



HAL
open science

Les réflecteurs du chevauchement pennique (profil Ecors Alp1) : une analyse critique des données vibrosismiques.

G. Sénéchal

► To cite this version:

G. Sénéchal. Les réflecteurs du chevauchement pennique (profil Ecors Alp1) : une analyse critique des données vibrosismiques.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1991. Français. NNT: . tel-00525577

HAL Id: tel-00525577

<https://theses.hal.science/tel-00525577>

Submitted on 12 Oct 2010

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.

OBSERVATOIRE DE GRENOBLE
ET
INSTITUT DE RECHERCHES INTERDISCIPLINAIRES DE GEOLOGIE ET DE MECANIQUE

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Mention: PHYSIQUE

Spécialité: Géophysique Interne

par

Guy SENECHAL

SUJET

L

LES REFLECTEURS DU CHEVAUCHEMENT PENNIQUE
(PROFIL ECORS ALP1):
UNE ANALYSE CRITIQUE DES DONNEES VIBROSISMIQUES.

Soutenue le 14 novembre 1991 devant la Commission d'Examen

MM.	G. PERRIER	Président
	P. CHOUKROUNE	Rapporteur
Mlle	B. DE VOOGD	Rapporteur
M.	F. THOUVENOT	Directeur de Thèse
Mme	L. LEVATO	Examineur
M.	P. VIALON	Examineur

10407068

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (06) 87.40.43

20 JAN. 1992

Voici venue la fin d'une grande aventure. Encore me reste-t-il à remplir cette ultime page blanche en remerciant toutes celles et tous ceux qui, d'une manière ou d'une autre, sont en partie responsables du résultat final ...

Je dois ces dernières années passées entre la Chartreuse, le Vercors et Belledonne à François Thouvenot et Guy Perrier dont les encouragements, le soutien et la confiance qu'ils ont eus envers moi m'ont convaincu de ne pas préférer (temporairement) la compagnie des chamois et des marmottes à celle des géophysicochimicologues de toutes sortes et de toutes nationalités.

Claude Kerckhove et Pierre Vialon sont en partie à l'origine de ma passion pour la géologie et les Alpes: je tiens à les en remercier et à leur exprimer ici toute ma gratitude et ma reconnaissance.

Merci de même à Béatrice De Voogd et à Pierre Choukroune qui ont accepté d'être les examinateurs de cette thèse.

Les personnes qui m'ont aidé au cours de ces années de recherche sont beaucoup trop nombreuses pour que je puisse les remercier toutes successivement; malgré tout, certaines d'entre elles ont constitué la clef de voute de mon édifice doctoral:

je dois ainsi beaucoup aux membres de l'Observatoire d'Ottawa et tout particulièrement à Bernd Milkereit et Carl Spencer qui ont eu la patience de m'encadrer lors de mes premiers pas dans le monde merveilleux du *seismic processing*, (... et de la bière à flot). Merci à Alan Green qui m'a offert la possibilité de passer quelques temps au sein de son équipe.

Après avoir traversé l'Atlantique, il ne me restait plus qu'à traverser le Lac Léman, ce qui m'a conduit à Lausanne, ceci grâce au professeur Olivier que je remercie vivement de m'avoir accueilli au sein du groupe GRANSIR.

Les conseils de Lucia Levato m'ont permis de mettre un orteil dans GEOVECTEUR en connaissance de cause; je la remercie pour sa constante disponibilité ainsi que d'avoir accepté de faire partie de mon jury.

Que Brigitte, Robin et Monsieur Besnard trouvent de même dans ces quelques lignes l'expression de toute ma reconnaissance.

A coté de ces nombreux géophysiciens, de non moins nombreux informaticiens m'ont largement facilité la vie en m'initiant au doux plaisir du transcodage et de la lecture de bande: merci à Anne, Régis, Jean-Michel et à leurs homologues canadiens et suisses.

Merci encore à Anne, non seulement de m'avoir aidé à embêter tous mes petits copains en me donnant les moyens de dessiner les nombreuses sections sismiques qui agrémentent ce volume, mais aussi pour ses conseils (et les quelques photos) qui resteront gravées à jamais dans ma mémoire.

L'ornementation de cette thèse doit beaucoup à un sismalpien à qui j'exprime ici mes remerciements, après l'avoir longtemps injustement soupçonné de changer la version de GRAF-X tous les 3 jours: merci Julien.

Enfin, au delà de toutes ces considérations sismico-informaticiennes, quelques géologues, déjà cités ou non, petits ou grands, Savoyards ou non, ont oeuvré pour me rappeler à mes origines premières: merci à Gilles, Pierre, Jean-Louis et quelques autres...

N'ayant pu me satisfaire uniquement du plaisir issu de la détermination des corrections statiques résiduelles et de la migration partielle avant sommation, je dois avouer ici que les nombreuses journées de grimpe, de ski, (mais aussi de bateau !) effectuées depuis deux ans m'ont permis de compenser le manque aigu de vacances: merci à tous mes compagnons de cordée, de galère, de baballes, troglodistes et rastaquères en tous genres ainsi qu'aux 931 chamois, 437 marmottes, 18 bouquetins et 2 lagopèdes qui ont agrémentés mes séjours alpins.

L'amitié et la gentillesse de François et Liliane m'ont profondément touché: j'ai eu beaucoup de plaisir à travailler avec le premier et à rire avec les deux. Rire, mes voisins et voisines de travail m'en ont souvent donné l'occasion, cartusienne ou danoise, Ma kachou al'ou ou membre de sectes diverses et variées ... merci les aminches. Notez qu'une de mes grandes satisfactions personnelles a été d'unir (momentanément) sur une même corde un mexicain et un américain: merci Paco, merci Roland.

Bien loin de mes préoccupations vibrosismiciennes, mais parfois si proches de moi dans les moments difficiles, quelques Sénéchaux ou ex-Sénéchaux ont su m'encourager à persévérer dans ce sujet "... certainement très intéressant...!!". Je leur présente aujourd'hui mes sincères remerciements, ainsi qu'aux branches familiales annexes ...

Mes derniers mots s'adresseront à l'unique personne qui soit aujourd'hui en mesure de parler en connaissance de cause de l'aventure que fut cette thèse: elle en a connu les inconvénients sans toujours pouvoir profiter des avantages touristiques qui me furent offerts; merci infiniment Pascale et ne t'inquiète pas:

nous retournerons ensemble à Wasaga Beach !

INTRODUCTION 1

Légende des cartes géologiques I

27 AOUT 2003

I PRESENTATION DU PROFIL ECORS ALP 1

1. LA SISMIQUE DANS LES ALPES OCCIDENTALES 3

 1.1 Aperçu historique 3

 1.2 Le programme ECORS Alpes 5

2. LE PROFIL ECORS ALP1 6

 2.1 Les objectifs 6

 2.2 Localisation géographique du profil ALP1 7

 2.3 Cadre géologique 9

 2.3.1 Structures géologiques majeures 11

 2.3.2 Géologie de surface 12

 2.3.3 Contexte dynamique 16

II ACQUISITION ET TRAITEMENT

1. ACQUISITION SUR LE TERRAIN 19

 1.1 Les paramètres d'exploitation 19

 1.2 Le dispositif de terrain 21

2. TRAITEMENT DES DONNEES 22

 2.1 La chaîne de traitement sismique 23

 2.1.1 Squelette général du traitement en couverture multiple 23

 2.1.2 Edition des enregistrements 25

 2.1.3 Traitement principal des données 27

 2.2 Traitement effectué par C.G.G. 40

 2.2.1 Les séquences de traitement 41

 2.2.2 Les sections sismiques obtenues 43

III LE RETRAITEMENT DES DONNEES

1. GENERALITES	48
1.1 Les objectifs du retraitement	48
1.2 Les différentes approches envisagées	48
1.3 Matériels et logiciels informatiques	49
2. INFLUENCE DU PENDAGE DES STRUCTURES	51
2.1 Traitements préliminaires aux corrections dynamiques	51
2.1.1 La mise en collection en points miroirs communs (CDP)	52
2.1.2 Filtrages et égalisations dynamiques	54
2.1.3 Les corrections statiques	60
2.2 Corrections dynamiques et sommations	69
2.2.1 Sommations à vitesses constantes	69
2.2.2 Les fonctions de mise à zéro	74
2.2.3 Modèle de vitesse de sommation obtenu ..	78
2.2.4 Résultat après sommation	80
2.3 Somme après migration partielle (DMO)	80
2.3.1 Principe de la méthode de calcul	84
2.3.2 Calcul et application du DMO	87
2.3.3 Résultats obtenus avec le DMO	95
3. TRAITEMENTS APRES SOMMATION	100
3.1 Amélioration de la cohérence	100
3.2 Migration totale après sommation	102
3.2.1 Choix de la méthode	102
3.2.2 Migration géométrique	105
4. ANALYSE DU RETRAITEMENT	108
4.1 Influence du traitement	108
4.2 Qualité des données	109
4.3 Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data	111

IV LA MISE EN COLLECTION PAR POINTS MIROIRS COMMUNS.

1. LA CHAINE DE TRAITEMENT UTILISEE	118
2. ORIENTATION DE LA LIGNE MOYENNE	119
2.1 Principe du Slalom line	120
2.2 Variations sur la ligne moyenne	122

2.2.1	Rotation de l'orientation de la ligne moyenne	123
2.2.2	Sections transversales au profil	129
3.	MODELISATION D'UN REFLECTEUR PENTE	133
3.1	Relations géométriques en présence d'un pendage	133
3.2	Application aux données réelles	137
3.2.1	Caractéristiques du plan modélisé	137
3.2.2	Localisation des points de réflexion	139
3.3	Traitements après modélisation	143
3.3.1	Adaptation des corrections dynamiques ..	143
3.3.2	Application aux données	145
4.	ANALYSE DE LA COHERENCE ENTRE TRACES	147
4.1	Fonction d'intercorrélacion	147
4.2	Sélection des traces sur un secteur donné	148
4.3	Application sur des sections complètes	156

V SYNTHÈSE DES RESULTATS - INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE

1.	GENERALITES	161
2.	FORMATIONS SUPERFICIELLES ET ZONE ALTEREE .	162
3.	ANALYSE DU MODELE DE VITESSES MOYENNES	164
4.	INTERPRÉTATION DES SECTIONS	166
4.1	Origine des événements	167
4.2	Corrélation avec la géologie de surface	168
4.3	Les événements profonds	172
5.	MIGRATION GEOMETRIQUE DU PROFIL ECORS PYRENEES	176
5.1	Choix du modèle de vitesse	176
5.2	Description de la section migrée	182
	<u>CONCLUSION</u>	186
	<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	190
	<u>ANNEXE</u>	199

INTRODUCTION

L'étude de la croûte continentale à l'aide des méthodes sismiques s'est rapidement développée à partir de 1974, date de lancement du programme national américain COCORP (Brown et al., 1986). A partir des années 80, de nombreux pays lancèrent des programmes similaires tel que le Canada et son programme LITHOPROBE (Green et Clowes, 1983), la Grande-Bretagne et son programme BIRPS (Matthews, 1983) ou l'Allemagne avec le programme DEKORP (Meissner et Lueschen, 1983) et la France dont le programme ECORS a été présenté dès 1982. Ce dernier s'est traduit par la réalisation de plusieurs grands profils de sismique réflexion verticale associés à des campagnes de sismique grand-angle et de sismique réfraction (Bois, 1990).

En 1986, alors que la Suisse lançait son programme NFP20 (Frei et al., 1990), un grand profil fut enregistré à travers les Alpes occidentales en coopération avec le programme italien CROP.

La réalisation de tels programmes a été rendue possible grâce à l'important essor qu'ont connu les méthodes d'acquisition et de traitement des données au cours des 30 dernières années, le développement des méthodes de traitement étant directement lié aux progrès informatiques. Toutefois, l'adaptation des méthodes pétrolières à l'exploration à grande profondeur et en milieu géologiquement complexe pose de nombreux problèmes, surtout dans la conception du traitement.

La publication des résultats du profil ALP1 (Bayer et al., 1987) souleva de nombreuses questions concernant l'influence du traitement sur l'aspect des sections sismiques. Outre le problème de l'applicabilité des méthodes de sismiques pétrolières classiques à ce type d'enregistrement, une erreur à ne pas commettre consiste à dissocier le traitement et l'interprétation des données. L'un des secteurs clefs de ce profil, source de nombreuses interrogations, concerne les réflecteurs pentés, associés au Chevauchement Pennique, qui ressortent de la section de façon manifeste.

Pour répondre à certaines de ces questions, nous avons analysé le traitement des données correspondant à ces réflecteurs de manière à prendre en compte l'influence et les conséquences du pendage des structures très profondes dans la chaîne de traitement sismique.

Cette étude est précédée, en guise d'introduction, d'une rapide présentation du traitement sismique, dans le cas particulier de la vibrosismique, ce qui permet de mieux apprécier les traitements présentés par la suite.

Dans un premier temps, nous avons effectué un traitement classique des données, étudiant à chaque étape l'influence de celui-ci sur les résultats. Outre la présentation des données, ce travail permet de montrer l'importance des moyens informatiques nécessaires à ce genre de travail. La prise en compte du pendage des structures profondes est analysée à deux niveaux. Tout d'abord avant sommation par le biais d'une migration partielle, puis après sommation lors de la migration du pointé de la section.

Dans un second temps, nous nous sommes limités à une étude spécifique du problème du regroupement des traces en points miroirs communs. Les problèmes liés à la sinuosité du profil ainsi qu'à l'orientation de celui-ci par rapport aux structures géologiques sont abordés. Un essai de traitement en imposant un modèle de structure est ensuite proposé. L'originalité de la démarche nous a conduits à des observations rarement présentées et qui permettent de contraindre certains résultats obtenus au cours de la première partie. Nous présentons de même quelques résultats obtenus en effectuant une sélection des traces participant à la sommation.

Compte tenu des observations et remarques présentées tout au long de cette étude, nous résumerons ensuite les différents points d'interprétation pouvant être basés sur les données du profil ALP1.

La présence de forts pendages apparents sur le profil ECORS PYRENEES n'ayant encore jamais été pris en compte de manière approfondie, nous présenterons et analyserons de façon critique en dernier lieu la migration géométrique du pointé complet de cette section.

LEGENDE DES CARTES GEOLOGIQUES

Les symboles utilisés sur les cartes géologiques simplifiées de ce mémoire sont ceux utilisés sur la carte géologique au 1/250 000, feuille d'Annecy. La légende ci-dessous se rapporte à toutes les cartes présentées. Elle a été simplifiée en fonction des objectifs décrits au cours de cette étude.

Zone piémontaise:

S_L Schistes lustrés indifférenciés

Zone briançonnaise interne:

t_i/t_m Calcaires et dolomies du Trias
t_G Gypses triasiques
rV Roches volcaniques
rM Permien métamorphique (gneiss)
ζ Socle cristallin ancien polymétamorphique, indifférencié

Zone briançonnaise (s.s.):

h Houiller indifférencié

Zone valaisane:

CFT Flysch de Tarentaise et complexe détritique indifférencié
Σ Diabases et gabbros ("roches vertes" du versoyen)
j^m Calcaires
l^{SB} Calcschistes du Petit St-Bernard
t_G Gypses, cargneules et schistes
t_m Calcaires et dolomies du Trias moyen
t_i Quartzites du Trias inférieur
h Carbonifère

Zone ultrahelvétique:

j^m calcaires marneux
l₉ marnes

Zone externe alpine:

j^N marnes
j^m calcaires marneux
l₉ marnes

- t Dolomies, cargneules et gypses triasiques
- ζ Gneiss des massifs cristallins externes

les coordonnées des cartes, exprimées en kilomètres, sont rapportées au repère Lambert zone II centrée.

I PRESENTATION DU PROFIL ECORS ALP1

Dès 1981, date de mise en place du programme ECORS (Etude de la Croûte Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismiques), les responsables du projet proposèrent la réalisation d'un grand profil sismique à travers les Alpes franco-italiennes.

Faisant suite aux profils "Nord de la France" et "Pyrénées", le profil "Alpes" est venu compléter les connaissances de la structure lithosphérique sous la chaîne alpine, dont l'étude par les méthodes sismiques a débuté en 1956.

1. LA SISMIQUE DANS LES ALPES OCCIDENTALES

Reflète de l'évolution des techniques et des méthodes, l'imagerie de la structure profonde des Alpes s'est progressivement affinée depuis la réalisation de gros tirs de sismique réfraction jusqu'à celle du premier profil de sismique verticale.

1.1 Aperçu historique

C'est avec le tir du Lac Rond des Rochilles (sept. 1956) qu'a débuté l'étude des Alpes par la sismique. Les techniques utilisées consistaient alors à effectuer un ou plusieurs gros tirs à la dynamite, les dispositifs d'enregistrement étant constitués de 10 à 60 stations - voir plus de 100 dans le cas du tir au Lago Bianco - placées suffisamment loin pour enregistrer les ondes réfractées profondes ainsi que les réflexions grand angle. Cette première campagne fut suivie de nombreuses autres: Lac Nègre (sept. 1958), Monte Bavarione et Monte Leone (sept. 1960), Lago Lagorai (1961-62), Lago Bianco (1963-64), Mont Cenis, Roselend, Revest, Mont Lozère et Ste Cécile d'Andorge (1965), Lac Nègre (1966), Mont Cenis (1967). Les principaux résultats de ces campagnes furent de mettre en évidence (voir Closs et Labrouste (1963), Choudhury et al. (1971), Giese et Morelli (1973), Giese et Prodehl (1976)):

- un épaississement crustal sous la chaîne alpine, avec un maximum d'épaisseur d'environ 50-60 km sous son axe, alors que le Moho ne se situe qu'à 35-40 km sous Belledonne.

- une inversion du gradient de vitesse sous les Alpes internes. Alors que les vitesses moyennes calculées dans les 10 premiers kilomètres varient entre 6.2 et 6.4 km/s, Choudury et al. introduit une zone où la vitesse est de l'ordre de 5 km/s entre 10 et 30 kilomètres de profondeur.

- la présence à faible profondeur d'une zone à vitesse très rapide (7.2 km/s) confirmant l'existence d'une structure crustale anormale déjà révélée par la gravimétrie. Le toit du Corps d'Ivrea ainsi détecté fut localisé à 5 ou 10 kilomètres seulement sous la surface.

- un fort gradient de vitesse (de 7.2 à 8.2 km/s) correspondant à la limite croûte-manteau (Moho).

En 1975, le programme ALP75 conduit à la réalisation d'un profil suivant l'arc alpin entre la France et la Hongrie (Alpine Explosion Seismology Group, 1976). Ces données furent complétées en 1977 et 1978 par deux autres profils. Ces nouvelles données permirent d'établir en différents endroits de l'arc alpin des lois de vitesse détaillées (Thouvenot et Perrier, 1980; Miller et al., 1982). Au niveau des Alpes internes, la présence d'une zone à moindre vitesse (5.7 km/s) semble se confirmer, entre 10 et 20 km.

L'observation de réflexions sub-crustales permet, de plus, d'améliorer le modèle de coupe des Alpes Occidentales alors proposé (Ménard, 1979; Perrier et Vialon, 1980) (fig. I.1).

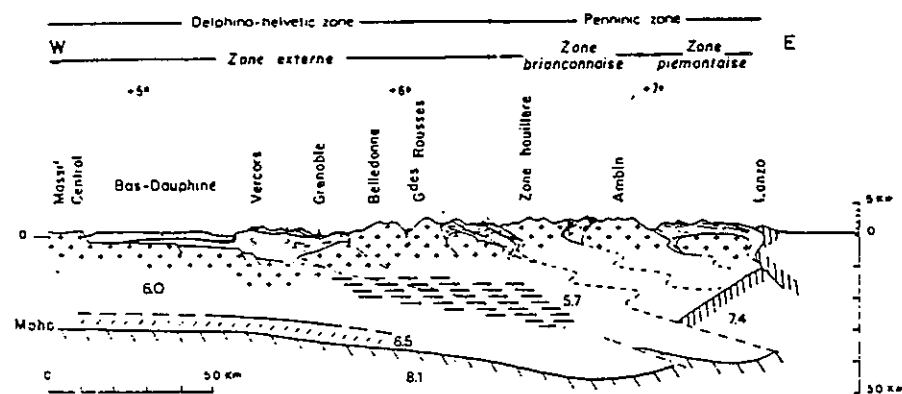


Fig. I.1 Coupe synthétique est-ouest à la latitude de Grenoble, déduite des données sismiques (Perrier, 1980 d'après Ménard, 1979).

Le type de données enregistrées (ondes réfractées ou ondes réfléchies en grand angle) et l'espacement important entre les stations ne pouvaient pas

permettre d'imager avec précision la géométrie des structures crustales profondes. De plus, les dispositifs linéaires ne permettent pas de détecter le Moho sur de longues distances, d'où la nécessité d'adopter des dispositifs en éventails.

En 1983, dans le cadre du programme EGT (European Geotraverse), l'acquisition de nouvelles données de type grand angle (profils longitudinaux) dans la partie occidentale des Alpes a permis d'avoir d'autres mesures de vitesses moyennes dans la croûte. Celles-ci sont estimées à 5.8-5.9 km/s pour les 10 premiers kilomètres de croûte, puis à 6.0 km/s jusqu'au Moho qui est localisé entre 40 et 50 km de profondeur (Thouvenot et al., 1985). Ces données ne font pas apparaître de zone à moindre vitesse.

C'est pour compléter les informations issues de ces données (profils en ligne de type grand angle ou réfraction) que fut réalisé en 1986-87 le profil ECORS Alpes, précédé en 1985 d'une campagne préliminaire (sismique grand-angle avec dispositifs en éventail) dont le but était de reconnaître la position du Moho sous la partie occidentale des Alpes (ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989a et b).

Cette expérience a permis de mieux visualiser l'approfondissement du Moho jusqu'à 55 km, et a mis en évidence la présence d'un réflecteur présentant les caractéristiques du manteau supérieur entre 23 et 29 km sous la zone briançonnaise. L'hypothèse d'un écaillage lithosphérique semble ainsi se confirmer (voir en annexe Thouvenot et al., 1990).

1.2 Le programme ECORS Alpes

Le programme ECORS, dans lequel l'I.N.S.U. (Institut National des Sciences de l'Univers) et l'I.F.P. (Institut Français du Pétrole) prennent une part importante, associe l'industrie pétrolière (avec entre autres la Société Nationale Elf Aquitaine) aux laboratoires de recherche scientifique dans le but d'étudier la structure profonde de la croûte terrestre.

Pour les Alpes, les premières propositions d'un grand profil sismique datent de 1981 (I.F.P., I.N.A.G., 1982). Etant le troisième profil réalisé dans le cadre du programme ECORS, il a bénéficié de l'acquis des précédentes campagnes.

La direction du profil fut supervisée par une équipe franco-italienne issue de l'association des programmes ECORS et CROP (Crosta Profonda). Les membres de l'équipe du profil définirent en 1986 les paramètres d'acquisition et

le tracé du futur profil. Il fut décidé de procéder à trois grands tirs à l'explosif enregistrés par le dispositif mis en place lors de la réalisation du profil ALP1. Complétant vers l'ouest ce premier tronçon alpin acquis en septembre 1986, un second profil fut réalisé à la même époque (ALP2) alors que les Italiens effectuaient une campagne dans le cadre de leur programme CROP (ALPI1). La jonction entre les profils ALPI1 et ALP1 fut faite en 1987 (Vanoise). La phase terminale d'acquisition des données fut la réalisation en 1987 des profils Jura et Bresse.

Pour la partie française, les campagnes de terrain et le traitement des données ont été effectués par la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G), l'I.F.P. ayant participé à la réalisation du tronçon Vanoise. Les résultats préliminaires furent publiés en 1987 (Bayer et al., 1987). Chacune des parties du profil a ensuite fait l'objet de publications: le secteur jura-Bresse (Bergerat et al., 1989), les Bornes (Guellec et al., 1989), le domaine externe (Mugnier et al., 1989; Mugnier et al., 1990), le domaine interne (Tardy et al., 1990), la plaine du Pô (Roure et al., 1989b). Une synthèse des interprétations a été proposée par Nicolas (Nicolas et al., 1990). Toutes ces interprétations sont basées sur les sections sismiques fournies par C.G.G.

2. LE PROFIL ECORS ALP1

Le choix du tracé devait concilier les objectifs recherchés en fonction du contexte géologique et des contraintes propres aux terrains, plus particulièrement l'orientation des voies de passage recoupant la chaîne alpine.

2.1 Les objectifs

L'utilisation de la sismique réflexion verticale devait permettre de compléter les connaissances acquises à l'époque sur les structures profondes des Alpes (fig.I.2). Les objectifs principaux se situaient donc au niveau du prolongement en profondeur des accidents et des formations visibles en surface ainsi qu'au niveau des relations liant ces structures entre elles.

Ces objectifs visaient à:

- mieux connaître les variations d'épaisseur des séries sédimentaires.

- préciser les contacts entre les massifs cristallins externes (visible au niveau du massif de Belledonne) et les massifs subalpins (massif des Bornes):
 - . quelles sont les relations entre les accidents du socle et ceux de la couverture ?
 - . comment se présente l'enracinement - si enracinement il y a
- des massifs subalpins sous le massif de Belledonne: y-a-t-il passage d'un chevauchement socle-couverture à un chevauchement socle-socle ?
 - confirmer la présence dans la croûte d'une zone à moindre vitesse entre 10 et 20 km de profondeur sous les zones internes, telle qu'elle est révélée par la sismique réfraction.
 - déceler les variations latérales dans la nature du socle, dans le domaine interne comme dans le domaine externe.
 - repérer la présence ou non de chevauchements profonds vers le NE dans le socle hercynien.
 - mettre en évidence un éventuel redoublement de la croûte dans la zone interne et voir si le manteau supérieur est impliqué dans ce redoublement.

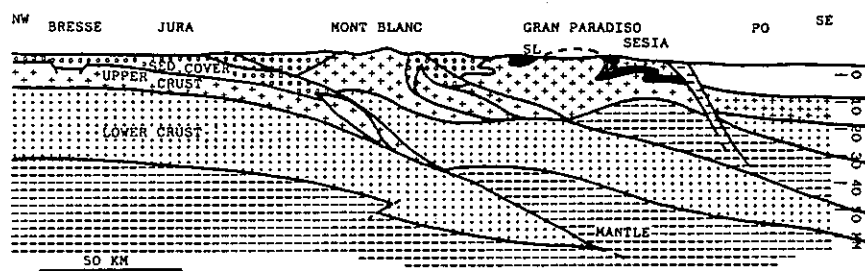


Fig. I.2 Coupe prédictive entre le graben de la bresse et la plaine du Pô, au niveau du tracé du profil ECORS Alpes, d'après Vialon (I.F.P., I.N.S.U., 1986).

2.2 Localisation géographique du profil ALP1.

Deux tracés furent initialement étudiés lors de la proposition du programme ECORS (I.F.P., I.N.A.G., 1982). Le plus au sud des deux devait relier l'Ardèche à la plaine du Pô en traversant le Diois et l'Embrunnais (voir carte fig. I.3). Un tel tracé donnait la possibilité d'étudier la zone de transition entre les domaines internes et externes, mais aussi les rapports entre le socle hercynien du Massif Central et les accidents de surface des zones externes. Il permettait de plus de s'associer au programme italien et de réaliser ainsi une traversée complète de

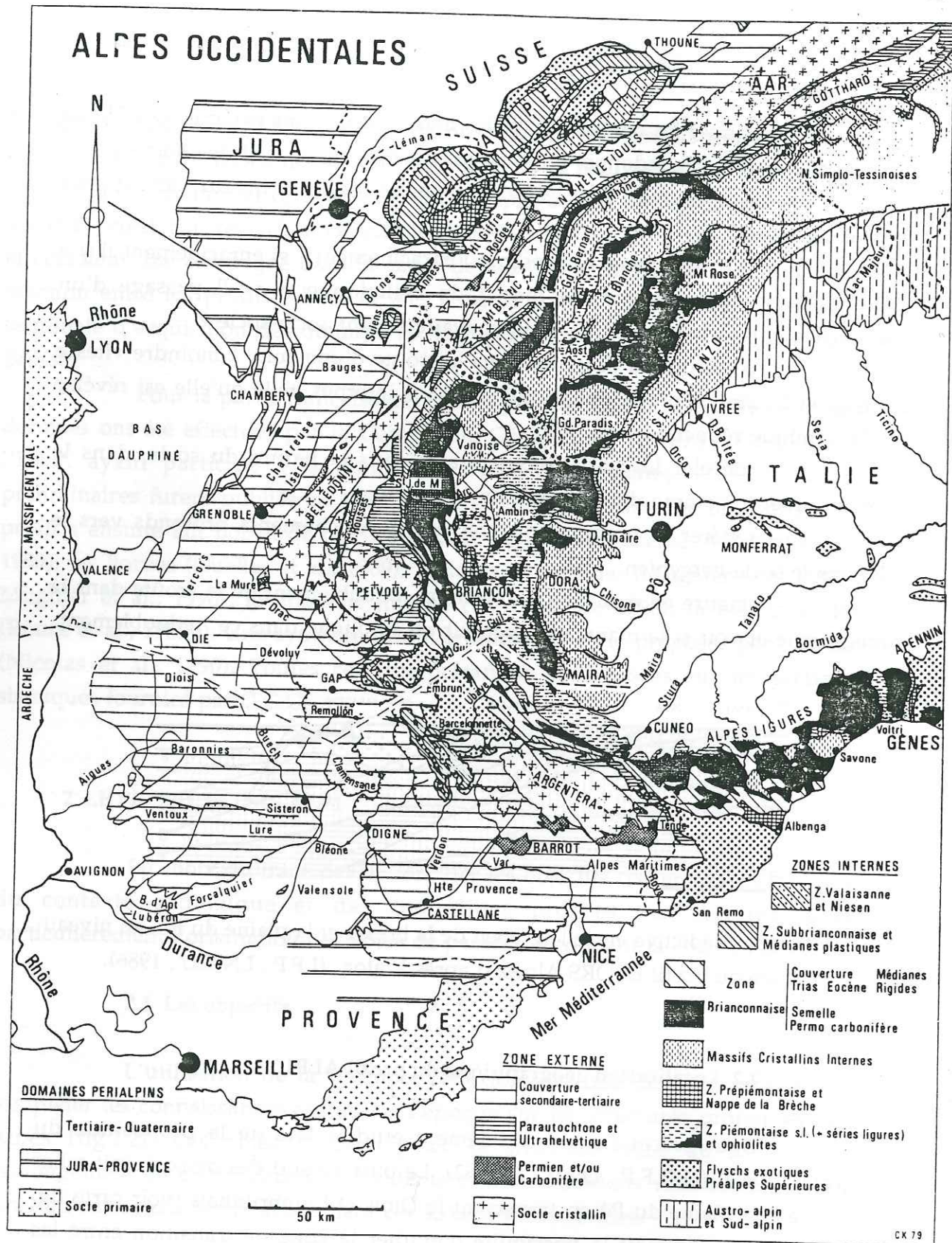


Figure I.3 Carte structurale des Alpes occidentales (Kerckhove, in Debelmas, 1980)

- projet Mâcon-Moutiers
- - - projet Ardèche-plaine du Pô
- localisation des cartes suivantes (fig. I.4 et I.5)
- tracé sélectionné

la chaîne alpine. L'autre tracé étudié se situait nettement plus au nord, entre Mâcon et Moutiers. Les structures profondes de la Bresse et du Jura pouvaient ainsi être étudiées, ainsi que les rapports entre les massifs subalpins et le massif cristallin externe de Belledonne. Ce second tracé avait l'avantage d'être mieux orienté vis-à-vis des structures géologiques que celui plus au sud.

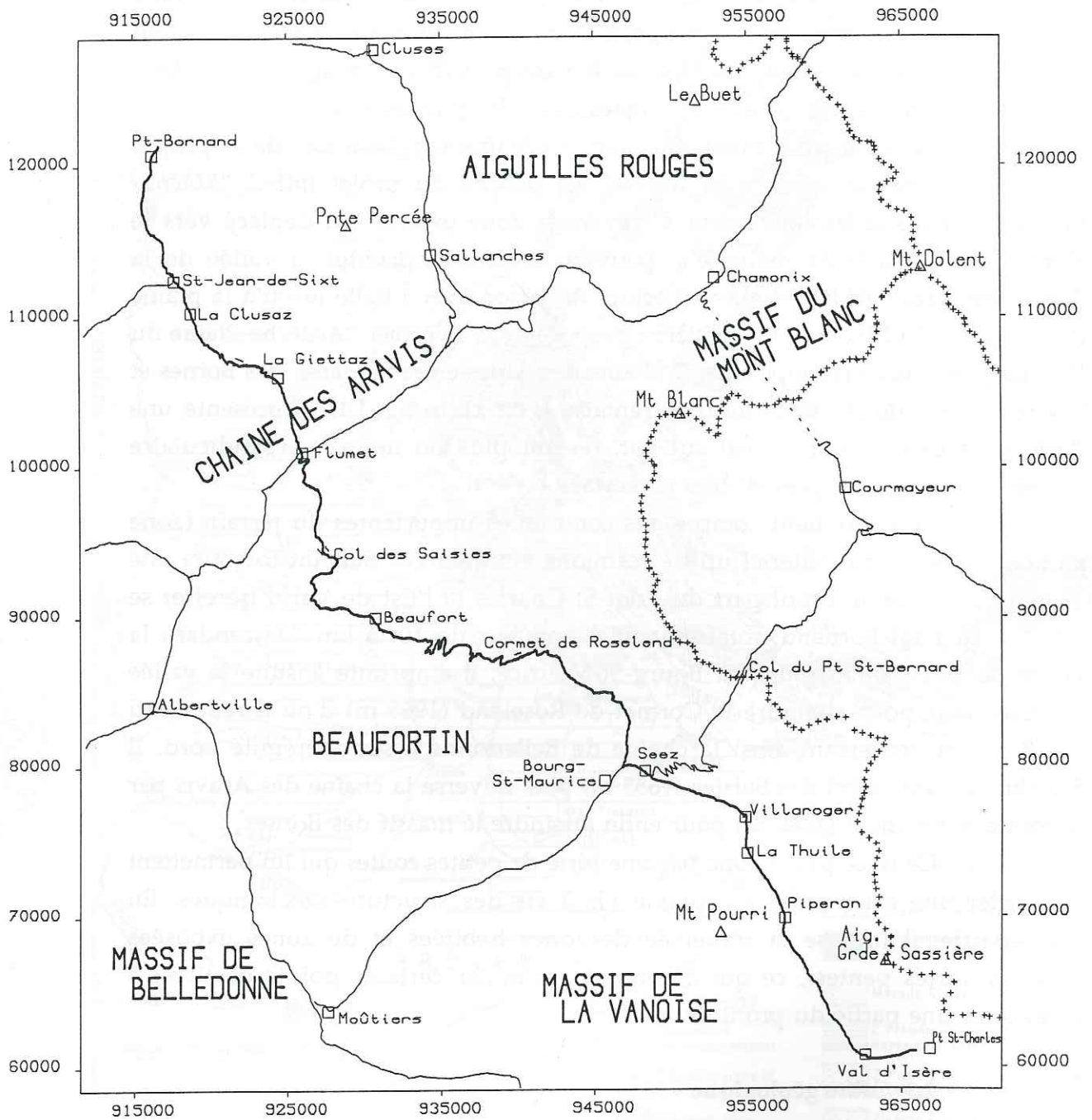
Le tracé finalement sélectionné est une synthèse des deux projets proposés. La partie ouest (Jura-Bresse) est proche du projet initial "Mâcon-Moutiers", mais le prolongement à travers la zone externe fut déplacé vers le Nord (profil ALP2) de manière à pouvoir ensuite emprunter la vallée de la Tarentaise (profil ALP1) et ainsi effectuer la liaison avec l'Italie jusqu'à la plaine du Pô (profil ALPI1), tel que cela était proposé dans le projet "Ardèche-Plaine du Pô". Le profil ALP1 recoupe ainsi la chaîne des Alpes entre le massif des Bornes et l'extrémité Est de la vallée de la Tarentaise (voir carte fig. I.4). Il présente une direction moyenne nord-ouest sud-est, restant plus ou moins perpendiculaire aux structures géologiques visibles en surface.

Ce choix tient compte des contraintes importantes du terrain (zone montagneuse) et du matériel utilisé (camions vibrateurs). Suivant toujours une route carrossable, le profil part du Pont St Charles (à l'Est de Val d'Isère) et se termine au Petit-Bornand, totalisant une longueur de 101.5 km. Descendant la vallée de la Tarentaise jusqu'à Bourg-St-Maurice, il emprunte ensuite la vallée des Chapieux pour atteindre le Cormet de Roselend (1968 m) d'où il redescend sur Beaufort, traversant ainsi la chaîne de Belledonne à son extrémité nord. Il franchit ensuite le col des Saisies (1633 m) puis traverse la chaîne des Aravis par le col du même nom (1486 m) pour enfin atteindre le massif des Bornes.

Ce tracé passe donc par une série de petites routes qui lui permettent de garder une orientation acceptable vis à vis des structures géologiques. En contrepartie, il impose la traversée de zones habitées et de zones exposées (tunnels, fortes pentes), ce qui a conduit à annuler certains points de tir et à enregistrer une partie du profil de nuit.

2.3 Cadre géologique

Nous allons décrire succinctement les structures majeures que recoupe le profil ALP1, en insistant sur les caractéristiques lithologiques des terrains en surface. Certains points seront repris plus en détail lors des interprétations géologiques basées sur les résultats établis lors du retraitement (voir chapitre 5).



- | | | | |
|-----------|-----------------|---|--------|
| — | profil ALP1 | □ | ville |
| | frontière | △ | sommet |
| — | route nationale | = | col |
| - - - - - | tunnel | | |

Les coordonnées correspondent au repère Lambert (zone II centrée).

Figure I.4 Carte de localisation du profil ECORS ALP1.

interprétations géologiques basées sur les résultats établis lors du retraitement (voir chapitre 5).

2.3.1 Structures géologiques majeures

La partie occidentale des alpes se présente sous la forme d'un arc. En fonction de leur nature lithologique et de leur caractère structural, les terrains qui constituent cette partie de la chaîne peuvent être regroupés en un certain nombre de zones (fig I.3). A l'échelle des alpes franco-italiennes, on distingue le domaine interne du domaine externe (Debelmas et Kerckhove, 1980).

Le domaine externe se caractérise par les massifs cristallins externes (Mont Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne ...) et la couverture sédimentaire Mésozoïque-Cénozoïque qui constitue, entre autres, les massifs subalpins (Aravis, Bornes, Bauges, ...). Le domaine interne regroupe un certain nombre d'unités qui forment les zones penniques. Leur limite ouest correspond à une discontinuité majeure à l'échelle des alpes: le Chevauchement Pennique Frontal. A l'ouest de celui-ci se trouve la zone Dauphinoise qui appartient au domaine externe. A l'est du Chevauchement Pennique Frontal, se trouvent successivement les zones valaisane, briançonnaise (s.s.), briançonnaise interne et piémontaise. Elles sont constituées de matériels très variés reposant sur un socle affleurant par endroits: les massifs cristallins internes.

Pour le secteur qui nous intéresse, à savoir les régions traversées par le profil ALP1, on peut ainsi énumérer d'est en ouest les zones que l'on rencontre successivement:

dans le domaine interne:

- zone des Schistes lustrés piémontais.
- zone briançonnaise interne.
- zone briançonnaise (s.s.).
- zone valaisane (zone des brèches de Tarentaise).

dans le domaine externe:

- zone ultrahelvétique.
- couverture de la zone dauphinoise.
- massif cristallin externe de Belledonne.

- massif subalpin des Bornes.

Le profil débute dans le domaine piémontais (zone des Schistes lustrés) et recoupe successivement d'est en ouest le domaine briançonnais (zone briançonnaise interne jusqu'au Nord du village de La Thuile puis zone briançonnaise s.s. jusqu'à Seez). A cet endroit, il aborde la zone valaisane (jusqu'au Cormet de Roselend) avant de pénétrer dans les zones externes, recoupant le massif cristallin externe de Belledonne et la couverture de la zone dauphinoise, pour aboutir au massif subalpin des Bornes (voir carte fig. I.5).

2.3.2 Géologie de surface

Nous allons donner ici une brève description de la nature des terrains affleurant en surface au sein de chacune de ces zones.

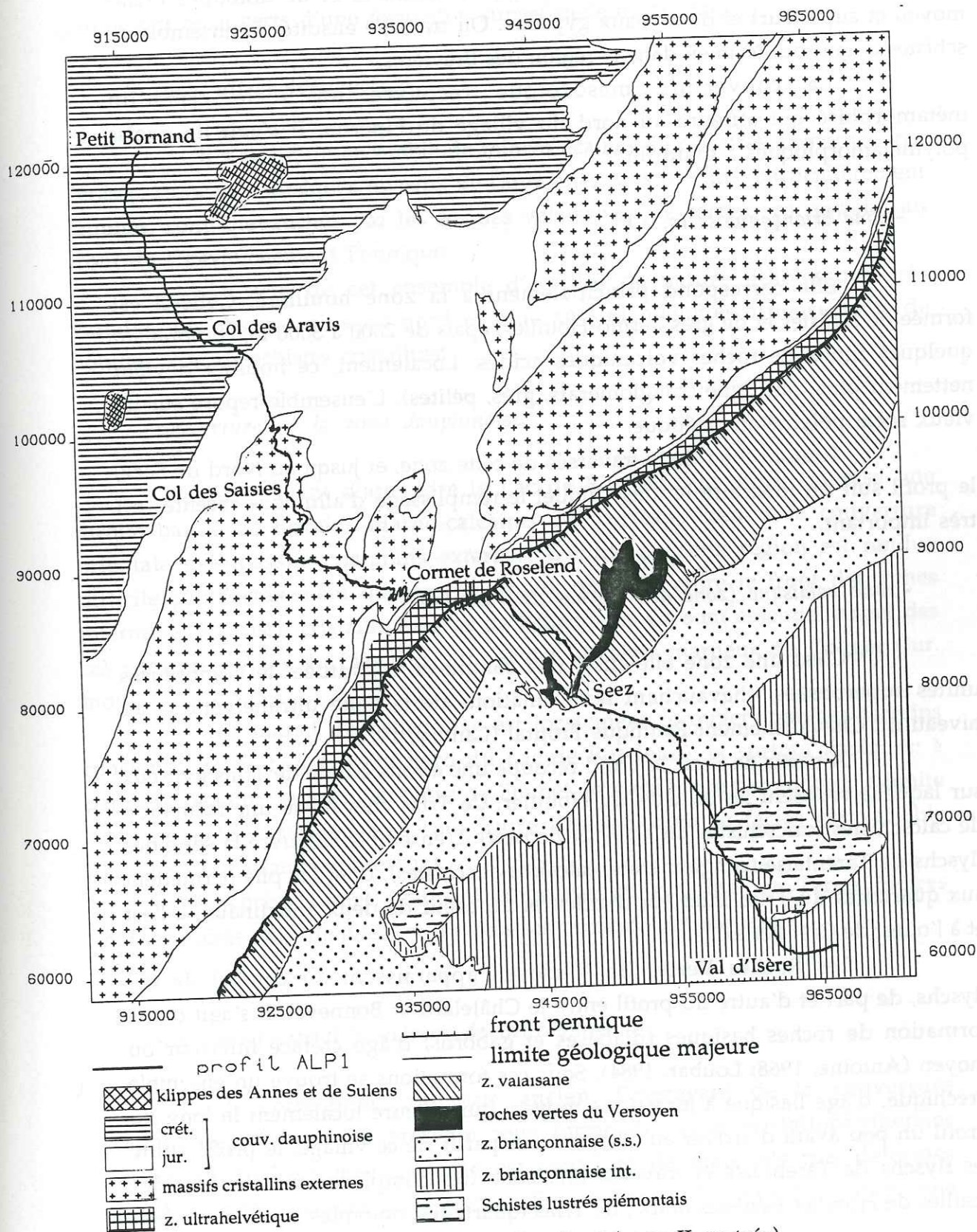
- *zone des Schistes lustrés piémontais:*

Le profil ne fait qu'effleurer les Schistes lustrés, contournant par le sud puis par l'ouest les formations de l'Aiguille de la Grande Sassièrè. Il traverse très localement ces calcschistes mésozoïques (Pont St Charles, Piperon), associés à des séries ophiolitifères, qui constituent des klippes posées sur les formations du briançonnais interne. Les Schistes lustrés constituent une formation relativement monotone qui enveloppe les massifs cristallins internes tel que le massif du Grand Paradis (Michel, 1953). Ce socle cristallin est généralement fait de gneiss œillés (anciens granites hercyniens) et de micaschistes d'origine volcano-détritique (Permien).

Il faut noter que le remplissage quaternaire du fond de la vallée entre le Pont St Charles et Val d'Isère est relativement important, ce qui va se traduire par de très faibles vitesses sismiques en surface.

- *zone briançonnaise interne:*

Il s'agit de terrains d'âge triasique qui constituent la couverture de la zone houillère (zone briançonnaise s.s.). La structure de cette couverture, dont l'épaisseur varie de 300 à plus de 1000 m, est relativement compliquée, conséquence de l'avancée de la nappe des Schistes lustrés et du r trocharriage qui a suivi. Le profil recoupe ainsi successivement différentes formations constituées



Les coordonnées correspondent au repère Lambert (zone II centrée).

Figure I.5 Carte géologique simplifiée (d'après la feuille Annecy, 1/250 000).

de quartzites (Val d'Isère, Lac de Chévril), de calcaires et de dolomies (Trias moyen et supérieur) et de niveaux gypseux. On traverse ensuite un ensemble de schistes datant du Permien dans la région des Brevières.

La couverture mésozoïque recouvre un socle cristallin métamorphisé qui affleure au nord du village de Piperon. Il s'agit de gneiss polymétamorphiques à grain fin.

- zone briançonnaise (s. s.):

Elle correspond principalement à la zone houillère. Celle-ci est formée de schistes et de grès Permo-Houiller, épais de 2000 à 3000 m, comprenant quelques filons de roches volcaniques acides. Localement, ce houiller devient nettement plus détritique (conglomérats, grès, pélites). L'ensemble repose sur un vieux socle polymétamorphique.

Tout au long de la traversée de cette zone, et jusqu'au Nord de Seez, le profil suit un itinéraire le long duquel le remplissage d'alluvions récentes est très important.

- zone valaisane (zone des brèches de Tarentaise):

C'est une zone elle-aussi très complexe, constituée de nombreuses unités superposées, chevauchant les formations de la zone ultrahelvétique au niveau du Chevauchement Pennique Frontal (Landry, 1978).

A partir de Seez, le profil recoupe une étroite bande de Trias gypseux sur laquelle reposent les schistes du Houiller. Ce Trias chevauche une formation de calcschistes (calcschistes dit *du Pt St Bernard*). L'ensemble recouvre la série des flyschs de Tarentaise (conglomérats, calcaires et schistes), dont les plis permettent aux quartzites du Trias inférieur d'affleurer au coeur de deux anticlinaux, à l'est et à l'ouest de Crêt Bettex.

Les Roches Vertes du Versoyen apparaissent au contact de ces flyschs, de part et d'autre du profil entre le Châtelard et Bonneval. Il s'agit d'une formation de roches basiques (diabases et gabbros) d'âge crétacé inférieur ou moyen (Antoine, 1968; Loubat, 1984). Sous ces formations se trouve un ensemble bréchique, d'âge liasique à jurassique moyen, qui affleure localement le long du profil un peu avant d'arriver au Chapieux. A partir de ce village, le profil quitte les flyschs de Tarentaise et traverse une zone très complexe où affleurent des écaillés de Houiller (schistes noirs), de Trias (quartzites, dolomies, gypses).

En parvenant au Cormet de Roselend, les terrains traversés par le profil sont recouverts d'une formation superficielle morainique.

- *zone ultrahelvétique:*

Il s'agit d'un ensemble de minces écailles de calcaires et marnes très écrasés, associés à quelques niveaux de cargneules. Ces terrains, particulièrement laminés, sont chevauchés par les écailles valaisanes. Ce secteur correspond au front du Chevauchement Pennique.

Au sein de cet ensemble d'écailles de nature lithologique très variable, on observe plus au nord et plus au sud quelques affleurements de houiller, voir de schistes cristallins.

- *couverture de la zone dauphinoise:*

Juste avant d'atteindre le Lac de Roselend, le profil traverse une étroite bande de terrains marno-calcaires qui correspondent à la couverture orientale des massifs cristallins externes. L'étude de cette région est rendue difficile par l'écrasement que ces matériaux ont subi entre le front des zones internes et le massif cristallin externe de Belledonne. Ce sont essentiellement des calcaires bréchiques du Lias (Jur. inf.) et des calcaires marneux du Dogger (Jur. moy.).

Le massif de Belledonne est localement recouvert par des terrains triasiques (voire houillers au nord du Lac de Roselend), et surtout liasiques: à partir de Beaufort et jusqu'au Nord de Flumet, le tracé longe par endroit la limite entre le socle cristallin et sa couverture liasique, dont le faciès est variable (calcaires durs à calcaires gréseux).

Après Flumet, le profil emprunte un synclinal de Terres Noires (marnes noires oxfordiennes) et traverse les niveaux jurassiques.

- *le massif cristallin externe de Belledonne:*

Il correspond au socle ancien. Emergeant de la couverture dauphinoise, ce socle se présente sous forme de séries cristalloyphylloïennes (Carme, 1970). Le rameau interne est constitué de matériels très déformés (blastomylonites) associés à du granite (Est de Beaufort). Le profil recoupe une

bande de schistes chloriteux, sur la bordure Ouest du rameau interne. Le rameau externe, lui, est constitué de micaschistes et de leptynites (série satinée).

- le massif subalpin des Bornes:

La bordure est du massif des Bornes correspond à la chaîne des Aravis. Elle présente la série complète des terrains marno-calcaires entre le Trias et l'Oligocène basal. Les calcaires urgoniens (faciès de plate-forme) et tithoniques (faciès pélagique) constituent les deux niveaux les plus compétents de ce massif (Rosset, 1956). Le tracé du profil recoupe toute la série sédimentaire jusqu'aux terrains nummulitiques qui se présentent sous la série classique "calcaires/marnes/grès".

2.3.3 Contexte dynamique

Nous allons rappeler brièvement l'histoire tectonique des Alpes et préciser les caractères structuraux rencontrés le long du profil.

Après un régime distensif dominant au Trias et au Jurassique (ouverture de la Téthys), l'histoire des Alpes est caractérisée par un régime compressif du Crétacé supérieur à l'époque actuelle. La collision des plaques Afrique et Europe se traduit localement par le poinçonnement de la marge européenne par le promontoire adriatique, celui-ci étant une excroissance de la plaque Afrique. On observe alors un phénomène de subduction, la marge européenne étant chevauchée par la croûte austro-alpine. A la limite Crétacé-Eocène, il y a soulèvement de la zone externe. Après une phase de métamorphisme qui affecte les matériels Briançonnais et piémontais (limite Eocène-Oligocène), le régime compressif se traduit par la mise en place des grands chevauchements crustaux vers l'ouest (Oligocène). Ils sont rapidement suivis par un rétrocharriage qui affecte les zones internes et tout particulièrement les Schistes lustrés.

Depuis le Miocène moyen, l'évolution tectonique est marquée par le chevauchement crustal des massifs cristallins externes (Ménard, 1988).

Le régime distensif initial est à l'origine des failles normales du rifting qui délimitent des demi-horsts de socle (encore conservés au niveau de Belledonne et de la zone Briançonnaise) et qui furent reprises ou recoupées par des failles moins raides au moment de la compression. La présence de ces failles

normales a pu faciliter la mise en place de matériels basiques tels que les roches vertes du Versoyen.

La coupe géologique proposée par Tardy, Fudral, Villien, Polino, Deville et Roure en 1986 est une compilation des connaissances de la géologie le long du profil ECORS (fig. I.6 et I.7).

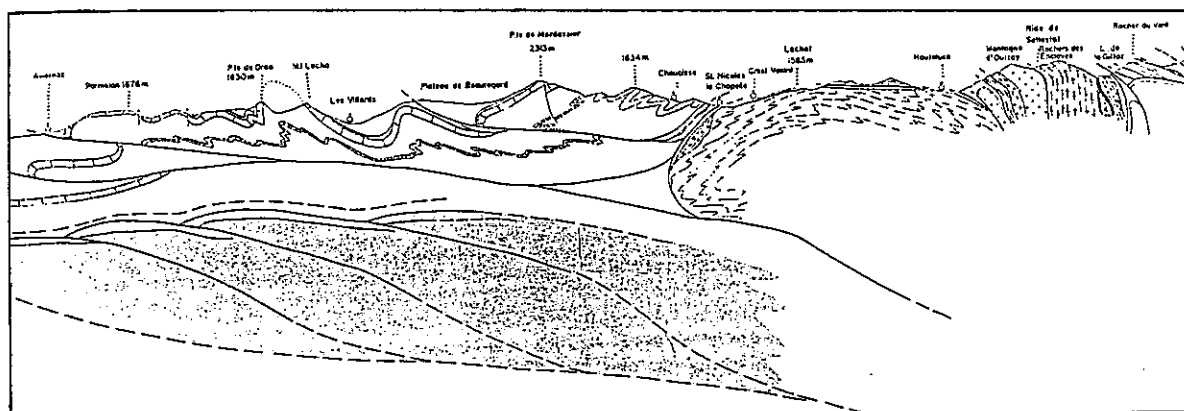


Fig. I.6 Coupe géologique le long du profil ECORS (I.F.P., I.N.S.U., 1986).

Dans le domaine externe, la tectonique alpine se traduit au sein des massifs cristallins par une fracturation plus ou moins verticale. Les écaillés ainsi délimitées pincent des bandes de mésozoïque ("synclinal médian de Belledonne") (fig. I.6). En profondeur, seules les données sismiques permettent de supposer un éventuel chevauchement du cristallin sur le mésozoïque. La couverture sédimentaire des chaînes subalpines présente, elle, une structure en plis déversés vers le nord-ouest (tectonique d'âge néogène) (Doudoux, 1982).

Dans le domaine interne, les caractères structuraux des différentes formations varient beaucoup de l'une à l'autre. La zone valaisane est constituée d'écaillés chevauchantes vers le nord-ouest (fig. I.7).

Le flysch dessine une succession complexe de synclinaux et d'anticlinaux. La zone briançonnaise (briançonnais interne et briançonnais s.s.) est caractérisée par la disposition "en éventail" de son socle. La couverture, disloquée par l'avancée de la nappe des Schistes lustrés, est réduite à des écaillés emballées dans les gypses de base de la nappe piémontaise. Enfin, les Schistes lustrés de la zone piémontaise constituent des nappes plus ou moins charriées, affectées tardivement par le "rétrocharriage" de la zone briançonnaise.

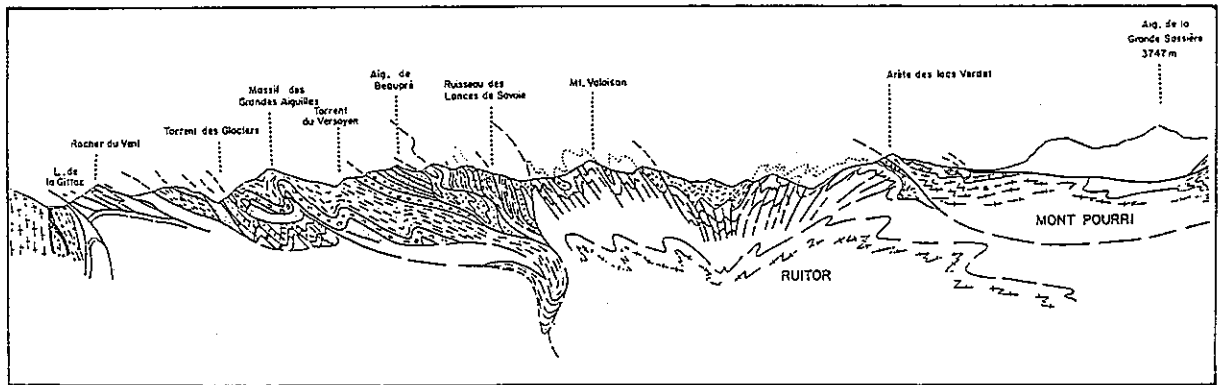


Fig. I.7 Coupe géologique le long du profil ECORS (I.F.P., I.N.S.U., 1986).

II ACQUISITION ET TRAITEMENT

Le type de traitement appliqué aux données dépend en partie des caractéristiques du dispositif d'acquisition: choix de la source, des récepteurs, des distances les séparant. De même, la détermination de certains paramètres (durée d'écoute, fréquences du signal émis) va conditionner les possibilités d'investigation (profondeur, résolution).

1. ACQUISITION SUR LE TERRAIN

Puisqu'il s'agissait d'une campagne d'exploration à grande profondeur, la mise en oeuvre fut adaptée de manière à concilier cet objectif aux contraintes de terrain et au coût financier de l'opération. Ainsi, certaines caractéristiques telles que le choix de la source ou la longueur du dispositif furent remises en question: pour la source, l'utilisation de l'explosif s'est vite révélé trop onéreux et souvent incompatible avec le contexte sur le terrain (présence d'installations humaines, rareté des emplacements ...). Il devint donc nécessaire d'adopter une source de type vibrosismique, ce qui eu pour conséquence d'augmenter considérablement le nombre d'émissions élémentaires, d'où la restriction du nombre de traces afin de limiter le coût de l'opération. Au lieu des 240 traces initialement prévues, le dispositif employé ne comporta que 120 traces.

1.1 Les paramètres d'exploitation

- La source:

Elle était constituée de 5 camions vibrateurs de 13,5 t (type MERTZ M 22), distants de 15 mètres les uns des autres et vibrant en phase (fig. II.1).

La source vibratoire présente l'inconvénient d'émettre un signal peu énergétique (comparé à l'explosif), ce qui est compensé en partie en multipliant le nombre d'émissions. Ici, chaque camion vibrait 2 fois à chaque emplacement (point de vibration réel) et chaque point vibré "officiel" (PV) correspond à 4 séries d'émissions espacées de 20 mètres. Un point vibré résulte donc de la somme de 8 signaux longs.

L'étalement en surface de la source est d'environ 120 mètres, mais l'intervalle entre deux points vibrés successifs n'est que de 80 mètres. Cette remarque est importante lorsque l'on s'intéresse au début du signal, en

particulier lorsque l'on aborde le problème des corrections statiques (§ III.2.1.3). Un tel dispositif permet d'atténuer les ondes de surface, tout en renforçant les ondes de volume émises verticalement.

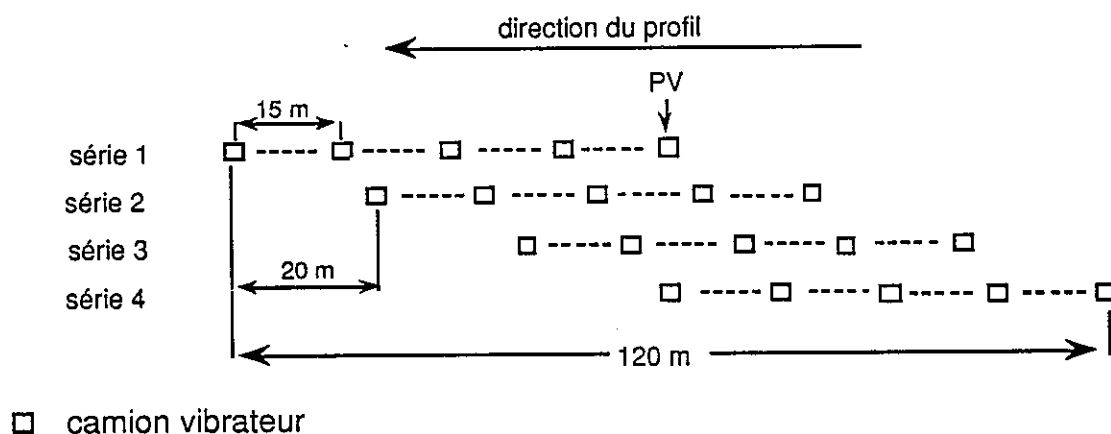


Fig. II.1 Plan du dispositif d'émission.

Chaque émission durerait 50 secondes, le signal émis ayant un balayage en fréquence (sweep) montant progressivement de 9 à 39 Hz.

- Les récepteurs:

Les récepteurs utilisés étaient des géophones ayant une fréquence propre de 10 Hz. Ils étaient placés le long du profil, à 6 mètres les uns des autres, chaque trace correspondant à un groupe de 18 géophones, identifié par un numéro de station (fig. II.2).

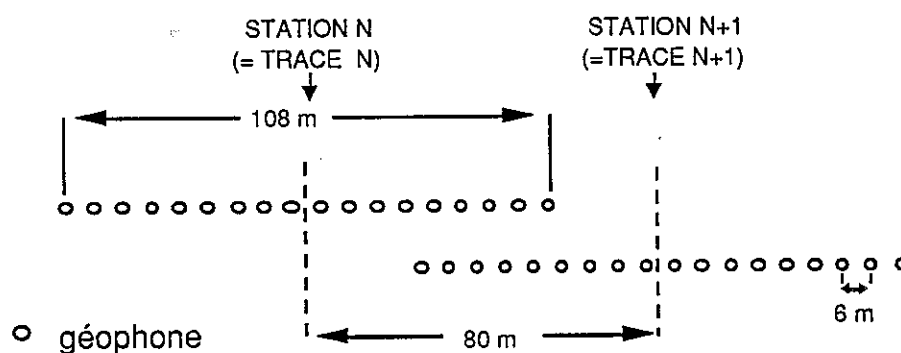


Fig. II.2 Plan du dispositif de réception.

Là aussi, la distance entre le milieu de chacune de ces grappes de géophones, c'est-à-dire entre chaque station, est de 80 mètres mais l'étalement correspondant à une trace est de l'ordre de 108 mètres.

- L'enregistrement:

L'écoute était prolongée de 14 secondes après les 50 secondes d'émission. L'enregistrement était réalisé par un camion laboratoire télémétrique de 120 canaux ce qui correspond à 120 traces (type SERCEL SN 348). Le pas d'échantillonnage était de 4 ms, l'enregistrement se faisant avec application de filtres passe-bande laissant passer les fréquences de 8 Hz (pente 12 dB/oct.) à 62,5 Hz (pente 72 dB/oct.). De plus, un filtre réjecteur centré sur le 50 Hz permet de ne pas être gêné par cette fréquence d'origine industrielle.

Les sommations des signaux correspondants au même PV ou à la même trace furent réalisées sur place.

1.2 Le dispositif de terrain:

Les camions laboratoires disponibles et permettant d'enregistrer de longs sweeps (50 sec.) sont limités à 120 canaux. Afin de disposer de données enregistrées à grand offset (distance source-récepteur), il fut décidé d'utiliser un dispositif asymétrique. Les pendages majoritaires étant vers l'Est, la plus grande longueur du dispositif fut placée à l'avant du point de tir, dans le sens d'avancement du profil, c'est-à-dire vers le nord-ouest.

Le dispositif était constitué de 120 traces espacées de 80 mètres les unes des autres, le point de tir étant placé entre les traces 30 et 31 au milieu d'une fenêtre de 560 mètres (fig. II.3). Une telle géométrie permet d'enregistrer à la fois des traces directes et des traces inverses, par rapport au sens d'avancement du dispositif. Les distances sources-récepteurs (offsets) vont de 280 à 2600 m pour les traces inverses et de 280 à 7400 m pour les traces directes. L'ensemble du dispositif s'étalait sur 10000 m et comprenait au total 2160 géophones qui enregistraient tous ensemble chaque vibration émise par les camions. L'acquisition a été faite suivant le principe de la couverture multiple: la distance entre deux PV et celle entre deux traces étant de 80 mètres, le taux de couverture (théorique) est de 60 traces/point-miroir et la distance entre deux points-miroirs est de 40 mètres.

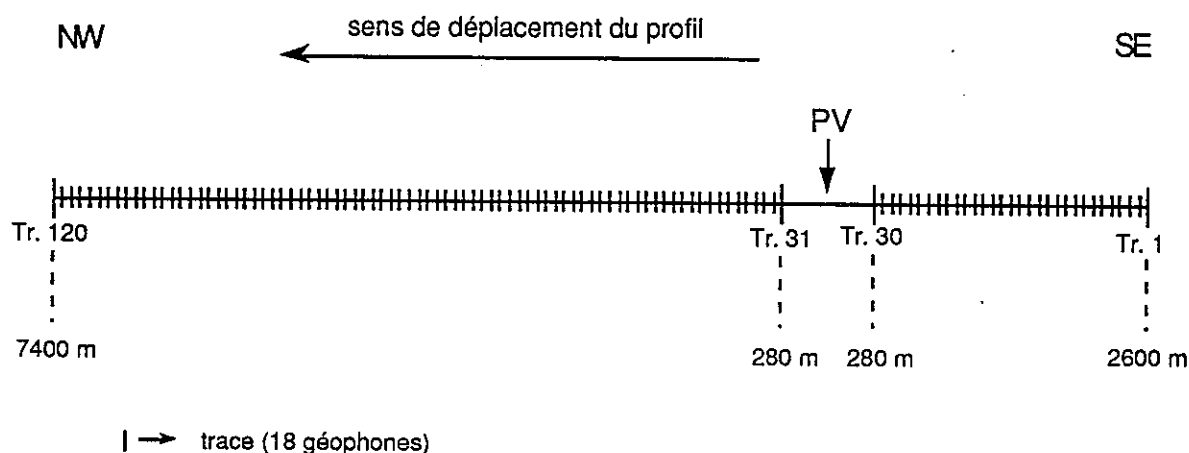


Fig. II.3 Plan du dispositif d'acquisition.

Toutes les distances exprimées ici sont théoriques: la sinuosité du tracé réduit parfois les grands offsets de 20%. De même, certains PV n'ont pas été enregistrés (tunnels près du lac de Chévril, Beaufort, pentes du col des Saisies) alors que d'autres le furent deux fois pour compenser.

L'ensemble du profil ALP1 correspond à 1250 PV, ce qui totalise environ 150 000 traces.

2. TRAITEMENT DES DONNEES

Depuis la conception de l'acquisition en couverture multiple (Mayne, 1962), le traitement en sismique réflexion verticale a rapidement évolué en fonction des méthodes et des moyens informatiques (Schneider, 1971). A partir des années 80, les publications portent d'avantage sur des traitements spécifiques applicables à certaines catégories de données. L'utilisation de ces méthodes n'est donc envisageable qu'en fonction du type et de la qualité des données (bon rapport signal sur bruit souvent requis). Dans notre cas, nous nous sommes avant tout fondés sur les méthodes classiques de traitement, compte tenu des caractéristiques des enregistrements.

Avant de présenter les résultats obtenus par C.G.G. lors du traitement commandé au contracteur par l'équipe de profil, nous allons décrire l'ensemble des étapes qui constituent une chaîne de traitement de données, en présentant à

chaque fois les paramètres utiles aux calculs. Ces étapes sont décrites en détail dans un certain nombre d'ouvrages tels que ceux de Claerbout (1985), Lavergne (1986), McQuillin et al. (1979), Sheriff et al. (1982), Waters (1987) ou Yilmaz (1989). Cette première étude nous amènera à préciser le rôle et l'influence des différentes séquences qui permettent d'aboutir aux sections sismiques finales. Chaque étape sera étudiée en détail ultérieurement (chapitre III) en fonction des buts que nous nous serons fixés. La présentation du travail effectué par C.G.G. sur le profil ALP1 nous aidera à mieux définir ces objectifs.

2.1 La chaîne de traitement sismique

La séquence des traitements appliqués aux enregistrements est fonction de la source utilisée, du dispositif d'acquisition, du contexte géologique et des objectifs recherchés. Nous sommes ici dans le cas d'un profil vibrosismique à couverture multiple situé en milieu géologiquement complexe et dont les objectifs sont relativement profonds.

Tout au long de cette étude, il faut garder à l'esprit que le traitement est nécessairement limité à deux dimensions, ce qui dans certains cas constitue une approximation importante (pour la migration par exemple). Nous verrons quelles sont les possibilités de traitement pseudo-3D (§ IV.2).

2.1.1 Squelette général du traitement en couverture multiple

La figure II.4 montre l'organigramme général suivi en sismique réflexion verticale. On distingue clairement deux phases:

- L'édition, qui correspond à la mise en forme des données. C'est à ce niveau que les enregistrements bruts obtenus lors de la campagne sont transformés de manière à disposer de données classées trace par trace, regroupées en point vibré commun, au pas d'échantillonnage désiré et codées sur bande dans un format aisément utilisable pour la suite des opérations. La phase dominante de l'édition est la corrélation des signaux qui permet de compenser les effets de la longueur du signal source. Nous ne décrivons pas en détail cette phase, étant donné que nous disposons des données après édition et que nous ne sommes pas revenus sur celle-ci.

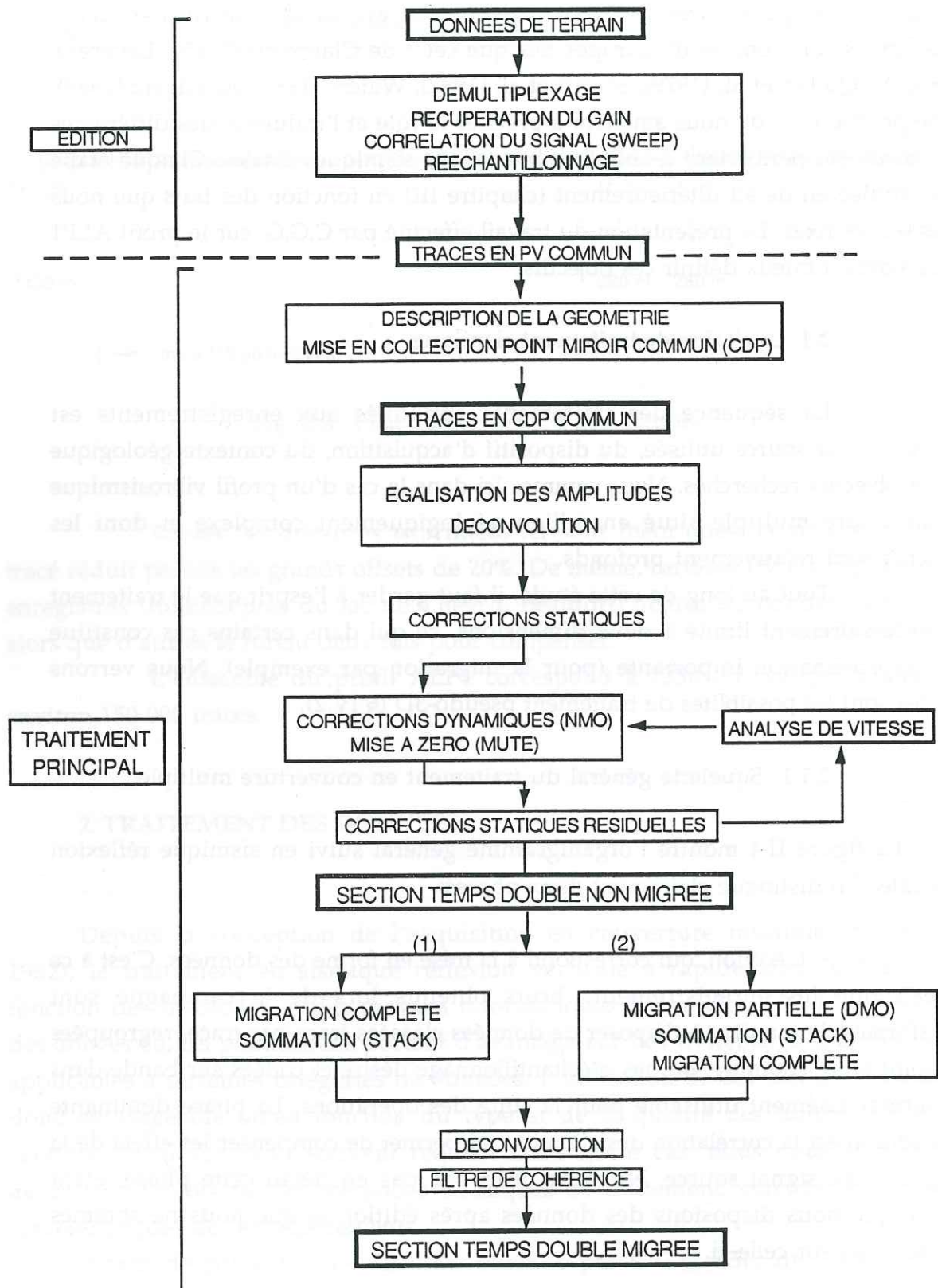


Fig. II.4 Séquence de traitement en sismique réflexion verticale.

- Le traitement principal qui, partant des données mises en forme, permet d'aboutir aux sections finales. Les différentes étapes étant plus ou moins liées entre elles, le choix des paramètres se fait par itérations successives ou par séries de tests "essais-erreurs". La figure II.4 indique l'ordre classique d'application des traitements, mais suivant les objectifs et le type de données, cet ordre peut être modifié et/ou complété par d'autres fonctions.

L'un des points les plus importants du processus se situe au niveau de la migration. Comme nous le verrons ultérieurement, ce problème peut être abordé de deux façons: migration avant ou après sommation. Dans le cas d'une migration après sommation, la chaîne de traitement est un peu plus complexe que ce que laisse supposer l'organigramme car l'application d'une migration partielle conduit à reprendre l'analyse de vitesse et éventuellement les corrections statiques résiduelles.

2.1.2 Edition des enregistrements

Démultiplexage: lors de chaque émission d'un signal vibrosismique, le camion-laboratoire enregistre le premier échantillon des traces 1 à 120 avant d'enregistrer l'échantillon suivant. Le démultiplexage consiste à réordonner ces échantillons de manière à regrouper séquentiellement ceux d'une même trace.

Récupération du gain: pour chaque point, le gain appliqué au niveau des amplificateurs à cadrage de gain est lui aussi mémorisé, ce qui permet ensuite de calculer les amplitudes réelles des signaux.

Corrélation des signaux: une source de type vibrosismique émet un signal pendant plusieurs secondes d'où l'appellation de "signal long", par opposition au signal impulsionnel ("signal court") émis avec l'explosif. De plus, le signal émis en vibrosismique est un signal au cours duquel on effectue un balayage fréquentiel.

Il faut transformer la réponse à une telle source par la réponse à une impulsion, ce qui revient à effectuer une compression du signal. Celle-ci se fait en corrélant le signal émis par le signal reçu.

Le signal enregistré $e(t)$ est égal à la convolution du signal long émis $s(t)$ par la réponse impulsionnelle de la Terre $h(t)$, plus le bruit $b(t)$:

$$e(t) = h(t) * s(t) + b(t) \quad (1)$$

La corrélation du signal émis et du signal reçu s'écrit:

$$\begin{aligned} r(t) &= \int_{-\infty}^{+\infty} e(t) \cdot s(t+\tau) d\tau \\ &= e(t) * s(-t) \end{aligned}$$

ce qui donne, compte tenu de (1),

$$\begin{aligned} r(t) &= (h(t) * s(t) + b(t)) * s(-t) \\ &= h(t) * a(t) + b(t) * s(-t) \end{aligned} \quad (2)$$

avec $a(t) = s(t) * s(-t)$, l'autocorrélation du signal émis. Cette autocorrélation conduit à avoir un signal source court, de type impulsionnel.

Ainsi, l'opération revient à convoluer la réponse impulsionnelle de la Terre avec l'autocorrélation du signal émis, et à convoluer le bruit avec le signal enregistré. Le résultat de la corrélation du signal émis par le signal reçu donne le signal qui serait obtenu avec une source impulsionnelle $a(t)$, le bruit étant filtré par le signal émis (2).

Sommation des signaux: Au cours de la compression des signaux, les enregistrements successifs correspondants à un même point vibré sont sommés (sommation verticale).

Rééchantillonnage: les signaux peuvent être rééchantillonnés, ce qui réduit la quantité de données à traiter. L'utilisation des signaux au pas d'échantillonnage d'origine peut se faire pour l'étude d'un problème particulier.

A ce stade, les données sont copiées sur bandes magnétiques, les traces étant groupées par point vibré commun. Chaque trace est précédée d'une

"étiquette", en-tête qui contient toutes les informations caractéristiques de la trace et qui est mis à jour tout au long du traitement principal.

2.1.3 Traitement principal des données

Il comporte deux types d'opérations: certaines ont pour but l'amélioration du rapport signal sur bruit (filtres, déconvolutions), d'autres correspondent à des corrections de temps (corrections statiques, corrections dynamiques).

Détermination de la géométrie: Il s'agit de prendre en compte les coordonnées des points d'émission et de réception puis d'établir les relations entre ceux-ci compte tenu de la géométrie du dispositif. C'est à ce niveau que l'on introduit toutes les caractéristiques du profil (points de tir absents ou déplacés, traces absentes, etc...). La librairie qui en résulte constitue le fichier de base utilisé pour la mise en collection par points miroirs communs.

Groupement par points miroirs communs: Le mode d'acquisition en couverture multiple conduit au regroupement des traces ayant le même point miroir. En effet, dans le cas d'un réflecteur horizontal (fig. II.5), un même point (CMP) va correspondre au lieu de réflexion des différentes ondes issues des points de tir T1, T2, T3 ... et enregistrées par les récepteurs R2, R4, R6 ...

La notion de point milieu commun (*common mid-point*, ou CMP) n'est justifiée que dans le cas de structures horizontales. Lorsque l'on introduit un pendage, les points de réflexion ne se situent plus au même endroit et l'on parle de point profondeur commun (*common depth point*, ou CDP) (voir page 39). Dans la suite de ce mémoire nous utiliserons le terme CDP car si la mise en collection se fait réellement en considérant les points miroirs à mi-distance entre la source et le récepteur, la suite du traitement considère les points de réflexion comme localisés à la même profondeur.

La mise en collection des traces par groupe de points miroirs communs est fondée sur l'hypothèse d'une structure horizontale. On considère alors, que chaque point de réflexion se situe à mi-distance entre le point de tir et le récepteur. La sinuosité du profil provoque un étalement du nuage de points miroirs. Il est alors nécessaire de définir une ligne moyenne, elle-même sinueuse, qui constitue la ligne directrice du profil (*slalom line*). A partir de cette ligne, on définit une grille constituée de boîtes élémentaires, chacune de ces boîtes étant identifiée à un CDP.

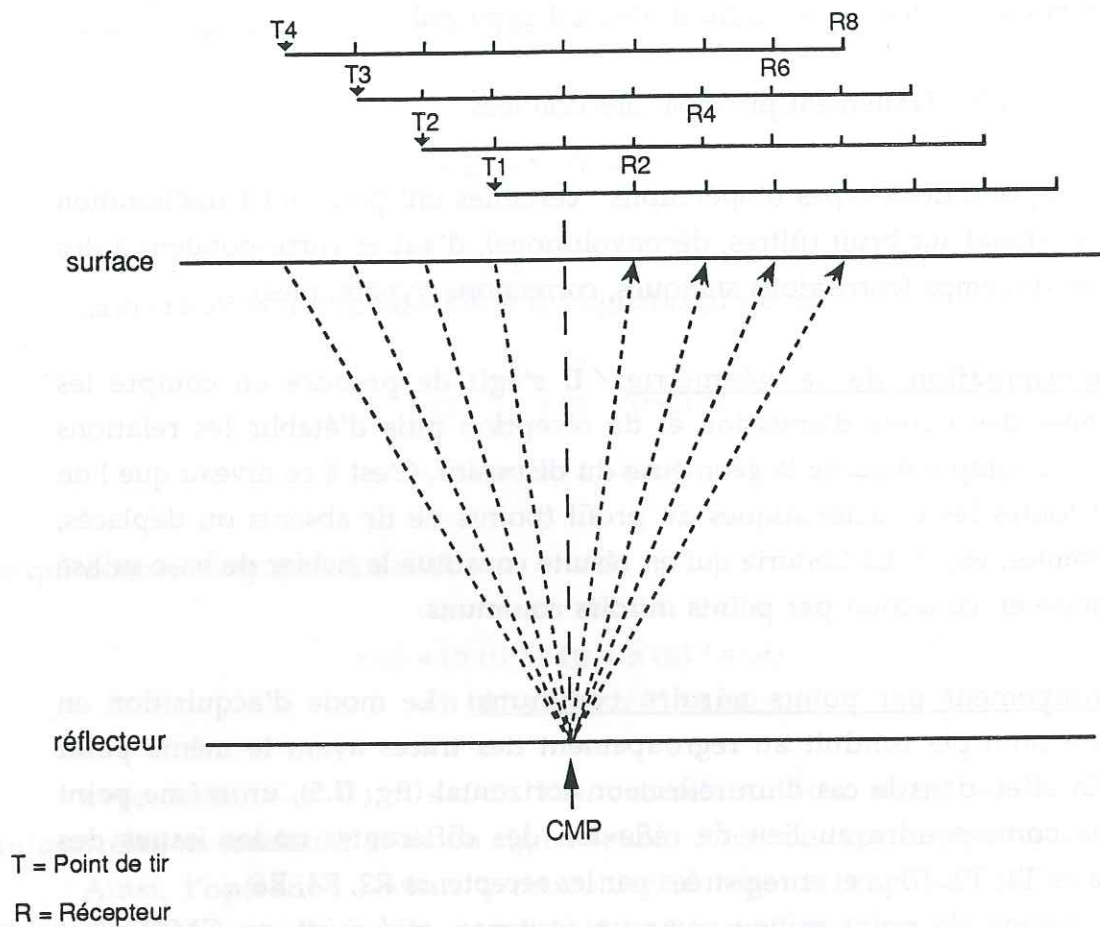


Fig. II.5 Principe du point miroir commun - cas d'un réflecteur plan.

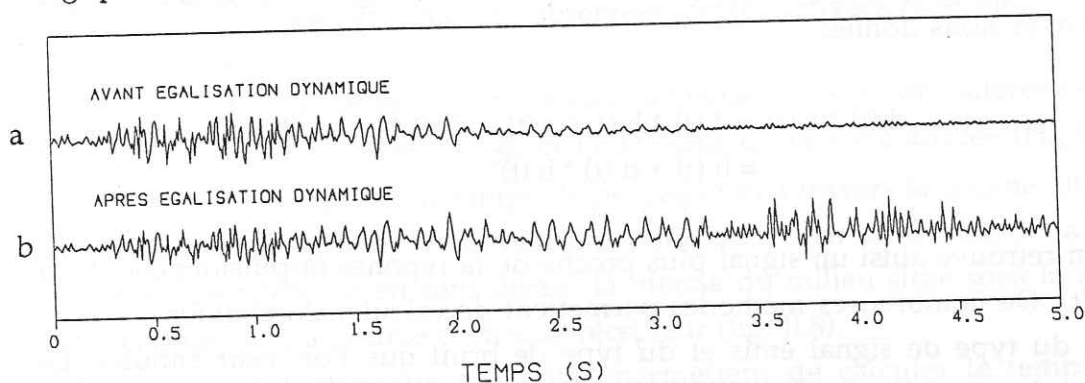
La suite du traitement repose sur ce nouveau regroupement des traces. Nous reviendrons ultérieurement sur l'importance de l'approximation effectuée et sur son influence sur les résultats finaux.

Egalisation dynamique des amplitudes: Deux facteurs provoquent l'atténuation des amplitudes enregistrées:

- l'expansion géométrique des fronts d'onde.
- l'absorption due au comportement anélastique du sous-sol.

Il est possible de corriger cette atténuation en utilisant des lois compensant séparément chacun de ces deux termes. Mais la détermination de ces lois étant difficile, le problème de l'atténuation est souvent résolu en utilisant des fonctions de contrôle automatique de gain (*Automatic Gain Control* ou AGC). De

telles fonctions calculent des coefficients au sein de fenêtres contigües. Chaque échantillon est ensuite multiplié par un facteur obtenu par interpolation entre les coefficients. Une telle démarche présente l'avantage de compenser l'atténuation des amplitudes quelles que soient les conditions réelles d'atténuation. Les réflexions éventuelles situées à plus de 2 secondes ressortent parfaitement sans que le bruit ne soit lui-même amplifié (fig. II.6), mais il n'est plus possible d'exploiter les résultats obtenus en termes de caractères lithologiques.



II.6 Trace avant (a) et après (b) application de l'égalisation dynamique.

L'application de fonctions de type AGC peut se faire à différents niveaux du traitement (corrections dynamiques, sommation, migration).

Déconvolution avant sommation: le signal émis $s(t)$ n'étant pas une impulsion idéale, mais plutôt un signal complexe (malgré la corrélation), les signaux réfléchis interfèrent entre eux. Pour un modèle de Terre donné (par exemple, un milieu à 3 interfaces, figure II.7a), le signal enregistré (b) présente des interférences dans le cas d'un signal source complexe. La déconvolution tant à rapprocher ce signal enregistré (b) du signal idéal (a) qui serait enregistré dans le cas d'une source idéale de type dirac.

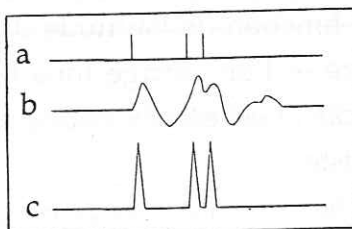


Fig. II.7 Modèle à 3 interfaces (a), signal enregistré dans le cas d'un signal source complexe (b) et signal idéal (c) qui serait enregistré dans le cas d'une source idéale.

Cette opération se traduit par l'élimination d'une partie du bruit, des multiples, des fantômes ... Elle se fait en calculant un opérateur $d(t)$ qui, convolué au signal émis, produit un dirac:

$$d(t) * s(t) = 1 \quad (3)$$

Compte tenu de l'équation (1), la convolution du signal enregistré $e(t)$ par cet opérateur nous donne:

$$\begin{aligned} d(t) * e(t) &= d(t) * h(t) * s(t) + d(t) * b(t) \\ &= h(t) + d(t) * b(t) \end{aligned}$$

On retrouve ainsi un signal plus proche de la réponse impulsionnelle de la terre $h(t)$. De nombreuses méthodes permettent de calculer l'opérateur $d(t)$, en fonction du type de signal émis et du type de bruit que l'on veut annuler. Le problème de ce traitement est de limiter le bruit généré par l'opération elle-même: la déconvolution tend en effet à produire un signal dont l'amplitude est la même à toutes les fréquences, même pour celles où il n'y a pas de signal.

Corrections statiques: Ce sont des corrections en temps qui se traduisent par un décalage constant de toute la trace. Elles prennent en compte deux notions distinctes:

- 1 - Le plan de référence (*datum plane* ou DP)
- 2 - La zone altérée (*weathered zone* ou WZ)

1- Les enregistrements ne peuvent être juxtaposés, comparés, sommés que s'ils ont le même niveau de référence pour caler leur temps origine. Le plan de référence propre à chaque trace est fonction de l'altitude du point de tir. On fixe donc un plan de référence arbitraire et l'on corrige tous les enregistrements de manière à se ramener à ce plan. Ce calcul est en fait associé à celui de la correction de la zone altérée lorsque celle-ci existe.

2- La présence en surface de terrains meubles plus ou moins gorgés d'eau (incluant le sol et les alluvions superficielles) se traduit par un niveau à très faible vitesse où les variations latérales d'épaisseur et de vitesse provoquent des

déphasages entre les traces d'un même CDP, ce qui altère beaucoup la qualité de la section finale.

Il est donc nécessaire de déterminer les caractéristiques de cette zone altérée et d'en déduire les valeurs en temps des décalages à appliquer aux données. Cette détermination peut se faire à partir:

- d'une campagne de mini-réfraction.
- des premières arrivées en sismique réflexion.
- des déformations observées sur les arrivées réfléchies.

A partir d'une de ces études, on calcule la vitesse dans la zone altérée (V_w), celle dans le milieu sous-jacent (V_b), et l'épaisseur de la zone altérée (H_w). La correction revient à retrancher le temps de propagation à travers la couche altérée (ou WZ), et à rajouter le temps que mettrait l'onde pour aller de la base de la WZ jusqu'au plan de référence en considérant la vitesse du milieu situé sous la zone altérée, ceci pour chaque source et chaque récepteur (fig. II.8).

La vitesse et l'épaisseur de la WZ permettent de calculer le temps de propagation au sein de cette couche (T_w); l'altitude du DP et la vitesse dans le milieu situé sous la WZ permettent par ailleurs de calculer le temps théorique de propagation en l'absence de WZ et de variation d'altitude (T_b).

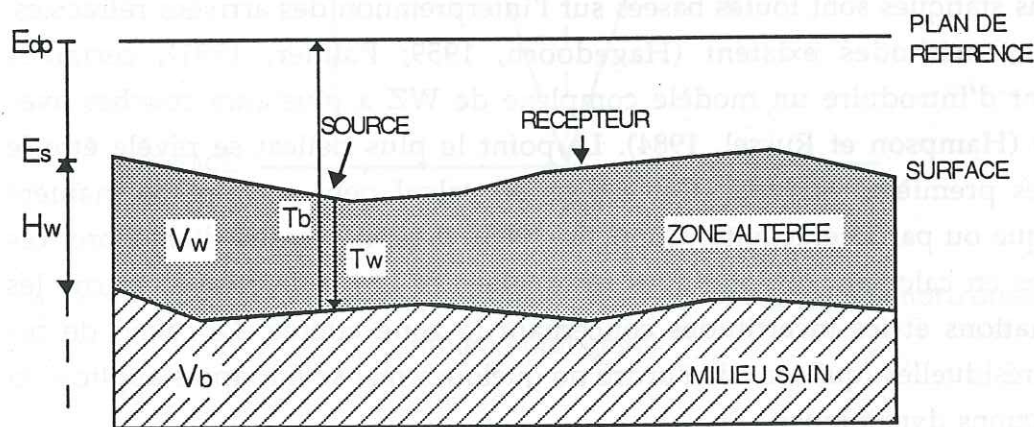


Fig. II.8 Représentation simplifiée de la zone altérée.

$$T_w = \frac{2 H_w}{V_w} \quad T_b = \frac{2(E_{DP} - E_s + H_w)}{V_b}$$

avec H_w : épaisseur de la zone altérée
 V_w : vitesse au sein de la zone altérée
 E_{DP} : altitude du plan de référence
 E_s : altitude de la surface
 V_b : vitesse dans le sol non altéré

La correction est égale à la somme des deux termes:

$$T_s = T_b - T_w$$

Pour un enregistrement, il faut tenir compte de la correction à la source et au récepteur, en tenant compte des caractéristiques de la WZ sous chacun des deux points et de leur altitude respective. La correction complète est égale à la somme des deux corrections. En sismique terrestre, les corrections statiques sont extrêmement importantes. On considère habituellement comme appartenant à la WZ tout terrain dont la vitesse de propagation des ondes est inférieure à environ 1500 m/s.

Cette première approche permet de déterminer les "statiques terrain". Les valeurs calculées peuvent être relativement importantes (de l'ordre de 100 à 200 ms) et varient le long du profil. En pratique, les méthodes de détermination des corrections statiques sont toutes basées sur l'interprétation des arrivées réfractées. Différentes méthodes existent (Hagedoorn, 1959; Palmer, 1981), certaines permettant d'introduire un modèle complexe de WZ à plusieurs couches avec pendages (Hampson et Russel, 1984). Le point le plus délicat se révèle être le pointé des premières arrivées. Cet aspect du calcul peut se faire de manière automatique ou par interactivité (Coppens, 1985). Il est nécessaire d'améliorer ces corrections en calculant des statiques résiduelles, ce qui compense en partie les approximations et les incertitudes concernant la zone altérée. Le calcul de ces statiques résiduelles (qui sont de l'ordre de quelques ms) se fait après application des corrections dynamiques.

Corrections dynamiques: Les traces d'un même point miroir correspondent à des couples source-récepteur d'offsets variables (fig. II.5). La sommation des signaux ne peut se faire que si l'on se replace dans le cas d'un offset nul, c'est à dire en effectuant les corrections dynamiques (*normal moveout*, ou NMO).

En milieu homogène, le temps de propagation t_1 correspond au trajet source-récepteur avec réflexion sur l'interface AA' au point R (fig. II.9), en supposant que cette interface n'a pas de pendage.

L'équation d'un rai réfléchi dans ces conditions est:

$$t_1 = \frac{1}{V_1} \sqrt{d^2 + 4h^2}$$

avec d : distance source-récepteur
 h : épaisseur du milieu traversé
 V_1 : vitesse du milieu traversé

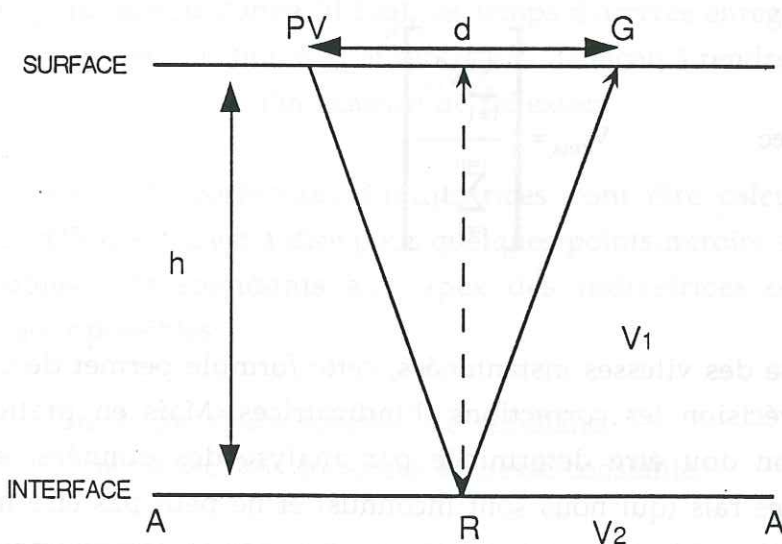


Fig. II.9 Géométrie d'un rai se réfléchissant sur une interface horizontale.
(milieu homogène)

Si l'offset est nul, on a un temps de propagation t_0 d'équation:

$$t_0 = \frac{2h}{V_1}$$

La correction à appliquer (t') est donc la différence de temps de propagation entre t_1 et t_0 :

$$t' = t_1 - t_0$$

Pour chaque échantillon correspondant à un temps t_1 , on calcule le temps théorique t_0 qui serait observé dans le cas d'un offset nul, compte tenu de la distance source-récepteur (qui est connue) et de la vitesse, dite vitesse de correction d'indicatrice (ou V_{NMO}). Dans le cas le plus simple (fig. II.9), cette vitesse est égale à la vitesse moyenne V_1 . Lorsque l'on considère un empilement de couches horizontales, Dix a montré que le temps de propagation t_1 pouvait se calculer avec une bonne approximation en introduisant la notion de vitesse quadratique moyenne V_{rms} (Dix, 1955):

$$t_1 = \sqrt{t_0^2 + \frac{d^2}{V_{rms}^2}}$$

avec

$$V_{rms} = \left[\frac{\sum_{i=1}^{i=n} v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^{i=n} t_i} \right]^{1/2}$$

Si l'on dispose des vitesses instantanées, cette formule permet de calculer avec une bonne précision les corrections d'indicatrices. Mais en pratique, la vitesse de correction doit être déterminée par analyse des données: elle est fonction du trajet des rais (qui nous sont inconnus) et ne peut pas être mise en équation. La vitesse quadratique moyenne est une bonne approximation de V_{NMO} , dans le cas de couches horizontales homogènes

L'analyse de vitesse : Lorsqu'on assemble un groupe de traces de même point miroir, une réflexion apparaît sous la forme d'une courbe, l'indicatrice, dont la courbure est fonction de la vitesse des milieux traversés. En considérant individuellement chaque indicatrice, on va chercher à déterminer la vitesse pour laquelle la courbure de celle-ci devient nulle (fig. II.10). Compte tenu de ce qui est dit auparavant, il ne s'agit que de vitesses apparentes.

Le temps de propagation corrigé correspond au temps que l'onde met pour effectuer deux fois le trajet surface-réfecteur; on parle de "temps double" (TD).

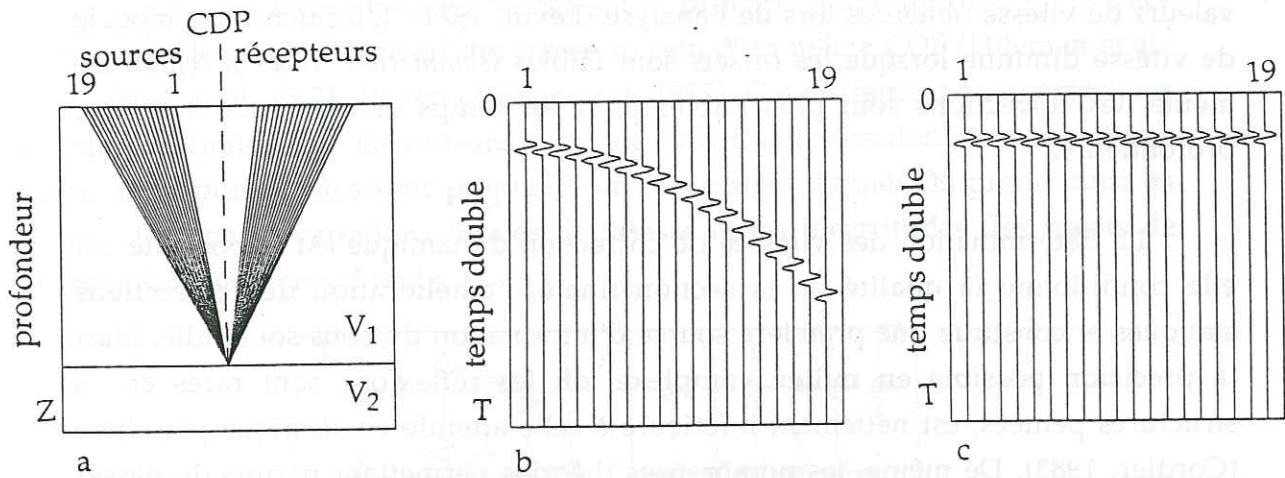


Fig. II.10 Principe des corrections dynamiques.

Pour un point miroir donné (II.10a), les temps d'arrivée enregistrés (II.10b) sont corrigés en fonction de l'offset (II.10c) de façon à rendre rectiligne l'indicatrice de réflexion.

Les vitesses de correction d'indicatrices vont être calculées là où l'on observe des réflexions, c'est à dire pour quelques points miroirs seulement et aux temps doubles correspondants aux apex des indicatrices observées. Deux démarches sont possibles:

- utilisation d'une fonction de semblance.
- série de sections sommées à vitesse constante.

La première solution consiste à utiliser une fonction de semblance qui permet de définir automatiquement les vitesses pour lesquelles la sommation des traces donne un signal d'amplitude maximum (Neidell et Taner, 1971). Elle requiert un bon rapport signal sur bruit.

La seconde solution revient à pointer manuellement sur toute une série de sections sommées à vitesse constante les points de coordonnées (numéro CDP - temps double) pour lesquelles la trace résultante a la plus forte amplitude.

Dans un cas comme dans l'autre, aucun modèle de structure n'est introduit *a priori*. Le résultat de l'analyse est une grille de points irrégulièrement situés dans l'espace ($n_{CDP,TD}$), chaque point étant affecté d'une vitesse. Le calcul ne tient pas compte d'un éventuel pendage des interfaces, ni des déviations des rais en dehors du plan de la section. Ces derniers ont tendance à augmenter les

valeurs de vitesse obtenues lors de l'analyse (Levin, 1971). L'influence du modèle de vitesse diminue lorsque les offsets sont faibles (*sommation traces proches*). De même, les corrections sont plus faibles pour les temps élevés (donc à grande profondeur).

La détermination des vitesses de correction dynamique est importante car elle conditionne la qualité de la section finale, l'amélioration des corrections statiques et constitue une première source d'information du sous-sol étudié. Mais la précision possible en milieu complexe, où les réflexions sont rares et les structures pentées, est nettement inférieure à celle atteinte en sismique pétrolière (Cordier, 1983). De même, les nombreuses théories permettant parfois de passer des vitesses de correction d'indicatrices aux vitesses quadratiques moyennes, voire aux vitesses moyennes (Al Chalabi, 1974; Brown, 1969), sont inutilisables dans notre cas.

La mise à zéro: L'application des corrections dynamiques provoque une déformation non-linéaire du signal: la correction étant plus forte aux temps courts qu'aux temps longs, il en découle un étirement au début du signal, qui se traduit par l'apparition de basses fréquences sans signification réelle. Cette partie du signal ne contenant plus d'informations utiles et pouvant au contraire générer du bruit lors de la sommation, il faut effectuer une mise à zéro (ou *mute*) des premiers échantillons.

Corrections statiques résiduelles: L'application des corrections dynamiques ayant pour but de ramener à un temps de propagation identique les événements correspondants à une même réflexion (ceci pour les traces d'un même CDP), on observe en fait souvent de petits décalages entre les signaux, dus à une mauvaise estimation des corrections statiques (fig. II.11a). Dans la suite du texte, nous nommerons "événement" tout signal énergétique correspondant soit à une réflexion soit à une diffraction.

L'utilisation de fonctions de cohérence permet à ce niveau de calculer automatiquement les corrections statiques résiduelles, ce qui améliore beaucoup la section finale. Cette amélioration peut se traduire en retour par une meilleure définition des vitesses de sommation obtenues lors d'une seconde analyse. Il en résulte que les vitesses de sommation et les corrections résiduelles doivent être calculées par itérations successives.

Toutes les méthodes sont basées sur le principe d'optimisation de la trace somme par décalage progressif des traces au sein d'un même CDP (Hileman et al., 1968; Taner et al., 1974; Ronen et Claerbout, 1985). Contrairement aux corrections statiques initiales, les corrections statiques résiduelles varient le long d'une même trace puisqu'elles sont propres à un événement donné. On prend ainsi en compte les petites variations locales de vitesse et les incertitudes des trajets de propagation des fronts d'onde.

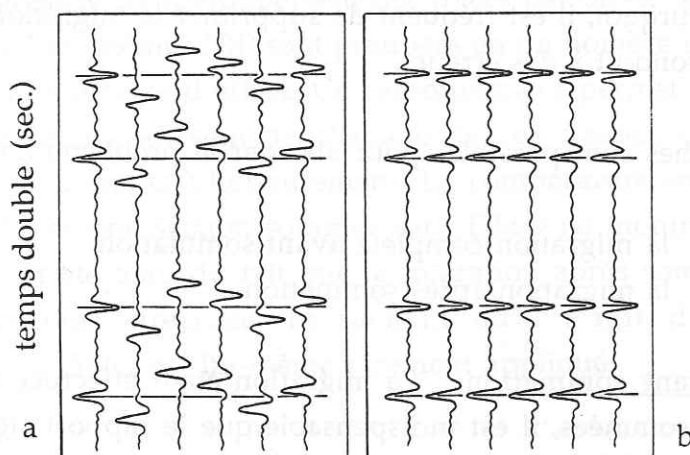


Fig. II.11 Traces avant (a) et après (b) corrections statiques résiduelles (Taner et al., 1974).

La phase finale du traitement consiste à additionner entre elles les traces de chaque CDP. La présence de pendages provoque une modification de la localisation des points de réflexion (en x et en t), ce qui se traduit par une distorsion de la géométrie des structures sur la section (fig. II.12).

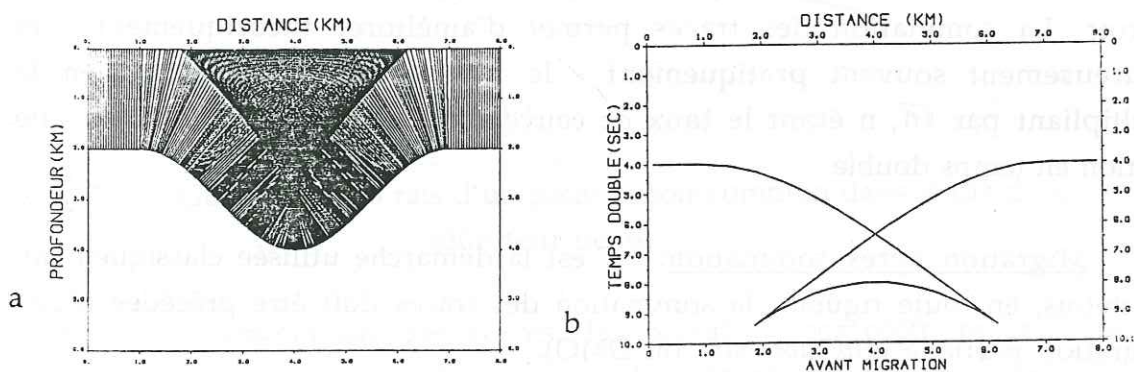


Fig. II.12 (a) Géométrie des rais réfléchis sur une structure synforme (offsets nuls), (b) image sismique obtenue sans migration.

La migration permet de corriger les données et d'obtenir une section où les réflexions sont correctement localisées dans l'espace à 2 dimensions du profil. Les résultats sont satisfaisants dans le cas de données pétrolières où la profondeur d'investigation est limitée et la qualité des enregistrements souvent excellente. Mais dans le cas des sections sismiques à grande profondeur, ce traitement pose beaucoup de problèmes pratiques et les résultats obtenus restent souvent non concluants. C'est pourquoi, il est fréquent de supprimer la migration, ce qui, lors de l'interprétation, conduit à des erreurs.

Deux démarches sont possibles pour aborder le problème de la migration des données:

- la migration complète avant sommation.
- la migration après sommation.

Migration avant sommation: La migration étant effectuée sur les traces corrigées mais non sommées, il est indispensable que le rapport signal sur bruit soit bon, c'est-à-dire que les indicatrices de réflexion soient bien visibles. Cette démarche présente l'avantage de prendre en compte les pendages éventuels et n'impose aucune approximation sur la courbure des indicatrices. Le modèle de vitesse utilisé s'identifie plus à un modèle de type géologique, puisque seul les problèmes de déviations latérales peuvent encore perturber les valeurs de vitesse.

Sommation des traces: Les enregistrements ayant été corrigés, les traces sont additionnées entre elles, pour chaque groupe de traces de même point miroir. La sommation des traces permet d'améliorer théoriquement - et heureusement souvent pratiquement - le rapport signal sur bruit en le multipliant par \sqrt{n} , n étant le taux de couverture. Le résultat obtenu est une section en temps double.

Migration après sommation: C'est la démarche utilisée classiquement. Toutefois, en toute rigueur, la sommation des traces doit être précédée d'une migration partielle (*dip moveout*, ou DMO).

Migration partielle avant sommation: Nous avons vu que les corrections dynamiques reposent sur l'hypothèse de structures horizontales. Dans le cas

contraire, les points de réflexion d'un même CDP se trouvent répartis le long d'un segment de l'interface (fig. II.13). La migration partielle consiste à focaliser tous les points de réflexion d'un même CDP en un point unique. Par ailleurs, la présence de pendages ou de points diffractants provoque la superposition d'événements dont les vitesses de correction dynamique sont différentes. Le DMO permet de résoudre les ambiguïtés sur le choix des vitesses de corrections dynamiques en présence de structures complexes.

Le calcul nécessite un regroupement des traces par offset commun, c'est-à-dire que les traces d'un même CDP sont groupées en un nombre limité de classes caractérisées par une fenêtre d'offset. Ce regroupement permet d'effectuer une sommation intermédiaire au sein de chacune de ces classes, ce qui limite la quantité de données à traiter ultérieurement. La comparaison entre une section sommée avec DMO et une section sommée sans DMO ne montre que rarement des différences. Compte tenu du fait que la migration après sommation est elle-même assez rarement effectuée, et sachant qu'il s'agit d'un traitement relativement long, le DMO est lui-même rarement appliqué.

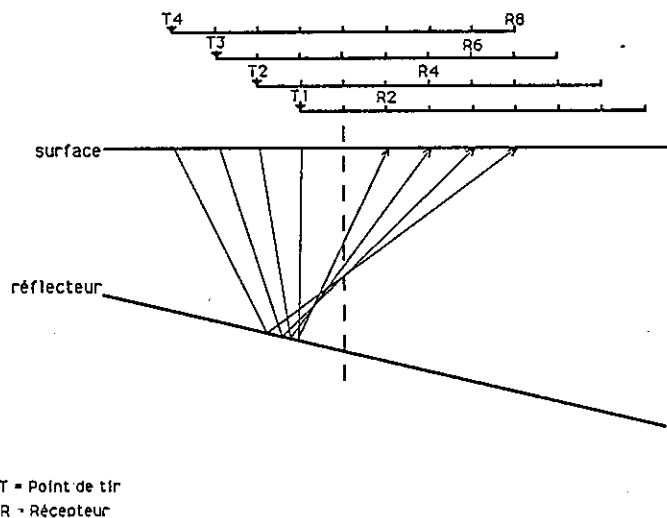


Fig. II.13 Géométrie des rais d'un point miroir commun dans le cas d'un réflecteur penté.

Après la sommation des traces, la migration complète remplace les réflexions pentées à leur emplacement réel et focalise les diffractions. En fonction du type et de la qualité des données, de nombreuses méthodes de migration après sommation ont été proposées (Berkhout, 1984), mais les résultats

sont peu satisfaisants au delà de 4 à 5 secondes TD à partir desquelles dominent les artefacts, sous forme de "sourire" (*smile*). Le temps de calcul extrêmement long, les problèmes liés aux choix des paramètres et les artefacts générés lors du traitement expliquent l'absence souvent constatée de la migration dans les résultats finaux de sismique profonde.

Une solution possible pour éviter les problèmes liés à la migration consiste à effectuer une migration du pointé (*line drawing*) de la section non migrée. Nous développerons plus tard les avantages et les inconvénients de ce genre de démarche.

Déconvolution après sommation: Bien que rarement effectuée dans le cas de la vibrosismique, la déconvolution appliquée aux données sommées améliore parfois le rapport signal sur bruit en jouant un rôle de filtre passe-bande variable avec le temps.

Filtre de cohérence: Enfin, l'utilisation d'un filtre de cohérence permet d'améliorer sensiblement l'aspect de la section finale. Le choix des paramètres contraignant la fonction de cohérence doit être particulièrement étudié car, comme dans tous les traitements après sommation, il est possible de générer des artefacts ou de modifier sensiblement l'aspect des réflexions.

2.2 Traitement effectué par C.G.G.

Nous devons maintenant décrire brièvement la chaîne de traitement appliquée par C.G.G. aux données ECORS ALP1. Ce traitement a été effectué au centre de traitement sismique de Massy, à l'aide du logiciel GEOVECTEURTM développé par C.G.G. (C.G.G., 1986).

Les renseignements concernant ce travail proviennent d'une part des fichiers historiques des traces (description du traitement située en en-tête des bandes magnétiques contenant les données) et d'autre part de publications de synthèse concernant ce profil (Damotte et al., 1990; I.F.P., I.N.S.U., 1992a).

Nous montrerons ensuite les principaux résultats obtenus lors de ce traitement et nous pourrons ainsi mieux définir quels furent exactement nos objectifs dans le cadre de cette thèse.

2.2.1 Les séquences de traitement

Les différentes phases d'édition ont été réalisées en partie sur le terrain, par le camion-laboratoire, puis au centre de traitement sismique de Massy.

Elles se résument à:

- un démultiplexage.
- une compensation de l'atténuation des amplitudes par application d'un gain compensant la divergence sphérique.
- une intercorrélacion des signaux enregistrés par le signal source, et la sommation verticale des enregistrements élémentaires pour chaque source et chaque récepteur. Rappelons que la bande de fréquence du balayage (sweep) est de 9 à 39 Hz. La longueur des traces après la corrélation du signal est prolongée jusqu'à 45 secondes.
- un rééchantillonnage au pas de 8 ms (avec utilisation d'un filtre anti-repliement).

La suite du traitement a été appliquée en se limitant aux 25 premières secondes. Elle comporte:

- le choix d'une ligne moyenne déterminant la géométrie du slalom line et la mise en collection des traces par "point miroir commun". Nous reviendrons par la suite sur cette notion de slalom line.
- le calcul des corrections statiques primaires. Pour les corrections d'altitude, le plan de référence a été fixé à 1500 m et la vitesse de réduction à 3500 m/s. Le modèle initial de WZ a été déterminé à partir des dromochroniques. Dans un premier temps, seule la correction entre l'altitude des stations et l'altitude moyenne du CDP a été appliquée.
- l'analyse de vitesse par éventails de sections sommées à vitesses constantes.

-- l'application des corrections dynamiques (NMO) et la détermination du mute.

-- l'application des corrections statiques entre le niveau moyen du sol et le plan de référence.

L'analyse des valeurs obtenues pour ces différents types de correction sera exposée par la suite, lors du retraitement.

-- l'application d'un filtre passe-bande, variable dans le temps le long de la trace sismique, associé à une égalisation dynamique. De 0 à 2 secondes, le filtre appliqué a une bande passante entre 12 et 35 Hz, puis de 4 à 25 secondes cette bande passante est limitée à 12-20 Hz.

-- le calcul et l'application des corrections statiques résiduelles.

-- la sommation en couverture multiple, le taux de couverture étant variable compte tenu de l'utilisation du slalom line. Il a été procédé à:

- une sommation des traces proches (taux de couverture d'environ 40)
- une sommation des traces lointaines (taux de couverture d'environ 20)
- une sommation de toutes les traces (taux de couverture d'environ 60)

La limite "traces proches/traces lointaines" a été fixée à 3700 mètres. Notons que dans le cas des traces lointaines, aucun enregistrement "inverse" (récepteur à l'arrière de la source en considérant le sens de déplacement du dispositif sur le profil) n'est pris en compte.

-- une ultime égalisation des amplitudes: de 0 à 2,2 secondes, la fenêtre d'égalisation est de 400 ms; au delà, elle a une longueur de 4 secondes.

-- une migration par équation d'ondes. Cette dernière n'a été appliquée que sur la section "toutes traces". Différentes sections furent éditées sans migration (sommations partielles ou totales), les sections migrées ayant un faible rapport signal sur bruit et présentant de nombreux artefacts.

A la suite du traitement complet du profil, certaines zones ont été réétudiées en détail (principalement pour prendre en compte les pendages latéraux); c'est le cas de l'extrémité NW du profil et des réflexions profondes sous le massif de Belledonne (Rapport final ECORS ALPES, 1991).

2.2.2 Les sections sismiques obtenues

A partir des documents fournis par C.G.G. (sections sismiques migrées ou non), plusieurs pointés plus ou moins simplifiés furent présentés (Bayer et al., 1987; Guellec et al., 1990; Mugnier et al., 1990; Tardy et al., 1990; Thouvenot et al., 1990) et interprétés. Un pointé final intégrant les différentes sommations a été publié en 1990 (Damotte et al., 1990); la partie correspondant au profil ALP1 est reproduite figure II.14.

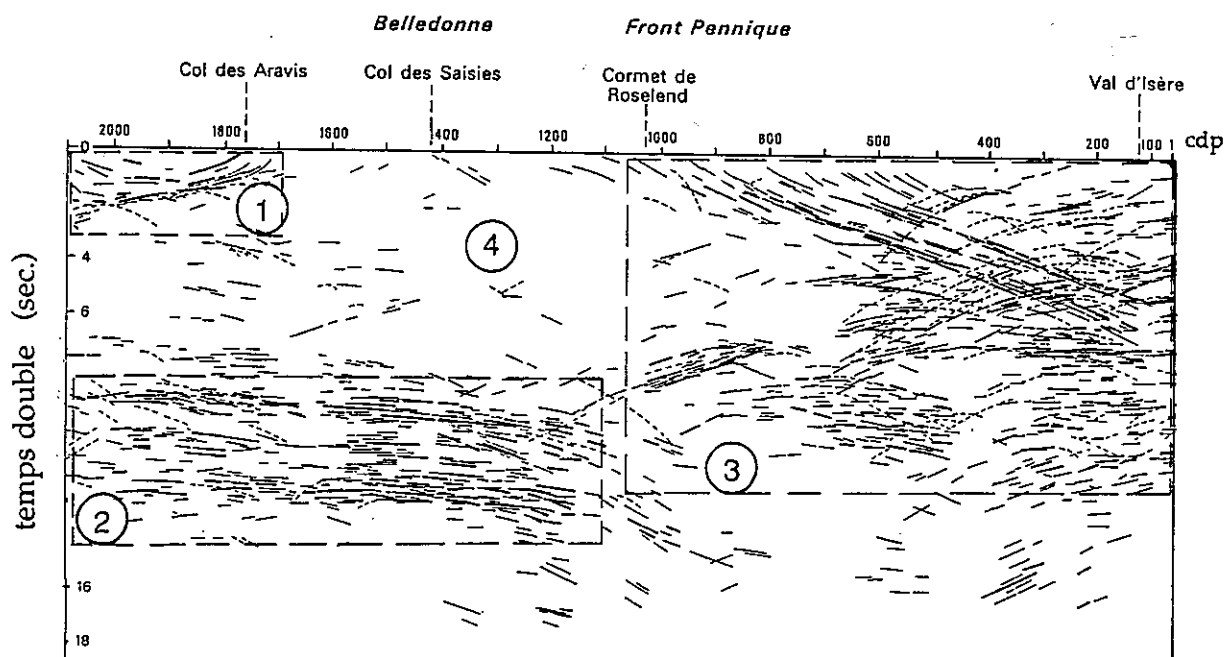


Fig. II.14 Pointé obtenu à partir des sections sismiques non migrées (sommations partielles et totales). Les pointillés correspondent aux hyperboles de diffraction (d'après Damotte et al., 1990).

Nous pouvons distinguer 4 zones:

1- une première série de réflecteurs localisés entre la surface et 2 secondes TD, entre les points miroirs 1700 et 2100. Ils sont associés au remplissage sédimentaire correspondant en surface au massif des Bornes.

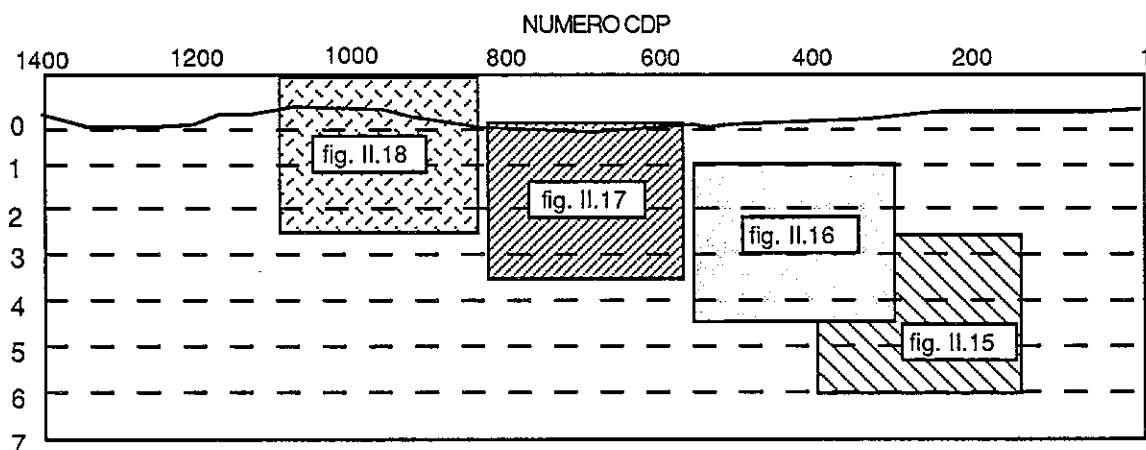
2- entre 7 et 13 secondes TD, et dans une zone limitée latéralement par les points miroirs 1100 et 2100, nous observons de très nombreux réflecteurs, généralement horizontaux ou à faible pendage vers le sud-est, qui ont été identifiés comme correspondant au litage de la croûte inférieure.

3- la partie est du profil (du point miroir 1000 en surface, jusqu'au point miroir 1, et sur plus de 12 secondes TD) présente une très forte réflectivité. Au sein de cette zone, on distingue plusieurs unités bien distinctes, dont une double bande de réflecteurs pentés vers l'Est.

4- entre les 3 zones précédentes, il n'existe que très peu de réflecteurs. Cette région correspond approximativement au massif de Belledonne qui se caractérise ainsi par une remarquable transparence sismique.

Dans le cadre de cette thèse, nous nous sommes intéressés tout particulièrement à la région comprise entre les points miroirs 1 et 1000. Cette zone présente en effet de nombreux réflecteurs pentés associés au Chevauchement Pennique Frontal.

La figure ci-dessous permet de localiser les figures II.15 à II.18.



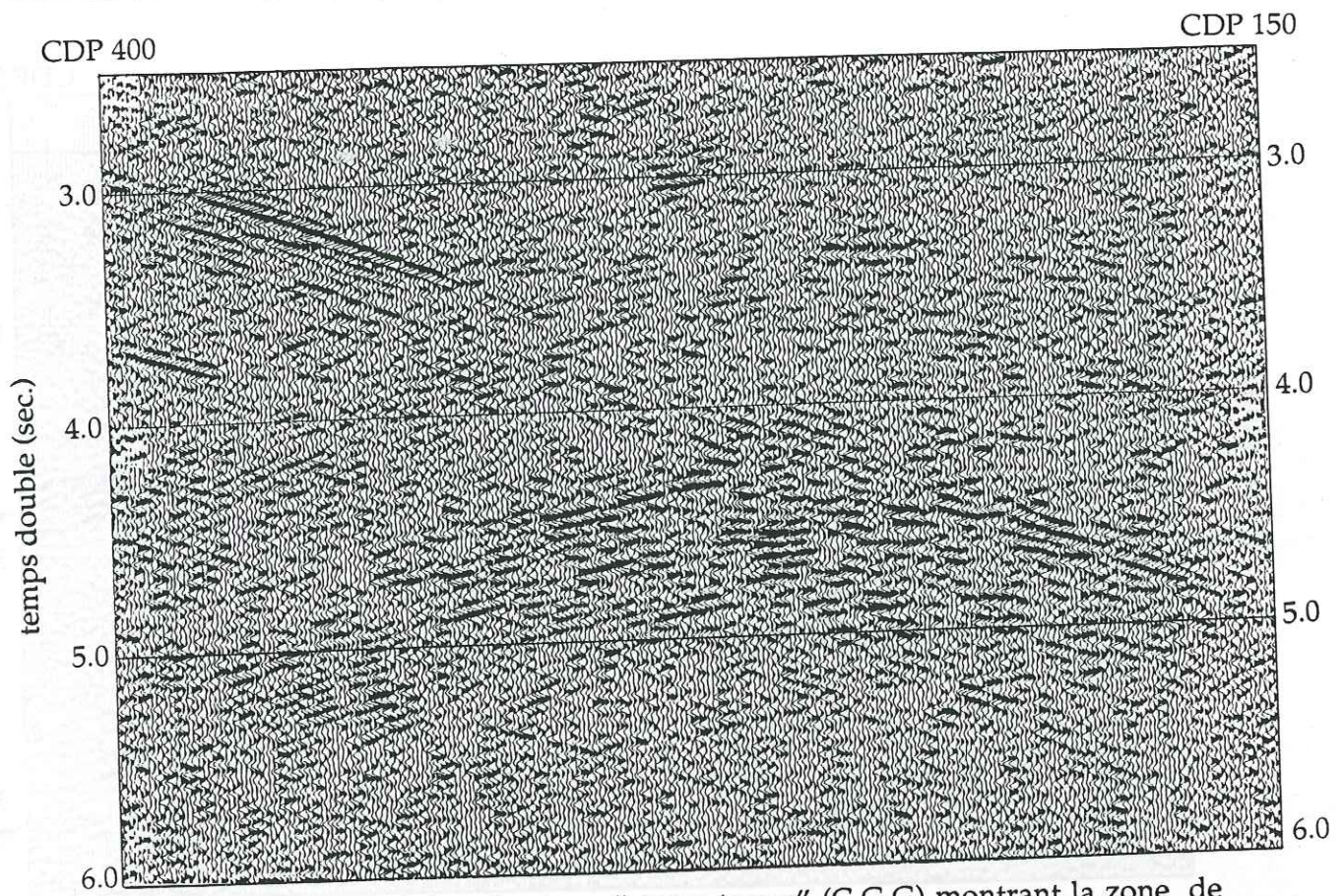


Figure II.15 Section sismique "toutes traces" (C.G.G) montrant la zone de réflecteurs entrecroisés située à l'extrémité est des deux bandes pentées.

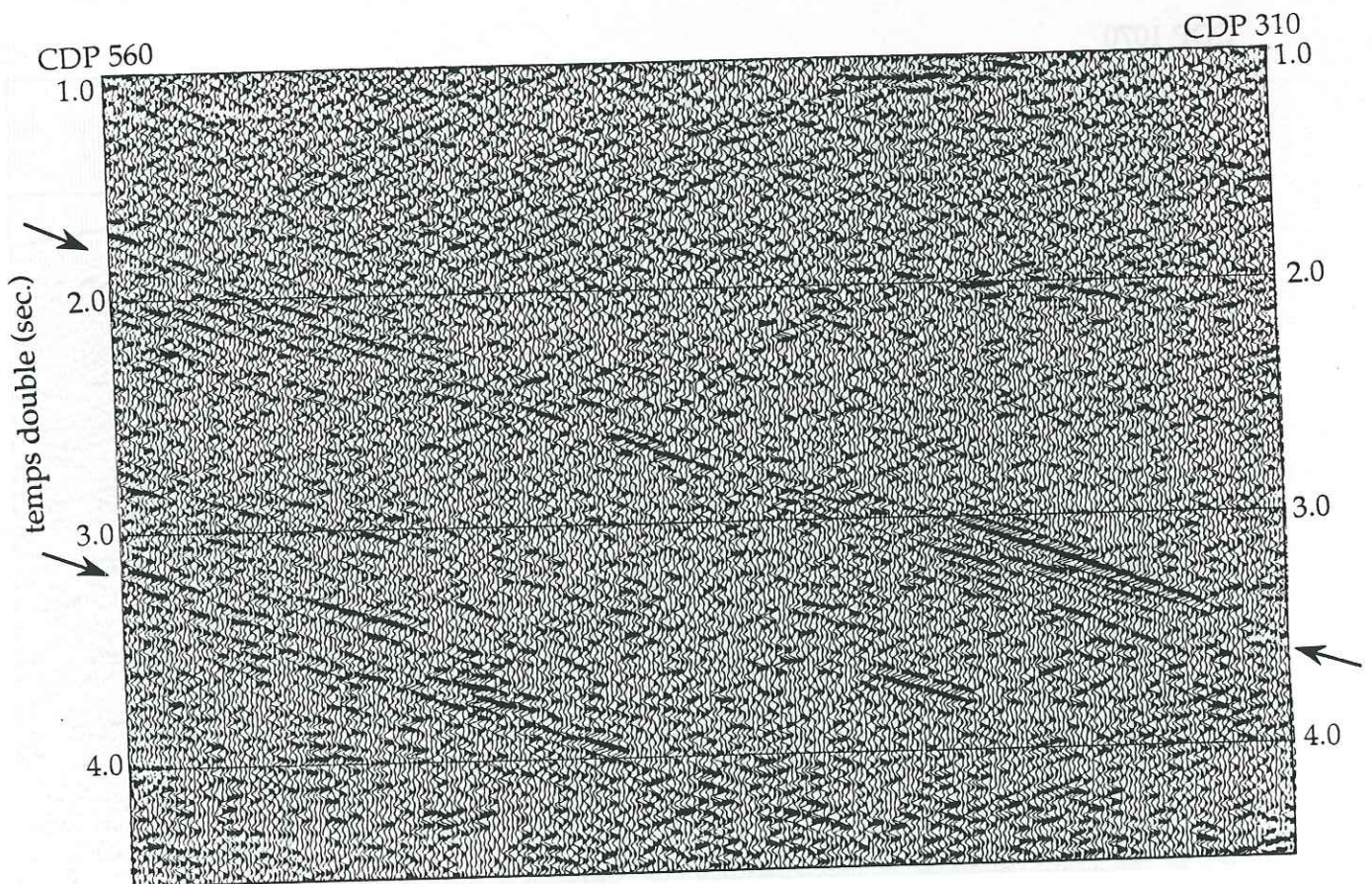


Figure II.16 Section sismique "toutes traces" (C.G.G) montrant les deux bandes de réflecteurs pentés

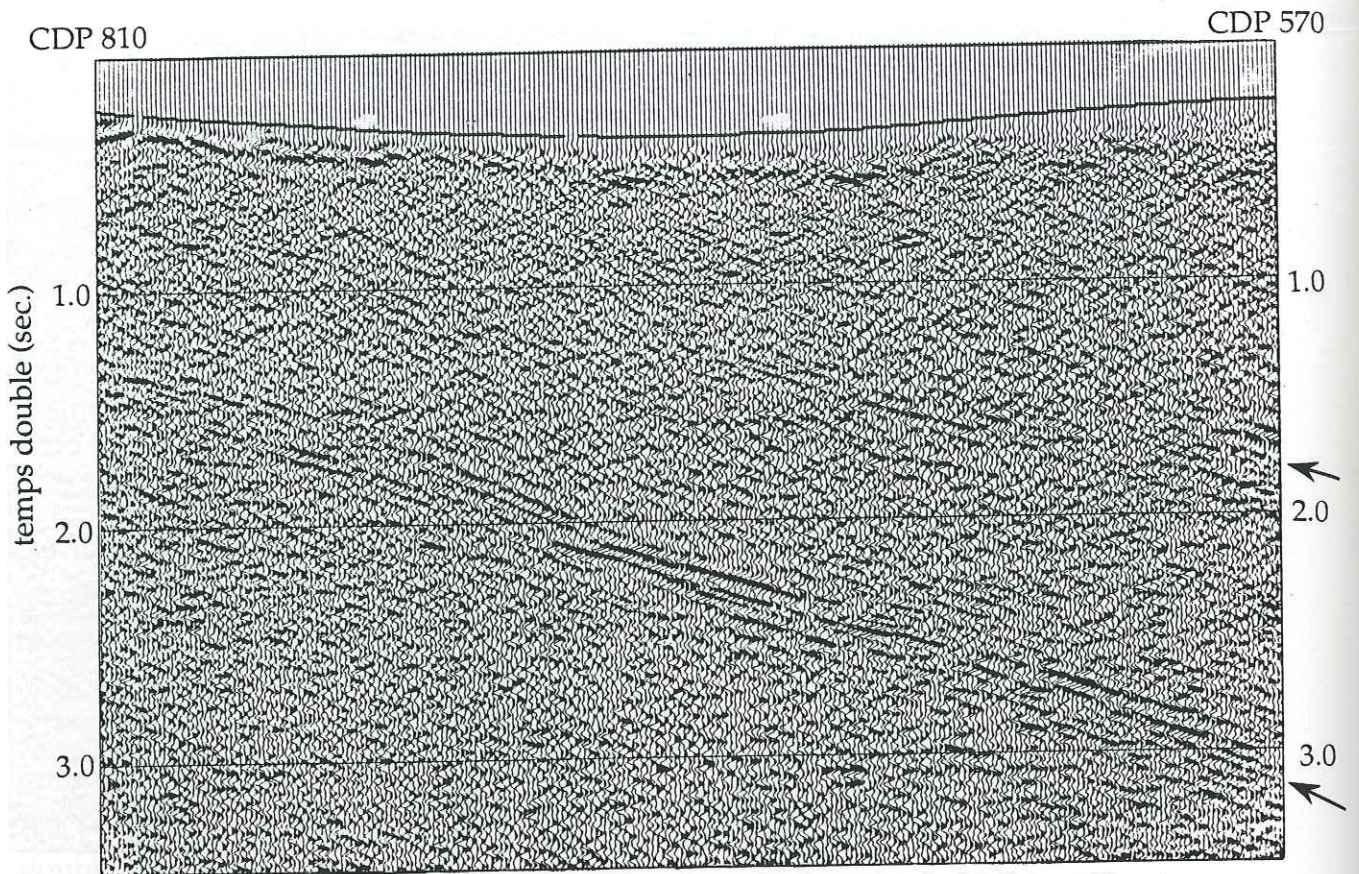


Figure II.17 Section sismique "toutes traces" (C.G.G) montrant les deux bandes de réflecteurs pentés. La bande supérieure devient moins nette vers la surface.

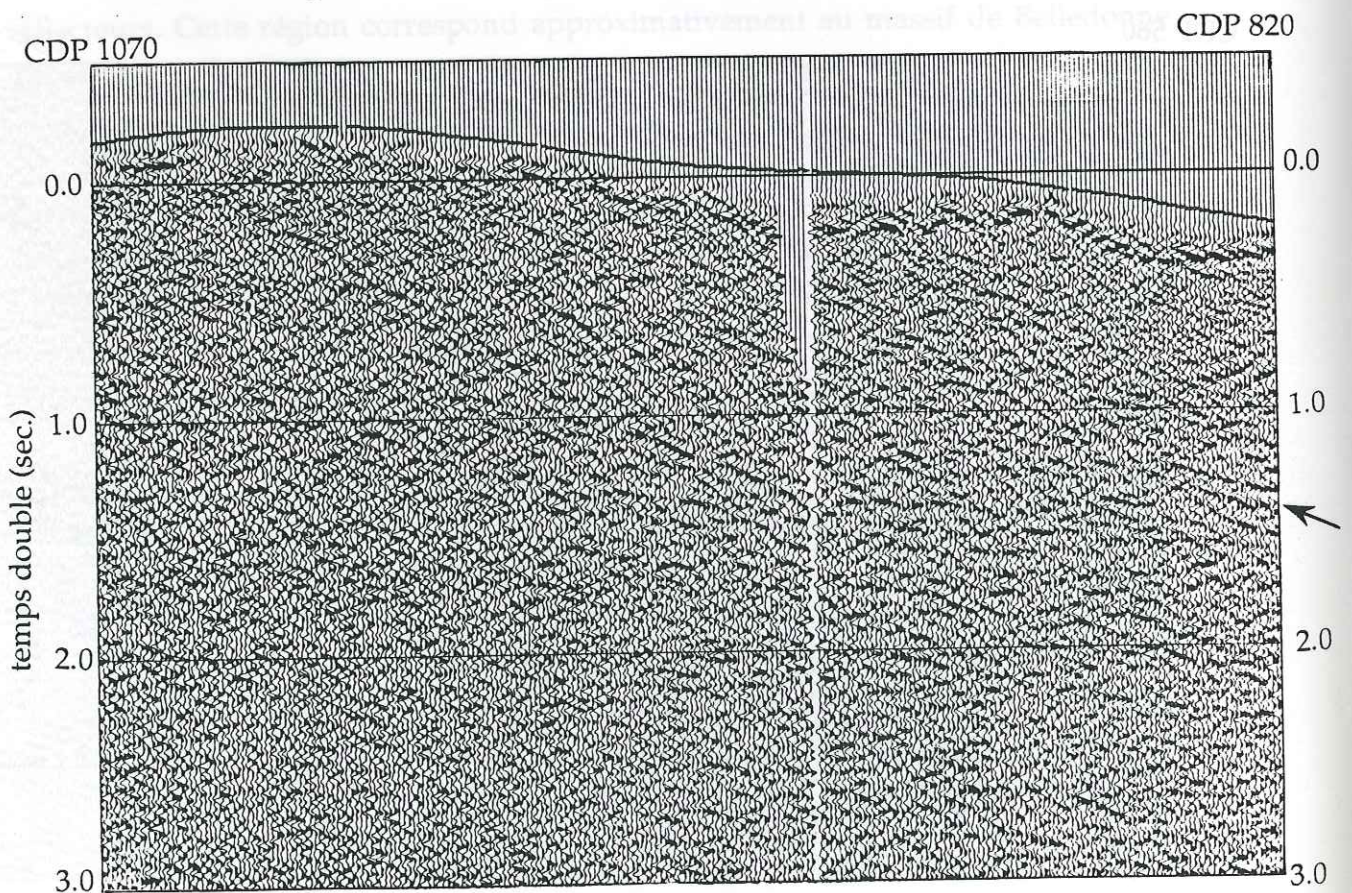


Figure II.18 Section sismique "toutes traces" (C.G.G) montrant l'extrémité ouest des deux bandes de réflecteurs pentés. On ne discerne que difficilement l'alignement des réflexions.

5703

1.0

2.0

3.0

4

0

0

0

)

Sur la figure II.15, on observe que l'extrémité Est de la double bande de réflecteurs se situe dans une zone de réflecteurs entrecroisés. Les figures II.16 et II.17 montrent l'alignement des différents réflecteurs; enfin la figure II.18 permet de noter qu'il est très difficile de pointer l'extrémité Ouest de cette double bande lorsqu'elle parvient en surface.

III LE RETRAITEMENT DES DONNEES

1 GENERALITES

Nous allons présenter les objectifs que nous nous sommes fixés, puis les démarches suivies pour atteindre nos buts, ceci en fonction des contraintes matérielles.

1.1 Les objectifs du retraitement

Nous avons défini nos objectifs en fonction des observations basées sur les sections obtenues par C.G.G. Nous pouvons les résumer en quelques points:

- quelle est l'influence du traitement sur l'aspect de ces réflecteurs pentés, compte tenu des hypothèses décrites précédemment (lors des corrections d'indicatrices, entre autres)? Que peut apporter la migration partielle avant sommation dans un tel cas?

- est-il possible d'obtenir des renseignements sur les vitesses de propagation dans cette zone, compte tenu des pendages?

- pouvons-nous préciser l'aspect de la terminaison Ouest des deux bandes et localiser leur émergence en surface avec le maximum de précision?

- quelle est l'influence de la sinuosité du tracé? Cette dernière est en effet telle que, pour certaines zones, le profil n'est plus perpendiculaire aux structures géologiques.

1.2 Les différentes approches envisagées

Afin de répondre aux questions posées, nous avons envisagé différents cas de figure. L'idée initiale était de ne reprendre que certains points du traitement et tout particulièrement le problème de la mise en collection des traces par point miroir commun. Nous avons dû reconsidérer notre approche compte tenu des données et des problèmes matériels liés au traitement sismique.

De manière générale, on peut considérer deux approches bien différentes lorsque l'on veut revoir en détail le traitement de données. La première consiste à reprendre la démarche classique du traitement (telle que nous

l'avons décrite au chapitre II). Comme nous l'avons vu, certaines étapes (principalement les calculs de migration) sont parfois absentes de la chaîne de traitement. Il peut être intéressant de reconsidérer celles-ci ou d'approfondir le choix des paramètres pour l'ensemble du traitement si l'on se focalise sur une zone restreinte. Une telle démarche se fait en utilisant des logiciels de traitement sismique déjà existants.

La seconde approche est directement liée au type de données étudiées. Il s'agit d'aborder certains points précis du traitement de manière totalement originale, ce qui demande alors de développer soi-même les programmes de traitement. Dans notre cas, nous voulions étudier la sommation en couverture multiple dans une zone où les structures présentent de forts pendages. Cette zone a déjà fait l'objet d'une étude particulière dans le cadre de la thèse de F. Nicollin (Nicollin, 1989). C'est à ce jour la seule étude publiée portant sur le traitement des données numériques du profil ECORS ALP1.

Nous avons voulu orienter notre recherche suivant les deux démarches. Dans le premier cas, nous avons retraité les données au Laboratoire de Géophysique de l'Université de Lausanne, en collaboration avec le groupe GRANSIR (Groupe Romand d'Analyse Numérique de Sismique Réflexion) et à l'aide du logiciel GEOVECTEUR, donc en se mettant dans les mêmes conditions que lors du traitement principal. Au cours de ce travail, nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux problèmes liés aux vitesses de correction d'indicatrices en présence de pendage, ce qui nous a amenés à étudier le cas de la migration partielle avant sommation.

Certains aspects de ce travail ont été complétés par le retraitement effectué au Geological Survey d'Ottawa à l'aide de programmes très performants.

La seconde approche a été développée au Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique de Grenoble. Nous nous sommes alors plutôt intéressés au problème de la mise en collection des traces en point miroir commun et des variations que l'on peut introduire à ce niveau si l'on tient compte du pendage des structures ou de l'orientation des structures géologiques en surface vis à vis de celle du profil.

Dans un cas comme dans l'autre, le traitement sismique est particulièrement dépendant des outils informatiques disponibles, aussi bien pour les logiciels que pour les ordinateurs et leurs périphériques.

1.3 Matériels et logiciels informatiques

Quatre facteurs importants conditionnent le traitement:

- 1- La mémoire disponible (mémoire sur disque dur et mémoire vive) qui limite le nombre de données qui peuvent être stockées et traitées en même temps.
- 2- La puissance de calcul disponible, qui conditionne le temps de calcul ou même les possibilités de calcul (surtout dans le cas de la migration).
- 3- Les moyens graphiques utilisables, qu'il s'agisse des moyens d'impression (dimension des documents de travail) ou des moyens de visualisation à l'écran (rapidité, interactivité).
- 4- Les logiciels de traitement sismique.

En ce qui concerne la place disponible sur disque dur, l'ensemble des données du profil ALP 1 constitue un fichier de 1560 Moctets (au format CCG2). Le traitement peut se faire en général par tranches de données, excepté pour certains traitements tels que la migration. Nous ne disposons que de la moitié des données, soit 720 points vibrés, ce qui correspond à 900 Mo si l'on considère les 45 secondes d'enregistrement. Suivant la longueur des traces traitées, la moindre sommation nécessitait une centaine de Mo au minimum.

Pour ce qui est de la mémoire de calcul (*mémoire vive*), la plupart des calculs ne nécessitent pas plus de 16 Mo car les traitements se font trace par trace et à l'aide de tableaux à une dimension. Seuls les essais de migration (partielle ou totale) ont requis 32 Mo de mémoire vive.

Ces problèmes de mémoire n'ont pas entravé notre travail à Lausanne car nous avons utilisé le CRAY 2 de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. De même à Ottawa, nous avons travaillé sur un CONVEX C120 et nous disposons de plus de 400 Mo de mémoire morte en permanence. A Grenoble, l'évolution des moyens informatiques du laboratoire au cours de cette thèse s'est traduit par le passage de quelques dizaines de Mo disponibles temporairement à plus de 150 Mo disponibles en permanence. La majeure partie des calculs a été effectuée sur une station de travail IBM 320 de 16 Mo de mémoire vive.

Les moyens graphiques ont été très variables suivant les laboratoires: l'utilisation d'une imprimante grand format (type Versatec) permet de tracer l'ensemble de la section et semble donc nécessaire pour visualiser les sommations ainsi que pour la présentation finale des résultats (Lausanne et Ottawa). Le format A4 sur imprimante laser (Grenoble) permet de visualiser avec beaucoup de souplesse un groupe de traces sur une certaine fenêtre en temps, mais reste trop limité pour faire du traitement sismique lorsqu'une vision d'ensemble est

nécessaire. Par contre, le fait de pouvoir visualiser les données à l'écran est primordial (Ottawa et Grenoble). Non seulement la visualisation à l'écran permet un gain de temps important, mais elle peut s'accompagner de fonctions de traitement en interactif (Ottawa) qui ouvrent largement les possibilités de travail. Il est ainsi possible de déterminer facilement les enregistrements ayant eu des problèmes lors de l'acquisition (mauvaise source, mauvais récepteur, bruit anormal, etc ...) ou de procéder à des contrôles de qualité au cours du traitement (Milkereit, 1989).

Alors que nous disposions du logiciel GEOVECTEUR de C.G.G. à Lausanne, nous avons effectué le traitement à Ottawa à l'aide du logiciel de traitement sismique INSIGHT/1 d'ITA (Inverse Theory and Applications Inc.). Celui-ci présente l'avantage d'être totalement interactif lorsqu'il est utilisé à partir d'une station de travail: possibilité de pointer les arrivées, de retirer des traces, etc

...

Nous reviendrons plus tard, après la présentation des traitements, sur ces différents points qui nous semblent encore une fois extrêmement importants en terme d'efficacité.

2 INFLUENCE DU PENDAGE DES STRUCTURES

Toute cette partie correspond au travail mené à Lausanne. Nous avons traité 720 points de vibration (n° 201 à 921), en nous limitant aux 12 premières secondes. Notons au passage que le fait de travailler sous GEOVECTEUR et sur le CRAY 2 nous a contraints à décoder et recoder les données pour passer du format CGG2 au format CGG3, et à changer de type de support magnétique, ce qui correspond à un travail relativement long et complexe.

Nous avons voulu effectuer un certain nombre de sommations en prêtant tout particulièrement attention aux vitesses de correction d'indicatrice d'une part, et au problème de la migration d'autre part.

2.1 Traitements préliminaires aux corrections dynamiques

Il n'est pas possible d'étudier un point précis du traitement sans tenir compte des phases précédentes de la chaîne. Avant de nous préoccuper des corrections dynamiques, nous avons donc dû appliquer ces phases, mais sans reconsidérer en détail chacune de celles-ci, pour des raisons de temps et de moyens.

Les traitements préliminaires ainsi repris sont:

- la mise en collection en points miroirs communs.
- le filtrage et l'égalisation dynamique.
- le mute.
- les corrections statiques (primaires et résiduelles).

Les détails des modes de calcul utilisés par les modules de GEOVECTEUR ont été extraits des notices d'accompagnement rédigées par C.G.G. (C.G.G., 1986).

2.1.1 La mise en collection en points miroirs communs (CDP)

La définition du point miroir commun n'est valable que dans le cas d'un profil rectiligne et dans l'hypothèse de structures horizontales. Le tracé du profil ALP1 est relativement sinueux (fig. III.1a), ce qui provoque un étalement du nuage de points miroirs (fig. III.1b). La mise en collection des traces en points miroirs communs se fait en utilisant le principe du slalom line: On ne considère plus un CDP comme un point miroir unique, mais comme une surface rectangulaire ou "boîte" (voir chapitre IV.2.1). Les traces dont le point miroir se trouve dans la même boîte sont regroupées dans un même CDP.

Le fait d'utiliser GEOVECTEUR permet de garder un certain nombre de paramètres définis par C.G.G. Nous disposons ainsi:

- de la description de la géométrie du dispositif.
- des coordonnées de la ligne moyenne du slalom line.

De plus, certains mots des étiquettes de traces étaient déjà mis à jour, tel que le numéro de boîte associé à chacune des traces, compte tenu de la ligne moyenne définie. Pour cette étude, nous avons gardé la même mise en collection des traces par point miroir commun, la géométrie du slalom line de C.G.G. étant présentée figure III.1b. Les dimensions des boîtes sont de 40 m sur 2500 m (40 m étant la distance inter-point miroir). Cette notion de slalom line provoque des variations du taux de couverture, la densité du nuage de point miroir étant inégale suivant les zones (fig. III.2).

Les 77600 traces correspondant aux points vibrés 201 à 921 sont réparties en 1350 CDP. Les problèmes liés au choix de la ligne moyenne et des dimensions des boîtes seront étudiés au chapitre IV.

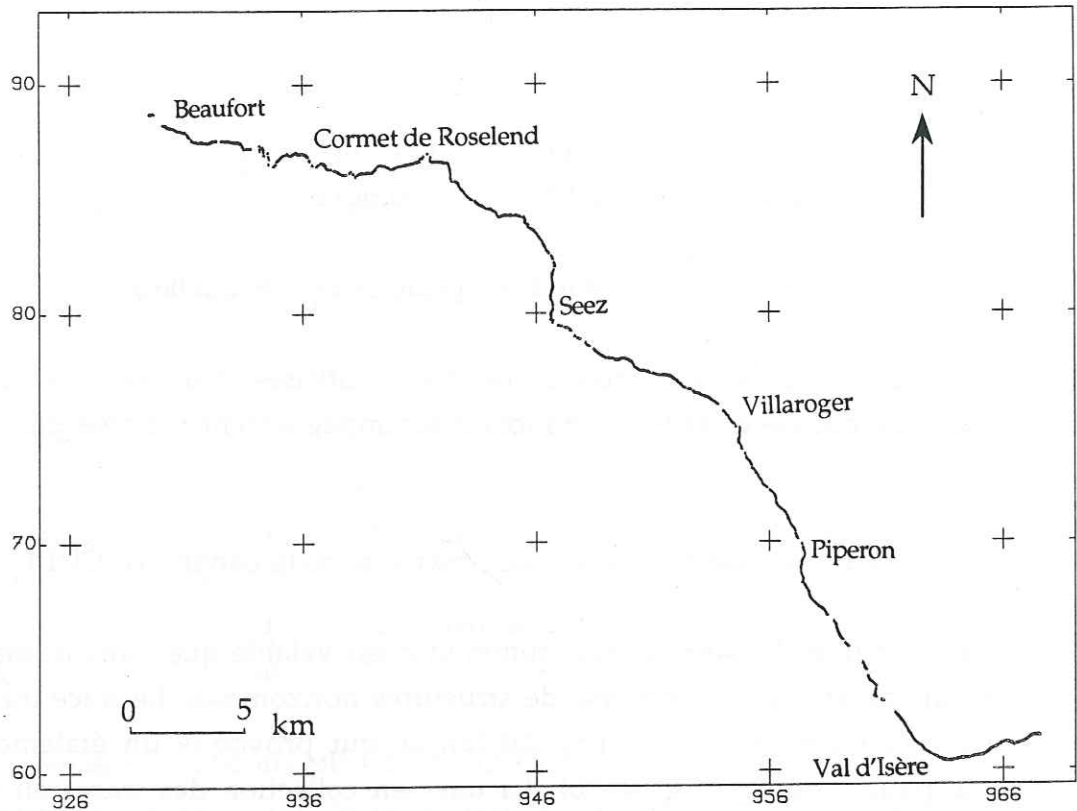


Figure III.1a Localisation géographique des points vibrés.
 Les trous correspondent aux emplacements où il n'y a pas eu d'émission.

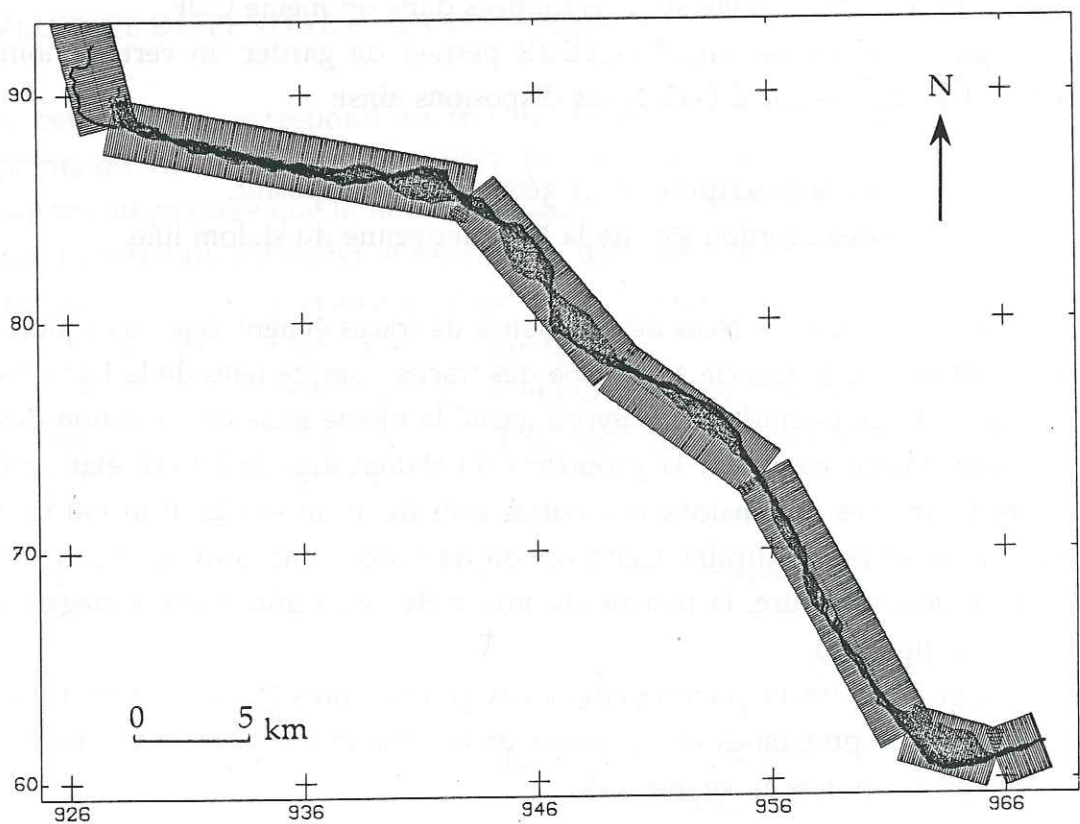


Figure III.1b Physionomie du nuage de points miroirs et grille correspondant à la ligne moyenne. Chaque boîte à une dimension de 40 sur 2500 m.

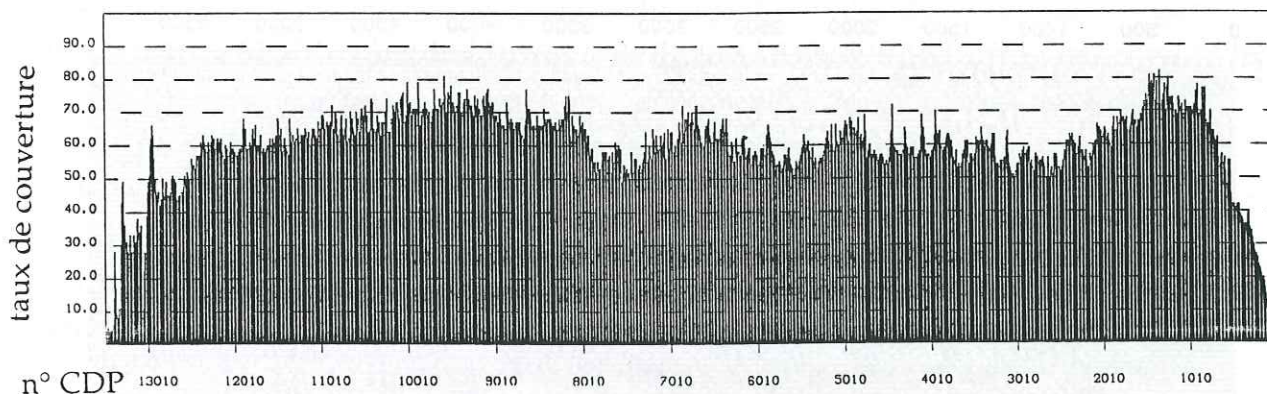


Fig. III.2 Taux de couverture entre les CDP 1 et 1350 - slalom line C.G.G.
Le taux nominal est de 60.

2.1.2 Filtrages et égalisations dynamiques

Nous avons représenté sur la figure III.3a les 120 traces d'un même point vibré, le n° 551 en l'occurrence. Au delà de quelques dixièmes de secondes après la première arrivée, l'atténuation des amplitudes est telle que le signal n'est plus visible. La figure III.3b correspond aux mêmes données, mais avec une égalisation dynamique. Nous observons alors, sur les traces proches, des hautes fréquences qui constituent un bruit relativement gênant. L'origine de ces hautes fréquences est incertaine. Elles apparaissent tout au long du profil et ne peuvent donc pas être liées au contexte géologique.

Pour éliminer ces bruits, organisés ou non, on applique aux enregistrements une déconvolution à phase nulle sous la forme d'un filtrage variable avec le temps suivi d'une égalisation dynamique, ce qui améliore notablement l'aspect des données (Levato et al. 1990). Chaque trace est filtrée dans un certain nombre de passe-bandes étroites afin de supprimer le bruit gênant. Les bandes passantes de ces filtres se chevauchent et l'ensemble couvre la gamme des fréquences des signaux. On procède ensuite à une égalisation dynamique de la trace filtrée, au sein d'une fenêtre glissante en temps. Cette opération permet d'amplifier sans déphasage les parties maigres du spectre, ce qui revient à blanchir le spectre du signal. La trace est ensuite reconstituée en fonction des paramètres du filtre variable.

L'analyse de fréquence : La sélection des bandes passantes du filtre suppose une analyse des fréquences. Celle-ci ne peut se faire que sur quelques points de tir, sauf si l'on travaille en interactif. Nous avons appliqué une gamme de filtres

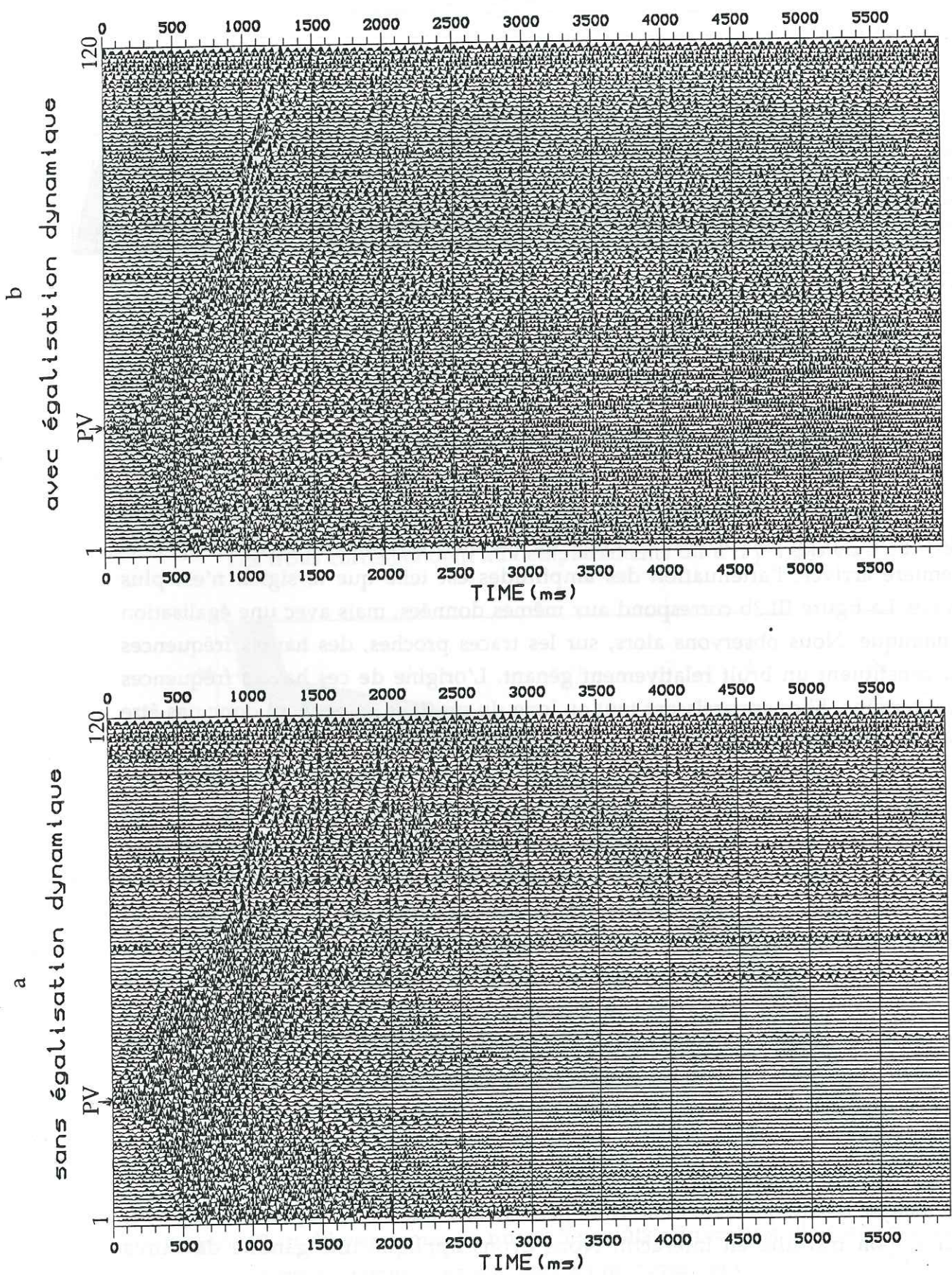


Figure III.3 Traces du point vibré 551 sans (a) et avec (b) égalisation dynamique.

passer-bande sur une série de points vibrés (par exemple PV n° 551, fig. III.4). Il est alors possible d'identifier les fréquences du signal et celles du bruit. Sur la figure III.4a, les données ne sont pas filtrées. Les figures III.4b et III.4c correspondent aux mêmes données sur lesquelles on a appliqué un filtre de gabarit trapézoïdal dont les fréquences de coupure (constantes avec le temps) sont (8-10-13-15) (fig. III.4b) et (18-21-26-29) (fig. III.4c).

Dans le premier cas, on observe une arrivée assez énergétique vers 2 sec. sur les traces très lointaines, présentant une pente proche de celle de la première arrivée. Le second filtre fait ressortir toute une série de signaux cohérents, entre 2 sec. et 2.2 sec., et pour un nombre assez important de traces. On devine par endroit ces signaux sur les traces non filtrées, mais le bruit basse fréquence en cache une grande partie.

Nous avons effectué des essais de filtrage sur une douzaine de points vibrés répartis tout au long du profil. L'expérience montre qu'il ne faut pas sélectionner une bande passante trop étroite, mais au contraire se limiter à couper le bruit situé aux fréquences extrêmes. La fonction de déconvolution que nous avons appliquée à l'ensemble des données fut ainsi définie:

Filtres: fenêtre de 600 ms.
bandes passantes: (15 Hz - 39 Hz) à $t = 0.0$ sec.
 (14 Hz - 38 Hz) à $t = 2.2$ sec.
 (13 Hz - 35 Hz) à $t = 4.0$ sec.
 (13 Hz - 30 Hz) à $t = 9.0$ sec.

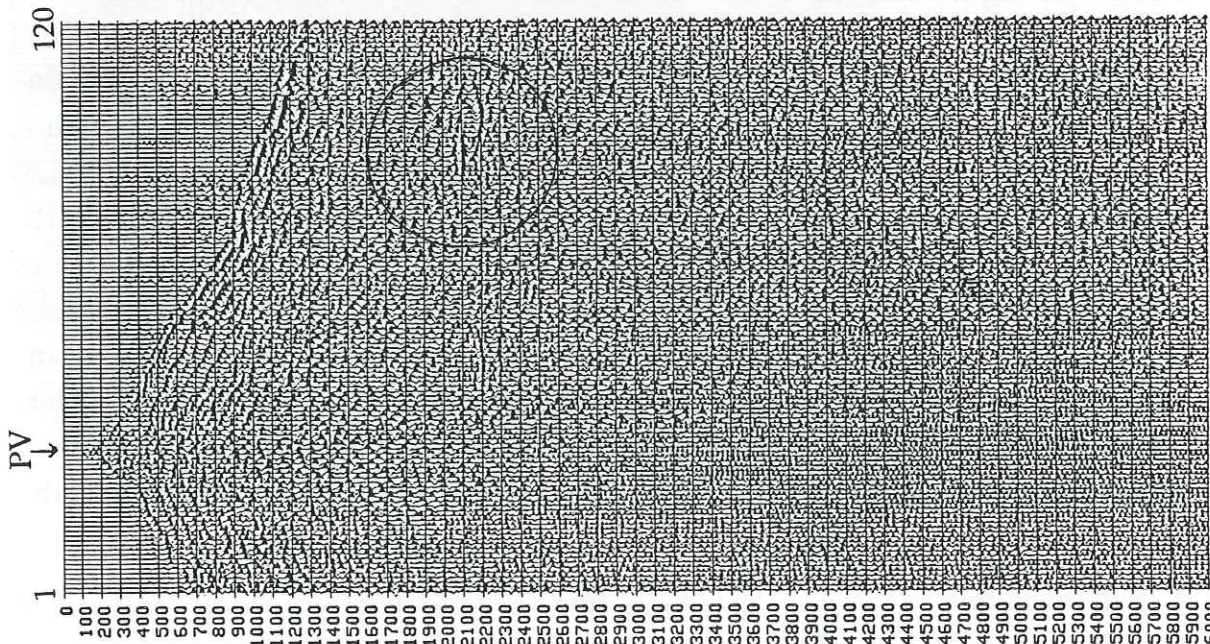
Egalisation dynamique: fenêtre de 1500 ms.

Pour chaque temps intermédiaire, le filtre est calculé par interpolation linéaire. La figure III.5 nous montre le point vibré 551 avant (a) et après (b) déconvolution.

Il ressort de cette première étude que le signal utile se situe dans une bande de fréquence comprise entre 15 et 25 Hz (fréquences mesurées sur les signaux filtrés), avec un contenu plus riche en basses fréquences en profondeur. Le bruit est présent à toutes les fréquences, avec deux pics majeurs situés en dessous de 10 Hz et au dessus de 35 Hz. Les figures III.6a et III.6b présentent de manière différente le contenu fréquentiel de deux traces du PV 551. Le programme utilisé (mis au point par A. Paul), permet de calculer le contenu fréquentiel d'un enregistrement en fonction du temps, à l'aide d'une transformée de Fourier glissante. Les courbes situées de part et d'autre des axes indiquent les variations de l'énergie moyenne en fonction du temps (tab. 1) et en fonction des fréquences (tab.

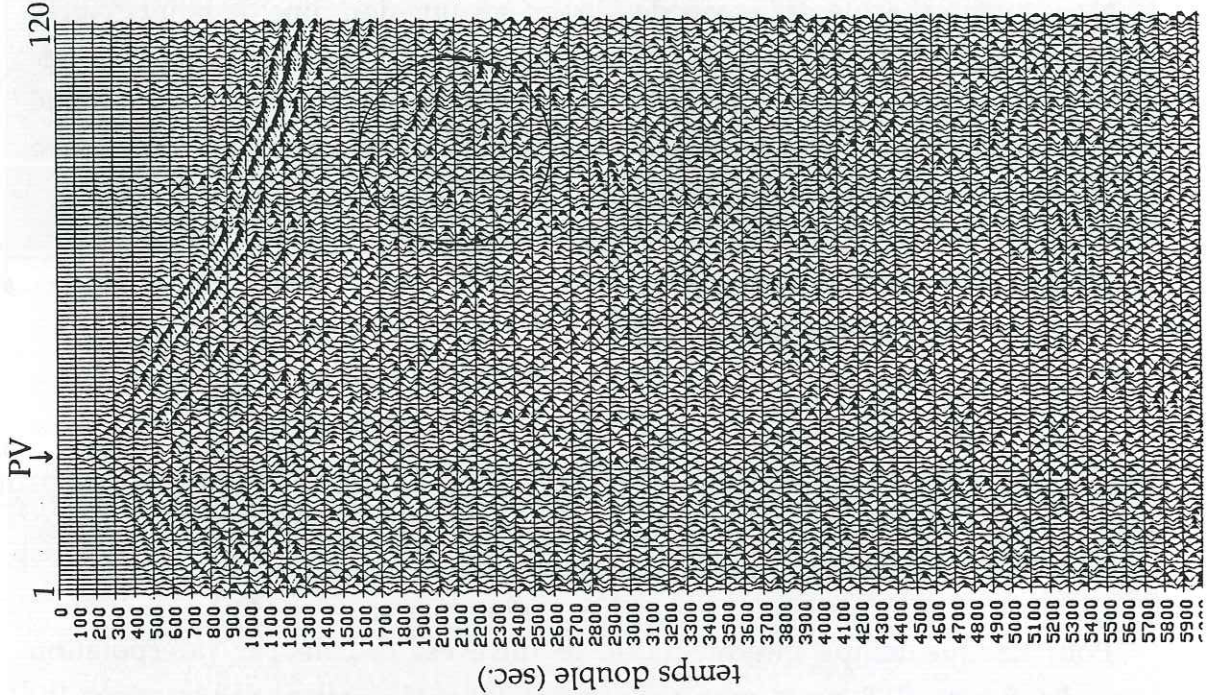
a

- sans filtrage -



b

- filtre (8-10-13-15 Hz) -



c

- filtre (18-21-26-29 Hz) -

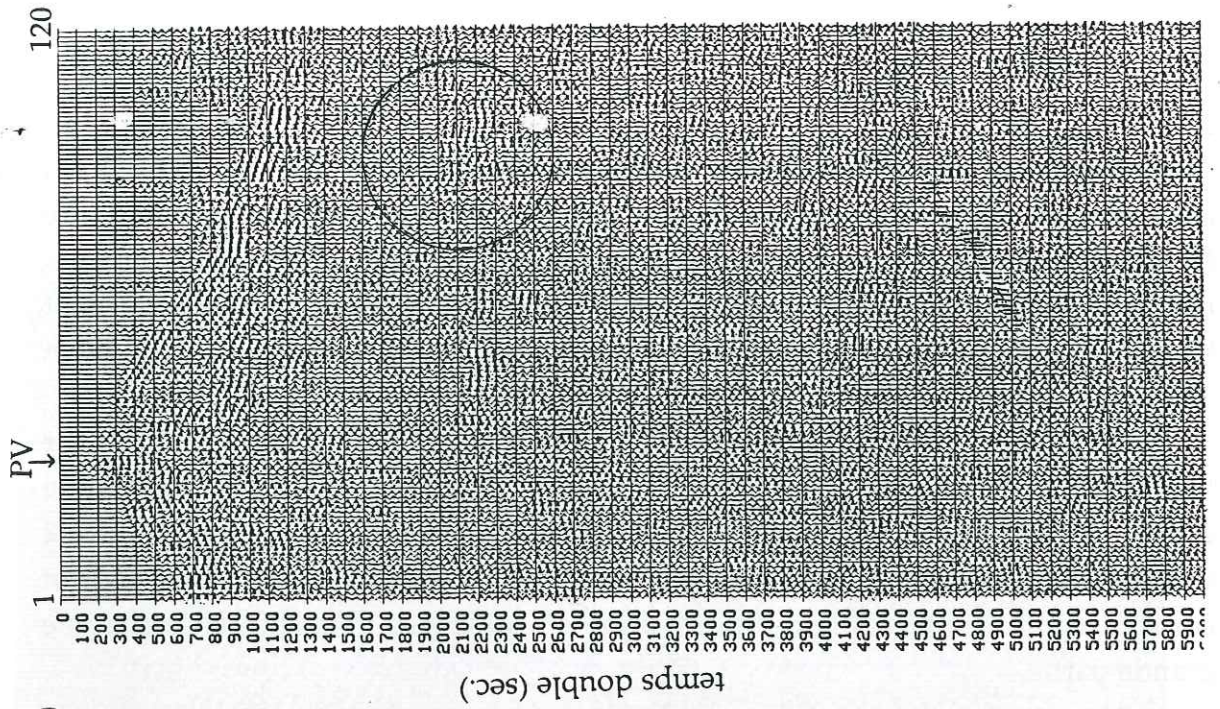


Figure III.4 Traces du point vibré 551 avant (a) et après (b et c) filtrage.

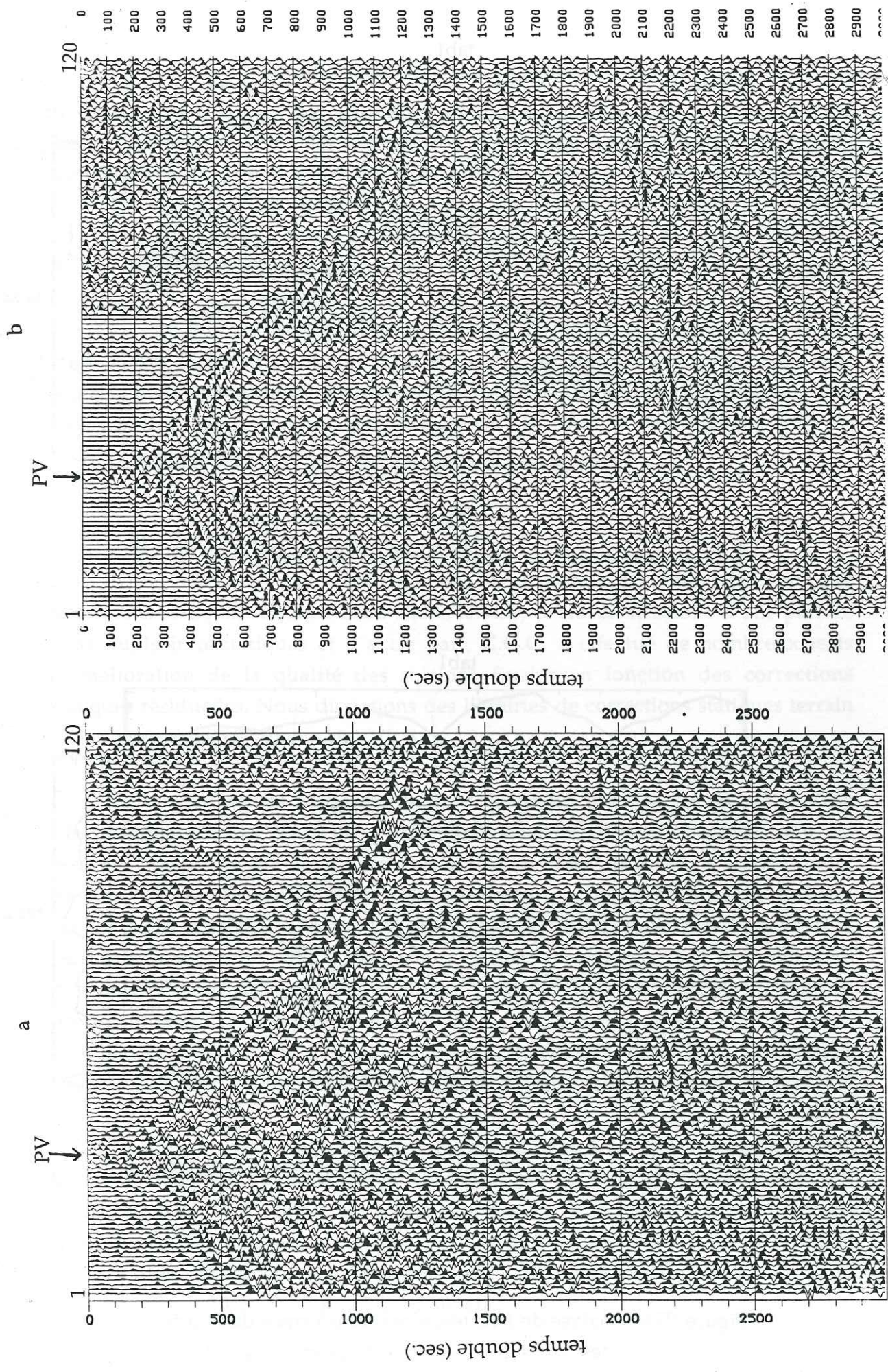


Figure III.5 Traces du point vibré 551 avant (a) et après (b) déconvolution.

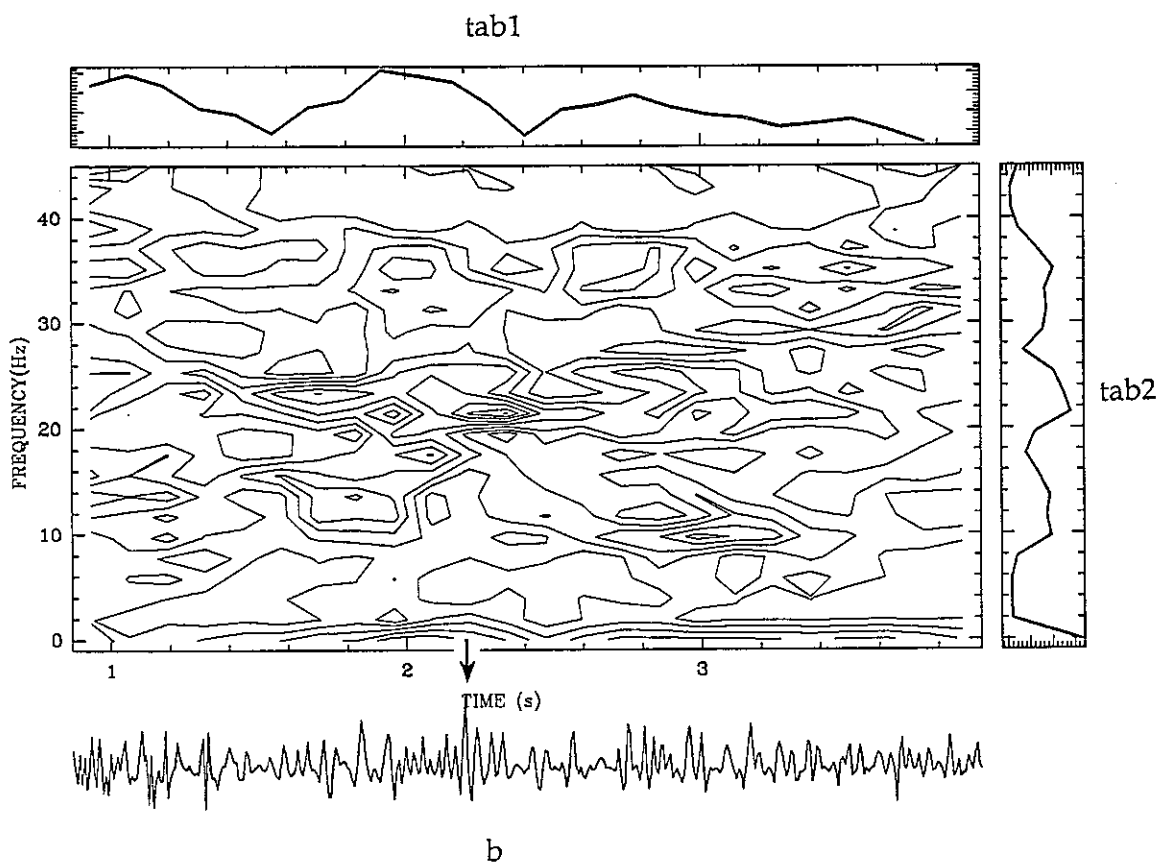
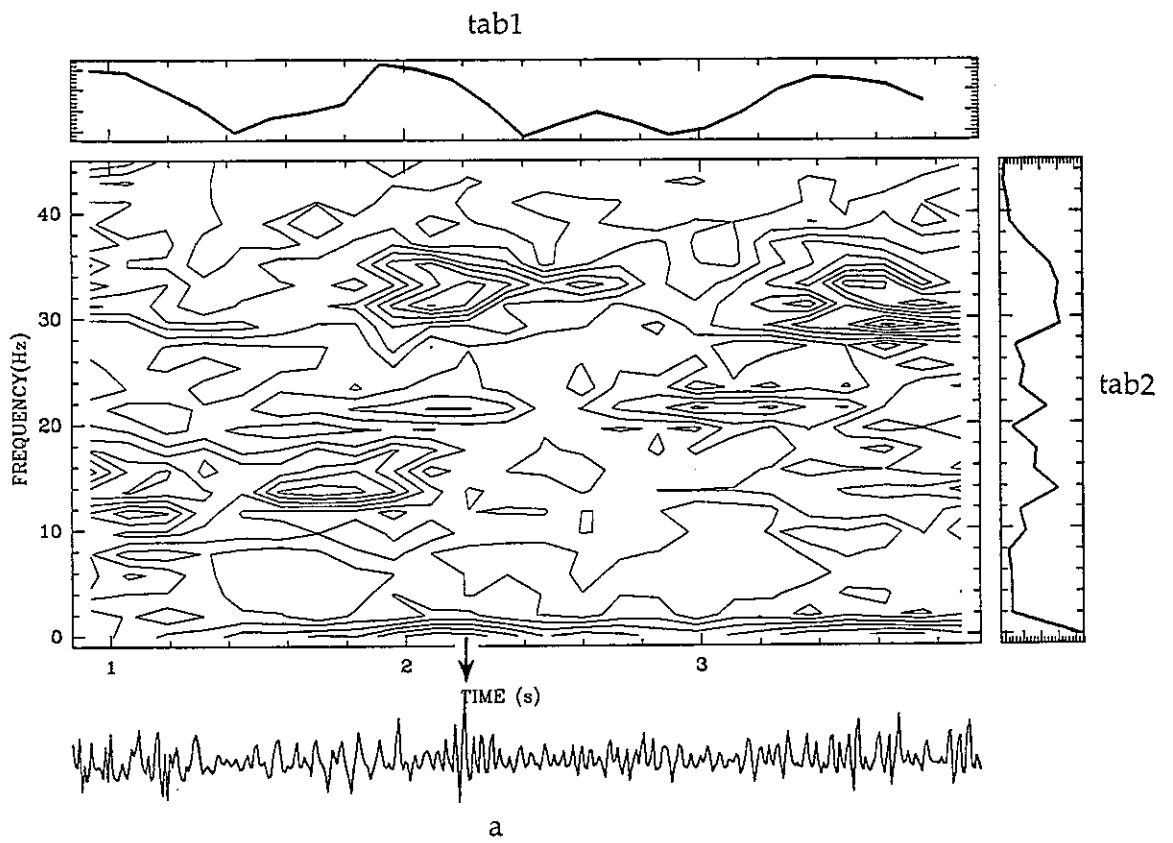


Figure III.6 Analyse de fréquence par transformée de Fourier glissante des traces 51 (a) et 53 (b) du point vibré 551.

2). Les flèches indiquent les réflexions visibles à 2.2 secondes sur la figure III.5. Pour l'ensemble des données, on remarque une composante continue importante à très basse fréquence. Sur l'exemple présenté, on note une forte énergie vers 30-35 Hz à 2.2 secondes (fig. III.6a), mais les autres signaux contenant cette même réflexion indiquent plutôt une fréquence de l'ordre de 22 Hz, tel que le montre la figure III.4c. Nous avons défini les filtres de manière à couper ces hautes fréquences.

La visualisation des traces groupées en point de tir commun ne permet que rarement de déceler des courbes de réflexion (ou de diffraction). Les données sont bruitées et les amplitudes des réflexions sont du même ordre de grandeur que celles du bruit. Seul l'examen de la cohérence des signaux entre traces permet de distinguer le signal utile du bruit de fond.

2.1.3 Les corrections statiques

Nous n'avons pas véritablement approfondi la détermination des corrections statiques. Comme nous allons le voir, ce travail nécessite d'une part de bons outils informatiques et d'autre part, C.G.G. a effectué de nombreux tests d'amélioration de la qualité des sections finales en fonction des corrections statiques résiduelles. Nous disposons des bibliothèques de corrections statiques terrain et des corrections résiduelles de C.G.G.

Détermination des statiques terrain : Dans un premier temps, un modèle très approximatif de WZ a été défini. Pour cela, les premières arrivées ont été pointées manuellement sur un certain nombre de traces proches. Il est important de noter que la vibrosismique se prête très mal au pointé des premières arrivées sur les traces proches (Farrell et Euwema, 1984a,b). L'étalement dans l'espace et le temps de la source provoque l'apparition de basses fréquences qui ne permettent pas un travail de grande précision malgré les traitements présentés précédemment.

En considérant ces arrivées comme des ondes réfractées à l'interface couche altérée/sol sain, il a été possible de déterminer un modèle de base de WZ (fig. III.7).

La vitesse dans la WZ a été arbitrairement fixée à 1000 m/s, en accord avec les pentes observées sur les traces proches. A ce niveau, il ne s'agit que de dégrossir le modèle de la WZ: cette vitesse est représentative de cette couche et permet d'avoir une estimation de son épaisseur. Toute la méthode est basée sur la puissance de calcul des corrections résiduelles qui compenseront en temps voulu les approximations liées au modèle de départ.

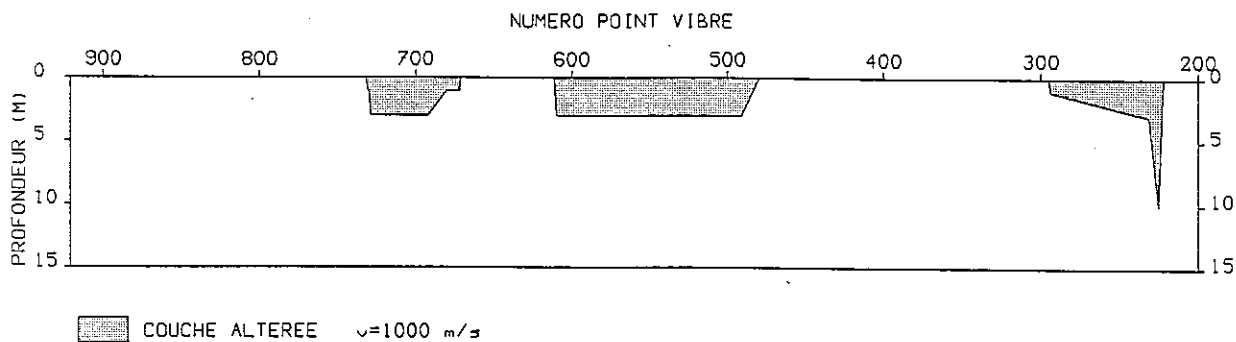


Fig. III.7 Modèle de base de la WZ défini par C.G.G.

Ce modèle très simple associé aux paramètres d'altitude (pour les géophones et les points vibrés) a permis de calculer un premier fichier de corrections statiques en utilisant les équations de base présentées au chapitre II (fig. III.8). (Rappelons que le plan de référence a été fixé à 1500 m (altitude moyenne des stations) et la vitesse de réduction à 3500 m/s ce qui est la vitesse approchée des terrains sains situés en surface). Ces corrections statiques sont des corrections statiques régionales, basse fréquence, c'est-à-dire que, pour un point miroir commun donné, la correction est la même pour toutes les traces. Elle est matérialisée sur les sections par la première arche noire (synthétique) dessinée sur chacune des traces. Cette correction n'est appliquée qu'après les corrections dynamiques, puisqu'elle provoque un déplacement identique des traces d'un même point miroir.

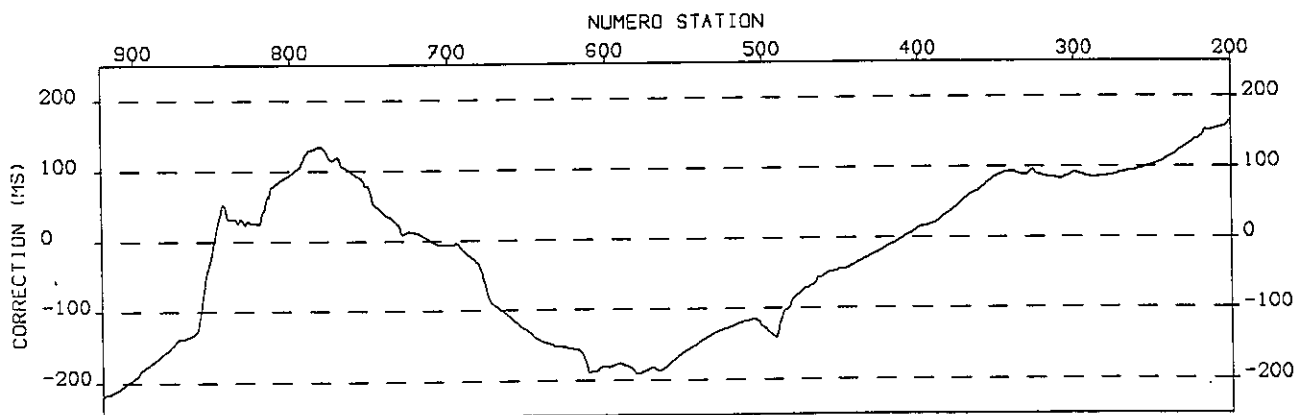


Fig. III.8 Courbe des corrections statiques terrain (élévation + WZ) (C.G.G.).

Les corrections statiques terrain ont été améliorées en utilisant la méthode de l' "addition des dromochroniques". Cette méthode permet de calculer des corrections plus fines que les précédentes et qui sont appelées "corrections statiques dromochroniques résiduelles", à ne pas confondre avec les vraies corrections résiduelles calculées automatiquement. Si l'on considère une onde

réfractée au toit d'un niveau donné et enregistrée sur un ensemble de traces d'un même point de tir, on peut corriger les temps d'arrivée en fonction de l'offset. Les petits décalages existant entre la réflexion visible sur chacune des traces et la réflexion sur la trace somme sont assimilés aux corrections résiduelles des dromochroniques. Le calcul se fait en sommant plusieurs traces d'un même point vibré, puis inversement en sommant plusieurs traces arrivant à un même récepteur. Les valeurs calculées par C.G.G. sont présentées figure III.9.

Cette méthode nécessite une qualité de données suffisantes permettant de pointer avec précision et de manière continue les réflexions sur un horizon donné et ceci sur un nombre suffisant de traces. On remarque qu'entre les stations 625 et 825, la correction est nulle (fig. III.9), ce qui laisse supposer qu'aucun marqueur n'a permis d'améliorer les corrections. Nous reviendrons sur ce point lors de l'étude des sections.

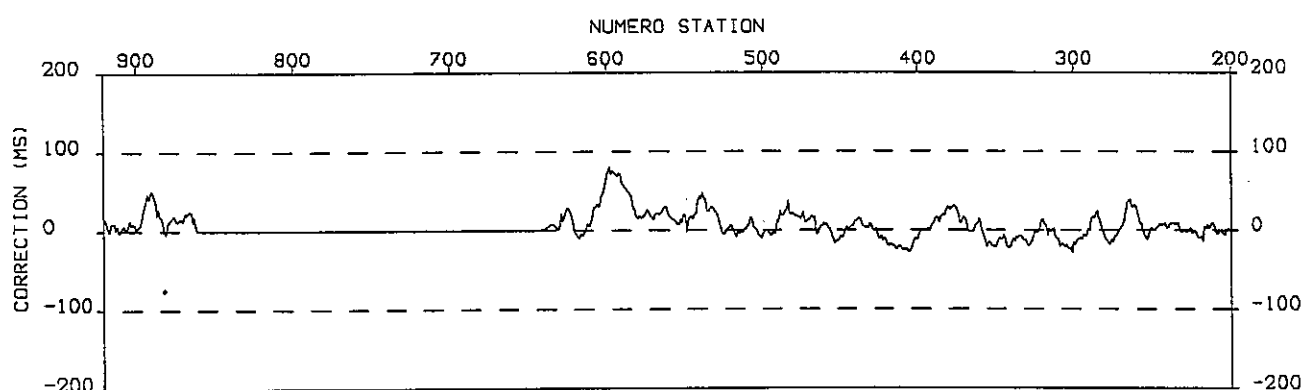


Fig. III.9 Courbe des corrections statiques résiduelles dromochroniques (C.G.G.).

Les corrections statiques résiduelles : Le programme de détermination des corrections statiques résiduelles utilisé par C.G.G. (SATAN) comporte un nombre important de paramètres dont la détermination conditionne son efficacité et limite son influence sur l'aspect de la section finale (Garotta et Paturet, 1978). Le calcul se fait au sein d'un groupe de traces d'un même CDP, compte tenu de la trace somme correspondante et des traces sommes adjacentes. Il est donc nécessaire de calculer les statiques résiduelles après avoir appliqué les corrections dynamiques.

En considérant la section sommée, il faut délimiter la ou les fenêtres sur lesquelles le programme va travailler, puis il faut choisir le nombre d'événements pour lesquelles SATAN cherche à améliorer les corrections statiques. Cette amélioration se fait en alignant au mieux les signaux correspondant à la même réflexion sur les traces d'un CDP. Le décalage maximum autorisé pour une arche

est égale à la longueur d'onde du signal, ce qui limite le risque de perturber le résultat final: seule une amélioration de la qualité de la section résulte de ce traitement. Sauf au cas où les paramètres choisis s'avèrent trop forts, SATAN n'introduit pas d'artefacts et ne présente pas d'incompatibilité avec la présence de pendages.

La figure III.10 correspond aux corrections calculées par SATAN. Le programme a été appliqué entre 2 et 6 secondes sur les événements de plus forte amplitude visibles sur la section sommée.

Comme nous disposions de ce fichier de corrections, nous avons appliqué celles-ci avant la détermination et l'application des corrections dynamiques. Lors de l'étude de ces dernières, nous avons effectué quelques tests d'amélioration de ces corrections statiques résiduelles.

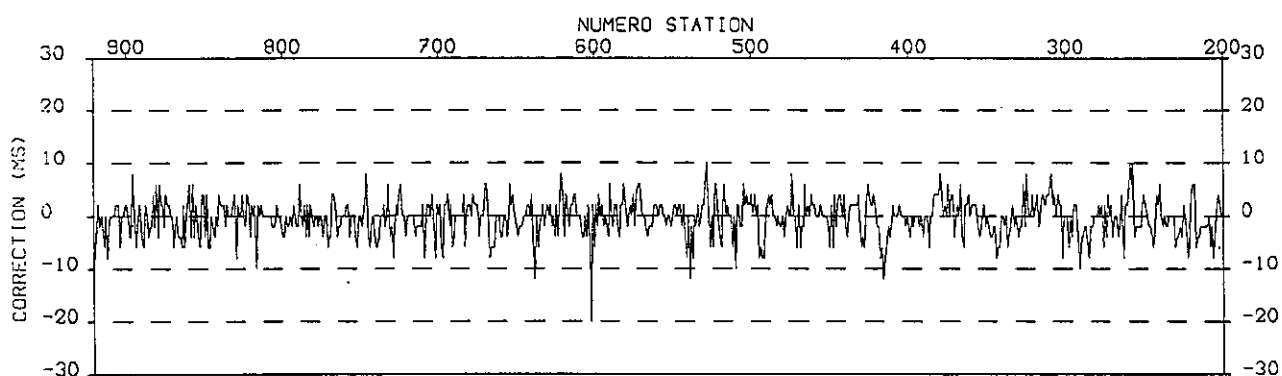


Fig. III.10 Corrections statiques résiduelles calculées par SATAN (2-6 sec.) (C.G.G.).

Dans la mesure où le traitement se fait sur des traces groupées en points miroirs communs (donc avant sommation), le risque d'influencer le résultat en privilégiant un éventuel pendage est limité. La prise en compte des CDP voisins est fonction de certains paramètres qui sont déterminés avec précaution (taille des fenêtres, seuil de sélection des événements, nombre d'événements ...).

Nous avons représenté sur la figure III.11 un groupe de traces appartenant au même point miroir (CDP 652) sans (a) et avec (b) corrections statiques. Au sein de cette fenêtre (1.5-3.5 sec.), on remarque la transformation complète provoquée par les corrections. Par contre, le bruit ne permet pas de distinguer aisément les hyperboles de réflexion (l'une d'elles est indiquée par des flèches sur la figure III.11). Une meilleure appréciation de l'influence de ces corrections peut se faire en comparant la même section sommée sans (fig. III.12a) et avec (fig. III.12b) corrections statiques. Nous avons pour cela utilisé une loi de vitesse simplifiée pour calculer les corrections dynamiques. La différence entre ces deux sections résulte uniquement de la présence ou non des corrections statiques.

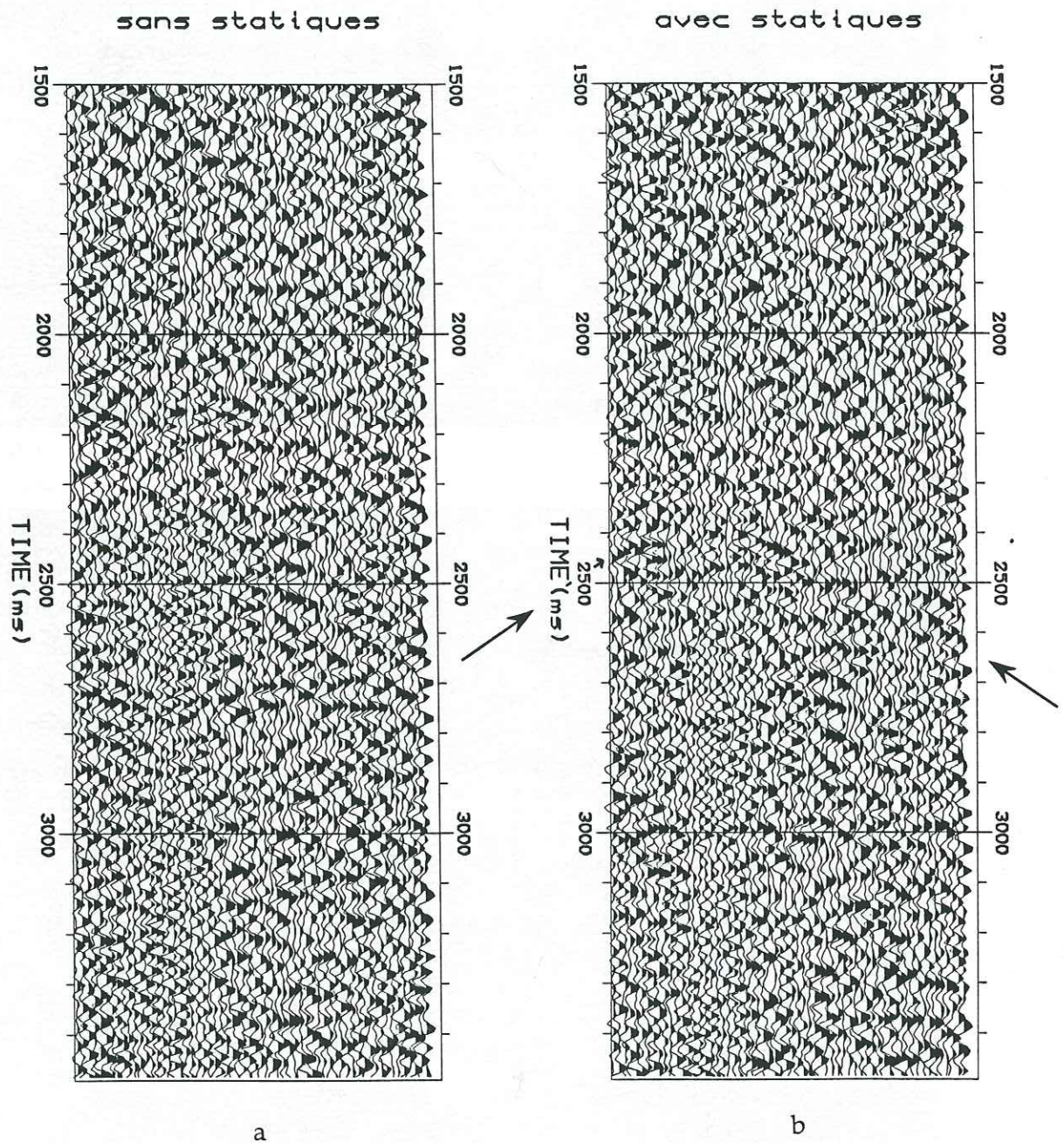
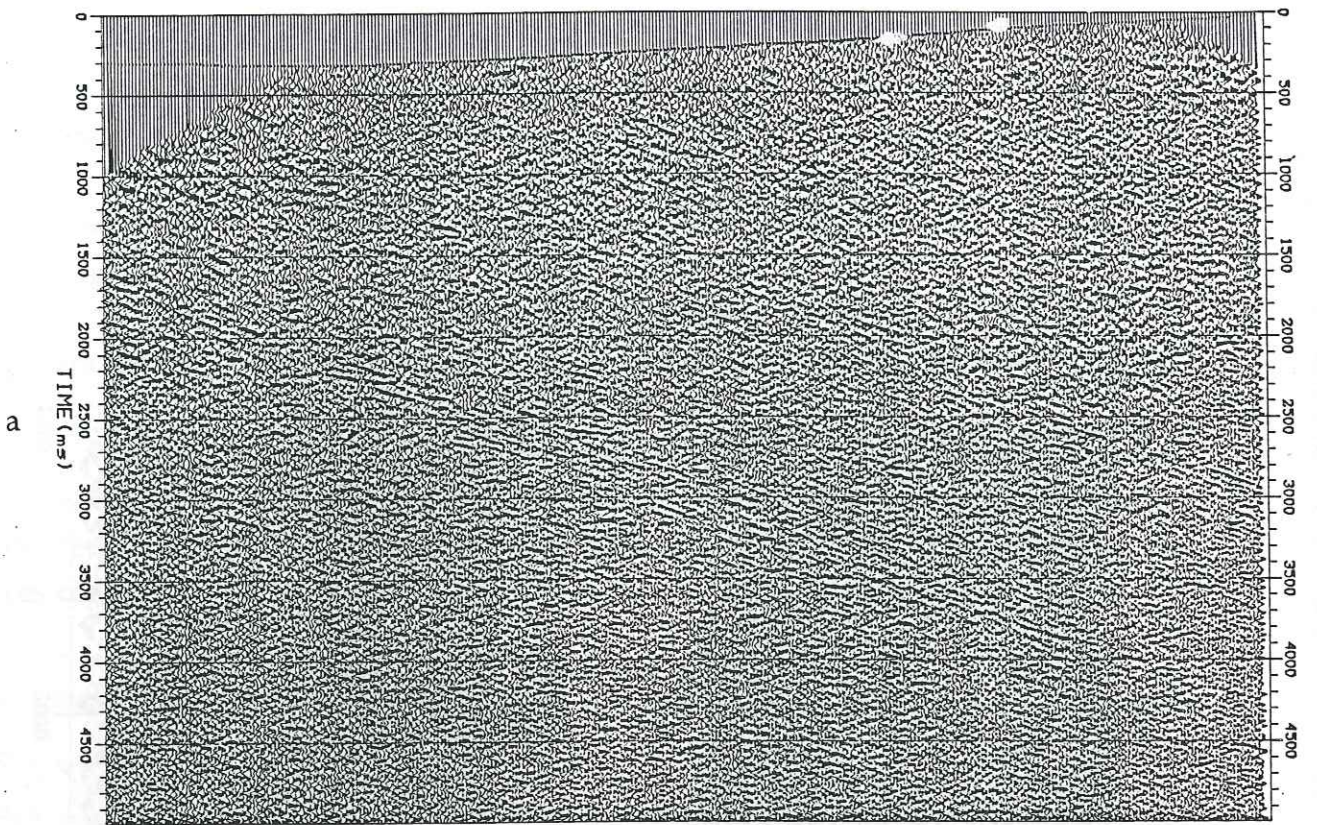


Figure III.11 Traces du CDP 652 avant (a) et après (b) application des corrections statiques.

CDP 758

CDP 432



CDP 758

CDP 432

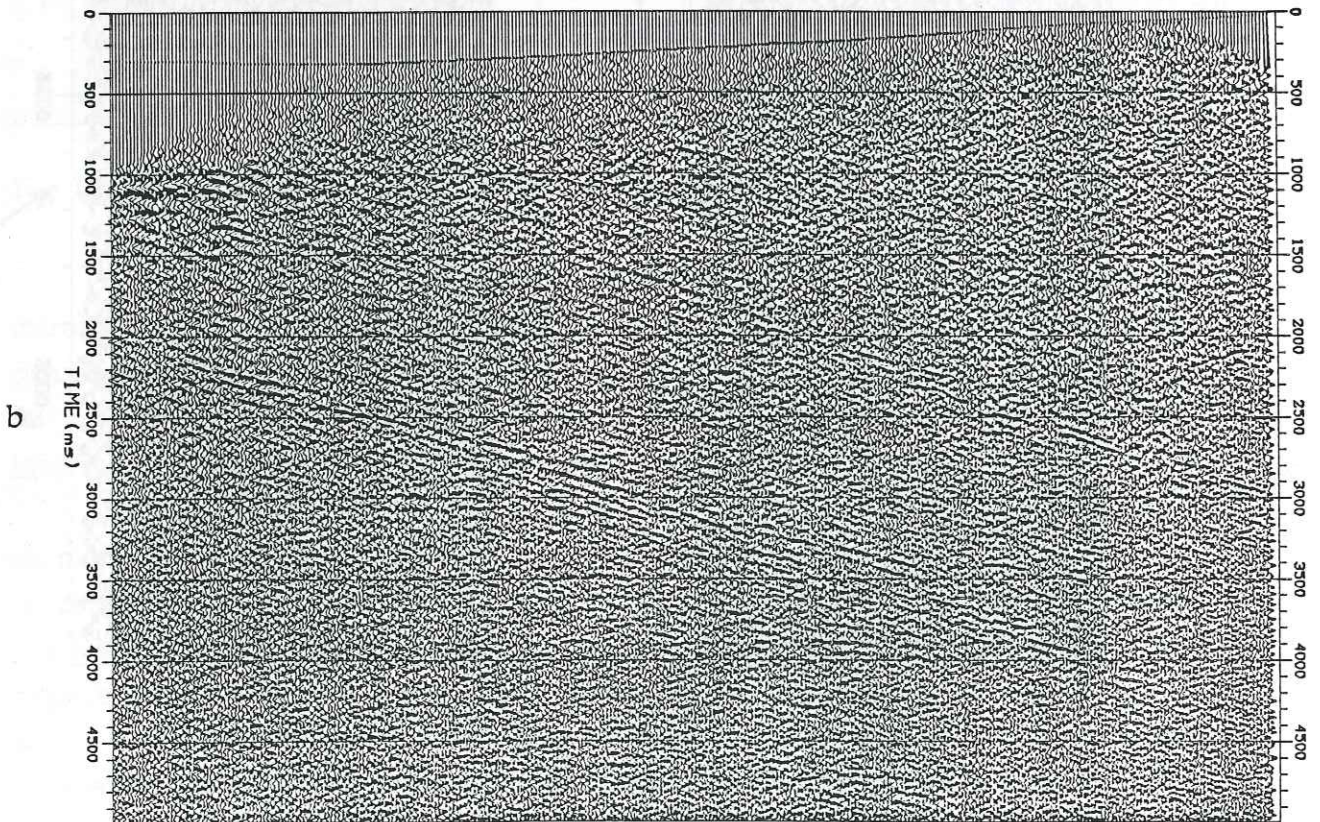


Figure III.12 Sections obtenues sans (a) et avec (b) application des corrections statiques.
(section non migrée) - slalom line C.G.G.

Analyse des corrections statiques : Les programmes de corrections statiques résiduelles ne permettent pas de calculer des corrections de grandes amplitudes (supérieures à la période du signal). La détermination du modèle élémentaire de WZ influence peu les résultats car les corrections qui en dépendent varient très progressivement le long du profil. Mais il n'en est pas de même des corrections résiduelles calculées à partir des dromochroniques. Ces dernières doivent être déterminées avec précision car elles doivent corriger les traces au sein d'un même CDP de manière à minimiser les décalages à l'ordre de grandeur de la période du signal.

Nous avons vu que la nature de la source explique la difficulté que l'on peut avoir à utiliser le pointé des premières arrivées, surtout pour les traces proches. La qualité des données ne permet pas de pointer automatiquement ces premières arrivées et le pointé manuel classique ne permet pas de travailler par itérations. Le pointé par itérations consiste à affiner le pointé sur une trace en fonction du pointé sur les autres traces: la quantité importante de données et le dispositif d'acquisition font que l'on dispose d'un grand nombre de tirs directs et inverses et qu'il est possible d'introduire un critère de qualité statistique du pointé. On cherche à minimiser les résidus correspondants aux différences de temps pointés entre les tirs inverses et les tirs directs. Si le pointé se fait toujours avec le même critère, les résidus obtenus sont des échantillons d'une fonction aléatoire. Le pointé manuel interactif permet de corriger au fur et à mesure le pointé en fonction des valeurs des résidus.

Les 77600 traces ont été pointées à l'aide d'un logiciel de traitement interactif d'INSIGHT. Les temps d'arrivées ont ensuite été traités par la méthode d'Inversion Linéaire Généralisée décrite par Hampson et Russell (1984). Cette méthode permet, à partir d'un modèle de WZ élémentaire, de calculer la vitesse et l'épaisseur de la couche altérée ainsi que la vitesse sous celle-ci.

Le temps pointé sur chacune des traces (temps de propagation entre la source et le récepteur) peut se décomposer comme suit (fig. III.13):

$$T_{sr} = T_{sa} + T_{br} + p * x_{sr}$$

- avec T_{sr} : temps de propagation de la source au récepteur (pointé).
 T_{sa} : temps de propagation à l'aplomb de la source.
 T_{br} : temps de propagation à l'aplomb du récepteur.
 p : paramètre du rai (inverse de la vitesse apparente).
 x_{sr} : distance source-récepteur (offset).

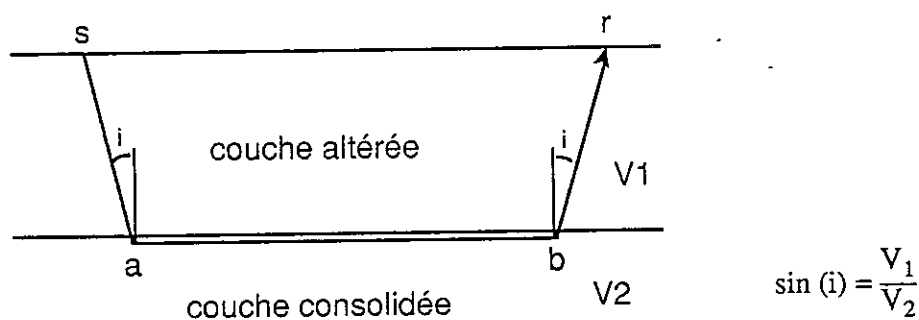


Fig. III.13 Géométrie d'un rai réfracté à la base de la couche altérée.

$$\text{soit} \quad T_{sr} - p * x_{sr} = T_{sa} + T_{br} \quad (5)$$

La vitesse dans la WZ doit être déduite de l'analyse des traces proches. Les temps de propagation à l'aplomb des sources et des récepteurs sont calculés par résolution des systèmes d'équations linéaires du type (5) regroupant les traces d'un même point vibré ou d'une même station. On en déduit ainsi les corrections statiques.

Le mode de calcul par résolution d'équations fait qu'il n'est pas nécessaire d'introduire la valeur de l'angle d'incidence (i). L'examen des traces proches confirme la difficulté qu'il y a à définir un modèle de vitesse dans la couche altérée. De plus, seul le produit "vitesse par épaisseur" est réellement bien contraint par les données. Aussi, avons nous fixé la vitesse au sein de la WZ ce qui nous a permis de calculer les épaisseurs de cette couche. La vitesse choisie lors de cette étude ($V_{wz} = 2000 \text{ m/s}$) est suréstimée puisqu'en général elle approche plutôt 1000 m/s. Mais l'expérience montre que la vitesse choisie n'influence pratiquement pas les valeurs de vitesse trouvées sous la WZ (Mayrand et al., 1987). Par contre, les épaisseurs calculées (fig. III.14a) ne sont pas à prendre comme des valeurs précises, mais donnent une idée de l'importance de la WZ le long du profil.

Il est donc possible de mettre en évidence une zone altérée dont les conséquences ne sont pas négligeables, pratiquement tout le long du profil. La figure III.14b correspond au modèle de vitesse sous la couche altérée. Ces vitesses sont calculées en déterminant la valeur de p (paramètre du rai). La vitesse et l'épaisseur de la WZ étant connues, la résolution du système d'équations permet de déterminer ce paramètre du rai. Notons que la méthode de calcul ne prend pas en compte les pendages de l'interface où se réfractent les fronts d'onde. Toutefois, les vitesses obtenues sont acceptables car le recouvrement des données permet de moyenner les valeurs.

Le calcul de l'épaisseur de la WZ à partir des corrections statiques calculées de manière classique (fig. III.9), en considérant une vitesse de 2000 m/s, permet de mettre en évidence les similitudes et les différences entre les résultats (courbe pointillé, fig III.14b). Les différences de l'ordre de quelques mètres entre les deux modèles reflètent des variations de corrections qui peuvent être ultérieurement corrigées (statiques résiduelles). Par contre, la méthode d'inversion utilisée à Ottawa permet de définir des corrections statiques là où l'absence de marqueurs continus ne l'a pas permis avec les méthodes classiques (stations 625 à 725).

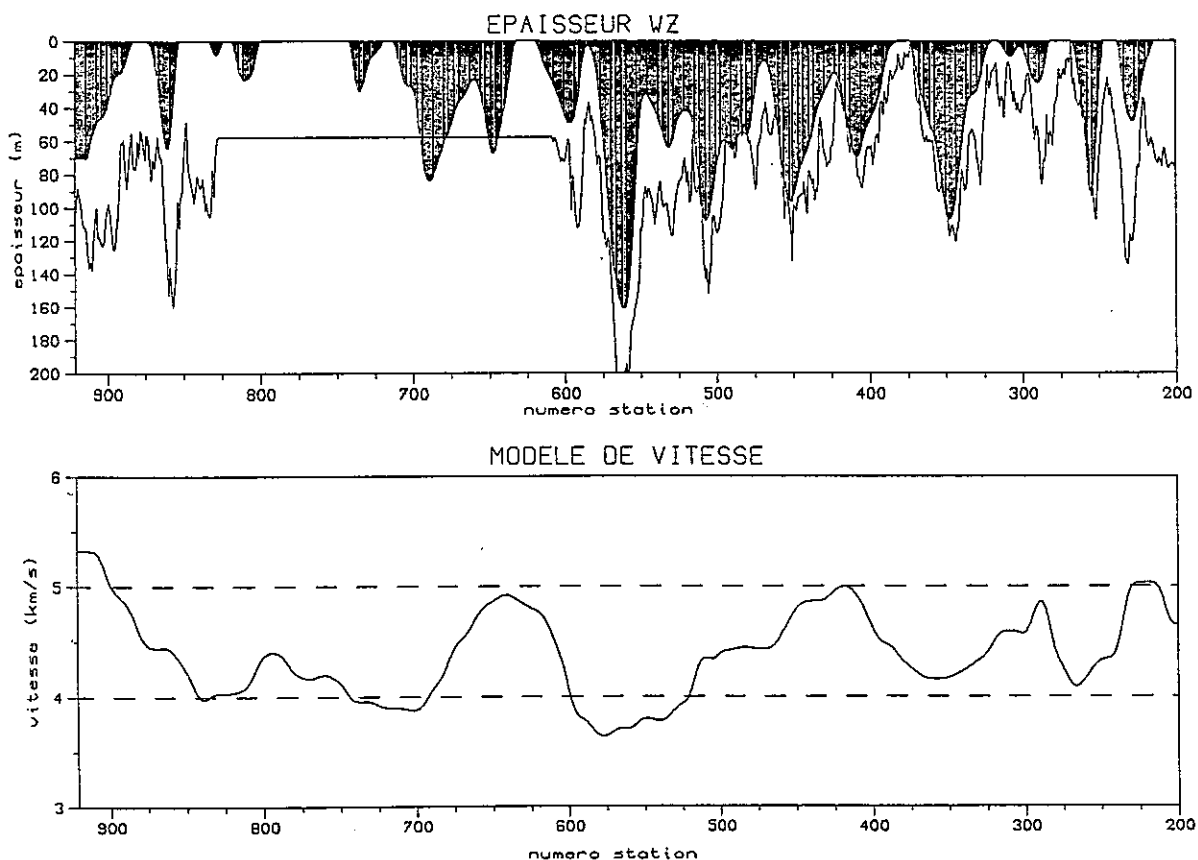


Fig. III.14 Modèle de couche altérée (a) en fixant $v = 2000$ m/s (courbe pointillé: modèle correspondant aux valeurs de la fig. III.9) et modèle de vitesse sous la couche altérée (b).

Un approfondissement du calcul des corrections statiques suivant cette démarche nous aurait peut-être conduits à des résultats encore améliorés: les valeurs de résidus n'ont pas été minimisées au maximum pour des raisons de temps. Les problèmes de format entre INSIGHT et GEOVECTEUR n'autorisent pas l'application d'une librairie avec l'un si cette dernière a été calculée par l'autre. Nous avons donc gardé les librairies définies par C.G.G. sur GEOVECTEUR. Seul

le modèle de vitesse sous la WZ peut nous être utile, confronté aux résultats de l'analyse des vitesses en surface. Le modèle de WZ obtenu sera discuté sur le plan géologique au chapitre V.

2.2 Corrections dynamiques et sommations.

Nous avons d'abord abordé le cas des corrections d'indicatrices de manière classique, c'est-à-dire sans nous préoccuper de la présence de pendages. La qualité des données (faible rapport signal sur bruit) ne permet pas d'utiliser avec efficacité les méthodes fondées sur une fonction de semblance pour déterminer les vitesses de correction, si ce n'est en certains points où les réflexions sont bien visibles sur les données avant sommation. Nous avons donc opté pour la méthode des sommations à vitesses constantes.

2.2.1 Sommations à vitesses constantes.

La gamme de vitesses suivante a été sélectionnée afin de calculer puis d'appliquer les corrections d'indicatrices. A chaque vitesse, correspond une section sommée "en milieu homogène".

- section limitée aux 6 premières secondes:

3800 m/s	4200 m/s	4800 m/s	5700 m/s	6300 m/s
4000 m/s	4500 m/s	5200 m/s	6000 m/s	6600 m/s

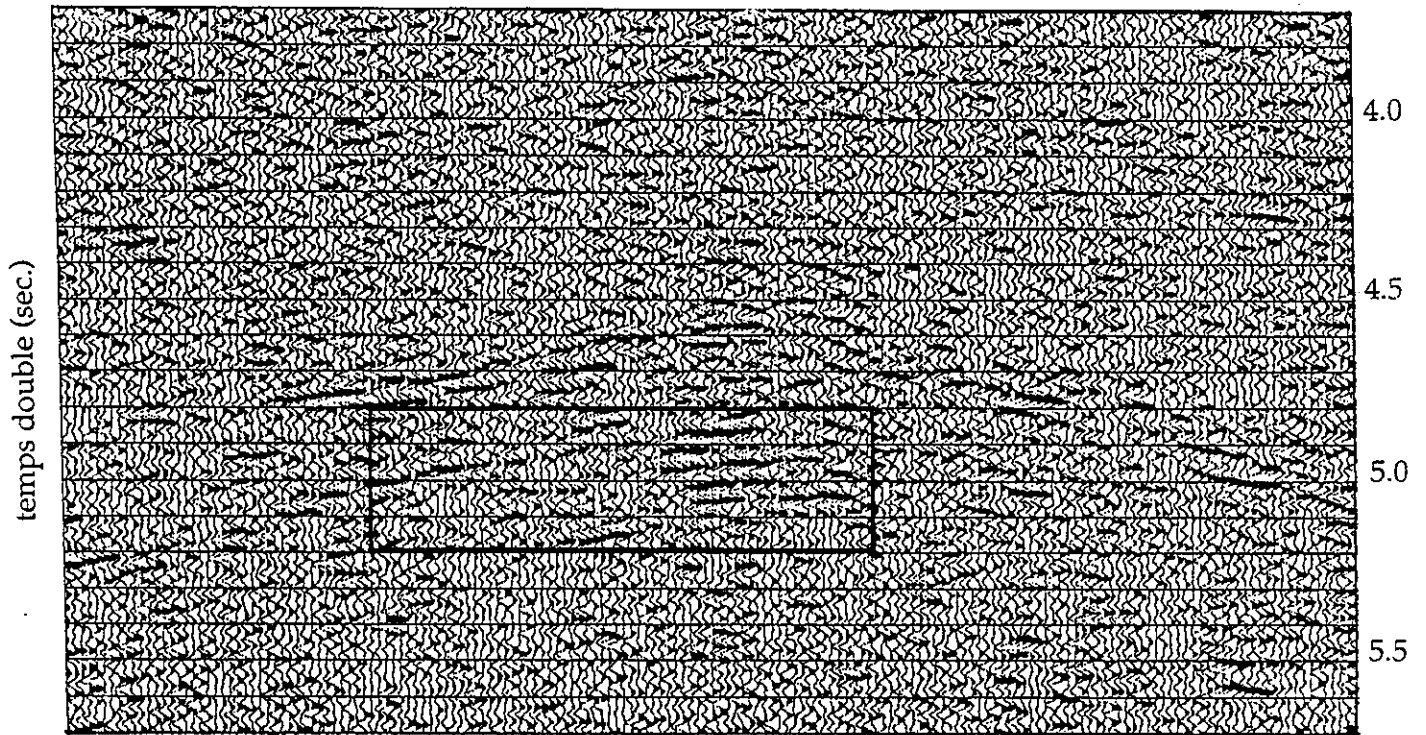
- section limitée aux 10 premières secondes:

6100 m/s	6400 m/s	6700 m/s	7000 m/s	7500 m/s
6200 m/s	6500 m/s	6800 m/s	7200 m/s	8000 m/s

En tout point de coordonnées (n° CDP, TD) où un événement était identifiable, nous avons déterminé la vitesse pour laquelle ce dernier présente un maximum d'amplitude et de continuité. En certains points, le choix s'est avéré difficile, compte tenu du bruit de fond d'une part et des effets de pendages d'autre part. Nous observons parfois qu'en un même endroit, différents réflecteurs apparaissent suivant la vitesse utilisée (ex: figures III.15 et III.16). La vitesse élevée utilisée pour sommer des événements pentés est incompatible avec la vitesse plus faible convenant aux événements horizontaux. La solution d'un tel problème

CDP 360

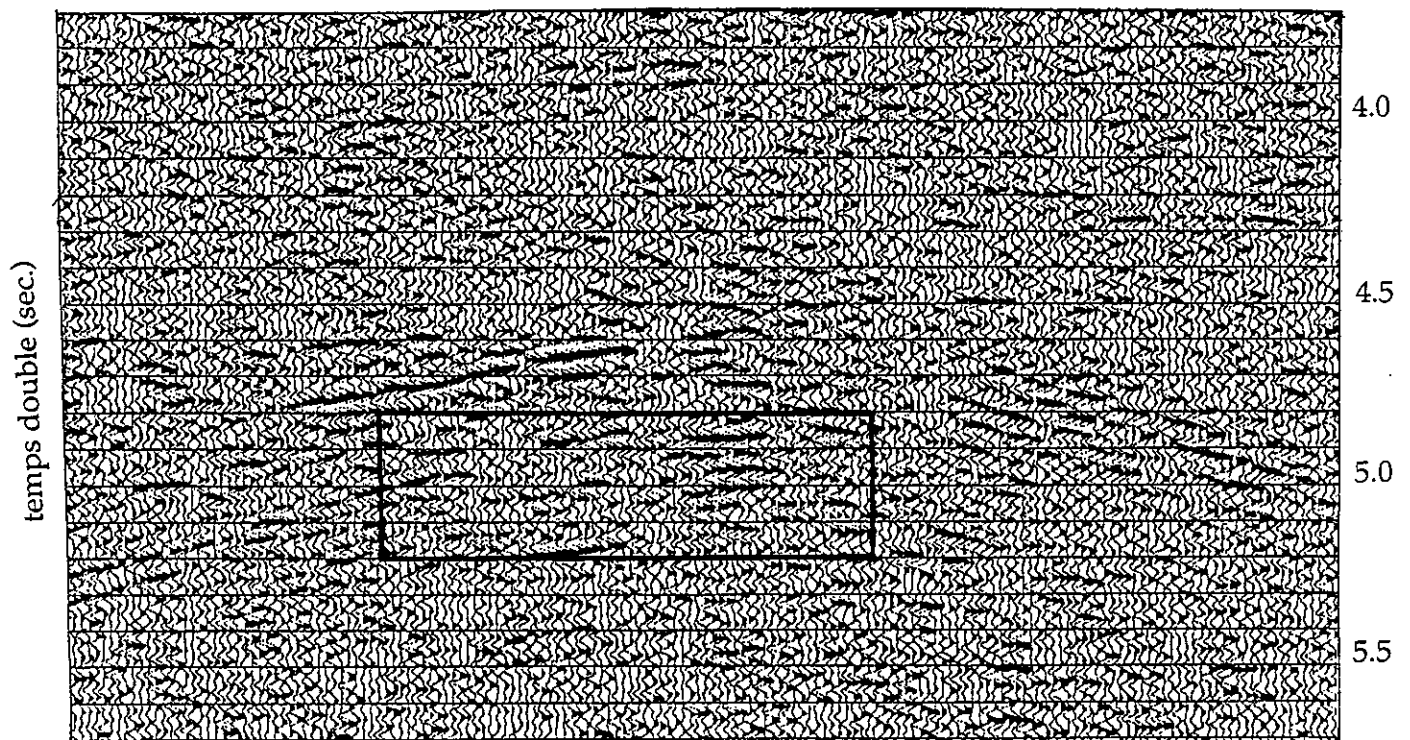
CDP 226



a

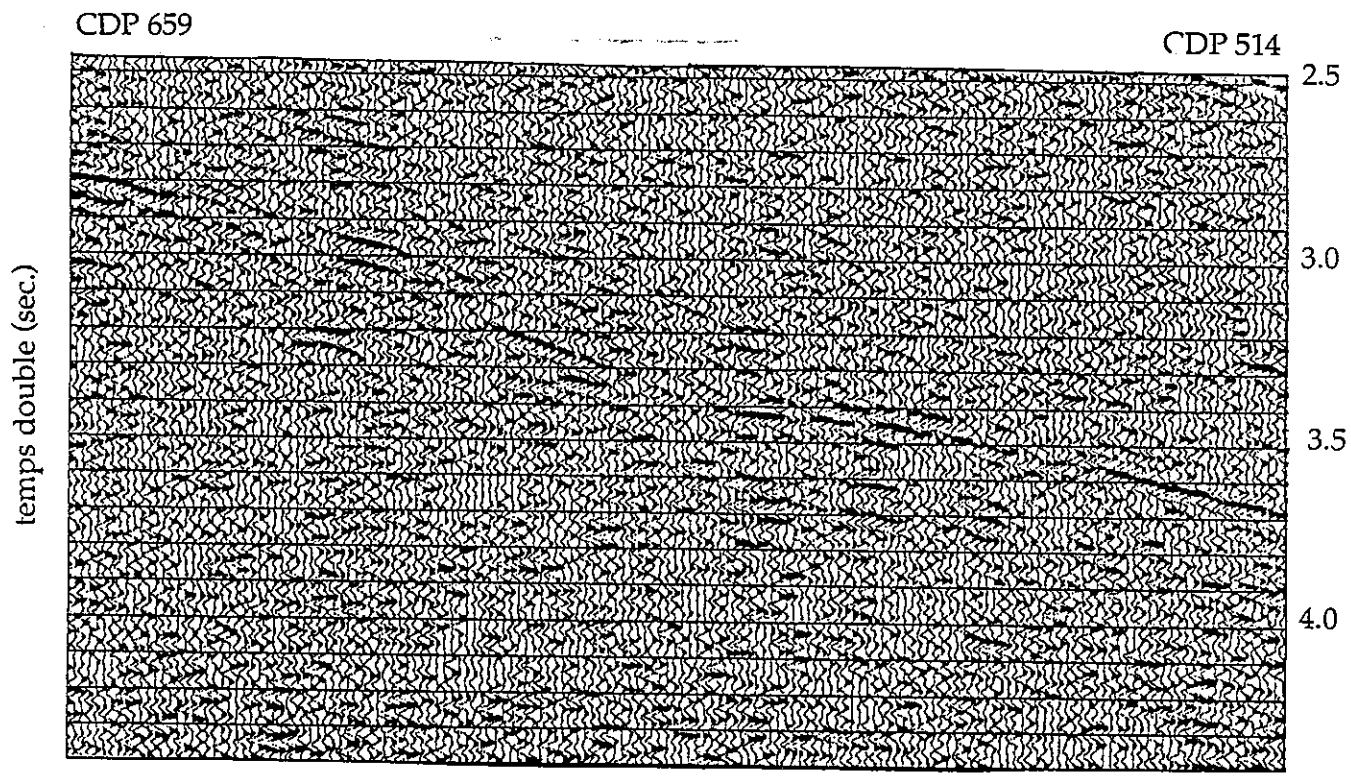
CDP 360

CDP 226

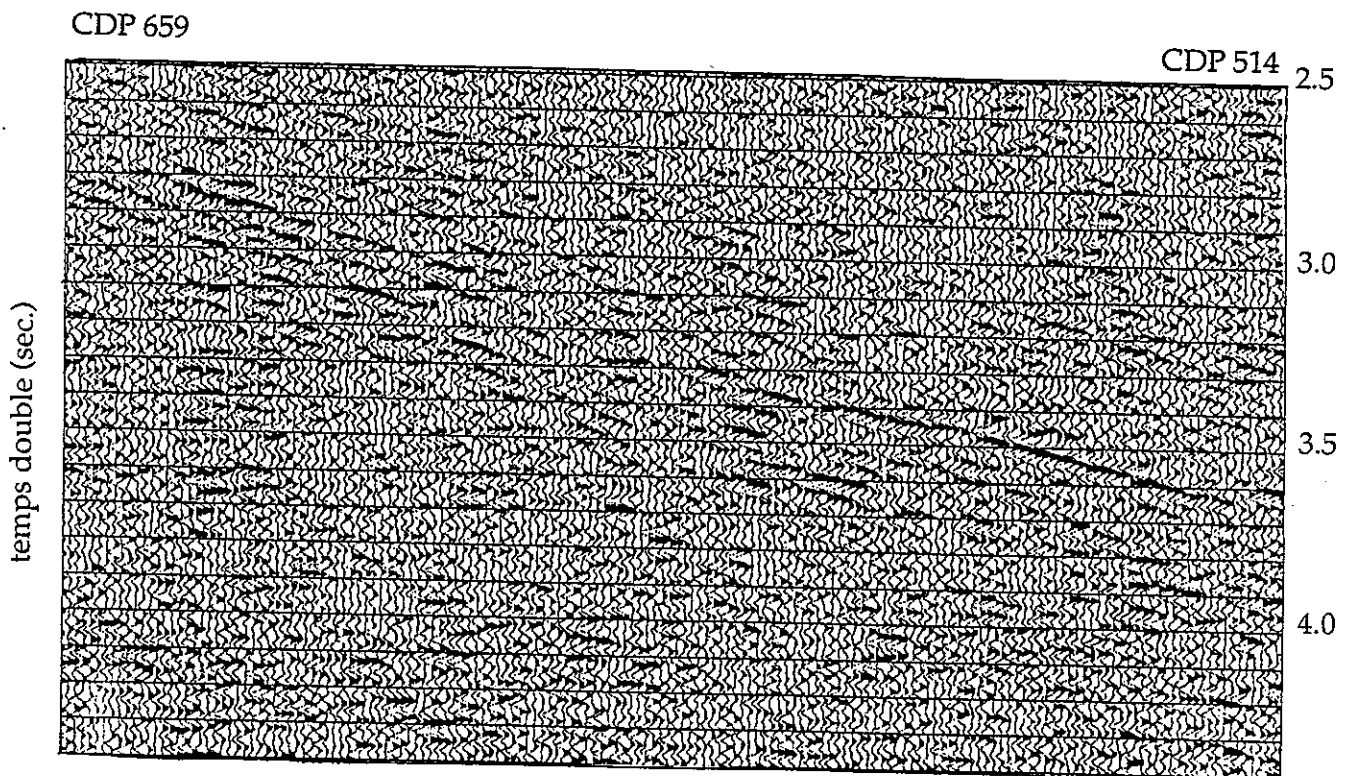


b

Figure III.15 Sections obtenues avec une seule vitesse de corrections dynamiques: $V=5.7$ km/s (a) et $V=6.3$ km/s (b).
(sections non migrées - slalom line C.G.G.)



a



b

Figure III.16 Sections obtenues avec une seule vitesse de corrections dynamiques: $V=5.7$ km/s (a) et $V=6.1$ km/s (b).
(sections non migrées - slalom line C.G.G.)

consiste à introduire une migration partielle, ce que nous examinerons par la suite.

La visualisation de groupes de traces d'un même point miroir commun, après corrections statiques et dynamiques (fig. III.17); permet de:

1- confirmer que les données sont très bruitées. On note de même que les enregistrements sont très monofréquentiels, entre 15 et 20 Hz, et les amplitudes toujours du même ordre de grandeur, ce qui est sans doute dû en partie à l'égalisation dynamique.

2- comprendre comment on en arrive à sélectionner de très fortes vitesses de sommation, par exemple 8 km/s dans la figure III.17c.

3- remarquer qu'une réflexion donnée n'apparaît pas sur toutes les traces. Suivant les CDP (même consécutifs), les réflexions s'observent tantôt sur les traces proches, tantôt sur les traces lointaines. De manière générale, peu de traces d'un même CDP montrent le même événement.

Une étude particulière a été menée à Grenoble sur la zone d'émergence des deux bandes de réflecteurs pentés (fig. II.16 et II.17). Le modèle de vitesses calculé sous la zone altérée (fig. III.14b) nous a incités à poursuivre les analyses de vitesses avec des valeurs plus faibles:

4000 m/s	4600 m/s	5200 m/s	5800 m/s
4200 m/s	4800 m/s	5400 m/s	
4400 m/s	5000 m/s	5600 m/s	

L'étude du modèle de vitesse près de la surface est directement liée au problème de la mise à zéro des traces (mute). L'application des corrections dynamiques provoque une telle déformation du signal (fig. III.18), qu'il convient de déterminer si les signaux observés juste sous la surface correspondent réellement à des réflexions ou s'ils résultent de la sommation de basses fréquences parasites sans signification physique.

Dans l'exemple présenté, la trace proche correspond à un offset de 0.4 km et la trace lointaine à un offset de 6.1 km, la vitesse utilisée étant de 4.4 km/s.

Ainsi, la section obtenue en sommant toutes les traces avec une vitesse de 4.4 km/s (fig. III.19a) montre un alignement sub-horizontale vers 0.8-1.0 sec entre les CDP 570 et 820. La section résultant de la sommation des traces proches (offset < 2 km) (fig. III.19b) ne présente pas cet alignement de réflexions. L'aspect des traces d'un CDP avant sommation (mais après corrections dynamiques) (fig. III.20b) prouve bien que le signal visible lors de la sommation "toutes traces" vers

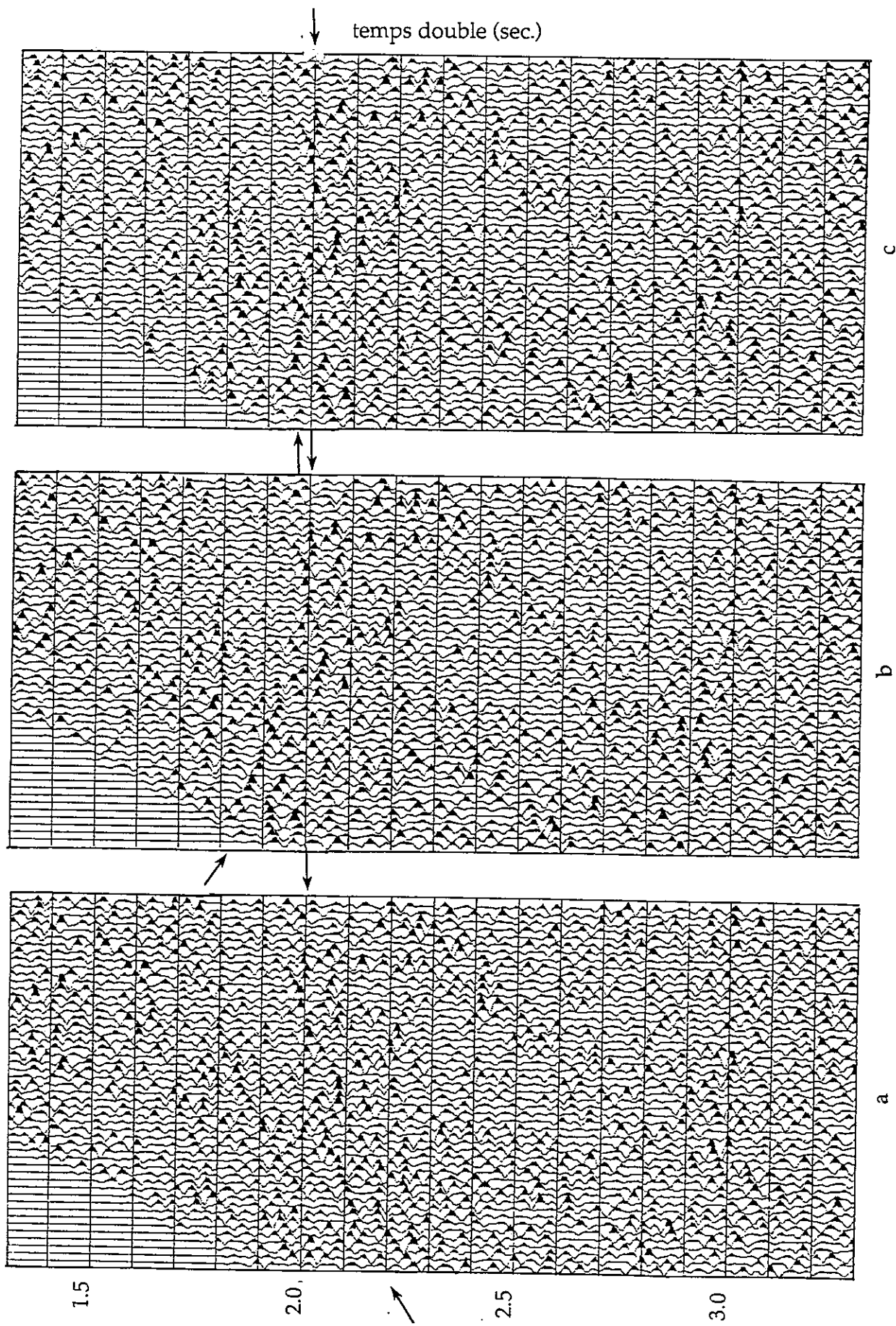


Figure III.17 Traces du CDP 550 avant corrections dynamiques (a) et après corrections dynamiques en prenant $V = 6.5$ km/s (b) et $V = 8.0$ km/s (c).

0.8 sec, correspond à la première arrivée bien visible avant l'application des corrections dynamiques (fig. III.20a). Remarquons qu'une réflexion située à 1.0 sec. avec une vitesse de propagation de 4.4 km/s place le réflecteur à 2.2 km de profondeur. Compte tenu de la longueur du dispositif, peu de rais sont suffisamment proches de l'incidence verticale pour que les enregistrements ne soient pas trop déformés lors des corrections dynamiques.

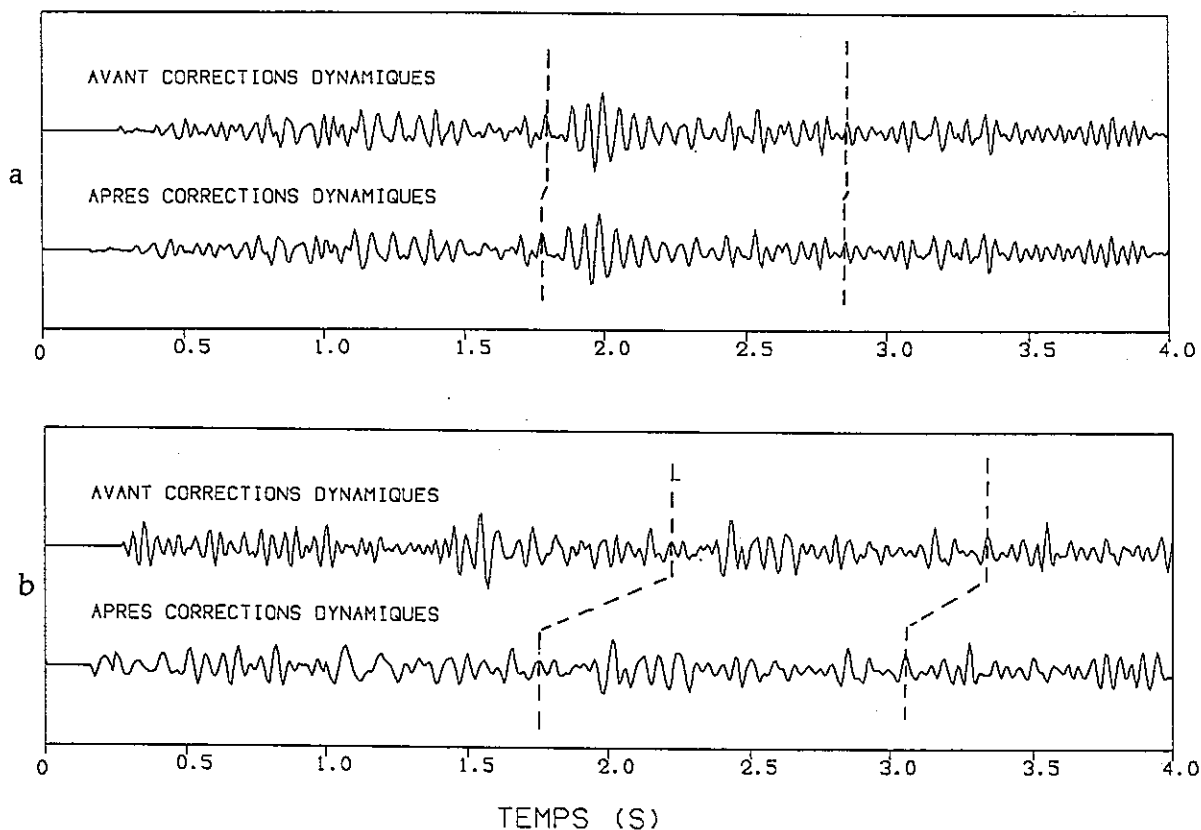


Fig. III.18 Enregistrements avant et après application des corrections dynamiques (vitesse homogène). (a) trace proche. (b) trace lointaine.

2.2.2 Les fonctions de mise à zéro.

Pour tenir compte des observations précédentes, nous avons déterminé des fonctions de mise à zéro (*mute*) de manière à annuler les enregistrements sur les premiers dixièmes de secondes. L'idéal consiste à définir le *mute* afin de ne perdre qu'un minimum d'information près de la surface. Pour cela, la meilleure méthode consiste à visualiser les traces après corrections dynamiques et à pointer le temps à partir duquel le signal n'est pas trop déformé. Là encore, on note l'importance de la visualisation des données couplées à la possibilité d'un pointé interactif.

CDP 820

CDP 570

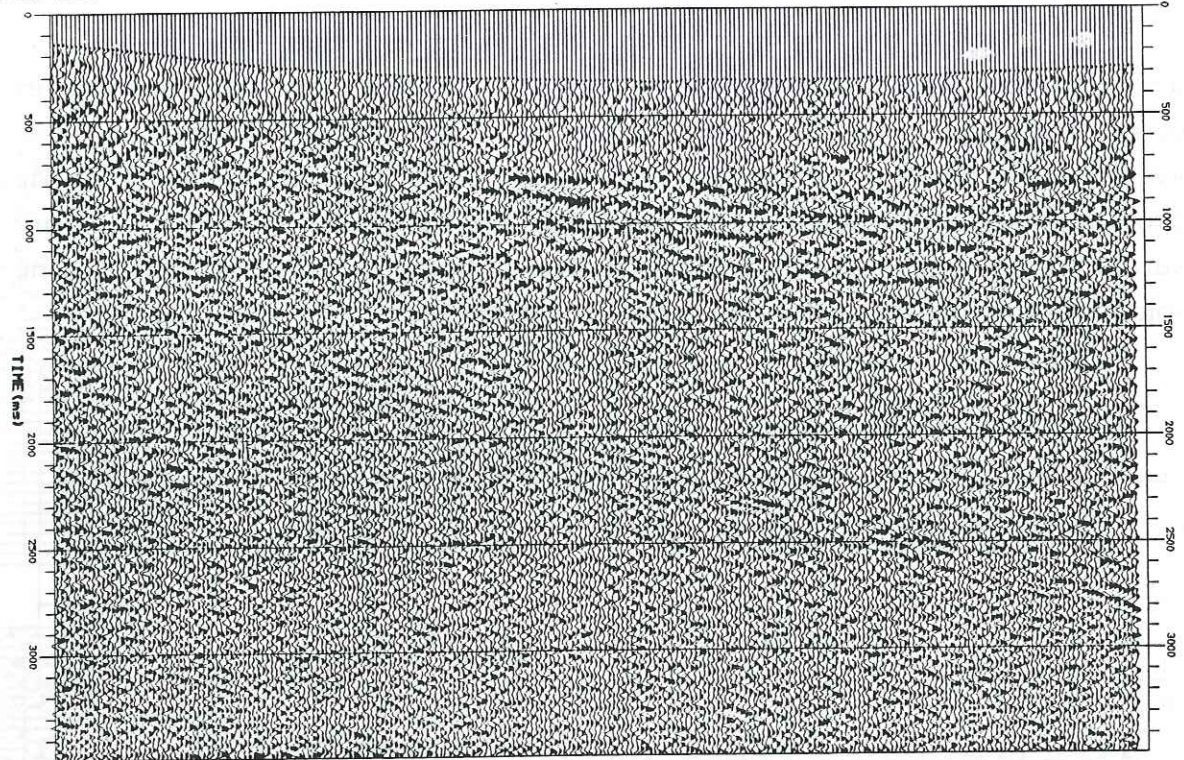


Figure III.19a Section "toutes traces" sans application du mute. Corrections dynamiques calculées en considérant $V=4.4$ km/s.
(section non migrée - slalom line C.G.G.)

CDP 820

CDP 570

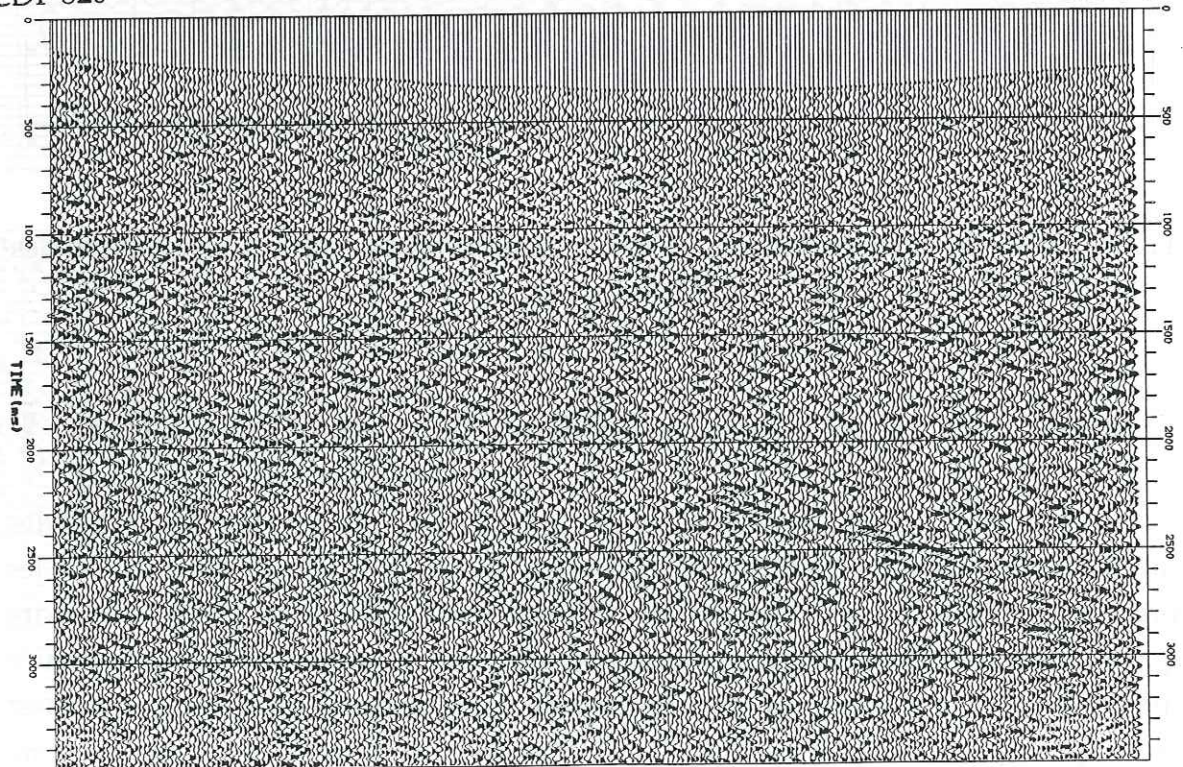
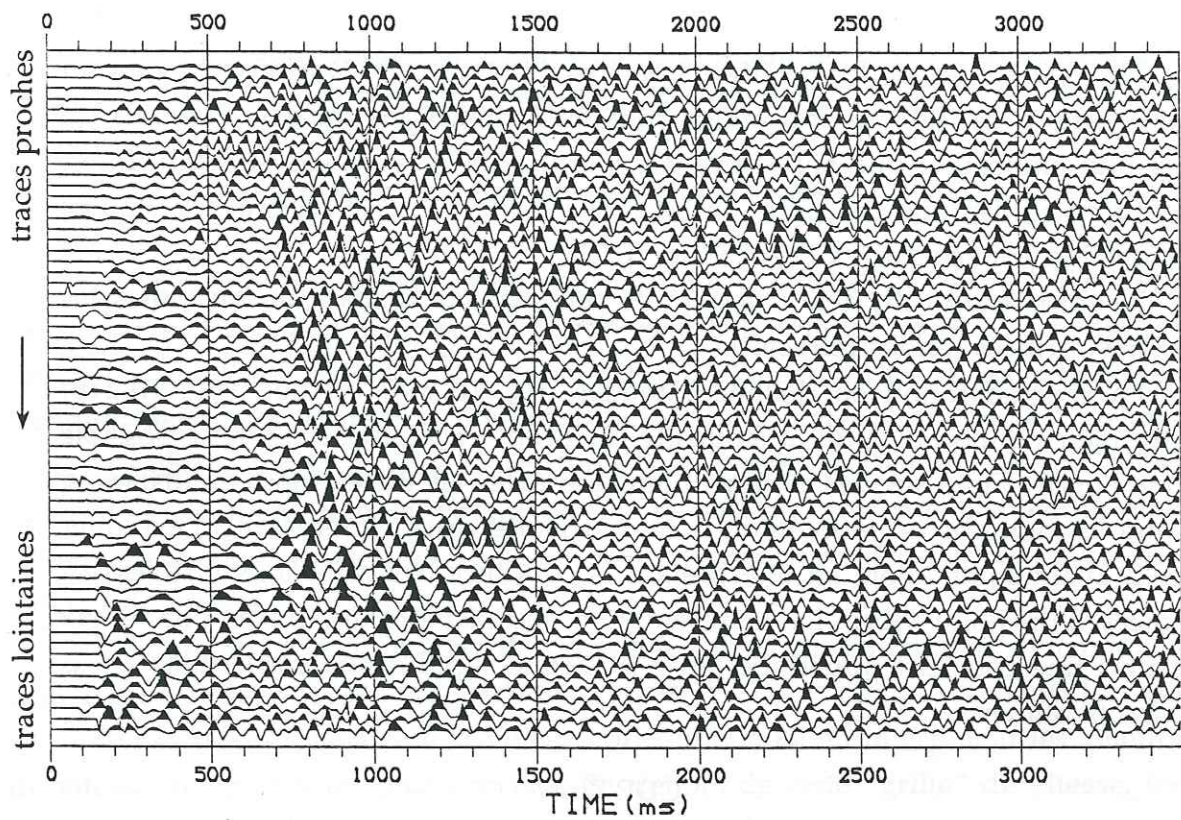
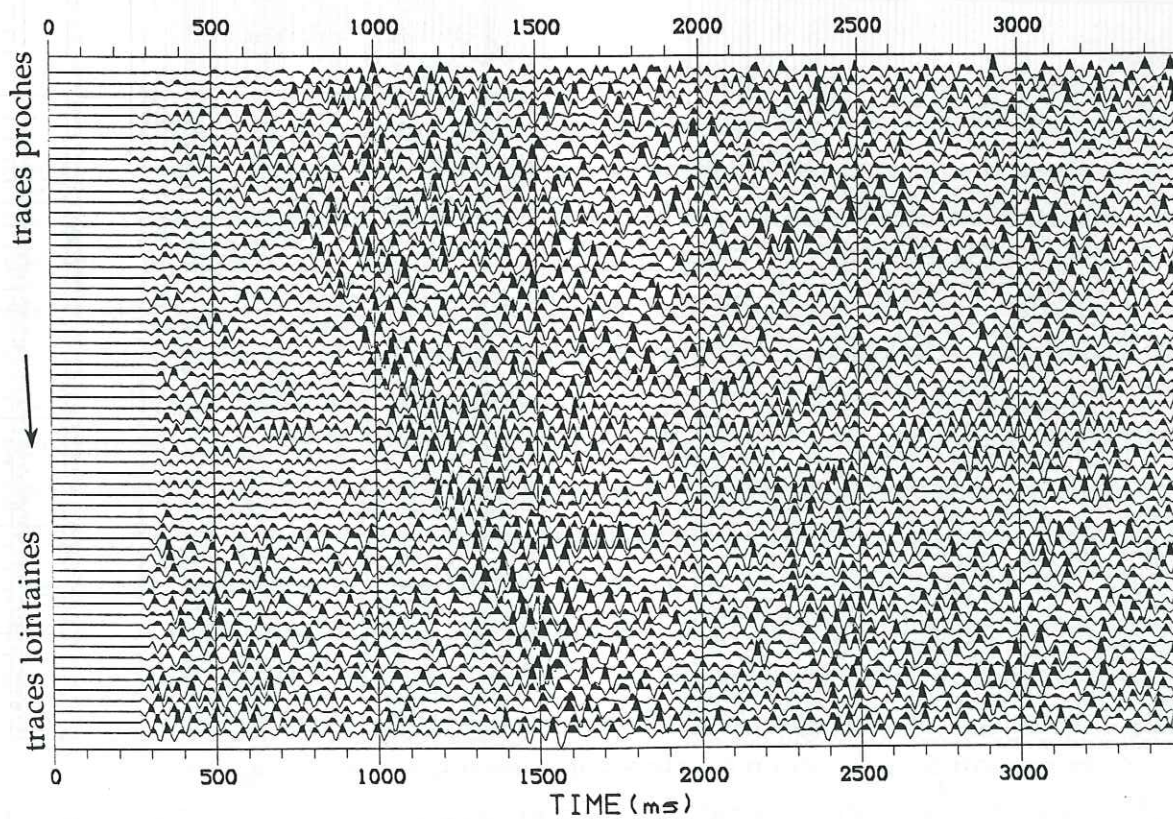


Figure III.19b Section "traces proches" (offsets inf. à 2 km) sans application du mute. Corrections dynamiques calculées en considérant $V=4.4$ km/s.
(section non migrée - slalom line C.G.G.)



b



a

Figure III.20 Traces du CDP 736 avant application des corrections dynamiques (a) et après applications (b), en considérant une seule vitesse: $V = 4.4 \text{ km/s}$.

Plus classiquement, on définit une fonction unique $TD=f(\text{offset})$ pour un certain nombre de CDP, ce qui oblige souvent à mettre les traces à zéro sur un temps plus important que nécessaire. On perd alors d'éventuels signaux utiles. Nous avons utilisé une douzaine de fonctions différentes, se rapprochant toutes de la fonction pointée sur le CDP 815 (fig. III.21).

La mise à zéro du début des traces provoque la disparition de toutes les premières arrivées (ondes réfractées).

La représentation en distances réelles (fig. III.21a) ou non (fig. III.21b) montre bien l'importance de la sinuosité du profil et le risque d'erreur possible lorsque l'on travaille sur des sections pour lesquelles les traces sont équidistantes. Lorsque les données le permettent, il est particulièrement intéressant d'exploiter celles-ci avant sommation, en interprétant la courbure des réflexions visibles sur les traces d'un point vibré. La représentation équidistante des traces donne aux réflexions une courbure apparente qui n'a aucune signification réelle dans le cas d'un profil sinueux.

CDP 726

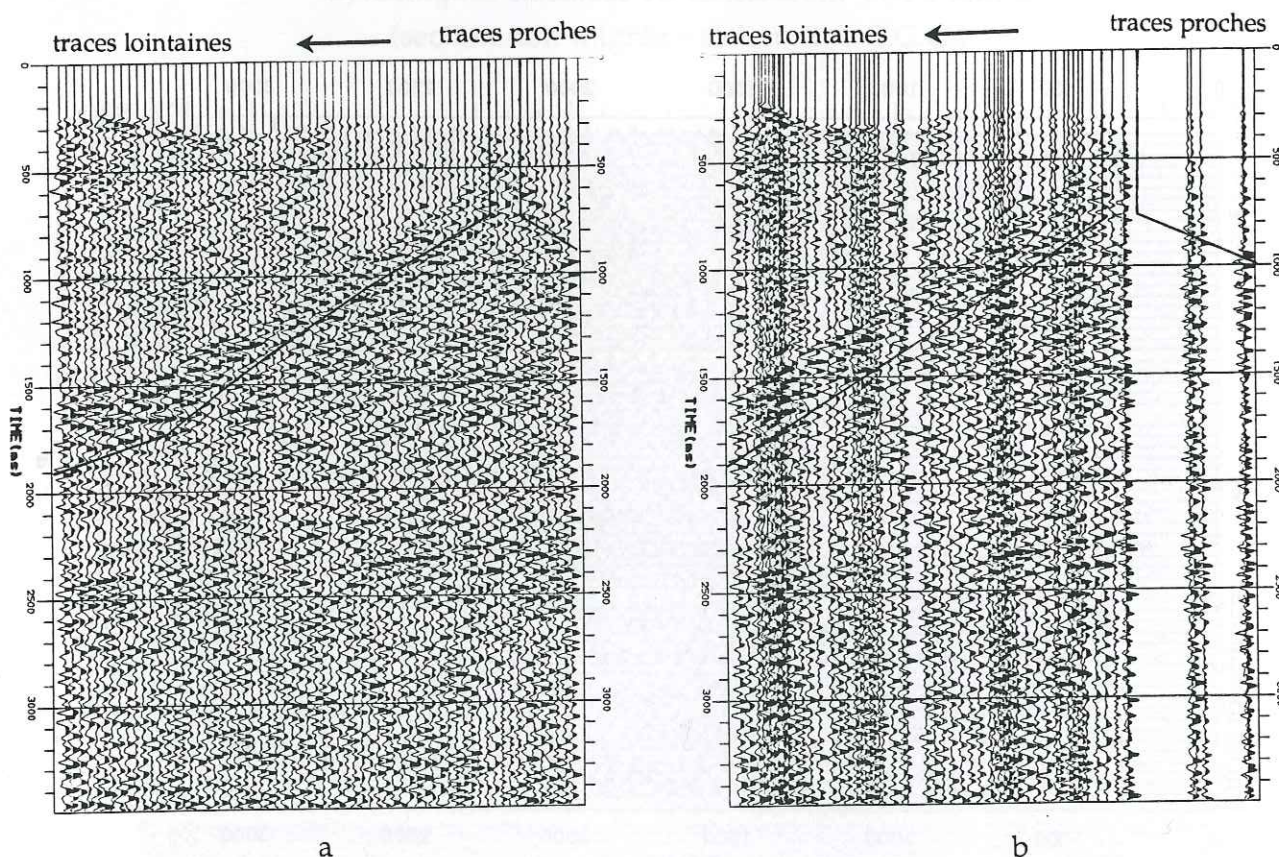


Fig. III.21 Fonction mute tracée sur les traces d'un CDP dessinées avec les distances inter-traces constantes (a) ou réelles (b).

Pour le pointé du mute, il est plus pratique d'utiliser une représentation des traces à distances réelles, ce qui a été fait lors de cette étude.

2.2.3 Modèle de vitesse de sommation obtenu.

Le modèle de vitesse nous permettant d'obtenir la section la plus satisfaisante (à ce stade du traitement) est représenté à la figure III.22, les valeurs de vitesse étant en km/s. On a tracé d'un bout à l'autre du profil les corrections statiques régionales (correction d'altitude), courbe qui matérialise donc en quelque sorte la surface (cette courbe se retrouve sur toutes les sections sommées). Il apparaît clairement que la partie est de la section présente beaucoup plus d'événements que la partie ouest, ce qui se traduit par une densité très inégale de valeurs de vitesse.

Compte tenu de ce modèle de vitesse, le calcul des corrections dynamiques utilise des fonctions d'interpolations linéaires. Pour chaque échantillon de chacune des traces, on calcule la vitesse correspondante en interpolant les valeurs de vitesse des points les plus proches. En dehors de cette "grille" de vitesse, les valeurs sont celles des points extrêmes les plus proches.

Analyse des résultats :

La zone Ouest du profil ne comporte que peu de points de vitesse: un ou deux en surface, un en profondeur (vers 7 secondes). Une étude plus poussée de ce secteur (visualisation de nombreux groupes de traces non sommées, tests de filtrages) ne nous a pas permis de déceler le moindre événement. De toutes les phases de traitement abordées jusqu'ici, c'est le calcul des corrections statiques que l'on pourrait mettre en cause lorsque l'on constate la médiocre qualité de la section obtenue. Nous verrons au chapitre IV quels sont les autres traitements qui pourraient améliorer ces résultats, en faisant notamment intervenir d'autres groupements en points miroirs communs ou la présence de pendages latéraux.

Au delà de 7 secondes les vitesses choisies ont si peu d'influence qu'il n'est pas nécessaire d'effectuer une analyse poussée des vitesses. Si, près de la surface, les valeurs obtenues peuvent être identifiées aux vitesses vraies des formations, on note plus en profondeur de nombreux points ayant de fortes valeurs, avec des variations parfois très ponctuelles. Comme nous l'avons dit précédemment, ces valeurs élevées sont dues à la présence de pendages ou de zones diffractantes. A ce niveau du traitement, il n'est pas question de tirer la moindre interprétation des valeurs de vitesse calculées.

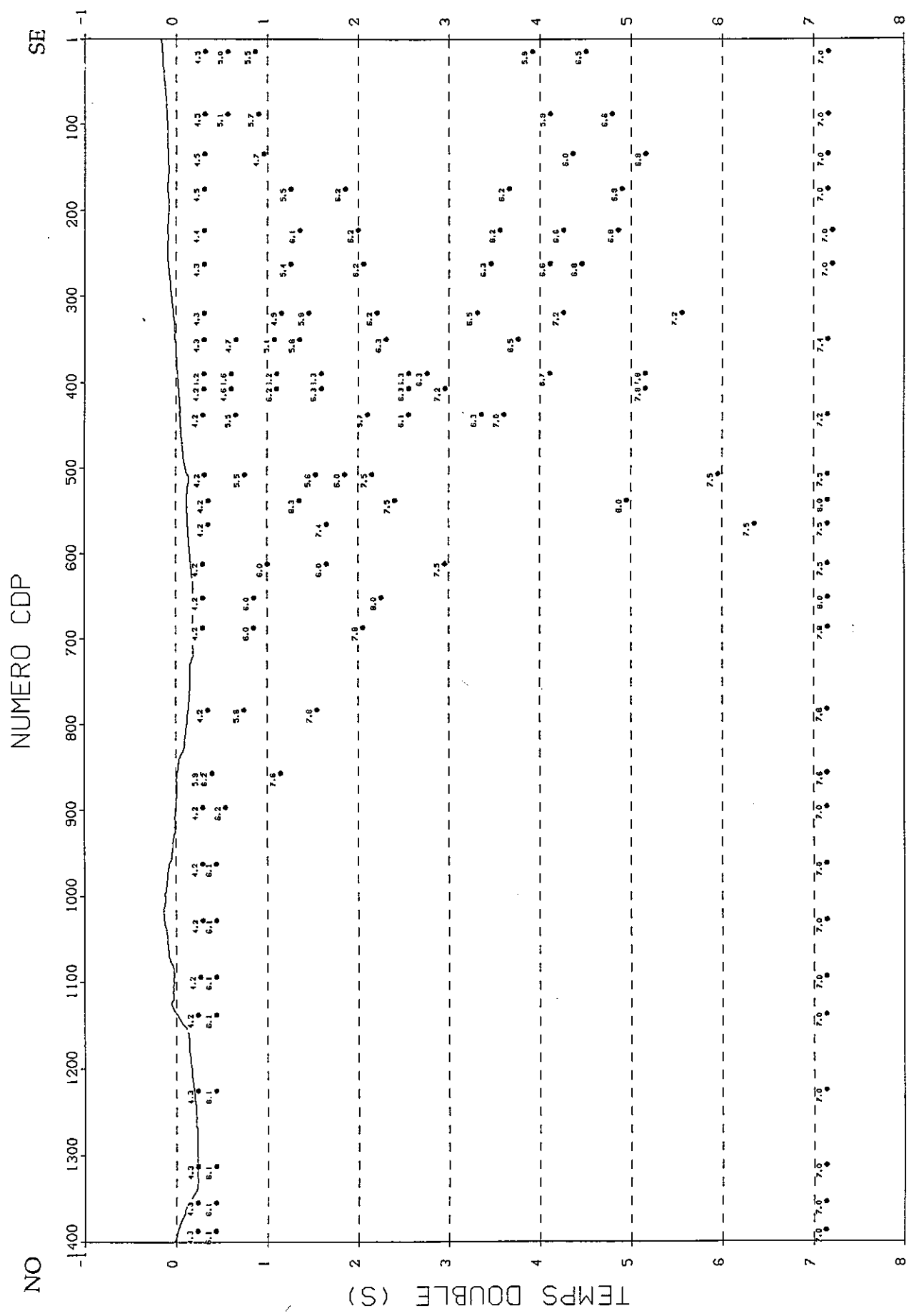
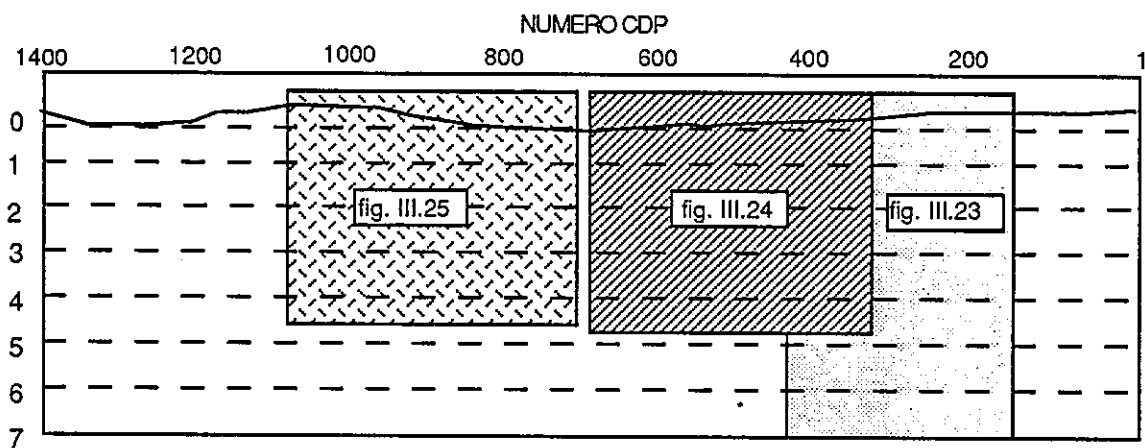


Figure III.22 Modèle de vitesses de sommation (sans DMO).
 Les valeurs sont exprimées en km/s.

2.2.4 Résultat après sommation.

Le plan de localisation ci-dessous permet de situer trois extraits de la section obtenue (Fig. III.23 à III.25).

Cette section (non migrée) constitue le résultat de base à partir duquel on peut comparer l'influence des traitements à venir. Il est possible d'appliquer une fonction de cohérence afin d'améliorer l'aspect de la section. Nous présenterons les avantages et les inconvénients de ce type de traitement après avoir étudié l'influence de la migration partielle avant sommation.



Plan de localisation des figures III.23, III.24 et III.25.

2.3 Sommation après migration partielle (DMO).

La présence de structures pentées en profondeur provoque deux types de problèmes liés au mode de traitement en couverture multiple. Il s'agit de:

- la variation de la vitesse de correction d'indicatrices.
- le changement de localisation des points de réflexion.

Nous n'aborderons dans cette partie que le premier problème, l'influence du pendage sur la mise en collection des points miroirs étant étudiée au chapitre suivant. Après la description de la méthode utilisée, nous présenterons les résultats obtenus et nous les comparerons aux précédents.

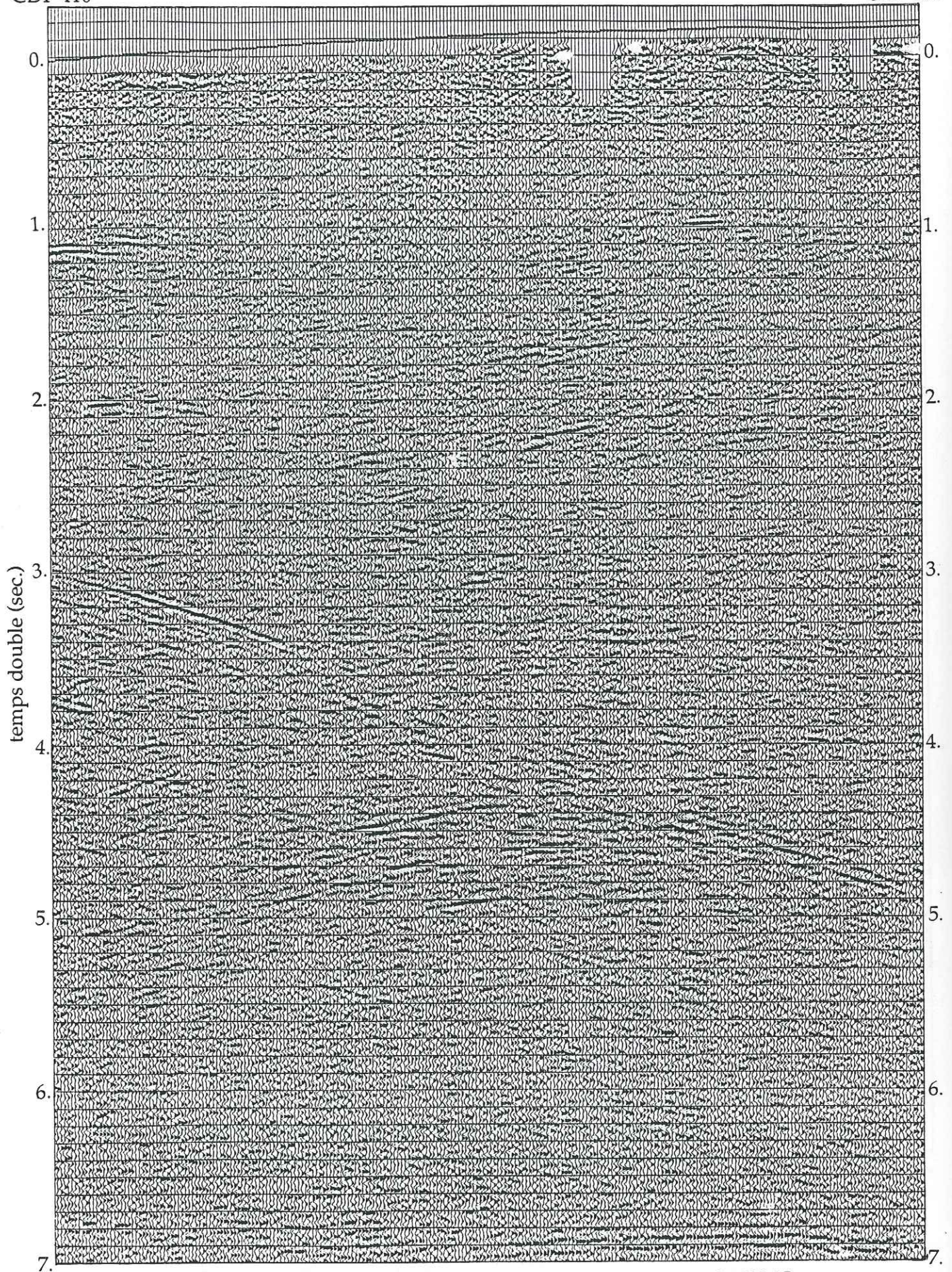


Figure III.23 Section non migrée obtenue sans application du DMO.
(slalom line C.G.G.)

CDP 358 SE

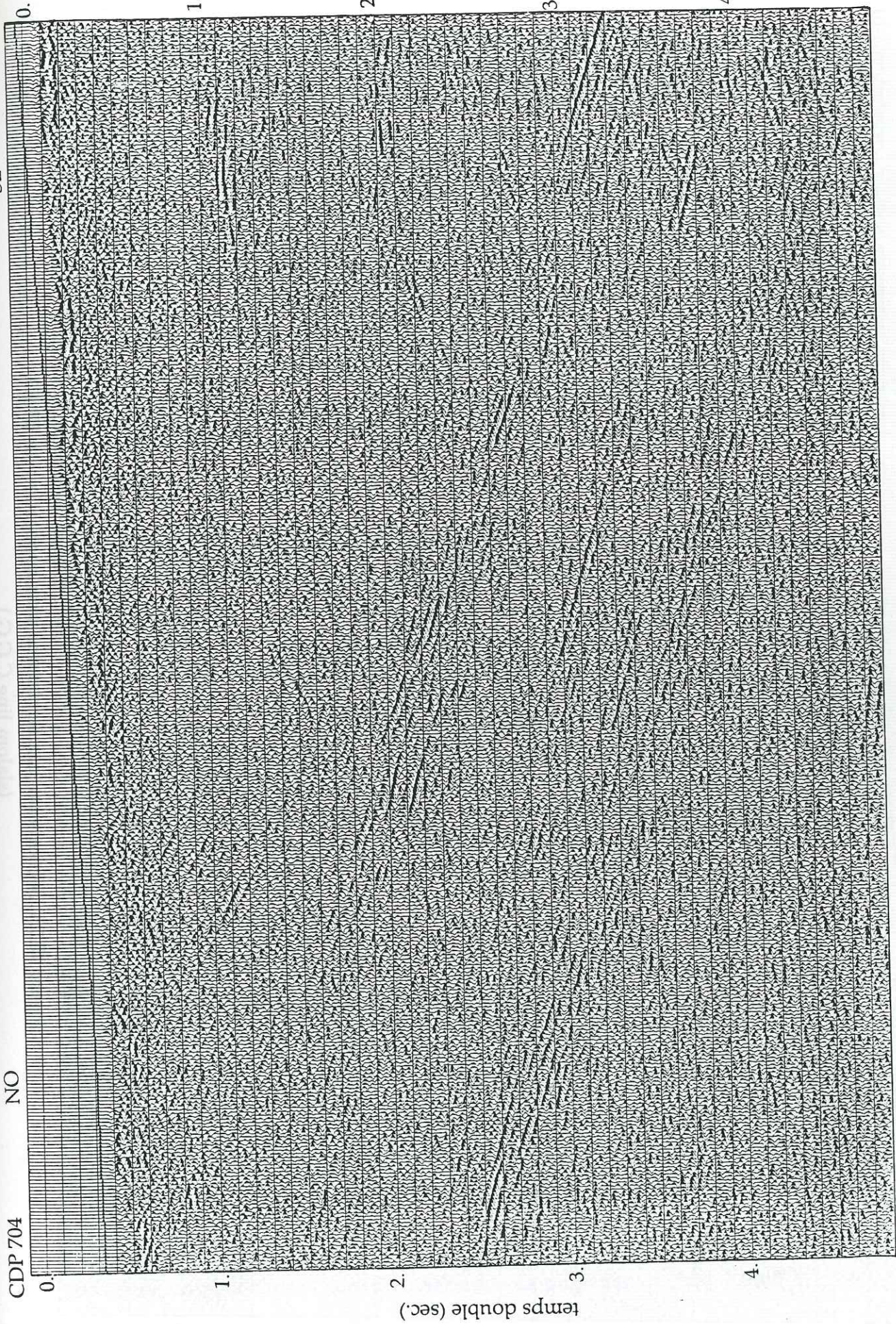


Figure III.24 Section non migrée obtenue sans application du DMO.
(slalom line C.G.G.)

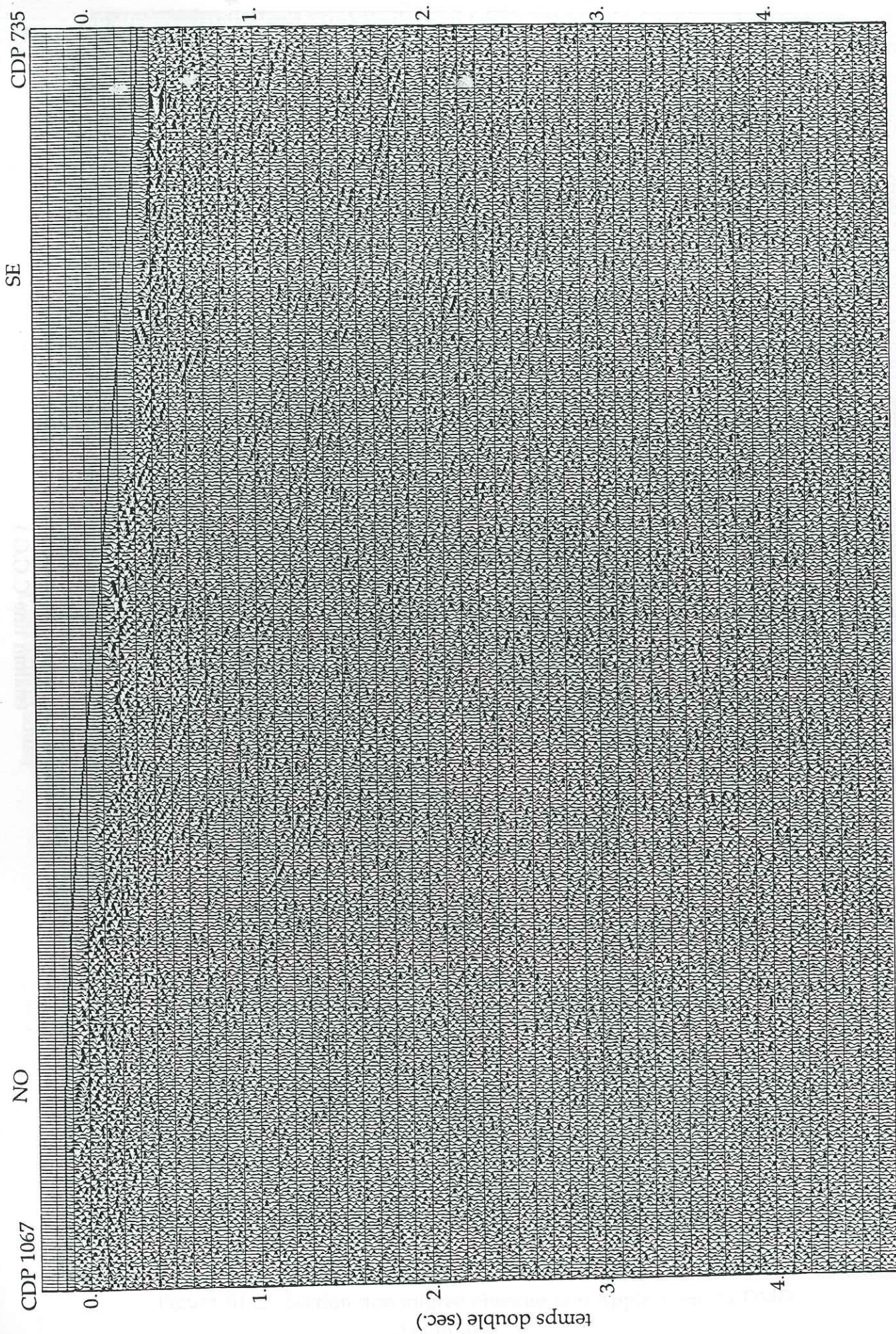


Figure III.25 Section non migrée obtenue sans application du DMO.
(slalom line C.G.G.)

2.3.1 Principe de la méthode de calcul.

La correction de la courbure d'indicatrice n'admet qu'une seule vitesse pour un CDP et un temps donné. Si deux événements ayant des pendages différents se trouvent au même endroit, le pendage correspondant aux réflexions les plus énergétiques va se trouver favorisé par rapport à l'autre. La correction doit se faire en fonction de vitesses variables suivant les pendages. En effet, Dix (1955) et Levin (1971) ont montré que dans le cas d'un réflecteur penté, la vitesse de correction V_{NMO} est égale à:

$$V_{NMO} = \frac{V}{\cos \theta} \quad (6)$$

V étant la vitesse réelle dans le cas d'un milieu homogène et θ le pendage du réflecteur dans le plan du profil. La migration partielle avant sommation permet de prendre en compte l'effet du pendage sur les corrections dynamiques et ensuite de sélectionner les vitesses de corrections dynamiques sans être confronté aux problèmes que posent la présence de différents pendages apparents au même endroit de la section.

Considérons le cas d'une réflexion sur une interface plane ayant un pendage θ (fig.III.26).

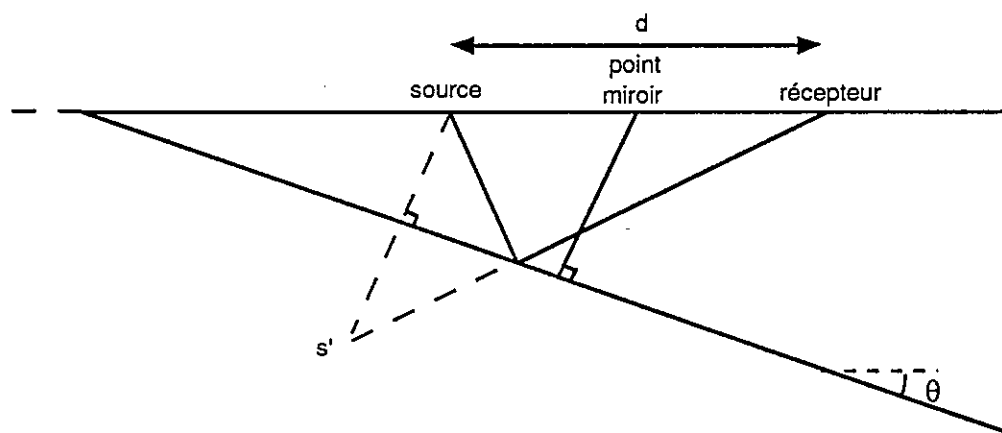


Fig. III.26 Géométrie d'un rai se réfléchissant sur une interface pentée.

Compte tenu du pendage introduit et de la vitesse réelle du milieu considéré, on peut écrire l'équation du temps de propagation comme suit:

$$t = \left(t_0^2 + \frac{d^2 \cos^2 \theta}{V^2} \right)^{1/2} \quad (7)$$

avec d = distance source-récepteur.

V = vitesse réelle du milieu.

θ = pendage de l'interface.

t_0 = temps de propagation à offset nul.

Cette équation n'est valable que si le profil est parallèle à la ligne de plus grande pente du réflecteur. Nous pouvons réécrire cette équation sous la forme:

$$t = \left(t_n^2 + \frac{d^2}{V^2} \right)^{1/2}$$

où t_n est égal à:

$$t_n = \left(t_0^2 - \frac{d^2 \sin^2 \theta}{V^2} \right)^{1/2}$$

On fait ainsi apparaître le terme t_n qui correspond à la correction en fonction du pendage, c'est à dire au DMO proprement dit.

Le calcul du DMO dépend en théorie de la vitesse du milieu considéré et du pendage de l'interface. En pratique, les méthodes de calcul utilisent l'équation des ondes dont la résolution permet de calculer le déplacement en tout point du milieu considéré à un instant donné. Judson et Sherwood furent les premiers à aborder le problème en utilisant la méthode des différences finies (Judson et al., 1978). Un certain nombre d'améliorations ont abouti à une méthode fiable mais limitée dans le cas des très forts pendages (Yilmaz et Claerbout, 1980; Deregowski et Rocca, 1981; Bolondi et al., 1982). Avec les travaux de Hale (1984) puis de Biondi et Ronen (1987), une nouvelle approche utilisant le domaine FK a permis de résoudre le problème de manière encore plus rigoureuse. Cette méthode présente toutefois des problèmes lorsque l'on veut introduire des variations latérales, ou même verticales, de vitesse (Liner, 1990).

La méthode de calcul du module de migration partielle avant sommation de GEOVECTEUR utilise un opérateur de migration par différences finies travaillant sur les traces regroupées en offsets communs. En effet, le DMO peut s'identifier à une migration complète qui serait appliquée à une section à offset constant et non pas à une section à offset nul, comme c'est le cas pour une migration complète après sommation (Yilmaz et Claerbout, 1980). Cette migration revient à calculer le déplacement à un temps considéré pour un CDP et un offset donné.

S'il se trouve juste sous la surface, un réflecteur penté peut être considéré comme situé à son emplacement réel sur une section non migrée. La méthode des différences finies discrétise progressivement toute la subsurface de manière à pouvoir considérer chaque point de l'espace comme étant à un moment situé juste sous la surface. A chaque profondeur considérée (niveau de référence), on calcule les déplacements que l'on aurait eus si la source et le récepteur s'étaient réellement trouvés à ce niveau; au fur et à mesure que le plan s'approche d'un événement, celui-ci migre progressivement vers son emplacement réel, emplacement qu'il atteint lorsque le niveau de référence se trouve juste au dessus de lui. Ce calcul utilise une forme simplifiée de l'équation des ondes où l'on ne prend en compte que le front d'onde ascendant suivant le principe des "réflecteurs explosifs" (Loewenthal et al. 1976).

Le calcul de la migration partielle avant sommation, tel qu'il est fait avec le module de GEOVECTEUR, dissocie la phase de migration (dépendante du pendage) de la phase de correction dynamique (dépendante de l'offset). Ce calcul peut se décomposer en 4 étapes dont nous donnerons une description détaillée en présentant les calculs (§ 2.3.2):

- 1- Afin de diminuer la quantité de données, on effectue d'abord un certain nombre de sommations partielles en définissant des fenêtres d'offset au sein desquelles on applique les corrections dynamiques. Les vitesses utilisées sont celles définies lors de la précédente analyse de vitesse (§ 2.2.3). La largeur de chaque fenêtre doit être réduite afin de limiter l'influence de ce premier modèle de vitesse.

- 2- La migration au sens strict est ensuite effectuée en fonction d'un second modèle de vitesse. Ce dernier est volontairement très simple car nous ne disposons que de très peu de renseignements pour contraindre les valeurs choisies.

3- La sommation finale doit se faire à l'aide d'un modèle de vitesse qui est défini à partir d'une nouvelle analyse de vitesse en sommant les sections partielles. Nous reviendrons sur la signification réelle de ces vitesses.

4- Les données correspondant aux sommations partielles sont enfin sommées, ce qui permet d'obtenir une section non migrée, mais dont les corrections dynamiques ont été calculées avec plus de rigueur.

2.3.2 Calcul et application du DMO.

Sommations partielles: l'offset minimum est de 260 m et l'offset maximum de 7400 m. Nous avons défini 10 fenêtres d'offsets communs, d'une largeur de 720 m:

(200-920)	(1640-2360)	(3080-3800)	(4520-5240)	(5960-6680)
(920-1640)	(2360-3080)	(3800-4520)	(5240-5960)	(6680-7400)

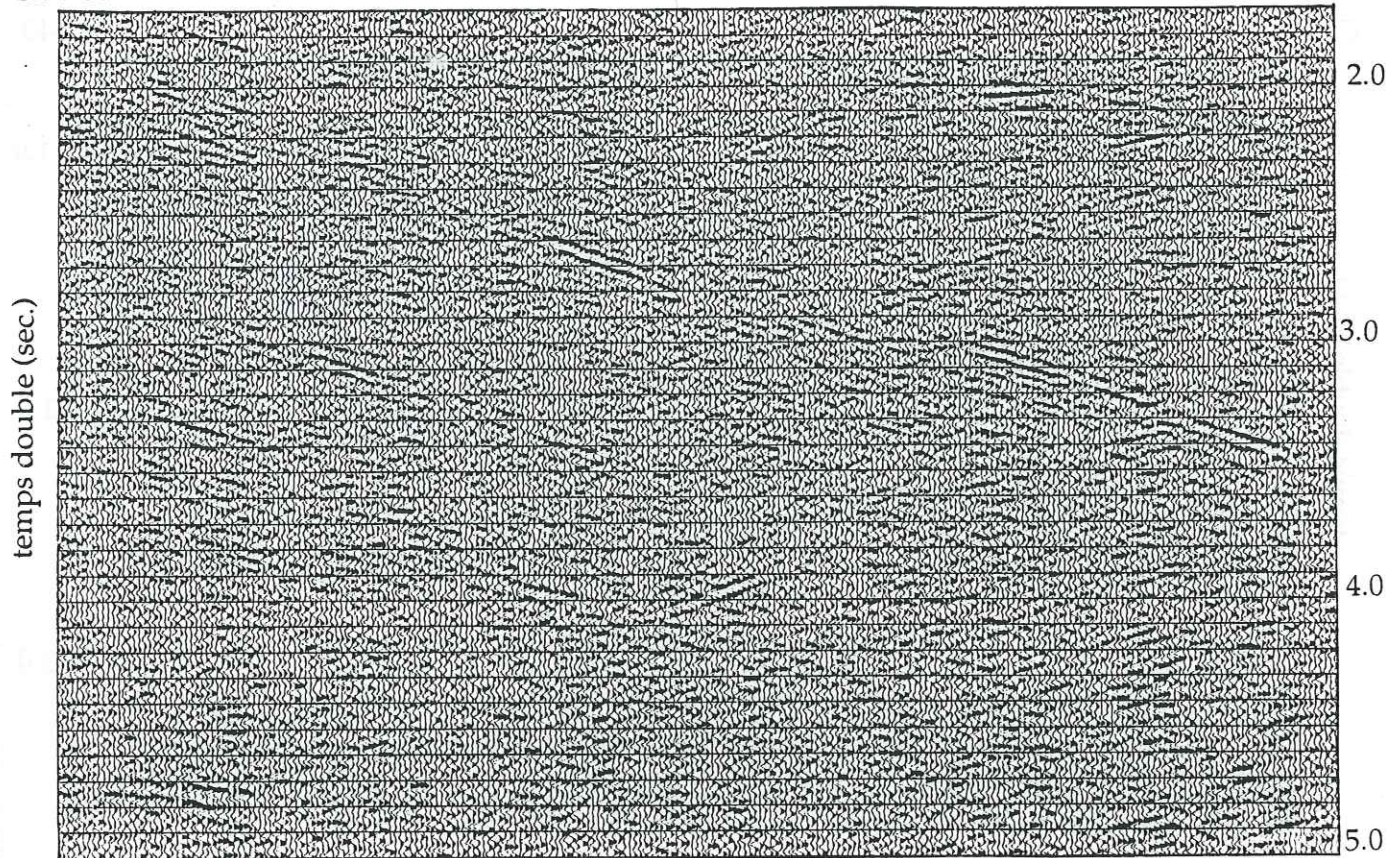
Pour chaque CDP, les traces appartenant à une même fenêtre d'offset sont sommées entre elles, en utilisant le modèle de vitesse obtenu précédemment (§ 2.2.3). L'utilisation de ce modèle (qui ne tient pas compte des pendages) est acceptable car la correction d'offset appliquée (720 m maximum) reste limitée. L'étude des sections obtenues à ce stade intermédiaire montre la complémentarité des enregistrements aux différents offsets (fig. III.27a et b, III.28a et b). Suivant l'offset considéré, les réflecteurs visibles prolongent ceux qui apparaissent sur les autres sections. Ainsi, les alignements de réflecteurs pentés n'apparaissent dans leur totalité que si l'on prend en compte tous les offsets. Cela confirme le fait que, dans l'ensemble, une même réflexion n'apparaît que sur un nombre limité de traces d'un CDP.

La conséquence pratique de cette première étape est la suivante: au lieu d'appliquer le dip moveout sur les 77600 traces, on ne va le faire que sur les 15000 traces correspondant aux 10 sections à offset commun constituées chacune de 1500 traces (soit 1500 CDP).

Dip moveout: cette seconde étape consiste à migrer les sections à offset constant. Lors d'une correction dynamique classique (NMO), un événement situé à un temps t (pour un offset d) se retrouve en t_0 après correction (fig. III.29).

CDP 550

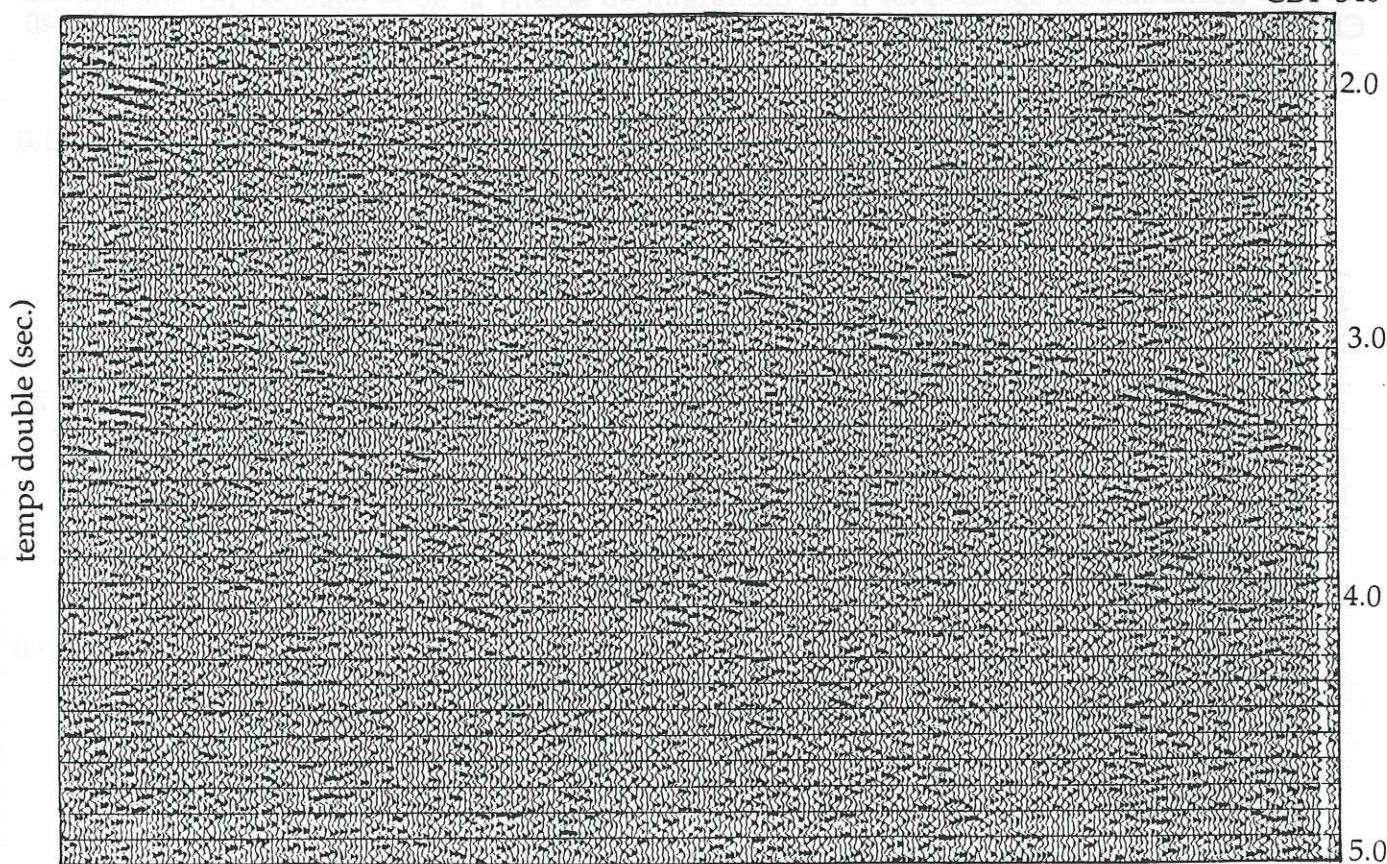
CDP 340



a

CDP 550

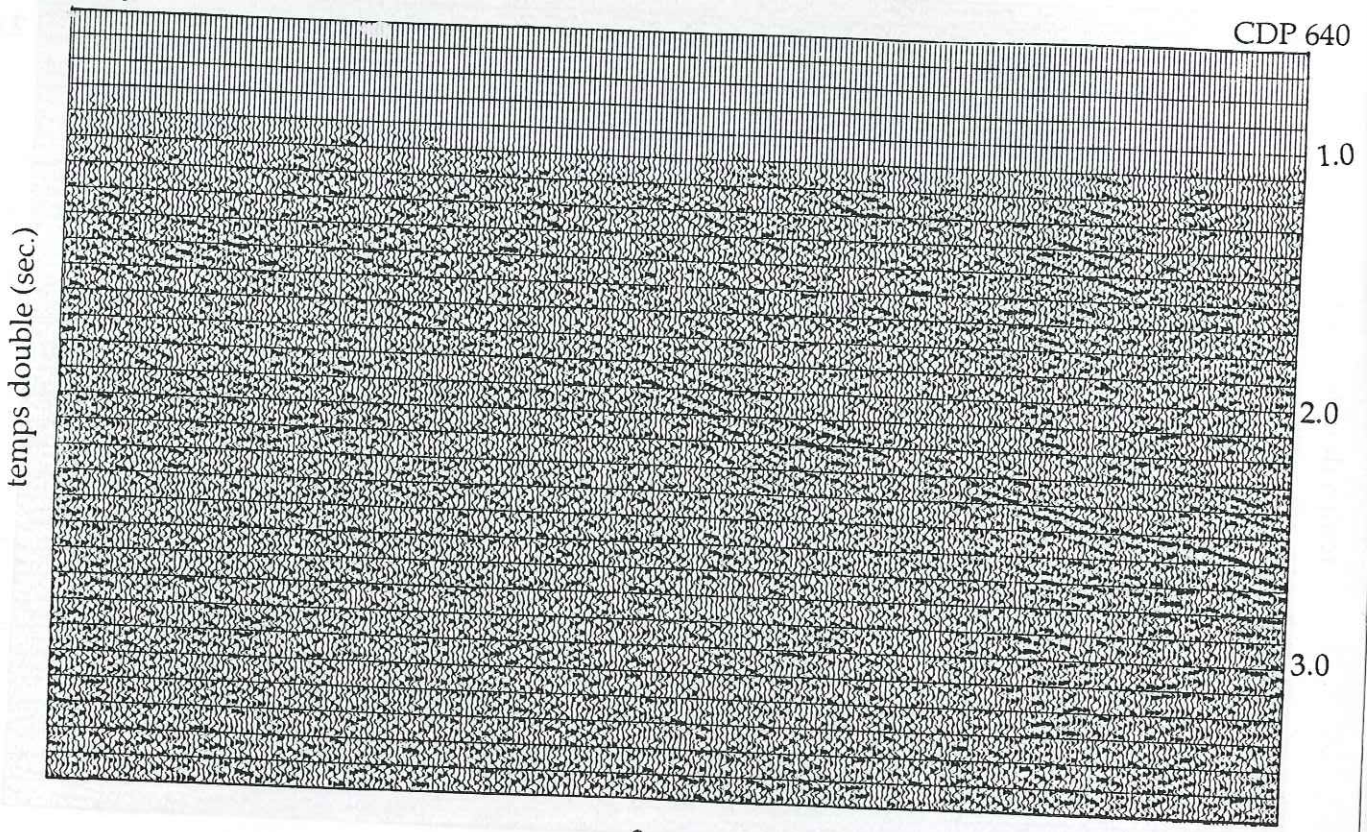
CDP 340



b

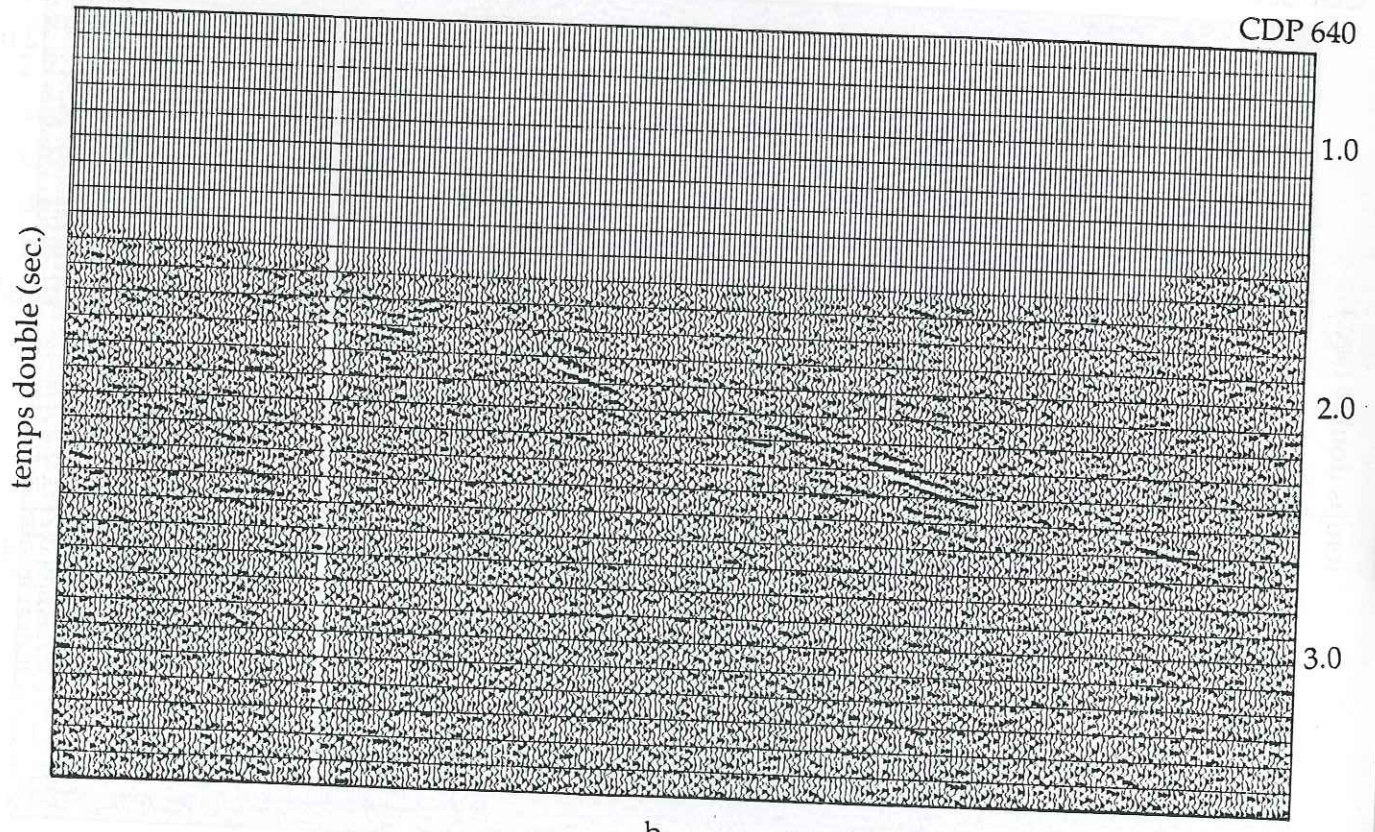
Figure III.27 Sections obtenues en sommant les traces dont les offsets sont compris entre 1640 et 2360 m (a) et entre 3800 et 4520 m (b).

CDP 848



a

CDP 848



b

Figure III.28 Sections obtenues en sommant les traces dont les offsets sont compris entre 2360 et 3080 m (a) et entre 4520 et 5240 m (b).

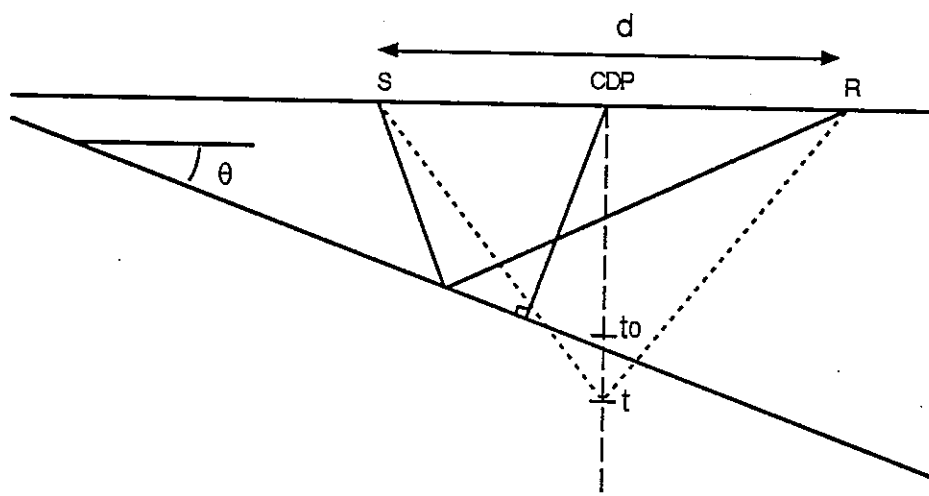


Fig. III.29 Localisation schématique d'un événement avant et après NMO en présence d'un pendage (passage de t à t_0).

La figure III.30 schématise l'effet du DMO suivi du NMO lorsque l'on repositionne cet événement. Le point situé au temps t va migrer à un temps t' (en fonction du pendage et de la vitesse de migration) où il sera corrigé de son offset, ce qui le mènera au temps t_0 (ceci en fonction d'une nouvelle vitesse de correction dynamique).

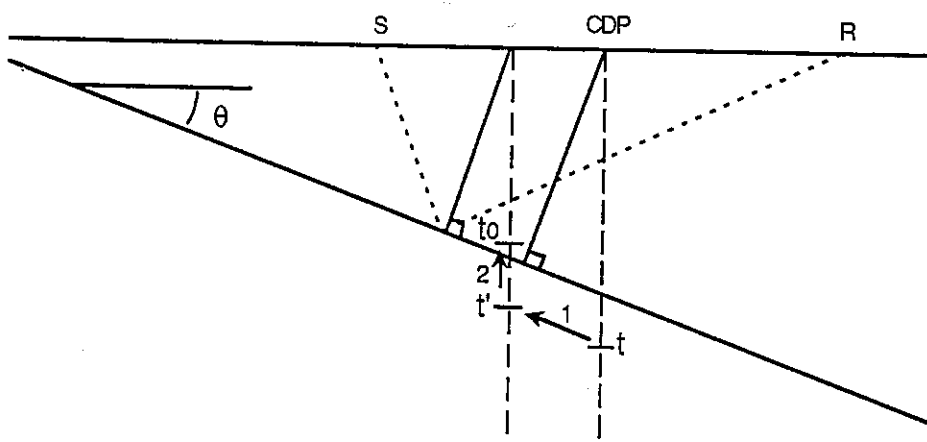


Fig. III.30 Déplacement schématisé d'un événement lors de la migration partielle (1) puis des corrections dynamiques (2).

Le passage de t à t' se fait en fonction de V_{mig} (flèche 1), alors que le passage de t' à t_0 se fait en fonction de V_{NMO} (flèche 2). Le problème majeur se situe au niveau de la sélection de la vitesse de migration v_{mig} utilisée. Le but est de définir

v_{mig} telle que la vitesse de NMO utilisée ensuite ne dépende plus du pendage (équation 6). A partir de l'équation du temps de propagation (7), on peut exprimer la vitesse de migration de la manière suivante:

$$V_{mig} = \frac{d}{t_0} = \frac{d}{\sqrt{t^2 - \frac{d^2 \cos^2 \theta}{V^2}}}$$

Dans cette équation, la vitesse V (vitesse réelle) et le pendage θ n'interviennent qu'au deuxième ordre. On peut donc prendre une vitesse V' approchée, telle que:

$$V_{mig} = \frac{d}{\sqrt{t^2 - \frac{d^2}{V'^2}}}$$

Nous avons donc eu à définir un modèle de vitesse V' à partir duquel le programme calcule le modèle de vitesse de migration V_{mig} . Ce modèle de vitesse V' doit être très simple (fig III.31).

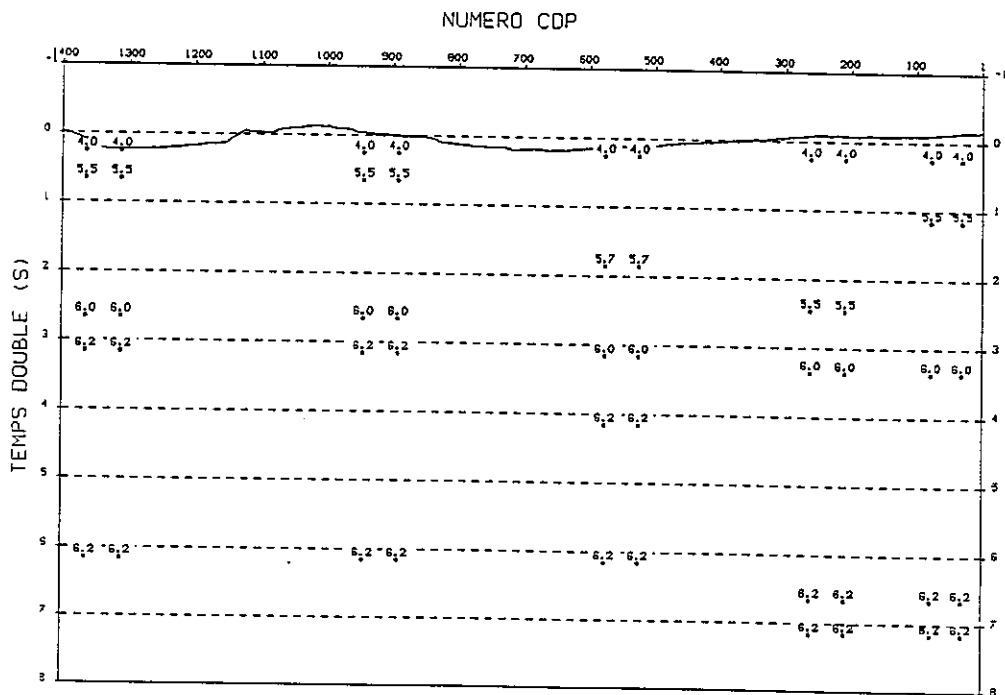


Fig. III.31 Modèle de vitesse utilisé pour la migration partielle des sections à offsets constants.

Le manque de données permettant de contraindre les valeurs des vitesses nous a obligés à définir un modèle approximatif. Les vitesses de ce modèle doivent se rapprocher le plus possible des vitesses moyennes réelles du milieu. En pratique, nous avons sélectionné quelques valeurs moyennes en accord avec les résultats des travaux antérieurs, en veillant à limiter les variations latérales de vitesse. L'influence de ce modèle est très faible, comparée à celle du modèle de vitesse final utilisé pour obtenir la section complète.

Analyse de vitesse: Elle se fait de la même manière que l'analyse de vitesse effectuée lors des corrections dynamiques initiales. Chacune des 10 sections à offset constant est constituée de 1500 traces (CDP 1 à 1500). L'analyse doit permettre de définir les vitesses avec lesquelles les 10 traces de chaque CDP doivent être sommées. Nous avons ainsi effectué 18 sections à vitesse constante avec les valeurs suivantes:

4000 m/s	5500 m/s	6100 m/s	6400 m/s	6700 m/s	7200 m/s
4500 m/s	5700 m/s	6200 m/s	6500 m/s	6800 m/s	7500 m/s
5000 m/s	5900 m/s	6300 m/s	6600 m/s	6900 m/s	8000 m/s

On peut se rendre compte des conséquences du DMO en comparant deux sections sommées avec une vitesse homogène de 6.1 km/s. Sur la première (fig. III.32) le traitement ne comprend pas de DMO, alors que pour la seconde (fig. III.33), celui-ci a été appliqué.

La section traitée avec DMO présente un meilleur rapport signal sur bruit. Les réflexions apparaissent plus nettement, avec dans l'ensemble une meilleure continuité que celles visibles sur la section traitée sans DMO (fenêtre 1) ce qui image assez bien le rôle de focaliseur de la migration. L'opérateur de migration utilisé ajuste entre eux les réflexions présentes sur plusieurs traces d'un même CDP et qui se trouvaient décalées avant le DMO. L'apparition d'un réflecteur intermédiaire entre les deux séries de réflecteurs pentés constitue la modification majeure apportée par le DMO.

Toutefois, certaines réflexions ont tendance à disparaître (fenêtre 2), ce qui s'explique par le fait que le DMO peut décaler des événements qui auparavant s'additionnaient ensemble alors qu'ils ne correspondent pas à une réflexion commune: il y a redistribution de l'énergie. Il en résulte une amélioration de la sommation. Par contre, les réflecteurs ne changent pratiquement pas de place: c'est la migration complète après sommation qui replacera correctement chaque réflexion.

SE
CDP 370

temps double (sec.)

NO

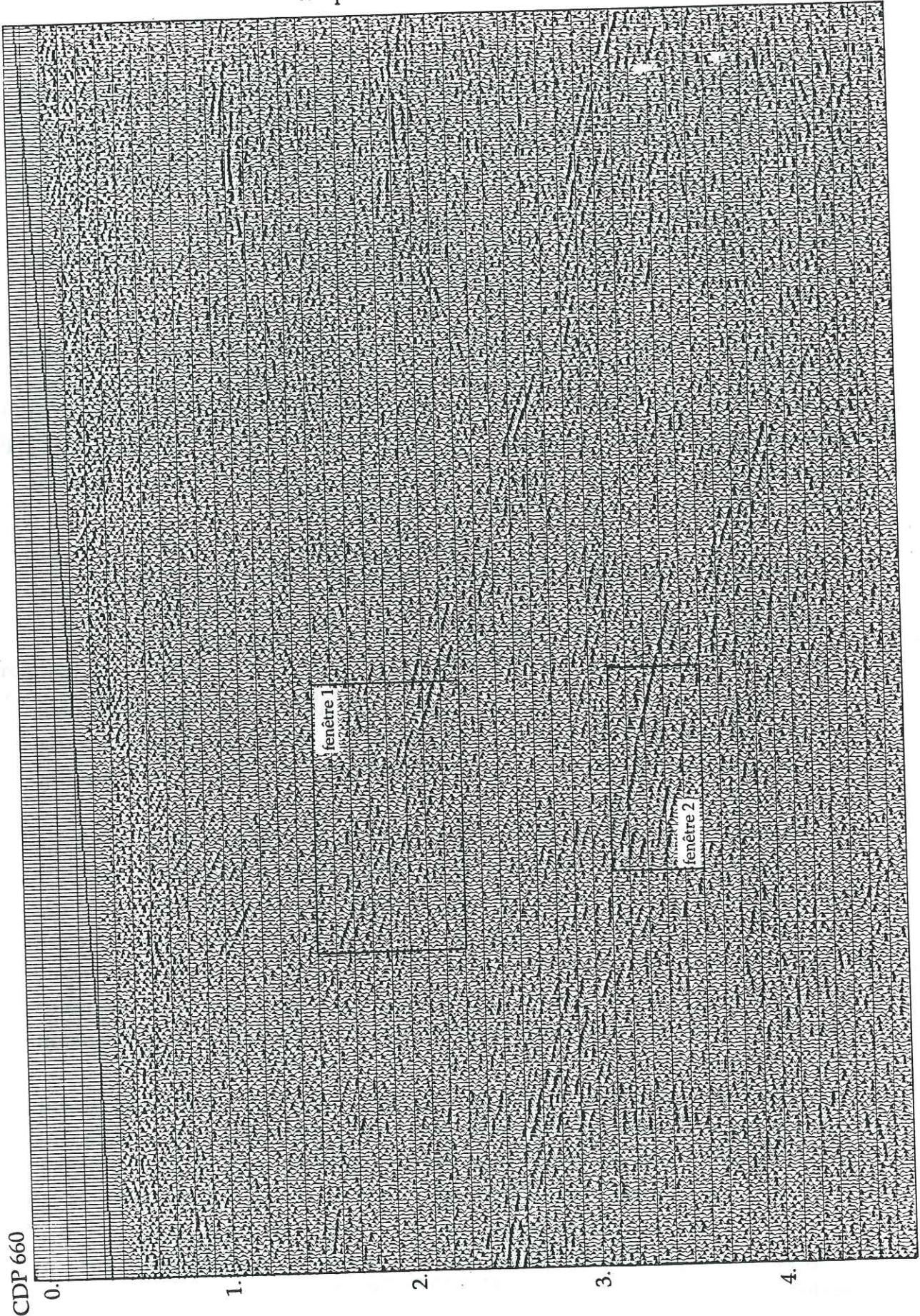


Figure III.32 Section obtenue sans application du DMO. Vitesse de corrections dynamiques égale à 6.1 km/s.

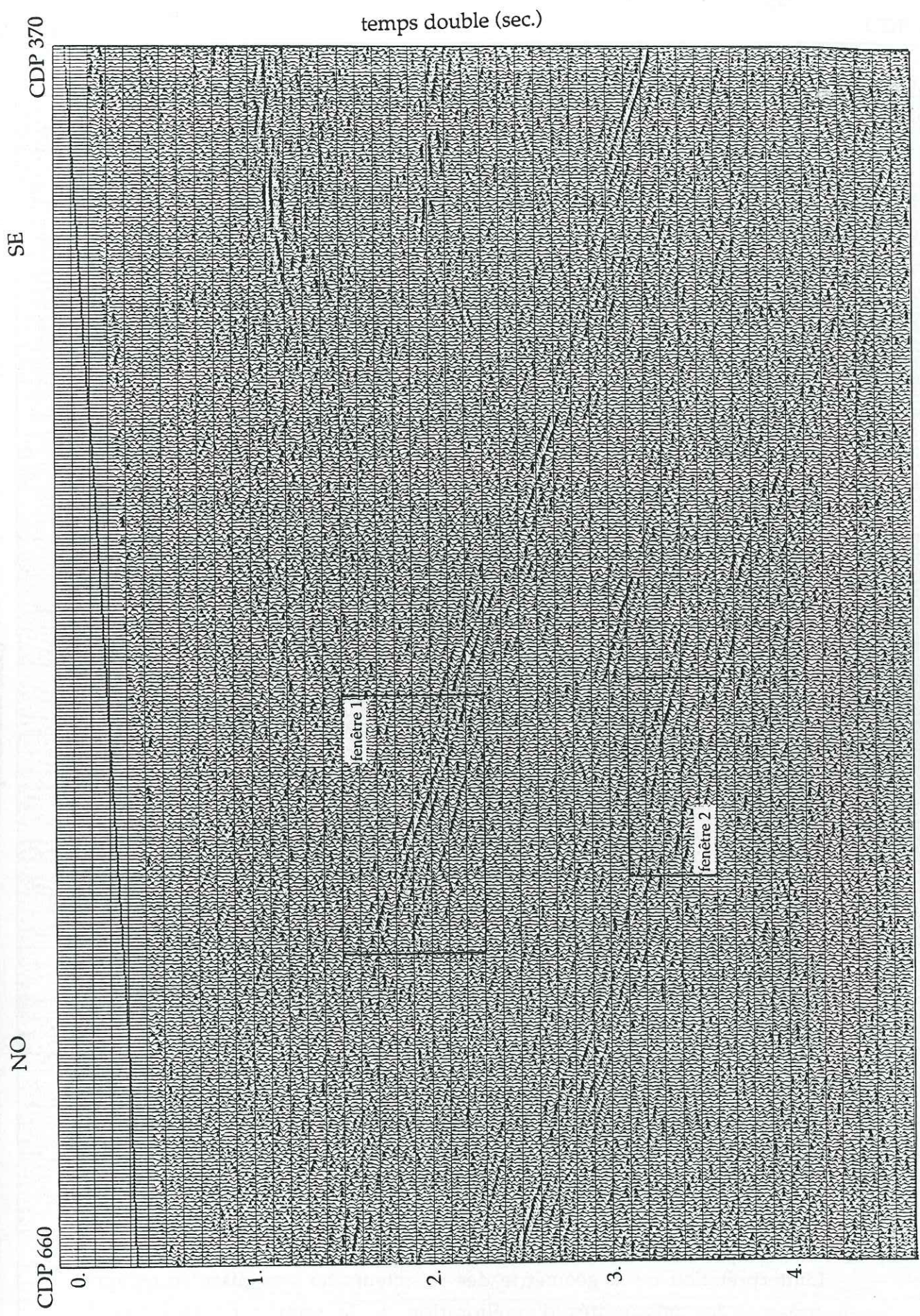


Figure III.33 Section obtenue avec application du DMO. Vitesse de corrections dynamiques égale à 6.1 km/s.

Sommation finale: La définition du modèle de vitesse final (fig. III.34) a été faite à partir des mêmes critères que pour le premier modèle (continuité et énergie maximum des réflexions). Les valeurs de vitesse ainsi sélectionnées sont assimilables à des valeurs de vitesse quadratique moyenne. L'influence du pendage est en grande partie annulée, seuls les problèmes d'obliquité de la ligne moyenne du profil vis à vis des structures peuvent encore perturber les valeurs trouvées.

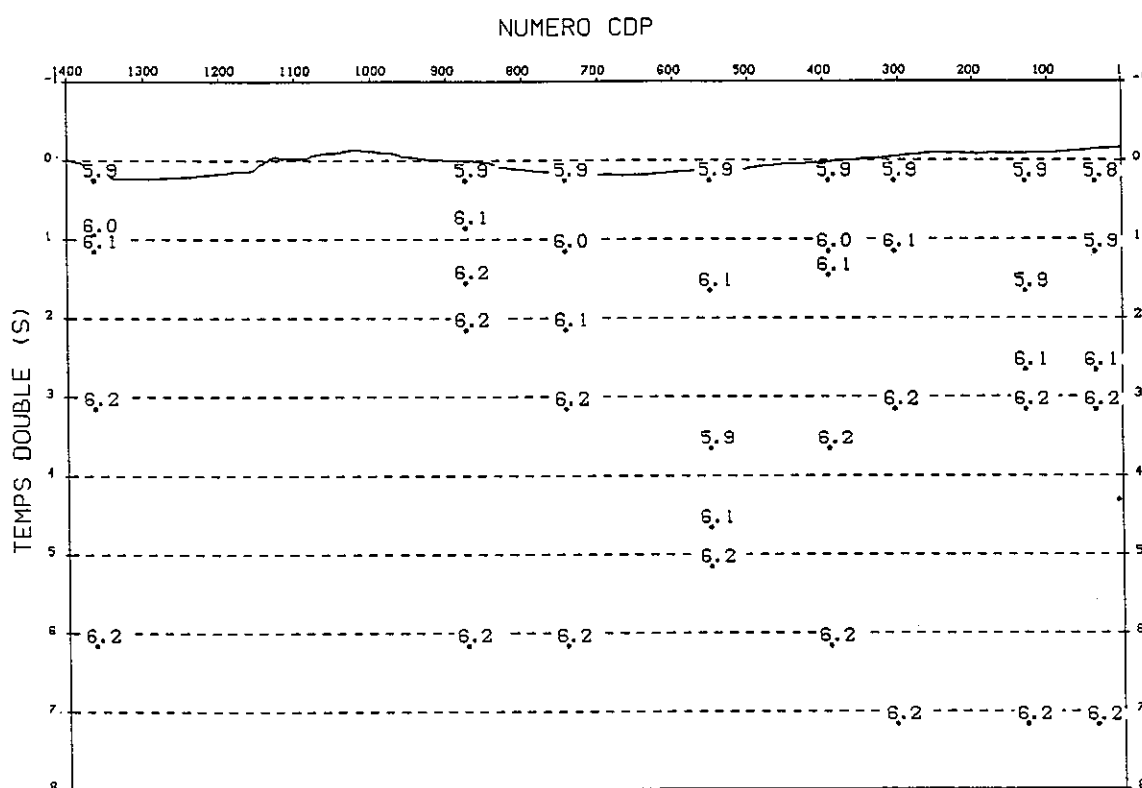


Fig. III.34 Modèle de vitesse de sommation après migration partielle.

2.3.3 Résultats obtenus avec le DMO.

Comme nous l'avons dit précédemment, l'influence du DMO sur l'aspect de la section sommée reste en général limitée. Elle apparaît bien plus lors de la migration complète après sommation (Levato et al., 1990).

Les figures III.35 à III.37 sont des extraits de la section finale obtenue avec ce dernier modèle de vitesse (figure de localisation page 99).

L'interprétation de la géométrie des réflecteurs ne sera discutée qu'après avoir présenté les possibilités d'amélioration de la section finale (filtre de cohérence) et la résolution du problème de la migration complète.

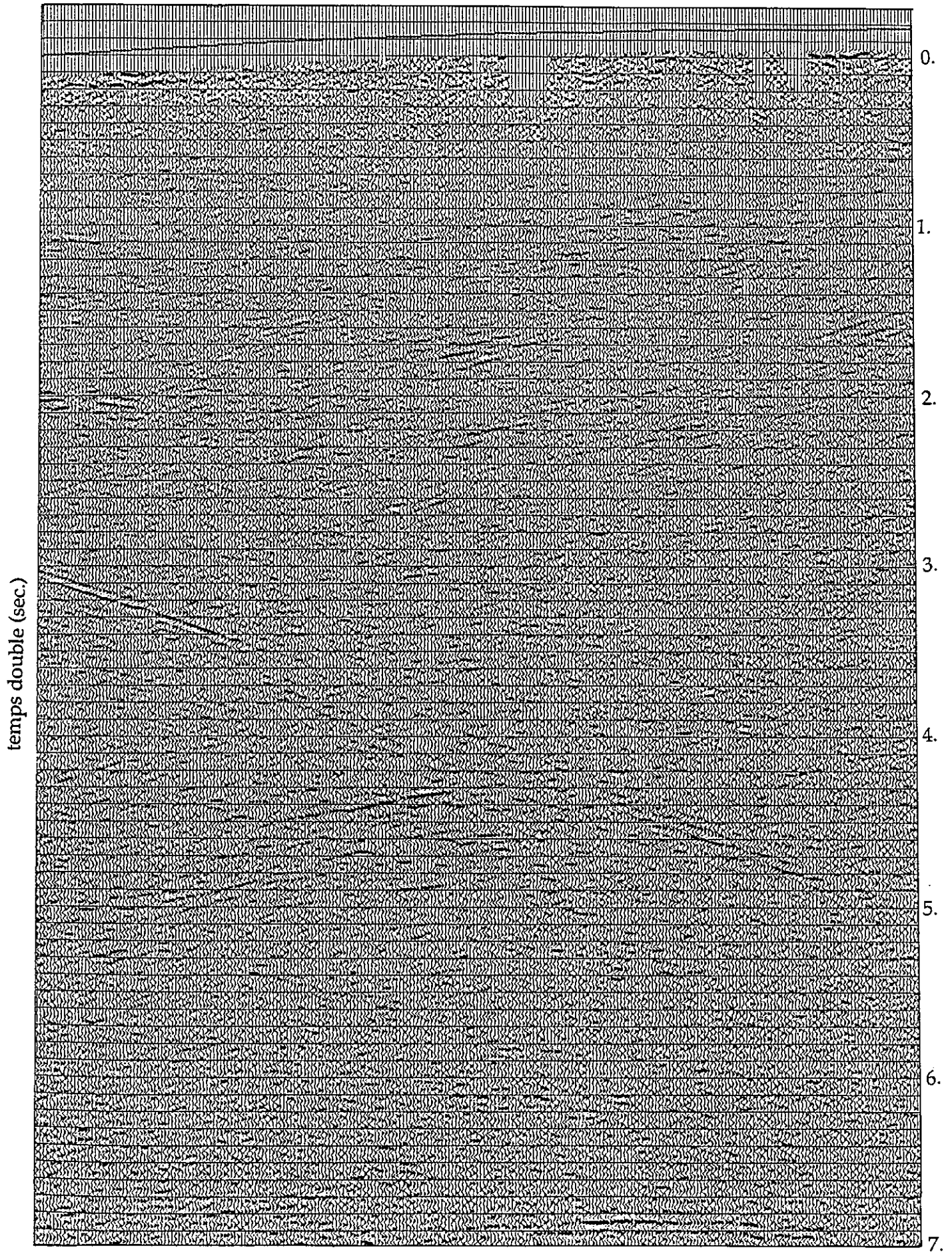


Figure III.35 Section obtenue après application du DMO.

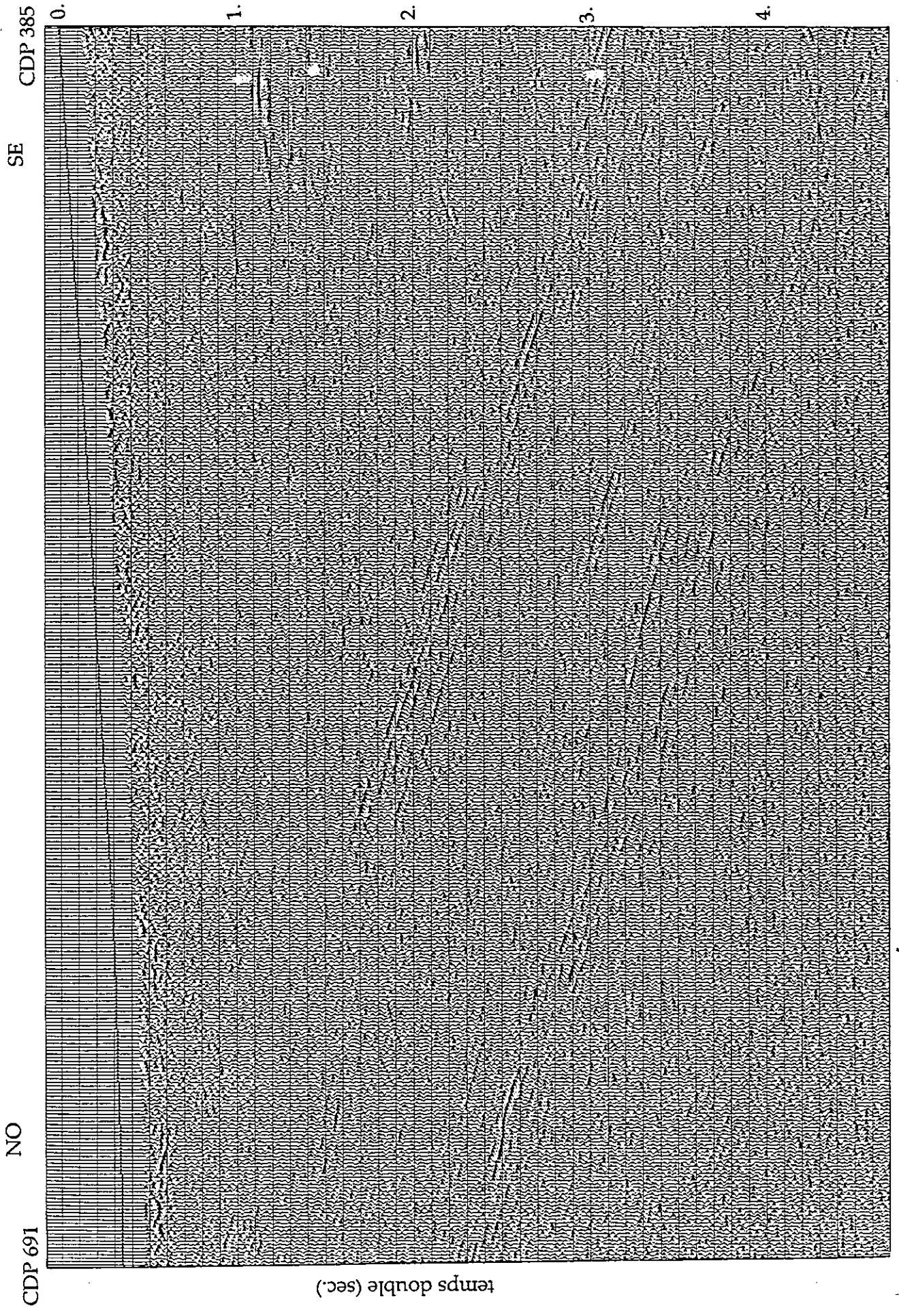


Figure III.36 Section obtenue après application du DMO.

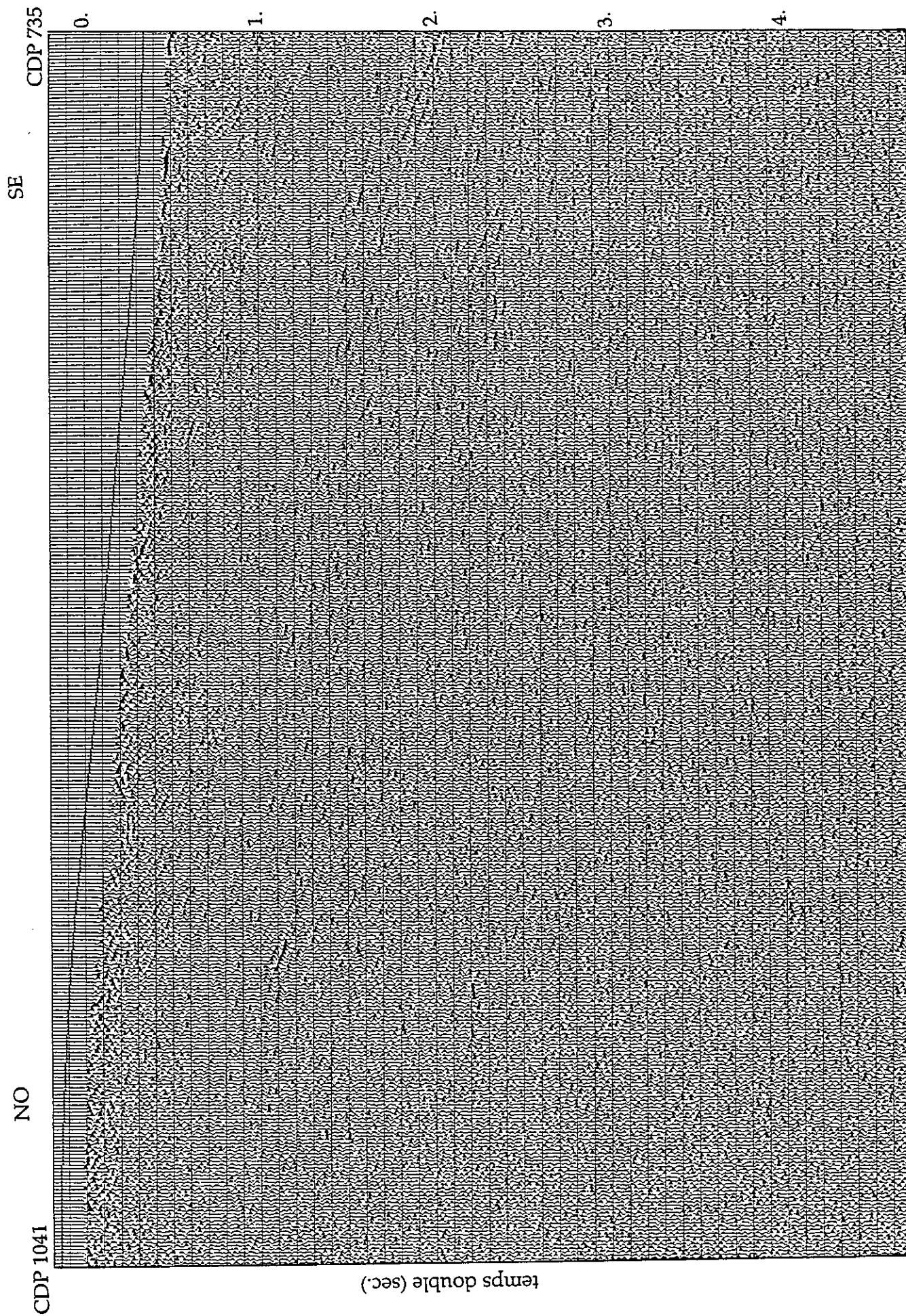


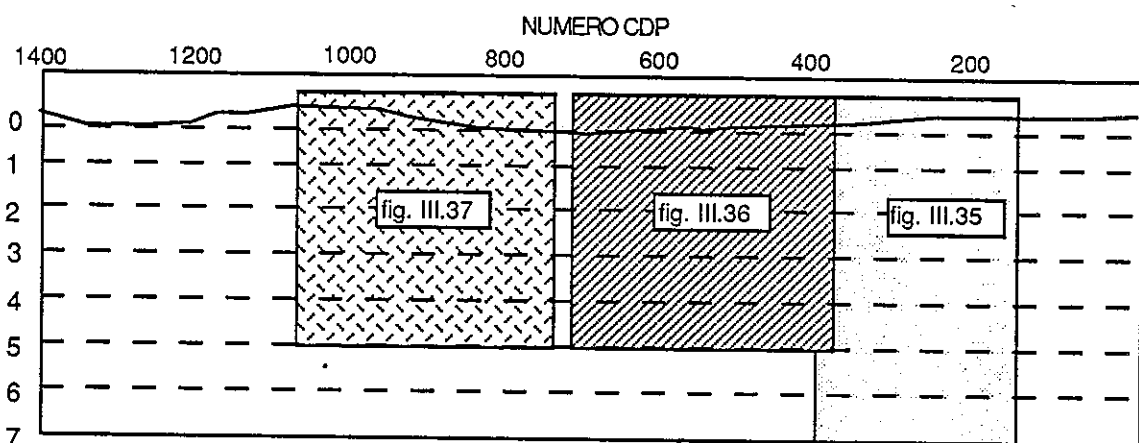
Figure III.37 Section obtenue après application du DMO.

Nous pouvons par contre approfondir l'interprétation des vitesses sélectionnées. De nombreux paramètres sont à prendre en compte quant à l'incertitude qui entache encore ces valeurs:

- obliquité du profil par rapport à la ligne de plus grande pente des structures.

- difficulté à sélectionner les vitesses de correction vu la qualité des données. La précision recherchée qui est de l'ordre de 100 m/s est souvent loin d'être atteinte.

- influence des pendages sans doute incomplètement annulée, compte tenu de la remarque précédente.



Même si, malgré ces remarques, on assimile les vitesses issues des analyses à des vitesses quadratiques moyennes, il n'est pas possible d'en tirer des valeurs précises des vitesses moyennes. Ces dernières sont égales aux moyennes temporelles des vitesses instantanées $v(t)$:

$$V_M = \frac{1}{T} \int_0^T v(t) dt$$

Elles ont donc une signification réelle en terme de géologie et permettent de passer d'une section "temps" à une section "profondeur". Cordier montre que, pour des cas simples, l'écart entre vitesse apparente (V_{NMO}) et vitesse moyenne (V_M) est de l'ordre de 3% et qu'il se situe de manière générale entre 1 et 6% (Cordier, 1983). Une comparaison entre des vitesses issues de forages et des vitesses sismiques a montré à quel point il est risqué d'interpréter les vitesses de NMO (Blackburn, 1980) et ceci est d'autant plus vrai dans notre cas que la géométrie des structures étudiées est loin d'être assimilable au modèle stratifié

plan correspondant rigoureusement à la définition des vitesses quadratiques.

Nous proposons dans la figure III.38 un modèle de vitesses moyennes calculées à partir du modèle final (fig. III.34), en retranchant de 1 à 6 % des valeurs de départ.

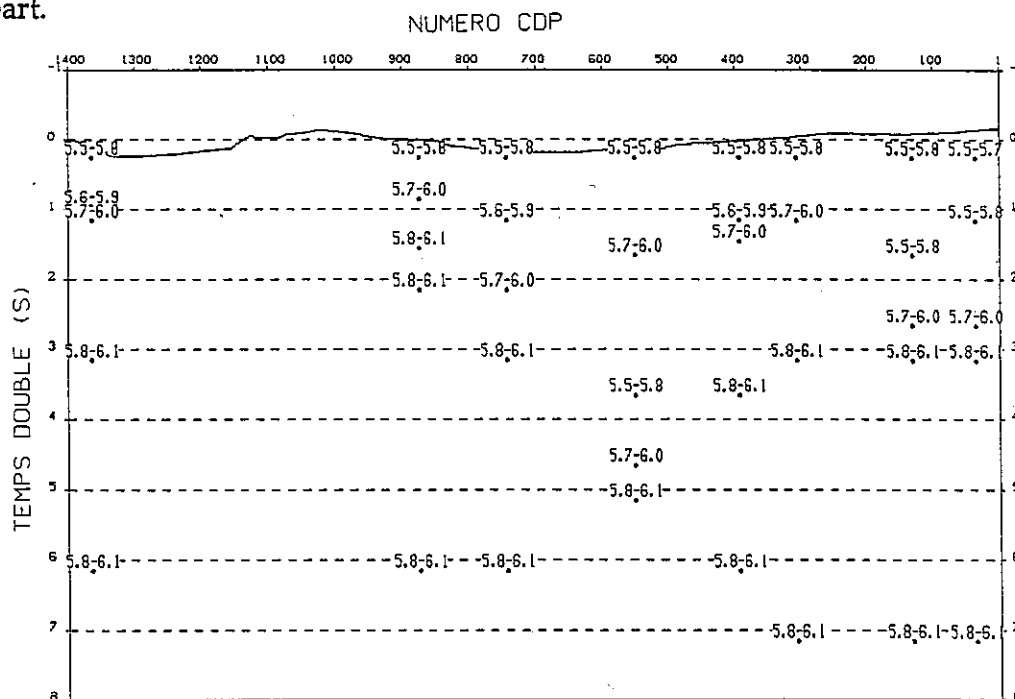


Fig. III.38 Modèle de vitesse moyenne calculé à partir des vitesses apparentes.

3 TRAITEMENTS APRES SOMMATION

Nous nous sommes intéressés à deux types de traitement après sommation, l'un facultatif (filtre de cohérence), l'autre indispensable (la migration).

3.1 Amélioration de la cohérence.

L'aspect des sections présentées ici peut être sensiblement amélioré en utilisant des filtres de cohérence. Le module de cohérence de GEOVECTEUR utilise le facteur de semblance S_t (Neidell et Taner, 1971), défini par:

$$S_t = \frac{\sum_{t=t}^{t+\Delta t} \left(\sum_i a_{ti} \right)^2}{\sum_{t=t}^{t+\Delta t} \sum_i (a_{ti}^2)}$$

où a_{ij} est l'amplitude d'une trace i à un temps t . Ce facteur est calculé en chaque point (i,t) en introduisant un décalage variant de $t-\delta t$ à $t+\delta t$ entre la trace considérée i et les traces environnantes $i-n$ à $i+n$. Le programme détermine le décalage pour lequel le facteur de semblance est maximal. L'application de ce décalage à la trace initiale permet d'obtenir une "trace calculée". Afin de limiter l'influence du traitement, autrement dit pour éviter un décalage excessif des traces, on introduit une pondération qui permet de calculer la trace finale en tenant compte de la trace initiale et de la trace calculée. Cette pondération évite de trop transformer l'aspect de la section finale.

L'utilisation de tels outils demande une grande prudence quant au choix des paramètres: le décalage maximum δt doit être limité afin d'éviter un saut de phase ($\delta t < 40$ ms), le nombre de traces environnantes prises en compte (n) doit être choisi en fonction de la continuité moyenne observée sur les sections. Enfin, dans les secteurs où l'on n'observe aucun signal (partie ouest de la section par exemple), le filtre de cohérence n'apporte rien de plus et risque au contraire de générer des artefacts en étoiles; dans ce cas, la pondération de la trace initiale doit être supérieure à celle de la trace calculée afin d'éviter tout excès:

$$\text{ex: } \text{trace finale} = \text{trace initiale} * 80\% + \text{trace calculée} * 20\%$$

Nous avons donc défini différentes fenêtres au sein desquelles ces différents paramètres varient (fig.III.39).

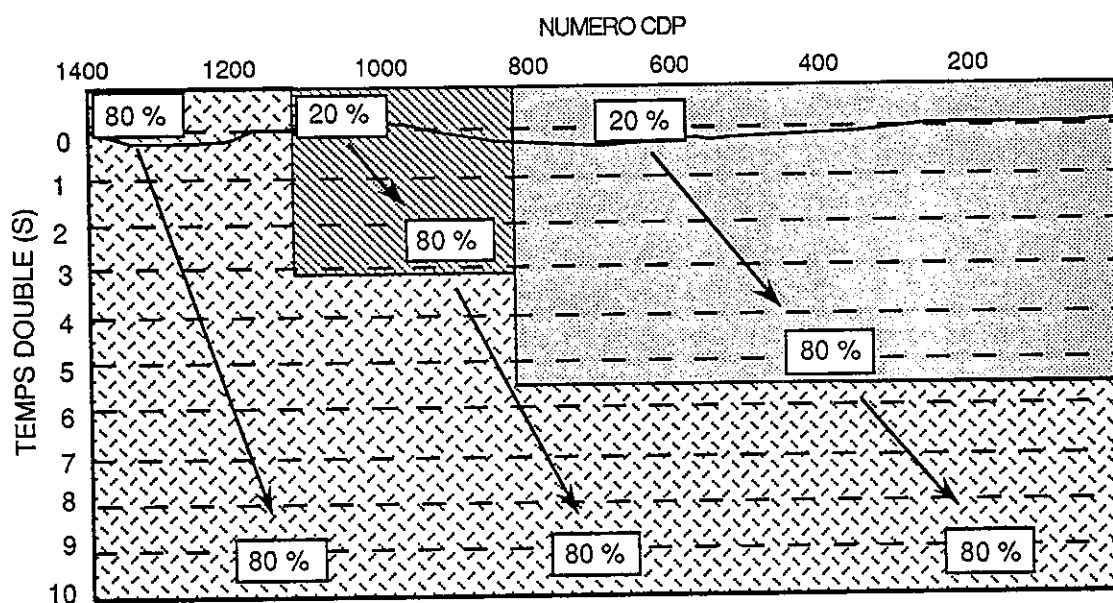


Fig. III.39 Fenêtres d'application du filtre de cohérence. Les valeurs correspondent à la pondération associée à la trace initiale.

Le décalage maximum autorisé est de + ou - 8 ms et le nombre de traces prises en compte de part et d'autre de la trace de travail est de 10. Les tests effectués avec des décalages maximums plus élevés se sont avérés moins satisfaisants car les secteurs bruités ne contenant pas de réflecteurs présentaient après traitement de nombreux artefacts, le programme sélectionnant toujours une valeur de cohérence maximale. La comparaison des figures III.40 et III.41 permet d'apprécier l'amélioration issue de ce filtrage. Les réflecteurs apparaissent plus nettement dans l'ensemble et les petits décalages entre traces tendent à prolonger quelque peu certains réflecteurs, améliorant ainsi leur aspect général (voir flèches). De même, les sections complètes jointes à ce mémoire (pl.1 et 2) ont été obtenues après application de ce filtre.

Planche 1: Section non migrée, corrections dynamiques sans DMO, après application d'un filtre de cohérence.

Planche 2: Section non migrée, corrections dynamiques avec DMO, après application d'un filtre de cohérence (identique à celui de la planche 1).

3.2 Migration totale après sommation.

Les récentes études portant sur le problème de la migration des données en sismique profonde montrent la supériorité des méthodes de migration avant sommation (Milkereit, 1987b). La méthode de migration développée par Milkereit consiste en une analyse des lenteurs sur l'ensemble des données par sommations obliques (*slant stack*) (Milkereit, 1987a). La migration proprement dite est une sommation des courbes de diffraction associées à chaque point de la section (migration de type Kirchhoff) en fonction de l'inverse des lenteurs définies précédemment. Les tests effectués à Ottawa ne nous ont pas permis d'obtenir de résultats satisfaisants, vraisemblablement pour des raisons de temps et non pas à cause de la méthode.

Cette partie du chapitre ne porte donc que sur les méthodes de migration après sommation.

3.2.1 Choix de la méthode.

Il aurait été particulièrement intéressant d'appliquer aux données corrigées du DMO une migration complète après sommation. Il ne nous a pas été

SE CDP 192

NO CDP 498

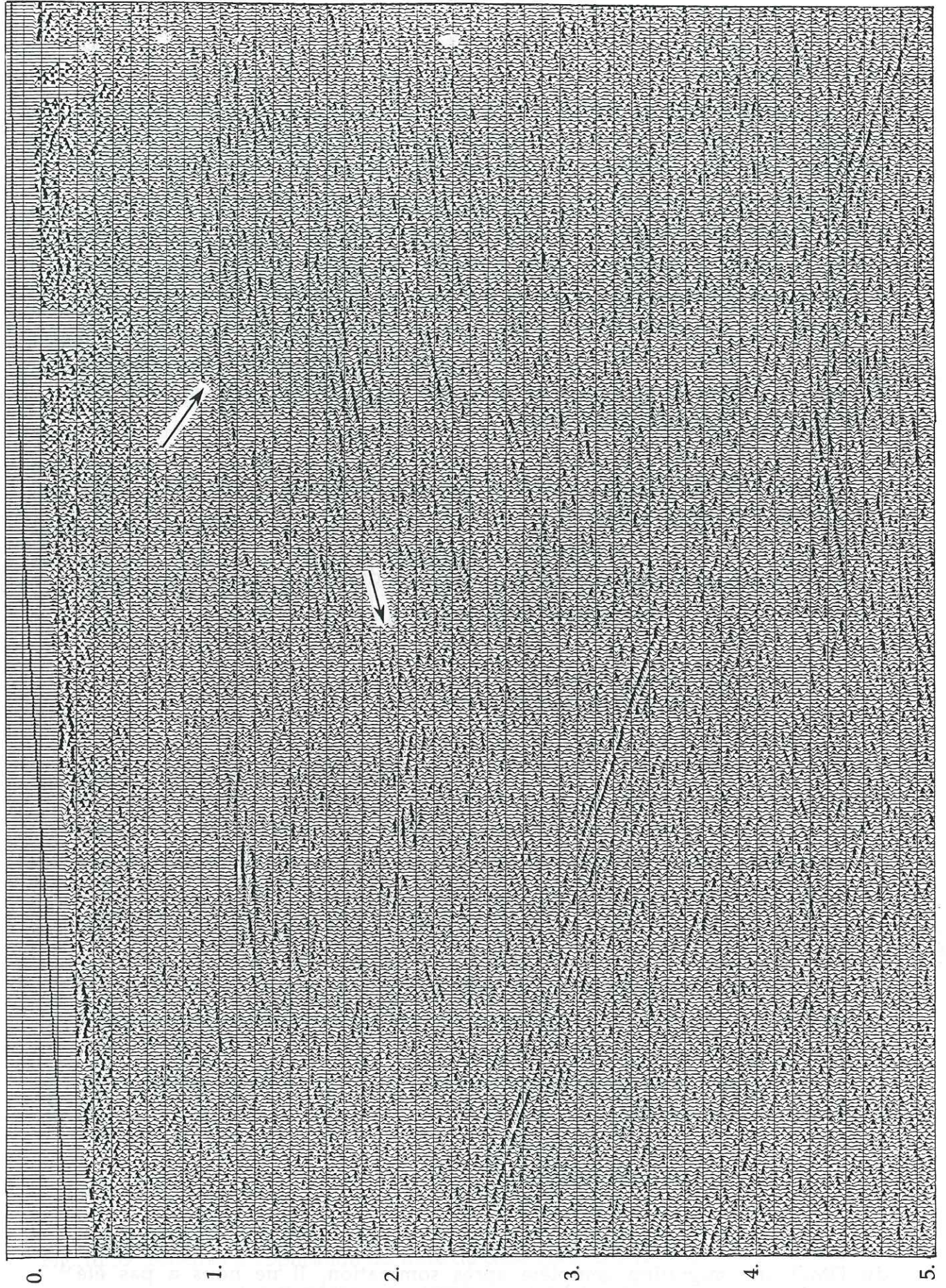


Figure III.40 Section obtenue après DMO, sans application du filtre de cohérence.

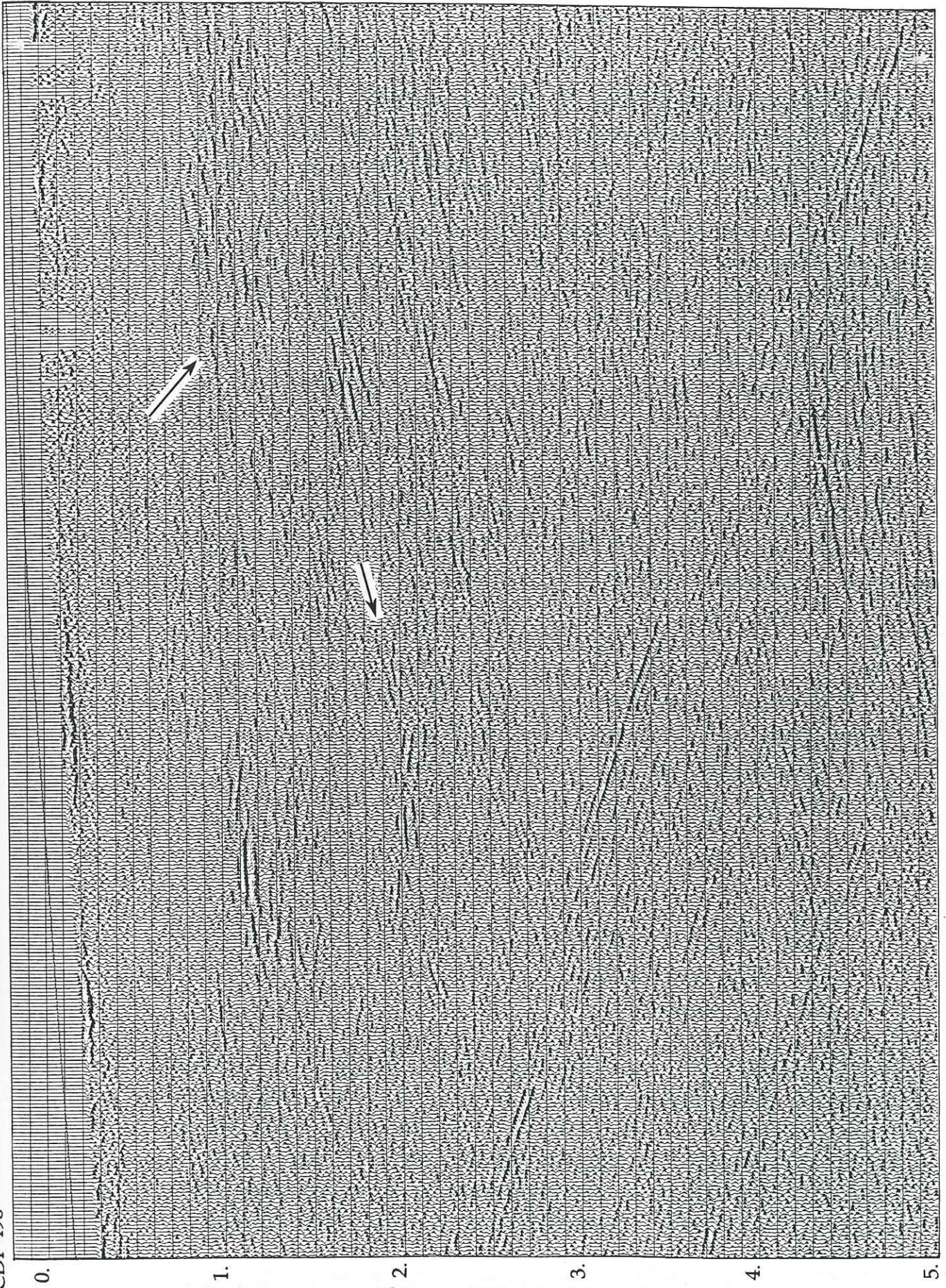


Figure III.41 Section obtenue après DMO, après application du filtre de cohérence.

matériellement possible d'effectuer une telle opération.

Toutefois, les données étant très bruitées, le résultat d'une migration numérique de type fk ou de type Kirchhoff aurait sans doute été décevant (Warner, 1987). Les données du profil ALP1 ne présentent pas les caractéristiques requises pour espérer des résultats satisfaisants à grande profondeur: les méthodes classiques nécessitent un fort rapport signal sur bruit, l'absence de pendages transverses et une bonne connaissance du modèle de vitesse. De plus, ces méthodes tendent à combler l'absence d'information d'où l'apparition d'artefacts en forme de sourires.

La solution consiste à migrer non pas les enregistrements complets mais uniquement les réflecteurs issus d'un pointé manuel, ce qui est parfois réalisé en se basant sur le tracé de rai (Raynaud, 1988). Nous avons développé une méthode géométrique simplifiée à l'extrême, basée sur le principe de la tangente commune à deux fronts d'ondes circulaires, méthode dont l'application sur les sections obtenues par C.G.G. a donné des résultats ayant fait l'objet d'une publication (voir article Sénéchal et Thouvenot (1991) à la fin du chapitre).

3.2.2 Migration géométrique.

Un nouveau pointé des réflecteurs a été réalisé sur la section obtenue lors du retraitement avec DMO (fig. III.42a). La première étape consiste à convertir les temps de propagation en distances kilométriques (profondeurs):

$$p = V_M * \frac{TD}{2}$$

avec V_M = vitesse moyenne

TD = temps double

p = profondeur

Le modèle de vitesse utilisé (fig. III.42b) correspond au modèle de vitesses moyennes obtenu précédemment. A partir de la section en temps double non migrée, nous obtenons une section en profondeur, non migrée (fig. III.43a). La section finale migrée constitue en fait l'unique document à partir duquel on puisse fonder une quelconque interprétation de la géométrie des réflecteurs (fig. III.43b).

Nous n'aborderons l'interprétation géologique de cette section qu'au

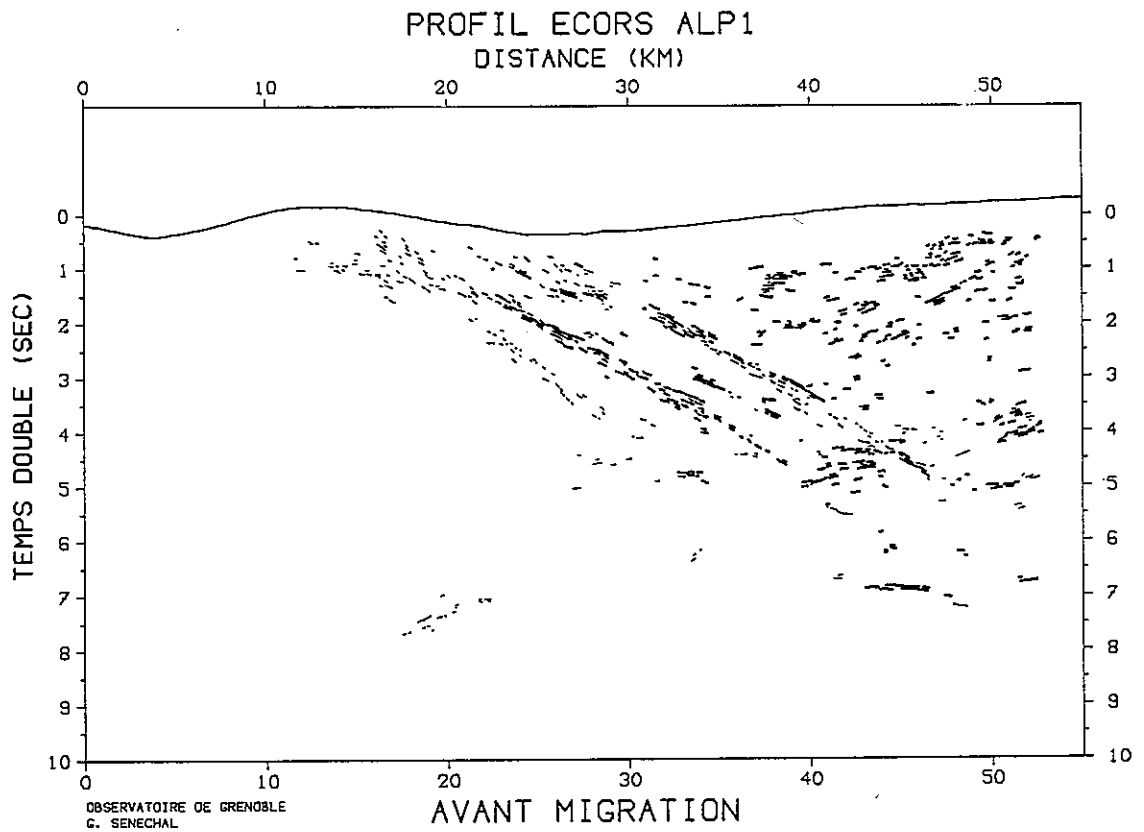


Figure III.42a Pointé de la section en temps double non migrée. Les traits gras correspondent aux événements très énergétiques.

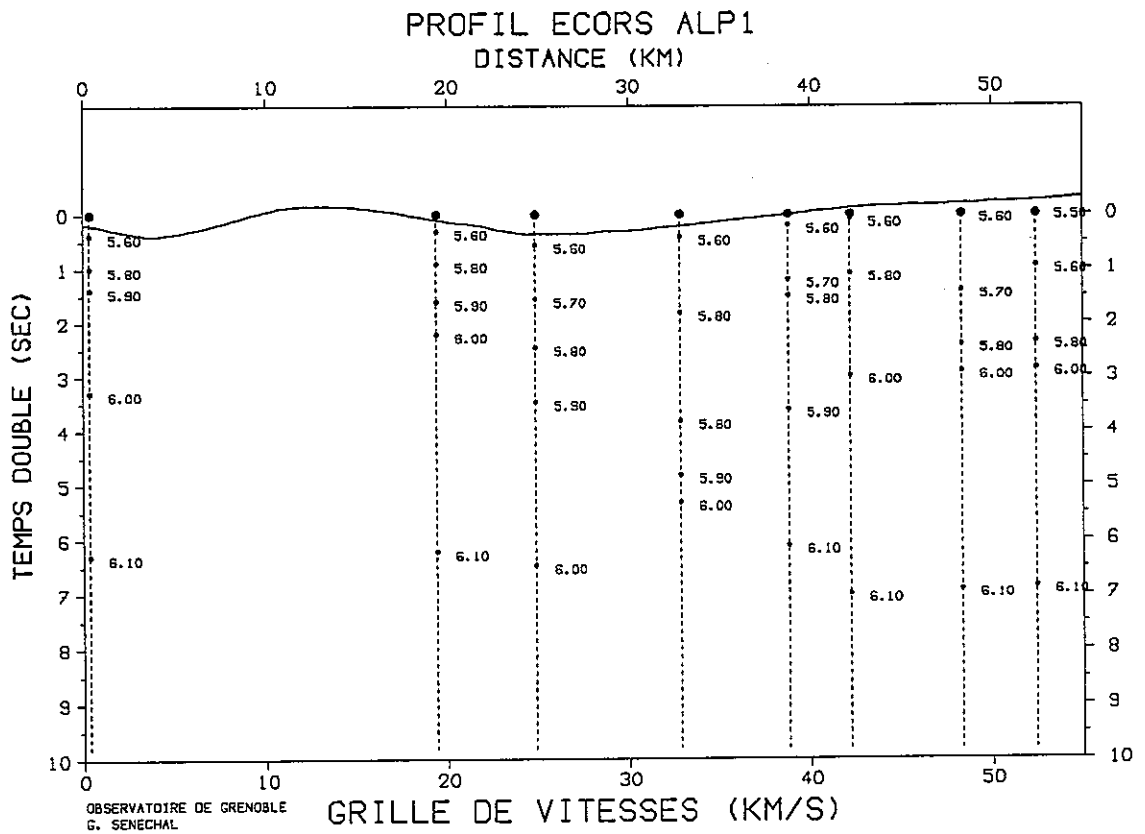


Figure III.42b Modèle de vitesses moyennes utilisé pour la conversion en profondeur et la migration. Valeurs exprimées en km/s.

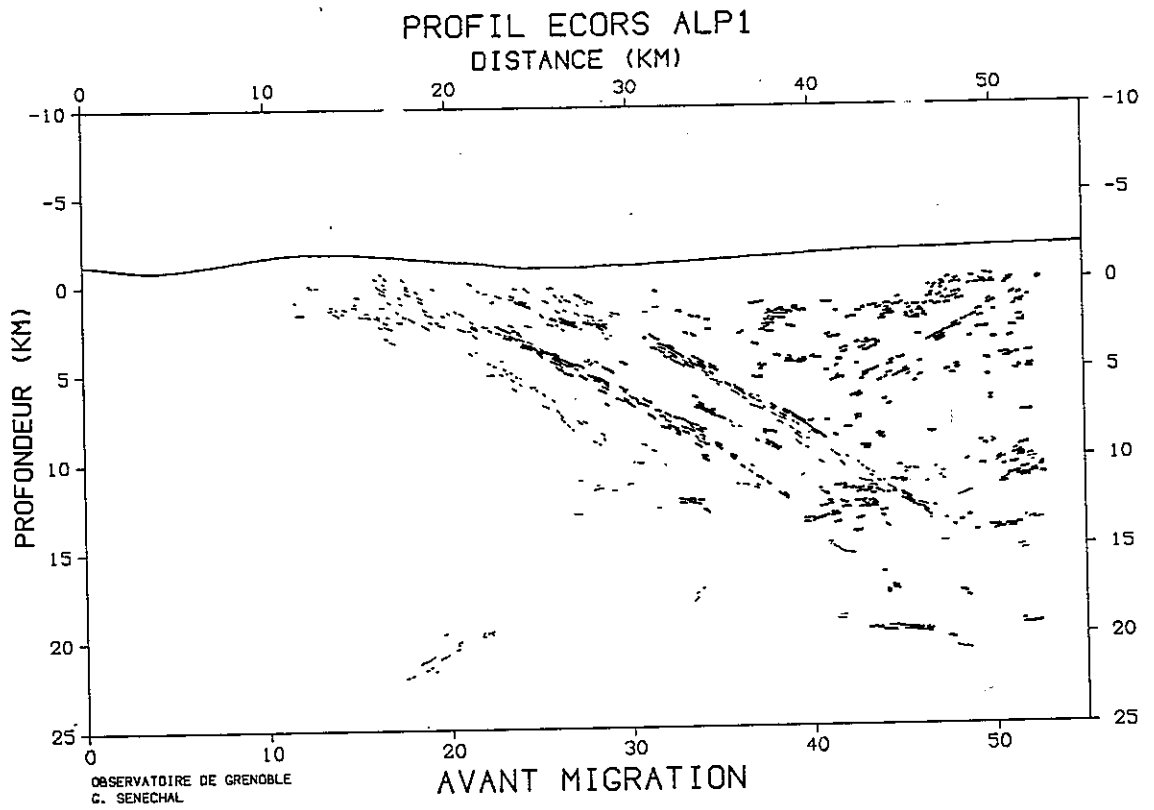


Figure III.43a Pointé de la section non migrée après conversion en profondeur.

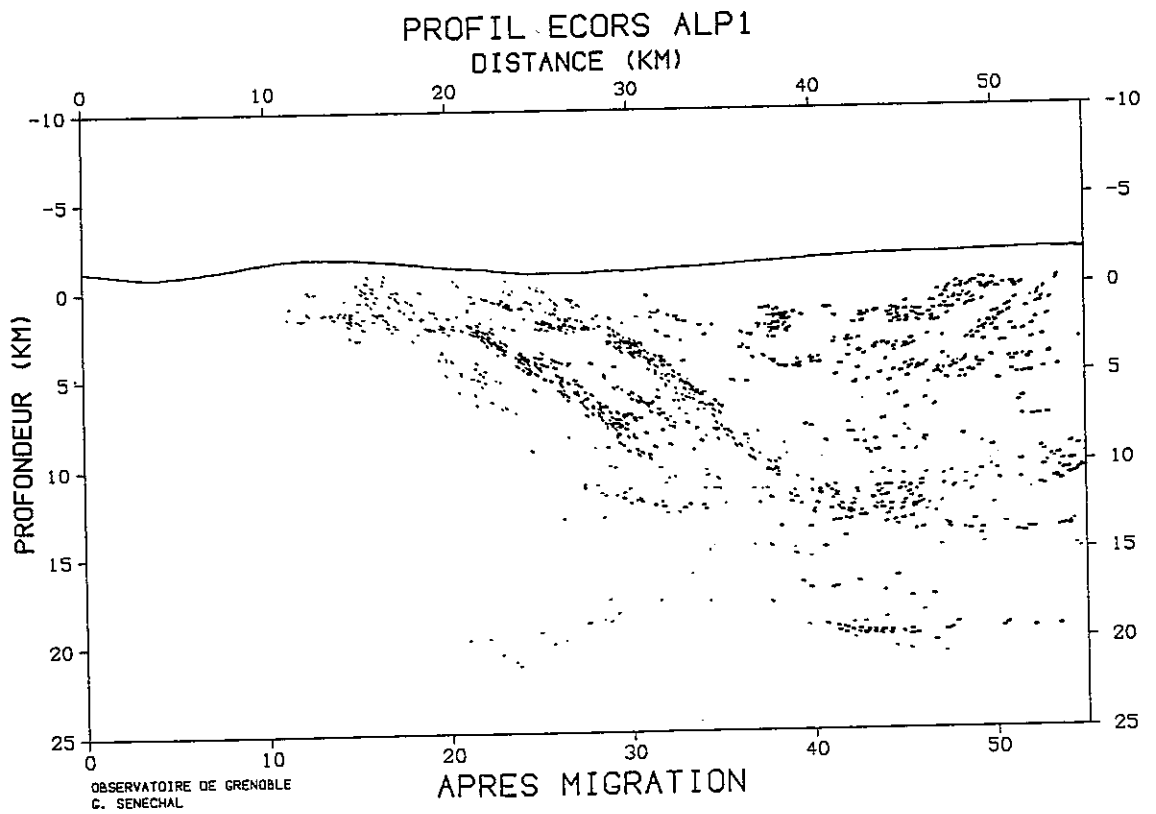


Figure III.43b Pointé de la section en profondeur après migration géométrique.

chapitre V. En effet, cette interprétation doit tenir compte de l'analyse que l'on peut faire du traitement des données tel que nous l'avons effectué. De plus, cette analyse va nous conduire à aborder d'autres types de traitement (chapitre IV) qui vont eux-mêmes compléter les connaissances que nous avons des données et apporter de nouveaux enseignements.

4 ANALYSE DU RETRAITEMENT

Nous pouvons tirer un certain nombre de conclusions de cette première partie portant sur le retraitement des données.

Il est possible, d'une part, de résumer à quels moments sont faites les hypothèses simplificatrices les plus importantes, et d'autre part, de rappeler les principaux résultats issus de cette étude.

4.1 Influence du traitement.

On peut classer les différentes étapes du traitement en deux groupes, en fonction des conséquences que peuvent avoir les approximations et les incertitudes qui leur sont propres: dans un cas, celles-ci vont se traduire par une altération de l'image sismique ou tout du moins par une absence d'amélioration. Dans l'autre cas, cela va se traduire par l'apparition d'artefacts (événements factices).

Ainsi, le calcul des corrections statiques fait partie du premier groupe. Nous avons vu les problèmes liés à leur détermination dans le cas du profil ALP1; cette mauvaise détermination ne peut toutefois qu'altérer l'aspect de la section finale. La présence d'un réflecteur ne semble pas pouvoir être due à des statiques mal définies. De même, le choix des fonctions de déconvolution peut conduire à améliorer plus ou moins la section, mais ne peut pas être mise en cause lors de l'apparition d'artefacts.

Par contre, le mute est typiquement le type de traitement pouvant être mis en cause lors de l'apparition d'événements proches de la surface, surtout dans le cas d'un dispositif long. Par définition, un dispositif prévu pour l'exploration à grande profondeur est inadapté pour des objectifs peu profonds. Cette remarque est importante dans le cas de l'extrémité ouest des bandes de réflecteurs pentés (secteur des CDP 700 à 1000). De même les corrections

dynamiques peuvent être à l'origine de l'apparition non justifiée d'événements, en fonction de l'application ou non du DMO avec le NMO.

Mais la principale étape du traitement, celle sur laquelle repose pratiquement toute la suite des calculs, est la mise en collection des traces par points miroirs communs. De ce classement dépend en partie les résultats des analyses de vitesse donc les corrections dynamiques et par là-même les statiques résiduelles. C'est aussi à partir de ce regroupement que sont calculées les migrations (partielles ou totales) avant sommation. Telle qu'elle est définie, la mise en collection par points miroirs communs dépend essentiellement du choix de l'orientation de la ligne moyenne. Il est difficile de dire a priori si un mauvais regroupement risque plus de détruire ou de faire apparaître des réflexions. Nous allons donc aborder cette étude au chapitre suivant, tous les autres facteurs ayant été passés en revue au cours du présent chapitre.

Il faut enfin remarquer que l'influence de ces traitements avant sommation sur l'aspect de la section reste limitée, comparée à celle des traitements ayant lieu après sommation. Les migrations numériques classiques et les opérations de type "filtre de cohérence" constituent les phases à haut risque de la chaîne de traitement. De même, rappelons l'importante subjectivité du pointé dans le cas de la migration géométrique. Cependant, si les paramètres introduits et si l'application de cette migration géométrique se fait avec modération, les sections obtenues restent plus à même d'être interprétées (d'un point de vue géologique) que celles obtenues sans migration.

En ce qui concerne les méthodes de traitement automatique, leur condition d'efficacité est un bon rapport signal sur bruit. Dans le cas contraire (comme pour ALP1), le traitement doit se faire au cas par cas, ce qui nécessite de bons moyens de visualisation et de gestion des données.

4.2 Qualité des données.

Nous avons montré au début de ce chapitre quelques exemples d'enregistrements. Ceux-ci sont caractérisés par un faible rapport signal sur bruit et par une gamme de fréquences relativement limitée (les traces sont très mono-fréquentielles). Les conséquences en sont importantes: mauvaises corrections statiques, analyses de vitesse imprécises... Il n'est pratiquement pas possible d'identifier les réflexions sur les traces groupées en PV (elles sont cependant parfois visibles sur les traces groupées en CDP et corrigées). Tout ceci limite beaucoup les possibilités de travail et d'interprétation.

Cette mauvaise qualité des données peut s'expliquer de différentes

manières: le contexte géologique en sub-surface, un mauvais couplage source-sol, un bruit de fond humain que les opérations de nuit n'ont pas suffi à éliminer.... Les résultats obtenus en 1985 avec le profil ECORS Pyrénées constituent toutefois de bons contre exemples (ECORS Pyrénées Team, 1988). Remarquons cependant que les résultats du profil suisse W4 NFP20 montrent à quel point l'absence de bruit de fond d'origine humaine améliore la qualité des résultats (ce profil se situe en moyenne vers 2400 m d'altitude, dans un secteur particulièrement isolé).

La comparaison entre la vibrosismique et l'explosif indique aussi que ce dernier type de source apparaît plus efficace pour l'investigation à grande profondeur (Valasek et al., 1990). Il s'agit d'une source plus puissante ayant généralement une meilleure signature. Elle présente de plus l'avantage de limiter le traitement (corrélation ...) et de favoriser la détermination des corrections statiques. S'il est certain que les contraintes logistiques et budgétaires sont primordiales, la source vibrosismique contraint le choix du tracé en fonction des routes, ce qui se traduit par une sinuosité qui oblige l'utilisation du slalom line. Rappelons encore l'étalement dans l'espace de la source et la nécessité de traitements supplémentaires (compression du signal). Si, dans un contexte pétrolier (terrains sédimentaires, reliefs atténués, tracés limités, objectifs peu profonds), la source vibrosismique donne d'excellents résultats, il semble que les caractéristiques propres aux profils de type ECORS ALP1 favorisent l'utilisation de l'explosif.

GEOMETRICAL MIGRATION OF LINE-DRAWINGS:
A SIMPLIFIED METHOD APPLIED TO ECORS DATA

Guy Sénéchal and François Thouvenot

Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, Observatoire de Grenoble,
I.R.I.G.M., B.P. 53X, 38041 Grenoble, France

Abstract. The geometrical migration of line-drawings can be an intermediate solution to the problem of migrating vertical-reflection data. Our method, based on the principle of the common tangent, quickly produces a depth-migrated line-drawing that is readily usable for interpretation.

Introduction

Migration is the process by which effects of dip and diffraction are removed. For deep seismic reflection data, conventional methods often produce poor results and, moreover, pre- or post-stack digital migrations are always time-consuming and require a great computer capacity (Sattlegger and Stiller, 1974; Warner, 1987). Consequently, vertical-reflection data are often represented unmigrated, and many interpretations are based on line-drawings of unmigrated time sections where the geometry of the dipping reflectors is largely distorted.

An alternative solution is to migrate the line-drawing, for instance using a ray-tracing method (Raynaud, 1987). Unger (1988) described an application of ray theory to migrate line-drawings, considering a velocity that increases linearly with depth. We tried to go here one step further into the direction of simplification, using a very primitive, but efficient, geometrical technique. This method is based on the principle of the common tangent of two spherical wavefronts (Hagedoorn, 1954). Velocity models with horizontal and vertical variations can be taken into account, provided the variations are smooth enough.

Description of the process

Consider the geometry of a spherical wavefront as reflected from a dipping interface with source and

receiver in the same place (zero offset). On the unmigrated section, the reflection will be positioned along the vertical of the source-receiver pair, while the true location of this reflection is where the reflector is a tangent to the wavefront.

Suppose now an unmigrated reflective segment delimited by two points (Fig. 1). For each point, we can draw the corresponding spherical wavefront, using the intersection between the vertical of the point and the surface. The true position of this reflective segment will correspond to the common tangent of these two wavefronts, where reflection will be at normal incidence.

The input data are digitized unmigrated line-drawings, with each reflector being digitized into small individual reflective segments. The digitization step takes into account the lateral resolution, which decreases with depth as a consequence of the wavefront geometrical expansion with time (Sheriff and Geldart, 1982). Therefore, the length of any reflective segment should exceed a few ten metres in surface and a few hundred metres at depth.

Such a geometrical construction requires the same vertical and horizontal scale, and we first have to compute the unmigrated depth section. To transform the time section into a depth section, we define a velocity model, which is a grid of estimated velocities with horizontal and vertical variations (Fig. 2). For the subsurface, we use velocities obtained during the pre-stack process (velocity analysis); for the deep crust, we use velocities provided by deep-seismic-sounding data (long-range refraction and wide-angle reflection). The velocity anywhere in the model can be approximated using a double linear interpolation between neighbouring grid velocities, and the unmigrated depth section can be computed.

The migration process uses simple trigonometrical relations for computing the true position of each reflective segment (Fig. 3):

Consider the dipping segment A_1A_2 (dip β), positioned beneath the surface (dip α). The coordinates (x_1, z_1) and (x_2, z_2) of the points A_1 and

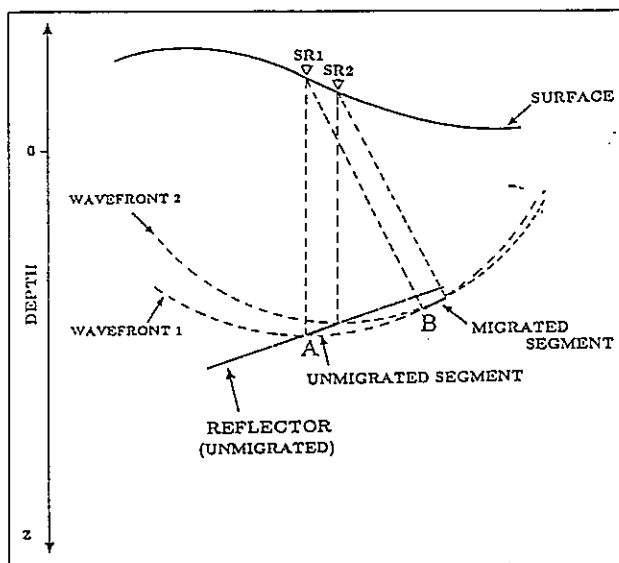


Fig.1 Geometrical migration of a reflective segment. Reflector A moves to B.

A_2 are computed using the digitized coordinates of the time section and the velocity model. Next, we compute the coordinates (x_1, z_{r1}) and (x_2, z_{r2}) of the points O_1 and O_2 situated on the surface, on the vertical of the two points limiting the reflective segment. The distance O_1O_2 is:

$$D = \sqrt{d^2 + p^2},$$

with $d = x_2 - x_1$ and $p = z_{r2} - z_{r1}$.

Let $H = R_2 - R_1$, with R_1 being the radius of circle C_1 and R_2 the radius of circle C_2 . We can express dips α and β :

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{p}{d} \right) \quad \beta = \tan^{-1} \left(\frac{z_2 - z_1}{d} \right)$$

Applying trigonometrical relations to triangle O_1O_2T allows us to express angle γ in terms of H and D

$$\gamma = \sin^{-1} \left(\frac{H}{D} \right),$$

and the dip of the migrated segment is $\theta = \gamma + \alpha$. The coordinates of the two points B_1 and B_2 that define the migrated segment are:

$$B_1 : \begin{cases} x_{1m} = x_1 - R_1 \sin \theta \\ z_{1m} = z_{r1} + R_1 \cos \theta \end{cases} \quad B_2 : \begin{cases} x_{2m} = x_2 - R_2 \sin \theta \\ z_{2m} = z_{r2} + R_2 \cos \theta \end{cases}$$

The above equations are functions of the surface and reflector dips. Reflector with excessive dips cannot be migrated, which is the case for less than 1% of the data. When $\alpha = 0$ (no altitude variation), β cannot exceed 45° .

The comparison between an unmigrated time section (Fig. 4a) and a migrated depth section (Fig. 4b) shows the transformation due to the process. Of course, dips are increased and reflectors moved laterally up-dip. This is especially clear for reflectors around 8 s TWT on the left side of the section. Moreover, entangled reflectors on the right side of the section (5-6 s TWT) are migrated into a more continuous reflective band.

Application to ECORS data

We processed the ECORS-CROP Alps data that provide a 320-km long section of the crust from the eastern Massif Central, France, to the Po plain, Italy (Bayer et al., 1987; Nicolas et al., 1990). The input data is the line-drawing of the unmigrated time section (Figs 5a and 6a). This line-drawing was produced by merging two stacks (near traces and far traces), and totals some 20,000 reflectors. We computed the unmigrated depth section, referring all depths to sea level, and giving special attention to altitude corrections. The velocity model was determined using velocities given by the contractor (C.G.G.) for the subsurface and those determined by deep seismic sounding for the lower crust. The final result is the migrated depth section (Figs 5b and 6b), represented with the same vertical and horizontal scale. The more stippled aspect of these two pictures is due to the splitting of each reflector into several reflective elements during the process. Data gaps on the line-drawing are due to locally-poor signal-to-noise ratio on the unmigrated section. Such gaps can also appear in case of a sudden change in the reflector dip - at least if we stick to a simple reflected ray geometry where diffraction is not taken into account. Some reflective segments can however be migrated in these blank areas during the process.

Migration is clearly indispensable beneath the Vanoise Massif (Fig. 6) where we can observe a two-band reflective zone. This structure corresponds to the Frontal Pennine Thrust that separates the external Alpine realm from the inner Alpine realm. These two bands merge into a single highly-reflective horizontal zone under the Gran Paradiso Massif. The close-up of Figure 4 shows the wedge geometry of the Belledonne massif that seems to have been both overthrust and underthrust by material from the inner Alpine realm.

Advantages and limits

The main drawback of this method is the subjectivity of the hand-picked input data. An

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

27 AOUT 2003

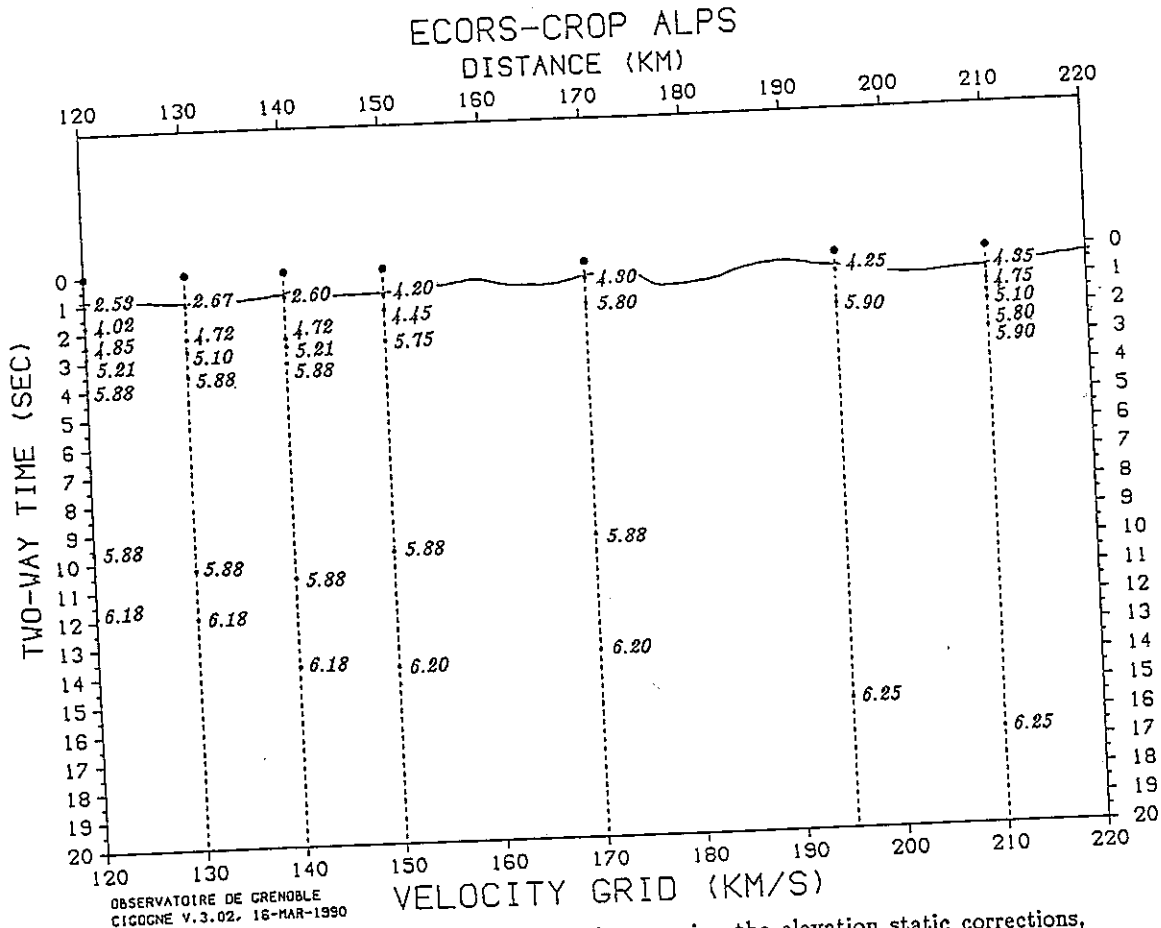


Fig.2 Example of velocity grid. (Surface is drawn using the elevation static corrections, datum plane at altitude 2400 m). Values are velocities in km/s, averaged from the surface.

automatic line-drawing can also be used if the signal-to-noise ratio is acceptable. We follow Stillier and Thomas (1990) in their statement that both methods complement each other and form a basis for a solid interpretation.

A second drawback is the use of spherical wavefronts, which may appear an oversimplification of the problem. To test this point, we checked that the velocity variation between the unmigrated and migrated positions of the reflective element is usually negligible: a velocity variation higher than .3 km/s is observed only for .5% of the data. Conventional digital migrations are always very sensitive to the velocity model (Yilmaz and Chambers, 1984; Berkhout, 1984), and in particular those based on ray-tracing methods result in migrated sections with unstable dips. The program proposed by Unger (1988) uses a linear velocity increase with depth and doesn't take into account altitude variations, two conditions that are not

acceptable in the Alps. In our method, velocity is of course an important parameter to transform the time section into a depth section, but the migration itself is not so much sensitive to velocity variations.

The computing time amounts to a few seconds for processing several thousands of reflectors, whereas conventional digital methods require several hours. Very little computer memory is required, to such an extent that even a microcomputer can handle the work. The process can be interactive, which gives the possibility to test different velocity models and different line-drawings. For instance, several data files can be used to enrich the final section suitably.

Conclusion

The fastness of the process and the advantages described hereover make this method a good

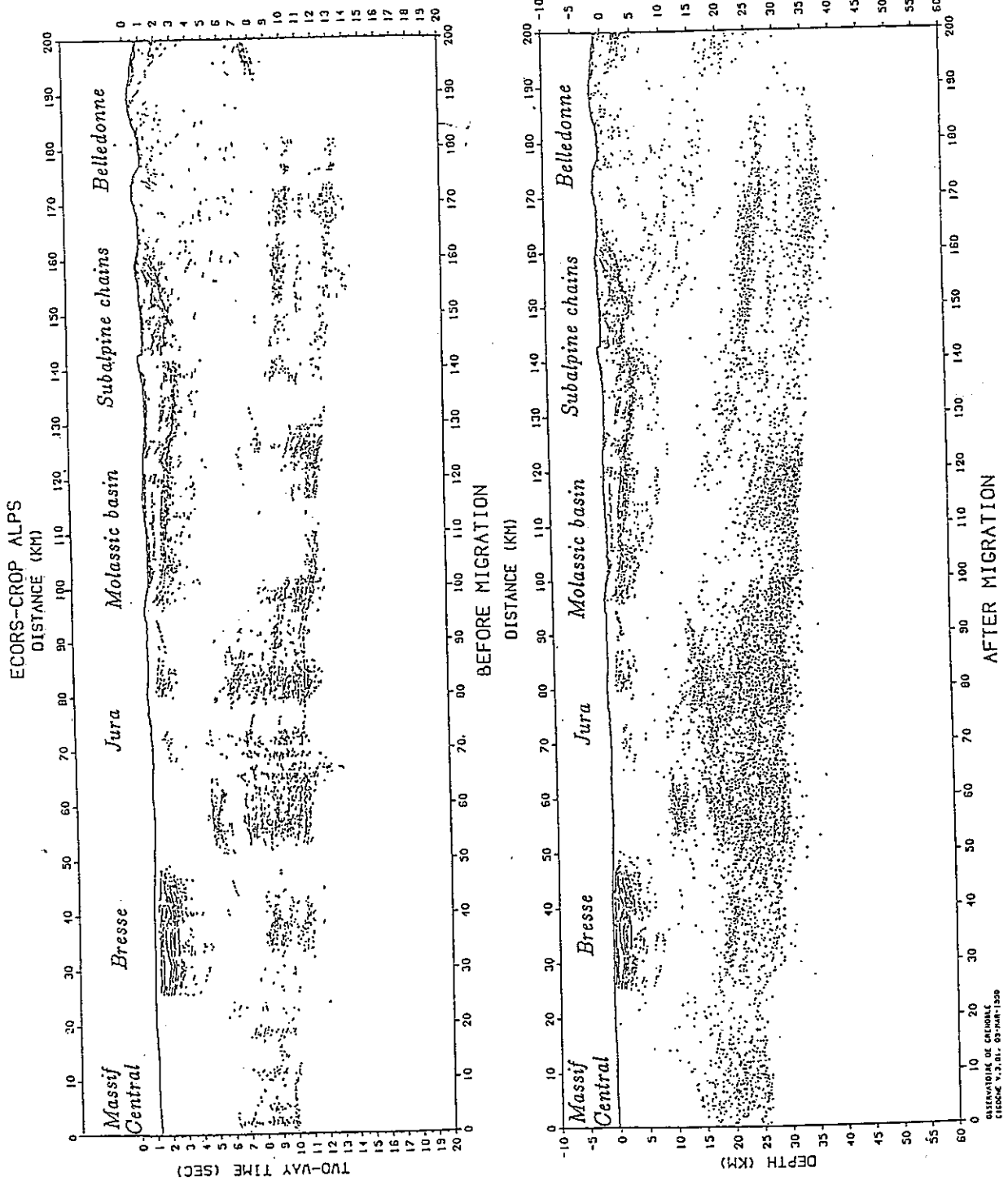


Fig. 5 Unmigrated time section (a) and migrated depth section (b) of the line-drawing of the ECORS Alps profiles between Massif Central and Belledonne Massif.

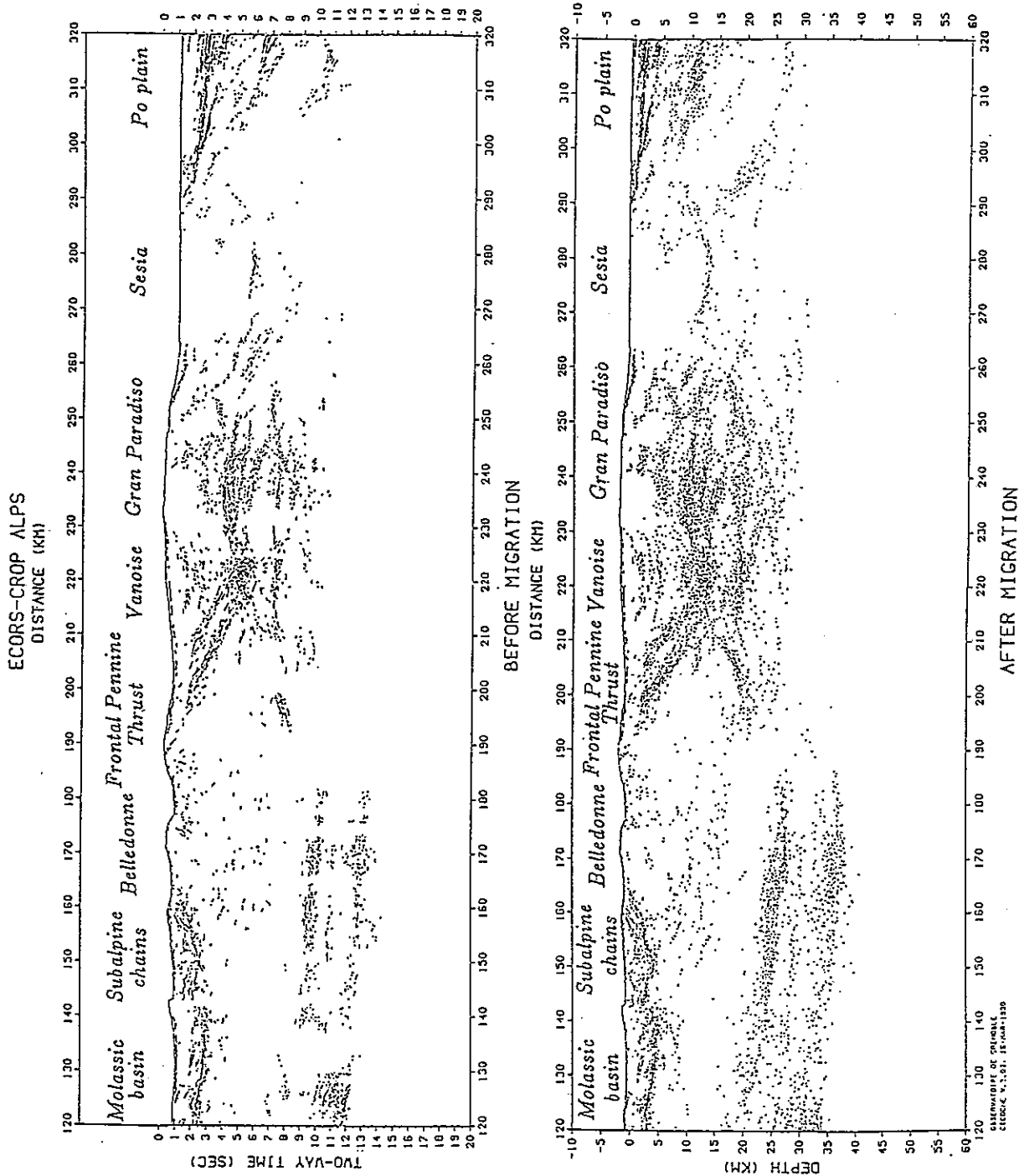


Fig. 6 Unmigrated time section (a) and migrated depth section (b) of the line-drawing of the ECORS-CROP Alps profiles between the Belledonne Massif and the Po Plain.

- Berkhout, A.J., Seismic migration: imaging of acoustic energy by wave field extrapolation, *Elsevier, Amsterdam*, 1984.
- Damotte, B., Nicolich, R., Cazes, M., et al., Mise en œuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô-Massif central, In: Roure, F., Heitzmann, P., and Polino, R., Eds., Deep structure of the Alps. - *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156, 65-76, 1990.
- Hagedoorn, J.G., A process of seismic-reflection interpretation, *Geophys. Prosp.*, 2, 85-127, 1954.
- Nicolas, A., Hirn, A., Nicolich, R., et al., Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse, *Geology*, 18, 587-590, 1990.
- Raynaud, B., A 2-D, ray-based, depth migration method for deep seismic reflections, *Geophys. J.*, 93, 163-171, 1987.
- Sattlegger, J.W., and Stiller, P.K., Section migration, before stack, after stack, or inbetween, *Geophys. Prosp.*, 22, 297-314, 1974.
- Sheriff, R.E., and Geldart, L.P., Exploration seismology (vol. 1), *Cambridge University Press*, 1982.
- Stiller, M., and Thomas, R., In *DEKORP Atlas*, Meissner, R., and Bortfeld, R. K., eds., 7-10, 1990.
- Unger, J.D., A PC Program for Migration of Seismic Reflection Profiles, *Geobyte*, 42-52, 1988.
- Warner, M., Migration - Why doesn't it work for deep continental data?, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 21-26, 1987.
- Yilmaz, O., and Chambers, R., Migration velocity analysis by wave-field extrapolation, *Geophysics*, 49, 1664-1674, 1984.

IV LA MISE EN COLLECTION PAR POINTS MIROIRS COMMUNS.

L'objet de ce chapitre est d'étudier l'influence de la mise en collection des traces par points miroirs communs dans le cas de réflecteurs pentés tels que ceux que nous observons entre les CDP 300 et 800.

Ce problème a été abordé suivant deux lignes directrices:

1- le choix de la ligne moyenne et l'influence de son orientation vis à vis de celles des structures géologiques en surface. Cette approche nous a amenés à considérer le cas des profils transverses.

2- la modélisation d'un réflecteur plan penté et sa prise en compte lors de la localisation géographique des points de réflexion.

Ces deux parties nous ont conduits à localiser l'origine de l'information apparaissant sur les sections: nous avons ainsi sélectionné les traces contenant l'information utile en introduisant un critère de cohérence.

1 LA CHAÎNE DE TRAITEMENT UTILISÉE

Cette recherche a été réalisée à Grenoble, d'où le besoin de se doter des moyens informatiques nécessaires au traitement. Nous avons développé un ensemble de logiciels permettant, à partir des données brutes, d'aboutir à une section non migrée. La chaîne de traitement adoptée est simplifiée à l'extrême; il en résulte une qualité des sections obtenues inférieure à celle présentée au chapitre précédent. Notre but est de comparer entre elles les sections en fonction de la variation d'un ou deux paramètres. Il n'y a donc pas lieu de les comparer directement à celles obtenues à l'aide de GEOVECTEUR, logiciel professionnel rodé et très sophistiqué.

L'organigramme suivant (figure IV.1) résume les étapes du traitement appliqué aux données. Les essais de traitement ont été limités à des portions restreintes (en temps et en nombre de CDP), ce qui nous a permis de faire quelques hypothèses simplificatrices. Ainsi, le modèle de vitesse utilisé pour les corrections dynamiques ne présente-t-il pas de variation latérale mais seulement des variations en fonction de la profondeur. Auparavant, nous compensons l'atténuation des amplitudes par l'intermédiaire d'une égalisation dynamique

(fenêtre d'une longueur d'1 sec.), puis nous filtrons les enregistrements (filtre passe-bande entre 8 et 40 Hz). Les corrections statiques appliquées sont celles déterminées par C.G.G.

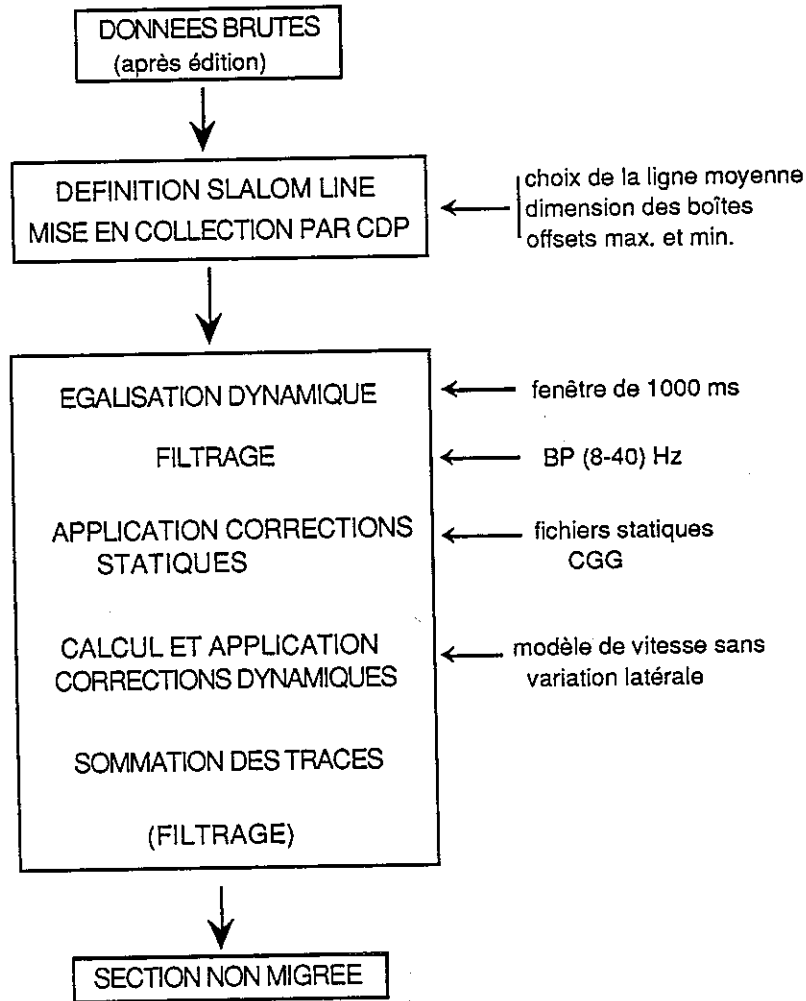


Fig. IV.1 Organigramme du traitement appliqué aux données dans le cadre de l'étude de la mise en collection en CDP.

Les paramètres concernant les fonctions situées après la mise en collection en points miroirs communs sont toujours les mêmes. Seuls ceux concernant le regroupement des traces ont été modifiés au cours des essais.

2 ORIENTATION DE LA LIGNE MOYENNE

En fonction de la géométrie du tracé suivi lors de l'acquisition des données, le nuage de points miroirs résultant peut être plus ou moins étalé. Rappelons que chaque point miroir est défini comme se situant géographiquement à mi-distance

entre la source et le récepteur. La répartition des points miroirs est donc fonction de la géométrie du dispositif et du déplacement de celui-ci entre chaque émission. Le nuage de points miroirs est particulièrement dense à faible distance du profil (traces proches). Là où celui-ci fait d'importants virages, on observe une diminution de cette densité lorsque l'on s'éloigne du tracé (traces lointaines). Dans les ventres du nuage de points miroirs, on peut par ailleurs bien visualiser l'absence d'un point de tir (fig. IV.2).

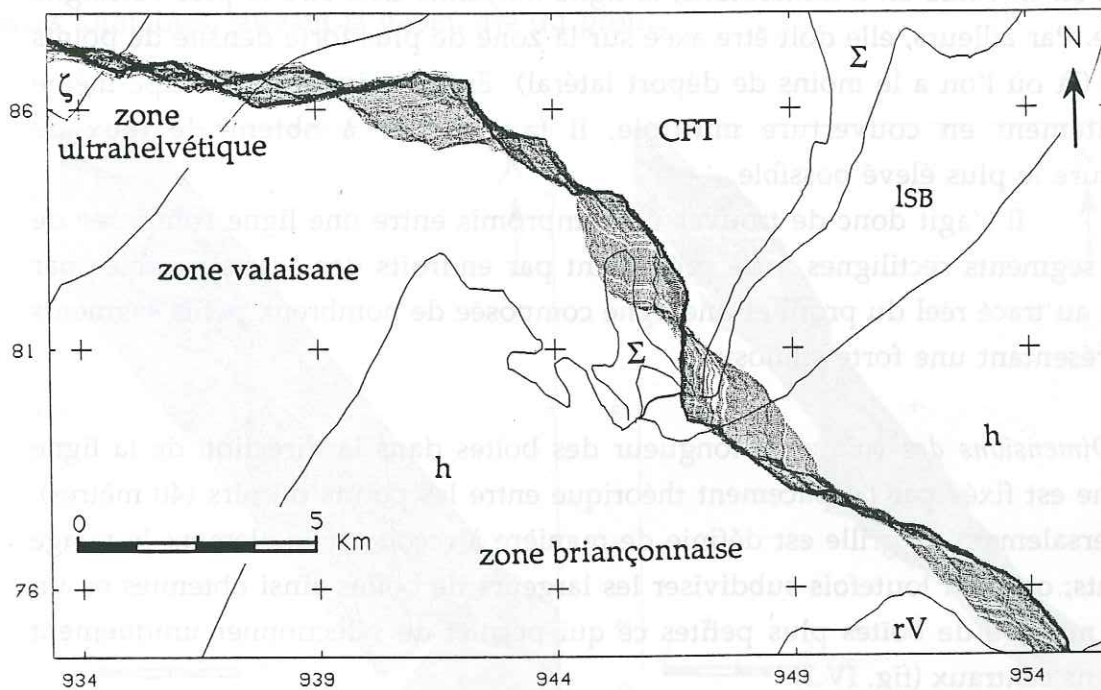


Fig. IV.2 Nuage de points miroirs entre les PV 500 et 750. Les stations indiquent la ligne suivie par le profil.

2.1 Principe du slalom line.

Du fait de cet étalement du nuage de points miroirs, il n'est pas possible d'appliquer strictement le principe du regroupement des traces en points miroirs communs en se basant uniquement sur le classement séquentiel des points de tir et d'enregistrement. On utilise donc la notion de slalom line (voir chapitre III.2.1.1).

La grille délimitant les boîtes élémentaires que l'on identifie aux CDP est caractérisée par:

- la géométrie de la ligne moyenne qui correspond en fait au tracé de la section sismique que l'on obtient en fin de traitement.

- les dimensions des boîtes, c'est-à-dire la surface élémentaire pour laquelle tous les points situés à l'intérieur sont considérés comme appartenant au même CDP.

Géométrie de la ligne moyenne: celle-ci doit tenir compte de différentes conditions en essayant de les concilier. Puisqu'il s'agit du tracé de la section finale et que l'on travaille en 2 dimensions, la ligne moyenne doit être la plus rectiligne possible. Par ailleurs, elle doit être axée sur la zone de plus forte densité de points miroirs (là où l'on a le moins de déport latéral). Enfin, suivant le principe même du traitement en couverture multiple, il faut veiller à obtenir le taux de couverture le plus élevé possible.

Il s'agit donc de trouver un compromis entre une ligne composée de grands segments rectilignes mais présentant par endroits des écarts notables par rapport au tracé réel du profil et une ligne composée de nombreux petits segments mais présentant une forte sinuosité.

Dimensions des boîtes: la longueur des boîtes dans la direction de la ligne moyenne est fixée par l'espacement théorique entre les points miroirs (40 mètres). Transversalement, la grille est définie de manière à recouvrir totalement le nuage de points; on peut toutefois subdiviser les largeurs de boîtes ainsi obtenues en un certain nombre de boîtes plus petites ce qui permet de sélectionner uniquement les rubans centraux (fig. IV.3).

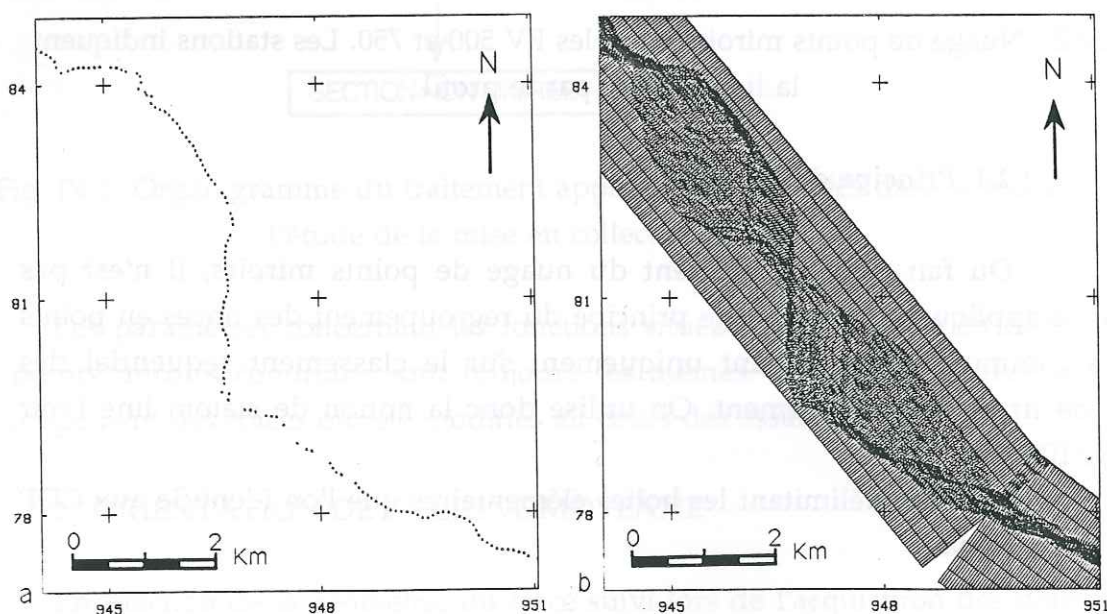


Fig. IV.3 Localisation des PV 550 à 580 (a) et nuage de points miroirs correspondant (b). Les boîtes ont ici une taille de 40 m sur 230 m.

Sur l'exemple présenté à la figure IV.3, la grille est subdivisée transversalement en 10 boîtes. Pour un traitement de routine, on n'introduit généralement pas de subdivision transversale et la largeur de chaque boîte équivaut à la largeur totale du couloir de slalom line, soit 2300 m dans le cas présent (fig. IV.4a). Une sélection sur le déport latéral revient à sélectionner les traces indépendamment de leur offset: sur l'exemple de la figure IV.4b, les rubans centraux couvrent tantôt les points miroirs des traces proches, tantôt ceux des traces lointaines, suivant la géométrie du profil.

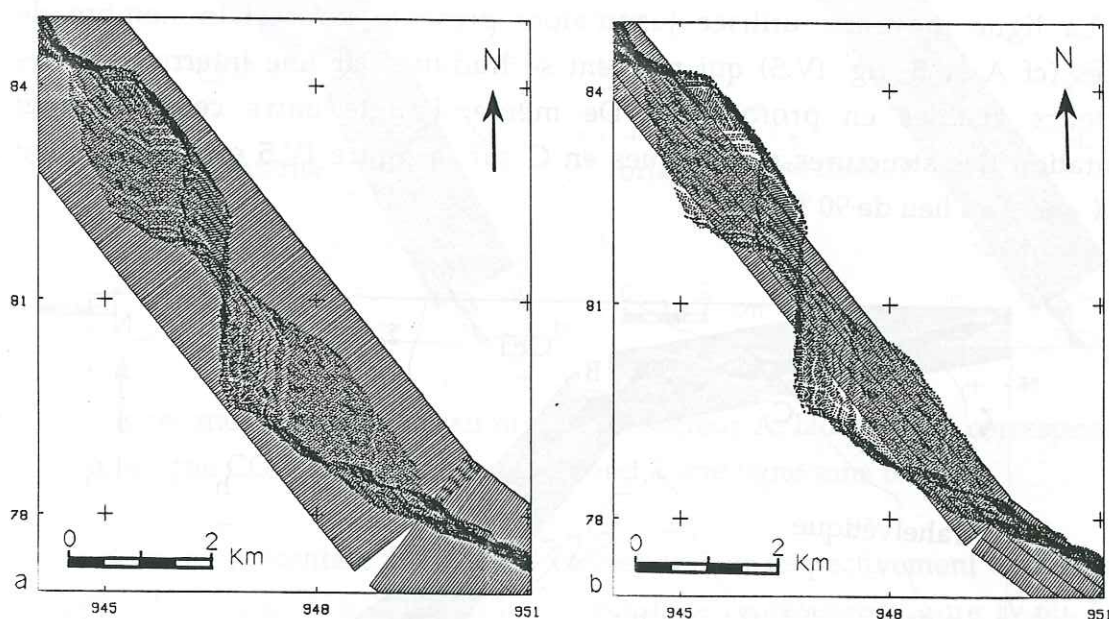


Fig. IV.4 Grille identique à celle de la figure IV.3 mais sans subdivision transversale (a). Sur la figure b, seuls les 4 rubans centraux sont pris en compte.

2.2 Variations sur la ligne moyenne.

Tous les traitements présentés dans les chapitres précédents ont été appliqués aux données classées en fonction du slalom line défini lors du traitement de C.G.G. (voir fig. III.1b). Nous étudierons ici deux cas de figure liés au problème de l'orientation de la ligne moyenne:

- 1- l'influence d'une rotation progressive de l'orientation de la ligne moyenne.
- 2- le traitement des sections transversales à la direction du profil.

2.2.1 Rotation de l'orientation de la ligne moyenne.

En nous limitant à la zone des réflecteurs régulièrement pentés tels qu'ils sont visibles sur les sections obtenues précédemment, on peut estimer que la section finale sera d'autant meilleure que la ligne moyenne du slalom line sera dans le plan de plus grande pente des réflecteurs considérés. On minimise alors le risque de sommer des événements qui ne se situent pas dans le même plan. Ceci rejoint le fait que la direction d'un profil doit toujours rester perpendiculaire à l'orientation des structures géologiques.

La ligne moyenne utilisée jusqu'alors présente un certain nombre de brisures (cf A et B, fig. IV.5) qui peuvent se traduire par une interruption des réflecteurs visibles en profondeur. De même, l'angle entre cette ligne et l'orientation des structures géologiques en C sur la figure IV.5 est relativement faible ($\sim 60^\circ$ au lieu de 90°).

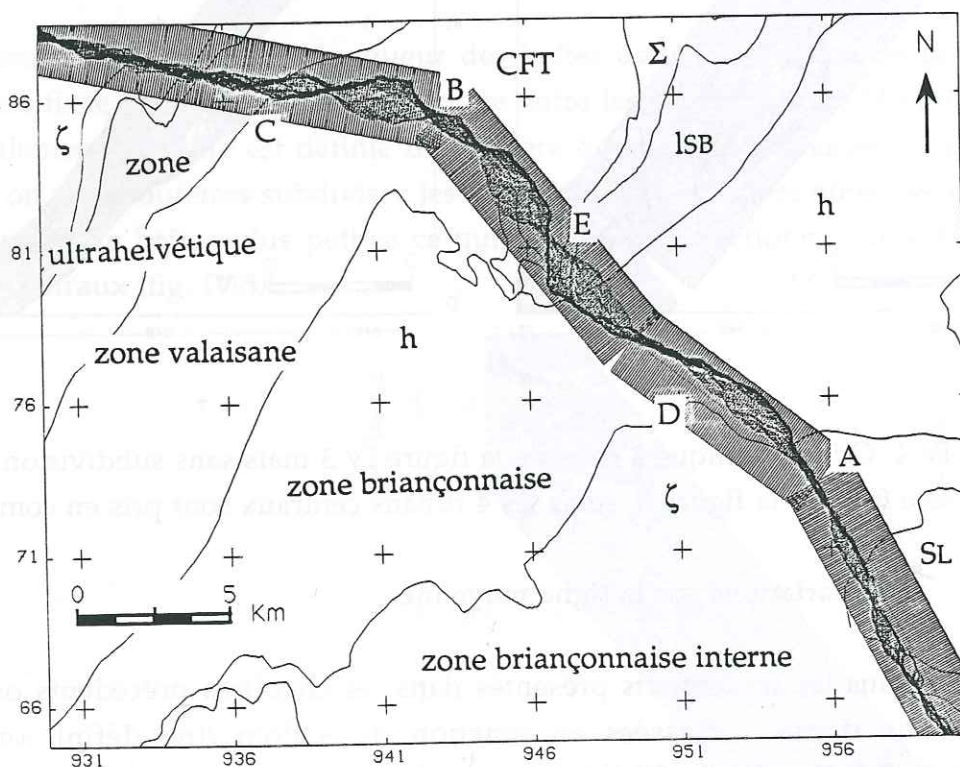


Fig. IV.5 Nuage de points miroirs et géométrie du slalom line C.G.G. (fond géologique simplifié).

Au niveau des zones D et E, il est difficile d'indiquer une direction particulière du pendage des structures géologiques. Ces considérations nous ont

au dos

amenés à effectuer deux types de tests:

1- Pour chacun des secteurs correspondant aux points A et B, nous avons défini une ligne moyenne rectiligne afin de déterminer si l'interruption de certains réflecteurs peut être liée à la brisure de la ligne moyenne initiale.

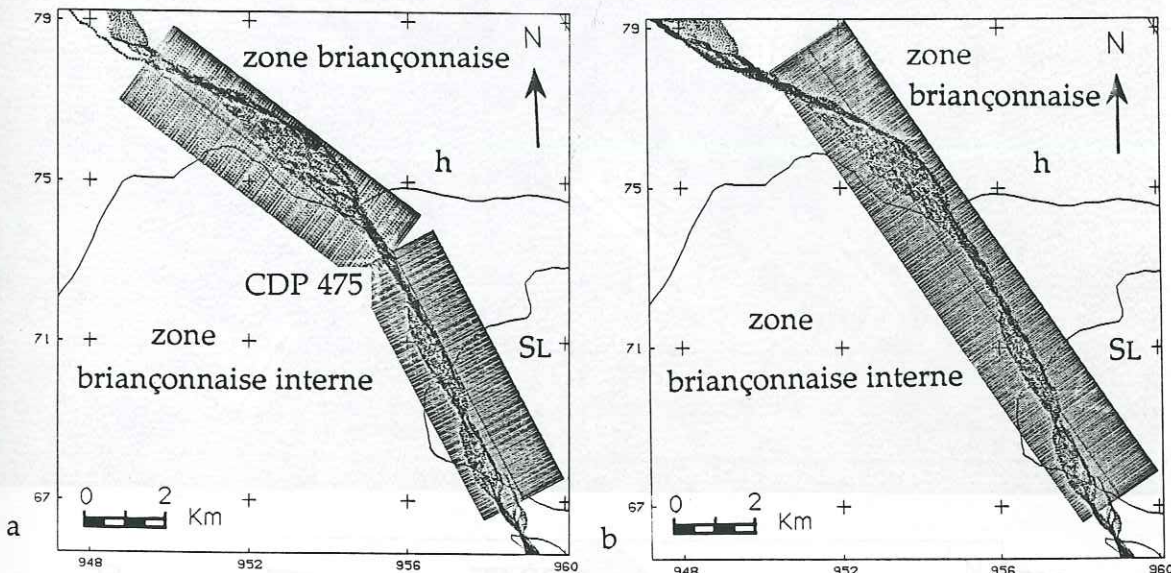
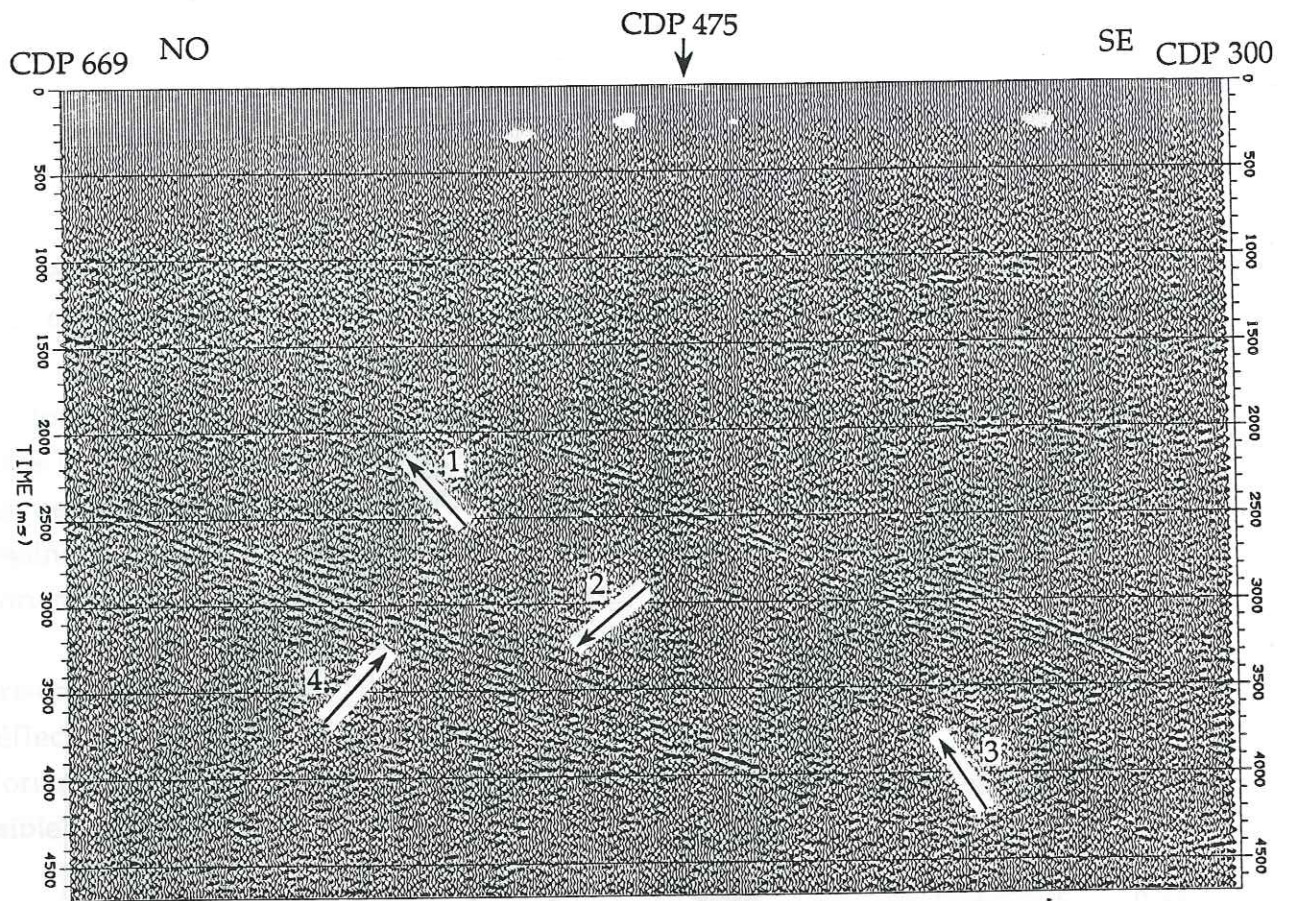


Fig. IV.6 Lignes moyennes testées au niveau du secteur A. la figure (a) correspond à la ligne CGG, la figure (b) correspond à une ligne sans brisure.

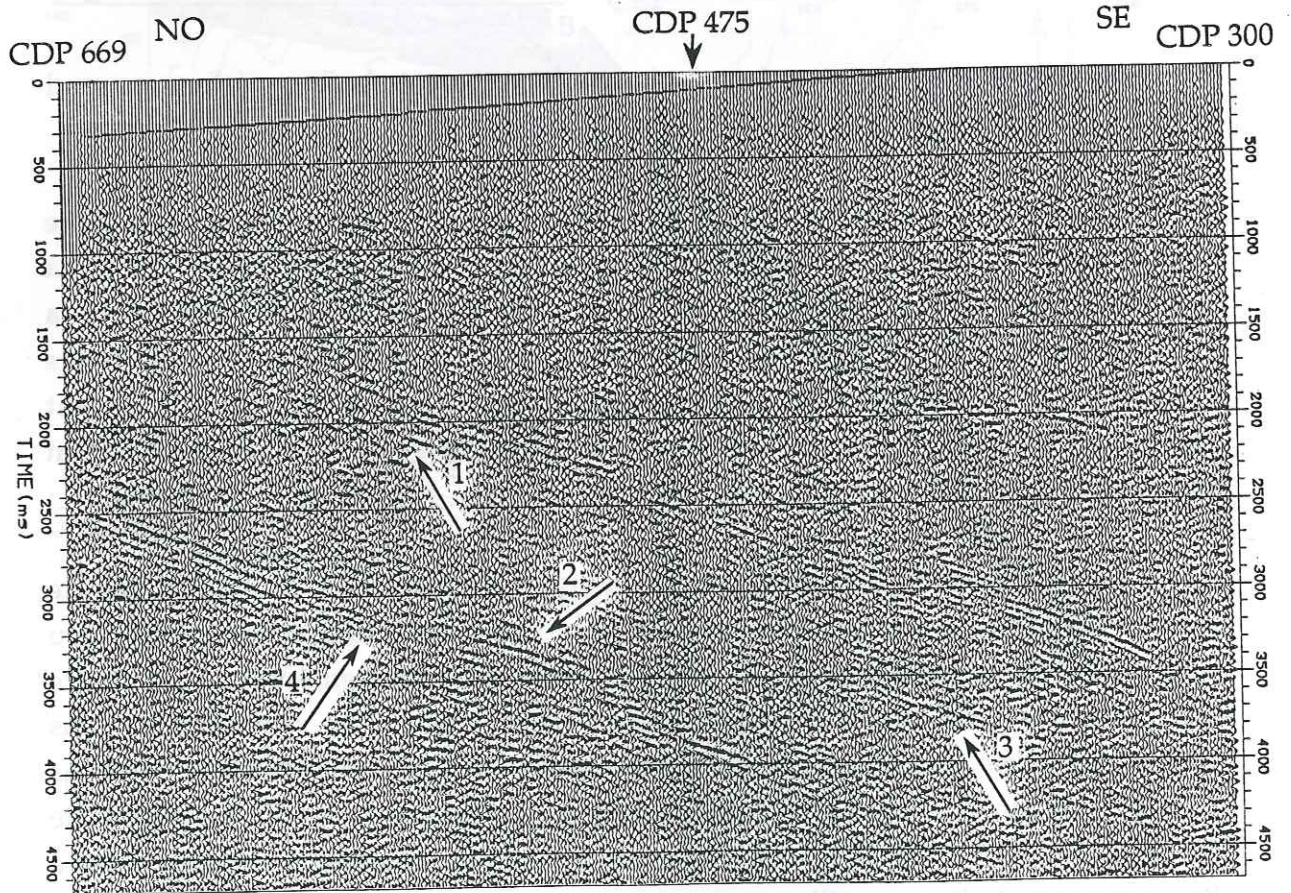
Les sections présentées figure IV.7 correspondent respectivement à la ligne définie par C.G.G. (fig. IV.6a) et à la ligne rectiligne représentée figure IV.6b. La numérotation des traces correspondant à un CDP est liée au repère défini par la grille utilisée. Afin de pouvoir facilement comparer les sections, nous avons rapporté toutes les numérotations au repère lié au slalom line C.G.G. Il faut toutefois tenir compte des différences de localisation géographique des CDP en fonction de chacune des lignes moyennes.

Le changement d'orientation de la ligne moyenne ne provoque pas de différences nettes entre les deux sections, bien que la seconde section soit un peu plus satisfaisante. Dans le détail, certains réflecteurs présentent une meilleure continuité sur cette seconde section (voir flèches 1 et 2). On remarque de plus l'apparition d'un réflecteur intermédiaire (flèches 3). Cette amélioration n'est pas constante, comme on peut le voir au niveau de la flèche 4. Au point de brisure de la ligne C.G.G. (CDP 475), on n'observe pas d'amélioration sensible due à l'utilisation de la ligne rectiligne.

Pour le secteur B, le changement de direction de la ligne C.G.G. (fig. IV.8a)



a



b

Figure IV.7 Sections "toutes traces" obtenues suivant la ligne C.G.G. (a) et suivant une ligne sans brisure (b).

au dos

est nettement plus important que dans le cas du secteur A. La sommation des traces à partir d'une ligne moyenne sans changement de direction (fig. IV.8b) donne des résultats légèrement améliorés, avec des événements un peu mieux marqués (flèches 1 et 2) que sur la première section (fig. IV.9).

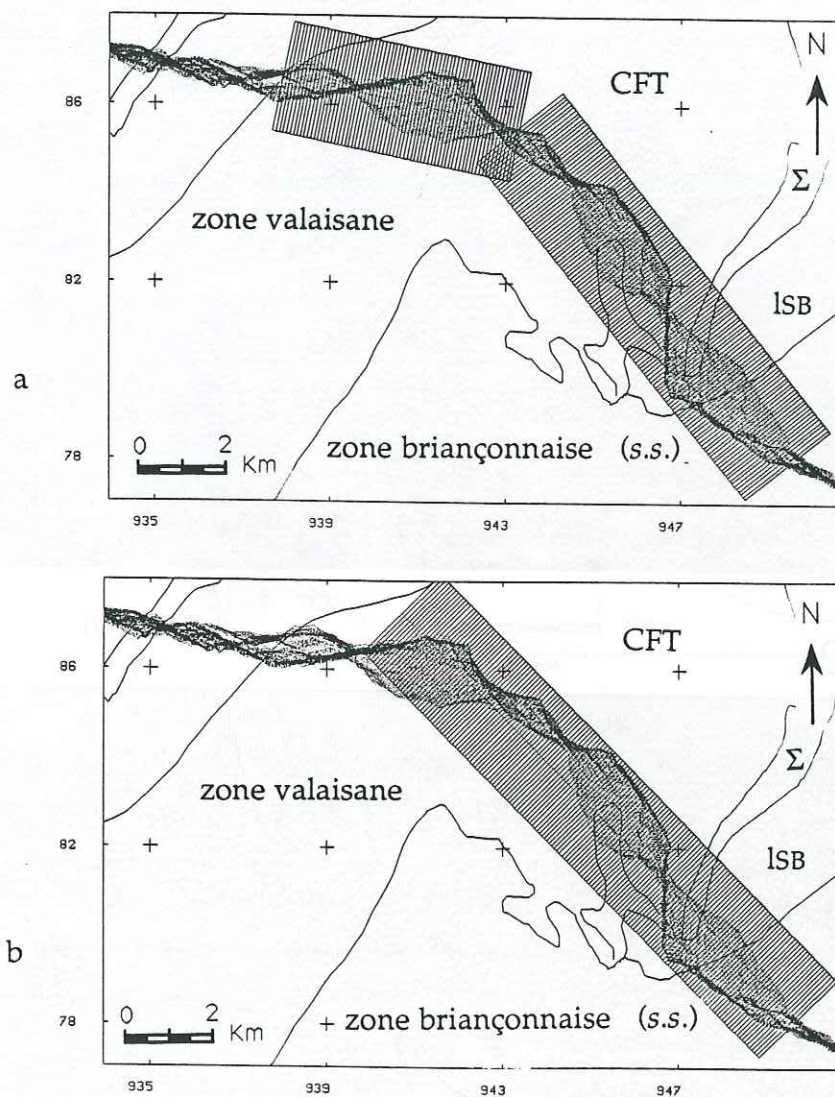


Fig. IV.8 Lignes moyennes testées pour le secteur B. La figure (a) correspond à la ligne CGG, la figure (b) correspond à une ligne sans changement de direction.

On observe dans les deux cas la terminaison ouest de la bande inférieure des réflecteurs pentés, mais aucun événement cohérent n'est visible au-delà du CDP 760.

La coïncidence de la disparition des réflecteurs pentés dans un secteur où le tracé est très sinueux et où la géologie de surface montre de fréquents changements d'orientation des structures nous a incités à approfondir les tests de

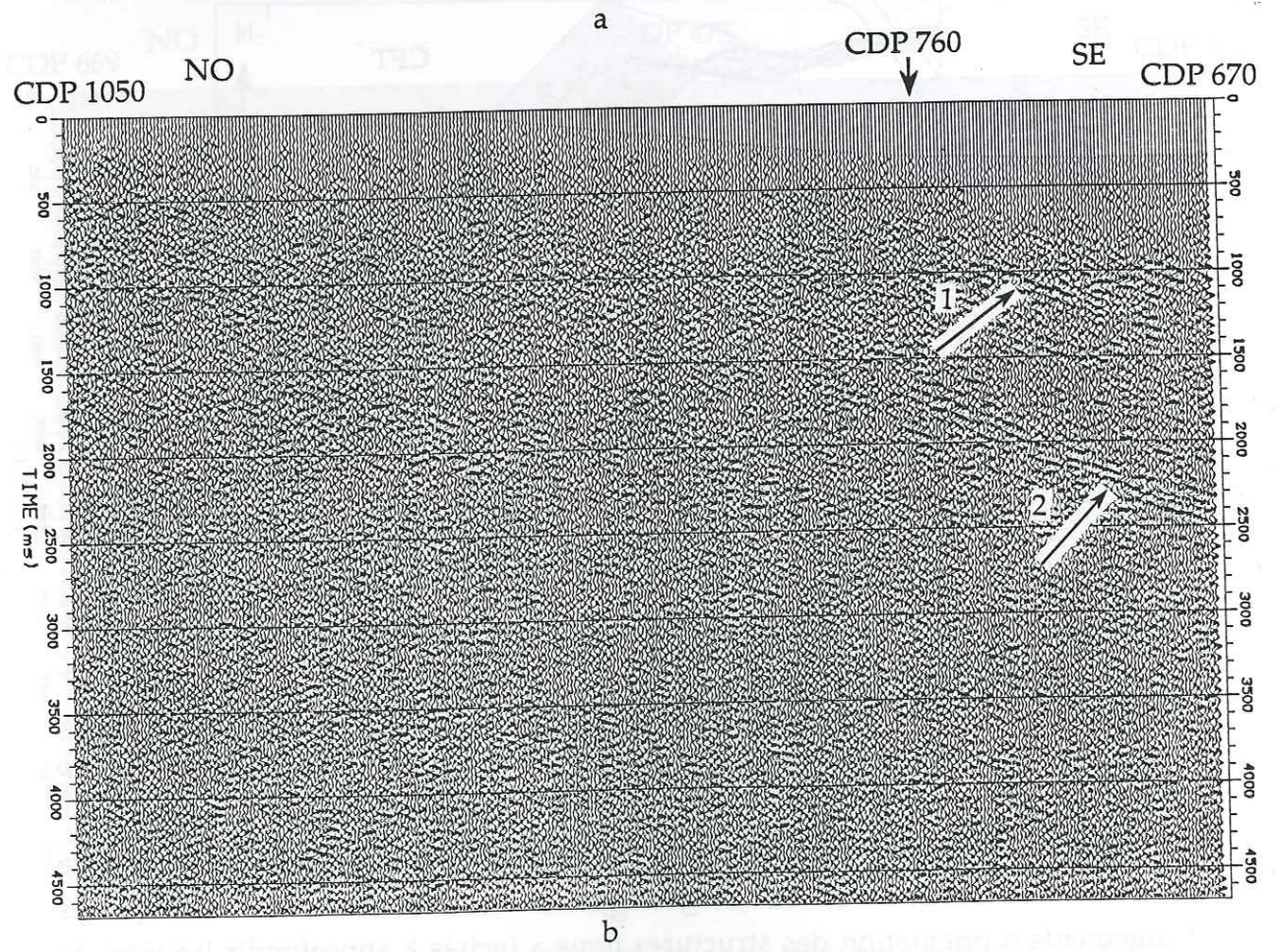
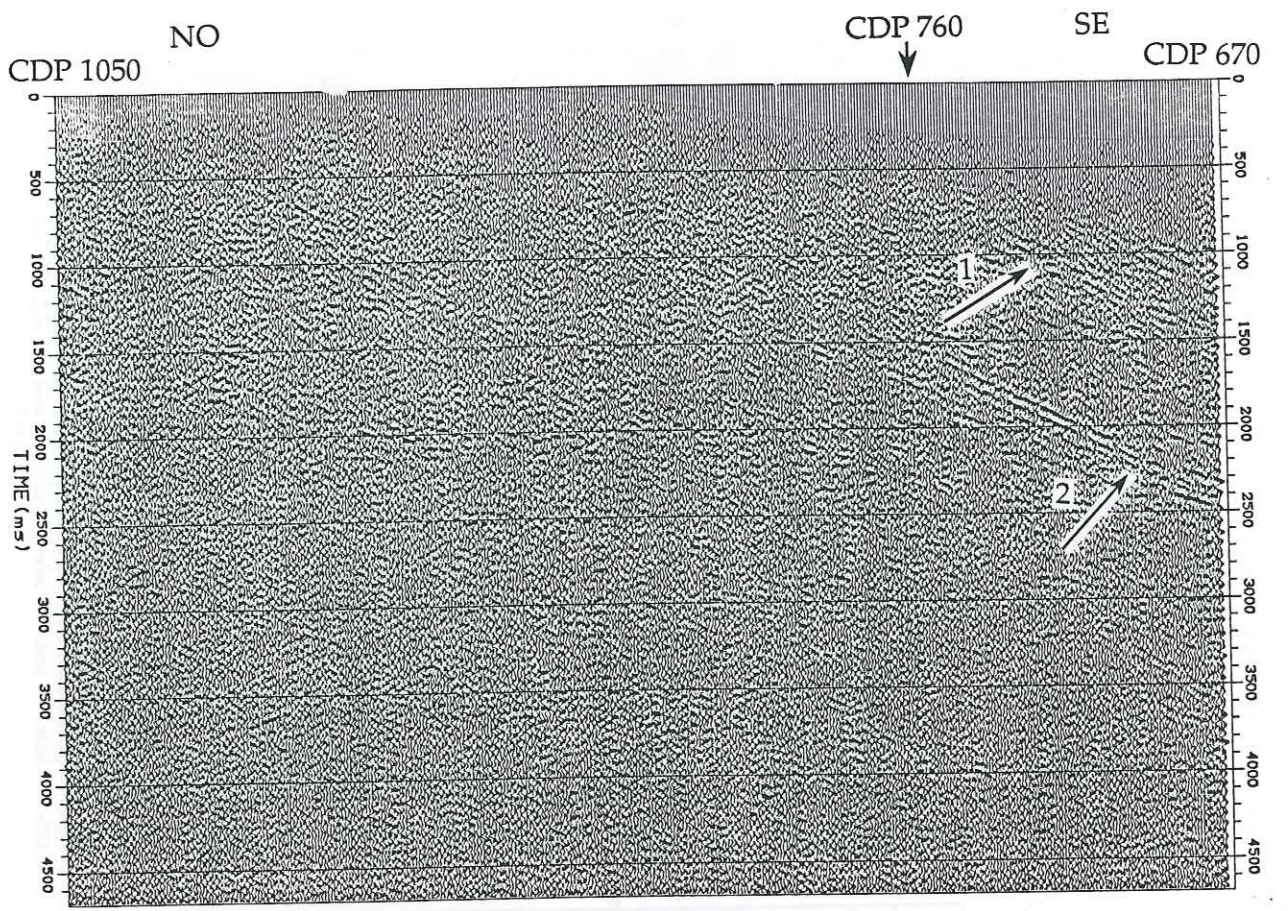


Figure IV.9 Sections "toutes traces" obtenues suivant la ligne C.G.G. (a) et suivant une ligne sans brisure (b).

an das

rotation dans cette zone.

2- Dans les secteurs D et E, nous avons effectué toute une série de sommations en couverture multiple suivant une ligne moyenne dont l'orientation a été progressivement décalée de 5 degrés entre chaque test (fig. IV.10).

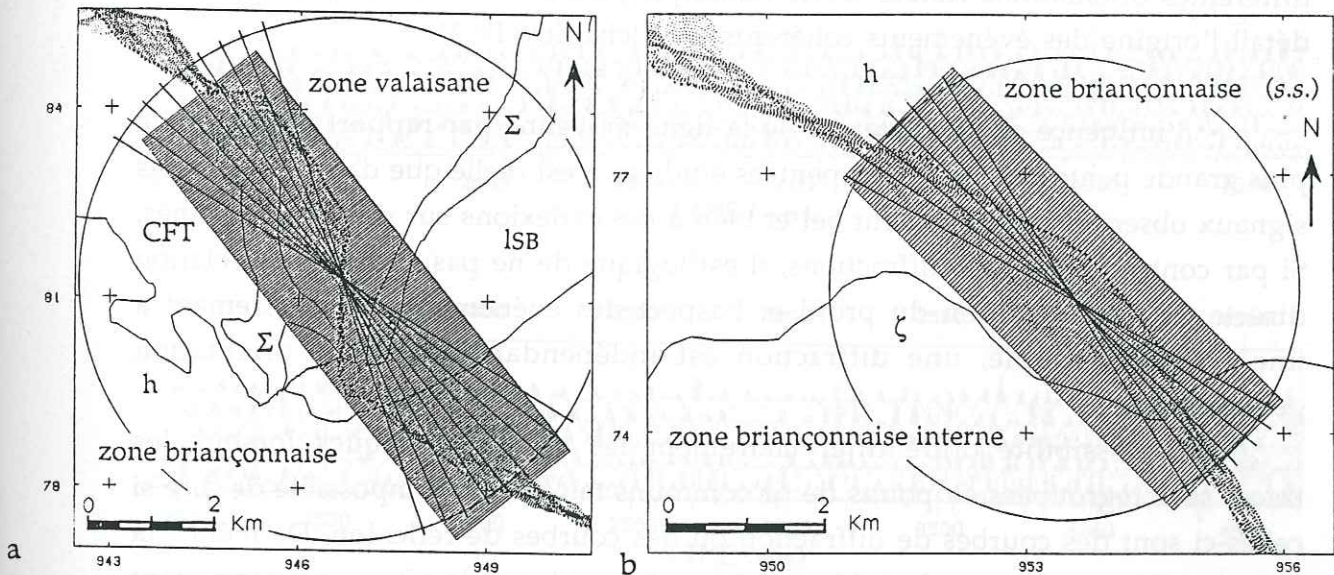


Fig. IV.10 Orientations de la ligne moyenne testées au niveau des CDP 230-600 (a) et des CDP 670-870 (b).

Que ce soit dans le cas du secteur D ou dans le cas du secteur E, les sections obtenues ne présentent pas de différences notables. La qualité des événements diminue dans les cas les plus extrêmes (rotation de 20° ou plus par rapport à la ligne centrale des figures IV.10), mais pour des rotations de l'ordre de 5 à 15° par rapport à cette ligne (soit au sein d'une fenêtre de 30°), les résultats sont comparables à ceux présentés figures IV.7b et IV.9b.

En terme de réflexions simples sur un plan, la constance des résultats ainsi obtenus ne peut s'expliquer que si l'on admet que les structures à l'origine des bandes de réflecteurs pentés présentent une cylindricité autour d'un axe orienté sud-est/nord-ouest. De plus, le rayon de courbure doit être particulièrement petit. Une telle structure est incompatible avec le contexte géodynamique de l'arc alpin. Nous proposons deux explications possibles:

- comme les premières observations le laissaient supposer (voir chapitre III

et IV), les événements visibles sur les sections résultent d'une faible proportion de traces d'un même CDP. Les modifications introduites dans le regroupement des traces en points miroirs communs lorsque l'on fait varier l'orientation de la ligne moyenne de quelques degrés sont par ailleurs limitées. Ces deux remarques peuvent expliquer le fait que les quelques traces à l'origine des événements cohérents restent dans l'ensemble regroupées de manière semblable pour les différentes orientations testées. Cette remarque justifie le besoin d'étudier plus en détail l'origine des événements cohérents (voir chapitre IV.3).

- l'influence de l'orientation de la ligne moyenne par rapport à la ligne de plus grande pente des structures pentées étudiées n'est réelle que dans le cas où les signaux observés correspondent bel et bien à des réflexions sur des plans inclinés. Si par contre il s'agit de diffractions, il est logique de ne pas observer de relation directe entre la direction du profil et l'aspect des événements. Contrairement à une réflexion simple, une diffraction est indépendante de toute orientation géométrique.

L'impossibilité d'identifier clairement les dromochroniques lorsque les traces sont regroupées en points de tir communs fait qu'il est impossible de dire si celles-ci sont des courbes de diffraction ou des courbes de réflexion. De même, la présence des pendages et la faible précision des analyses de vitesse ne permettent pas de trancher en fonction des vitesses trouvées. Nous reviendrons au chapitre V sur ce point. Mais, d'un point de vue géologique, si l'on interprète ces plans comme des plans de chevauchement majeurs, il est difficile d'imaginer un plan parfait mais on peut plutôt concevoir une zone très tectonisée caractérisée par de nombreux points diffractants (fractures, hétérogénéités ...).

2.2.2 Sections transversales au profil.

L'étalement du nuage de points miroirs peut permettre dans certains cas de travailler en pseudo-3D (Du Bois et al., 1990). La subdivision des boîtes du slalom line dans le sens perpendiculaire au profil (fig.IV.3) permet en effet d'effectuer des sommations transversales qui peuvent fournir des indications sur les pendages latéraux des structures observées sur le profil principal.

Nous avons calculé une trentaine de sections perpendiculaires au profil, entre les CDP 3000 et 7000, dans les secteurs où le nuage de points miroirs s'étaile quelque peu et où l'on observe des réflecteurs en profondeur. Nous ne présenterons qu'un seul exemple représentatif des autres cas.

La section de la figure IV.11a est localisée sur la figure IV.12 (CDP 330-364). Il s'agit là d'une zone où se trouve l'un des réflecteurs les plus énergétiques

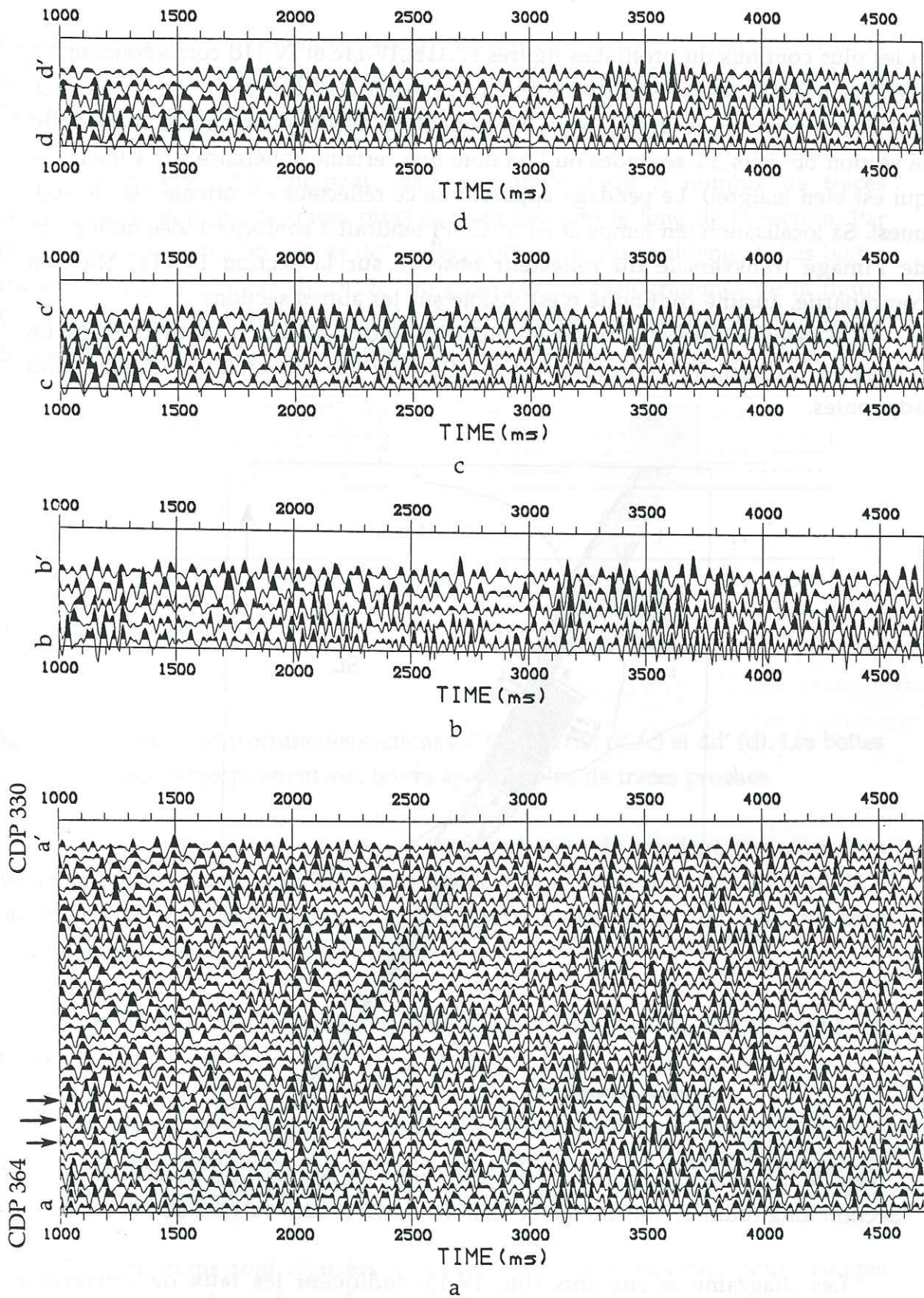


Figure IV.11 Section orientée suivant la ligne C.G.G. (a) et sections transversales localisées au niveau des flèches bb' (b), cc' (c) et dd' (d) (voir figure IV.12). Les flèches indiquent les points d'intersection entre les sections.

et les plus continus du profil. Les figures IV.11b, IV.11c et IV.11d correspondent à 3 sections transversales respectivement situées selon les flèches bb', cc' et dd' (fig. IV.12). Sur ces trois sections, aucun événement ne ressort nettement si ce n'est sur la section bb' vers 3.2 secondes où l'on note une certaine cohérence sur 4 traces (ce qui est bien maigre!). Le pendage apparent de ce réflecteur est orienté vers le sud-ouest. Sa localisation (en temps et en n° CDP) tendrait à conforter l'idée qu'il s'agit de l'image transversale du réflecteur observé sur la section IV.11a. Mais en contrepartie, aucune continuité n'est visible sur les autres sections.

Ce cas de figure se retrouve en plusieurs endroits, mais à aucun moment on n'observe la moindre continuité d'un réflecteur sur les sections transversales adjacentes.

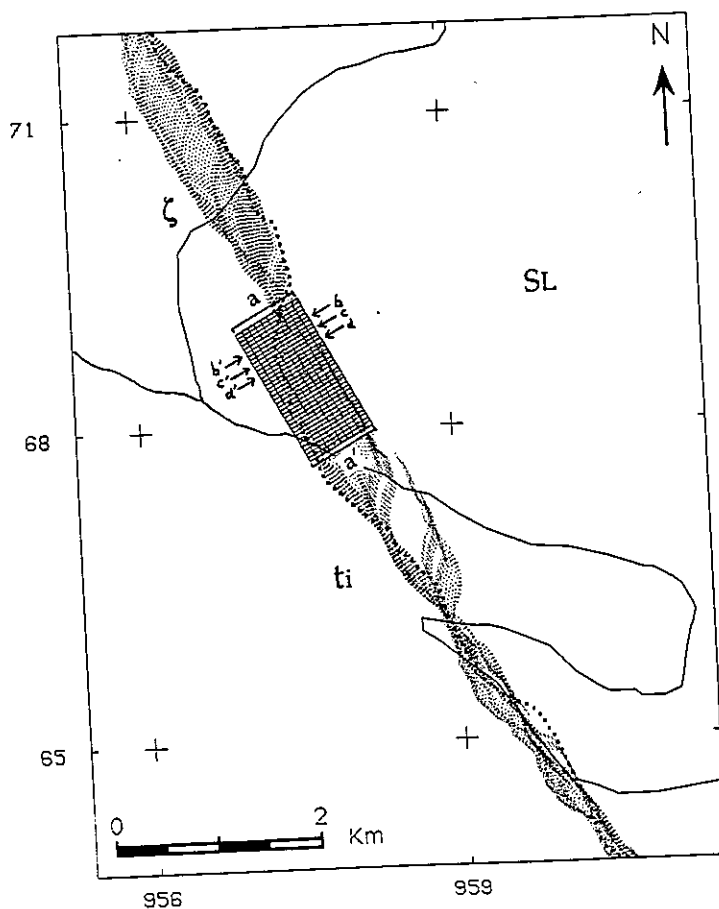


Fig. IV.12 Grille du slalom line utilisée pour les sections des figures IV.11. Section longitudinale suivant aa' et sections transversales suivant bb', cc' et dd'.

Les diagrammes suivants (fig. IV.13) indiquent les taux de couverture respectifs des 4 sections. Afin de limiter l'influence du pendage suivant la direction du profil, les dimensions des boîtes sont de 40 m suivant cette direction. Latéralement, elles sont de 80 m ce qui permet d'avoir un juste milieu entre le

taux de couverture et le nombre de CDP définis latéralement. Si l'on diminue la taille des boîtes, on peut obtenir des sections transversales ayant plus de traces mais le taux de couverture sera plus faible.

pour chaque CDP du profil aa', le rapport entre le nombre de traces lointaines et le nombre de traces proches reste constant le long de la section. Par contre pour les profils bb', cc' et dd', ce rapport varie très rapidement. Les boîtes situées le long de la ligne du profil (en grisé sur les histogrammes de la figure IV.13) comportent essentiellement des traces proches, par opposition aux boîtes situées en bordure des sections qui comportent uniquement des traces lointaines.

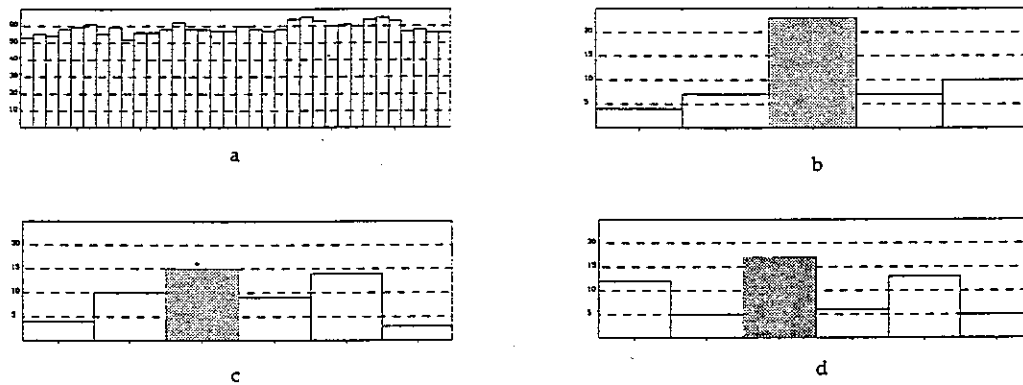


Fig. IV.13 Taux de couverture des sections aa' (a), bb' (b), cc' (c) et dd' (d). Les boîtes grises correspondent aux boîtes ayant le plus de traces proches.

Cette situation remet en question l'interprétation du pendage apparent d'un événement visible sur une section transversale. Ce pendage peut en effet être dû à une mauvaise correction dynamique des traces lointaines et non à la présence d'un réflecteur penté.

Pour pouvoir parler avec certitude de pendage latéral, il faut réunir les critères suivants:

- étalement du nuage de points miroirs dans un ventre du slalom line.
- présence d'un réflecteur dans le sens longitudinal (servant de "référence").
- rapport constant "Tr. Proches/Tr. Lointaines".

Ces conditions sont réalisées lorsque le profil fait plusieurs petits virages successifs. Les grands ventres tels que celui situé à l'extrémité est du profil ALP1 (vers Val d'Isère) ne sont donc pas utilisables pour les études en pseudo-3D. Il est certain que, là encore, un bon rapport signal sur bruit permettant de limiter au

minimum les taux de couverture autoriserait un plus grand nombre de traces dans le sens transversal.

3 MODELISATION D'UN REFLECTEUR PENTE.

Nous avons vu que la présence d'un pendage provoque l'étalement des points miroirs associés à un CDP. Or, la mise en collection des traces en points miroirs communs ne tient pas compte de la présence éventuelle d'un tel pendage. L'étude théorique de l'influence du pendage d'une structure sur la géométrie des rais, sur les lois de vitesse ou sur la sommation des traces a souvent été abordée en guise d'introduction aux problèmes de migration partielle avant sommation et de migration complète (Cressman, 1968; Deregowski, 1982).

Dans une première approche, nous avons utilisé des sismogrammes synthétiques pour étudier différents cas possibles. Mais il nous est très vite apparu nécessaire de privilégier une approche plus directe, basée sur les données réelles, afin de ne pas nous limiter à des cas uniquement théoriques. Nous avons donc étudié sur les données du profil alpin les conséquences de la présence d'un réflecteur penté. Ce travail nous a conduits à adopter une démarche inverse à la démarche classique du traitement sismique, en localisant les points de réflexion en fonction d'un modèle de structure pentée donné.

3.1 Relations géométriques en présence d'un pendage.

Dans le cas d'une réflexion simple sur une interface pentée, le point de réflexion migre vers l'amont pendage en fonction de la pente α du réflecteur (fig. IV.14).

Pour un rai allant de la source S au récepteur R en se réfléchissant au point I (fig. IV.14), l'équation du temps de propagation s'écrit:

$$T = \sqrt{T_0^2 + \frac{d^2 \cos^2 \alpha}{V^2}} \quad \text{avec} \quad T_0 = T_S - \frac{d \sin \alpha}{V}$$

avec d: distance source-récepteur.

V: vitesse du milieu.

α : pente du réflecteur.

T_0 : temps double de propagation normal au réflecteur, au niveau du

point milieu entre S et R.

T_S : temps double de propagation le long du trajet normal au réflecteur issu du point source S.

On retrouve l'équation de la vitesse apparente V_a telle que nous l'avons introduite au chapitre III.2.3.1:

$$V_a = \frac{V}{\cos \alpha}$$

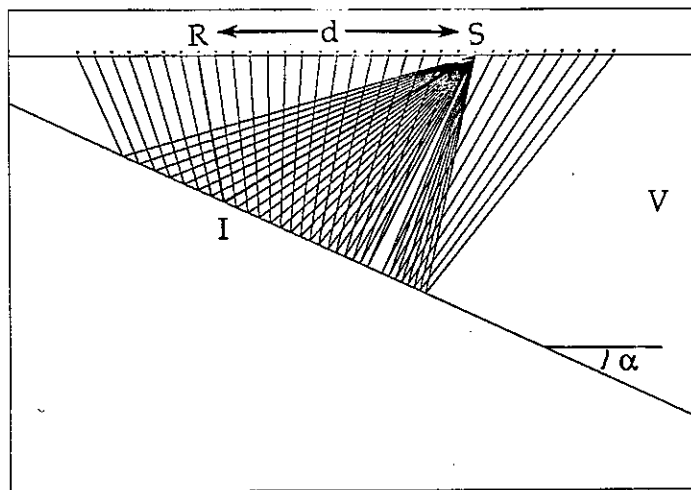


Fig. IV.14 Géométrie des rais lors d'une réflexion sur une interface pentée, le milieu de propagation étant supposé homogène.

Levin a montré (1971) que, lorsque la ligne source-récepteur n'est pas parallèle à la ligne de plus grande pente du réflecteur, l'équation de la vitesse apparente devient:

$$V_a = \frac{V}{\sqrt{(1 - \sin^2 \alpha \cos^2 \theta)}}$$

où α est le pendage et θ l'angle entre la ligne de plus grande pente et celle du profil. Cette fonction est représentée graphiquement à la figure IV.15, pour des valeurs de θ variant de 0 à 90° par pas de 10°.

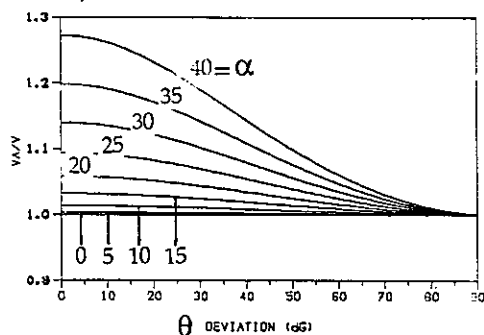
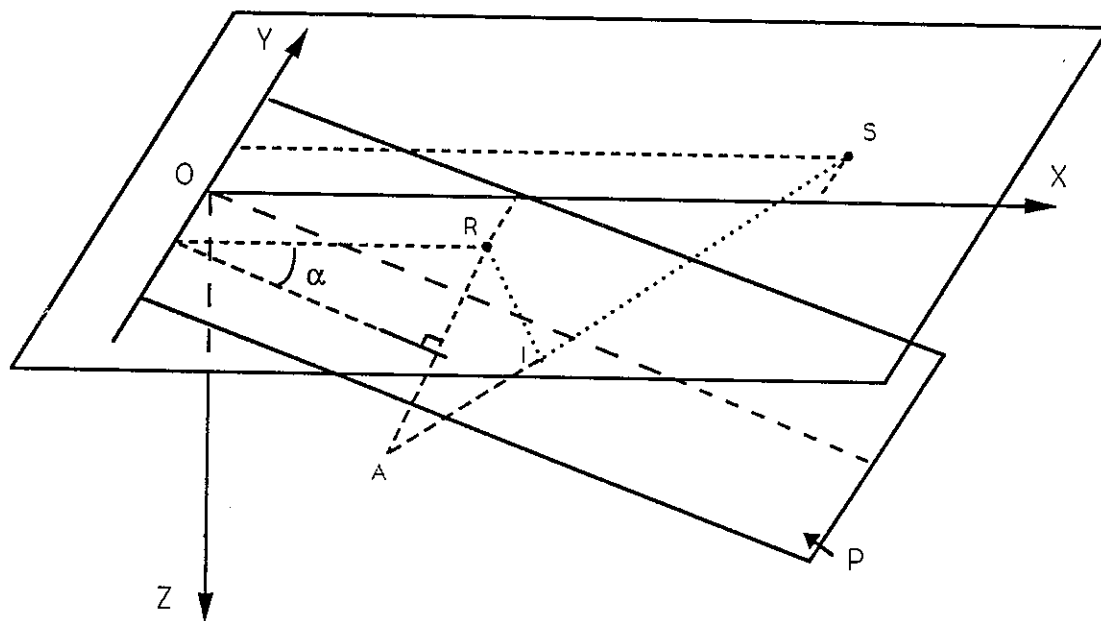


Fig. IV.15 Rapport V_a/V en fonction du pendage α et de l'angle θ (adapté de Levin, 1971).

Nous nous sommes intéressés aux relations trigonométriques permettant de définir, en fonction de ces angles, les coordonnées du point de réflexion I pour un modèle de réflecteur donné.

Soit une source S et un récepteur R (fig. IV.16). Supposons un plan P incliné (pendage d'angle α) dont l'intersection avec la surface correspond à l'axe OY. Le point A est l'image du point R par rapport à ce plan incliné et permet de tracer le rai SIR, I étant le point de réflexion sur le plan P.



IV.16 Géométrie en 3D d'une réflexion sur un plan incliné.

Si l'on se place dans le repère OXYZ, nous pouvons écrire l'équation du plan P ainsi que les coordonnées du point A:

$$x \sin \alpha - z \cos \alpha = 0$$

$$z_A = 2 x_R \sin \alpha \cos \alpha$$

$$x_A = x_R - z_A \operatorname{tg} \alpha$$

$$y_A = y_R$$

Le point de réflexion I appartient au plan P et à la droite passant par A et S. Le calcul des coordonnées du point I consiste à résoudre le système d'équations suivant:

$$x_I \sin \alpha - z_I \cos \alpha = 0$$

$$\frac{x_I - x_A}{x_S - x_A} = \frac{y_I - y_A}{y_S - y_A} = \frac{z_I - z_A}{z_S - z_A}$$

On en déduit l'expression des coordonnées du point de réflexion I:

$$z_I = \left[\frac{z_A \sin \alpha (x_S - x_A)}{(z_S - z_A)} - x_A \sin \alpha \right] \left[\frac{(x_S - x_A) \sin \alpha}{(z_S - z_A)} - \cos \alpha \right]^{-1}$$

$$x_I = \frac{z_I \cos \alpha}{\sin \alpha}$$

$$y_I = \frac{(z_I - z_A)(y_S - y_A)}{z_S - z_A} + y_A$$

Ces équations permettent de calculer les coordonnées de chaque point de réflexion pour un couple (source, récepteur) donné.

Ces équations ne sont valables que si la ligne de plus grande pente du plan P_1 est colinéaire à l'axe OX. Il est donc nécessaire d'effectuer une rotation des axes précédée d'une translation d'origine afin de passer du repère de coordonnées Lambert ($O'X'Y'$) au repère OXY lié à l'orientation du réflecteur modélisé (fig. IV.17).

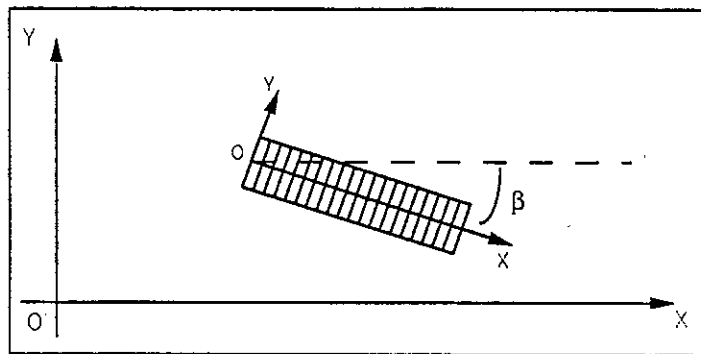


Fig. IV.17 Représentation du repère OXY lié à l'orientation du réflecteur modélisé par rapport au repère Lambert O'X'Y'.

Les coordonnées des sources et des récepteurs sont d'abord recalculées par rapport au repère centré sur O, puis on effectue une rotation des axes d'un angle β correspondant à l'angle que fait la section, donc la ligne de plus grande pente du réflecteur modélisé, avec l'axe des abscisses du repère Lambert.

Après le calcul des coordonnées des points miroirs, on effectue la démarche inverse pour revenir au repère Lambert.

3.2 Application aux données réelles.

Supposons que les signaux énergétiques pentés visibles entre les CDP 300 et 1000 correspondent à des réflexions sur un plan incliné. Nous pouvons modéliser ce plan à partir de la section migrée. En fonction du modèle choisi, nous pourrons ensuite, compte tenu des caractéristiques du profil ALP1:

- quantifier le déplacement absolu de chaque point de réflexion.
- visualiser le nuage de points miroirs et préciser sa localisation.
- montrer l'influence du modèle sur le regroupement des traces en points miroirs communs.

3.2.1 Caractéristiques du plan modélisé.

A partir de la section migrée obtenue (fig. III.43), nous avons défini les caractéristiques des deux plans s'ajustant au mieux aux réflecteurs.

Ces deux plans sont caractérisés par:

- leur pente.
- le point d'émergence du plan en surface le long du profil.

Pour la bande inférieure, le pendage moyen calculé sur la section migrée est égal à 32 degrés. Il est de 37 degrés pour la bande supérieure. Les points d'émergence en surface correspondent aux points A et B (fig. IV.18), respectivement pour la bande inférieure et la bande supérieure. La localisation de ces points ne doit pas être directement interprétée en fonction de la géologie de surface, compte tenu de l'approximation faite sur la pente moyenne des réflecteurs. De plus, il reste à éclaircir le problème du prolongement des réflecteurs vers la surface. Nous reviendrons plus en détail sur ces différents problèmes au chapitre V.

Si nous nous mettons dans le cas d'une structure plane inclinée, l'orientation de la ligne moyenne du slalom line doit correspondre à l'orientation de la ligne de plus grande pente de la structure modélisée. Nous avons ainsi choisi la ligne AC (fig. IV.18) qui correspond sensiblement à la perpendiculaire de l'orientation moyenne des structures géologiques en surface.

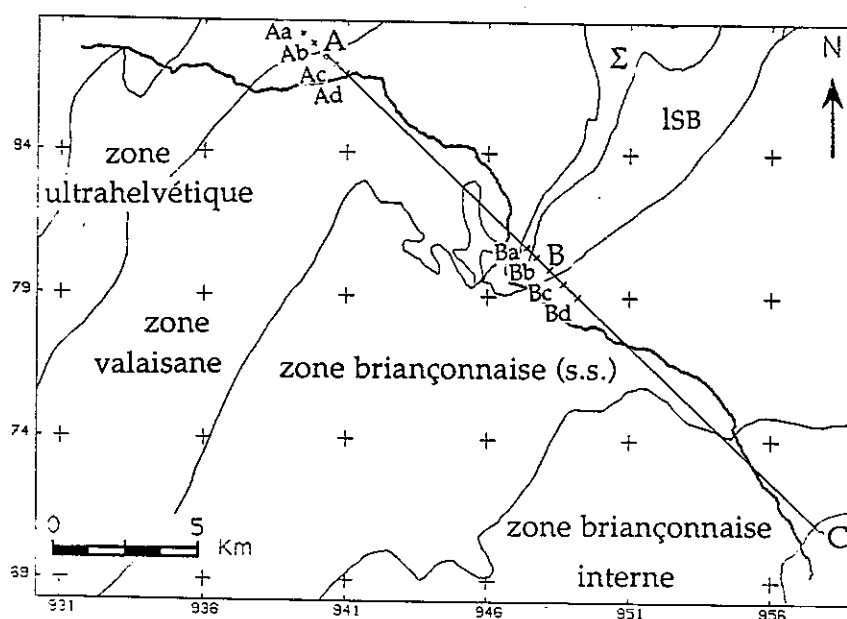


Fig. IV.18 Localisation des points d'émergence en surface des plans associés aux réflecteurs pentés (A: bande inférieure; B: bande supérieure).

Précisons que, dans la suite de cette étude, les calculs étant faits en fonction de la modélisation d'un seul des deux plans à la fois, les résultats qui en découlent

sont eux aussi limités au réflecteur considéré.

L'incertitude du pendage et de la localisation des points d'émergence nous a conduits à tester une vingtaine de modèles différents. Pour chacun des deux plans, nous avons effectué les calculs pour plusieurs points d'émergence situés plus ou moins loin des points définis à partir de la section migrée (points Aa à Ad et Ba à Bd, figure IV.18). Pour chaque point d'émergence, nous avons de même fait varier le pendage entre 15 et 40 degrés.

3.2.2 Localisation des points de réflexion.

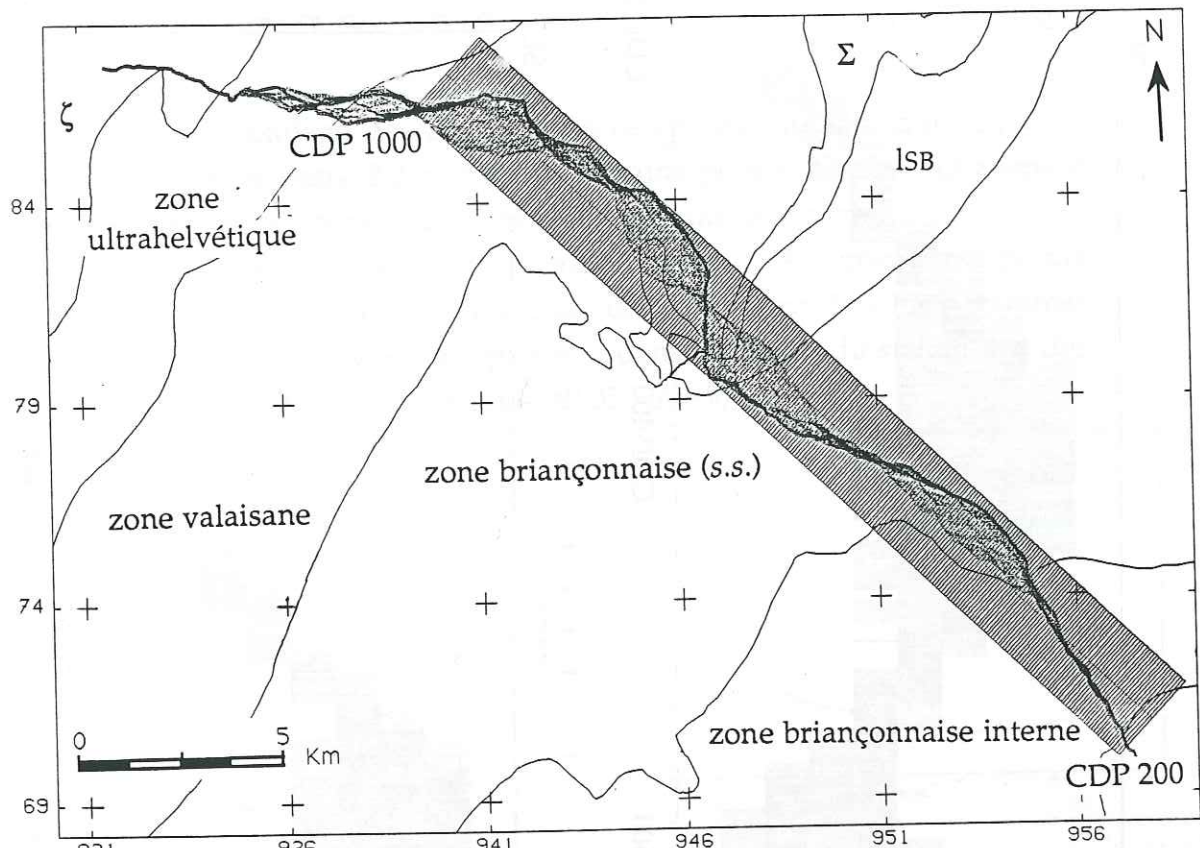
Les figures IV.19b et IV.20 permettent d'apprécier l'influence du pendage d'un réflecteur sur la localisation des points miroirs. Le modèle introduit est celui d'un plan penté de 32° , émergeant au point A (nous nous intéressons donc à la bande inférieure). La grille du slalom line est orientée suivant la ligne de plus grande pente du plan modélisé (fig. IV.19b), ce dernier émergeant au point A qui correspond à la limite nord-ouest de la grille. Le nuage de points miroirs s'est déplacé en direction de l'amont pendage. Ce déplacement est fonction de la distance entre le point miroir et le point A, mais il est aussi fonction de la distance source-récepteur comme l'indiquent les équations précédentes.

La figure IV.20 correspond à une carte de densité de points miroirs pour chaque boîte de la grille sans modèle de structure penté (fig. IV.20a) et avec un modèle de plan incliné à 32° (fig. IV.20b). Les boîtes ont été subdivisées dans le sens longitudinal ce qui permet d'apprécier la densité de points au sein de boîtes de 40 m sur 230 m.

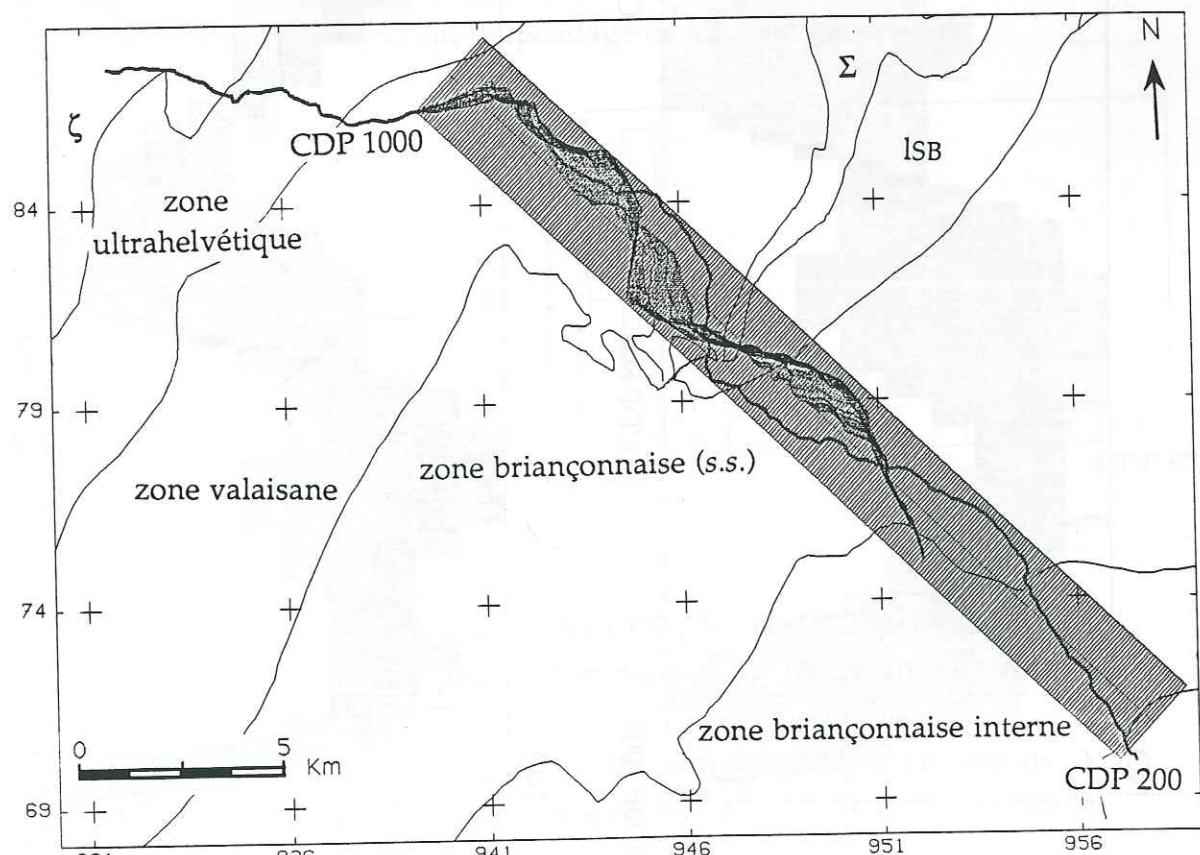
Sur la figure IV.20a, les boîtes à forte densité sont celles où se trouvent les stations. L'introduction du pendage tend à regrouper l'ensemble du nuage de points miroirs en respectant dans l'ensemble la zonation des densités. Mais, dans le détail, la répartition des points miroirs est nettement modifiée par l'imposition du modèle: au sein d'un groupe de traces appartenant au même CDP avant l'introduction du modèle, le déplacement des points miroirs est variable.

La courbe de la figure IV.21a indique le déplacement des points miroirs correspondants aux traces du CDP 350. Les points miroirs sont classés suivant l'axe des abscisses dans l'ordre d'acquisition: de la gauche vers la droite, on a les traces directes lointaines, puis de plus en plus proches et enfin les traces inverses. Cette variation des offsets explique la forme de la courbe, le déplacement étant d'autant plus important que l'offset est grand. La figure IV.21b correspond au déplacement des points miroirs des traces du CDP 600.

La localisation géographique d'un point miroir peut donc varier de plus de



a



b

Figure IV.19 Nuages de points miroirs lorsqu'il n'y a pas de pendage imposé (a) et lorsqu'le pendage imposé est de 32° (b).

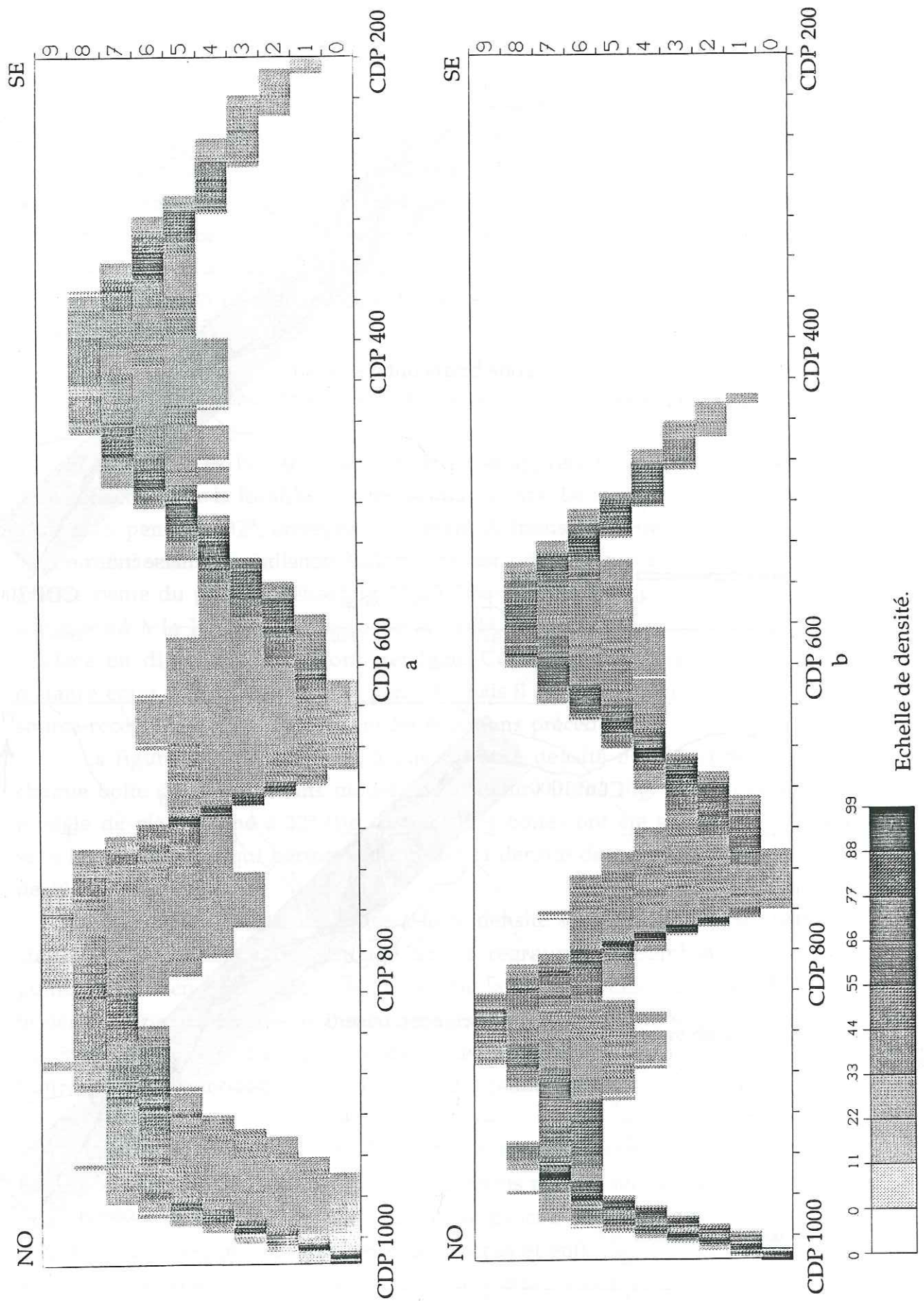


Figure IV.20 Cartes de densité des points miroirs au sein des boîtes de la grille du slalom line sans pendage imposé (a) et avec un pendage de 32° (b).

5 km en fonction du pendage des structures rencontrées. Au sein d'un CDP, le déplacement peut varier entre 2.2 et 2.9 km, certains points miroirs initialement très proches pouvant se retrouver à plus de 700 m les uns des autres.

Cette différence de déplacement se traduit par un étalement des points miroirs localisés à l'origine dans la même boîte du slalom line. Les histogrammes suivants (fig. IV.22a et b) indiquent la répartition dans les boîtes du slalom line des points miroirs initialement situés dans les CDP 350 et 600.

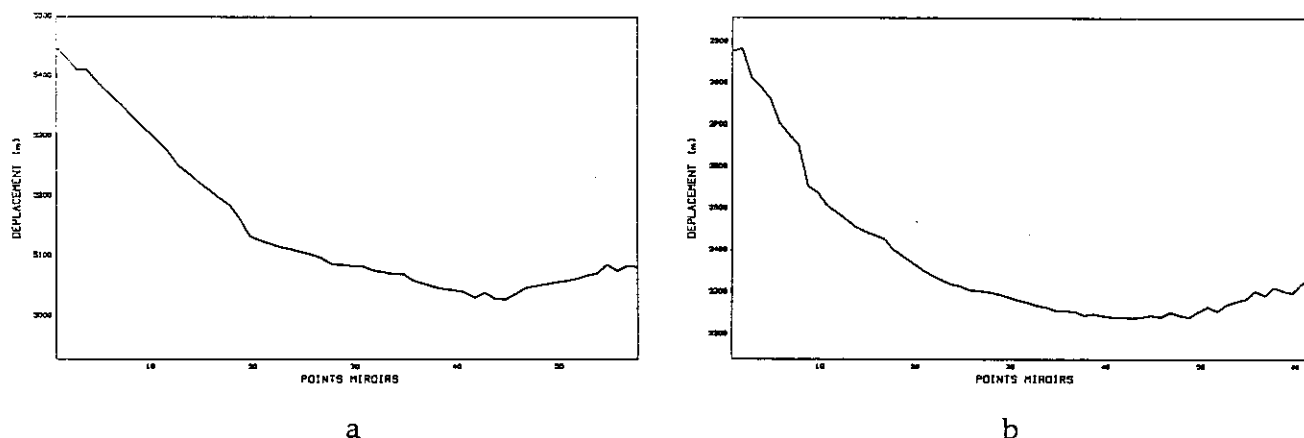


Fig. IV.21 Déplacements horizontaux des points miroirs des traces des CDP 350 (a) et 600 (b) lorsque l'on introduit un pendage de 32° émergeant en A.

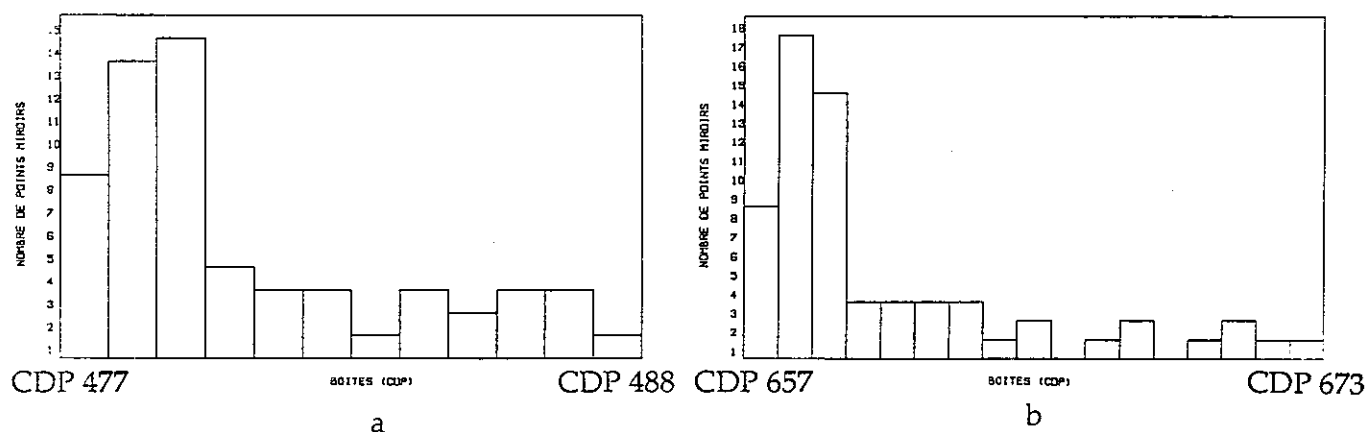


Fig. IV.22 Etalement des points miroirs des CDP 350 (a) et 600 (b) dans les différentes boîtes du slalom line pour un pendage de 32° (émergence en A).

En moyenne, 25 à 30 % des points miroirs restent groupés au sein de la même boîte. Il s'agit en général de ceux correspondant aux traces proches dont le déplacement est sensiblement constant (voir figure IV.21).

Cette première étude nous a permis de quantifier les modifications

apportées par l'imposition d'un modèle de structure pentée sur le regroupement des traces en points miroirs communs. Cette relocalisation des points miroirs en fonction d'un modèle donné se rapproche d'une véritable méthode de migration du réflecteur modélisé. Il est donc intéressant d'étudier les possibilités de traitements fondées sur une telle hypothèse.

3.3 Traitements après modélisation.

Nous supposons toujours que les structures à l'origine des signaux énergétiques étudiés sont assimilables à des plans inclinés sur lesquels les fronts d'onde se sont réfléchis.

Si les paramètres choisis (pendage, coordonnées de l'intersection avec la surface) correspondent aux caractéristiques réelles de la structure, la relocalisation des points miroirs devrait se traduire par un regroupement des traces moins arbitraire que selon la démarche classique. En adaptant le mode de calcul des corrections dynamiques à ce cas de figure, il doit être possible d'obtenir une section sismique partiellement "migrée", tout du moins en ce qui concerne le réflecteur modélisé.

Outre l'intérêt de la démarche, cette étude peut éventuellement permettre de confirmer ou d'infirmer les caractéristiques du plan modélisé. Dans le cas où ces derniers seront très différents de la réalité, le regroupement des traces n'aura aucune signification réelle et la sommation ne fera pas apparaître les réflecteurs (incohérence totale des signaux sommés).

3.3.1 Adaptation des corrections dynamiques.

La démarche suivie s'apparente à un dip-moveout adapté pour un réflecteur donné. Considérons un groupe de traces associées au même CDP en fonction d'un modèle imposé (fig. IV.23).

Les corrections dynamiques doivent être adaptées au modèle de structure introduit de manière à calculer pour chacune des traces le temps de propagation des ondes qui se sont réfléchies sur le plan considéré si les offsets sont nuls. Les points de réflexions ayant déjà été relocalisés suivant l'axe des offsets, le temps t_0 considéré est en fait le temps de propagation verticale à l'aplomb du point miroir considéré. En effet, comme le montre la figure IV.24, la correction dynamique normale repositionnerait le point de réflexion en t_0 , c'est à dire sous le réflecteur. La différence de temps $t_0 - t_0'$ équivaut à la correction en temps réalisée lors d'une migration.

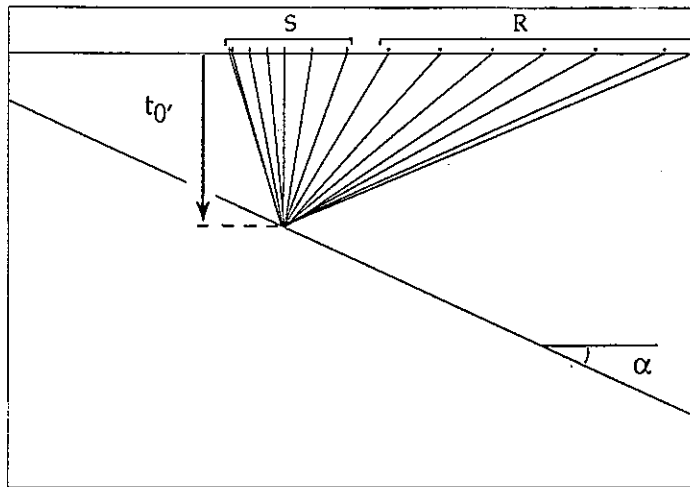


Fig. IV.23 Géométrie des rais d'un groupe de traces d'un même CDP en fonction d'un modèle de structure penté.

Le traitement consiste donc, suivant cette démarche, à sommer l'énergie situé à ce temps t_0' sur chacune des traces. Une étude plus approfondie consisterait à calculer tout au long de la trace les corrections dynamiques correspondant au cas étudié. Mais nous nous sommes limités à l'étude d'un réflecteur donné. Le regroupement des traces est donc fonction de ce réflecteur et cela n'aurait donc pas de sens de corriger le début des traces.

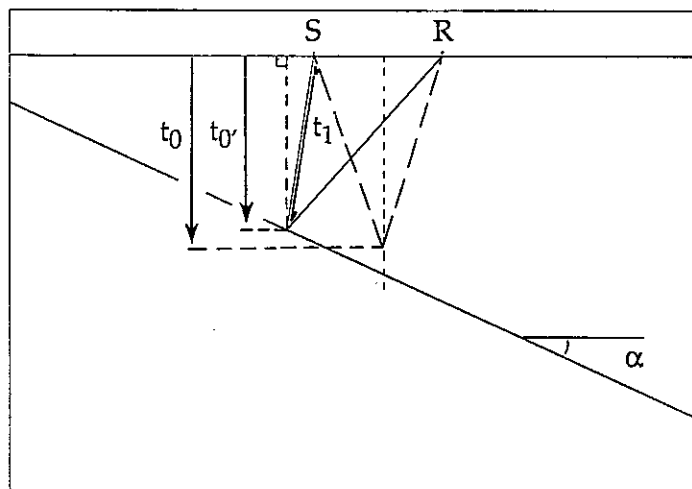


Fig. IV.24 Temps de propagation t_1 , t_0 et t_0' dans le cas d'un réflecteur penté.

En pratique, pour chacune des traces, nous avons calculé le temps de propagation réel t_1 (fig. IV.24) entre la source et le point de réflexion (en fonction du modèle imposé) puis le temps de propagation à offset nul t_0' et nous avons ramené l'énergie située en t_1 à t_0' .

3.3.2 Application aux données.

Les figures IV.25a et IV.25b correspondent respectivement à la section traitée classiquement et au même secteur traité en imposant un plan penté de 32° émergant en surface au point A.

Il ne faut raisonner sur ces figures que par rapport à la bande inférieure de signaux énergétiques. Celle-ci apparaît déplacée vers l'amont pendage et redressée comme dans le cas d'une migration classique mais la continuité des réflexions est nettement détériorée. On remarque l'augmentation du pendage apparent qui passe de 28 à 35 degrés.

La détérioration de l'image peut s'expliquer par l'absence de corrections statiques résiduelles. En effet, la première section (fig. IV.25a) est obtenue en appliquant des corrections résiduelles alors que pour la seconde (fig. IV.25b), il ne nous a pas été possible de déterminer les corrections statiques résiduelles propres à ces données. En toute rigueur, nous devons donc plutôt comparer cette seconde image à celle que nous aurions obtenue dans le premier cas sans statiques résiduelles (fig. IV.26). Cette comparaison montre à nouveau l'importance de ces corrections résiduelles.

De nombreux tests ont été effectués en faisant varier les deux paramètres (pendage et point d'émergence) mais les résultats ne sont jamais apparus meilleurs. L'exemple présenté ici reste le cas le plus concluant.

La simplicité de la démarche ne permet pas en fait d'espérer de meilleurs résultats compte-tenu des corrections dynamiques simplifiées que nous avons utilisées et de ce problème de corrections statiques, mais la même démarche pourrait s'avérer utile en affinant ces dernières.

Les problèmes de calculs ne permettent pas de dire avec certitude si ces médiocres résultats sont dus ou non à l'inexactitude du modèle envisagé, à savoir le cas de réflexions simples sur un plan incliné. Il reste étonnant de voir la constance avec laquelle l'alignement des réflexions persiste quel que soit le regroupement des traces en points miroirs communs. Or nous avons vu à quel point ce dernier est modifié par l'introduction d'un modèle. Ceci constitue plutôt un nouvel argument pour dire que les signaux à l'origine des bandes énergétiques ne présentent pas le caractère ordonné de réflexions simples sur un plan mais indiquent plutôt le caractère diffus d'une zone ayant généré de nombreuses diffractions. Quelle que soit la mise en collection des traces, il existe toujours quelques points pour lesquels l'énergie des signaux présente une certaine cohérence.

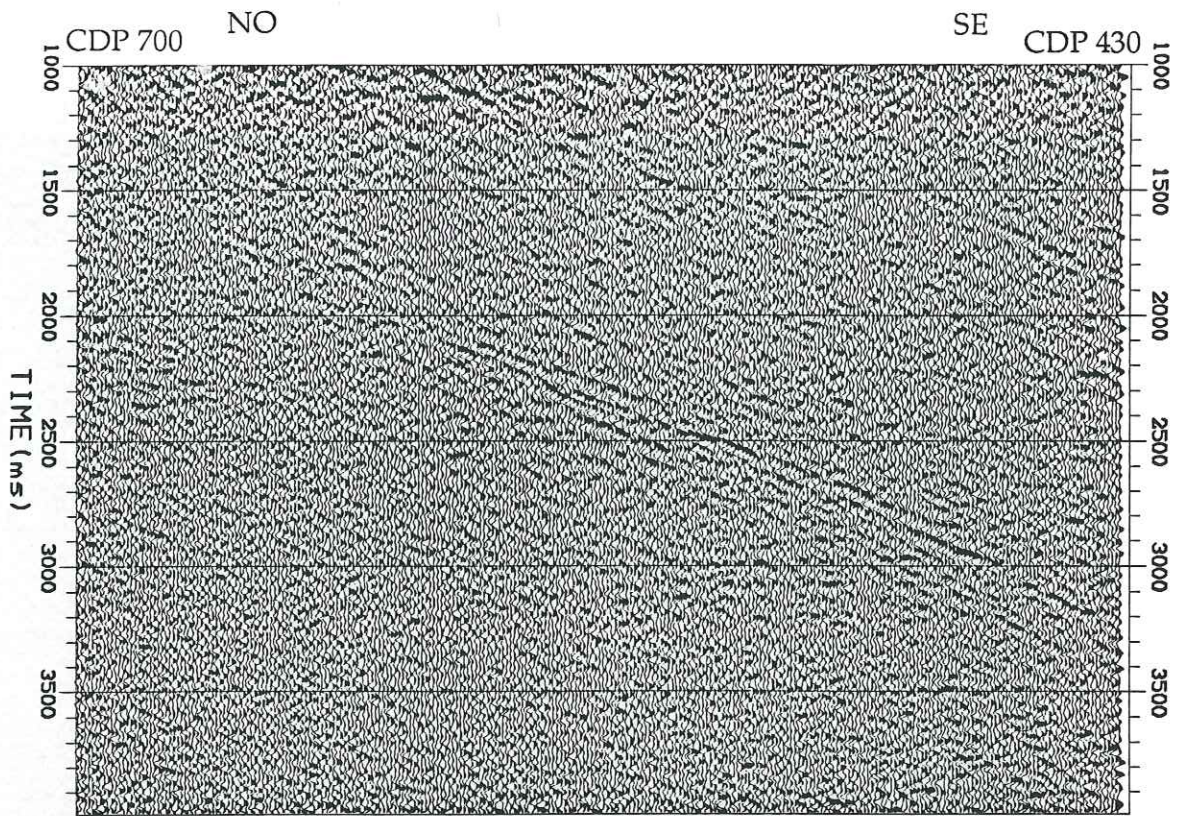


Figure IV.25a Section obtenue sans imposer de modèle particulier. Les corrections statiques résiduelles ont été appliquées.

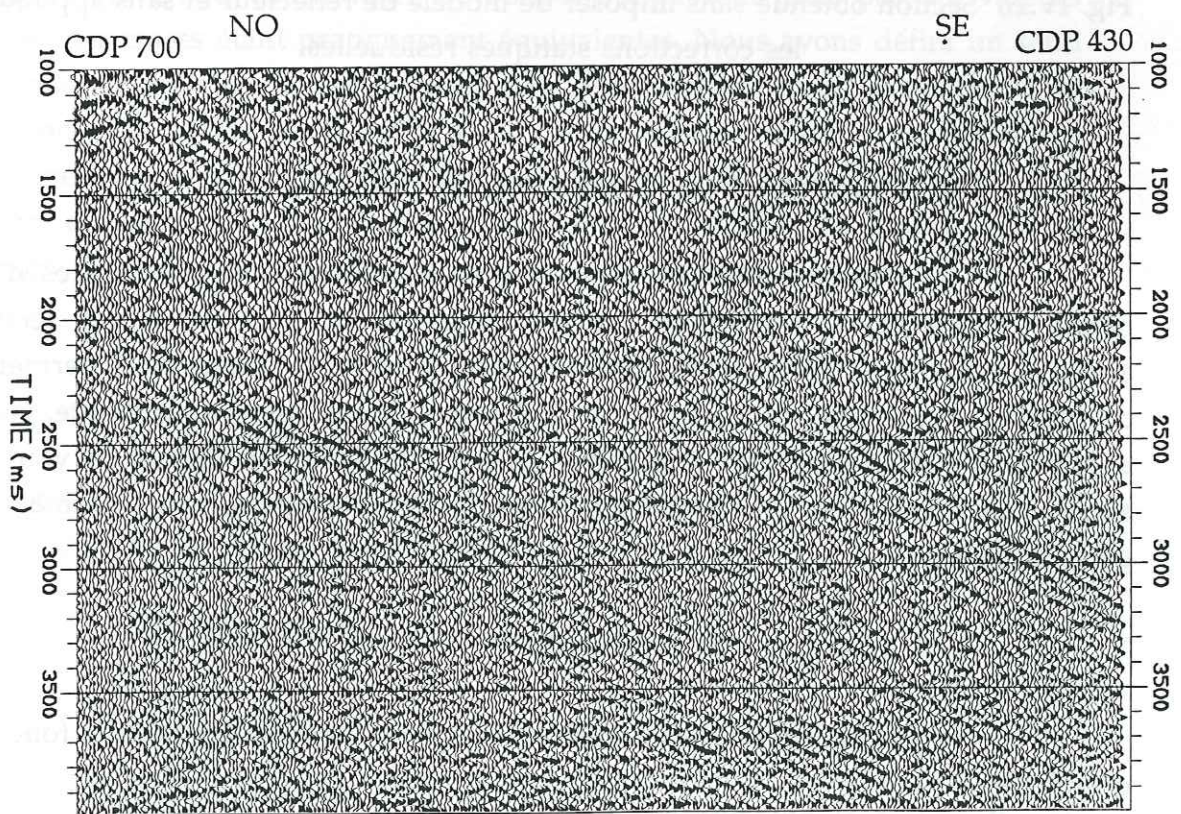


Figure IV.25b Section obtenue en imposant un plan de réflexion penté de 32° . Les corrections statiques résiduelles n'ont pas été appliquées.

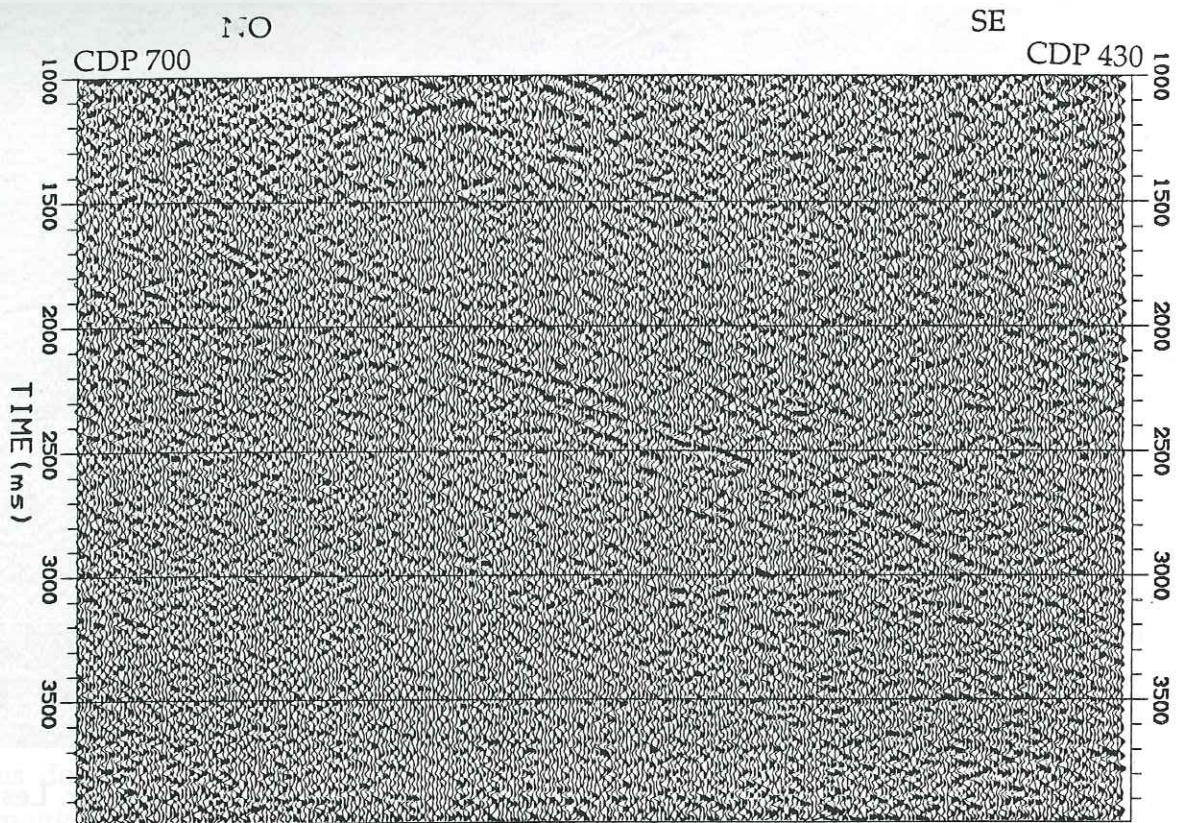


Fig. IV.26 Section obtenue sans imposer de modèle de réflecteur et sans appliquer les corrections statiques résiduelles.

4 ANALYSE DE LA COHERENCE ENTRE TRACES.

A plusieurs reprises, nous avons constaté que peu de traces d'un même CDP semblent réellement contenir l'énergie qui apparaît sur la section après sommation. L'utilisation d'une fonction d'intercorrélacion peut permettre de comparer chacune des traces d'un CDP avec la trace somme résultante. Nous avons ainsi voulu quantifier le nombre de traces réellement "utiles" et voir s'il existe une corrélation avec leur localisation géographique, leur environnement géologique, etc...

4.1 Fonction d'intercorrélacion.

L'estimation de la similitude de 2 signaux se fait à l'aide de la fonction d'intercorrélacion:

$$\phi_{xy}(k) = \sum_{l=-\infty}^{+\infty} x(l) y(l+k)$$

où x et y sont les deux signaux que l'on compare. La similitude calculée est fonction du décalage k que l'on introduit entre les deux signaux. Dans le cas présent, nous voulons comparer les traces sans introduire de décalage entre elles. En effet, nous voulons seulement comparer chacune des traces d'un CDP à la trace somme obtenue ce qui ne suppose aucun décalage en temps. Les corrections statiques et dynamiques ont déjà été appliquées. Un décalage reviendrait à reconsidérer le problème des corrections statiques résiduelles.

Le coefficient d'intercorrélation qui va nous servir de critère de sélection des traces est donc égal à la somme du produit des échantillons:

$$\phi_{xy}(k=0) = \sum_{l=-\infty}^{+\infty} x(l) y(l)$$

Pour les n traces d'un CDP, nous obtiendrons n coefficients d'intercorrélation. Ces coefficients nous permettront de classer les traces en fonction de leur similitude avec la trace résultat. Les données ne présentent pas d'atténuation en fonction de l'offset, elles peuvent être considérées comme normalisées entre elles. L'influence de l'offset n'intervient donc pas, les valeurs moyennes des traces étant pratiquement équivalentes. Nous avons défini un seuil en dessous duquel les traces ne sont pas sélectionnées pour participer à la sommation. Ce seuil correspond à un pourcentage donné du coefficient d'intercorrélation maximum calculé. La valeur de ce coefficient d'intercorrélation maximum est relative, c'est-à-dire qu'on lui soustrait la valeur minimum calculée de manière à déterminer la gamme des valeurs propres à chaque CDP:

$$\text{coefficient limite} = (\text{valeur max} - \text{valeur min}) * \text{seuil}$$

Si le seuil est fixé à 30% (ou 0.3), toutes les traces dont le coefficient d'intercorrélation est inférieur à 30% du coefficient maximum obtenu au sein du CDP considéré ne seront pas sélectionnées.

4.2 Sélection des traces sur un secteur donné.

Avant de présenter nos résultats sur l'ensemble de la section et afin de voir en détail la signification réelle d'une telle sélection, nous allons effectuer une série de tests sur un secteur limité (voir fenêtre sur la figure IV.27), comprenant deux réflecteurs pentés bien marqués, l'un situé entre 2.0 et 2.1

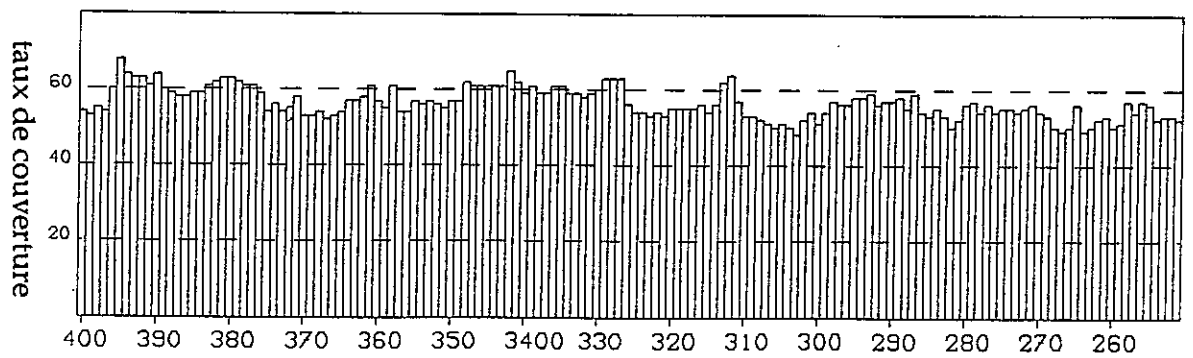
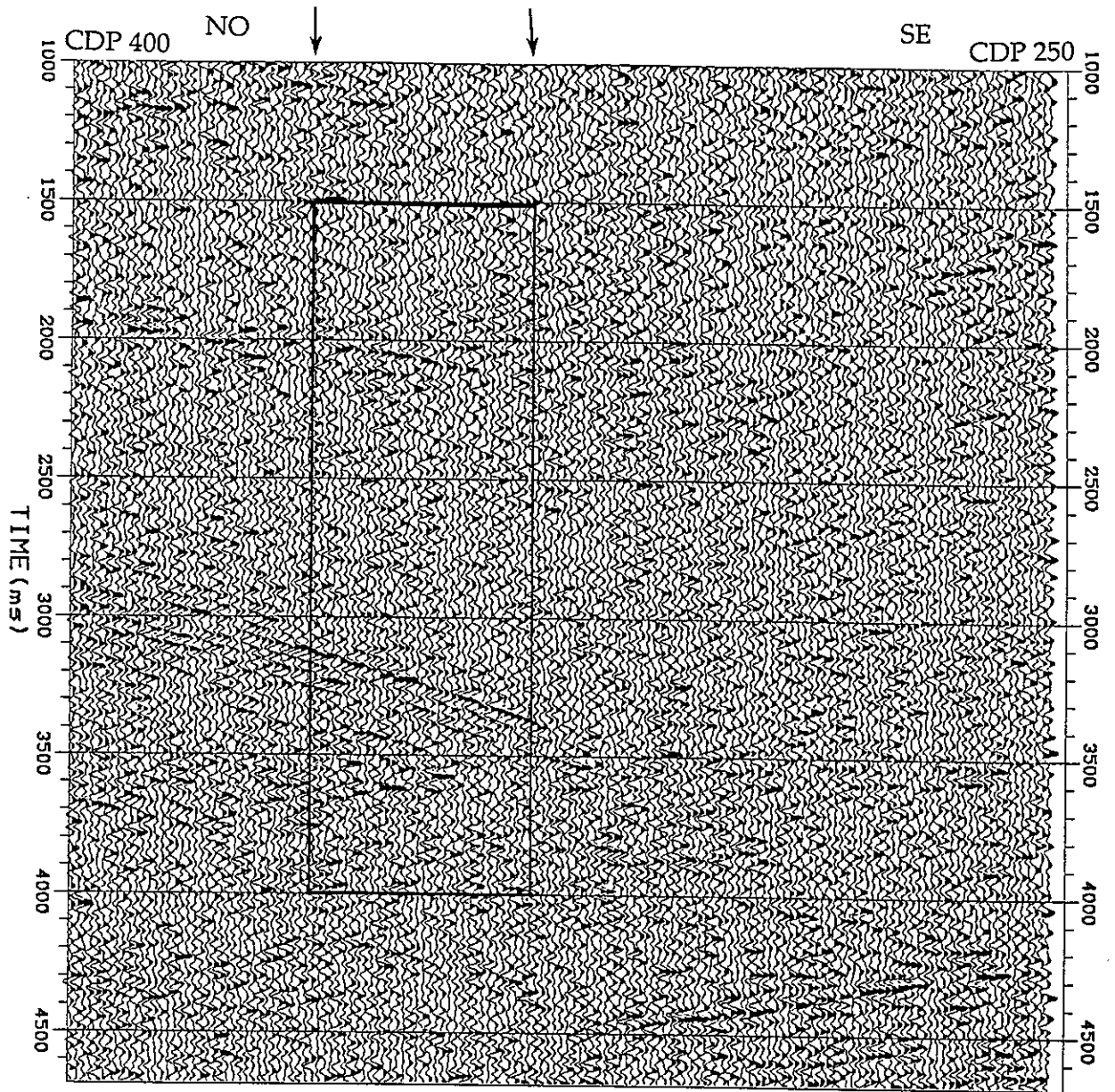


Figure IV.27 Section "toutes traces" non migrée et taux de couverture correspondant. Les flèches délimitent les traces traitées par la suite.

secondes, l'autre entre 3.1 et 3.4 secondes. Ce secteur a été choisi parce que les réflecteurs présentent une bonne continuité sur un nombre important de traces. La section présentée sur cette figure a été obtenue en sommant toutes les traces présentes dans chaque CDP, d'où le taux de couverture élevé (proche de 60) indiqué sous la section. Les comparaisons faites par la suite sont relatives à cette section.

Le secteur étudié comprend 35 traces (soit 35 CDP) et nous n'avons traité que les 5 premières secondes de chaque enregistrement. En fonction des corrections statiques, la fin de chaque trace peut être constituée d'un nombre plus ou moins important de points nuls. De même, en fonction de leur offset et donc des corrections dynamiques et du mute appliqué, les traces peuvent être très différentes les unes des autres dans les premiers dixièmes de secondes. Nous avons donc limité la longueur de la fenêtre au sein de laquelle est déterminé le coefficient d'intercorrélation. Pour cette étude, ce coefficient est calculé entre 1.5 et 4.0 secondes.

Dans un premier temps, on a calculé les coefficients d'intercorrélation de chacune des traces avec la trace somme. On peut voir sur la figure IV.28 les résultats des calculs pour 8 CDP successifs. A titre indicatif, nous avons indiqué, pour chaque CDP la valeur du coefficient correspondant à un seuil de sélection de 40% (trait pointillé horizontal). Les traces sélectionnées c'est-à-dire ayant un coefficient supérieur à 40% du coefficient maximum, sont de même indiquées en traits pointillés verticaux. L'ordre dans lequel les traces sont classées correspond à l'ordre normal d'acquisition des traces en fonction du dispositif: de la gauche vers la droite, on a d'abord les traces proches inverses, puis les traces proches directes et enfin les traces lointaines directes.

Il ressort de cette première étude que les traces ayant la plus forte similitude avec les traces finales sont tantôt les traces proches, tantôt les traces lointaines. Pour certains CDP les traces sélectionnées sont groupées les unes à côté des autres mais ce n'est pas toujours le cas. Il n'y a pas de continuité entre les CDP voisins en ce qui concerne les offsets des traces sélectionnées. Ces observations sont valables pour les autres CDP où des tests ont été faits.

Cette absence de relation avec l'offset est importante: l'influence des corrections (statiques et dynamiques) étant fonction de l'offset, une corrélation entre notre sélection et l'offset des traces n'aurait pas permis d'établir un résultat indépendant de la précision de ces corrections.

Dans un second temps, nous avons effectué un certain nombre de sommations des traces sélectionnées pour différentes valeurs du seuil. La section de la figure IV.29a correspond à la fenêtre indiquée sur la figure IV.27. Les 35 traces

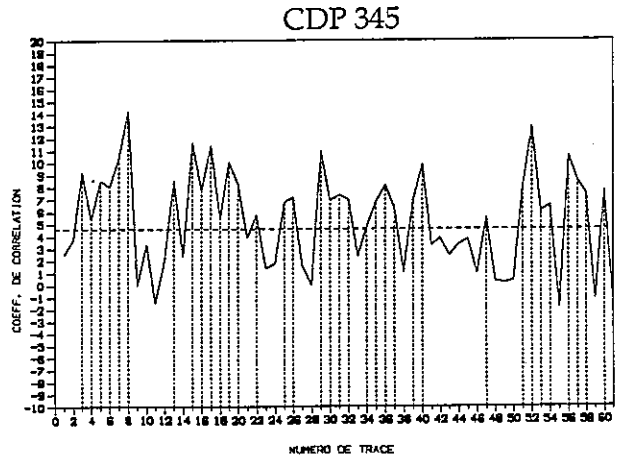
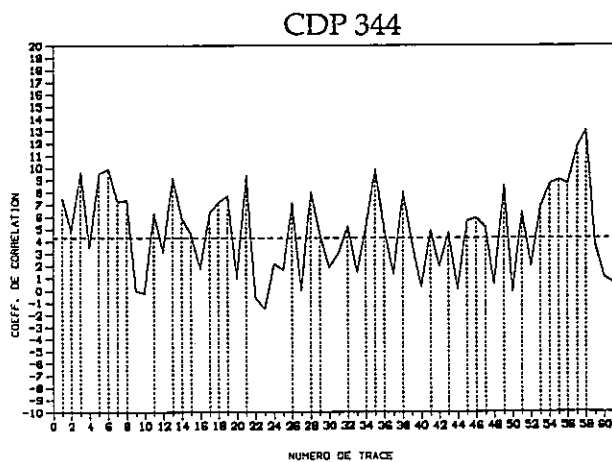
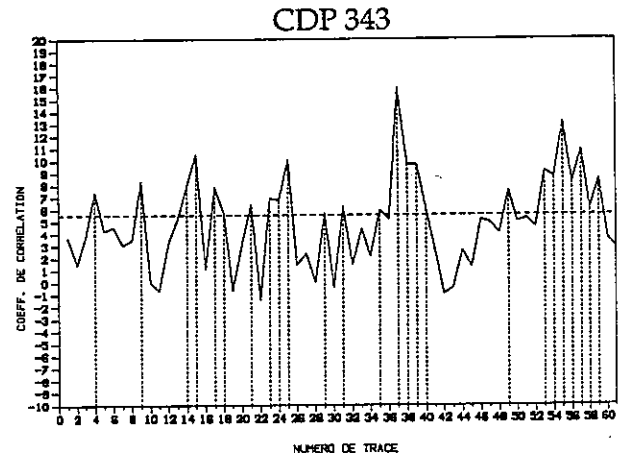
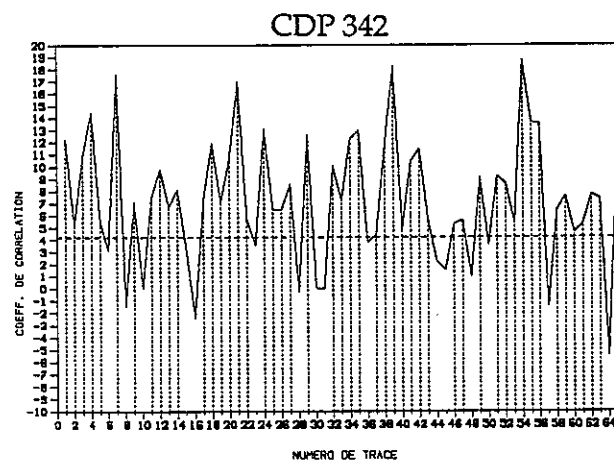
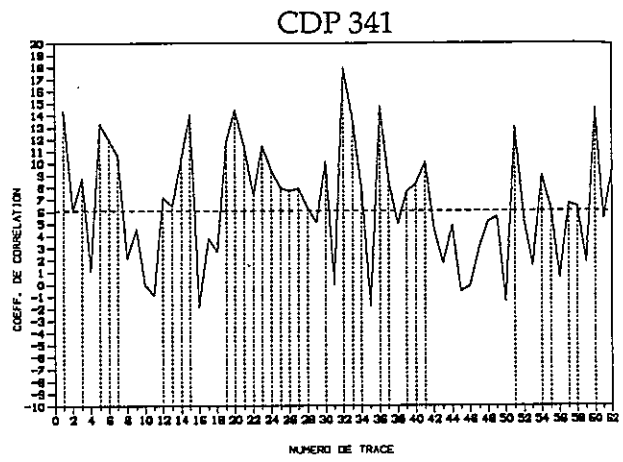
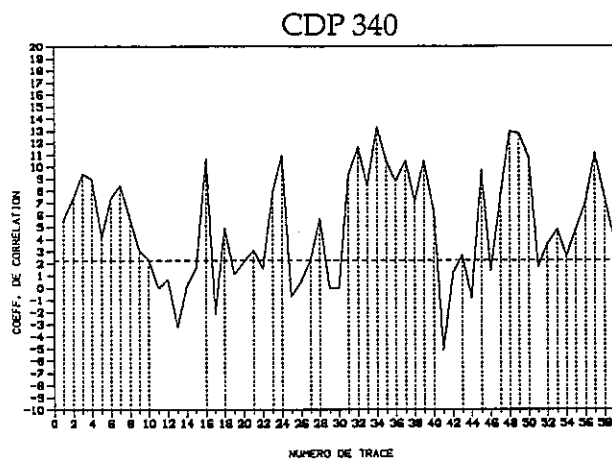
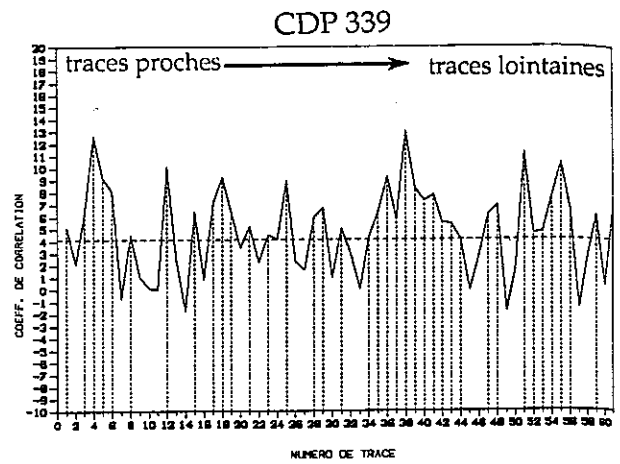
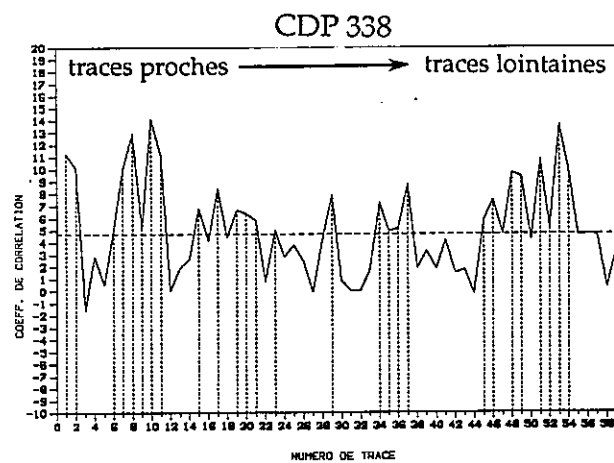


Figure IV.28 Coefficients d'intercorrélation des traces de 8 CDP successifs (du CDP 338 au CDP 345). Le seuil est égal à 40% du coefficient maximum (pointillé horizontal) et les traces sélectionnées sont indiquées en pointillés verticaux.

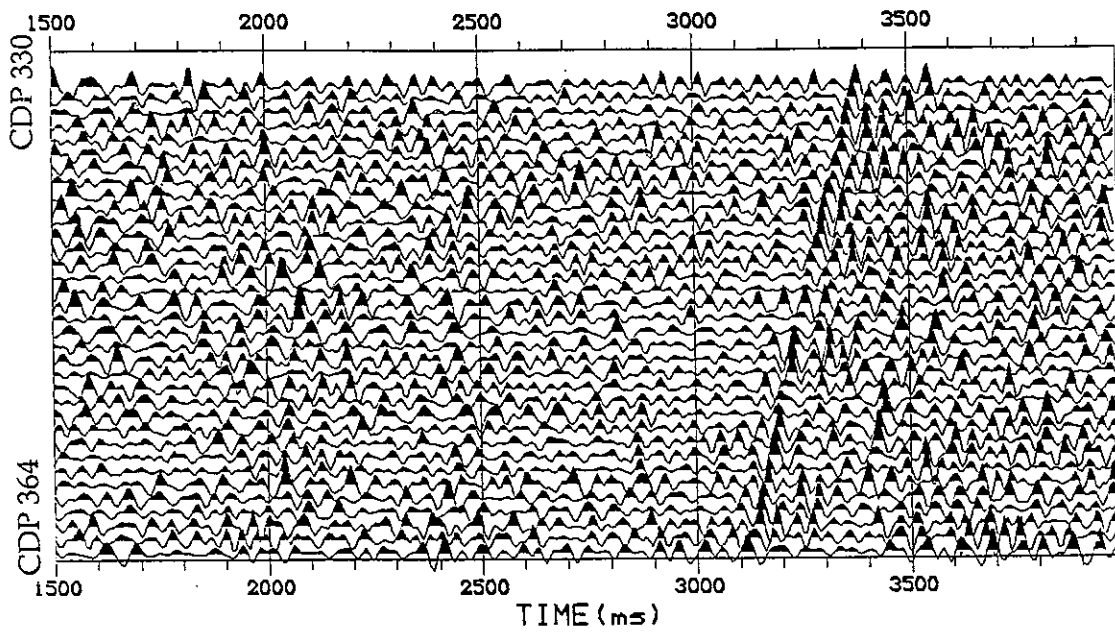


Figure IV.29c Section obtenue en sommant 9.6% des traces (seuil fixé à 0.8).

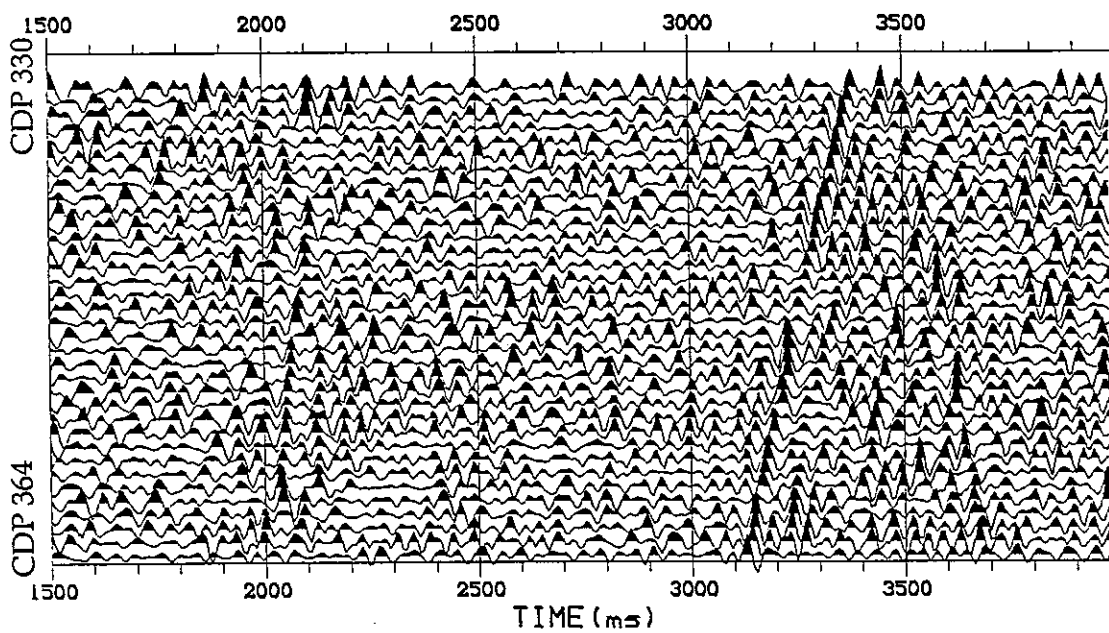


Figure IV.29b Section obtenue en sommant 61.6% des traces (seuil fixé à 0.4).

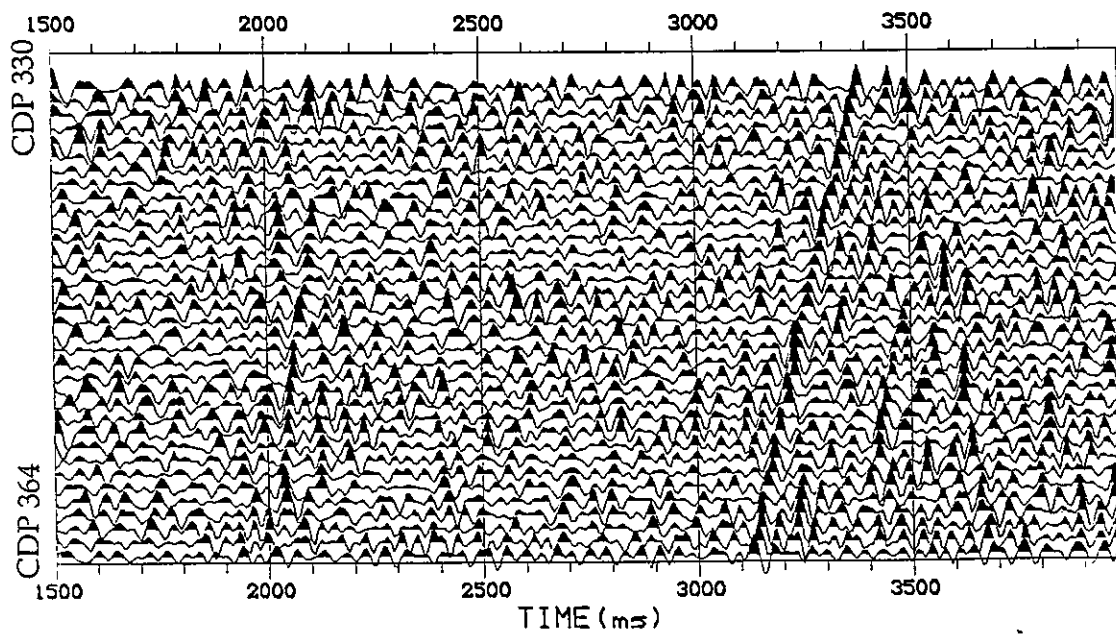


Figure IV.29a Section obtenue en sommant toutes les traces.

de cette section ont été obtenues en sommant toutes les traces présentes dans chaque CDP ce qui totalise un fichier de 2058 traces. Le tableau ci-dessous indique les nombre de traces sélectionnées et le pourcentage correspondant en fonction du seuil imposé:

Seuil (%)	Nombre de traces sélectionnées	%
0	2058	100.0
10	1950	94.8
20	1771	86.1
30	1560	75.8
40	1267	61.6
50	895	43.5
60	600	29.2
70	366	17.8
80	197	9.6
90	83	4.0

Les figures IV.29b et IV.29c correspondent aux sections obtenues en imposant respectivement un seuil de 40 et 80%. Dans le premier cas, un peu plus de 60% des traces sont utilisées et seulement 9.6% dans le second cas.

La comparaison de ces sections montre nettement qu'une sélection des traces, même si celle-ci est sévère, n'altère guère la qualité du résultat. Le réflecteur situé entre 3.1 et 3.4 secondes présente pratiquement toujours le même aspect. Par contre, le réflecteur situé vers 2.1 secondes apparaît très mal sur la section correspondant au seuil de 80%. On n'observe pas plus de transformation dans le bruit de fond, si ce n'est une légère amélioration sous le réflecteur profond. L'élimination des traces trop incohérentes augmente l'efficacité de la sommation en couverture multiple. Des événements présents sur un petit nombre de traces peuvent apparaître grâce à cette sélection alors qu'en temps normal ils sont assimilés au bruit de fond.

Nous avons vu dans les paragraphes précédents qu'il est difficile de pointer une réflexion sur les traces d'un CDP même lorsque celle-ci apparaît nettement sur la section finale. Les calculs présentés dans ce paragraphe nous permettent de reclasser les traces d'un CDP en fonction de leur coefficient d'intercorrélation (fig. IV.30).

Nous avons représenté sur la figure IV.31 deux groupes de traces correspondant aux CDP 364 et 347. Les traces sont classées en fonction de la valeur

de leur coefficient d'intercorrélation, les valeurs décroissant de la gauche vers la droite. Pour chacun des deux groupes, nous avons représenté la trace finale résultant de la somme de toutes les traces de chaque CDP. Les deux réflecteurs bien visibles sur la section de la figure IV.29 sont pointés par des flèches sur chacune de ces deux traces.

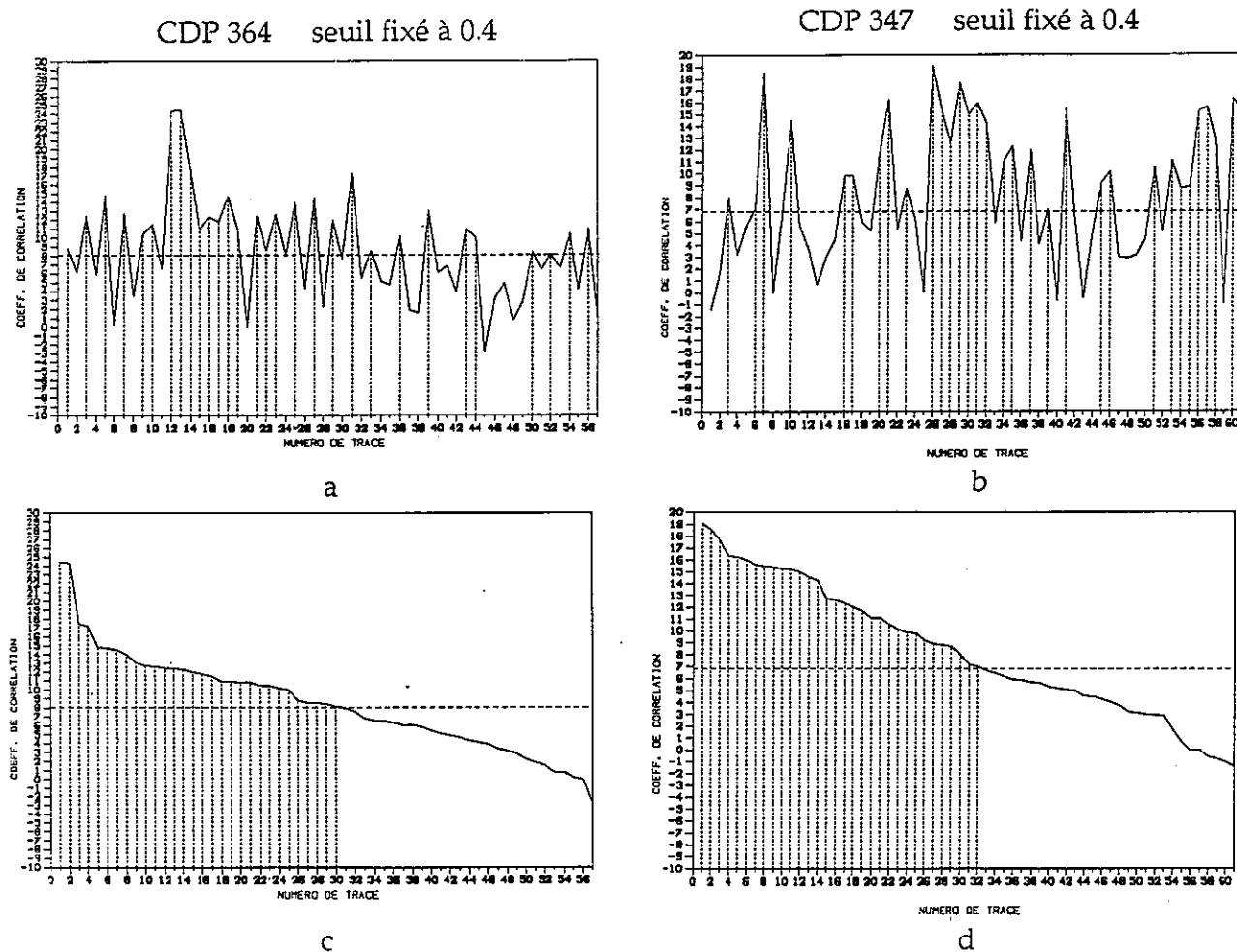


Fig. IV.30 Diagrammes des coefficients d'intercorrélation suivant l'ordre normal des traces (a et b) et suivant l'ordre décroissant de la valeur du coefficient (c et d).

Au niveau du CDP 364, la réflexion la plus profonde est bien visible sur une vingtaine de traces. La première réflexion n'apparaît pour ainsi dire pas. Inversement, on remarque un net alignement de réflexions à 2.1 secondes au sein du CDP 347, mais peu d'énergie cohérente vers 3.3 secondes. Cette figure nous permet de constater la faible proportion de traces contenant l'information relative aux deux événements visibles après sommation.

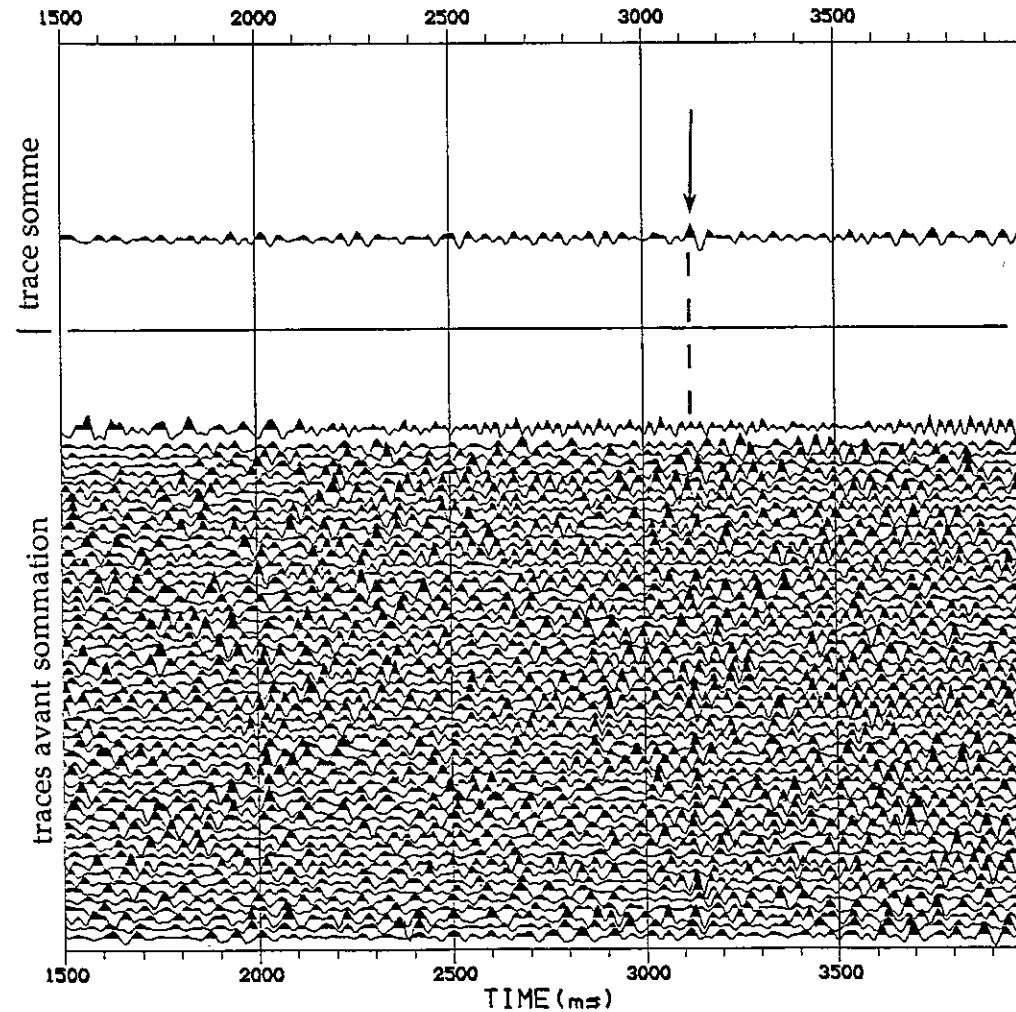
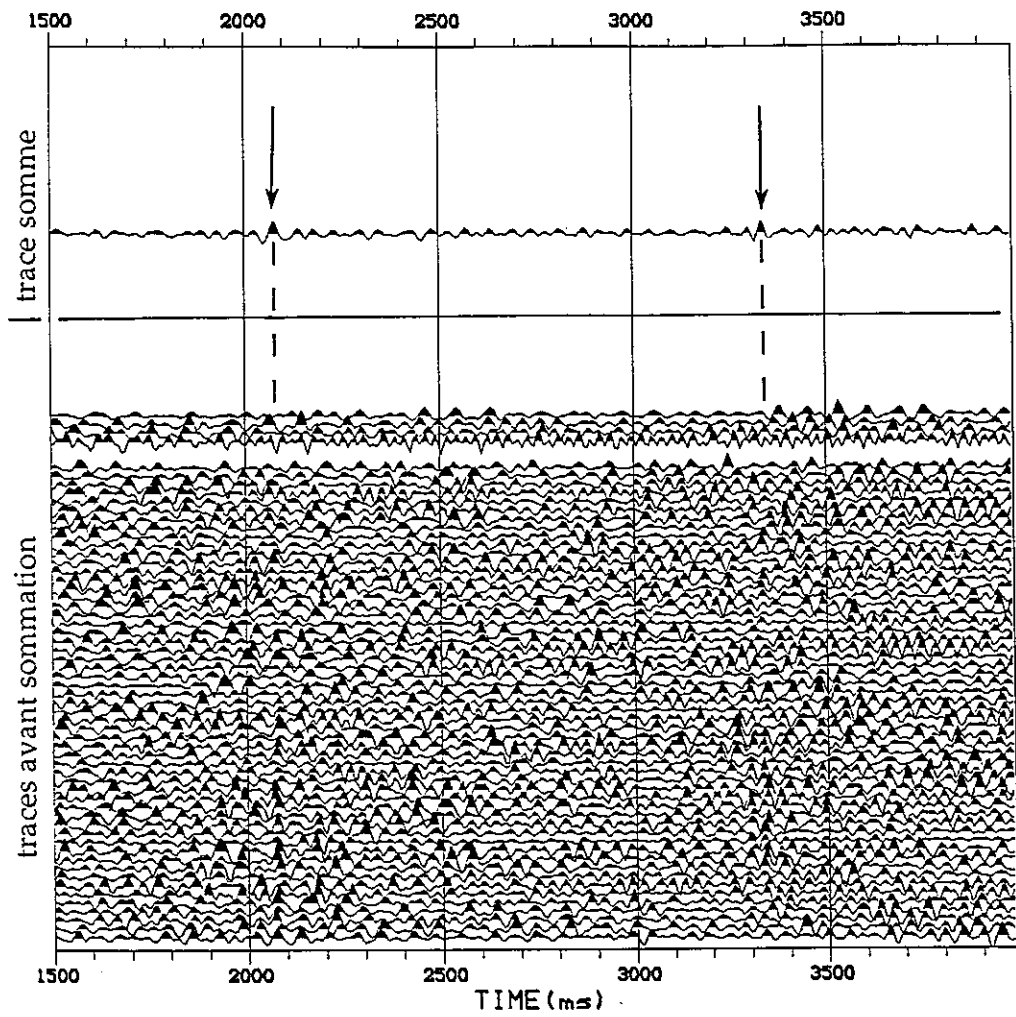


Figure IV.31a Traces du CDP 364 classées de gauche à droite par ordre décroissant des coefficients d'intercorrélation et trace somme correspondante. Les flèches indiquent deux événements.

Figure IV.31b Traces du CDP 347 classées de gauche à droite par ordre décroissant des coefficients d'intercorrélation et trace somme correspondante. Les flèches indiquent deux événements.

4.3 Application sur des sections complètes.

Les sections obtenues en sommant uniquement les traces sélectionnées confirment nos remarques précédentes: la figure IV.32 correspond à une section où toutes les traces de chaque CDP ont été sommées. La couverture moyenne est de 60. En imposant un seuil de 40%, 62% des traces sont sélectionnées et le taux de couverture moyen chute à 40. La section correspondante (fig. IV.33) présente peu de différence avec la section précédente. Le deuxième exemple proposé (figures IV.34 et IV.35) confirme de manière encore plus nette nos premières observations. Le seuil de sélection est à 50% et seulement 44.2% des traces ont été utilisés pour obtenir la seconde section.

Cette étude indique que l'information n'est présente que sur un faible pourcentage des traces d'un CDP. Nous avons effectué plusieurs séries de sommation en sélectionnant les traces en fonction de leur localisation au sein du dispositif (traces proches, lointaines, directes, inverses). Il ressort de ces tests qu'aucune des sections ainsi obtenues ne permet de voir l'ensemble des événements présents sur la section "toutes traces". Ceci confirme les observations faites à partir de la figure IV.28: il n'y a pas de relation entre la localisation d'une trace sur le dispositif et le fait qu'elle contienne l'information utile.

Le fait qu'une faible proportion des données suffisent à obtenir une section aussi complète qu'en utilisant toutes les traces a déjà été observé (Yilmaz, 1989). Mais ces observations ne doivent bien sûr pas être généralisées. Elles permettent seulement d'expliquer les observations faites aux paragraphes précédents:

- courbure des indicatrices difficilement estimable.
- conséquences limitées des variations de la mise en collection en point miroir commun (rotation de l'azimut de la ligne moyenne ou imposition du pendage et de l'émergence des réflecteurs).

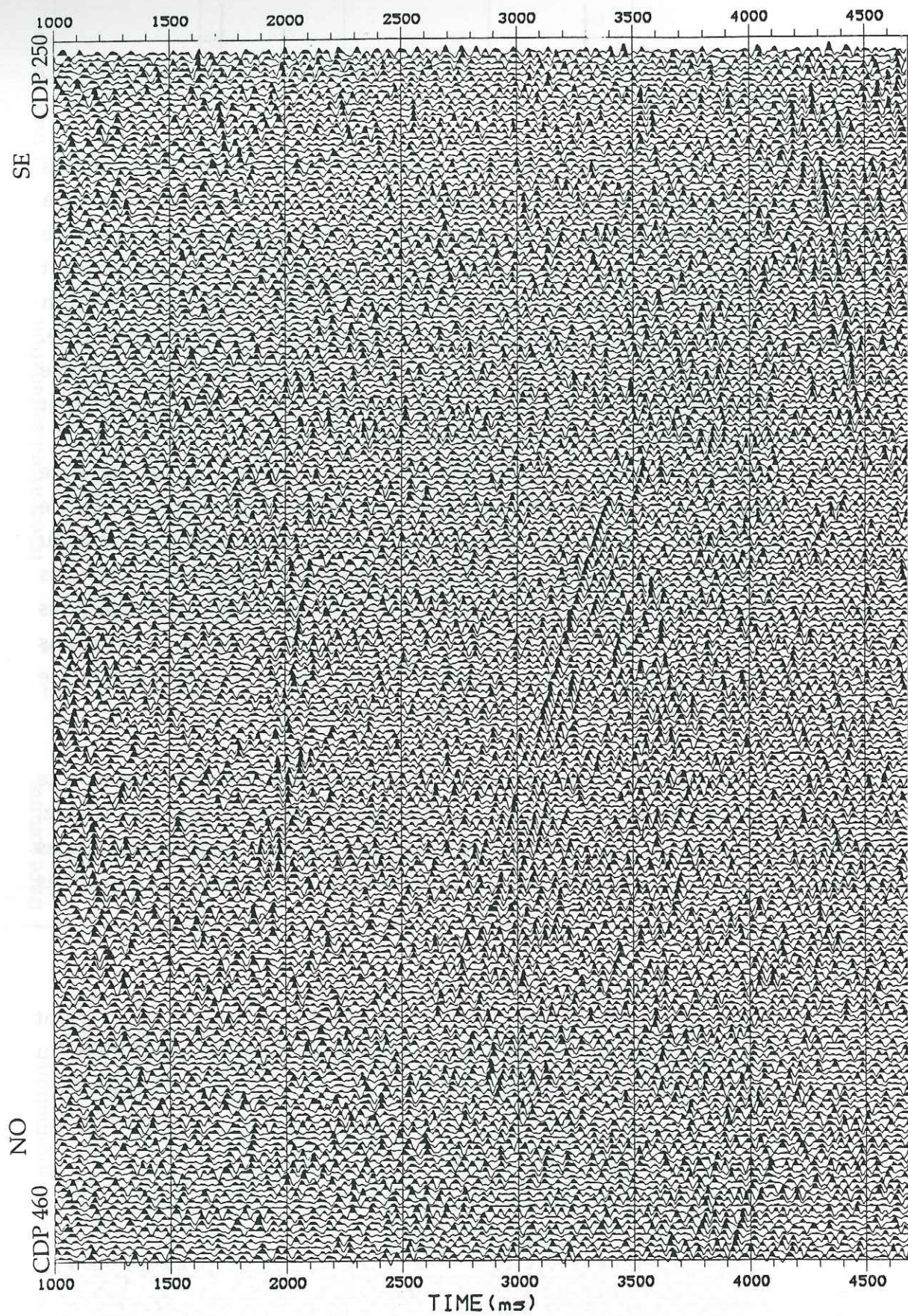


Figure IV.32 Section "toutes traces" obtenue sans imposer de sélection.

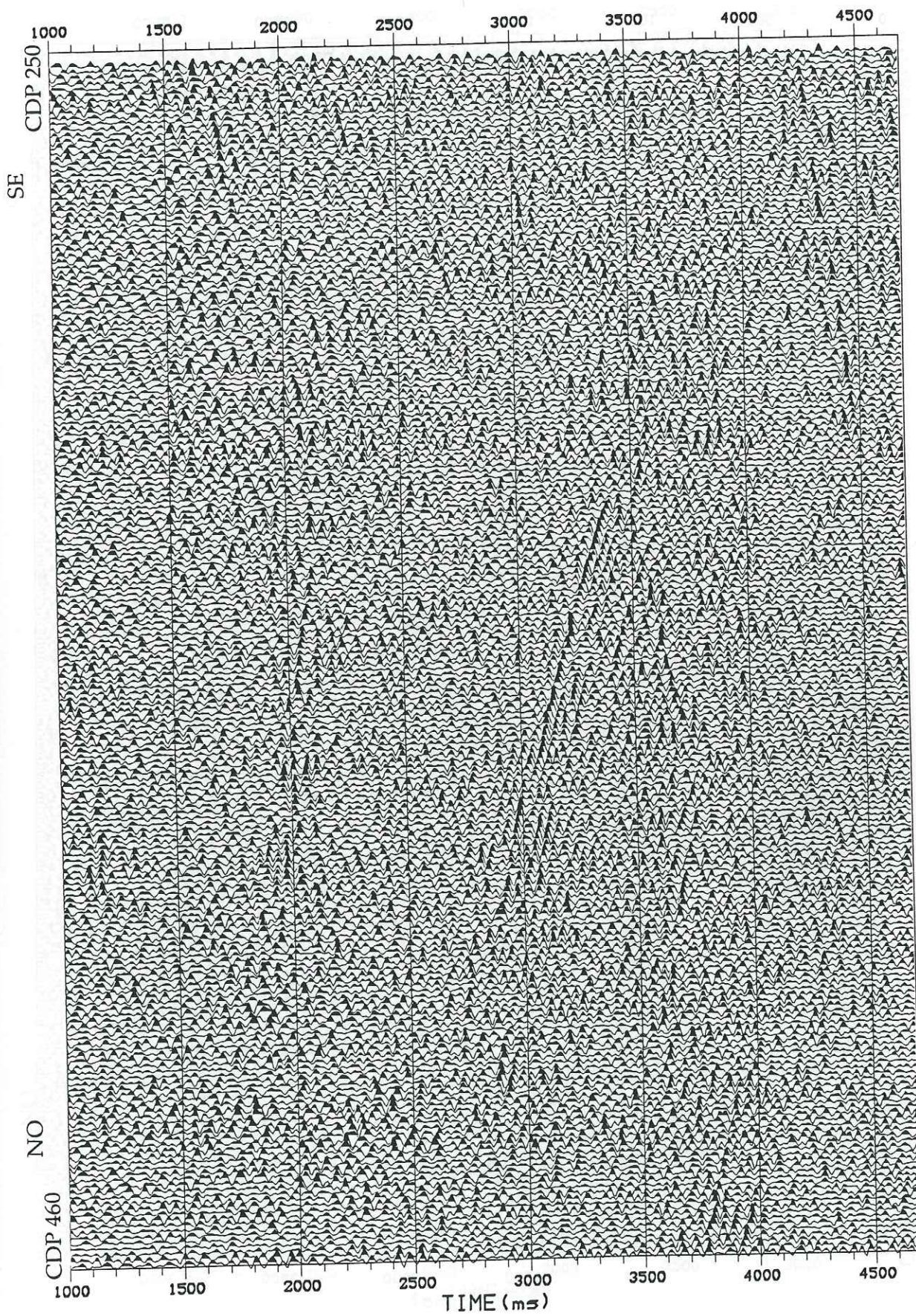


Figure IV.33 Section correspondant à celle de la figure IV.32 mais en ne sommant que 62% des traces (seuil fixé à 0.4).

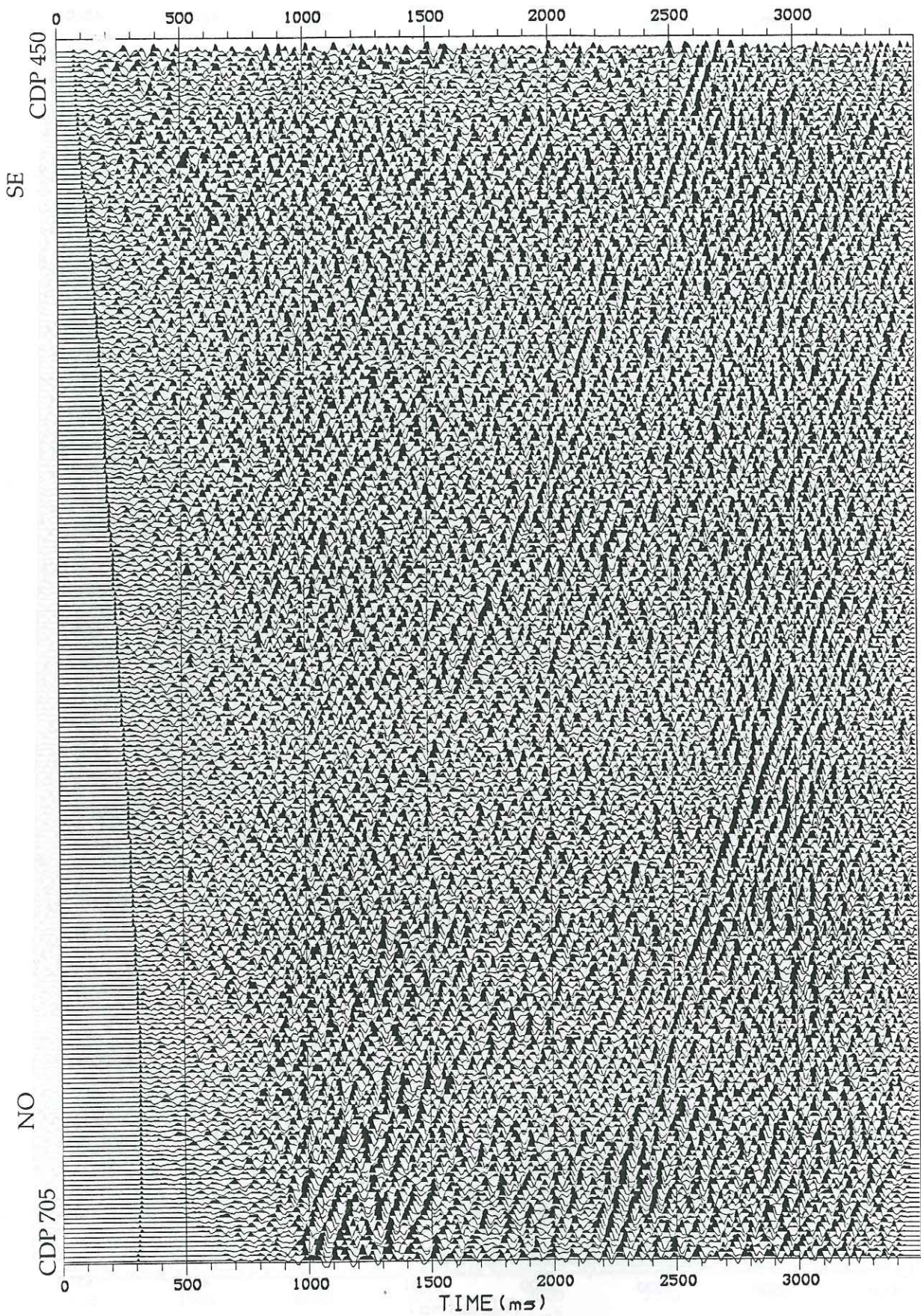


Figure IV.34 Section "toutes traces" obtenue sans imposer de sélection.

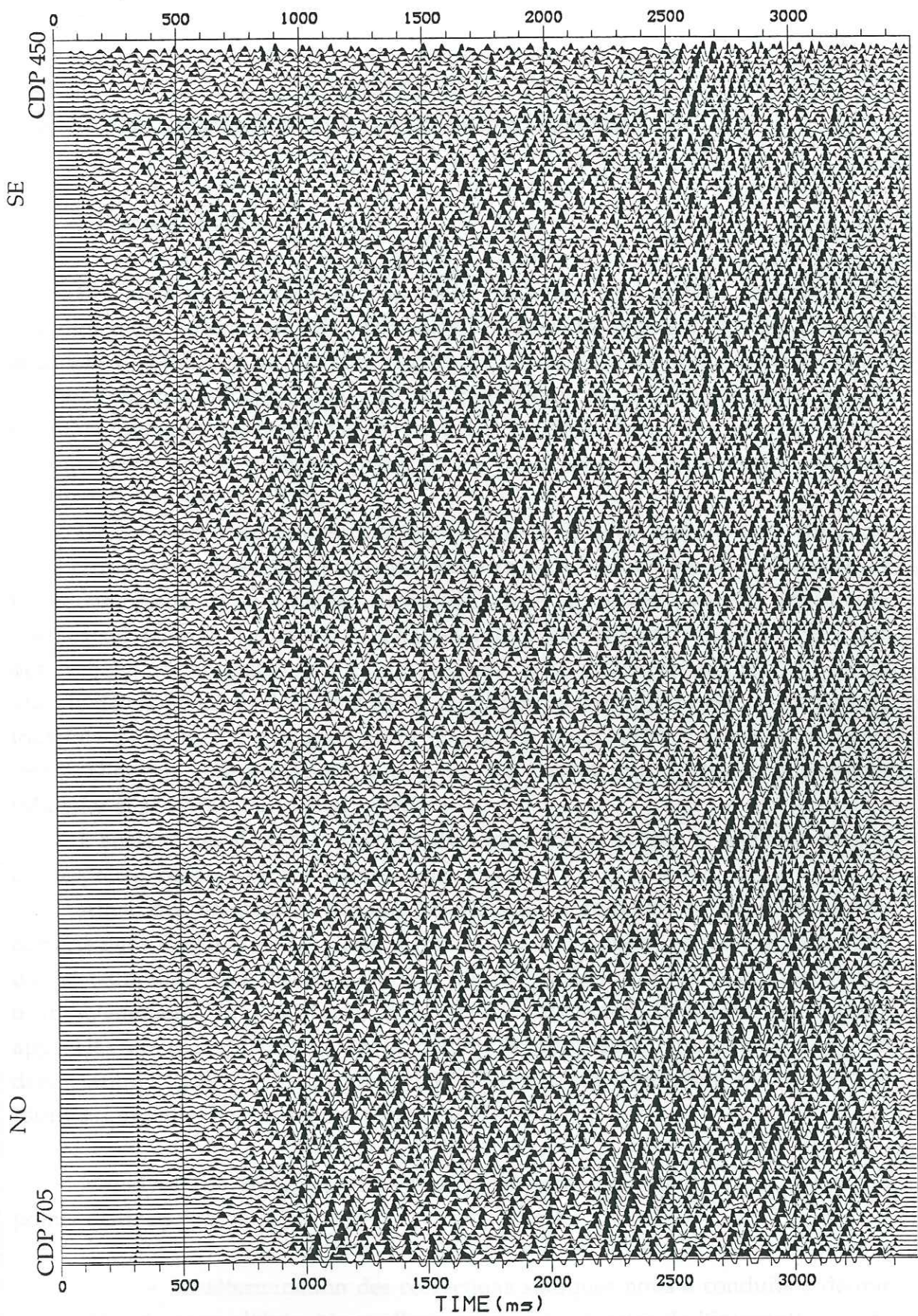


Figure IV.35 Section correspondant à celle de la figure IV.34 mais en ne sommant que 44% des traces (seuil fixé à 0.5).

V SYNTHÈSE DES RESULTATS - INTERPRETATION GEOLOGIQUE

1 GENERALITES.

La sismique réflexion verticale fournit un certain nombre de renseignements permettant de compléter les données acquises suivant d'autres approches (géologie de surface, sismique réfraction, sismique grand-angle, gravimétrie, magnétisme, analyse des conditions de métamorphisme...). Les résultats obtenus peuvent contraindre les modèles proposés, confirmer ou infirmer certaines hypothèses, mais on ne peut baser un quelconque modèle uniquement sur ces résultats.

La prise en compte des données du profil ECORS ALP1 a fait l'objet de nombreuses synthèses. En ce qui concerne la partie située entre la Vanoise et Belledonne, celles-ci sont basées sur la géométrie et l'aspect final des réflecteurs visibles sur la section sommée. Certaines interprétations hâtives sont basées sur des sections non migrées, ce qui peut conduire à de graves erreurs (Butler, 1990). Mais le développement de méthodes de migration basées sur le tracé de rai permet toutefois d'effectuer une migration du pointé (Raynaud, 1988; Valasek et Holliger, 1990). D'autres interprétations ont donc été basées sur de telles migrations (Mugnier et al., 1990; Tardy et al., 1990).

L'analyse des données au cours du traitement constitue le meilleur moyen d'interpréter celles-ci en connaissance de cause.

Ainsi, des paramètres tels que les vitesses de sommations ne peuvent être correctement interprétés que dans la mesure où leur détermination s'accompagne d'une estimation des incertitudes. Les imprécisions concernant la localisation d'un événement ou l'existence d'un artefact peuvent de même être mieux appréciés en tenant compte de la démarche adoptée lors du traitement. La dissociation "traitement-interprétation" limite tout jugement qualitatif des résultats présents dans la section sismique.

L'analyse des résultats obtenus aux chapitres précédents va porter sur 3 points distincts:

- la détermination des corrections statiques nous a conduits à définir un modèle de zone altérée. Nous allons préciser les limites de l'interprétation de ce modèle. Nous montrerons ensuite tout l'enseignement que l'on peut au contraire extraire du modèle de vitesse déterminé sous la WZ.

- Les analyses de vitesse ont abouti à la sélection d'un modèle de vitesses moyennes sur l'ensemble de la section. Nous analyserons les interprétations pouvant être déduites de ce modèle.

- La section finale montre un certain nombre d'événements dont nous résumerons les caractéristiques sismiques. Nous préciserons dans quelle mesure ces événements peuvent être interprétés en termes lithologiques.

2. FORMATIONS SUPERFICIELLES ET ZONE ALTEREE.

Rappelons que le modèle de WZ établi au chapitre III (§2.1.3) ne doit être considéré que comme une commodité de calcul pour expliquer les retards ou les avances pointés sur les enregistrements (l'équivalent des "résidus" analysés classiquement en sismologie). La détermination de ces résidus permet de calculer les corrections statiques, mais ce type de données n'est pas adapté pour déterminer avec précision la puissance et les caractéristiques lithologiques des couches superficielles. Les épaisseurs calculées dépendent de la vitesse attribuée à la WZ. Le long du profil, la nature des terrains constituant cette WZ varie, donc leur vitesse aussi. L'interprétation du modèle obtenu ne peut donc se faire en considérant seulement les épaisseurs calculées.

La figure V.1 permet de comparer le modèle de vitesse obtenu sous la WZ (fig. V.1a), les variations d'épaisseur de cette zone altérée (en grisé, fig. V.1b) et la géologie de surface dont les limites majeures ont été pointées (fig. V.1c). Il est difficile de chercher une corrélation fine entre le modèle de WZ et les formations géologiques superficielles car la WZ concerne aussi bien le sol au sens strict du terme (terre végétale, ...) que les formations quaternaires qui peuvent présenter des vitesses de propagation extrêmement variables. Par ailleurs, nous ne disposons pas d'une cartographie suffisamment précise pour approfondir cette corrélation.

La localisation des zones altérées de forte épaisseur visibles sur le modèle (fig. V.1b), ne présente donc pas de rapport direct avec le contexte géologique: ainsi, sur la carte au 1/250 000 (feuille d'Annecy), 3 secteurs du profil traversent des formations quaternaires de type alluvionnaire ou glaciaire (hachures, fig. V.1c). Ces formations ne ressortent pas sur notre modèle.

Le modèle de vitesse sous la WZ permet par contre d'établir quelques corrélations avec la géologie de surface, ou tout du moins quelques interprétations des valeurs obtenues. Pour un même contexte lithologique, les vitesses des ondes P varient énormément en fonction des caractéristiques physico-chimiques propres à la formation considérée (composition minérale, métamorphisme, teneur en

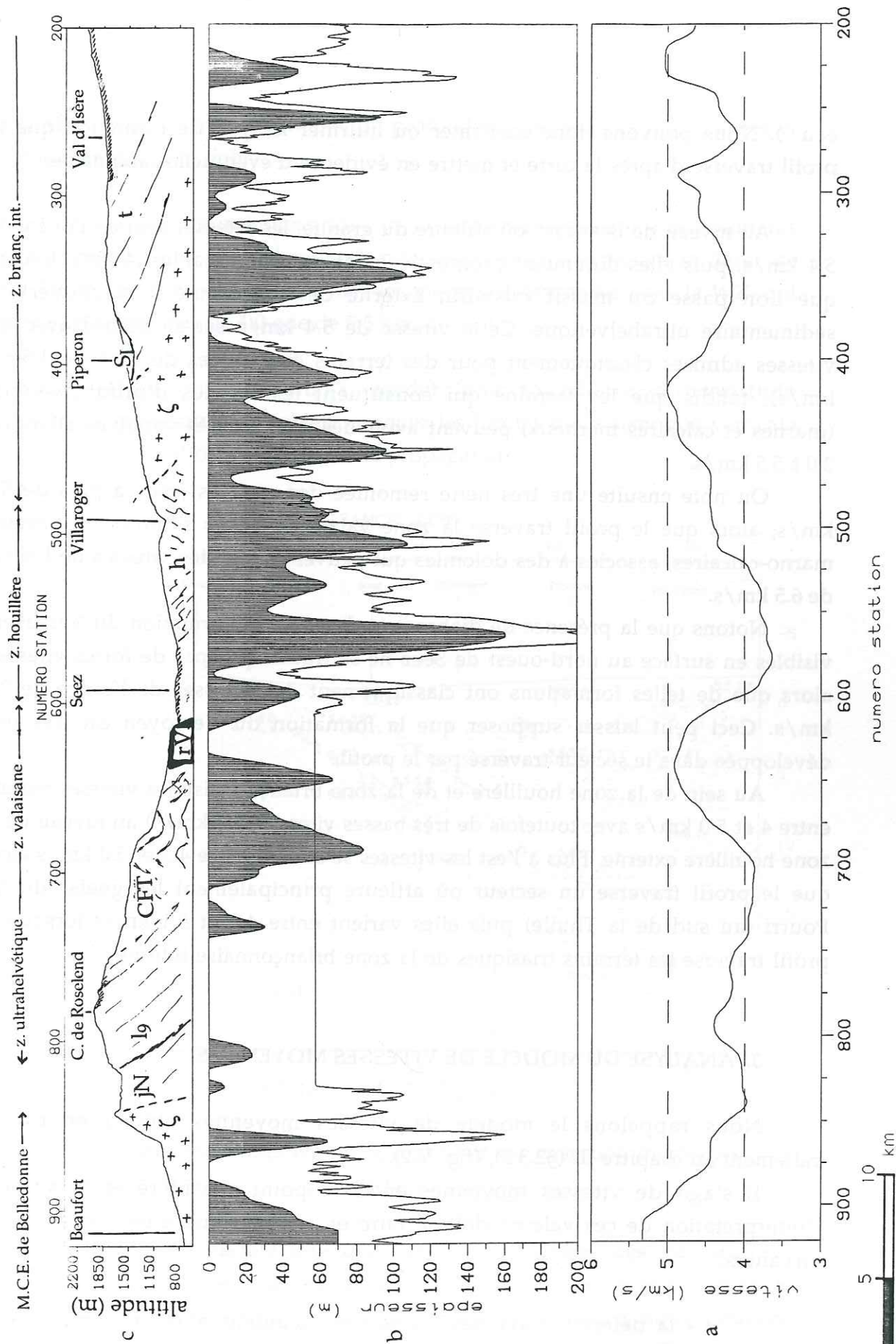


Figure V.1 Modèle de vitesse sous la WZ (a), épaisseur de la WZ (b, en gris) et profil topographique avec localisation de la géologie de surface (c).

eau...). Nous pouvons donc confirmer ou infirmer le type de formation que le profil traverse d'après la carte et mettre en évidence d'éventuelles anomalies.

Au niveau de Beaufort, où affleure du granite, les vitesses sont de l'ordre de 5.4 km/s, puis elles diminuent progressivement et restent stables (4 km/s), alors que l'on passe du massif cristallin externe de Belledonne à la couverture sédimentaire ultrahelvétique. Cette vitesse de 5.4 km/s est en accord avec les vitesses admises classiquement pour des terrains granitiques de surface (4.5-6.0 km/s), tandis que les terrains qui constituent les écailles d'ultrahelvétique (marnes et calcaires marneux) peuvent avoir des vitesses très variables allant de 2.0 à 5.5 km/s.

On note ensuite une très nette remontée des vitesses jusqu'à près de 5.0 km/s, alors que le profil traverse la zone valaisane. Nous sommes en terrains marno-calcaires, associés à des dolomies qui peuvent avoir des vitesses de l'ordre de 6.5 km/s.

Notons que la présence de diabases et de gabbros (formation du Versoyen) visibles en surface au nord-ouest de Seez ne se traduit pas par de fortes vitesses, alors que de telles formations ont classiquement des vitesses de l'ordre de 7.0 km/s. Ceci peut laisser supposer que la formation du Versoyen est très peu développée dans le secteur traversé par le profil.

Au sein de la zone houillère et de la zone briançonnaise les vitesses varient entre 4 et 5.0 km/s avec toutefois de très basses vitesses (3.7 km/s) au niveau de la zone houillère externe. Plus à l'est les vitesses se situent entre 4.5 et 5.0 km/s alors que le profil traverse un secteur où affleure principalement les gneiss du Mt Pourri (au sud de la Thuile) puis elles varient entre 4.2 et 5.1 km/s lorsque le profil traverse les terrains triasiques de la zone briançonnaise interne.

3. ANALYSE DU MODELE DE VITESSES MOYENNES.

Nous rappelons le modèle de vitesses moyennes obtenu en fin de traitement au chapitre III (§2.3.3), (fig. V.2).

Il s'agit de vitesses moyennes entre le point considéré et la surface. L'interprétation de ces valeurs doit se faire en tenant compte des observations suivantes:

- la détermination des vitesses est d'autant plus imprécise que la profondeur augmente. Ainsi, les valeurs de 5.8-6.1 km/s vers 20 km de profondeur doivent être considérées avec prudence. La sismique grand-angle

donne parfois, pour ce même domaine de profondeur, des valeurs plus élevées et vraisemblablement plus fiables.

- les valeurs indiquées sous la surface correspondent aux premières réflexions enregistrées, généralement à plus de 1 km de profondeur. Pour ce premier kilomètre, il ne faut pas oublier les valeurs déterminées sous la WZ, qui sont parfois plus proches de 4.0 que de 5.5 km/s.

- Nous avons tenu à garder une fourchette d'incertitude volontairement importante pour bien marquer les limites de la sismique verticale en terme de détermination des vitesses de propagation.

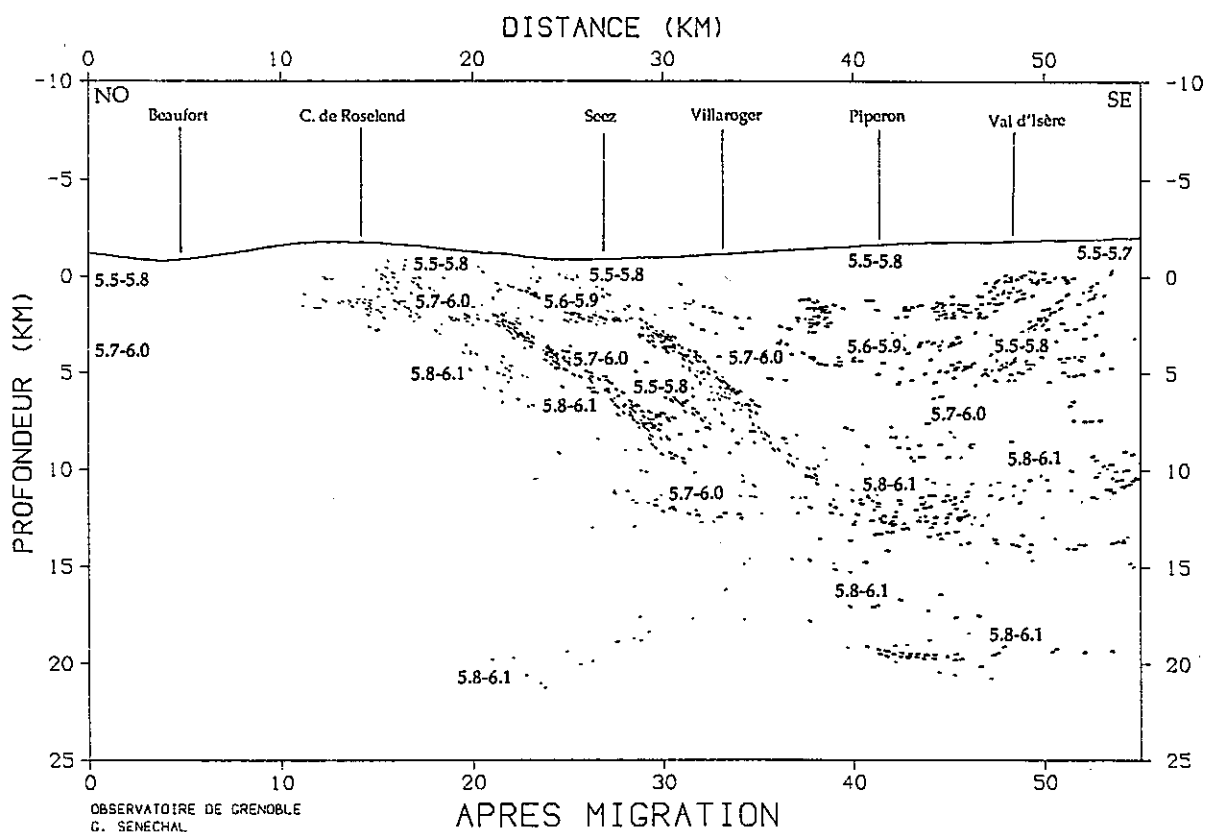


Fig. V.2 Vitesses moyennes en km/s, localisées sur la section migrée en profondeur.

Il ressort de ce modèle une décevante homogénéité des valeurs. Sur l'ensemble de la section, les vitesses calculées se situent entre 5.6 et 6.1 km/s. Si l'on considère ces valeurs uniquement en terme de lithologie, nous pouvons associer de nombreux types de matériaux aux différents réflecteurs. Que cela soit pour les roches cristallines ou pour les roches sédimentaires, les conditions

physico-chimiques propres à leur environnement peuvent être à l'origine de fortes variations de vitesses pour des caractéristiques lithologiques peu différentes (Birch, 1960; Carmichael, 1982).

En se basant sur les études précédentes, on aurait pu s'attendre à des valeurs plus élevées à grande profondeur, en particulier au-dessus des réflecteurs situés vers 20 kilomètres de profondeur. En effet, ceux-ci correspondent sans doute au toit du manteau supérieur et ils devraient donc être surmontés de croûte inférieure.

Pour les différents types de roches constituant le socle et la couverture de la zone d'étude, on peut résumer les plages de vitesses possibles:

- | | | | |
|-------------|----------------|------------|----------------|
| - marnes | 1.8 - 3.8 km/s | - granites | 4.0 - 6.0 km/s |
| - calcaires | 2.0 - 6.4 km/s | - gneiss | 3.1 - 5.5 km/s |
| - dolomies | 3.5 - 7.0 km/s | - gabbros | 6.8 - 7.3 km/s |

Les variations de vitesse sont aussi fonction de la profondeur des formations. Si l'on identifie directement des réflexions profondes à des limites lithologiques visibles en surface, on peut estimer les vitesses de propagation propres aux matériaux constituant ces formations par des mesures en laboratoire (Sellami et al., 1990). Mais il faut être certain de la validité de l'hypothèse de la continuité des formations entre les réflexions profondes et la surface. Par ailleurs, les conditions locales (pression, température, teneur en fluide, fracturation ...) doivent être respectées, ce qui est difficilement réalisable. Seul le couplage de la sismique avec un forage permet de résoudre ce problème.

4 INTERPRETATION DES SECTIONS.

La démarche classique de l'interprétation d'une section consiste à associer à chaque événement une caractéristique lithologique (par exemple une interface) ou structurale (par exemple une faille). Nous allons revenir sur les différents cas de figure pouvant expliquer la présence d'un événement et qui doivent être envisagés lors de l'interprétation. Nous aborderons ensuite l'interprétation proprement dite en présentant d'abord la corrélation entre réflecteurs peu profonds et géologie de surface, puis en étudiant les événements profonds.

4.1 Origine des événements.

L'interprétation la plus commune que l'on donne à un événement est de le considérer comme étant une réflexion simple à l'interface de deux milieux de nature lithologique différente. L'impédance acoustique est par définition égale au produit de la masse volumique ρ par la vitesse de propagation des ondes primaires V . Le contraste d'impédance acoustique entre deux matériaux détermine le coefficient de réflexion à incidence normale à leur interface. Mais l'égalisation dynamique des traces et les fonctions de normalisation utilisées lors des représentations homogénéisent les amplitudes. Ces dernières n'ont donc plus de signification réelle lorsque l'on examine les sections.

Nous venons de rappeler que la vitesse peut varier au sein d'une même formation, pour peu qu'il y ait une variation des conditions physico-chimiques du milieu. Ceci doit donc nous inciter à raisonner en terme de caractéristiques physico-chimiques et non pas seulement en termes de lithologie.

L'interprétation doit aussi tenir compte des limites du pouvoir de résolution vertical et latéral. Le premier est fonction de la fréquence contenant le maximum d'énergie: si la longueur d'onde est courte, on pourra distinguer deux niveaux situés à un faible écart de profondeur l'un de l'autre. Pour des données bruitées, ce pouvoir de résolution vertical peut être de l'ordre de $\lambda/2$ (Lavergne, 1986). Pour une vitesse moyenne de 6 km/s et une fréquence dominante de 15 Hz, cette résolution verticale est de 200 m. Latéralement, le pouvoir de résolution est lié à la zone de Fresnel, calculée en fonction du pouvoir de détection estimé en général à $\lambda/4$. A 4 secondes TD, si la vitesse moyenne est de 6 km/s et la fréquence dominante de 15 Hz, la résolution latérale est d'environ 1500 m (Yilmaz, 1989).

Ainsi, des événements visibles sur la section peuvent provenir:

- d'un brusque changement lithologique (contact socle-couverture par exemple).
- d'une évolution des conditions de mise en place (métamorphisme).
- de la présence d'accidents tels que les failles, zones de cisaillement.
- d'une variation de la teneur en fluide.
- d'hétérogénéités internes locales (zones fracturées, conglomérats ...).
- de l'anisotropie du milieu.
- des interférences spatiales.

En fonction des dimensions des structures, nous observerons tantôt des réflexions, tantôt des diffractions, les lois de la réflexion n'étant plus valables

pour les accidents de faibles dimensions par rapport aux longueurs d'ondes. En sismique terrestre, l'atténuation rapide des amplitudes limite beaucoup le risque d'avoir des réflexions multiples.

Enfin, l'interprétation doit toujours être faite en dissociant les événements d'origine géologique des événements liés au traitement ou à l'acquisition, d'où l'importance du suivi entre le traitement et l'interprétation.

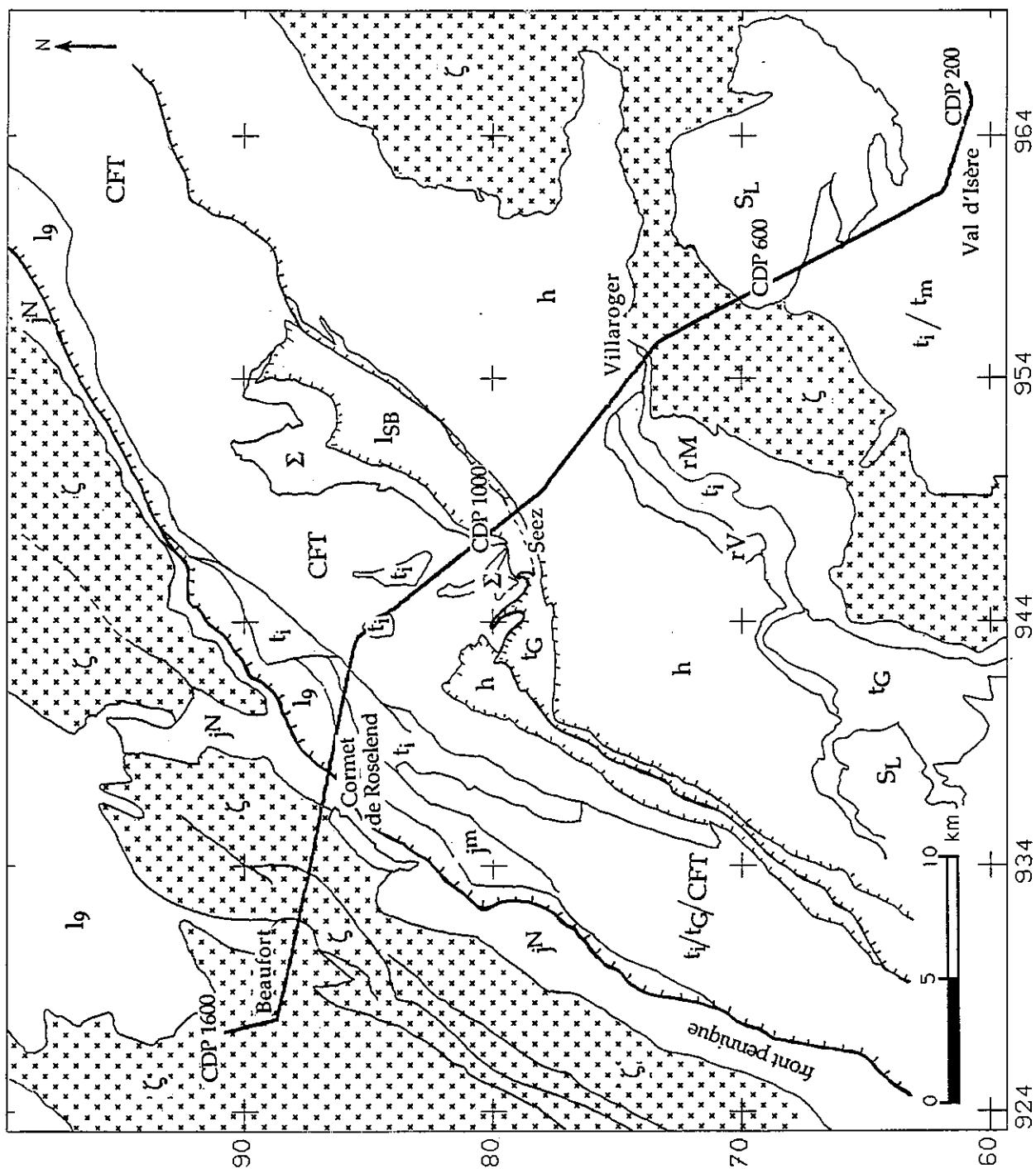
4.2 Corrélation avec la géologie de surface.

La confrontation des données géologiques cartographiées et de la section migrée obtenue permet d'établir un certain nombre d'observations. Celles-ci doivent être faites en tenant compte de l'imprécision de la localisation des événements visibles sur la section. L'incertitude des vitesses de propagation ne permet pas d'avoir une précision supérieure à la centaine de mètres lorsqu'il s'agit de situer le point d'émergence d'un alignement de réflecteurs en surface.

Nous avons tracé la ligne moyenne du profil sur le fond géologique de la carte présentée figure V.3. La section migrée (fig. V.4a) suit ce tracé, qui n'est pas rectiligne. Sur cette section, nous avons pointé les limites géologiques majeures recoupées par le profil. La figure V.4b correspond au pointé migré en profondeur des sections "traces proches" et "traces lointaines" obtenues par C.G.G. (Sénéchal, 1989). La comparaison des deux figures conduit à un certain nombre de constatations:

- la géométrie des structures situées sous les zones piémontaise et briançonnaise interne est nettement mieux définie par la présente étude.
- il apparaît de même que la bande supérieure de réflecteurs pentés se prolonge vers la surface, les réflecteurs les plus énergétiques dessinant un plan moins incliné.
- l'extrémité ouest de la bande inférieure est elle aussi prolongée par un ensemble de réflecteurs peu énergétiques. Ces derniers constituent un nuage de réflecteurs sans organisation particulière.
- entre les deux bandes apparaît un plan intermédiaire bien individualisé qui n'était pas visible auparavant.

Les observations suivantes sont basées sur la section de la figure V.4a. Excepté sous la zone valaisane et au niveau de la zone pennique frontale, il n'apparaît aucun réflecteur visible à moins de 2 km de profondeur. De manière générale, le dispositif n'est pas adapté pour enregistrer des réflexions aussi peu



— ligne moyenne C.G.G.

- - - chevauchements majeurs

Pour la légende des symboles voir pages I et II.

Figure V.3 Localisation de la ligne moyenne C.G.G. sur fond de carte géologique simplifiée (d'après la feuille ANNECY au 1/250 000).

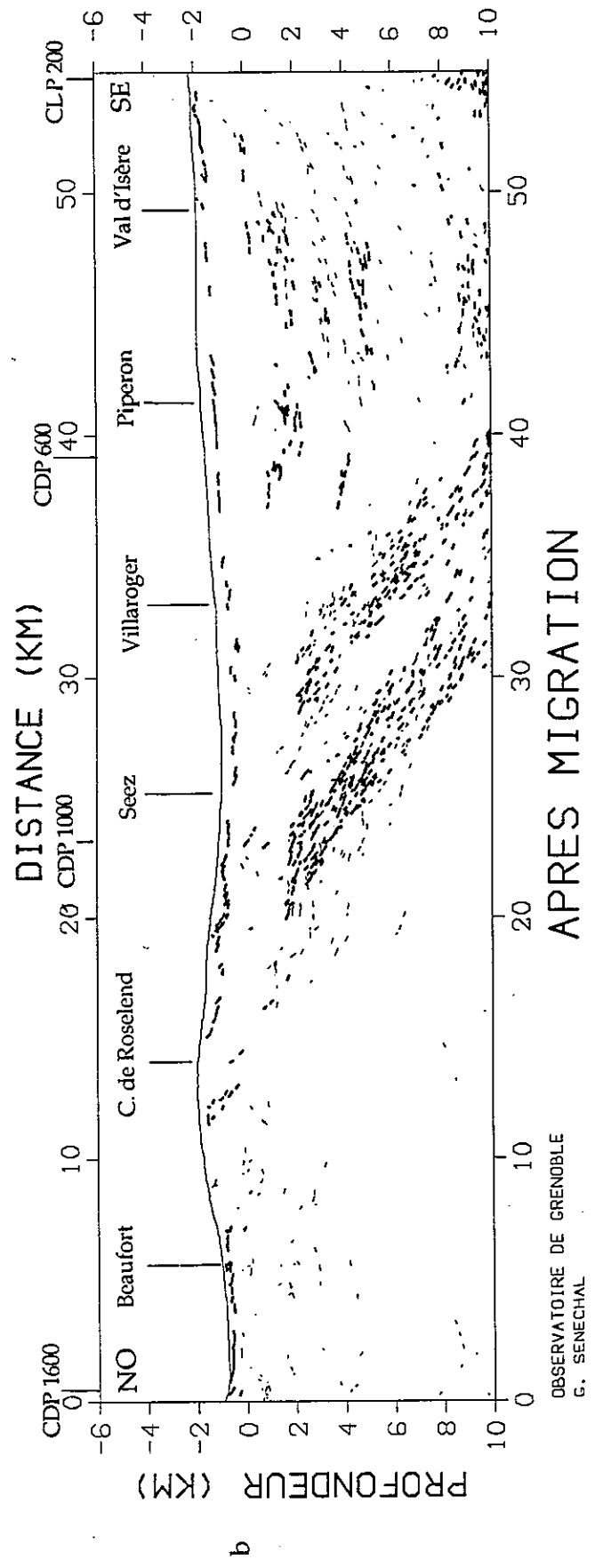
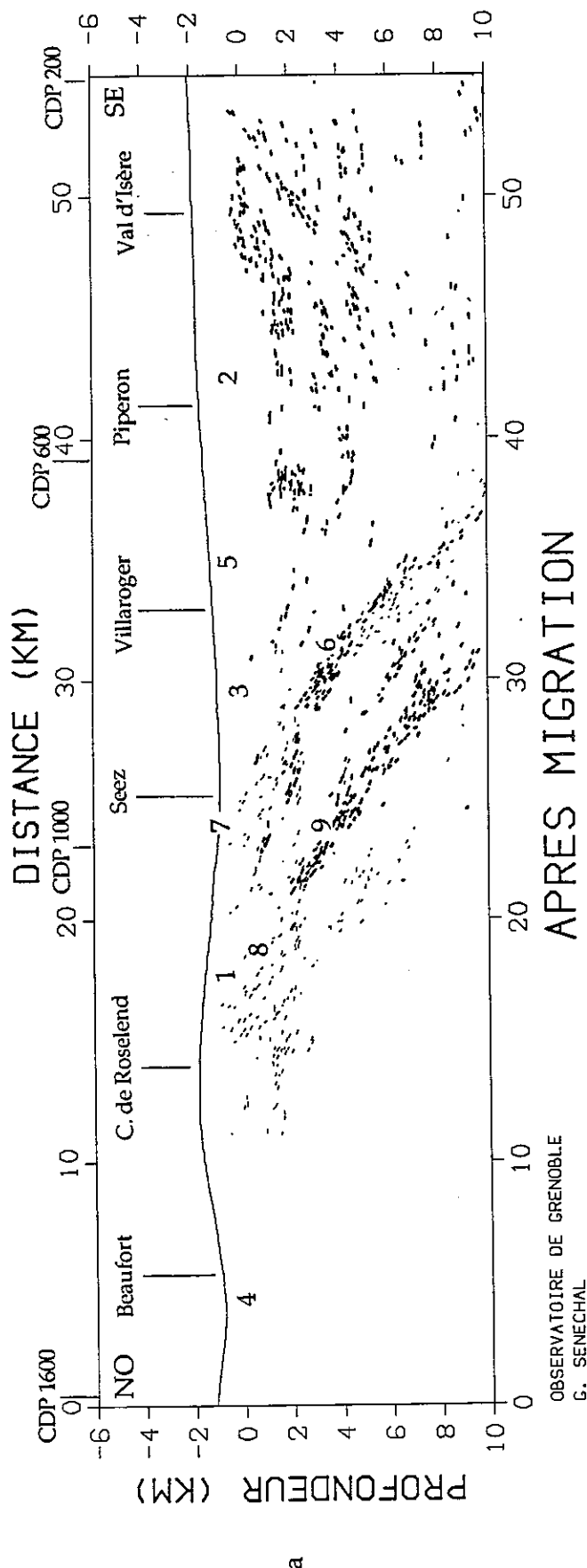


Figure V.4 Pointés migrés de la section obtenue lors du retraitement (a) et de la section obtenue par C.G.G. (b).

profondes, alors que dans des secteurs tels que la zone des brèches de Tarentaise (1), on pourrait s'attendre à avoir des réflexions générées par certains contacts lithologiques tels que ceux entre les quartzites du trias et la base du Flysch de Tarentaise. Ailleurs, cette transparence traduit sans doute une réelle homogénéité du milieu, comme au niveau du massif cristallin de la Vanoise (2). Enfin, il arrive que les données de surface indiquent de nombreux accidents subverticaux pratiquement indécélables en sismique réflexion (zone houillère (3) ou rameau interne du massif cristallin de Belledonne (4)). Nous allons en premier lieu énumérer les différents contacts majeurs qui ressortent - ou qui auraient pu ressortir - de la section.

Sous le cristallin de la Vanoise (2), les réflexions visibles à partir de 2 à 3 km de profondeur indiquent un niveau pouvant correspondre à la base de cette formation. Aucun événement ne peut être rattaché aux Schistes lustrés, qui ne sont d'ailleurs pratiquement pas traversés par le profil. De même, aucune réflexion n'indique le contact du front de la Vanoise, entre le cristallin et les formations houillères (5), ceci pouvant être expliqué en tenant compte des remarques précédentes.

Alors qu'à grande profondeur la bande supérieure des réflecteurs associés au chevauchement pennique (6) s'individualise nettement, on note un étalement des réflecteurs sous la zone valaisane. Il semble ainsi y avoir un double plan de chevauchement dans les 3 premiers kilomètres de la croûte. Toutefois, ni la limite supérieure ni la limite inférieure de ce secteur ne peuvent être clairement reliées aux limites majeures visibles en surface. Quelques réflecteurs très énergétiques se situent à l'aplomb de la zone des roches vertes du Versoyen (7) jusqu'à une profondeur d'un kilomètre, mais ils ne présentent pas de vitesses élevées. Cette formation est donc tout au plus à l'origine des réflexions les plus superficielles. Les réflecteurs sous la zone valaisane (8) présentent systématiquement un pendage est dont l'origine provient des mouvements de procharriages.

Plus à l'ouest, la bande inférieure de réflecteurs pentés (9) prend un caractère de plus en plus diffus pour disparaître à un peu plus d'un kilomètre de profondeur. Même en tenant compte de la courbure du profil, il est difficile d'associer de manière certaine les réflexions les plus proches de la surface à l'un des grands contacts visibles en surface. Le toit de cette bande émerge en surface légèrement à l'est du Cormet de Roselend. Entre ces deux bandes de réflecteurs pentés apparaît un réflecteur médian, vers 7-9 km de profondeur, dont l'existence n'a jusqu'ici jamais été relevée. Il montre que cette zone ne doit pas être résumée à deux plans de chevauchement bien individualisés mais qu'il existe entre eux soit

un accident intermédiaire (écaillage), soit un contact lithologique à l'origine d'un fort contraste d'impédance.

Enfin, la partie ouest du profil présente une remarquable transparence. Nous nous trouvons là dans le rameau interne du massif cristallin de Belledonne dont les accidents présentent un pendage trop important pour être décelables en sismique verticale. Rappelons qu'au niveau du massif cristallin de Belledonne les corrections statiques primaires sont particulièrement difficiles à déterminer et que cela peut expliquer en partie l'absence de signaux cohérents.

4.3 Les événements profonds.

Nous allons décrire la section migrée (fig.V.5a) en proposant une interprétation pour les différentes unités visibles jusqu'à une vingtaine de km de profondeur. La section de la figure V.5b est identique à celle de la figure V.5a, mais nous y avons reporté cette interprétation.

Les réflecteurs pouvant être identifiés à la base du cristallin de la Vanoise (A) présentent un décalage à l'aplomb de Val d'isère, marquant un approfondissement de l'ordre du kilomètre. Les conditions d'acquisition et de traitement étant similaires, on peut envisager d'interpréter ce décalage en termes structuraux, c'est-à-dire en l'associant au fonctionnement d'une faille inverse (A). Cette dernière pourrait avoir un rapport avec la géométrie complexe des formations triasiques visibles en surface entre le Pont St Charles et le lac du Chévril. Une situation similaire semble exister plus à l'ouest (B) où l'on remarque à nouveau un décrochement des réflecteurs, alors que l'on a en surface le contact majeur entre le cristallin de la Vanoise et le houiller. Ces éventuels accidents auraient des pendages est, ce qui reste cohérent avec le contexte géodynamique.

Les deux faits marquants de cette section sont bien sûr les deux bandes à pendage est situées à l'aplomb des zones penniques et marquant le chevauchement des zones penniques internes sur la zone externe. Les vitesses moyennes calculées n'incitent pas à associer ces événements à des niveaux de croûte inférieure comme cela a parfois été proposé (Nicollin, 1989). Les réflecteurs sub-parallèles qui constituent l'image caractéristique de la croûte inférieure devrait être nettement plus visible sur les données avant comme après sommation. Or, nous avons vu que les enregistrements avant sommation ne présentent jamais de réflexions très énergétiques.

La bande inférieure présente une excellente continuité sur une dizaine de kilomètres. Son prolongement vers la surface permet de l'associer aux

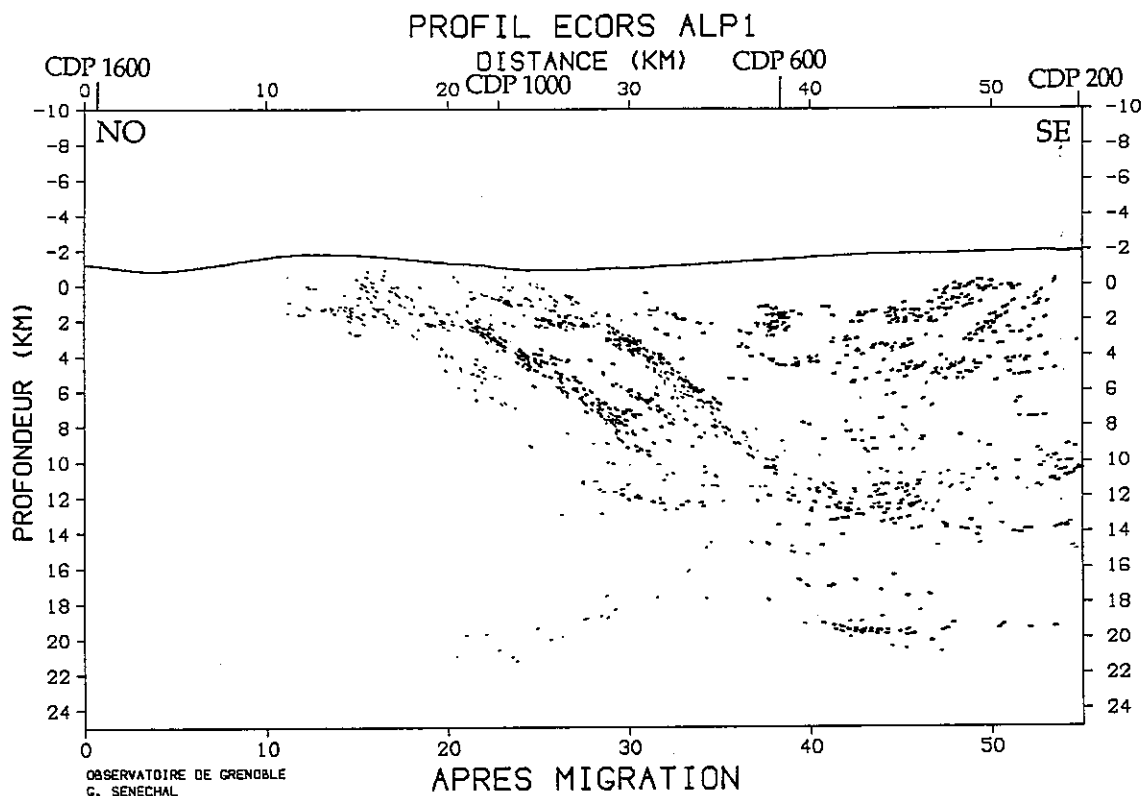


Figure V.5a Pointé migré en profondeur de la section obtenue avec DMO.

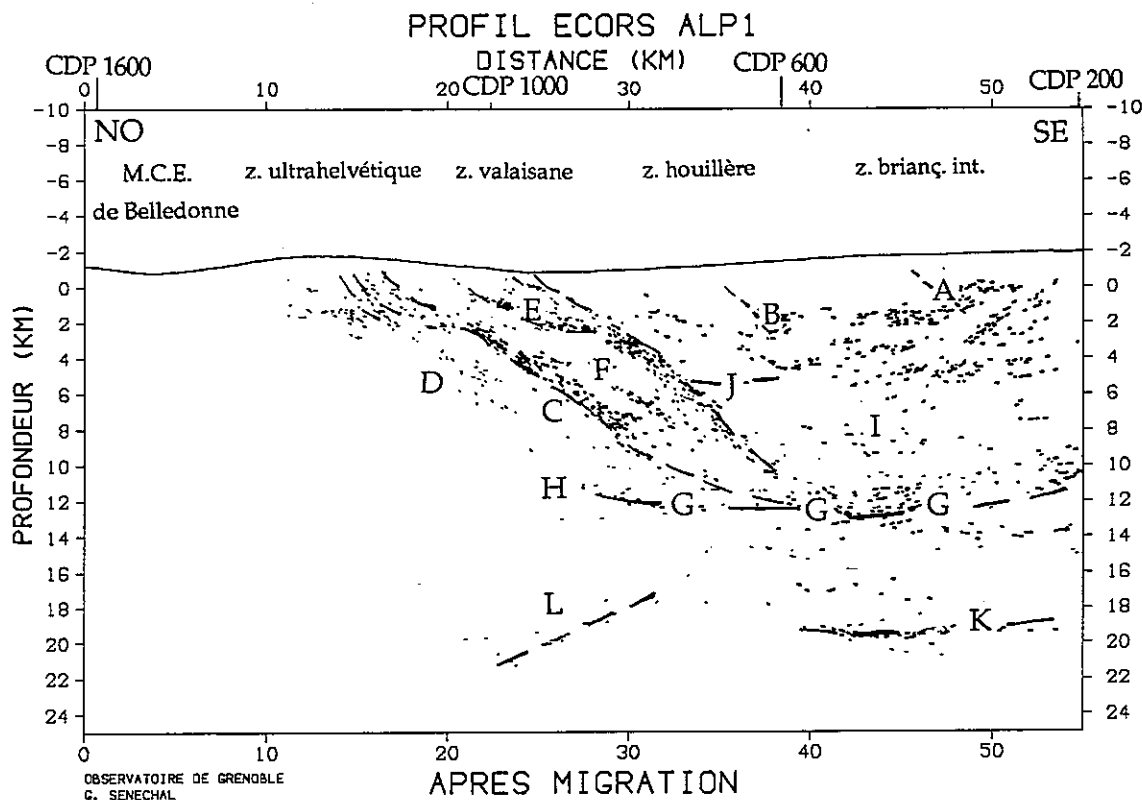


Figure V.5b Même figure que la précédente (V.5a) mais avec commentaires en surcharge.

nombreuses écaillés de matériel sédimentaire d'origine diverse qui sont venues s'accumuler, sous l'effet du raccourcissement lié à l'orogénèse alpine, contre le cristallin du massif de Belledonne (C). La diversité du matériel et les conditions de mise en place peuvent expliquer le caractère diffractant de cette zone. Cela ne remet pas en question le caractère franc du contact entre les unités penniques et le massif cristallin de Belledonne: le pouvoir de résolution ne permet pas de dissocier les diffractions liées au matériel sédimentaire hétérogène des réflexions liées à ce contact.

Le massif cristallin de Belledonne a ainsi joué le rôle de butoir contre lequel sont venues s'accumuler d'importantes quantités de matériels d'origine pennique. Les formations concernées ont été extrêmement écaillées permettant ainsi un fort raccourcissement, mais cet écaillage s'est aussi traduit par une importante fracturation à toutes les échelles ce qui provoque de nombreuses diffractions au niveau des "plans" de chevauchements majeurs. La présence de nombreux accidents tectoniques et celle de zones de matériels broyés (cataclastiques), tout du moins vivement affectés par le régime de compression, explique que les fronts d'onde ne se soient pas réfléchis comme sur un plan idéal mais qu'il se soit produit de nombreux phénomènes de diffraction. On peut aussi être en présence de structures cannelées liées aux mouvements de chevauchement.

La présence de nombreux petits événements à l'ouest de la bande inférieure (D) traduit sans doute des hétérogénéités locales ou la présence de petites écaillés pincées d'origine sédimentaire.

La nature lithologique de la bande supérieure pose quelques problèmes. Rappelons que le modèle de vitesse en profondeur d'une part et celui en surface d'autre part infirment l'hypothèse de matériaux associés aux roches vertes du Versoyen, ou tout du moins nous permettent d'affirmer que ces derniers ne constituent qu'un niveau de très faible épaisseur. Cette bande présente une discontinuité vers 4 kilomètres de profondeur (E). Cette dernière correspond très probablement à la base d'une unité individualisée, constituée entre autres par les formations mésozoïques de la zone valaisane.

L'origine de cette seconde bande est peut être comparable à celle de la première, à savoir l'accumulation de matériels d'origine sédimentaire contre une unité plus compétente (F) qui apparaît sismiquement plus transparente sur les sections. Cette unité pourrait être constituée de matériaux tels que des schistes cristallins, ceux-ci constituant le socle de la zone valaisane. Ils sont visibles au sein des unités penniques, plus au nord (Col du Petit-St-Bernard) et plus au sud (Hautecour) de la région traversée par le profil.

Ces deux bandes semblent être plus ou moins biseautées à leur base,

rejoignant un plan défini par toute une série de réflecteurs vers 12-14 km de profondeur (G). L'origine de ce niveau peut être liée aux mouvements de mise en place du corps d'Ivrea principal situé plus à l'est (Tardy et al., 1990) mais les données de sismique grand-angle montrent bien que ces deux niveaux ne peuvent pas être directement reliés compte tenu de leur différence de profondeur (Thouvenot et al., 1990). L'extrémité ouest de cet accident indique peut-être un niveau de fracturation au sein même du cristallin de Belledonne (H).

L'unité (F) ainsi individualisée se trouve pincée entre les formations Briançonnaises plus internes et le massif cristallin de Belledonne. On peut imaginer une évolution comparable à celle proposée par Wheeler pour le massif de Dora Maira (Wheeler, 1991): sous l'effet des contraintes imposées, cette unité (F) a tendance à être éjectée vers la surface ce qui provoquerait un mouvement en faille normale au niveau du chevauchement le plus interne (bande supérieure).

Entre le niveau (G) et 4 kilomètres, nous avons une douzaine de kilomètres de matériels plus ou moins réflectifs (I). Les premiers kilomètres à partir de la surface peuvent être rattachés au cristallin de la Vanoise comme nous l'avons vu précédemment; les suivants peuvent correspondre à un empilement d'unités cristallines d'origine plus interne.

Les limites du Houiller sont difficiles à définir. Les quelques réflecteurs visibles vers 4 km peuvent correspondre à des limites d'unités du houiller, ce dernier reposant vers 6 km de profondeur sur le socle cristallin (J).

Plus en profondeur, l'interprétation est nécessairement limitée: l'analyse du traitement n'a pas été approfondie. Les corrections statiques résiduelles n'ont pas été déterminées ce qui explique l'aspect très diffus et peu énergétique des réflexions profondes. Celles qui se situent vers 20 kilomètres de profondeur (K) sont probablement à mettre en relation avec l'unité mantellique décelée en sismique grand-angle (Thouvenot et al., 1990). Bien que très diffuses, on observe de nombreuses réflexions dessinant un plan à pendage ouest qui constitue certainement un élément de première importance dans la structure actuelle de cette partie de la chaîne (L). Ce plan peut être lié aux mouvements de rôtrocharriage qui affectèrent la chaîne au Néogène (Roure et al., 1990). Il délimite à la base le flanc est de l'écaille de socle portant le massif cristallin de Belledonne.

Notre interprétation est basée en grande partie sur des critères géométriques ce qui explique toute l'importance que l'on doit donner à la migration. Il n'est pas rare de voir, que ce soit en sismique pétrolière ou en sismique profonde, des interprétations basées sur des sections non migrées ce qui,

surtout dans le cas d'un profil à grande profondeur, fausse toutes les données géométriques. Le profil ECORS PYRENEES constitue un exemple typique de profil où la migration est extrêmement importante dans la mesure où l'on est en présence d'événements très profonds (plus de 60 km) ayant de forts pendages.

5 MIGRATION GEOMETRIQUE DU PROFIL ECORS PYRENEES.

Comme nous l'avons vu au chapitre III, la migration des sections en sismique profonde pose de nombreux problèmes (Warner, 1987). Dans le cas du profil ECORS PYRENEES, la première section publiée n'était pas migrée (ECORS Pyrenees Team, 1988), de même que dans les publications suivantes qui se rapportaient à ces données (Baby, 1988; Choukroune et al., 1990; Déramond et al., 1990; Mattauer, 1990). Comme pour les Alpes, c'est l'utilisation de méthodes de migration fondées sur le tracé de rai qui a permis de bâtir certaines interprétations sur des pointés limités à un nombre très restreint de réflecteurs (Choukroune et al., 1989; Daignières et al., 1989; Roure et al., 1989a; Davy et al., 1990).

L'unique migration complète de la section du profil pyrénéen a été obtenue par Marthelot (Surinach et al. 1992), en utilisant une méthode de migration par sommation le long des hyperboles de diffraction, appliquée après une extraction automatique des réflexions de la section sommée (Bano, 1989).

Nous allons présenter les résultats obtenus en appliquant notre méthode de migration géométrique (chapitre III.3) au pointé du profil ECORS PYRENEES.

5.1 Choix du modèle de vitesse.

Le pointé de la section en temps double non migrée à partir duquel nous avons effectué nos migrations est celui présenté par Choukroune et al. en 1989 (fig. V.6).

Le point important sur lequel va porter l'ensemble de cette étude est l'influence de la migration sur les réflecteurs très profonds à pendage nord visibles dans la partie nord de cette section.

Tout le problème est de définir les vitesses de migration. La migration d'un élément réfléchissant doit en effet se faire en fonction de la vitesse moyenne entre la surface et le point où la réflexion a réellement eu lieu. Ainsi, les réflecteurs situés à plus de 15 secondes TD au nord de la section (A) se trouvent localisés sur la section non migrée dans un secteur où la vitesse peut être estimée à environ 7.5 km/s. Mais leur migration doit approximativement les replacer

quelque part entre 7 et 13 secondes TD, c'est-à-dire dans un milieu où la vitesse est plutôt de l'ordre de 6.0 à 6.5 km/s. Le problème devient difficilement soluble lorsque l'on a, au même endroit, plusieurs réflecteurs ayant des pentes différentes.

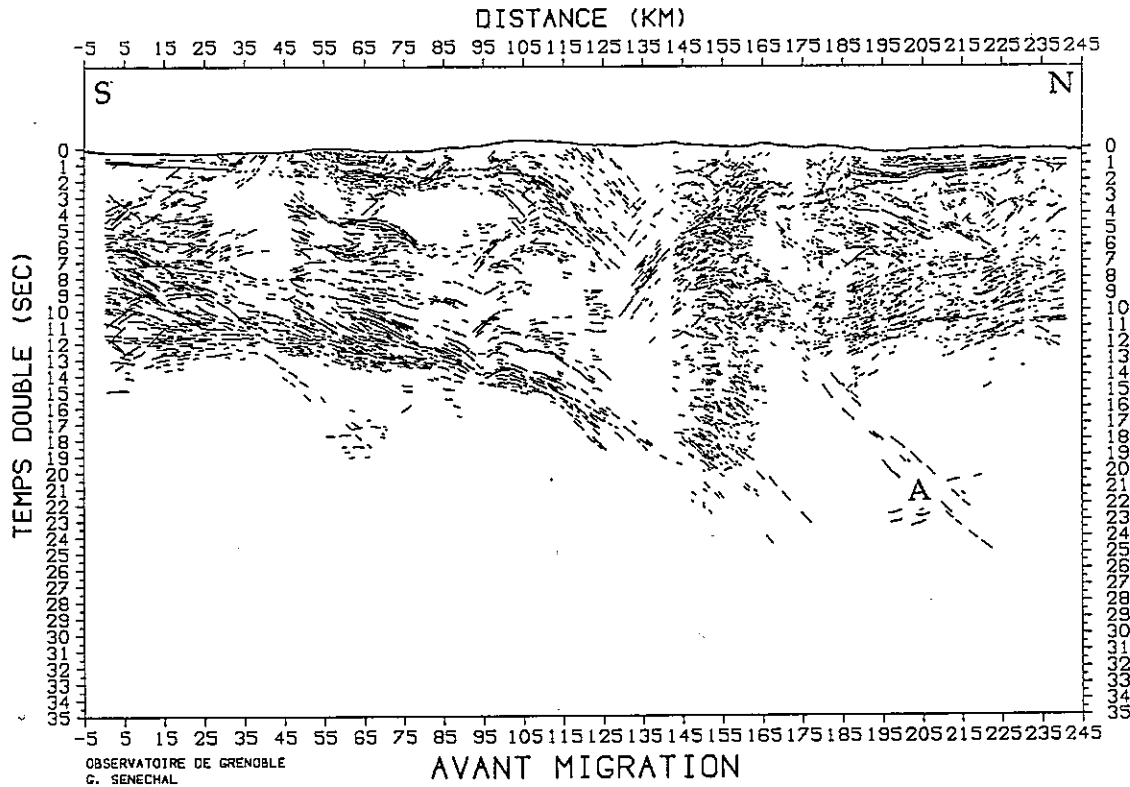


Fig. V.6 Pointé de la section non migrée (d'après Choukroune et al., 1989).

Avec J.R. Grasso, nous avons déterminé un modèle de vitesse à partir des données disponibles (sismique réfraction) et des synthèses publiées (Roure et al., 1989b; Daignières et al., 1989). Ce modèle, peu contraint, suppose une vitesse réelle de 6.5 km/s au delà de 30 km de profondeur, c'est-à-dire au sein de la croûte inférieure (soit 6.2 km/s en vitesse moyenne). Sous le Moho, situé vers 40 km de profondeur, nous avons imposé des vitesses moyennes variant progressivement de 7.0 à 8.0 km/s. Avec un tel modèle (fig.V.7a), nous obtenons la section migrée présentée figure V.7b.

Du fait de leur discrétisation, il n'est pas possible de situer les réflecteurs très profonds de la section non migrée. Nous remarquons seulement que sur la section migrée, le plongement de la croûte ibérique apparaît nettement moins marqué.

Compte tenu des remarques précédentes sur le choix du modèle de vitesse, nous avons effectué une nouvelle migration, en imposant des vitesses

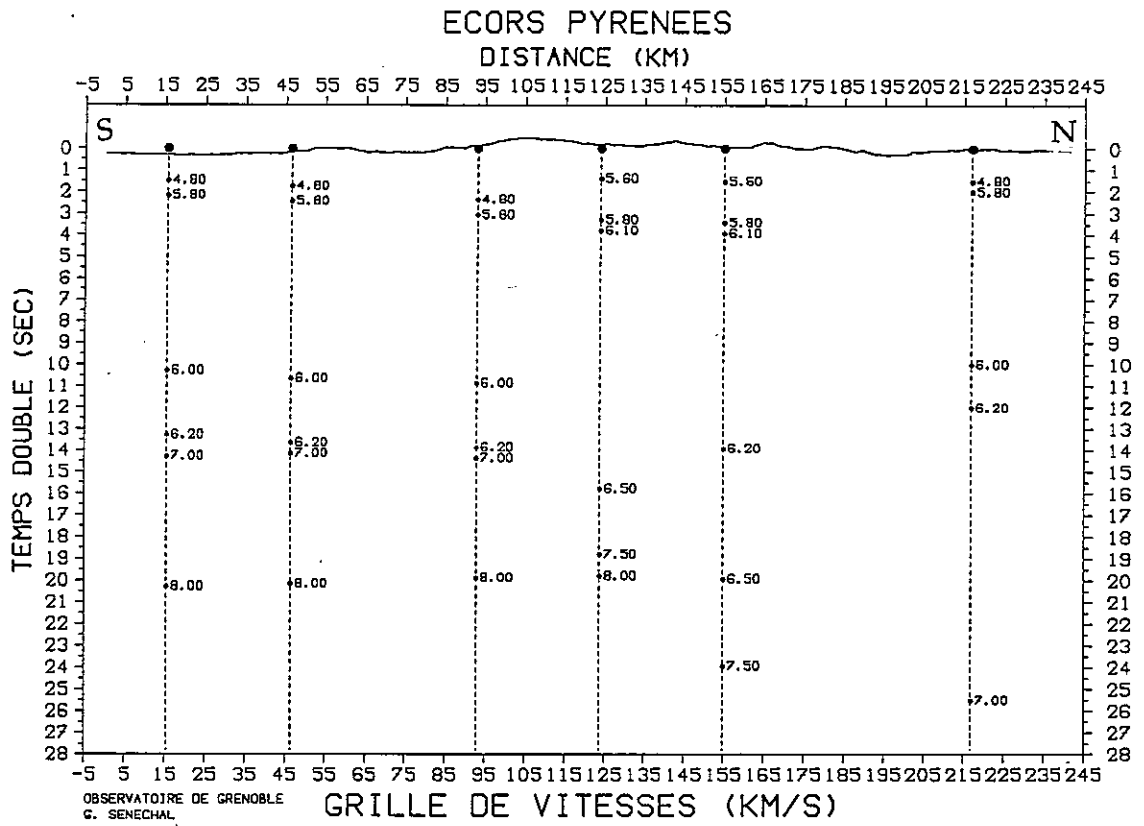


Figure V.7a Modèle de vitesses moyennes localisé sur la section en temps double.

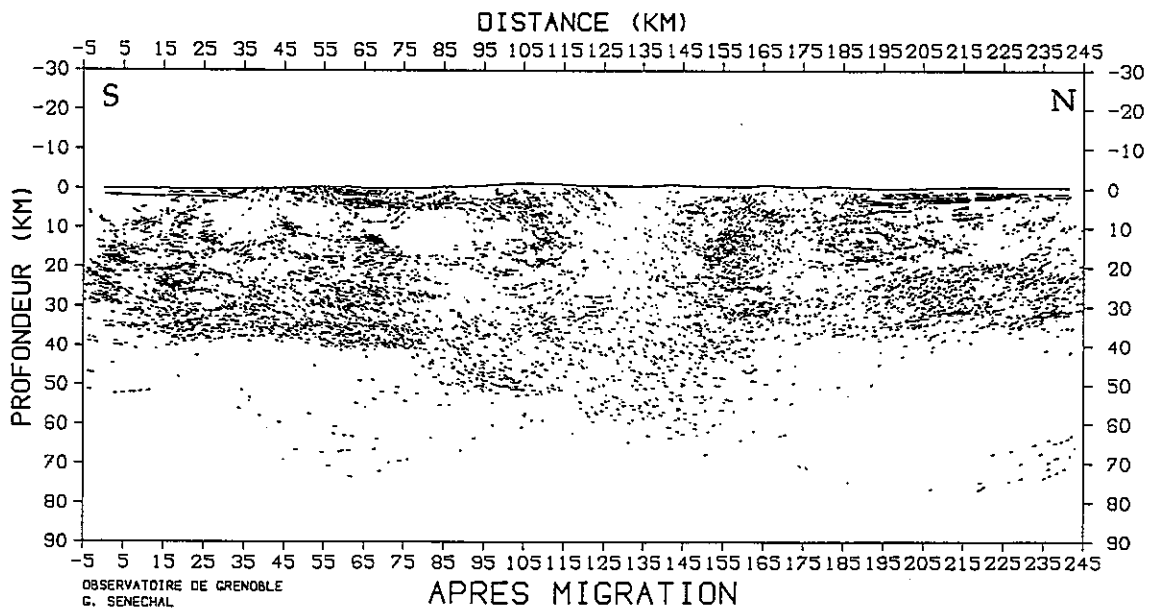


Figure V.7b Pointé migré en profondeur avec le modèle de vitesse de la figure V.7a.

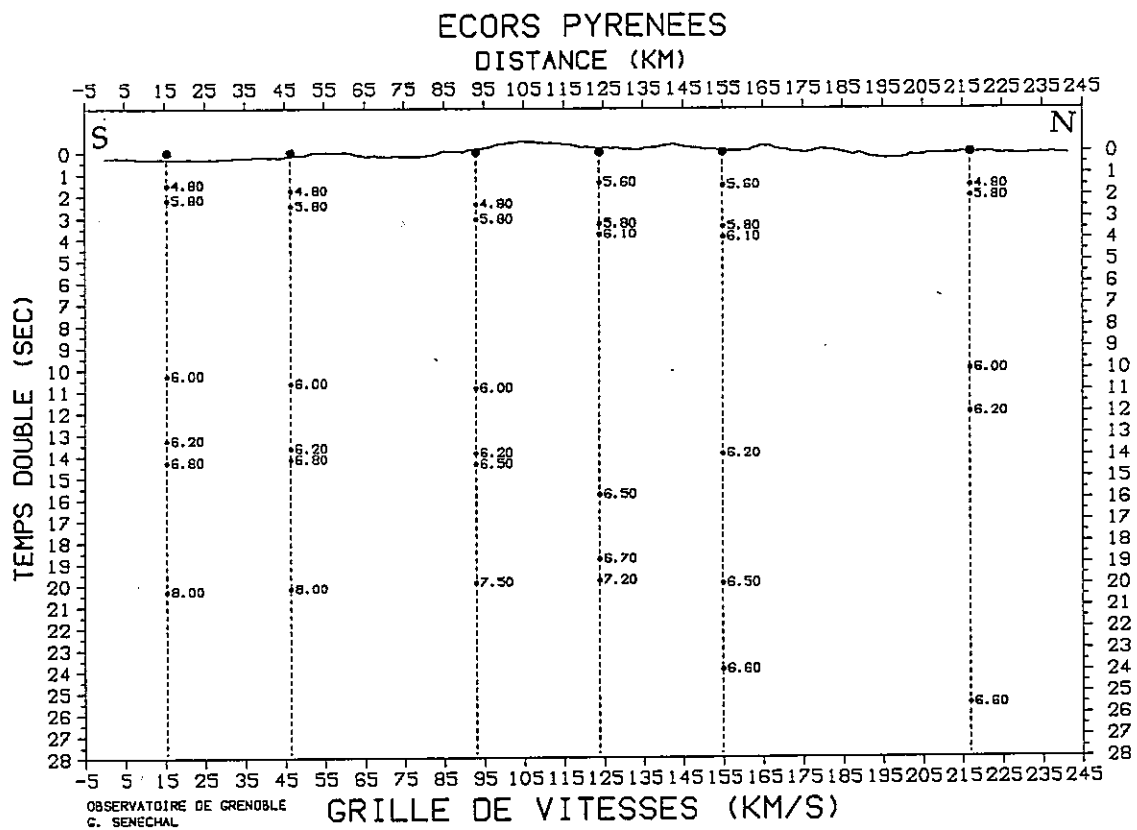


Figure V.8a Modèle de vitesses moyennes localisé sur la section en temps double.

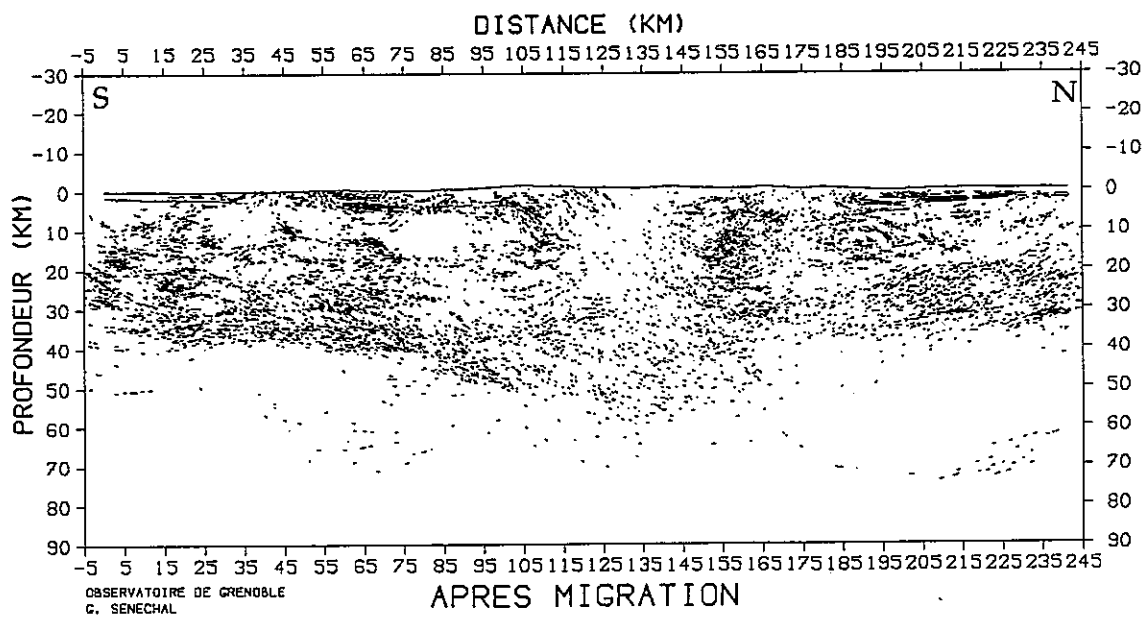


Figure V.8b Pointé migré en profondeur avec le modèle de vitesse de la figure V.8a.

plus faibles dans le secteur des réflecteurs très profonds (fig. V.8a et b). Avec ce second modèle, les réflecteurs en question migrent légèrement moins haut. Il faut en fait trouver un juste milieu entre des valeurs de vitesse trop élevées et des valeurs trop faibles: dans le dernier cas, les réflecteurs, migrant peu, resteront localisés dans un secteur à forte vitesse.

Telle que nous l'effectuons, la migration tend à disperser les segments de réflecteurs, d'où une absence de continuité de ces réflecteurs après migration. Rien ne permet d'affirmer que des événements continus avant migration proviennent nécessairement du même secteur. Il est donc injustifié de considérer d'un seul tenant tous les événements pointés. On peut toutefois limiter cette discrétisation, surtout pour des événements profonds où la résolution latérale est faible. Pour ce faire, les réflecteurs les plus profonds ont été pointés en lissant, avant migration, un certain nombre de réflexions très localisées (fig. V.9).

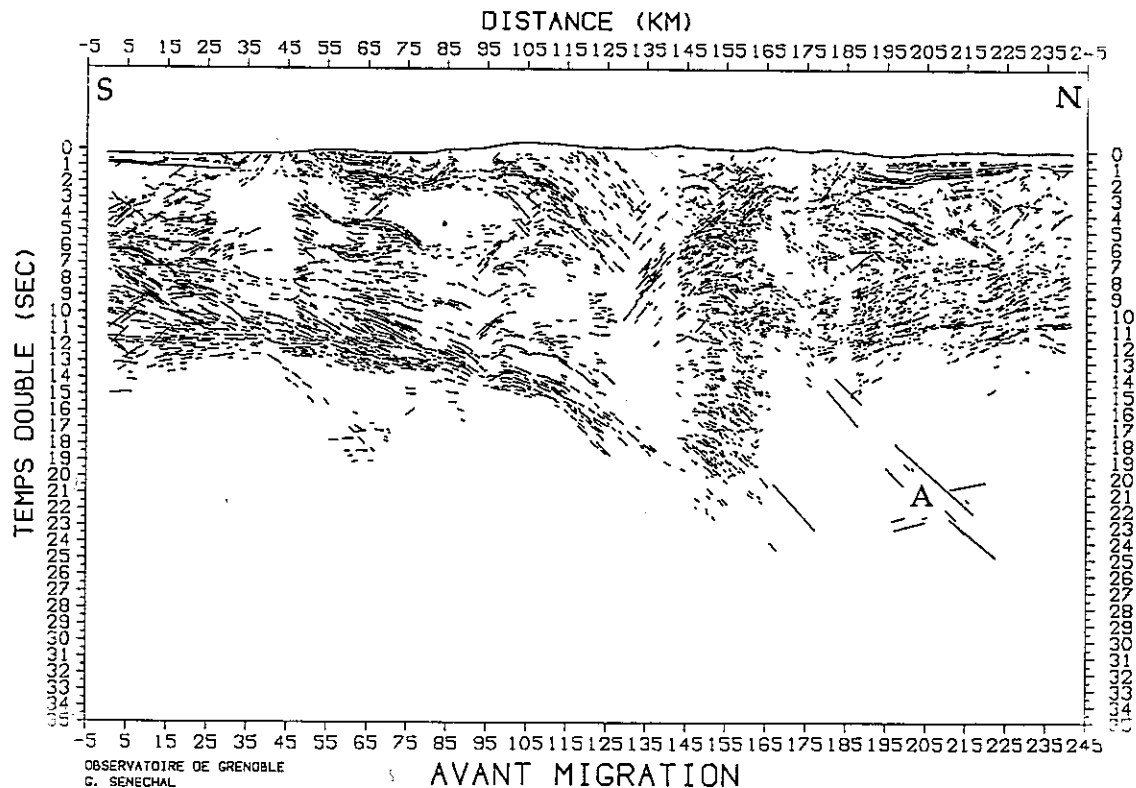


Fig. V.9 Pointé non migré, en temps double. Le pointé des réflecteurs profonds (A) a été lissé (voir figure V.6).

La migration de ces réflecteurs a de plus été faite sans discrétisation c'est-à-dire en ne considérant que le pendage moyen de chaque réflecteur.

Les sections migrées des figures V.10a et V.10b ont été obtenues en

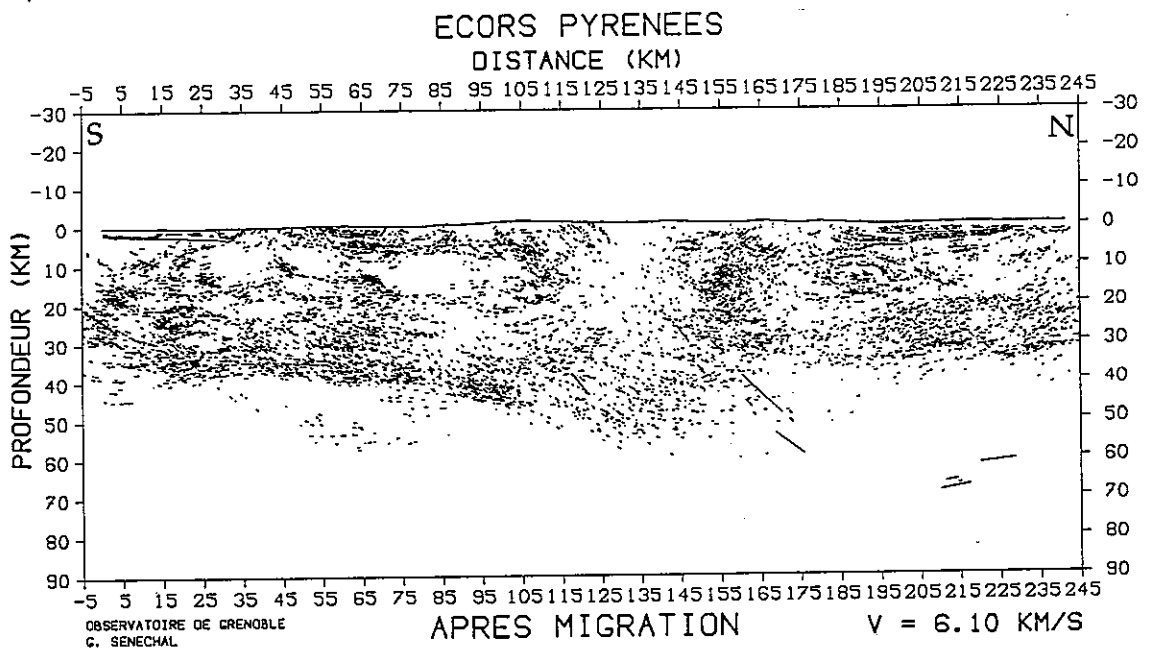


Figure V.10a Pointé migré en profondeur en considérant une vitesse de 6.1 km/s. Les réflecteurs profonds ont été lissés.

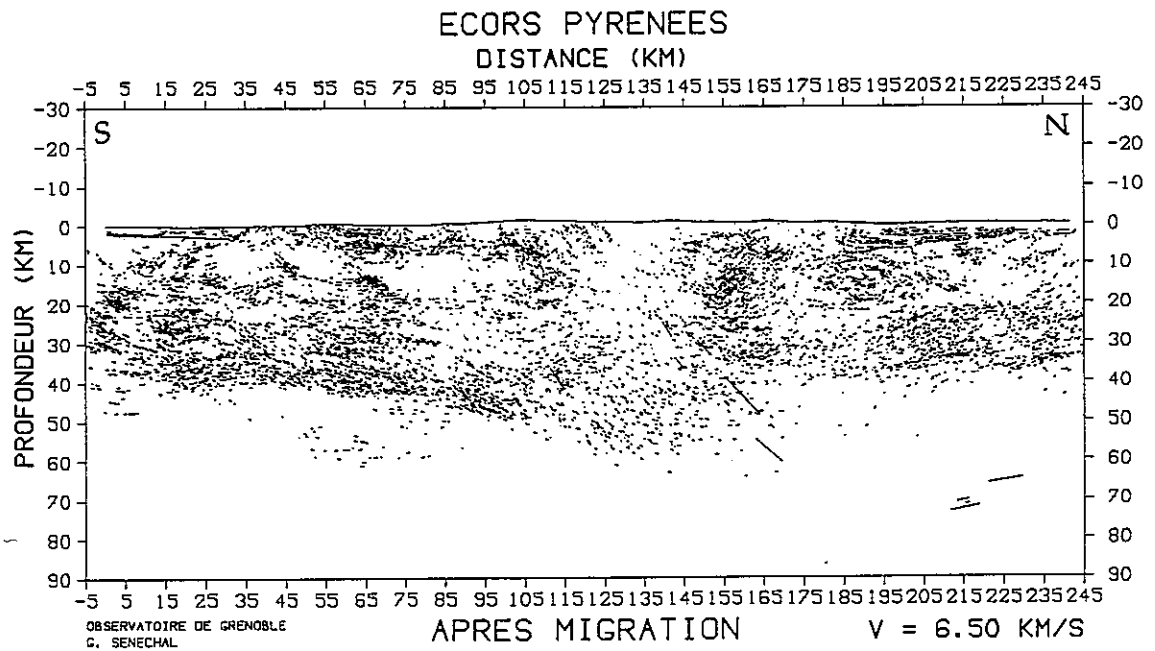


Figure V.10b Pointé migré en profondeur en considérant une vitesse de 6.5 km/s. Les réflecteurs profonds ont été lissés.

considérant une vitesse moyenne unique pour tout le milieu. Elle est de 6.1 km/s dans le premier cas (fig. V.10a) et de 6.5 km/s dans le second (fig. V.10b). En comparant ces deux figures, on peut apprécier l'influence limitée du modèle de vitesse sur le positionnement des réflecteurs après migration.

On voit ainsi très bien où se situent les réflecteurs profonds après migration. Certains remontent jusque vers 30 kilomètres de profondeur, où la vitesse moyenne est estimée entre 6.2 et 6.5 km/s. D'autres restent localisés vers 50 kilomètres de profondeur, où la vitesse moyenne doit se situer plutôt vers 7.0 km/s.

La continuité apparente des réflecteurs non discrétisés marque une limite franche de l'extrémité de la croûte ibérique, semblable à celle obtenue en poussant à l'extrême le raisonnement c'est-à-dire en ne migrant qu'un seul réflecteur (Daignières et al., 1989).

Le cas de figure des réflecteurs profonds du profil ECORS PYRENEES met en défaut toutes les méthodes de migration. Notre étude permet d'affirmer qu'après migration, seule l'amorce du plongement de la croûte ibérique est visible et que les données sismiques ne montrent en aucune manière de plan majeur au sein du manteau, sous la croûte européenne, comme certains schémas structuraux le font apparaître. Certains réflecteurs délimitent l'extrémité nord de la croûte espagnole, sans que l'on puisse affirmer qu'il s'agit d'une limite franche à pendage nord.

La section migrée avec un modèle de vitesse défini par grille (fig. V.8b) montre un approfondissement du Moho (A) qui n'apparaît pas lorsque l'on effectue la migration avec une faible vitesse (fig. V.10a). Cet approfondissement n'est justifié que si l'on estime que les vitesses réelles au sein de la croûte inférieure espagnole sont supérieures à 6.5 km/s (environ 7.0 km/s).

5.2 Description de la section migrée.

L'interprétation de l'ensemble de la section ne sera pas développée ici. Nous insisterons cependant sur certains points saillants en nous référant à la figure V.11 qui correspond à une migration à l'aide du modèle de vitesse présenté en figure V.8a, en ayant pointé de manière lissée les réflecteurs profonds. Cette section migrée est reproduite en plus grandes dimensions à la figure V.12.

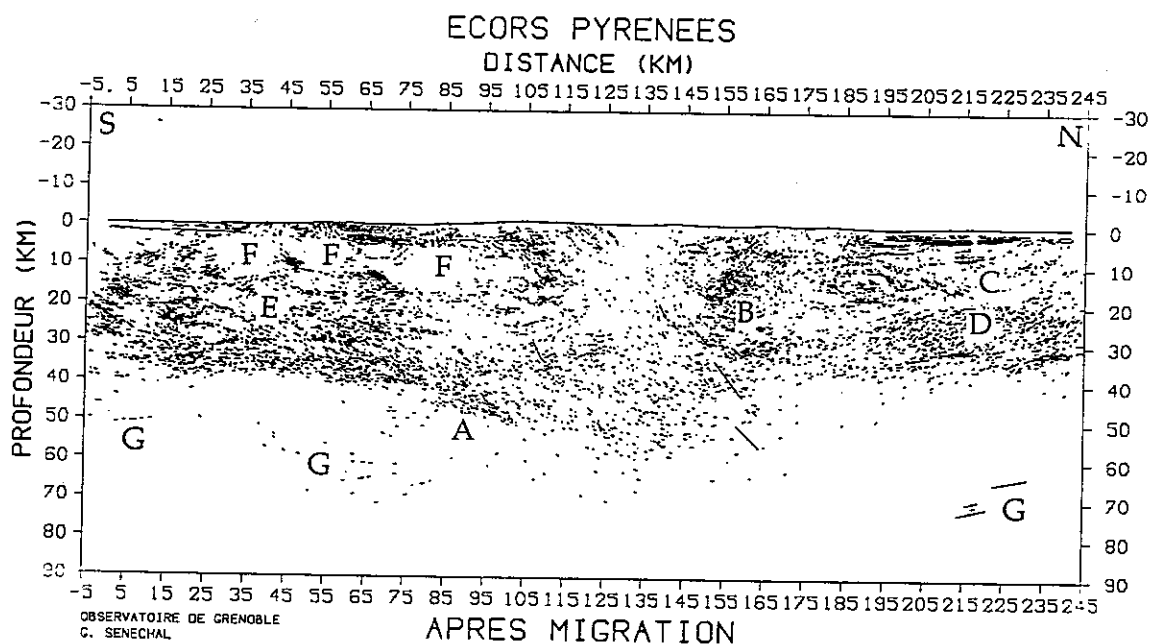


Fig. V.11 Section migrée avec le modèle de vitesse de la figure V.8a. Les réflecteurs profonds ont été lissés et ne sont pas discrétisés.

L'aspect de cette section migrée permet de noter que:

- bien que le choix des vitesses soit difficile, il semble que l'on observe un brusque épaissement de la croûte au moment où le Moho s'infléchit (A) au sud de la zone axiale.

- la migration tend à regrouper un grand nombre d'événements à l'aplomb de la faille nord-pyrénéenne. Cette dernière est donc vraisemblablement à l'origine de nombreuses diffractions concentrées entre 10 et 20 km de profondeur (B).

- on discerne très nettement deux niveaux au sein de la croûte européenne: une croûte supérieure relativement transparente (C) et une croûte inférieure nettement plus réfléchissante (D). Côté ibérique, la croûte est plus épaisse et présente un aspect de transition entre ces deux niveaux (E). Dans le détail, plusieurs zones diffractantes sont visibles au sein de cette croûte, particulièrement au sud du bassin de l'Ebre et à l'aplomb du bassin de Tremp.

Les deux derniers points qui concernent les zones de diffraction se retrouvent sur la section migrée par Marthelot (Surinach et al. 1992).

- la migration préserve 3 unités remarquablement transparentes à quelques km de profondeur au sein de la croûte ibérique (F). Nous sommes peut-être en

ECORS PYRENEES

DISTANCE (KM)

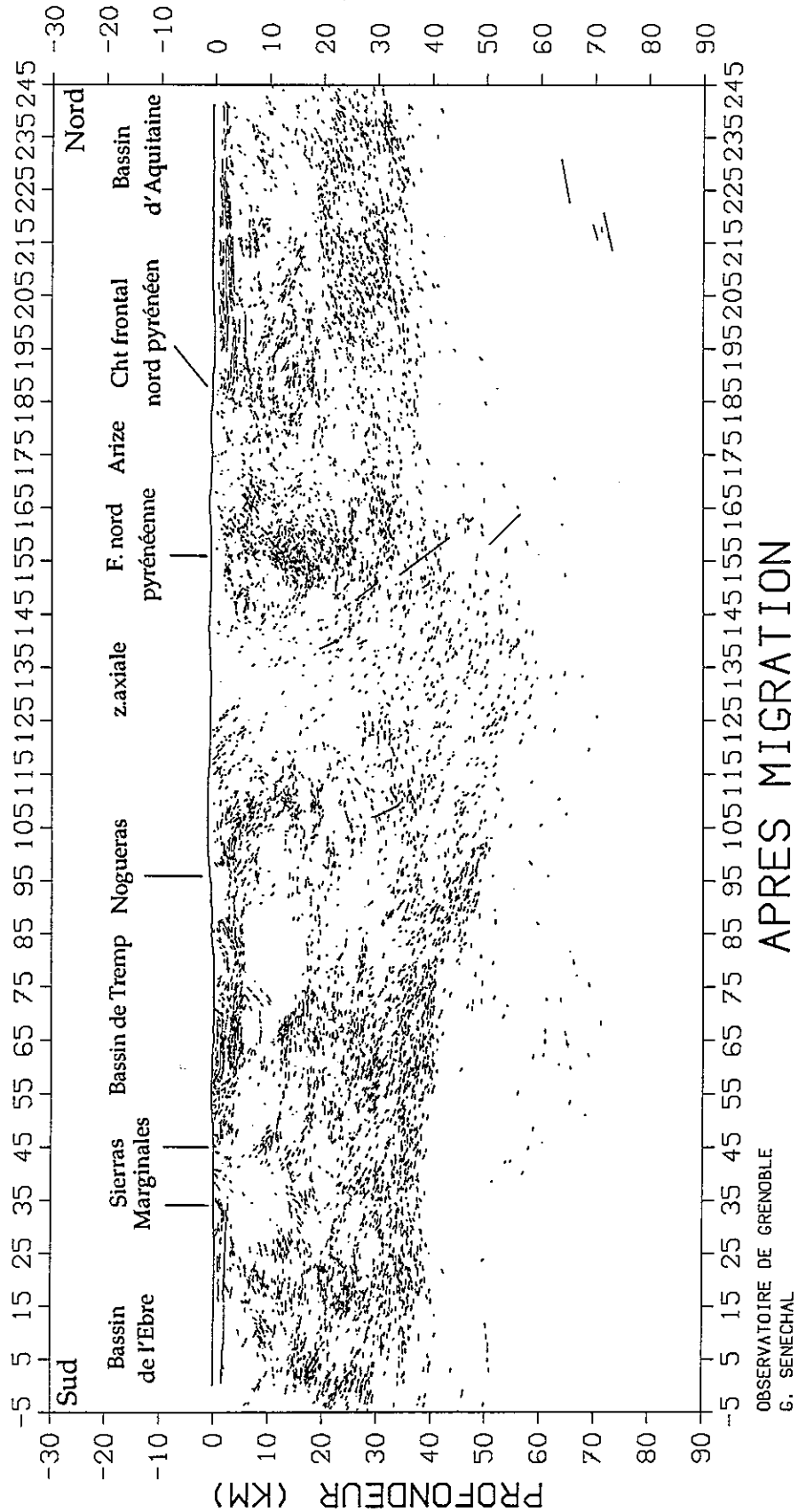


Figure V.12 Pointé migré en profondeur en considérant le modèle de vitesse de la figure V.8a. les réflecteurs profonds ont été lissés.

présence d'unités particulièrement homogènes et n'ayant été affectées par aucune fracturation importante.

- enfin, après migration, il subsiste un certain nombre de réflexions dans le manteau supérieur, que ce soit sous la croûte ibérique ou sous la croûte européenne (G).

Ces observations ne peuvent être faites sur la section non migrée. La comparaison avec la section migrée par Marthelot limite en grande partie l'origine artificielle (artefact) des événements décrits car ceux-ci se retrouvent sur les deux sections alors que les démarches adoptées sont totalement différentes. Une interprétation correcte, en particulier dans le cas des coupes équilibrées fondées sur la géométrie des réflecteurs d'une section sismique, doit nécessairement s'appuyer sur une coupe migrée.

CONCLUSION

La réalisation en 1986 du profil de sismique réflexion verticale ECORS ALP1 a permis d'obtenir une image détaillée de la géométrie des structures profondes sous la partie occidentale des Alpes.

L'interprétation d'une telle section conduit parfois à remettre en cause le traitement des données. L'analyse de ce dernier permet de juger et d'interpréter en connaissance de cause les événements visibles sur la section.

Dans le cas du profil ALP1, le faible rapport signal sur bruit limite en grande partie les possibilités d'analyse des données avant sommation. La détermination des corrections statiques primaires est elle aussi limitée compte tenu du type de source utilisée (source vibrosismique). Il est certain qu'une campagne complémentaire de mini-réfraction aurait été très utile mais une telle opération se serait aussi traduit par un investissement financier plus important. Or, cette phase du traitement est essentielle et conditionne l'efficacité des traitements postérieurs, notamment la détermination des vitesses de sommation et celle des corrections statiques résiduelles.

La migration partielle avant sommation (DMO) constitue la démarche la plus rigoureuse pour le calcul des corrections dynamiques en présence de forts pendages. Son efficacité reste là aussi limitée par la qualité des données. Elle conduit à la détermination de vitesses de sommation qui ne se trouvent plus entachées de l'influence du pendage; ces vitesses permettent de mieux contraindre certaines interprétations.

En ce qui concerne l'information géologique retirée de cette analyse critique des données, nous pouvons énumérer un certain nombre de conclusions:

- la détermination d'un modèle de vitesse sous la zone altérée ainsi que celle du modèle de vitesse sur l'ensemble de la section nous ont conduits à mettre en évidence l'absence de zone à forte vitesse, que ce soit au sein de la zone

interne, au sein de la zone externe ou au niveau des réflecteurs associés au chevauchement pennique.

- la section obtenue après le retraitement montre une image complexe des réflecteurs correspondants au chevauchement pennique, tout particulièrement à faible profondeur. Mais, sur l'ensemble de la section, la corrélation de détail avec la géologie de surface reste assez incertaine, la géométrie du dispositif ayant été plutôt adaptée à l'investigation à grande profondeur.

- les essais portant sur l'orientation de la ligne moyenne du profil et sur la mise en collection des traces par points miroirs communs ont montré que les événements visibles au niveau des bandes du chevauchement pennique correspondent plutôt à des diffractions et non pas à des réflexions. Les fronts d'ondes ne se sont donc pas réfléchis sur des plans ayant une surface régulière mais sur de nombreux éléments présentant des orientations diverses. Nous pouvons interpréter ces derniers d'un point de vue géologique comme des hétérogénéités traduisant l'intense fracturation et l'important remaniement des matériaux qui sont présents à la base des formations penniques (cataclastiques ou cannelures dues aux mouvements de chevauchement ...).

Les sections obtenues en ne sommant qu'un nombre limité de traces montrent que l'information utile n'est présente que sur un nombre extrêmement réduit d'enregistrements. Cette forte proportion de traces très bruitées peut s'expliquer par le contexte géologique très hétérogène près de la surface. Il reste toutefois certain que la source vibrosismique est moins adaptée aux profils à grande profondeur en milieu géologiquement complexe que la source explosive: son utilisation rend le traitement plus complexe et elle implique de plus un étalement spatial de la source. Elle présente par contre l'avantage non négligeable d'être plus maniable et moins onéreuse.

Dans le cas du profil ECORS PYRENEES, l'excellente qualité des enregistrements a permis de pointer des événements à très grande profondeur. La migration géométrique de ce pointé fournit une section migrée comportant d'importantes différences avec la coupe-temps d'origine. Entre autres faits marquants, on peut signaler la présence de plusieurs zones diffractantes, tout

particulièrement à l'aplomb de la faille nord pyrénéenne et à l'extrémité sud du profil, en Ibérie.

Pour les Alpes comme pour les Pyrénées, il convient d'insister sur l'extrême importance que l'on doit apporter à la migration des sections avant toute interprétation. Une méthode simple, rapide et peu onéreuse telle que la migration géométrique du pointé manuel permet de disposer d'un document qui, contrairement aux sections non migrées et malgré les incertitudes liées à la méthode, peut être utilisé pour les interprétations ou pour mieux contraindre les coupes équilibrées. Dans le cas de la sismique à grande profondeur la comparaison entre différentes méthodes de migration semble particulièrement recommandable car elle peut nous permettre de confirmer ou d'infirmier certaines interprétations structurales.

Au terme de cette analyse des données réalisée sur trois sites différents (Observatoire d'Ottawa, Université de Lausanne et Observatoire de Grenoble) et au delà des conditions d'acquisition, il ressort que les moyens informatiques disponibles constituent actuellement l'un des paramètres clefs dont dépend le plus le choix des traitements. Le développement des moyens de visualisation et les possibilités de traitement interactif sont indispensables pour ne plus traiter les données "en aveugle" comme c'est encore souvent le cas aujourd'hui.

En ce qui concerne l'étude des Alpes, la réalisation d'un second profil recoupant plus au sud la partie occidentale de la chaîne permettrait d'avoir une nouvelle image des structures profondes, mettant en évidence les variations de la géométrie de ces dernières. Un tracé comparable à celui proposé en 1982 entre l'Ardèche et la plaine du Pô, en continuité avec le travail déjà réalisé en Ardèche par le programme Géologie Profonde de la France, permettrait de relier la marge ardéchoise aux Alpes du Sud. Son prolongement jusqu'en Ubaye, l'une des régions de France où la sismicité est la plus importante par le nombre d'événements qui y surviennent, offrirait de plus une occasion unique d'étudier une zone où les séismes sont localisés très ponctuellement et se reproduisent quotidiennement.

L'expérience acquise depuis quelques années par l'ensemble des équipes de grands profils sismiques se traduira, dans l'avenir, par une amélioration de la qualité des résultats, donc de leur interprétation. Les Alpes

françaises, par leur histoire et leur complexité, justifient certainement de nouveaux et ambitieux projets de profils sismiques.

BIBLIOGRAPHIE

- Al Chalabi, M., 1974. Analysis of stacking, RMS, average and interval velocity, *Geoph. Prosp.*, **22**, 458-475.
- Alpine Explosion Seismology Group, Reporter: Miller, H., 1976. A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. I. First results, *Pure Appl. Geophys.*, **114**, 1109-1130.
- Antoine, P., 1968. Sur la position structurale de la "zone du Versoyen", *T.L.G., fac. Sciences, Grenoble*, **44**.
- Baby, P., 1988. Chevauchements dans une zone a structure complexe - La zone nord-pyrénéenne ariégeoise, *thèse de Doctorat, Toulouse*, 149p.
- Bano, M., 1989. Extraction automatique des réflexions, modélisation des diffractions et migration des données de sismique profonde ECORS, *thèse de Doctorat, Strasbourg*, 155p.
- Bayer, R. & 22 autres, 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP), *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, **305**, 1461-1470.
- Bergerat, F., Cazes, M., Damotte, B., Guellec, S., Mugnier, J.L., Roure, F., Truffert, C., 1989. Les structures distensives en Bresse d'après les données du profil sismique Jura-Bresse (Programme ECORS), *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris, II*, **309**, 325-332.
- Berkhout, A.J., 1984. SEISMIC MIGRATION - Imaging of acoustic energy by wave field extrapolation (practical aspects), *Elsevier ed., Amsterdam*, 274 p.
- Biondi, B. & Ronen, J., 1987. Dip moveout in shot profiles, *Geophysics*, **52**, 1473-1482.
- Birch, F., 1960. The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1083-1102.
- Blackburn, G., 1980. Errors in stacking velocity - True velocity conversion over complex geologic situations, *Geophysics*, **45**, 1465-1488.
- Bois, C., 1990. Imagerie de la croûte terrestre par sismique réflexion verticale profonde, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris, série générale*, **6**, 179-209.
- Bolondi, G., Loinger, E., Rocca, F., 1982. Offset continuation of seismic sections, *Geophys. Prosp.*, **30**, 813-828.
- Brown, R.J.S., 1969. Normal-moveout and velocity relations for flat and dipping beds and for long offsets, *Geophysics*, **34**, 180-195.

- Brown, L., Barazangi, S., Kaufman, S., Oliver, J., 1986. The first decade of COCORP: 1974-1984, in *Reflection Seismology: A Global Perspective*, edited by M. Barazangi and L. Brown, *Amer. Geophys. Union, Geodynamic Series*, 13, 107-120.
- Butler, R.W.H., 1990. Balancing sections on a crustal scale: a view from the western Alps, *Sixth EGT Workshop: Data Compilation and Synoptic Interpretation*, eds. Freeman, R. and Mueller, St., European Science Foundation, Strasbourg, 157-164.
- Carme, F., 1970. Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôles des décrochements, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, 271, 2232-2335.
- Carmichael, R. S., 1982. Handbook of physical properties of rocks, vol. II, CRC Press, Florida, 345p.
- Choudhury, M.A., Giese, P., & De Visintini, G., 1971. Crustal structure of the Alps: some general features from explosion seismology, *Boll. Teorica ed Applicata*, 13, 51-52, 211-240.
- 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.
- Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F., Cazes, M., 1990. Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 313-320.
- Claerbout, J.F., 1985. Imaging the Earth's Interior, *Blackwell Scientific Publications, Oxford*, 398 p.
- Closs, H. & Labrouste, Y., 1963. Recherches sismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960, *Mémoire collectif, Année Géophysique Internationale, Centre Nationale de la Recherche Scientifique, Série XIII*, 241 p.
- Compagnie Générale de Géophysique, 1986. Geovecteur Seismic software package on Cray supercomputers, *Compagnie Générale de Géophysique Technical Series N° 543.86.04*, 1-8.
- Coppens, F., 1985. First arrival picking on common-offset trace collections for automatic estimation of static corrections, *Geophys. Prosp.*, 33, 1212-1231.
- Cordier, J.P., 1983. Les vitesses en Sismique-Réflexion, Technique et Documentation, éd. Lavoisier, Paris.

- Cressman, K.S., 1968. How velocity layering and steep dip affect CDP, *Geophysics*, 33, 399-411.
- Daignières, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E., Torne, M., 1989. Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line, *Tectonics*, 8, 1051-1058.
- Damotte, B., Nicolich, R., Cazes, M., Guellec, S., 1990. Mise en oeuvre, traitement et présentation du profil plaine du Pô-Massif central, *Mém. Soc. géol. France*, 156, 65-76.
- Davy, P., Choukroune, P., Suzanne, P., 1990. Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 219-228.
- Debelmas, J. & Kerckhove, C., 1980. Les Alpes franco-italiennes, *Géol. Alpine*, 56, 21-58.
- Déramond, J., Baby, P., Specht, M., Crouzet, G., 1990. Géométrie des chevauchements dans la Zone nord-pyrénéenne ariégeoise précisée par le profil ECORS, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 287-294.
- Deregowski, S.M. & Rocca, F., 1981. Geometrical optics and wave theory of constant offset sections in layered media, *Geophys. Prosp.*, 29, 384-406.
- Deregowski, S.M., 1982. Dip-moveout and reflector point dispersal, *Geophys. Prosp.*, 30, 318-322.
- Dix, C.H., 1955. Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, 20, 68-86.
- Doudoux, B., Mercier de Lepinay, B., Tardy, M., 1982. Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): nappes de charriage oligocènes et déformations superposées, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, II, 295, 63-68.
- Du Bois, L., Levato, L., Besnard, J., Escher, A., Marchant, R., Olivier, R., Ouwehand, M., Sellami, S., Steck, A., Wagner, J.J., 1990. Pseudo-3D study using crooked line processing from the Swiss Alpine western profile - Line 2 (Val d'Anniviers-Valais), *Tectonophysics*, 173, 31-42.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989a. A new picture of the Moho under the western Alps, *Nature*, 337, 249-251.
- ECORS-CROP Deep Seismic Sounding Group, 1989b. Mapping the Moho of the Western Alps by wide-angle reflection seismics, *Tectonophysics*, 62, 193-202.
- ECORS Pyrenees Team, 1988. Deep reflection seismic survey across an entire orogenic belt, the ECORS pyrenees profile, *Nature*, 331, 508-511.

- Farrell, R.C. & Euwema, R.N., 1984a. Surface-consistent decomposition of refraction raypaths, *54th Annual International Meeting and Exposition*, Soc. of Explor. Geophys., Atlanta, Ga.
- Farrell, R.C. & Euwema, R.N., 1984b. Refraction statics, *Proc. IEEE*, **72**, 1316-1329.
- Frei, W., Heitzmann, P., Lehner, P., 1990. Swiss NFP-20 research program of the deep structure of the Alps, *Mém. Soc. géol. France*, **156**, 29-46.
- Garotta, R. & Paturet, D., 1978. Seismic Processing SATAN I, Calculation of high frequency static corrections, *Compagnie Générale de Géophysique Technical Series N° 508.78.05*, 1-12.
- Giese, P. & Morelli, C., 1973. La struttura della crosta terrestre in Italia, *Accademia nazionale dei Lincei*, **183**, 317-362.
- Giese, P. & Prodehl, C., 1976. Main features of crustal structure in the Alps, Giese P., Prodehl C., Stain A., (Editeurs). *Exploration Seismology in Central Europe*. Springer, Heidelberg, 347-376.
- Green, A.G. & Clowes, R.M., 1983. Deep geology from seismic reflection studies in Canada, *First Break*, **1**, 24-33.
- Guellec, S., Tardy, M., Roure, F., Mugnier, J.L., 1989. Une interprétation nouvelle du massif subalpin des Bornes (Alpes occidentales): apport des données de la géologie et de la géophysique profonde, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, **II**, **309**, **9**, 913-920.
- Guellec, S., Mugnier, J.L., Tardy, M., Roure, F., 1990. Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of Ecors-data and balanced cross section, *Mém. Soc. géol. France*, **156**, 165-184.
- Hagedoorn, J.G., 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections, *Geophys. Prospect.*, **7**, 158-182.
- Hale, D., 1984. Dip-moveout by Fourier transform, *Geophysics*, **49**, 741-757.
- Hampson, D. & Russell, B., 1984. First-break interpretation using generalized inversion, *J. Can. Soc. Explor. Geophys.*, **20**, 40-54.
- Hileman, J.A., Embree, P., Pflueger, J.C., 1968. Automated static corrections, *Geophys. Prosp.*, **16**, 326-358.
- Hubral, P., 1975. Locating a diffractor below plane layers of constant interval velocity and varying dip, *Geophys. Prosp.*, **23**, 313-322.
- I.F.P., I.N.A.G., 1982. Programme ECORS - Proposition de programme, *Publ. IFP, Editions Technip, Paris*, 98 p.
- I.F.P., I.N.S.U., 1986. Programme ECORS-CROP - Rapport d'implantation du profil "structure profonde des Alpes", *Publ. IFP, Editions Technip, Paris*, 73 p.

- I.F.P., I.N.S.U., 1992a. Programme ECORS - Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Profil Alpes, *Publ. IFP, Editions Technip, Paris, à paraître*.
- I.F.P., I.N.S.U., 1992b. Programme ECORS - Etude de la croûte terrestre par sismique profonde - Profil Pyrénées, *Publ. IFP, Editions Technip, Paris, à paraître*.
- Judson, D.R., Schultz, P.S., Sherwood, J.W.C., 1978. Equalizing the stacking velocities of dipping events via Devilish, presented at the 48th Annual International SEG Meeting in San Francisco, brochure published by Digicon Geophysical Corp.
- Landry, P., 1978. Données nouvelles sur la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes au Sud du Mont-Blanc, *Géologie Alpine*, 54, 83-112.
- Lavergne, M., 1986. Méthodes sismiques, *Publ. IFP, Editions Technip, Paris*, 207 p.
- Levato, L., Alioth, D., Olivier, R., Wagner, J.J., 1990. Reflection seismic data from Vancouver Island processed using Geovecteur software package on a Cray supercomputer (CCSS topic III), in *Studies of Laterally heterogeneous Structures Using Seismic Refraction and Reflection Data*, ed. A.G. Green, *Geological Survey of Canada, Paper 89-13*, 191-205.
- Levin, F.K., 1971. Apparent velocity from dipping interfaces reflections, *Geophysics*, 36, 510-516.
- Liner, C.L., 1990. General theory and comparative anatomy of dip moveout, *Geophysics*, 55, 595-607.
- Loewenthal, D., Lu, L., Roberson, R., Sherwood, J.W.C., 1976. The wave equation applied to migration, *Geophys. Prosp.*, 24, 380-399.
- Loubat, H., 1984. Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type Golfe de Californie, *Géologie Alpine*, 60, 37-44.
- Mattauer, M., 1990. Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées, *Bull. Soc. géol. France*, 8, 307-311.
- Matthews, D.H., 1983. Deep Seismic Profiling Round Britain, *Terra Cognita*, 3, 7-11.
- Mayne, W.H., 1962. Common reflection point horizontal data stacking techniques, *Geophysics*, 6, 927-938.
- Mayrand, L. J., Green, A. G., Milkereit, B., 1987. A Quantitative Approach to Bedrock Velocity Resolution and Precision: The LITHOPROBE

- Vancouver Island Experiment, *Journal of Geophys. research*, 92, 4837-4845.
- Mayrand, L. J. & Milkereit, B., 1988. Automated editing and true-amplitude stacking of seismic data, *Can. Jour. Earth Sci.*, 25, 1811-1823.
- McQuillin, R., Bacon, M. & Barclay, W., 1979. An Introduction to Seismic Interpretation, *Graham and Trotman, Londres*, 199 p.
- Meissner, R. & Lueschen, E., 1983. Seismic near-vertical reflection studies of the Earth's crust in the Federal Republic of Germany, *First Break*, 1, 19-24.
- Ménard, G., 1979. Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques, *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. sci. technol. médi. Grenoble*, 178p.
- Ménard, G., 1988. Structure et cinématique d'une chaîne de collision: les Alpes occidentales et centrales, *Thèse de doctorat d'état, Grenoble*, 268p.
- Michel, R., 1953. Les schistes cristallins des massifs du Gd-Paradis et de Sezia Lanzo (Alpes franco-italiennes), *Sciences de la Terre*, 1, n°3-4, Nancy, 1955.
- Milkereit, B., 1987a. Decomposition and inversion of seismic data - an instantaneous slowness approach, *Geophys. Prosp.*, 35, 875-894.
- Milkereit, B., 1987b. Migration of Noisy Crustal Seismic Data, *Jour. of Geoph. Resear.*, 92, 7916-7930.
- Milkereit, B., 1989. Stacking charts: an effective way of handling survey, quality control and data processing information, *Can. Journ. of expl. geoph.*, 25, 28-35.
- Miller, M., Mueller, St. & Perrier, G., 1982. Structure and dynamics of the Alps - a geophysical inventory. Dans: H. Berckhemer & K. Hsü (Editeurs), *Alpine-Mediterranean Geodynamics, Am. Geophys. Union, Geodyn. Ser.*, 7, 175-203.
- Mugnier, J.L., Guellec, S., Ménard, G., Roure, F., 1989. Géométrie et structures du socle des Alpes externes déduites des profils ECORS-CROP Alpes 1 et ECORS Alpes 2, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris, II*, 309, 7, 733-739.
- Mugnier, J.L., Guellec, S., Ménard, G., Roure, F., Tardy, M., Vialon, P., 1990. A crustal scale balanced cross-section through the external Alps deduced from the ECORS profile, *Mém. Soc. géol. France*, 156, 203-216.
- Neidell, N.S. & Taner, M.T., 1971. Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics*, 36, 482-497.

- Nicolas, A., Polino, R., Hirn, A., Nicolich, R. & ECORS-CROP Working Group, 1990. ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: a synthesis, *Mém. Soc. géol. France*, 156, 15-27.
- Nicollin, F., 1989. Traitement de profils sismiques "ECORS" par projection sur le premier vecteur propre de la matrice spectrale, *thèse de doctorat*, Grenoble, 141p.
- Palmer, D., 1981. An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation, *Geophysics*, 46, 1508-1518.
- Perrier, G. & Vialon, P., 1980. Les connaissances géophysiques sur le SE de la France. Implications géodynamiques, *26^{ème} Congrès Géologique International, Paris, Excursions guide*, 13-20.
- Raynaud, B., 1988. A 2-D, ray-based, depth migration method for deep seismic reflections, *Geophys. Journ.*, 93, 163-171.
- Ronen, J. & Claerbout, J.F., 1985. Surface-consistent residual statics estimation by stack-power maximization, *Geophysics*, 50, 2759-2767.
- Rosset, J., 1956. Description géologique de la chaîne des Aravis entre Cluses et le col des Aravis (Hte Savoie), *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, T LIII, 274.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P., Deramond, J., 1989a. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, 8, 41-50.
- Roure, F., Polino, R., Nicolich, R., 1989b. Poinçonnement, rétrocharriages et chevauchement post-basculement dans les Alpes occidentales: évolution intra-continentale d'une chaîne de collision, *Comptes Rendus Académie des Sciences Paris*, II, 309, 2, 283-290.
- Roure, F., Polino, R., Nicolich, R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution, *Mém. Soc. géol. France*, 156, 309-321.
- Schneider, W.A., 1971. Developments in seismic data processing and analysis (1968-1970), *Geophysics*, 36, 1043-1073.
- Sellami, S., Barblan, F., Mayerat, A. M., Pfiffner, O. A., Risnes, K., Wagner, J. J., 1990. Compressional wave velocities of samples from the NFP-20 East seismic reflection profile, *Mém. Soc. géol. France*, 156, 15-27.
- Sénéchal, G., 1989. Migration géométrique: application aux profils ECORS-CROP Alpes, *mémoire de D.E.A.*, Grenoble, 77p.

- Sénéchal, G. & Thouvenot, F., 1991. Geometrical migration of line-drawings: a simplified method applied to ECORS data, *Bayreuth symposium, American Geophysical Union, Geodynamics Series, 22*, 401-407.
- Sheriff, R.E. & Geldart, L.P., 1982a. Exploration seismology vol. 1: History, theory, and data acquisition, *Cambridge University Press*, 253 p.
- Sheriff, R.E. & Geldart, L.P., 1982b. Exploration seismology vol. 2: Data-processing and interpretation, *Cambridge University Press*, 221 p.
- Surinach, E., Marthelot, J.M., Gallart, J., Daignières, M., Hirn, A., 1992. Seismic images and evolution of the iberian crust in the Pyrenees, *submitted in Tectonophysics*.
- Taner, M.T., Cook, E.E., Neidell, N.S., 1970. Limitations of the reflection seismic method; lessons from computer simulations, *Geophysics, 35*, 551-573.
- Taner, M.T., Koehler, F., Alhilali, A., 1974. Estimation and correction of near-surface time anomalies, *Geophysics, 39*, 441-463.
- Tardy, M., Deville, E., Fudral, S., Guellec, S., Ménard, G., Thouvenot, F., Vialon, P., 1990. Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales), *Mém. Soc. Géol. France, 156*, 217-226.
- Thouvenot, F. & Perrier, G., 1980. Seismic Evidence of a Crustal Overthrust in the Western Alps, *Journ. Phys. and Planet. Int., 119*, 163-184.
- Thouvenot, F., Ansorge, J., Eva, C., 1985. Deep structure of the western Alps: new constraints from the EGT-S 1983 seismic experiment, 2nd Eur. Geotraverse workshop: the southern segment, *Venice European Foundation*, 109-113.
- Thouvenot, F., Paul, A., Sénéchal, G., Hirn, A. & Nicolich, N., 1990. ECORS-CROP wide-angle reflection seismics: constraints on deep interfaces beneath the Alps, *Mém. Soc. Géol. Fr., 156*, 97-106.
- Unger, J.D., 1988. A PC Program for Migration of Seismic Reflection Profiles, *Geobyte, 42-50*.
- Valasek, P. & Holliger, K., 1990. Approaches towards an integrated interpretation of the NFP20 deep crustal reflection profiles along the Alpine segment of the EGT, *Sixth EGT Workshop: Data Compilation and Synoptic Interpretation*, eds. Freeman, R. and Mueller, St., *European Science Foundation, Strasbourg*, 137-148.

- Valasek, P., Frei, W., Stauble, M., Holliger, K., 1990. Processing of the NFP-20 seismic reflection traverses across the Swiss Alps by the ETH-Zürich data processing center, *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 156, 55-64.
- Vialon, P., 1990. Deep Alpine structures and geodynamic evolution: an introduction and outline of a new interpretation, *Mém. Soc. géol. France*, 156, 7-14.
- Warner, M., 1987. Migration - why doesn't it work for deep continental data?, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 89, 21-26.
- Waters, K.H., 1987. Reflection seismology - A Tool for Energy Resource Exploration, 3^e éd., *Wiley-Interscience Publication*, 538 p.
- Wheeler, J., 1991. Structural evolution of a subducted continental sliver: the northern Dora Maira massif, Italian Alps, *Journal of the Geological Society, London*, 148, 1101-1113.
- Yilmaz, Ö. & Claerbout, J.F., 1980. Prestack partial migration, *Geophysics*, 45, 1753-1779.
- Yilmaz, Ö., 1989. Seismic Data Processing, 4^e éd., *Stephen M. Doherty Editor - Society of Exploration Geophysicists*.

ANNEXE

ECORS-CROP wide-angle reflection seismics : constraints on deep interfaces beneath the Alps

by FRANÇOIS THOUVENOT*, ANNE PAUL*, GUY SENECHAL*, ALFRED HIRN** and RINALDO NICOLICH***

Key words. – Crustal structure, Wide-angle reflection seismics, Vertical reflection seismics, Synthetic seismograms, Western Alps.

Abstract. – As a preliminary experiment to the ECORS-CROP vertical reflection line, a wide-angle reflection campaign obtained a new picture of the Moho under the western Alps. This picture, besides its increased sharpness, clearly shows how the Moho deepens down to the root zone (≈ 55 km). A 23-29 km deep reflector with upper-mantle characteristics is discovered under the Briançonnais zone where it overlies the deep autochthonous Moho. This unit does not seem to connect to the so-called *Ivrea body*, situated much shallower and inner in the chain. It supports a hypothetical flaking of the lithosphere under the western Alps. A special attention is here given to the comparison between migrated wide-angle and vertical reflection results. Finally, synthetic seismograms are computed for a set of deep-crustal velocity models, at normal and wide-angle incidence. Even if the comparison with the data reveals which models should be excluded, the door is still left open for a wide range of possible deep-crustal layerings.

Réflexions profondes observées en sismique grand angle sous les Alpes (campagne préliminaire ECORS-CROP)

Mots clés. – Structure crustale, Sismique réflexion grand angle, Sismique réflexion verticale, Sismogrammes synthétiques, Alpes occidentales.

Résumé. – Une expérience de sismique réflexion grand angle a précédé de plusieurs mois la réalisation du profil de sismique réflexion verticale ECORS-CROP. Elle a permis d'obtenir une nouvelle image très nette du Moho sous les Alpes occidentales, avec une profondeur maximale d'environ 55 km dans le centre de la chaîne. Un réflecteur présentant des caractéristiques de manteau supérieur a été mis en évidence entre 23 et 29 km de profondeur sous la zone Briançonnaise; il recouvre à cet endroit le Moho profond autochtone. Cette unité ne semble pas avoir de relation directe avec le *corps d'Ivrea*, beaucoup plus superficiel et situé plus à l'intérieur de la chaîne. La découverte de cette nouvelle structure abonde dans le sens d'un écaillage lithosphérique sous les Alpes occidentales, jusqu'alors hypothétique. On s'attache également ici à comparer les résultats des migrations effectuées sur les données de sismique réflexion grand angle et sur les données de sismique réflexion verticale. L'utilisation des deux types de données se poursuit par le test de différents modèles crustaux où sont calculés des sismogrammes synthétiques à incidence normale et en grand angle. Bien que cette comparaison permette d'exclure définitivement certains cas de figure, elle laisse encore une large place à de nombreux modèles de stratification crustale.

I. – INTRODUCTION

Because of their utmost heterogeneity, the Alps can be considered a real challenge when modelling the bowels of the Earth. Even if we aim – as we do in this paper – to the topography of only a few major deep interfaces, the problem can in no way be tackled as it is elsewhere in more quiet tectonic settings. The Moho discontinuity, unquestionably the major interface in the continental lithosphere, bears evidence, through its position and topography, of the regional geodynamics. As such, any reconnaissance campaign of the deep structures should bring it into focus.

As Moho data were collected in the western Alps in the last decades, successive Moho maps [Closs and Labrouste, 1963; Labrouste *et al.*, 1968; Choudhury *et al.*, 1971; Perrier, 1973; Giese and Prodehl, 1976] soon revealed the dip to the east of the Moho beneath the Alpine foreland. An anomalously shallow structure (the *Ivrea body*) was also detected, that covered the deep autochthonous Moho in the inner zones.

To cope with the complexity of the chain, it was first thought that the easiest layout to collect Moho data in the Alps was to design longitudinal profiles along the strike of

the chain – *e.g.* ALP75 experiment from France to Hungary [Alpine Explosion Seismology Group, 1976] – : with the structures being sampled longitudinally, the interpretation hopefully keeps one-dimensional. Another way to proceed – *e.g.* profiles connected to the European Geotraverse (EGT) experiment in 1983 [Thouvenot *et al.*, 1985] – is to traverse the chain perpendicularly to the strike. Of course, one can expect the record-sections to be more complex because a two-dimensional modelling now has to be dealt with. However, this kind of profiling is suitable for observing late arrivals – reflections from a deep Moho – as well as anomalous first arrivals, for instance produced by waves travelling through the *Ivrea body*.

II. – THE 1985 EXPERIMENT

The Moho information provided by these layouts is obviously limited : even if transverse profiles allow a simultaneous investigation of different tectonic regions, the Moho topography made available is restricted to a zone a few tens of kilometres long at best. This is mainly due to the heterogeneity of the Alpine crust which allows reflections from the Moho to be observed only around the so-

* L.G.I.T., Observatoire de Grenoble, I.R.I.G.M., B.P. 53X, 38041 Grenoble, France.

** Institut de Physique du Globe, 4 place Jussieu, 75230 Paris, France.

*** Istituto di Miniere e Geofisica Applicata, Università, via Valerio 10, 34100 Trieste, Italy.

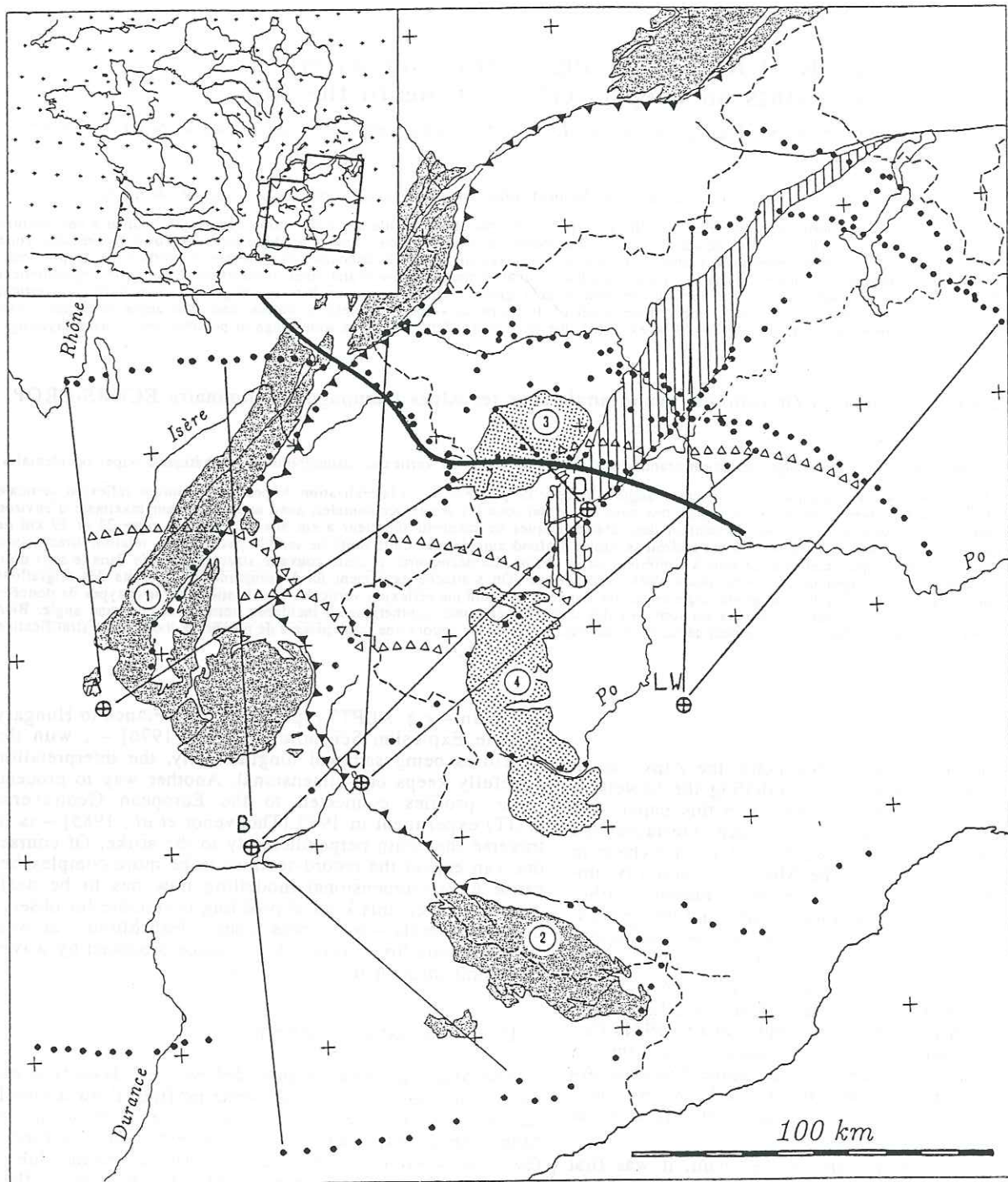


FIG. 1. — Complete position map of the layout. Shotpoints were recorded by stations (full circles) deployed along longitudinal profiles and fans. Open triangles indicate reflection points for the 5 fans used to build up figure 2. Shaded area : external crystalline massifs (1 = Belledonne; 2 = Argentera); dotted area : internal crystalline massifs (3 = Gran Paradiso; 4 = Dora Maira); hatched area : Sesia-Lanzo unit. Penninic frontal thrust identified by solid triangles. Heavy line marks ECORS-CROP vertical reflection line (VRL).

Mém. Soc. géol. Fr., 1990, n° 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, 1990, n° 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, 1990, n° 1.

called *critical distance* (in the 90-140 km range, depending on the depth of the reflector).

When it was decided in 1985 to complement the planned ECORS-CROP vertical reflection line (VRL) with a deep seismic sounding campaign, it was considered that the best way to get a clear Moho picture across the western Alps was to use 5 shotpoints (fig. 1) and record them to the north and south along several fans, with an observation distance chosen close to the critical distance. Every station on the fan is most suitably placed to record a very energetic seismic signal which corresponds to a total reflection from the Moho. The angle of incidence of the seismic ray on the reflector is large (around 50°) – hence the qualificative of *wide-angle reflection* which will be henceforth applied to this technique.

This method had already proved successful in other orogenic belts [e.g. Hirn *et al.*, 1980 and 1987] and a more complete justification of the layout is presented in ECORS-CROP DSSG [1989a and 1989b]. Aimed at mapping only deep interfaces and carried out one year prior to the VRL, our reconnaissance campaign can in no way compete with the roadroller strength of the vertical seismics which provide a more complete crustal image. Using more versatile equipments, illuminating deep reflectors with different frequencies and angles of incidence, the method is however bound to bring important constraints on the physical properties of the deep crust.

III. – THE NORTHERN FANS

In this paper, we will basically address data obtained along the northern fans. About 30 stations were deployed every 4 km on each fan. For each shot-station couple, the reflection point is plotted half-way, so that each fan provides by itself a cross-section with the reflectors being sampled every 2 km. Because of logistics, these cross-sections have overlaps or offsets, so that it seems difficult to speak in terms of a single cross-section of the chain. The composite cross-section presented in figure 2 shows in its upper part the combination of fans A, B and C (western fans) and in its lower part the combination of fans D and LW (eastern fans).

The cross-section in figure 2(a) extends from the Subalpine chains through the Belledonne external crystalline massif (ECM) to the Dora Maira internal crystalline massif (ICM). Each seismic trace was processed so that the time scale is converted to depth using a mean crustal velocity, here chosen as 6.25 km.s⁻¹ [ECORS-CROP DSSG, 1989a]. The maximum energy of the signal corresponds to the Moho reflection. Almost flat at ≈ 37 km beneath the Subalpine chains, the Moho then dips to the east to reach a maximum depth of ≈ 55 km beneath the French-Italian border. This dip is observed using data from shot A and B. Results for shot C were quite unexpected: they show a relatively shallow reflective zone between 23 and 29 km which was not reached by shot B. This is a clue to the limited extent of this reflector: when shooting from B, we reach the deep Moho; when shooting from C, this reflector acts as a mask that prevents the seismic energy from penetrating deeper in the crust.

The second cross-section (fig. 2b) is much closer to the VRL and extends from the Gran Paradiso ICM through the Sesia massif to the Po plain. A reflector beneath the Sesia massif can be evidenced at 13 km, more or less in coincidence with the hitherto known Ivrea body. But what is especially clear here is how the Po plain Moho deepens from 25 to 35 km. The phase correlation presented here involves a stepwise deepening. Of course this way of seeing can be argued against, because we reach here the resolution limit of the sampling. However, fan profiles subsequently recorded in northern Italy as part of the EGT'86 experiment seem to support this idea.

For instance, one of these fan profiles recorded a shotpoint much farther to the east (fig. 3a), which provides a north-south cross-section of the Po plain (fig. 3b; this cross-section happens to complement ours at right angle; see figure 1). Results obtained by Nadir [1988] show a Moho undoubtedly deepening by steep faults between 30 and 45 km. The depth of 35 km obtained at about the third of the section is consistent with the depth reached in the eastern end of our section (fig. 2b), where the two profiles meet. To the south, the Moho topography shown by figure 3(b) is more complex due to the imbrication of the Ligurian Moho.

IV. – COMPARISON WITH THE VERTICAL REFLECTION LINE

The shallow reflector that was shown to be overthrusting the deep Moho in the Penninic zone has never before been mapped – hence our marked interest in it. The reflection points that sample this reflector are located beneath the Ambin massif and the Upper Dora Riparia valley, more than 30 km off the VRL; for the deep Moho reached when shooting from B, the mirror points are in the Montgenèvre area, 60 km south of the VRL (figs. 1 & 4).

There is therefore an unavoidable problem of projection if one wants to take these reflectors into account when interpreting the VRL data, and there are of course different ways to proceed. For instance, projections perpendicular to the mean trend of the VRL can be used (fig. 4a) – but which trend should we consider, given the VRL is crooked? It might be eventually more sensible to use the local Bouguer isolines as guide lines for the projection (fig. 4b), because they reflect the way deep structures continue.

Depending on the choice, the results will differ by some tens of kilometres. The westernmost part of the shallow reflector will be projected between Séez and Val d'Isère, with its easternmost end around Pont Canavese; the deep autochthonous Moho should be positioned on the VRL between Séez and Col de la Galise or between Col de la Galise and Noasca. This horizontal uncertainty is increased by a vertical uncertainty (although the latter is likely to be lessened if the projection used the local Bouguer isolines, which should prevent any dip effect of the deep structures). In conclusion, even if it is tempting to directly plot the wide-angle reflectors onto the vertical reflection line-drawing, we should keep a critical eye on it and remember that this superposition is not well constrained, neither horizontally nor vertically.

Instead of blindly merging the two types of data, we found it more advisable to separate in figure 5 the results

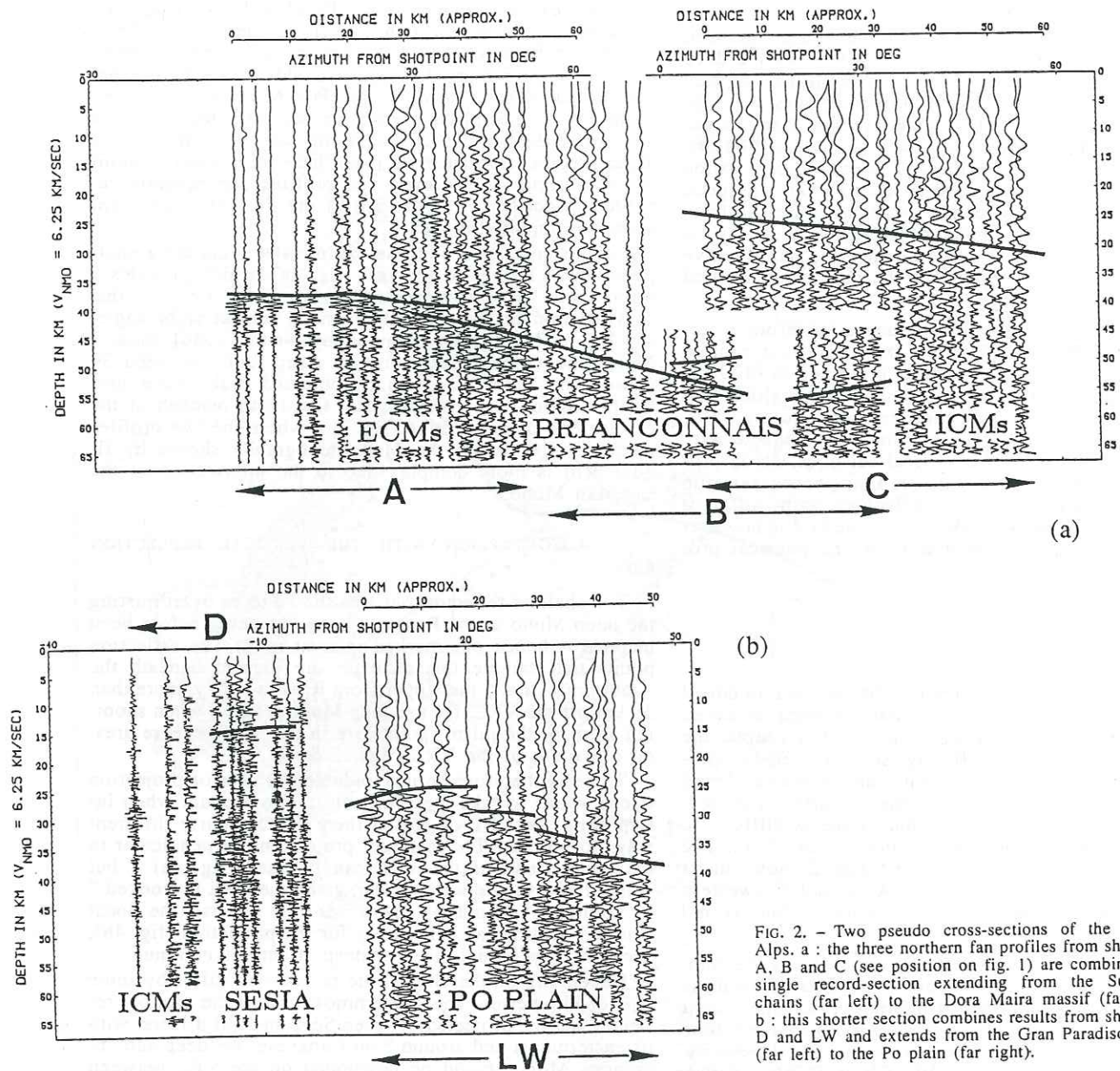


FIG. 2. - Two pseudo cross-sections of the western Alps. a : the three northern fan profiles from shotpoints A, B and C (see position on fig. 1) are combined as a single record-section extending from the Subalpine chains (far left) to the Dora Maira massif (far right). b : this shorter section combines results from shotpoints D and LW and extends from the Gran Paradiso massif (far left) to the Po plain (far right).

of the two methods (vertical reflection seismics in figure 5a; wide-angle seismics in figure 5b). The NW-SE cross-section extends from the Penninic frontal thrust to the Po plain and both data sets have been processed to migrate the reflectors into their actual positions. To this purpose, the line-drawings - either vertical reflection or wide-angle - were first digitized; allowance was made for the quality of the reflections (heavy or thin lines); strict elevation corrections were computed for the wide-angle data; velocity was eventually allowed to vary throughout the

model, both vertically and horizontally. The depth scale is referred to the sea level.

The main result in figure 5(a) is the apparent transparency of the crust below 20-25 km, while the upper crust is very reflective [Bayer *et al.*, 1987; Tardy *et al.*, 1990]. This depth range where the reflectivity disappears is precisely where we find, in figure 5(b), the shallow wide-angle reflector. Figure 5(b) can however be misleading because it suggests that this shallow reflector terminates in the middle of the section. Let alone the projection problem dis-

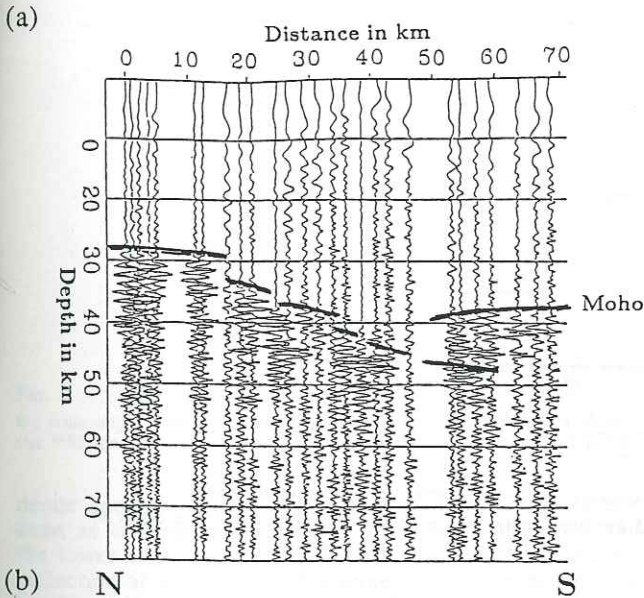
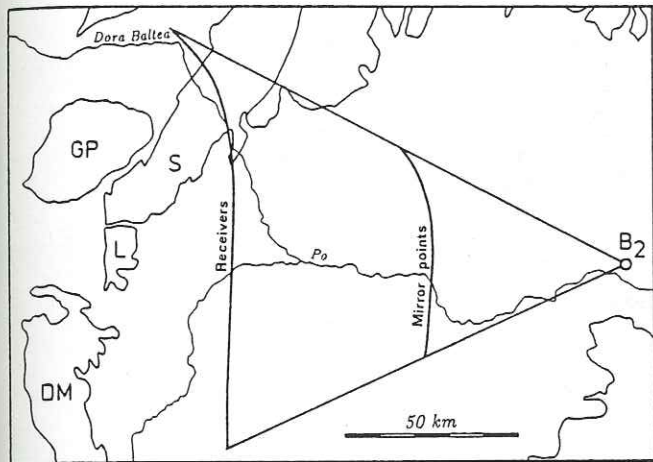


FIG. 3. - An example of fan profile in the Po plain (EGT'86 experiment). a : schematic position map with shotpoint B₂, the recording array and the corresponding mirror points. DM = Dora Maira; GP = Gran Paradiso; L = Lanzo unit; S = Sesia unit. b : north-south cross-section of the western Po plain [Nadir, 1988] showing the stepwise deepening of the Moho; compare with fig. 2b.

discussed above, we have no actual constraint on the western limit of the reflector, simply because our fan layout for shot C did not extend that far west (fig. 1). As for the deep autochthonous Moho, it could be detected by the wide-angle reflection seismics only.

V. - SYNTHETIC SEISMOGRAMS FOR DEEP-CRUSTAL LAYERINGS

Figure 2(a) also reveals a clear change in the Moho reflectivity : to go from one extreme to another, the wavelet reflected from the Moho in the external zone (westernmost

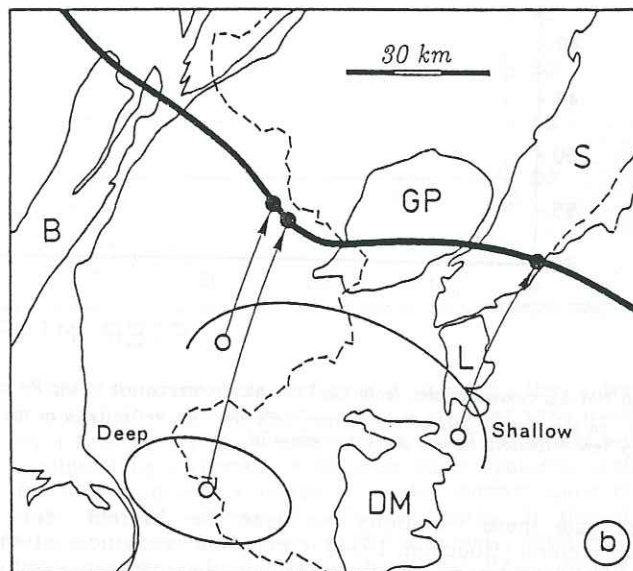
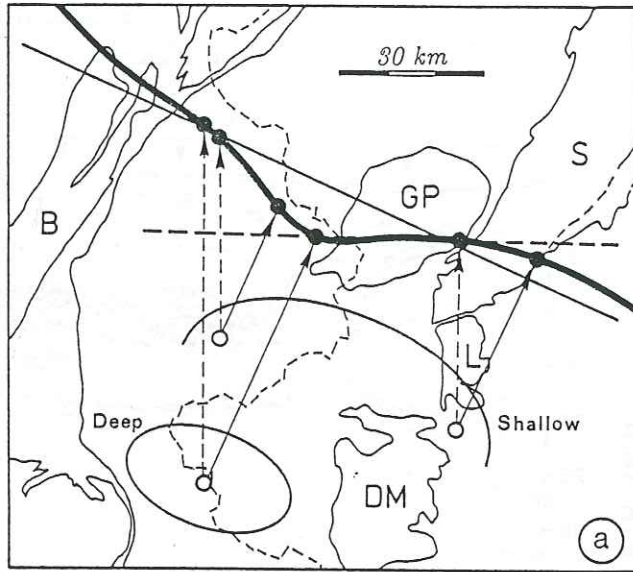


FIG. 4. - Different ways to project the wide-angle data - deep autochthonous Moho and shallow reflective unit - onto the VRL (heavy line). a : orthogonal projection on the mean trend of the VRL showing an allowance due to the crooked line. b : projection along the local Bouguer isolines. B = Belledonne; DM = Dora Maira; GP = Gran Paradiso; L = Lanzo unit; S = Sesia unit.

traces) can be clearly identified whereas the reflectivity of the shallow reflector in the inner zone (easternmost traces) is very dull. In the first place, vertical seismics show a reflective lower crust [Bayer *et al.*, 1987; Mugnier *et al.*, 1990] which is almost transparent to wide-angle seismics; in the other place, as shown above, a very reflective zone can be seen on the VRL beneath Vanoise and Gran Paradiso (fig. 5a).

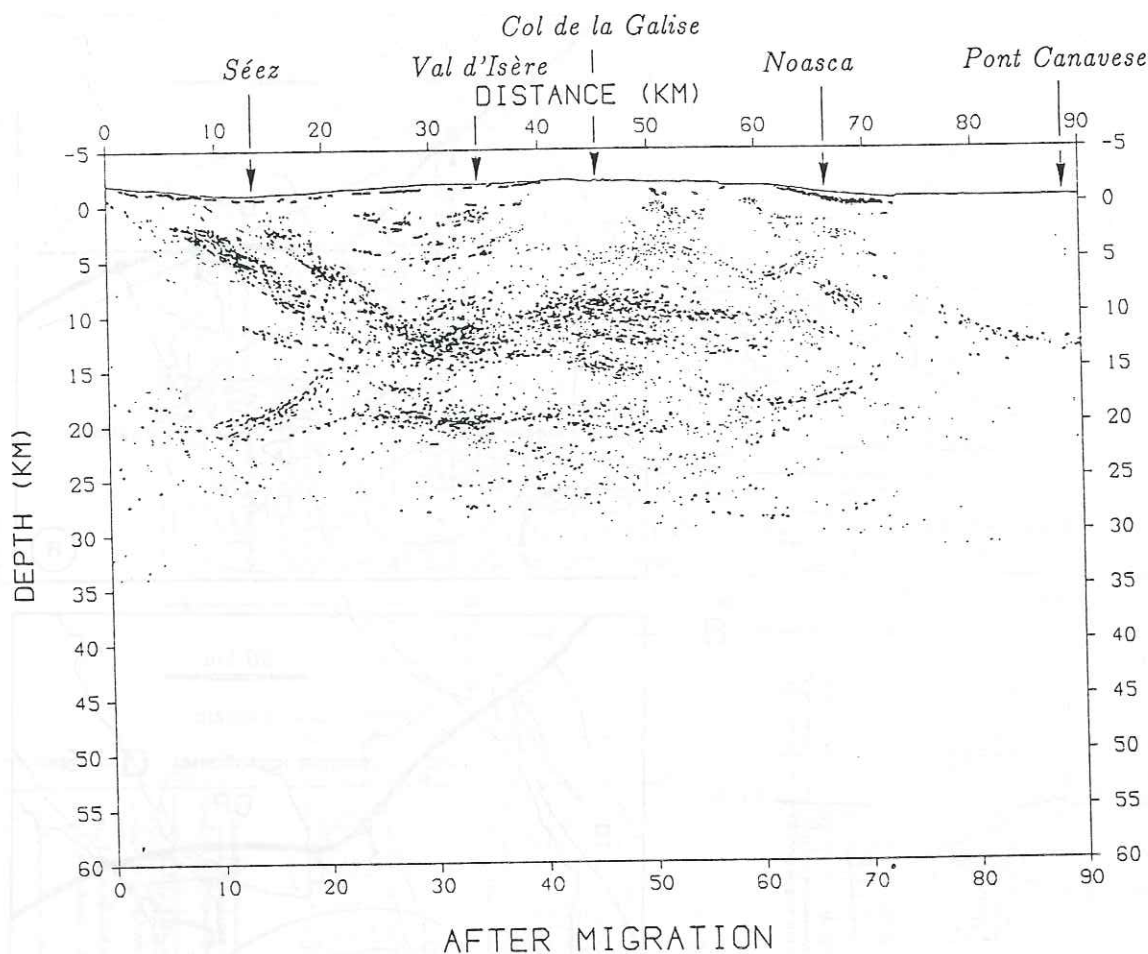


FIG. 5. - Two NW-SE cross-sections, from the Penninic frontal thrust to the Po plain, showing the seismic reflectors after migration.
 a : VRL data : in the central part of the section, note the high reflectivity in the 10-15 km depth range and a deeper reflective level at a depth of ≈ 20 km; very few reflectors can be detected below it.

To investigate these variations, we used the discrete wavenumber method [Bouchon, 1981] to compute synthetic seismograms for different velocity models in the external and inner zones (figs. 6 and 7). The crust was assumed to be flat-layered, excluding any lateral heterogeneities. For simplicity and because we are here interested in deep reflections, the upper crust was modelled as a single layer with a constant $6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ velocity. Introducing any further layering in this part of the model would only alter the early part of the seismograms, which is beyond the scope of this study. The computation of the direct wave was also suppressed for the same reason. Wherever lamellae were introduced in the models, their thicknesses and velocities were randomized in order to avoid any misleading constructive interference effect.

For each model, two sets of synthetic traces are presented : (1) normal incidence, with 5 receivers in the 0-8 km distance range; (2) wide-angle incidence, with 5 receivers around 90 km (external zone) or 140 km (inner

zone). To account for the difference in the spectral response of the geophones used in the wide-angle experiment and vertical seismics, we used 2 source signals with different frequency bands : 9-22 Hz for normal incidence, 4-11 Hz for wide-angle.

Figure 6 addresses the autochthonous Moho in the external zone (refer to the wide-angle data, figure 2a, westernmost traces). Example a shows a lower crust modelled as a heap of lamellae with an average thickness of 250 m and velocities alternating between low values ($\approx 6 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$) and high values ($\approx 7 \text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$). Even if it provides a satisfactory normal incidence section with a seismic layering between 10 and 12 sec, it is not acceptable because the synthetic wide-angle section shows energetic arrivals reflected from the lamellae which mask much of the Moho reflection. Decreasing slightly the average thickness of the lamellae to 100 m (fig. 6b) makes the lower crust transparent to low-frequency wide-angle incident waves and the Moho reflection comes out more clearly. The normal inci-

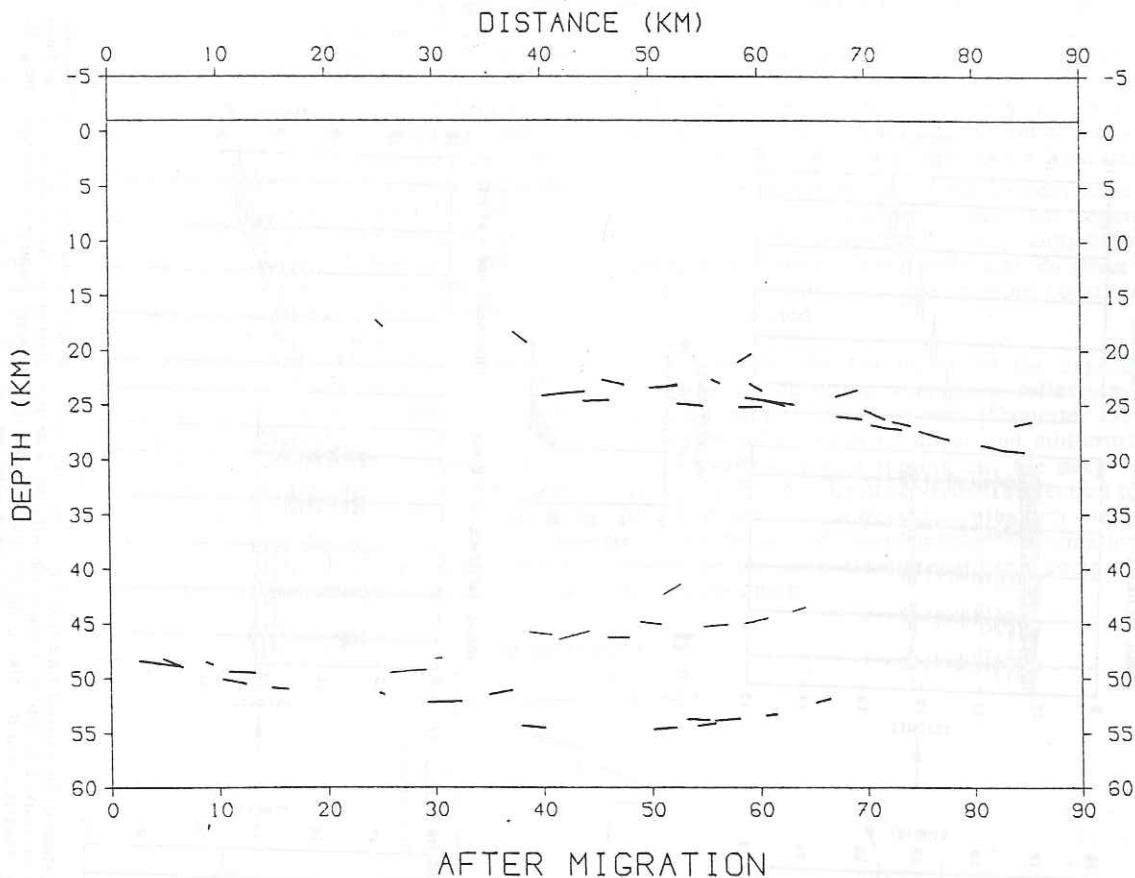


FIG. 5. - (cont.)

b : wide-angle data : the autochthonous Moho - maximum depth of ≈ 55 km - is overlain by a shallow reflective unit in the same depth range where the VRL data show that reflectivity stops.

dence section shows a reflection pattern which is not as even as in figure 6a, with a high reflectivity in the top of the lower crust and a more transparent band with the Moho reflection at its bottom. This pattern is very similar to what is observed on the VRL data in the external zone, as described for instance by Bayer *et al.* [1987].

If we do not stick to this oversimplified model of the lower crust and introduce a velocity gradient in the layering, figures 6c and d show that the average thickness of the lamellae, here taken as 500 m, is not as critical as in examples 6a and 6b : thanks to weaker velocity contrasts in the top part of the lower crust, less energy is reflected at wide-angle and the Moho reflection remains prominent. The synthetic wide-angle sections are thus not that much different from the one obtained for model b. However, the synthetic normal incidence sections in c and d show an increase in the reflectivity with depth, with the Moho reflection being the most energetic arrival. As we do not recognize this feature on the VRL data, we eventually prefer model b, even if it is rather clear that many intermediate models would also be acceptable.

The case of the allochthonous Moho in the inner zone (refer to the wide-angle data, figure 2a, easternmost traces)

is only skimmed over in figure 7. It shows that a transitional shallow Moho, modelled as a gradient zone overlain by a few 500 m thick layers gives a dull reflection within a rather long wavetrain in the wide-angle synthetic section. Its normal incidence image is on the contrary quite clear, with distinct arrivals of reflected energy. It should be stressed however that we have no actual control on the velocity distribution neither within the shallow unit nor underneath.

VI. - TECTONIC IMPLICATIONS AND CONCLUSIONS

The first result of the wide-angle experiment was to demonstrate the Moho existence from the foreland to the root zone : even if the Moho reflectivity is variable, its topography is now well documented and this geometry is now to be taken into account in any structural reconstruction of the Alpine chain. No *Verschluckung*-like phenomenon can be observed.

In the external zone, we investigated different lower-crustal layerings by the computation of synthetic seismograms. A qualitative comparison with the VRL and wide-angle data shows that using both data sets brings more

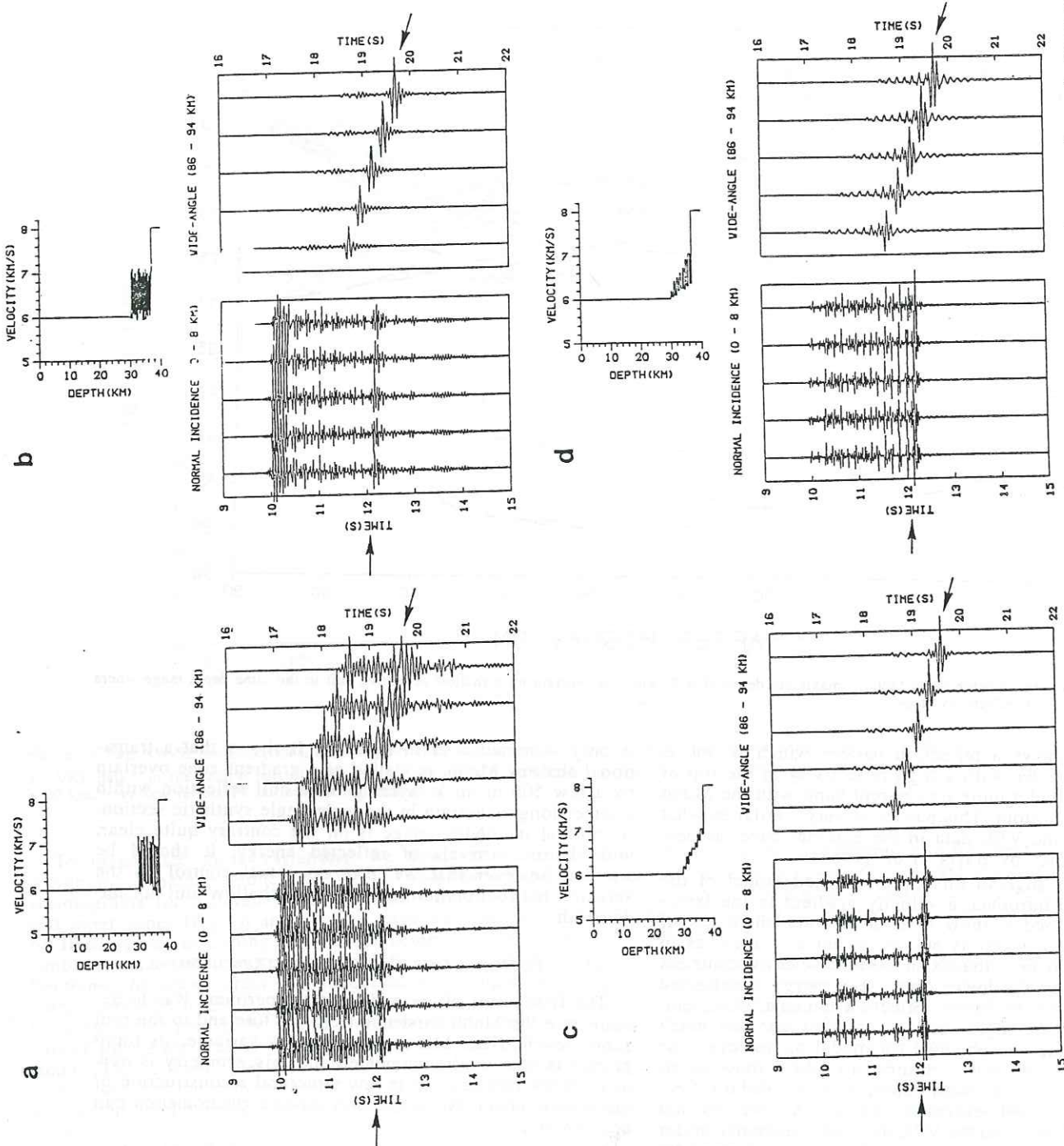


FIG. 6. - Four examples of deep-crustal velocity models for the autochthonous Moho in the external zone (fig. 2a, westernmost traces) and corresponding synthetic seismograms (left : normal incidence; right : wide-angle). Reflection from autochthonous Moho marked by arrows. Comparison with the wide-angle data show that model a - 250 m thick lamellae - can be excluded. Model b - 100 m thick lamellae - is acceptable. Models c and d - 500 m thick lamellae - with a velocity gradient -, although fitting the wide-angle data, produce a high-amplitude Moho reflection at normal incidence which is not observed on the vertical reflection data.

Mém. Soc. géol. Fr., 1990, n° 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, 1990, n° 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, 1990, n° 1.

an ilos

constraints, as already shown by Braile and Chiang [1986]. Our preferred model for the autochthonous Alpine lower crust is a heap of 100 m thick lamellae with velocities alternating between 6 km·s⁻¹ and 7 km·s⁻¹.

The relatively shallow reflector discovered beneath the Briançonnais zone has never before been mapped, although recent models of Alpine orogenesis involving a lithospheric flaking [Ménard and Thouvenot, 1984] already suggested such a feature. The seismic signature of the reflected wavelet indicates lower-crustal or upper-mantle material and, because the seismic signal is stretched and sustained, one could suspect this reflector to be actually a transition zone rather than a first-order discontinuity. When referring to VRL data, this reflector is shown to underlie a highly-reflective layer. In this aspect, it has a Moho-like behaviour: in stable areas where a layered lower crust is observed, it is now well-established that the Moho corresponds to the lower limit of the layering [Mooney and Brocher, 1987; Holbrook, 1988]. However, it should be stressed that the present data does not give us any control on the actual velocity distribution neither within the reflective unit nor underneath.

The connection of this unit to the *Ivrea body*, locally reached in our experiment under the Sesia massif, is un-

likely because of the depth difference of nearly 20 km between the two reflectors. Linking it to the Po plain Moho – which would make the *Ivrea body* a detached mantle unit – would be more plausible. This idea should however be dropped if we consider the very different character of the wavelet reflected from the two reflectors – dull for the Briançonnais Moho and sharp for the hinterland Moho.

Thus, the Moho picture of the western Alps gained both in sharpness and complexity since four segments at least now have to be considered: deep autochthonous Moho, Briançonnais Moho, *Ivrea body* and Po plain Moho. This makes the reconstruction puzzle more constrained but also more complicated.

As a whole, the fan layout of the experiment proved successful in detecting very deep reflections. The VRL, equipped with 10-Hz geophones [Damotte, 1990], was able to provide information on upper and mid-crustal reflectors but had difficulties in finding out the deep Alpine Moho east of the ECM's. Uniting vertical reflection profiling with the more versatile wide-angle reflection method therefore provides the sort of complementary information required to determine the deep structure of such complex orogens as the Alpine chain.

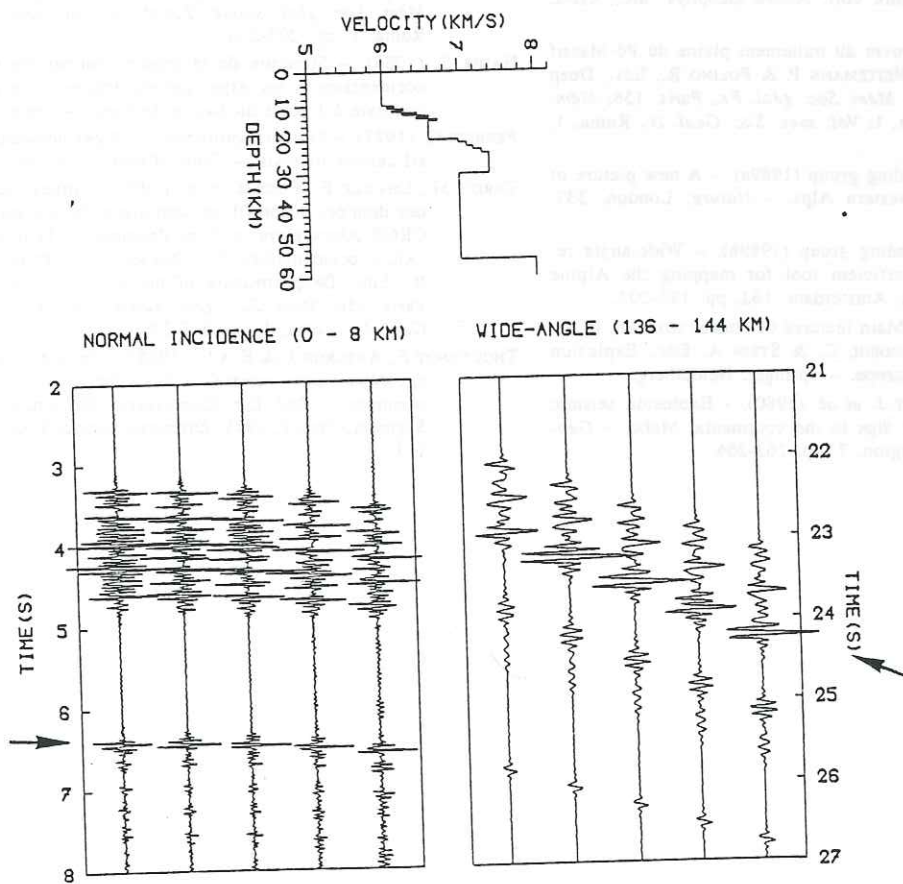


FIG. 7. - An example of deep-crustal velocity model for the inner zone (fig. 2a, easternmost traces) and corresponding synthetic seismograms (left: normal incidence; right, wide-angle). Reflection from allochthonous Moho marked by arrows.

Mém. Soc. géol. Fr., 1990, n° 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, 1990, n° 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, 1990, n° 1.

References

- Alpine Explosion Seismology Group, Reporter : H. MILLER (1976). – A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps, 1975. I : First results. – *Pure appl. Geophys.*, Basel, 114, pp. 1109-1130.
- BAYER R., CAZES M., DAL PIAZ G.V. *et al.* (1987). – Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, pp. 1461-1470.
- BOUCHON M. (1981). – A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. – *Bull. Seism. Soc. Am.*, Berkeley, 71, pp. 959-971.
- BRAILE L.W. & CHIANG C.S. (1986). – The continental Mohorovicic discontinuity : results from near-vertical and wide-angle reflection studies. In : M. BARAZANGI and L. BROWN Eds., *Reflection seismology : a global perspective*. – *AGU Geodynamic Series*, Washington, 13, pp. 257-272.
- CHOUDHURY M., GIESE P. & DE VISINTINI G. (1971). – Crustal structure of the Alps : some general features from explosion seismology. – *Boll. Geofis. Teor. Appl.*, Trieste, 13, pp. 211-240.
- CLOSS H. & LABROUSTE Y. (1963). – Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960. – *Mémoire coll. Année Géophys. int.*, XII-2, CNRS, Paris.
- DAMOTTE B. (1990). – Mise en œuvre du traitement plaine du Pô-Massif central. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., *Deep structure of the Alps*. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 65-76.
- ECORS-CROP Deep seismic sounding group (1989a). – A new picture of the Moho under the western Alps. – *Nature*, London, 337, pp. 249-251.
- ECORS-CROP Deep seismic sounding group (1989b). – Wide-angle reflection seismics : an efficient tool for mapping the Alpine Moho. – *Tectonophysics*, Amsterdam, 162, pp. 193-202.
- GIESE P. & PRODEHL C. (1976). – Main features of crustal structure in the Alps. In : GIESE P., PRODEHL C. & STEIN A. Eds., *Explosion seismology in central Europe*. – Springer, Heidelberg.
- HIRN A., DAIGNIÈRES M., GALLART J. *et al.* (1980). – Explosion seismic sounding of throws and dips in the continental Moho. – *Geophys. Res. Lett.*, Washington, 7, pp. 263-266.
- HIRN A., DAMOTTE B., TORREILLES G. *et al.* (1987). – Crustal reflection seismics : the contribution of oblique, low frequency and shear wave illuminations. – *Geophys. J.R. astr. Soc.*, Oxford, 89, pp. 287-296.
- HOLBROOK W.S. (1988). – Wide-angle seismic studies of crustal structure and composition in Nevada, California and southwest Germany. – Ph.D. thesis, Stanford Univ.
- LABROUSTE Y., BALTENBERGER P., PERRIER G. & RECQ M. (1968). – Courbes d'égale profondeur de la surface de Mohorovicic dans le sud-est de la France. – *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 266, pp. 1530-1533.
- MÉNARD G. & THOUVENOT F. (1984). – Ecaillage de la lithosphère européenne sous les Alpes occidentales : arguments gravimétriques et sismiques liés à l'anomalie d'Ivrea. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 5, pp. 147-156.
- MOONEY W.D. & BROCHER T.M. (1987). – Coincident seismic reflection/refraction studies of the continental lithosphere : a global review. – *Rev. Geophys.*, Washington, 25, pp. 723-742.
- MUGNIER J.-L., GUELLEC S., MÉNARD G. *et al.* (1990). – Crustal balanced cross-sections through the external Alps deduced from the ECORS profile. In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., *Deep structure of the Alps*. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 203-216.
- NADIR S. (1988). – Structure de la croûte continentale entre les Alpes occidentales et les Alpes ligures. Ondes S dans la croûte continentale à l'ouest du bassin de Paris. – Thèse, Univ. Paris.
- PERRIER G. (1973). – Structure profonde des Alpes occidentales et du Massif central français. – Thèse d'Etat, Univ. Paris.
- TARDY M., DEVILLE E., FUDRAL *et al.* (1990). – Interprétation structurale des données du profil de sismique réflexion profonde ECORS-CROP Alpes entre le front Pennique et la ligne du Canavese (Alpes occidentales). In : ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds., *Deep structure of the Alps*. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, Paris, 156; *Mém. Soc. géol. suisse*, Zürich, 1; *Vol. spec. Soc. Geol. It.*, Roma, 1, pp. 217-226.
- THOUVENOT F., ANSORGE J. & EVA C. (1985). – Deep structure of the western Alps : new constraints from the EGT-S 1983 seismic experiment. – 2nd Eur. Geotraverse Workshop : the Southern Segment, Venice, 1985, European Science Foundation, pp. 109-113.

THESE de DOCTORAT
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
de GRENOBLE

Titre de l'ouvrage:

LES REFLECTEURS DU CHEVAUCHEMENT PENNIQUE
(PROFIL ECORS ALP1):
UNE ANALYSE CRITIQUE DES DONNEES
VIBROSISMQUES.

Auteur: Guy SENECHAL

Etablissement: Observatoire de Grenoble, Institut de
Recherche Interdisciplinaire de Géologie et de Mécanique.

RESUME

Nous analysons en détail le traitement des données vibrosismiques du profil ECORS ALP1 acquises et traitées en 1986 par C.G.G. Ce travail concerne tout particulièrement les deux bandes de réflecteurs à pendage est bien visibles sur la section sismique.

Dans un premier temps, cette étude porte sur la détermination et l'interprétation des corrections statiques et dynamiques. L'utilisation d'une migration partielle avant sommation nous a conduits à estimer le plus soigneusement possible le modèle de vitesse. Celui-ci, de même que celui déterminé par une autre méthode sous la zone altérée, ne font pas apparaître de zone à forte vitesse. Les réflecteurs du chevauchement pennique ne peuvent donc pas être associés à la présence de matériaux d'origine profonde. Nous présentons en fin de cette première partie une migration géométrique du pointé obtenu. Le manque de contraintes sur le modèle de vitesse et l'absence de réflexions près de la surface ne permettent pas de corréler sans ambiguïté les différentes bandes de réflecteurs avec les contacts majeurs visibles en surface.

Dans un second temps, nous proposons différents traitements concernant le choix de la ligne moyenne (slalom line) et la position réelle des points de réflexion. Il ressort de cette étude que les événements pentés visibles sur les sections correspondent plus vraisemblablement à des diffractations sur des zones de chevauchement hétérogènes qu'à des réflexions sur des plans inclinés. Nous présentons, pour conclure et à titre de comparaison, la migration du pointé de la section du profil ECORS PYRENEES, où apparaissent de nombreuses zones diffractantes dans la partie supérieure de la croûte ibérique et à l'aplomb de la faille nord pyrénéenne.

MOTS-CLES

Alpes; chevauchement pennique; pendage; sismique réflexion verticale; migration; vibrosismique; couverture multiple; Pyrénées