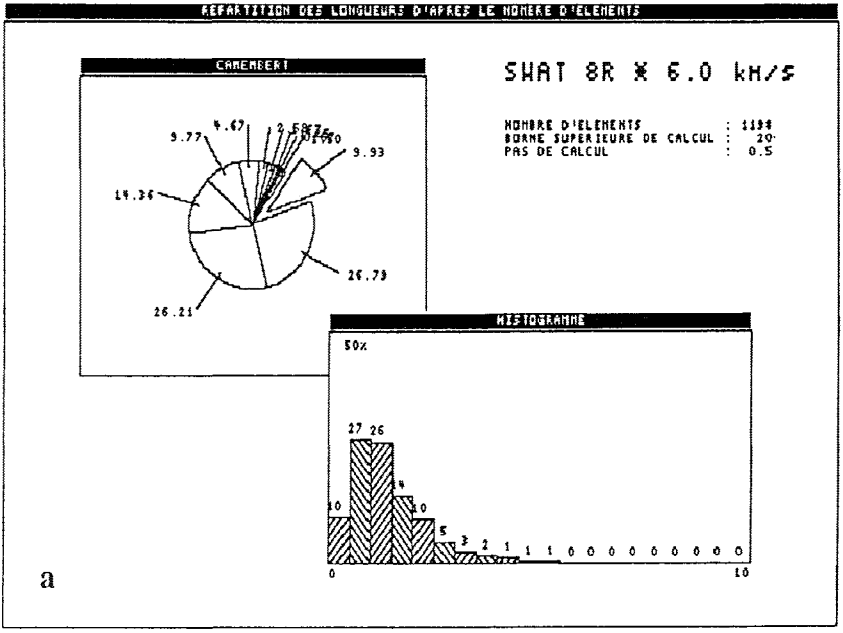
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 3D * 6.0kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 367
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

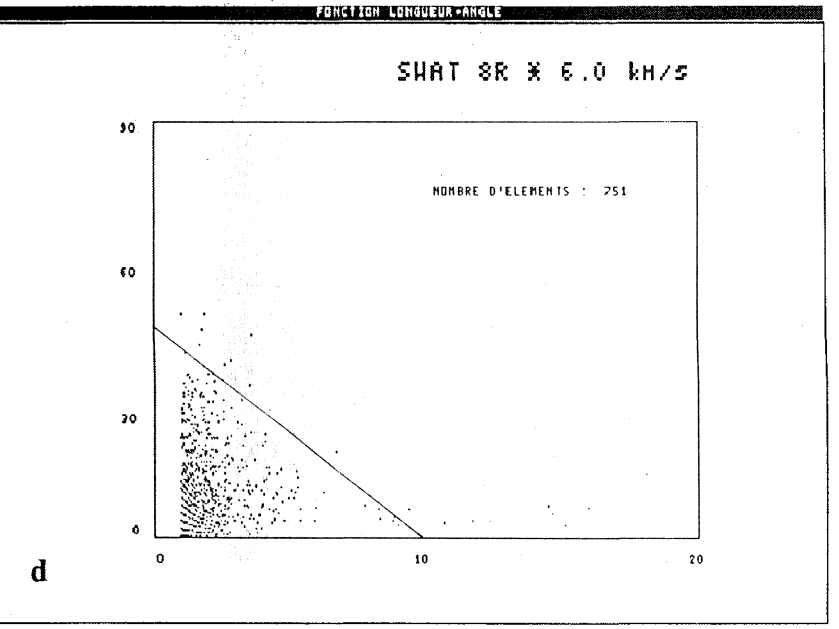
c


REPARTITION DES ANGLES D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8R * 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 756
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
3.70
4.89
5.95
5.56
6.75
5.29
6.61
5.16
5.16
4.89
45.37
HISTOGRAMME
20%
0
40

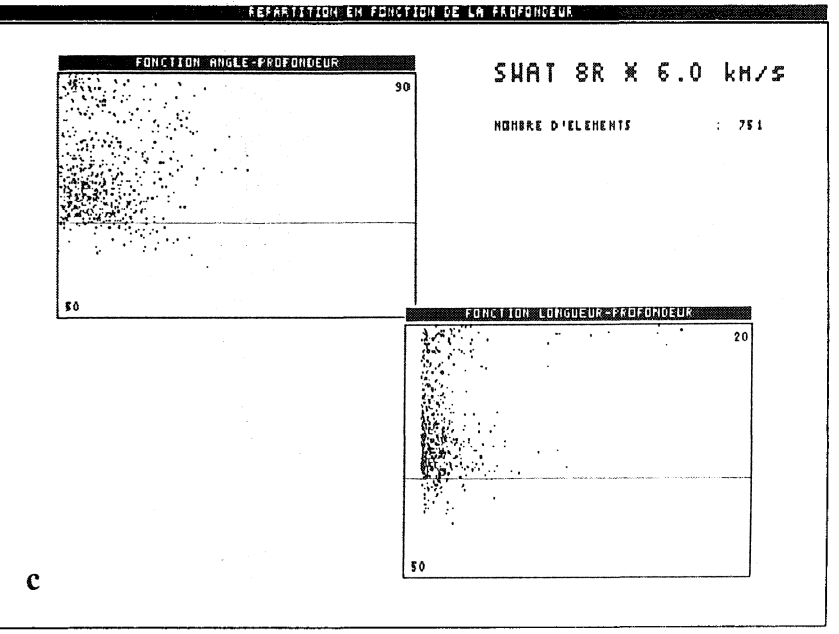
b


REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8R * 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 1198
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
9.77
4.67
9.93
14.36
26.79
26.21
HISTOGRAMME
50%
0
10

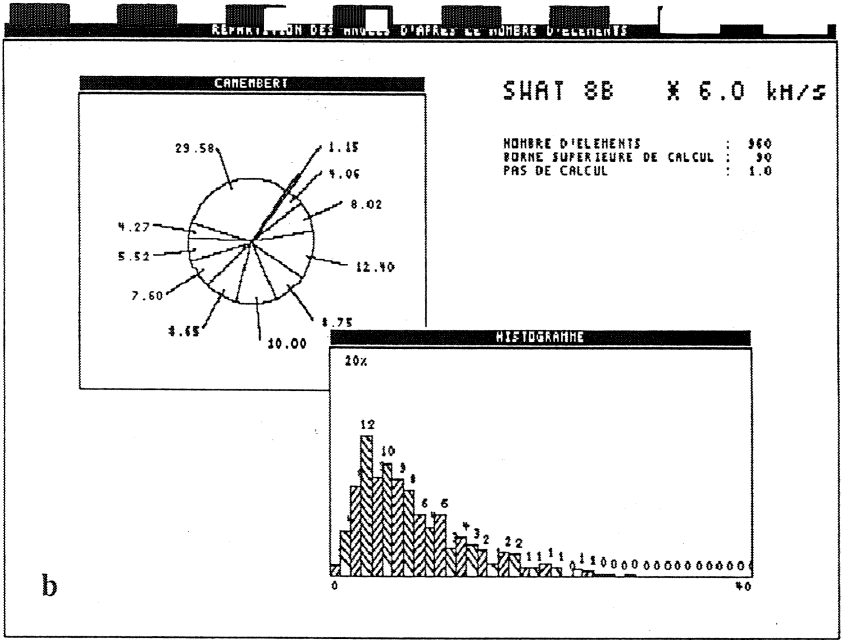
a


FONCTION LONGUEUR-ANGLE
SWAT 8R * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 751
90
60
30
0
0
10
20

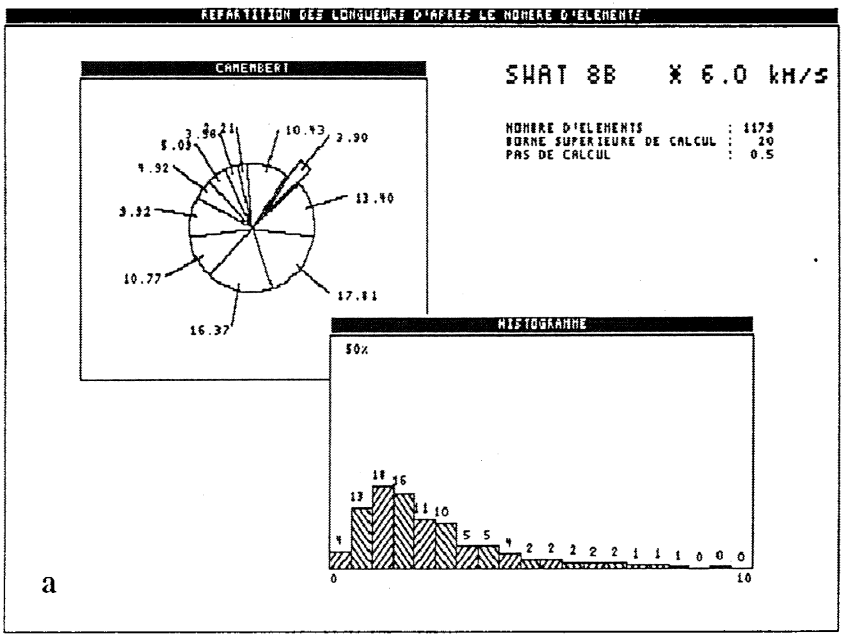
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 8R * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 751
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

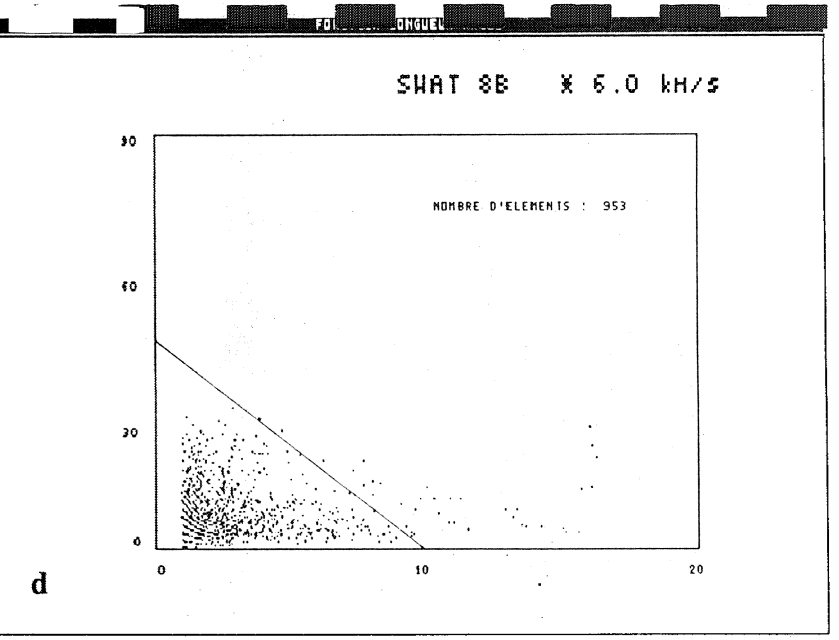
c


CAMEMBERT
29.58
1.15
4.06
8.02
4.27
5.52
12.90
7.60
8.75
4.65
10.00
SWAT 8B X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 960
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
12
10
9
8
6 6
4
3 2
2 2
1 1 1
1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0
40

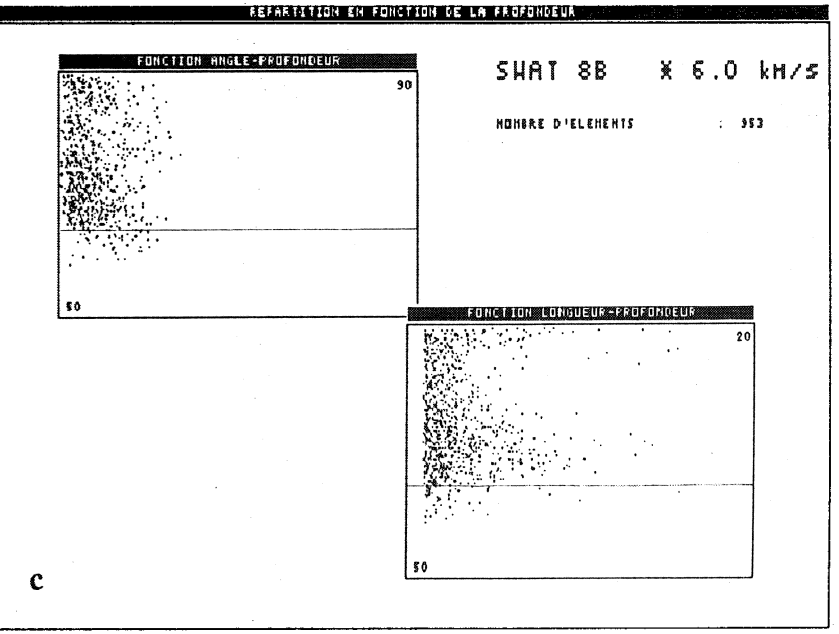
b


REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
3.96
2.21
10.93
2.90
5.03
4.92
13.90
3.92
10.77
17.81
16.37
SWAT 8B X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1179
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50%
18
16
13
11
10
5 5
4
2 2 2 2 2 1 1 1 0 0 0
0
10

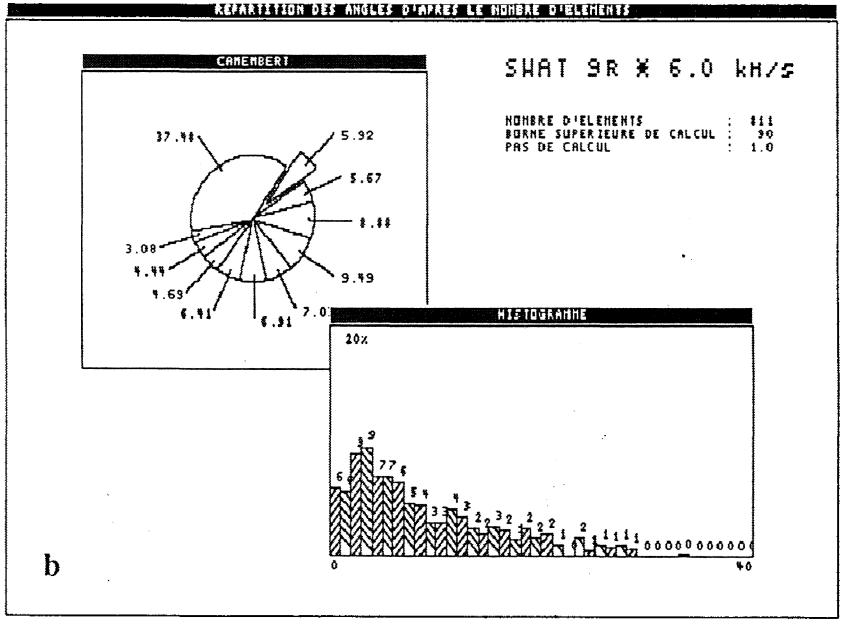
a

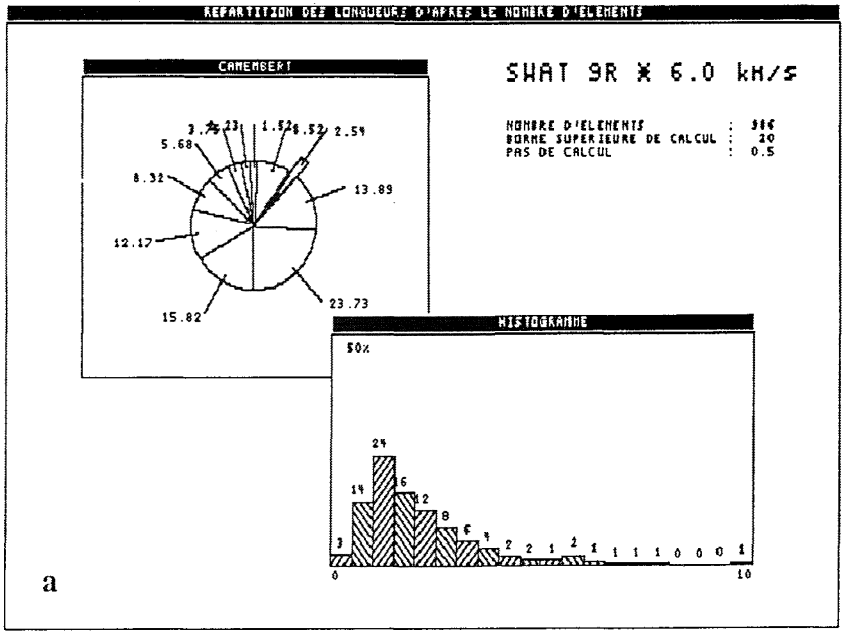

SWAT 8B X 6.0 kM/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 953
90
60
30
0
0
10
20

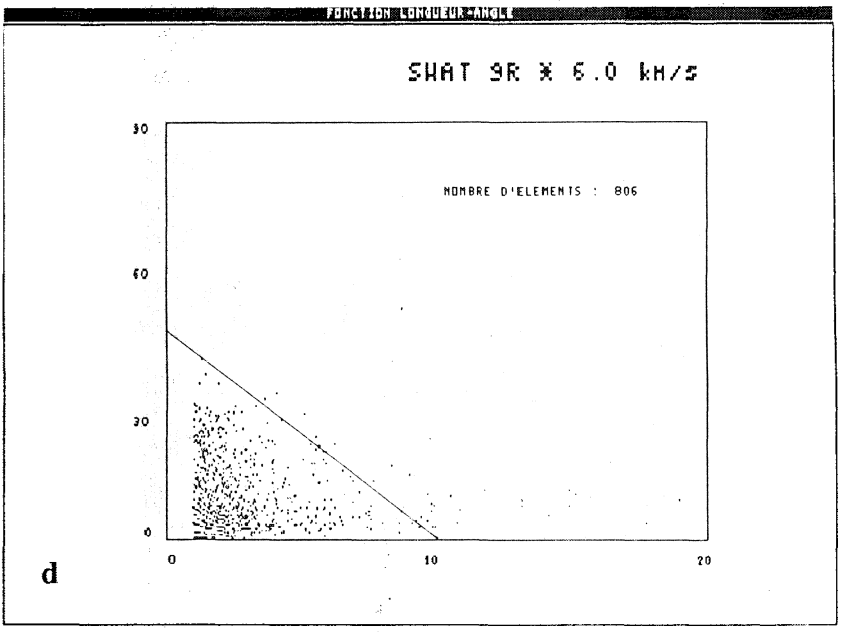
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
60
SWAT 8B X 6.0 kM/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 953
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
0

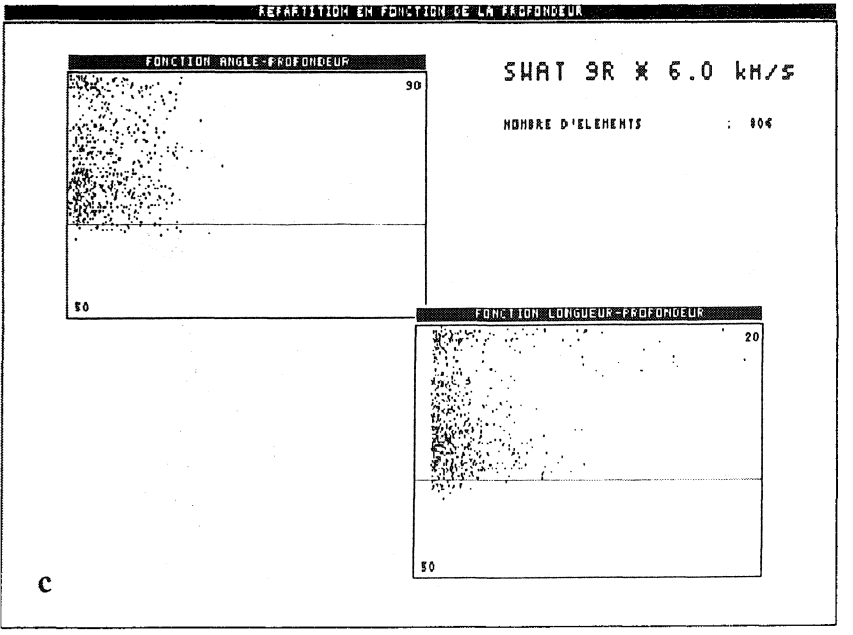
c


REPARTITION DES ANGLES D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
37.98
5.92
5.67
8.86
9.49
7.0
6.91
6.91
3.08
SWAT 9R * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 811
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
0
40
b

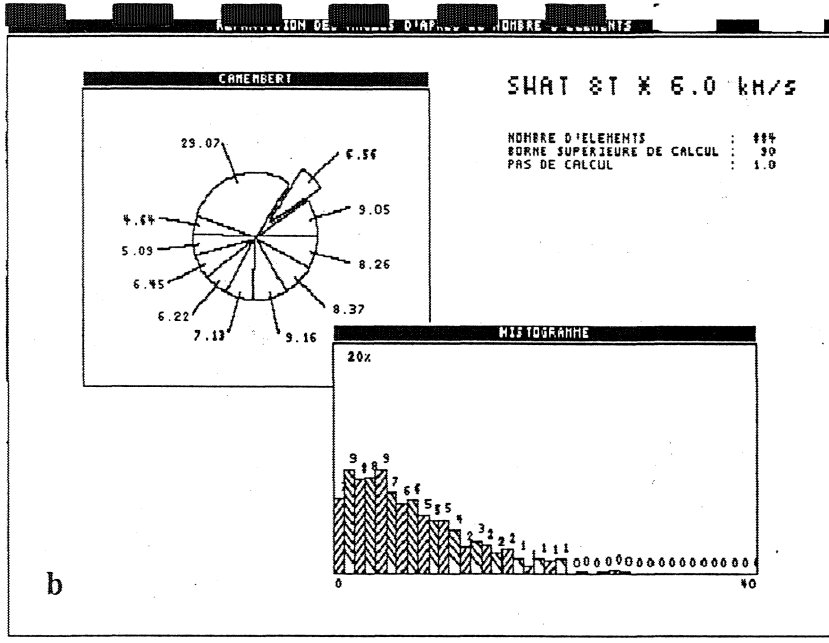

REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
5.68
8.32
12.17
15.82
23.73
13.89
2.54
SWAT 9R * 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 966
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10
a

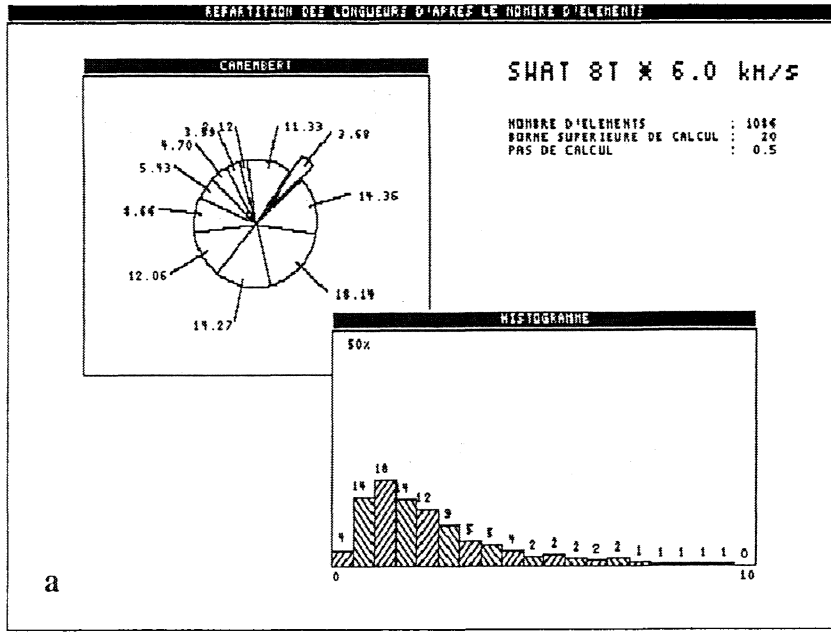

FONCTION LONGUEUR-ANGLE
SWAT 9R * 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 806
90
60
30
0
0
10
20

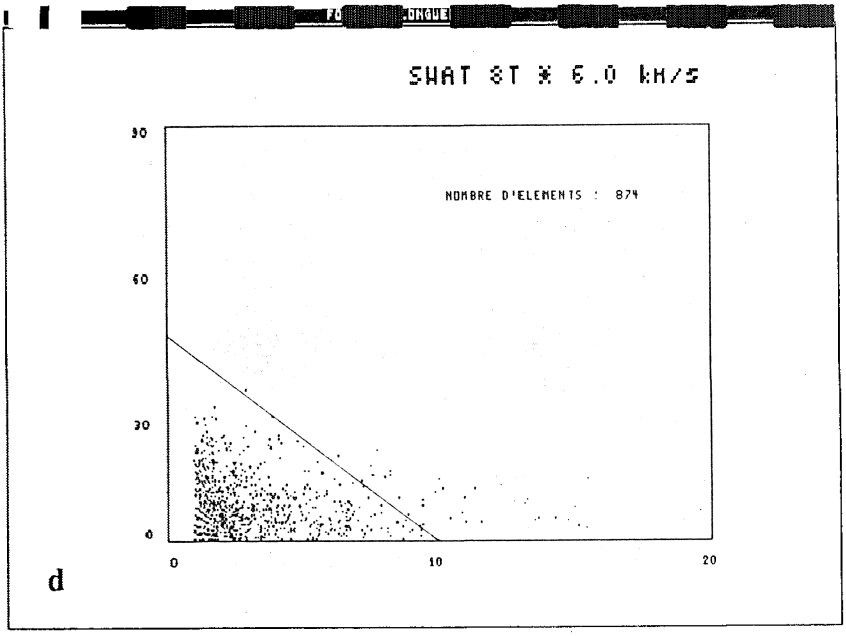
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 9R * 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 806
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
5
50

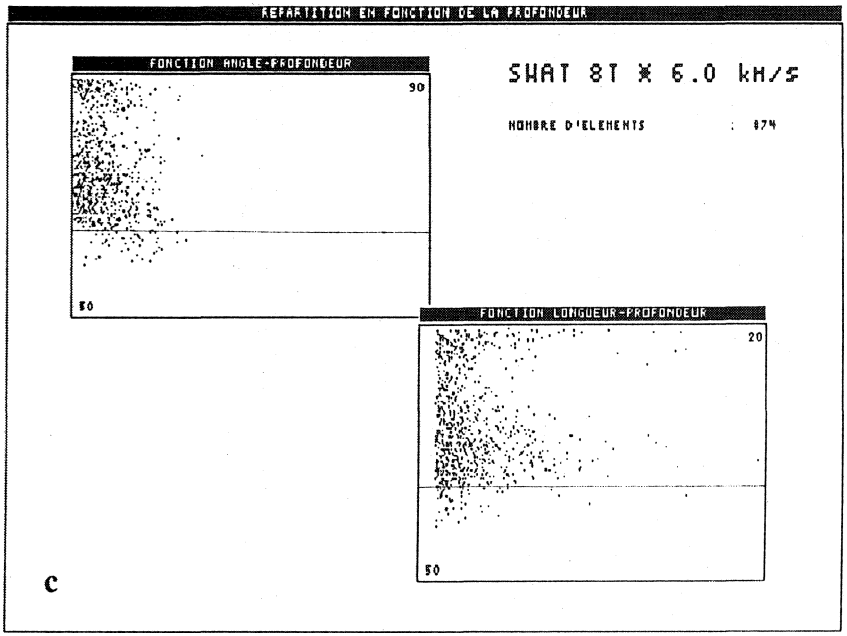
c


CAMEMBERT
SWAT ST X 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 884
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
29.07
6.56
9.05
8.26
8.37
9.16
7.13
6.22
6.45
5.09
4.64
HISTOGRAMME
20%
0
40
b

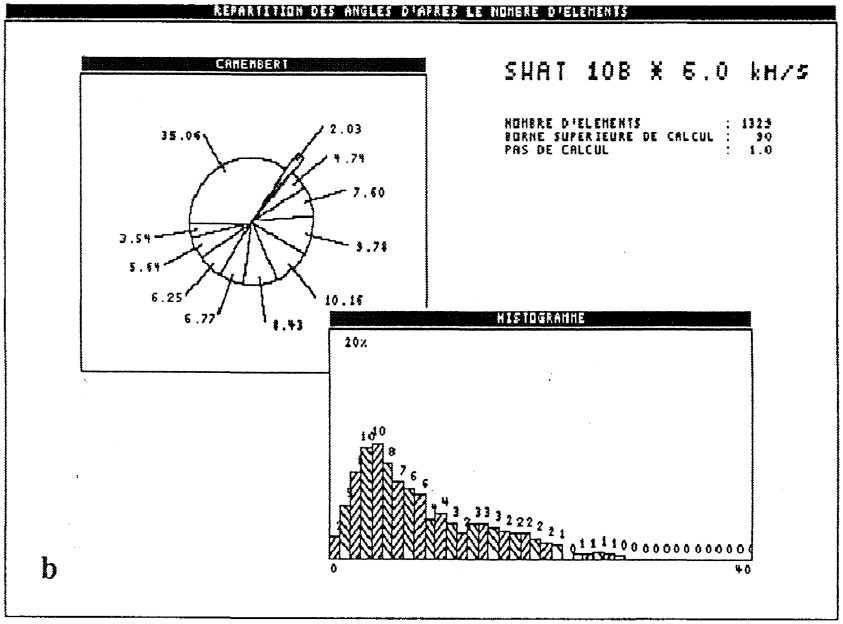

REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT ST X 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 1084
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
11.33
3.69
14.36
18.14
19.27
12.06
4.64
5.43
4.70
3.69
HISTOGRAMME
50%
0
10
a

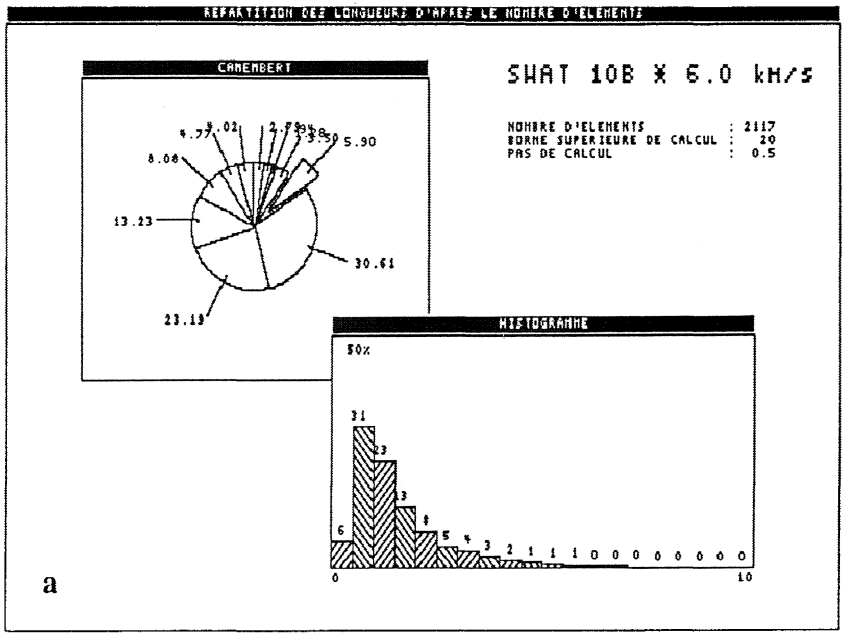

SHAT 8T * 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 874
90
60
30
0
0
10
20

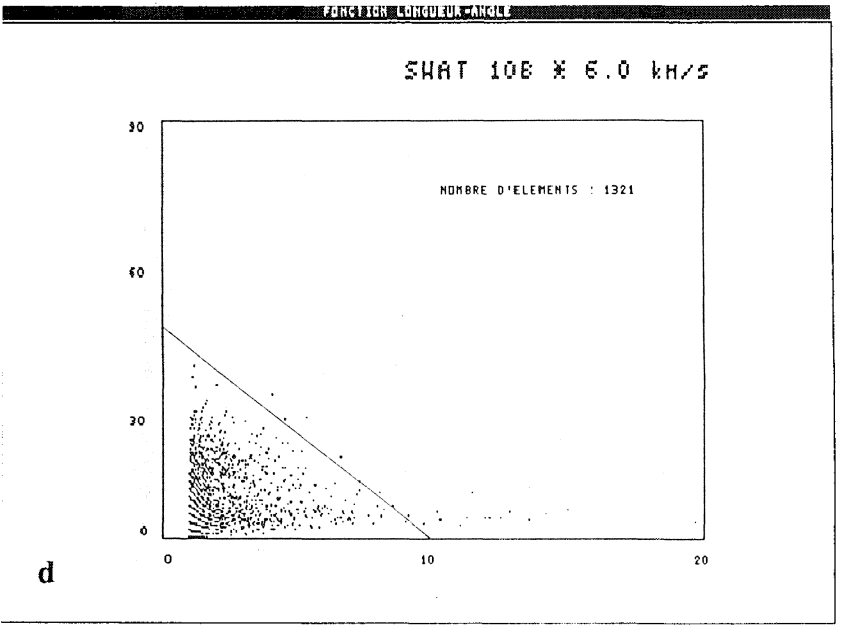
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SHAT 8T * 6.0 kH/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 874
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

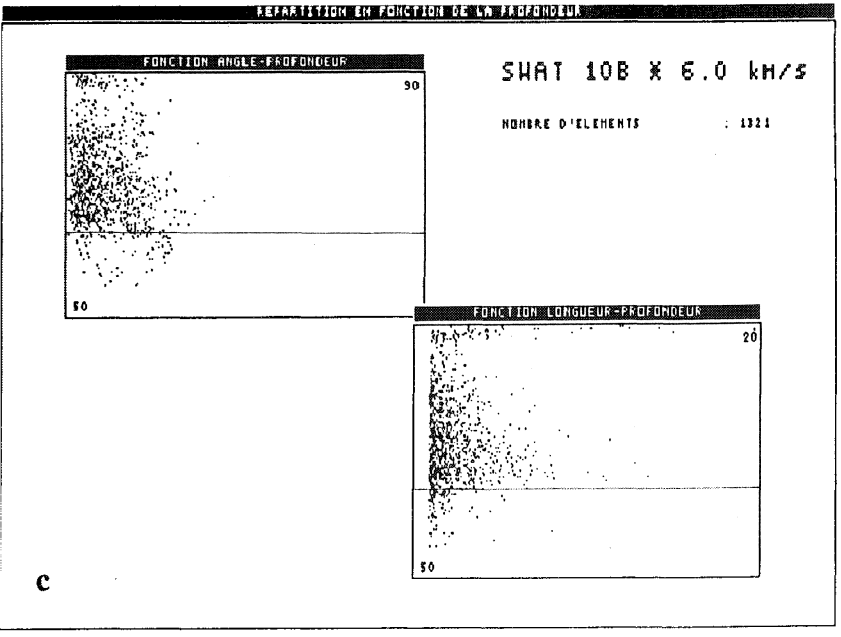
c


REPARTITION DES ANGLES D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SHAT 10B X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1323
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
35.06
2.03
4.79
7.60
9.78
10.16
8.93
6.77
6.25
5.64
3.54
HISTOGRAMME
20%
0
40
b

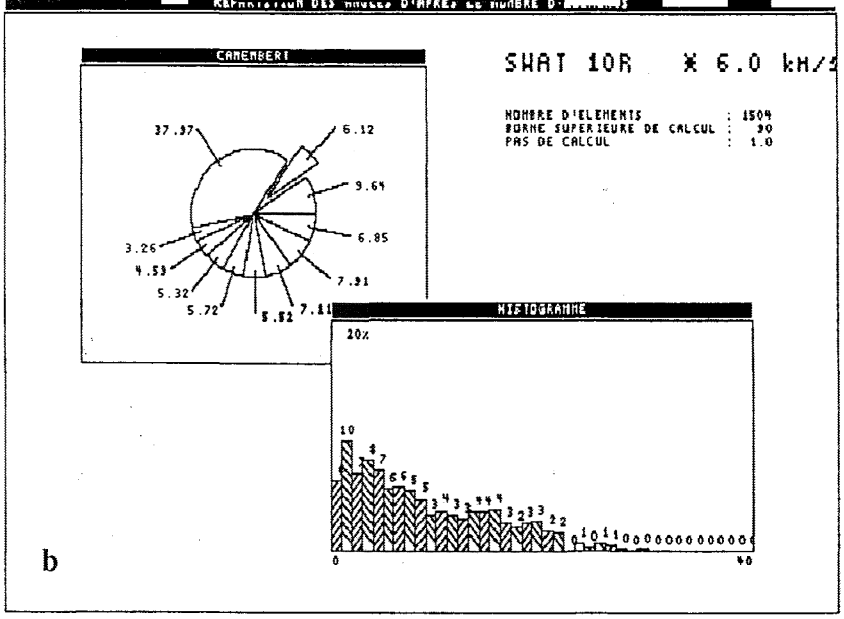

REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SHAT 10B X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 2117
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
5.90
30.61
23.13
13.23
8.08
HISTOGRAMME
50%
0
10
a


FONCTION LONGUEUR-ANGLE
SWAT 10B * 6.0 kM/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 1321
90
60
30
0
0
10
20

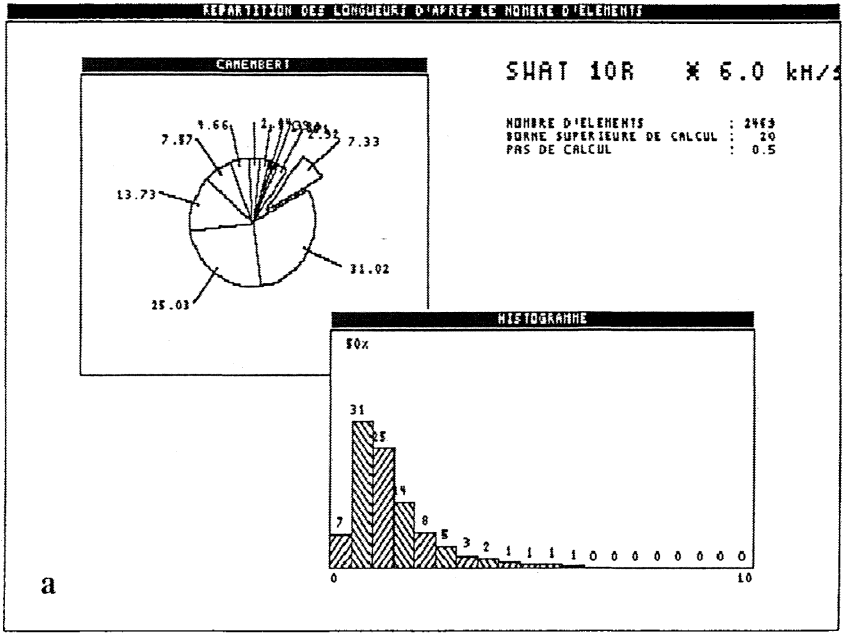
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 10B * 6.0 kM/s
NOMBRE D'ELEMENTS : 1321
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

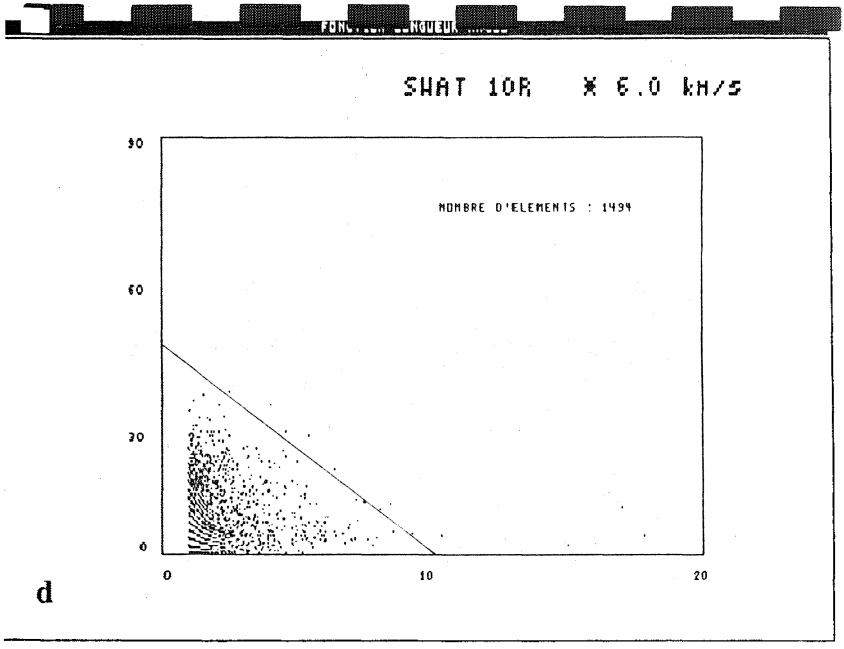
c


CAMEMBERT
37.37
6.12
9.69
6.85
7.91
7.81
5.82
5.72
5.32
4.53
3.26
SWAT 10R * 6.0 kH/
NOMBRE D'ELEMENTS : 1509
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 30
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
0
40

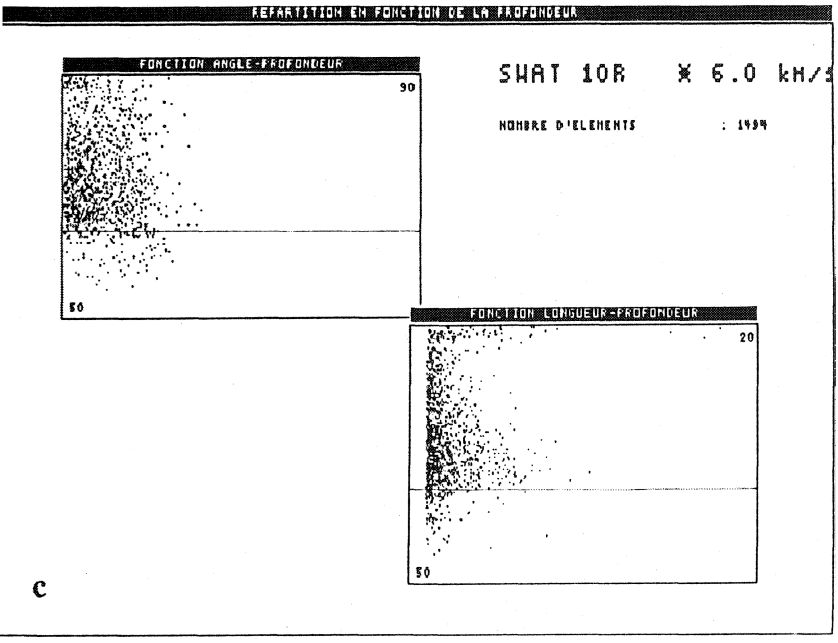
b


CAMEMBERT
7.87
9.66
7.33
13.73
31.02
25.03
SWAT 10R * 6.0 kH/
NOMBRE D'ELEMENTS : 2463
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
30%
0
10

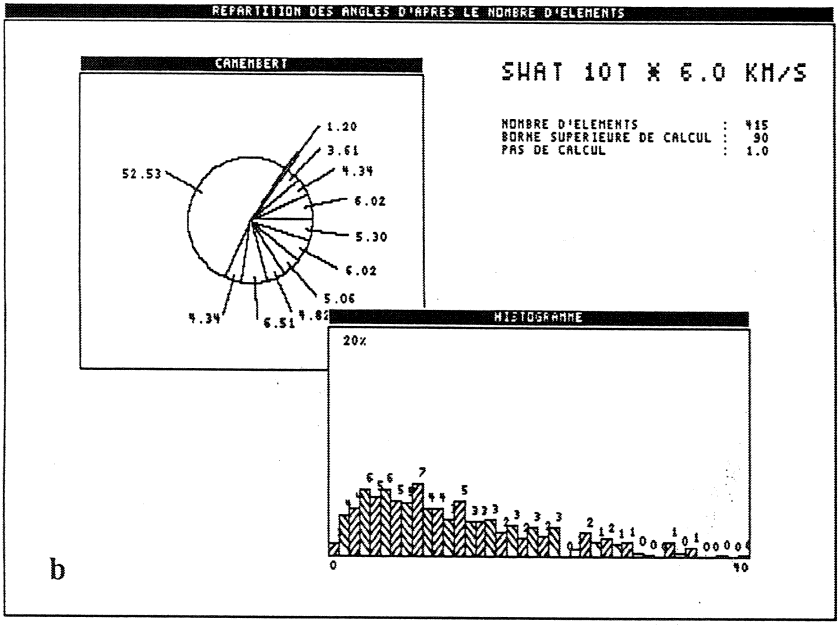
a

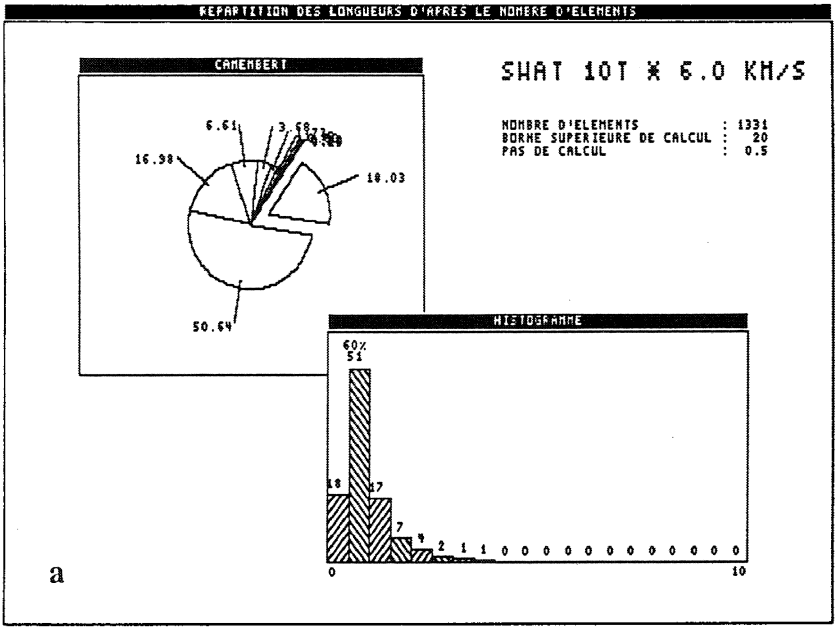

SWAT 10R
* 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1499
90
60
30
0
0
10
20

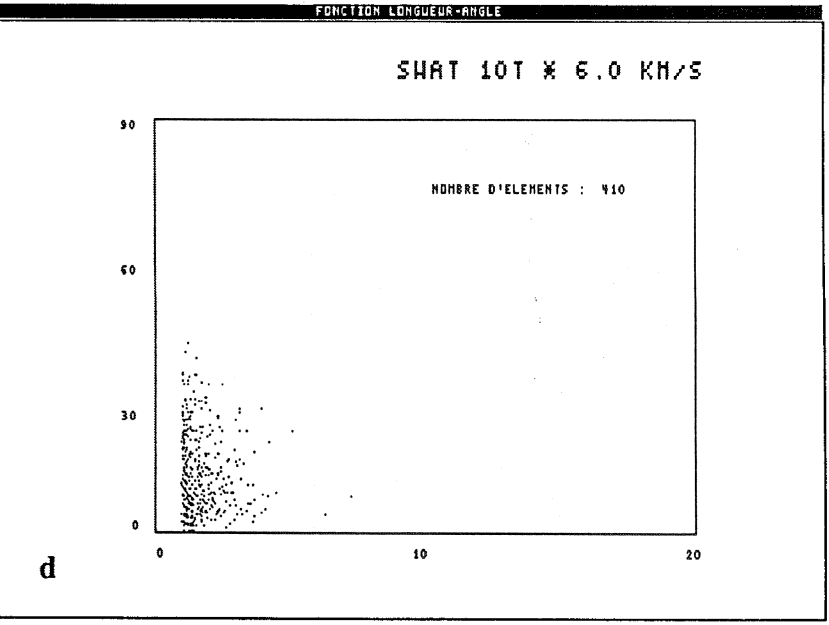
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 10R
* 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1499
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

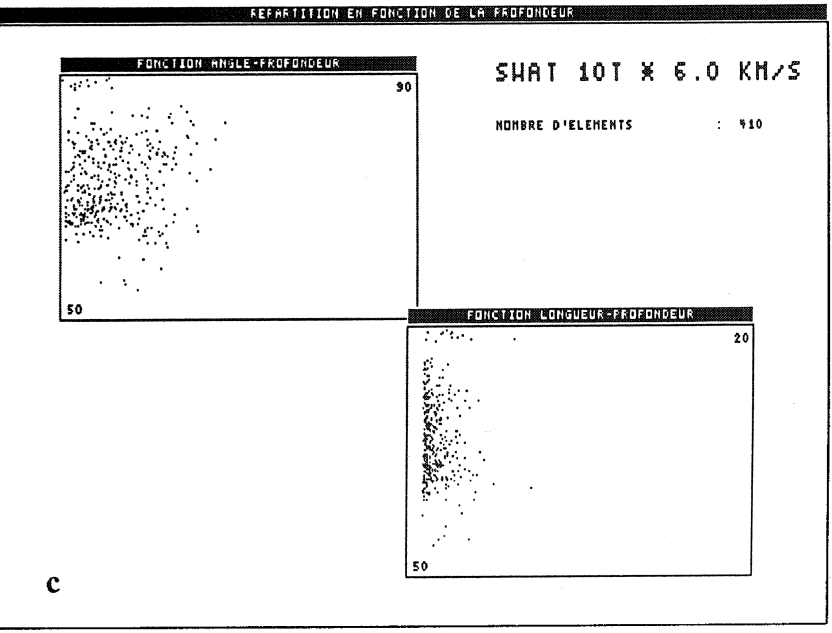
c


REPARTITION DES ANGLES D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 10T * 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 415
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
52.53
1.20
3.61
4.34
6.02
5.30
6.02
5.06
4.34
6.51
4.82
HISTOGRAMME
20%
0
90
b

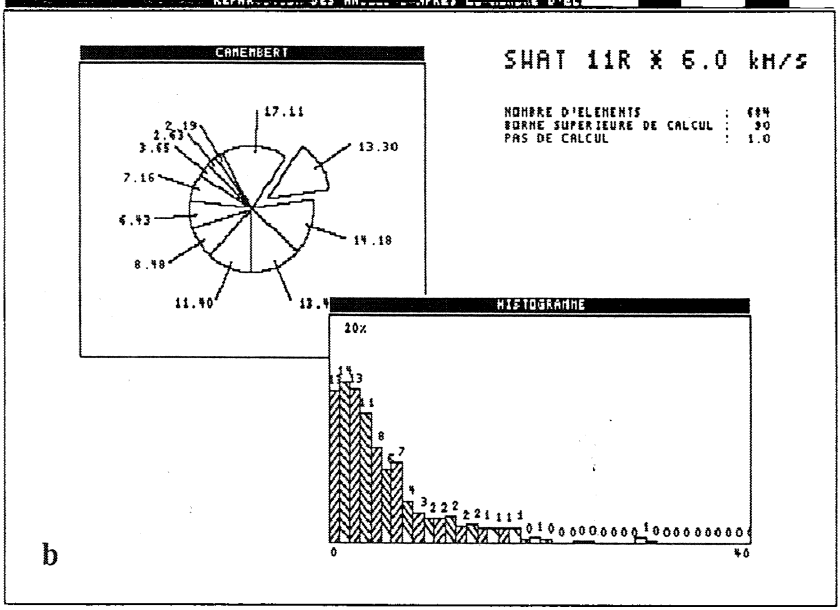

REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 10T * 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1331
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
6.61
16.98
18.03
50.64
HISTOGRAMME
60%
51
18
17
7
9
0
10
a

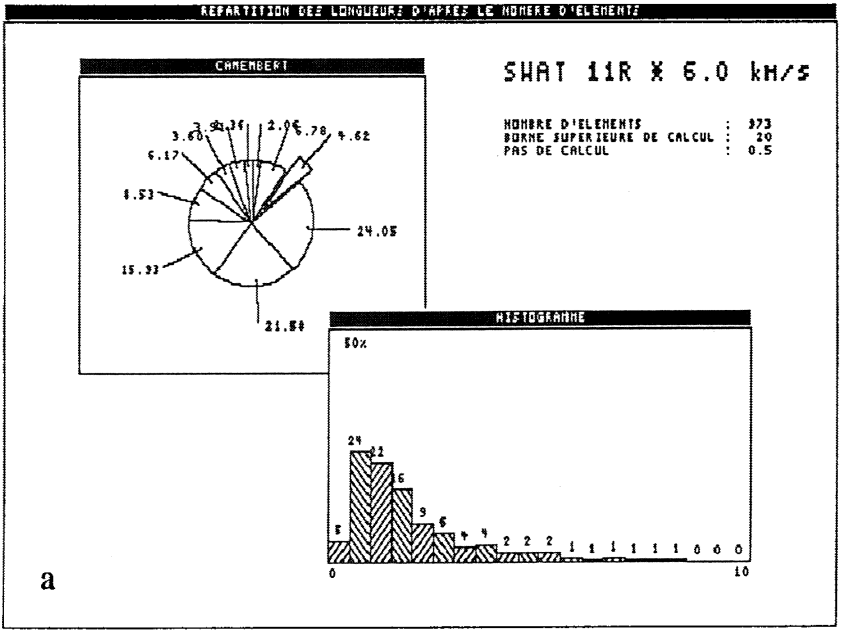

FONCTION LONGUEUR-ANGLE
SWAT 10T * 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : %10
90
60
30
0
0
10
20

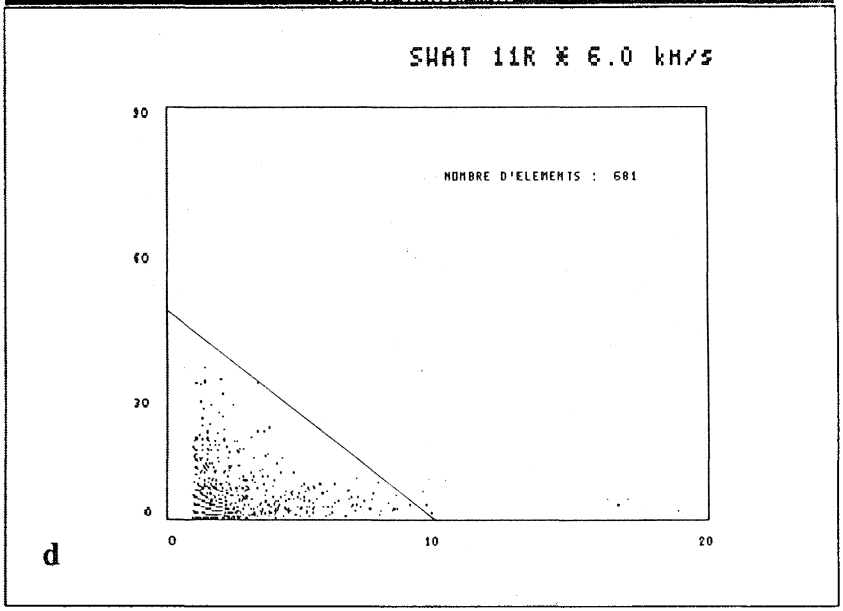
d


REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 10T * 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : %10
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

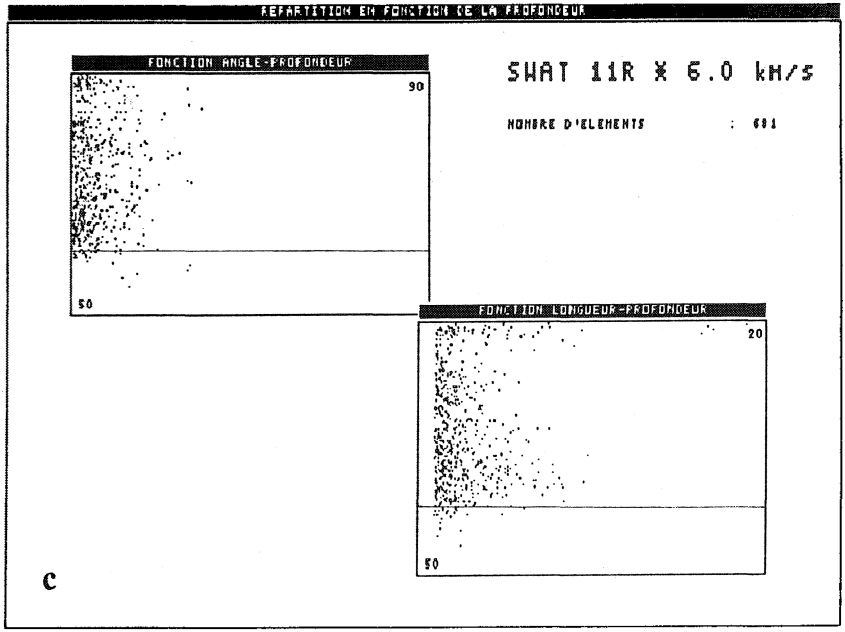
c


CAMEMBERT
17.11
13.30
14.18
13.4
11.90
8.98
7.16
6.43
3.65
2.93
2.19
SWAT 11R X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 684
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
0
40
b


REPARTITION DES LONGUEURS D'APRES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
24.05
21.84
15.93
8.53
6.17
3.60
4.62
SWAT 11R X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 373
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 20
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10
a

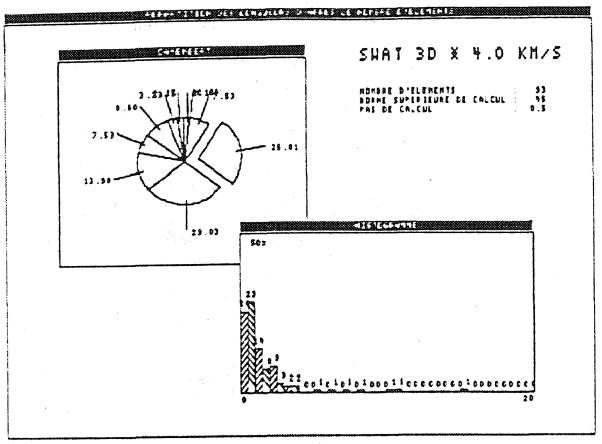

SWAT 11R X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 681
90
60
30
0
0
10
20

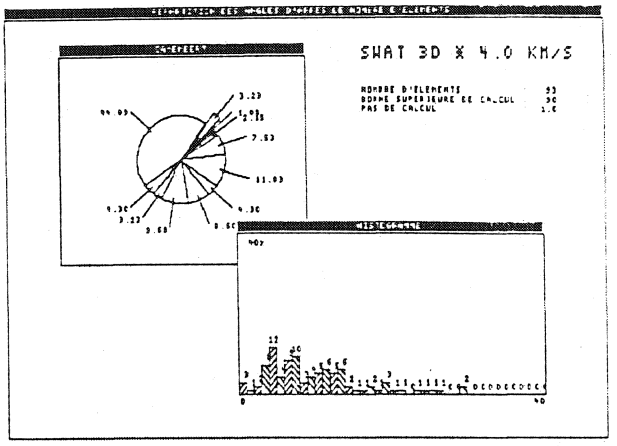
d

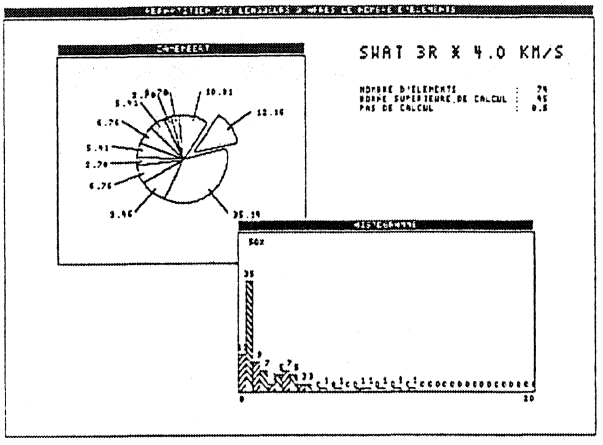

REPARTITION EN FONCTION DE LA PROFONDEUR
FONCTION ANGLE-PROFONDEUR
90
50
SWAT 11R X 6.0 kM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 681
FONCTION LONGUEUR-PROFONDEUR
20
50

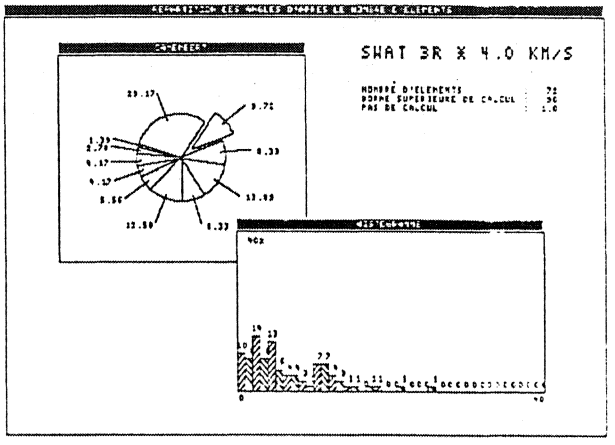
c

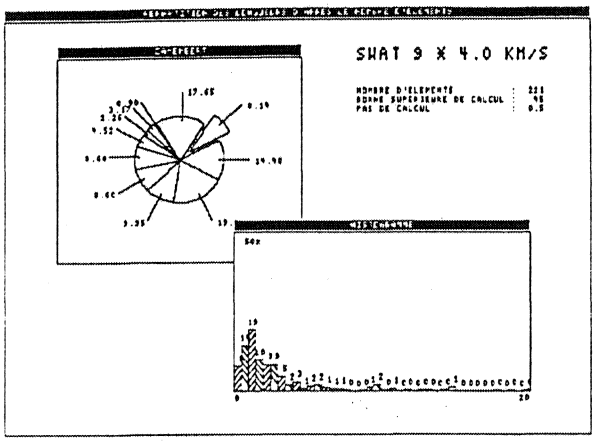
LES REFLEXIONS DES BASSINS

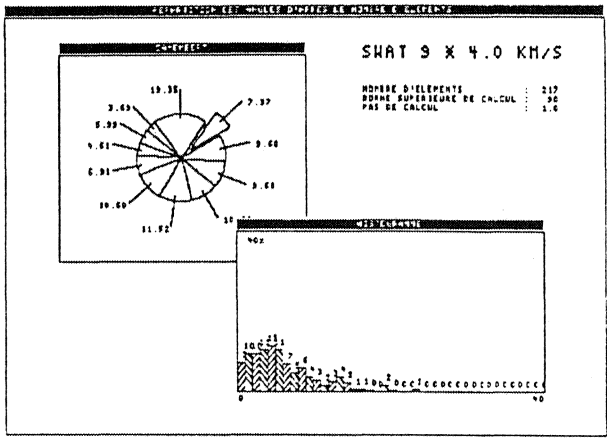

SWAT 3D X 4.0 KM/S

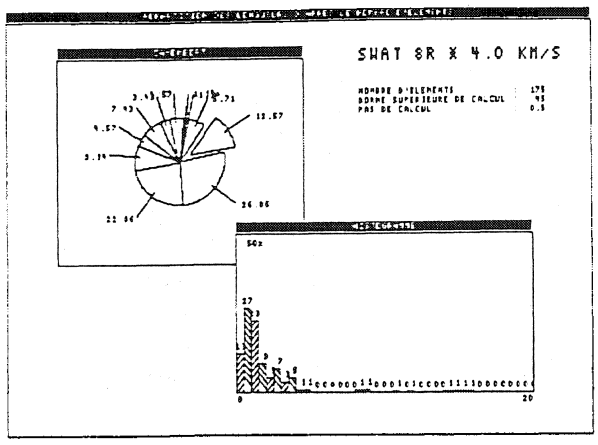

SWAT 3D X 4.0 KM/S

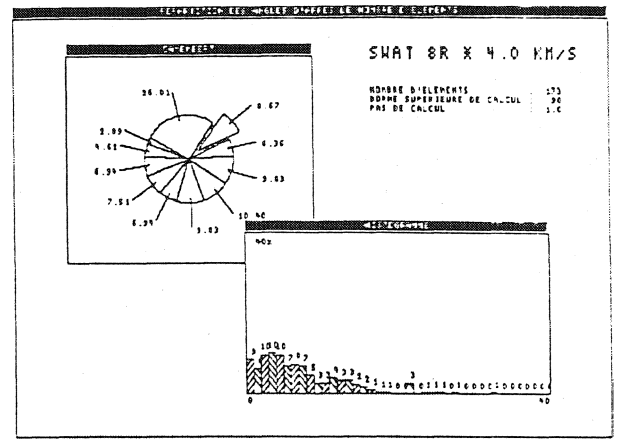

SWAT 3R X 4.0 KM/S

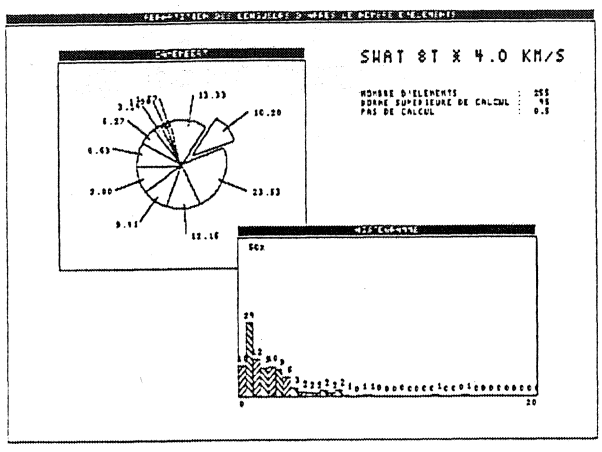

SWAT 3R X 4.0 KM/S

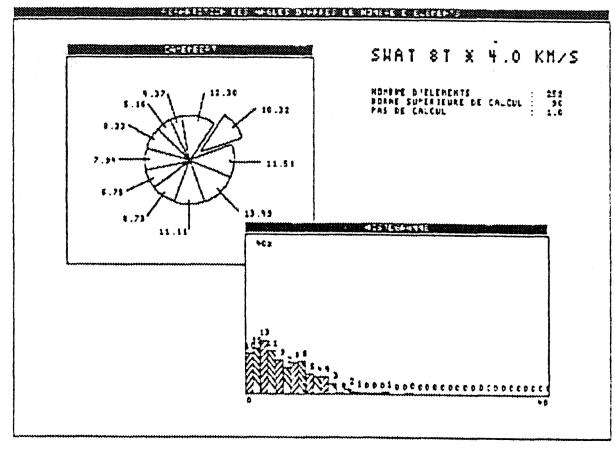

SWAT 9 X 4.0 KM/S

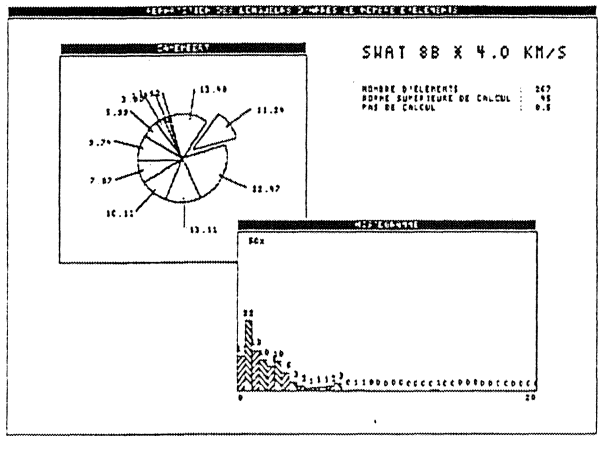

SWAT 9 X 4.0 KM/S

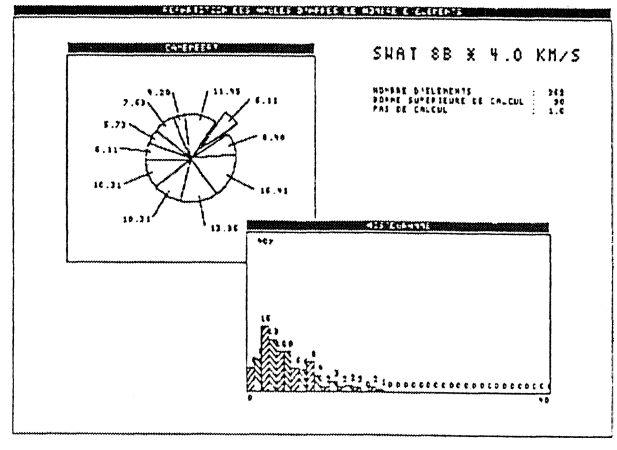

SWAT 8R X 4.0 KM/S

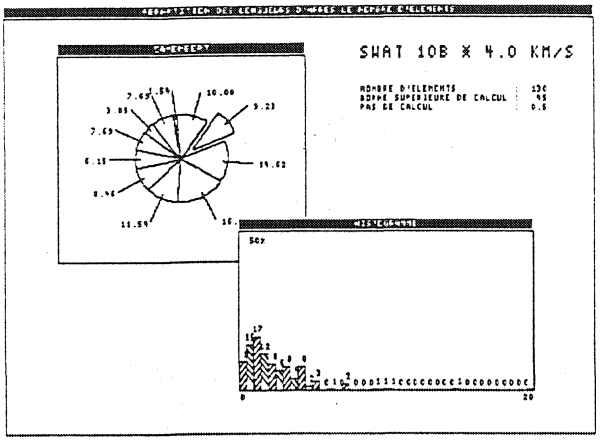

SWAT 8R X 4.0 KM/S

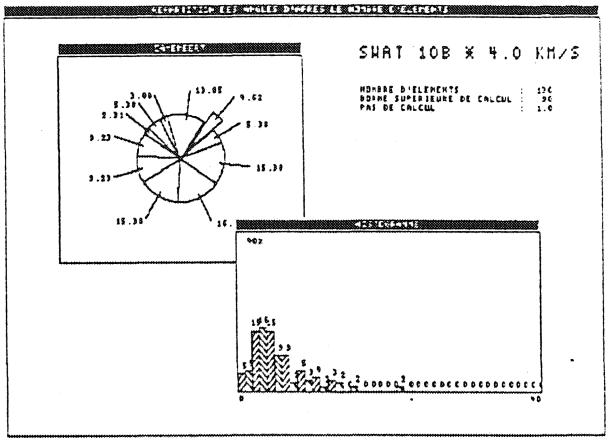

SWAT 8T X 4.0 KM/S

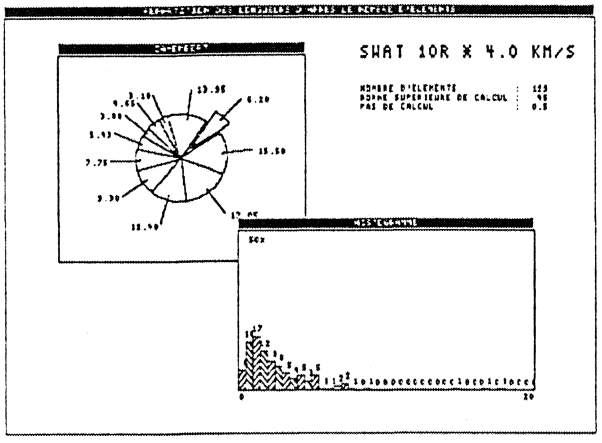

SWAT 8T X 4.0 KM/S

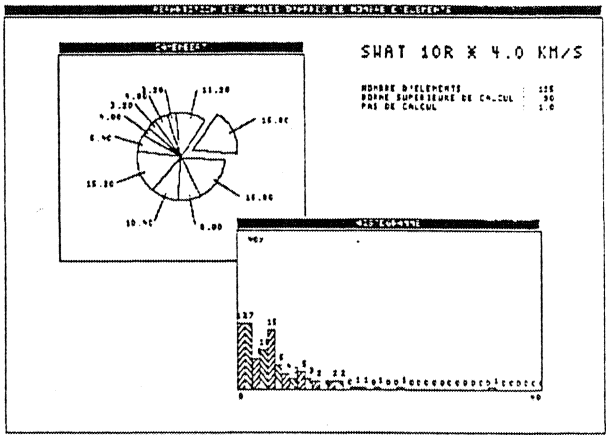

SWAT 8B X 4.0 KM/S

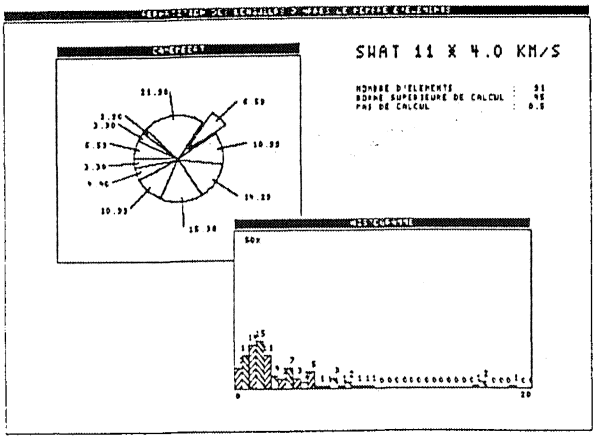

SWAT 8B X 4.0 KM/S

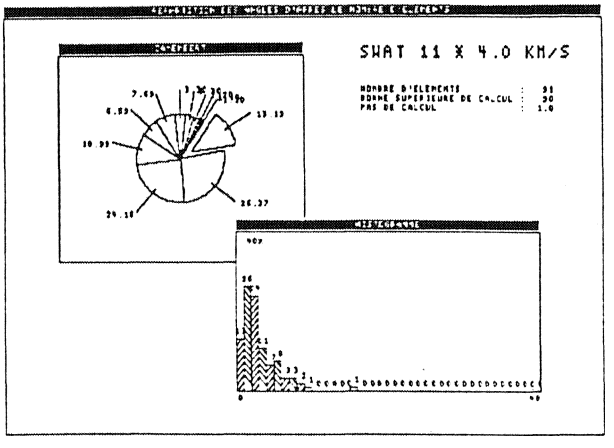

SWAT 10B X 4.0 KM/S


SWAT 10B X 4.0 KM/S

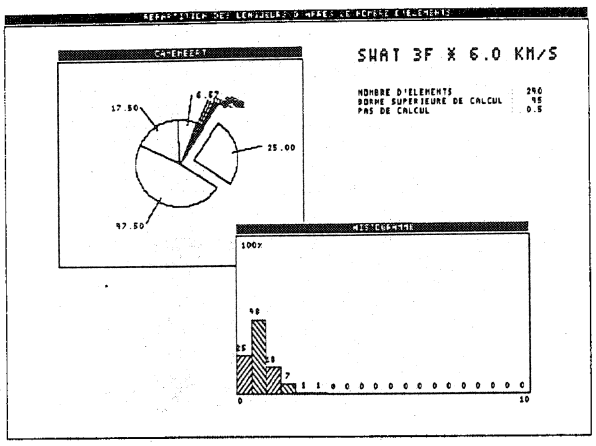

SWAT 10R X 4.0 KM/S

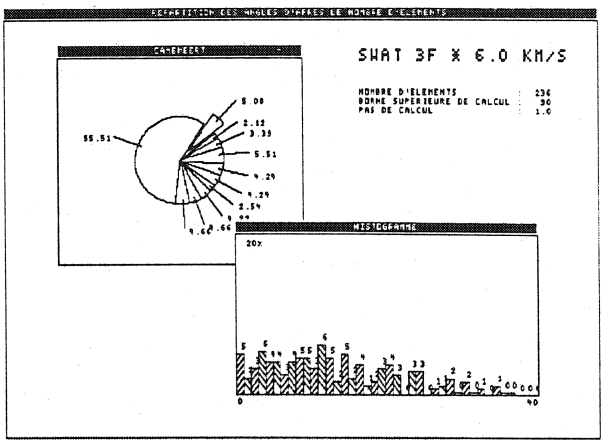

SWAT 10R X 4.0 KM/S

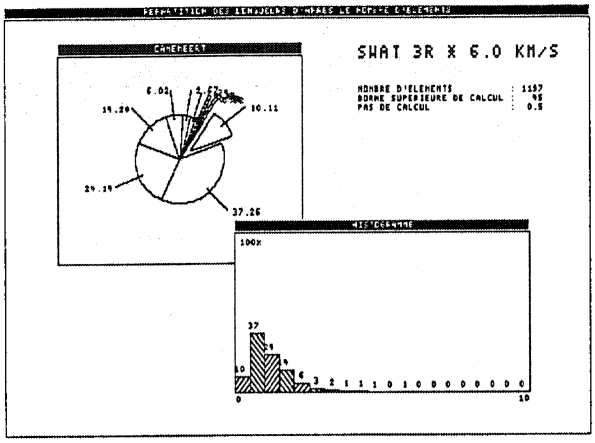

SWAT 11 X 4.0 KM/S

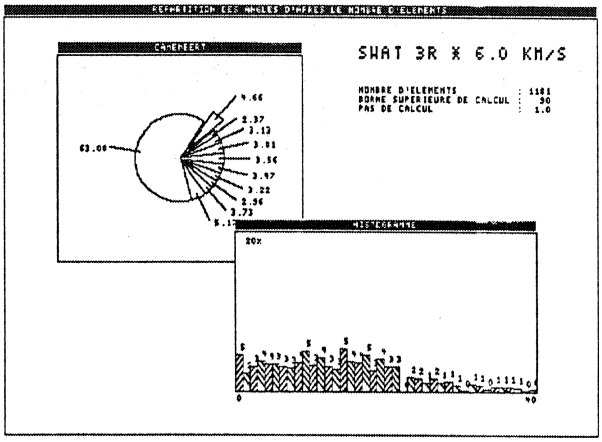

SWAT 11 X 4.0 KM/S

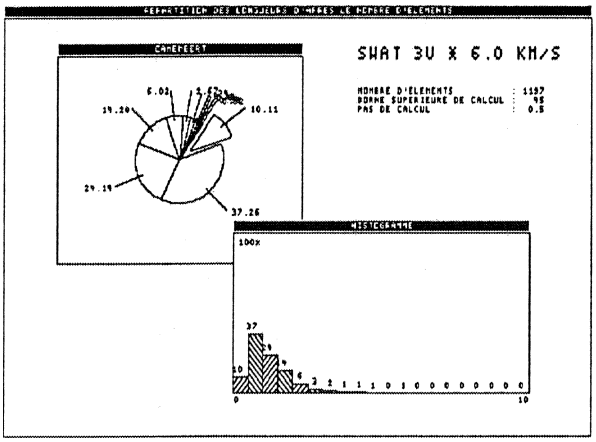
LES REFLEXIONS ENTRE 0 ET 20 KM DE PROFONDEUR

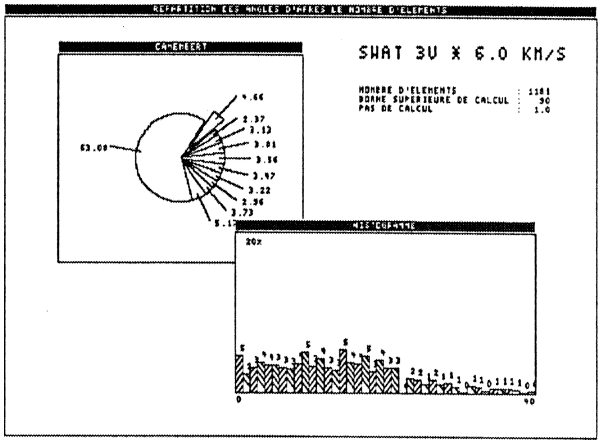

CAMEMBERT
SWAT 3F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 240
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
17.50
6.67
25.00
47.50
HISTOGRAMME
100%
98
25
8
7
0
10

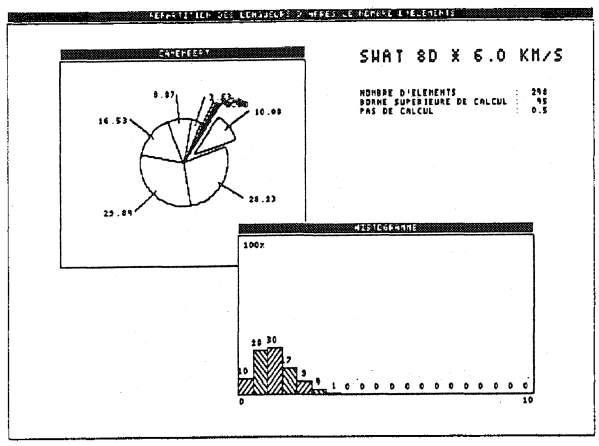

CAMEMBERT
SWAT 3F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 236
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
55.51
5.08
2.12
3.39
5.51
4.24
4.24
2.54
1.69
1.69
0.85
HISTOGRAMME
20%
5
6
6
5
3
3
2
2
1
1
0
0
0
0
90

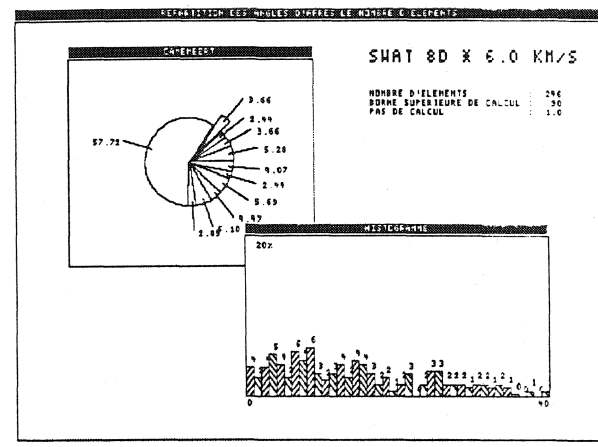

CAMEMBERT
SWAT 3R X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1197
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
6.02
10.11
19.20
29.19
37.26
HISTOGRAMME
100%
37
9
6
3
2
1
1
1
0
1
0
0
0
0
0
0
0
10

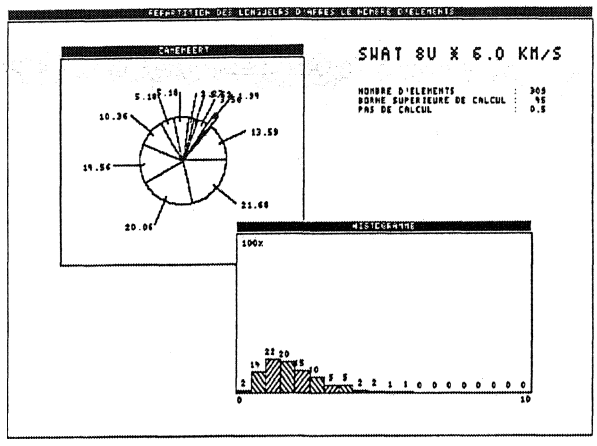

CAMEMBERT
SWAT 3R X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1181
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
63.08
9.66
2.37
3.13
3.81
3.56
3.47
3.22
2.96
2.73
5.17
HISTOGRAMME
20%
5
5
4
3
3
3
5
4
5
5
4
3
3
3
2
2
1
1
1
1
0
1
1
1
1
1
0
0
90

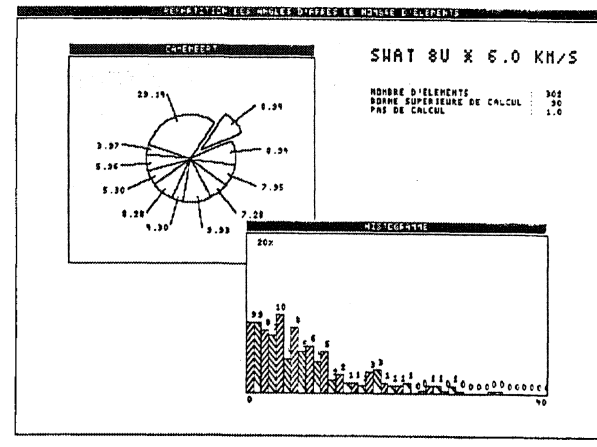

CAMEMBERT
SWAT 3V X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1197
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
6.02
10.11
19.20
29.19
37.26
HISTOGRAMME
100%
37
9
6
3
2
1
1
1
0
1
0
0
0
0
0
0
0
10

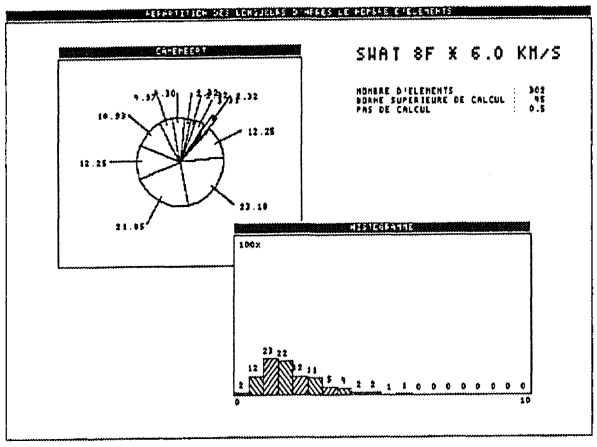

CAMEMBERT
SWAT 3V X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1181
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
63.08
9.66
2.37
3.13
3.81
3.56
3.47
3.22
2.96
2.73
5.17
HISTOGRAMME
20%
5
5
4
3
3
3
5
4
5
5
4
3
3
3
2
2
1
1
1
1
0
1
1
1
1
1
0
0
90

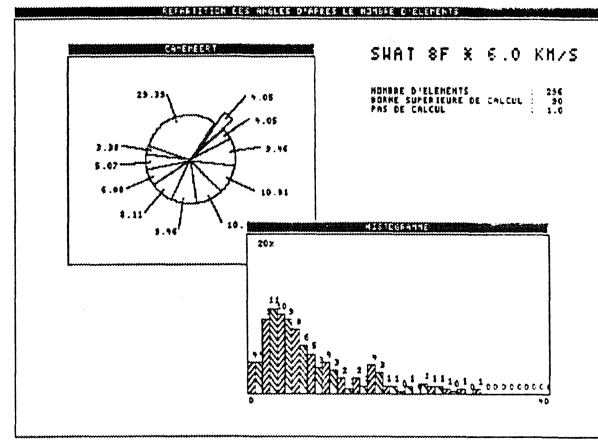

CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 256
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 0.5
MISTOGRAMME
100%
0
10

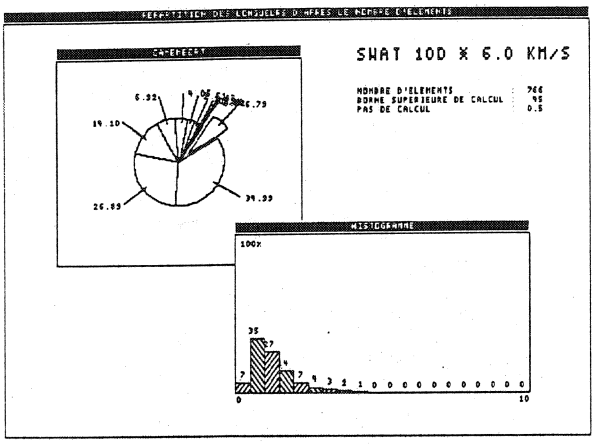

CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 256
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
MISTOGRAMME
20%
0
40

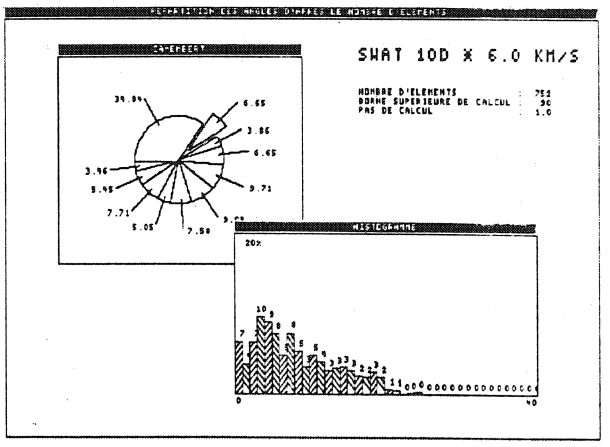

CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 305
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 0.5
MISTOGRAMME
100%
0
10

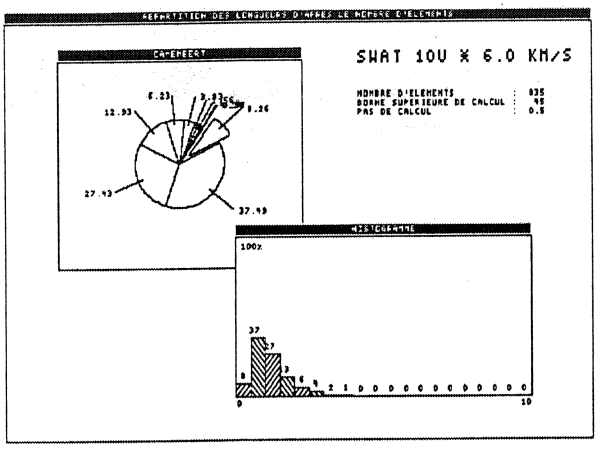

CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 305
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
MISTOGRAMME
20%
0
40

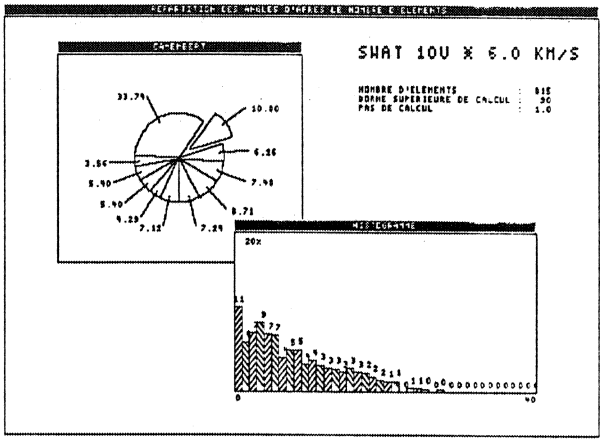

CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 302
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 0.5
MISTOGRAMME
100%
0
10

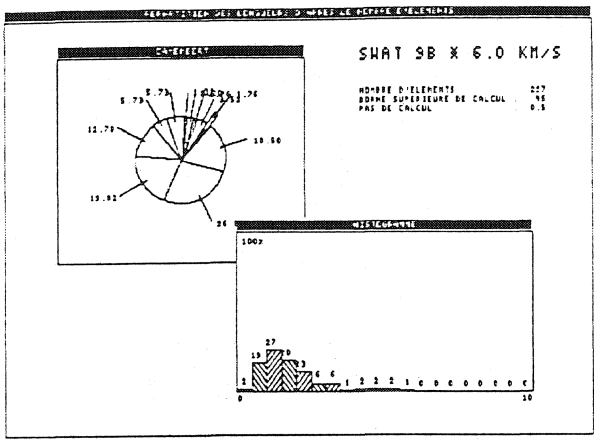

CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 256
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
MISTOGRAMME
20%
0
40

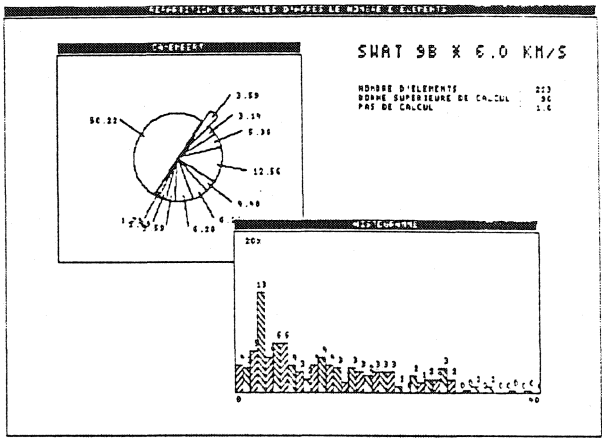

SWAT 10D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 766
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5
CAMEMBERT
MISTOGRAMME
100x
0
10

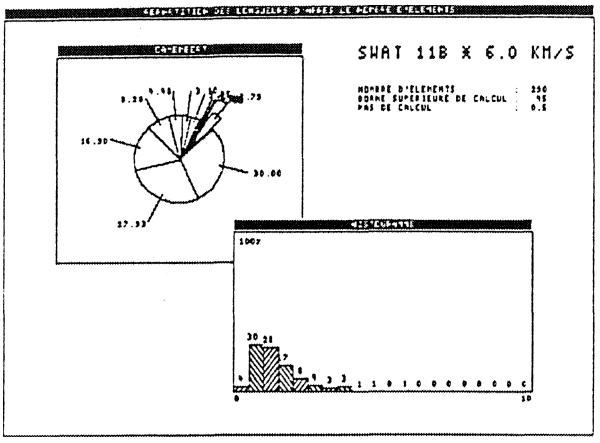

SWAT 10D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 752
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
CAMEMBERT
MISTOGRAMME
20x
0
90

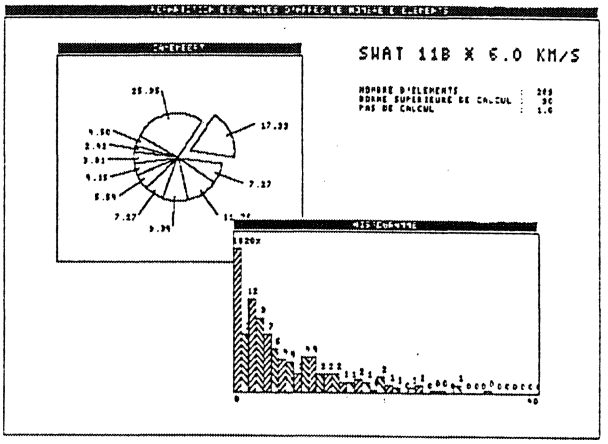

SWAT 10U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 835
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5
CAMEMBERT
MISTOGRAMME
100x
0
10


SWAT 10U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 835
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
CAMEMBERT
20x
0
90

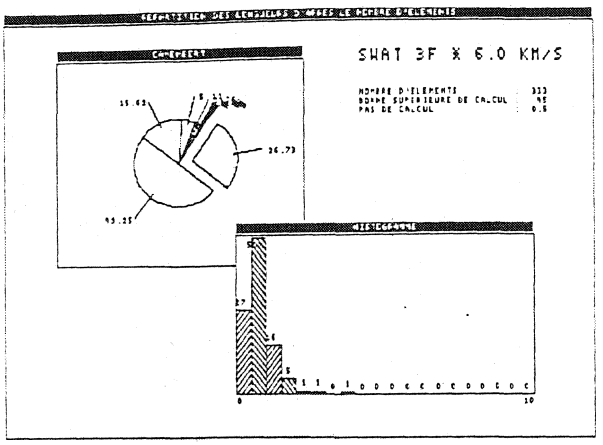

SWAT 9B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 227
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
100%
0
10

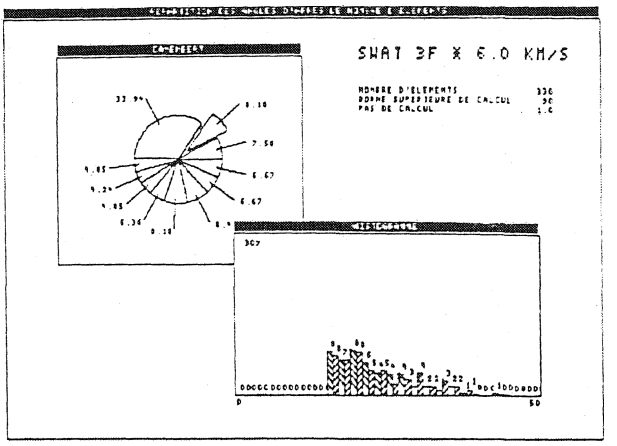

SWAT 9B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 223
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
0
40

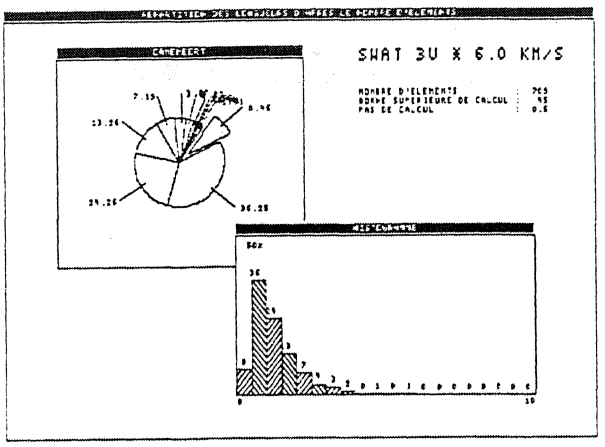

SWAT 11B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 330
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
100%
0
10

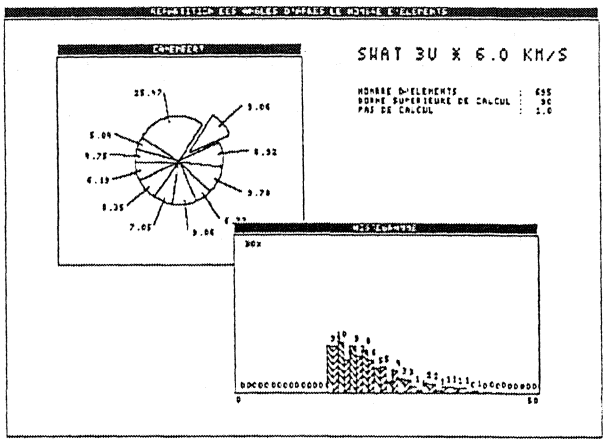

SWAT 11B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 269
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
0
40

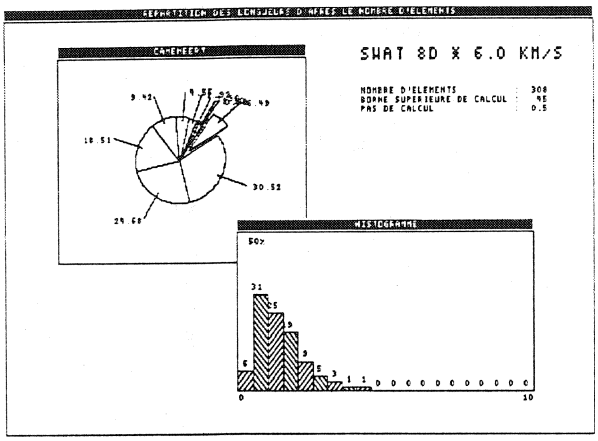
LES REFLEXIONS ENTRE 15 ET 45°

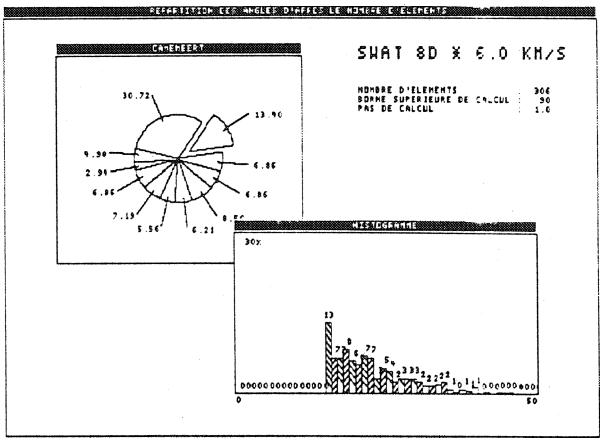

SWAT 3F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 333
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5

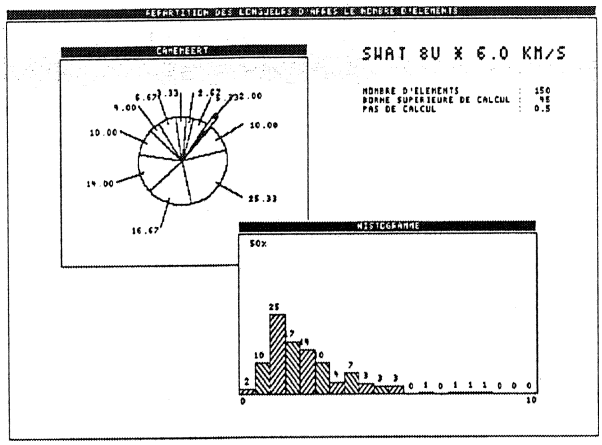

SWAT 3F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 336
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0

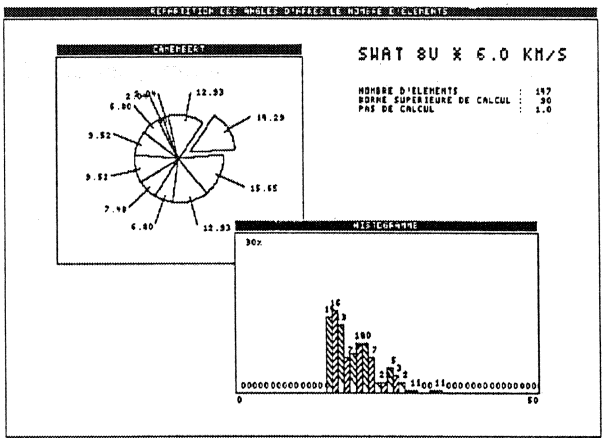

SWAT 3U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 703
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5

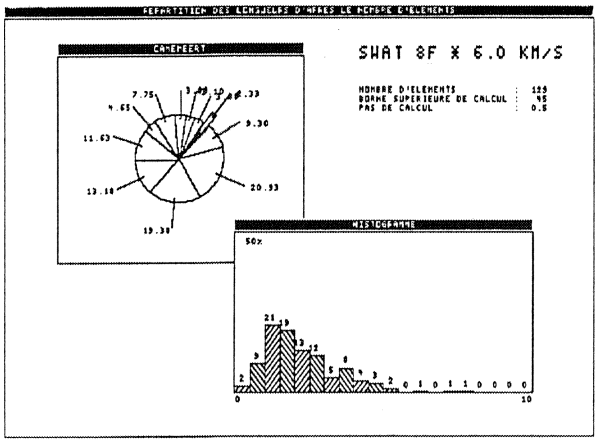

SWAT 3U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 695
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0

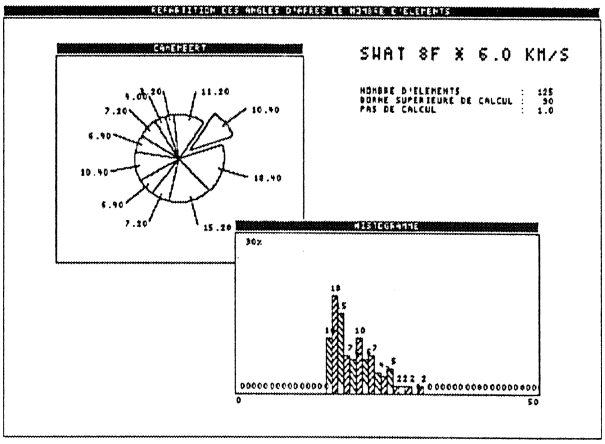

REPARTITION DES LONGUEURS D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 308
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 0.5
9.42
18.51
30.52
29.60
HISTOGRAMME
50x
31
25
19
9
5
3
1
1
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
10

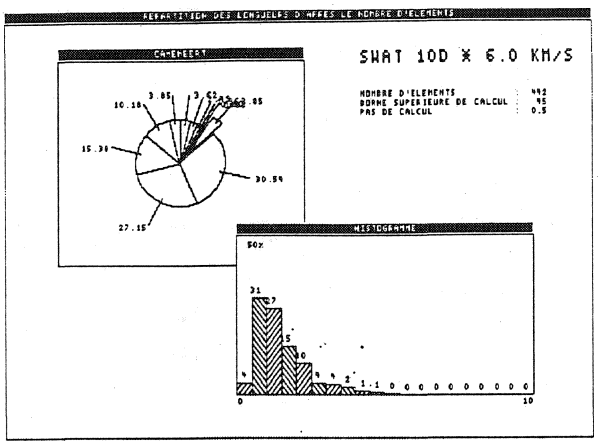

REPARTITION DES ANGLES D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 306
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
30.72
13.90
9.50
2.94
6.86
6.86
7.19
5.56
6.21
HISTOGRAMME
30x
13
8
7
7
5
3
3
3
2
2
2
1
1
1
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
50

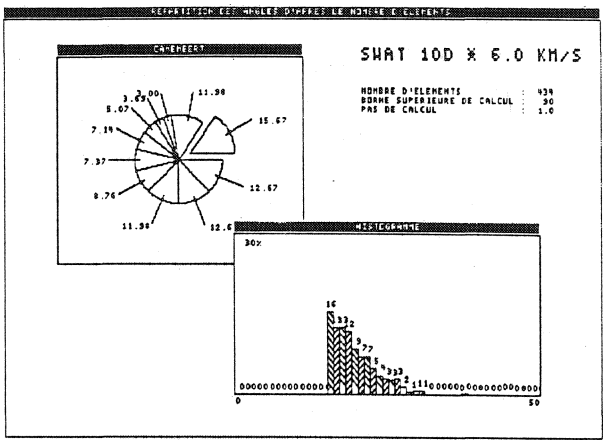

REPARTITION DES LONGUEURS D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 150
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 0.5
6.67
3.33
2.67
32.00
9.00
10.00
10.00
14.00
25.33
16.67
HISTOGRAMME
50x
25
17
14
10
7
3
3
3
2
1
0
1
1
1
1
0
0
0
10

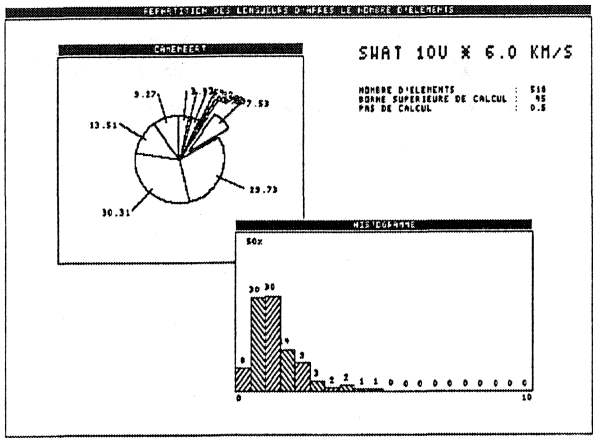

REPARTITION DES ANGLES D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 147
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
2.04
12.93
6.80
19.29
9.52
9.52
15.65
7.48
6.80
12.93
HISTOGRAMME
30x
16
9
7
7
5
3
2
2
1
1
0
0
1
1
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
50

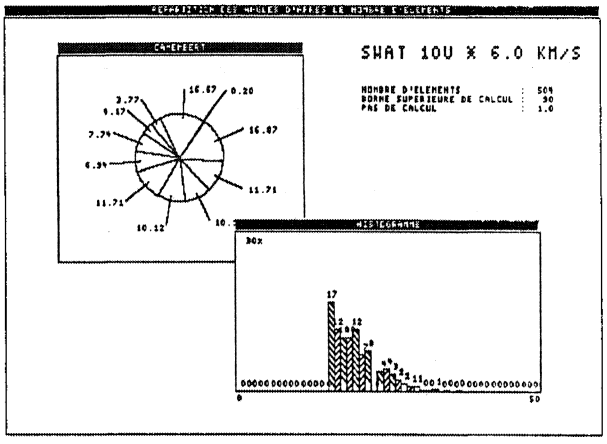

REPARTITION DES LONGUEURS D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 125
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 0.5
7.75
4.65
11.63
9.30
13.18
20.93
19.38
HISTOGRAMME
50x
21
19
12
9
6
5
3
2
2
1
0
1
1
1
0
0
0
0
10

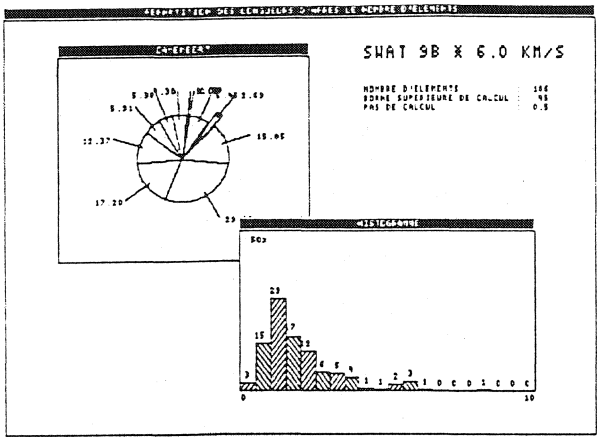

REPARTITION DES ANGLES D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 125
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
9.60
11.20
7.20
10.40
6.40
10.40
18.40
6.40
7.20
15.20
HISTOGRAMME
30x
18
15
10
7
7
5
4
3
2
2
2
1
1
1
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
0
50

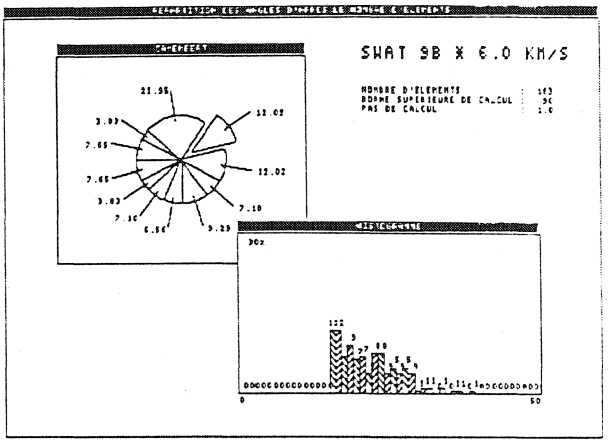

CAMEMBERT
SWAT 10D % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 442
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10

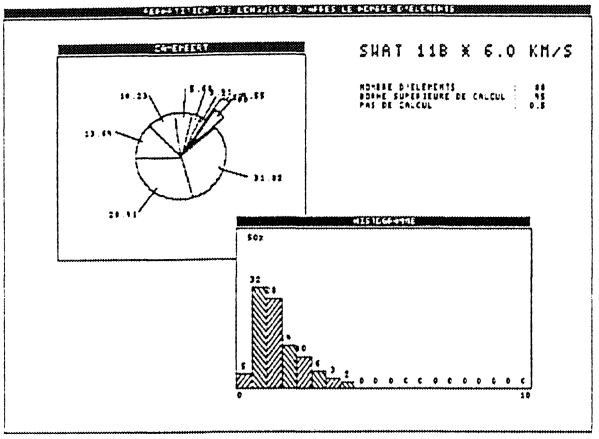

CAMEMBERT
SWAT 10D % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 439
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
30%
0
50

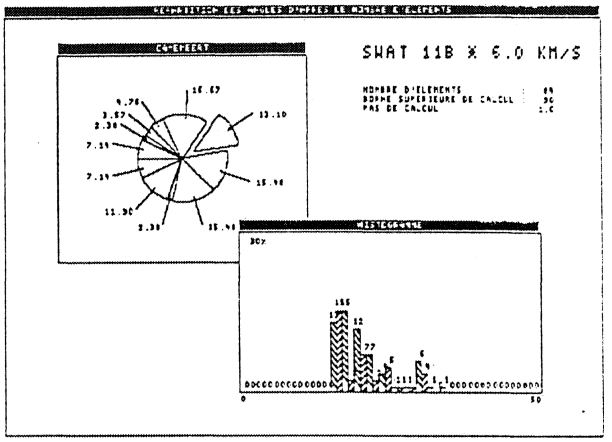

CAMEMBERT
SWAT 10U % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 516
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10


CAMEMBERT
SWAT 10U % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 504
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
30%
0
50

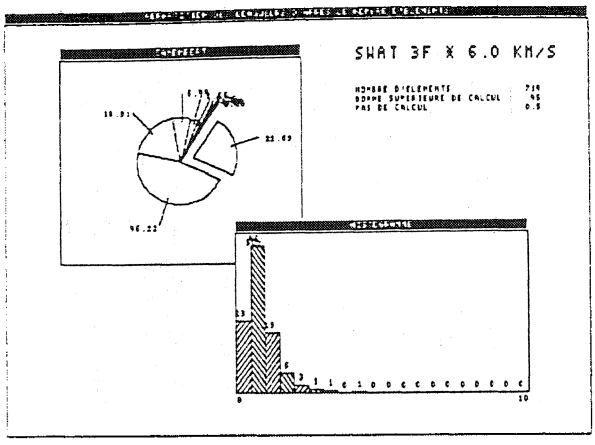

SWAT 9B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 166
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5

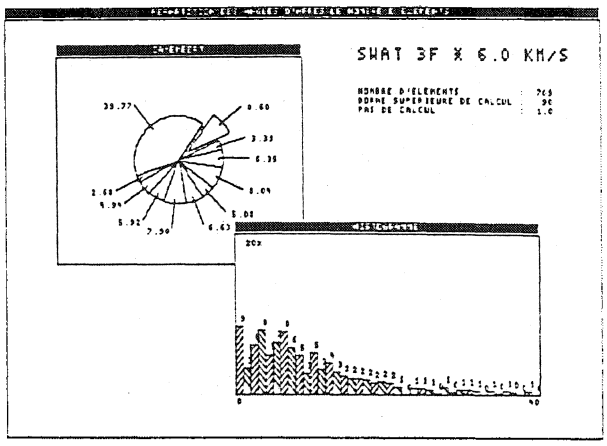

SWAT 9B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 163
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 50
PAS DE CALCUL : 1.0

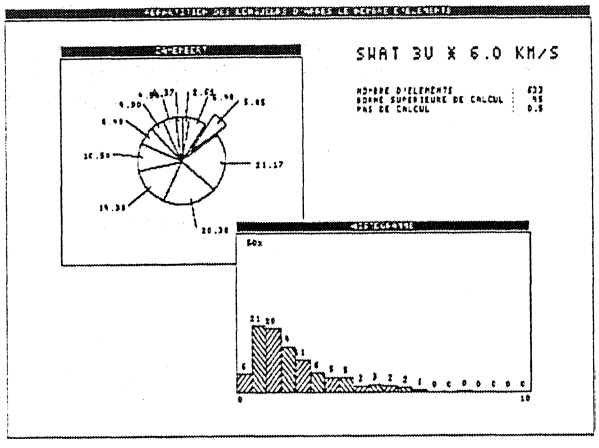

SWAT 11B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 88
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5

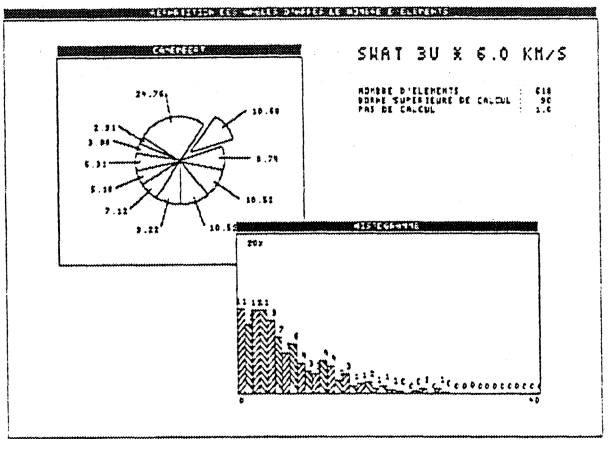

SWAT 11B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 89
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 50
PAS DE CALCUL : 1.0

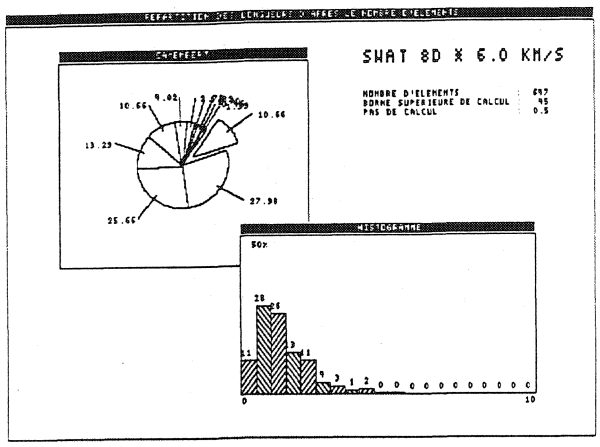
LES REFLEXIONS ENTRE 20 ET 30 KM DE PROFONDEUR

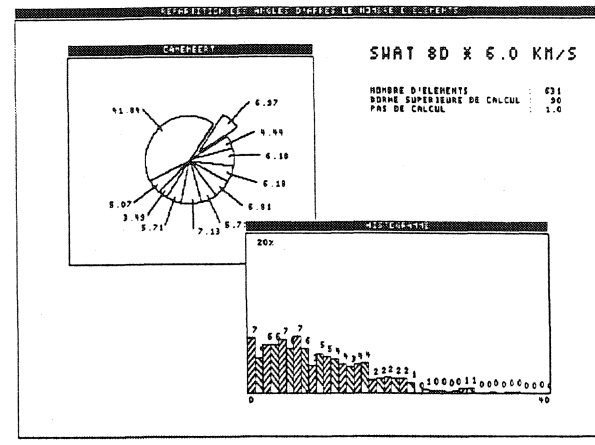

SWAT 3F X 6.0 KM/S

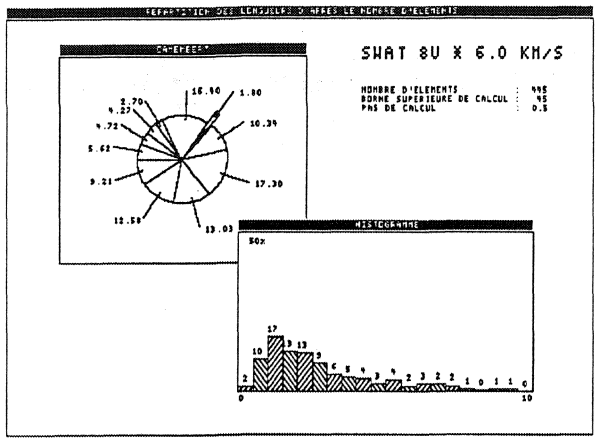

SWAT 3F X 6.0 KM/S

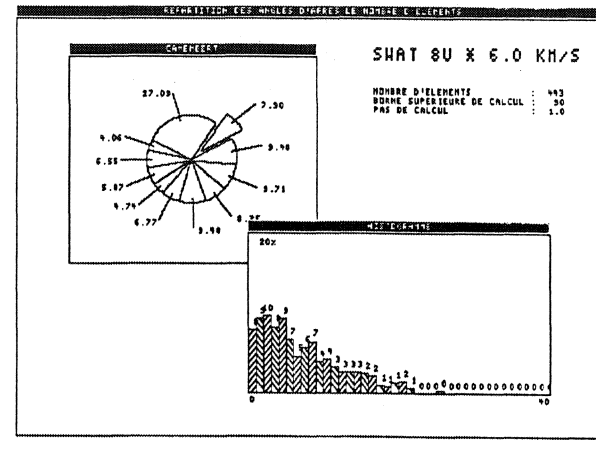

SWAT 3U X 6.0 KM/S

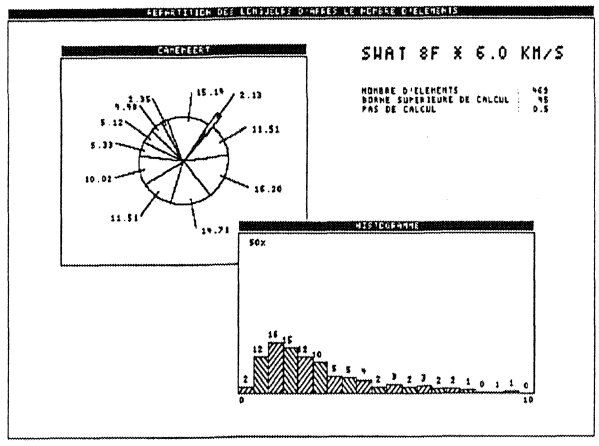

SWAT 3U X 6.0 KM/S

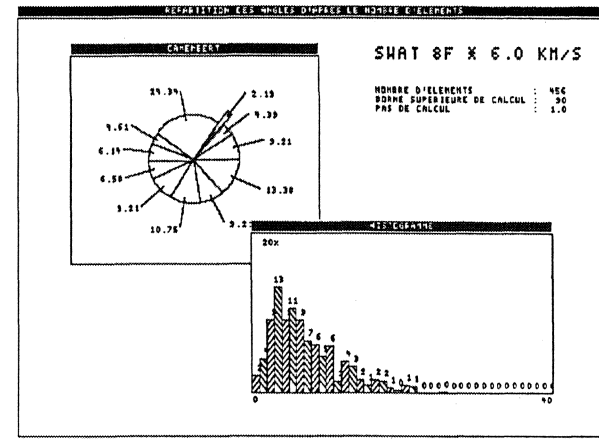

CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 697
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME

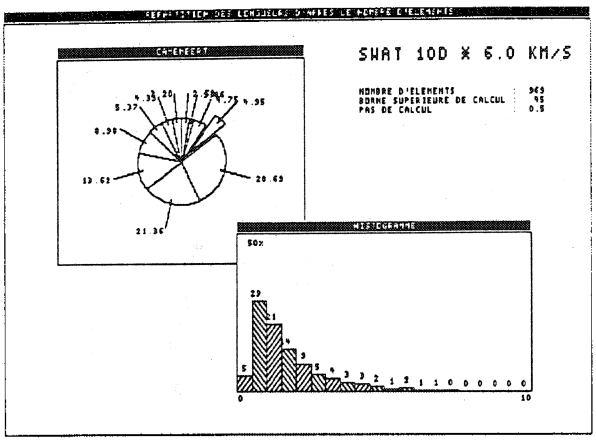

CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 631
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME

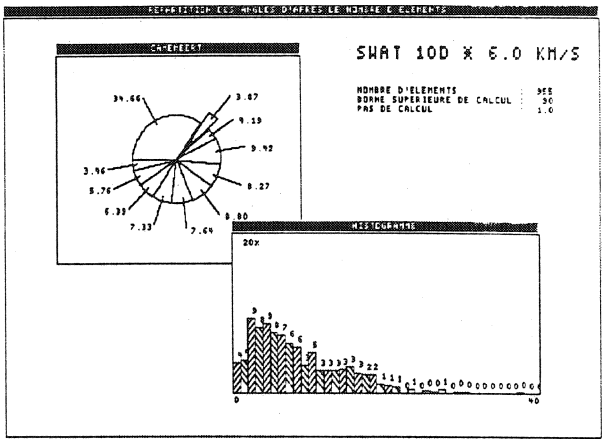

CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 495
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME

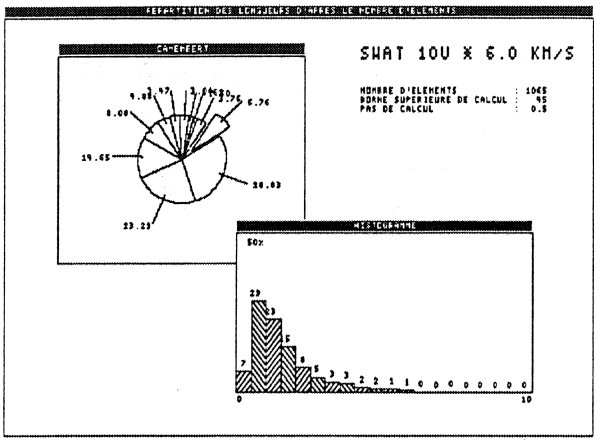

CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 443
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME

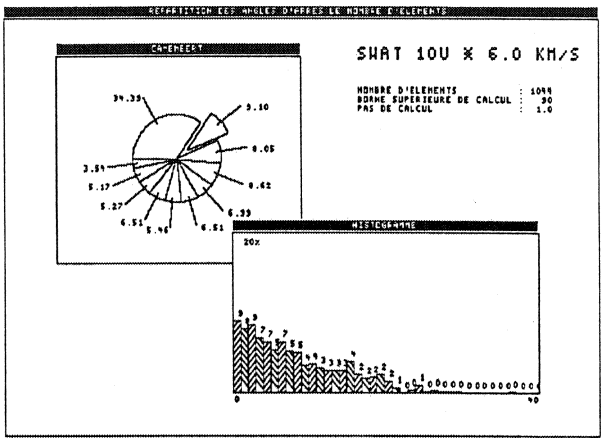

CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 463
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 45
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME

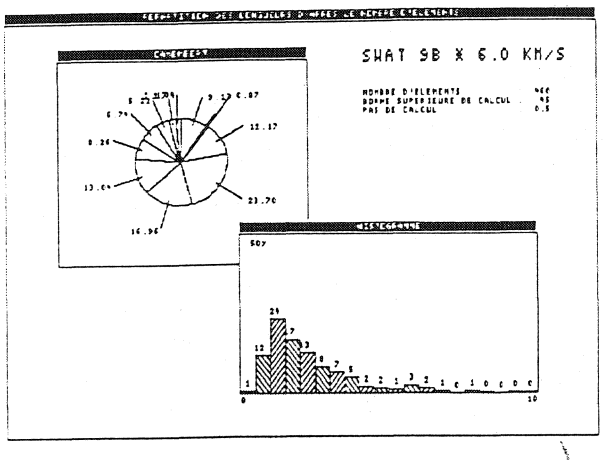

CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 456
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME

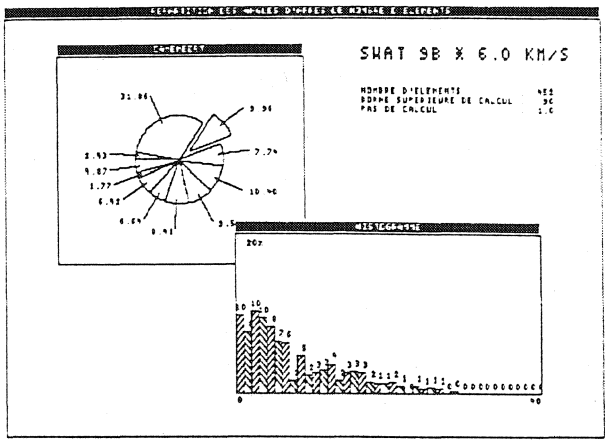

CAMEMBERT
SWAT 10D % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 965
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10

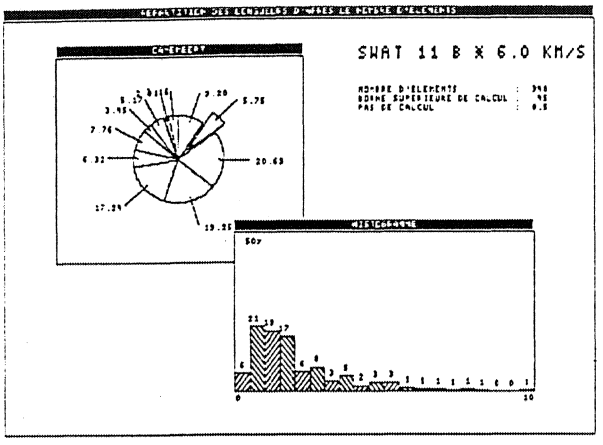

CAMEMBERT
SWAT 10D % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 965
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
0
40

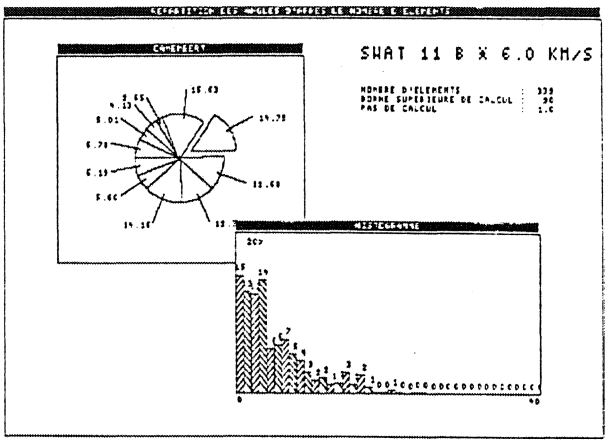

CAMEMBERT
SWAT 10U % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1065
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10


CAMEMBERT
SWAT 10U % 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 1099
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
HISTOGRAMME
20%
0
40

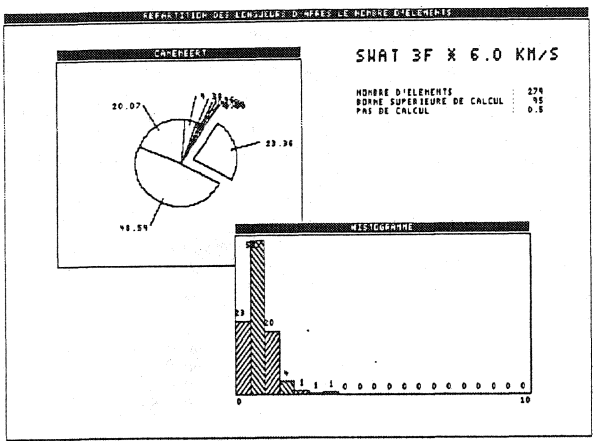

SWAT 9B X 6.0 KM/S

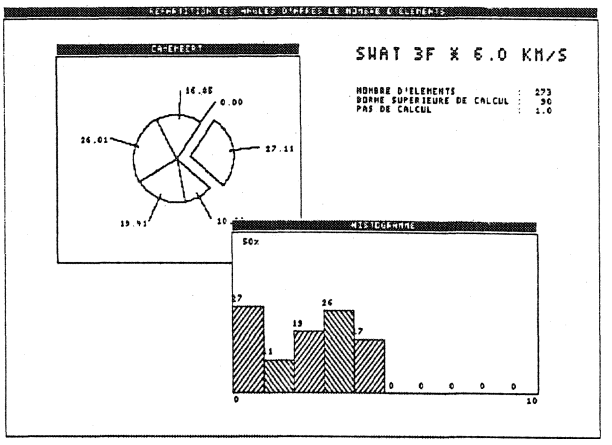

SWAT 9B X 6.0 KM/S

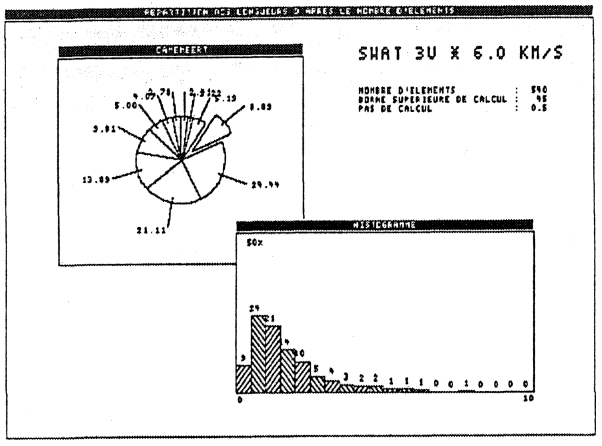

SWAT 11 B X 6.0 KM/S

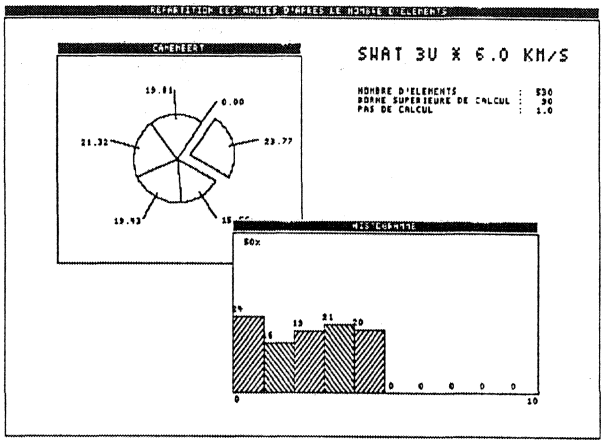

SWAT 11 B X 6.0 KM/S

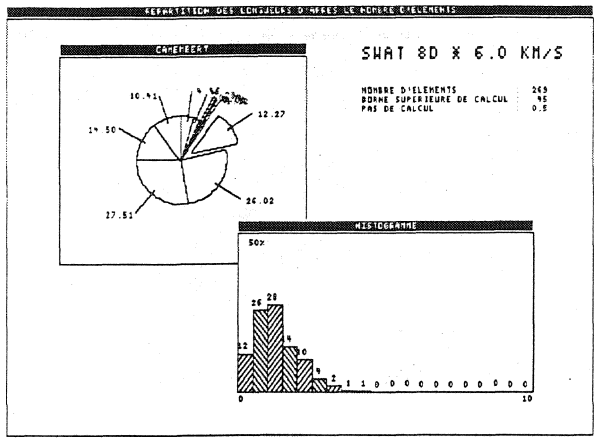
LES REFLEXIONS ENTRE 0 ET 5°

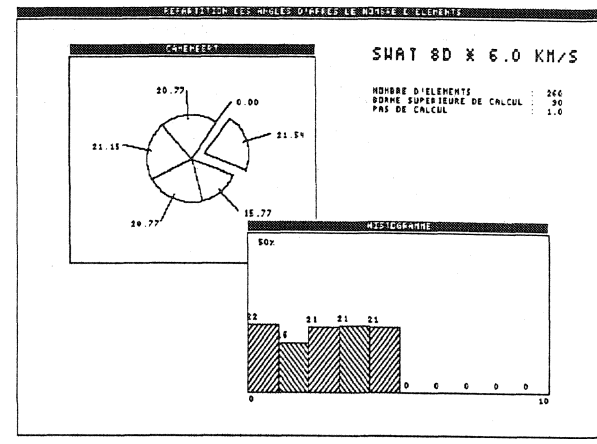

CAMEMBERT
SWAT 3F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 276
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
20.07
23.36
48.59
MISTOGRAMME
50%
23
20
9
1 1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0
10

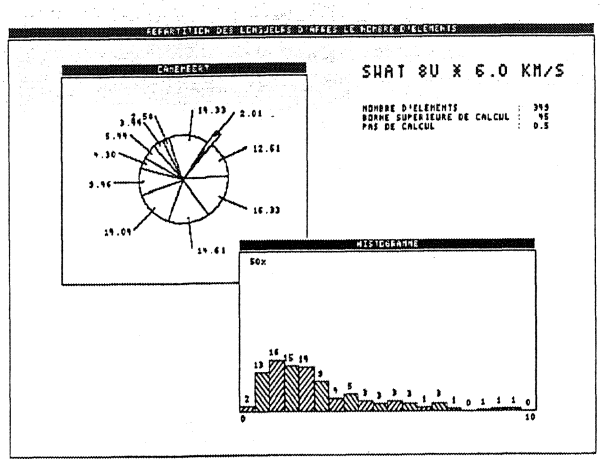

CAMEMBERT
SWAT 3F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 273
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
16.85
0.00
26.01
27.11
19.91
MISTOGRAMME
50%
17
11
19
26
7
0 0 0 0 0
0
10

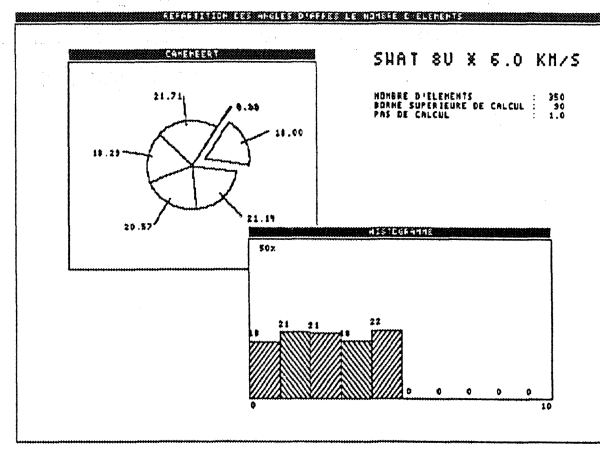

CAMEMBERT
SWAT 3U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 590
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
5.00
8.89
9.91
13.89
29.99
21.11
MISTOGRAMME
50%
29
21
9
6
4 3 2 2 1 1 1 0 0 1 0 0 0 0
0
10

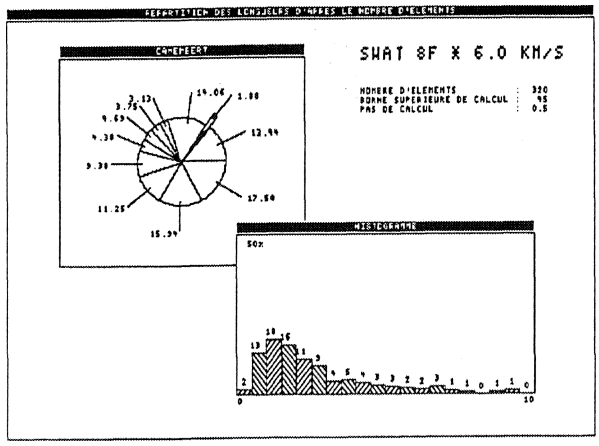

CAMEMBERT
SWAT 3U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 530
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
19.81
0.00
21.32
23.77
19.93
MISTOGRAMME
50%
29
6
19
21
20
0 0 0 0 0
0
10

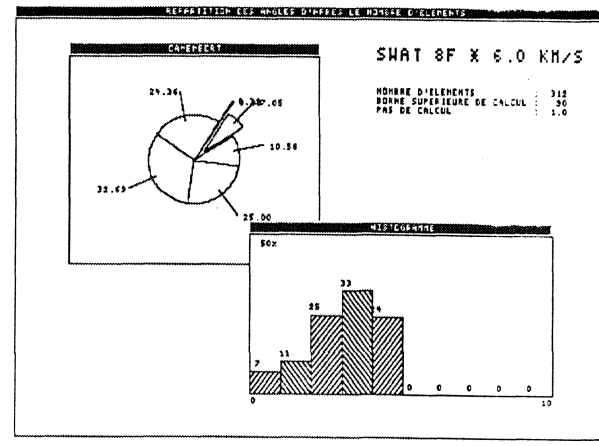

REPARTITION DES LONGUEURS D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 269
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
10.91
12.27
14.50
26.02
27.51
HISTOGRAMME
50x
26
28
12
6
4
2
1 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
0
10

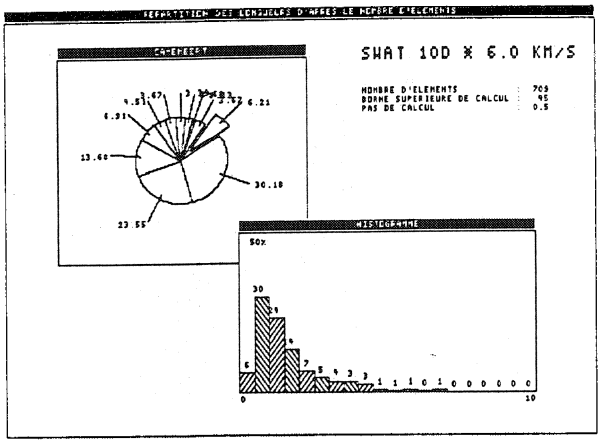

REPARTITION DES ANGLES D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 260
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
20.77
0.00
21.54
21.15
15.77
20.77
HISTOGRAMME
50x
22
16
21
21
21
0 0 0 0 0
0
10

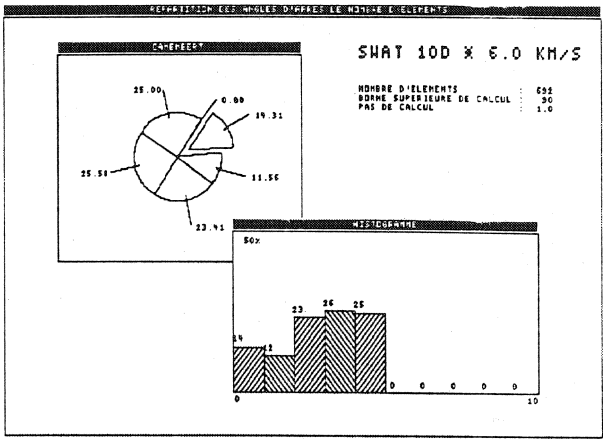

REPARTITION DES LONGUEURS D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 369
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
19.33
2.01
12.61
16.33
19.09
19.61
HISTOGRAMME
50x
13
16
15
19
9
5
3 3 3 3 1 1 1 1 1 0
2
0
10

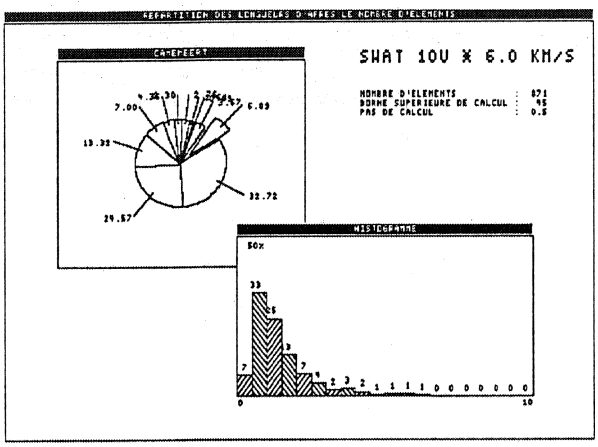

REPARTITION DES ANGLES D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 350
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
21.71
0.00
18.00
18.29
20.57
21.29
HISTOGRAMME
50x
18
21
21
18
22
0 0 0 0 0
0
10

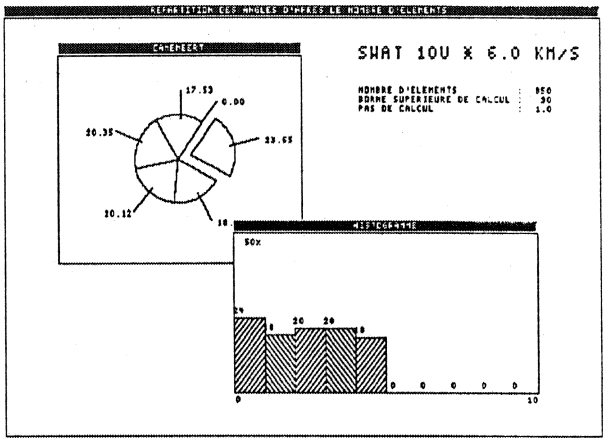

REPARTITION DES LONGUEURS D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 320
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
19.06
1.88
13.44
17.50
11.25
15.94
HISTOGRAMME
50x
13
18
16
11
9
5
3 3 3 2 3 1 1 0 1 1 0
2
0
10

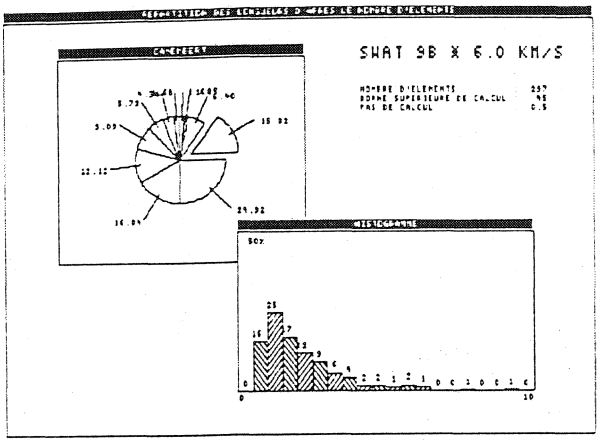

REPARTITION DES ANGLES D'ARRES EN NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 8F X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 318
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
29.36
10.58
32.69
25.00
HISTOGRAMME
50x
7
11
25
33
24
0 0 0 0 0
0
10

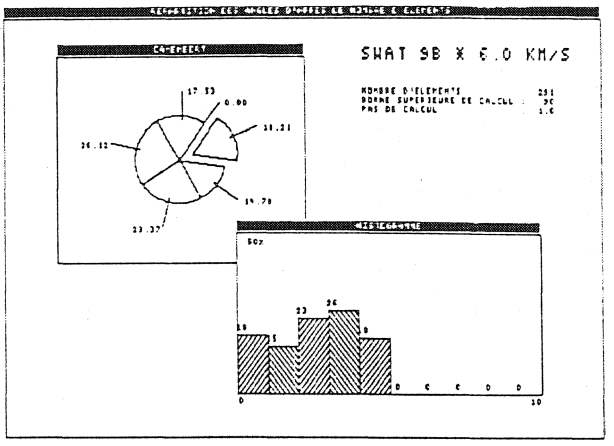

CAMEMBERT
SWAT 10D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 709
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
HISTOGRAMME
50x
30
19
9
6
7
5
4
3
3
1
1
1
0
1
0
0
0
0
0
0
0
10

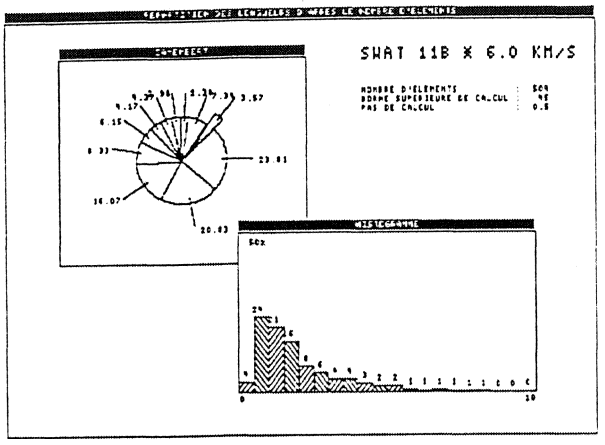

CAMEMBERT
SWAT 10D X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 692
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
25.00
0.00
19.31
25.58
11.56
23.91
HISTOGRAMME
50x
14
21
23
26
25
0
0
0
0
0
0
10

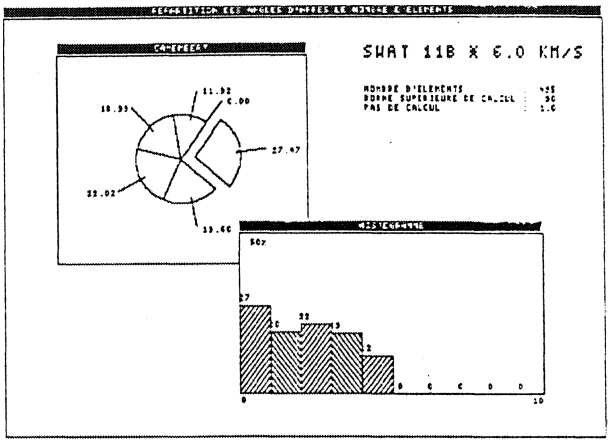

CAMEMBERT
SWAT 10U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 871
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5
7.00
6.09
19.33
32.72
29.87
HISTOGRAMME
50x
33
25
9
7
4
3
2
2
1
1
1
0
0
0
0
0
0
0
10


CAMEMBERT
SWAT 10U X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 850
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 90
PAS DE CALCUL : 1.0
17.53
0.00
20.35
23.65
30.12
18
HISTOGRAMME
50x
24
8
20
20
10
0
0
0
0
0
0
10

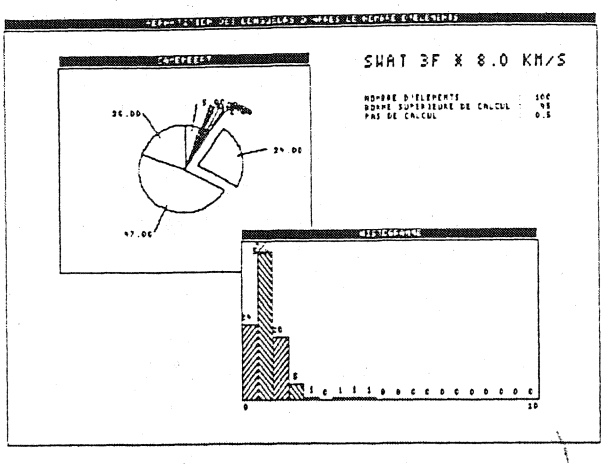

CAMEMBERT
SWAT 9B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 257
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 98
PAS DE CALCUL 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10

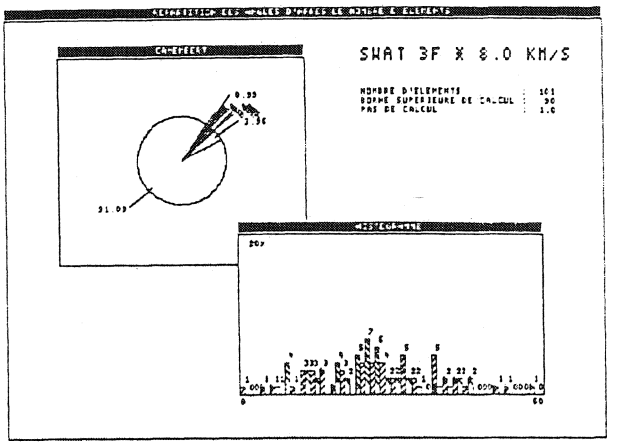

CAMEMBERT
SWAT 9B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 281
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 90
PAS DE CALCUL 1.0
HISTOGRAMME
50%
0
10

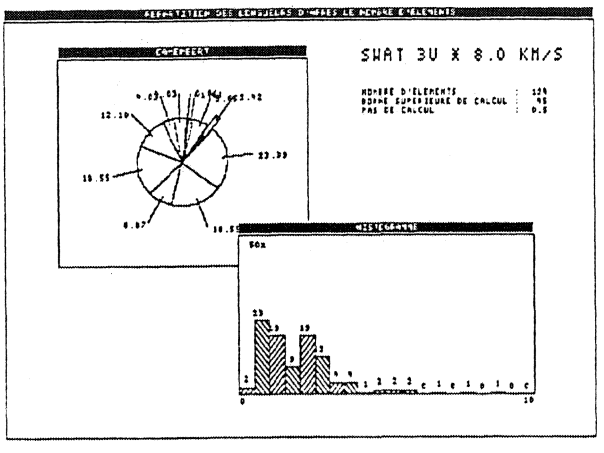

CAMEMBERT
SWAT 11B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 509
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 98
PAS DE CALCUL 0.5
HISTOGRAMME
50%
0
10

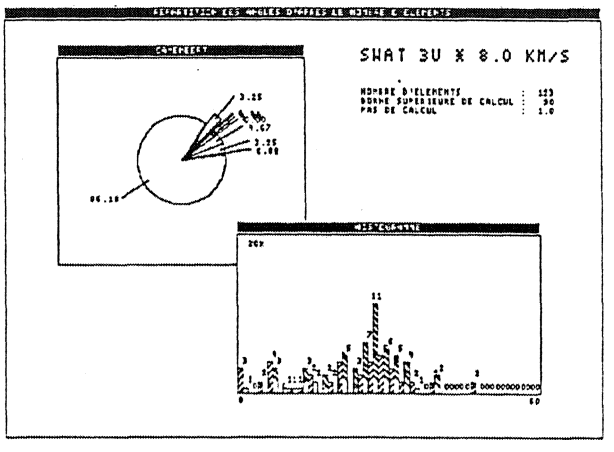

CAMEMBERT
SWAT 11B X 6.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 555
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 90
PAS DE CALCUL 1.0
HISTOGRAMME
50%
0
10

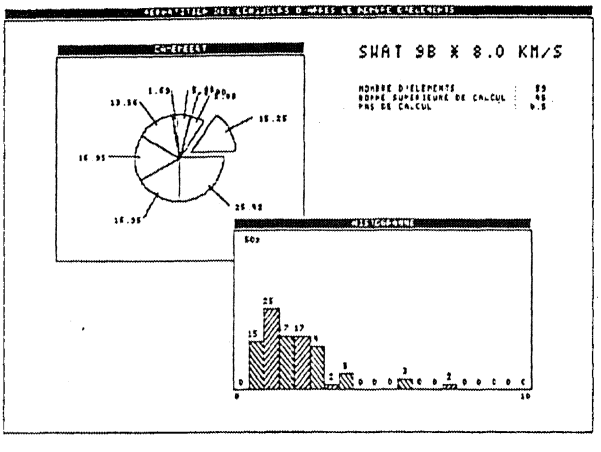
LES REFLEXIONS ENTRE 40 ET 70 KM DE PROFONDEUR

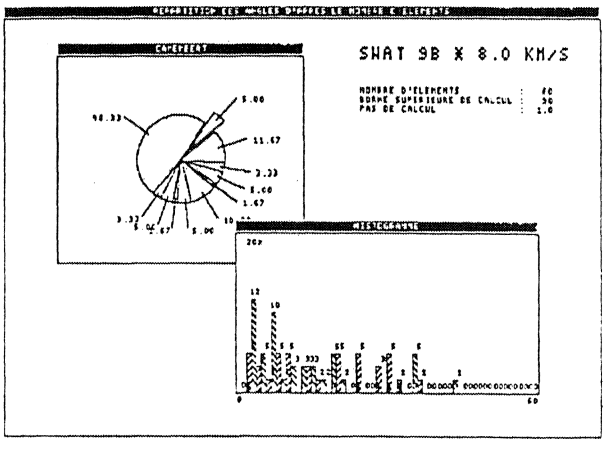

SWAT 3F X 8.0 KM/S

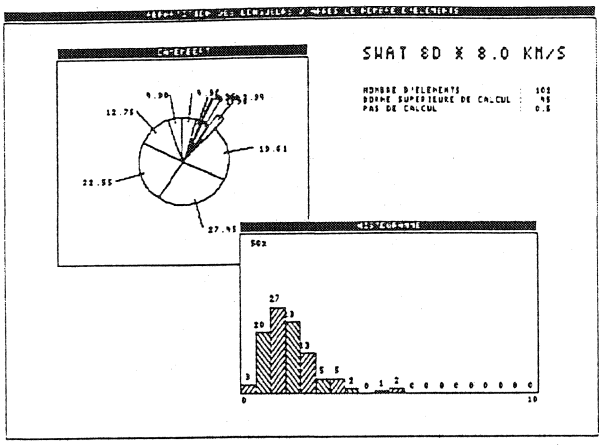

SWAT 3F X 8.0 KM/S

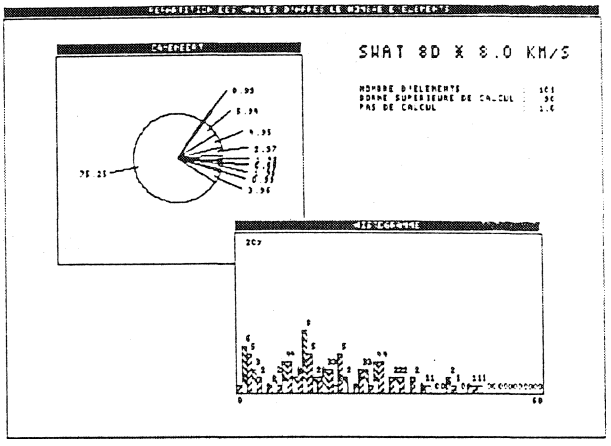

SWAT 3U X 8.0 KM/S

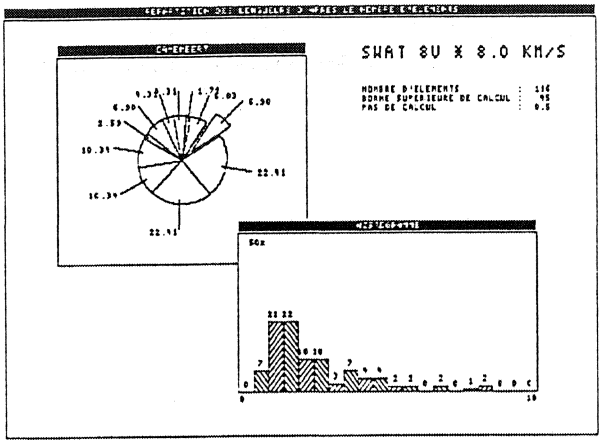

SWAT 3U X 8.0 KM/S

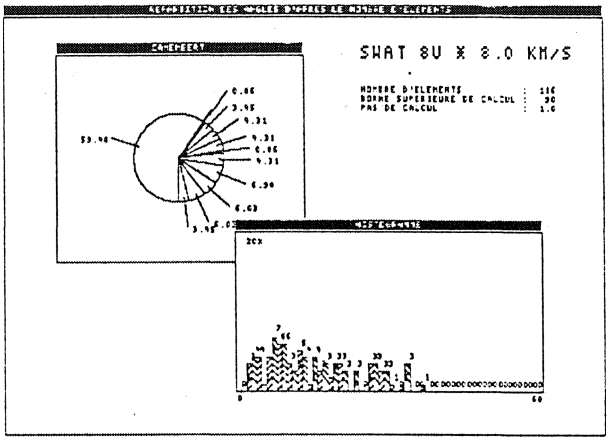

SWAT 9B X 8.0 KM/S

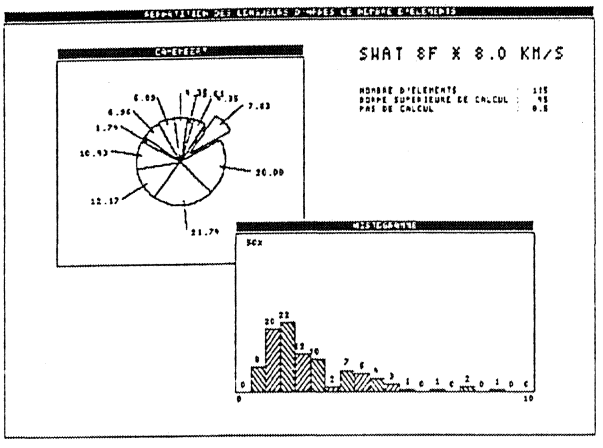

SWAT 9B X 8.0 KM/S

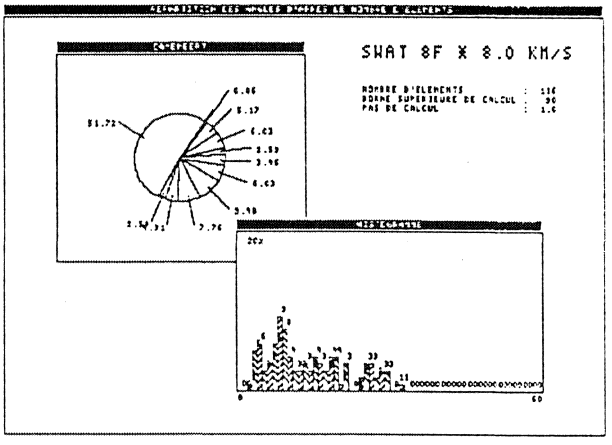

SWAT 8D X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 101
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5

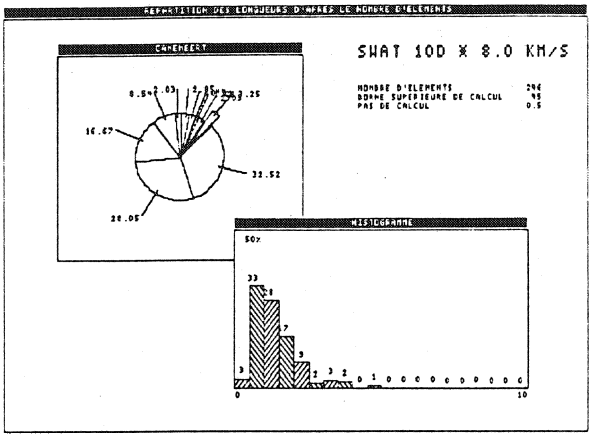

SWAT 8D X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 101
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5

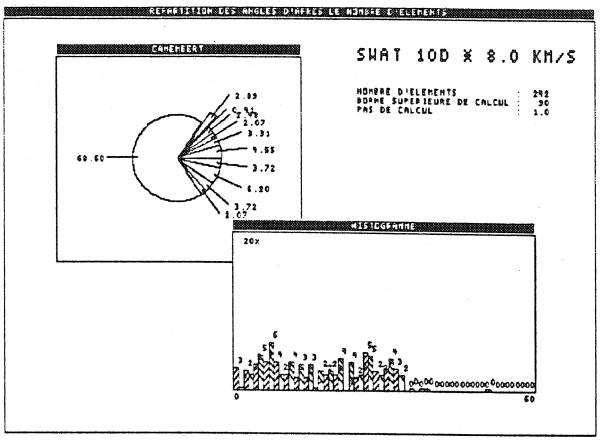

SWAT 8U X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 116
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5

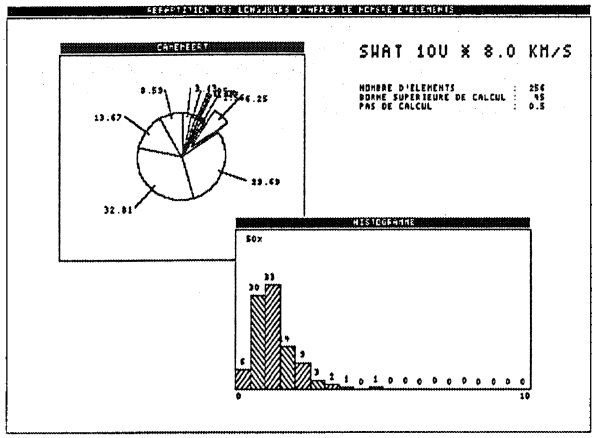

SWAT 8U X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 116
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5

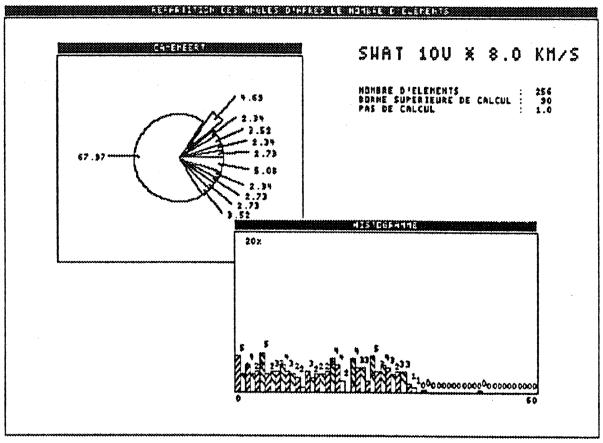

SWAT 8F X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 116
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5


SWAT 8F X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS : 116
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL : 95
PAS DE CALCUL : 0.5

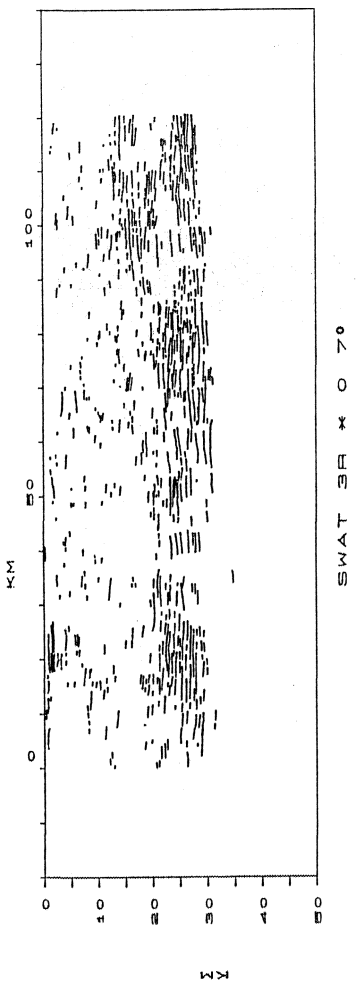

REPARTITION DES LONGUEURS D'ONDES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 10D X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 256
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 95
PAS DE CALCUL 0.5
8.59
16.67
32.52
26.05
HISTOGRAMME
50x
0
10

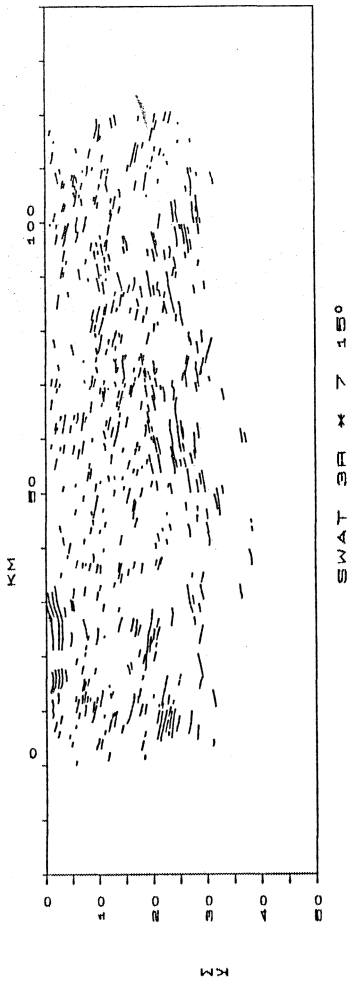

REPARTITION DES ANGLES D'ONDES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 10D X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 256
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 90
PAS DE CALCUL 1.0
69.50
2.89
2.53
2.07
3.91
9.85
3.72
6.20
3.72
1.07
HISTOGRAMME
20x
0
60

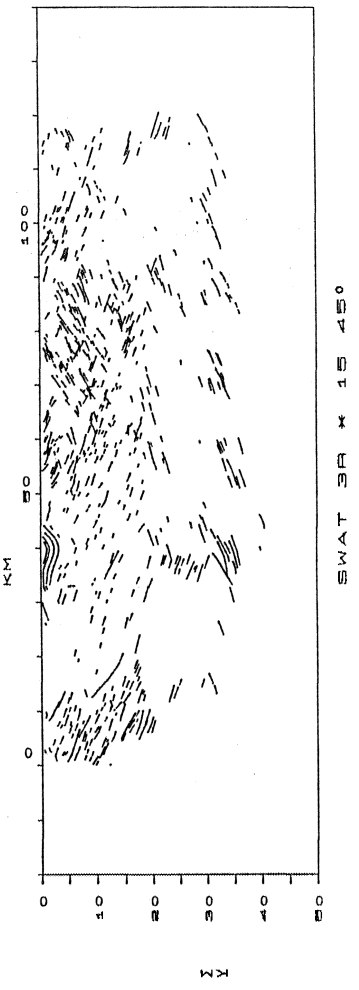

REPARTITION DES LONGUEURS D'ONDES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 10U X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 256
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 95
PAS DE CALCUL 0.5
8.59
13.67
46.25
29.69
32.81
HISTOGRAMME
50x
0
10


REPARTITION DES ANGLES D'ONDES LE NOMBRE D'ELEMENTS
CAMEMBERT
SWAT 10U X 8.0 KM/S
NOMBRE D'ELEMENTS 256
BORNE SUPERIEURE DE CALCUL 90
PAS DE CALCUL 1.0
67.97
9.63
2.34
2.53
2.34
2.73
5.08
2.34
2.73
2.73
3.52
HISTOGRAMME
20x
0
60

LA REPARTITION EN CLASSES DE 0-7-15-45°


KM
0
50
100
0 10 20 30 40 50
KM
SWAT 3R * 0 70

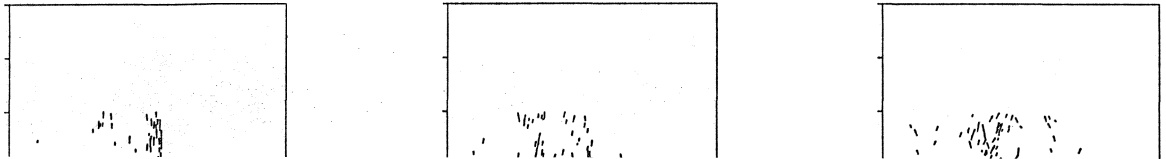

KM
0
50
100
0 10 20 30 40 50
KM
SWAT 3R * 7 150

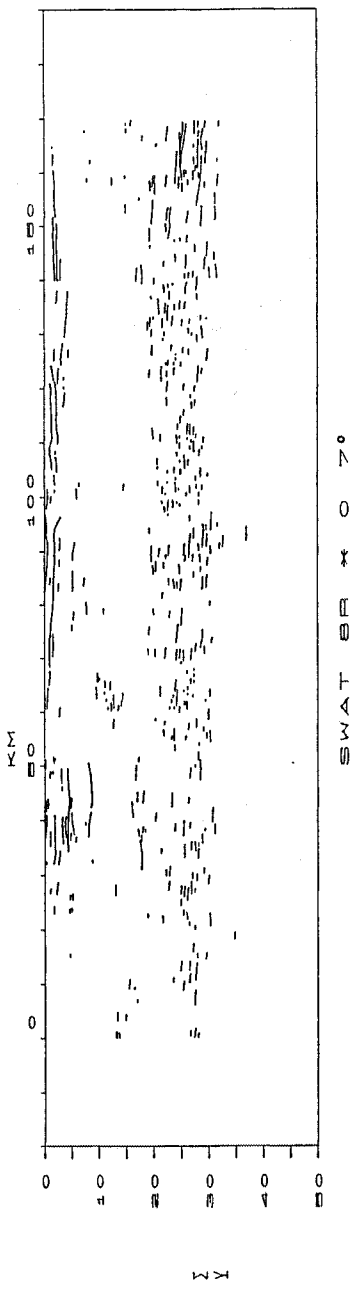

KM
0
50
100
0 10 20 30 40 50
KM
SWAT 3R * 15 450

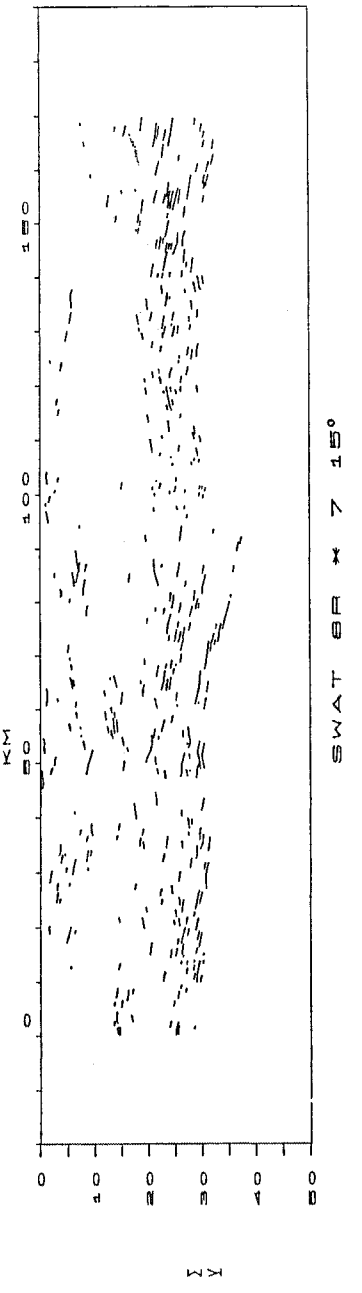
KM
0
50
100
KM
0
10
20
30
40
50
SWAT 3B * 0 7°

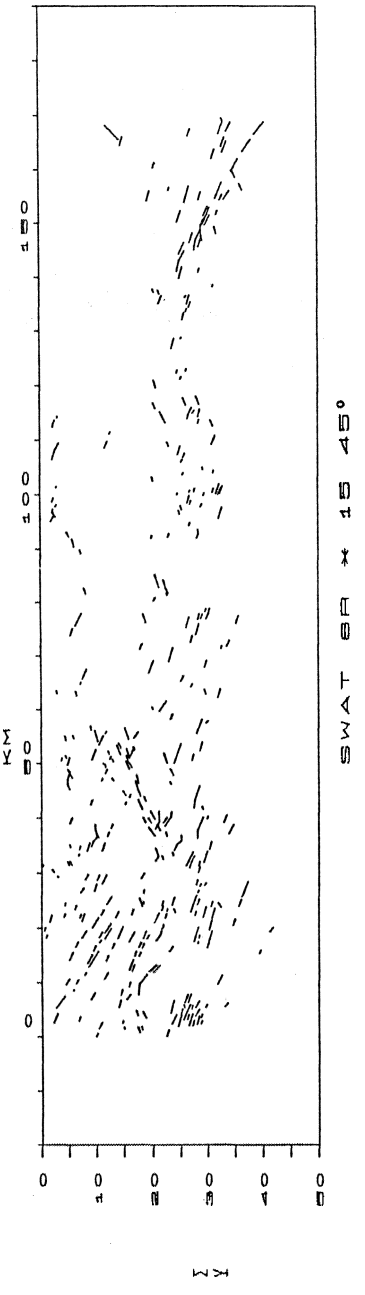
KM
0
50
100
KM
0
10
20
30
40
50
SWAT 3B * 7 15°

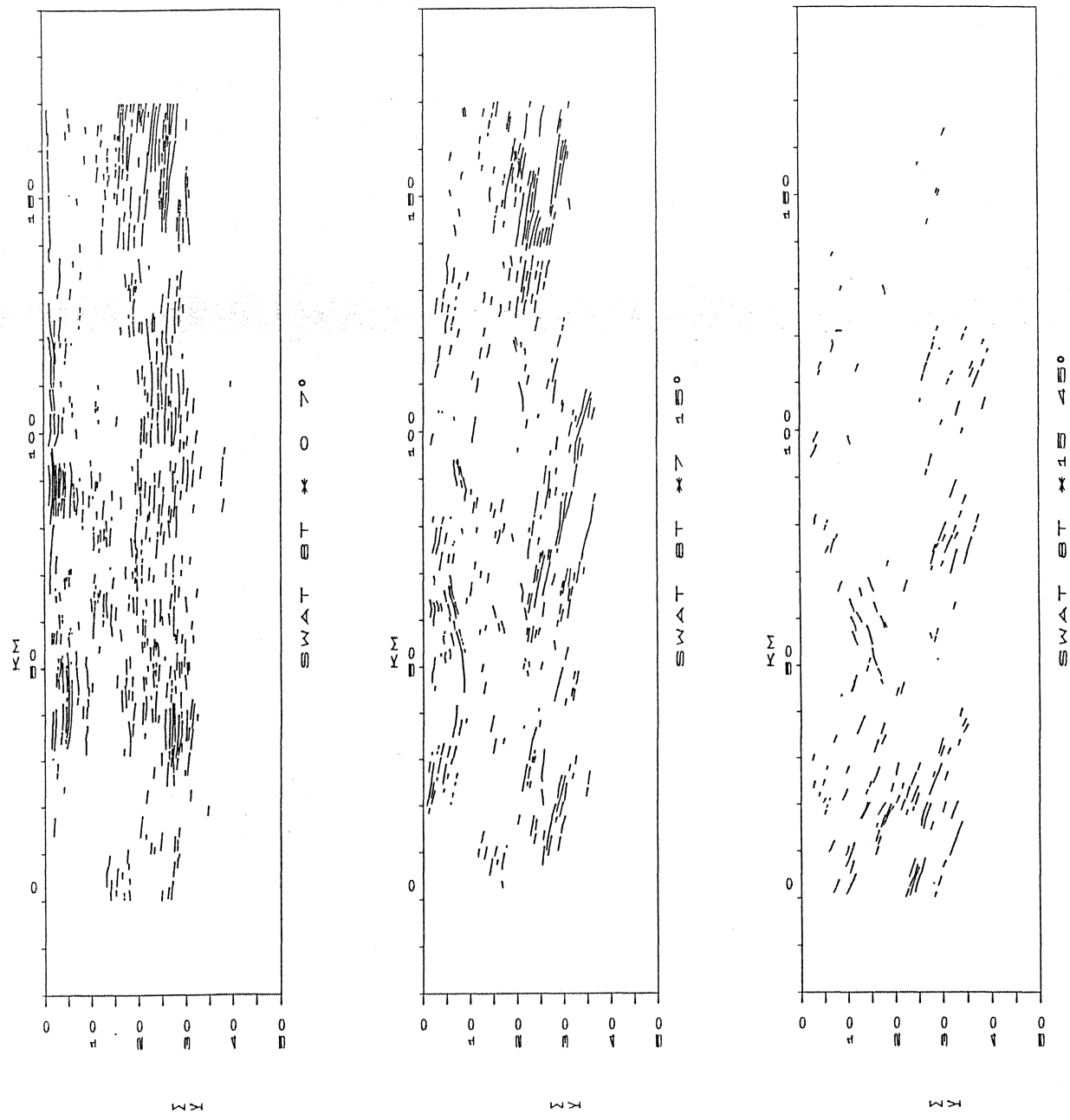
KM
0
50
100
KM
0
10
20
30
40
50
SWAT 3B * 15 45°




KM
150
100
50
0
0
10
20
30
40
50
KM
SWAT BR * 0 7°

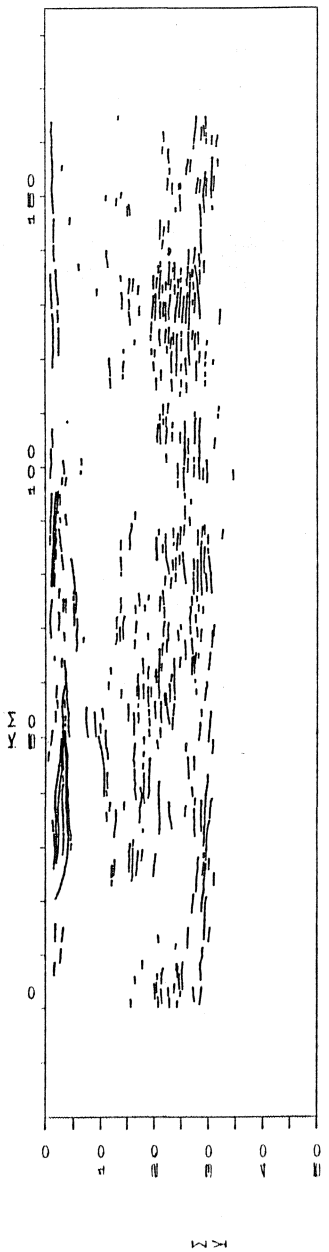

KM
150
100
50
0
0
10
20
30
40
50
KM
SWAT BR * 7 15°

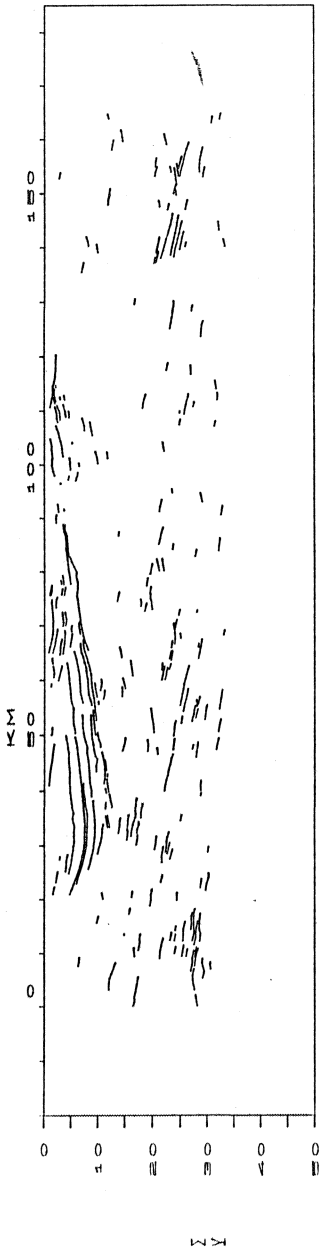

KM
150
100
50
0
0
10
20
30
40
50
KM
SWAT BR * 15 45°

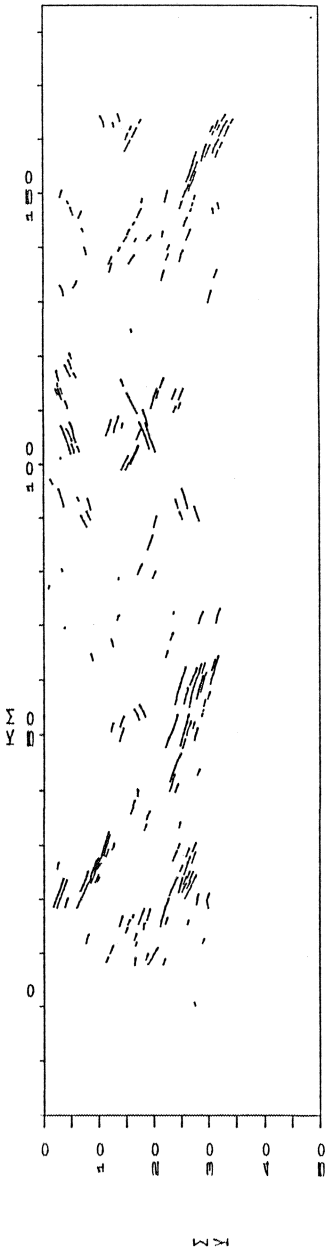

KM
0
100
150
0
10
20
30
40
50
KM
SWAT BT *15 450

KM
0
100
150
0
10
20
30
40
50
KM
SWAT BT *7 150

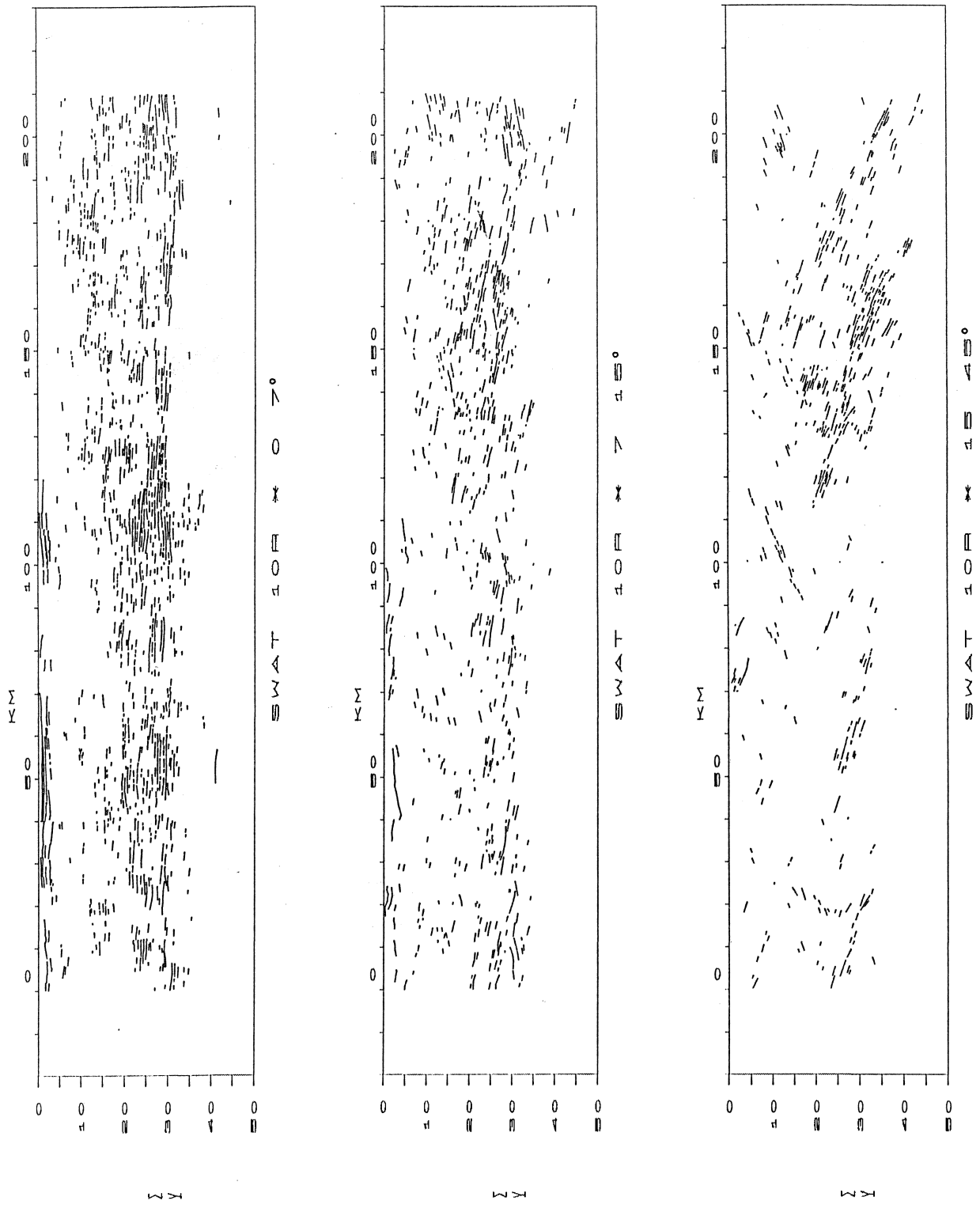
KM
0
100
150
0
10
20
30
40
50
KM
SWAT BT * 0 7°

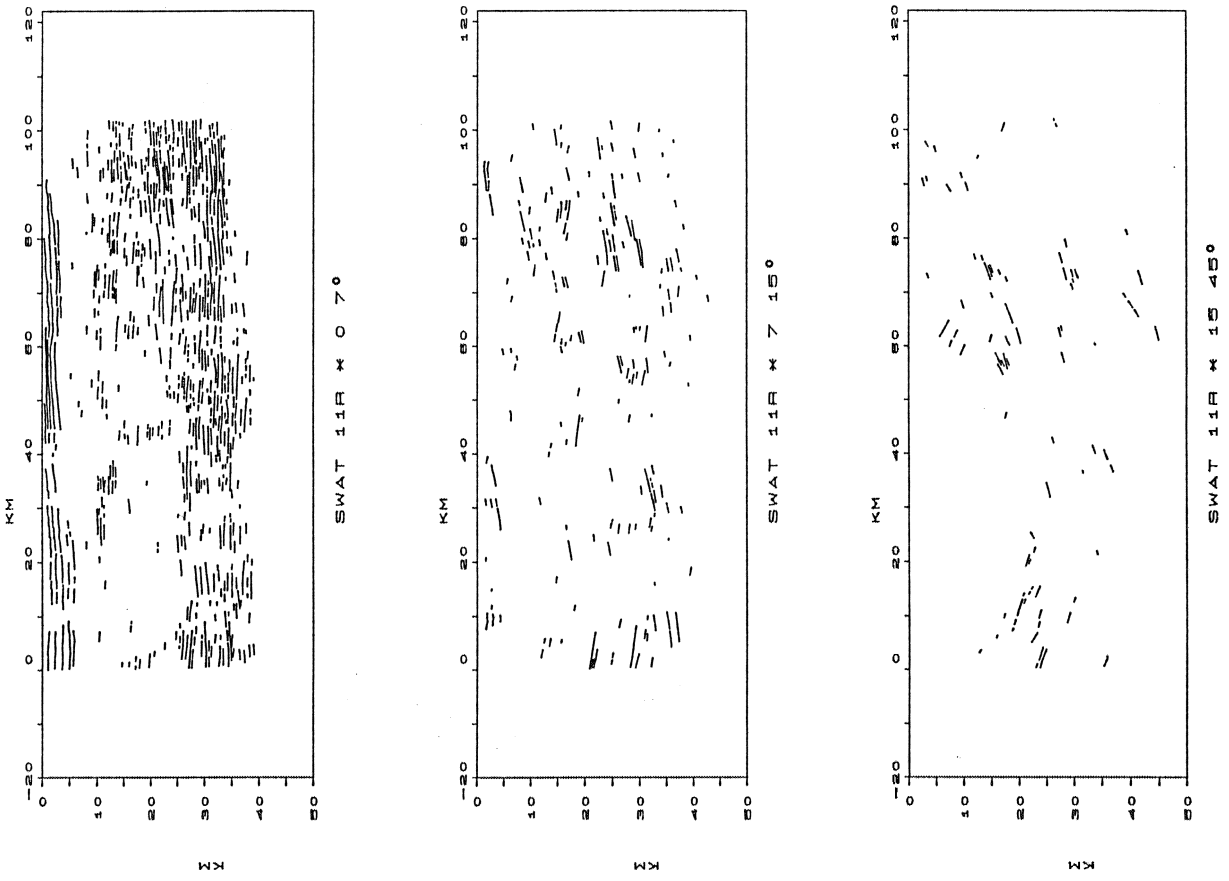






GEOSCIENCES - CNRS
BIBLIOTHEQUE


SWAT 10R * 0 *
SWAT 10R * 7 45
SWAT 10R * 15 45
KM
KM
KM


KM
KM
SWAT 11R * 0 7°
KM
KM
SWAT 11R * 7 15°
KM
KM
SWAT 11R * 15 45°

RESUME

Les profils de sismique réflexion à écoute longue acquis en Manche et en Mer Celtique lors de la campagne SWAT présentent l'intéret de couvrir une région où se sont succédés plusieurs orogènes et plusieurs phases d'extension. L'image de la croûte qu'ils fournissent apporte une information essentielle sur les structures héritées de ces déformations successives, et sur les relations qui pourraient exister entre objets datant de différents épisodes. L'interprétation de données de sismique demande, en théorie, que ces données aient été migrées. C'est pourquoi nous avons entrepris la migration de cinq des profils SWAT qui nous permettaient d'aborder des problèmes géologiques intéressants.

La migration conventionnelle de profils de sismique profonde, outre qu'elle requiert un équipement lourd, ne donne pas de résultats très satisfaisants; aussi nous avons utilisé une technique de migration s'appliquant aux pointés sismiques au lieu des données numériques. Deux programmes de migration de pointés, basés sur le même principe de calcul, mais différents par les modèles de vitesses envisagés, ont pu être utilisés. L'expérience a montré que l'obtention d'une migration correcte dépendait de deux critères : le degré de connaissance de la répartition des vitesses au travers de la croûte et, surtout, le choix des données (qualité de la digitalisation, sélection des réflecteurs). L'apparition fréquente de grands réflecteurs non significatifs rend les profils migrés plus difficiles à lire que leurs homologues non migrés. L'emploi de filtres, ou la segmentation systématique des réflecteurs migrés, permet d'atténuer ces artefacts.
La mise en parallèle des résultats des deux types de migrations employés montre que le repositionnement des réflecteurs qu'elles induisent est, dans la plupart des cas, très comparable.
L'étude des profils migrés confirme l'existence de réflecteurs mantelliques et le caractère sécant de la majorité des réflecteurs pentés sur la croûte inférieure. Elle montre également que les chronologies qui semblent exister entre certains réflecteurs peuvent être modifiées par la migration, que le Moho, globalement plat, présente quelques décalages et met en relief le caractère discontinu de la croûte inférieure réflective.

L'intégration de ces observations aux modèles géologiques déjà proposés pour expliquer les caractéristiques des profils SWAT, soulève quelques problèmes dont nous discutons dans la dernière partie de ce travail.