



HAL
open science

Déformations et déplacements des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse

Réjane Arpin

► **To cite this version:**

Réjane Arpin. Déformations et déplacements des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1988. Français. NNT : . tel-00444234

HAL Id: tel-00444234

<https://theses.hal.science/tel-00444234v1>

Submitted on 6 Jan 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.

TS 88/GRE1/0001

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 : SCIENCES DE LA TERRE

Spécialité : Géophysique Interne

par

Réjane ARPIN



0520218597

SUJET

DEFORMATIONS ET DEPLACEMENTS
DES MASSIFS SUBALPINS
DE VERCORS ET CHARTREUSE



Soutenu le 12 Janvier 1988 devant la Commission d'Examen

MM. P. VIALON	Professeur Univ. Grenoble	Président
J.-P. GRATIER	Physicien d'Observatoire Univ. Grenoble	Directeur de Thèse
M. TARDY	Professeur Univ. Chambéry	
F. THOUVENOT	Assistant Univ. Grenoble	Rapporteurs
G. PERRIER	Professeur Univ. Grenoble	
J.-L. MUGNIER	Chargé de Recherche Univ. Grenoble	Examineur

180/125

AVANT-PROPOS

A l'issue de cette étude, je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à l'achèvement de ce travail.

Jean-Pierre Gratier m'a accueillie dans l'équipe Tectonophysique lors de mon DEA et m'a renouvelé sa confiance pour la réalisation de cette thèse qu'il a suivie avec attention. Je lui exprime ici toute ma gratitude.

Depuis de nombreuses années, les travaux et les idées de Gilles Ménard ont influencé les recherches de l'équipe Tectonophysique. Je le remercie de m'en avoir fait bénéficier.

Sans l'aide précieuse de François Thouvenot, je n'aurais pu mener à bien le traitement de mes données géophysiques.

Je tiens à remercier Pierre Vialon qui m'a fait l'honneur de présider mon jury,

Guy Perrier qui a eu la gentillesse de corriger mes équations,

Marc Tardy et Jean-Louis Mugnier qui ont accepté de juger ce travail.

Toute ma reconnaissance ira à Robert Guiguet pour son soutien logistique pendant les expériences de sismologie "in situ", ainsi qu'à Brigitte Biberon, Jean-François Gamond, Yves Garnier et à toutes les personnes qui ont eu la gentillesse de m'accompagner sur le terrain malgré des conditions météorologiques souvent défavorables.

Je remercie également Monsieur Savarino, Directeur des carrières de la Buisse et de Sassenage, pour son aimable coopération.

Enfin, une pensée amicale ira à Marie-Claire qui a assuré la frappe de cet ouvrage.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION

Première partie METHODES D'EQUILIBRAGE ET DE RESTAURATION DES STRUCTURES GEOLOGIQUES

I	PRINCIPE DES COUPES EQUILIBREES	3
	1 - Introduction	3
	2 - Choix du plan de coupe	3
	3 - Principe de base	4
	4 - Définition des grandeurs de référence	4
	5 - Choix de l'horizon repère	6
	6 - Calcul de la profondeur du plan de décollement par la méthode de la surface en excès	6
II	MODELISATION GEOMETRIQUE DES STRUCTURES EN ZONE DE CHEVAUCHEMENT	9
	1 - Définition et géométrie de la surface de chevauchement	9
	2 - Les relations plis/chevauchements	12
	A - Pli de rampe : "Fault bend fold"	
	B - Pli ébauché par le chevauchement et accentué par sa propagation vers la surface	
	C - Pli lié à un décollement	
	3 - Structures au mur et au toit d'un chevauchement	13
	4 - Séquence de propagation sur les failles	19

A - Propagation sur plan de décollement unique	
B - Propagation avec plusieurs plans de décollement	
C - Propagation avec rétrochevauchements : "back thrust"	
5 - Les associations	22
6 - Influence de la géométrie initiale sur la déformation ultérieure d'une structure -cas de l'inversion structurale-	24
7 - Relations entre unités et surfaces chevauchantes	25

III TECHNIQUE MISE EN OEUVRE : LA CONSTRUCTION DES COUPES EQUILIBREES	28
--	----

IV COMPATIBILITE DEFORMATION/DEPLACEMENT ET RESTAURATION D'UNE SURFACE PLISSEE ET FAILLEE	31
1 - Principe de la méthode de restauration d'un secteur à déformation interne hétérogène	31
2 - Calcul des valeurs et trajectoires de déformation sur des structures plissées et faillées	32
3 - Etablissement de la grille déformée et de la grille initiale	33
4 - Détermination de la déformation verticale	35

Deuxième partie ACQUISITION DE DONNEES GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES

I METHODES D'ACQUISITION DES DONNEES	37
Introduction	
1 - Apport de la géologie	37
2 - La géophysique : méthodologie de la sismologie expérimentale	38
A - Principes	

- B - Interprétation
 - a - les premières arrivées réfractées
 - b - les phases réfléchies
- C - Conclusions

II PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU DOMAINE ETUDIE	47
III LES DONNEES GEOLOGIQUES EXISTANTES	49
1 - Les massifs subalpins dauphinois : Vercors et Chartreuse	49
A - La stratigraphie	
a - les épaisseurs stratigraphiques	
b - les niveaux de décollement	
c - les horizons repères	
B - Analyse structurale	
a - la Chartreuse	
- les failles	
- les plis	
b - le Vercors	
- les failles miocènes	
- les plis miocènes	
c - la direction de déplacement	
C - Relations avec les massifs cristallins externes	
2 - Le Diois et les Baronnies	65
IV LES DONNEES GEOPHYSIQUES	68
1 - Synthèse des données existantes	68
A - Le Bas Dauphiné	
B - Les massifs subalpins	

4 - Géométrie de l'état antérieur aux phases de compression	114
5 - Conclusions	115

II COMPATIBILITE DEFORMATION DEPLACEMENT ET RESTAURATION DES MASSIFS SUBALPINS..... 117

1 - Etablissement de la grille déformée et de la grille non déformée	117
2 - Etablissement des cartes de déplacements finis	121
A - La phase pyrénéo provençale	
B - La phase alpine	
3 - Liaison déplacement couverture/déplacement socle	128
A - Déplacement de Belledonne	
B - Compatibilité avec les données magnétiques	
C - Transition Belledonne-Pelvoux	
4 - Limites et précisions des résultats	130
5 - Calcul de la déformation verticale	131
6 - Conclusions	133

III CONCLUSIONS 135

INTRODUCTION

Les Massifs subalpins du Vercors et de la Chartreuse, constituent l'avant-pays d'une chaîne de collision.

Ils sont situés près de la terminaison occidentale de la chaîne alpine, entre un domaine à l'Ouest que l'on peut considérer comme stable, le Massif Central et sa prolongation sous le Bas Dauphiné, et un domaine à l'Est constitué par les massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux chevauchant vers l'Ouest.

L'analyse de la déformation de cet avant-pays, réalisée sur un horizon stratigraphique particulier (dit horizon repère) a permis de reconstituer l'ensemble du champ de déplacement des parties mobiles par rapport aux parties fixes, et de restaurer cet avant-pays dans son état initial avant déformation.

Deux techniques ont été utilisées :

* La construction de coupes équilibrées permet à l'aide de modèles géométriques simples d'interpréter les structures en profondeur et de remonter à leur état initial, en définissant un chemin cinématique de la déformation dans le plan vertical.

* L'établissement de cartes de déformation finie, construites à partir des coupes géologiques permet la reconstitution des déplacements dans le plan horizontal.

Pour utiliser ces deux méthodes, un grand nombre de données tant géologiques que géophysiques, sont nécessaires. C'est la raison pour laquelle, en plus de la synthèse des données existantes, des expériences de sismique réflexion et réfraction ont été mises au point pour compléter les données géophysiques.

La thèse s'organise en trois parties :

* Une première partie, méthodologique , fait la synthèse des techniques d'équilibrage et de restauration des structures géologiques.

* La deuxième partie regroupe toutes les données géologiques (stratigraphie, structurale ...) et géophysiques (forages, profils sismiques...) acquises sur le domaine étudié (Vercors - Chartreuse).

* Enfin dans la dernière partie, la synthèse de toutes ces données a permis de définir un schéma de déformation cohérent, de construire des coupes équilibrées du Vercors et de la Chartreuse et de tester les compatibilités avec les massifs voisins (Diois et Baronnies).

PREMIERE PARTIE

METHODES D'EQUILIBRAGE
ET DE RESTAURATION DES
STRUCTURES GEOLOGIQUES

1 PRINCIPE DES COUPES EQUILIBREES

1 Introduction

Une coupe dite "équilibrée" est une coupe géologique qui respecte à la fois les données structurales et des règles géométriques simples, la plus importante de ces règles étant la conservation du volume des massifs rocheux au cours de la déformation.

Elle se construit à partir des données géologiques de surface mais il faut qu'elle intègre également les données sur les structures profondes.

Elliott (1983) donne une bonne définition d'une coupe équilibrée qui doit être à la fois "admissible et viable". On peut expliciter ainsi le sens de ces deux termes. La coupe est admissible si elle respecte le style structural de la zone étudiée et si elle intègre bien toutes les données disponibles comme par exemple le pendage des couches, l'épaisseur des séries, le branchement des failles, etc... Une coupe est "viable" si à partir de son état interprétatif, elle peut être "restaurée", c'est à dire que les couches peuvent être restituées dans leur état initial par dépliage (restauration) des structures plissées et faillées, ceci en respectant les quelques règles géométriques qui vont être détaillées ci-après.

2 Choix du plan de coupe

Dans le cas général pour qu'une coupe géologique puisse être restaurée, il faut que le plan de coupe soit compris dans le plan des deux directions principales de la déformation X et Z, et qu'il n'y ait pas de déformation suivant la troisième direction Y (on parle de déformation plane) (Ramsay 1967 ; Vialon et al., 1976).

Si les structures sont cylindriques, une coupe oblique par rapport à la direction de raccourcissement maximal peut-être dépliable, mais ce n'est plus possible quand les structures ne sont pas cylindriques (Elliott, 1983).

Il est donc important de connaître l'orientation des directions principales de la déformation X et Z à l'échelle bien sûr des coupes considérées. Ces orientations peuvent être déterminées par les méthodes classiques de l'analyse structurale mais aussi grâce à l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique de certaines formations (Rochette, 1983 ; Lamarche, 1987).

Dans certains cas particuliers, si les valeurs de déformation suivant Y sont précisément connues, on peut introduire une correction de changement de surface des coupes lors de leur dépliage, mais cela n'a pas été fait dans le cadre de cette étude.

3 Principe de base

Un postulat de base de la construction des coupes équilibrées est qu'une déformation tectonique se fait à volume constant à l'échelle de tout un massif (Goguel, 1965).

Pour l'étude d'une structure déformée, il faut donc commencer par estimer la taille du système clos pour les transferts de matière associés à la déformation, puisque certains types de fluage (dissolution-cristallisation) s'accompagnent de transferts de matière sur des distances variables qui peuvent être importantes (de l'échelle du grain à plusieurs hectomètres) (Gratier, 1984). L'application de la règle de conservation du volume doit être faite sur une taille de massifs suffisante à discuter pour chaque cas en fonction du type de déformation.

Les déformations internes des roches considérées peuvent avoir une influence sur les bilans géométriques. Ce cas a été discuté par Mugnier (1984) lorsque cette déformation interne s'est formée avant l'apparition des plis et des failles et qu'elle est plane et homogène. Ce cas n'a pas été considéré ici faute de valeur significative de déformation interne des roches étudiées.

Dans le cas général, on a donc considéré la déformation interne négligeable et la déformation plane dans le plan de la coupe. La conservation du volume se réduira alors à la conservation de la surface dans le plan de coupe entre état final et initial.

4 Définition des grandeurs de référence

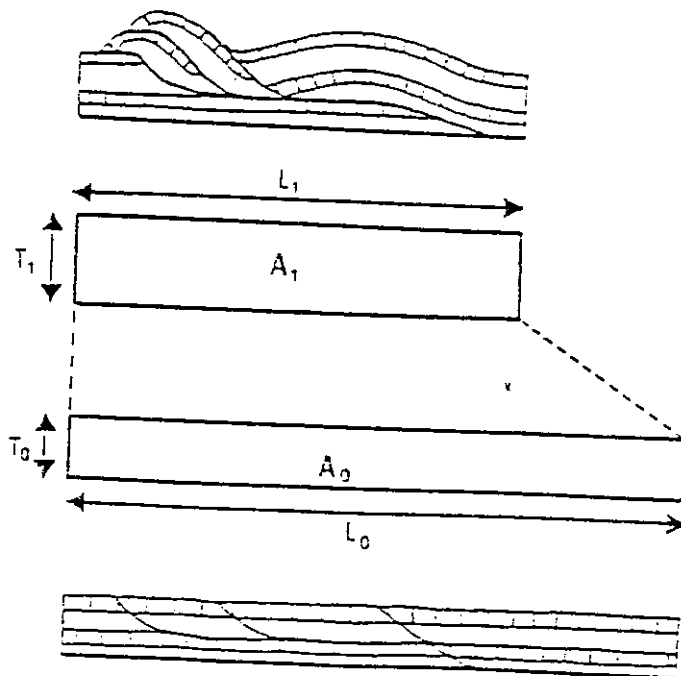


Figure 1 : Le principe de la conservation des surfaces (Mugnier, 1984).

T_0 et L_0 désignent respectivement l'épaisseur stratigraphique et la longueur initiale d'un niveau repère déterminé, A_0 la surface initiale de la coupe.

T_1 et L_1 désignent l'épaisseur structurale moyenne et la longueur de la coupe après déformation, A_1 la surface finale.

Par définition $A_0 = L_0 T_0$ et $A_1 = L_1 T_1$.

Si on applique le principe de la conservation de la surface $L_0 T_0 = L_1 T_1$

Grâce à cette relation, il est possible de calculer l'un des paramètres à partir des trois autres. Mais comme c'est souvent le cas, deux ou trois de ces paramètres n'apparaissent pas directement lors de la construction des coupes classiques. Il faut d'autres moyens pour les déterminer.

- * T_0 peut être déterminée par des études stratigraphiques détaillées dans les zones ayant conservé leur épaisseur initiale de couverture, ou par des forages dans l'avant-pays non déformé à condition de s'assurer qu'il n'y a pas de variation latérale d'épaisseur.
- * T_1 peut être estimée grâce à des forages ou à des profils sismiques dans la zone étudiée.
- * L_0 se détermine en mesurant la longueur de l'horizon repère plissé, faillé, à l'aide d'un curvimètre. La géométrie de cet horizon est souvent précisée par des études sismiques (mise en évidence de redoublement tectonique).

La connaissance de L_0 et L_1 permet de calculer le raccourcissement ΔL , $\Delta L = L_1 - L_0$, l'extension e avec $e = (L_1 - L_0) / L_0$, ainsi que l'extension quadratique $\lambda = (L_1 / L_0)^2$.

Si les plis sont des plis concentriques isopaques, il suffit d'assurer la conservation des longueurs des niveaux compétents entre état final et état initial (Dahistrom, 1969) (fig. 2).

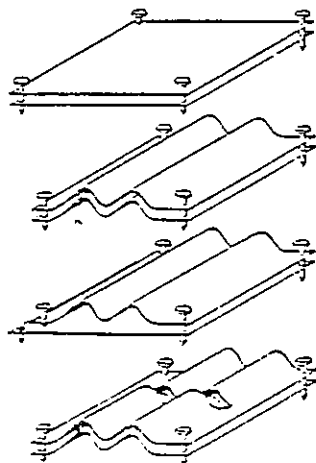


Figure 2 : Principe de la conservation des longueurs des couches compétentes lorsque les plis sont des plis concentriques isopaques (d'après Dahistrom, 1969).

5 Choix de l'horizon repère

Tous les paramètres cités précédemment peuvent être reliés à un horizon particulier dit horizon repère. Ce niveau a certaines caractéristiques :

- Il doit être relativement bien représenté à l'affleurement, ceci pour une meilleure estimation de la longueur initiale L_0 .
- Il doit avoir une certaine compétence. Son épaisseur ne doit pas varier au cours de la déformation. Théoriquement cet horizon doit être strictement dépliable comme l'est par exemple une feuille de papier froissé que l'on peut repasser.

Les calcaires massifs seront choisis préférentiellement aux horizons marneux, considérés comme incompetents et susceptibles d'être des niveaux de décollement potentiels et le siège de déformations internes.

6 Calcul de la profondeur du plan de décollement par la méthode de la surface en excès (Goguel, 1965 ; Hossack, 1976)

Comme bien souvent T_0 l'épaisseur stratigraphique et T_1 l'épaisseur structurale moyenne se sont pas connues, le bilan des surfaces totales dans le plan de la coupe n'est plus possible à réaliser. Il existe toutefois une méthode qui permet, à partir de la géométrie de l'horizon repère déformé, de calculer la position du plan sur lequel s'est décollée la série. Cette méthode implique de connaître parfaitement la géométrie de l'horizon repère à la fois dans l'état final et dans son état initial. Cet état initial n'étant jamais exactement connu en géologie, on admet généralement que cet état initial est représenté par les portions de coupe où l'horizon repère est resté horizontal.

La méthode s'applique bien quand la zone déformée (plissée/faillée) est située entre deux zones non déformées (couches horizontales) : anticlinal ou train de plis (Goguel, 1983).

On définit alors la notion de surface en excès ou surface transférée, qui est la surface comprise entre la position actuelle du niveau repère et sa position initiale présumée.

Le calcul du raccourcissement horizontal ΔL ($\Delta L = L_1 - L_0$) et la mesure de cette surface transférée permettent le calcul de la position du plan de décollement, en respectant la règle de conservation du volume au cours de la déformation (Fig. 3).

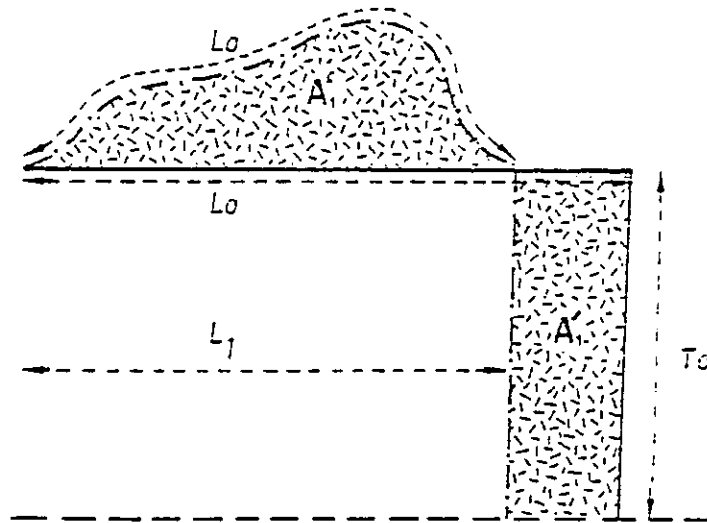


Figure 3 : Surface transférée durant la déformation (Mugnier, 1984).

L_1 = longueur finale

A'_1 = surface transférée

L_0 = longueur initiale

T_0 = profondeur du plan de décollement

En travaillant sur l'ensemble de la coupe, on obtient ainsi un seul point pour le plan de décollement. Mais si la coupe est divisée en segments (dont la longueur correspond au minimum à une longueur d'onde de pli) par itérations successives en intégrant pour chaque segment le raccourcissement et la surface en excès du segment précédent, on obtient plusieurs points définissant le profil du plan de décollement (fig. 4).

Le calcul de la surface transférée et du plan de décollement peut se faire aisément sur ordinateur après avoir numérisé la géométrie de la coupe (Mugnier, 1984 ; Arpin, 1984).

Williams (1984) a montré qu'il était possible de calculer la position du plan de décollement même si celui-ci était incliné.

La précision sur la position du plan de décollement est surtout fonction de la précision sur le raccourcissement et donc sur L_0 mais aussi de la précision sur la surface transférée.

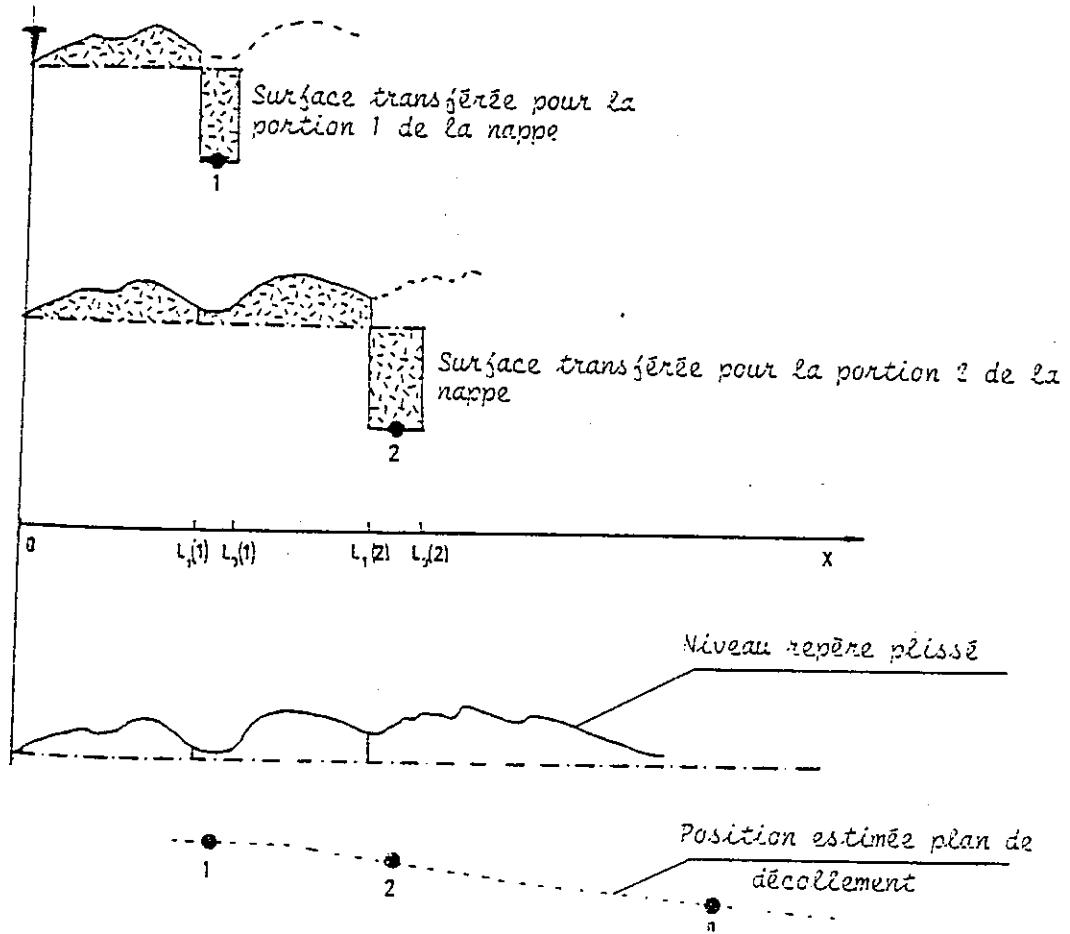


Figure 4 : Estimation de la position du plan de décollement par la méthode de la surface transférée appliquée à des segments de coupes (d'après Mugnier, 1984).

II MODELISATION GEOMETRIQUE DES STRUCTURES EN ZONE DE CHEVAUCHEMENT

Les premières études dans le sens d'équilibrage des coupes, ont été réalisées dans les Montagnes Rocheuses et dans les Appalaches.

Ces études ont été menées parallèlement à des campagnes de prospection pétrolière. Des données de forages et de sismique sont venues compléter les nombreuses données géologiques de surface (Dahlstrom, 1970).

Depuis de nombreux modèles respectant le principe de la conservation des surfaces ont été créés pour expliquer la formation des zones plissées. (fig.5)

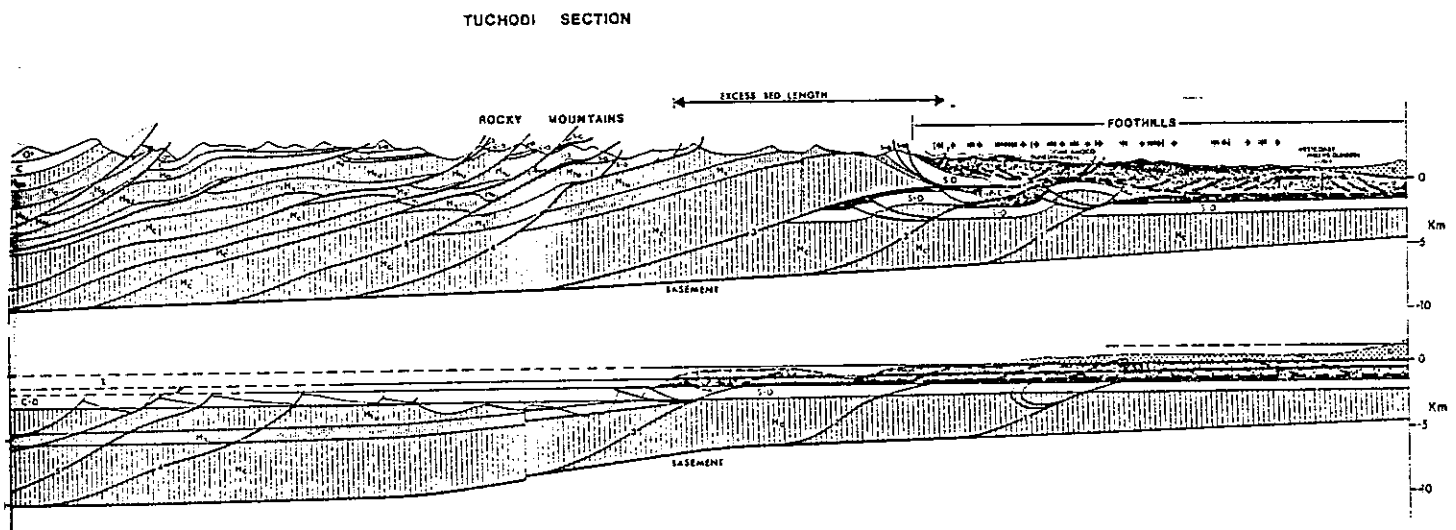


Figure 5 : Coupe équilibrée dans les Montagnes Rocheuses (Thompson, 1981).

1 Définition et Géométrie de la surface de chevauchement

"Le chevauchement est le processus selon lequel un volume rocheux d'âge relativement ancien se déplace sur un autre relativement plus jeune suivant une surface horizontale ou voisine de l'horizontale", où se produit un glissement (Graham et al., 1987). Selon Bally (1984), cette surface peut être un niveau soit de décollement qui traduit un glissement au sein de la série sédimentaire, soit de délamination qui traduit un détachement au niveau du socle.

De nombreuses observations des surfaces de chevauchement ont conduit à la notion de plan de décollement en "marches d'escalier". Le glissement se fait vers les niveaux supérieurs par l'intermédiaire de failles parallèles à la stratification reliées entre elles par des failles obliques à la stratification (l'angle est d'environ 30°). Les termes anglo-saxons respectifs sont flat et ramp que l'on peut traduire par plat ou palier et rampe. Les paliers sont en général parallèles au plan de stratification (mais peuvent être parallèles au plan de schistosité, de foliation...) et se situent dans les niveaux incompetents de la série, alors que les rampes recoupent obliquement les formations compétentes par suite d'un blocage du glissement sur le palier et rupture du niveau plus raide sus-jacent. (fig.6)

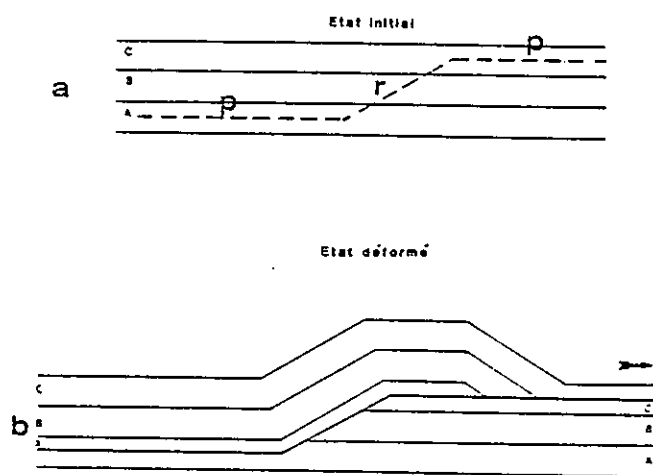


Figure 6 : Géométrie de la surface de chevauchement en "marches d'escalier" et déformation associée (d'après Graham et al., 1987). Les formations A, B, C sont respectivement incompetente, compétente, incompetente.

a - état initial avec en pointillé le futur tracé du chevauchement.

b - état final avec l'anticlinal de rampe.

r = rampe

p = palier

En même temps, le chevauchement provoque un raccourcissement horizontal de la série par superposition de terrains au dessus de la rampe. Il y a alors création d'une antiforme au dessus de la rampe.

Une succession de rampes à des niveaux différents de la série induit la formation d'anticlinaux à l'aplomb des rampes séparés par des synclinaux apparents (Dahlstrom, 1969).

La partie située au dessus du chevauchement est nommée "hangingwall" ou toit du chevauchement, celle située juste au dessous "footwall" ou mur du chevauchement. La fig.7 montre les relations entre les différentes parties d'une surface de chevauchement et les couches affectées par ce chevauchement, avec les notions importantes de palier et de rampe, de mur et de toit.

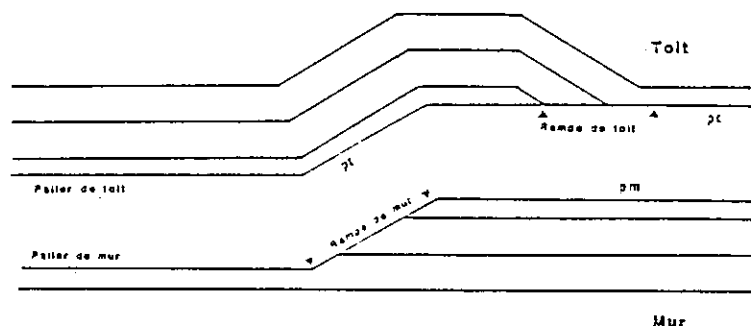
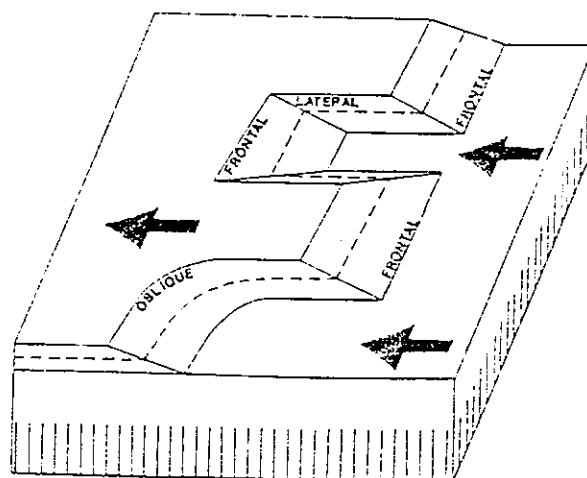


Figure 7 : Les relations entre les différentes parties de la surface de chevauchement et les couches affectées par ce chevauchement (d'après Graham et al., 1987).

L'intérêt de cette différenciation est qu'elle permet la reconstitution des parties manquantes lorsque les conditions d'affleurements ou l'amplitude du chevauchement, sont telles qu'elles ne permettent pas d'avoir une vision d'ensemble du chevauchement.

Les rampes se classent en fonction de leur orientation par rapport à la direction de transport en rampes frontales, latérales et obliques (Fig. 8).

Figure 8 : Nomenclature des rampes définie en fonction de leur orientation par rapport à la direction de transport, indiquée par les flèches (d'après Butler, 1982).



Morley (1983) a établi une classification des terminaisons de chevauchement selon que celui-ci est aveugle "buried thrust front" ou émergent "emergent thrust front".

2 Les relations plis/chevauchements

Des analyses nombreuses ont permis de classer les plis liés à des chevauchements en trois familles importantes, selon que le pli est ébauché avant ou par le chevauchement.

On distingue donc :

- 1) Le pli de rampe crée par le passage sur la rampe, illustré par le modèle des kinks de Suppe (1983) (fig.9) : fault bend fold.
- 2) Le pli crée par le chevauchement en profondeur et accentué quand le déplacement sur la faille augmente (fig.14) : fault propagation fold.
- 3) Le pli lié à un simple décollement parallèle à la stratification. (fig.16) : detachment fold.

A - Pli de rampe : "Fault bend fold"

Le modèle des kinks explique la formation d'un tel pli (fig.9).

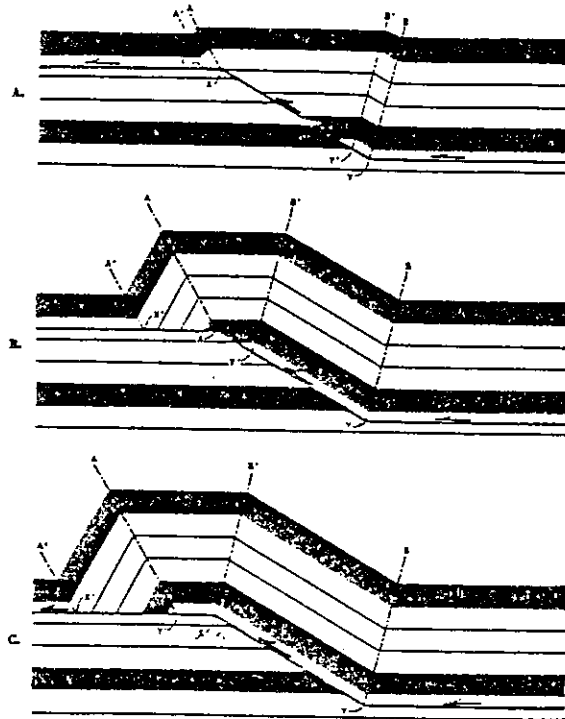


Figure 9 : Le développement cinématique d'un pli en kink provoqué par le passage des couches sur la rampe (Suppe et Namson, 1979).

En effet la méthode de Suppe permet de modéliser la formation des plis par le déplacement sur la faille en conservant longueurs et surfaces entre état initial et état final.

Un changement de pendage ϕ de la rampe provoque la formation d'un pli d'angle interflanc axial γ déterminé. Suppe a seulement traité le cas où l'épaisseur des couches reste constante à travers le pli. (fig.10)

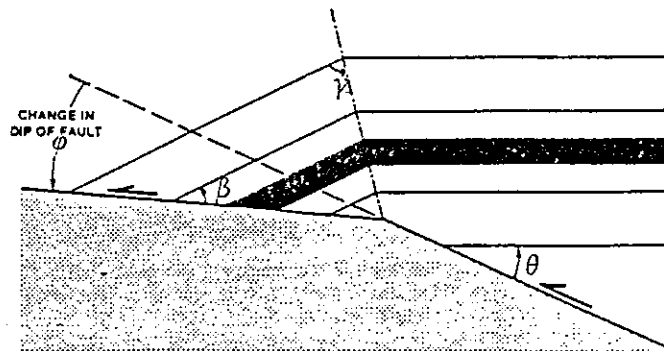


Figure 10 : Géométrie d'un pli de rampe (d'après Suppe, 1979).

- Avec
- ϕ = angle de changement de pendage de la rampe
 - θ = pendage initial de la rampe
 - γ = angle interflanc axial
 - β = nouvel angle entre la rampe et la stratification

Si θ désigne l'angle que fait la rampe avec la stratification, la relation liant ϕ , θ et γ s'écrit :

$$(1) \phi = \text{tg}^{-1} \frac{-\sin(\gamma - \theta) [\sin(2\gamma - \theta) - \sin \theta]}{\cos(\gamma - \theta) [\sin(2\gamma - \theta) - \sin \theta] - \sin \gamma}$$

cette équation peut se traduire sous forme d'abaques. (fig.11)

Le nouvel angle entre la faille et la stratification est β avec :

$$(2) \beta = \theta - \phi + (180^\circ - 2\gamma) = \theta - \phi + \delta$$

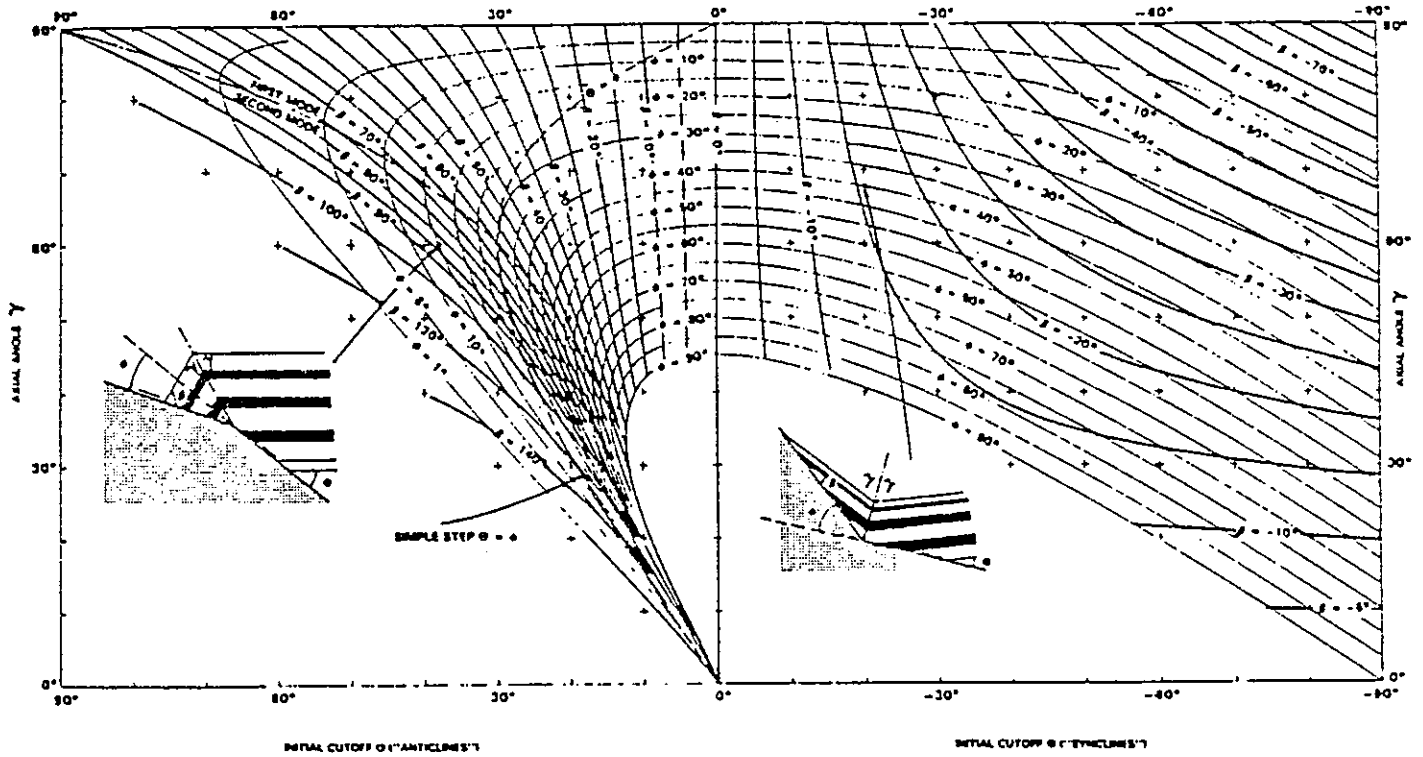


Figure 11 : \(\lambda\) baques traduisant les relations entre l'angle \(\gamma\) l'angle \(\theta\), l'angle \(\phi\) et le nouvel angle de recouvrement \(\beta\). Ces abaques sont données pour un anticlinal et un synclinal (Suppe, 1983).

Dans le cas général, les paliers sont parallèles à la stratification qui est horizontale d'où $\phi = \theta$ l'équation (1) se réduira alors à (3).

$$(3) \phi = \text{tg}^{-1} [\sin 2\gamma / (1 + 2\cos^2 \gamma)]$$

Cette équation permet à partir de la géométrie du pli de reconstituer la forme de la rampe et réciproquement.

Les équations (1) et (3) conduisent à 2 solutions pour la valeur de γ ce qui se traduit géométriquement par 2 modes (fig.12). Le premier mode induit de faibles variations du déplacement, tandis que pour le deuxième il existe une atténuation importante du mouvement.

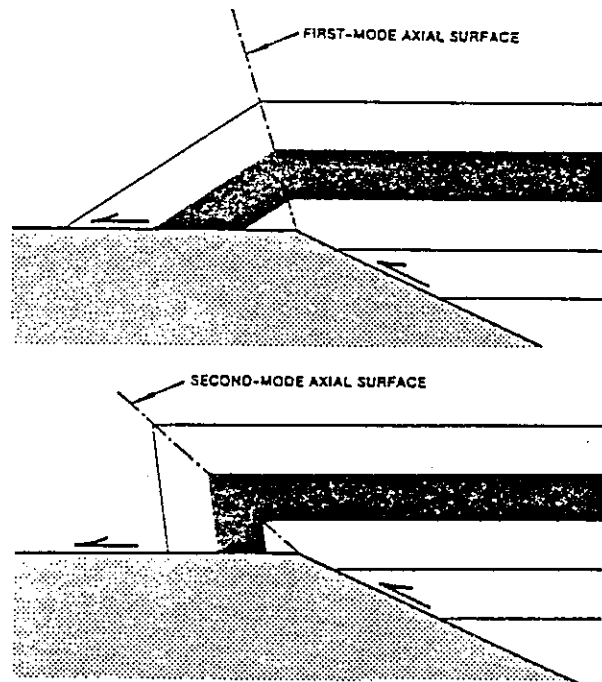


Figure 12 : Les 2 modes géométriques possibles pour un pli où : $\phi = \theta = 25^\circ$ (Suppe et Namson, 1979).

Jamison (1987) a traité le cas où l'on observait des variations d'épaisseurs du flanc inverse (fig.13). γ est fonction de θ mais aussi de l'amincissement ou de l'épaississement du flanc inverse.

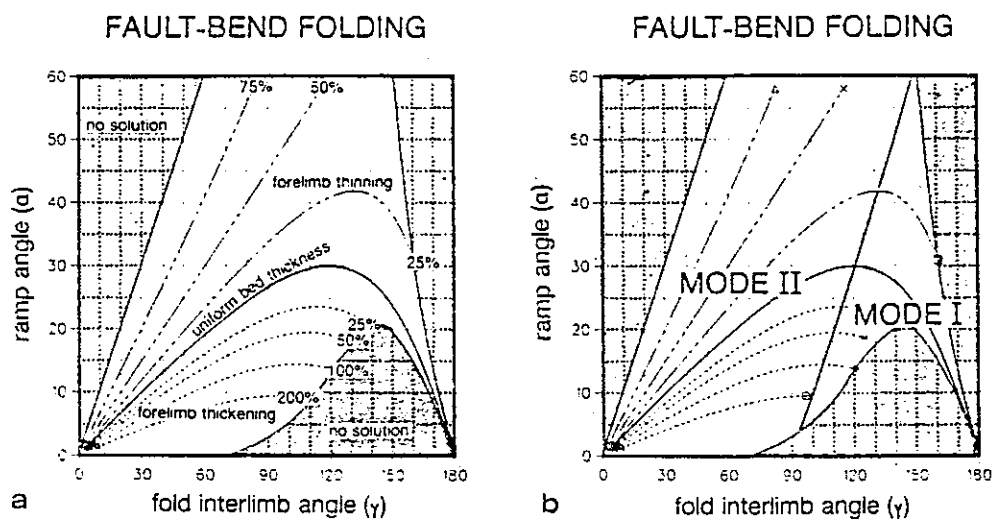


Figure 13 : Graphiques montrant les relations entre l'angle axial γ et l'angle de la rampe avec la stratification α (a) et domaine de définition des modes I et II (b), dans le cas où l'épaisseur du flanc inverse varie (Jamison, 1987).

B - Pli ébauché par le chevauchement et accentué par sa propagation vers la surface

Le terme anglo-saxon correspondant est "fault propagation fold" (Jamison, 1987).

L'angle axial γ est également fonction de l'angle θ que fait la rampe avec la stratification et de la valeur de l'amincissement ou de l'épaississement du flanc inverse. On peut également construire des abaques à partir de la relation liant γ à θ (fig.14). Par exemple pour un angle θ de 25° γ varie de 21° à 105° . S'il n'y a pas de variation d'épaisseur $\gamma = 67^\circ$. Plus l'amincissement est important est plus γ est petit, par contre si le flanc inverse est épaissi γ a des valeurs supérieures à 67° .

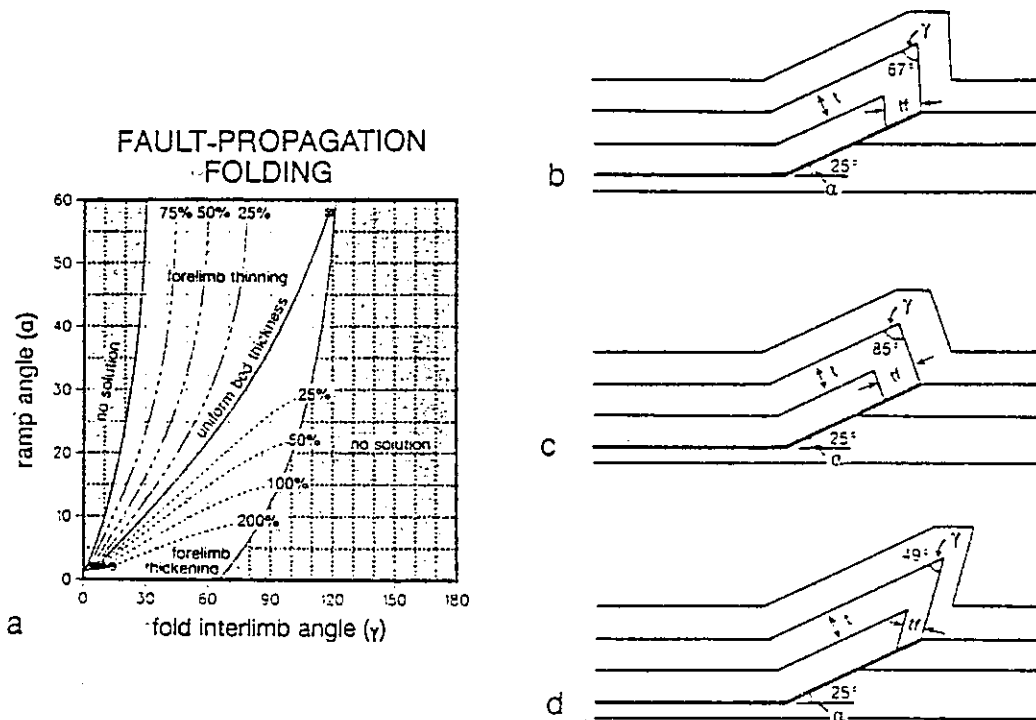


Figure 14 : Les plis initiés par le chevauchement en profondeur = "fault propagation folds" (Jamison, 1987).

a - abaques montrant les relations entre γ (angle axial) et α (angle de la rampe) lorsque l'épaisseur du flanc inverse varie .

b - pli sans variation d'épaisseur du flanc inverse $\gamma = 67^\circ$

c - épaississement du flanc inverse $\gamma = 85^\circ$

d - amincissement du flanc inverse $\gamma = 49^\circ$

Dans le cas général, ce style de pli se développe dans les zones d'amortissement des chevauchements.

Si le chevauchement se poursuit, toujours selon la direction de transport par l'intermédiaire d'un palier : le pli situé au dessus de la rampe sera alors transporté sur ce nouveau plan de glissement "Transported fault propagation fold" (fig.15a)

La portion de pli en contact avec la faille aura sa géométrie modifiée, alors que la partie située en avant sera transportée passivement sans variation de l'angle axial γ : c'est la partie résiduelle (fig.15b). La partie de pli modifiée a en fait une géométrie de pli de rampe de mode II avec le même angle θ .

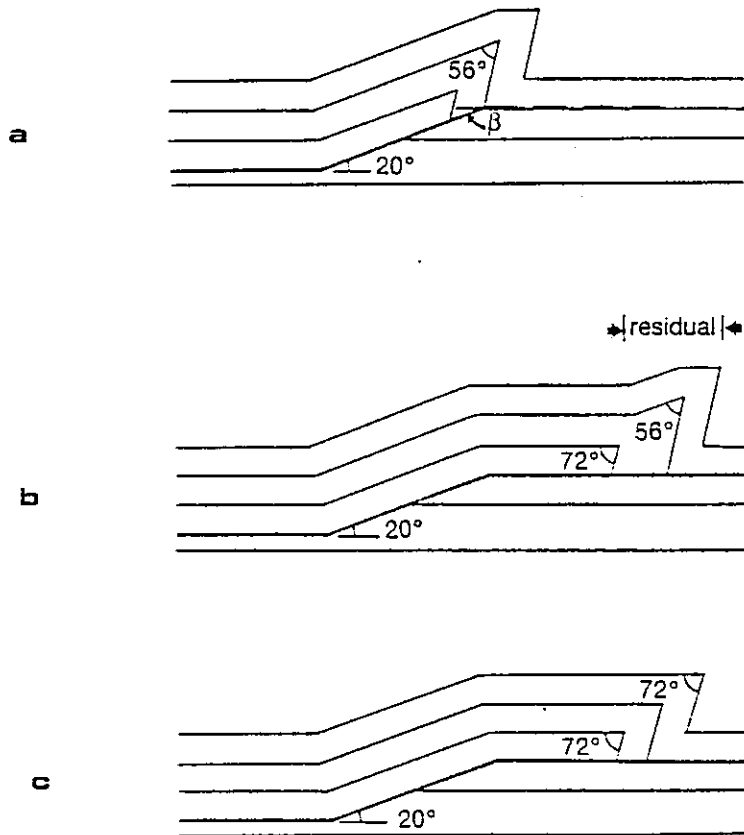


Figure 15 : Géométrie d'un pli transporté (Jamison, 1987).

- a - développement d'un palier parallèle à la stratification à l'avant du pli.
- b - géométrie du pli après son transport sur ce palier. La partie non déformée dite "résiduelle" est indiquée par les deux flèches.
- c - pli de mode II (Suppe, 1983).

C - Pli lié à un décollement

Le décollement est plan et parallèle à la stratification. A l'inverse des plis précédents, la valeur de θ n'est pas fixe, elle change au fur et à mesure que le pli se développe. En effet le rapport a/f avec f constant augmente quand le pli s'accroît en même temps que l'angle axial γ diminue (fig.16a et b).

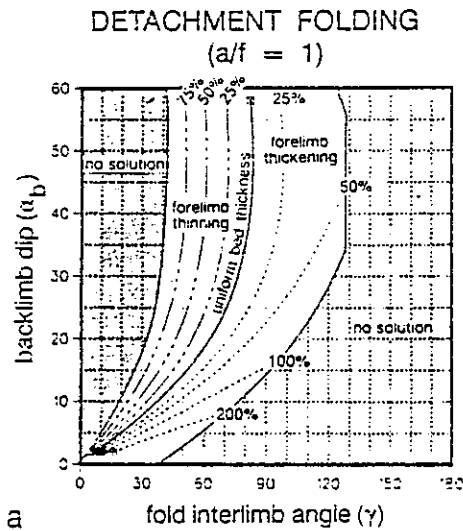
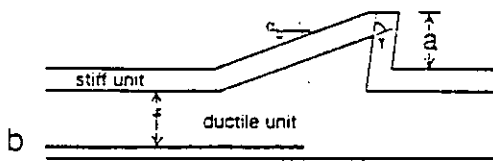


Figure 16 : Pli de détachement (Jamison, 1987).

a - graphique montrant les relations entre le pendage du flanc normal α_b et l'angle axial γ

b - géométrie d'un tel pli avec a hauteur du flanc inverse et f épaisseur de la couche ductile.



3 Structures au mur et au toit d'un chevauchement

Les trois modèles précédents montrent que la seule déformation liée au glissement sur une faille est la formation d'un anticlinal au toit.

D'autres auteurs (Cooper-Trayner, 1986 ; Boyer, 1986) ont montré qu'il existait d'autres déformations au toit mais aussi au mur (fig.17).

Il peut y avoir en effet au toit des déformations ductiles au contact de la rampe ainsi que l'apparition de rétrochevauchements.

Au mur, la déformation la plus couramment rencontrée est le synclinal de mur (analogue à un crochon d'entraînement), incompatible avec des variations brutales du pendage de la faille et qui conduit à une géométrie lissée : la "smooth-trajectory thrust"

de Fisher et Coward (1982). On peut observer également des déformations ductiles au mur du chevauchement (fig.17b).

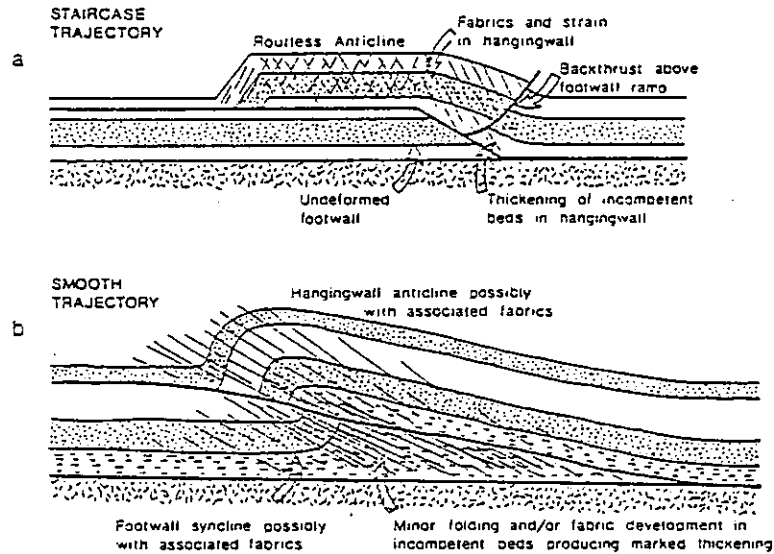


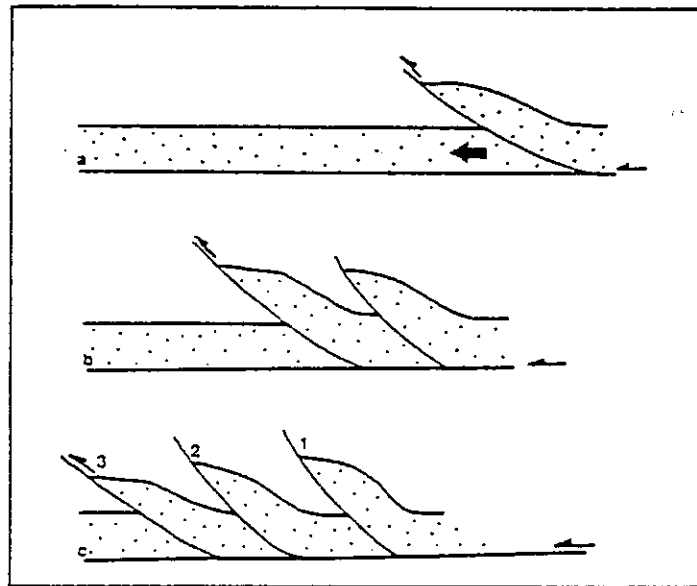
Figure 17 : Les principales déformations associées à un décollement (a) en marche d'escalier, (b) à géométrie lissée (d'après Cooper et Trayner, 1986).

4 Séquence de propagation sur les failles

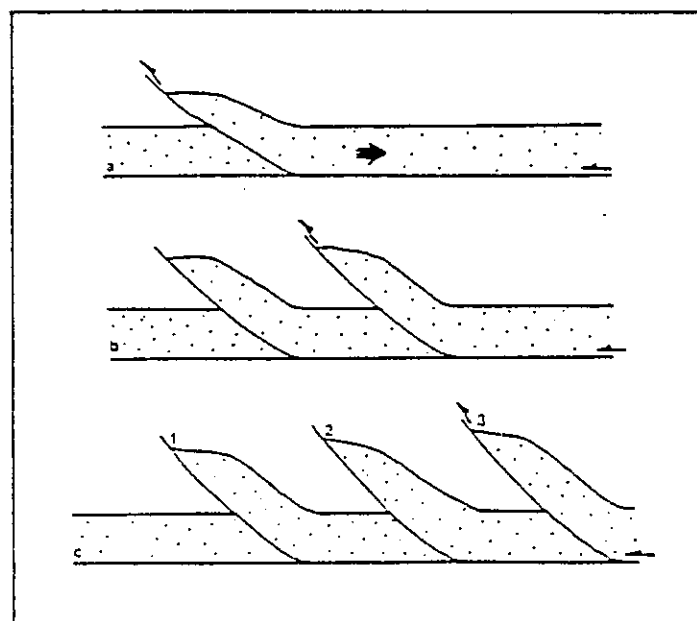
A - Propagation sur plan de décollement unique

La séquence la plus couramment rencontrée est la séquence de propagation de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne. En effet, selon les calculs de bilans d'énergie (Mitra et Boyer, 1986) cette séquence de propagation est la plus économique du point de vue de l'énergie nécessaire à la déformation. Dans ce type de propagation, les structures les plus internes, donc les plus anciennes sont transportées passivement par les chevauchements les plus récents et les plus externes (fig.18a). Butler (1982) parle de "piggy-back" structures. Il a montré qu'on pouvait également rencontrer mais beaucoup plus rarement des séquences de propagation inverse de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne : "overstep sequence" (fig.18b).

Figure 18 : D'après Butler (1982) séquence de propagation sur un seul plan de décollement.



a - développement cinématique d'une séquence normale de propagation sur les failles ou "piggy backthrust sequence".



b - développement cinématique d'une séquence inverse de propagation ou "overstep thrust sequence".

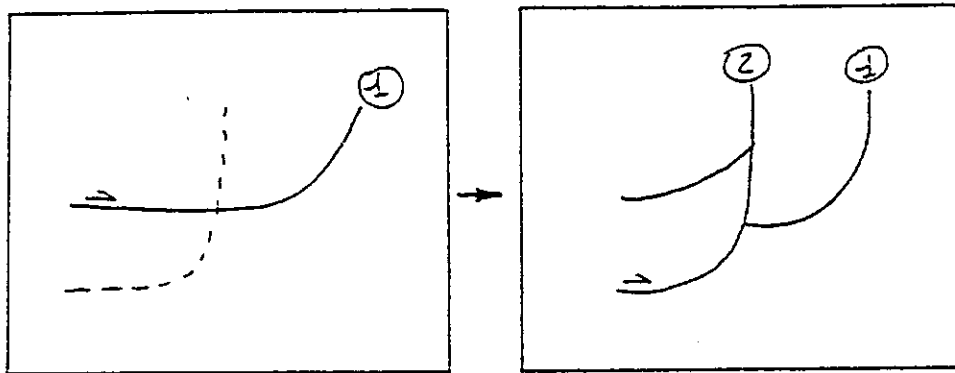
Les chevauchements sont numérotés de 1 à 3 dans l'ordre de leur développement. La grosse flèche indique la direction de propagation.

B - Propagation avec plusieurs plans de décollement

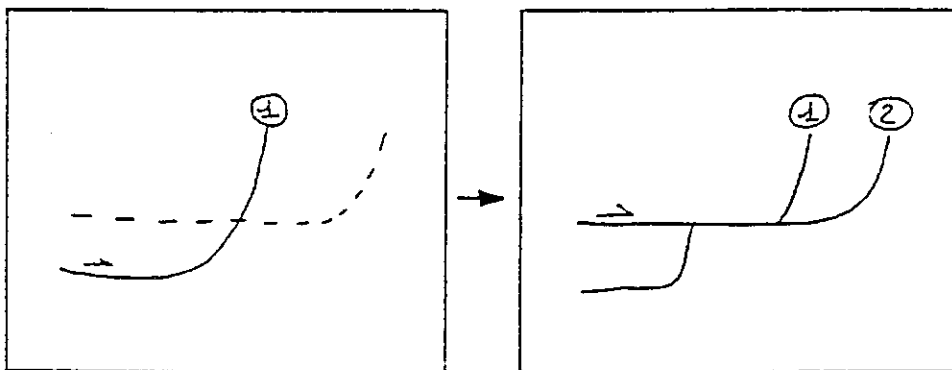
On parlera de séquence de recoupement lorsque des failles plus récentes viennent recouper un chevauchement ancien. On distingue deux types principaux :

- Quand un chevauchement plus profond recoupe un chevauchement ancien plus superficiel on parlera de "breach sequence" (fig.19a).
- Lorsque le chevauchement ancien est repris par un chevauchement plus superficiel on parlera alors de "out of sequence" (fig.19b).

Figure 19 : Les séquences de recoupement (Pion, 1987).



a - "breach sequence"



b - "out of sequence"

Les failles sont numérotées d'après leur ordre d'apparition.

C - Propagation avec rétrochevauchements : "back thrusts"

On distinguera les "pop up back thrusts" (ou coins extrusifs symétriques) qui se développent lors d'un blocage du glissement après plissement des couches, et les "antithetic back thrusts" (ou coins extrusifs asymétriques) associés au passage sur une rampe frontale (fig.20a et b).

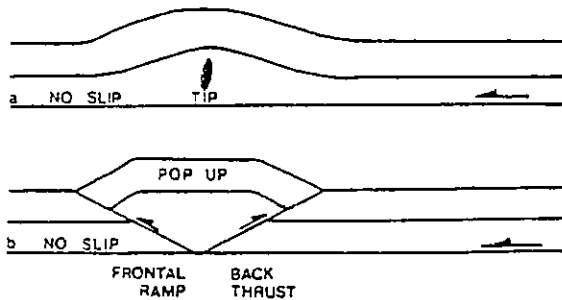
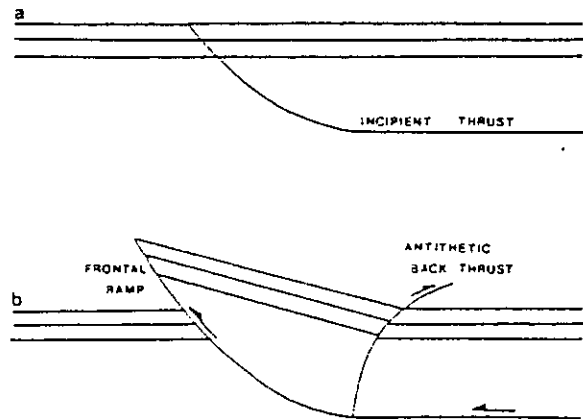


Figure 20 : les rétrochevauchements.

a - développement d'un "pop up" par blocage du glissement (Butler, 1982).

b - développement d'un rétrochevauchement antithétique (Mandi et Crans, 1981).



5 Les associations

On observe rarement dans les zones plissées et faillées, une seule surface de chevauchement mais plutôt la combinaison de plusieurs. Boyer et Elliott (1982) ont distingué 2 familles d'associations de failles : les duplex et les structures imbriquées.

* Les duplex sont des systèmes chevauchants, dont les failles ont des trajectoires de déplacement en marches d'escalier. Chaque élément constitutif du duplex est une éaille ou "horse", limité dans toutes les directions par des failles (fig.21).

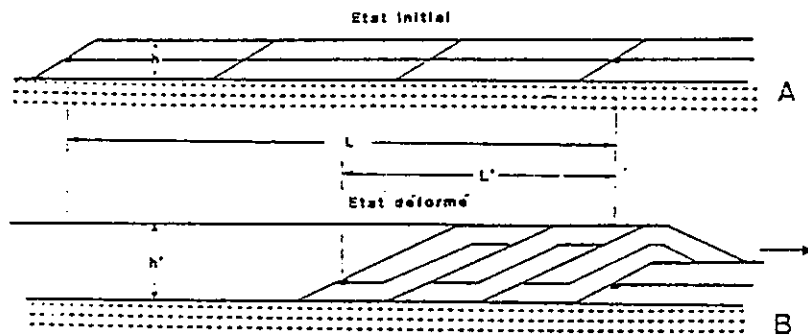


Figure 21 : Géométrie d'un duplex (Graham et al., 1987).

A - état initial B - état déformé

h = épaisseur stratigraphique initiale L = longueur initiale

h' = épaisseur finale après déformation L' = longueur finale

L'enveloppe d'un duplex dessine souvent une simple antiforme, ce qui implique qu'une structure relativement simple en surface peut correspondre en profondeur à des géométries complexes par superposition de plusieurs écailles (fig.22).

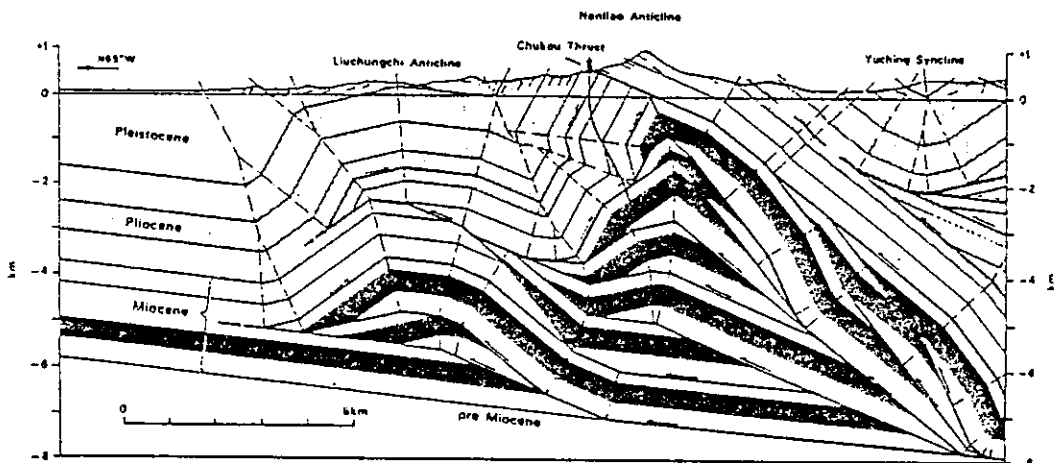


Figure 22 : Interprétation profonde d'une structure anticlinale en terme d'écailles superposées qui définissent un duplex (Suppe, 1983).

* Les structures imbriquées sont créées par une succession de rampes assez raides en surface mais qui deviennent concaves en profondeur (failles listriques) et se raccordent au même plan de décollement. Ces failles sont des rampes frontales et se rencontrent dans les zones d'extrémité de chevauchement (fig.23).

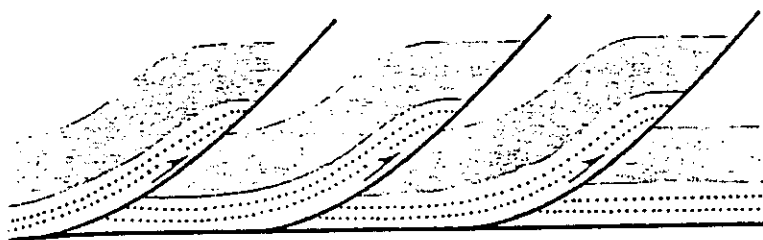


Figure 23 : Géométrie des structures imbriquées (Boyer et Elliott, 1982).

La combinaison de "coins extrusifs" et de chevauchements imbriqués est responsable de la création d'une zone triangulaire plus large vers le bas qui est une structure de blocage du déplacement des chevauchements (fig.24).

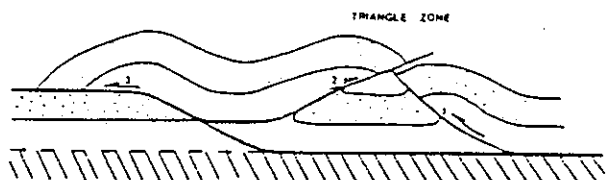


Figure 24 : Le développement d'une zone triangulaire par convergence d'une faille rétrochevauchante d'un pop up (2) et d'une faille imbriquée (1). Les failles sont numérotées d'après leur ordre d'apparition la propagation du décollement se continue par l'apparition d'une rampe frontale (3) à l'avant du pop up (Butler, 1982).

Mais tout ceci représente des cas simples, en effet les associations rencontrées sur le terrain sont souvent plus compliquées, et il serait fastidieux de toutes les citer.

6 Influence de la géométrie initiale sur la déformation ultérieure d'une structure - cas de l'inversion structurale

La présence et l'importance de failles précoces, failles normales synsédimentaires, dans les zones orogéniques sont maintenant bien reconnues.

Il est également établi que de nombreuses déformations au sein de la croûte sont liées à la réactivation de ces failles normales dans un contexte compressif et/ou décrochant. Ceci se vérifie tout particulièrement pour les bassins sédimentaires et les marges océaniques.

Suivant Gillcrist et al., (1987), l'inversion de failles normales est contrôlée par les paramètres suivants : la direction et le pendage des failles, le type de ces failles : listrique ou en "jeu de cartes basculé", le temps écoulé entre l'extension et la reprise en contraction, le taux de contraction comparé à celui d'extension.

En tout état de cause, une faille très pentée sera toujours plus difficilement inversée par un chevauchement mais elle pourra l'être plus aisément par un mouvement décrochant.

7 Relations entre unités et surfaces chevauchantes

Le contrôle des relations spatiales de ces structures géologiques nécessite d'établir une carte de branchement de failles qui permettra de relier entre elles des coupes équilibrées sériées destinées à définir l'organisation structurale régionale (Hossack, 1983 ; Diegel, 1986).

Dans une structure plissée, les surfaces enveloppes des différentes écailles se relient les unes aux autres le long de lignes de branchement : "branch lines". On distingue des lignes de branchement avant "leading branch line" et arrière "trailing branch line" (fig.25).

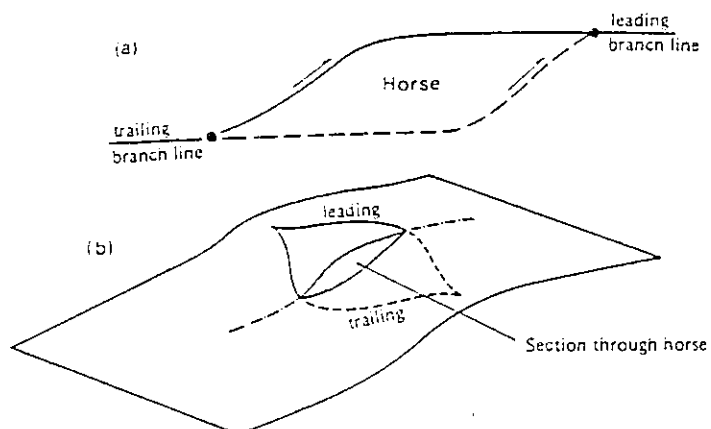


Figure 25 : Création d'une écaille par jonction de failles et création de lignes de branchement avant et arrière.

a) vue en coupe

b) vue dans l'espace (Hossack, 1983).

Lorsque le déplacement sur une faille s'atténue jusqu'à s'annuler, on définit la ligne d'extrémité ou "tip line". Si la tip line n'apparaît pas à l'affleurement, on parle de chevauchement aveugle "blind thrust" (Thompson, 1981) ou enterré "buried thrust front" (Morley, 1986).

Une ligne de recouplement représente l'intersection de la surface d'un horizon stratigraphique avec la surface de la faille. Il existe des lignes de recouplement au mur et au toit : "footwall" et "hangingwallcutoff" (fig.26a et b).

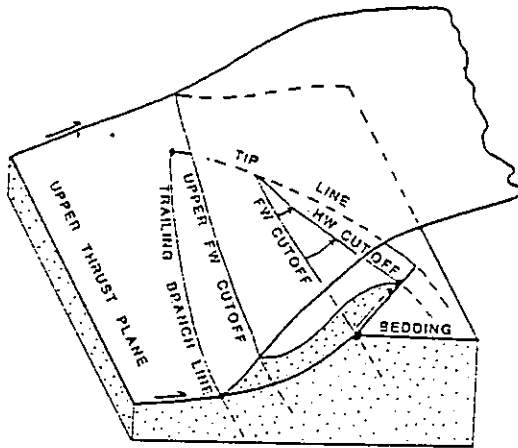
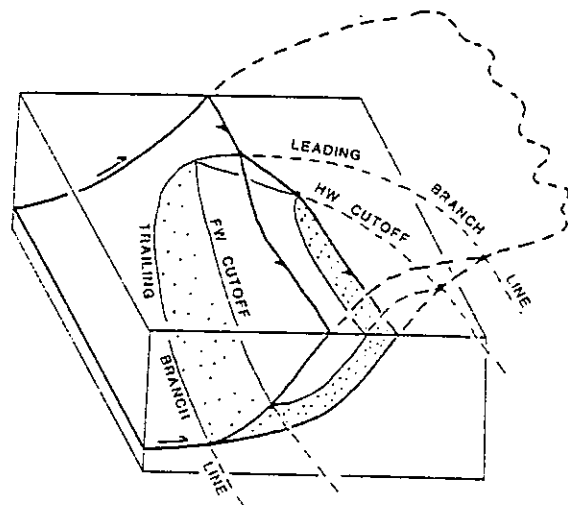


Figure 26 :

a - bloc diagramme associé à une simple imbrication montrant les relations entre les lignes de branchement, de recouplement et d'amortissement.

b - bloc diagramme associé à un horse montrant les relations entre les différentes lignes (Diegel, 1986).



En carte ou sur une coupe géologique, seule l'intersection d'une ligne de branchement, de recouplement ou d'extrémité avec le plan d'étude apparaît. On parlera alors de points de branchement, de recouplement et d'extrémité.

En reportant en carte tous les points déterminés à la fois par la carte structurale et les coupes géologiques et en les joignant, on construit une carte de branchement de failles.

A l'inverse à partir d'une carte de branchement établie seulement à partir des traces topographiques des différentes lignes, il peut être intéressant de rechercher la structure à laquelle elle correspond (Hossack, 1983).

III TECHNIQUE MISE EN OEUVRE : LA CONSTRUCTION DES COUPES EQUILIBREES

A partir de tout ce qui a été dit dans les paragraphes précédents, il est possible de construire une coupe interprétative de la structure ainsi qu'une coupe restaurée en respectant la séquence de propagation sur les failles.

La construction de coupes équilibrées peut être guidée par 4 paramètres qui sont :

1) L'estimation du raccourcissement soit par la méthode de la surface totale (si T_0 et T_1 sont bien déterminées) (Hossack, 1979) soit par la mesure de la longueur L_0 d'un horizon repère à l'aide d'un curvimètre.

2) L'habillage de la coupe en profondeur implique de brancher les failles entre elles, en définissant une séquence de mouvement. Cette étape entraîne la création d'écaillés délimités par ces failles.

3) Il est nécessaire de conserver une épaisseur constante des niveaux de part et d'autre d'une faille, sauf si on dispose de données précises pouvant expliquer cette variation.

4) Enfin, la conservation des longueurs des niveaux compétents et des surfaces entre état initial et état final doit être respectée à l'intérieur de chaque écaillé de la formation. Cette étape permet de tester la validité de la géométrie de la coupe interprétative.

Le dépliage de la coupe s'effectue à partir d'un point fixe situé dans l'avant pays non déformé ("pin line"). Les structures formées le plus récemment sont d'abord restituées. Pour une séquence de propagation normale vers l'extérieur de la chaîne, une seule étape de dépliage est requise. Par contre pour une séquence de recoupement, il faudra envisager plusieurs stades de déformation avant d'obtenir l'état initial, tout en respectant à chaque étape le principe de conservation des longueurs et des surfaces.

Si les bilans ne sont pas équilibrés entre les deux états et si le dépliage est impossible, il faut modifier la géométrie de la coupe interprétative en jouant sur l'un des 4 points. La démarche est en fait, une démarche itérative par essais-erreurs : on modifie les paramètres les moins bien contraints jusqu'à obtenir un bilan équilibré. La coupe est alors considérée comme une interprétation possible mais non certaine des structures profondes.

Mugnier et al. (1987) ont montré qu'il était possible de construire plusieurs coupes équilibrées d'une structure avec les mêmes données de départ.

Les mêmes techniques peuvent être appliquées aux structures d'extension (Gibbs, 1983) (fig.27) et pour construire des coupes équilibrées crustales (Ménard et Thouvenot, 1987). Mais dans ce dernier cas, la connaissance des mouvements verticaux importants à cette échelle et du mode de déformation de la croûte entrent en ligne de compte (fig.23).

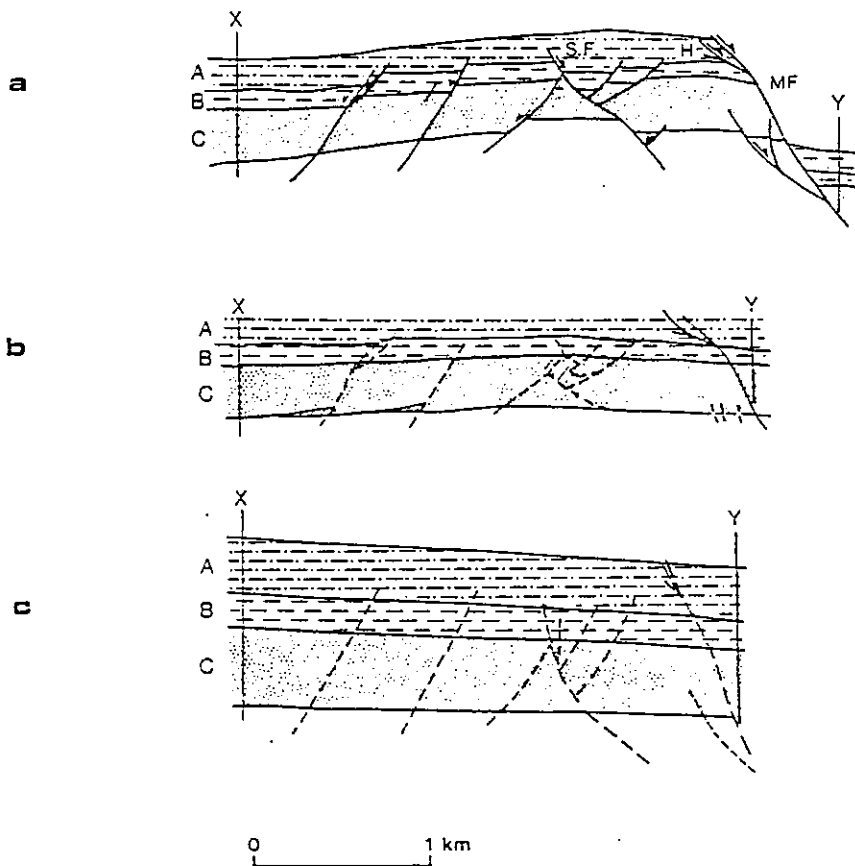


Figure 27 : Coupe équilibrée en zone d'extension (Gibbs, 1983).

- a - coupe interprétative construite à partir de données sismiques.
- b - première étape de restauration, les zones en hachures obliques indiquent un déficit de surface.
- c - restauration finale de la coupe.

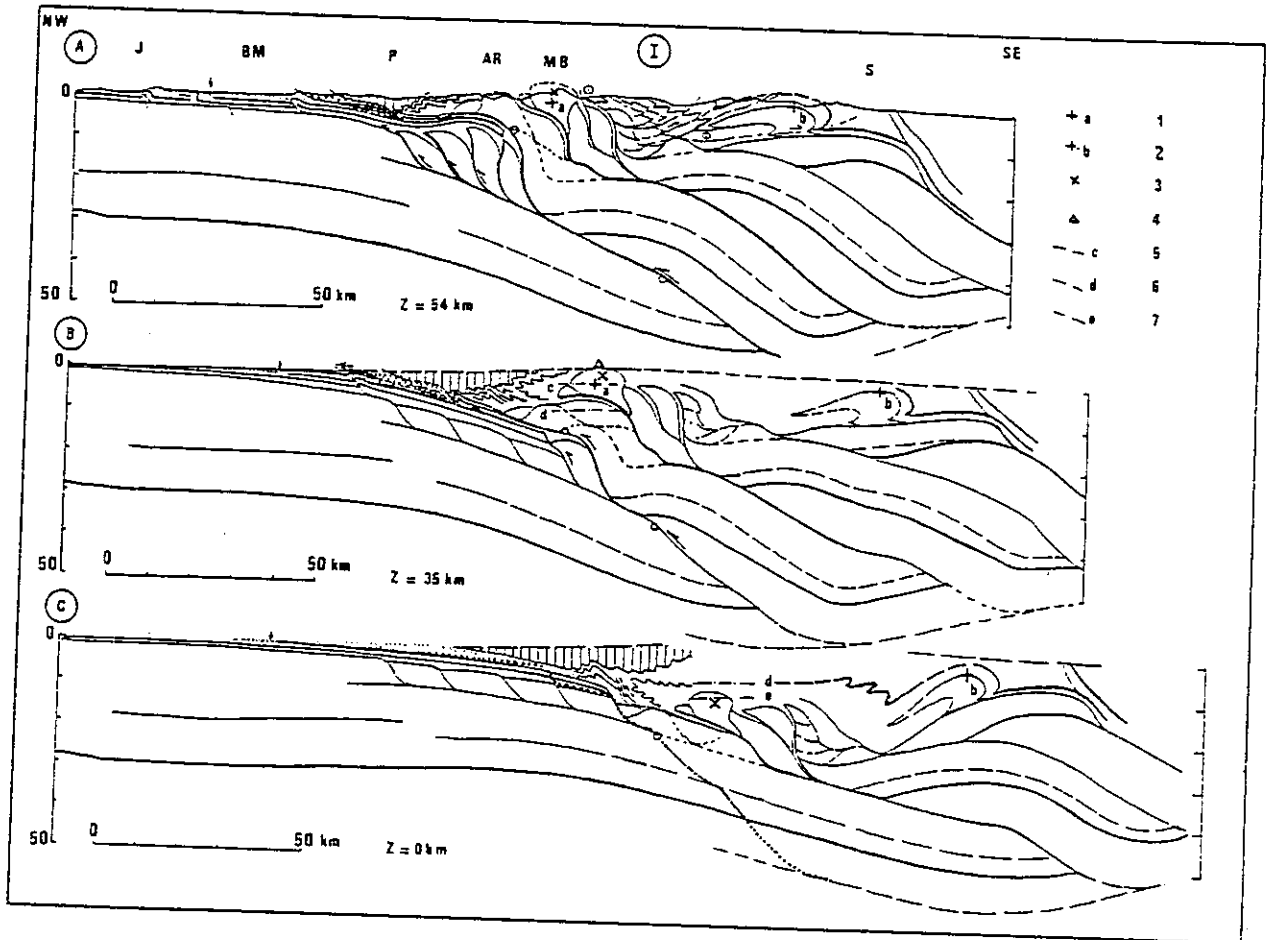


Figure 28 : Coupe équilibrée crustale réalisée au niveau du Mont Blanc (d'après Ménéard et Thouvenot, 1987).

- A - Etat actuel
- B - Etat il y a -11 MA
- C - Etat il y a -20 MA

IV COMPATIBILITE DEFORMATION/DEPLACEMENT ET RESTAURATION D'UNE SURFACE PLISSEE ET FAILLEE

Le passage état initial/état final est possible non seulement en coupe mais aussi en carte. En effet, il est possible de reconstituer cartographiquement les déplacements ayant conduit une structure d'ensemble de son état non déformé à son état actuel.

Dans cet ensemble, la connaissance dans les différentes unités des trajectoires et des valeurs de la déformation finie est nécessaire. Ces mesures sont faites sur une couche repère plissée et faillée.

1 Principe de la méthode de restauration d'un secteur à déformation interne hétérogène

Cette méthode a été développée par Schwerdtner (1977) et Cobbold (1979) pour restaurer des secteurs ayant subi une déformation interne hétérogène. Pour toute déformation hétérogène, il est en effet très difficile d'estimer en tout point les directions principales de déformation ainsi que les valeurs.

Ce problème peut être résolu si le domaine étudié est divisé en éléments finis dont la taille est choisie de telle façon que la déformation au sein de chaque élément puisse être considérée comme homogène et continue. On estime alors la déformation finie dans chacun de ces éléments (valeurs et directions principales), puis on les dessine avec des limites parallèles aux trajectoires de déformation finie.

Chaque élément est ensuite restauré dans son état initial, c'est à dire qu'on lui enlève l'effet de la déformation interne, homogène, mais sans changer dans un premier temps son orientation et sa position.

Au cours de cette étape, il y a création de vides et de recouvrements entre les éléments. Ces vides et ces recouvrements sont ensuite minimisés en ajoutant des translations et des rotations rigides aux éléments.

On obtient alors une grille des éléments dans leur situation avant déformation.

Lorsqu'on peut choisir ensuite sur le domaine étudié, une ligne qui n'a subi ni rotation ni translation au cours de la déformation, on peut alors en superposant l'état déformé et l'état non déformé tracer les déplacements des différents éléments par rapport à cette ligne fixe.

2 Calcul des valeurs et trajectoires de déformation sur des structures plissées et faillées

Une application de la méthode proposée par Schwerdtner et Cobbold a été faite pour l'étude d'une région plissée et faillée : l'ensemble Chartreuse - Vercors - Diois - Baronnies par Gratier et al., (1988). Le problème dans ce cas est d'estimer la déformation finie pour des éléments de très grandes tailles (plurikilométriques). En effet, il faut considérer des éléments de couverture plissée et faillée suffisamment grands pour que la déformation à l'intérieur de chaque élément, puisse être considérée comme homogène et continue.

D'un point de vue pratique, lorsqu'on considère une région plissée et faillée on ne connaît pas au départ la situation des éléments. Il faut d'abord estimer sur l'ensemble de la région les valeurs et les directions principales de la déformation finie pour des "secteurs" d'une taille équivalente à celle de ces futurs éléments. Pour plus de précision sur les valeurs et les directions principales de déformation, il est même préférable de mesurer des secteurs qui se recouvrent largement.

Concrètement, pour calculer l'ellipse de déformation dans chacun de ces secteurs, on mesure la longueur finale L_1 et la longueur initiale L_0 d'un niveau repère compétent suivant 3 ou 4 coupes d'orientations diverses.

Pour qu'il y ait homogénéité des valeurs de déformation, on prend pour chaque ellipse, des longueurs finales L_1 du niveau repère qui correspondent à la déformée d'une même longueur L_0 initiale. Cette longueur initiale étant choisie de manière à assurer le respect d'une déformation homogène et continue dans chaque secteur. Une bonne valeur de la taille de ces secteurs doit être d'un ordre de grandeur supérieur à la valeur des déplacements sur les failles qui affectent ces secteurs.

Enfin, dans le calcul des valeurs de déformation de chaque secteur on peut tenir compte de l'effet souvent important des décrochements. L'ellipse de déformation finie peut alors être obtenue à partir du produit des deux types de déformations : celle qui est associée aux plis et aux chevauchements d'une part et celle liée aux décrochements d'autre part (lorsqu'on considère que ceux ci se répartissent de manière homogène dans chaque secteur).

C'est seulement lorsqu'on dispose d'une carte de répartition des valeurs et de l'orientation de la déformation finie en tous secteurs que l'on peut établir une grille des éléments déformés.

3 Etablissement de la grille déformée et de la grille initiale

En utilisant la carte des valeurs et des orientations de la déformation finie précédemment établie, l'ensemble du domaine étudié est divisé en éléments rectangulaires dont les côtés sont parallèles aux trajectoires de déformation finie.

La taille des éléments de la grille déformée doit être choisie de façon à ce que chaque élément ait une forme initiale la plus proche possible d'un carré. Cela permet un meilleur ajustement des éléments dans la reconstitution de la grille initiale. Mais il faut souligner que dans le cas général, lorsqu'on enlève la déformation d'éléments finis jointifs limités par des trajectoires de déformation, on n'obtient pas toujours une grille cartésienne. Cobbold (1979) en donne par exemple une bonne illustration avec la restauration des déformations internes dans une zone de cisaillement simple (fig.29).

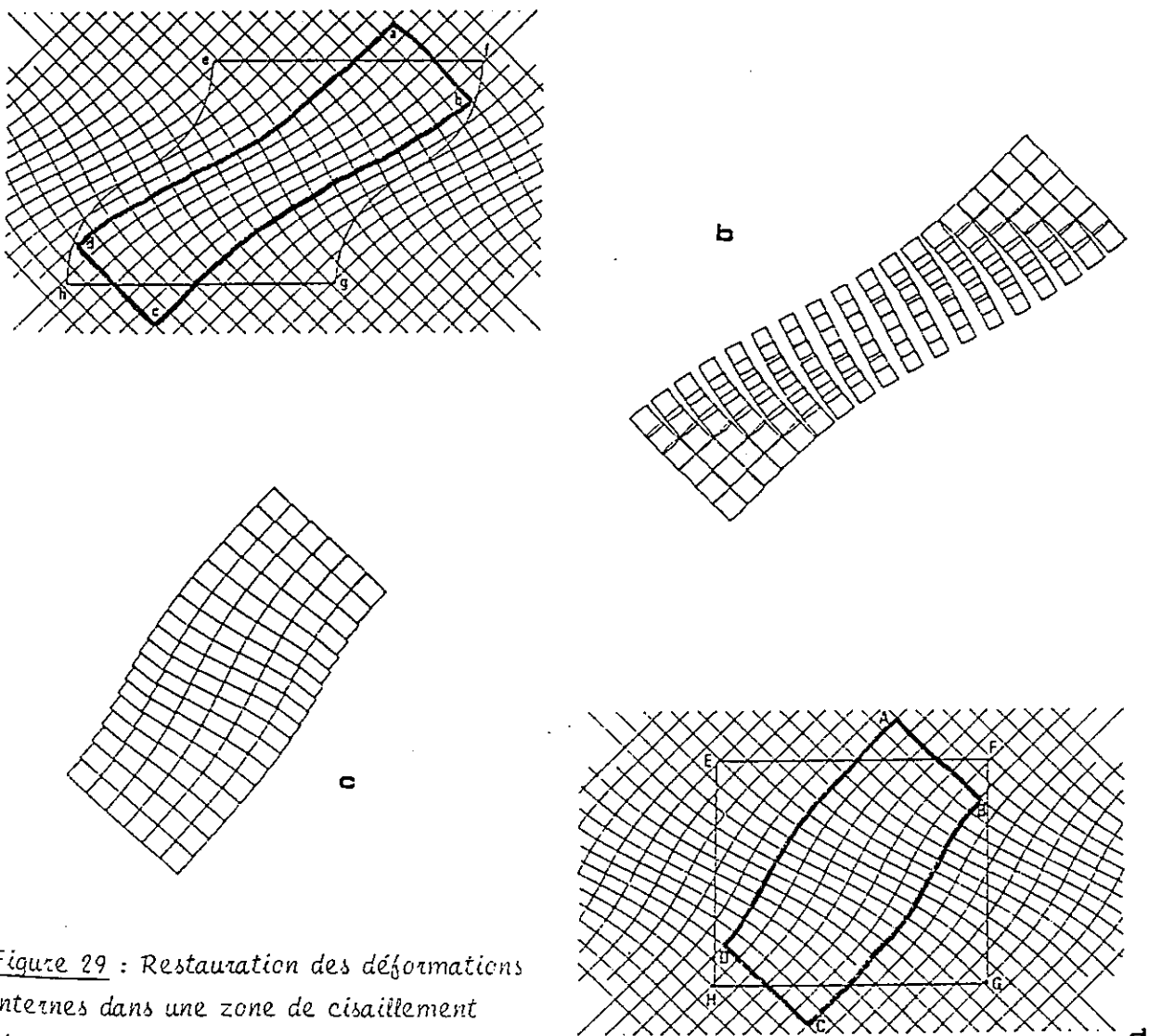


Figure 29 : Restauration des déformations internes dans une zone de cisaillement simple (Cobbold, 1979).

On voit clairement que le domaine *abcd* de la fig.29a n'est pas restauré dans son état initial (domaine ABCD fig.29c et d) sous forme d'un carré. A l'intérieur de ce domaine les éléments finis, jointifs, parallèles aux trajectoires de déformation finie (fig.29a) ne sont évidemment pas restaurés dans leur état initial (fig.29c et d) comme des carrés.

C'est pourquoi puisqu'on ne peut pas être sûr que la grille initiale est bien une grille cartésienne, on ne peut pas ajuster les valeurs de déformations avec les trajectoires de ces déformations, de façon à obtenir exactement les mêmes carrés initiaux. On ne peut donc pas équilibrer strictement la forme et l'orientation de ces éléments les uns par rapport aux autres avec les seules données de déformations principales horizontales, on peut seulement tester leur compatibilité.

D'un point de vue méthodologique une source importante d'erreurs réside dans la variation spatiale des valeurs et des directions de la déformation. Pour remédier à ce problème, la construction de la grille déformée peut être faite en trois étapes :

- Dans un premier temps, sont dessinés les éléments pour lesquels les valeurs de déformation sont les mieux contraintes, par exemple : les régions où la couche repère se trouve partout à l'affleurement, où les valeurs de déplacement sur les failles sont bien connues, et où les valeurs de déformations suivant les deux orientations principales horizontales sont suffisamment différentes pour que les orientations des directions principales de la déformation soient déterminées avec précision.

- Ensuite sont dessinés les éléments possédant de bonnes données pour les valeurs de déformation mais pour lesquels les orientations des directions principales de la déformation sont peu contraintes, c'est le cas des régions où les valeurs de la déformation sont faibles et où l'on trouve deux directions principales en raccourcissement de valeurs proches. Ces éléments moins bien contraints sont souvent situés à côté des éléments les mieux contraints. Dans ces zones, l'orientation principale de la déformation est choisie de façon à être compatible avec celle des éléments adjacents. Le passage des éléments les mieux contraints aux autres secteurs doit se faire par un changement progressif de la direction quand les valeurs de la déformation varient un peu.

- La dernière étape consiste enfin à dessiner les éléments pour lesquels on ne possède pas de très bonnes données de déformation. Ces données sont interpolées à partir de celles des éléments adjacents afin d'obtenir dans l'état initial, une forme des éléments proche de celle d'un carré de côté déterminé, ceci étant possible si on peut postuler que la grille initiale n'est pas très différente d'une grille cartésienne.

4 Détermination de la déformation verticale

La prise en compte de la déformation verticale peut permettre un équilibre plus strict de la déformation entre ses valeurs suivant les trois directions principales, en admettant la conservation du volume déformé. Toutefois il faut bien reconnaître que les données sur cette déformation sont assez fragmentaires.

Pour estimer cette déformation verticale, il faut connaître d'une part la profondeur du plan de décollement et d'autre part la position initiale avant déformation du niveau de référence (en s'assurant d'une déformation sans variation de volume au sein de chacun des éléments).

Cependant, la position initiale du niveau repère est souvent très difficile à estimer, et il est donc rare de pouvoir calculer précisément la déformation verticale.

Toutefois, à partir de la géométrie déformée de chaque élément et de la position du plan de décollement sous chacun d'eux, il reste néanmoins presque toujours possible de calculer la position restaurée de l'horizon repère considéré (H_0).

Cette position calculée peut ensuite être comparée à la position qui était nécessaire au dépôt du reste de la pile sédimentaire marine au dessus du niveau de référence (h_0).

Si on assure la conservation du volume au cours de la déformation pour chaque élément on obtient : (fig.30)

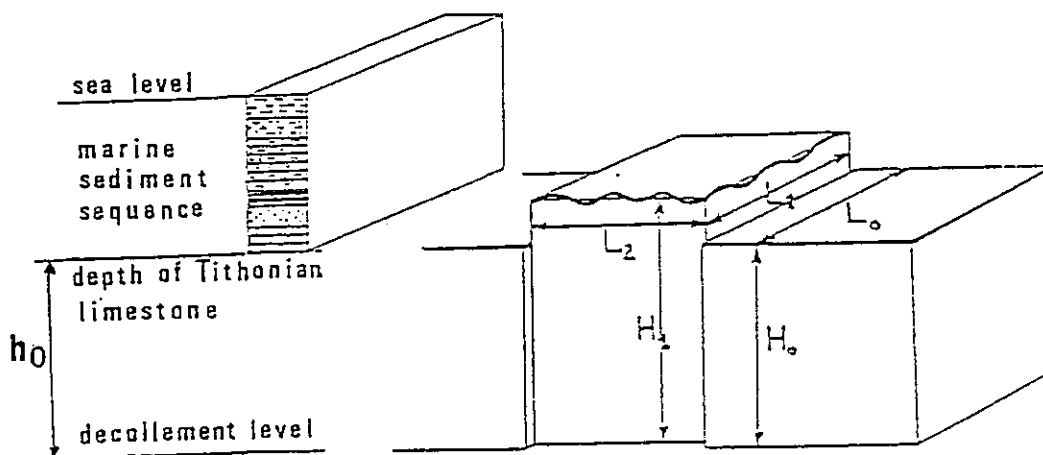


Figure 30 : Détermination de H_1 , H_0 et h_0 .
(Gratier et al., 1988).

(1) $V_1 = V_0$ où V_1 est le volume final de l'élément considéré et V_0 son volume initial.

On a également :

$$(2) \quad V_1 = H_1 L_1 L_2$$

et

$$(3) \quad V_0 = H_0 L_0^2$$

d'où la position restituée du niveau repère H_0 avec $H_0 = H_1 L_1 L_2 / L_0^2$ (4)

H_1 : la position actuelle moyenne du niveau repère par rapport au plan de décollement peut être calculée sur chaque coupe, puisque $H_1 = L_1 A_1$, où A_1 est la surface comprise entre l'horizon repère plissé et le plan de décollement.

Si la différence entre la position calculée H_0 grâce à l'équation (4) et la position estimée h_0 n'est pas nulle, l'excès (ou le déficit) d'altitude ne peut être expliqué que grâce à des processus autres qu'une simple contraction horizontale de la couverture au dessus du niveau de décollement.

Ce calcul permet ainsi de mettre en évidence des zones présentant des excès (ou des déficits) d'altitude.

Nous verrons dans la partie application régionale comment la méthode de restauration d'un secteur à déformation interne hétérogène a été appliquée à l'ensemble de la région "Chartreuse - Vercors - Diois - Baronnies".

DEUXIEME PARTIE

ACQUISITION DE DONNEES
GEOLOGIQUES ET GEOPHYSIQUES

I METHODES D'ACQUISITION DES DONNEES

Introduction

Dans les précédents chapitres, l'importance des données de surface mais aussi de profondeur dans la construction des coupes équilibrées a été clairement démontrée.

Les données de surface sont acquises par des études géologiques détaillées de la région concernée, les données profondes sont accessibles grâce aux différentes techniques d'investigations géophysiques en particulier celle de la sismologie expérimentale et celle des forages.

I Apport de la géologie

Les données géologiques sont déterminées par des études stratigraphiques très fines qui permettent de définir les unités mises en jeu au cours de la déformation, ainsi que leur épaisseur. L'addition de ces épaisseurs entre la base d'un horizon choisi comme horizon repère et un niveau susceptible d'être un plan de décollement potentiel : le toit du socle antétriasique par exemple, permet de déterminer l'épaisseur stratigraphique totale T_0 impliquée dans la déformation.

Les méthodes de l'analyse structurale par l'étude des différents marqueurs de la déformation : pli, failles et microstructures associées, permettent de déterminer par exemple : la direction principale de raccourcissement, le pendage des failles, la chronologie des différentes phases de déformation, la séquence de mouvement sur les failles, etc... (Ramsay, 1983 ; Vialon et al., 1976 ; Angelier, 1983 ; ...).

Dans cette thèse, les données géologiques n'ont pas toutes été acquises sur le terrain, mais simplement synthétisées à partir des travaux antérieurs concernant la région étudiée. La plupart de ces travaux ont d'ailleurs servi à l'établissement des cartes géologiques couvrant la zone concernée.

Les observations sur le terrain n'ont concerné qu'un certain nombre de points clefs dont l'interprétation était cruciale pour notre étude.

2 La géophysique

Une partie des données géophysiques nécessaires à ce travail résulte de la synthèse des travaux antérieurs : profils sismiques, gravimétriques, données de forages, mais comme ces données étaient peu nombreuses, elles ont été complétées par des expériences de sismique réflexion et réfraction.

L'étude de la propagation des différentes ondes sismiques permet de connaître la structure de la croûte superficielle, et en particulier elle permet de déterminer la position du socle antétriasique ainsi que la géométrie de la couverture sédimentaire qui le surmonte.

Dans le cadre de ce travail, les tirs de carrières ont été utilisés comme source sismique.

Méthodologie de la sismologie expérimentale

A - Principes

La mesure des signaux sismiques est faite sur le terrain grâce à des stations d'enregistrement de type "grand profil". Ces stations comportent un capteur sensible à la vitesse du déplacement du sol, composé en fait d'un capteur vertical (composante Z) et de deux capteurs horizontaux (composante L orientée vers le tir, et composante T perpendiculaire). Des signaux radios sont enregistrés en même temps que les signaux sismiques. Sur le terrain on a utilisé deux types de stations :

- * Les 5 stations à enregistrement magnétique numérique du L.G.I.T. sont utilisées pour les profils.
- * Pour déterminer l'heure précise de l'explosion, il faut laisser une station au point de tir, comme les 5 stations magnétiques sont réservées pour les profils, on a dû utiliser en plus une station à enregistrement graphique (sur papier au noir de fumée). Elle permet de déterminer l'heure du tir au 5/100 de seconde près.

Les stations sont installées sur le terrain selon des profils alignés avec le point de tir, les stations étant régulièrement espacées, ou selon des profils en éventail, les stations sont alors toutes situées à une même distance du lieu de l'explosion (fig.31).

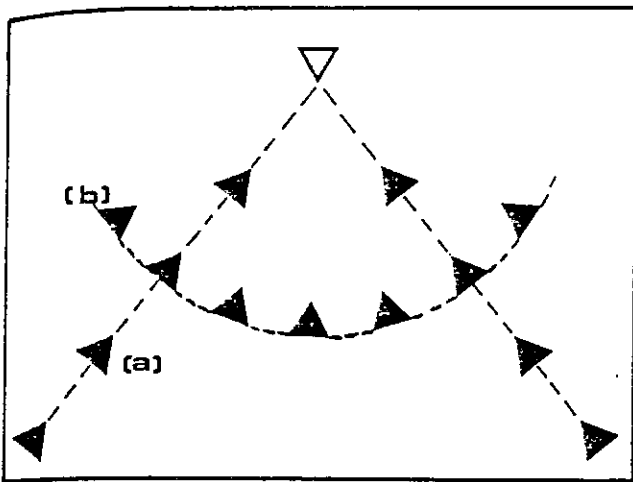


Figure 31 : Dispositif couramment utilisé sur le terrain.

∇ point de tir \blacktriangle station

(a) profil longitudinal

(b) éventail

Les sites sur lesquels sont installées les stations doivent avoir certaines qualités.

Il faut noter tout d'abord la qualité du sous-sol, en effet les affleurements de roches massives sont préférables aux zones d'éboulis et aux affleurements alluvionnaires et marneux.

Le site doit être éloigné de toute source de bruits, qui viendraient perturber le signal. En particulier il doit être à l'écart des routes, voies ferrées, usines, cours d'eau etc ...

Une reconnaissance préalable des sites est souhaitable avant toute installation des stations d'enregistrement. Le bruit de fond peut être testé à l'aide d'une station Sprengnether (au noir de fumée).

Les enregistrements réalisés sur le terrain, sont ensuite dépouillés au laboratoire. Les enregistrements graphiques sont directement lisibles. Les enregistrements magnétiques numériques nécessitent un traitement informatique pour être exploitables.

Afin de pouvoir suivre les différentes ondes avec la distance, les traces sont assemblées par profil. Selon la qualité des enregistrements, ils pourront être plus ou moins filtrés.

Pour des raisons de commodités (gain de place), les assemblages sont réalisés en temps réduit, c'est à dire que les enregistrements sont ramenés à la même échelle de temps. Les ordonnées sont représentés par la quantité $Tr = T - \Delta/Vr$ où Vr représente la vitesse de réduction.

B - Interprétation

(voir Perrier (1973), pour un exposé détaillé de la méthode)

Dans le cas général, les ondes utilisées pour l'interprétation sont les ondes P (directes, réfractées et réfléchies). Si les ondes S sont bien enregistrées, le calcul de leur vitesse permet de déterminer le rapport V_p/V_s et donc le coefficient de Poisson ν du milieu traversé.

Le modèle d'interprétation le plus couramment utilisé en sismologie est un modèle à couches planes, de vitesse constante pour chaque couche (fig.32 et fig.33).

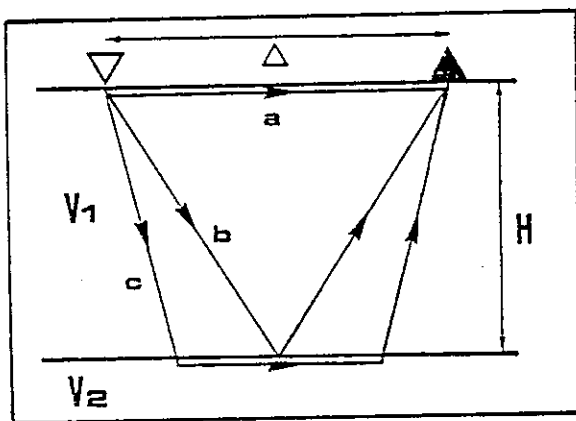


Figure 32 : Modèle à couche plane de vitesse constante.

▽ point de tir ▲ station

a - onde directe

b - onde réfléchiée à la base de la couche, de vitesse moyenne V_1

c - onde réfractée, une partie du trajet s'effectue au sommet de la 2e couche de vitesse V_2

Δ : Distance point de tir/station ; H : épaisseur de la première couche ; V_1 et V_2 vitesses des milieux.

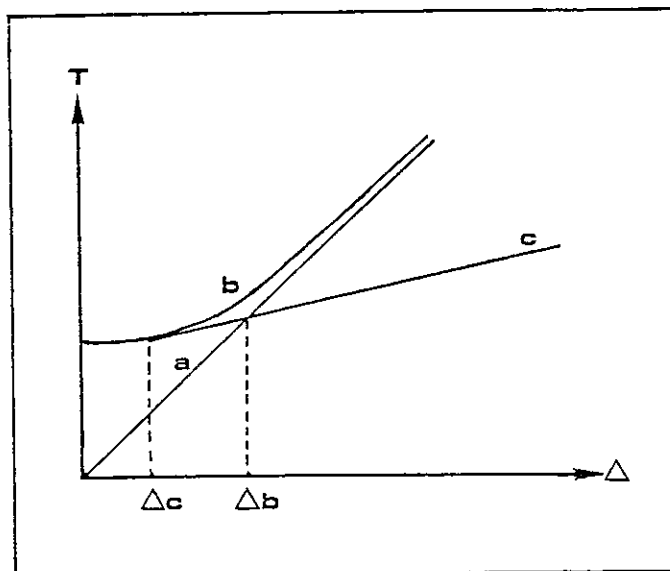


Figure 33 : hodochrone associée au modèle de la fig.32 (courbe temps/distance).

Δc = distance critique, apparition de l'onde réfractée

Δb = distance au point de brisure, l'onde réfractée est en 1ère arrivée

L'interprétation se base à la fois sur les premières arrivées et sur les réfléchies.

a - Les premières arrivées réfractées

Elles sont très utiles pour connaître les vitesses des différents milieux traversés. Mais il faut noter toutefois que la vitesse déterminée grâce à l'hodochrone n'est qu'une vitesse apparente. Pour calculer la vitesse vraie du milieu, il faut réaliser un tir inverse : récepteurs et point de tir étant inversés.

Cette technique permet de révéler des pendages, en effet si les vitesses apparentes déterminées pour chaque profil (profil normal et profil inverse) sont différentes c'est que la surface réfléchissante n'est pas horizontale. La détermination des vitesses apparentes permet le calcul de la vitesse vraie du milieu.

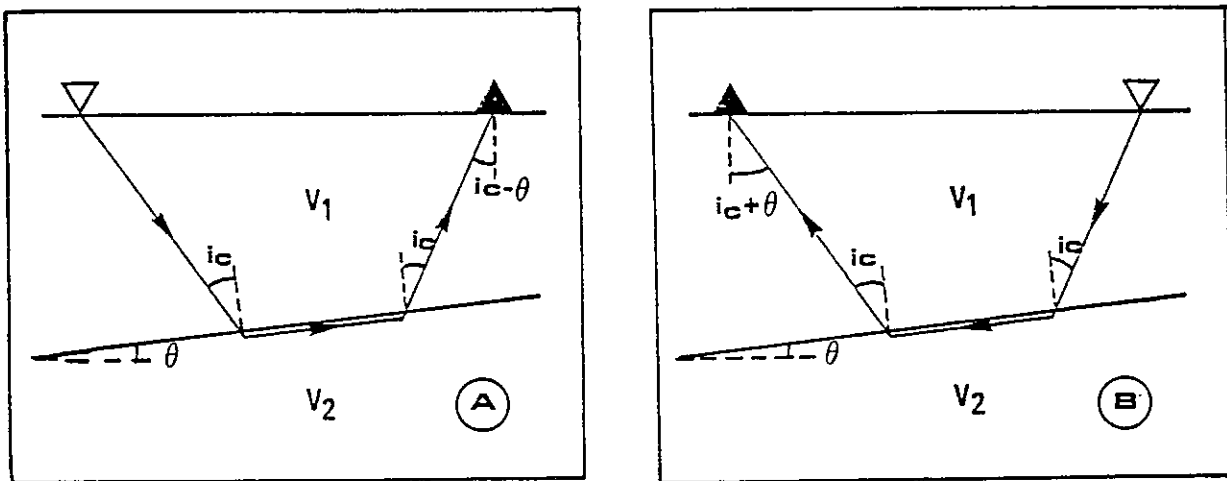


Figure 34 : Technique du tir inverse sur la fig.B point de tir et récepteurs sont inversés.

i_c : angle d'incidence ; θ : pendage de la surface réfléchissante.

Sur la fig.34 A, pour un pendage ascendant entre le point de tir et la station, on détermine la vitesse V_a

$$V_a = V_1 / \sin (i_c - \theta)$$

Avec le tir inverse (fig.34 B), on obtient la vitesse apparente V_a' avec :

$$V_a' = V_1 / \sin (i_c + \theta)$$

La vitesse réelle du deuxième milieu est V_2 avec $V_a' < V_2 < V_a$ et :

$$V_2 = 2 V_a V_a' \cos \theta / (V_a + V_a')$$

b - Les phases réfléchies

La méthode d'interprétation la plus utilisée est la méthode des (T^2, Δ^2) (fig.35). La pente de la droite permet le calcul de V_1 (vitesse du milieu traversé), l'ordonnée à l'origine permet de remonter à H_1 (épaisseur de la couche traversée).

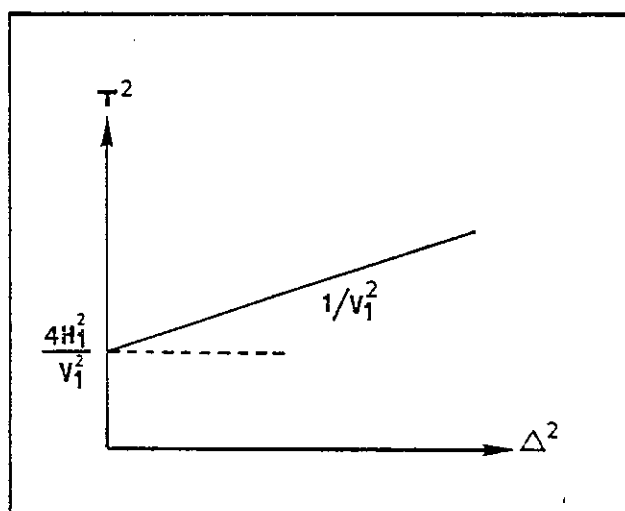


Figure 35 : Détermination de V_1 et de H_1 par la méthode des (T^2, Δ^2) .

* cas de plusieurs couches

Sur l'assemblage plusieurs phases réfléchies s'observent qui correspondent à des réflexions à la base de chacune des couches (fig.36).

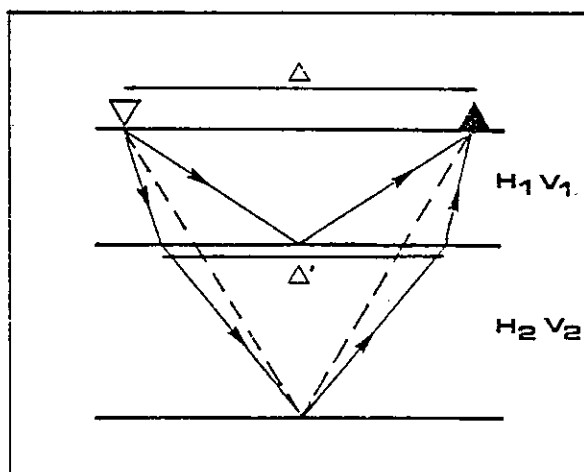


Figure 36 : Cas de plusieurs couches

—→— trajet réel de l'onde

---- trajet fictif quand on néglige l'influence de la première couche.

Δ = distance station/point de tir en surface ;

Δ' = distance station/point de tir à la base de la 1ère couche.

Il faut déterminer l'épaisseur et la vitesse de chaque couche.

Pour la première couche, l'application de la méthode des (T^2, Δ^2) permet de déterminer V_1 et H_1 .

Si cette méthode est appliquée à la seconde couche, seules sont déterminées une vitesse et une épaisseur moyennes, qui sont celles du milieu situé entre la surface et la deuxième discontinuité, avec $V_1 < V_m < V_2$ et $H_m > H_1 + H_2$.

Pour déterminer H_2 et V_2 , il faut éliminer l'effet produit par la première couche. On procède alors à un épluchage, ce qui revient à corriger les temps de propagation et les distances, en considérant maintenant le tir et les stations situés à la base de la première couche. Soient Δ' et T' les valeurs corrigées :

- . $\Delta' = \Delta - 2\delta\Delta$ où $\delta\Delta = H_1 \operatorname{tgi}$
- . $T'_2 = T_2 - 2\delta T$ où $\delta T = H_1 / V_1 \operatorname{cosi}$
- . $\sin i = V_1 / V_a$

V_a est la vitesse apparente de l'onde pour chaque trace, elle se détermine à partir de la vitesse V_m obtenue par (T^2, Δ^2) . En effet $V_a = V_m^2 T / \Delta$, ce calcul peut se faire pour plusieurs couples (T, Δ) . Cette technique, approchée à première vue car l'hodochrone n'est pas une hyperbole dans le cas de plus d'une couche, donne une précision suffisante pour procéder aux corrections δT et $\delta \Delta$ voulues. On applique ensuite la méthode des (T^2, Δ^2) aux nouveaux couples T'_2, Δ' afin de calculer H_2 et V_2 .

Cette méthode suppose des couches planes et horizontales, elle ne s'applique plus dans le cas de pendage. Pour le vérifier il faut réaliser un tir inverse. A grandes distances, cette méthode devient rapidement imprécise car la longueur du trajet du rai augmente avec la distance, dans la couche inférieure.

* méthode des ellipses

Si la vitesse V du milieu traversé est connue, il est possible de calculer par cette méthode la position de la surface réfléchissante qui n'est pas forcément horizontale.

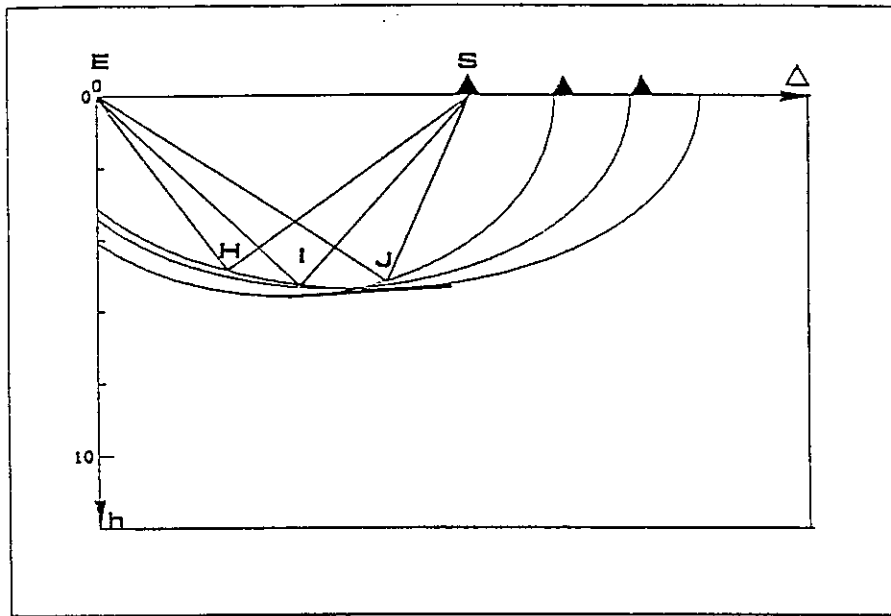


Figure 37 : Méthode des ellipses.

E : point de tir

S : station

Δ et h : distances horizontale et verticale

Pour un couple (T, Δ) donné (fig.37) correspondant à la station S, toutes les réflexions ont le même temps de propagation.

$$EI + IS = EH + HS = EJ + JS = Vt = \text{constante}$$

Le lieu des points de réflexion est une ellipse de foyers E et S.

Avec un seul couple (T, Δ) , on ne peut pas déterminer la position du réflecteur. Cette position est en fait déterminée par l'enveloppe des ellipses tracées pour tous les couples (T, Δ) du profil.

C- Conclusions

Il est bien évident que les modèles d'interprétation utilisés représentent des cas simples (couches planes, le plus souvent horizontales, vitesse constante dans chaque couche,...). Les structures géologiques sont évidemment beaucoup plus complexes, et il existe d'autres méthodes permettant une meilleure interprétation des structures profondes (méthodes du tracé de rai), ces méthodes n'ont pas été utilisées dans le cadre de ce travail.

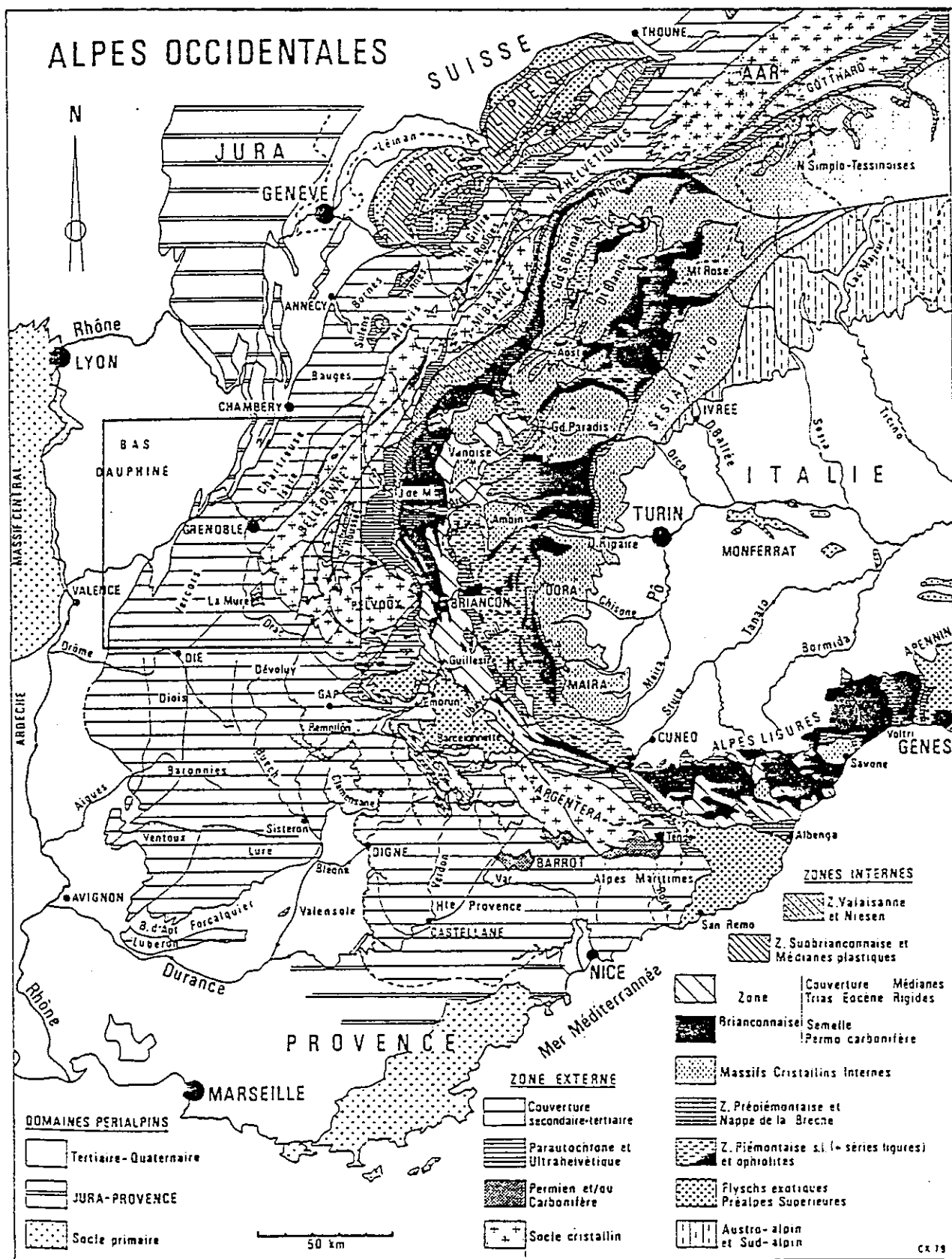


Figure 38 : Carte structurale des Alpes occidentales.
 Le cadre indique la région étudiée.
 (Debelmas et Kerckhove, 1980).

II - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DU DOMAINE ETUDIE

Situés au front Ouest de l'arc des Alpes occidentales, les massifs subalpins dauphinois de Chartreuse et Vercors, et du Diois Baronnies constituent les derniers reliefs importants avant les plaines molassiques du Bas Dauphiné et de Valence.

Selon une coupe Est-Ouest (fig.39) trois domaines peuvent être distingués.

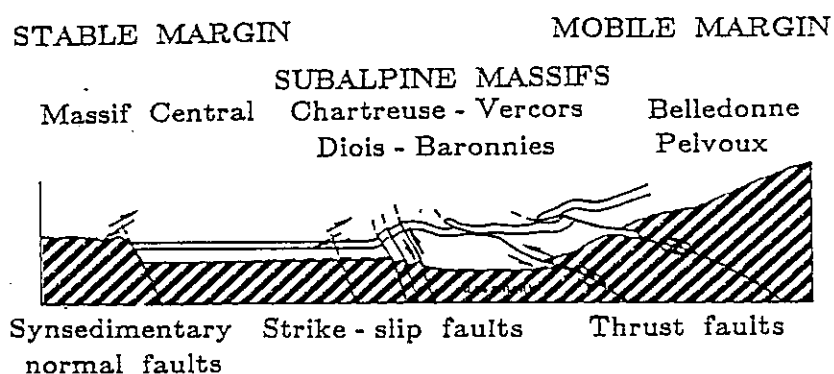


Figure 39 : Coupe schématique à travers les massifs subalpins, de la zone stable à l'Ouest (Massif Central) à la zone mobile à l'Est (massifs cristallins).

zone hachurée = socle

les flèches indiquent le sens de mouvement sur les failles

(Gratier et al., 1988).

* La partie occidentale peut être considérée comme une plate-forme stable (Plaine de Bièvre Valloire, Bas Dauphiné). La couverture sédimentaire recouvrant la prolongation Est du socle du Massif Central est restée sensiblement horizontale. L'interface socle/couverture également horizontale est seulement accidentée de failles normales héritées de la période de rifting de la marge de l'océan alpin, et de décrochements.

* La partie centrale, correspond aux massifs subalpins, et présente une couverture sédimentaire à dominante calcaire (plus ductile toutefois dans les Diois Baronnies) plissée et faillée, l'interface socle/couverture pouvant constituer un plan de décollement potentiel comme les niveaux intermédiaires des Terres Noires qui séparent les chaînes subalpines du socle des massifs cristallins externes (Belledonne et Pelvoux) par un trait orographique majeur : le sillon subalpin.

* A l'Est et au Sud-Est de celui-ci la partie orientale, constitue les massifs cristallins externes, affectés de grands chevauchements profonds selon lesquels ces massifs se déplacent vers le N.W (Ménard, 1979).

L'histoire géologique des massifs subalpins proprement dits peut être résumée en trois étapes majeures. Selon Goguel (1947), Flandrin (1966), Vialon (1974), Arnaud (1981), Lemoine (1982) et Gidon (1982) une importante phase d'extension horizontale se situant pendant le dépôt du Lias-Dogger a précédé deux phases compressives successives. Quatre directions de failles normales majeures héritées de la période d'extension se distinguent à travers la région étudiée.

- . des failles NE-SW dites "failles cévenoies" se trouvent à la limite occidentale des massifs du Vercors et de la Chartreuse.
- . des failles N-S se rencontrent dans le Diois et les Baronnies.
- . des failles EW se trouvent à la limite Nord des massifs Ventoux-Lure et au Sud de Baronnies.
- . Enfin, des failles NW-SE apparaissent à la limite des massifs cristallins de Belledonne et du Pelvoux.

Le développement de ces failles implique de l'extension dans toutes les directions horizontales, mais l'effet de cette extension n'a pas été enregistré par les niveaux se déposant après le Dogger.

Par la suite, ces failles normales ont pu jouer comme limites géométriques et comme hétérogénéités lors des phases de compression ultérieures (Gillcrist et al., 1987).

Les phases compressives se divisent en deux étapes : une première phase débutant au Crétacé supérieur, la phase pyrénéo-provençale a précédé la phase alpine proprement dite.

La phase pyrénéo-provençale est responsable du plissement d'axe EW du Diois, des Baronnies et du Sud Vercors. Elle se serait poursuivie selon certains auteurs jusqu'au Miocène (chevauchement du Ventoux).

La phase alpine liée à la surrection des massifs cristallins de Belledonne et du Pelvoux a accentué ces plis précoces du Diois et a entraîné le plissement Nord-Sud ainsi que toute la déformation associée, des massifs subalpins dauphinois : Vercors et Chartreuse (Goguel, 1963). Entre ces 2 phases compressives s'intercale à l'Oligocène un épisode extensif associé à l'ouverture des grabens de la Vallée du Rhône, de la Bresse et du Fossé Rhéna.

La démarche de notre travail peut être divisée en trois étapes : dans un premier temps, toutes les données géologiques et géophysiques concernant les massifs subalpins ont été détaillées. Puis ces données ont permis l'élaboration de coupes géologiques équilibrées. Enfin les déplacements de la couverture sédimentaire ont été reconstitués en carte à partir de l'analyse quantitative de la déformation de ces massifs.

III - LES DONNEES GEOLOGIQUES EXISTANTES

Les massifs subalpins constituent certainement l'un des domaines les mieux étudiés des Alpes, et les données aussi bien stratigraphiques que structurales sont abondantes.

Il serait fastidieux de citer tous les travaux réalisés pour cette région, c'est pourquoi on a surtout utilisé les travaux de synthèse dont les plus significatifs sont les cartes géologiques au 1/50.000, qui constituent le document géologique de base.

I Les massifs subalpins dauphinois : Vercors et Chartreuse

A - La stratigraphie

Dans le cadre de cette étude, il était important de connaître les épaisseurs des différentes unités mises en jeu au cours de la déformation ainsi que leur compétence, afin de pouvoir déterminer quels sont les niveaux susceptibles d'être des plans de décollement potentiels ou au contraire quels sont ceux qui étant déplaçables en raison d'une déformation interne négligeable pourraient être de bons marqueurs de la déformation globale de la région.

Les cartes géologiques au 1/50.000 ont été utilisées pour cette étude. Elles sont du nord au sud : La Tour du Pin, Voiron, Montmélian, Grenoble, Domène, Romans s/Isère, Vif, Vizille, Charpey, La Chapelle en Vercors. Les travaux de synthèse de Arnaud (1966-1981) pour le Vercors et ceux de Gidon (1964-1967-1981) ont également été largement utilisés.

a - Les épaisseurs stratigraphiques

Le domaine étudié peut se diviser en 3 unités où les conditions de sédimentation ont été différentes :

* un domaine de plate-forme d'avant-pays : la plate-forme jurassienne à l'ouest des massifs subalpins, recouverte en grande partie par le bassin molassique dauphinois.

* un domaine subalpin proprement dit avec différentes subdivisions qui varient selon les auteurs (voir la Thèse de Santos Narvaez à ce propos) englobant la Chartreuse et la majeure partie du Vercors.

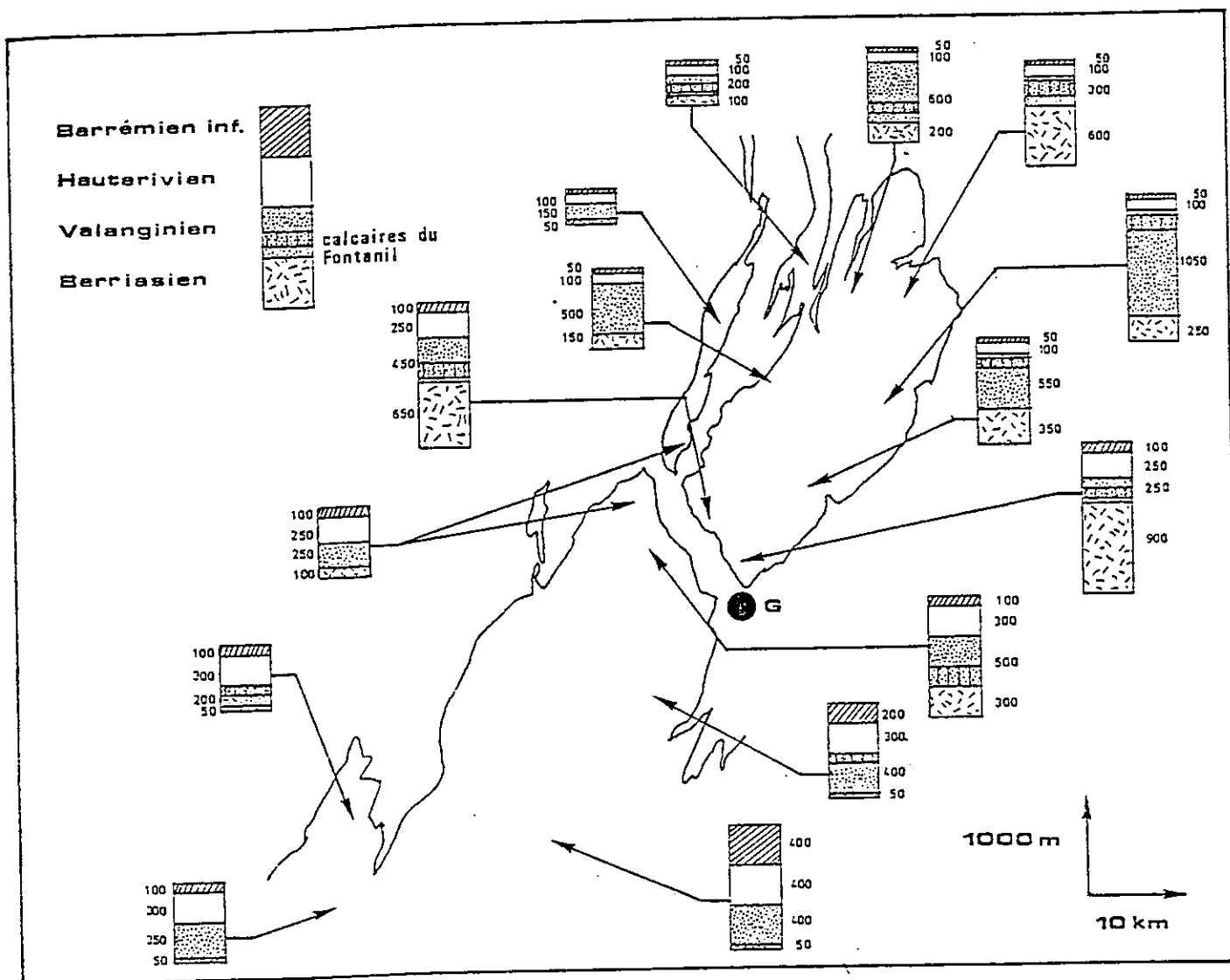


Figure 40 : Carte montrant les variations d'épaisseurs des séries comprises entre la base de l'Urgonien et le toit du Tithonique dans les massifs du Vercors et de la Chartreuse.

Les chiffres donnent l'épaisseur en mètre de chaque niveau.

- La carte a été établie à partir des données stratigraphiques des cartes géologiques.

* un domaine de plate-forme urgonienne correspondant au plateau méridional du Vercors, où la sédimentation a des affinités avec celle de la fosse Vocontienne (Dasarathi, 1966 ; Arnaud, 1966-1981). C'est à cause de ces différences dans la sédimentation que les épaisseurs de série vont être variables au sein de la zone étudiée.

Si les épaisseurs sont relativement bien connues pour les séries s'étaguant du Jurassique moyen au Crétacé supérieur, on ne possède pas de données précises concernant les niveaux du Trias à l'Oxfordien ainsi que ceux de l'Oligocène et du Miocène.

Si les épaisseurs des calcaires urgoniens et tithoniques sont assez constantes à travers la zone concernée, on observe en revanche d'importantes variations pour les séries comprises entre ces deux niveaux : Barrémien inférieur, Hauterivien et Néocomien (fig.40).

Arnaud (1981) a décrit dans le Vercors des variations d'épaisseur des calcaires urgoniens, (surtout au Sud du massif, dans la zone de plate-forme urgonienne), mais ces variations sont mineures à l'échelle du travail proposé ici.

Barfety (1985) a établi quelques cartes d'isopaques du Lias calcaire et schisteux, du Dogger et des Terres Noires pour le rebord subalpin et les collines bordières de Belledonne, mais elles ne permettent pas d'affirmer que les épaisseurs de ces séries sous les massifs sont les mêmes (fig.41 et 42).

b - Les niveaux de décollement

L'étude de la compétence de la série sédimentaire permet de prévoir des plans de décollement potentiels dans les niveaux suivants :

- * les niveaux marneux du Berriasien situés sous les calcaires du Valanginien,
- * les niveaux marneux du Callovo-Oxfordien (Terres Noires ; Siddans, 1983),
- * les niveaux marneux de l'Aalénien,
- * la base du Trias.

c - Les horizons repères

Les formations compétentes (dépliables) choisies comme niveau repère sont les calcaires urgoniens et tithoniques qui se rencontrent fréquemment à l'affleurement.

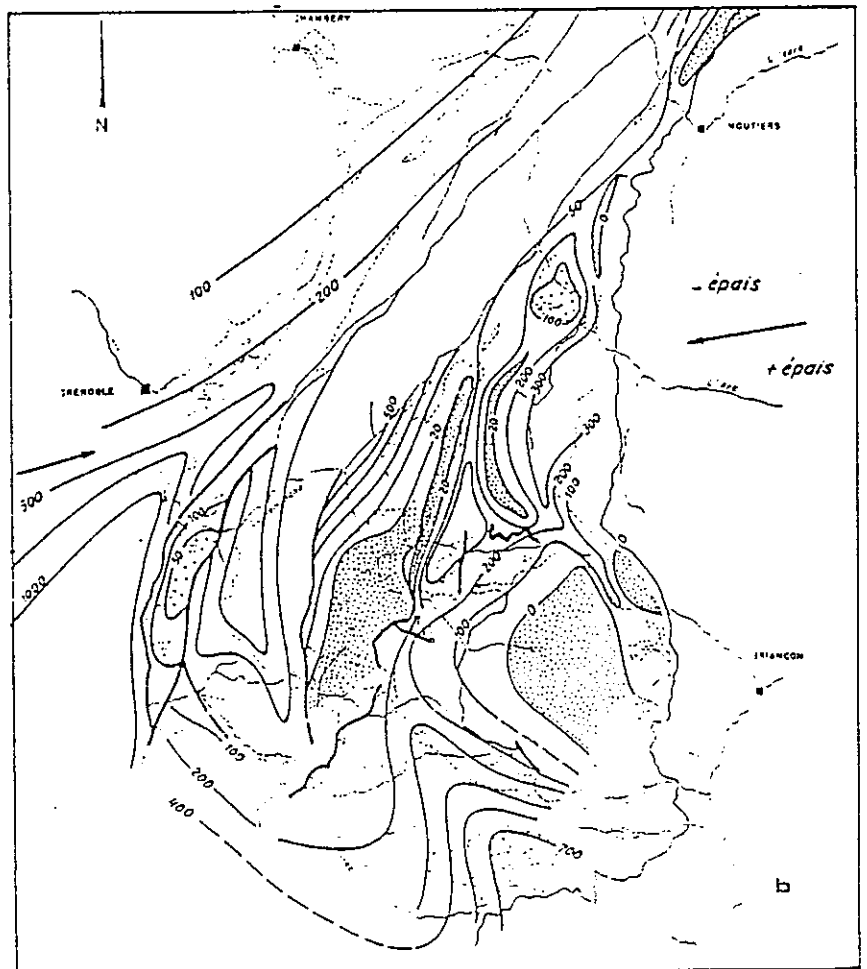
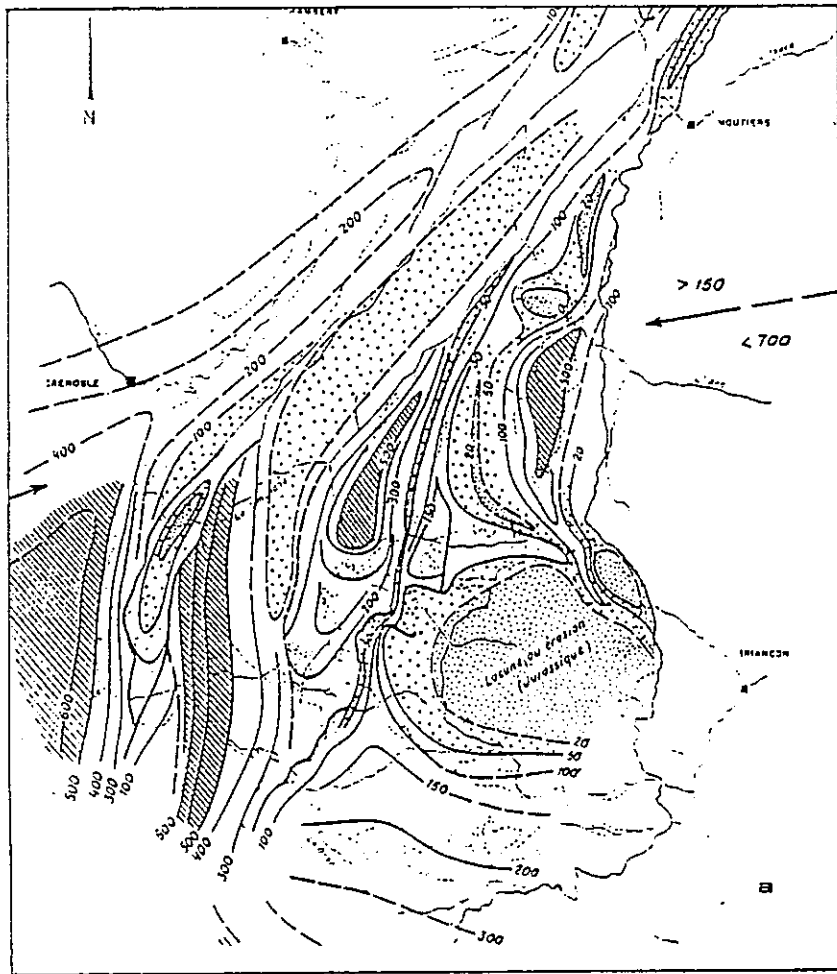


Figure 41 : Cartes d'isopaques du Lias calcaire et schisteux dans la région de Grenoble. (Barfety, 1985).
a - Lias calcaire
b - Lias schisteux

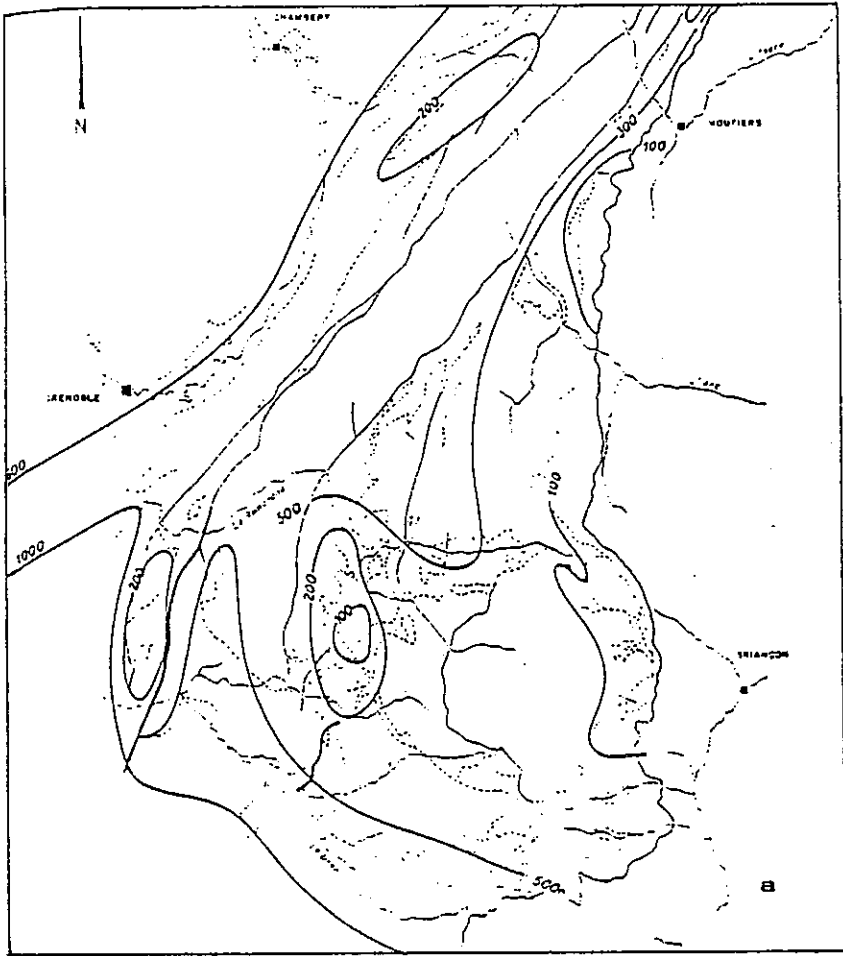
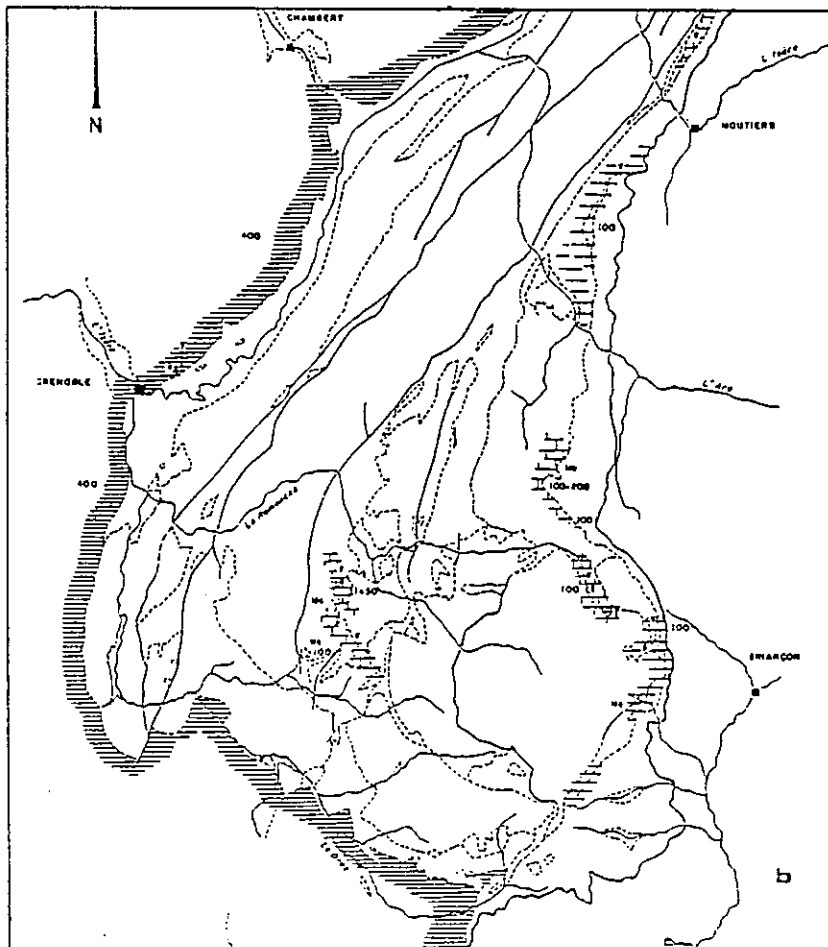


Figure 42 : Cartes d'isopaques
du Dogger et des Terres Noires
dans la région de Grenoble
(Barfety, 1985).

- a - Dogger
- b - Terres Noires



B - Analyse structurale

a - La Chartreuse

La Chartreuse se divise en 3 unités structurales (Gidon, 1964) qui sont d'Est en Ouest : (fig.43 et 44a)

* La Chartreuse orientale limitée à l'Ouest par le chevauchement du même nom ϕO .

* La partie centrale qui correspond à l'anticlinal médian ou anticlinal du couvent, limitée à l'Ouest par un autre chevauchement ϕAM .

* La partie occidentale correspond à l'anticlinal occidental et est limitée à l'Ouest par la faille de Voreppe (ϕV).

Plus à l'ouest, les plis jurassiens sont eux aussi limités sur leur bordure Ouest par des chevauchements : chaînon de l'épine (ϕE) et chaînon de Parves Mt Tournier (ϕP).

- Les failles

Si tous ces accidents sont classiquement définis, leur continuité et leur schéma de branchement ne semblent pas clairement déterminés. On citera simplement un certain nombre d'interprétations de ces structures :

* La liaison entre le chevauchement de l'anticlinal médian ϕAM et la faille de Voreppe au nord de la Chartreuse est interprétée différemment par Gidon (1964) et Santos-Narvaez (1980). D'après Gidon, ces deux chevauchements s'amortiraient au nord alors que pour Santos-Narvaez la faille de Voreppe se prolongerait au front des Bauges.

* L'extrémité sud du chevauchement médian ϕAM est masquée par de mauvaises conditions d'affleurement au voisinage du chevauchement de Chartreuse orientale ϕO et peut correspondre soit à un amortissement du déplacement soit à un recoupement par le chevauchement de Chartreuse orientale (fig.43).

* Le chevauchement de Chartreuse orientale se poursuivrait selon Gidon (1964) dans le Vercors par celui du Moucherotte.

Les chevauchements de la Chartreuse ont tous joué pendant ou après le Miocène puisque les molasses datées de cet âge se retrouvent sous les chevauchements. Mais la datation de ces formations n'est pas assez précise pour détailler la séquence des mouvements miocènes.

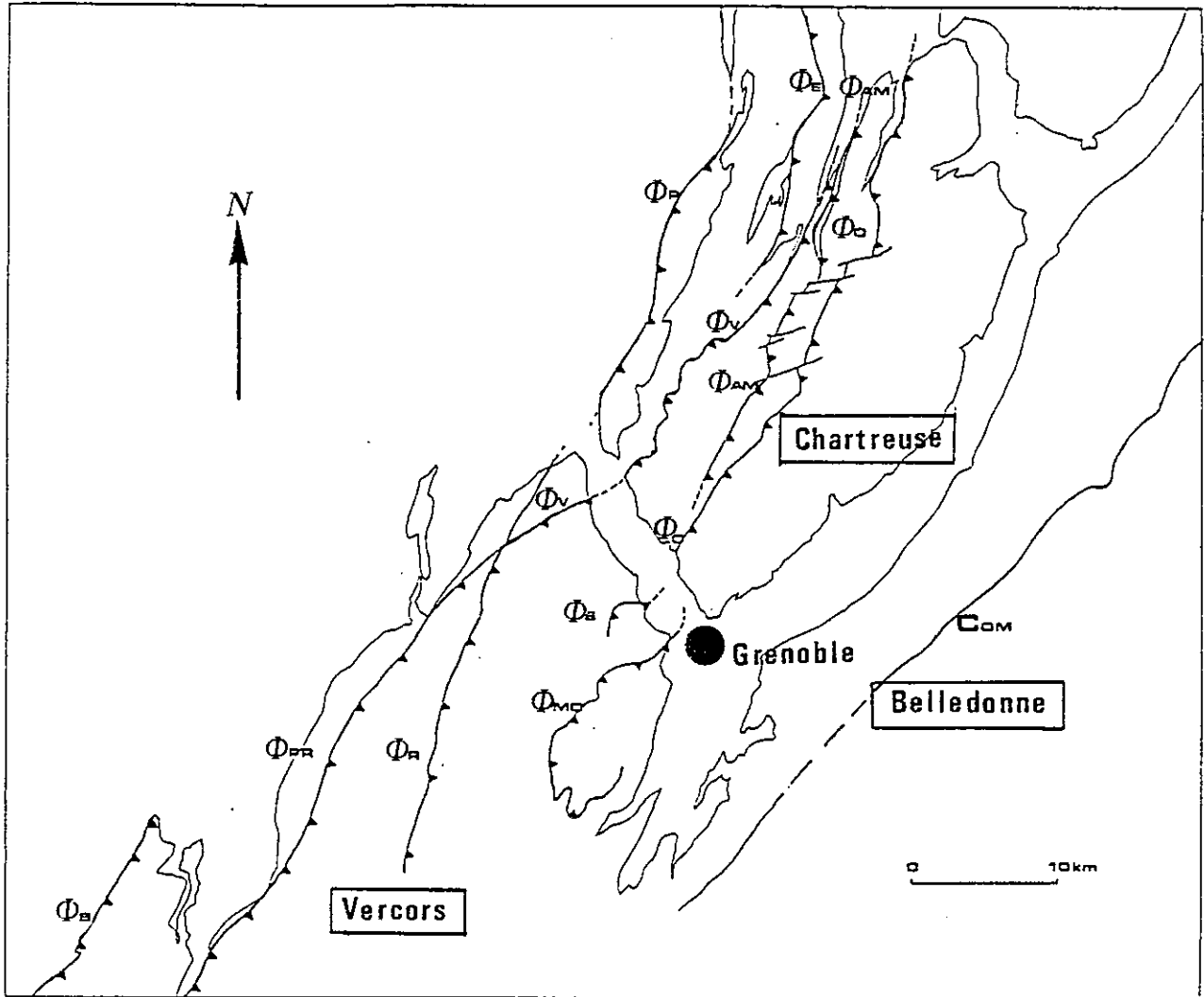


Figure 43 : Schéma structural simplifié du Vercors et de la Chartreuse montrant les principaux accidents :

- ϕ_O = chevauchement de Chartreuse orientale
- ϕ_{AM} = chevauchement de l'anticlinal médian
- ϕ_V = faille de Voreppe
- ϕ_E = chevauchement de l'Epine
- ϕ_{MO} = chevauchement du Moucherotte
- ϕ_S = chevauchement de Sassenage
- ϕ_R = faille de Rencurel
- ϕ_{PR} = faille de Presles
- ϕ_B = faille de bordure du Vercors
- ϕ_P = chevauchement du Parves Mt Tournier
- COM = chevauchement du rameau interne de Belledonne (Oligocène - Miocène)

(a)

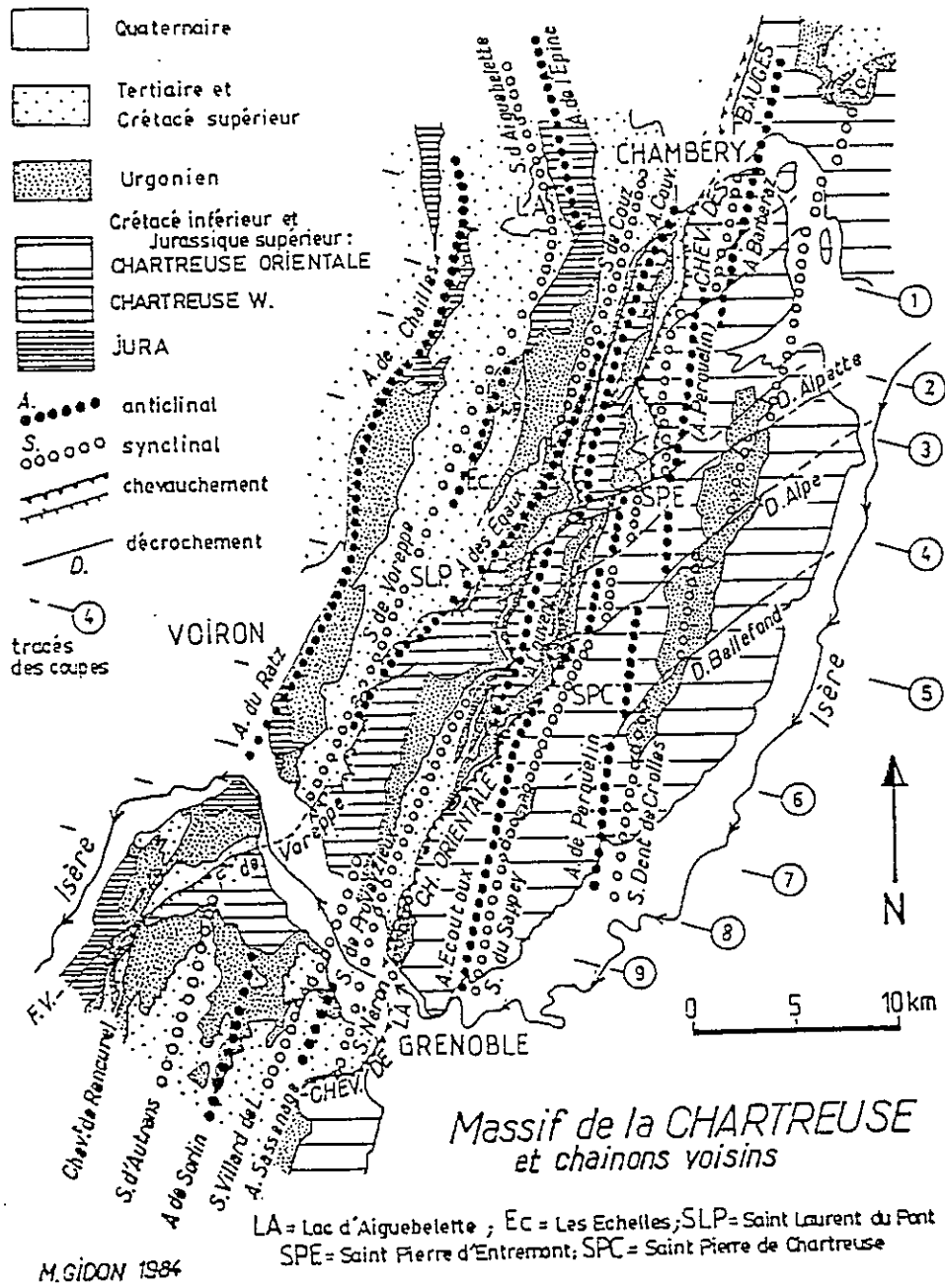


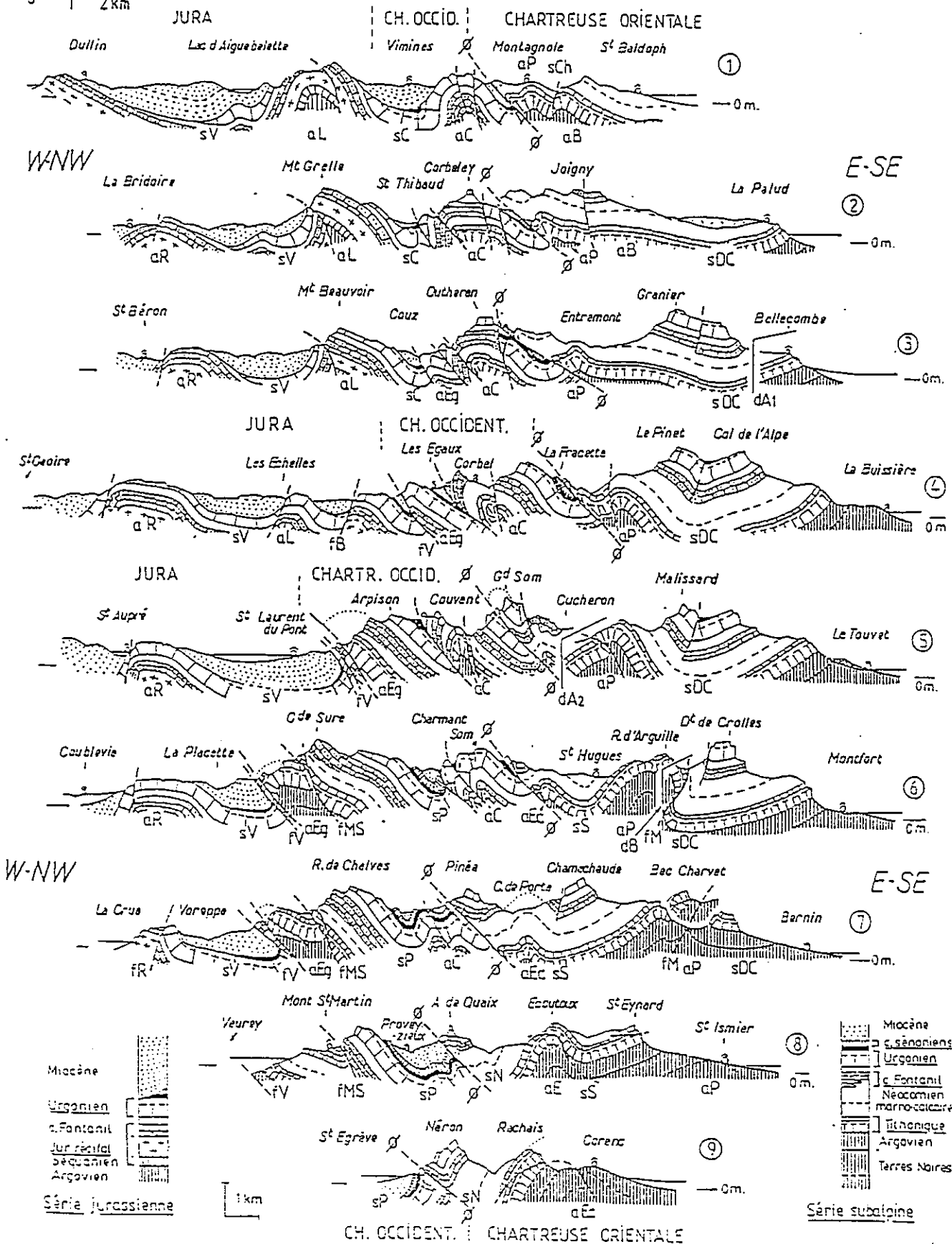
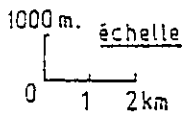
Figure 44 a : Carte structurale du Massif de la Chartreuse d'après Gidon (1985).

Figure 44 b : Coupes sériées dans le massif de la Chartreuse, la localisation des coupes est indiquée sur la fig.a (Gidon, 1985).

(b)

MASSIF DE LA CHARTREUSE et chaînons voisins

orientation des coupes : N 105°E



En dehors de ces chevauchements d'orientation méridienne, on distingue en Chartreuse deux familles de failles transversales.

* Une famille d'orientation moyenne N 60-65° et fonctionnant en décrochement dextre.

* Une famille N 150° moins bien exprimée et ayant un mouvement senestre. Le chevauchement de Voreppe n'est pas affecté par ces décrochements qui pourraient être des failles de déchirement associées au déplacement sur cette faille (Dahlstrom, 1969).

- Les plis (fig.44)

Seuls les anticlinaux sont bien développés, les synclinaux apparaissent "comme des lanières résiduelles pincées entre de grosses masses anticlinales" (Gidon, 1964). La plupart des plis avaient d'abord été qualifiés de pli-faille car tous les anticlinaux sont limités par une faille chevauchante et il existe tout au long des chevauchements des témoins d'un flanc inverse. Gidon (1964) notait toutefois que les témoins d'un flanc inverse se rabotent rapidement vers leur base, sans jamais dépasser en renversement le pendage de 70°, et que la charnière frontale quand elle est visible est souvent entièrement sectionnée par la base. Il en concluait alors qu'on n'observait pas le résultat de l'étirement d'un flanc inverse de pli couché mais le simple froncement des assises le long de la surface de refoulement d'une faille chevauchante. Ce schéma est surtout valable pour l'anticlinal médian et l'anticlinal chartreux oriental. Le pli est compliqué dans le détail, par une série de failles qui le découpent littéralement en "lanières".

Les plis les plus externes pourraient s'être ébauchés avant la phase principale de chevauchement d'âge miocène. Mais nous verrons plus en détails, dans le chapitre "Etudes de terrain complémentaires" comment est interprétée la formation des plis.

b - Le Vercors

On distingue dans le Vercors, deux régimes de déformation, anté et miocène-post-miocène (Arnaud, 1981).

Les plis précoces se rencontrent à l'ouest du massif (St Nazaire en Royans, Monts du Matin) d'orientation N 30 à N 40°, ils se seraient formés au Crétacé supérieur. Ces plis sont hachés de failles, dont certaines "d'orientation méridienne délimitent des fossés d'effondrement anté-oligocènes" (St Nazaire en Royans par exemple) (Arnaud, 1981).

A ces failles normales méridiennes viennent s'ajouter des décrochements senestres N 20 à N 30° dont la faille de Presles est un exemple (Arnaud, 1973) (fig.45a).

Mais cette tectonisation précoce a été masquée en grande partie par la phase principale de déformation miocène et post-miocène (fig.45b).

- Les failles miocènes

Elles appartiennent à trois catégories.

- * on observe plusieurs chevauchements comme ceux du Moucherotte, de Rencurel et de la faille de Voreppe.

- * des décrochements dextres N 50° dont les principaux sont la faille de la Cléry, du Jasneuf (étudiées par Robert, 1976), ainsi que des décrochements senestres N 140° (faille de Carette) s'observent également. Ces décrochements sont responsables de déplacements plurikilométriques de la couverture.

- * enfin, des failles anciennes, failles normales ou anciens décrochements senestres, sont encore visibles malgré leur reprise fréquente en accidents inverses, notamment sur le flanc oriental des synclinaux : faille de Presles.

Du point de vue des liaisons entre la Chartreuse et le Vercors, on admettra que le chevauchement de Voreppe se prolonge dans le Vercors et semble se continuer par le chevauchement de Rencurel.

Le chevauchement du Moucherotte prolongation du chevauchement de Chartreuse orientale (Gidon, 1964) a des répliques dans la barre tithonique : chevauchement de l'Epérimont (Debelmas et Goguel, 1955 ; Gidon, 1981).

- Les plis miocènes

Au contraire de la Chartreuse, dans le Vercors les synclinaux sont bien développés. On distingue deux synclinaux majeurs : synclinal du Royans à l'Ouest, synclinal médian au centre du massif. Ces unités séparent trois aires globalement anticlinales mais caractérisées par une succession d'ondulations synclinales et anticlinales très marquées au Nord : synclinal d'Autrans Méaudre, anticlinal de Sornin, synclinal de Villard de Lans par exemple, mais qui s'estompent et disparaissent au Sud du massif (fig.46).

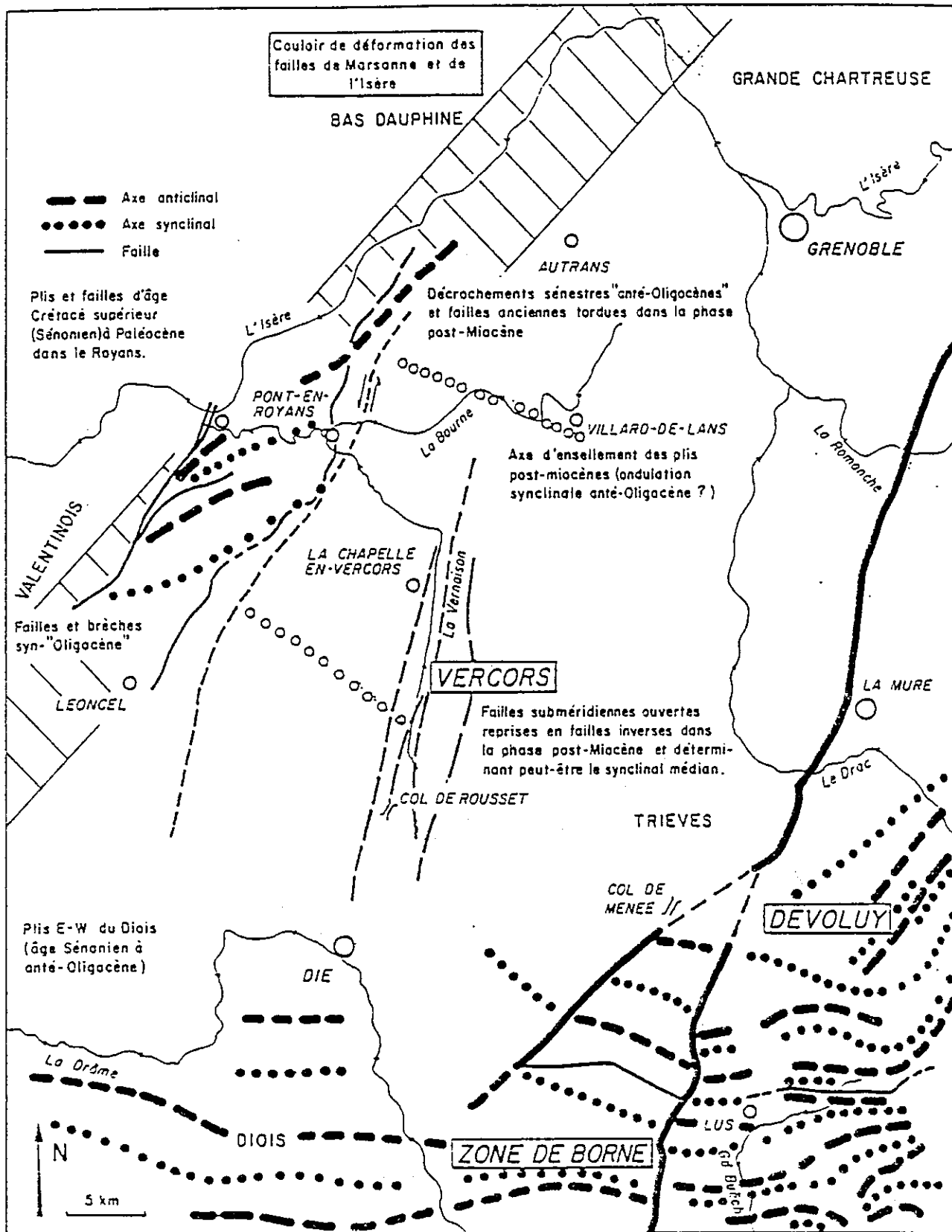


Figure 45 a : schéma structural montrant la localisation des principaux plis et des failles anté-miocènes entre la vallée de l'Isère et le Dévoluy (Arnaud, 1981).

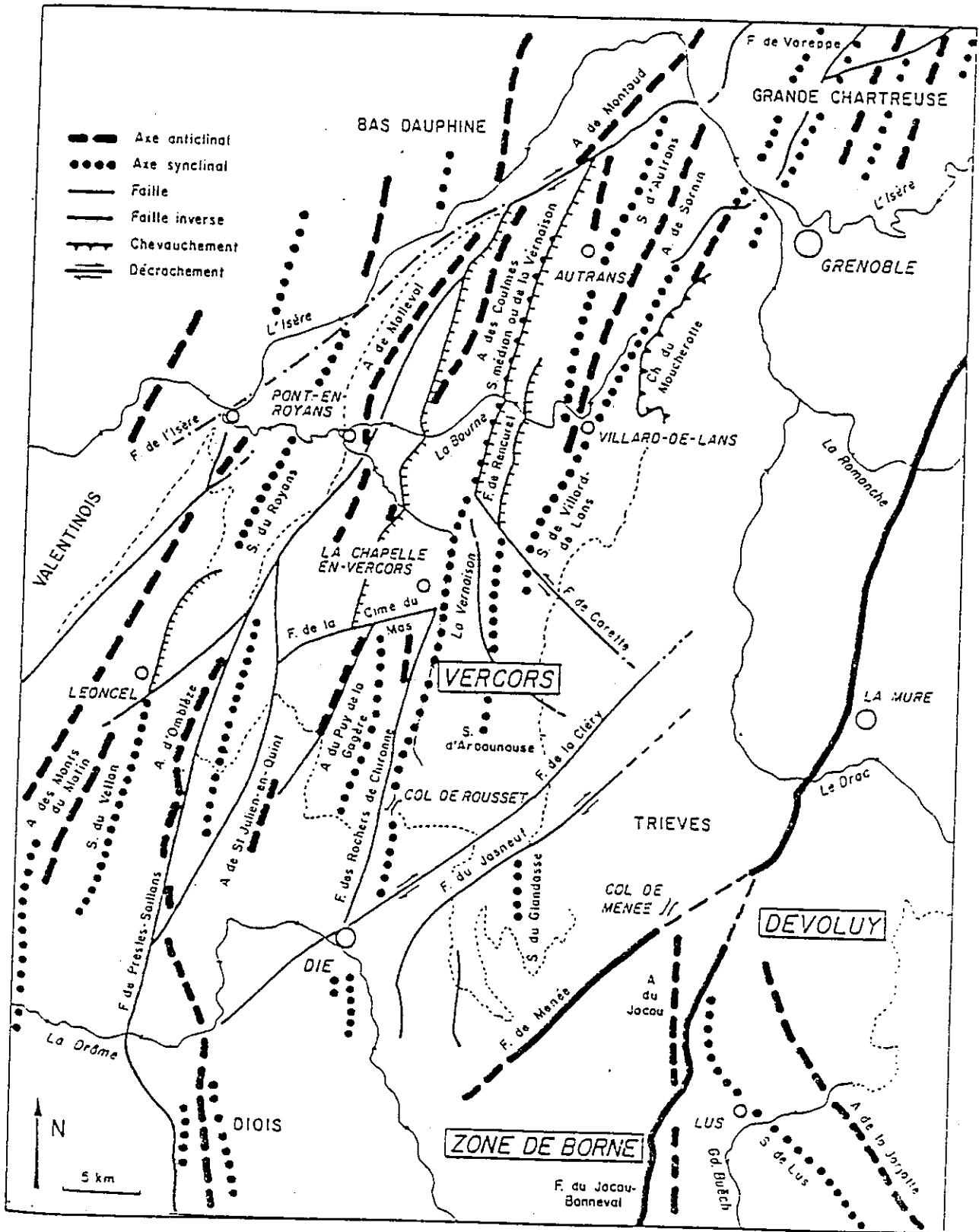
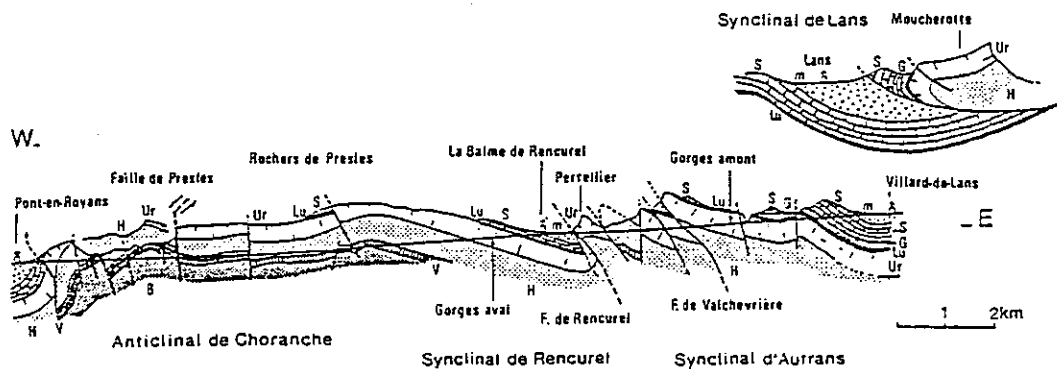


Figure 45 b : schéma structural montrant la disposition des plis et des failles post-miocènes entre la vallée de l'Isère et le Dévoluy (d'après Arnaud, 1981).

Figure 46 : Coupe des Gorges de la Bourne (Vercors) (Arnaud, 1981).



c - La direction de déplacement

La direction de raccourcissement maximal dans cette partie des Alpes externes est considérée habituellement comme étant radiale par rapport à l'axe de la chaîne alpine (Goguel, 1963 ; Choukroune et al., 1986). Les analyses microstructurales faites au Nord de la Chartreuse semblent le confirmer en indiquant une direction de raccourcissement maximal N 120° (Santos-Narvaez, 1980 ; Mugnier et al., 1987).


L'étude des anisotropies de susceptibilité magnétique dans les formations marneuses du rebord subalpin montre une direction N 120° en Chartreuse et N 100° au Sud du Vercors. Cette direction pourrait être la direction de translation par cisaillement sur le niveau de décollement des Terres Noires, des assises calcaires susjacentes. (Lamarche et Rochette, 1987 ; Aubourg, 1987) (fig.47).

C - Relations avec les massifs cristallins externes


Depuis les travaux de Ménard (1979) et Ménard et Thouvenot (1984-1987) il est admis que la déformation des massifs subalpins est liée aux chevauchements du socle situé sous les massifs de Belledonne et peut-être et/ou du Pelvoux.


Figure 47 (d'après Aubourg, 1987).


SYNTHESE REGIONALE DES DIRECTIONS D'ASM
EN AVANT DES MASSIFS CRISTALLINS EXTERNES


Massifs cristallins externes 

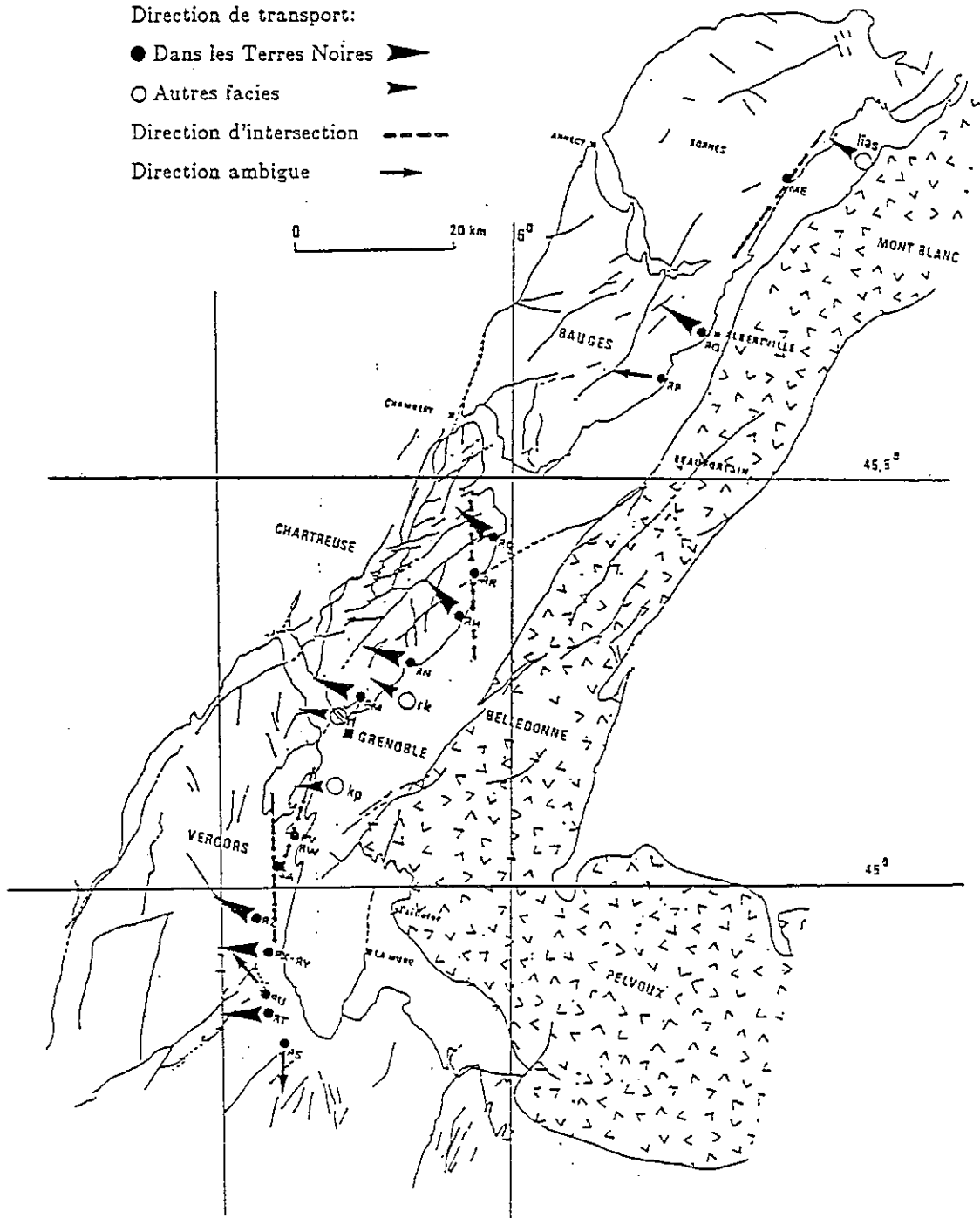
Direction de transport:

● Dans les Terres Noires 

○ Autres facies 

Direction d'intersection 

Direction ambiguë 



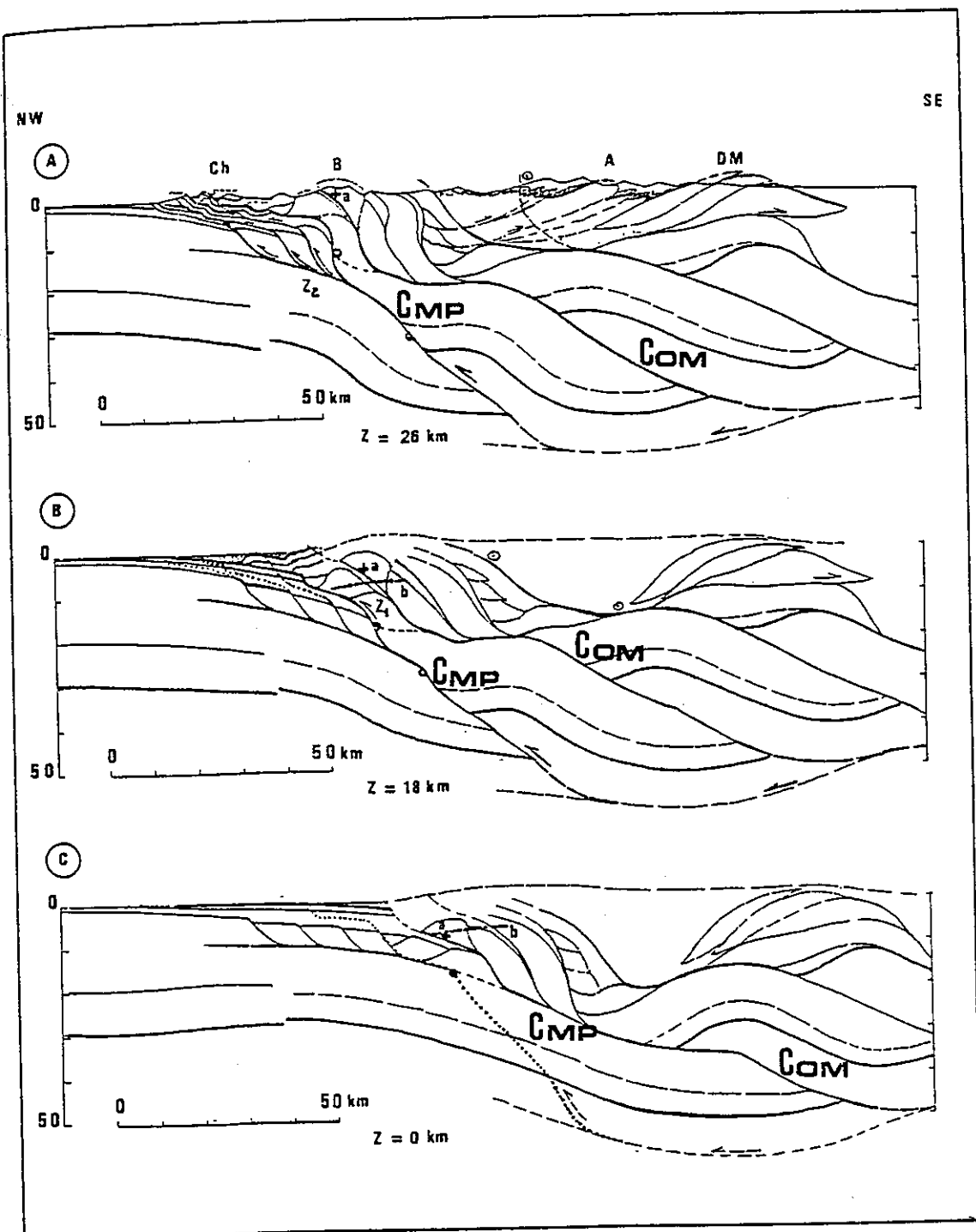


Figure 48 : Coupe équilibrée crustale et remise à l'état avant déformation (d'après Ménard et Thouvenot, 1987).

La coupe passe au Nord de la Chartreuse au niveau de la coupe 2 de la fig.44 b.

A - Etat actuel

B - Etat il y a -11MA

C - Etat il y a -20MA

COM = chevauchement interne de Belledonne (Oligocène - Miocène)

CMP = chevauchement externe (Miocène - Actuel)

Sur la figure 48 A, on distingue dans le massif de Belledonne (B) deux chevauchements crustaux majeurs que l'on nommera : COM et CMP.

Le chevauchement le plus interne à la chaîne COM implique les deux parties du massif de Belledonne, que l'on nomme également rameaux. On distingue ainsi le rameau interne à l'Est et le rameau externe à l'Ouest séparés par le chevauchement COM. D'après Ménard et Thouvenot (1987) ce chevauchement serait d'âge Oligo-Miocène.

Le chevauchement le plus externe et le plus récent CMP serait d'âge Miocène Actuel. Il se poursuit dans les massifs subalpins, et semble responsable de la déformation de cet ensemble.

Dans la remise à l'état avant déformation (étape B et C de la fig.48) seul le chevauchement CMP est pris en compte. Le chevauchement COM joue alors le rôle de marqueur passif et est transporté avec le compartiment chevauchant.

L'action du chevauchement CMP avait déjà été évoquée par Doudoux et al., (1982) pour expliquer le chevauchement du massif des Bauges (situé au Nord de la Chartreuse) sur la molasse miocène marine. Le choix du front de ce chevauchement CMP dans les massifs subalpins reste à discuter, car il existe plusieurs interprétations possibles.

Ce problème sera discuté dans les chapitres suivants.

2 Le Diois et les Baronnies

Ces massifs ont été aussi bien étudiés que ceux du Nord, et on peut se reporter aux études antérieures de Arnaud (1966), Flandrin (1966), Flandrin et Weber (1966) et François (1981). Seules leurs caractéristiques principales seront citées ici.

La région du Diois et des Baronnie se situe en domaine vocontien et se caractérise par la grande épaisseur de la série mésozoïque (plus de 4.000 m) avec une nette prédominance stratigraphique des argiles, marnes et marno-calcaires. La seule formation compétente (dépliable) choisie comme horizon repère est représentée par les calcaires tithoniques.

Cette région a été soumise à deux phases de déformation : la phase pyrénéo-provençale et la phase alpine.

Du Crétacé jusqu'à l'Eocène, et localement jusqu'au Miocène, une contraction générale plutôt Nord-Sud, la phase pyrénéo-provençale a donné naissance à des plis de grands rayons de courbure. Cette contraction augmente de l'Ouest à l'Est et est associée à de grands décrochements senestres, d'orientation moyenne NE-SW.

Au Miocène, la phase alpine se fait sentir par une contraction plutôt Est-Ouest qui accentue les plis préexistants et provoque la formation de nouveaux plis d'axe N-S dans le Diois et le jeu de certains décrochements.

Toutes ces données ont été synthétisées dans les coupes E-W et N-S de Jouve (1985). Ces coupes ne peuvent être équilibrées car la présence de 2 déformations d'orientation différente ne permet pas d'assurer le respect de la conservation de surface dans le plan de coupe (fig.49).

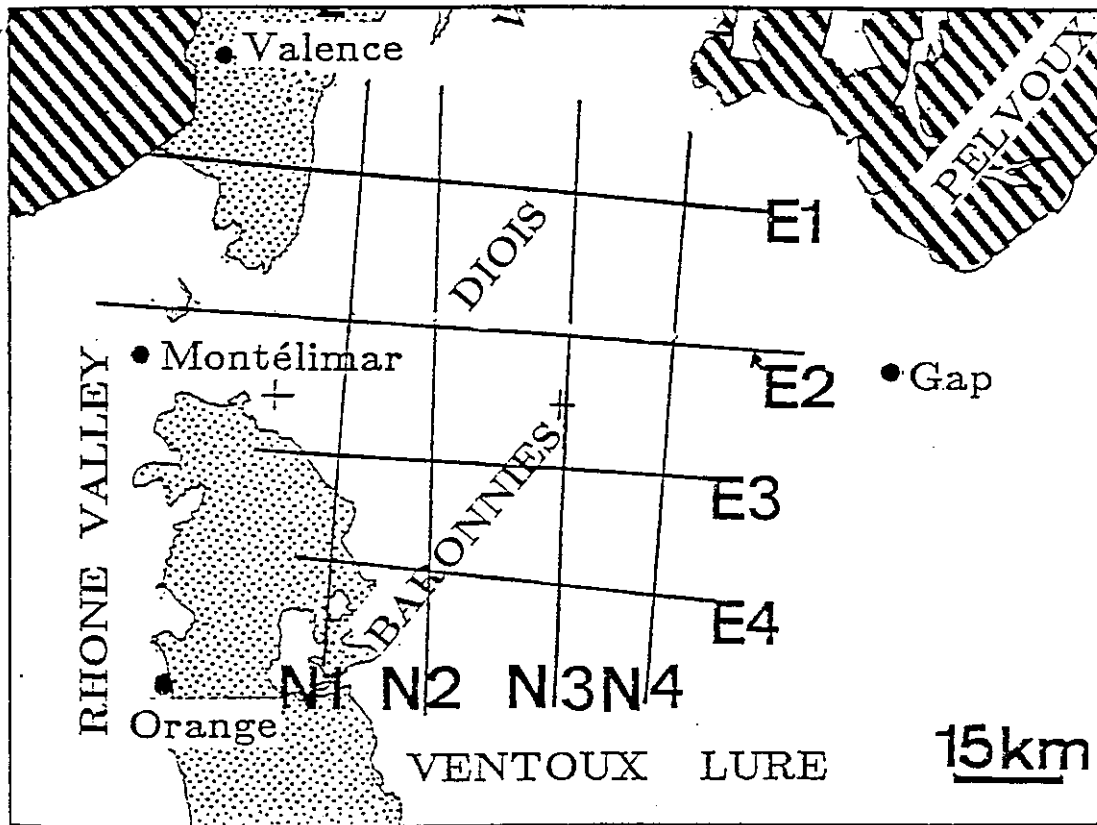


Figure 49a : Carte de situation des coupes E-W et N-S du Diois et des Baronnies.

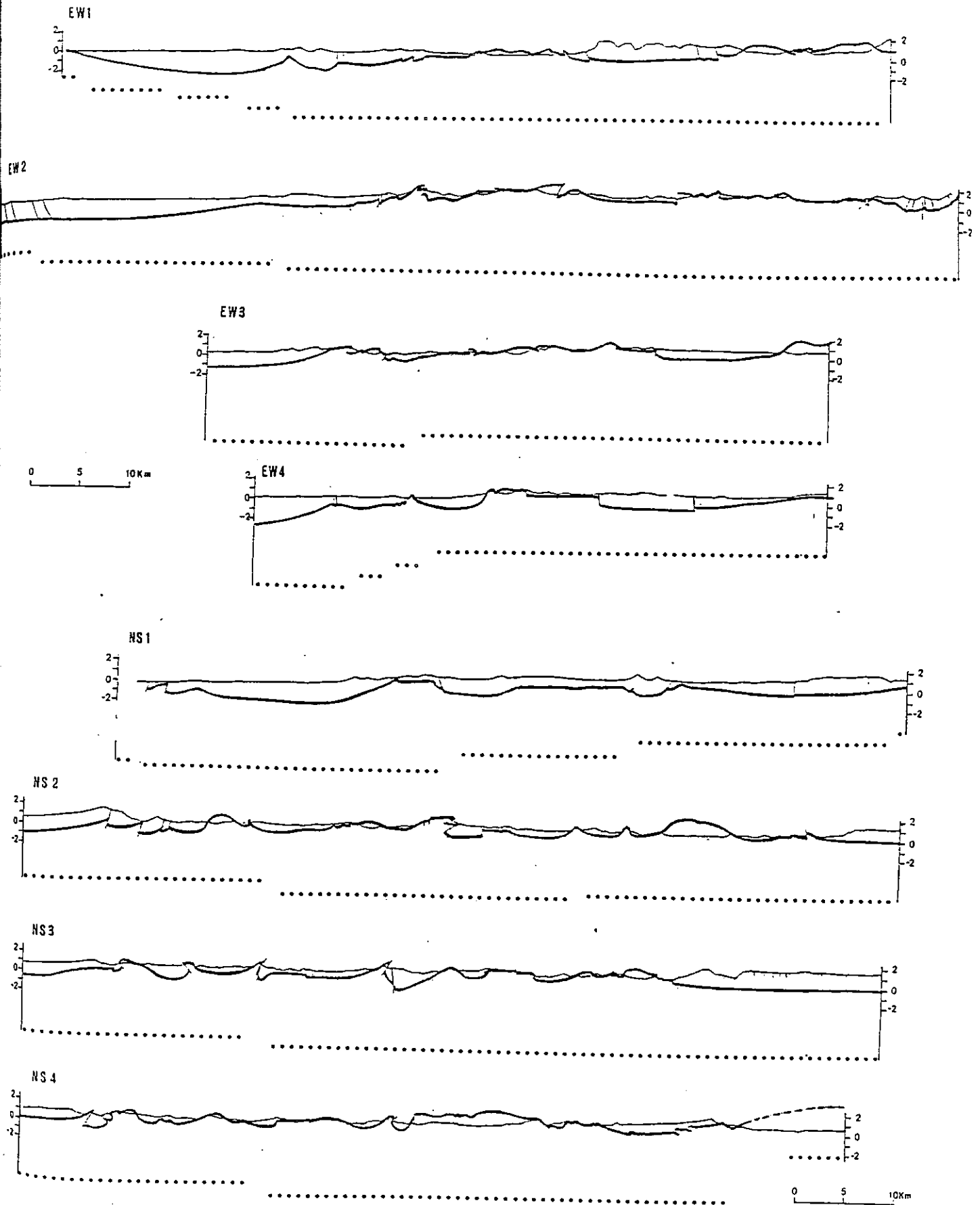


Figure 49b : Coupes E-W et N-S dans le Diois et les Baronnies d'après Jouve (1985).

Les pointillés indiquent la position du plan de décollement.

IV LES DONNEES GEOPHYSIQUES

Dans les Alpes occidentales, les données concernant la position du socle antétriasique en avant des massifs cristallins sont encore très fragmentaires. Le seul document synthétique est la carte des isobathes du socle antétriasique de Ménard (1980) construite à partir des données de forages, de profils sismiques et gravimétriques. Ces données concernent tout le Sud-Est de la France.

Dans ce travail, on a comme pour les données géologiques, synthétisé d'une part les données existantes sur la zone étudiée, et réalisé d'autre part des expériences de sismique réflexion et réfraction. Les profils sismiques ont été réalisés au Nord du Vercors (fig.50).

I Synthèse des données existantes

La région étudiée peut être divisée en deux zones distinctes :

- * A l'Ouest se trouve l'avant-pays constitué par le bassin molassique du Bas Dauphiné.
- * A l'Est se sont les massifs subalpins proprement dits : Vercors et Chartreuse.

A - Le Bas Dauphiné

Cette région située à l'Ouest des massifs subalpins a été l'objet de nombreuses campagnes de recherches pétrolières. Des profils sismiques, gravimétriques complétés par de nombreux forages y ont été réalisés (Orgeval et Rumeau, 1955), et ils ont permis de préciser la géométrie profonde.

La collecte des données, déjà réalisée par Ménard (1979) a été résumée ici, on ne reprendra que les principaux résultats (fig.50 et fig.51).

Les forages permettent de situer le socle dans l'avant-pays, mais donnent également des indications sur la position des horizons repères (Urgonien et Tithonique).

Les campagnes de sismiques et de gravimétrie ont été interprétées par Goguel (1948) et Germain et Demaison (1958).

Figure 50 : Carte de situation des forages et des profils sismiques dans la région étudiée.

1 - forage pétrolier

2 - forage pétrolier ayant atteint la base du Trias

3.6 - localisation des stations sismiques et point de tir associé (les stations sont numérotées de 1 à n par point de tir, la lettre indique le nom du point de tir).

3 - stations du profil L_0 ayant enregistré les tirs de La Buisse (LBU)

4 - stations des profils L_2 et L_3 et point de tir Sassenage (SAS)

5 - stations du profil L_1 ayant enregistré les tirs de Sassenage et de La Buisse

6 - stations des profils Chartreuse avec comme point de tir La Thuile (LTH)

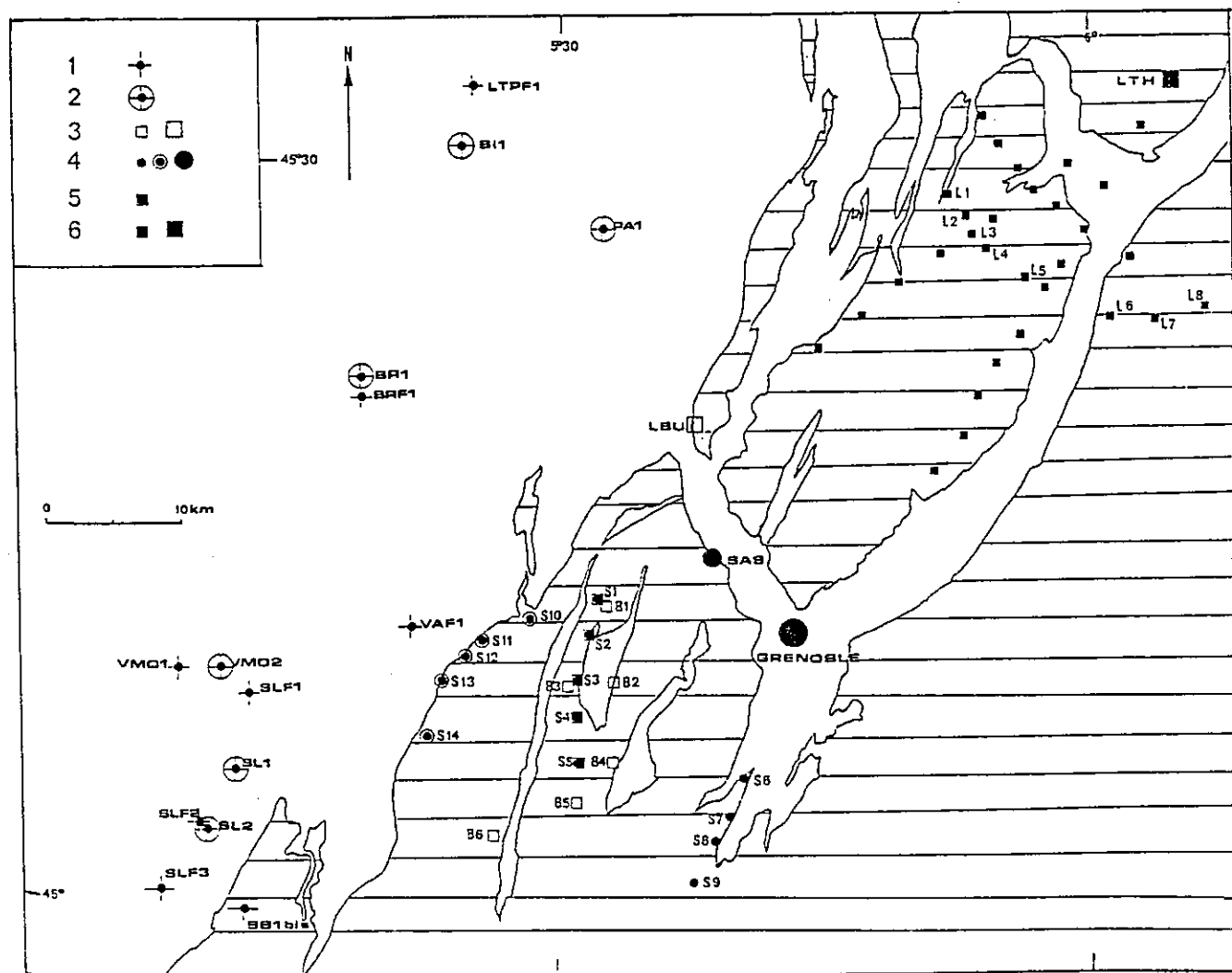


Figure 51 : Tableau des données de forages du Bas Dauphiné. Leur localisation est indiquée sur la fig.50 modifié d'après Ménard (1979).

FORAGE	X Y	ANNEE PROFONDEUR	COTE D'ORIFICE	QUATERNAIRE	MIOCENE	OLIGOCENE	EOCENE	URGONIEN	NEOCOMIEN	JURASSIQUE SUPERIEUR	CALLOVO- OXFORDIEN	DOGGER	LIAS	TRIAS	SOCLE
DB 1 Bis	826.800 303.25	1959 3064	675						0 682	682 1123	2300	2300 2740			
									F	2740	3064				
BR 1	839.85 61.01	1959 1427	472	0 10	10 537					537 853	853 1007	1007 1342	1342 1398	1398 1417	1417 1427
BR 1	812.317 840.662	1833	253							115 561	561 1212	1212 1726	1726 1784	1784 1823	1823 1833
BR F1	833.159 342.170	1957 410	370	0 62	62 340					340 041					
LTP F1	840.257 365.881	1958 741	360	0 20	20 548	548 673				673 741					
PA 1	850.665 354.820	1959 2119	543		0 705	705 865				865 1447	1447 1593	1593 2013	2013 2080	2080 2108	2108 2119
SL 1	824.942 313.613	1957 2790	187	0 9	9 448	448 615	615 629	629 640	640 1123	1123 1743	1743 1875	F 2034			2768
											1875 2034	2034 2455	2455 2622	2622 2768	2790
SL 2	823.325 309.230	1959 2425	203	0 43	43 320	320 790	790 817	817 902	902 1162	1162 1554	1554 1700	1700 2180	2180 2303	2303 2414	2425
SLF 1	826.032 319.466	1958 859	321		0 350	350 845		845 859							
SLF 2	822.698 309.340	1958 575	200	0 41	41 162	162 347			347 575						
SLF 3	820.160 304.400	1959 11287	278	0 45	45 205	205 901		901 1067	1067 1287						
Va F1	837.016 325.105	1958 889	360	0 20	20 458	458 829		829 840							

Les principaux résultats tirés de cette étude

Le socle antétriasique est très peu profond dans le Bas Dauphiné : de moins 1565 m au forage de Paladru (Pal), il s'abaisse au Sud pour atteindre moins 2600 m à St Lattier (SL1, SL2).

Les épaisseurs des séries secondaires sont réduites par rapport à celles observées dans les massifs subalpins, par contre l'Oligocène et le Miocène y sont relativement épais : 865 m à Paladru, 620 m à St Lattier.

La structure du bassin est relativement simple, la gravimétrie a permis de mettre en évidence des anomalies lourdes, interprétées par la sismique comme des axes anticlinaux. On observe un alignement de ces structures anticlinales profondes dans le secondaire enterrées sous le tertiaire plus ou moins discordant. La genèse de ces structures est probablement liée à un accident de socle (Gamond et Odonne, 1981).

Les flancs de ces anticlinaux sont faiblement pentés, et le faible raccourcissement déduit de ces structures peut permettre de considérer le Bas Dauphiné comme une zone fixe où s'amortit la déformation des massifs subalpins. La position des niveaux repères (Urgonien et Tithonique) peut correspondre à leur position initiale avant déformation.

D'autre part, les études sismiques, confirmées par le forage de Beauregard - Barret ont permis de mettre en évidence la présence d'une faille chevauchante sur la bordure occidentale du Vercors qui pourrait se prolonger dans le socle (Dasarathi, 1965).

B - Les massifs subalpins

Les seules informations disponibles à l'heure actuelle sont issues des profils sismiques des années 1956-1960 à travers les Alpes occidentales (Cloos et Labrouste, 1963 ; Perrier, 1973) et de l'expérience réalisée au Nord de la Chartreuse en octobre 1985 (Mugnier et al., 1987 ; Thouvenot et Ménard, 1988).

a - les profils des Alpes occidentales

Trois profils intéressent la zone concernée : le profil Lac des Rochilles/Rhône, le profil Lac Nègre/Chartreuse et le profil Lac Nègre/Vercors (fig.52 et 53).

L'interprétation géologique de ces profils a été faite par Ménard (1979). Ils ont permis de révéler le chevauchement du socle de Belledonne sur celui des massifs subalpins. Les profondeurs calculées montrent un socle relativement profond sous ces massifs, ce qui implique un enfoncement rapide du socle entre le Bas Dauphiné et les massifs subalpins (de 2 km environ à 7 km).

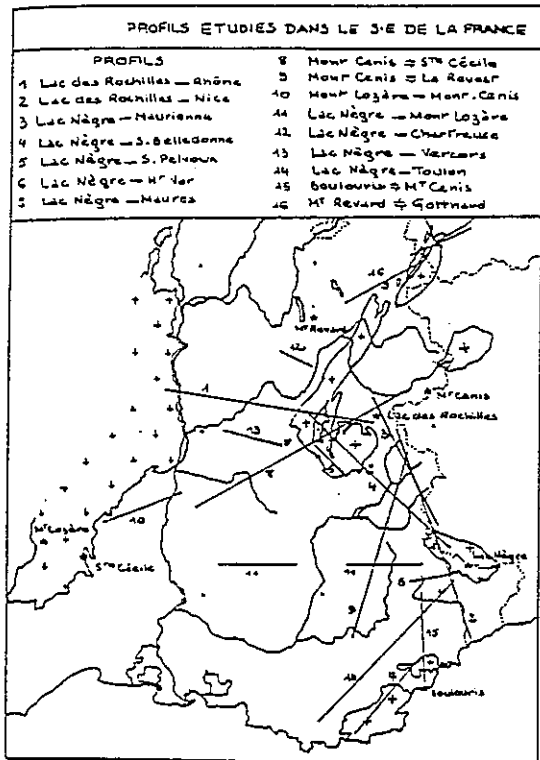
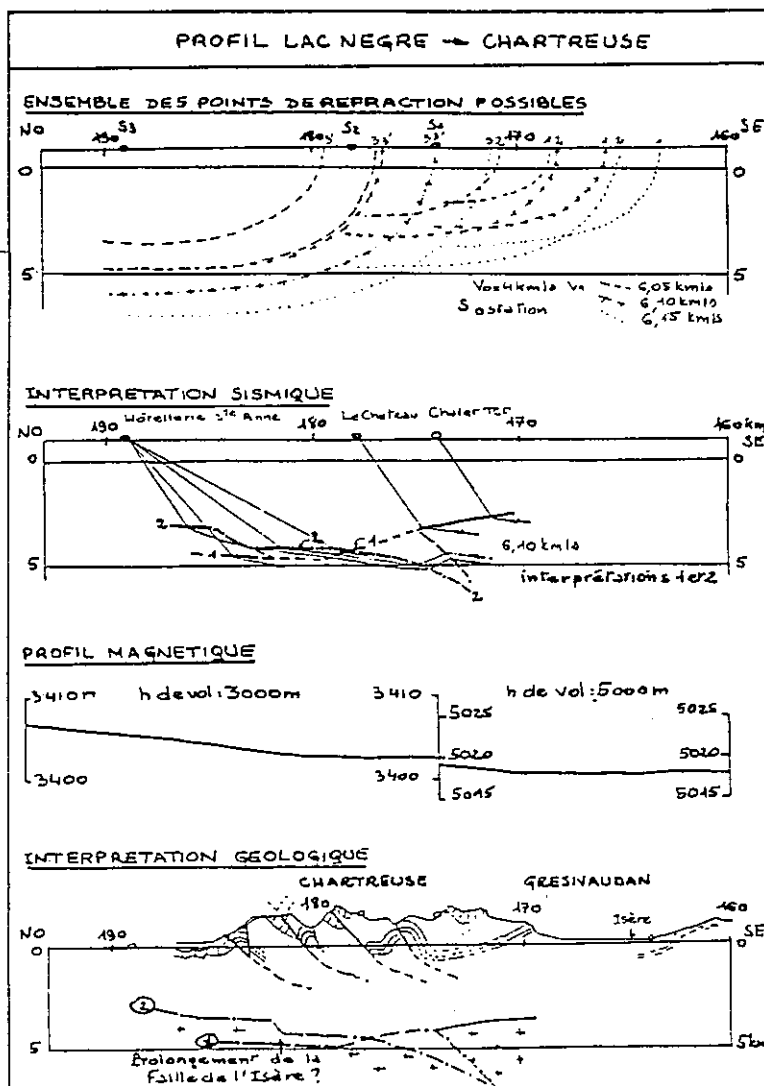


Figure 52 : Les grands profils sismiques des Alpes occidentales (1956-1960) carte de situation et interprétation géologique du profil Lac Nègre/Chartreuse (profil n°12) (D'après Ménard, 1979).



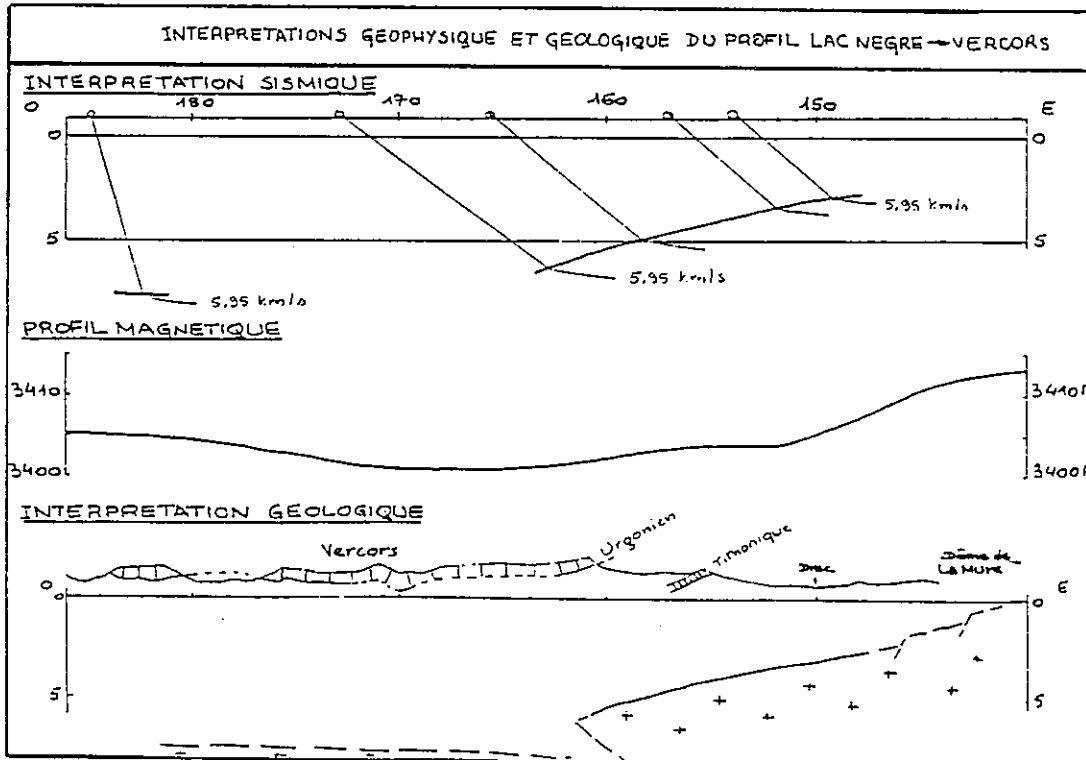
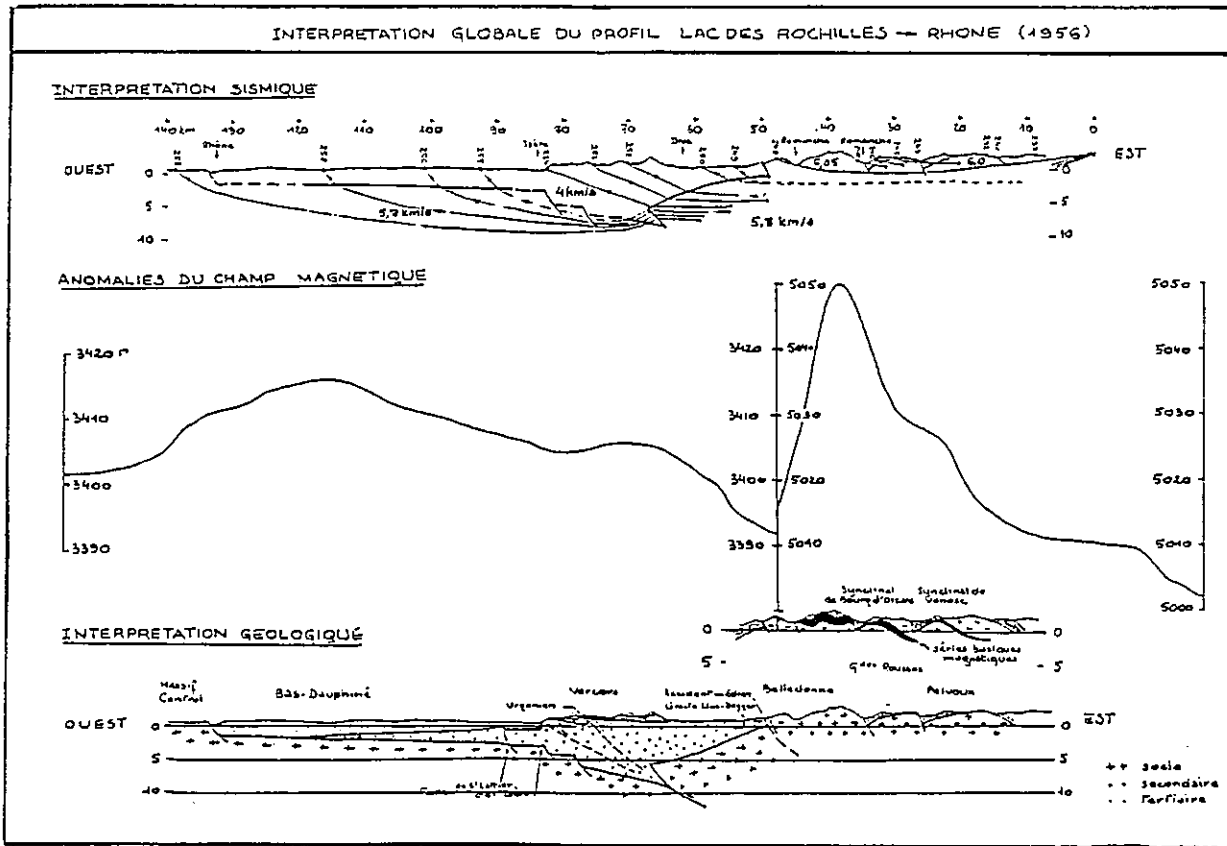


Figure 53 : Les grands profils sismiques des Alpes occidentales (1956-1960).
Interprétation géologique des profils Lac des Rochille/Rhône (1) et Lac Nègre/Vercors (13) (Ménard, 1979).

b - expérience sismique Chartreuse

La localisation des stations est indiquée sur la fig.50. Ces profils ont été réalisés par F. Thouvenot dans le cadre du programme "Géologie profonde de la France". Le point de tir était situé dans le massif des Bauges (à la Thuile). Le dispositif des stations consistait en deux profils longitudinaux et 2 profils en éventail.

Résultats

Nous présenterons les résultats obtenus à partir du deuxième éventail (le plus loin du point de tir, fig.50 et fig.54).

Cette expérience a permis de montrer, malgré la faible qualité des données, l'existence à faible profondeur sous la Chartreuse (2-3 km) d'un niveau réfracteur rapide (5.5 km/s). Ce plan semble relativement continu et a été interprété comme un niveau calcaire, qui correspondrait soit à l'Urgonien, soit au Tithonique.

Comme ces niveaux sont affleurants ou érodés en surface, on est obligé d'envisager un redoublement tectonique sous la Chartreuse, cette hypothèse avait déjà été émise plus au Nord par Doudoux et al., (1982).

D'autres marqueurs apparaissent sur l'assemblage, notamment un réfracteur à faible profondeur (-1 km) sous les collines bordières de Belledonne et des réflecteurs plus profonds (6-8 km) sous la Chartreuse.

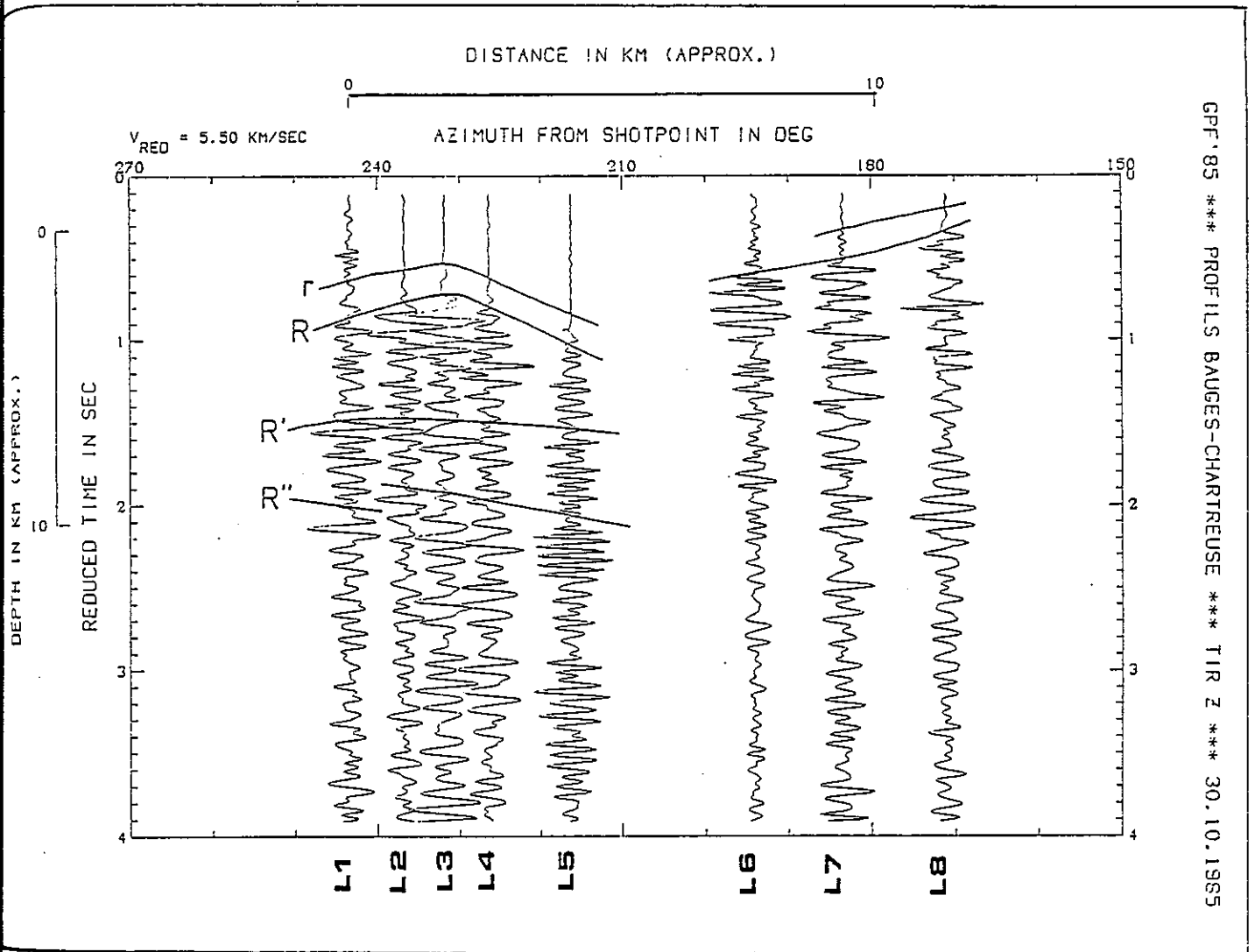
Ils pourraient correspondre au toit du socle antétriasique. Il faut noter toutefois que la précision sur les marqueurs sismiques diminue avec la profondeur.

Ces résultats ont été utilisés pour construire une coupe équilibrée au Nord de la Chartreuse avec diverses hypothèses, notamment sur la nature géologique du réfracteur (Urgonien ou Tithonique) et sur le front du chevauchement, ce qui conduit à différentes séquences de propagation (Mugnier et al., 1987 ; Ménard et Thouvenot, 1987).

Des études de terrain complémentaires (voir chap.V) ont permis de choisir entre les différentes hypothèses. Une interprétation plus complète de ces données (Thouvenot et Ménard, soumis, 1988) permettra de mieux contraindre la géométrie du réfracteur et celle du socle en particulier dans la Cluse de Chambéry.

2 Expérience sismique dans le Vercors

L'étude géophysique du massif du Vercors a été possible grâce à l'enregistrement des ondes sismiques émises par les tirs de carrière. Nous avons bénéficié en effet des tirs de deux carrières de la banlieue grenobloise appartenant à l'entreprise Balthazar et Cotte : la carrière de La Buisse (située sur la route de Voiron) et la carrière de



GPF 85 *** PROFILS BAUGES-CHARTREUSE *** TIR Z *** 30.10.1985

Figure 54 : Expérience sismique de Chartreuse. L'assemblage correspond à l'éventail le plus éloigné du point de tir (fig.50 stations L₁ à L₈) on obtient ainsi une coupe NW-SE du Nord de la Chartreuse à Belledonne.

τ = réflexion sur le niveau dur à 5.5 km/s

R = réflexion associée

R', R'' = réflexions profondes sous la Chartreuse.

Côté Belledonne, l'horizon réflecteur et réfracteur mis en évidence est assimilé au socle antétriasique (Mugnier, Arpin et Thowenot, 1987).

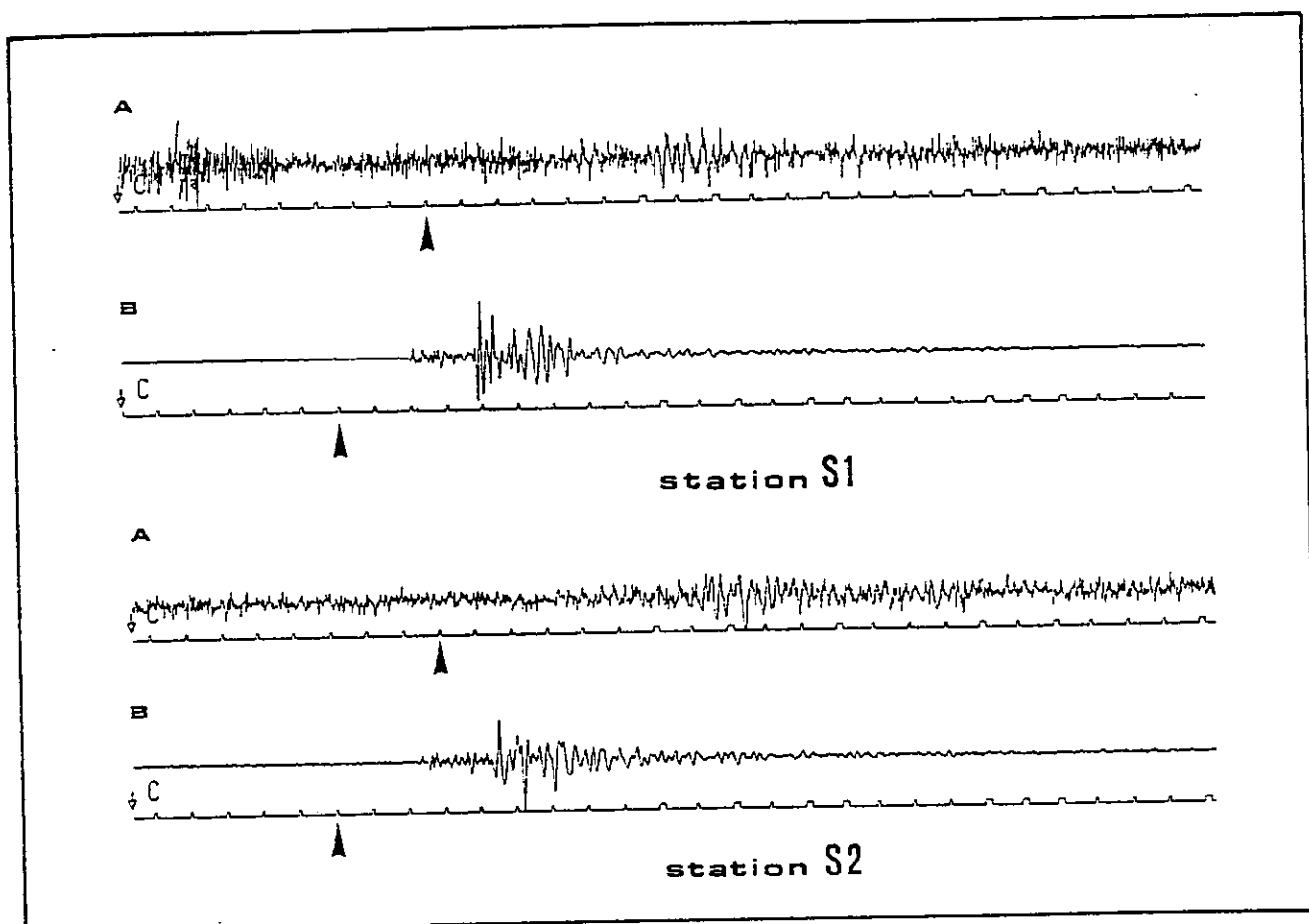


Figure 55 : Enregistrement le même jour aux stations S1 et S2 du profil L₁ (voir localisation sur la fig.50) d'un tir de La Buisse (A) et d'un tir de Sassenage (B). La flèche indique le temps origine du tir.

Sassenage (au pied du Vercors).

Ces deux carrières exploitent les calcaires coralliens du Portlandien et du Crétacé inférieur (La Buisse) ainsi que les calcaires urgoniens (Sassenage) comme pierres à ciment et comme matériaux de construction et d'empierrement.

A - Réalisation de l'expérience de terrain

Le dispositif retenu tout d'abord consistait en un système de profils situés sur le plateau du Vercors avec un point de tir unique : la carrière de La Buisse (fig.50). Le premier profil L_0 a été réalisé en juin 1985.

L'expérience aidant, on s'est aperçu qu'il était plus rentable d'utiliser les tirs de Sassenage (SAS) que ceux de La Buisse. En effet le profil L_1 dont les stations sont alignées avec la carrière de La Buisse (LBU) a permis le même jour d'enregistrer un tir de Sassenage et un tir de La Buisse (fig.55). Seul le tir de Sassenage est exploitable, les charges tirées à La Buisse sont souvent plus faibles qu'à Sassenage, car le calcaire exploité est déjà très fracturé. Les ondes émises par ces tirs doivent ensuite traverser le remplissage glaciaire et alluvionnaire de la Cluse de l'Isère et la perte d'énergie doit être importante. Pour le profil L_1 60 kg d'explosifs ont été utilisés à La Buisse contre 160 kg à Sassenage.

Les autres expériences ont eu lieu au cours de l'hiver 1986-1987, et en raison de l'enneigement, il est devenu impossible d'installer les stations sur le plateau du Vercors. On a seulement pu encadrer le massif par deux profils L_2 et L_3 plus ou moins alignés avec Sassenage (fig.50 et 56).

Le fait que les profils ne soient pas parfaitement alignés avec le point de tir (SAS) peut modifier un peu l'interprétation des données.

Comme il n'existe pas de carrière aussi importante au Sud du Vercors, il n'a pas été possible de réaliser un tir inverse afin de calculer les vitesses vraies des milieux traversés et mettre en évidence des pendages.

B - Interprétation et discussion

On dispose de quatre profils : L_0 (tir de La Buisse), L_1 , L_2 et L_3 (tirs de Sassenage) (fig.50 et 56).

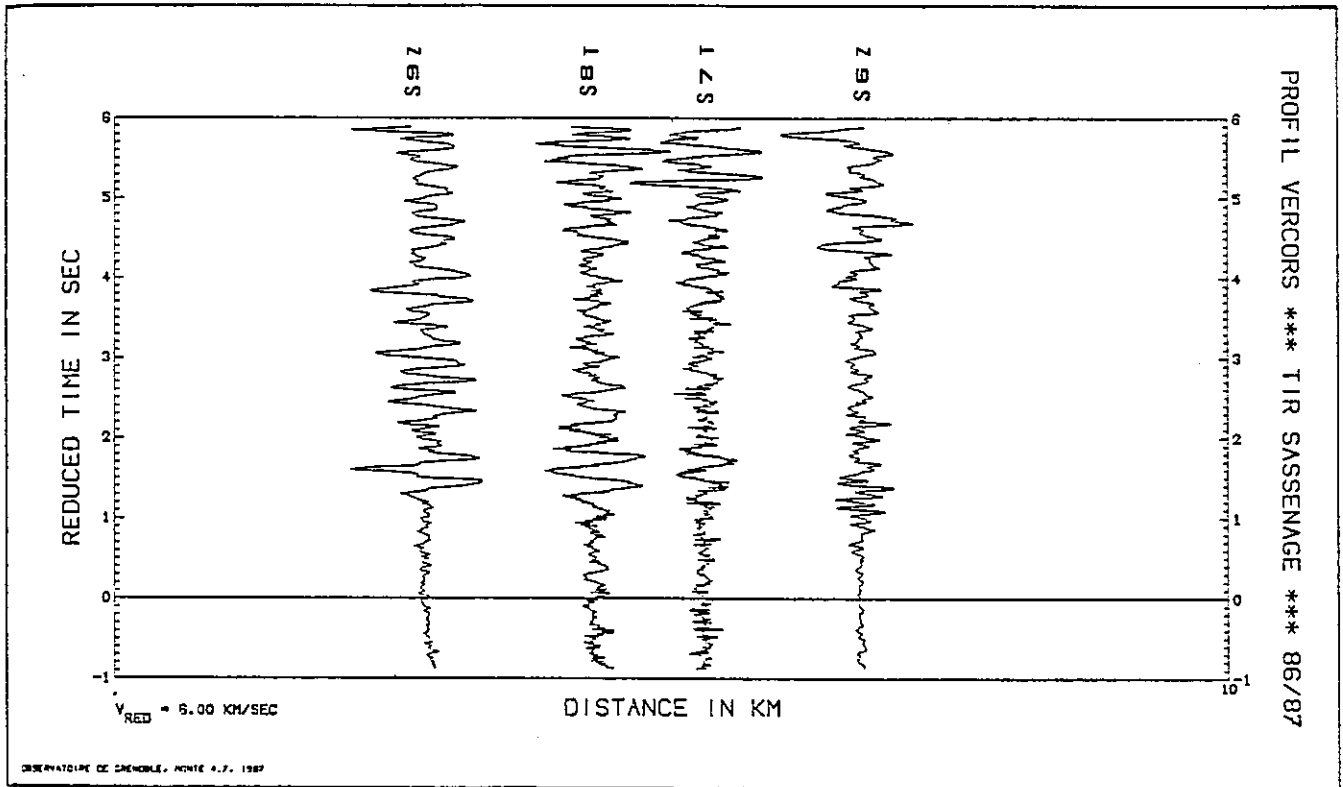
Pour chaque profil, un assemblage des meilleures composantes a été réalisé, le plus souvent les enregistrements ont été filtrés (fig.57).

Certains assemblages présentent des premières arrivées nettes et des phases réfléchies, c'est le cas des profils L_1 et L_2 . Pour les autres (L_0 et L_3) les premières arrivées sont très difficiles à mettre en évidence.

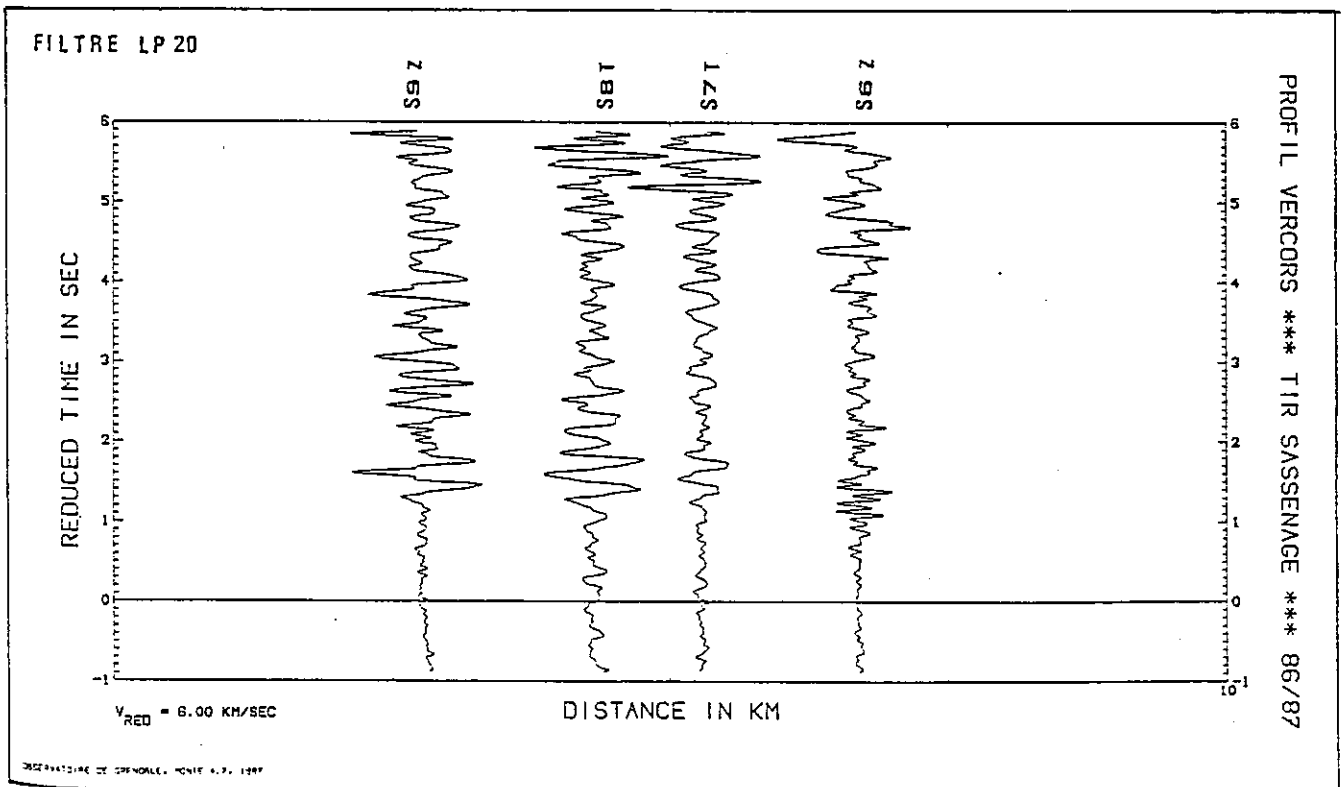
N° station	Nom	Lat. N	Lon.E	Alt. (m)	Dist. (Km)	Géologie surface
pt. tir	Sassenage SAS	45.229	5.643	405		Urgonien
profil L ₁						
S1	AUT	45.204	5.539	1315	8.64	Urgonien
S2	AND	45.180	5.531	1045	10.41	Urgonien
S3	GON	45.152	5.519	1076	13.05	Sénonien
S4	CHA	45.125	5.517	1050	15.26	Sénonien
S5	MAR	45.092	5.520	1038	18.11	Sénonien
profil L ₂						
S6	VAR	45.032	5.673	310	16.62	Tithonique
S7	BRE	45.055	5.662	400	19.43	Argovien
S8	VIF	45.037	5.648	450	21.37	Argovien
S9	GUA	45.010	5.626	750	24.42	Argovien
profil L ₃						
S1	AUT					Urgonien
S10	ROV	45.191	5.472	250	14.12	Urgonien
S11	COG	45.177	5.428	285	17.91	Urgonien
S12	DON	45.165	5.413	460	19.44	Urgonien
S13	ISE	45.148	5.388	450	21.96	Urgonien
S14	CHE	45.112	5.376	600	24.69	Hauterivien
pt. tir	LA BUISSE LBU	45.327	5.628	330		Tithonique
profil L ₀						
B1	AUT	45.200	5.542	1330	15.8	Urgonien
B2	GRI	45.149	5.553	1050	21.2	Senonien
B3	FEE	45.143	5.509	1170	22.8	Urgonien
B4	ANI	45.094	5.551	1050	27.0	Sénonien
B5	BOU	45.068	5.518	850	30.5	Urgonien
B6	JUL	45.046	5.434	900	35.0	Sénonien

Figure 56 : Tableau de données concernant les stations des profils sismiques du Vercors. La localisation des stations est indiquée sur la fig.50. Les stations sont numérotées par point de tir, la lettre S ou B fait référence au point de tir.

Figure 57 : Profil L_2 , la localisation des stations est indiquée sur la fig.50.



a - traces brutes



b - traces filtrées (filtre passe bas 20 Hertz)

a - Présentation des résultats

Pour chaque profil, les résultats sont présentés sous forme de tableaux où sont indiqués : la distance Δ entre la station et le point de tir, les temps d'arrivée des différentes ondes : directe, réfractée ou réfléchie, t désigne le temps réduit, T le temps réel. La vitesse de réduction utilisée dans les assemblages est pour les ondes P de 6 km/s et pour les ondes S de 3.52 km/s.

* le profil L₁

Sur l'assemblage (fig.58) on distingue nettement en plus des premières arrivées, deux phases réfléchies R₁ et R₂ dont les temps d'arrivée sont respectivement $t R_1$ et $t R_2$. L'onde S directe a également été pointée.

station	Δ	td	Td	$t R_1$	$T R_1$	$t R_2$	$T R_2$	ts	Ts
S 1	8.64	0.55	1.99	-	-	-	-	2.26	3.7
S 2	10.41	0.575	2.31	1.2	2.935	1.85	3.585	2.76	4.49
S 3	13.05	0.7	2.875	1.075	3.25	1.525	3.70	3.35	5.52
S 4	15.26	0.85	3.395	1.05	3.593	1.4	3.943	3.96	6.50
S 5	18.11	1.0	4.018	-	-	1.4	4.41	-	-

* profil L₂

Sur l'assemblage (fig.59), on distingue mais elles sont bien moins nettes que pour L₁, une phase directe (d) et une phase réfléchie R'₁.

station	Δ	td	Td	$t R'_1$	$T R'_1$
S 6	16.62	0.613	3.383	1.29	4.06
S 7	19.43	0.710	3.948	1.205	4.443
S 8	21.37	0.916	4.477	1.195	4.756
S 9	24.42	1.096	5.166	1.16	4.26

Figure 58 : Assemblage des meilleures composantes des enregistrements du profil

L₁.

. d = onde directe . ds = onde S directe

. R₁ et R₂ = réflexions sur des niveaux profonds

La localisation des stations est indiquée sur la fig.50 (S1 à S5)

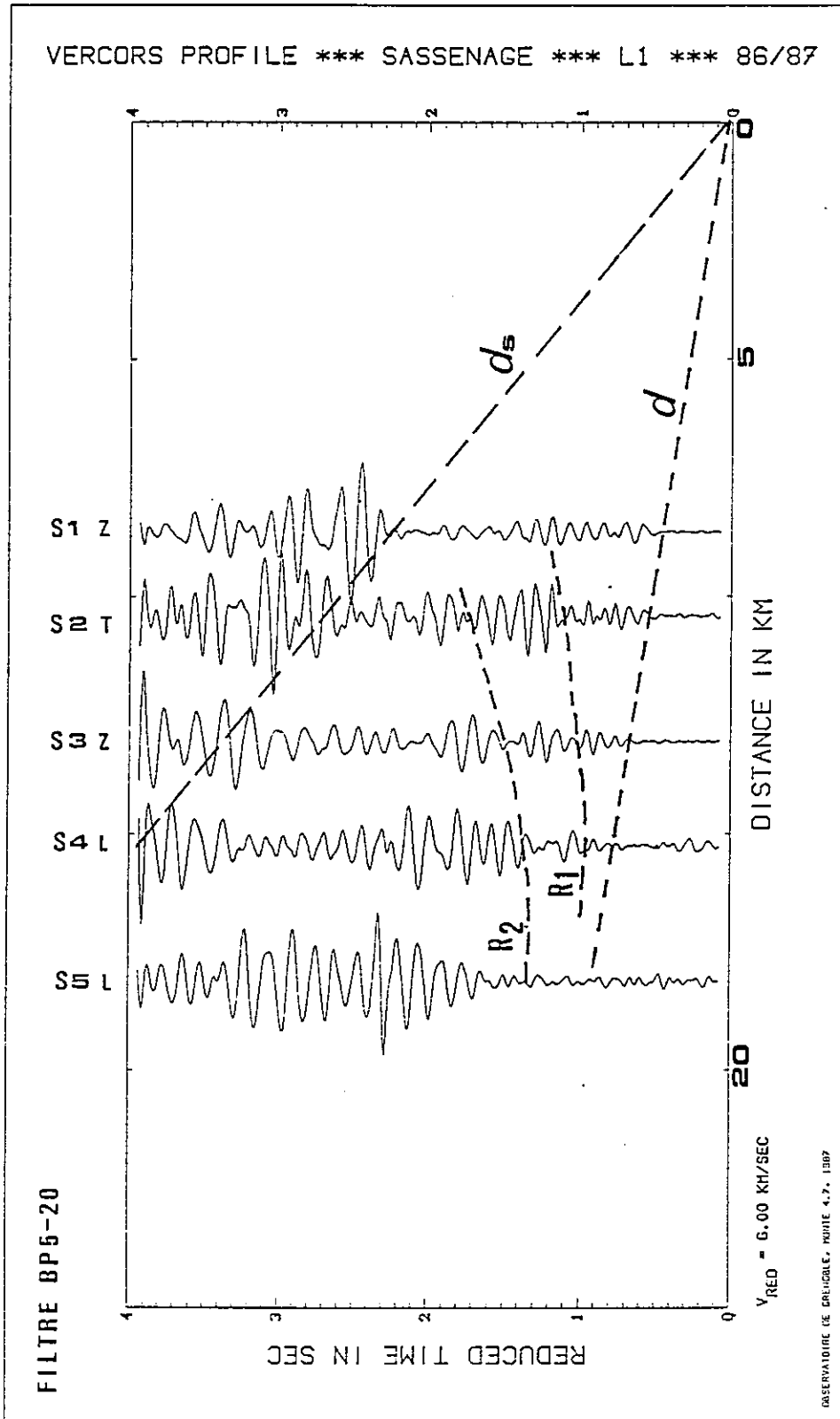


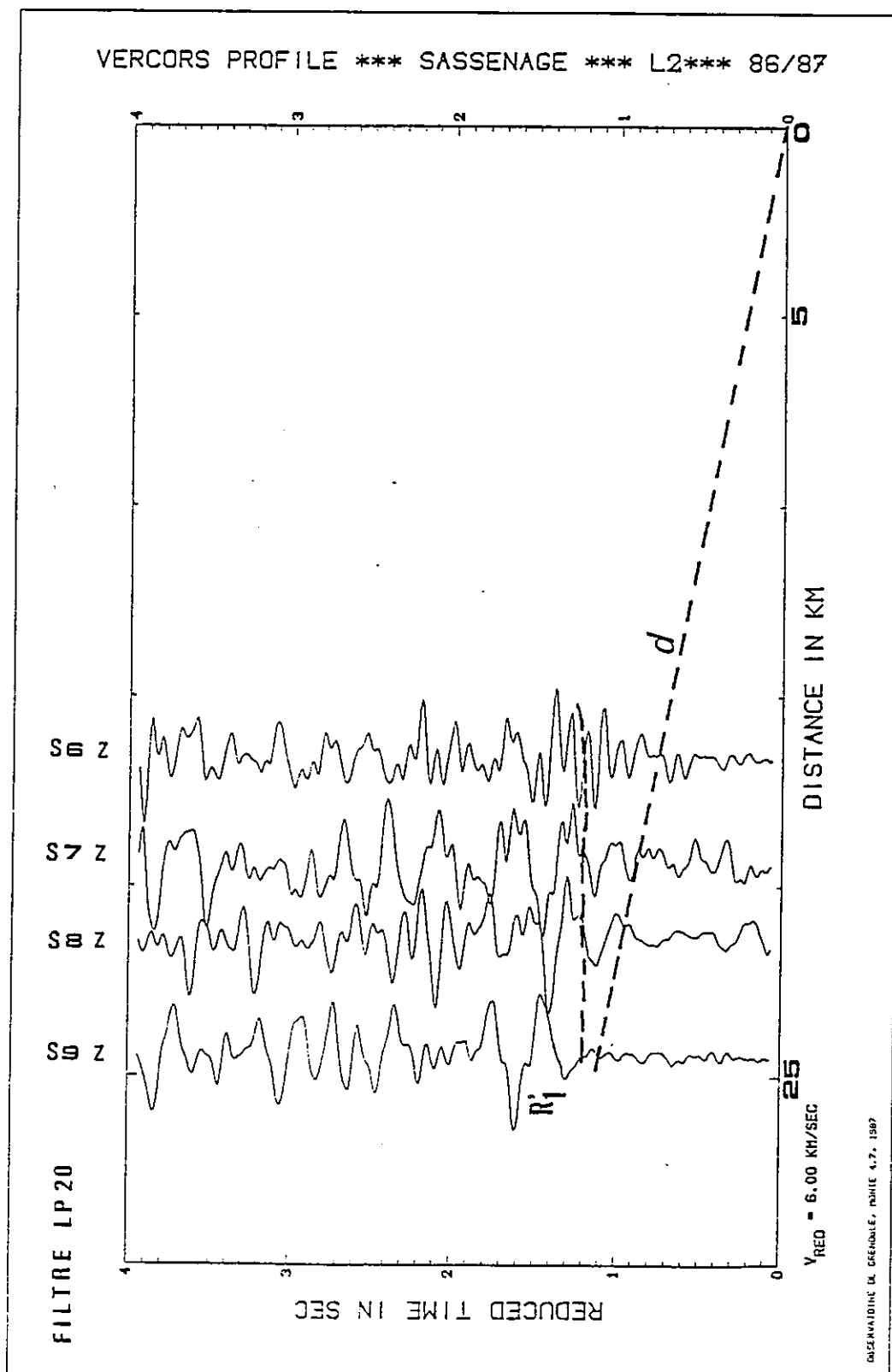
Figure 59 : Assemblage des meilleures composantes des enregistrements du profil

L₂.

. d = onde directe

. R₁' = réflecteur profond

(stations S6 à S10 de la fig.50)



* profil L₀

Pour L₀, seule la première station (B 1) présente une première arrivée relativement nette, on peut pointer sur l'assemblage une phase réfléchie R''₁ (fig.60).

station	Δ	t R'' ₁	T R'' ₁
B 1	15.91	1.7	4.35
B 2	21.01	1.55	5.05
B 3	22.75	1.55	5.35
B 4	26.85	-	-
B 5	30.31	1.55	6.6
B 6	35.0	-	-

* profil L₃

Il est impossible de pointer les premières arrivées et on ne distingue pas de phase réfléchie sur l'assemblage, seules les ondes S (exceptionnellement nettes) peuvent être utiles, on distingue une phase directe (d) et une phase réfléchie (R) (fig.61).

station	S 1	S 10	S 11	S 12	S 13	S 14
Δ	8.64	14.12	17.91	19.44	21.96	24.69
t _d	2.32	3.35	4.07	-	-	-
T _d	3.76	5.71	7.05	-	-	-
t R	-	-	-	4.7	4.97	5.29
T R	-	-	-	7.95	8.63	9.4

b - Interprétation

- les premières arrivées

Les profils L₁ et L₂ permettent de calculer la vitesse de l'onde directe (tous les calculs ont été fait par moindres carrés). On obtient ainsi les équations des hodochrones suivantes :

* L₁ T₁ = Δ/4.62 km/s

* L₂ T₂ = Δ/4.70 km/s

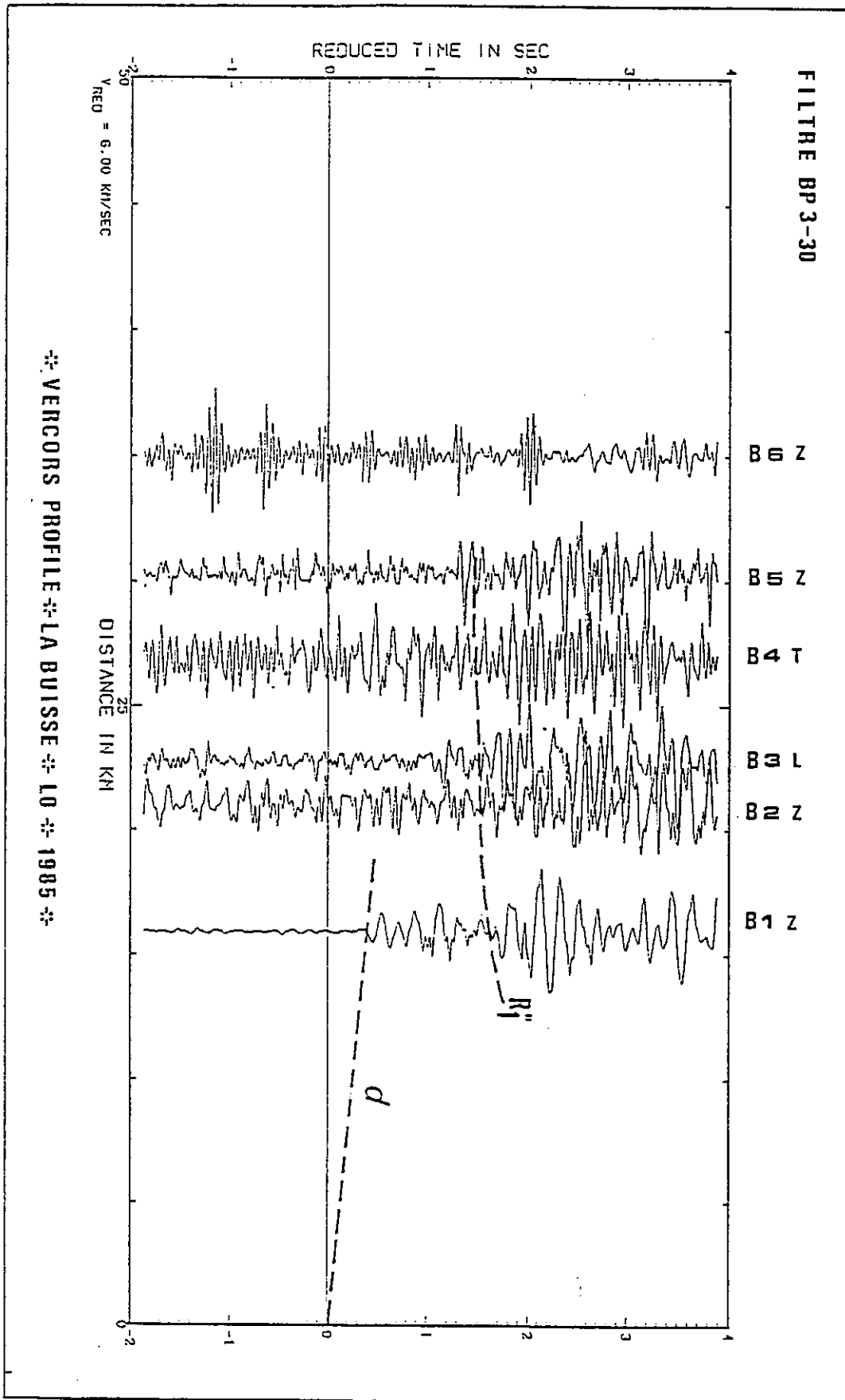


Figure 60 : Profil L_0 (stations B1 à B6).

- . d = onde directe
- . R''_1 = onde réfléchie sur un niveau profond

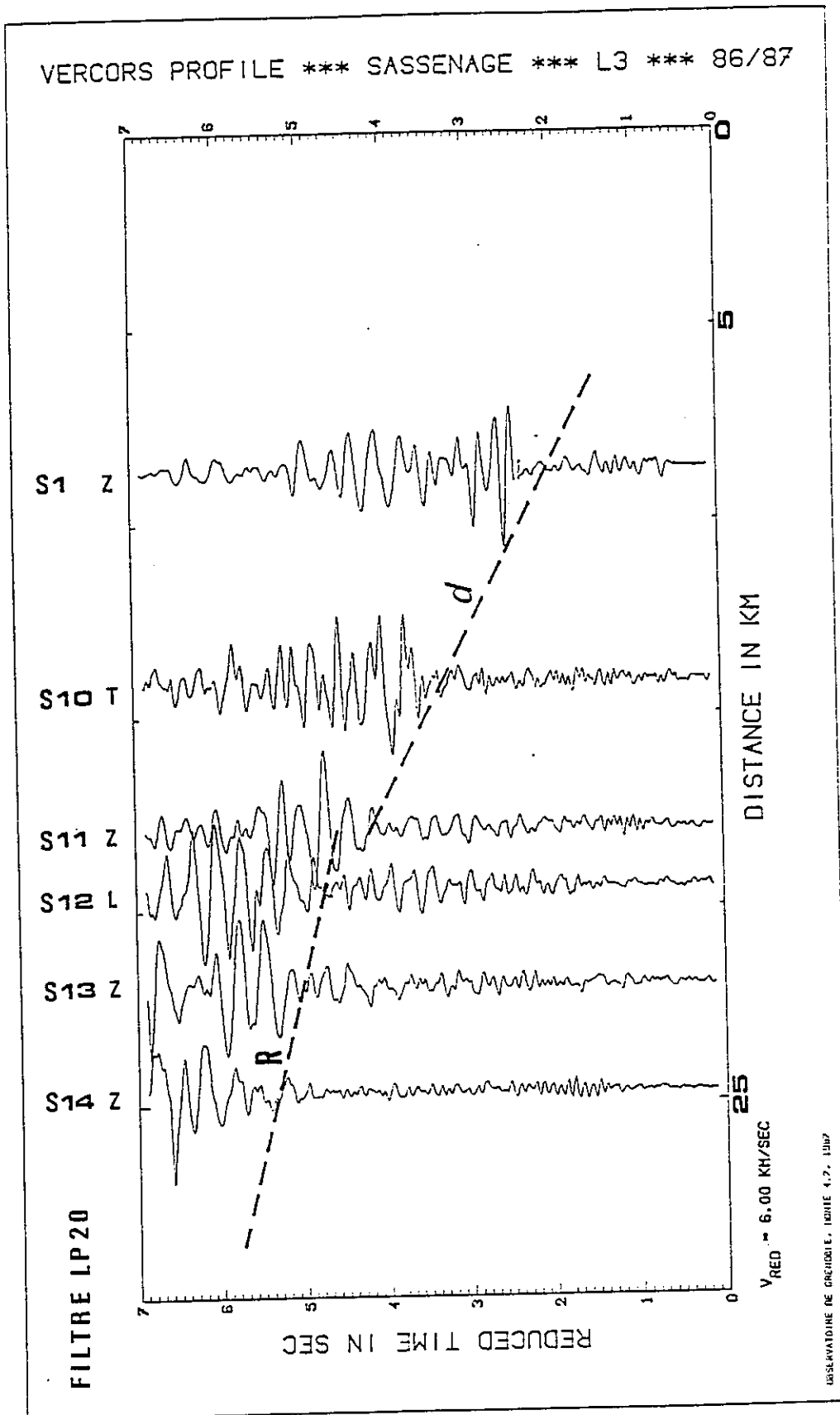


Figure 61 : Profil L_3 : assemblage des meilleures composantes. Seules les ondes S sont relativement nettes.

- . d = onde S directe
- . R = onde S réfléchie

- les réfléchies

. Hypothèse de la couche plane : on peut utiliser la méthode des (T^2, Δ^2) (voir Chap.I).

* L_1 : deux réflecteurs ont été mis en évidence, la méthode de l'épluchage peut permettre de calculer la vitesse vraie et la profondeur du deuxième milieu.

Pour la première couche (réflecteur R_1), la vitesse et l'épaisseur moyennes sont :

$$V_1 = 5.39 \text{ km/s} \quad \text{et} \quad H_1 = 5.9 \text{ km}$$

Pour la deuxième couche, sans épluchage, on détermine une vitesse et une profondeur moyennes pour le milieu situé entre la surface et le deuxième réflecteur R_2 :

$$V_2 = 5.7 \text{ km/s} \quad \text{et} \quad H_2 = 8.5 \text{ km}$$

Avec la méthode de l'épluchage, on obtient :

$$V_2 = 6.1 \text{ km/s} \quad \text{et} \quad H_2 = 8.2 \text{ km}$$

* L_2 : un seul réflecteur est visible (R'_1), la vitesse et l'épaisseur déterminées par (T^2, Δ^2) sont :

$$V'_1 = 5.41 \text{ km/s} \quad \text{et} \quad H'_1 = 7.15 \text{ km}$$

* L_0 : pour le réflecteur R''_1 on obtient :

$$V''_1 = 5.2 \text{ km/s} \quad \text{et} \quad H''_1 = 8 \text{ km}$$

Le problème réside maintenant dans la façon de corréler les réflecteurs entre chaque profil. Si on regarde seulement les vitesses, R_1 , R'_1 et R''_1 peuvent être corrélés, les différences de profondeur montreraient alors que l'hypothèse de la couche horizontale n'est pas vraiment vérifiée.

D'après les valeurs des vitesses, le premier réflecteur (la vitesse moyenne est d'environ 5.4 km/s pour le premier milieu) pourrait correspondre au toit du socle antétriasique, le second ($V_m = 5.7$ km/s) à un niveau du socle comme la base du Permien par exemple.

Mais il est possible de corréler également d'une part R_1 et R'_1 et d'autre part R''_1 et R_2 si on se base seulement sur les valeurs obtenues pour les profondeurs. La différence de vitesses entre R''_1 et R_2 serait liée à des pendages.

L'application de la méthode des ellipses peut permettre une meilleure corrélation des réflecteurs.

. Méthode des ellipses : on a appliqué cette méthode aux réflecteurs en prenant une plage de vitesse de 5.2 à 5.4 km/s pour le premier et de 5.4 à 5.6 km/s pour le deuxième (vitesse moyenne entre la surface et la discontinuité).

Figure 62a : Méthode des ellipses appliquée au réflecteur R_1 du profil L_1 ; la vitesse varie de 5.2 à 5.4 km/s (chaque ellipse correspond à une station)

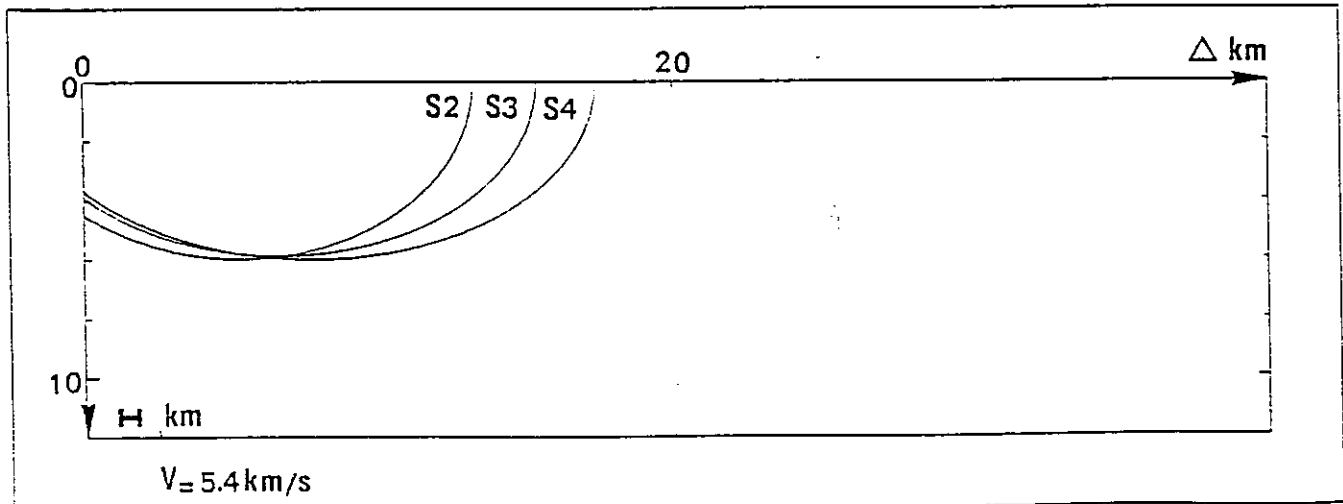
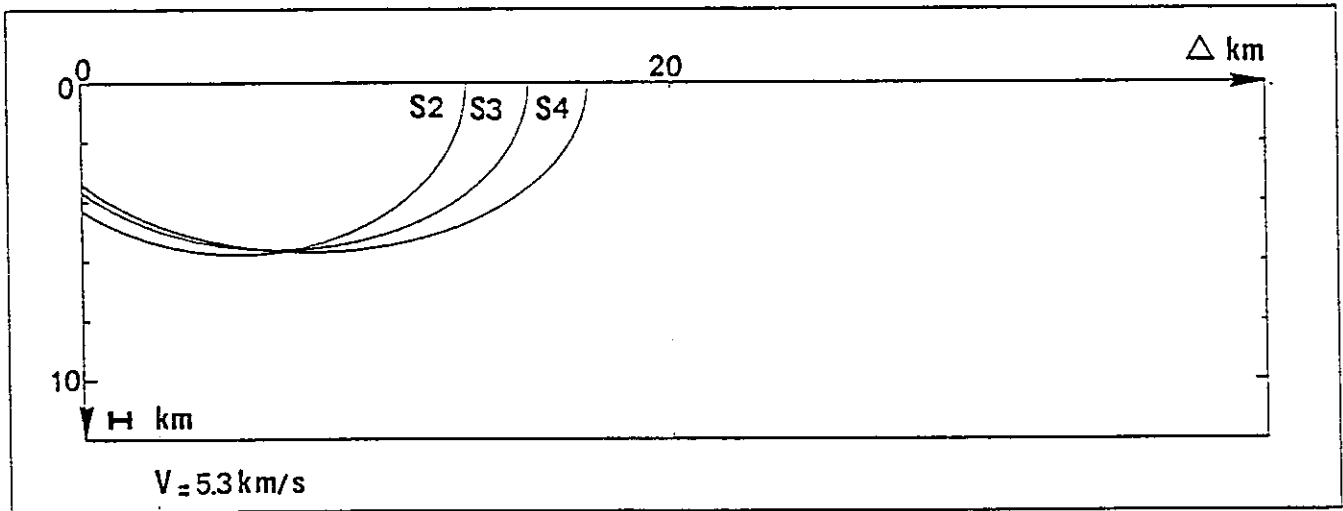
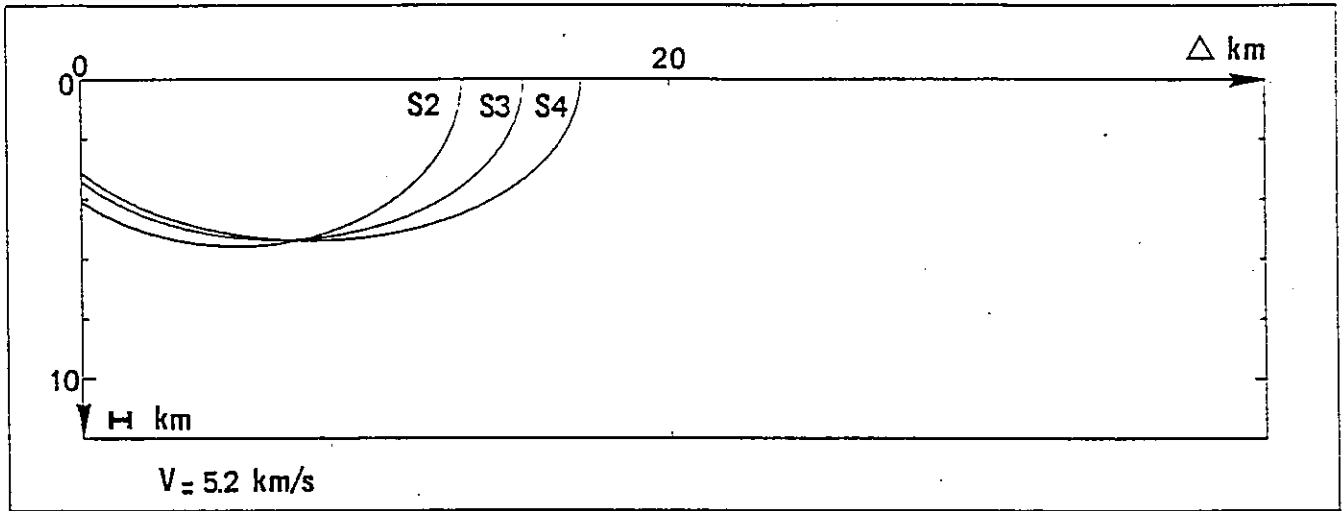


Figure 62b : Méthode des ellipses appliquée au réflecteur R'_1 du profil L_2 pour une vitesse de 5.2 à 5.4 kms.

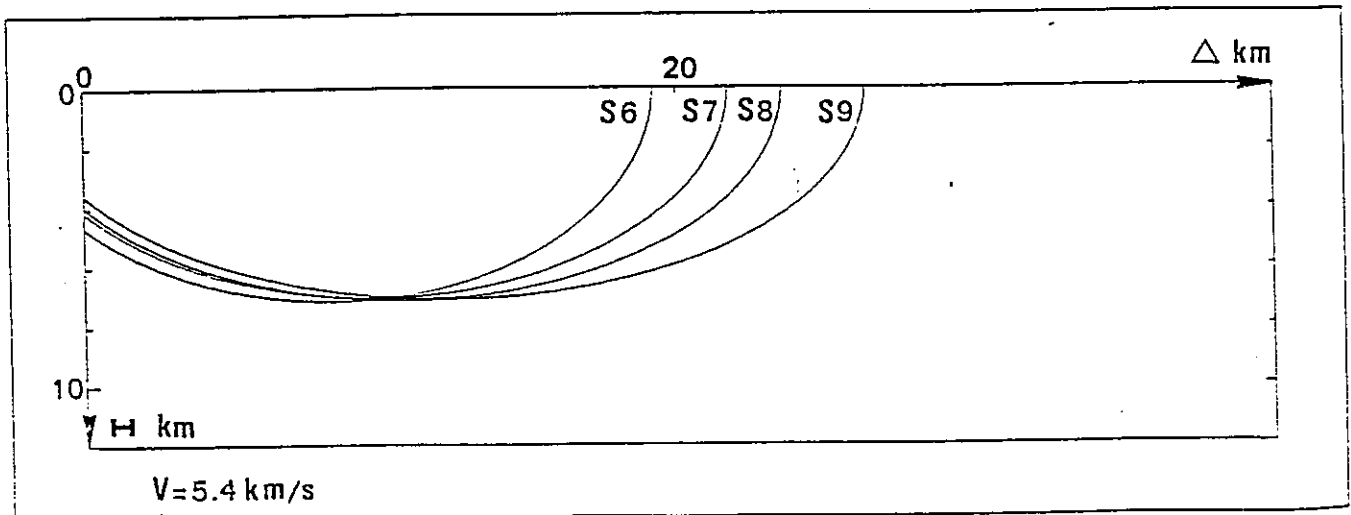
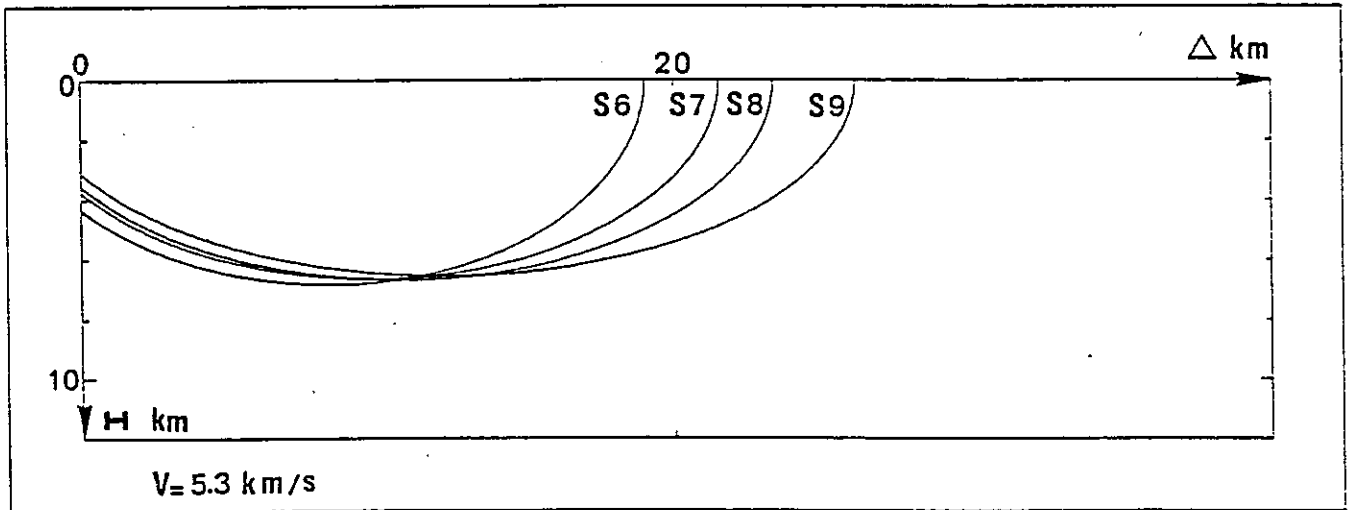
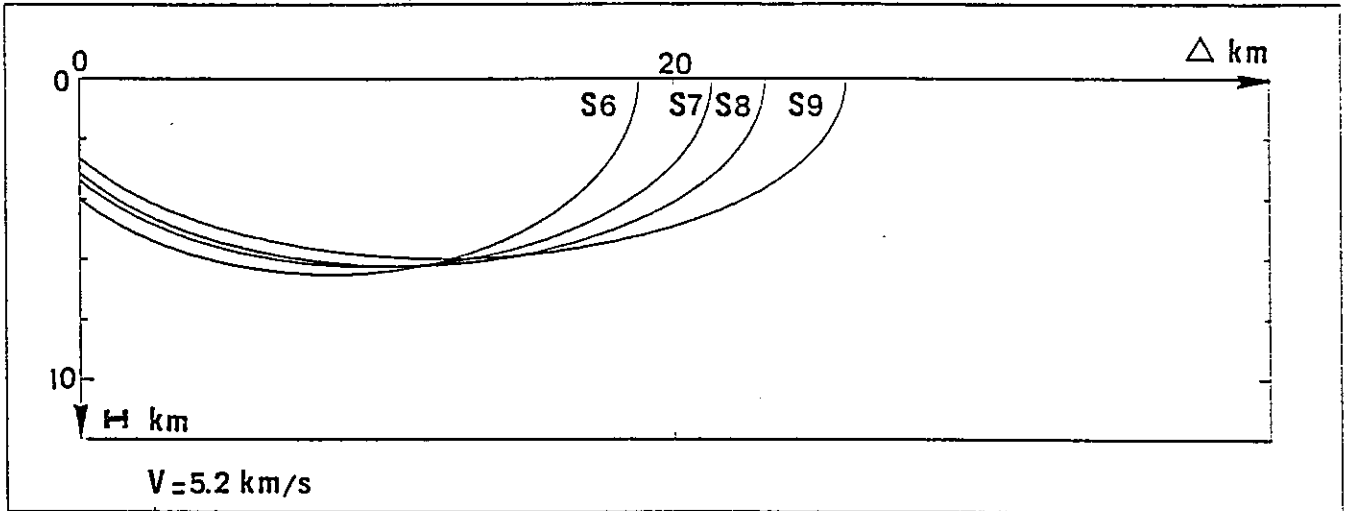


Figure 62c : Méthode des ellipses appliquée au réflecteur R_2 du profil L_1 pour une vitesse variant de 5.4 à 5.6 km/s.

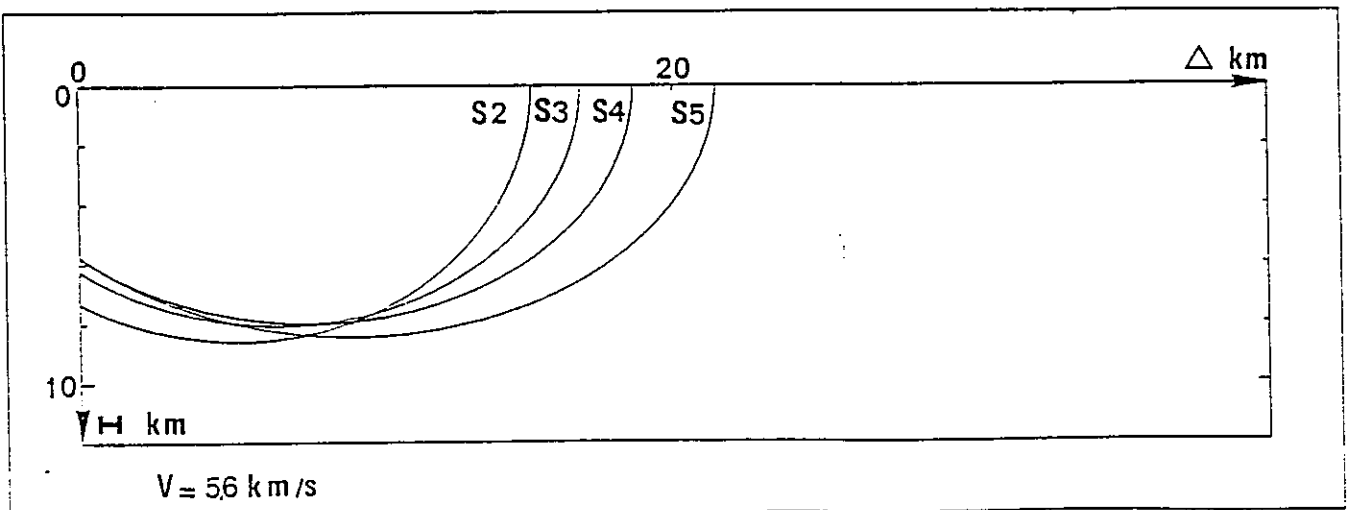
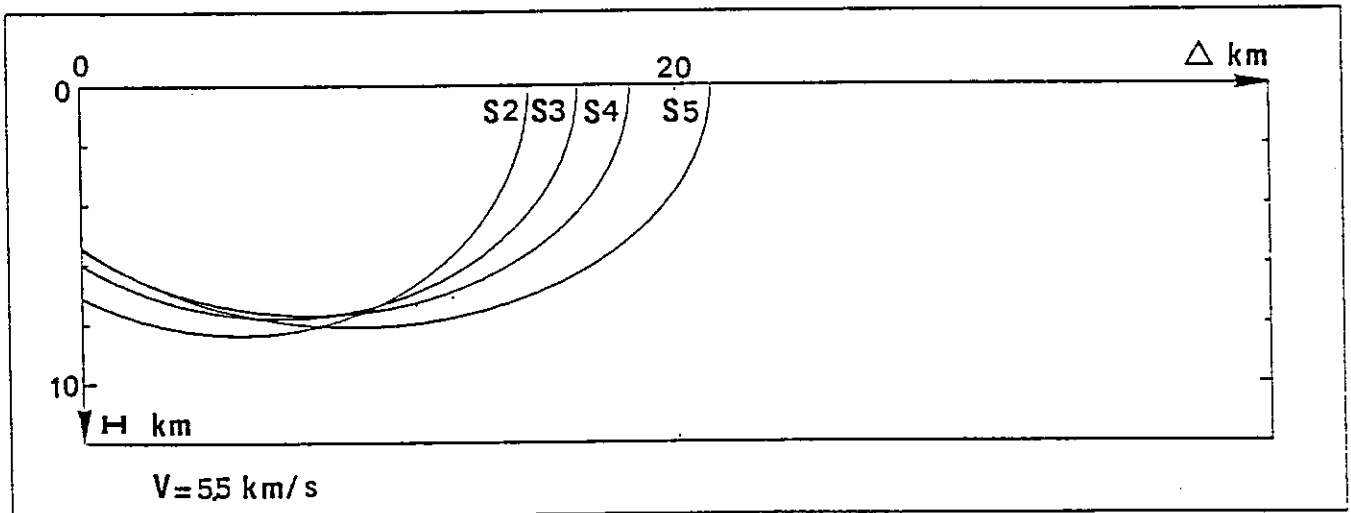
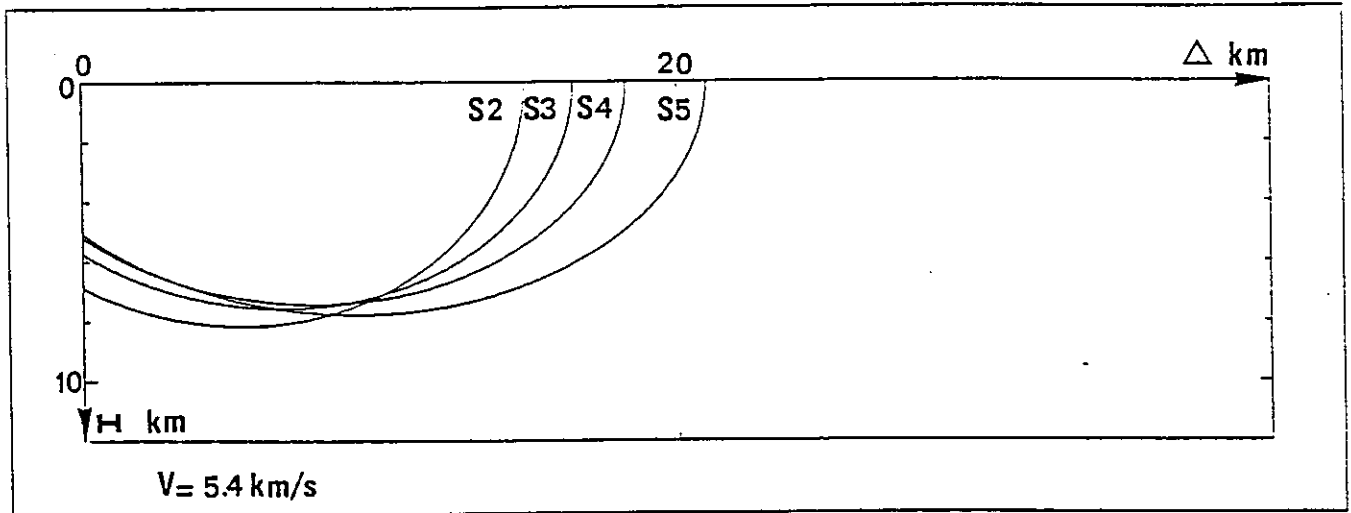


Figure 62d : Méthode des ellipses appliquée au réflecteur R''_1 du profil L_0 pour faire la corrélation avec les réflecteurs R_1 et R'_1 des profils L_1 et L_2 .

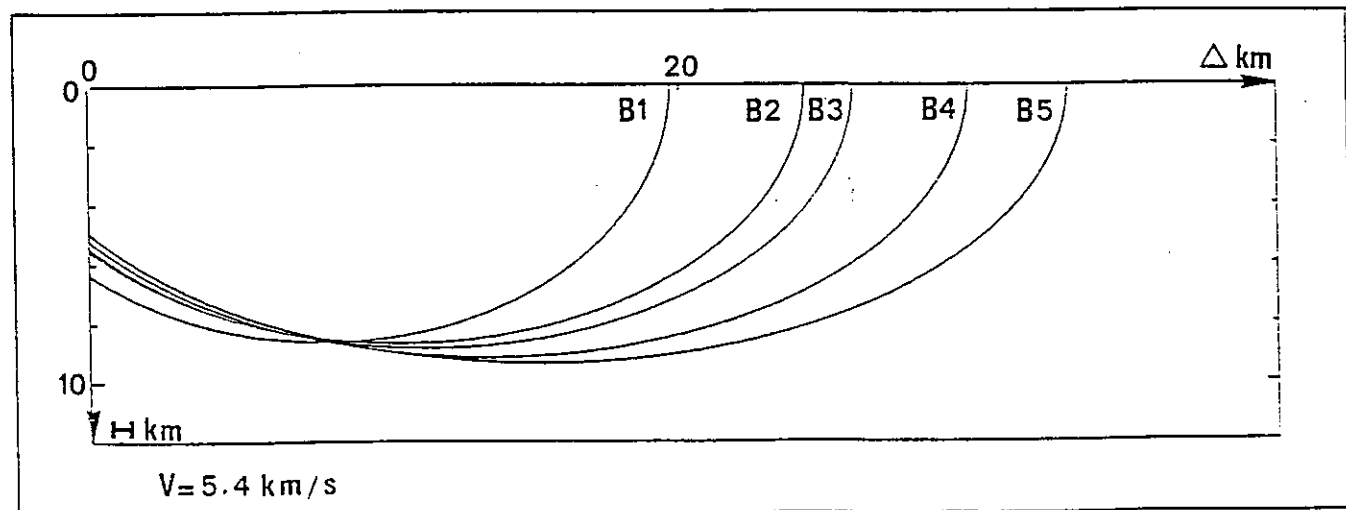
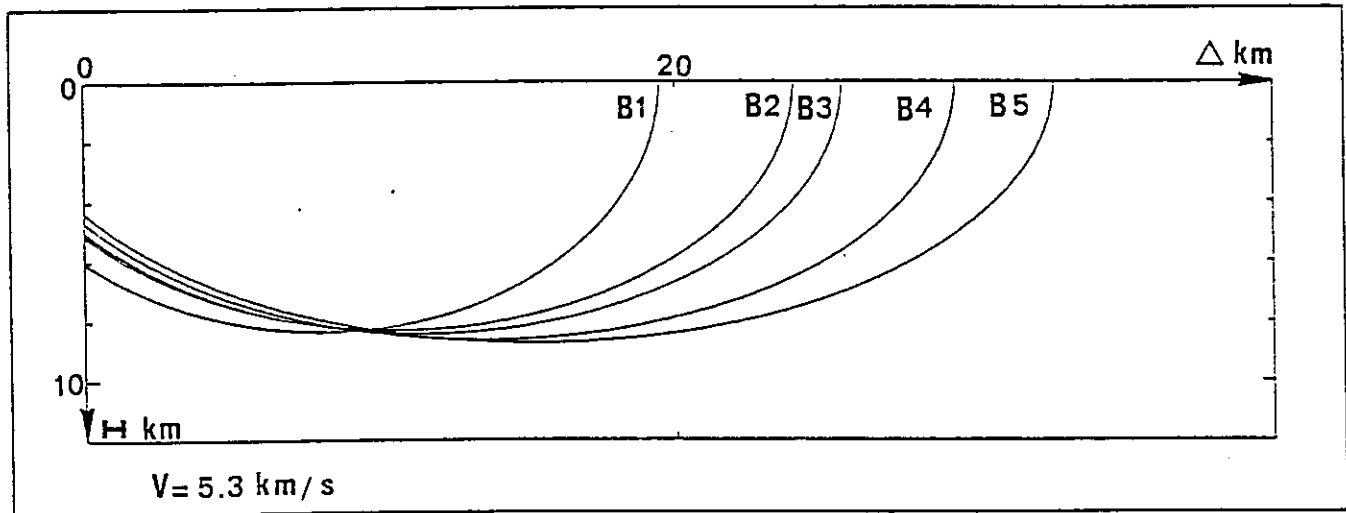
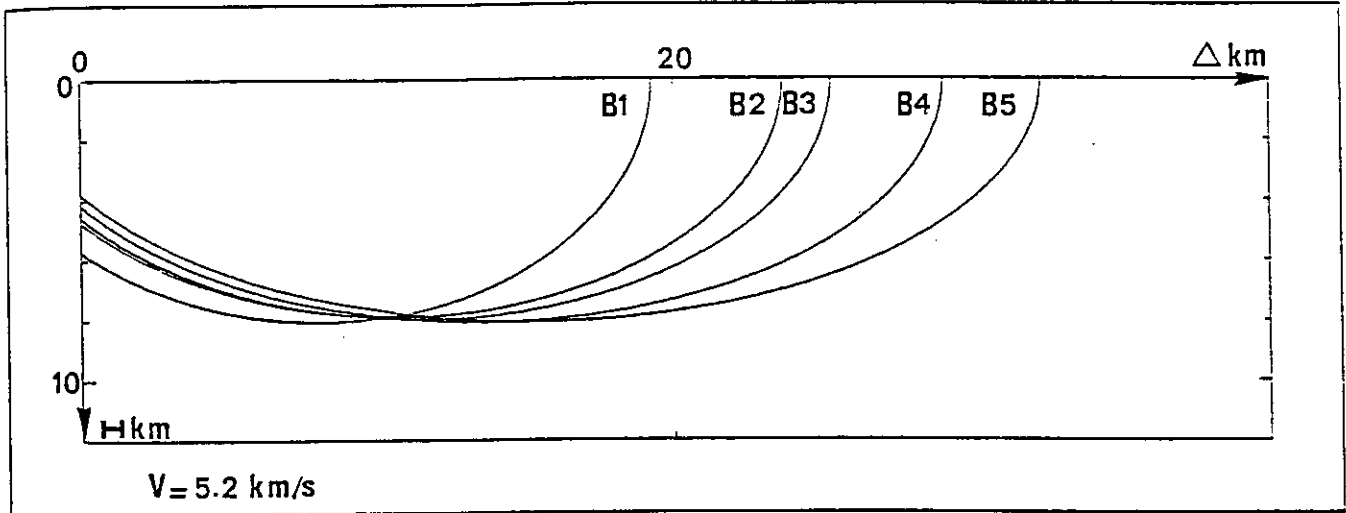
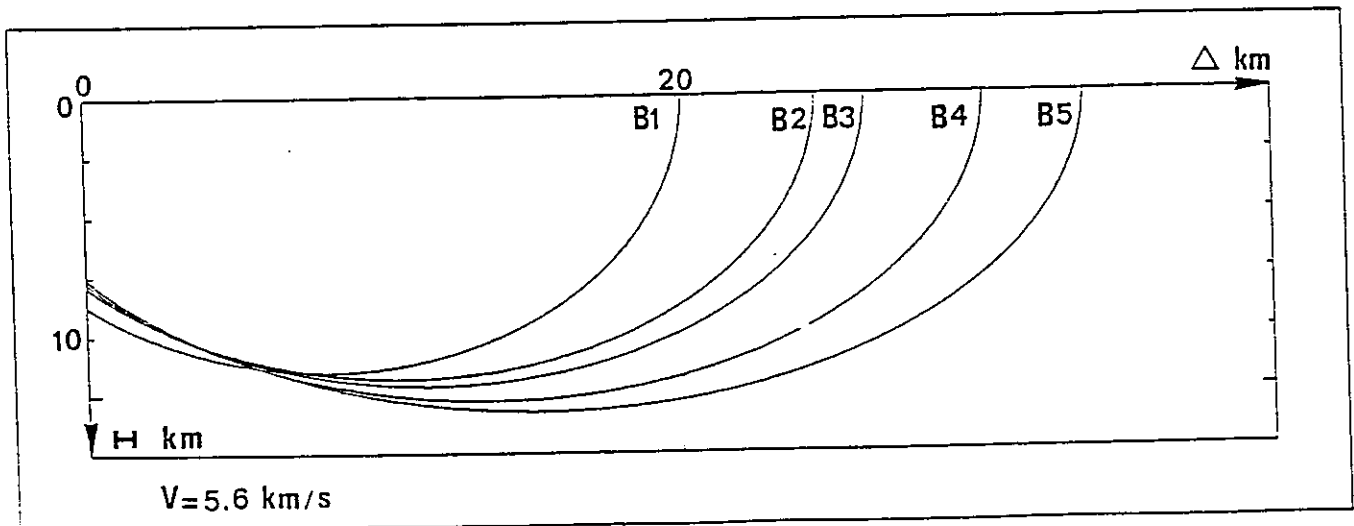
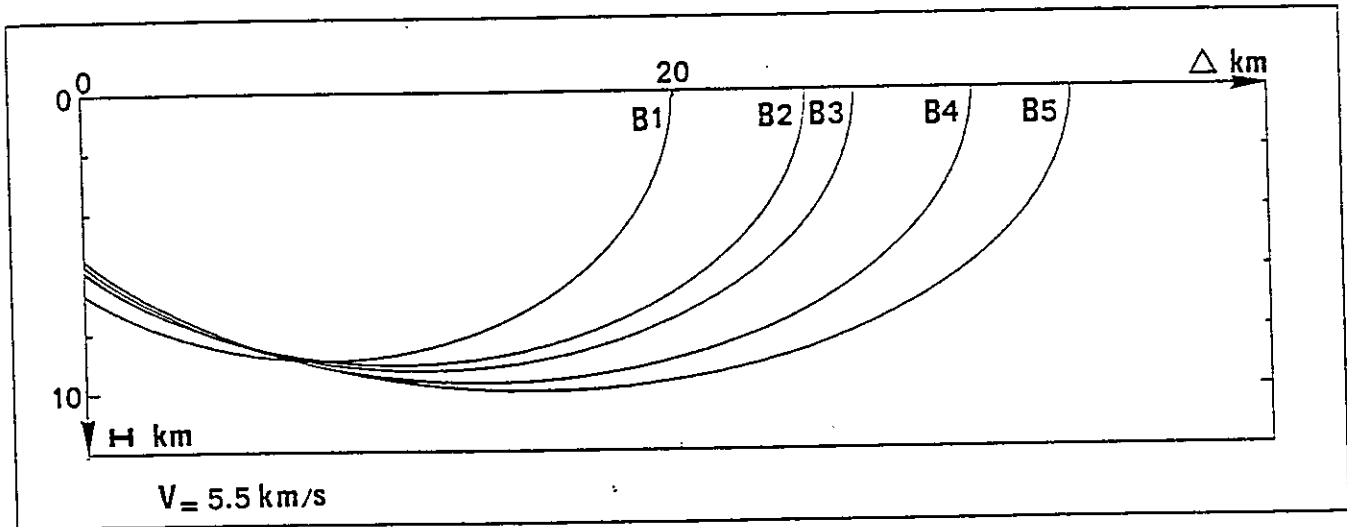


Figure 62e : Méthode des ellipses appliquée au réflecteur R''_1 du profil L_0 pour faire la corrélation avec le réflecteur R_2 du profil L_1 .



Pour R_1 et R'_1 (fig.62a et b) la vitesse la plus cohérente est la vitesse de 5.3 km/s. Pour cette même vitesse R''_1 présente des profondeurs supérieures à celles de R_1 et R'_1 mais aussi à celles de R'_2 (fig.62c).

Pour la vitesse de 5.5 km/s (fig.62d et e) R''_1 apparaît toujours plus profond que R_2 et donc que R_1 . Ceci impliquerait une géométrie complexe pour le socle : anciens blocs basculés ? R_1 et R''_1 correspondraient à deux compartiments du socle antétriasique.

- ondes S

* L_1 : on observe l'onde S directe.

$$V_s(d) = 2.38 \text{ km/s}$$

* L_3 : sur l'assemblage apparaissent une phase directe et une phase réfléchie.

$$V_s(d) = 2.81 \text{ km/s}$$

et

$$V_s(R) = 3.03 \text{ km/s}$$

La détermination des vitesses des ondes P et S permet de calculer le coefficient de Poisson ν des différents milieux traversés.

$$V_p^2/V_s^2 = 2(1 - \nu)/(1 - 2\nu)$$

* Calcul du coefficient de Poisson avec les vitesses des ondes P et S directes.

$$V_p = 4.7 \text{ km/s}$$

$$V_s = 2.6 \text{ km/s}$$

$$\nu = 0.279$$

* Calcul du coefficient de Poisson avec les vitesses des ondes P et S réfléchies.

$$V_p = 5.40 \text{ km/s}$$

$$V_s = 3.03 \text{ km/s}$$

$$\nu = 0.270$$

C - Conclusions

Comme les profils ne sont pas parfaitement alignés avec les points de tir, il faut rester prudent quant à l'interprétation des données, et il faut insister encore une fois sur la qualité moyenne des données aussi bien celles de Chartreuse que celles du Vercors.

Ces expériences permettent toutefois de mettre en évidence un certain nombre de choses.

- En premier lieu, le réflecteur à faible profondeur (2-3) révélé par les expériences géophysiques d'octobre 1985 au Nord de la Chartreuse, ne semble pas se poursuivre sous le Vercors.

- Le socle antétriasique est relativement profond sous le massif. Cette expérience a d'ailleurs permis de distinguer un niveau du socle (R_2).

- La corrélation du réflecteur R_1 du profil L_1 avec le réflecteur R''_1 du profil L_0 indiqueraient une géométrie complexe pour le socle, avec un système de blocs basculés.

- Les profondeurs de R_1 (L_1) et de R'_1 (L_2) montre un pendage vers l'Est de la surface antétriasique. En dix kilomètres environ on passe d'une profondeur d'environ 6 km (L_1) à 7 km (L_2).

- L'utilisation d'un modèle à couches planes ne semble pas être adaptée pour le Vercors.

- Mais en l'absence de tirs inverses, il est toutefois difficile de connaître avec précision les vitesses des différents milieux traversés et de déterminer les profondeurs.

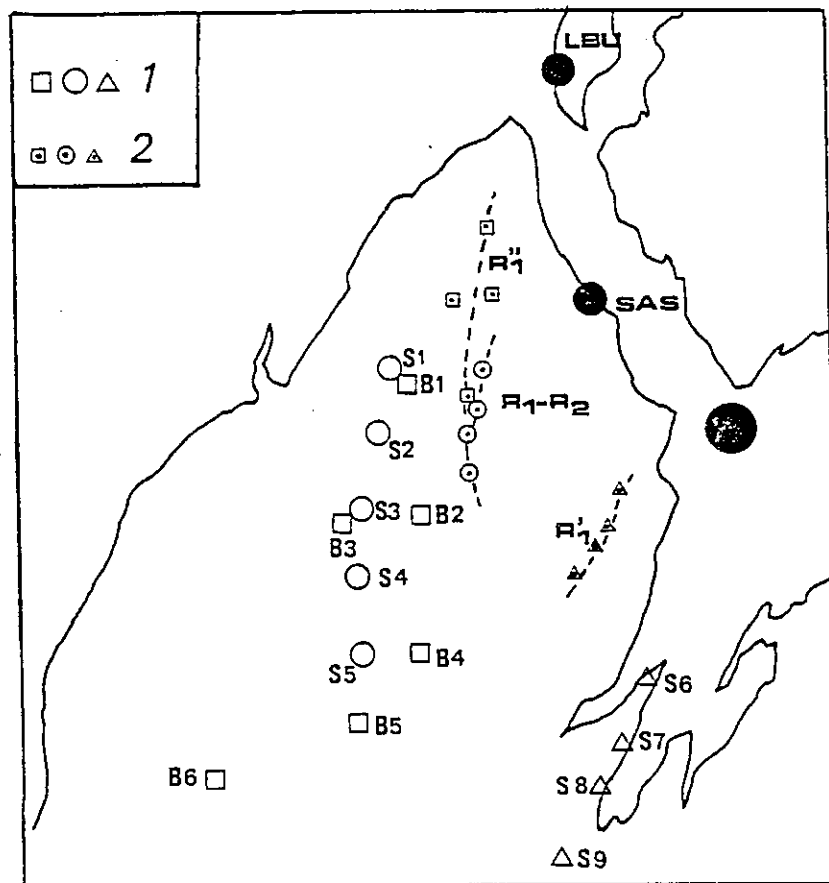


Figure 50 bis : Positions des réflecteurs R_1 , R'_1 , R''_1 et R_2 déterminées grâce aux profils L_0 , L_1 et L_2 .

1 - position des stations des profils L_0 , L_1 et L_2

2 - position des réflexions associées à chacune des stations

V ETUDES DE TERRAIN COMPLEMENTAIRES

L'apport de données sismiques nouvelles a permis de modifier l'idée que l'on se faisait de la géométrie profonde des structures au Nord de la Chartreuse et donc le schéma de déformation admis jusqu'à présent (cf. Chapitre : acquisition des données géophysiques).

En effet la mise en évidence à faible profondeur (2-3 km) d'un niveau réfracteur rapide (5.5 km/s) a permis la construction d'une première coupe équilibrée avec trois hypothèses différentes pour l'habillage de la coupe en profondeur : selon le choix d'une part de la nature géologique du marqueur sismique et d'autre part de la séquence de propagation sur les failles (Mugnier et al., 1987).

En ce qui concerne la nature du réfracteur, étant donnée la vitesse du marqueur considéré, ce niveau ne peut correspondre qu'à un niveau calcaire, en l'occurrence : l'Urgonien ou le Tithonique. Comme ces niveaux sont affleurants ou érodés en surface, ceci implique un redoublement de série.

Selon le choix du front du chevauchement en surface : chevauchement de Chartreuse orientale, ou chevauchement de l'anticlinal médian (fig.63), on aura dans le premier cas une séquence normale de propagation des chevauchements vers l'extérieur de la chaîne ("Piggy back") dans le second cas une séquence de recoupement. Les trois hypothèses de construction de cette première coupe équilibrée sont discutées ci-après.

I Situation du chevauchement majeur de Chartreuse

1) - L'interprétation qui minimise le raccourcissement ($Z = 14$ km) est illustrée par la fig.64a. Le marqueur sismique est interprété comme le Tithonique, la séquence de propagation est une séquence normale. La longueur en excès du Tithonique par rapport à celles des séries situées au dessus de ce niveau est alors compensée par un duplex sous le massif de l'Outheran (partie comprise entre les deux chevauchements ϕO et ϕAM).

2) - Toujours avec une séquence normale de propagation des chevauchements le niveau réfracteur peut être pris comme l'Urgonien, le raccourcissement dans ce cas est supérieur $Z = 20$ km (fig.64b).

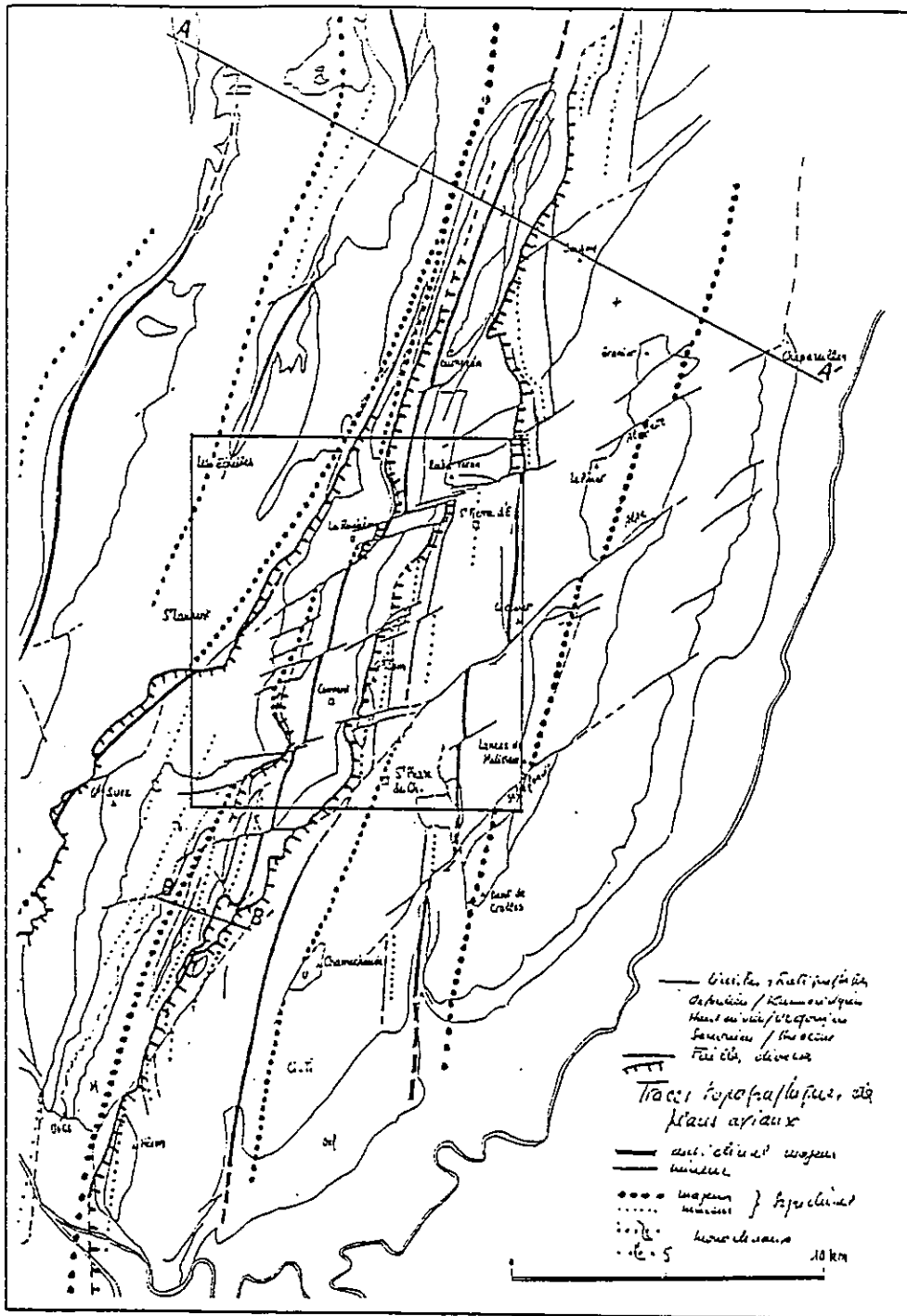


Figure 63 : Schéma structural du Massif de la Chartreuse (figure de Gidon non publiée).

AA' = tracé de la coupe de la fig.64

BB' = tracé de la coupe de la fig.66

Le cadre indique la situation des coupes sériées de la fig.65.

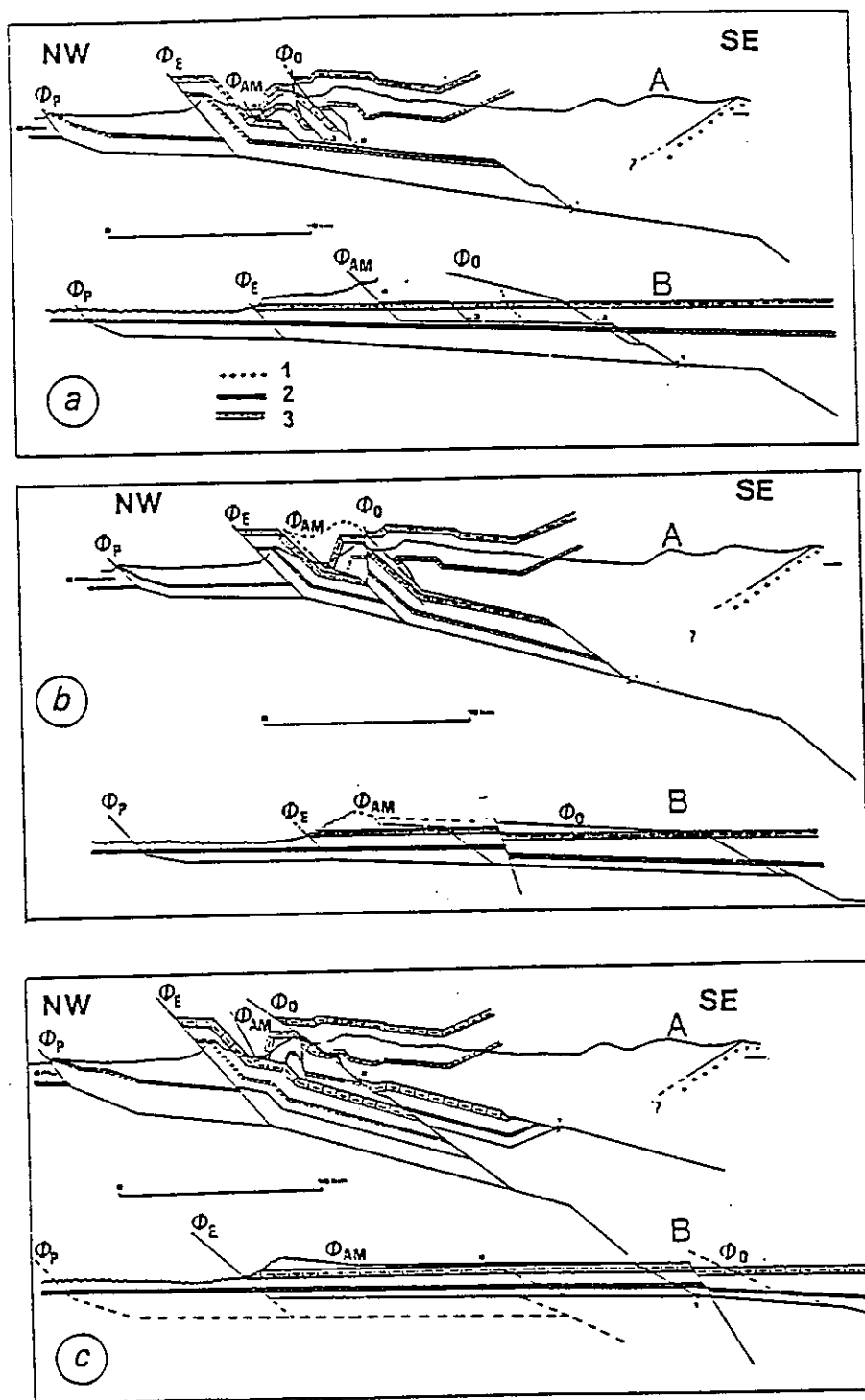


Figure 64 : Coupe équilibrée du Nord de la Chartreuse (Mugnier et al., 1987).

- a - Interprétation minimisant le raccourcissement avec redoublement du Tithonique dans une séquence normale de propagation
- b - Interprétation avec redoublement de l'Urgonien dans une séquence normale
- c - Interprétation avec redoublement de l'Urgonien dans une séquence de recoupement

1 - socle ; 2 - Tithonique ; 3 - Urgonien

3) - Enfin on peut concevoir une séquence de recoupement, avec le chevauchement de l'anticlinal médian comme étant le front du chevauchement profond, et toujours l'Urgonien comme marqueur sismique. La coupe équilibrée correspondante (fig.64c) présente alors un raccourcissement global de 23 km.

Mais lorsqu'on envisage ensuite plusieurs coupes sériées à travers la Chartreuse, un certain nombre de contraintes supplémentaires apparaissent qui permettent de choisir entre ces trois hypothèses.

Tout d'abord seul le choix de l'Urgonien comme marqueur sismique est à retenir. En effet plus au Sud de la coupe considérée on observe le développement de l'anticlinal occidental ainsi que l'apparition de Tithonique au coeur de l'anticlinal médian. L'interprétation avec le Tithonique comme niveau réfracteur impliquerait une disparition brutale du duplex que nécessitait cette interprétation, ce qui paraît peu plausible.

Le choix de la nature du niveau réfracteur étant fait, il reste ensuite à déterminer celui de la séquence de propagation sur les chevauchements. C'est pourquoi, les chevauchements de l'anticlinal médian et de Chartreuse orientale ont été étudiés en détails sur le terrain ; et en particulier la façon dont ils se prolongent vers le Sud de la coupe citée plus haut, a été observée.

A - Le chevauchement de Chartreuse orientale (ϕO)

Au niveau du chevauchement, le flanc inverse de l'anticlinal de Chartreuse orientale est très déformé et renversé au toit de la faille.

La charnière anticlinale s'observe au niveau du Grand Som. Au pont du Grand Logis (Gorges du Guiers mort St Pierre de Chartreuse) l'Urgonien situé au mur de chevauchement présente une structure synclinal qui semble se fermer contre la faille (fig.65). Ce fait impliquerait, si le chevauchement de Chartreuse orientale était le chevauchement majeur, une diminution brutale et rapide de la flèche du chevauchement sur une faible distance. En effet on passerait sur une distance d'environ 20 km d'un raccourcissement de 15 km au niveau de la coupe considérée à un raccourcissement de 3-4 km dans la zone des Gorges du Guiers mort, ce qui paraît peu probable.

Il semblerait donc que le choix du chevauchement de Chartreuse orientale comme front de chevauchement profond ne soit pas justifié, bien que plus au nord dans les Bauges, ce chevauchement semble être un chevauchement majeur (Doudoux et al., 1982).

B - Chevauchement de l'anticlinal médian (ϕAM)

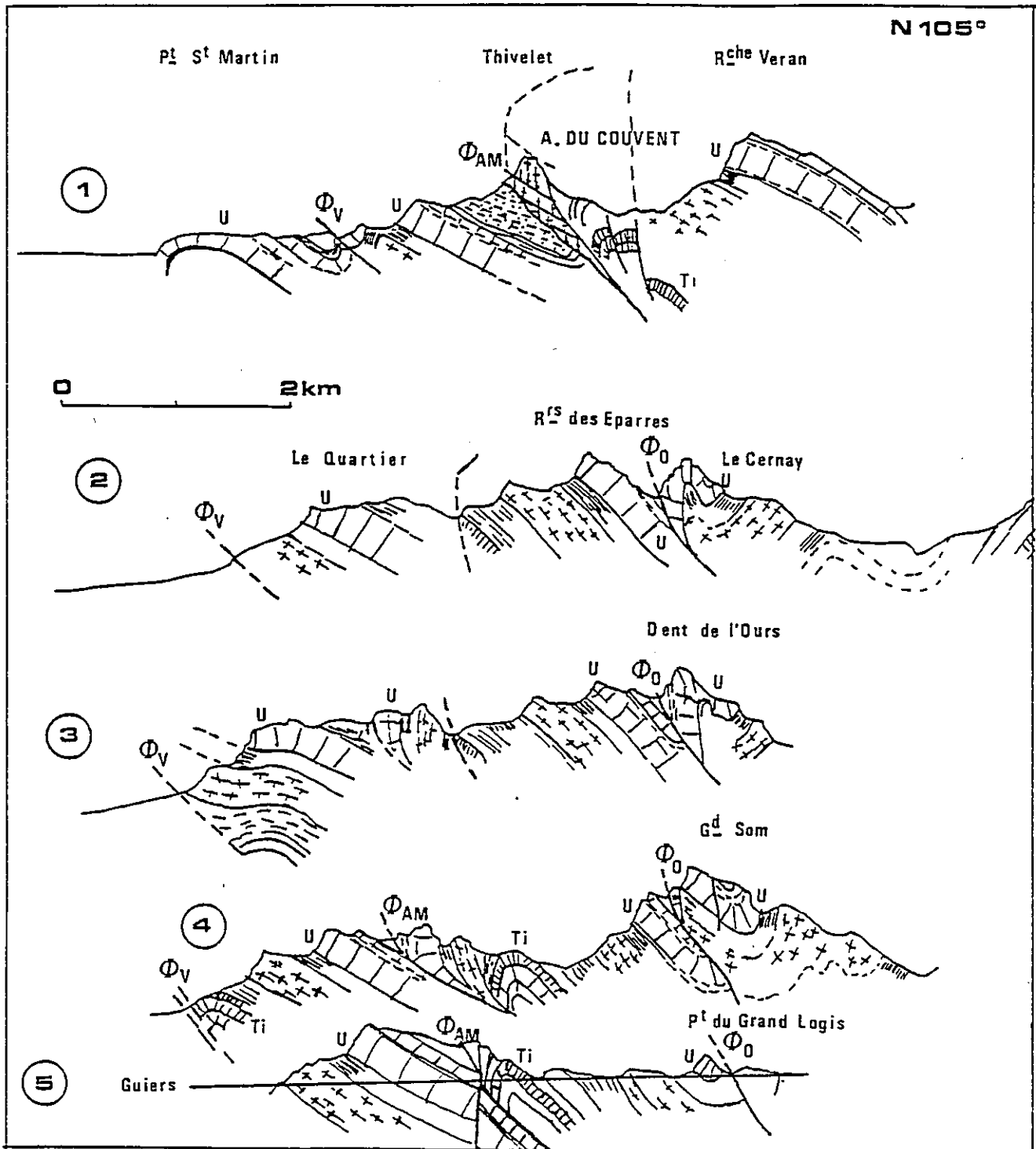


Figure 65 : Coupes séries du centre de la Chartreuse, montrant les déformations associ es aux principaux chevauchements. La localisation des coupes est indiqu e sur la fig.63.

ϕ AM = chevauchement de l'anticlinai médian ; ϕ O = chevauchement de Chartreuse orientale ; ϕ V = faille de Voreppe.

U = Urgonien

Ti = Tithonique

(coupes de Gidon non publi es)

Pour ce chevauchement, si on observe toujours comme pour le ϕO , le flanc inverse de l'anticlinal médian très déformé et renversé au toit de la faille, au mur on ne rencontre jamais de structure synclinale. Des plissotis sont observés dans le Miocène et dans le Sénonien, mais dans ces niveaux le plan de faille n'est jamais visible.

Une observation de la géométrie du chevauchement peut être faite dans les Gorges du Guiers mort au niveau du tunnel le plus à l'Ouest de la route (fig.65). Plus au Sud de cette zone (synclinal de Proveyzieux) le chevauchement ne s'observe plus. Mais comme il reste le seul chevauchement susceptible d'être le front du chevauchement révélé par sismique, sa disparition dans le synclinal de Proveyzieux, doit correspondre à un recoupement par le chevauchement de Chartreuse orientale.

Si on admet que le front du chevauchement majeur en Chartreuse correspond au chevauchement de l'anticlinal médian seule l'hypothèse d'une séquence de recoupement avec le marqueur sismique interprété comme l'Urgonien est donc à retenir. (fig.64c)

On peut ensuite discuter des relations entre les plis et les chevauchements pour mieux comprendre la succession des événements tectoniques. Cela revient à se poser la question suivante : les plis ont ils été formés par la propagation des chevauchements (fault bend folds ; Suppe, 1983) ?

L'étude des 3 anticlinaux majeurs de la Chartreuse peut aider à répondre à cette question.

2 Relations Géométriques plis-chevauchements

A - Anticlinal occidental

D'après Gidon (1964), ce pli aurait été ébauché dès l'Oligocène car la molasse n'est entraînée dans le plissement que sur une marge très étroite au voisinage de l'Urgonien. Une érosion anté-Miocène, voire anté-Oligocène a décapé le Sénonien et la masse supérieure urgonienne au voisinage de la voûte du pli, mais cette érosion se fait moins sentir quand on s'éloigne des flancs.

Ce fait prouve que le pli était formé avant les chevauchements d'âge Miocène et post-Miocène, il a pu être accentué lors de la phase de déformation miocène.



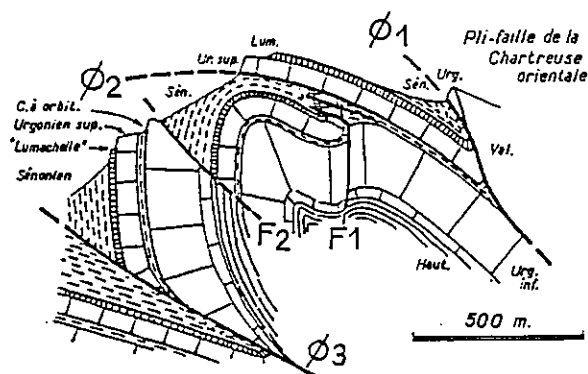
Ce type de pli ne rentre pas dans le cas du modèle de Suppe de "fault bend fold", puisqu'il est antérieur aux chevauchements, il appartient plutôt à la catégorie "fault propagation fold" (Jamison, 1987).

B - Anticlinal du couvent (médian)
Anticlinal de Chartreuse orientale

Le flanc inverse du pli est très redressé, souvent renversé au toit du chevauchement. Au contact de la faille, la déformation est intense, les couches sont découpées par une série de failles (coupe 1 fig.65). L'Urgonien est littéralement laminé par ce phénomène, qui provoque le renversement des couches ainsi qu'une diminution importante de l'épaisseur du flanc du pli au contact de la faille. Par exemple dans les Gorges du Guiers mort, l'Urgonien n'a que 10 m d'épaisseur, alors qu'il atteint 300 m partout ailleurs.

Une image réduite du mode de déformation générale nous est donnée par l'échelle de Canaple. Le pli de l'anticlinal médian est compliqué sur son flanc oriental au contact du chevauchement de Chartreuse orientale par un décollement dans l'Urgonien (couches à orbitolines) (fig.66).

Le modèle retenu pour décrire ce type de pli serait plutôt le modèle de Jamison (1987) de "fault propagation fold" que celui de Suppe (1983). Le pli est ébauché d'abord puis déformé par l'avancée du chevauchement, la déformation est marquée non seulement au toit mais aussi au mur du chevauchement.



*Figure 66 : Les relations plis/chevauchements au niveau de l'anticlinal médian.
phi 1 = chevauchement de Chartreuse orientale ; phi 2 = décollement dans les couches à orbitolines ; phi 3 = chevauchement de l'anticlinal médian
F1 et F2 sont des failles précoces.
(Gidon, 1982).*

3 Prolongation du chevauchement majeur dans le Vercors

En définitive, le chevauchement majeur mis en évidence par l'expérience de sismique pourrait être représenté en surface par le chevauchement de l'anticlinal médian ϕ AM en Chartreuse.

Dans le Vercors, seul le chevauchement du Moucherotte a l'amplitude nécessaire pour être considéré comme la prolongation vers le Sud du chevauchement majeur de Chartreuse. Ce chevauchement du Moucherotte était classiquement pris comme la prolongation Sud du chevauchement de Chartreuse orientale.

Cela revient à considérer la zone située à l'Ouest du front du chevauchement majeur, c'est à dire la zone constituée par l'anticlinal occidental (Chartreuse) et la partie située à l'Ouest du chevauchement du Moucherotte (Vercors), comme l'équivalent du Jura dans la séquence de déformation de l'avant-pays alpin.

Ce schéma sera retenu pour la construction des coupes équilibrées séries des massifs de la Chartreuse et du Vercors.

TROISIEME PARTIE

INTERPRETATION ET DISCUSSION

*COUPES EQUILIBREES EN VERCORS-CHARTREUSE
RESTAURATION ET COMPATIBILITE AVEC LES MASSIFS
SUBALPINS VOISINS (DIOIS-BARONNIES)*

I REALISATION DES COUPES EQUILIBREES

A partir de toutes les données collectées, tant géologiques que géophysiques, douze coupes équilibrées de la structure profonde des massifs du Vercors et de la Chartreuse ont été réalisées (fig.67).

Ces coupes ont été orientées parallèlement à la direction de raccourcissement maximal qui est N120° en Chartreuse et dans le Vercors Nord et N100° au Sud du Vercors.

Mais avant de construire ces coupes équilibrées et de les restaurer à leur état initial en une ou deux étapes, il faut, dans un premier temps, définir le schéma structural adopté. Cette étape permet le branchement des failles en profondeur et la délimitation des écaillés impliquées dans la déformation. Puis, dans un deuxième temps, il faut définir la géométrie supposée de l'état initial (c'est à dire l'état avant déformation).

I Définition d'un schéma structural

L'apport de données sismiques nouvelles au Nord de la Chartreuse a permis de révéler la géométrie profonde de ce massif et de modifier ainsi le schéma structural couramment admis pour les massifs subalpins.

Le résultat principal des expériences géophysiques a été la mise en évidence d'un marqueur peu profond au Nord de la Chartreuse, interprété comme un niveau calcaire : les calcaires urgoniens (voir 2ième partie), et qui implique l'existence d'un redoublement tectonique important.

Ce redoublement, d'après les données géophysiques, ne semble pas se poursuivre en profondeur dans le Nord du Vercors.

L'étude de terrain complémentaire réalisée à la suite de ces expériences, a permis de définir la séquence de propagation sur les failles et leur schéma de branchement, et de montrer les relations entre les plis et les chevauchements.

La déformation des massifs subalpins est liée (Ménard et Thouvenot, 1987) en grande partie au chevauchement le plus externe et le plus récent du socle de Belledonne (CMP) sur le socle des massifs subalpins (fig.48).

Ce chevauchement crustal profond se poursuit vers la surface topographique à travers la couverture des massifs subalpins. Son tracé cartographique correspond en Chartreuse au tracé du chevauchement de l'anticlinal médian (ϕ AM), et dans le Vercors au tracé du chevauchement du Moucherotte (ϕ MO).

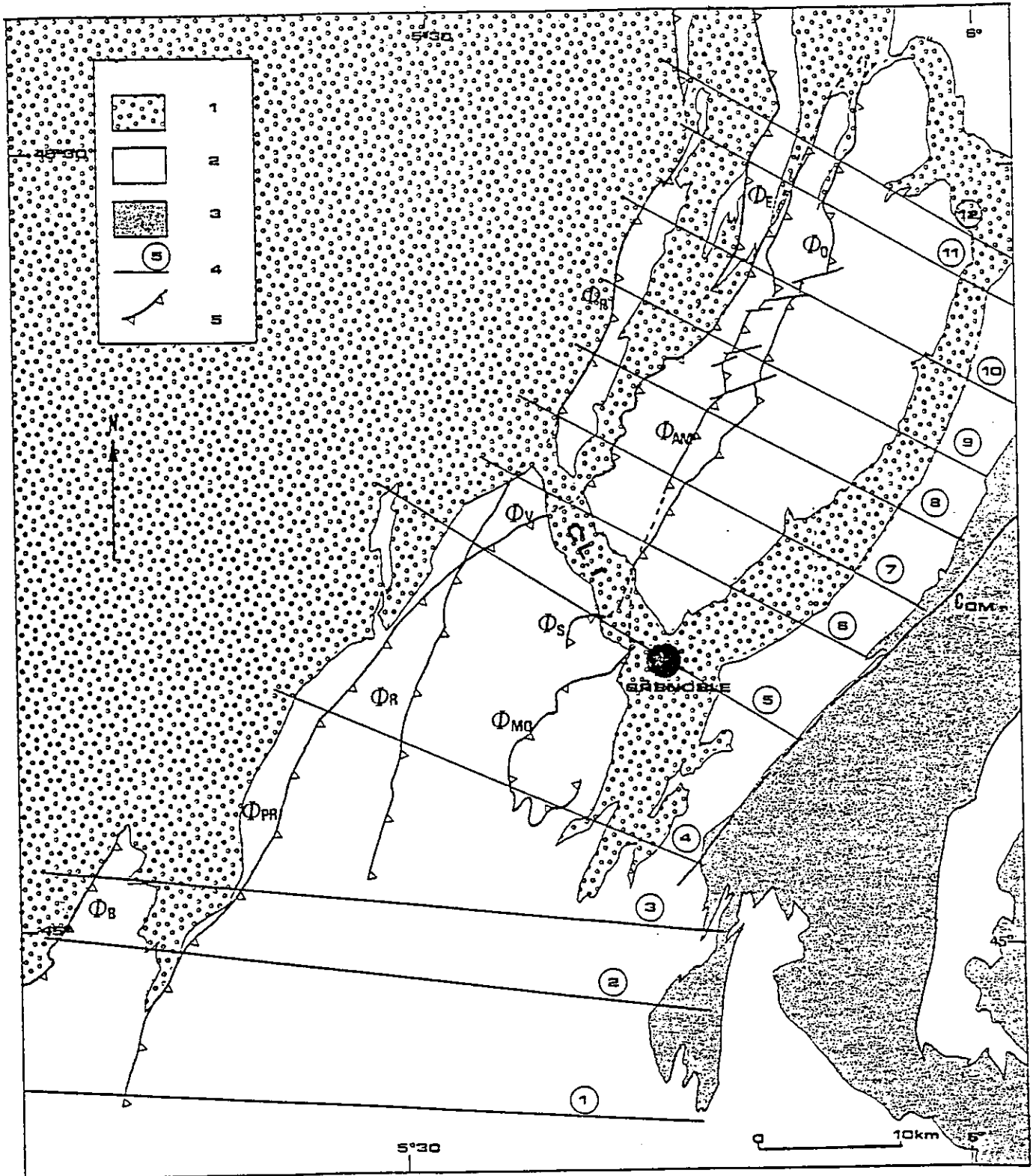


Figure 67 : Carte de situation des coupes équilibrées.

1 - Terrains quaternaires et tertiaires ; 2 - Terrains secondaires ; 3 - Socle ; 4 - Coupe et son numéro ; 5 - Principaux chevauchements.

Dénomination des chevauchements :

ϕ AM = anticlinal médian ; ϕ B = bordure du Vercors ; ϕ E = Epine ; ϕ MO = Moucherotte ; ϕ O = Chartreuse orientale ; ϕ P = Parves-Mt Tournier ; ϕ PR = Presles ; ϕ R = Rencurel ; ϕ S = Sassénage ; ϕ V = Voreppe ; COM = rameau interne de Belledonne ; CLI = Cluse de l'Isère.

Ce chevauchement majeur est ensuite recoupé par les chevauchements plus internes tels que le chevauchement de Chartreuse orientale (ϕO , ϕS) ce qui permet de définir une séquence de propagation avec recoupement "breach sequence".

Plusieurs étapes peuvent être distinguées dans la déformation des massifs subalpins, liée en partie au chevauchement crustal de Belledonne.

* Il faut envisager tout d'abord le développement du chevauchement majeur et des déformations associées.

* Ce chevauchement majeur est ensuite recoupé par des chevauchements plus internes comme le chevauchement de Chartreuse orientale.

* Enfin, les chevauchements plus externes au front du chevauchement majeur peuvent ou non être associés au chevauchement CMP de Belledonne, c'est le cas de la faille de Voreppe.

* On rappellera qu'une partie de la déformation des massifs subalpins peut être antérieure à ces chevauchements, en effet les plis les plus externes de ces massifs ont pu être ébauchés lors d'une phase de plissement précoce (Gidon, 1964).

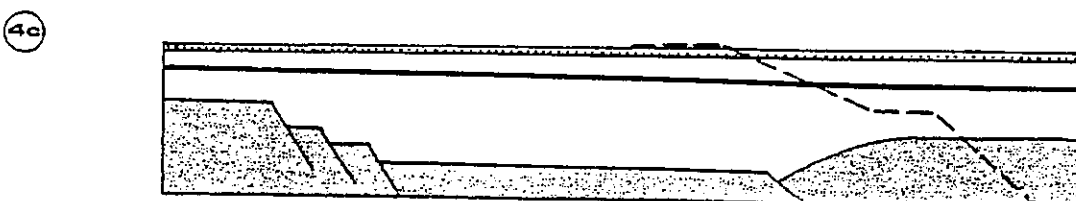
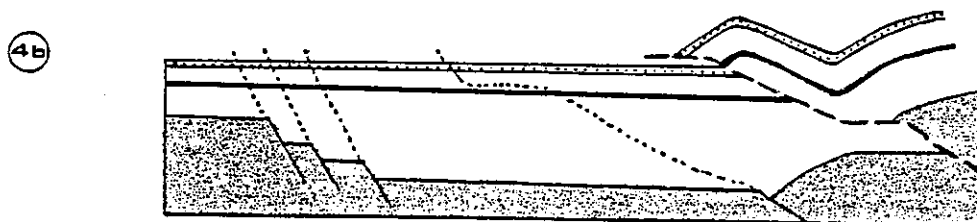
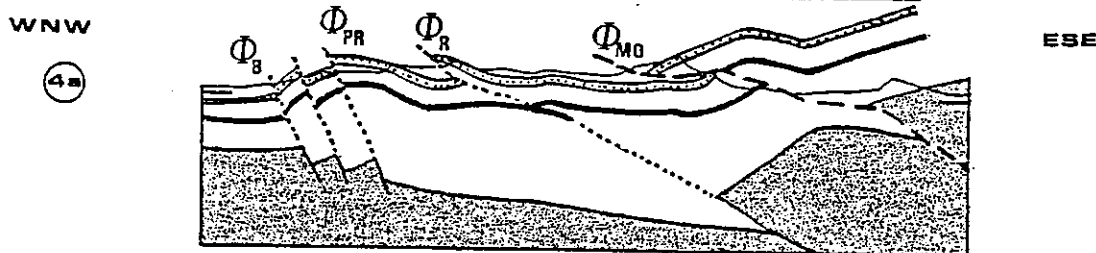
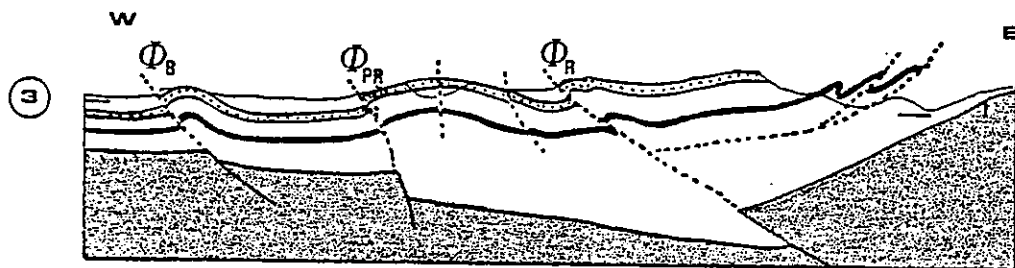
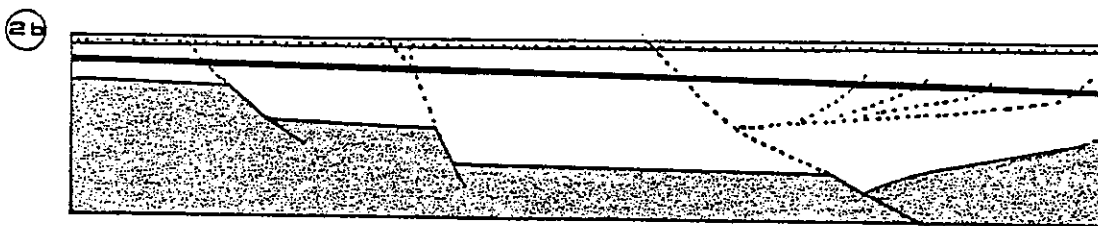
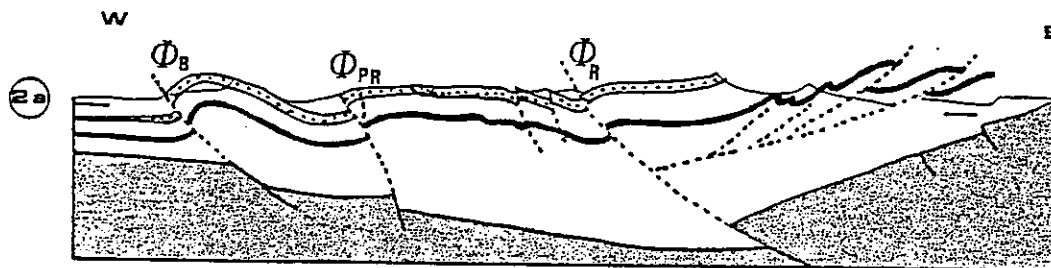
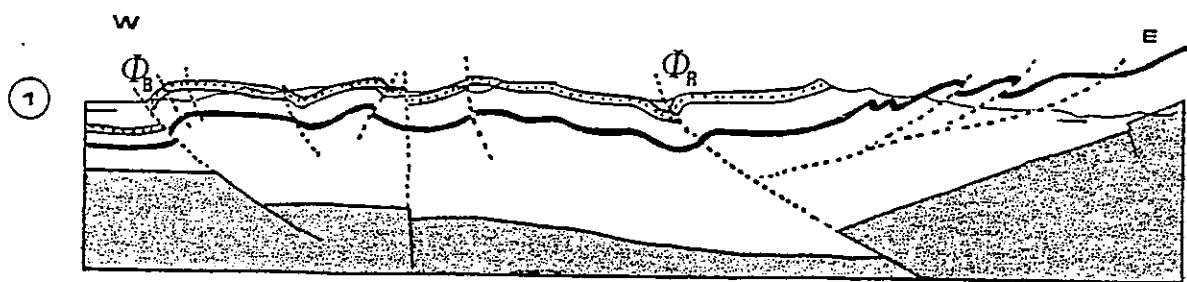
2 Géométrie du chevauchement majeur

Les données sismiques sont tout d'abord reportées sur les coupes ces données intéressent principalement les coupes 12, 5 et 4 (fig.70, 69 et 68).

Pour la coupe 12, on dispose de deux plans réflecteurs à faible profondeur. Le plus à l'Ouest situé sous la Chartreuse correspond aux calcaires urgoniens, il se trouve sous les Terres Noires du compartiment chevauchant. Le second plan, à faible profondeur sous les collines bordières de Belledonne peut être interprété comme le contact socle/couverture de la partie supérieure du massif chevauchant de Belledonne (voir 2ième partie acquisition de données).

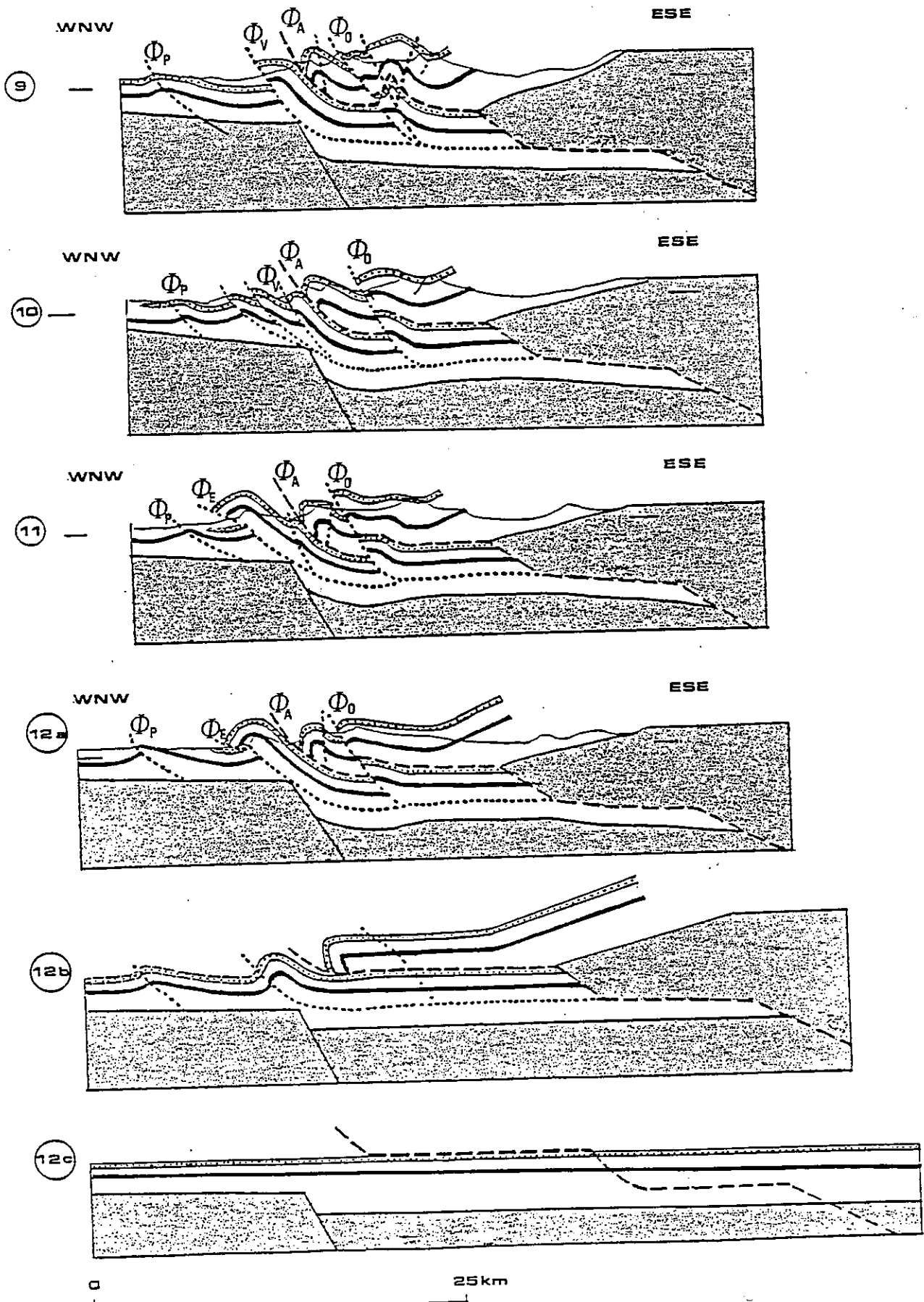
Les autres marqueurs profonds qui apparaissent sur les coupes 12, 5 et 4, peuvent correspondre au contact socle/couverture du compartiment chevauché et à des niveaux du socle antétriasique.

Figure 68



0 25 km

Figure 70



Le premier problème est de trouver, sur la coupe 12 par exemple, l'intersection entre le chevauchement majeur et l'interface socle/couverture.

Comme le socle chevauchant se situe juste sous les collines bordières, on a choisi une solution qui consiste à prolonger avec un pendage constant la limite socle/couverture (fig.71a).

Il faut ensuite dessiner la prolongation du chevauchement majeur (dans la couverture) vers l'Est. Il est évidemment nécessaire d'introduire une rampe afin que ce chevauchement puisse rejoindre un niveau intracrustal de Belledonne. La position de cette rampe n'est pas évidente à déterminer. Là encore on a choisi une solution simple qui consiste à considérer que la rampe peut être située sous un pli de la couverture. Ainsi on admet, sur la coupe 12, que le flanc oriental du synclinal du rebord subalpin (fig.70 et fig.71) est lié au passage sur la rampe.

On remarquera alors que l'intersection chevauchement majeur et interface socle/couverture est confondue avec le haut de la rampe. Le raccourcissement mesuré pour l'Urgonien sur la coupe 12 est de 15 km. Afin de conserver ensuite la longueur de tous les niveaux, il faut dessiner un palier important dans les Terres Noires chevauchées (fig.71b), le chevauchement adopte donc une géométrie en marche d'escalier.

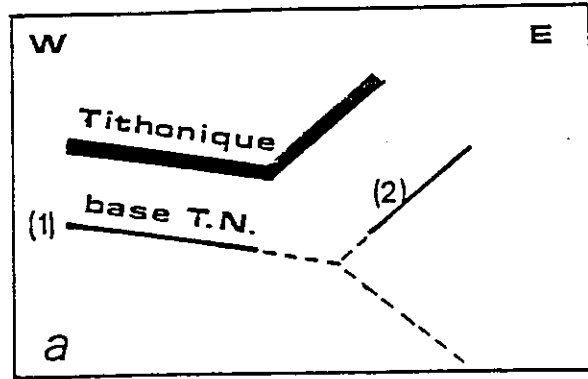
Pour le Vercors, la prolongation vers le Sud du chevauchement principal pourrait être représentée par le chevauchement du Moucherotte. Le dessin est plus aisé, car on voit mieux la position à l'affleurement. Sur la coupe 4, le raccourcissement lié à ce seul chevauchement est de 3.2 km.

Comme on ne possède pas de données sismiques intermédiaires entre la coupe 12 et la coupe 5, il est difficile d'estimer le raccourcissement lié au chevauchement principal pour chacune des coupes. Là encore, une solution simple peut permettre de nous aider, si on suppose comme pour la coupe 12 que le flanc oriental du synclinal du rebord subalpin traduit le passage sur la rampe, la position de ce pli (fig.71) permet de déterminer celle de la rampe et donc d'estimer le raccourcissement pour chaque coupe.

Il faut noter toutefois que la géométrie adoptée pour décrire le plan de chevauchement représente une simplification de la réalité, les déformations qui font intervenir le socle, sont probablement beaucoup plus importantes que celles envisagées dans les coupes.

On peut discuter maintenant de la position de l'écaillé de socle chevauchante. Sur la coupe 12, on peut remarquer que le plat dans les Terres Noires chevauchées correspond en surface aux collines bordières de Belledonne. Au niveau de Grenoble, ces collines ont tendance à disparaître et on peut assimiler cette disparition à une réduction de la longueur du plat. Géométriquement jusqu'à la coupe 6, on arrive toujours à dessiner le front du socle chevauchant au contact du sommet de la rampe. Mais ce

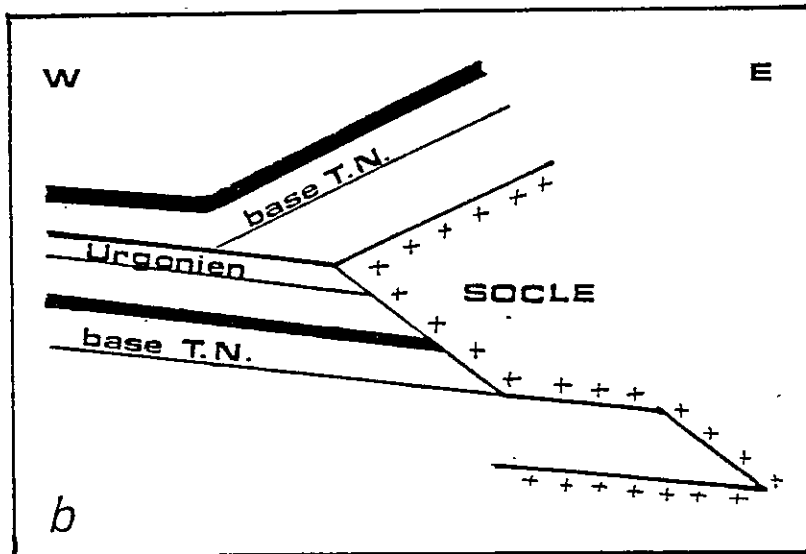
Figure 71 : Géométrie du chevauchement majeur.



a - Position des 2 réflecteurs révélés par sismique.

(1) Urgonien (2) socle

La position de la rampe (tirets) est déterminée par la position du flanc oriental du synclinal dans le Tithonique.



b - Géométrie en "marches d'escalier".

Le plan de chevauchement se poursuit par une rampe puis par un palier important dans les Terres Noires avant de rejoindre le socle de Belledonne.

schéma est difficile à conserver pour la coupe 4, et il faut envisager entre les coupes 6 et 4 un amortissement du déplacement de l'écaïlle de socle.

3 Les autres chevauchements de la couverture

Le raccourcissement total mesuré sur les douze coupes n'est pas lié uniquement au chevauchement principal, il faut l'associer également au reste de la déformation de la couverture des massifs subalpins, que nous allons détailler maintenant.

- On remarque tout d'abord une différence essentielle entre la Chartreuse et le Vercors, concernant les chevauchements internes (ϕO , ϕAM , ϕV , ϕS). Pour la Chartreuse, le chevauchement principal est recoupé par les autres chevauchements qui empruntent également des plans de décollement dans les Terres Noires (séquence de recoupement). Pour le Vercors, la séquence de propagation sur les failles est au contraire une séquence normale. Le changement s'effectue au niveau de la Cluse de l'Isère (zone située entre les 2 massifs). Sur la carte (fig.67) on observe le croisement du chevauchement majeur et du chevauchement de Chartreuse orientale, prolongé dans le Vercors par celui de Sassenage. On peut s'interroger sur ce phénomène.

* Pour la Chartreuse, on constate que le front de l'écaïlle de socle vient toujours au contact du haut de la rampe, mais sans jamais la franchir, l'énergie nécessaire pour franchir cette deuxième rampe doit être beaucoup plus importante que l'énergie nécessaire à l'initiation de nouveaux chevauchements. La solution qui minimise l'énergie utilisée, est la création de nouveaux décollements dans les Terres Noires, et le recoupement du chevauchement majeur. Les chevauchements associés à cette phase sont les chevauchements ϕO , ϕP et ϕV (fig.72).

* Dans le Vercors, on s'aperçoit que le socle n'est plus au contact de la rampe mais en arrière sur le plat. Pour la coupe 5 (fig.69) on arrive encore à initier des décollements dans les Terres Noires : chevauchement de Sassenage, faille de Voreppe (La géométrie de cette faille se complique d'ailleurs au Nord du Vercors, avec un palier important dans le Berriasien nécessaire pour expliquer les ondulations synclinales et anticlinales du Plateau de Sornin). Mais ces chevauchements ne recoupent plus le chevauchement majeur. Ce schéma de décollement n'est plus valable à partir de la coupe 4 où les plans de décollement se situent plutôt à la limite socle couverture que dans les Terres Noires (fig.72).

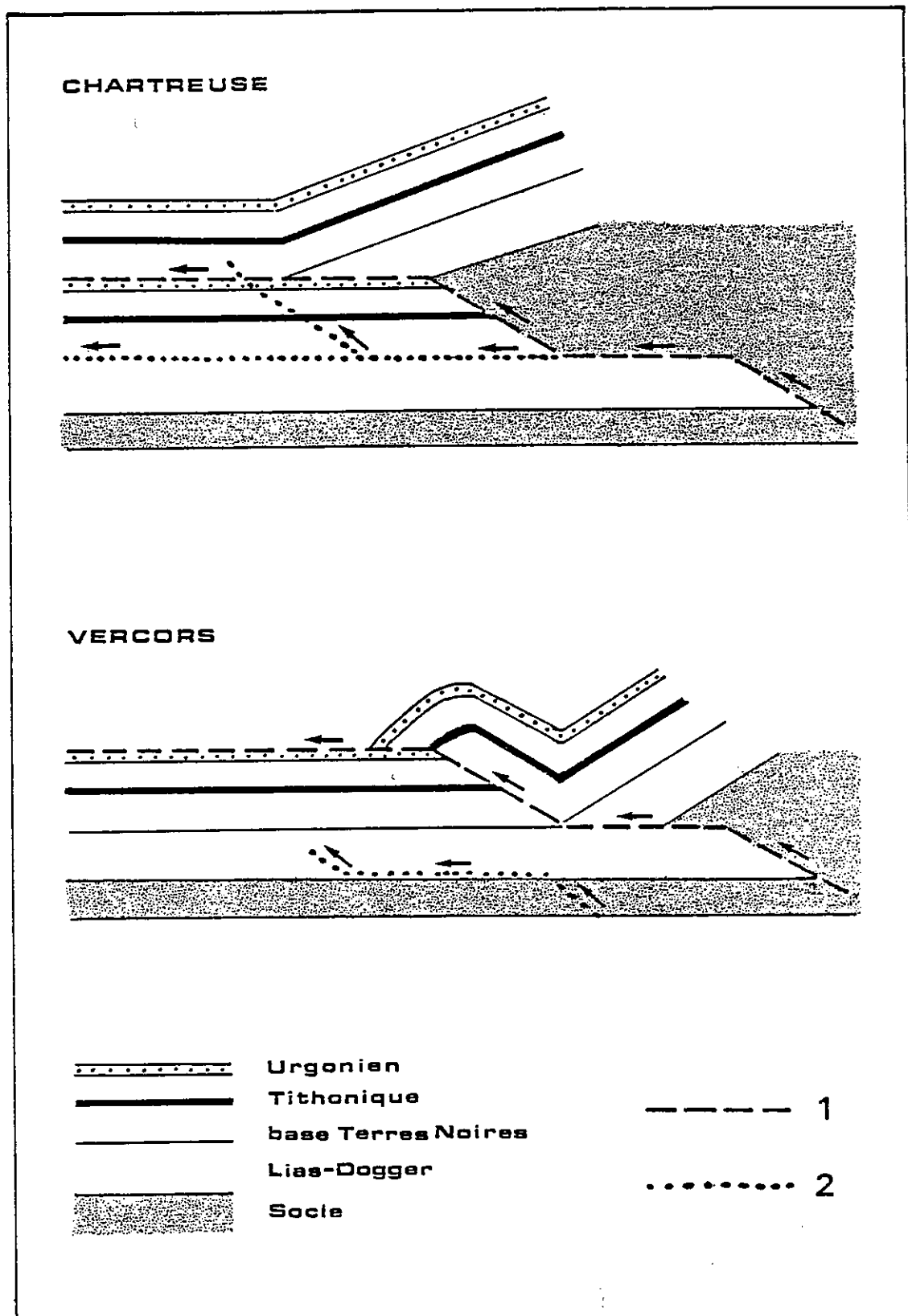


Figure 72 : Géométrie du chevauchement majeur et déformations secondaires associées dans la couverture des massifs subalpins.

1 - chevauchement principal 2 - décollements secondaires

En Chartreuse, le blocage de la tête de socle contre le haut de la rampe est responsable d'un nouveau décollement à la base des Terres Noires, dans le Vercors, de nouveaux décollements sont initiés au toit du socle ou dans le socle.

- De la même manière, pour les deux massifs les chevauchements plus externes (ϕB , ϕP) sont décollés au niveau socle/couverture.

- Enfin, les chevauchements inverses du dôme de la Mûre (Est du Vercors) peuvent être reliés au chevauchement d'une écaille de socle plus externe que le chevauchement CMP de Belledonne (coupes 1 à 3 fig.68).

On peut discuter maintenant du problème de la transition entre le Vercors et la Chartreuse.

Sur une coupe schématique, globalement perpendiculaire aux autres coupes, la position du Tithonique chevauchant et de l'Urgonien chevauché a été reportée (fig.73). Ce schéma permet de révéler l'apparition d'une rampe latérale au niveau de la cluse de l'Isère. Ce qui coïncide avec d'une part l'amortissement du chevauchement principal et d'autre part avec l'atténuation du déplacement du front de l'écaille de socle chevauchante.

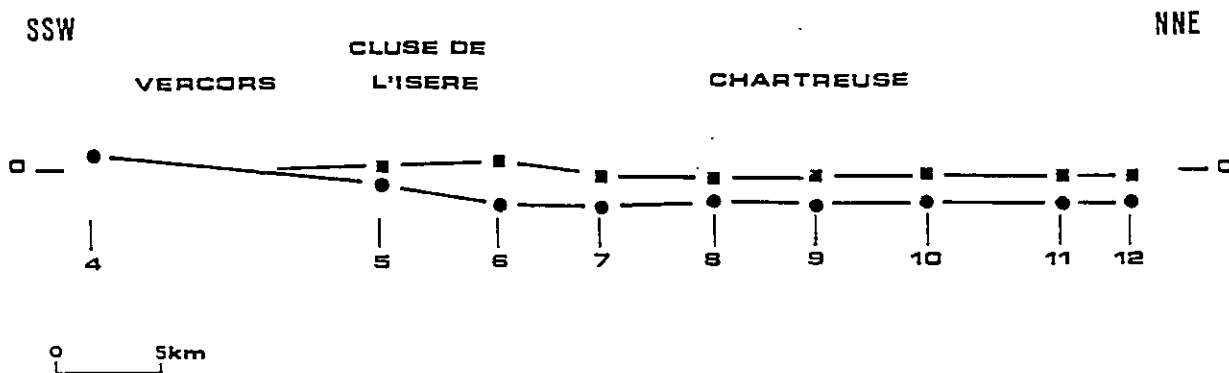


Figure 73 : Coupe schématique globalement perpendiculaire aux autres coupes (les numéros sont indiqués sur la figure) montrant la position du Tithonique chevauchant (carrés) et de l'Urgonien chevauché (ronds). Cette coupe montre l'existence d'une rampe latérale au niveau de la Cluse de l'Isère.

Si on compare l'altitude moyenne d'un horizon repère pour le Vercors et la Chartreuse, on s'aperçoit que cette altitude est comparable pour les deux massifs, bien que le Vercors soit moins raccourci que la Chartreuse. Il semblerait alors que le seul raccourcissement horizontal de la couverture ne permette pas d'expliquer l'altitude élevée du Vercors mais ce problème sera discuté dans le chapitre suivant.

Toutes ces observations tendent à démontrer le rôle de la Cluse de l'Isère comme accident majeur. De part et d'autre de cette zone, les déformations sont différentes. Plusieurs hypothèses peuvent toutefois être avancées quant à son origine :

* Elle pourrait correspondre au tracé d'une ancienne faille normale, cette position coïnciderait avec la prolongation vers le Nord de la bordure du Pelvoux après restauration des massifs subalpins (chap.II).

* Elle peut correspondre également à une faille de déchirement associée à un brusque accroissement des valeurs du déplacement sur le chevauchement majeur entre Vercors et Chartreuse.

* Cette zone doit être également le siège de mouvements verticaux qui sont nécessaires pour expliquer l'altitude élevée du Vercors.

4 Géométrie de l'état antérieur aux phases de compression

Avant de restaurer les coupes à leur état initial, il est nécessaire de connaître la géométrie de l'état antérieur aux phases de compression.

Comme on l'a vu dans les précédents chapitres, une importante phase d'extension horizontale, se situant pendant le dépôt du Lias-Dogger, a précédé les phases compressives. Un certain nombre de failles normales héritées de cette période se distinguent à travers la région étudiée. Certaines ont d'ailleurs été réutilisées en accidents inverses par les phases compressives (c'est le cas de la faille de Presles, dans le Vercors).

Pour expliquer les variations importantes de séries entre le Bas Dauphiné et les massifs subalpins, on doit dessiner sur les coupes, à la limite des deux domaines, une faille normale qui joue le rôle de limite paléogéographique.

Les écailles de socle antétriasique impliquées dans la déformation sont limitées par des failles inverses chevauchantes, qui pouvaient être à l'origine des failles normales issues de la période d'extension, et qui limitaient des blocs basculés (voir étapes de restauration des coupes 2 et 4). Ce type de structure est assez délicat à restituer, car il y a souvent d'importantes variations d'épaisseurs de séries de part et d'autre des failles.

Les coupes ont été restaurées en 2 étapes. Pour la première étape, toutes les déformations postérieures au chevauchement principal ont été supprimées. Dans la seconde étape, les coupes sont restaurées dans l'état antérieur au chevauchement majeur et à la phase de plissement précoce.

5 Conclusions

La déformation globale des massifs subalpins peut se décomposer en plusieurs étapes.

* L'héritage d'une période majeure d'extension est marqué dans la région par la présence d'un grand nombre de failles normales qui seront réutilisées ensuite par les phases de compression, et qui délimitent des domaines où la couverture subit d'importantes variations d'épaisseurs.

* Une phase de plissement précoce, probablement d'âge anté-oligocène peut être responsable de la formation des plis antérieurs aux chevauchements.

* Le chevauchement du socle de Belledonne sur celui des massifs subalpins (CMP) est responsable du chevauchement majeur de la couverture. Le front de ce chevauchement correspond en Chartreuse à celui de l'anticlinal médian, et dans le Vercors au chevauchement du Moucherotte.

On peut lui attribuer également les chevauchements postérieurs qui recourent le chevauchement principal.

* Enfin les chevauchements externes au front du chevauchement principal peuvent être rattachés aussi bien à ce chevauchement crustal de Belledonne qu'à d'autres chevauchements de socle.

* Il faut souligner de nouveau le rôle de la Cluse de l'Isère comme limite géométrique et hétérogénéité, cet aspect sera repris dans le chapitre suivant.

II COMPATIBILITE DEFORMATION-DEPLACEMENT ET RESTAURATION DES MASSIFS SUBALPINS

Comme on l'a vu précédemment (voir 2ième partie, chap.II) trois domaines peuvent être distingués dans la zone étudiée (fig.74).

* A l'Ouest, les massifs subalpins sont limités par une zone stable, prolongation du Massif Central.

* A l'Est, ces massifs sont chevauchés par le socle des massifs de Belledonne et du Pelvoux. La limite Est des massifs subalpins peut être considérée comme une limite mobile.

* Entre ces deux limites, l'analyse quantitative de la déformation des massifs subalpins a permis de reconstituer le champ de déplacement fini par rapport à la zone stable.

La méthode permettant l'analyse des compatibilités entre les déformations et les déplacements et une application à la restauration des massifs de Chartreuse - Vercors - Diois - Baronnies, a été proposée par Gratier, Ménard et Arpin (1988). Le principe de cette méthode a été exposé dans la première partie de ce travail (chap.IV). L'application aux massifs subalpins est proposée ci-dessous.

1 Etablissement de la grille déformée et de la grille non-déformée

Pour l'ensemble de la région, les données géologiques ont été extraites principalement des coupes géologiques construites à partir des cartes géologiques au 1/50.000 couvrant la zone étudiée (fig.74).

Les calcaires urgoniens et tithoniques ont été choisis comme marqueurs de la déformation, car on a considéré que l'épaisseur de ces niveaux ne variait pas au cours de la déformation.

Le calcul des ellipses de la déformation horizontale a été fait en mesurant dans différents secteurs et pour l'ensemble de la région, les longueurs finales L_1 et initiales L_0 du niveau repère suivant trois ou quatre coupes pour chaque secteur (fig.75). Cette mesure par secteur a pour but de définir des valeurs de déformation (fig.76) représentatives d'une échelle plurikilométrique.

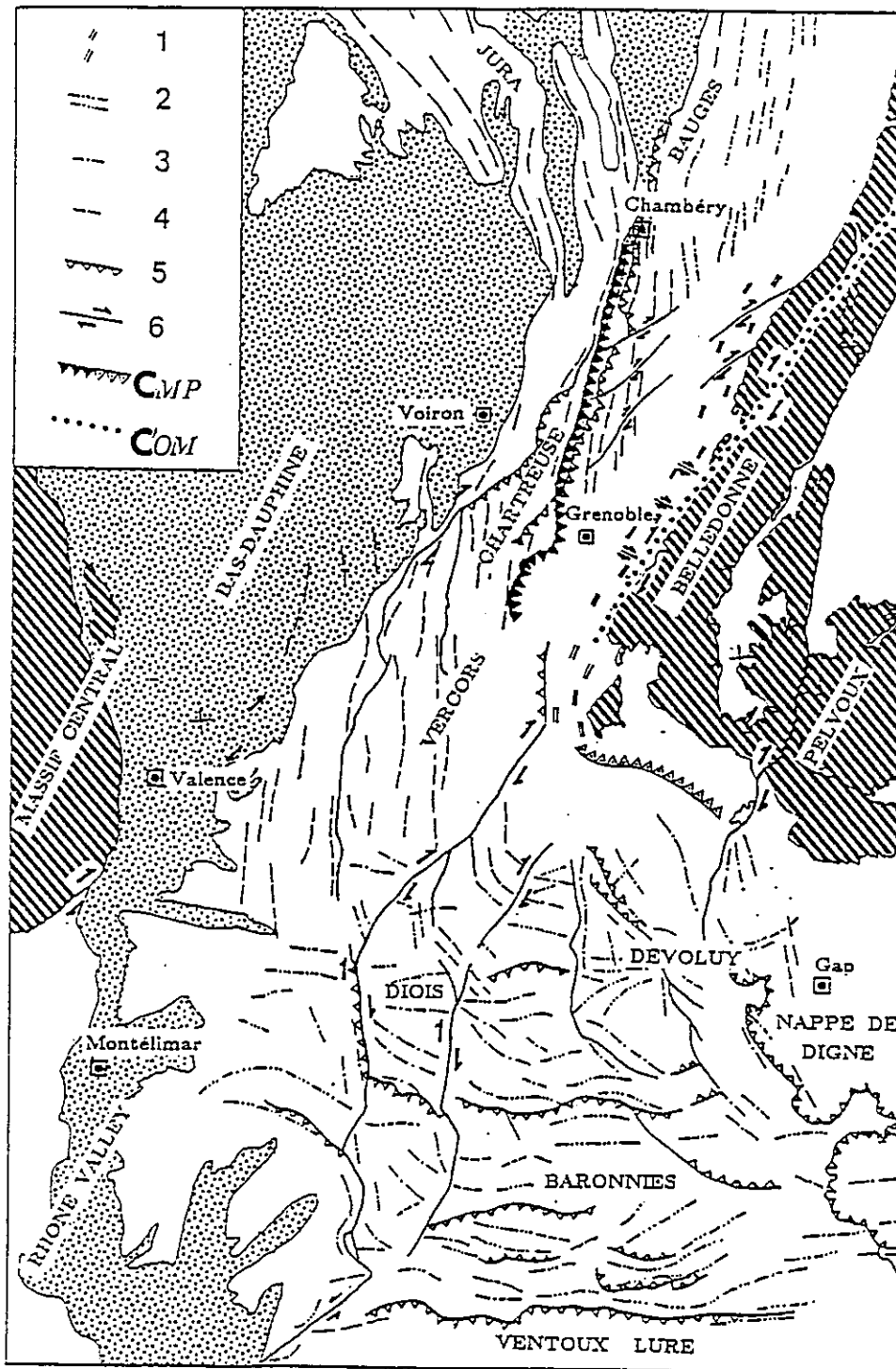


Figure 74 : Carte structurale des massifs subalpins présentant les principales structures. (Gratier et al., 1988).

- 1 - schistosité dans les niveaux jurassiques de la couverture de Belledonne
- 2 - axes des plis d'âge pyrénéo-provençal
- 3 - axes des plis alpins Oligocène-Miocène
- 4 - axes des plis alpins Miocène à Actuel
- 5 - principaux chevauchements
- 6 - principales failles

COM, CMP = chevauchements de Belledonne et Pelvoux : Oligocène Miocène, Miocène - Actuel.

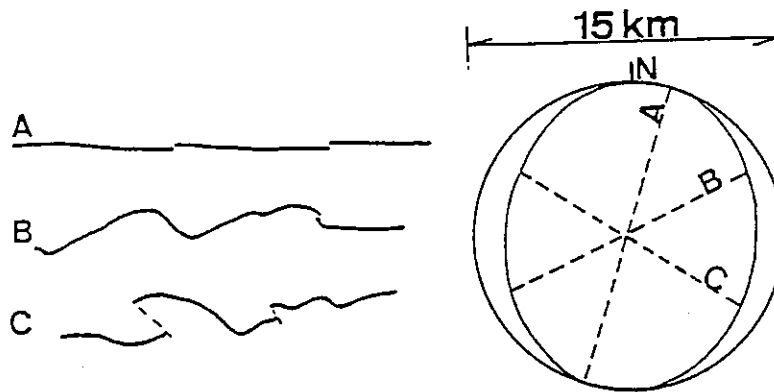


Figure 75 : Détermination des valeurs et des trajectoires de la déformation horizontale finie grâce à la mesure de la contraction horizontale (rapport des longueurs finales L_1 et initiales L_0) selon 3 coupes d'orientations différentes.

L'ellipse de déformation finie horizontale est ainsi calculée de place en place pour une longueur initiale des secteurs d'environ 15 km (Gratier et al., 1988).

L'ensemble des valeurs de la déformation, mesurées sur des secteurs d'une taille initiale de 15 km, a permis de tracer une carte des trajectoires de déformation finie. Ce document permet alors de diviser l'ensemble de la région en éléments finis homogènes. Ceci a été fait en trois étapes.

* Les éléments bien contraints à la fois en orientation et en valeurs de déformation finie par de nombreuses données, ont été construits en premiers. Il s'agit principalement des éléments situés dans les massifs subalpins du Nord (Vercors et Chartreuse) et dans les Baronnies.

* Ensuite ont été dessinés les éléments bien contraints pour les valeurs de déformation finie mais moins bien pour les orientations (valeurs de déformation proches dans toutes les directions horizontales). Il s'agit surtout des éléments situés dans le massif du Diois.

* Enfin dans les zones pour lesquelles on dispose de peu de données les éléments ont été construits par interpolation avec les éléments adjacents mieux contraints, c'est le cas de la Vallée du Rhône et d'une partie du Bas Dauphiné .

1/1	1	.954	1.1	.909	1.1	.367	95	5
1/2	1	.971	1.1	.909	1.1	.333	91	1
1/3	1	.9	1	1	1	.9	88	178
1/4	.9	.933	1	1	.9	.933	88	178
1/5	1	.967	1	1	1	.950	88	178
1/6	1	.967	1	1	1	.967	88	178
1/7	1	.967	1	1	1	.967	88	178
2/1	1	.945	1.05	.952	1.05	.9	95	5
2/2	1	.911	1.05	.952	1.05	.367	90	0
2/3	.973	.850	1	1	.973	.350	87	177
2/4	.913	.863	1	1	.913	.363	87	177
2/5	.987	.820	1	1	.987	.820	87	177
2/6	.985	.757	1	1	.985	.757	87	177
2/7	1	.757	1	1	1	.757	87	177
3/1	1	.955	1.017	.983	1.017	.939	95	5
3/2	1	.955	1.017	.983	1.017	.939	90	0
3/3	.955	.980	1	1	.955	.980	89	179
3/4	.885	.922	1	1	.885	.922	89	179
3/5	.950	.894	1	1	.950	.894	88	178
3/6	.967	.9	1	1	.967	.9	88	178
3/7	.985	.937	1	1	.985	.937	85	175
4/1	1	.933	1	1	1	.933	95	5
4/2	1	.917	1	1	.990	.917	91	1
4/3	.937	.910	1	1	.937	.910	89	179
4/4	.885	.833	1	1	.885	.833	89	179
4/5	.934	.820	1	1	.934	.820	90	180
4/7	.917	.840	1	1	.917	.840	81	171
5/1	1	1	.968	1.033	.968	1.033	95	5
5/2	1	1	1	1	.985	.987	93	3
5/3	.935	.973	1	1	.935	.973	92	2
5/4	.867	.950	1	1	.867	.950	91	1
5/5	.906	.910	1	1	.906	.910	90	0
5/6	.870	.910	1	1	.870	.910	86	176
5/7	.877	.875	1	1	.877	.875	83	173
6/1	1	1	.968	1.033	.968	1.033	96	6
6/2	.983	1	.984	1.017	.967	1.017	95	5
6/3	.910	.917	.984	1.017	.895	.933	94	4
6/4	.867	.873	1	1	.867	.873	93	3
6/5	.910	.920	1	1	.910	.920	91	1
6/6	.885	.890	1	1	.885	.890	90	0
6/7	.833	.860	1	1	.833	.860	87	177
7/1	1	1	.923	1.083	.923	1.083	97	7
7/2	1	1	.923	1.083	.923	1.083	96	6
7/3	.924	1	.937	1.067	.866	1.067	96	6
7/4	.908	1	.937	1.067	.857	1.067	95	5
7/5	.913	1	.968	1.033	.884	1.033	94	4
7/6	.833	1	1	1	.833	1	93	3
7/7	.800	.933	1	1	.800	.933	90	0
8/1	1	1	.896	1.117	.896	1.117	97	7
8/2	1	1	.909	1.1	.909	1.1	97	7
8/3	.920	1	.937	1.067	.862	1.067	97	7
8/4	.850	1	.952	1.050	.809	1.050	97	7
8/5	.887	1	1	1	.887	1	97	7
8/6	.783	.967	1	1	.783	.967	96	6
8/7	.750	.950	1	1	.750	.950	92	2
9/1	1	1	.909	1.1	.909	1.13	97	7
9/2	1	1	.909	1.1	.909	1.1	98	8
9/3	1	1	.923	1.083	.923	1.083	99	9
9/4	.880	1	.923	1.083	.812	1.083	100	10
9/5	.837	1	.968	1.033	.859	1.033	102	12
9/6	.727	.933	1	1	.727	.933	102	12
10/1	1	1	.937	1.067	.937	1.067	97	7
10/2	1	1	.923	1.083	.923	1.083	98	8
10/3	1	1	.923	1.083	.923	1.083	100	10
10/4	.94	1	.937	1.067	.831	1.067	101	11
10/5	.87	1	.952	1.050	.829	1.050	103	13
10/6	.727	.983	1	1	.727	.983	104	14
11/1	1	1	.984	1.017	.984	1.017	96	6
11/2	1	1	.984	1.017	.984	1.017	96	6
11/3	1	1	.963	1.033	.968	1.033	98	8
11/4	1	1	.937	1.067	.937	1.067	100	10
11/5	.930	1	.909	1.1	.845	1.1	103	13
11/6	.75	1	.833	1.13	.662	1.13	105	15
11/7-8	.4	1	.870	1.15	.348	1.15	100	10
12/1	1	1	1	1	1	1	95	5
12/2	1	1	1	1	1	1	95	5
12/3	1	1	.968	1.033	.968	1.033	96	6
12/4	1	1	.937	1.067	.937	1.067	97	7
12/5	1	1	.896	1.117	.896	1.117	97	7
12/6	.3	1	.822	1.22	.658	1.22	98	8
12/7-8	.32	1	.789	1.267	.252	1.267	100	10

Figure 76 : Valeurs de déformations et directions principales horizontales pour les 84 éléments de la grille déformée.

- 1 - Numéros de référence des éléments
- 2-3 - Déformation associée aux plis, aux chevauchements et failles normales
- 4-5 - Déformation associée aux décrochements
- 6-7 - Valeurs de déformation finie
- 8-9 - Direction principale de la déformation

(Gratier et al., 1988).

La grille des éléments finis jointifs, limités par les trajectoires de déformation est composée de 84 éléments (fig.77a).

Une valeur proche de 15 km a été choisie pour la taille initiale de chaque élément, de manière à se rapprocher de carrés dans l'état initial, mais sans chercher à s'imposer que ces carrés soient tous identiques. En effet on ne peut jamais être sûr que la grille de trajectoire finie curviligne puisse être restaurée en une grille cartésienne (voir Cobbold, 1979).

Ensuite comme cela est exposé dans la méthode, la déformation a été annulée pour chaque élément mais sans modifier leur position et leur orientation.

Puis ces éléments sont ensuite ajustés manuellement de manière à minimiser les vides et les recouvrements apparus au cours de la première étape.

Les problèmes de continuité entre éléments adjacents ont été distribués à l'ensemble de la région de façon à ce que les limites du domaine étudié soient aussi lisses que possible. Cette opération se fait en ajustant au mieux les longueurs des rangées et des colonnes.

La grille initiale obtenue (fig.77b), qui représente la restauration des trajectoires de déformation finie dans l'état non déformé, est en fait peu différente d'une grille cartésienne. Ce résultat était prévisible vu la faible courbure des trajectoires de déformation finie et les faibles gradients de déformation à travers la région étudiée (voir Cobbold et Barbottin, 1987).

A partir des deux grilles (déformée et initiale), il est possible de reconstituer les déplacements entre état déformé et état initial, ceci en admettant qu'un des éléments (le plus proche de Lyon, fig.77a) est resté fixe au cours de la déformation.

Nous avons ainsi considéré la prolongation du Massif Central, située sous la plaine du Bas Dauphiné comme une zone rigide fixe, contre laquelle la couverture sédimentaire charriée vers le Nord Ouest est venue se déformer de manière hétérogène.

Ayant constaté que la courbure des trajectoires de déformation finie entre le Jura et les massifs subalpins du Vercors et de la Chartreuse était à peu près symétrique, on admet alors que la bissectrice du poinçon peut être choisie comme la ligne n'ayant pas subi de rotation rigide au cours de la déformation.

2 Etablissement des cartes de déplacements finis

Nous avons considéré, comme la courbure des trajectoires de déformation était peu marquée, qu'une trajectoire rectiligne permettait une bonne visualisation des déplacements.

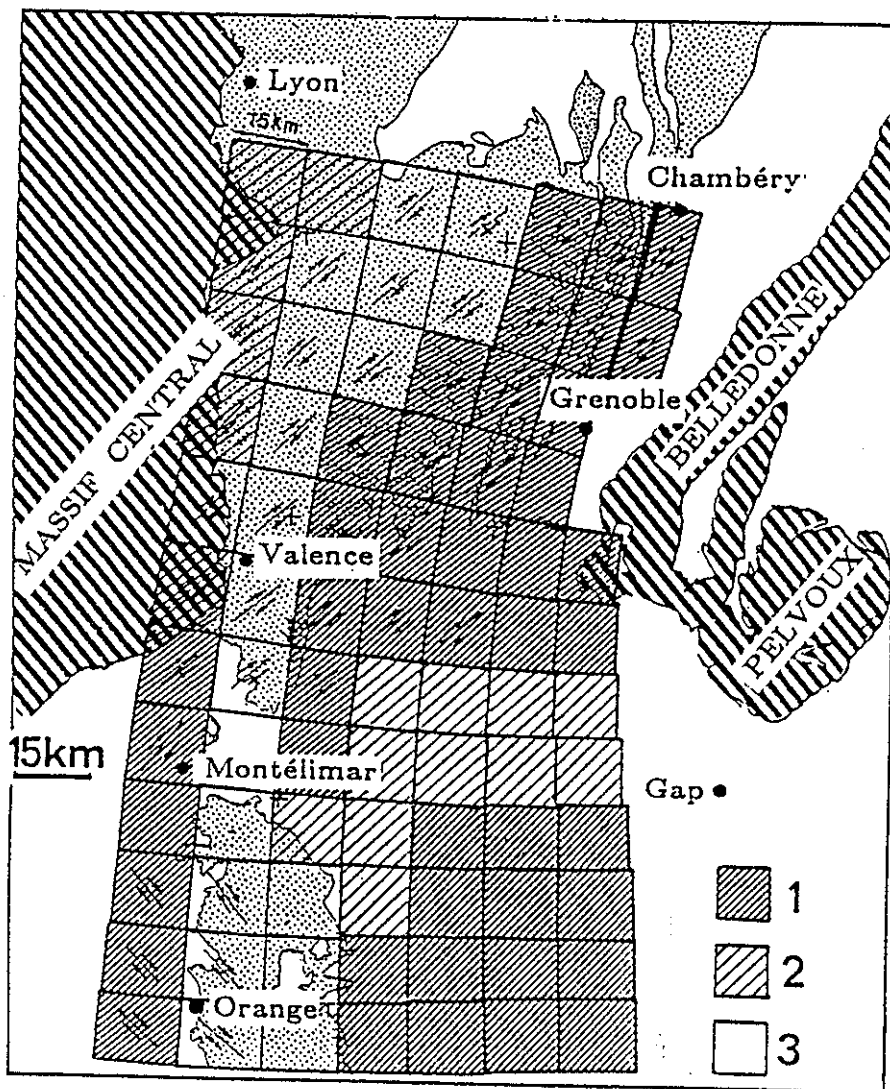
Figure 77 : a - Grille déformée construite à partir des valeurs de déformation.

1 - Eléments bien contraints construits en premiers

2 - Eléments moins bien contraints

3 - Eléments construits par interpolation à partir des autres éléments mieux contraints

(Gratier et al., 1988).



a

Figure 77 : b - Grille initiale, obtenue après restauration de la grille déformée.
(Gratier et al., 1988).

	1	2	3	4	5	6	7	8
12								
11								
10								
9								
8								
7								
6								
5								
4								
3								
2								
1								

(b)

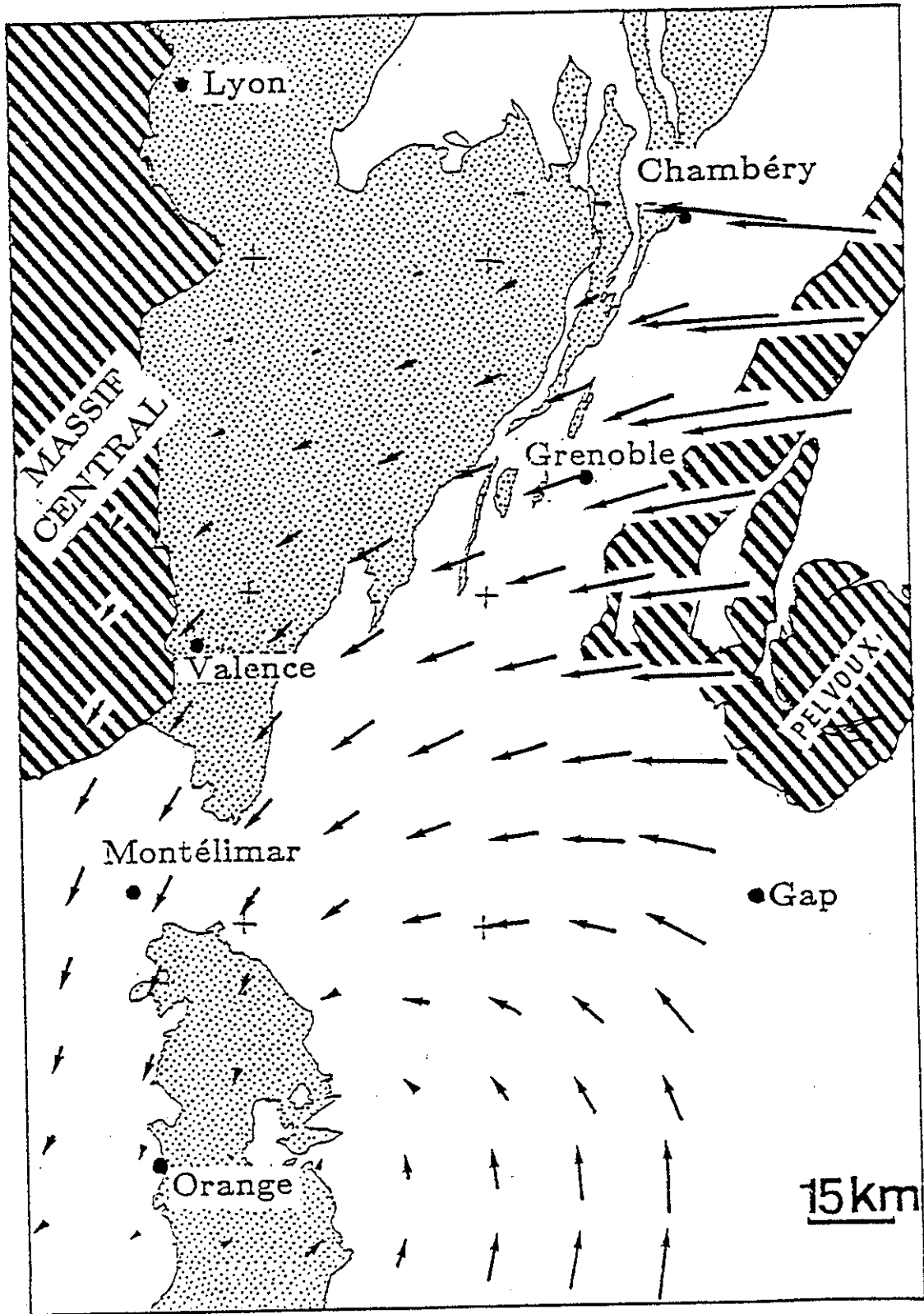


Figure 78 : Champ des déplacements finis totaux, représentant le plus court chemin pour un point de l'état fini à l'état initial (par superposition des deux grilles voir fig.77).

zone hachurée = socle ; zone en pointillé = Quaternaire + Tertiaire (Gratier et al., 1988).

Le tracé des déplacements finis entre état final et initial révèle un déplacement de la couverture sédimentaire vers le Nord et le Nord-Ouest pour sa limite méridionale et vers le Sud-Ouest et l'Ouest pour sa limite orientale (fig.78).

Mais le déplacement fini total obtenu est en fait la résultante de toutes les phases tectoniques successives enregistrées dans la déformation des horizons repères : Urgonien et Tithonique.

Il est difficile d'estimer la part de la déformation liée à chacune des phases principales, mais on peut toutefois essayer de reconstituer les déplacements en deux grandes étapes successives.

A - La phase pyrénéo-provençale

La carte des déplacements finis pour cette phase a été construite à partir de la plus grande part de la contraction Nord-Sud mesurée sur les coupes géologiques (fig.79).

Le déplacement en direction du Nord de la limite Sud (Ventoux) décroît de l'Est à l'Ouest (de 1 à 15 km) et du Sud au Nord jusqu'à un domaine se situant à la limite du Diois et du Vercors qui n'est pas affecté de manière significative par les mouvements pyrénéo-provençaux.

Les valeurs de l'extension Est-Ouest varient d'une valeur négligeable à la limite Diois-Vercors jusqu'à une valeur maximale de 5 km au niveau du chevauchement du Ventoux, cette extension étant limitée à une zone située à proximité de la Vallée du Rhône.

La différence entre la carte des déplacements totaux et celle des déplacements de la phase pyrénéo-provençale, nous a permis d'estimer les déplacements associés à la phase alpine

B - La phase alpine

Les déplacements finis associés à cette phase peuvent schématiquement se résumer ainsi (fig.80).

La limite orientale mobile est charriée vers l'W-S-W, le déplacement de la couverture vers l'Ouest croît du Sud (5 km) au Nord (30 km) et implique une rotation antihoraire de cette limite d'environ 15-20°.

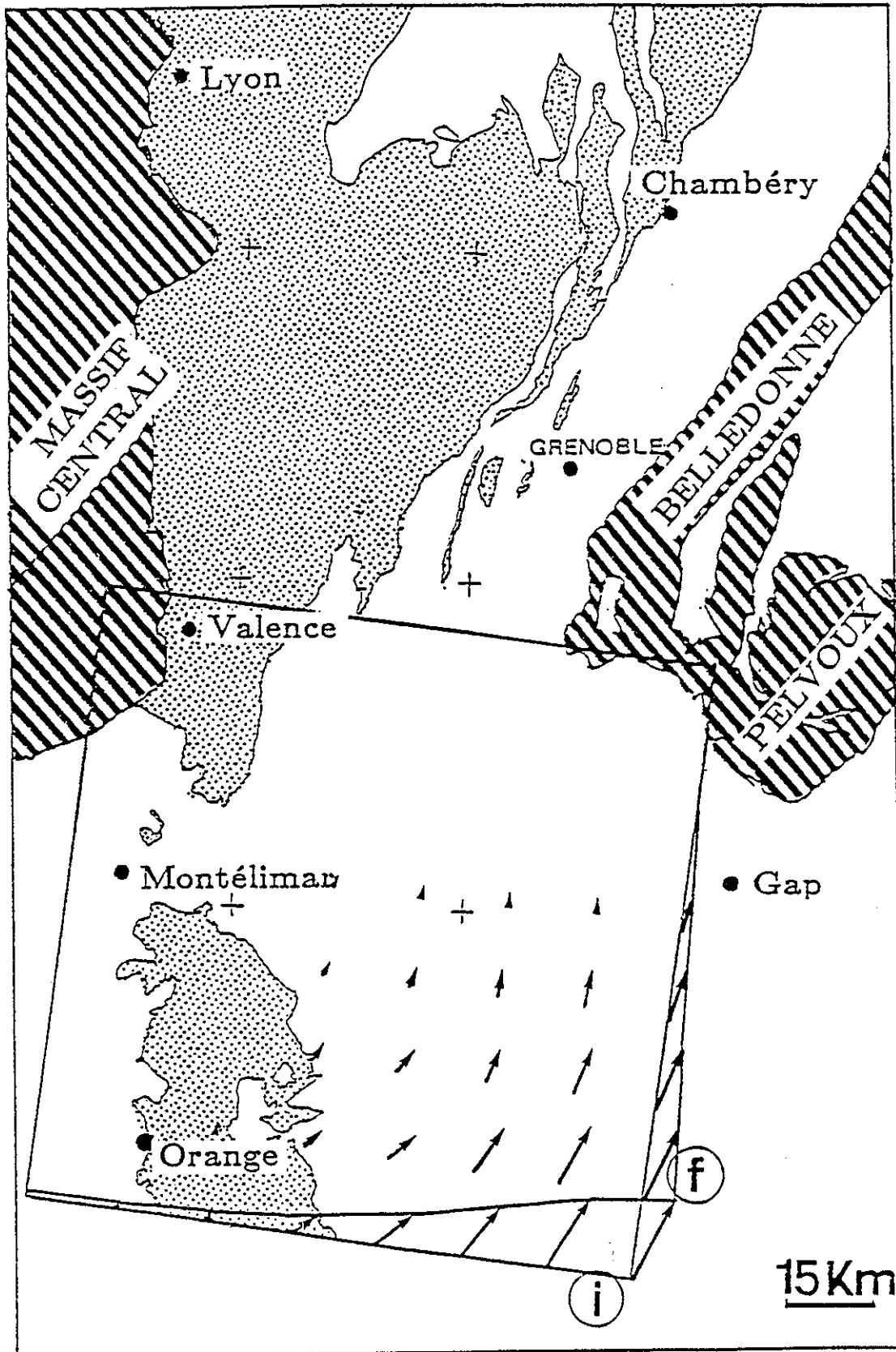


Figure 79 : Champ des déplacements finis associés à la phase pyrénéo-provençale.

f = état final ; i = état initial ; hachuré = socle ; pointillé = Quaternaire et Tertiaire.

(Gratier et al., 1988).

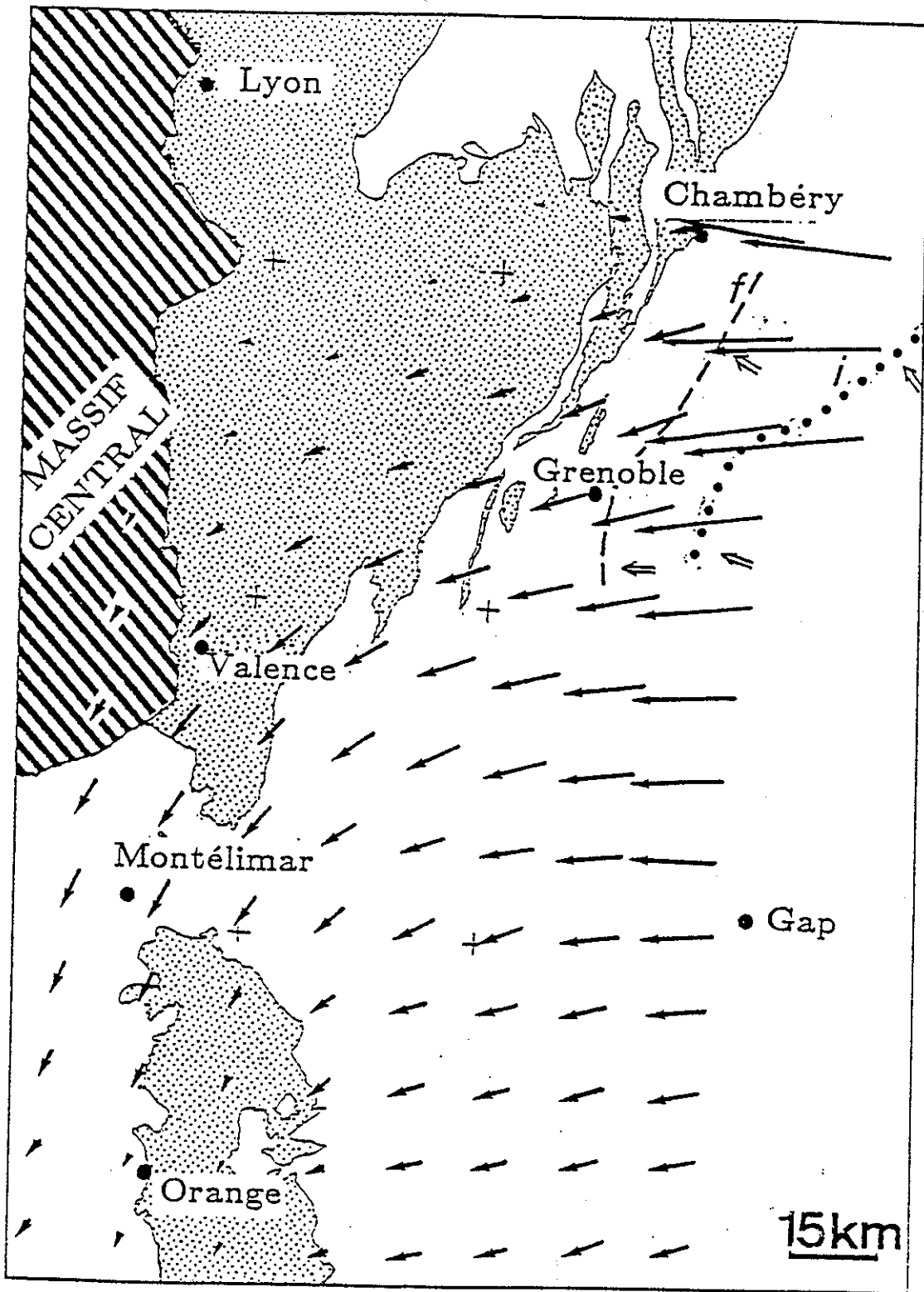


Figure 80 : Champ des déplacements finis associés à la phase alpine, correspondant à la différence entre le champ des déplacements finis totaux et le champ des déplacements finis associés à la phase pyrénéo-provençale.

Les tirets indiquent la position actuelle (f) de la rampe associée au chevauchement externe de Belledonne (CMP).

Les pointillés indiquent sa position initiale après restauration (i).

Les doubles flèches indiquent la direction des linéations magnétiques dans leur état actuel (f) et dans la position antérieure au chevauchement externe de Belledonne (CMP)

(Gratier et al., 1988)

La présence d'un domaine stable, limité par une faille NE-SW à l'Ouest des massifs subalpins du Vercors et de la Chartreuse provoque l'expulsion latérale de la couverture sédimentaire vers le SW, associée à un plissement d'axe N-S à l'aplomb de failles normales préexistantes, ce qui traduit une inversion du mouvement sur ces failles.

Enfin des décrochements dextres le long de ces mêmes failles ainsi que l'amplification du plissement pyrénéo-provençal peuvent être associés à ce déplacement général vers l'W-S-W (voir Goguel, 1966).

3 Liaison déplacement couverture/déplacement socle

Un autre problème réside dans la façon de relier les déplacements de couverture et ceux du socle, et en particulier près de la limite orientale de la zone étudiée.

A - Déplacement de Belledonne

Pour le Vercors et la Chartreuse, la déformation enregistrée par les niveaux repères (Urgonien et Tithonique) est essentiellement liée au chevauchement le plus externe du socle de Belledonne CMP (Ménard et Thouvenot, 1987 voir aussi fig.48).

Le déplacement de l'écaille de socle impliquée dans ce chevauchement peut-être visualisé en dessinant sur la même figure, la position actuelle du front de l'écaille et sa position initiale calculée à partir des valeurs de déformation des niveaux repères (fig.80 états f et i).

On observe alors que ce déplacement vers l'Ouest s'accompagne d'une rotation antihoraire de 15-20° du front de l'écaille ainsi que d'une extension parallèle au massif de Belledonne et inférieure à 20%. Cette extension est accommodée dans le massif de la Chartreuse par des décrochements dextres ENE-SSW et sénestres (ces derniers sont surtout visibles sur le rebord de Belledonne ; Gratier et al., 1973).

Une partie de la déformation interne de Belledonne pourrait également être associée au mouvement de l'écaille de socle. En effet les structures visibles observées dans les schistes de Belledonne (plis asymétriques, schistosité, réorientation des axes de plis de la direction principale Y à la direction principale X, microplis, Riedels, etc...) sont compatibles avec une direction de chevauchement vers l'Ouest sur des plans de cisaillement à pendage Est (Gratier et Vialon, 1980).

B - Compatibilité avec les données magnétiques

On observe le long de la limite orientale de la Chartreuse et du Vercors, un changement progressif du déplacement de N95° (au Nord de la Chartreuse) à N80° (au milieu du Vercors).

Cette évolution a été également mise en évidence par l'étude de l'anisotropie de susceptibilité magnétique des niveaux marneux du Jurassique (Lamarche et Rochette, 1987 ; Aubourg, 1987) avec une direction d'étirement maximal fini assimilée à la direction de transport des unités subalpines variant de N125° (Chartreuse) à N90° (Vercors).

La différence entre les directions 125°-90° (magnétisme) et 95°-80° (compatibilité déplacement/déformation) tient peut-être au fait que la linéation magnétique a pu être acquise avant le chevauchement CMP de Belledonne. Elle serait plutôt associée au chevauchement interne d'âge oligocène.

Cette évolution avec une rotation antihoraire des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux a été intégrée dans un modèle d'évolution des Alpes occidentales par Vialon et al. (1988).

C - Transition Belledonne-Pelvoux

Le chevauchement crustal de Belledonne présente un déplacement horizontal décroissant du Nord au Sud. Malgré cette décroissance, il reste encore 15 km de déplacement horizontal au niveau de la terminaison Sud du massif de Belledonne à expliquer.

Pour expliquer ce déplacement vers le Sud-Ouest, on doit faire intervenir des chevauchements vers l'Ouest et le Sud-Ouest du massif du Pelvoux. Ces chevauchements devraient intéresser la zone comprise entre la terminaison Sud de Belledonne et la limite actuelle de la contraction E-W (Baronnies).

Des mesures complémentaires de la déformation sont maintenant nécessaires pour mieux situer ces chevauchements, ces mesures devraient être faites en particulier dans le massif du Devoluy et dans la nappe de Digne. Un chevauchement du massif du Pelvoux est possible vers le S-W limité latéralement par des décrochements dextres orientés NE-SW (faille d'Aspres par exemple ; Gidon, 1985) et accompagné d'une réactivation du chevauchement interne du socle de Belledonne COM en décrochement dextre (Ménard et Fréchet, 1987).

4 Limites et précisions des résultats

La méthode de restauration d'une région à déformation hétérogène est basée sur plusieurs hypothèses.

On ne discutera pas ici des erreurs possibles liées au choix des données pour chaque élément, on s'intéressera seulement aux différences induites dans le champ de déplacement par le choix de l'orientation de la ligne fixe. En effet, si le même élément fixe est conservé (le plus proche de Lyon) mais en changeant un peu l'orientation de la grille initiale (en la pivotant de plus ou moins 5° par rapport à la ligne choisie initialement) on obtient différents champs de déplacement.

Lorsqu'on impose une rotation horaire de 5° à la ligne de référence, on observe les modifications suivantes :

La direction estimée du déplacement vers l'Ouest de la limite orientale varie alors de $N115^\circ$ (Nord de la Chartreuse) à $N135^\circ$ (à la limite du Vercors et du Diois), la valeur associée du déplacement varie de 30 à 10 km.

Une direction de déplacement de $N135^\circ$, semble irréaliste pour la limite Sud du massif du Pelvoux, car les valeurs de déformation montrent une contraction approximativement NE-SW (NNE-SSW à ENE-WSW). Pour la limite occidentale un déplacement vers l'Est doit se traduire par de la déformation ce que ne montrent pas les données dont on dispose.

Une telle orientation de la ligne de référence semble donc improbable.

Si on impose une rotation antihoraire de 5° à la ligne de référence un champ de déplacement différent est observé.

La direction de déplacement de la limite orientale varie dans ce cas de $N75^\circ$ (Chartreuse Nord) à $N70^\circ$ (limite Vercors-Diois) et la valeur du déplacement de 30 km (Chartreuse) à 25 km (Vercors).

Cette orientation $N75^\circ$ n'est pas acceptable pour la Chartreuse car difficilement compatible avec les orientations NNE-SSW des plis et $N75^\circ$ des décrochements. Pour la limite occidentale, cette orientation conduit à un déplacement vers le Sud-Ouest croissant vers le Sud (de zéro à Lyon à 15 km à Montélimar) assez difficile à accepter.

Ces deux exemples montrent les limites et les précisions de la méthode. En effet en tenant compte de toutes les contraintes géologiques et en fonction de l'orientation de la grille initiale, la direction et la valeur du déplacement fini peuvent varier respectivement de plus ou moins 10° et de plus ou moins 10 à 20%.

5 Calcul de la déformation verticale

La position actuelle horizontale du niveau de référence (Tithonique) varie de place en place, de -0.5 km dans la plaine du Bas Dauphiné à -2.5 km dans la vallée du Rhône. Cette altitude très variable ne permet pas de choisir la profondeur initiale du Tithonique. Il est donc impossible de calculer précisément la déformation verticale afin de l'équilibrer avec la déformation horizontale.

On a simplement porté en carte (fig.81) la différence d'altitude entre la position restituée du niveau repère et la position estimée de ce niveau qui correspond à la profondeur nécessaire au dépôt du reste de la pile sédimentaire marine au dessus de cet horizon repère.

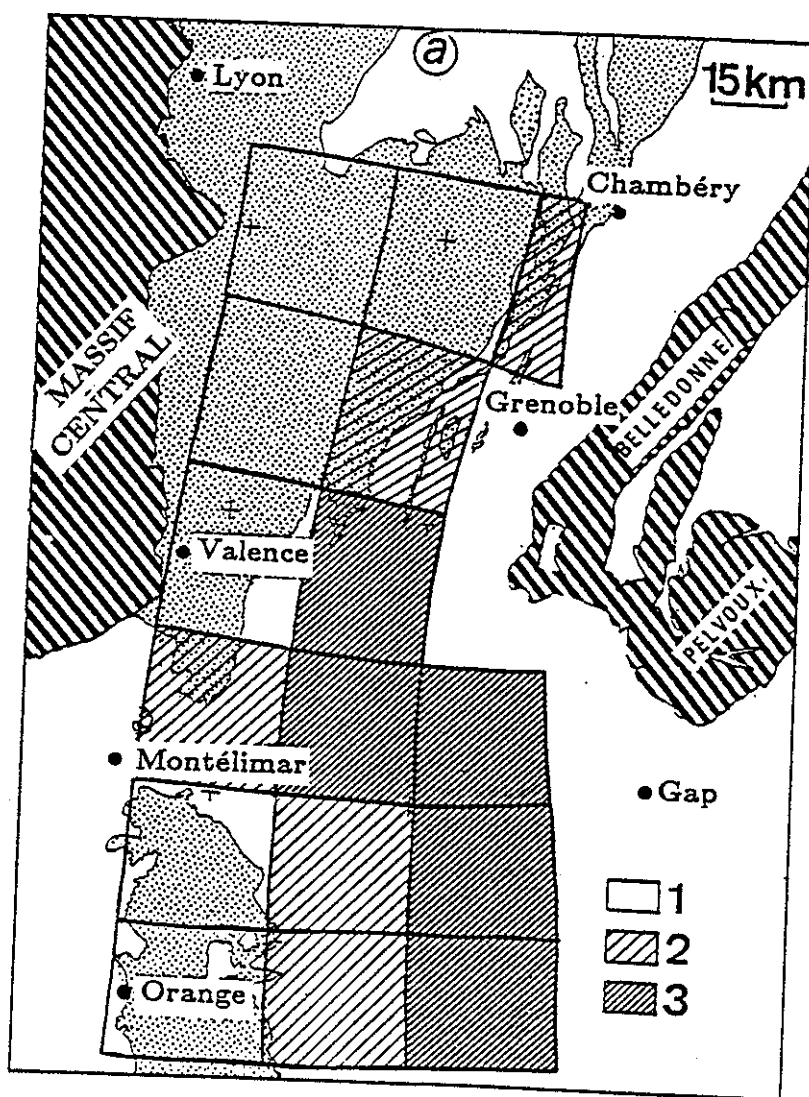


Figure 81 : Distribution des excès d'altitude pour le niveau repère (Tithonique) à travers la région étudiée (Gratier et al., 1988).

- 1 - excès de 0 à 500 m
- 2 - de 500 à 1000 m
- 3 - de 1000 à 1500 m

La position restituée a été calculée pour des groupes de 4 éléments en utilisant la contraction horizontale et en assurant que le volume de couverture situé au dessus du plan de décollement ne varie pas au cours de la déformation. Le plan de décollement est le plus souvent constitué par la limite socle/couverture connue par des profils sismiques.

Sur la carte (fig.81), on observe pour presque toutes les zones un excès d'altitude, que la seule contraction horizontale avec décollement à la limite socle/couverture (ou au dessus) ne permet pas d'expliquer.

Le maximum d'excès d'altitude (1000 à 1500 m) apparaît au Sud du Vercors, au Nord du Diois et à l'Est du Diois et des Baronnies. Pour le Vercors ce fait avait déjà été noté par Arpin (1984). Par contre cet excès d'altitude diminue vers l'Ouest, moins de 500 m dans le Bas Dauphiné et la Vallée du Rhône, et vers le Nord (Chartreuse).

Pour expliquer ce phénomène, on peut faire intervenir un chevauchement crustal externe, récent qui affecterait le socle sous les massifs des Baronnies, du Diois et du Sud-Vercors. Ce chevauchement s'amortirait au niveau de la Cluse de l'Isère par une rampe latérale, ce qui expliquerait les différences d'altitude entre le Vercors et la Chartreuse. La terminaison Ouest de ce chevauchement n'apparaîtrait pas à l'affleurement car il s'agirait d'un chevauchement aveugle sous la vallée du Rhône (fig.82).

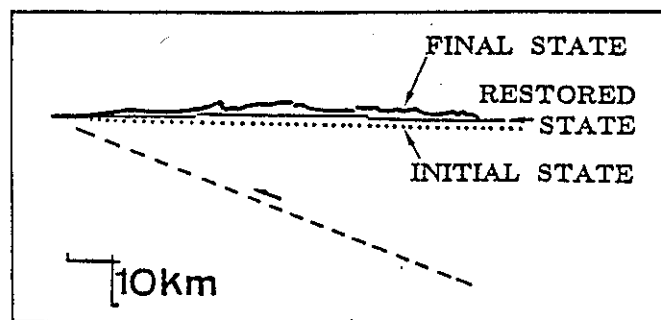


Figure 82 : Sur une coupe globalement E-W on a comparé l'altitude actuelle du Tithonique (*final state*), l'altitude obtenue après restauration de ce niveau repère et l'altitude nécessaire au dépôt du reste de la pile sédimentaire marine au dessus du Tithonique (*initial state*).

L'excès d'altitude des massifs subalpins pourrait être expliqué par un chevauchement crustal externe (*tirés*) (Gratier et al., 1988).

Si ce chevauchement affecte une partie de la croûte, comme les chevauchements de Belledonne et du Pelvoux, un déplacement relativement faible (de l'ordre du km) suffirait pour expliquer un excès d'altitude de cet ordre de grandeur (voir un exemple similaire dans Molnar et Lyon-Caen, 1987 ; pour l'Himalaya).

6 Conclusions

Plusieurs conclusions peuvent être tirées de cette étude.

* En divisant la déformation finie globale en deux phases, la phase pyrénéo-provençale et la phase alpine, on a pu calculer les déplacements des massifs subalpins associés à la phase alpine.

* A partir de la déformation enregistrée par le Tithonique (plis + failles) des massifs subalpins, on a pu calculer la direction et la valeur du déplacement du massif de Belledonne. Ce calcul indique une rotation antihoraire de ce massif et d'une manière générale de tous les massifs subalpins, associée à leur déplacement vers l'Ouest et le Sud-Ouest.

* La présence d'hétérogénéités locales telles que d'anciennes failles normales affecte les directions de déplacement à travers l'ensemble des massifs subalpins en les déviant vers le Sud-Ouest.

* La différence entre la position restituée du Tithonique et sa position estimée de dépôt indique un excès d'altitude relativement important au Sud du Vercors, au Nord du Diois et des Baronnies. Ce phénomène pourrait être lié au fonctionnement récent d'un chevauchement crustal plus externe que les chevauchements de Belledonne et du Pelvoux, et qui affecterait toute l'épaisseur de la croûte.

III CONCLUSIONS

L'apport de données géophysiques nouvelles grâce à des expériences sismiques sur le Vercors et au Nord de la Chartreuse et leur interprétation géologique par la méthode des coupes équilibrées a permis de préciser la géométrie des structures profondes de ces massifs et notamment la position des plans de décollement au sein de la couverture sédimentaire (Chartreuse) et à la limite socle/couverture (Vercors).

L'intégration de ces données avec les données déjà existantes (surtout géologiques) dans un schéma de déformation cohérent a permis la construction de coupes géologiques équilibrées, c'est à dire de coupes qui respectent des règles géométriques clairement définies comme la conservation du volume rocheux, la conservation de la longueur et de l'épaisseur d'un niveau compétent au cours de la déformation progressive.

La déformation de la couverture sédimentaire des massifs subalpins a pu ainsi être considérée comme liée principalement au chevauchement du socle de la partie externe de Belledonne (CMP) sur les massifs subalpins. Un modèle géométrique simple en paliers et rampes a été proposé avec deux paliers (l'un au sein de la croûte et l'autre à la base des Terres Noires) reliés par deux rampes (la première entre le décollement intracrustal et les Terres Noires, la seconde entre les Terres Noires et le toit de l'Urgonien). Ce modèle permet de schématiser la forme de la surface du chevauchement principal, dont la trace topographique en surface pourrait correspondre en Chartreuse au chevauchement de l'anticlinal médian et dans le Vercors au chevauchement du Moucherotte. Une décroissance du déplacement sur ce chevauchement est nécessaire du Nord au Sud, avec un changement rapide de la valeur du déplacement à la limite Chartreuse/Vercors. Le front de l'écaille de socle de Belledonne a pu atteindre le haut de la deuxième rampe de couverture dans la Chartreuse, alors qu'il est resté sur le palier précédant cette rampe dans le Vercors.

Des déformations secondaires, toujours liées au déplacement vers l'Ouest, mais postérieures au chevauchement principal, ont également été décrites mais avec des différences très nettes entre le Vercors et la Chartreuse.

En Chartreuse, de nouveaux décollements se sont produits à la base des Terres Noires : chevauchement de Chartreuse orientale, faille de Voreppe. La séquence de propagation sur les failles est une séquence de recoupement ("Breach sequence"), le chevauchement majeur (ici le chevauchement de l'anticlinal médian) est recoupé et décalé par les chevauchements ultérieurs.

Dans le Vercors, au contraire, la séquence de propagation sur les failles est plutôt une séquence normale de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne ("Piggy back"), ces décollements ne se font plus à la base des Terres Noires, mais au contact socle/couverture.

La séquence de propagation qui minimise l'énergie de déformation est plutôt la séquence normale, ceci est bien vérifié dans le cas du Vercors. Pour la Chartreuse, par contre le développement d'une séquence de recoupement pourrait être lié à la situation particulière atteinte par le front du socle chevauchant. Le passage d'une série chevauchante sur une deuxième rampe implique nécessairement des déformations internes très importantes de la partie chevauchante. L'initiation de nouveaux décollements dans la couverture sédimentaire et la déformation de cette dernière associée à la séquence de recoupement paraissent être une solution plus économique que la déformation du socle chevauchant.

L'étude des déplacements en carte par la restauration du Tithonique plissé et faillé a permis de reconstituer non seulement le champ de déplacement total fini de la couverture sédimentaire, mais également les déplacements associés aux deux phases compressives majeures successives : la phase pyrénéo-provençale et la phase alpine. Pour cette dernière, le déplacement global du massif de Belledonne montre une rotation anti-horaire de ce massif et de l'ensemble des massifs subalpins associée à leur déplacement vers l'Ouest et le Sud Ouest par rapport à la zone stable du massif Central.

La comparaison de l'altitude du Tithonique après sa restauration à l'horizontale, avec l'altitude nécessaire à son dépôt a permis de révéler un excès d'altitude, très marqué au Sud du Vercors, dans le Diois et les Baronnies qui pourrait être lié au fonctionnement actuel d'un chevauchement crustal plus externe que le chevauchement de Belledonne (CMP) et qui soulèverait les massifs subalpins. Ce chevauchement pourrait s'amortir dans le Nord du Vercors au niveau de la Cluse de l'Isère, ce qui expliquerait l'altitude relativement élevée du Vercors par rapport à la Chartreuse, alors que le raccourcissement horizontal Est-Ouest est très inférieur à celui de la Chartreuse.

Il faut ainsi souligner le rôle majeur de la Cluse de l'Isère comme hétérogénéité et limite géométrique. Elle est à la fois une zone d'amortissement latéral du chevauchement principal alpin, et une zone de transition entre une séquence de propagation de recoupement (Chartreuse) et une séquence normale (Vercors) pour les chevauchements alpins suivants.

Le modèle géométrique adopté pour décrire la déformation des massifs subalpins est cohérent avec toutes les données disponibles, mais il est évident que de nouvelles données seraient susceptibles de le modifier, particulièrement pour la géométrie de la surface du chevauchement qui est encore assez mal contrainte.

D'autres études sismiques (profils, tomographie par inversion de durées de propagation...) dans la vallée du Grésivaudan seraient probablement la prochaine étape souhaitable pour l'acquisition de telles données sur la surface du chevauchement principal en Chartreuse.

Un autre problème majeur à résoudre sur ces massifs subalpins est celui de la reconnaissance de la géométrie de la terminaison Sud des chevauchements de Belledonne et de la transition Belledonne/Pelvoux.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANGELIER J. (1983) - Analyse qualitative et quantitative des populations de jeux de failles. Bull. Soc. Géol. France (7) t.XXV, n°5, p.651-672.

ARNAUD H. (1966) - Contribution à l'étude géologique des plateaux du Vercors méridional. Trav. Lab. Géol. Alpine Grenoble t.42, p.32-51.

ARNAUD H. (1973) - Mise en évidence d'un important décalage anté-Miocène de sens senestre le long de la faille de Presles (Vercors occidental). C.R. Acad. Sc. Paris t.276, série D, p.2245-2248.

ARNAUD H. (1981) - De la plate-forme urgonienne au bassin Vocontien : le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Géologie Alpine. Mémoire n°12, Thèse d'Etat, 768 p.

ARPIN R. (1984) - Essai d'équilibrage des coupes géologiques du Vercors. Mémoire de DEA MMGE IRIGM Grenoble.

ARPIN R., GRATIER J.P., THOUVENOT F. (1988) - Chevauchements en Vercors et Chartreuse déduits de l'équilibrage des données géologiques et géophysiques. Soumis à Comptes rendus de l'Académie des Sciences (Paris).

AUBOURG C. (1987) - Etude de la fabrique magnétique des Terres Noires subalpines. Mémoire de DEA MMGE IRIGM Grenoble.

BALLY A.W. (1984) - Tectogenèse et sismique réflexion. Bull. Soc. Géol. France. (7), t.XXVI, n°2, p.279-285.

BARFETY J.C. (1985) - Le jurassique dauphinois entre Durance et Rhône, étude stratigraphique et géodynamique, évolution d'une portion de la marge Nord tethysienne (Alpes occidentales françaises). Thèse d'Etat. Université de Grenoble.

BOYER S.E. (1986) - Styles of folding within thrust sheets : examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. and Canada. J. of Struc. Geol. vol.8, n°3/4, p.325-339.

BOYER S.E. and ELLIOT D. (1982) - Thrust system. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. vol.66/9, p.1196-1230.

BUTLER R.W.H. (1982) - The terminology of structures in Thrust belts. J. of Struc. Geol. vol.4, n°3, p.239-245.

CHOUKROUNE P., BALLEVRE H., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O. et VUI-CHARD J.P. (1986) - Deformation and motion in the western alpine arc. Tectonics. vol.5, n°2, p.215-226.

CLOSS H. et LABROUSTE Y. (1963) - Recherche sismologique dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958, 1960. Mémoire collectif. Année géophysique internationale. CNRS, série III, Fasc.2, 241 p.

COBBOLD P.R. (1979) - Removal of finite deformation using strain trajectories. J. of Struc. Geol. vol.1, 1, p.67-72.

COBBOLD P.R. and BARBOTTIN E. (1987) - Kinematic significance of fanning strain trajectories. J. of Struc. Geol. in press.

COOPER M.A. and TRAYNER P.M. (1986) - Thrust-surface geometry : implication for thrust-belt evolution and section balancing techniques. J. of struc. Geol. vol.8 n°3/4, p.305-312.

DAHLSTROM C.D.A. (1969) - Balanced cross section. Can. J. of Earth Sciences. vol.6, p.743-757.

DAHLSTROM C.D.A. (1970) - Structural geology in the Eastern Margin of the Canadian Rocky Mountains. Bull. of Can. Petr. Geol. vol.18 n°3, p.332-406.

DASARATHI N. (1965) - Etude Géologique de la bordure occidentale du Vercors. Thèse 3e cycle. U.S.M. Grenoble. 86 p.

DEBELMAS J. et GOGUEL J. (1955) - Sur la tectonique de la bordure orientale du Vercors entre Vif et Gresse. Trav. Lab. Géol. Grenoble. t.32, p.35-40.

DEBELMAS J. et KERCKHOVE C. (1980) - Les Alpes franco-italiennes. Géologie Alpine. t.56, p.21-58

DIEGEL F.A. (1986) - Topological constraints on imbricate thrust networks, examples from the Mountain City Window, Tennessee, U.S.A. J. of struc. Geol. vol.8 n°3/4, p.269-279.

DOUDOUX B., MERCIER DE LEPINAY B. et TARDY M. (1982) - Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales). Nappes de charriage oligocènes et déformations superposées. C. R. Acad. Sc. Paris. t.295, série II, p.63-68.

ELLIOTT D. (1983) - The construction of balanced cross sections. J. of Struc. Geol. vol.5 n°2, p.101.

FISCHER M.W. and COWARD M.P. (1982) - Strains and folds within thrust sheets : an analysis of the Heilam sheet, northwest Scotland. Tectonophysics. 88, p.291-312.

FLANDRIN F. (1966) - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. Bull. Soc. Géol. France. 7, p.376-386.

FLANDRIN J. et WEBER C. (1966) - Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. Bull. Soc. Géol. France. 7, p.387-392.

FRANCOIS D. (1981) - L'étude des accidents méridiens de Saillans-Mérindol et de Die-La-Motte-Chalançon (Diois - Baronnies). Rapport I.F.P.

GAMOND J.F. et ODONNE F. (1984) - Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond : modélisation analogique et données de terrain. Bull. Soc. Géol. France. 7e série. t.XXVI n°1, p.115-128.

GERMAIN C. et DEMAISON G. (1958) - Contribution à l'étude géologique du Bassin de Valence. Trav. Lab. Géol. Alpine. Grenoble. t.34, p.49-82.

GIBBS A.D. (1983) - Balanced cross section construction from seismic section in areas of extensional tectonics. J. of Struc. Géol. vol.5 n°1, p.153-160.

GIDON M. (1964) - Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes. Trav. Lab. Géol. Alpine Grenoble. t.40, p.187-205.

GIDON M. (1981) - Tectonique : les déformations de la couverture des Alpes occidentales externes dans la région de Grenoble ; leurs rapports avec le socle. C. R. Acad. Sc. Paris. t.292 II., p.1057-1060.

GIDON M. (1981) - Structure de l'extrémité méridionale du massif de la Chartreuse et son prolongement en Vercors. Géologie Alpine. t.57, p.93-107.

GIDON M. (1982) - La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. Géologie Alpine. t.58, p.53-68.

GIDON M. (1985) - Aperçu sur la construction et la disposition des ensembles rocheux du massif de la Chartreuse et de ses chaînons satellites occidentaux. Dans "Chartreuse Souterraine" comité départemental de spéléologie de l'Isère. Lismond B - Drouin P. ed. p.11-22.

GILLCRIST R., COWARD M. and MUGNIER J.L. (1987) - Structural inversion and its controls : examples from the Alpine foreland and the French Alps. Geodynamica Acta. t.1 n°1, p.5-34.

GOGUEL J. (1947) - Recherches sur la tectonique des chaînes subalpines entre le Ventoux et le Vercors. Bull. Carte géol. France. 223 p.533-578.

GOGUEL J. (1948) - Essai d'interprétation de la prospection géophysique de la Bresse et du Bas Dauphiné. Publication du BRGG. n°6.

GOGUEL J. (1963) - L'interprétation de l'arc des Alpes occidentales. Bull. Soc. Géol. France. n°7, t.5, p.20-33.

GOGUEL J. (1965) - Traité de Tectonique 2ièm Edition. Ed. Masson et Cie. 457 p.

GOGUEL J. (1983) - Etude mécanique des déformations géologiques. BRGM Manuels et Méthodes. n°6.

GRAHAM R., HOSSACK J., DERAMONT J. et SOULA J.C. (1987) - Géométrie des surfaces de chevauchement. Bull. Soc. Géol. France. (8) t.III n°1, p.169-181.

GRATIER J.P. (1984) - La déformation des roches par dissolution-cristallisation : aspects naturels et expérimentaux de ce fluage avec transfert de matière dans la croûte supérieure. Thèse d'Etat Grenoble. 306 p.

GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux. (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse 3e cycle mention Géologie appliquée. USMG.

GRATIER J.P. et VIALON P. (1980) - Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a crystalline basement (Oisans, French Alps). Tectonophysics. 65, p.151-180.

GRATIER J.P., MENARD G. and ARPIN R. (1988) - Strain-displacement compatibility and restoration of the subalpine massifs of the western Alps. Spec. Publ. Geol. Soc. London. (soumis)

HOSSACK J.R. (1979) - The use of balanced cross section in the calculation of orogenic contraction : a review. J. Geol. Soc. London. vol.136, p.705-711.

HOSSACK J.R. (1983) - A cross section through the Scandinavian Caledonides constructed with the aid of branch-line maps. J. of Struc. Geol. vol.5 n°2, p.103-111.

JAMISON W.R. (1987) - Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. J. of Struc. Geol. vol.9 n°2, p.207-219.

JOUBE J.F. (1985) - Analyse quantitative de bassins plissés est reconstitution de leur état initial : exemple du Diois - Baronnies. Mémoire de DEA MMGE - IRIGM Grenoble.

- LAMARCHE G. (1987) - Analyse microstructurale et fabrique magnétique. L'exemple des calcschistes et des flyschs de la zone dauphinoise (Alpes Françaises). Thèse de l'Université de Grenoble I. 168 p.
- LAMARCHE G. et ROCHETTE P. (1987) - Microstructural analysis and origin of lineation on the magnetic fabric on Alpine slates. Tectonophysics. n°139, p.285-293.
- LEMOINE M. (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales est palinspatique de La Tethys Ligure. Bull. Soc. Géol. France. 8, p.126-137.
- MANDL C. and CRANS W. (1981) - Gravitational gliding in deltas. In Thrust and Nappe Tectonics. (edited by K.R. McClay and N.J. Price). Sp. Publ. Geol. Soc. London. 9, p.41-54.
- MENARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse de Géologie Appliquée. IRIGM (USMG). 169 p.
- MENARD G. (1980) - Profondeur du socle antetriasique dans le Sud-Est de la France. C. R. Acad. Sc. Paris. t.290 série D, p.299-302.
- MENARD G. et FRECHET J. (1987) - Mécanismes au foyer de séismes des Alpes occidentales et modèle de déformation actuelle de la chaîne. E.P.S.L. soumis.
- MENARD G. et 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. France. n°26, p.875-884.
- MENARD G. et THOUVENOT F. (1987) - Coupes équilibrées crustales : méthodologie et application aux Alpes occidentales. Geodinamica Acta. vol.1 n°1, p.35-45.
- MITRA G. and BOYER S.E. (1986) - Energy balance and deformation mechanisms of duplexes. J. of Struct. Geol. 8, p.291-304.
- MOLNAR P. and LYON-CAEN H. (1987) - Some simple physical aspects of the support, structure and evolution of Mountain belt. Geol. Soc. Am. Mem. in press.
- MORLEY C.K. (1986) - A classification of Thrust Fronts. The Am. Ass. of Petrol. Geol. Bull. vol.70 n°1, p.12-25.
- MUGNIER J.L. (1984) - Déplacements et déformations dans l'avant-pays d'une chaîne de collision. Méthodes d'études et modélisation, exemple du Jura. Thèse USMG Grenoble IRIGM. 163 p.
- MUGNIER J.L., ARPIN R. et THOUVENOT F. (1987) - Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. Geodinamica Acta. Paris. 1 n°2, p.125-137.
- ORGEVAL M. et RUMEAU J.L. (1955) - Préreconnaissance du bassin de Valence. Bureau de Recherche du Pétrole. coll. I.F.P., n°5054.
- PERRIER G. (1973) - La sismologie expérimentale (extrait du chp.10 : La croûte terrestre). Traité de géophysique Interne. t.1. Rédacteurs J. Coulomb et G. Jobert, Masson éditeurs.
- PERRIER G. (1973) - Structure profonde des Alpes occidentales et du Massif Central français. Thèse d'Etat Paris. 203 p.
- PION E. (1987) - Evolution cinématique d'un bassin d'avant-pays, exemple du bassin Padan (Italie). DEA MMGE Grenoble. 125 p.

- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, New York. 568 p.
- RAMSAY J.G. and HUBERT M.J. (1983) - Modern structural geology. vol.1 : strain analysis. Acad. Press London. 300 p.
- ROCHETTE P. (1983) - Propriétés magnétiques et déformations dans les roches sédimentaires alpines. Application au Dogger de la zone dauphinoise. Thèse 3e cycle Grenoble. 130 p.
- ROBERT J.P. (1976) - Les décrochements, Fracturations et mouvements de blocs associés. Exemple des massifs subalpins dauphinois. Thèse 3e cycle USMG Géologie Appliquée. 155 p.
- SANTOS NARVAEZ J.M. (1980) - Contribution à l'étude géologique des chaînons externes Nord-occidentaux du massif de Chartreuse. Thèse 3e cycle Université P. et M. Curie. 170 p.
- SCHWERDTNER W.N. (1977) - Geometric interpretation of regional strain analysis. Tectonophysics. 39, p.515-531.
- SIDDANS A.W.B. (1983) - Finite strains patterns in some Alpine nappes. J. of Struc. Geol. vol.5 n°3/4, p.441-448.
- SUPPE J. (1979) - Fault bend folding (abstract) Geol. Soc. Am. Abs. with Programs. vol.11, p.525.
- SUPPE J. (1980) - Imbricated structure of Western Foothills belt, south-central Taiwan. Geol. Soc. China, Mem 4., p.67-89.
- SUPPE J. (1983) - Geometry and kinematics of fault-bend folding. Am. J. of Sc. vol.283, p.684-721.
- SUPPE J. and NAMSON J. (1979) - Fault-bend origin of frontal folds of the western Taiwan fold-and-thrust belt. Petrol. Geol. Taiwan. n°16, p.1-18.
- THOMPSON R.I. (1981) - The nature and significance of large "blind" thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada. In Thrust and Nappe Tectonics. (edited by McClay K.R. and Price N.J.) Spec. Publ. Geol. Soc. London. 9, p.449-462.
- THOUVENOT F. and MENARD G. (1988) - Allochthony of the Chartreuse Subalpine massif : seismic constraints. J. of Struc. Geol. soumis.
- VIALON P. (1974) - Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments de socle préalpin. Bull. Suisse Minéral. Pétrog. 54, p.553-690.
- VIALON P., MENARD G. and ROCHETTE P. (1988) - Rotation and indentation in the evolution of the western Alpine arc. Spec. Publ. Geol. Soc. London. Sous presse.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976) - Eléments de tectonique analytique. Masson éditeur. p. 102.
- WILLIAMS G.D. (1984) - The calculation of horizontal thrust transport using excess area in cross section. Tectonophysics. n°104, p.177-182.



THESE de DOCTORAT
de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
de GRENOBLE

Titre de l'ouvrage :

**DEFORMATION ET DEPLACEMENTS DES MASSIFS
SUBALPINS DE VERCORS ET CHARTREUSE**

Nom de l'auteur : Réjane ARPIN

Etablissement : Observatoire de Grenoble et Institut de
Recherches interdisciplinaires de Géologie et de
Mécanique

RESUME

L'analyse de la déformation des massifs subalpins de Vercors et Chartreuse, qui constituent l'avant-pays des massifs cristallins externes de Belledonne et du Pelvoux chevauchant vers l'Ouest, a permis de reconstituer le champ de déplacement ainsi que l'état initial avant déformation de cet avant-pays.

Cette analyse repose sur un grand nombre de données géologiques et géophysiques, et en particulier sur des données issues de profils sismiques réalisés dans les massifs subalpins. Ces données ont permis de préciser la géométrie des structures profondes, et notamment la position des plans de décollement.

Deux méthodes, qui intègrent toutes les données disponibles dans un schéma de déformation cohérent, ont été utilisées. Il s'agit d'une part de la construction de coupes géologiques équilibrées et d'autre part de l'établissement de carte de déformation finie.

La déformation globale des massifs subalpins de Vercors et de Chartreuse est liée principalement au chevauchement crustal de la partie externe du massif de Belledonne et peut se décomposer en deux étapes majeures : un premier chevauchement de grande ampleur déformé ensuite par des épisodes chevauchants secondaires.

MOTS - CLES

Coupe équilibrée ; Déformation ; Déplacement ; Profils sismiques ; Massifs subalpins ; Chevauchement ; Géométrie ; Tectonique.