



HAL
open science

Cinématique et déformation de la Nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales)

Olivier Merle

► **To cite this version:**

Olivier Merle. Cinématique et déformation de la Nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales). Tectonique. Université Rennes 1, 1982. Français. NNT : . tel-00803245

HAL Id: tel-00803245

<https://theses.hal.science/tel-00803245>

Submitted on 21 Mar 2013

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.

L. Hialon

CINEMATIQUE ET DEFORMATION

DE LA

NAPPE DU PARPAILLON

(FLYSCH A HELMINTHOIDES DE L'EMBRUNAIS - UBAYE,

ALPES OCCIDENTALES)

OLIVIER MERLE

RENNES 1982

*"Face au Réel, ce qu'on croit savoir
clairement cache ce qu'on devrait savoir"*

BACHELARD
(La Formation de L'Esprit Scientifique - 1938)

SOMMAIRE

AVANT PROPOS	
INTRODUCTION GENERALE	1
I STRUCTURE DE LA NAPPE DU PARPAILLON	5
1 - HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS	7
2 - MISE EN EVIDENCE DE DEUX DEFORMATIONS SUPERPOSEES	11
3 - LA SUPERPOSITION D1-D2 : UN RESULTAT D'UNE DEFORMATION PROGRESSIVE	23
4 - MECANISMES ET REGIMES DE LA DEFORMATION	35
II THEORIES ET MODELES EXPERIMENTAUX SUR LA MISE EN PLACE DES NAPPES	45
5 - APPROCHE THEORIQUE	49
6 - MODELES EXPERIMENTAUX	65
III LA MISE EN PLACE SEQUENTIELLE DE LA NAPPE DU PARPAILLON	83
7 - HISTOIRE INITIALE : CHARRIAGE VERS LE NW	85
8 - LA MISE EN PLACE TERMINALE EN EMBRUNAIS-UBAYE	89
9 - CINEMATIQUE GENERALE DE LA NAPPE DU PARPAILLON	113
IV DISCUSSION ET CONCLUSIONS	117
10 - LA NAPPE DU PARPAILLON ET LES DEFORMATIONS DE L'ARC ALPIN : DISCUSSION	119
11 - APPORT DES MODELES EXPERIMENTAUX A LA COMPREHENSION DE LA NAPPE DU PARPAILLON	129
12 - RESUME DES RESULTATS PRINCIPAUX	133
BIBLIOGRAPHIE	135

AVANT PROPOS

C'est un agréable devoir de remercier Jean-Pierre BRUN pour l'aide généreuse qu'il m'a accordée pendant ces trois années de thèse. Je lui suis d'autant plus reconnaissant de sa disponibilité avenante que la charge de mon instruction a coïncidé avec la phase finale de sa thèse d'état, ce qui rendait ma présence objectivement inopportune.

Je n'oublie pas non plus l'ensemble du laboratoire de géologie structurale II (P. CHOUKROUNE, P. COBBOLD, D. GAPAIS et C. WILLAIME) dont la diversité des compétences a été pour moi un stimulant à la réflexion et aux interrogations.

Avant d'exposer les quelques résultats supposés positifs de ce travail, j'aimerais souligner les conditions favorables, en dehors de celles qui justifient mes remerciements précédents, dont j'ai profité. Si je m'étais lancé tête baissée dans une étude de la déformation de ces sommets montagneux, je me serais sans aucun doute égaré dans la complexité des énigmes géologiques qu'ils recèlent, handicapé par ma méconnaissance des facies de la région et mon inexpérience totale de la montagne. Pour que les données de la déformation puissent être intégrées correctement à l'histoire de la région, il était nécessaire de disposer d'un support géologique de grande qualité. Cet édifice préalable, sur lequel j'ai tenté de greffer mes observations personnelles, m'a été fourni par la thèse de Monsieur KERCKHOVE, thèse qui m'a servi constamment de référence.

Il me faut donc, par honnêteté intellectuelle, remercier également Monsieur le Professeur Claude KERCKHOVE dont les travaux en Embrunais-Ubaye m'ont servi d'indispensable garde fou pendant l'émergence lente et aléatoire de mes hypothèses personnelles.

INTRODUCTION GENERALE

La nappe du Parpaillon est la plus étendue des deux nappes de Flysch à Helminthoïdes définies en Embrunais - Ubaye par Claude KERCKHOVE en 1969. Reposant toujours au sommet des diverses unités structurales de la région, elle couvre toute l'étendue de la vaste dépression géologique située entre les massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera (fig.0.1 et 0.2). Son extension considérable (70km de long pour une largeur dépliée de 60km), son origine mal définie mais très lointaine, et sa déformation interne tenue confèrent à cette nappe une originalité qui pose d'emblée un certain nombre de problèmes relatifs à sa trajectoire et au moteur de son déplacement.

La cartographie, la stratigraphie et les grandes lignes structurales ayant été développées par Claude KERCKHOVE, il était intéressant de réaliser une analyse de la déformation interne de la nappe du Parpaillon en vue d'élucider son mécanisme de mise en place et si possible sa translation exacte.

Le travail résumé dans cette thèse est avant tout une étude de terrain conduite au cours de trois étés successifs. Bien que l'ensemble de la nappe ait été couverte ; sa grande superficie, son altitude élevée (plusieurs sommets au-dessus de 3000mètres) et son accès parfois difficile, ont abouti à des études régionales dont la précision est inégale. Le choix de certaines régions précises a été motivé par la nécessité d'obtenir localement une information plus détaillée.

L'étude de terrain a utilisé les méthodes quantitatives de la géologie structurale (RAMSAY 1967). L'inventaire des phases distinctes de la déformation par l'approche géométrique des structures, l'étude de la déformation finie et de la relation éventuelle entre les phases de déformation apparemment distinctes par l'étude de la déformation progressive ont été menés simultanément. Ces résultats constituent la première partie de l'ouvrage.

La déformation interne est essentielle à connaître pour définir le mécanisme de mise en place d'une nappe ; mécanisme dont on connaît de nombreux modèles possibles. Dans la seconde partie, on passera donc en revue les différentes théories existantes en tentant de hiérarchiser leur importance et on développera une approche expérimentale de la déformation dans les nappes résultant d'un glissement et d'un étalement gravitaires combinés. Cette modélisation (réalisée en collaboration avec Jean-Pierre BRUN) s'est appliquée à reconstituer le champ de déformation et la cinématique du plissement dans des nappes gravitaires.

Dans la troisième partie, nous tenterons d'illustrer les concepts dégagés par l'exemple de la nappe du Parpaillon. Toutes les structures observables seront alors considérées, aux différentes échelles, pour essayer de comprendre comment les flysch à Helminthoïdes ont pu franchir près de deux cents kilomètres du Paléocène au Miocène sans être affectés par les ter-

ribles déformations qui ont touché les zones internes dont pourtant ils sont issus.

Une quatrième partie s'attachera à tirer les principales conclusions de cette étude tant sur le plan régional (Alpin) que sur le plan Thématique. En particulier, tout en insistant sur la prépondérance accordée aux données de terrain dans le choix d'un modèle théorique de la mise en place de la nappe du Parpaillon, on insistera également sur les *outils / moyens* décisives que peuvent offrir ces modèles dans l'étude géodynamique des nappes.

RESULTATS

L'analyse de la déformation finie et de la déformation incrémentale (1ère partie) a permis de mettre en évidence :

- la présence dans la nappe de 2 familles de structures superposées D1 et D2.
- une déformation progressive, intégrant D1 et D2, liée à la translation de la nappe depuis son émergence jusqu'à sa mise en place finale. La trajectoire de la nappe est reconstituée à partir des données de la déformation.

L'étude théorique et l'approche expérimentale des mécanismes de mise en place des nappes (2ème partie) comparées à toutes les données de terrain sur la nappe du Parpaillon montrent sans ambiguïté que son déplacement s'effectue sous l'influence de la gravité. Le glissement et l'étalement gravitaire combinés paraissent les plus aptes à rendre compte des déformations observées (3ème partie). La mise en place définitive en Embrunais - Ubaye s'accompagne de la séparation de la nappe en deux unités indépendantes dont l'histoire Oligo-Miocène est différente. L'unité 2 doit à sa mise en place tardive et à son passage par dessus l'unité 1 de reposer sur une surface d'érosion Miocène, alors que l'unité 1 a été structurée en Embrunais Ubaye à l'Oligocène (3ème partie).

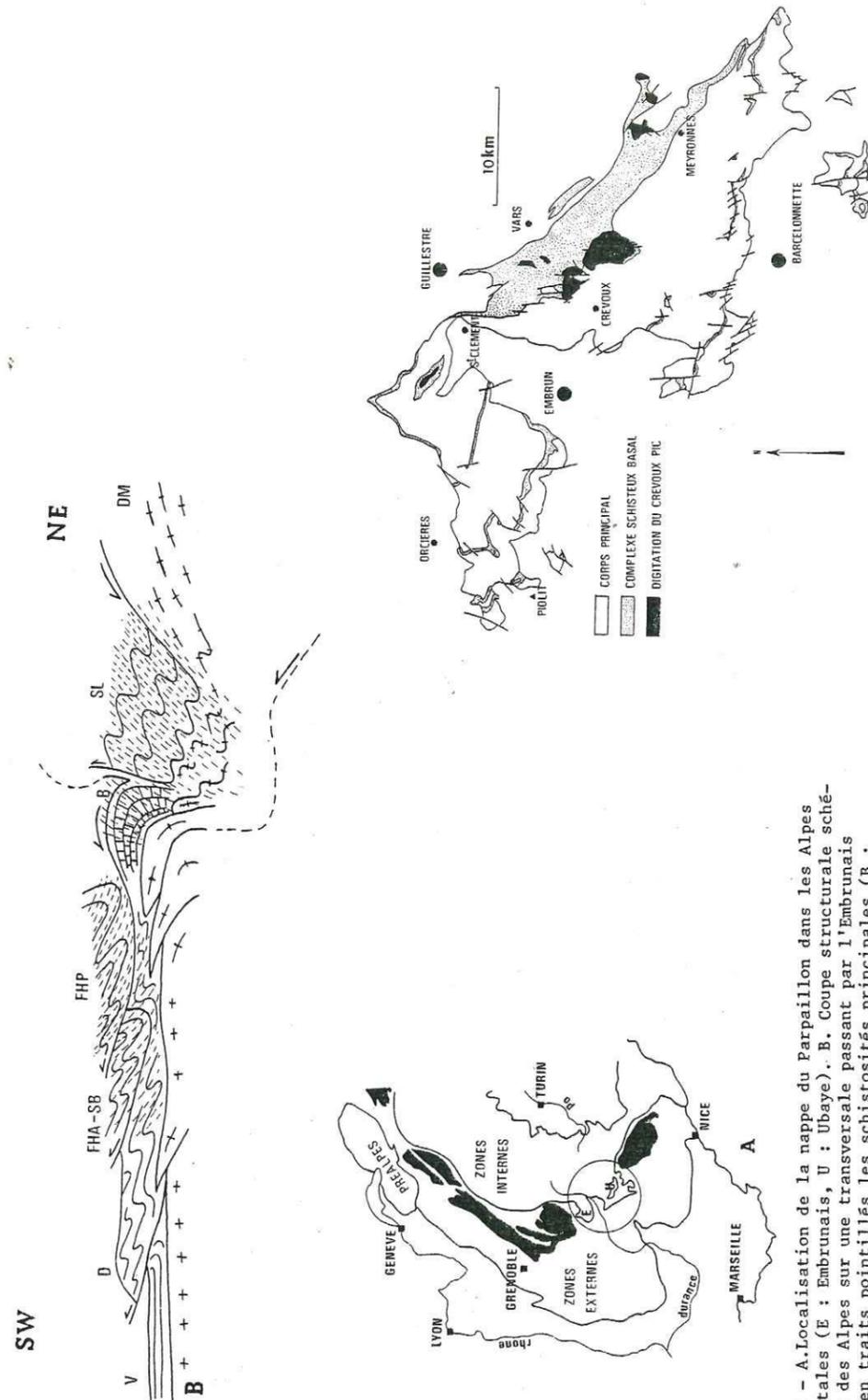


Fig.0.1 - A. Localisation de la nappe du Parpaillon dans les Alpes occidentales (E : Embrunais, U : Ubaye). B. Coupe structurale schématique des Alpes sur une transversale passant par l'Embrunais Ubaye, en traits pointillés les schistosités principales (B ; Briançonnais, SL : Schistes lustrés, DM : Massif cristallin interne de Dora Maira, FHP : Flysch à Helminthoïdes de la nappe du Parpaillon, FHA : Flysch à Helminthoïdes de la nappe de l'Autapie, SB : Subbriançonnais, D : nappe de Digne, V : bassin de Valensole).

Fig.0.2 - Contours cartographiques de la nappe du Parpaillon (KERCKHOVE 1969, simplifiés).

STRUCTURE DE LA NAPPE DU PARPAILLON

1 - HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS	7
1-1 LA DECOUVERTE DES NAPPES EN EMBRUNAIS-UBAYE	7
1-2 LES TRAVAUX DE Claude KERCKHOVE	7
1-3 LES ETUDES RECENTES : PROBLEMES NOUVEAUX	9
2 - MISE EN EVIDENCE DE DEUX DEFORMATIONS SUPERPOSEES	11
2-1 LES MARQUEURS STRUCTURAUX	11
2-1.1 Les plis	11
2-1.2 Les schistosités	16
2-1.3 Les linéations d'étirement	17
2-2 LES CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES DEUX DEFORMATIONS	17
2-2.1 La déformation D1	17
2-2.2 La déformation D2	19
3 - LA SUPERPOSITION D1-D2 ; UN RESULTAT D'UNE DEFORMATION PROGRESSIVE	23
3-1 LA ROTATION ANTIHORAIRE DES AXES PRINCIPAUX DE LA DEFORMATION	23
3-1.1 Les veines	23
3-1.2 Les zones abritées	24
3-1.3 Comparaison entre les données fournies par les veines et les zones abritées	27
3-2 LA TRANSLATION DE LA NAPPE	28
3-2.1 Translation initiale vers le NW	28
3-2.2 Zones épargnées par la déformation D2	31
3-2.3 Conclusions	33
4 - MECANISMES ET REGIMES DE LA DEFORMATION	35
4-1 MECANISMES PHYSIQUES DE LA DEFORMATION	35
4-1.1 Pression solution	35
4-1.2 Différentiation métamorphique par diffusion	37
4-2 REGIMES DE DEFORMATION	38
4-2.1 Déformation D1	38
4-2.2 La déformation pendant le changement de trajectoire	41
4-2.3 Déformation D2	41
4-2.4 Conclusions	42
CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LA NAPPE DU PARPAILLON	44

HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

1.1. LA DECOUVERTE DES NAPPES EN EMBRUNAIS-UBAYE

C'est au début du siècle que les nappes de charriage ont été découvertes en Embrunais Ubaye (HAUG 1898, HAUG et KILLIAN 1902). La découverte progressive de ces nappes coïncide avec une période d'incertitude stratigraphique pour l'ensemble des terrains de la région. Le contour des nappes est peu à peu précisé (GUBLER 1928, GIGNOUX et MORET 1933, SCHNEEGANS 1933 et 1938, MORET et SCHNEEGANS 1934) pendant la première partie du siècle mais les reconstitutions stratigraphiques restent très hypothétiques, en particulier pour les Flysch à Helminthoïdes.

1.2. LES TRAVAUX DE CLAUDE KERCKHOVE

Vers la fin des années cinquante, de nouvelles découvertes stratigraphiques et tectoniques relancent l'étude du Flysch à Helminthoïdes. Ainsi Michel LATREILLE (1961) met en évidence pour la partie ouest du secteur Embrunais, d'une part l'âge crétacé supérieur du Flysch à Helminthoïdes grâce à des découvertes paléontologiques et d'autre part une structuration du Flysch en grands plis kilométriques déversés vers le SW. Des résultats identiques sont obtenus à la même époque pour les Flysch à Helminthoïdes de Ligurie occidentale (LANTAUME 1956, 1957, 1962 a et b).

A la suite de ces découvertes, Claude KERCKHOVE entreprend alors, pour toute la zone comprise entre le Pelvoux et l'Argentera, une vaste étude cartographique, stratigraphique et tectonique dans l'espoir de résoudre les nombreux problèmes de cette région mal connue.

Les résultats de cet immense travail (KERCKHOVE 1962, 1963, 1969) permettent enfin une compréhension globale de la région. En particulier, le Flysch à Helminthoïdes est divisé en deux nappes (la nappe de l'Autapie et du Parpaillon) ayant subi des histoires différentes.

La chronologie des charriages et des déformations reconnue par cet auteur peut être résumée en quatre étapes principales (tableau 1) :

1) la nappe de l'Autapie, de mise en place terminale sous marine, comble au Priabonien (fin éocène) le bassin nummulitique de l'Embrunais Ubaye par l'intermédiaire d'olithostromes (formation des schistes à bloc).

2) cette première nappe de Flysch à Helminthoïdes, située alors en pseudo-couverture sur les formations Subbriançonnaises est de nouveau translatée lors du charriage épiglyptique de ces dernières au Stampien (début oligocène).

3) une phase violente d'axe N130-140E datée de la fin de l'oligocène plisse l'Autochtone, les nappes subbriançonnaises et l'Autapie.

4) la nappe du Parpaillon glisse d'Est en Ouest au début du Miocène, dans la dépression de l'Embrunais - Ubaye ménagée par l'érosion des Structures Oligocènes. Les plis kilométriques (Axe N130-140 E) déversés vers le SW ne sont pas directement rapportés au glissement gravitaire en raison de leur rabotage basal qui fait supposer une origine antérieure.

Nappes de l'Embrunais-Ubaye	Age	Origine	Date de Mise en Place en Embrunais-Ubaye	Déformation
Nappe du PARPAILLON (Flysch à Helminthoïdes)	CRETACE SUP	PENNIQUE INTERNE	début MIOCENE	Structuration d'âge inconnu (Stampien?), antérieure à sa mise en place en Embrunais-Ubaye
Nappe de l'AUTAPIE (Flysch à Helminthoïdes)	CRETACE SUP	PENNIQUE INTERNE	PRIABONIEN (olithostromes dans le bassin nummulitique)	Structurée en Embrunais Ubaye par une phase fin
Nappes SUBBRIANCONNAISES	Du TRIAS au NUMMULITIQUE	Marge occidentale du domaine BRIANCONNAIS	début du STAMPIEN (translatent de nouveau sur leur dos la nappe de l'Autapie)	OLIGOCENE

Tableau 1.1 - Résumé schématique des travaux de Claude KERCKHOVE

La Stratigraphie de la nappe du Parpaillon est clairement établie en complétant les travaux de Michel LATREILLE (fig.1.1). Bien qu'aucune faune paléocène n'ait été découverte, il est plausible de supposer que la série stratigraphique monte jusqu'à la base du tertiaire comme c'est le cas pour le Flysch à Helminthoïdes de Ligurie occidentale (GUILLAUME 1967).

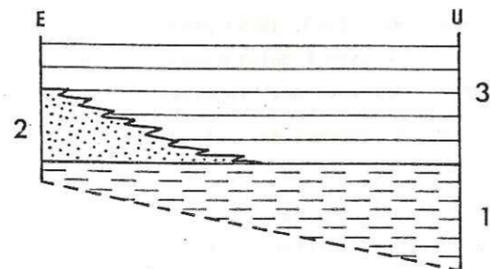


Fig. 1.1 - Tableau des variations lithologiques dans la nappe du Parpaillon (D'après KERCKHOVE 1969, simplifié) U. série de type Ubaye, E : série de type Embrunais ; 1 : complexe schisteux basal (cénomano-Turonien), 2 : grès de l'Embrunais (sénonien), 3 : Flysch à Helminthoïdes sensu stricto à dominante calcaire (sénonien) ; épaisseur : E env. 900m, U. env. 1500m

1.3 - LES ETUDES RECENTES : NOUVEAUX PROBLEMES

L'histoire de la nappe de l'Autapie est vraisemblablement plus complexe comme l'indique la présence de plis d'axe N40-50E antérieurs à la structuration oligocène (KERCKHOVE 1969).

Cette déformation précoce pourrait témoigner d'une translation originelle de la nappe vers le NW imputable aux premiers mouvements alpins (KERCKHOVE et AL 1978). De même, dans la nappe du Parpaillon, des plis antérieurs aux grands plis kilométriques (KERCKHOVE 1969, PARIS et VIALON 1968) montrent aussi la méconnaissance de l'histoire éocène des Flyschs à Helminthoïdes et reflètent l'incertitude de leurs origines.

Pourtant, l'étude en Embrunais du contact entre la nappe du Parpaillon et le Briançonnais (TRICART 1980) montrerait que la nappe en dehors d'un rétrodéversement tardif, est strictement monophasée et que les plis kilométriques à déversement SW seraient fermés par le Briançonnais lors de son soulèvement oligocène (TRICART 1980, MENARD 1979). Ce travail, loin de préciser le tableau issu des travaux de Claude KERCKHOVE, le contredit en reposant la question de l'âge de mise en place de la nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye.

Les questions concrètes qui se posent donc sur la nappe du Parpaillon au début de ce mémoire sont les suivantes :

- quel est exactement le nombre de phases de déformation dans la nappe ?
- comment (et quand) se sont formés les plis kilométriques à déversement SW ?
- à quelle époque la nappe du Parpaillon s'est mise en place en Embrunais-Ubaye ?
- quelle est l'histoire éocène de cette nappe ?

MISE EN EVIDENCE
DE DEUX DEFORMATIONS SUPERPOSEES

2-1. LES MARQUEURS STRUCTURAUX

2-1.1 LES PLIS

La nappe du Parpaillon est structurée par des plis kilométriques d'axe moyen N130 140 E déversés vers le SW avec des plans axiaux pentés de 30 à 40° (LATREILLE 1961, KERCKHOVE 1963 et 1969). Cartographiquement, ces plis majeurs sont soulignés par des affleurements quasiment continus du complexe schisteux basal indiquant l'érosion des têtes anticlinales (KERCKHOVE 1969).

Une multitude de plis mineurs, fréquemment non cylindriques, affectent les flancs (normaux surtout) des plis kilométriques et possèdent une asymétrie compatible avec le déversement SW de ces grandes structures. La direction axiale moyenne de ces plis mineurs (fig.2.1) et leur asymétrie directement liée à leur position par rapport aux plis majeurs (en S dans les flancs inverses et en Z dans les flancs normaux) indiquent que toutes ces structures sont de la même génération (P2). L'étude géométrique de ces plis a été effectuée grâce à deux méthodes. D'une part la méthode des isogones qui consiste à tracer dans le profil d'un pli, les lignes joignant les points d'égal plongement de part et d'autre de la trace du plan axial (RAMSAY 1962 a, 1967) ; d'autre part la méthode τ qui permet de représenter sur un graphique les variations d'épaisseur le long d'une couche plissée en fonction de son plongement (RAMSAY 1967).

Ces deux méthodes permettent de classer les plis en cinq classes différentes. L'évolution de la classe 1B à la classe 3 se marque par un épaississement progressif de la charnière et un amincissement des flancs révélant le taux d'aplatissement des plis.

Il a d'abord été procédé à l'analyse de plis métriques cylindriques. Les isogones sont généralement convergents (Fig.2.2) indiquant une appartenance à la classe 1C des plis concentriques aplatis. Les courbes τ situent aussi nettement ces plis dans le domaine des plis concentriques aplatis. Le taux d'aplatissement ajouté à un plissement concentrique est donné par un rapport des axes principaux de la déformation (λ_2/λ_1) de 0,55 (cf. RAMSAY 1967, p.413).

Les plis fortement non cylindriques ont ensuite été examinés. Les isogones et les courbes τ indiquent conjointement une migration vers les plis semblable (fig.2.3). Plus précisément, l'analyse menée sur des multicouches fortement contrastées (alternance de couches calcaires massives et de couches schisteuses) indique une déformation différente suivant la lithologie.

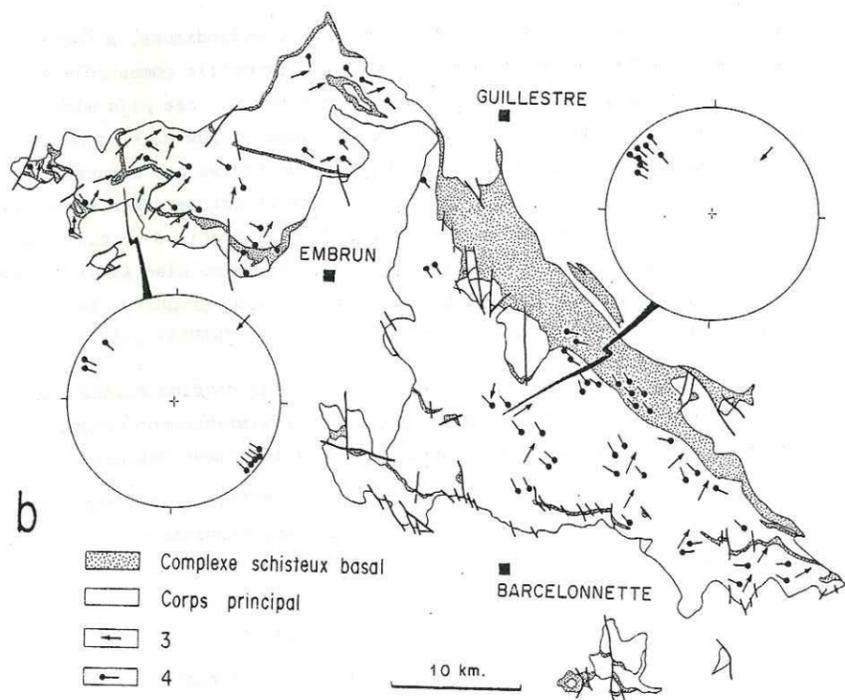
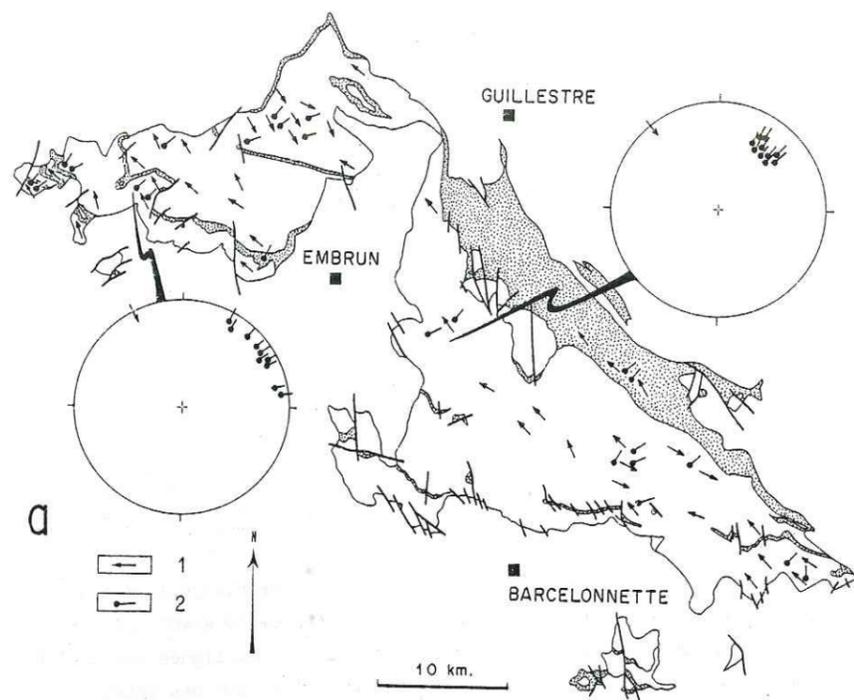


Fig. 2.1 - A. carte de la déformation D1 ; 1 : linéations d'étirement ; 2 : axes des plis

B. carte de la déformation D2 ; 3 : linéations d'étirement ; 4 : axes des plis

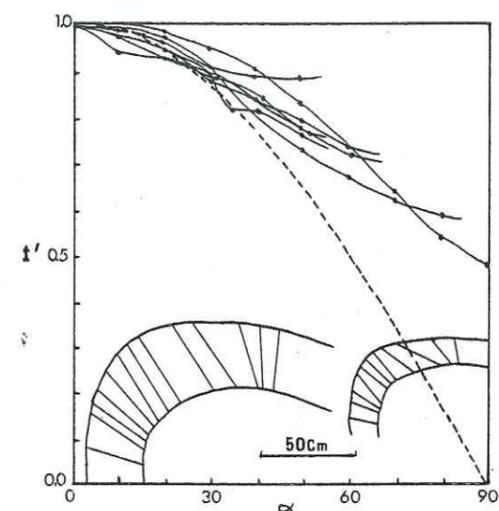


Fig. 2.2 - Allure des isogones de pendage et des courbes $t\alpha$ pour les plis P2 cylindriques

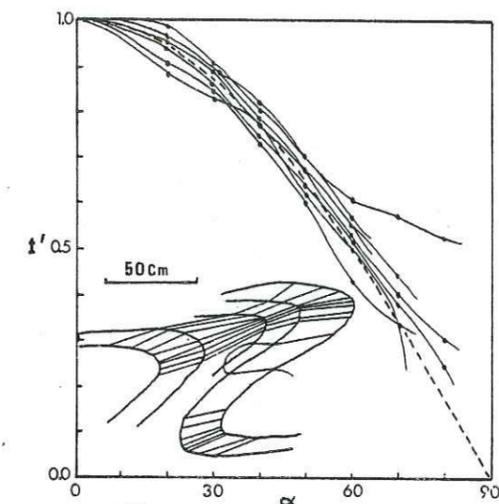


Fig. 2.3 - Allure des isogones de pendage et des courbes $t\alpha$ pour les plis P2 non cylindriques

Ce comportement divergent est le reflet d'une différence de compétence marquée, puisque les couches calcaires restent le plus souvent dans le domaine concentrique aplati (classe 1C) tandis que les couches schisteuses s'alignent sur (ou franchissent même parfois) la courbe des plis semblables (fig. 2.4).

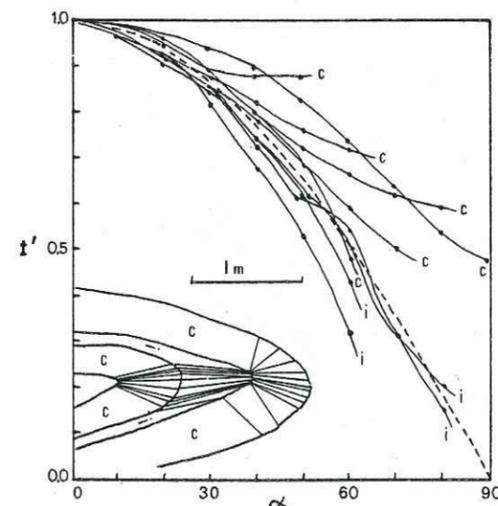


Fig. 2.4 - Allure des isogones de pendage et des courbes $t\alpha$ pour les plis P2 non cylindriques (c : couches compétentes, i : couches incompetentes).

La mesure systématique des axes de plis métriques met en évidence une deuxième famille de plis d'axe N50 E, déversés vers le NW (fig. 2.1). Ces plis intrafoliaux, observables seulement à la base de la nappe où ils demeurent néanmoins très rares, ont leurs plans axiaux couchés à l'horizontale et une allure isoclinale. Les plis de grandes tailles sont exceptionnels ; le plus grand est cependant kilométrique et dessine une très belle charnière isoclinale et couchée, à la base de la paroi dominée par le pic Saint André près du village de Crévoux à l'est d'Embrun.

Planche 1

Le pli de Crévoux à l'est d'Embrun (le chalet en bas à droite donne l'échelle).



Les axes de ces plis, qui sont parfois replissés par des plis P2 mineurs plongent systématiquement dans la ligne de plus grande pente de la stratification : ils sont donc clairement antérieurs à la famille précédente.

Les deux méthodes précédentes (isogones et α) ont également été utilisées pour tester la géométrie de ces plis P1. Le profil des isogones et les courbes α des plis P1 de toutes échelles montrent l'appartenance à la classe 2 des plis semblables (fig.2.5), qu'ils soient cylindriques ou non. Ces plis P1 sont donc notablement plus aplatis que les plis P2.

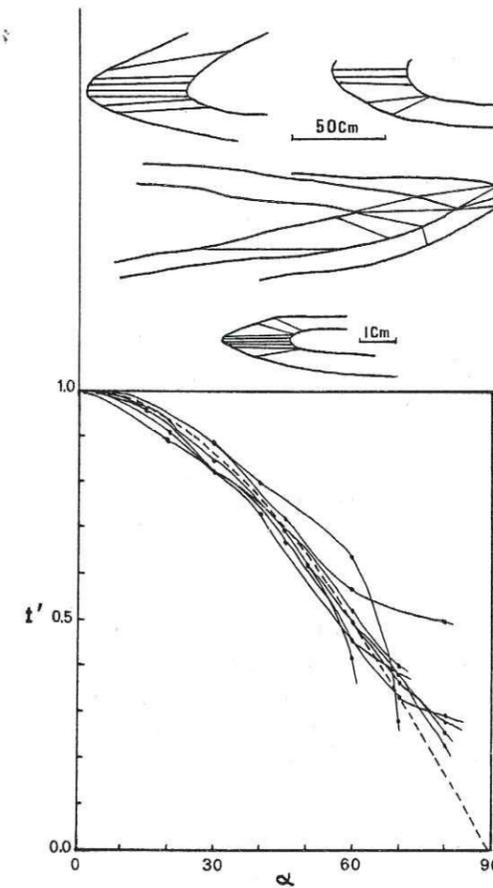


Fig. 2.5 - Allure des isogones de pendage et des courbes α pour les plis P1.

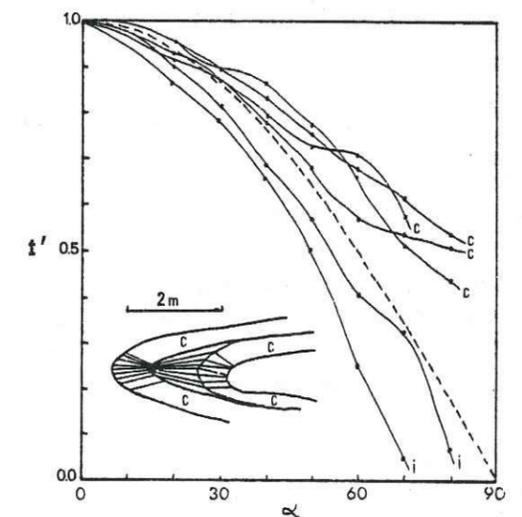


Fig. 2.6 - Allure des isogones de pendage et des courbes α pour le pli P1 kilométrique de Crévoux (c : couche compétente, i : couche incompétente).

L'étude du pli kilométrique de Crévoux met néanmoins en évidence un comportement différent lorsque les contrastes lithologiques sont très marqués (fig.2.6). Dans ce cas, les couches incompétentes franchissent nettement la limite des plis semblables et appartiennent à la classe 3 alors que les couches compétentes se maintiennent dans le domaine concentrique aplati. La différence de compétence est ainsi responsable d'une déformation encore plus hétérogène que pour les plis P2, ce qui témoigne de nouveau d'un aplatissement plus intense des plis P1.

L'étude géométrique sépare donc nettement les plis P1 des plis P2 (tableau 2.1) et permet de confirmer la présence dans la nappe du Parpaillon de deux épisodes distincts de plissement.

TYPE DE PLIS	CLASSE	
	Couches compétentes	Couches incompétentes
Pli P1 cylindriques et non cylindriques (métriques)	classe 2	classe 2
Pli P1 cylindriques ? (hectométrique)	classe 2 (classe 1c pour les couches très compétentes encadrées par des couches incompétentes)	classe 3
Pli P2 cylindriques (toutes échelles)	classe 1c	classe 1c
Pli P2 non cylindriques (toutes échelles)	classe 1c	classe 2

Tableau 2.1 - Géométrie des plis dans la nappe du Parpaillon

2-1.2 - LES SCHISTOSITES

Les plis P1 (N50E) isoclinaux développent une schistosité S_1 de plan axial parallèle à la stratification S_0 . Cette schistosité est plus ou moins exprimée en raison de la lithologie très variée du Flysch à Helminthoïdes, dont nous avons déjà examiné une conséquence au niveau de la géométrie des plis. Certaines couches calcaires incompétentes très schistosées voisinent ainsi avec des couches calcaires compétentes indemnes de toute schistosité. Néanmoins, cette schistosité S_1 n'est pas uniquement limitée à la présence de plis P1 et s'observe, au contraire, à chaque affleurement.

Toute la nappe du Parpaillon est ainsi affectée d'une schistosité régionale parallèle à la stratification. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point important.

Les plis kilométriques P2 (N140E) déversés vers le SW ont une schistosité S_2 en éventail moins bien exprimée que la précédente (S_1) et surtout visible dans leurs vastes charnières. Cette schistosité recoupe fortement la stratification et les rapports angulaires stratification-schistosité confirment de nouveau la vergence SW de ces structures. Les plis mineurs correspondants ont une schistosité qui est, tantôt en éventail lorsqu'ils ne sont pas trop aplatis, tantôt de plan axial lorsqu'ils deviennent plus fermés. Dans ce dernier cas, la schistosité est surtout observable dans les charnières car elle disparaît souvent dans les flancs par transposition avec la surface S_{0-1} . Sur le terrain, l'intersection entre ces deux schistosités est donc surtout visible :

- dans les charnières des plis P2 où l'angle important entre la schistosité S_2 et la stratification évite le phénomène de transposition.
- dans les flancs des plis majeurs P2 indemnes de plis mineurs où l'angle d'ouverture relativement important du pli kilométrique empêche de nouveau toute transposition.

En lame mince, presque tous les échantillons ont montré une schistosité S_1 assez bien exprimée parallèle à la stratification. La déformation interne est donc plus importante qu'elle n'apparaît sur le terrain. Le second clivage est une crénulation de la première schistosité qui passe souvent à une véritable schistosité de crénulation. Néanmoins, cette schistosité S_2 peut se rencontrer seule dans certaines lames.

2-1.3 - LES LINEATIONS D'ETIREMENT

La schistosité S_1 porte une linéation d'étirement L_1 (N140 E en moyenne) horizontale, perpendiculaire aux axes des plis P1 (fig 2.7). L'étude des structures associées telles que le boudinage et les fentes de tension confirme que l'extension est normale aux axes des plis. Cette linéation, souvent forte, a comme la schistosité S_1 un développement régional.

Il est beaucoup plus difficile d'observer la linéation d'étirement portée par la schistosité S_2 en raison de la moindre pénétrativité de cette dernière. Elle est cependant visible de place en place en association surtout avec les plis P2 mineurs et indique, elle aussi, une extension normale aux axes ; ce que confirme l'examen des microstructures associées, boudinage et fentes de tension.

En lame mince, ces deux linéations sont marquées par des recristallisations fibreuses de la calcite et l'allongement des Quartz. Nous analyserons plus loin en détail les mécanismes physiques de cette déformation interne.

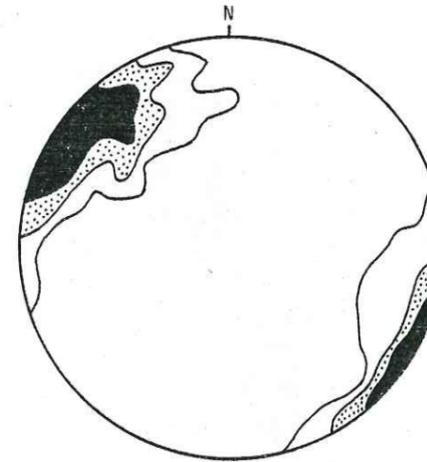


Fig. 2.7 - Stéréogramme des linéations d'étirement de la déformation D1 (60 mesures, 1-5-10%)

2.2 - CARACTERISTIQUES PRINCIPALES DES DEUX DEFORMATIONS

2-2.1 LA DEFORMATION D1

L'inventaire des structures dans la nappe du Parpaillon met donc clairement en évidence deux déformations distinctes.

La première déformation est définie géométriquement par les points suivants :

- Des plis intrafoliaux isoclinaux et couchés, concentrés à la base de la nappe, de direction axiale N50E et déversés vers le NW. Les axes, originellement horizontaux, sont basculés vers le NE plus ou moins fortement selon qu'ils sont situés dans les flancs inverses ou normaux des mégaplis P2.

étirement

$L_1 \approx N140 \perp P_1$

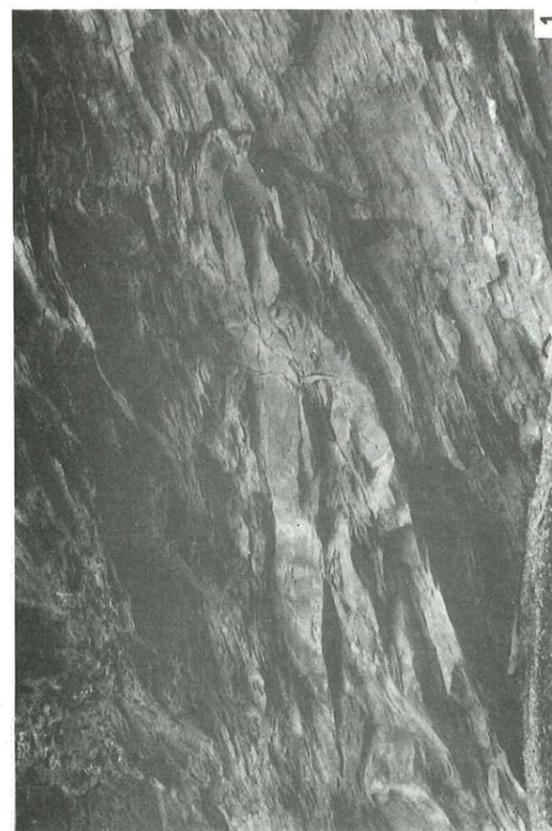
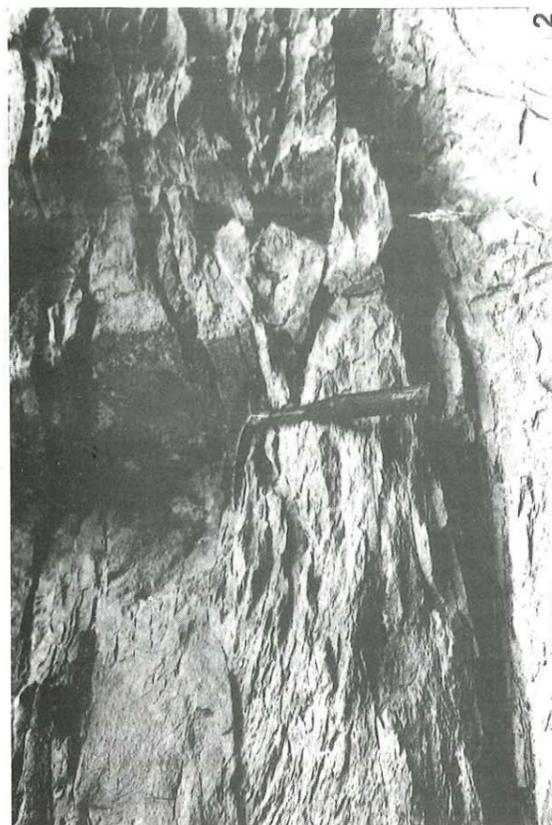
$L_2 \approx N50 \perp P_2$

démonstration?
d'oppression?

Planche 2

Ph. 1 : Pli P1 (vallée de l'Ubaye).

- 2 : A droite du marteau, pli P1 avec une schistosité S1 de plan axial parallèle à la stratification. A gauche du marteau, cette schistosité S1 parallèle à la stratification est recoupée par une schistosité S2 oblique, en éventail dans une mégastucture kilométrique (flanc normal de la charnière synclinale du Barle, cf. planche 8).
- 3 : Déformation D2 : schistosité (pression solution) sigmoïde encadrée par deux cisaillements horizontaux (col des Tourettes).
- 4 : Déformation D1 : schistosité S1 parallèle à la stratification, sans réfraction malgré les différences de compétence conséquentes. Veines subperpendiculaires à la stratification (inclinées tantôt à droite, tantôt à gauche) ayant subi le raccourcissement orthogonal à la stratification (Vallée de l'Ubaye).



- une schistosité régionale parallèle à la stratification, replissée dans les charnières des plis P2

- une linéation d'étirement de direction moyenne N130 E, constante sur l'ensemble de la nappe.

- sur les plans de stratification des stries et des placages de calcite dont les fibres sont parallèles à la linéation d'étirement, indiquant un mouvement relatif des couches vers le NW.

2-2.2 LA DEFORMATION D2

La seconde déformation est définie géométriquement par les points suivants :

- des plis kilométriques d'axe moyen N140 E, affectant l'ensemble de la pile stratigraphique, et déversés vers le SW. Cette architecture simple est compliquée dans le détail par une kyrielle de plis d'entraînement et de plissements disharmoniques au coeur des charnières majeures.

- une schistosité en éventail (ou de plan axial pour les plis mineurs aplatis) beaucoup moins bien développée que celle de la déformation D1.

- une linéation d'étirement de direction moyenne N 50 E.

- des stries et des placages de calcite fibreuse sur les plans de schistosité S_1 et de stratification indiquant un cisaillement tangentiel vers le SW.

- Les déformations locales au front du Briançonnais

En Embrunais, la marge interne de la nappe du Parpaillon est repliée en une immense charnière synclinale P2, chevauchée par les nappes externes de la zone briançonnaise (DEBELMAS 1955, KERCKHOVE 1969). Cette association géométrique a reçu deux interprétations différentes :

- celle d'un sous-charriage au front du Briançonnais lors du soulèvement définitif de celui-ci au cours du Miocène (KERCKHOVE 1969)

- celle d'une structuration plicative synschisteuse majeure lors des mouvements principaux du Briançonnais à la fin de l'oligocène (TRICART 1980).

En rive gauche de la Durance près du Village de Saint Clément (cf. Fig.0.2) le flanc inverse de ce synclinal arrière est compliqué par des plis décimétriques dont les plans axiaux sont pentés vers le SW d'une quarantaine de degrés. Ces plis ont été interprétés comme la marque la plus externe des rétrodéversements qui atteignent l'ensemble des zones internes des Alpes Occidentales (TRICART 1975).

Cette déformation locale est facilement accessible par une grande carrière en bordure de la Nationale 94. (Fig.2.8)

A l'affleurement, on observe d'abord une schistosité de pression solution parallèle à la stratification, porteuse d'une forte linéation d'étirement sub-horizontale de direction N140E. Nous rapportons cette schistosité et cette linéation à la déformation D1 précédemment définie.

Des plans de cisaillements horizontaux ou plongeants d'une vingtaine de degrés vers le NE ou le SW, indiquent un cisaillement intense vers le SW (fig.2.8 et 2.9). La direction de ces cisaillements, contemporains des plis mineurs déversés à l'Est, n'est pas compatible avec un rétrodéversement du flanc inverse du pli de Saint Clément. Ces plis décimétriques de déversement antagoniste doivent donc être rapportés à la déformation D2 responsable du synclinal kilométrique et des cisaillements vers le SW.

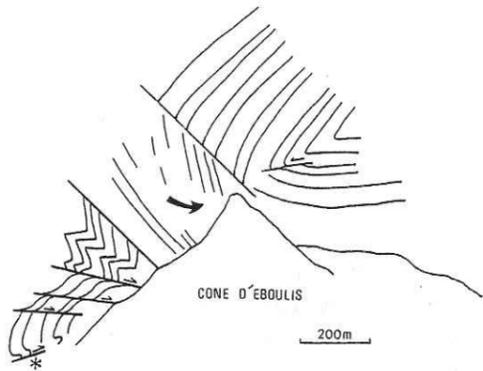


Fig. 2.8 - Le pli de Saint Clément en rive gauche de la Durance

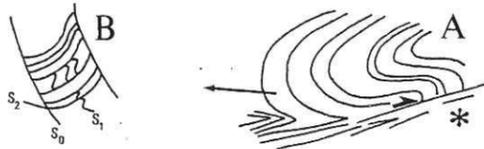


Fig. 2.9 - A. Détail d'un cisaillement dans le flanc inverse du pli de Saint Clément

B. rotation associée de la schistosité S_2

Au coeur de la mégacharnière synclinale à la base de la paroi rocheuse (* sur la fig.2.9) le plan axial des plis pend d'une vingtaine de degrés vers le NE et la schistosité correspondante est enroulée dans les charnières. Cette rotation de la schistosité témoigne des cisaillements qui affectent les flancs de ces plis (BRUN 1978). A ce niveau, le plan de schistosité correspond au plan axial du synclinal de Saint Clément.

Par contre, dans le flanc inverse du synclinal au niveau des plis déversés au NE, la schistosité pend vers le SW d'une trentaine de degrés (Mesures de Pierre TRICART 1975).

Deux interprétations peuvent être fournies pour expliquer cette variation de la schistosité dans le pli de Saint Clément :

- soit cette dispersion correspond à une disposition en éventail, comme dans les autres plis kilométriques de la nappe
- soit cette dispersion indique un enroulement de la schistosité sous l'action continue du chevauchement du Briançonnais (fig.2.10).

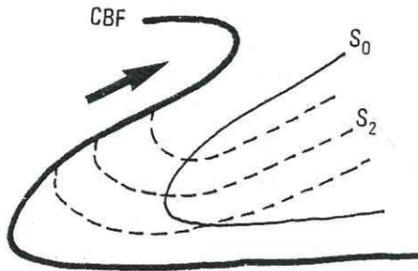


Fig. 2.10 - Enroulement de la schistosité par déformation progressive (CBF : chevauchement briançonnais frontal).

A l'appui de cette seconde interprétation, nous avons l'enroulement de la schistosité dans les plis à petite échelle. Les plis à déversement NE seraient alors les témoins d'une déformation progressive et indiqueraient le replissement du flanc inverse du pli de St Clément : leur déversement apparemment contraire serait déterminé par le pendage de ce flanc inverse.

Dans ce modèle toutes les structures observables, en dehors de la schistosité parallèle à la stratification et de la linéation d'étirement associée, sont formées au cours d'une seule et même compression à vergence SW. Le pli de St Clément se forme d'abord ; puis le chevauchement du Briançonnais se poursuivant, le flanc inverse est redéformé par des plis, des cisaillements secondaires (Riedel ou plan C' suivant les terminologies) et des rotations de bloc (Fig.2.11).



Fig. 2.11 - Les différentes structures du pli de Saint Clément interprétées par une déformation unique

- Les effets des bordures latérales

Dans la nappe du Parpaillon, la stratification est orientée N130-140 E. Cette orientation moyenne subit une double perturbation à proximité des deux massifs cristallins externes du Pelvoux et de l'Argentera. Près du Pelvoux (Région de la tête de Vautisse ou de la grande Autane) elle passe progressivement de N130 E à Nord-Sud, tandis que près de l'Argentera elle passe progressivement à une direction Est-Ouest. Les trajectoires de stratification prennent ainsi une allure en arc caractéristique (Fig. 2.12). Cette disposition indique un effet des bordures latérales (HAMBREY 1977, BRUN 1977) lié au relèvement du relief vers les deux massifs cristallins externes et confirme la présence d'une dépression géologique entre ces deux massifs qui a déterminé la mise en place de la nappe dans cette ensellement favorable.

mais aussi :
 peut être lié au soulèvement et du Pelvoux.
 → traces d'étrétements selon horizontales des S_0 orientent elles?

voir aussi Tricart (1980)

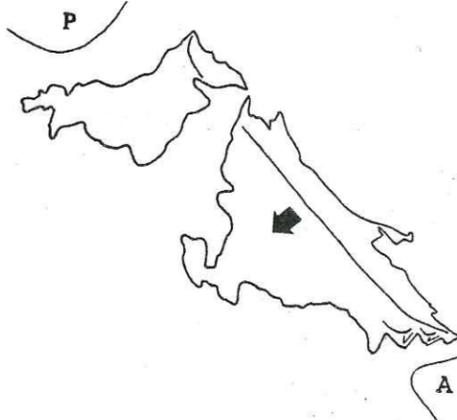


Fig. 2.12 - Variations latérales de la stratification dans la nappe du Parpaillon.

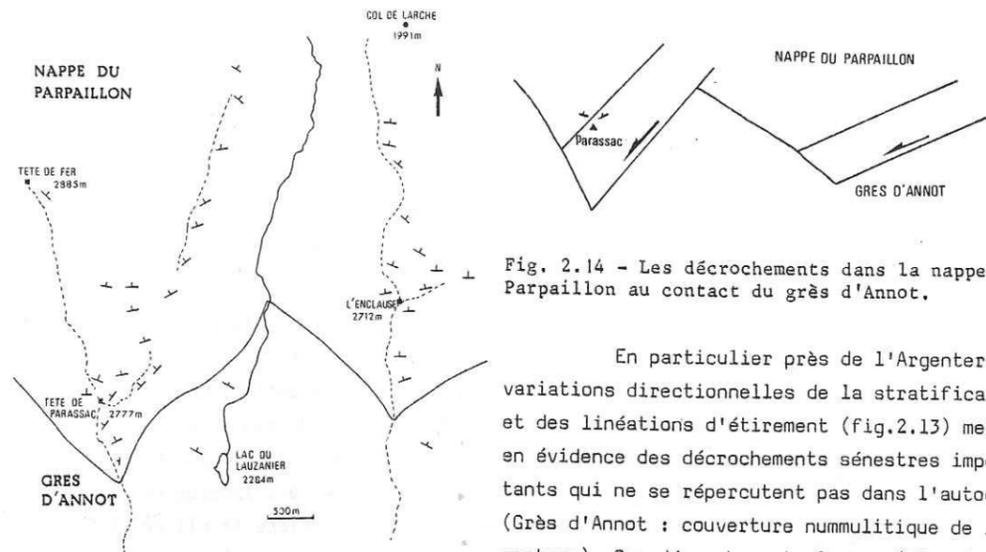


Fig. 2.13 - Carte des variations de stratification au contact des grès d'Annot.

ce massif déjà souligné par d'autres auteurs (STURANI et KERCKHOVE 1963, KERCKHOVE 1969).

2-2.3 CONCLUSION

L'étude de la déformation montre que la nappe du Parpaillon présente en tout lieu deux déformations de direction orthogonale. A chaque déformation, correspond une schistosité, des plis et un étirement spécifiques (Tableau 2.2).

DEFORMATION	VERGENCE	PLIS P1	PLIS P2	SCHISTOSITE S ₁	SCHISTOSITE S ₂	ETIREMENT1 L _{e1}	ETIREMENT2 L _{e2}
D1	NW	<ul style="list-style-type: none"> • Axes N50E • Isoclinaux couchés semblable • Intrafoliaux 		<ul style="list-style-type: none"> • Parallèle à la stratification • plan axial des plis P1 		<ul style="list-style-type: none"> • Normale aux axes des plis P1 • N 140 E 	
D2	SW	<ul style="list-style-type: none"> • Replissés • Basculement des axes vers le NE 	<ul style="list-style-type: none"> • Axes horizontaux N140E • Concentriques aplatis 	<ul style="list-style-type: none"> • Crénulée • Débitée en crayon 	<ul style="list-style-type: none"> • En éventail dans les plis kilométriques • Plan axial pour de nombreux plis mineurs 	<ul style="list-style-type: none"> • Déformé 	<ul style="list-style-type: none"> • Normale aux axes des plis P2 • N 50 E

Tableau 2.2 - Les deux déformations D1 et D2 de la nappe du Parpaillon

LA SUPERPOSITION D1-D2 :

UN RESULTAT D'UNE DEFORMATION PROGRESSIVE

3.1 - LA ROTATION ANTIHORAIRE DES AXES PRINCIPAUX DE LA DEFORMATION

3-1.1 LES VEINES

L'analyse précédente a montré que la nappe du Parpaillon avait subi deux déformations superposées. La seconde déformation, décrite jusqu'ici par les différents auteurs précités, peut être reliée sans difficulté au déplacement de la nappe vers le SW. Par contre, la déformation D1 est plus difficile à interpréter : correspond-elle à une phase de déformation qui a touché la nappe avant son charriage vers les zones externes ou à une étape précoce de ce charriage ?

Dans le premier cas, il n'existe aucune relation entre ces deux phases ; dans l'autre, on peut espérer retrouver les traces d'une évolution continue.

Au cours d'une même déformation, les axes principaux de la déformation peuvent changer de direction (BRUN et CHOUKROUNE 1981). Deux types de structures permettent d'enregistrer les variations de l'axe principal d'extension : les veines et les zones abritées (RAMSAY 1981).

Les veines (ou fentes de tension) sont très nombreuses dans la nappe et sont principalement remplies de calcite et de quartz fibreux, ce qui indique une recristallisation sous contrainte de ces minéraux (4.1.1). Nous avons étudié la chronologie de ces veines en suivant deux principes simples :

- le décalage des veines anciennes de part et d'autre d'une veine récente (Fig.3.1).
- la continuité des fibres des veines récentes à l'intérieur des veines anciennes.

(Fig.3.1).

Cette étude géométrique a montré que les fibres des veines les plus anciennes étaient parallèles à la linéation d'étirement de la déformation D1 et que les fibres des veines les plus récentes étaient parallèles à la linéation d'étirement de la déformation D2 ; résultat conforme à la chronologie des deux déformations. Mais, il est apparu qu'il existait tout un réseau intermédiaire de veines matérialisant un passage progressif des veines de la déformation D1 aux veines de la déformation D2. (Fig.3.2). Les fibres, généralement droites, montrent ainsi de façon discontinue une rotation antihoraire de l'étirement principal qui commence par la direction N140 E de la déformation D1 et se termine par la direction N50 de la déformation D2.

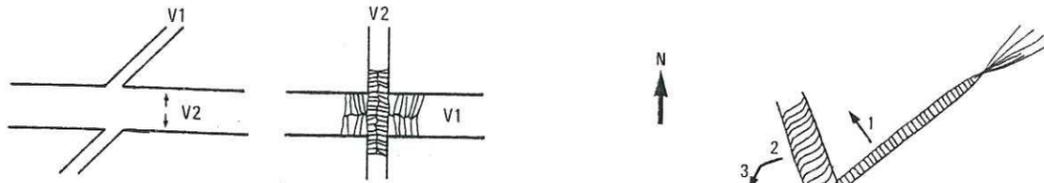


Fig. 3.1 - La chronologie des veines (V1 : veine ancienne, V2 : veine récente).

Signalons d'autre part que cette rotation est antérieure à la formation des plis P2 puisqu'elle est perturbée (horaire entre autre) sur les flancs inverses de ceux-ci.

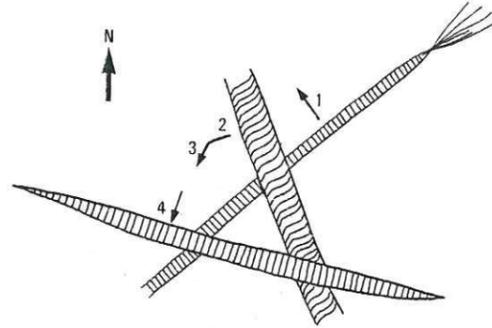


Fig. 3.2 - Exemple d'une séquence de veines dans la nappe du Parpaillon (Pas de grégoire au nord de Barcelonnette).

3-1.2 LES ZONES ABRITEES

Les zones abritées sont des marqueurs encore plus intéressants que les veines puisqu'en principe toutes les variations incrémentales de l'étirement sont enregistrées.

En trois endroits différents (et éloignés) de la nappe, il est possible d'observer dans des lames minces effectuées dans le plan de schistosité, des zones abritées particulières dont la forme évoque celle d'une araignée et qui témoignent de deux étirements successifs orthogonaux. (Fig. 3.3). Les fibres des deux segments principaux n'étant pas droites, il est essentiel de reconstituer l'exacte variation directionnelle de l'extension.

Pour cela, nous devons tenir compte des deux faits suivants :

- d'une part, l'objet compétent (Quartz) et les fibres recristallisées (calcite) ne sont généralement pas de même composition minéralogique. La croissance est donc antiaxiale (DURNEY et RAMSAY 1973) c'est à dire que les fibres les plus récentes se trouvent près de l'objet compétent.

- d'autre part, ces zones abritées correspondent en fait à la superposition de deux zones abritées successives.

Nous pouvons donc déduire une chronologie conforme à celle de la figure 3.3. Les zones abritées de la nappe du Parpaillon permettent alors de reconstituer une chronologie de la variation de l'étirement identique à celle observée dans les veines. (Fig. 3.4).

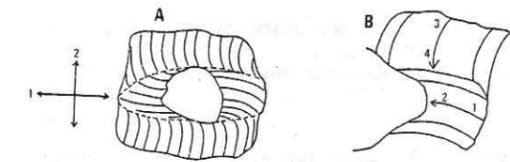


Fig. 3.3 - Zone abritée résultant de deux étirements successifs orthogonaux.

A. Allure générale
B. Chronologie exacte des étirements.

La méthode quantitative de DURNEY et RAMSAY (1973) sur les zones abritées sigmoïdes est une approche intéressante que nous avons utilisée (Fig. 3.5) : elle fournit un diagramme où la variation d'orientation des fibres (abscisse) est représentée en fonction d'un paramètre d'intensité basé sur la longueur des fibres pour chaque incrément.

La méthode quantitative de DURNEY et RAMSAY (1973) sur les zones abritées sigmoïdes est une approche intéressante que nous avons utilisée (Fig. 3.5) : elle fournit un diagramme où la variation d'orientation des fibres (abscisse) est représentée en fonction d'un paramètre d'intensité basé sur la longueur des fibres pour chaque incrément.

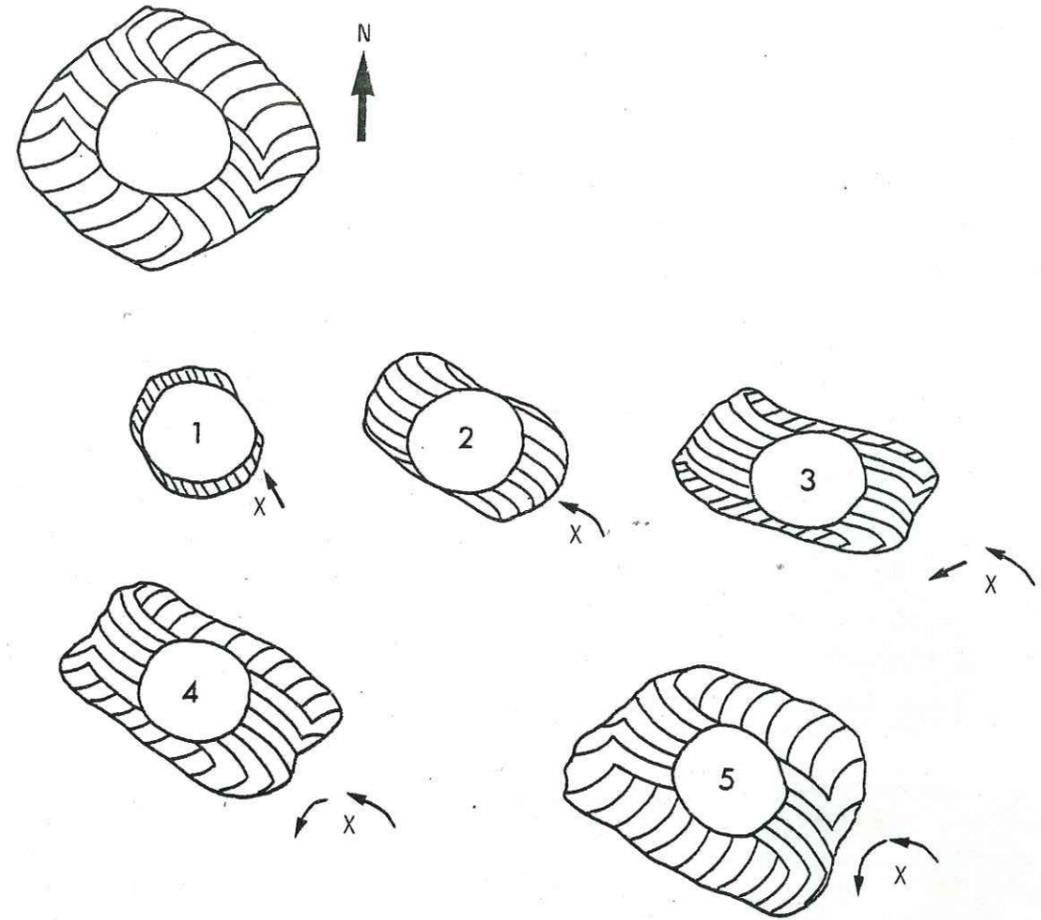


Fig. 3.4 - Formation des zones abritées en araignée (évolution de X dans le plan XY).

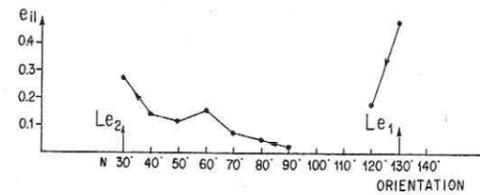


Fig. 3.5 - Orientation et valeur des extensions incrémentales à partir des séquences de veines.

Ce diagramme confirme d'abord que la rotation commence et se termine par les deux linéations d'étirement mesurées à l'affleurement d'où provient l'échantillon. Ensuite, le diagramme montre une interruption d'une trentaine de degrés dans la rotation anti-horaire. Enfin, les deux linéations correspondent à deux maxima tandis qu'une chute brutale s'observe entre les deux.

L'interruption dans la rotation indique que l'évolution de la linéation L_{e1} à la linéation L_{e2} n'est pas entièrement continue et explique que nous ayons la formation de deux zones abritées successives. La chute d'intensité permet de comprendre que le passage de l'une à l'autre des deux déformations macroscopiques ne se traduit pas sur le terrain par l'apparition de structures géologiques telles que des plis. Les deux déformations D1 et D2 superposées correspondent ainsi à deux temps majeurs inscrits dans une rotation antihoraire de l'étirement principal.

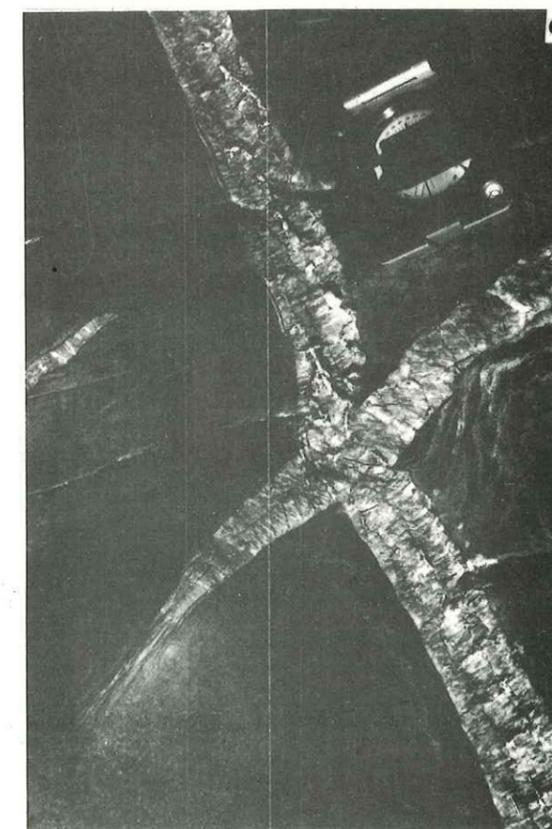
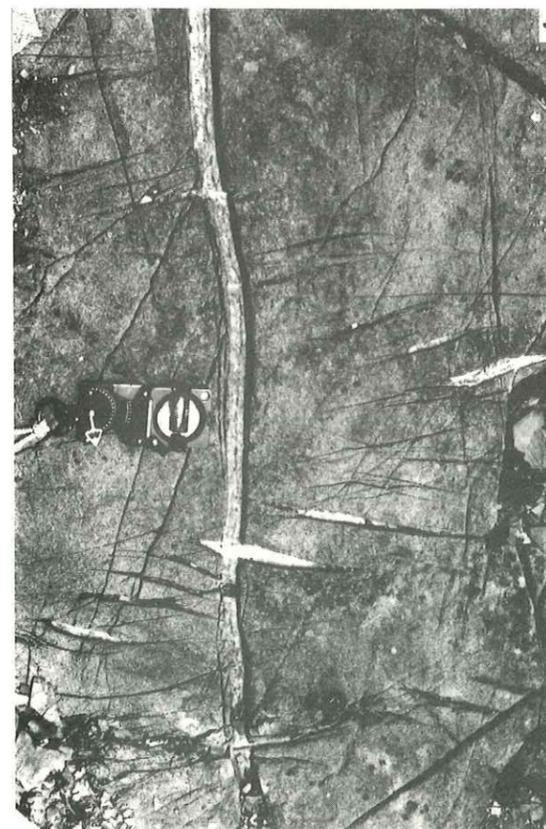
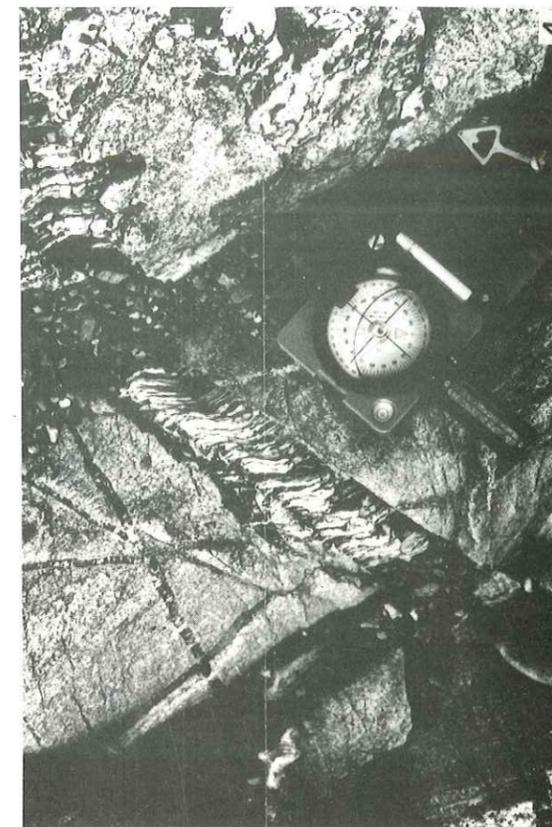
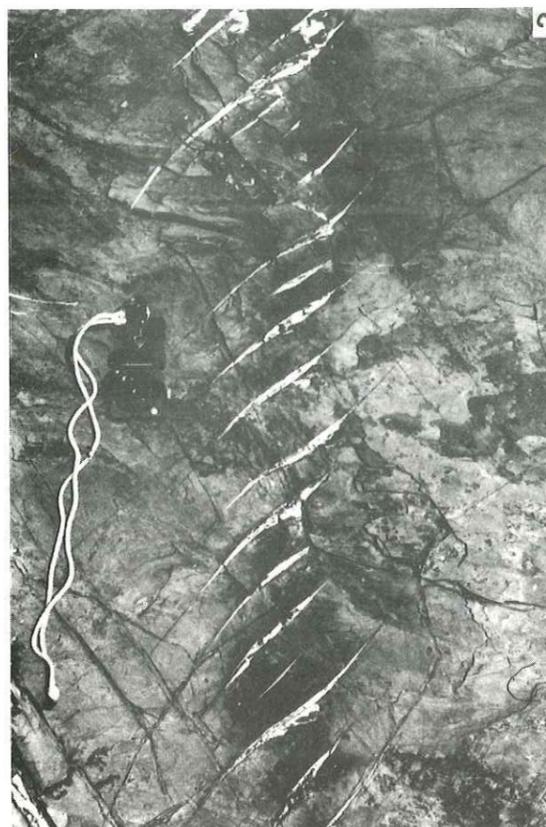
Planche 3

Ph. 1 : Fentes en échelon conjuguées (D2) recoupant une veine antérieure (D1) indiquant un étirement perpendiculaire (Pointe des Rougnous).

2 : Fentes de tension en échelon (Pointe des Rougnous).

3 : Veine D2 recoupant une veine D1 (Pointe des Rougnous).

4 : Fibres sigmoïdes dans une veine de calcite (Tête de Vautisse).



L'analyse des fibres sigmoïdes dans les veines ou entre les fragments des Quartz permet les mêmes observations (Fig.3.6). Il faut noter que la discontinuité optique qui devrait normalement exister entre les deux segments principaux des zones abritées disparaît généralement lorsque les fibres sont en calcite. Cette disparition de la limite entre les deux segments est probablement à relier au très grand pouvoir de solubilité de la calcite à basse température (à peu près 200°C, cf 4.1.1). En effet, les segments constitués de calcédoine fibreuse présentent par contre souvent une discontinuité nette.

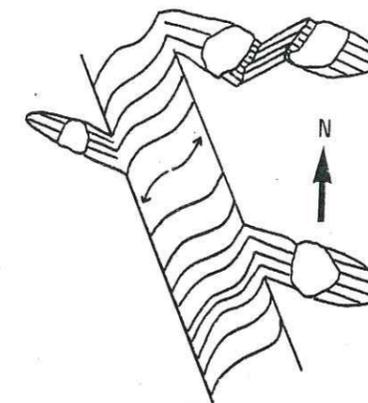


Fig. 3.6 - Rotation marquée par les fibres des veines et des zones abritées (lame mince).

3-1.3 COMPARAISON DES DONNEES FOURNIES PAR LES VEINES ET LES ZONES ABRITEES

Dans les lames minces, la multiplicité des veines à fibres droites étant de loin le marqueur le plus courant de la variation de l'axe X de l'ellipsoïde de déformation, nous avons tenté de les analyser plus quantitativement. Les diagrammes proposés sont analogues à celui des zones abritées : en abscisse, chaque point représente la direction des fibres d'une veine et en ordonnée, est reportée la longueur de ces fibres. (Fig.3.7)

Cette méthode présente deux inconvénients importants :

- le nombre de points dépend du hasard de l'échantillonnage ; certaines étapes manquent nécessairement.
- l'intensité est sujette à caution car un étirement donné provoque l'ouverture de plusieurs veines dont les largeurs pourront être différentes. On ne peut jamais être sûr dans une lame d'avoir les veines les plus larges pour un étirement particulier.

Néanmoins, l'élaboration de ces diagrammes a deux avantages :

- d'abord, il permet de vérifier que la rotation est toujours antihoraire et systématique ainsi l'observation faite à partir des zones abritées naturellement plus rares.
- ensuite, l'évolution d'une zone abritée amène à la suite d'une rotation importante de l'étirement une remise en solution des premiers incréments qui peuvent ainsi disparaître. Ceci ne peut se produire avec les veines. Les diagrammes présentés à titre d'exemple (Fig.3.7) montrent ainsi un étirement très proche de Nord-Sud antérieur à la linéation d'étirement L_{e1} .

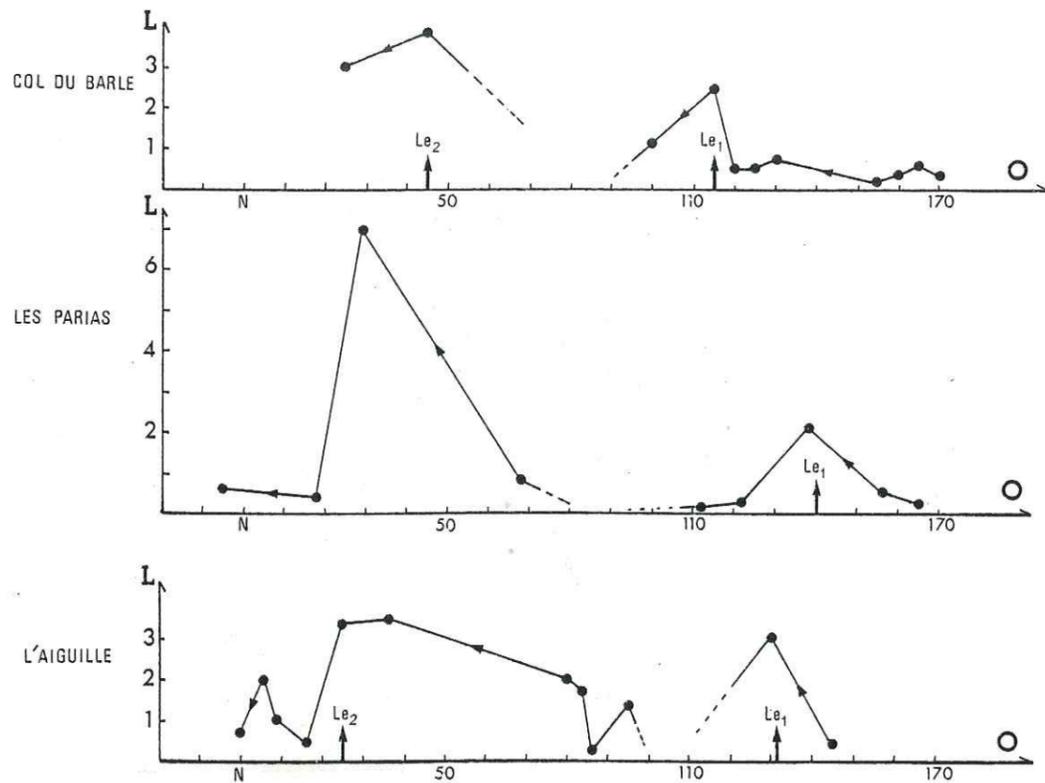


Fig.3.7 - Orientation et valeur des extensions incrémentales à partir des séquences de veines

La rotation moyenne que l'on déduit alors pour la nappe, à partir des zones abritées et des veines, est constituée par un étirement initial proche de Nord-Sud qui tourne dans le sens trigonométrique jusqu'à une direction N30 (localement Nord Sud) avec deux périodes importantes (à N140 et à N30) pendant lesquelles se produisent la structuration D1 et D2.

3.2 - LA TRANSLATION DE LA NAPPE

3-2.1 TRANSLATION INITIALE VERS LE NW

L'analyse de la déformation incrémentale indique clairement que les deux déformations D1 et D2 ne correspondent pas à deux phases distinctes. (Fig.3.8). Elles constituent seulement deux étapes marquantes d'une déformation progressive. La déformation D2 étant reliée au charriage de la nappe, il devient nécessaire de relier également la déformation D1 à une translation. A l'instar de la déformation D2, il est logique alors d'interpréter la disposition géométrique et le déversement des structures de la déformation D1 comme le témoin d'un déplacement du SE vers le NW. La présence de stries et de placage de calcite fibreuse sur les surfaces stratigraphiques dans la direction de l'étirement permet d'ailleurs d'assimiler déplacement et étirement. Dans ce cas, la nappe se déplaçant initialement vers le NW, aurait subi un changement relativement brutal de trajectoire et les deux déplacements principaux correspondraient aux deux directions indiquées par les déformations macroscopiques superposées.

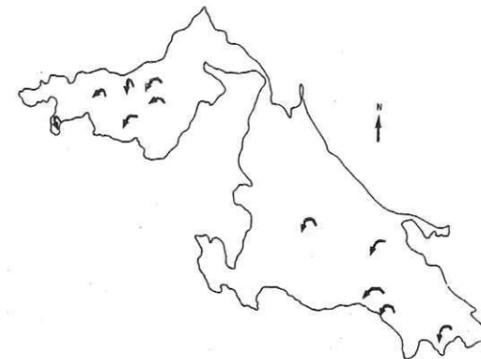


Fig. 3.8 - La rotation antihoraire de l'étirement principal dans la nappe du Parpaillon

L'interprétation proposée fait venir la nappe du Parpaillon, non plus transversalement à la chaîne mais longitudinalement. La patrie sédimentaire des Flyschs à Helminthoïdes doit donc être recherchée au Sud-Est de son emplacement actuel dans un bassin profond à fond partiellement océanique. Selon les reconstitutions classiques de la paléogéographie des Alpes, (DEBELMAS 1972, 1975) ce lieu de sédimentation ne peut être que le domaine Ligure qui prolonge au sud le domaine piémontais (Fig.3.9).

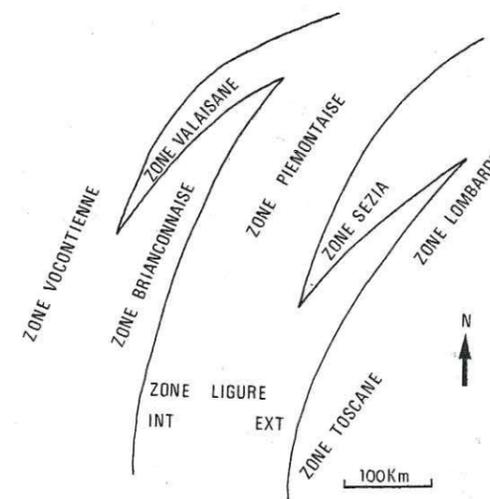


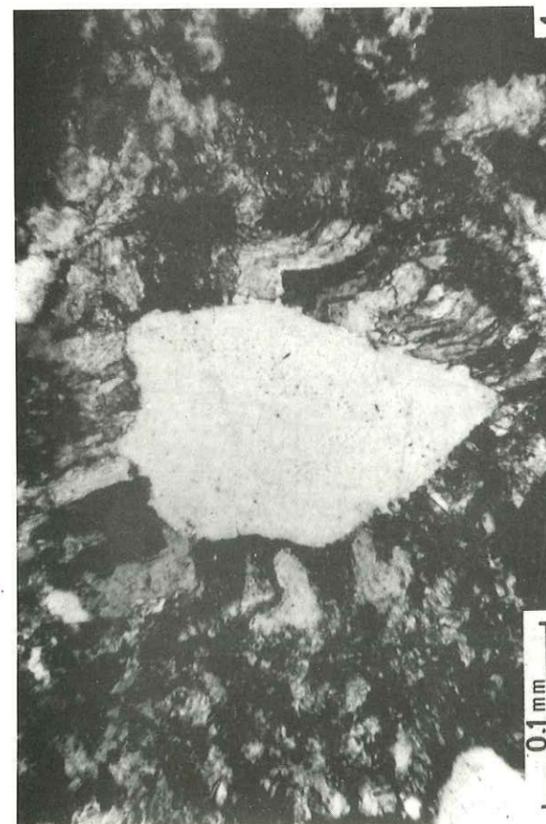
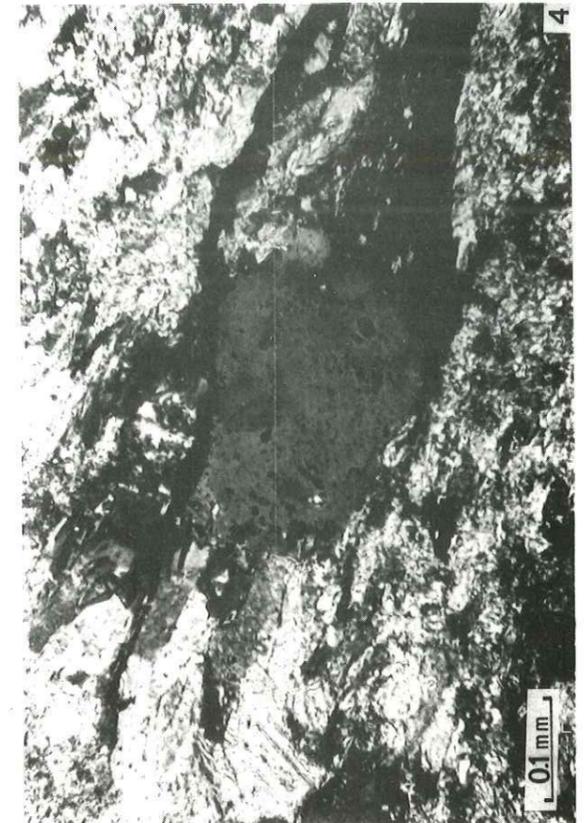
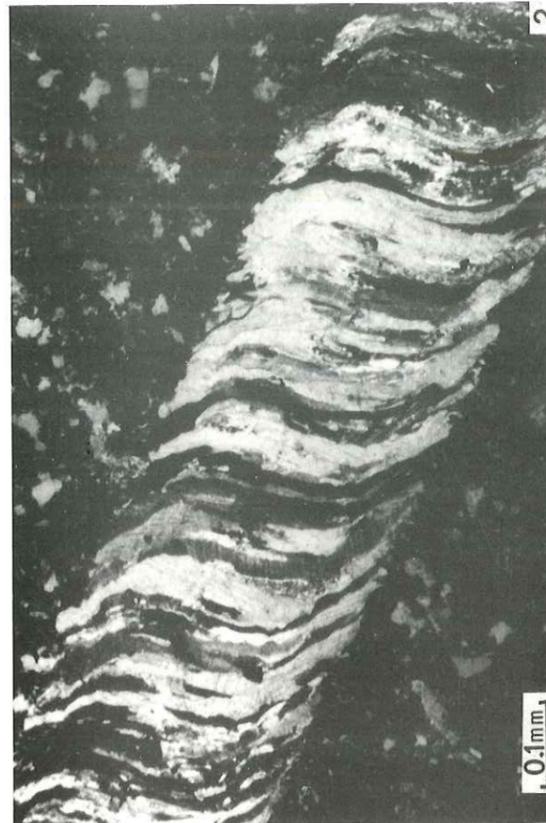
Fig. 3.9 - Schéma paléogéographique des Alpes occidentales (D'après DEBELMAS 1975).

Cette interprétation de la déformation D1 par un charriage vers le NW nous oblige à sortir du cadre restreint de l'Embrunais-Ubaye : une telle découverte doit être intégrée aux conceptions actuelles que l'on a des Flyschs à Helminthoïdes et des déformations successives dans les Alpes Occidentales. Nous abordons, dès maintenant, succinctement ces questions pour justifier notre interprétation mais nous y reviendrons plus en détail lorsque nous tirerons les conclusions alpines générales de notre étude.

Dans ce domaine qui appartient déjà aux Apennins, de puissantes séries de Flysch à Helminthoïdes sédimentent dès le crétacé supérieur. Il paraît de plus en plus probable que toutes les nappes de Flysch à Helminthoïdes des Alpes ou des Apennins sont issues d'un même bassin (ELTER 1975b). La plupart de ces flyschs seront charriés vers le Nord Est à l'Aquitainien (miocène inférieur) lors de la phase apennine majeure. Mais les séries des Apennins internes ont été touchées par les déformations alpines antérieures et il est démontré que certaines nappes (la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'antola par exemple) ont eu une destination alpine au début du tertiaire avant d'être charriées de nouveau à l'Aquitainien dans la direction opposée (HACCARD et AL 1972, ELTER 1975a). Nous pensons que les Flysch à Helminthoïdes des Alpes occidentales (Flysch de Ligurie Occidentale, de l'Embrunais-Ubaye et des préalpes) ont dû se sédimenter dans un secteur NW du bassin interne de l'Apennin Ligure à la limite entre le domaine alpin et apennin. Les déformations alpines du début du tertiaire les auraient entraînés vers le Nord déterminant une évolution ultérieure uniquement alpine. Cette paléogéographie, très schématique, des Flysch à Helminthoïdes des Alpes peut s'intégrer dans les reconstitutions des spécialistes de ces questions qui s'accordent pour reconnaître une origine méridionale à ces séries (GRANDJACQUET et HACCARD 1977, KERCKHOVE 1980).

Planche 4 (lames minces)

- Ph. 1 : Zone abritée en araignée marquée par des fibres de calcite autour d'un quartz (Vallée de l'Ubaye). Plan XY.
- 2 : Fibres sigmoïdes dans une veine de calcite (Mourre froid) plan XY.
- 3 : Chlorite déformée en forme de poisson. Déformation D2 (Tête de Parassac). Plan XZ.
- 4 : Dissolution d'un quartz. On remarquera surtout les puissantes bandes noires de dissolution et la calcite fibreuse recristallisée aux extrémités du quartz. Déformation D1.



- les déformations crétacé sup-éocène des Alpes Occidentales

Bien que nous n'ayons pas encore abordé la cinématique de sa mise en place en Embrunais Ubaye, nous poserons par anticipation que ce charriage vers le NW correspond à l'histoire éocène de la nappe du Parpaillon.

Les déformations Alpines de cette période correspondent à des événements ante-nummulitique dénommés phase pyrénéo-provençale. On les situe généralement entre le crétacé supérieur et l'Eocène supérieur. Reconnus surtout dans les zones externes (Pays d'Arve, Dévoluy, région de Digne, Arc de Castellane...etc...), les plis de cette période ont une direction axiale E-W ou NE-SW et sont déversés vers le Nord ou le NW (BARBIER 1956b, LATREILLE et VUILLERMOZ 1962, DEBAT et al 1972, BARBIER et BARFETY 1972, LEMOINE 1972, GRATIER et Al 1973, GIGOT et Al 1974, SIDDANS 1979). La direction de la compression maximale que l'on peut reconstituer pour cette époque est Nord-Sud à NW-SE dans la région de DIGNE (SUBIETA 1977), sur la bordure SE du massif central (ARTHAUD et MATTAUER 1969, BERGERAT 1981a) et aussi d'une façon générale dans tout l'avant pays alpin (mesures de ARTHAUD in MATTAUER et MERCIER 1980, BERGERAT 1981b). Dans les zones internes, où l'intensité des déformations ultérieures masque cet épisode, des charriages vers le NW ou le Nord ont néanmoins été reconnus (CABY 1973, KERCKHOVE et Al 1978, CARON 1977 a et b), parfois par l'intermédiaire de grands décrochements sénestres subméridiens (RICOU 1980, BRAVARD et Al 1981, RICOU 1982).

Le charriage vers le NW de la nappe du Parpaillon s'intègre donc bien dans le contexte de cette époque marquée par une compression Nord Sud généralisée et est cohérent avec le sens de charriage que l'on suppose pour la nappe du Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie (KERCKHOVE et Al 1978, DEBELMAS et KERCKHOVE 1980).

3-2.2 ZONES EPARGNEES PAR LA DEFORMATION D2

La bordure à regard NW de la nappe du Parpaillon correspond à l'ancien front de la nappe se déplaçant vers le NW.

A l'Est de la vallée d'Orcières (cf. Fig. 0.2) de vastes affleurements de Flysch à Helminthoïdes culminant à la Tête de Couleau (3038m) sont strictement monophasés (déformation D1) et chevauchent vers le NW la série nummulitique des grès du Champsaur par l'intermédiaire d'un lambeau de poussée issu du domaine Briançonnais (Roc Blanc 2897m). (Fig. 3.10).

La déformation D2 est absente et de nombreux critères indiquent, tant dans le Flysch que dans le Roc blanc, un cisaillement tangentiel vers le NW.

On relèvera surtout les éléments suivants schématisés sur la figure 3.11 :

- une stratification orientée N40 E à pendage Sud-Est.
- une très forte linéation d'étirement N140-150 dans la ligne de plus grande pente de la schistosité
- des plis métriques, déversés vers le NW, d'axe moyen N40-60
- des plis en fourreau dont les nez pointent dans la direction de la linéation d'étirement
- des boudins réorientés dans la direction de l'étirement
- des fentes de tension sigmoïdes et en échelon à pendage Nord-Ouest
- des cisaillements horizontaux ou pentés vers le Sud-Est.
- des placages de calcite fibreuse sur les plans de stratification dans la direction de l'étirement.

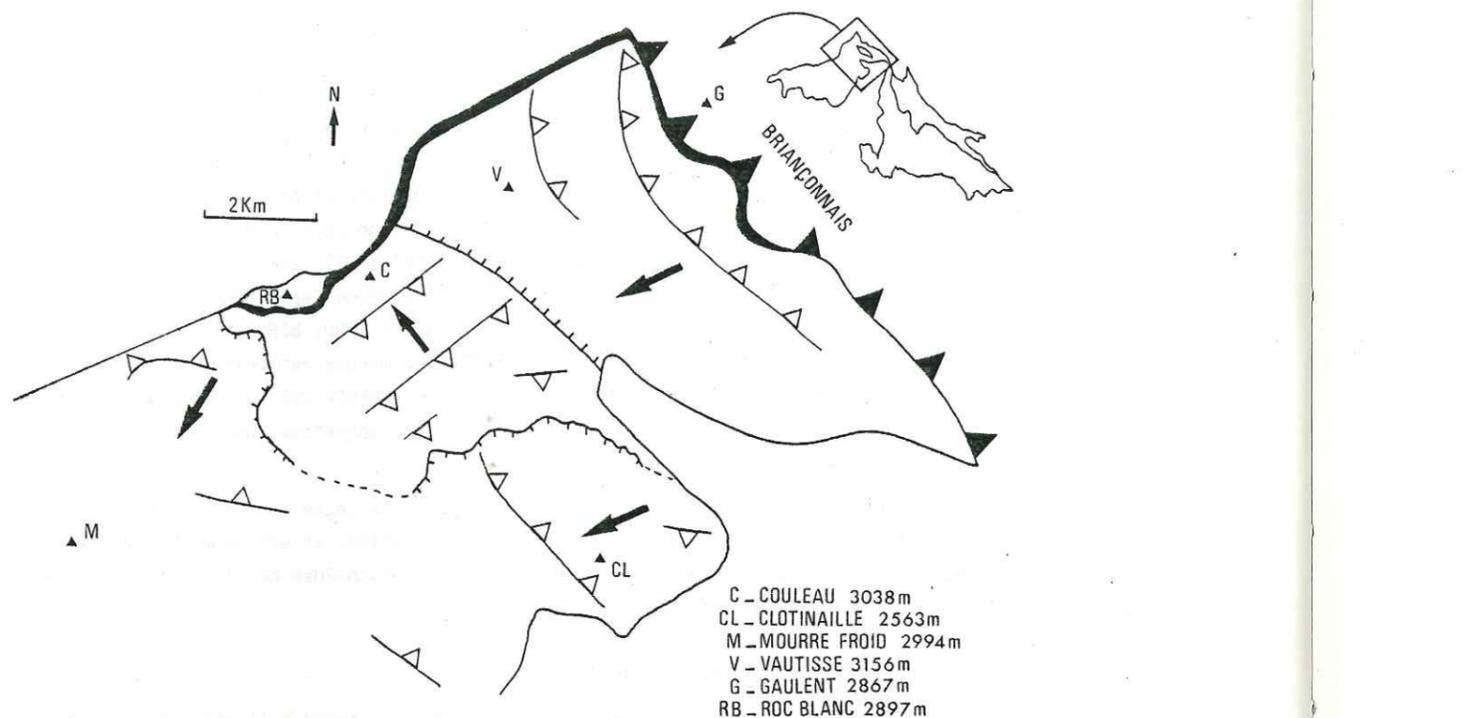


Fig. 3.10 - Trajectoire de stratification et direction de cisaillement dans le secteur Nord de la nappe du Parpaillon.

Cette zone de la tête de Couleau est séparée du reste de la nappe par des contacts anormaux chevauchants. Ce secteur monophasé confirme la translation première vers le NW et indique que cette translation s'est achevée en Embrunais-Ubaye (au moins pour ce secteur) avant les mouvements oligocènes du Briançonnais.

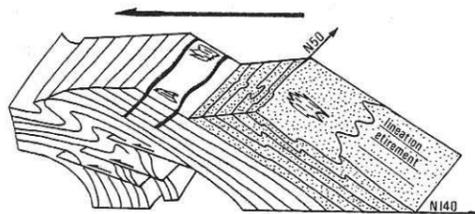


Fig. 3.11 - Bloc-diagramme schématique du contact entre le roc blanc (en blanc) et le complexe de base de la nappe (en pointillé) au col du Ruffy.

L'étude structurale détaillée de l'Embrunais (3ème partie) permettra d'expliquer comment ce secteur est resté indemne de la déformation D2 et quelle contrainte cela nous impose pour la reconstitution cinématique.

3-2.3 CONCLUSION

Le charriage de la nappe du Parpaillon s'est donc effectué selon une trajectoire coudée. La déformation polyphasée que l'on observe dans la nappe est un résultat de la déformation progressive associée à cette translation complexe. Les deux parties orthogonales de cette trajectoire coudée sont à relier aux deux phases principales des Alpes Occidentales au Sud du Pelvoux ; la première (Eocène) à vergence NW détermine une translation vers le NW, la seconde (Oligo-Miocène) à vergence SW détermine une translation vers le SW (Fig.3.12).

Ainsi, l'analyse structurale des déformations successives dans une nappe gravitaire peut permettre de reconstituer les directions successives de son éventuel trajet.

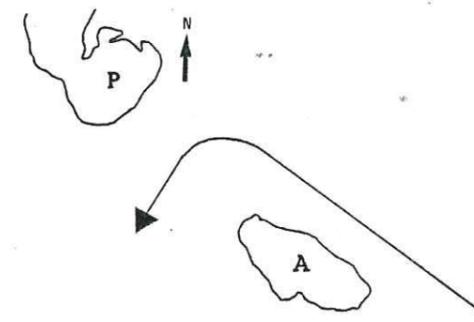


Fig.3.12 - Reconstitution de la trajectoire de la nappe du Parpaillon depuis son émergence au Paléocène.

MECANISMES ET REGIMES DE LA DEFORMATION

4.1 - MECANISMES PHYSIQUES DE LA DEFORMATION

4-1.1 PRESSION SOLUTION

La déformation interne dans la nappe est mise en évidence sur le terrain par l'apparition d'un plan d'applatissage (schistosité) et d'un réseau de veines et de fentes de tension, particulièrement fourni.

Seule l'étude microscopique permet de préciser les mécanismes physiques de cette déformation interne.

En lame mince, nous définirons dans les calcaires de la nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes sensu stricto, cf fig.1.1) deux faciès principaux. D'une Part, un calcaire grossier constitué par des grains de quartz et de calcite de grandes tailles (quelques rares Feldspaths) nageant dans une fine matrice calcitique et d'autre part un calcaire très fin de type micritique. Tous les intermédiaires sont possibles entre les deux types principaux.

- la déformation dans les calcaires grossiers

La schistosité est marquée en lame mince par des bandes sombres ou noires de dissolution, reliquat de minéraux argileux ou carbonatés insolubles. Les quartz ont une allure ellipsoïdales lorsqu'ils sont encadrés par ces bandes de dissolution | "fabrique de forme" (LE CORRE 1978) | et leurs extrémités sont presque toujours soulignées par des zones abritées occupées par des fibres de calcédoine ou de calcite recristallisées (Fig.4.1).

Ces observations indiquent un processus de dissolution sous contrainte, accompagné par une diffusion et une migration de la matière en solution le long des limites de grain exposées à la contrainte maximale. Ces minéraux en solution recristallisent ensuite aux extrémités des grains, dans la direction de la contrainte minimale. Ce mécanisme dit de pression-solution (SORBY 1853, DURNEY 1972, WILLIAMS 1972, Mc CLAY 1977, BEACH et KING 1978, GRAY et DURNEY a et b, GRAY 1979) est très typique des zones faiblement métamorphiques (GRAY 1978, GRATIER 1978). Effectivement, aucun minéral de métamorphisme n'apparaît (la chlorite et la muscovite restent stables) et on peut considérer que la déformation se produit sous une température de l'ordre de 200°C.

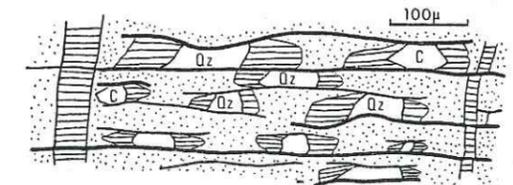


Fig.4.1 - Pression solution et ouverture de veines dans les calcaires grossiers.

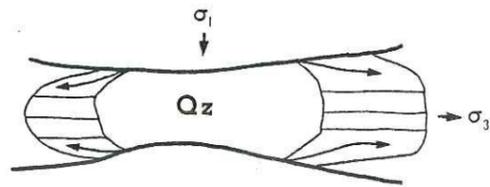


Fig.4.2 - Dissolution suivant la direction de la contrainte principale (σ_1), migration de la matière en solution le long du grain et recristallisation dans la direction de la contrainte minimale (σ_3).

L'abondance des zones abritées aux extrémités des grains de quartz témoigne d'un mécanisme de diffusion suivant les joints de grains (Fig.4.2) (Elliott 1973). Cependant, l'ouverture de veines perpendiculaires aux bandes de dissolution dans lesquelles recristallisent sous contrainte (Fibres parallèles aux bandes de dissolution) des minéraux de quartz et de calcite est vraisemblablement l'indice d'une diffusion à plus grande échelle (BEACH 1974, 1977).

D'autres mécanismes de moindre importance accompagnent cette déformation par dissolution. L'extinction ondulée de certains quartz montre ainsi un développement de sous-grains dû à une déformation plastique (NICOLAS et POIRIER 1976) tandis que le tronçonnement d'autres grains de quartz indique par contre une déformation cassante.

Mais ces mécanismes restent très marginaux et l'essentiel de la déformation interne pour les deux déformations D1 et D2 s'accomplit par des mécanismes de dissolution, de diffusion et de recristallisation sous contrainte.

- la déformation dans les calcaires micritiques

La pression solution est également le mécanisme de déformation privilégié dans les micrites comme l'indique l'abondance des bandes de dissolution. La taille réduite des grains ne permet malheureusement pas les mêmes observations que celles effectuées pour les calcaires grossiers. Pourtant, le réseau très dense de bandes de dissolution montre vraisemblablement une déformation plus intense ; ce qui est bien visible sur le terrain où ces couches micritiques sont toujours schistosées contrairement aux calcaires grossiers plus compétents. Cette déformation plus intense peut être reliée à la petite taille des grains qui augmente la vitesse de diffusion dans le mécanisme de pression solution (COBBLE 1963, RUTTER 1976, LE CORRE 1975).

Les veines contemporaines de la formation de la schistosité sont un marqueur intéressant de la dissolution. Si elles s'ouvrent exactement perpendiculairement à la direction de la dissolution, elles sont dissoutes sans décalage apparent, par contre une légère obliquité amène des décalages importants.

Deux cas peuvent alors se produire :

. soit la veine est plissée dans une zone relativement épaisse de déformation : lorsque le flanc devient perpendiculaire à la contrainte maximale, il disparaît par dissolution. (Fig.4.3).

. soit la veine est progressivement dissoute par une fine zone de dissolution (GRATIER 1976). (Fig.4.3).

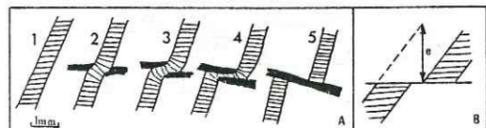


Fig.4.3 - Dissolution des veines par aplatissement vertical

A. plissement puis dissolution du flanc perpendiculaire à la contrainte principale

B. Dissolution suivant une fine zone (e : valeur absolue du raccourcissement).

La mesure du raccourcissement est possible pour le second cas (GRATIER 1976) mais il est souvent difficile de préciser par quel processus la veine s'est dissoute, ce qui rend les mesures assez aléatoires (sous-estimation du raccourcissement).

4-1.2 DIFFÉRENTIATION METAMORPHIQUE PAR DIFFUSION

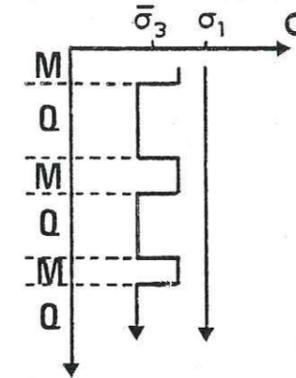
Dans le complexe de base, le mécanisme de déformation est sensiblement différent en raison du changement de lithologie.

Seule l'étude des niveaux compétents a été abordée car il n'est pas possible de faire des lames minces dans les niveaux incompétents.

La stratification, très fine, est constituée par une alternance de niveaux riches en quartz (Q) et de niveaux riches en muscovite (M). Cette lithologie a une grande influence sur le mécanisme physique de la déformation D1.

- d'une part, les micas bien que restant pratiquement insolubles dans ce type de zones faiblement métamorphiques (VIDALE 1974) sont connus pour augmenter considérablement la solubilité du quartz (HEALD 1956).

- d'autre part, la distribution des contraintes (σ_1 perpendiculaire à la stratification) montre une variation régulière de l'intensité de la contrainte minimale σ_3 pour les couches M et Q (STROMGARD 1973) (Fig.4.4).



La contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$), plus forte pour les couches Q, est responsable d'un boudinage de ces niveaux ; ce que l'on observe effectivement dans les lames.

Le mécanisme de déformation est essentiellement, en raison des deux propriétés énoncées ci-dessus, un mécanisme de différenciation métamorphique par diffusion (Fig.4.5). Les quartz vont se solubiliser préférentiellement dans les couches M (propriété 1) et vont recristalliser dans les couches Q (ou dans les

Fig.4.4 - Distribution des contraintes en fonction de la lithologie (M = niveau riche en muscovite, Q = niveau riche en quartz).

veines) où la contrainte minimale est la plus faible (propriété 2) (ROBIN 1979). Dans les couches Q où le manque de micas abaisse la solubilité des quartz, la déformation est quasiment nulle. Quelques extinctions roulantes y indiquent une légère déformation plastique mais l'absence d'orientation préférentielle de réseau et de fabriques de forme démontre l'importance très limitée de ce mécanisme. Cette déformation aboutit à l'accentuation de la rythmicité stratigraphique par l'enrichissement progressif des couches Q en quartz et l'enrichissement relatif des couches M en muscovite. Mais cette différenciation métamorphique correspond à la formation d'un véritable litage tectonique qui se superpose à la variation lithologique initiale. La diffusion suivant les joints de grains (ELLIOTT 1973) n'est donc plus vérifiée dans le complexe de base où une diffusion plus large à l'échelle des niveaux stratigraphiques Q et M, possible par le modèle d'un solide sous contrainte dans sa solution (PATERSON 1973), est mise en évidence. Une telle diffusion s'effectue toujours par la migration de la matière des zones les plus déformées vers les zones les moins déformées (SOULA et DEBAT 1976, GRATIER 1979).

Les veines qui s'ouvrent au cours de la déformation permettent d'apprécier la différence de déformation (et de raccourcissement) entre les niveaux Q et M. L'intense microplissement des veines dans les niveaux M démontre l'importance du raccourcissement de ces zones phylliteuses. Ces veines sont progressivement dissoutes par solution des flancs des microplis isoclinaux tandis que le niveau M peut se réduire jusqu'à une mince zone résiduelle de dissolution. (Fig.4.6).

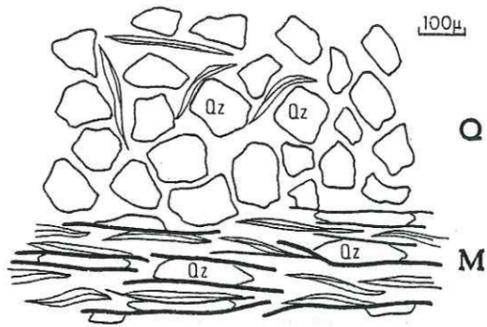


Fig. 4.5 - Déformation intense des niveaux M riches en muscovites et déformation faible des niveaux Q riches en quartz.

En conclusion, il faut retenir surtout la prédominance d'un mécanisme de diffusion à l'échelle des niveaux stratigraphiques. La déformation très hétérogène, puisque concentrée dans les niveaux favorables, est particulièrement intense pour les zones micacées alors qu'elle est faible pour les zones de quartz. Il est donc difficile de préciser l'intensité réelle de la déformation dans le complexe de base et de la comparer à celle du Flysch à Helminthoïde sensu stricto. Néanmoins, l'étude des slumps sédimentaires permettra d'apprécier le raccourcissement dans cette partie basale de la nappe. La déformation D2 est difficile à séparer de la déformation D1 dans ce genre de lames car on n'observe pas de seconde foliation. Seule des veines indiquant une extension conforme à la seconde déformation permettent de supposer des mécanismes identiques à la déformation D1 mais avec une intensité nettement inférieure.

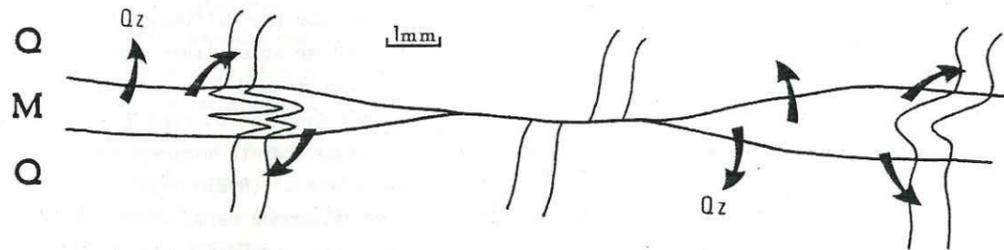


Fig. 4.6 - Différentiation métamorphique par aplatissement préférentiel des niveaux M riches en muscovite.

4.2 - REGIMES DE LA DEFORMATION

4-2.1 LA DEFORMATION D1

L'absence de marqueurs déformés (fossiles, tâches de réduction...) ne permet pas une approche quantitative de la déformation interne dans le flysch à Helminthoïdes. L'étude qui suit se bornera donc à définir qualitativement l'ellipsoïde et le régime de la déformation.

- Orientation des plans principaux de la déformation finie

Si nous déplissons les structures kilométriques de la nappe pour annuler les effets de la seconde déformation, la nappe apparaît comme une pile sédimentaire horizontale progressant en position normale. La schistosité, elle aussi horizontale, se confond avec la stratification.

Deux possibilités peuvent expliquer un tel plan d'aplatissement XY horizontal :

- soit la schistosité est apparue originellement à 45° dans un régime cisailant tangentiel et a été progressivement couchée.

En conclusion, il faut retenir surtout la prédominance d'un mécanisme de diffusion à l'échelle des niveaux stratigraphiques. La déformation très hétérogène, puisque concentrée dans les niveaux favorables, est particulièrement intense pour les zones micacées alors qu'elle est faible pour les zones de quartz. Il est donc difficile de préciser l'intensité réelle de la déformation dans le complexe de base et de la comparer à celle du Flysch à Helminthoïde sensu stricto. Néanmoins, l'étude des slumps sédimentaires permettra d'apprécier le raccourcissement dans cette partie basale de la nappe. La déformation D2 est difficile à séparer de la déformation D1 dans ce genre de lames car on n'observe pas de seconde foliation.

Seule des veines indiquant une extension conforme à la seconde déformation permettent de supposer des mécanismes identiques à la déformation D1 mais avec une intensité nettement inférieure.

- soit la schistosité est apparue parallèlement à la stratification dans un régime de cisaillement pur.

Eventuellement, on peut envisager une combinaison de ces deux mécanismes. L'étude des microstructures permet de choisir entre les deux termes de cette alternative.

- aplatissement perpendiculaire à la stratification

- globalement, l'intensité de la dissolution diminue vers le sommet de la nappe. Sur les lames où la schistosité est naissante, les quelques bandes de dissolution courtes et peu marquées sont toujours absolument parallèles à la stratification.

- les veines sont perpendiculaires au plan de schistosité et les décalages obtenus par dissolution dépendent de l'inclinaison par rapport à la verticale (Fig.4.7).

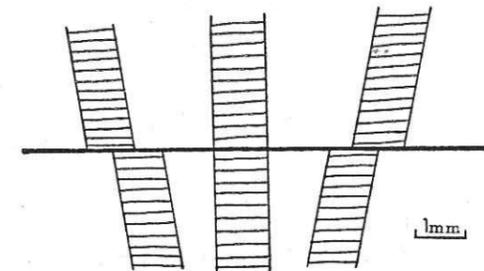


Fig.4.7 - Dissolution des veines contemporaines de la déformation par aplatissement vertical.

- Dans les niveaux du complexe de base étudiés précédemment, de nombreux slumps intracouches plissent la fine lithologie rythmique. Les veines de la déformation D1 recoupent verticalement ces petits plis démontrant leur formation syn-sédimentaire. Naturellement, ces slumps sont redéformés par D1 mais ces plissements sédimentaires ont permis la formation d'une anisotropie originelle d'orientation variable par rapport à la stratification majeure.

On peut définir trois zones différentes (Fig.4.8) :

zone 1 : les flancs horizontaux des slumps où les niveaux M et Q sont donc parallèles à la stratification majeure : un litage tectonique apparaît selon les modalités précédemment définies. (4-1.2)

zone 2 : les charnières des slumps où les niveaux M et Q sont perpendiculaires à la stratification majeure (ou proche de la perpendiculaire) : il se produit un plissement par flambage (buckling) de ces niveaux et on a l'apparition d'une schistosité de crénelation parallèle à la stratification majeure.

zone 3 : les flancs des slumps obliques par rapport à la stratification majeure : le litage se crée parallèlement à l'anisotropie et se réoriente passivement.

*il faut démontrer
soit l'existence
est ce la dissolution
une à l'autre?*

*un infond
à cela*

= 31

La déformation différente de ces trois zones indiquent une contrainte principale perpendiculaire à la stratification.

- dans les plans perpendiculaires à la schistosité, les zones abritées dans les calcaires grossiers sont droites et les muscovites ou chlorite n'ont jamais d'allure sigmoïde.

- on n'observe jamais de réfraction de schistosité malgré les grandes différences de compétence suspectées, la schistosité étant parallèle à la stratification quelle que soit la nature lithologique des couches.

Aucune de ces déformations n'est compatible avec une déformation cisailante. Elles indiquent, au contraire, un raccourcissement constant perpendiculaire à la stratification.

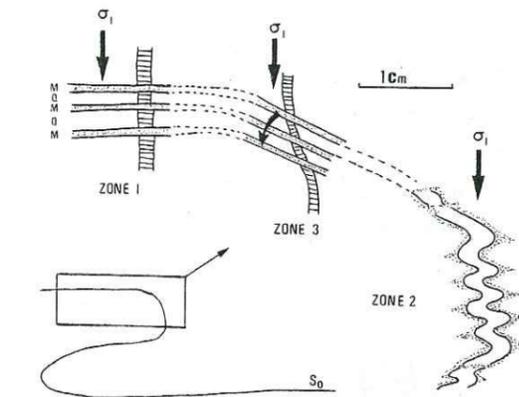


Fig. 4.8 - Déformation des slumps sédimentaires par aplatissement vertical (explication dans le texte).

D'autre part, la méthode de la forme des zones abritées autour des objets compétents (CHOUKROUNE 1971) indique un ellipsoïde de déformation de type aplatissement. Notons enfin que la linéation d'étirement est généralement bien observable ; ce qui exclut un ellipsoïde de révolution autour de l'axe Z de raccourcissement.

Nous définissons donc, qualitativement, une déformation coaxiale avec un ellipsoïde d'aplatissement ($k < 1$) (Fig.4.9).

Toutefois, il convient de nuancer ces conclusions. On observe en effet fréquemment des stries et des placages de calcite fibreuse sur les plans de stratification dans la direction de la linéation d'étirement, témoins d'un glissement discontinu le long des interfaces des lits sédimentaires. Ensuite, les plis couchés à la base de la nappe ne peuvent résulter d'un régime coaxial et nécessitent d'autres mécanismes que celui du cisaillement pur. Nous étudierons en détail la cinématique du plissement dans la 2ème et 3ème partie de ce travail. Enfin, nous avons déjà signalé (3-2.2), au front de la nappe se déplaçant vers le NW, une déformation très fortement non coaxiale liée au déplacement de la nappe qui chevauche à contre pente la couverture nummulitique du massif cristallin externe.

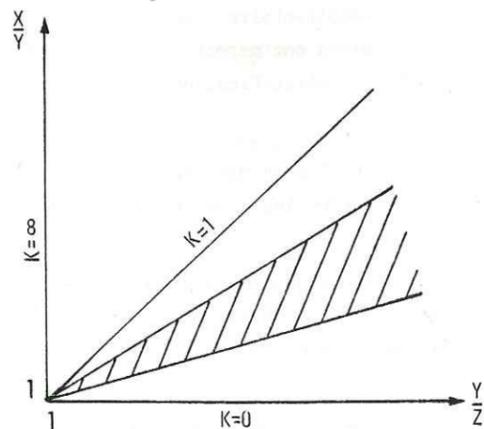


Fig.4.9 - Champ probable de la déformation D1 sur un diagramme de FLINN (1962).

- Variation d'intensité de la déformation

Dans le Flysch à Helminthoïdes calcaire, l'intensité de la dissolution diminue vers le sommet. D'autre part, le raccourcissement mesuré dans la partie moyenne de la nappe à partir des décalages des veines par dissolution dans des micrites s'échelonne entre 30 et 35% tandis que le replissement des slumps à la base dépasse fréquemment 40% de raccourcissement. De plus, dans ces niveaux le raccourcissement moyen est probablement plus important car l'orientation défavorable due aux slumps nécessite un flambage de ces derniers plus difficile à réaliser que le simple aplatissement des niveaux horizontaux riches en muscovite. Les veines plissées dans ces niveaux M horizontaux atteignent d'ailleurs parfois 60 % de raccourcissement. Compte tenu du fait que les micrites constituent le matériel le plus déformé du Flysch à Helminthoïdes calcaire et que les slumps constituent le matériel le moins déformé du complexe de base, ces mesures partielles indiquent nettement une intensification de la déformation vers la base de la nappe.

4-2.2 LA DEFORMATION PENDANT LE CHANGEMENT DE TRAJECTOIRE

La rotation antihoraire des axes principaux de la déformation, que nous avons interprétée par un changement de trajectoire de la nappe, est enregistrée par la direction des fibres recristallisées dans les veines et les zones abritées. Les veines sont perpendiculaires à la schistosité S_1 et les fibres recristallisées restent horizontales. Cette disposition géométrique indique que le plan XY de déformation au cours de cette rotation est le même que celui de la déformation D1.

Le changement de trajectoire est donc uniquement marqué par la rotation progressive des axes principaux X et Y de la déformation tandis que le plan principal d'aplatissement garde la même orientation. Le régime de déformation et la forme de l'ellipsoïde sont donc identiques à la déformation D1.

4-2.3 LA DEFORMATION D2

Les observations de terrain et en lame mince montrent une déformation fortement non-coaxiale. On relèvera surtout comme arguments de cette déformation cisailante :

- les plis kilométriques et mineurs déversés et très asymétriques.
- des cisaillements subhorizontaux, parfois de grande ampleur (cf coupe du Barle fig.8.7), et une schistosité sigmoïde associée.
- des plis curviplanaires, observation maintenant classique dans les nappes (RHODES et GAYER 1977, WILLIAMS 1978, PFIFNER 1981), qui témoignent d'une réorientation des axes dans la direction de l'étirement en régime cisailant (SANDERSON 1973, ESCHER et WATERSON 1974, BRUN 1975, CARERAS et AL 1977, QUINQUIS et al 1978, QUINQUIS 1980).
- des stries et des placages de calcite fibreuses sur les plans de stratification ou de schistosité S_p , dans la direction de la linéation d'étirement L_{e2}
- une crénulation asymétrique de la schistosité S_1
- des étirements dissymétriques de muscovites et de chlorites en lame mince (LAGARDE 1978).
- des zones abritées dissymétriques dans le plan XZ de la déformation (plan perpendiculaire à la schistosité mais contenant la linéation d'étirement).

- des enroulements de schistosité dans les charnières de plis (déjà notés par GAMOND 1972).

Les zones abritées observées à la base de la nappe dans le plan de schistosité entourent également le minéral compétent mais les cristallisations dans la direction $\dot{\gamma}$ sont moins importantes que pour la déformation D1.

Nous définissons donc une déformation non coaxiale avec un ellipsoïde d'aplatissement proche de la déformation plane (Fig.4.10).

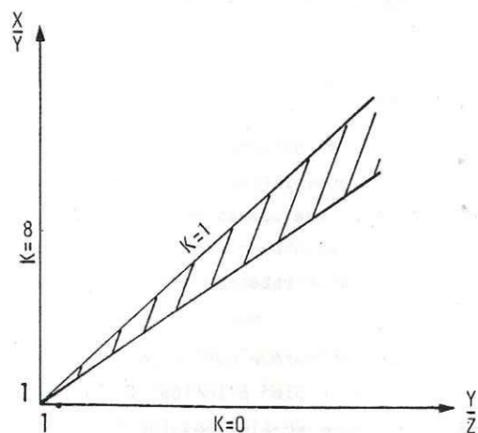


Fig. 4.10 - Champ probable de la déformation D2 sur un diagramme de FLINN (1962).
des plis mineurs.

4-4.3 CONCLUSION

Cette étude qualitative différencie clairement les deux déformations. Très schématiquement, nous restituons une déformation interne coaxiale par aplatissement perpendiculaire à la stratification pour la translation correspondant à la traversée du domaine pennique (déplacement vers le NW et changement de trajectoire) et une déformation non coaxiale avec un cisaillement tangentiel pour la mise en place en Embrunais-Ubaye. Nous préciserons la signification de ces résultats lorsque nous étudierons les mécanismes de mise en place de la nappe du Parpaillon.

Cependant, pour ne pas donner une fausse impression de la déformation D1, nous devons souligner que le régime de déformation dépend de l'échelle de notre observation. Il est exact, qu'en lame mince, les bandes de déformation observées sont indubitablement des bandes P (COBBOLD 1977) indicatives d'une déformation coaxiale mais le glissement banc sur banc rend compte d'un régime globalement non coaxial (Fig.4.11).

Localement, la déformation cisailante peut cependant devenir constrictive lorsque la nappe est gênée dans son déplacement par les reliefs du soubassement (exemple de l'obstacle subbriançonnais du Piolit, 3ème partie).

L'abondance des stries et des placages de calcite sur les plans de stratification (ou de schistosité S_1) indique que le cisaillement s'effectue selon ces plans privilégiés. Dans une déformation par cisaillement, le plan cisailant est un plan de déformation nulle (infinitésimale et finie) (RAMSAY 1967, p.120). Il en résulte, qu'en l'absence de déflexion sur ce plan cisailant, le glissement banc sur banc se produira sans plissement avec seulement une déformation interne. C'est ce qu'on observe fréquemment dans la nappe où la très grande rythmicité favorise ce cisaillement parallèle aux couches et où la surface très plane des bancs n'est pas favorable à la formation de

ou important

Ce qui fait tout le min parasédimentaire!

DEFORMATION	REGIME DOMINANT	ELLIPSOÏDE de DEFORMATION
D1	COAXIAL cisaillement pur	Aplatissement
CHANGEMENT DE TRAJECTOIRE	COAXIAL cisaillement pur	Aplatissement
D2	NON COXIAL Aplatissement rotationnel à la base Cisaillement simple au sommet	Aplatissement à la base Déformation plane au sommet

Tab. 4.1 - Régimes et ellipsoïde de déformation pour les deux structurations D1 et D2

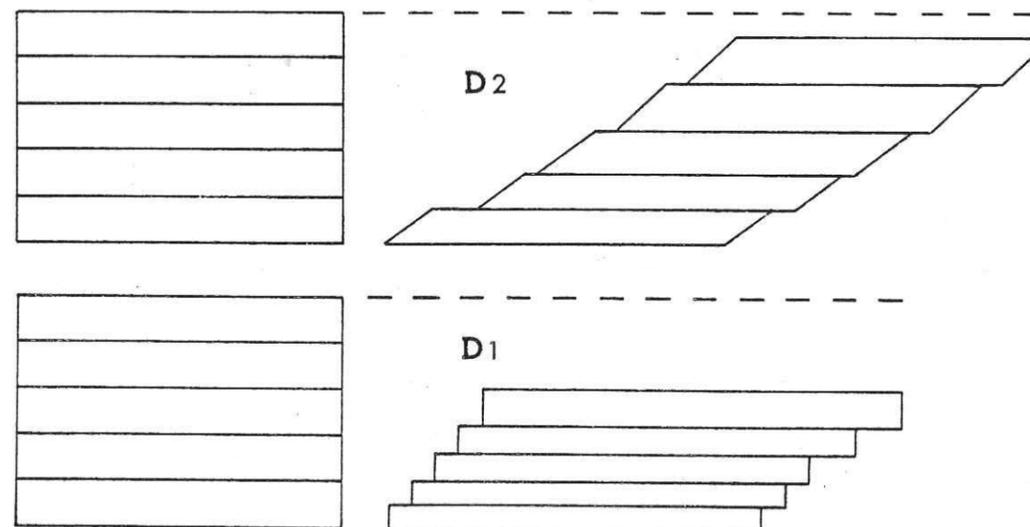


Fig. 4.11 - Représentation schématique des deux déformations. D1 : aplatissement vertical dominant et glissement discontinu suivant des surfaces privilégiées, D2 : cisaillement simple et glissement discontinu dominant, plus une légère composante d'aplatissement vertical à la base.

En d'autres termes, la déformation interne n'est pas représentative du régime de déformation à l'échelle de la nappe. Ce problème d'échelle a déjà été souligné en géologie (SCWERTNER 1973) et nous en verrons ici l'importance pour la cinématique du plissement dans la 3ème partie de ce mémoire.

CONCLUSION DE L'ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LA NAPPE DU PARPAILLON

L'analyse géométrique de la déformation dans la nappe du Parpaillon a dégagé plusieurs faits nouveaux.

On retiendra principalement :

- la mise en évidence d'une déformation, à vergence NW, antérieure à la déformation à vergence SW seulement reconnue jusqu'à présent.

- une déformation progressive (intégrant ces deux déformations) liée à un déplacement en deux temps de la nappe ; déplacement que l'on reconstitue par une translation vers le NW suivie d'une translation vers le SW.

- l'âge éocène de la translation vers le NW qui s'est achevée en Embrunais-Ubaye au moins pour une partie de la nappe, avant les déformations oligocène à déversement SW de cette région.

THEORIES ET MODELES EXPERIMENTAUX

SUR

LA MISE EN PLACE DES NAPPES

5 - APPROCHE THEORIQUE	49
5-1 LE PARADOXE MECANIQUE DES GRANDES NAPPES	49
5-1.1 Estimation de la longueur maximale d'une nappe	49
5-1.2 Estimation de l'angle minimal permettant le glissement d'une nappe	51
5-2 LES SOLUTIONS POUR LES NAPPES GRAVITAIRES	52
5-2.1 Le glissement gravitaire	52
5-2.2 L'étalement gravitaire	55
5-3 LES NAPPES NON-GRAVITAIRES	58
5-3.1 Exemple de la nappe de Digne	58
5-3.2 La déformation dans les nappes non-gravitaires	58
5-4 LE ROLE RESPECTIF DE LA COMPRESSION ET DE LA GRAVITE DANS LES CHAINES DE MONTAGNES	59
5-4.1 Les chaînes de subduction	59
5-4.2 Les chaînes de collision	61
5-5 CONCLUSIONS	62
6 - MODELES EXPERIMENTAUX	65
6-1 ECOULEMENT SUR UNE SURFACE PLANE : DEFORMATION INTERNE	65
6-1.1 Les conditions de l'expérimentation	65
6-1.2 Déformation finie	67
6-1.3 Déformation progressive	69
6-2 ECOULEMENT SUR UNE SURFACE IRREGULIERE : CINEMATIQUE DU PLISSEMENT	74
6-2.1 Dispositif expérimental	74
6-2.2 Localisation des plis	75
6-2.3 Multicouche sans contraste de viscosité	76
6-2.4 Multicouche avec contraste de viscosité	78
6-3 CONCLUSIONS	81

La présence de nappes est commune à toutes les chaînes de montagnes quel que soit leur type. Cette importance justifie à elle seule les nombreux travaux qui ont été consacrés à leur mécanisme de mise en place. Mais avant d'exposer les différentes théories qui s'affrontent sur ce sujet, il convient de définir brièvement la problématique qui a, depuis la découverte des nappes jusqu'à nos jours, stimulé la réflexion et les recherches de nombreux géologues.

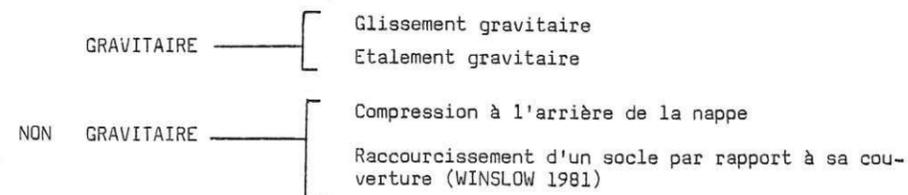
Depuis Pierre TERMIER, on distingue classiquement dans les nappes deux géométries principales :

- la première correspond à de vastes plis, couchés jusqu'à l'horizontale, dont le flanc inverse est le plus souvent très déformé. Ce type de nappe (nappe du premier genre) est peu répandu et l'on connaît surtout à grande échelle la célèbre nappe helvétique de Morcles et les nappes de la montagne noire.

- la seconde géométrie (ou nappe du second genre) correspond à des masses rocheuses très peu épaisses par rapport à leur superficie, s'étant déplacées sur des distances atteignant parfois la centaine de kilomètres en position normale, même si elles sont quelquefois plus ou moins plissées. Les Flyschs à Helminthoïdes sont bien représentatifs de ce second type de géométrie.

Le problème posé par ces charriages est centré sur la détermination des forces capables de déplacer sur de grandes distances des volumes rocheux aussi considérables. Il s'est cristallisé depuis longtemps sur le rôle respectif joué par les forces de volume (Forces produites par le champ gravitationnel terrestre) et les forces de surface (forces produites par le mouvement des plaques tectoniques) dans l'individualisation et la translation des nappes.

Il en résulte que les théories sur les mécanismes de mise en place, d'un nombre au demeurant assez restreint, sont classables en deux groupes fondamentaux :



Sans expliciter dès maintenant ces théories, notons qu'il n'est pas exclu naturellement de les combiner entre elles pour imaginer des mécanismes mixtes. Chaque théorie a été défendue par des modèles mécaniques, parfois contradictoires, comportant un certain nombre d'hypothèses sur le comportement rhéologique des roches pendant le charriage.

THEORIES	MODELES MECANQUES (Rhéologie)
Glissement gravitaire	<ul style="list-style-type: none"> . glissement rigide mais avec forte pression des fluides à la base (HUBBERT et RUBEY 1959) . couche visqueuse (ou visco-plastique) à la base (HSU 1969, KELHE 1970) . plastique (GOGUEL 1948) . couche visco-plastique à la base surmontée par un bloc rigide plastique (RAMBACH et DERAMOND 1979)
Étalement gravitaire	<ul style="list-style-type: none"> . visqueux (BUCHER 1956) . plastique à l'affleurement et visqueux à l'échelle de la nappe (PRICE 1973) . plastique au sommet, visqueux à la base (ELLIOTT 1976 b)
Compression horizontale	<ul style="list-style-type: none"> . plastique (GOGUEL 1948 ; CHAPPLE 1978)

Tab. 5.1 - Les 3 théories principales de mise en place des nappes et les modèles mécaniques correspondants.

La diversité de ces modèles mécaniques (le tableau ci-contre est volontairement simplifié aux étapes marquantes) explique la confusion et les controverses animées, qui marquent la plupart des discussions sur la prépondérance d'une théorie sur une autre.

Nous aborderons le problème dans ce chapitre sous le double éclairage de la mécanique et de la géologie structurale.

Sous l'angle de la mécanique d'abord, pour tenter d'une part de dresser une synthèse cohérente des diverses théories et d'autre part de hiérarchiser leur importance respective en fournissant un lien possible entre les déformations lithosphériques et la formation de nappes.

Sous l'angle de la géologie structurale ensuite, pour élaborer des modèles cinématiques de la déformation, spécifiques à chaque théorie. Nous dégagerons ainsi des critères permettant au géologue de terrain de déterminer, par l'étude de la déformation associée au déplacement, le mécanisme de mise en place d'une nappe.

APPROCHE THEORIQUE

5-1 - LE PARADOXE MECANIQUE DES GRANDES NAPPEES

5-1.1 - ESTIMATION DE LA LONGUEUR MAXIMALE D'UNE NAPPEE

Considérons une nappe d'épaisseur z_1 et de longueur x_1 reposant sur un plan horizontal (Fig.5.1). Si nous exerçons à l'arrière une contrainte horizontale (σ_{xx}) suffisante, nous pourrions déplacer cette nappe "en bloc" si la résistance interne de la roche le permet. Or, cette résistance n'est pas infinie ; au delà d'une certaine longueur (liée à l'épaisseur) la masse rocheuse se déforme par des failles inverses ou des plis. (Fig.5-2).

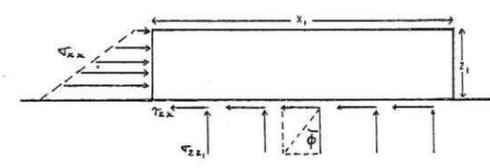


Fig.5.1 - Nappe poussée sur une surface horizontale (d'après HUBBERT et RUBEY 1959). Dans tous les calculs σ représente les contraintes normales et τ les contraintes cisailantes.

Il est donc essentiel de calculer la longueur maximale que peut avoir une nappe déplacée dans ces conditions (cf. l'étude de HUBBERT et RUBEY, 1959, p.125). Appelons σ_{xx} la contrainte normale appliquée à l'arrière de la nappe ; σ_{zz} et τ_{zx} les contraintes normales et cisailantes liées au poids de la nappe.

Si l'accélération horizontale est négligeable, la somme des forces dans la direction x doit être nulle.

Nous pouvons écrire l'équation d'équilibre des forces dans la direction x :

$$\int_0^{z_1} \sigma_{xx} dz - \int_0^x \tau_{zx} dx = 0 \quad (1)$$

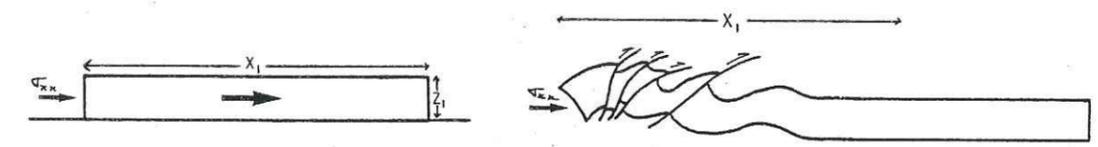


Fig. 5.2 - La limitation à une longueur maximale x_1 (fonction de l'épaisseur z_1) en raison des propriétés mécaniques des roches.

Calculons τ_{zx}

D'après les équations du cercle de MOHR, nous savons que la contrainte cisailante nécessaire pour initier une fracture est égale à la somme de la résistance cisailante au glissement ($= \sigma_{zz} \operatorname{tg} \phi$, cf Fig.5.1) et de la cohésion de la roche (τ_0). Bien entendu, dès qu'une fracture est initiée, seule la première résistance subsiste. Sur une fracture aussi grande que celle individualisant une nappe, il est logique de supposer qu'elle se formera en se propageant comme une dislocation. On peut donc considérer que la surface sur laquelle τ_0 jouera un rôle sera très petite au regard de la surface totale de la faille. Ceci nous amène à négliger ce terme dans le calcul de τ_{zx} qui devient alors égal à :

$$\tau_{zx} = \sigma_{zz_1} \operatorname{tg} \phi \quad (2) \quad \text{avec} \quad \sigma_{zz_1} = \rho g z_1$$

Si ρ est la densité de la roche et g l'accélération gravitaire, nous avons :

$$\int_0^{x_1} \tau_{zx} dx = \int_0^{x_1} \rho g z_1 \operatorname{tg} \phi dx = \rho g z_1 x_1 \operatorname{tg} \phi \quad (3)$$

Calculons σ_{xx}

Dans le système que nous étudions, la contrainte normale qui permet le déplacement (σ_{xx}) est supérieure à la contrainte normale produite la long de la base par le poids de la nappe. Nous avons donc un couple ($\sigma_1 \sigma_3$) de contraintes reliées par l'équation suivante :

$$\sigma_{xx} = a + b \sigma_{zz_1} = a + b \rho g z_1 \quad (4) \quad (\text{HUBBERT et RUBEY p.126})$$

En intégrant de 0 à Z_1 , nous obtenons :

$$\int_0^{Z_1} \sigma_{xx} dz = \int_0^{Z_1} (a + b \rho g z) dz = a Z_1 + \frac{b \rho g Z_1^2}{2} \quad (5)$$

Calculons x_1

Remplaçons dans l'équation (1), les résultats que nous venons de trouver pour les deux intégrales :

$$a Z_1 + \frac{b \rho g Z_1^2}{2} - \rho g z_1 x_1 \operatorname{tg} \phi = 0 \quad (6)$$

Nous trouvons pour x_1

$$x_1 = \frac{a}{\rho g \operatorname{tg} \phi} + \frac{b}{2 \operatorname{tg} \phi} Z_1 = A + B Z_1 \quad (7)$$

x_1 est donc égal à deux termes. Le premier (A) représente la longueur maximale de la nappe à la surface et le second (B Z_1) représente la longueur que l'on peut rajouter pour une épaisseur donnée.

L'angle ϕ , quel que soit le type de roche, est toujours proche de 30° donc $\operatorname{tg} \phi = 0,577$.

a et b sont donnés par les équations suivantes (cf. HUBBERT et RUBEY p.126)

$$b = \frac{1 + \sin \phi}{1 - \sin \phi} = 3 \quad a = 2 \sqrt{3} \tau_0$$

Si nous prenons $\tau_0 = 2.10^8$ dynes/cm² nous avons $a = 7.10^8$ dynes/cm².

En prenant comme densité moyenne 2,31g/cm³ et 980 dynes/g pour l'accélération gravitaire, l'équation (7) nous donne :

$$x_1 = 5,36 \cdot 10^5 + 2,60 Z_1 \text{ cm}$$

ou

$$x_1 = 5,4 + 2,60 Z_1 \text{ km}$$

Nous trouvons que la longueur maximale d'une nappe de 1km d'épaisseur ne serait que de 8,0km ; et pour une épaisseur de 5km cette longueur ne pourrait faire plus de 18,4km.

Ainsi, déplacer une nappe d'une trentaine de kilomètres de long suivant une surface horizontale par compression arrière apparaît être une impossibilité mécanique. Les résultats ci-dessus sont d'autant plus démonstratifs que nous avons négligé la cohésion τ_0 de la roche.

En d'autres termes, les nappes sont beaucoup trop fines par rapport à leur superficie pour que leur mise en place puisse se produire grâce à une force horizontale appliquée à l'arrière.

Cette impossibilité mécanique, découverte depuis fort longtemps (SMOLUKOWSKY 1909), nous oblige donc dans un premier temps à rechercher ailleurs l'origine des nappes de charriage.

5-1.2 ESTIMATION DE L'ANGLE MINIMAL PERMETTANT LE GLISSEMENT D'UNE NAPPE

S'il est impossible à une grande nappe d'être déplacée par une force horizontale, il est logique d'envisager qu'elle puisse glisser le long d'un plan incliné sous l'action de son propre poids.

Calculons l'angle minimal nécessaire pour que se produise un tel glissement (cf. l'étude de HUBBERT et RUBEY 1959 p.128).

Si nous nous reportons aux conditions de rupture d'une roche décrite par le cercle de MOHR, nous savons que :

$$\frac{\tau}{\sigma} = \operatorname{tg} \phi = 0,6 \quad (8) \quad (\phi = 30^\circ)$$

Sur la fig.5.3, nous avons représenté une nappe située sur un plan, incliné d'un angle θ par rapport à l'horizontal.

Les contraintes normales et cisailantes le long de la base sont données par les relations simples :

$$\begin{aligned} \sigma &= \rho g Z_1 \cos \theta \\ \tau &= \rho g Z_1 \sin \theta \end{aligned} \quad \text{donc} \quad \frac{\tau}{\sigma} = \frac{\sin \theta}{\cos \theta} = \operatorname{tg} \theta$$

Mais nous savons d'après le cercle de MOHR que l'équation (8) est la condition nécessaire à remplir pour l'initiation d'une rupture, Donc :

$$\operatorname{tg} \phi = \operatorname{tg} \theta$$

$$\phi = \theta = 30^\circ$$

Il ne peut se produire de nappes si l'angle est inférieur à 30° . Pourtant la plupart des observations de terrain indiquent que les surfaces basales des nappes sont pratiquement horizontales. D'autre part, pour les nappes ayant franchi plusieurs dizaines de kilomètres, une telle pente nécessite des altitudes avant le charriage absolument aberrantes (LEMOINE 1973). La solution gravitaire paraît dans ces conditions tout aussi difficile à défendre que l'hypothèse précédente.

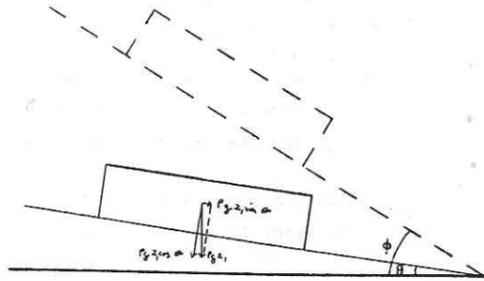


Fig.5-3 - Nappe sur un plan incliné d'un angle θ . Angle ϕ nécessaire au glissement (D'après HUBBERT et RUBEY 1959).

5-2 - LES SOLUTIONS POUR LES NAPPES GRAVITAIRES

5-2.1 LE GLISSEMENT GRAVITAIRE

Rôle de la pression des fluides

Lorsque les pores d'une roche sont occupés par de l'eau et que ce fluide ne peut migrer hors de cette roche, le matériel se déforme de façon cassante sous l'action d'un tenseur de contraintes (MEAD 1925).

La pression des fluides change donc les propriétés des roches en profondeur et diminue la contrainte normale produite par le poids de la nappe le long de la base : la résistance au glissement en est ainsi diminuée.

Cette propriété n'est pas sans conséquence sur le glissement et permet de réduire l'angle minimal que nous avons calculé précédemment (cf. l'étude de HUBBERT et RUBEY 1959, p. 147).

Dans les conditions de la figure 5.4 où la base de la nappe est le siège d'une forte pression des fluides, la contrainte normale (σ) due au poids de la nappe est diminuée par la pression isotrope p des fluides ; la véritable contrainte normale est donc égale à :

$$\sigma_r = \sigma - p$$

L'équation (2) devient :

$$\tau = \sigma_r \operatorname{tg} \phi = (\sigma - p) \operatorname{tg} \phi \quad (9)$$

En définissant λ comme étant le rapport entre la pression des fluides et la contrainte liée au poids de la nappe ($\lambda = p/\sigma$), on obtient :

$$\tau = (1 - \lambda) \sigma \operatorname{tg} \phi$$

Nous savons d'autre part, qu'à la rupture nous avons (chap.I, 2) :

$$\frac{\tau}{\sigma} = \operatorname{tg} \theta$$

$$\text{Donc } \operatorname{tg} \theta = (1 - \lambda) \operatorname{tg} \phi \quad (10)$$

L'angle θ est fonction de la pression des fluides (terme λ). Si l'on recalcule l'angle θ nécessaire au glissement en fonction des différentes valeurs de λ , nous n'avons plus besoin que de quelques degrés pour des valeurs λ approchant l'unité.

Cette théorie, en postulant en profondeur l'existence de couches où les fluides sont anormalement importants (RUBEY et HUBBERT 1959), rapproche ainsi le mécanisme de formation d'une nappe gravitaire de celui des glissements de terrain superficiels (TERZAGHI 1945, 1950) pour lesquels l'angle de glissement n'est souvent que de quelques degrés.

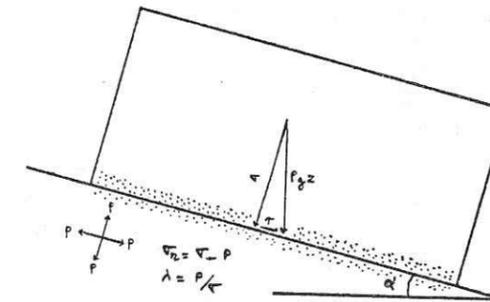


Fig.5.4 - Nappe reposant sur un plan incliné avec une pression des fluides anormale à la base (pointillés).

Écoulement visqueux le long de la base

La seule critique que l'on puisse faire au modèle de HUBERT et RUBEY concerne l'omission systématique de la cohésion τ_0 de la roche dans leurs calculs. Si au contraire on tient compte de ce terme, même des valeurs λ proches de l'unité nécessitent une pente conséquente pour initier le glissement (HSU 1969, N.J. PRICE 1977).

D'un autre côté, la plupart des nappes supposées gravitaires possèdent à leur base une couche de faible résistance mécanique (schistes noirs, gypse...) qui apparaît beaucoup plus déformée que le reste de la nappe. Cette couche peut être assimilée à un matériel visqueux se déformant intensément entre deux plaques rigides (HSU 1969, KELHE 1970).

En particulier, le modèle mathématique de KELHE, montre qu'un tel comportement rhéologique de la couche de base (visqueux ou visco-plastique) permet un déplacement lent mais net sur des pentes très faibles (de l'ordre de 1 à 5°) et un déplacement rapide sur des pentes faibles (10-15°) (FLETCHER et GAY 1971, KELHE 1971).

Dans ce modèle le concept d'un écoulement visqueux le long de la base opéré par une couche à faible viscosité se substitue au concept de glissement rigide qui nécessite une pression anormale des fluides à la base de la nappe (et aussi l'omission ou la diminution du terme τ_0). Néanmoins, les deux modèles ne sont pas nécessairement antinomiques : certaines couches à faible viscosité se transforment souvent minéralogiquement (par exemple le gypse en anhydrite en libérant de l'eau dont la pression isotrope facilite le glissement (HEARD et RUBBY 1966, MASSON 1972, DEBELMAS et AL 1978).

Des profils de vitesse calculés par KELHE (Fig.5.5), nous pouvons déduire (la déformation s'opère par cisaillement simple) le champ de déformation dans une nappe qui se déformerait en entier par ce mécanisme. Dans un tel cas, le cisaillement important à la base s'estompe vers la surface et le plan d'aplatissement (assimilable à la schistosité) très redressé en surface se parallélise progressivement en profondeur avec la surface basale (Fig.5.6)

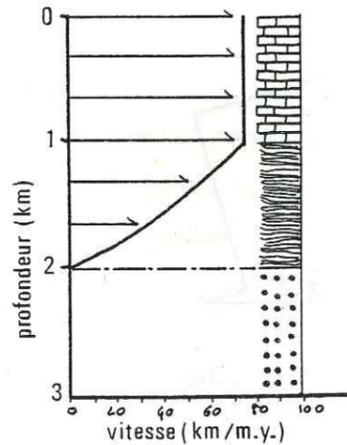


Fig.5.5 - Profil de vitesse du à l'écoulement visqueux d'une couche à faible viscosité (KELHE 1970).

tention lors du raccourcissement frontal (BADOUX et MERCANTON 1962).

On peut également considérer, et les modèles expérimentaux le confirmeront indirectement, que la linéation d'étirement correspond géométriquement à la projection du vecteur déplacement sur le plan de schistosité (GAMOND 1980).

Sur le terrain ce modèle peut donc être validé si l'on met en évidence :

- . un régime de cisaillement simple dans toute la nappe.
- . une intensification de la déformation avec diminution du pendage de la schistosité vers la base.

D'autre part, l'arrêt du glissement est souvent provoqué par la présence au front de la nappe de relief autochtone. Un raccourcissement se produit alors à ce niveau et se répercute plus ou moins vers l'arrière qui a été auparavant le siège d'une distention importante.

L'étude cinématique de la déformation doit donc aussi révéler :

- . des structures de distention (veines, boudinage...)
- . une intensification de la déformation vers le front de la nappe
- . une déformation des structures de distention

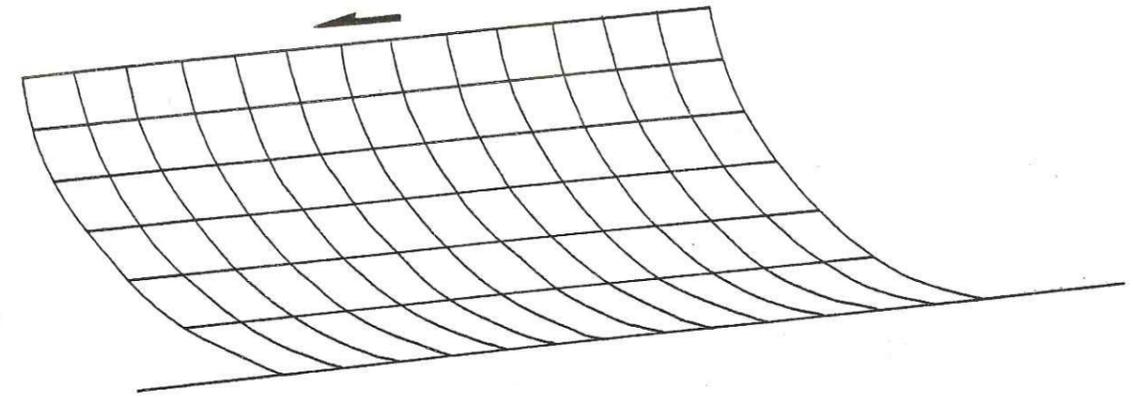


Fig.5.6 - Déformation d'une grille initialement orthogonale dans un écoulement visqueux laminaire (cisaillement simple hétérogène).

5-2.2 L'ETALEMENT GRAVITAIRE

- L'effet de la pente de surface

Le glissement sur un plan incliné n'est pas la seule possibilité offerte par la gravité qui peut permettre, sous certaines conditions, un déplacement dans le sens contraire de l'inclinaison de la surface basale. En effet, c'est la pente de surface qui détermine le mouvement de la matière tendant vers un équilibre gravitaire (NYE 1952).

Considérons le cas simple où la surface basale est horizontale et la surface libre légèrement pentée d'un angle α (Fig.5.7). Examinons plus particulièrement une colonne verticale de longueur Δx et d'épaisseur variant de H à $H - \Delta H$.

Si nous sommes en condition lithostatique ($\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$) et que le matériel est incompressible, nous avons :

$$\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \rho g h \quad \begin{array}{l} \rho \text{ densité} \\ g \text{ accélération gravitaire} \end{array}$$

La force agissant sur le côté gauche de la colonne est alors :

$$F_1 = \int_0^H \rho g h \cdot dh = \frac{1}{2} \rho g h^2 \quad (11)$$

Sur le côté droit :

$$F_2 = \int_0^{H-\Delta H} \rho g h \cdot dh = \frac{1}{2} \rho g (H^2 - 2 \Delta H \cdot H + H^2) \quad (12)$$

La force qui tend à pousser la colonne dans la direction de la diminution d'épaisseur est ainsi :

$$\Delta F = F_1 - F_2 = \rho g (\Delta H \cdot H - \frac{1}{2} \Delta H^2) \quad (13)$$

Si l'accélération est nulle, cette force est équilibrée par la force agissant à la base de la nappe sur le segment Δx :

$$\rho g (\Delta H \cdot H - \frac{1}{2} \Delta H^2) = \tau_b \Delta x \quad (14)$$

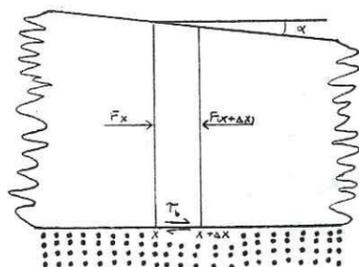


Fig. 5.7 - Portion de nappe avec une pente de surface α (D'après RAMBERG 1977)

Quand ΔH et Δx deviennent infinitésimaux ; $\frac{1}{2} \Delta H^2$ est négligeable devant ΔH . H et nous avons :

$$\tau_b = \rho g H \frac{dH}{dx} = \rho g H \operatorname{tg} \alpha$$

et quand α est petit :

$$\tau_b = \rho g H \alpha \quad (15)$$

La contrainte cisailante à la base d'une nappe n'est donc pas fonction de la pente de la base mais seulement de la pente de la surface.

Vérifié par des expériences en laboratoire (SOLLAS 1906, BUCHER 1956), démontré pour de nombreux glaciers (SHUMSKII 1964, PATERSON 1969, HUDLESTON et HOOKE 1980), ce modèle a été introduit plus récemment en géologie, pour les rocheuses canadiennes d'abord (PRICE et MOUNTJOY 1970, PRICE 1973, ELLIOTT 1976 a et b) et pour les nappes scandinaves ensuite (RAMBERG et SJOSTROM 1973, RAMBERG 1977 et 1980).

En particulier dans les rocheuses canadiennes, ce modèle semble particulièrement adéquat pour expliquer la double observation a) d'un socle non déformé incliné dans le sens contraire du déplacement des nappes b) d'une relation linéaire entre le volume des nappes et leur déplacement respectif seulement compatible avec la gravité (Fig. 5.8).

- La déformation lors d'un étalement gravitaire

Ce mécanisme de mise en place s'effectue par un raccourcissement vertical dû au poids de la nappe ("gravitational collapse") et corrélativement puisque le matériel est incompressible par un allongement horizontal ("Spreading") qui constitue le mouvement de la nappe. Il en résulte que le cisaillement pur par raccourcissement vertical est un mécanisme très important et que l'étirement de la matière est directement lié au déplacement de la nappe. (Fig. 5.9).

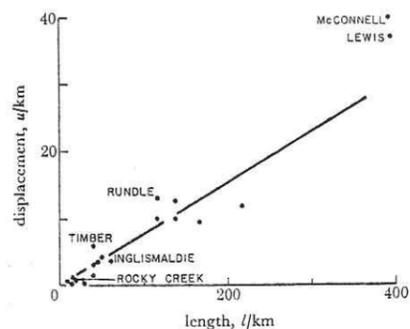


Fig. 5.8 - Le déplacement u des nappes (ordonnée) contre leur longueur L (abscisse) dans les rocheuses canadiennes. Une relation linéaire compatible avec l'intervention de la gravité est suggérée (ELLIOTT 1976 b, fig3)

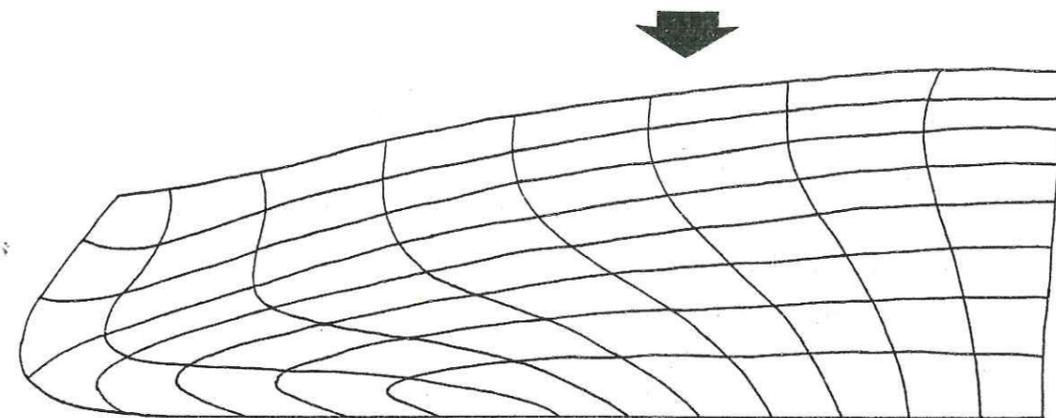


Fig. 5.9 - Déformation d'une grille initialement orthogonale par un étalement gravitaire (Adhérence totale à la base du modèle, reconstituée d'après les modèles de RAMBERG).

Sur le terrain, l'analyse de la déformation peut donc valider le modèle si l'on observe :

- . un cisaillement pur dominant dans la nappe
- . une schistosité horizontale
- . une linéation d'étirement parallèle à la direction du déplacement

Notons que pour les nappes scandinaves, ces deux derniers points sont universellement reconnus (STRAND 1945, OFTEDAHL 1948 et 1949, KVALE 1953, ZWART 1974), ce qui confère beaucoup de poids à l'hypothèse de RAMBERG.

Dans les glaciers se déplaçant de cette manière, les plis sont quasiment inexistantes en raison d'une part de l'écoulement laminaire, et d'autre part de la viscosité identique pour toutes les couches qui empêche tout effet mécanique (aucun flambage n'est possible). Néanmoins, des plis se développent à la base des glaciers en liaison directe avec les ondulations de la surface basale. La perturbation des lignes de courant au passage des dénivellations permet d'expliquer la formation de ces plis (HUDLESTON 1976 et 1977, cf. 6.2.2.).

Cette cinématique du plissement n'est pas spécifique de l'étalement gravitaire puisqu'elle résulte d'un système évoluant en régime cisailant avec un gradient de vitesse vertical. Mais à l'échelle d'une nappe de couverture, seule la gravité permet les conditions d'une telle cinématique qui devient ainsi un critère gravitaire (glissement ou/et étalement) probant.

5-3 - LES NAPPES NON GRAVITAIRES

5-3.1 L'EXEMPLE DE LA NAPPE DE DIGNE

Le dernier mouvement de la nappe de Digne (Domaine Dauphinois de l'arc Alpin occidental) date du pliocène terminal (GIGOT et Al 1974) mais la translation et la déformation majeure peuvent être rapportées à la phase alpine principale (Miocène inf.) de la région (SIDDANS 1979).

L'analyse de la déformation effectuée par SIDDANS (1977, 1979) indique :

- un raccourcissement, un épaissement et un déplacement plus important de l'arrière de la nappe (Fig.5.10) ; d'ailleurs bien visible sur les cartes géologiques où le contact anormal du front de la nappe s'enracine souvent axialement dans un anticlinal.

- une augmentation de la longueur d'onde des plis vers le front de la nappe ; les plis ayant par ailleurs des plans axiaux fortement pentés.

- une déformation plus intense à l'arrière de la nappe s'annulant progressivement vers le front (Fig.5.10).

- un fort plongement du grand axe (X) de l'ellipsoïde de déformation.

- une température lors de la déformation principale évoluant de 350° C à l'arrière de la nappe à moins de 200° C au front (DUNOYER DE SECONZAC et Al 1966, SIDDANS 1977).

Ces données sont compatibles avec une compression sub-horizontale agissant à l'arrière de la nappe (SIDDANS 1979).

5-3.2 LA DEFORMATION DANS LES NAPPES NON-GRAVITAIRES

Une mise en place non-gravitaire exige la présence d'une contrainte extérieure horizontale qui, en agissant sur la nappe, la translate sur une surface plus ou moins horizontale. Cette translation ne peut s'effectuer sans déformation interne en raison des propriétés rhéologiques des roches. Cette déformation est directement fonction de l'intensité de la contrainte, de son inclinaison et de sa localisation. Il en résulte d'une part une déformation plus importante vers la source du déplacement (donc vers la racine de la nappe) et d'autre part une orientation des axes géométriques de la déformation compatibles avec l'ellipsoïde des contraintes. C'est le cas de la nappe de DIGNE.

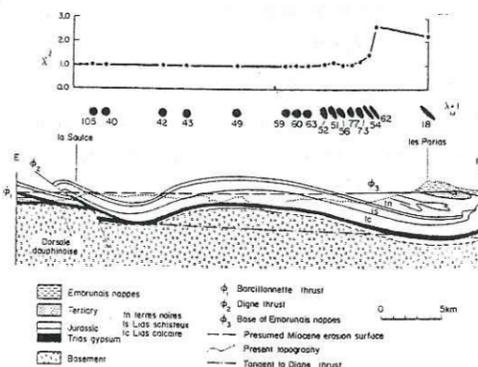


Fig.5.10 - Coupe schématique de la nappe de Digne. Le diagramme du haut montre les variations de la racine carré de l'élongation quadratique réciproque (dans le plan de coupe) et les ellipses de déformation correspondantes. (SIDDANS 1979).

5-4 - LE ROLE RESPECTIF DE LA COMPRESSION ET DE LA GRAVITE DANS LES CHAINES DE MONTAGNES

5-4.1 LES CHAINES DE SUBDUCTION : EXEMPLE DE LA CORDILLERE NORD-AMERICAINE

L'origine des nappes dans ce type de chaînes est très contestée et les modèles gravitaires et compressifs ont chacun des partisans sérieux. Nous allons examiner plus particulièrement le cas de la chaîne qui longe à l'ouest le continent nord-américain.

L'étalement gravitaire : Les nappes de couverture se déplacent vers l'extérieur de la chaîne en remontant la pente d'un socle non déformé. La création d'une pente de surface est liée à la remontée des plutons diapiriques consécutifs à la fusion partielle des plaques en présence (DEWEY et BIRD 1970, PRICE et MOUNTJOY 1970, PRICE 1973). (Fig.5.11)

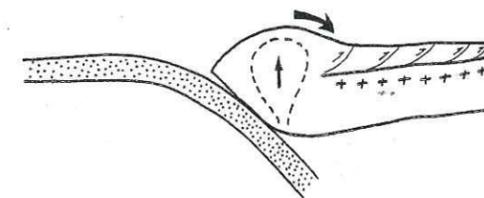


Fig.5.11 - Etalement gravitaire dans une chaîne de Subduction.

Les théories compressives : Elles sont dominées par le modèle de CHAPPELLE (1978) qui résout le problème mécanique lié à la compression arrière (5.1.1) grâce à deux innovations dans l'analyse mathématique des nappes. Il utilise d'abord une forme géométrique différente pour la nappe et introduit ensuite une couche à faible viscosité à la base. Ces modifications et l'hypothèse d'un comportement rhéologique plastique des roches augmentent notablement la longueur maximale que peut avoir une nappe se déplaçant "en bloc".

L'origine des contraintes horizontales dans les chaînes de subduction est sujette à discussion car le plongement de la plaque océanique sous la plaque continentale n'engendre pas de contraintes compressives.

Trois solutions ont été envisagées :

- la variation de pendage du plan de subduction

lorsque le pendage du plan de subduction est important, la subduction provoque des déformations en distention dans la plaque continentale mais une diminution du pendage provoque, au contraire, des contraintes compressives responsables de déformations importantes. Ces variations de pendage sont liées à des variations de la vitesse d'enfoncement de la plaque océanique. On aurait ainsi une alternance de périodes de distention et de périodes compressives pendant lesquelles se formeraient les nappes. (cf. par ex. LE PICHON 1979 pour la distention Hellénique).

- la collision avec un arc volcanique

le fonctionnement de la zone de subduction amène en contact la plaque continentale et un arc volcanique. La collision qui suit provoque une compression crustale responsable de la mise en place des nappes. Dans ce modèle, la subduction plonge originellement vers l'Ouest. (TEMPELMAN-KLUIT 1979, MATTAUER et Al. 1981). (Fig.5.12)

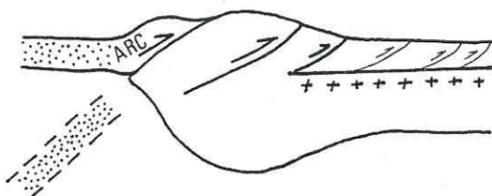


Fig.5.12 - Collision Arc Volcanique - plaque continentale

- la montée des diapirs

la montée des diapirs interpose une zone visqueuse entre l'origine des contraintes compressives et les nappes. Cet écran visqueux ne peut permettre la transmission de contraintes non-hydrostatiques horizontales qui provoqueraient les charriages vers l'extérieur de la chaîne. Par contre, ces masses diapiriques transmettent des pressions hydrostatiques qui pourraient être à l'origine des nappes (Fluid puch model de SMITH 1981). Les pressions hydrostatiques proviennent soit des contraintes horizontales produites par la subduction, soit des forces ascendantes des plutons produites par la différence de densité. (fig.5.13) Eventuellement, ces deux origines peuvent se combiner.

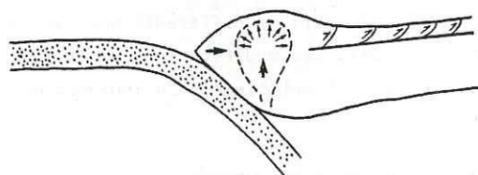


Fig. 5.13 - Pressions hydrostatiques transmises par les masses diapiriques

Contrairement aux apparences, ces quatre modèles ne s'excluent pas complètement. Les modèles compressifs créent des reliefs qui peuvent s'accompagner d'un étalement gravitaire généralisé. On aurait ainsi interaction entre des phénomènes compressifs et gravitaires : les seconds étant une conséquence inévitable des premiers sans qu'il y ait pour autant subordination d'un phénomène à un autre pour initier et déplacer les nappes.

Par contre, si l'on confère au modèle gravitaire une primauté, que semblent d'ailleurs lui donner les observations de terrain (5-2.2), on peut faire l'économie de contraintes compressives déterminantes.

En d'autres termes, que l'origine des reliefs soit compressive ou gravitaire, on est obligé de s'accomoder ensuite d'un étalement (et aussi de glissements) gravitaire ; inévitable à la suite d'un surépaississement crustal de grande envergure.

5-4.2 LES CHAINES DE COLLISION

Les chaînes de collision présentent un dispositif général constitué des éléments suivants (Fig.5.14) :

- une zone de suture, jalonnée de matériel océanique, séparant les deux plaques continentales (ou plusieurs zones de suture si on a l'affrontement de plusieurs micro-plaques).
- de grands cisaillements crustaux qui affectent toute la croûte continentale si ce n'est toute la lithosphère.
- un bassin qui borde immédiatement le cisaillement crustal le plus externe et où sédimentent les produits d'érosion des reliefs adjacents.

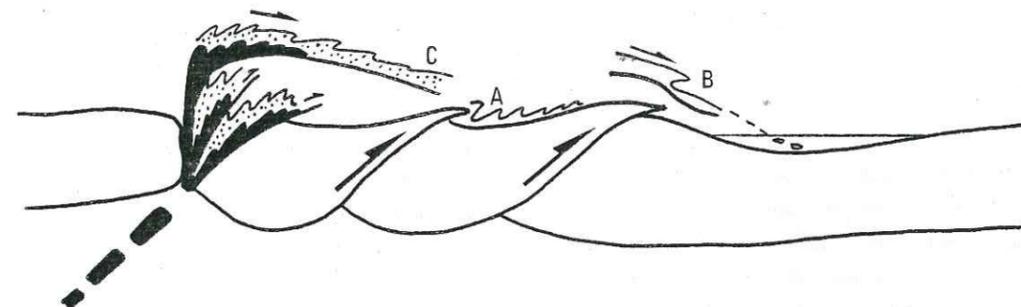


Fig. 5-14 - Schématisation des divers éléments structuraux d'une chaîne de collision

L'évolution de ce dispositif se marque par une migration synchrone et connexe des cisaillements crustaux et du bassin vers l'extérieur de la chaîne. Un tel dispositif a ainsi été reconnu dans l'Himalaya (MATTAUER 1975, BRUNEL et ANDRIEUX 1976, PECHER 1976), les Alpes suisses (TRUMPY 1973, MILNES 1978), les Apennins (KLIGFIELD 1979) et le Zagros (HAYNES et Mc QUILLAN 1974).

Au niveau des couvertures sédimentaires, trois effets peuvent être envisagés :

- Poinçonnement de la couverture par le socle

les mouvements chevauchants du socle déforment intensément les couvertures sédimentaires (A sur la figure). Le socle rigide poinçonne la couverture peu résistante (MENARD 1979) en provoquant des plis, des failles inverses et des décollements suivant des niveaux privilégiés. Néanmoins, il est exclu d'attendre de ce mécanisme des déplacements de couverture importants en raison des propriétés mécaniques des roches. (5-1.1)

Seules des nappes de faible envergure (la nappe de Digne par exemple) sont produites par ce mécanisme.

- soulèvement et glissement des couvertures sédimentaires

les cisaillements crustaux amènent les couvertures des socles à des altitudes considérables sans les déformer. Il en résulte un glissement (B sur la figure) et un étalement gravitaire de ces couvertures vers les zones basses. Dans les Alpes ces mécanismes gravitaires paraissent généraux pour les couvertures des massifs cristallins externes tels que le Mont Blanc et l'Aar (nappes helvétiques HUDLESTON 1977) le Belledonne (nappe mésozoïque de la région Grenobloise) et l'Argentera (nappes de la TINÉE et de la ROYA, FALLOT 1949, GRAHAM 1981).

- obduction et glissement des sédiments supra-océaniques

les sédiments supra-océaniques que l'on retrouve, peu ou pas déformés et sans métamorphisme, dans les zones les plus externes des chaînes de collision ont nécessairement été obductés lors de la disparition définitive de la croûte océanique entre les deux plaques continentales (KLIGFIELD 1979). Mais cette obduction doit pouvoir s'effectuer sans déformer les sédiments et doit donc se distinguer des obductions responsables du Métamorphisme de haute pression et basse température. Consécutivement à cette obduction, les sédiments supra-océaniques glissent et s'étalent vers les zones basses, parfois jusqu'au bassin externe qu'ils comblent partiellement par l'intermédiaire d'un lithostrome typique comme dans les Alpes (KERCKHOVE 1969, 1975) ou les Apennins (ELTER et TREVISAN 1973, KLIGFIELD 1979). Ce mécanisme est le seul possible pour les Flyschs à Helminthoïdes de ces deux chaînes.

Dans ce schéma général, les cisaillements crustaux résultent d'une forte compression horizontale produite par l'affrontement des deux plaques continentales. Le raccourcissement absorbé par ces immenses chevauchements est nécessairement limité par l'impossibilité de subduire une croûte continentale. Néanmoins, une série d'écaillages de croûte pourrait permettre un raccourcissement de quelques dizaines de kilomètres comme MENARD (1979) l'envisage pour le simple massif cristallin de Belledonne dans les Alpes occidentales. Ces écaillages de croûte (ou subduction cisailante : AMSTUTZ 1976 a et b) pourraient expliquer de manière satisfaisante les nappes profondes des chaînes de collision (exemple dans les Alpes : Antigorio, Maggia, Lebendun...etc.)

5-5 - CONCLUSIONS

Sur le plan mécanique, il faut retenir surtout qu'il ne semble pas possible de déplacer une nappe sur une grande distance avec une simple compression arrière. Les propriétés mécaniques des roches ne le permettent pas. La gravité paraît en conséquence être dans la plupart des cas une cause importante sinon unique des grands déplacements observés (de l'ordre de la centaine de kilomètres).

La combinaison de phénomènes compressifs et gravitaires est la règle dans toutes les chaînes de montagne ; soit parce que les reliefs à l'origine des glissements et des étalements sont pour la plupart d'origine compressive, soit parce que tout phénomène compressif est obligatoirement contrôlé par la gravité. Ainsi, même dans les chaînes où les évidences d'un raccourcissement horizontal sont les plus nettes comme les Pyrénées (CHOUKROUNE et SEGURET 1973, CHOUKROUNE 1974), les nappes initiées par la compression ont leurs déplacements ultérieurs étroitement contrôlés par la gravité (SEGURET 1972, DERAMOND 1979).

Sur le terrain, seule l'étude cinématique de la déformation permet de choisir un modèle de mise en place approprié. La déformation d'une nappe est en effet directement liée à son mécanisme de mise en place. (Fig.5.15). On en déduit un certain nombre de critères simples qui permettent au géologue de terrain, par delà l'étude théorique, de retrouver les causes de l'initiation et de la translation des nappes. (Tableau 5.2)

	DEFORMATION INTERNE	RACCOURCISSEMENT	EXTENSION	DEPLACEMENT
GLISSEMENT GRAVITAIRE	<ul style="list-style-type: none"> Schistosité pentée à 45° vers le sommet se parallélisant progressivement à la surface basale Déformation plus intense vers le front de la nappe Régime de cisaillement simple 	<ul style="list-style-type: none"> Plus important au front de la nappe avec : plis et failles plus nombreux diminution de la longueur d'onde des plis vers l'avant 	<ul style="list-style-type: none"> Structures d'extension plus importantes vers l'arrière de la nappe veines, boudinage et failles normales Souvent replissés lors du blocage de la nappe par des reliefs autochtones 	De même valeur à l'arrière et au front de la nappe
ETALEMENT GRAVITAIRE	<ul style="list-style-type: none"> Schistosité sub-horizontale linéation d'étiement dans la direction du déplacement forte composante de cisaillement pur 	<ul style="list-style-type: none"> Plissement localisé à la base de la nappe en raison d'irrégularités de la surface basale avec : formation de plis couchés semblables en aval de reliefs topographiques autochtones. 	<ul style="list-style-type: none"> Nombreuses structures d'extension horizontale dans toute la nappe 	Plus important au front qu'à l'arrière
POUSSEE HORIZONTALE	<ul style="list-style-type: none"> Schistosité très redressée linéation d'étiement très redressée déformation plus intense vers l'arrière de la nappe 	<ul style="list-style-type: none"> Plus important à l'arrière de la nappe, avec : plis et failles inverses plus nombreux augmentation de la longueur d'onde des plis vers le front 	Absente	Plus important à l'arrière qu'au front

Tableau 5.2 - Les 3 théories principales de mise en place des nappes et les déformations correspondantes : mise en évidence des critères de terrain.

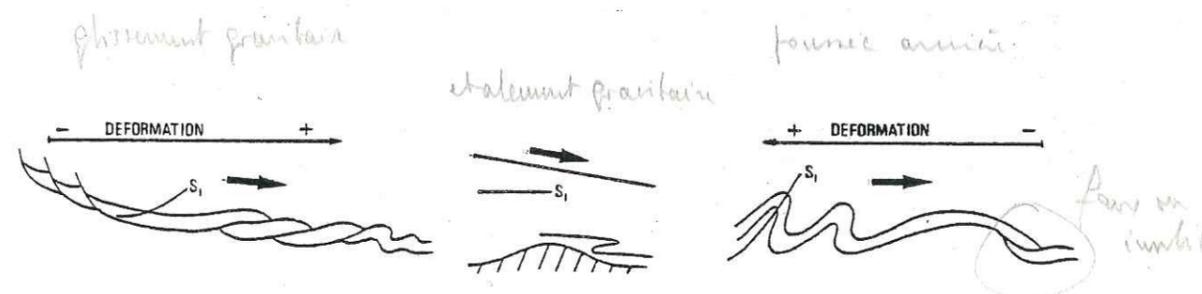


Fig. 5.15 - Principales caractéristiques des trois mises en place possible (de gauche à droite : glissement gravitaire, étalement gravitaire, compression horizontale).

MODELES EXPERIMENTAUX

6-1 - ECOULEMENT SUR UNE SURFACE PLANE : DEFORMATION INTERNE

6-1.1 LES CONDITIONS DE L'EXPERIMENTATION

Les expériences, d'ailleurs peu nombreuses, qui ont été faites jusqu'à présent pour étudier les déformations dans les nappes (WILLIS 1892, SOLLAS 1906, BUCHER 1956 et 1962, BLAY et Al 1976, GUTERMAN 1980) se sont toujours attachées à décrire le développement des structures géologiques telles que les plis ou les failles. Pourtant, l'état fini de la déformation interne (disposition des axes principaux de la déformation, trajectoire de schistosité, gradient de déformation) est aussi riche d'enseignement que la reconstitution hasardeuse des structures macroscopiques. Les premiers modèles présentés maintenant ont pour but de déterminer le champ de déformation finie et l'évolution progressive de la déformation dans les nappes gravitaires combinant étalement et glissement.

Pour cela, il a été utilisé un matériel (silicone pure : Rhodorsil R. gomme spéciale GS1R Rhône Poulenc) obéissant à une loi d'écoulement visqueux linéaire ($\sigma = \mu \dot{\epsilon}$, newtonien) et qui, par conséquent, se déforme au laboratoire sous le seul effet des forces de gravité.

La similitude entre les modèles expérimentaux et les déformations naturelles a été discutée par de nombreux auteurs (HUBBERT 1937, BUCHER 1956, RAMBERG 1967, RAMBERG et SJOSTROM 1973). Sans entrer dans les détails, abordons le problème sous deux aspects principaux :

- pour les expériences où la gravité est la seule force active, le matériel expérimental doit être choisi de telle sorte que la viscosité des roches soit égale à la viscosité du modèle multipliée par les rapports des trois variables indépendantes (densité, longueur et temps) pour le modèle et la réalité (HUBBERT 1937, p.1489).

Dans le cas de nos expériences, nous avons :

$$\frac{\text{Temps } n}{\text{Temps } m} = \frac{10^7 \text{ an}}{2,7 \cdot 10^{-3} \text{ an}} = 3,7 \cdot 10^9$$

$$\frac{\text{longueur } n}{\text{longueur } m} = \frac{10^7 \text{ cm}}{20 \text{ cm}} = 5 \cdot 10^5$$

$$\frac{\text{Densité } n}{\text{Densité } m} = \frac{2,5}{1,2} = 2,08$$

$$\frac{\text{Viscosité } n}{\text{Viscosité } m} = \frac{X}{1,6 \cdot 10^5}$$

(n = nature)
(m = modèle)

$$X = 1,6 \cdot 10^5 \cdot 3,7 \cdot 10^9 \cdot 2,08 \cdot 5 \cdot 10^5 = 6 \cdot 10^{20} \text{ poises}$$

Nos modèles sont donc correctement dimensionnés si les roches des nappes que nous prétendons étudier (en l'occurrence des roches sédimentaires) ont une viscosité égale à 10^{20} poises. Cette valeur paraît raisonnable (cf. la discussion dans BUCHER 1956 p.1300).

On sait (ELLIOTT 1973, RUTTER 1976) que les roches se déformant par pression solution, ont un comportement quasiment newtonien (ou linéaire). Il est donc logique, puisque le mécanisme physique de déformation dans la nappe du Parpaillon est la pression solution, de supposer que la silicone avec son comportement rhéologique linéaire est un matériel expérimental approprié.

Le dispositif expérimental est simple : il consiste en un plan incliné de 9° sur lequel s'écoule la silicone entre deux bordures rectilignes (Fig.6.1). Les modèles ont été construits suivant la méthode décrite par DIXON

(1974 et 1975) : la moitié du modèle est stratifiée horizontalement, l'autre moitié verticalement (Fig.6.2). La superposition de deux coupes effectuées dans les deux parties différentes du modèle donne ainsi une grille d'éléments carrés (5mm de côté) avant déformation. Cette superposition faite après l'écoulement du modèle permet alors de reconstituer la grille déformée et à partir de celle-ci de calculer le champ de déformation finie. La silicone adhère parfaitement aux bordures basales et latérales. De ce fait, les déplacements à ces limites basales et latérales sont nuls et seule la déformation interne que provoque la gravité est observable.

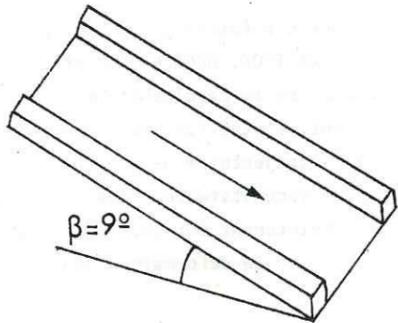


Fig.6.1 - Dispositif expérimental : la silicone s'écoule entre deux barres métalliques sur un plan incliné.

Pour bien comprendre la signification d'une telle expérience, insistons sur le fait que le comportement newtonien de la silicone permet un étalement gravitaire (cf.5-2.2) auquel s'ajoute un glissement gravitaire (cf.5-2.1) permis par une pente basale favorable. Les deux concepts d'étalement et de glissement sont utilisés en terme de déformation interne liée à la gravité (Raccourcissement vertical et allongement horizontal pour l'un, cisaillement simple tangentiel pour l'autre), indépendamment de toute notion de translation qui correspondrait à un décollement entre la silicone et son substratum.

Après l'écoulement, le modèle est exploité suivant un processus maintenant classique dans notre laboratoire (QUINQUIS 1980, COBBOLD et QUINQUIS 1980, HUGON 1982) :

- congélation du modèle à -30°C
- coupes sériées verticales, parallèles à la direction d'écoulement, espacées de 5mm
- photographie des coupes

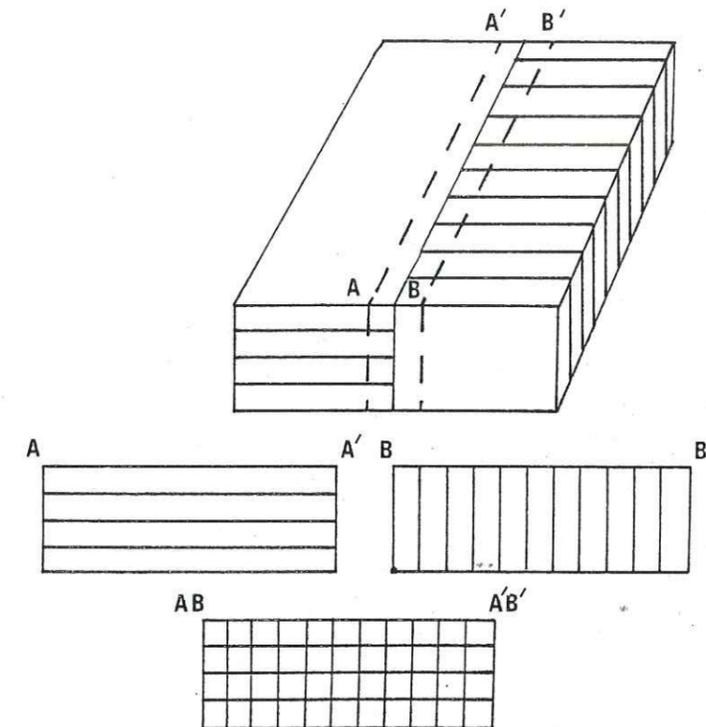


Fig. 6.2 - La moitié du modèle est stratifié horizontalement, l'autre moitié verticalement. Deux coupes superposées forment ainsi, avant déformation, une grille orthogonale.

6-1.2 DEFORMATION FINIE

Trois modèles (1A, 1B, 1C) de 20 cm de long et de large, et de 2cm d'épaisseur (les couches ont 0.5 cm d'épaisseur) ont été construits pour obtenir trois étapes successives de la déformation.

Le premier modèle a été arrêté après 4,5 cm d'écoulement, le second après 8 cm d'écoulement et le dernier 10 cm. Dans les trois cas, les courbes de l'écoulement en fonction du temps ont été similaires (Fig.6.3). Elles traduisent un ralentissement exponentiel de l'écoulement au fur et à mesure que le modèle diminue d'épaisseur, conformément aux prévisions théoriques de RAMBERG (1977b).

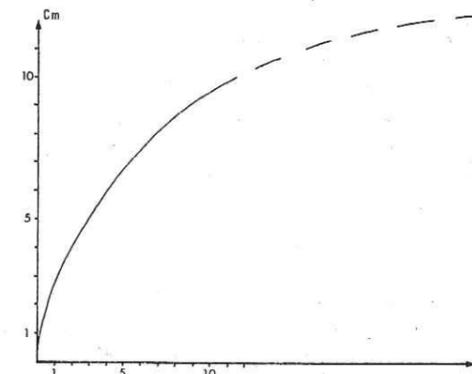


Fig.6.3 - L'écoulement du modèle (en centimètre) en fonction du temps (en heure). (Modèle 1C).

- Déformation en surface

La déformation a été observée grâce aux marqueurs verticaux sur une moitié du modèle et grâce à une grille (d'éléments carrés) en carbone imprimée sur la surface pour l'autre moitié.

On distingue ainsi dans le modèle deux parties distinctes : une zone centrale où les éléments carrés s'allongent sans distorsion et deux zones latérales symétriques correspondant à deux effets de bord près du contact avec les deux bordures latérales. Cet effet des bordures latérales est identique à ce qu'on peut observer dans les glaciers (HAMBREY 1977) ou dans certaines nappes (ELLIOTT 1976 b, 2-2.2). Il provoque un cisaillement simple transcurrent, dextre ou senestre suivant la bordure, qui s'annule progressivement vers le centre du modèle (Fig.6.4) où les lignes transversales restent perpendiculaires à la direction de l'écoulement pendant toute la durée de l'écoulement. Ce dernier point témoigne d'une vitesse d'écoulement latéral identique pour tout le modèle, en dehors des effets de bordures.

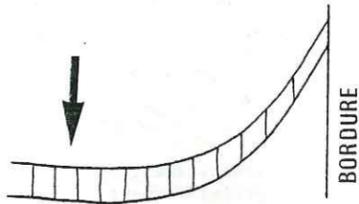


Fig.6.4 - Déformation en surface : mise en évidence de l'effet de bordure latérale par la déformation d'une grille initialement orthogonale.

l'écoulement (stable latéralement) varie longitudinalement : elle est plus rapide au front de la nappe et diminue vers l'arrière où elle finit par s'annuler et changer de signe (déplacement inverse). Ce déplacement contraire au reste de la nappe est un effet d'étalement pur qui permet au modèle de remonter localement la pente basale inclinée dans l'autre sens (Fig.6.5)

- Déformation en coupe

La superposition de deux coupes prises l'une dans la partie stratifiée horizontalement, l'autre dans la partie stratifiée verticalement, permet de reconstituer le champ de déformation finie pour les trois stades successifs.

Géométriquement, la nappe progresse par un enroulement frontal qui correspond à la formation d'un grand pli couché dont le flanc inverse est très aminci. Avant même d'étudier en détail la déformation, le simple examen des marqueurs verticaux (Fig.6.6 dessin hors texte à la fin du volume) confirment certaines conclusions déduites à partir de la déformation en surface : le déplacement est plus important au front de la nappe qu'à l'arrière où le déversement en éventail montre la ligne de partage entre la zone d'étalement pur et le reste du modèle.



Fig.6.5 - La déformation globale du modèle vue en coupe. (zone d'étalement pur à l'arrière).

Vers l'arrière l'effet de bordure diminue progressivement et finit par s'inverser. Ceci indique que la vitesse d'écou-

Connaissant les dimensions des carrés originaux, il est possible à partir de chaque élément déformé de calculer l'orientation et la valeur des deux axes principaux de l'ellipse de déformation (RAMSAY 1967, p.58 ; RAMBERG 1975 ; DIXON 1974). Pour les modèles, cette étude en deux dimensions suffit puisque la déformation est plane ($\epsilon_y = 0$). Le grand axe λ_1 (orientation et valeur) de l'ellipse a été obtenu à l'aide d'un calculateur HP21A (1) pour les 3 stades successifs.

On peut déduire des trois cartes de λ_1 (direction principale d'étirement, fig.6.6) voir par volume

- Les trajectoires de λ_1 (assimilables aux trajectoires de schistosité) en coupe qui montrent une schistosité peu pentée, se rapprochant de la surface basale dans les stades les plus déformés. Localement, elle peut apparaître horizontale dès le début de la déformation (zone d'étalement pur à l'arrière du modèle).

Ces trajectoires mettent également en évidence un point triple entre la zone d'étalement pur et le reste de la nappe. Ce point triple migre vers l'arrière au fur et à mesure que la zone d'étalement pur se rétrécit.

- Les gradients de déformation (Fig.6.6) mis en évidence par les courbes d'isovaleur d'étirement, montrent, en dehors de l'étalement pur et de l'enroulement frontal qui sont des zones marginales, une augmentation importante de la déformation vers la base du modèle et une augmentation nette vers l'avant. Ces deux gradients sont attribuables à l'intensification des cisaillements du sommet vers la base et de l'arrière vers l'avant.

6-1.3 DEFORMATION PROGRESSIVE

- déformation en surface

Les photographies de la surface prises pendant les expériences permettent de décrire l'évolution progressive de la déformation de la grille. Pour 4 stades successifs, on peut ainsi suivre les variations de l'extension et de la vitesse de déplacement à la surface du modèle.

- l'extension en surface (fig.6.7) apparaît ainsi plus importante à l'arrière où elle ne cesse de croître jusqu'à l'arrêt de l'expérience. Cette extension importante est à relier, en partie, à la présence d'une zone d'étalement pur. Au front, l'extension est nette pendant la période initiale de rabattement de la paroi verticale mais elle diminue et se stabilise dès que commence l'enroulement.

- les vitesses de déplacement (Fig.6.8) indiquent au contraire une vitesse régulièrement croissante vers le front de la nappe et négative dans la zone d'étalement pur (en arrière).

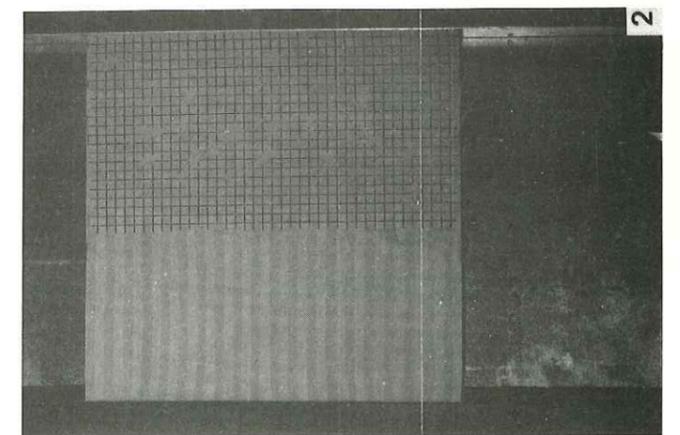
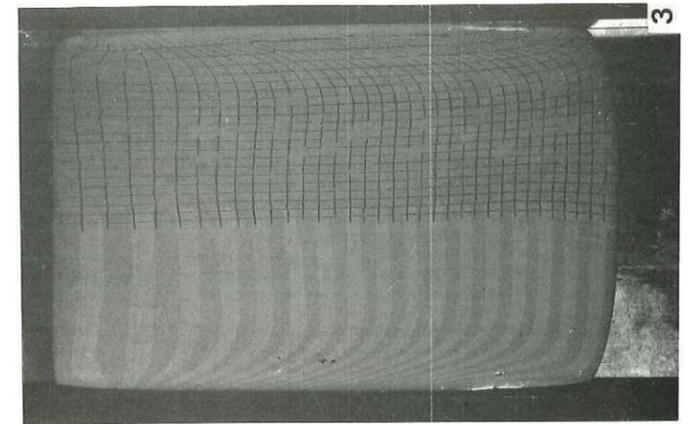
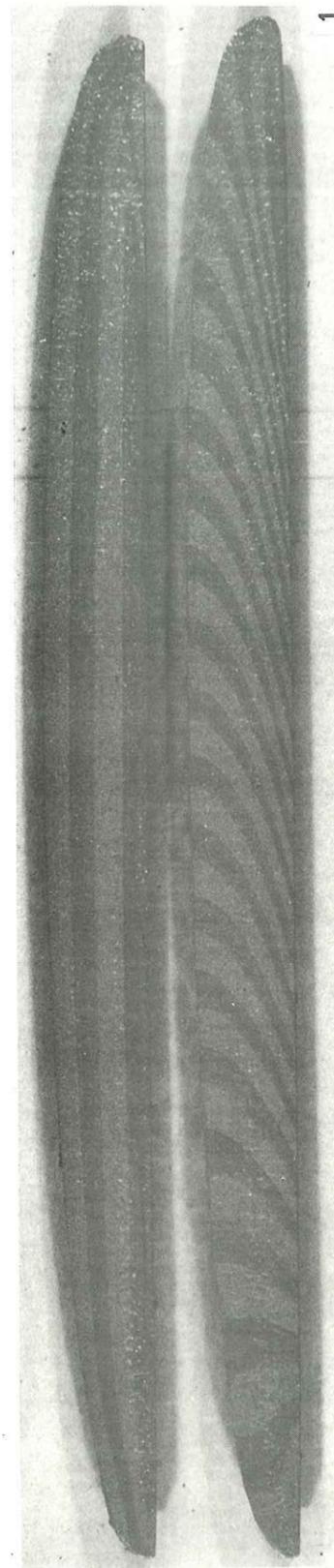
Pour cette zone d'étalement pur, les diagrammes font apparaître une progression de cette zone pendant une première période d'accélération, puis une régression de cette zone pendant une seconde période de ralentissement (reprise de la zone par le glissement général lié à la pente de la base).

Pour le reste du modèle, la vitesse de déplacement décroît régulièrement avec le temps (cf. aussi fig.6.3).

(1) - Je remercie vivement Marie-Noël PERCEVAULT d'avoir prêté puis modifié son propre programme à cette occasion.

Planche 5

- Ph. 1 : Déformation des couches verticales et horizontales après l'écoulement (vers la droite) du modèle (modèle IA).
- 2 : La surface du modèle avant l'écoulement : la partie gauche est stratifiée verticalement ; sur la partie droite, stratifiée horizontalement, une grille en carbone a été imprimée.
- 3 : La déformation en surface après l'écoulement (modèle IC).



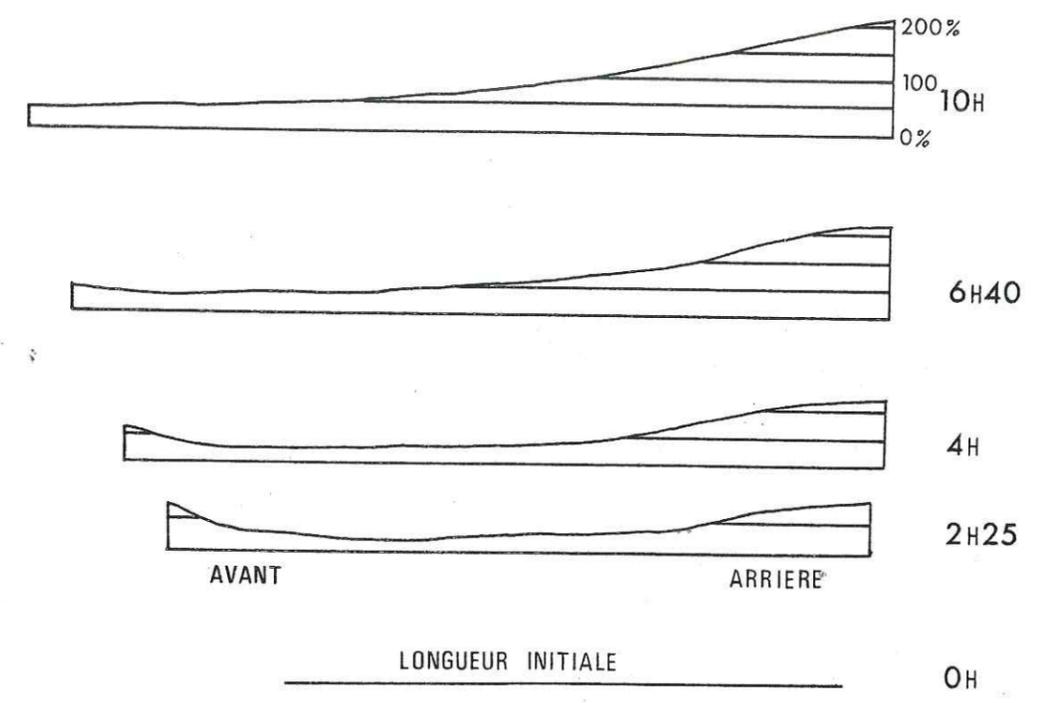


Fig.6.7 - Evolution de l'extension en surface pour 4 stades successifs.

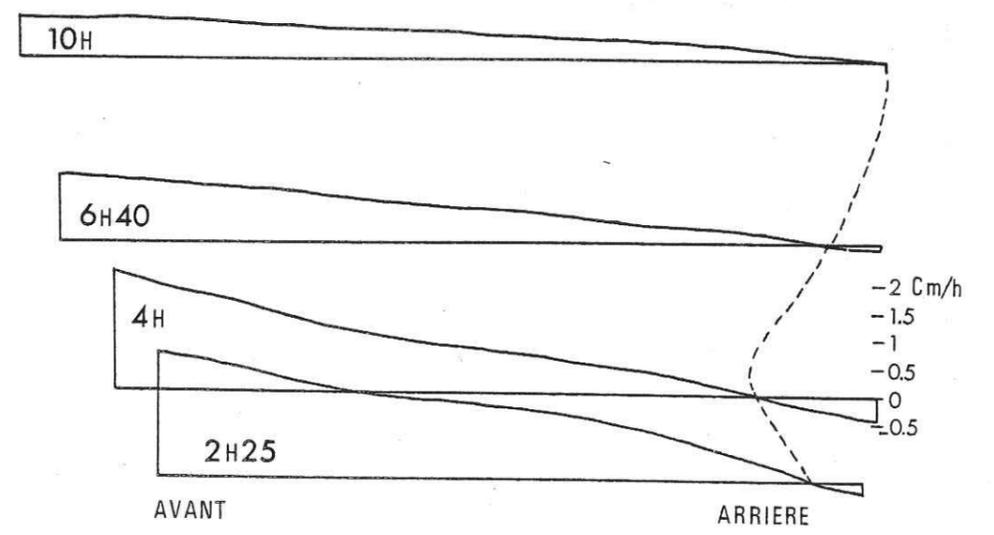


Fig.6.8 - Evolution de la vitesse de déplacement pour 4 stades successifs.

- déformation en coupe

L'étude de quatre profils dans des zones différentes du modèle (cf. localisation des profils fig.6.6) permet de préciser l'évolution progressive de la déformation. Pour les 4 profils A, B, C et D les chiffres 1, 2, 3 et 4 correspondent de bas en haut, aux quatre couches horizontales des modèles.

Sur un diagramme ($\lambda_1 - \theta$) où sont représentées les courbes théoriques du cisaillement simple et du cisaillement pur (Fig.6.9) a été reportée l'évolution respective des 4 carrés initiaux du profil C (le plus susceptible d'être rencontré dans la nature). Les courbes obtenues sont significativement différentes de celles du cisaillement simple et du cisaillement pur. La composante de cisaillement simple est indéniable comme l'indique la diminution de l'angle θ mais la courbe 4 montre dans sa première partie une composante importante de cisaillement pur puisque λ_1 augmente sans diminution de θ . On remarquera également que l'on est plus proche du cisaillement simple à la base du modèle (courbe 1).

Le profil D, susceptible lui aussi d'être rencontré dans la nature, donne des résultats comparables mais encore plus démonstratifs (Fig.6.10). En particulier, la courbe 4 ne peut s'expliquer que par un axe λ_1 apparu sub-horizontale et qui est repris dans un cisaillement marqué d'abord par l'augmentation de l'angle θ puis par sa diminution. (fig.6.10).

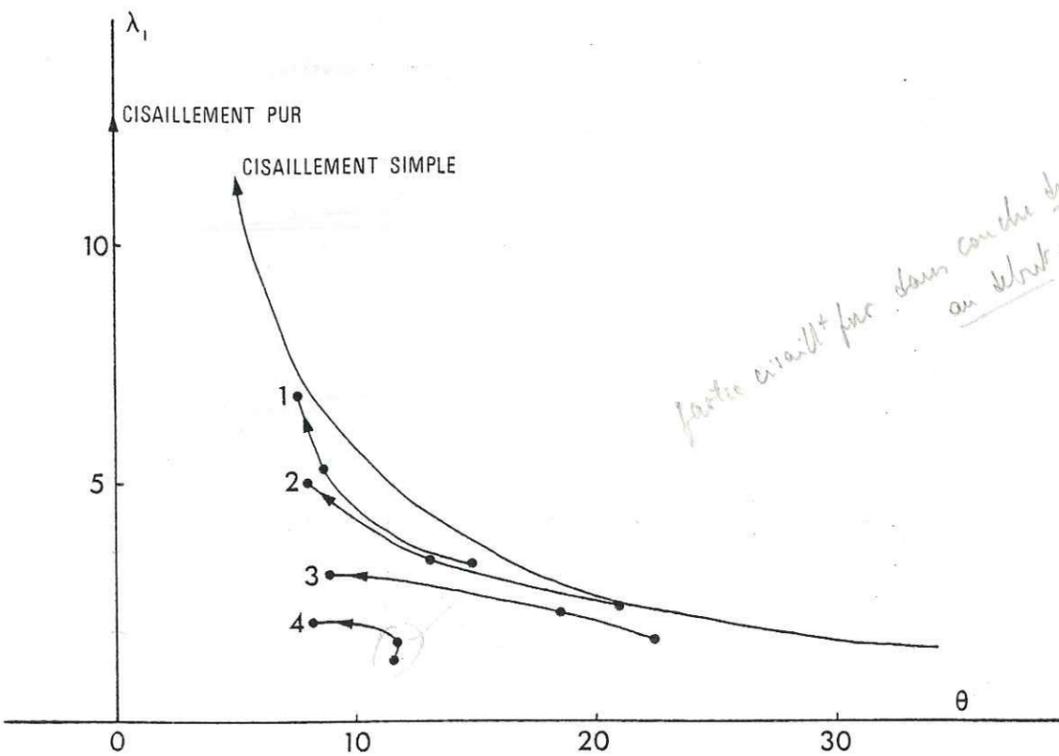
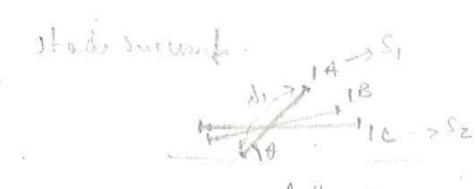


Fig.6.9 - La déformation progressive des 4 carrés initiaux du profil C : comparaison avec les courbes théoriques du cisaillement simple et du cisaillement pur. (cf. localisation des profils fig.6.6).

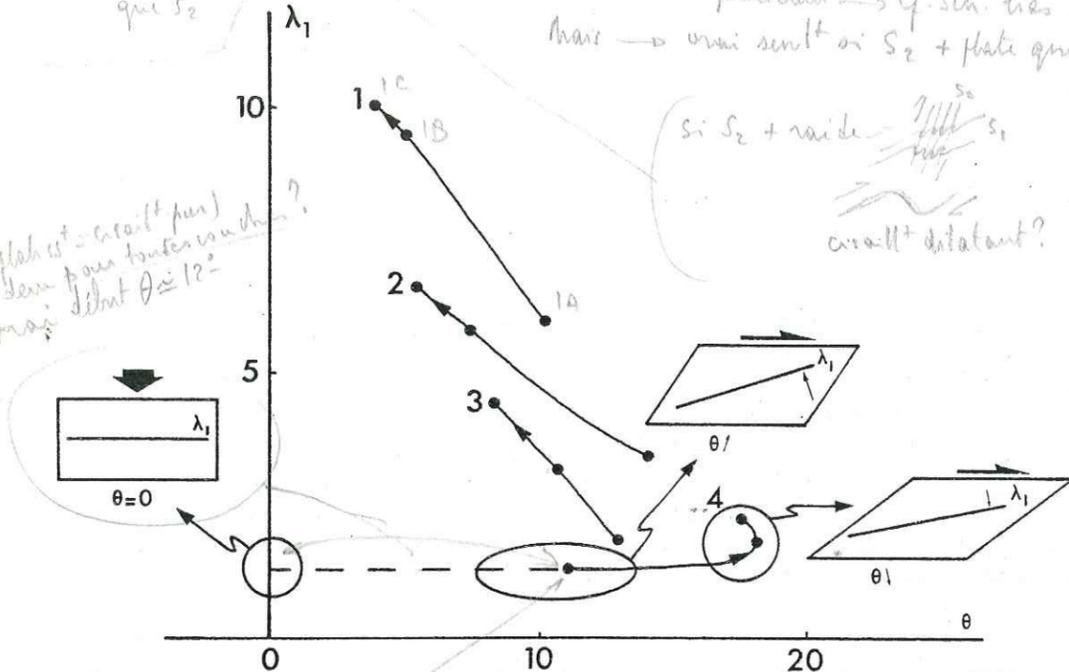
theta = angle lambda_1 sur l'horizontale

partie cisail+pur dans couche du haut au début et cisail+simplement-plissant



elle illustre dans certaines conditions soit listés et recoups par S1 ou par 2° schémas + flats représentant précédents -> cf. Sch. liés dauphinois
mais -> unis sont si S2 + plat que S1
si S2 + raide -> S1
croiss+ dilatant?
aplatissent progressif = cisail+pur combiné

Courbes en trapèze -> étalonnage (aflat) est = cisail+pur de la fibrose = dans pour toutes usées mais début theta = 12°



debut on theta a des un certain angle

Fig.6.10 - La déformation progressive des 4 carrés initiaux du profil D. interprétation schématique de la courbe 4.

On met ainsi en évidence une combinaison de cisaillement pur et de cisaillement simple dont l'interaction peut être différente suivant le profil et la place dans le profil.

Les profils A et B (Fig.6.11 et 6.12) sont plus anecdotiques mais présentent égale-

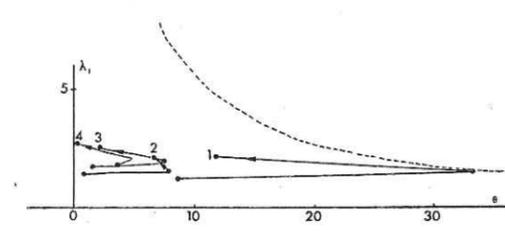


Fig.6.11 - La déformation progressive des 4 carrés initiaux du profil B (en pointillé : courbe théorique du cisaillement simple).

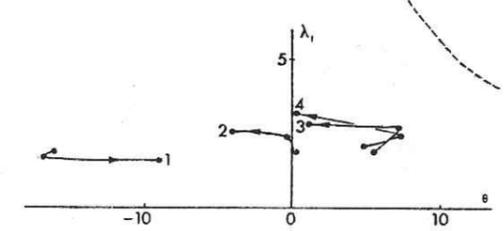


Fig.6.12 - La déformation progressive des 4 carrés initiaux du profil A. (en pointillé : courbe théorique du cisaillement simple).

ment de clairs exemples de cisaillement pur dominant au début de la déformation (λ_1 subhorizontal) suivi par un cisaillement simple dominant à la fin de la déformation (augmentation

puis diminution de θ). Signalons enfin la courbe 1 du profil A qui, montrant un cisaillement à contre pente au début de la déformation (θ négatif important), subit ensuite une déformation inverse (diminution de λ_1 et augmentation de θ négatif) avant une diminution régulière de θ qui confirme sa reprise dans un cisaillement dans le sens de la pente.

Cette étude de la déformation progressive en coupe montre donc que le glissement et l'étalement gravitaire combinés se traduit au niveau de la déformation interne par une combinaison complexe, dans l'espace et dans le temps, de cisaillement simple et de cisaillement pur.

6-2 - ECOULEMENT SUR UNE SURFACE IRRÉGULIÈRE ; ETUDE DU PLISSEMENT

6-2.1 DISPOSITIF EXPERIMENTAL

L'écoulement précédent sur une surface plane n'a été à l'origine d'aucun plissement dans le modèle, en dehors de l'enroulement frontal. Les modèles suivants sont construits avec des irrégularités disposées à la base du modèle. Ces irrégularités sont façonnées en plasticine (standart violet - Harbutt's Ltd England) indéformable dans les conditions de nos expériences. Les bosses de plasticine représentent ainsi autant d'obstacles rigides qui perturbent l'écoulement du modèle.

La plasticine est modelée en barre dont la section est un demi cercle de 0.5 cm de rayon. Ces barres de plasticine sont disposées transversalement sur toute la largeur du modèle ou sur une moitié seulement (Fig.6.13). La première couche de silicone noie ces barres jusqu'à leur sommet et les autres couches sont ensuite empilées horizontalement. (Fig.6.14).

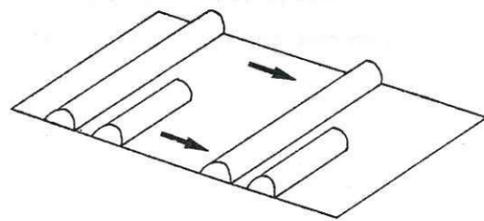


Fig.6.13 - Disposition des barres de plasticine pour les modèles 2B et 2C.

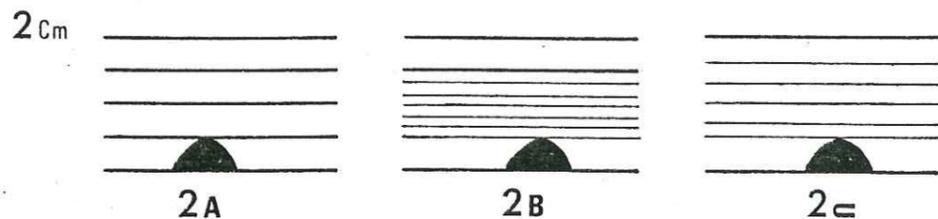


Fig.6.14 - Construction des modèles 2A, 2B, 2C, (en coupe).

0,5 cm rayon
Trois modèles (2A, 2B, 2C) ont ainsi été construits en faisant varier la disposition des obstacles de plasticine, l'épaisseur des couches de silicone et leurs viscosités. La pente de neuf degrés a été conservée.

6-2.2 LOCALISATION DES PLIS

Le premier modèle (2A) est composé de quatre couches de silicone de 0.5cm d'épaisseur chacune et deux barres de plasticine ont été disposées transversalement sur toute la largeur du modèle l'une à l'arrière, l'autre à l'avant. De plus un obstacle hémisphérique de 0.5cm de rayon a été posé en avant du modèle dans la zone du futur enroulement frontal.

Après un écoulement de 10 centimètres (identique au modèle 1c), deux plis se sont formés au niveau des deux barres transversales (Fig.6.15). Ces plis sont cylindriques et ne se propagent pas dans la partie supérieure du modèle qui reste totalement indemne de plissement. Le pli à l'avant est notablement plus amplifié que le pli à l'arrière.



Fig.6.15 - Formation de deux plis d'amplification différente dans le modèle 2A.

L'absence de contraste de viscosité entre les couches indique que ces plis sont passifs c'est à dire qu'ils se forment, sans effet mécanique, par une amplification purement cinématique.

L'analyse cinématique de la formation de ces plis peut être résumée en deux étapes selon l'analyse faite par HUDLESTON (1977, cf.5.22) pour les plis formés à la base des glaciers :

- les obstacles de plasticine perturbent les lignes de courant qui recourent alors la stratification horizontale (Fig.6.16).

- sur un même interface stratigraphique au niveau des obstacles, les vitesses ne sont plus les mêmes en raison du gradient vertical de vitesse et les points plus rapides tendent à rattraper et à dépasser les points plus lents d'où plissement (Fig.6.16).

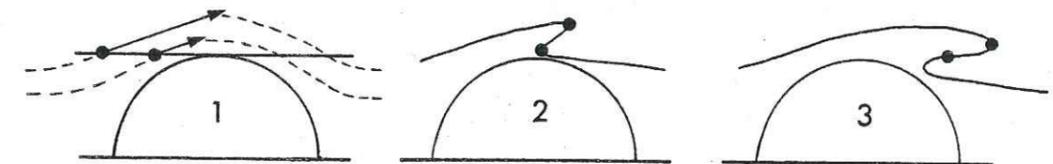


Fig.6.16 - Formation d'un pli par effet purement cinématique (en trait continu : stratification, en trait pointillé : lignes de courant, cf. explication dans le texte).

*cf. aussi
Principes
et Goldbold*

Suivant cette analyse, on comprend pourquoi les plis sont localisés aux obstacles de plasticine et pourquoi il ne s'en forme pas ailleurs. La différence d'amplification entre le pli à l'avant et le pli à l'arrière est directement fonction du gradient de vitesse vertical beaucoup plus important à l'avant du modèle (6.1). Enfin, la perturbation des lignes de courant provoquée par les obstacles s'atténuent très rapidement vers le haut comme l'indique la localisation des deux plis à la base du modèle.

Sur la bosse située en avant du modèle, le pli frontal n'a pas été perturbé et s'est enroulé normalement par dessus l'obstacle sans aucune apparition de nouvelle structure (Fig.6.17).



Fig.6.17 - Enroulement de la nappe sur l'obstacle frontal sans apparition de nouvelle structure (modèle 2 A).

6-2.3 MULTICOUCHE SANS CONTRASTE DE VISCOSITE

Quatre barres de plasticine ont été disposées pour le modèle 2 B dont deux seulement sur toute la largeur (Fig.6.13). Après une couche basale de silicone identique au modèle 2A, le reste du modèle est constitué d'un multicouche (Fig.6.14) sans contraste de viscosité.

Après 10 centimètres d'écoulement, les coupes effectuées (Fig.6.18) dans la partie gauche et la partie droite ont permis de vérifier et de préciser les premières observations faites avec le modèle 2 A :

- le nombre de plis est toujours identique au nombre d'irrégularités : dans la partie gauche on observe donc 4 plis et 2 dans la partie droite.
- le multicouche permet de suivre l'amortissement des plis vers le haut qui est systématique et très rapide.
- les plis formés sont de type semblable, d'allure isoclinale et leurs plans axiaux sont parallèles à la surface basale.
- les plis sont d'autant plus amplifiés qu'ils se sont formés sur des obstacles proches de l'avant du modèle où le cisaillement est plus intense.
- les plis sont toujours régulièrement cylindriques et les axes rigoureusement parallèles aux barres de plasticine (et donc aussi perpendiculaires à l'étirement, cf.6.1). Une expérience complémentaire (modèle 2D) a montré qu'un obstacle circulaire provoquait des plis

en fourreau après un temps d'écoulement adéquat. Il apparaît donc clairement, que des obstacles cylindriques sont à l'origine de plis cylindriques, et que des obstacles non cylindriques sont à l'origine de plis curvilineaires et en fourreau, et que, par conséquent le régime cisailant n'est pas la cause première des plis non cylindriques même si ce dernier est indispensable.

- enfin, dans la partie gauche au niveau des deux dénivellations situées le plus en avant du modèle (Fig.6.18c), le pli formé sur la première bosse a dépassé la seconde bosse sans qu'aucun nouveau pli n'apparaisse. Ceci indique qu'après le plissement initial, l'écoulement tend vers un état d'écoulement stable tant que ne se produira pas une nouvelle perturbation des lignes de courant.

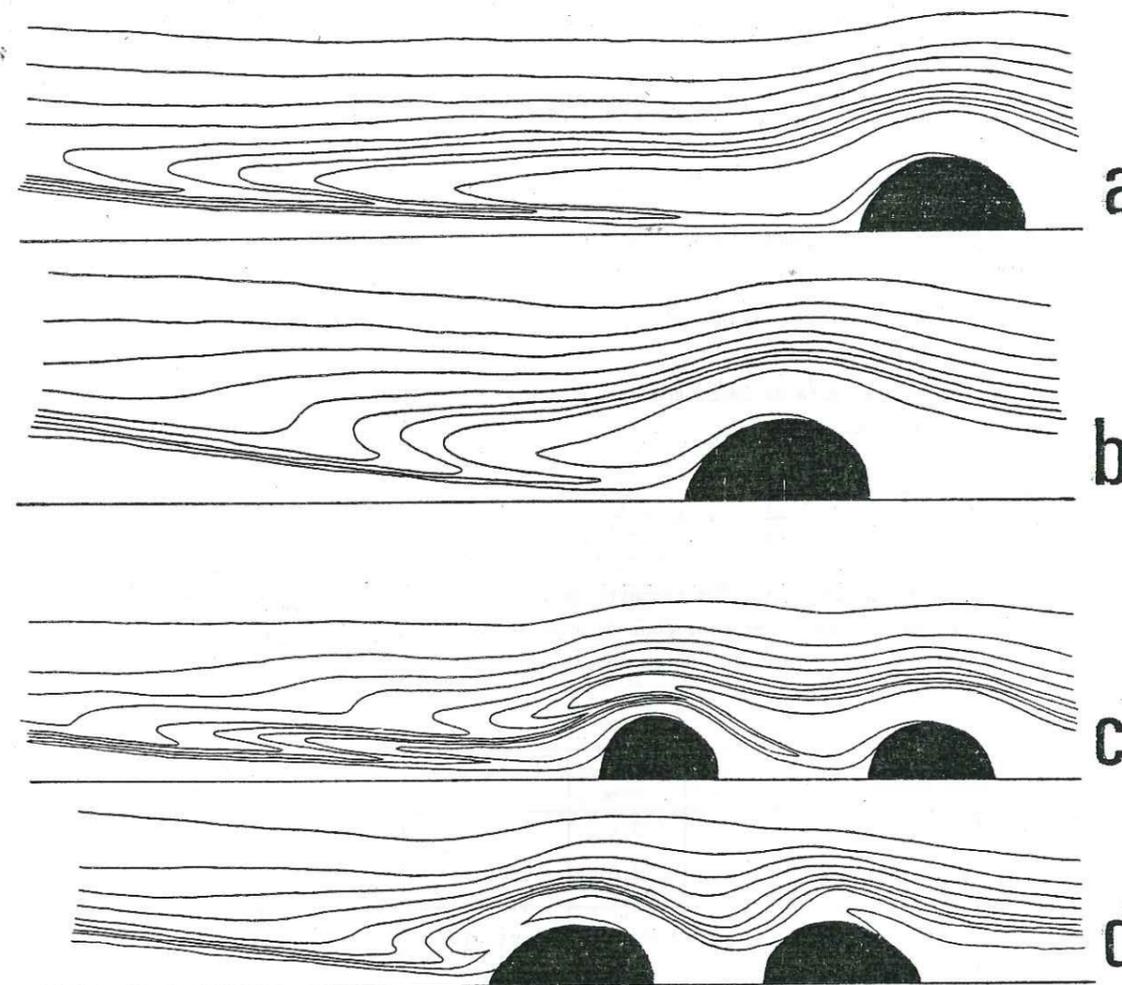


Fig.6.18 - A. pli avant dans la partie droite du modèle 2 B
 B. pli arrière dans la partie droite du modèle 2 B
 C. plis avants dans la partie gauche du modèle 2 B
 D. plis arrières dans la partie gauche du modèle 2 B

*non de l'écoulement ?
 si vers la droite ?
 que veut dire "pli avant" ?
 "pli arrière" ?*

*sur la bosse avant = très amplifiée.
 sur la bosse arrière = moins amplifiée*

6-2.4 MULTICOUCHE AVEC CONTRASTE DE VISCOSITE

La disposition des barres de plasticine pour le modèle 2 C est identique à celle du modèle 2 B. Le multicouche diffère par des épaisseurs différentes (Fig.6.14) mais surtout par une variation de viscosité régulière d'une couche à l'autre puisque deux silicones (A et B) à viscosité différente ont été utilisées.

Le calcul de la différence de viscosité a été faite expérimentalement. Deux couches de plasticine de 1mm et 2mm d'épaisseur sont isolées au sein d'une matrice constituée par la silicone A, deux autres couches de plasticine de même épaisseur sont isolées au sein d'une matrice constituée par la silicone B. Après un raccourcissement notable, on compte le nombre de plis N apparus et on définit le nombre λ_N de longueur d'onde ($\lambda_N = N/2$). La longueur d'onde moyenne est donnée par la formule :

$$\lambda = \frac{L_0}{N/2} \quad \text{où } L_0 \text{ est la longueur avant déformation.}$$

Cette longueur d'onde s'exprime en fonction du rapport des deux viscosités (Matrice-couche) :

$$\lambda = 2 \pi t \sqrt[3]{\frac{1}{6} \frac{\mu_1}{\mu_2}} \quad (\text{BIOT 1961, RAMBERG 1961})$$

où μ_1 est la viscosité de la couche compétente, μ_2 la viscosité de la matrice et t l'épaisseur de la couche.

d'où l'on tire :

$$\frac{\mu_1}{\mu_2} = 6 \left(\frac{\lambda}{2\pi t} \right)^3$$

On obtient ainsi les rapports de viscosité entre plasticine et silicone A et entre plasticine et silicone B et ceci pour deux épaisseurs différentes de plasticine ce qui permet de vérifier les résultats. On en déduit aisément le rapport de viscosité entre ces deux silicones.

	tmm	λ	μ_p/μ_A ou B	μ_B/μ_A
Silicone A	1	13.6	60.93	4.83
Silicone B		23.0	294.75	
Silicone A	2	30.0	81.76	4.62
Silicone B		50.0	378.52	

Tableau 6.1 - Contrastes de viscosité entre la plasticine (μ_p), la silicone A (μ_A) et la silicone B (μ_B).

La silicone B employée est donc cinq fois plus visqueuse que la silicone A. Ce rapport est assez proche de celui que l'on peut supposer entre des roches sédimentaires dans des domaines peu métamorphiques (très peu d'études ont été faites sur les variations de viscosité dans la nature, HUDLESTON(1973) a trouvé des rapports variants de 8 à 13 entre des

veines pegmatitiques et une matrice de granulite : cette différence est vraisemblablement une des plus fortes que l'on puisse trouver).

Toutes les observations concernant la géométrie des plis déduites des modèles précédents se retrouvent dans ce modèle.

Cependant, trois spécificités liées au contraste de viscosité apparaissent :

- un début de replissement d'un anticlinal après son passage sur une bosse. En d'autres endroits, des initiations de plis mineurs sont observables dans les flancs très amincis des anticlinaux ou des synclinaux formés près des dénivellations. Ce nouveau plissement, non observé dans les modèles sans contraste de viscosité, correspond à un flambage qui témoigne d'effets mécaniques liés aux différences de compétence entre les couches. (Fig.6.19 et 6.20).



Fig.6.19 - Début de replissement d'un anticlinal du modèle 2C.

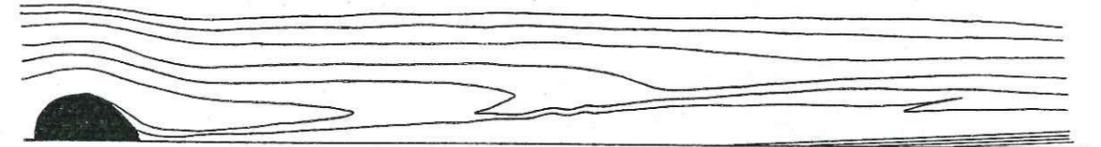


Fig.6.20 - Initiation d'une faille inverse plate dans le modèle 2C dans la prolongation de l'intersection du flanc inverse de l'enroulement frontal avec la surface basale. Remarquer également un début de flambage en arrière de ce chevauchement.

- Un chevauchement très plat initié à l'avant du modèle prolongeant la ligne d'intersection de la première couche compétente avec la surface basale. Cette zone de cisaillement indique elle aussi un effet mécanique dû aux différences de compétence. Elle est aussi une illustration de la formation de failles inverses (et non pas normales) dans une nappe "visqueuse" soumise à la seule influence de la gravité. (Fig.6.20)

important

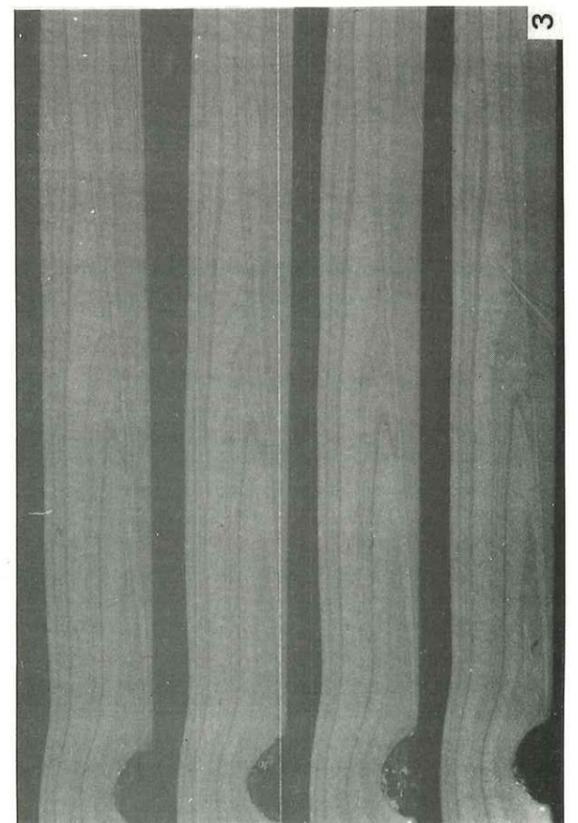
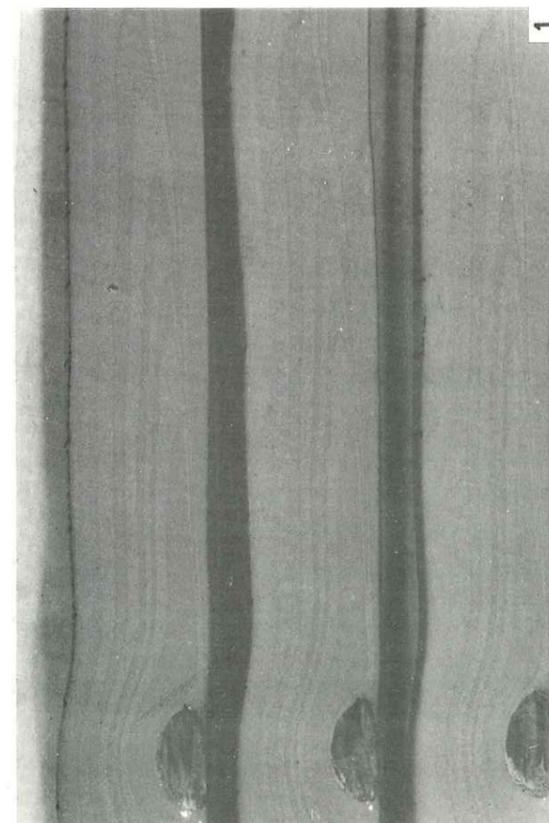
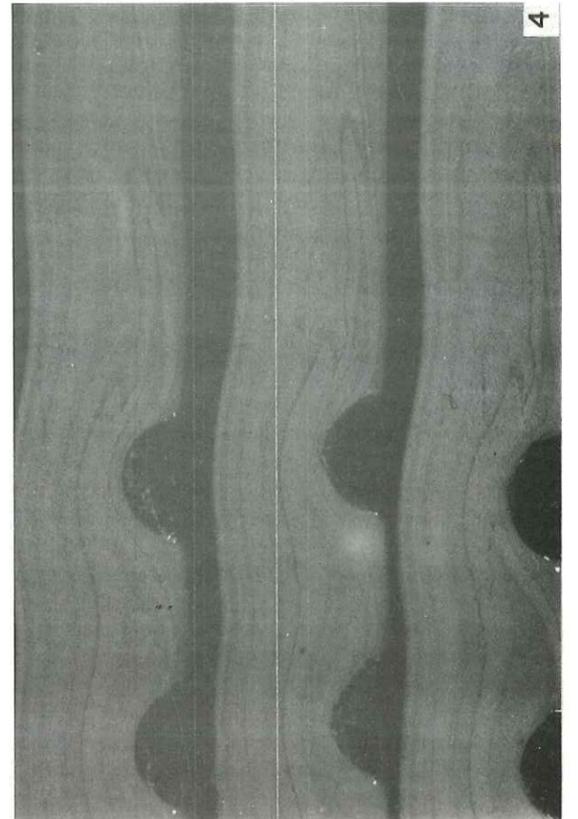
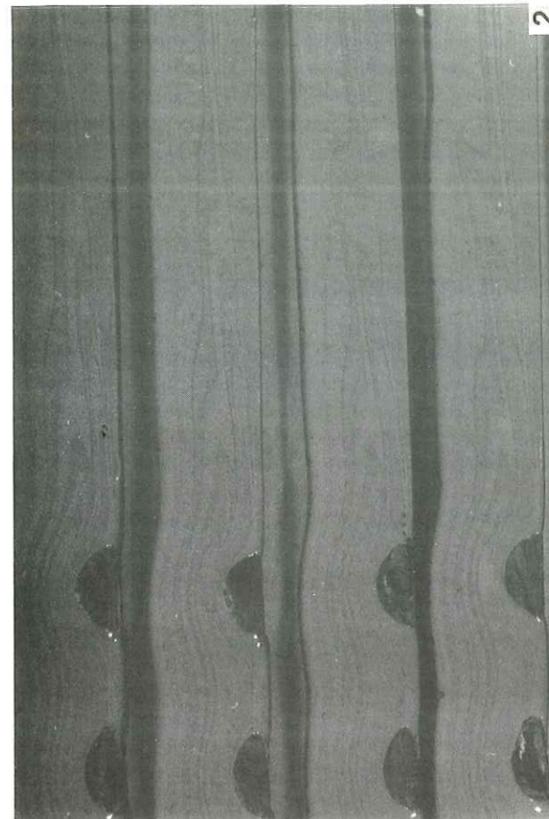
Planche 6

Ph. 1 : Pli avant du modèle sans contraste de viscosité (modèle 2B, partie droite).

2 : plis avants du modèle sans contraste de viscosité (modèle 2B, partie gauche).

3 : Pli avant du modèle avec contraste de viscosité (modèle 2C, partie droite).

4 : Plis avants du modèle avec contraste de viscosité (modèle 2C, partie gauche).



- Enfin, dans la zone d'effet de bord, on note un flambage des couches compétentes. Le cisaillement latéral initie des plis droits en échelon à axe oblique par rapport aux bordures et compatible avec l'orientation du cisaillement. (Fig.6.21 et 6.22).

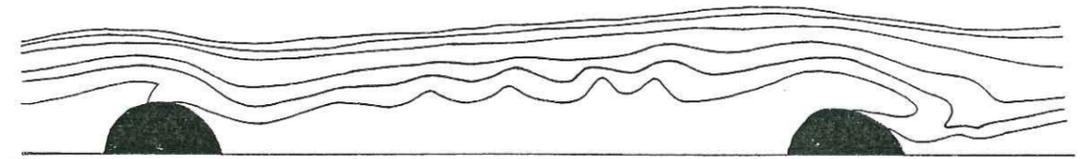


Fig.6.21 - Flambage dû à l'effet de bord

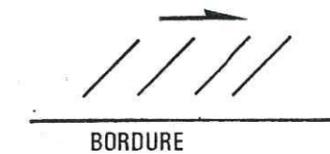


Fig.6.22 - Disposition des axes de plis de l'effet de bord (en carte).

6-3 CONCLUSIONS

- La déformation interne d'une nappe, mise en place par un glissement et un étalement gravitaire combinés, correspond à une combinaison complexe de cisaillement pur et de cisaillement simple.

- Même dans les stades peu déformés et a fortiori dans les stades évolués, la schistosité est subhorizontale et l'étirement, dans la direction du déplacement.

- Deux gradients de déformation sont mis en évidence lors d'une déformation de ce type. Le premier indique une augmentation de la déformation vers la base de la nappe, le second une augmentation de la déformation d'arrière en avant.

- les plis dans les nappes gravitaires se forment au niveau des irrégularités de la surface basale par un effet purement cinématique. Les axes sont perpendiculaires à l'écoulement et à l'étirement.

- la présence de contraste de viscosité introduit des effets mécaniques qui peuvent être à l'origine de plissements (et de replissements) secondaires et de zones de cisaillement.

III

LA MISE EN PLACE SEQUENTIELLE

DE LA

NAPPE DU PARPAILLON

7 - L'HISTOIRE INITIALE : CHARRIAGE VERS LE NW	85
7-1 ARGUMENTS EN FAVEUR D'UN ROLE DOMINANT DE LA GRAVITE	85
7-2 CINEMATIQUE DU PLISSEMENT	86
7-3 CONCLUSIONS	88
8 - LA MISE EN PLACE TERMINALE EN EMBRUNAIS-UBAYE	89
8-1 SEPARATION DE LA NAPPE EN DEUX UNITES INDEPENDANTES	89
8-2 L'UNITE 1 : STRUCTURATION OLIGOCENE	90
8-2.1 Gradient de raccourcissement	90
8-2.2 Plissement avec le soubassement	93
8-2.3 Conclusions	94
8-3 L'UNITE 2 : GLISSEMENT GRAVITAIRE AU DEBUT DU MIOCENE	95
8-3.1 Cinématique du plissement	95
8-3.2 Gradient de raccourcissement	99
8-3.3 Effet des bordures frontales	101
8-3.4 Rabotage basal	103
8-3.5 Conclusions	105
8-4 LE CONTACT ENTRE LES DEUX UNITES	105
9 - CINEMATIQUE GENERALE DE LA NAPPE DU PARPAILLON	113
9-1 RESUME DES DONNEES ANCIENNES ET NOUVELLES	113
9-2 MISE EN PLACE SEQUENTIELLE	114
CONCLUSION DE L'ETUDE CINEMATIQUE ET MECANIQUE DE LA MISE EN PLACE DE LA NAPPE DU PARPAILLON	115

L'analyse de la déformation finie et incrémentale dans la nappe du Parpaillon (première partie) a permis de reconstituer une trajectoire possible pour son déplacement tandis que l'approche théorique et expérimentale (seconde partie) a donné un nombre conséquent de renseignements sur la déformation des nappes et a permis de mettre en évidence des différences significatives de l'état fini de cette déformation suivant le mécanisme exact de leurs mises en place. Dans cette troisième partie, nous étudierons séparément les deux translations principales de la nappe du Parpaillon pour retrouver le rôle respectif de la gravité et de la compression. Ce faisant, nous insisterons d'avantage sur les particularités locales importantes de cette nappe dans le but de reconstituer la cinématique la plus précise possible de sa mise en place en Embrunais-Ubaye.

(D₁) HISTOIRE INITIALE : CHARRIAGE VERS LE NW

7-1 - ARGUMENTS MECANQUES EN FAVEUR D'UN ROLE DOMINANT DE LA GRAVITE

En annulant les effets de la déformation D₂, on retrouve la géométrie de la nappe à la fin de la translation vers le NW.

Sur la coupe schématique, reconstruite sur une longitudinale Roc blanc-Crévoux col de Larche, les caractéristiques essentielles de cette translation précoce apparaissent : (Fig.7.1)

- les dimensions géométriques de la nappe après son charriage : une longueur et une largeur de 60km pour une épaisseur de 1 km.
- le nombre très restreint des plis, localisés à la base, et dont les plans axiaux sont horizontaux.
- l'horizontalité du plan XY de la déformation (dès le début de celle-ci cf.4.2.1)
- l'absence de variation latérale de la déformation, excepté à son extrême front (région du Roc blanc et de la Tête de Couleau) où le relèvement du contact basal s'accompagne de l'apparition d'un régime non coaxial et d'une très nette intensification de la déformation.

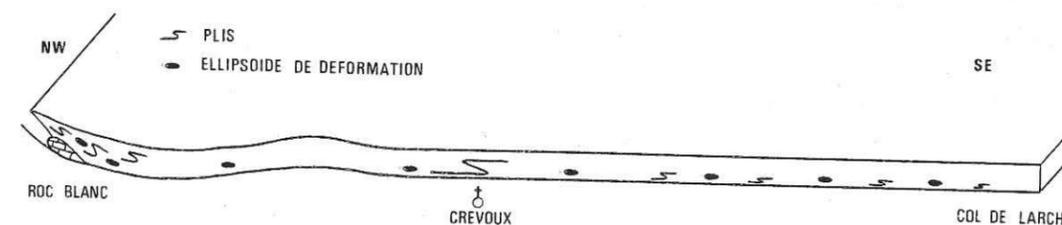


Fig.7.1 - Coupe schématique reconstruite de la nappe du Parpaillon à la fin de la translation vers le NW.

Mécaniquement, il n'est pas possible de déplacer "en bloc" une nappe d'une telle dimension (Rapport superficie - épaisseur) par une compression appliquée à l'arrière (5-1.1). On pourrait objecter à ce propos que l'érosion a pu enlever une épaisseur conséquente de la nappe du Parpaillon ou même que d'autres nappes ont pu se trouver sur elle pendant sa transla-

tion vers le NW. Les données de la déformation ne supportent pas cette hypothèse, l'argument principal étant la faible déformation interne de la nappe (les couches les plus compétentes sont indemnes de schistosité) dont la température à la base se situe seulement entre 150 et 200°C (cf.4.1) (exception faite de la bordure interne de la nappe au Nord de la Durance où un léger métamorphisme est clairement associé au chevauchement du Briançonnais).

La géométrie spectaculaire de cette nappe, après sa translation vers le NW, est donc un argument mécanique essentiel pour supposer le rôle prépondérant des forces gravitaires.

Etalement gravitaire	<ul style="list-style-type: none"> . cisaillement pur et schistosité horizontale . linéation d'étirement dans la direction du déplacement . extension horizontale dans toute la nappe . absence de variation latérale de déformation 	<ul style="list-style-type: none"> . Dimension de la nappe . cinématique du plissement
Glissement gravitaire	<ul style="list-style-type: none"> . Déformation plus intense et cisailante à l'extrême front 	
Poussée horizontale		

Tableau 7.1 - Classement des critères de terrain en fonction des modèles de mise en place possibles pour la translation vers le NW.

L'analyse de la déformation a fourni un certain nombre de données qu'il est intéressant de comparer avec l'ensemble des critères de terrains que nous avons définis précédemment (5.5). Tous les critères que nous pouvons alors déduire (Tableau 7.1) confirment que la translation vers le NW ne peut être reliée à une poussée horizontale. La plupart des arguments, tirés de la déformation interne, indique surtout un étalement gravitaire.

7-2 - CINEMATIQUE DU PLISSEMENT

Dans les déplacements gravitaires, les plis se forment en aval des irrégularités de la surface basale : c'est le cas pour les glaciers (HUDLESTON 1976 et 1977) et pour les modèles expérimentaux (6.2). Dans ces deux cas, les plis ont les caractéristiques suivantes : (cf. Fig.6.18)

- localisation à la base
- plans axiaux horizontaux
- allure isoclinale
- profil asymétrique

La translation vers le NW s'accompagne d'un plissement P1 similaire et la cinématique du plissement que nous pouvons en déduire conforte donc l'hypothèse d'un déplacement gravitaire.

Pour que se produise un tel plissement, nous devons avoir :

- un gradient vertical de vitesse (la nappe se déplaçant plus rapidement au sommet qu'à la base).
- un changement d'orientation des lignes de courant qui deviennent obliques sur la stratification.

Dans le cas d'un étalement gravitaire pur, deux profils de vitesse sont possibles (RAMBERG 1977, fig.7.2).

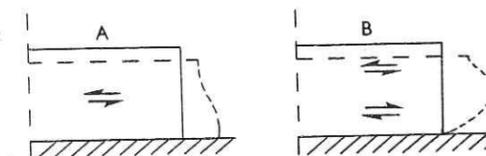


Fig.7.2 - Profils de vitesse pour un étalement gravitaire. A - absence de frottement entre la nappe et son substratum. B - adhérence totale (D'après RAMBERG 1977b).

Le modèle A correspond à une nappe dont la base n'a aucune adhérence avec la surface sur laquelle elle se déplace. Nous pouvons immédiatement éliminer ce modèle puisque le gradient vertical de vitesse est inversé.

Le modèle B correspond à une nappe dont la base adhère totalement à la surface sur laquelle elle se déplace. La cinématique envisagée pour le plissement est alors possible puisque le gradient vertical de vitesse est adéquat pour la partie inférieure de la nappe.

Cependant, ce modèle B s'accorde mal avec la nappe du Parpaillon :

- d'une part, les placages de calcite fibreuse sur les surfaces de stratification indiquent toujours le déplacement vers le NW de la couche supérieure par rapport à la couche inférieure : on n'observe jamais d'inversion pour la partie supérieure de la nappe.

- d'autre part, il est absurde d'envisager que le déplacement de la nappe puisse s'être effectué avec une adhérence à la base. En effet, nous serions alors dans le cas des modèles expérimentaux et toute la nappe du Parpaillon en Embrunais-Ubaye (qui ne représenterait donc que son front !) serait constituée par un gigantesque pli couché (enroulement frontal, cf. modèle 1A).

Il devient ainsi nécessaire d'ajouter à l'étalement gravitaire (indéniable au regard de la déformation interne) une translation rigide correspondant à un glissement sur une pente inclinée vers le NW. Cette translation rigide n'affecte pas la déformation interne de la nappe mais se signale par les multiples glissements banc sur banc vers le NW. A l'échelle de la nappe, ces glissements banc sur banc induisent le gradient vertical de vitesse nécessaire aux plissements lorsque se produisent les perturbations des lignes de courant.

Cette prise en considération de la déformation à l'échelle de la nappe (déformation non coaxiale avec un gradient de vitesse verticale) et à l'échelle de la déformation interne (déformation coaxiale avec un aplatissement perpendiculaire à la stratification) indique que la translation vers le NW s'est effectuée par un glissement et un étalement gravitaire combinés (Fig.7.3)

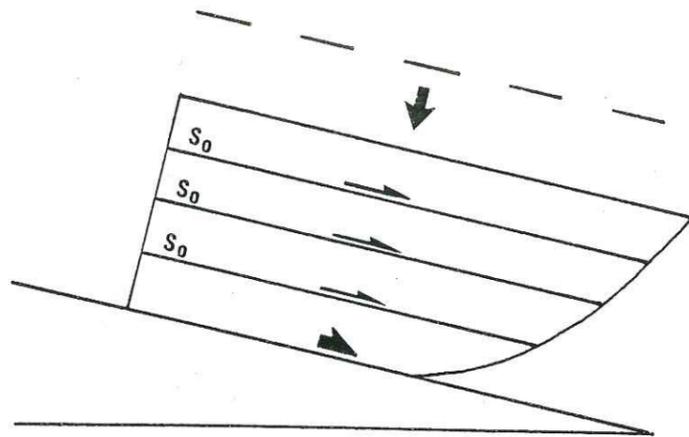


Fig.7.3 - Schématisation de la déformation de la nappe du Parpaillon pendant la translation vers le NW

7-3 - CONCLUSIONS

Aucun argument n'est compatible avec l'hypothèse d'un rôle dominant des forces de surface pour expliquer la translation vers le NW. Par contre, tous les arguments convergent vers le rôle déterminant des forces de volume. En dehors de l'extrême finesse de la nappe par rapport à sa superficie qui plaide autant pour un étalement que pour un glissement, les observations de terrain se rangent en deux groupes :

Le premier indique l'étalement gravitaire : il comprend toutes les observations relatives à la déformation interne.

Le second indique le glissement gravitaire : il comprend les observations à l'échelle de la nappe ; gradient vertical de vitesse et intensification de la déformation lors de l'inversion de la pente à l'extrême front de la nappe.

La translation initiale de la nappe du Parpaillon vers le NW est donc due à un glissement et un étalement gravitaire combinés. A l'échelle de la nappe, le champ de déformation est conforme à celui des modèles expérimentaux 1A, 1B et 1C.

D2

LA MISE EN PLACE TERMINALE EN

EMBRUNAIS-UBAYE

8-1 - SEPARATION DE LA NAPPE EN DEUX UNITES INDEPENDANTES

Dans la partie Nord-Ouest du pays Embrunais, un vaste secteur de la nappe du Parpaillon est indemne de la seconde déformation (3.22, cf. Fig.3.10). Ce secteur monophasé se poursuit à l'Ouest, en continuité apparente, par des terrains raccourcis et translétés au cours de la déformation D2.

S'il est aisé de rapporter la présence d'un secteur monophasé D1 à un charriage vers le NW s'étant achevé en Embrunais-Ubaye avant les mouvements oligocènes du Briançonnais, il est très problématique d'expliquer comment ce secteur non translété lors des mouvements à vergence SW peut être bordé à l'ouest par le reste de la nappe ayant effectué une translation vers le SW.

Simplement, pour ne pas laisser cette observation se dissiper sans conclusion et alors même que nous n'en connaissons pas tous les détours, nous poserons par anticipation que *la nappe du Parpaillon est constituée de deux unités indépendantes qui se sont individualisées après la translation éocène vers le NW* (Fig.8.1).

L'unité 1 s'étend sur toute l'arrière de la nappe et est principalement constituée par une vaste structure synclinale (charnière de St Clément cf.2.2.2) qui s'enfonce sous le chevauchement du Briançonnais. Le secteur monophasé D1 fait naturellement partie intégrante de cet ensemble.

L'unité 2 représente la superficie la plus importante et s'étend à l'ouest de l'unité précédente.

Ces deux unités n'ont pas subi la même histoire oligo-miocène et il convient de les étudier séparément.

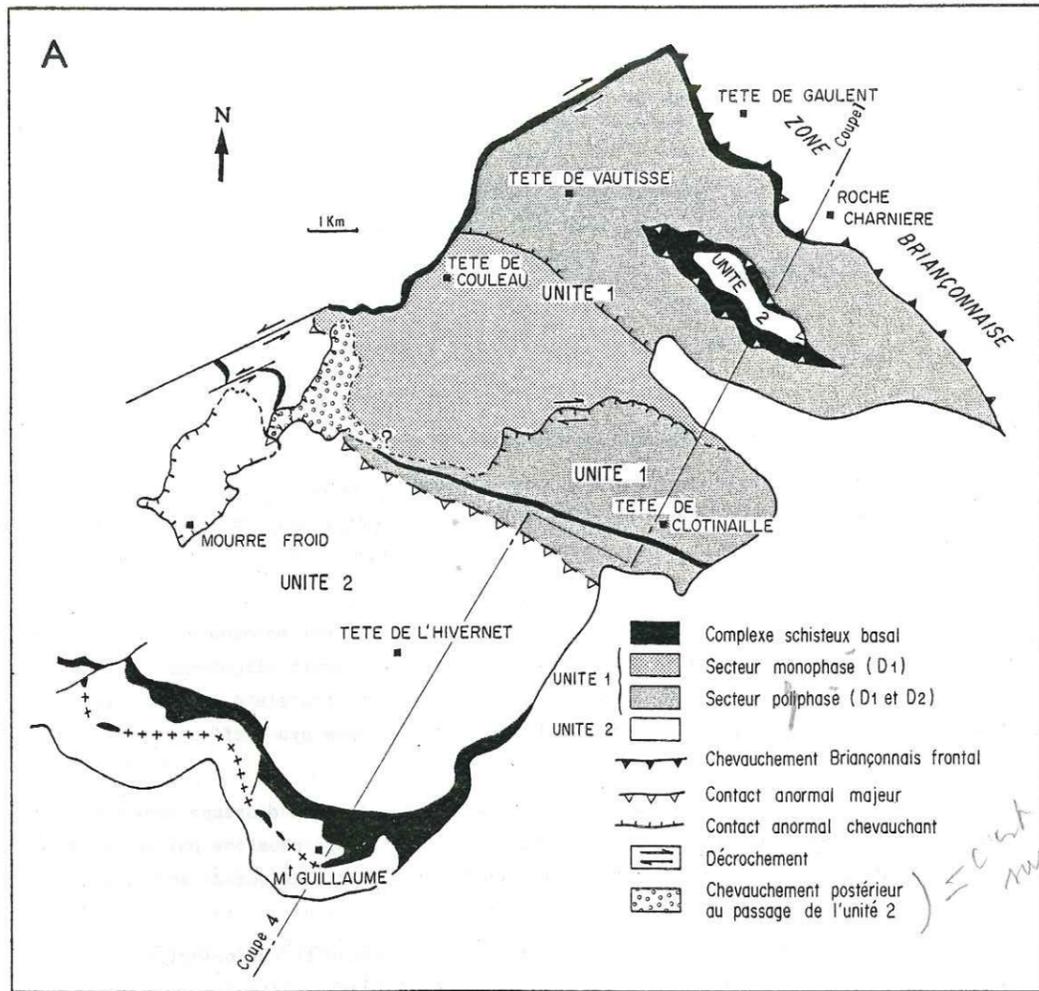


Fig.8.1 - Les deux unités de la nappe du Parpaillon au nord de la demi_fenêtre d'Embrun (cf. fig.3.10 pour la localisation).

8-2 L'UNITE 1 : STRUCTURATION OLIGOCENE

8-2.1 GRADIENT DE RACCOURCISSEMENT

Sur une coupe levée en rive droite de la Durance (Fig.8.2, coupe 1 sur les fig.8.1 et 8.19), il est possible de calculer le raccourcissement perpendiculairement aux axes des plis.

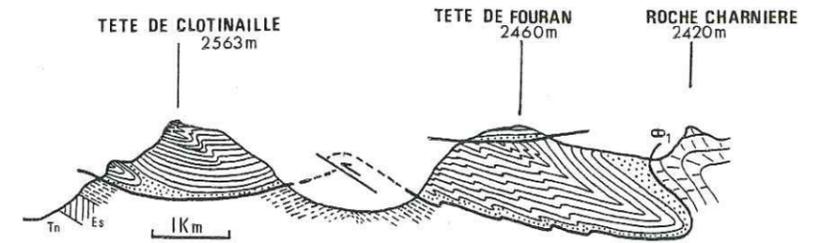


Fig.8.2 - La coupe du pli de St Clément en rive droite de la Durance (coupe 1 sur les fig.8.1 et 8.19). Même légende que fig.8.18

- Méthode :

La méthode la plus classique consiste, en évaluant la profondeur du niveau de décollement t_0 , à mesurer la surface en excès A'_x (Fig.8.3) pour une couche (CHAMBERLIN 1910). La longueur initiale est alors donnée par la formule :

$$l_0 = (A'_x / t_0) + l_1 \quad (\text{GWINN 1970, ELLIOTT 1977})$$

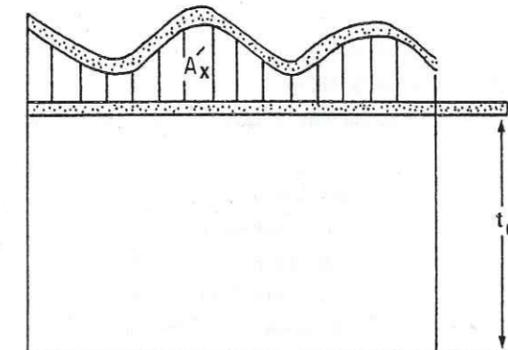


Fig.8.3 - Le calcul du raccourcissement à partir de la surface en excès A'_x (D'après CHAMBERLIN 1910). Explication dans le texte.

la longueur originelle peut aussi être mesurée à partir de la surface totale (DENNISON et WOODWARD 1963, KIEFER et DENNISON 1972, HOSSACK 1979).

Si la surface d'une section de longueur l_0 et d'épaisseur t_0 raccourcie en une section d'épaisseur t_1 et de longueur l_1 est identique avant et après déformation on a (Fig.8.4) :

$$A_{x0} = A_x = l_1 t_1 = l_0 t_0 \quad \text{et donc} \quad l_0 = \frac{A_x}{t_0}$$

Pour les coupes levées dans la nappe du Parpaillon, il est plus simple d'utiliser cette seconde méthode puisque la surface basale est reconstituée avec une assez bonne précision.

Cependant, puisque la surface d'érosion recoupe indifféremment les plis, il est nécessaire de reconstituer les parties érodées en fonction de la plus grande épaisseur observable sur la coupe ; de sorte que la surface mesurée soit bien égale à la surface avant déformation.

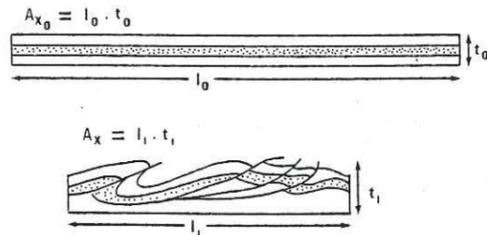


Fig.8.4 - Le calcul du raccourcissement à partir de la surface totale (D'après HOSSACK 1979).

Enfin, il est possible de procéder à la simple mesure de la longueur des couches plissées (l_0) et de la comparer à la longueur après plissement (l_1). Cette méthode sera aussi utilisée à titre comparatif.

Pour toutes ces méthodes, il est nécessaire que la déformation s'effectue dans le plan de la coupe c'est à dire qu'il n'y ait pas de changement de surface (GOGUEL 1952). La question se pose pour les coupes du Parpaillon puisque les plis P2 sont de type concentrique aplati (2.1.1).

L'analyse de la déformation a montré d'une part que l'étirement était perpendiculaire aux axes des plis (il est donc contenu dans le plan de la coupe) et d'autre part que la déformation était même à la base de la nappe, proche du cisaillement simple. En conséquence, les transferts de matière (pression solution) s'effectuent dans le plan de la coupe et la déformation, surtout à l'échelle de la nappe, peut être considérée comme plane.

- Résultats :

La coupe a été divisée en deux parties pour apprécier les éventuelles variations du raccourcissement. Les résultats indiquent que le raccourcissement est plus important près du chevauchement du Briançonnais. (Fig.8.5).

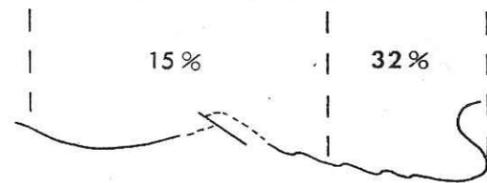


Fig.8.5 - Variation du raccourcissement dans la coupe du pli de St Clément (Fig.8.2)

ce gradient de raccourcissement est cohérent avec l'intensification de la déformation (apparition d'un léger métamorphisme) près de ce contact (TRICART 1980). Avec la même hypothèse de la conservation de surface on peut calculer l'épaississement liée à ce raccourcissement :

$(1+e_1)(1+e_2) = 1$ où e_1 et e_2 sont les elongations suivant l'axe d'allongement et de raccourcissement.

	RACCOURCISSEMENT	EPAISSISSEMENT
ARRIERE	32% (31-32)	$1+e_1 = 1,47$
AVANT	15% (12-18)	$1+e_1 = 1,18$

Tableau 8.1 - Variation du raccourcissement et de l'épaississement entre l'arrière et l'avant de l'unité 1.

$$1 + e_1 = \frac{1}{1+e_2}$$

Ces résultats (intensification du raccourcissement, de l'épaississement et de la déformation vers le chevauchement du Briançonnais) mettent en évidence le rôle du chevauchement de la zone briançonnaise dans la structuration D_2 de l'unité 1 de la nappe du Parpaillon.

B-2.2 PLISSEMENT AVEC LE SOUBASSEMENT

- Sur la rive droite de la Durance, l'unité 1 repose sur la nappe subbriançonnaise du flysch de St Clément (KERCKHOVE 1969). Les ondulations de la surface basale de la nappe se retrouvent dans cette unité aux endroits où il est possible d'observer le contact (Fig.8.2 et coupe KERCKHOVE fig.9 1 guide géologique des Alpes). Le pli à l'avant de l'unité 1 (cf. Fig. 8.2 à l'aplomb de la tête de clotinaille) peut être considéré comme disharmonique au sein de la structuration principale qui affecte à la fois la nappe du Parpaillon et la nappe subbriançonnaise.

- Plus à l'Est, l'enchaînement géométrique de l'anticlinal de la nappe Briançonnaise de Roche charnière (DEBELMAS 1955) et du synclinal de la nappe du Parpaillon prolonge l'étroite relation structurale qui lie le Flysch à Helminthoïdes à son soubassement.

Les observations microtectoniques effectuées de part et d'autre de la Durance sur le matériel Briançonnais (écaïlle de socle et Trias calcaire en rive gauche ; Nappe de roche charnière et de champcella en rive droite) permettent de préciser les mouvements du front de la zone briançonnaise dans cette région.

Dans les écaïlles de socle (granite de plan de Phasy), la déformation apparaît très intense en lame mince. Dans le plan de schistosité, les zones abritées entourent totalement les yeux de Feldspath mais montrent néanmoins un étirement situé dans la ligne de plus grande pente de la schistosité. Dans les lames perpendiculaires à la schistosité, l'aplatissement est si intense qu'il provoque un important réseau de plans de cisaillements secondaires conjugués.

Dans le Trias, une forte linéation d'étirement, associée à des stries et des placages de calcite fibreuse, plonge vers le sud d'une quarantaine de degrés. Le même plongement de la linéation et des placages de calcite orientés N70 E sont visibles en rive gauche de la Durance.

Ces observations indiquent une intense compression produite par un chevauchement et un mouvement sénestre combinés du Briançonnais. Ce sens sénestre ne préjuge naturellement pas du sens de décrochement de la faille, plus tardive, de la Durance (DEBELMAS 1953, GIDON 1962, BARFETY et al. 1968), située immédiatement à l'est de cette partie frontale des nappes

briançonnaise et dont le rejet principal est DEXTRE au niveau de l'Argentera (VERNET 1967b).

Dans la nappe du Parpaillon, nous avons déjà signalé les déformations complexes du pli de St Clément (cf. 2-2.2) sous l'action de la compression du Briançonnais. Plus au nord, non loin de la tête de Vautisse (Fig. 8.1) des fentes de tension en échelon conjuguées indiquent une compression orientée N70E compatible avec le chevauchement sénestre du Briançonnais.

- Dans ce secteur de la tête de Vautisse, la stratification amorce une virgation horaire qui l'amène dans une direction NS (2-2.2 et Fig. 3.10). Dans les grès nummulitiques du champsaur qui affleurent au nord de la tête de Vautisse, une virgation analogue mais anti-horaire (Fig. 8.6) se produit près du contact avec le Flysch à Helminthoïdes (mesures de PLOTTO 1977, fig. 173). L'effet de bordure latérale a donc valeur de décrochement dextre qui atteint à la fois la nappe du Parpaillon et l'autochtone nummulitique.

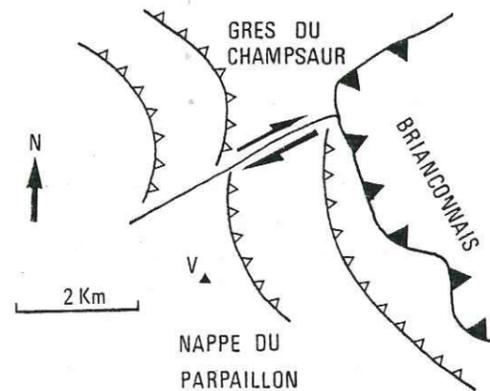


Fig. 8.6 - Trajectoire de stratification au contact grès du Champsaur-Nappe du Parpaillon dans la région de la tête de Vautisse (v. 3156m). Localisation fig. 3.10.

8-2.3 CONCLUSIONS

Toutes les données structurales recueillies pour l'unité 1 indiquent une structuration d'âge oligocène contemporaine des mouvements principaux du Briançonnais. Il existe en effet une similitude complète entre les structures de la nappe et les différentes unités (Sub-briançonnaise, Briançonnaise et nummulitique autochtone) avec lesquelles elle est en contact. L'augmentation du raccourcissement, de l'épaississement et du métamorphisme vers le Briançonnais désignent celui-ci comme le moteur de ces déformations.

L'interprétation chronologique fondée sur la présence d'un secteur monophasé D1 est ainsi vérifiée : l'unité 1 s'est mise en place en Embrunais-Ubaye en se déplaçant du SE vers le NW avant la structuration oligocène à vergence SW.

8-3 - L'UNITÉ 2 : GLISSEMENT GRAVITAIRE AU DEBUT DU MIOCENE

Si l'unité 1 a subi la structuration oligocène de l'Embrunais-Ubaye, l'unité 2 repose au contraire sur une surface d'érosion de ces structures oligocènes (KERCKHOVE 1969, p. 151 et 156). Sa mise en place est donc plus tardive que celle de l'unité 1.

8-3.1 CINEMATIQUE DU PLISSEMENT

- Sur la coupe du Barle (Fig. 8.7, coupe 2 sur la fig. 8.19), l'immense charnière synclinale kilométrique est localisée dans un creux de la surface basale de la nappe.

Ce pli est sans conteste analogue des plis formés en aval d'irrégularités de la surface basale dans les modèles expérimentaux. Cette correspondance permet de proposer que ce plissement s'est formé à la suite d'un glissement (ou/et étalement) gravitaire. La longueur d'onde kilométrique de l'ondulation de la surface basale explique que toute la série stratigraphique de la nappe du Parpaillon est plissée à ce niveau.

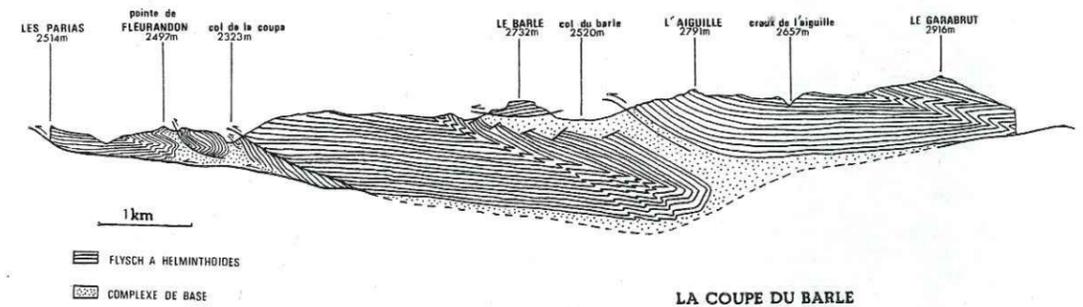


Fig. 8.7 - La coupe du Barle (coupe 2 sur fig. 8.19)

Dans le massif des Autanes (au SW d'orcières cf. Fig. 0.2) il est possible d'observer la même disposition des plis majeurs en aval d'importantes dénivellations de la surface basale (cf. Fig. 5.2 de KERCKHOVE dans GRACIANSKY et LEMOINE 1980). Là aussi, l'amplitude kilométrique de ces dénivellations est associée à un plissement kilométrique de la nappe.

Au front de la coupe du Barle (Fig. 8.7), la déformation devient plus complexe et de multiples cisaillements apparaissent. Le style tectonique change même brutalement puisque sur le versant septentrional de la pointe de Fleurandon, les plis frontaux laissent place à un écaillage en grandes lames monoclinales (Fig. 8.8, coupe 3 sur la fig. 8.19). Ces complications frontales peuvent être reliées au relèvement important de la surface basale à l'approche du massif subbriançonnais du piolit (2463m) (Fig. 0.2 pour la localisation du Piolet). Nous reviendrons sur ce point. (8-3.3).

Planche 8

Le pli P2 du Barle près du hameau des Gourniers à l'ouest d'Embrun (cf. Fig.8.7). On remarquera surtout les affleurements du complexe schisteux basal au col et le contact anormal sous les grès du Barle.



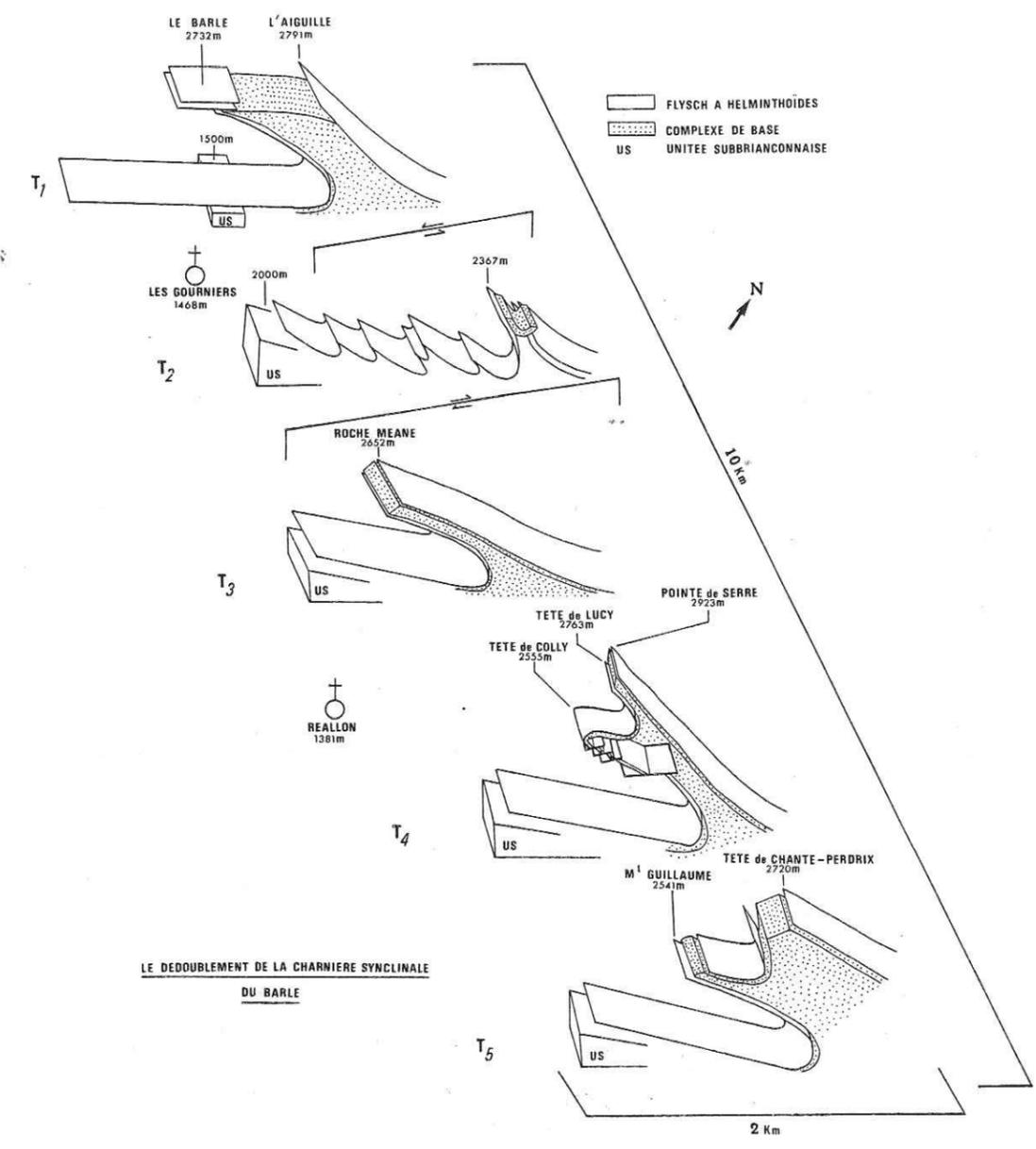


Fig.8.9 - Le dédoublement de la charnière synclinale du Barle. (coupes T₁, T₂, T₃, T₄ et T₅ sur fig.8.19) .

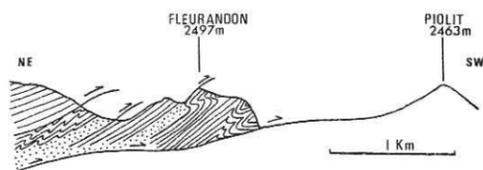


Fig.8.8 - La coupe de la pointe de Fleurandon (versant septentrional). Coupe 3 sur fig.8.19

- Sur une transversale à hauteur de la charnière synclinale du Barle plusieurs coupes sériées (I₁, I₂, I₃, I₄, I₅ sur la fig.8.19) ont été levées pour étudier les variations géométriques latérales des plis majeurs de la nappe du Parpaillon.

Ces coupes montrent en particulier un dédoublement de la charnière synclinale du Barle au niveau de la tête de COLLY et du Mt St Guillaume (Fig.8.9).

Sur chacune des coupes sériées l'altitude de la surface basale permet d'expliquer ces variations. En effet, les complications des plis de la nappe sont directement liées aux reliefs irréguliers de la surface basale (Fig.8.10).

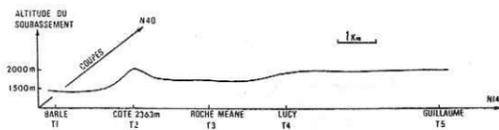


Fig.8.10 - Variation de la surface basale de la nappe sur la transversale Barle - Mt Guillaume.

L'élévation très brutale du contact de base à l'avant du sommet côté 2367m (Fig.8.9) est associée au plissement intense du flanc normal du synclinal et au replissement spectaculaire du complexe de base au niveau de l'anticlinal majeur. A l'aplomb de la roche Méane (Fig.8.9), le relèvement moindre du soubassement permet l'amplification du pli dont l'allure devient isoclinale. Enfin sur les deux autres profils, le relèvement progressif du relief s'accompagne du replissement du flanc normal de l'anticlinal majeur et donc de l'apparition d'une nouvelle structure synclinale.

Sur cette transversale, on peut tenter une reconstitution progressive de la genèse des plis (Fig.8.11) qui montre le rôle de butoir des reliefs autochtones au front de la nappe.

Cette étude cinématique du plissement de l'unité 2 montre d'une part que certains plis majeurs se forment dans les creux de la surface d'érosion Miocène et d'autre part que le relief important du soubassement à l'avant de la nappe est à l'origine de la plupart des complications structurales observées à ce niveau.

Il apparaît donc que les plis kilométriques de la nappe du Parpaillon se sont formés à leur emplacement actuel et que les reliefs résiduels de la surface d'érosion Miocène stoppent la progression de la nappe en provoquant une structuration kilométrique.

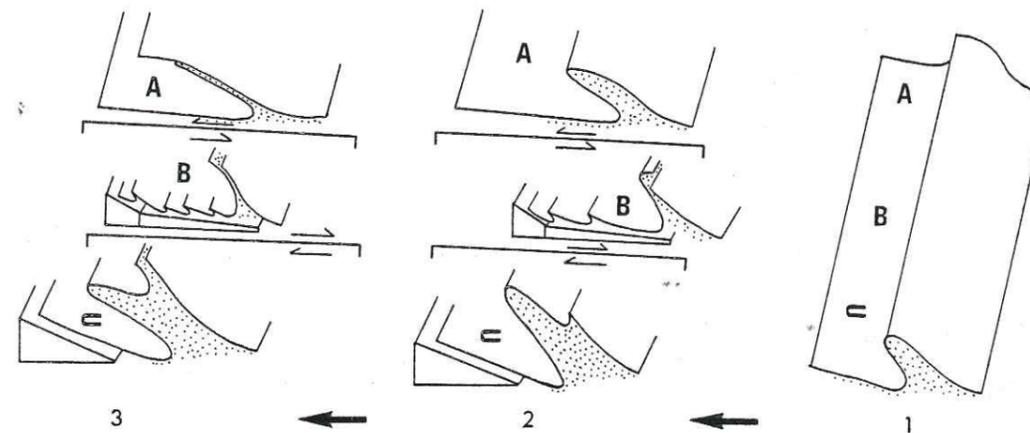


Fig.8.11 - Reconstitution de la formation des plis sur la transversale Barle - Mt Guillaume.

8-3.2 GRADIENT DE RACCOURCISSEMENT

Sur la coupe du Barle et sur celle de l'Hivernet (Fig.8.12 coupe 4 sur la Fig.8.19), le raccourcissement a été calculé au moyen des deux méthodes précédemment utilisées (8-2.1).

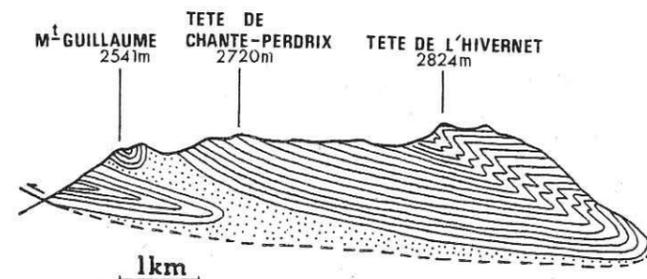


Fig.8.12 - La coupe de l'Hivernet (coupe 4 sur Fig.8.1 et 8.19) - Même légende que Figure 8.18.

Les coupes ont également été divisées en plusieurs parties pour mettre en évidence le gradient de raccourcissement que nous avons apprécié qualitativement en examinant la cinématique du plissement (8-3.1). Pour la coupe du Barle, le raccourcissement du front a été obtenu à partir de la fig.8.8 et en tenant compte de l'interprétation des déformations au contact du massif subbriançonnais du Piolit (cf.8-3.3). Les résultats (Fig.8.14 et 8.13), à l'inverse de ceux de l'unité 1, montrent une très importante augmentation du raccourcissement vers le front de la nappe.

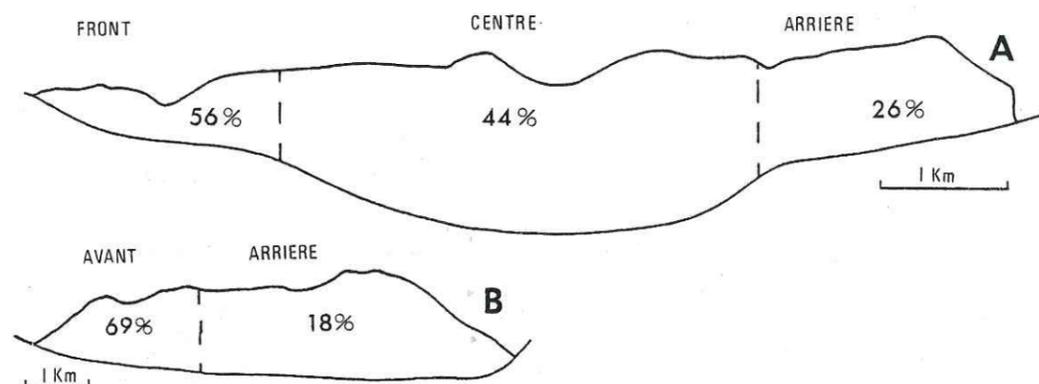


Fig.8.13 - A. Variation du raccourcissement dans la coupe du Barle (coupe 2)
B. Variation du raccourcissement dans la coupe de l'Hivernet (coupe 4)

Les variations de l'épaississement avant et après déformation (Fig.8.14) indiquent aussi un épaississement considérable de l'avant de l'unité 2 par rapport à l'arrière.

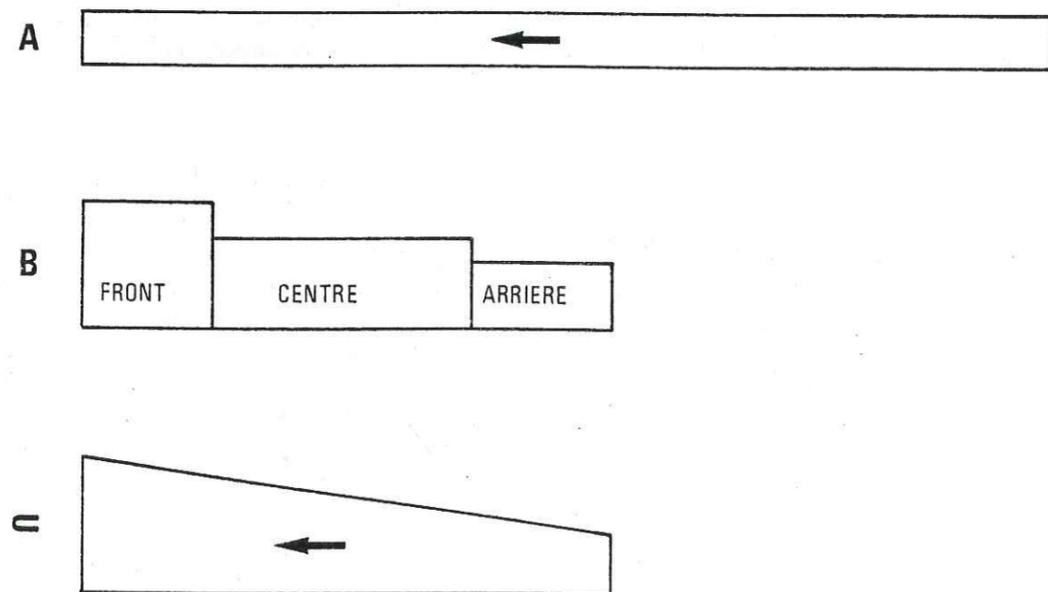


Fig.8.14 - L'épaississement au niveau de la coupe du Barle. A : état avant déformation ; B et C : état après déformation.

*probablement
arrivé
sans la flex
analyse plus
de manière
ce est obtenu
pour l'unité 2
durant la déformation*

8-3.3 EFFET DES BORDURES FRONTALES

Les sommets subbriançonnais de l'unité du Piolit (Piolit 2463m, l'Aiguille 2366m) constituent un massif élevé orienté NW-SE qui fait face à la direction de déplacement de la nappe du Parpaillon (Fig.8.15A). Le relèvement correspondant du contact de base de la nappe est important : sur la coupe du Barle, ce contact passe, en moins de 5 kilomètres, de 1400m au pied de la charnière synclinale du Barle à 2100m à l'aplomb de la pointe de Fleurandon et même à 2400 m au niveau des Parias par l'intermédiaire du lambeau de poussée briançonnais de la Pousterle.

- Analyse structurale

En arrière du col de la Coupa (Fig.8.7), un cisaillement important sépare un secteur frontal (Fleurandon, Parias) du reste de la nappe du Parpaillon. L'étude de la déformation dans ce secteur frontal met en évidence le rôle d'obstacle joué par le massif du Piolit. (Fig.8.15).

A la base de ce secteur, la linéation d'étirement, très forte, varie de NS à N 160 E. Associés à cette linéation, des plis en fourreau, des boudins réorientés, des stries et des placages de calcite indiquent un cisaillement intense dans cette direction. Cette direction de cisaillement est acquise à la fin d'une rotation antihoraire de l'étirement soulignée par des fibres sigmoïdes dans des veines mais également par des placages de calcite fibreuses indiquant une rotation continue. Par endroit, une linéation de crénulation se confond avec la linéation d'étirement.

Sur la carte, on observe des cisaillements dextres variant de N80 à N40. Dans le Flysch, seule la trace de ce type d'accident est décelable. En effet, le pli entièrement cisailé à sa base situé entre la pointe de Fleurandon et le col de la coupa est un pli en cuillère (cf. DARBOUX 1973 p.140) c'est à dire que son axe initial (N130) est plissé et tourne, en restant horizontal, de N130 à N20 E (Fig.8.15B et 8.16). En arrière de ce replissement, dans le complexe de base du col de la coupa, un pli métrique à axe vertical (80 au 340) d'asymétrie dextre confirme la présence sur la bordure orientale du secteur frontal d'un cisaillement dextre.

par dextre

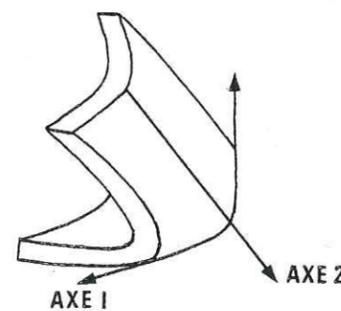


Fig.8.16 - Le pli en cuillère du secteur frontal. explication dans le texte.

Le lambeau de poussée de la Pousterle (Fig.8.15) entraîné par le Flysch à Helminthoïdes depuis la zone briançonnaise (KERCKHOVE 1969) est perturbé par des failles verticales normales assez denses (LATREILLE 1962) dont l'examen révèle - placage de calcite et stries horizontales antérieures aux mouvements verticaux - qu'elles ont primitivement fonctionné en décrochement dextre. Au contact avec le Flysch, ce lambeau est mylonitisé sur quelques mètres d'épaisseur ; la direction du cisaillement est identique à celle du secteur frontal qui le surmonte.

D'autre part, sur la bordure occidentale du secteur frontal au niveau de la pointe de Fleurandon la stratification tourne de N100 à N175.

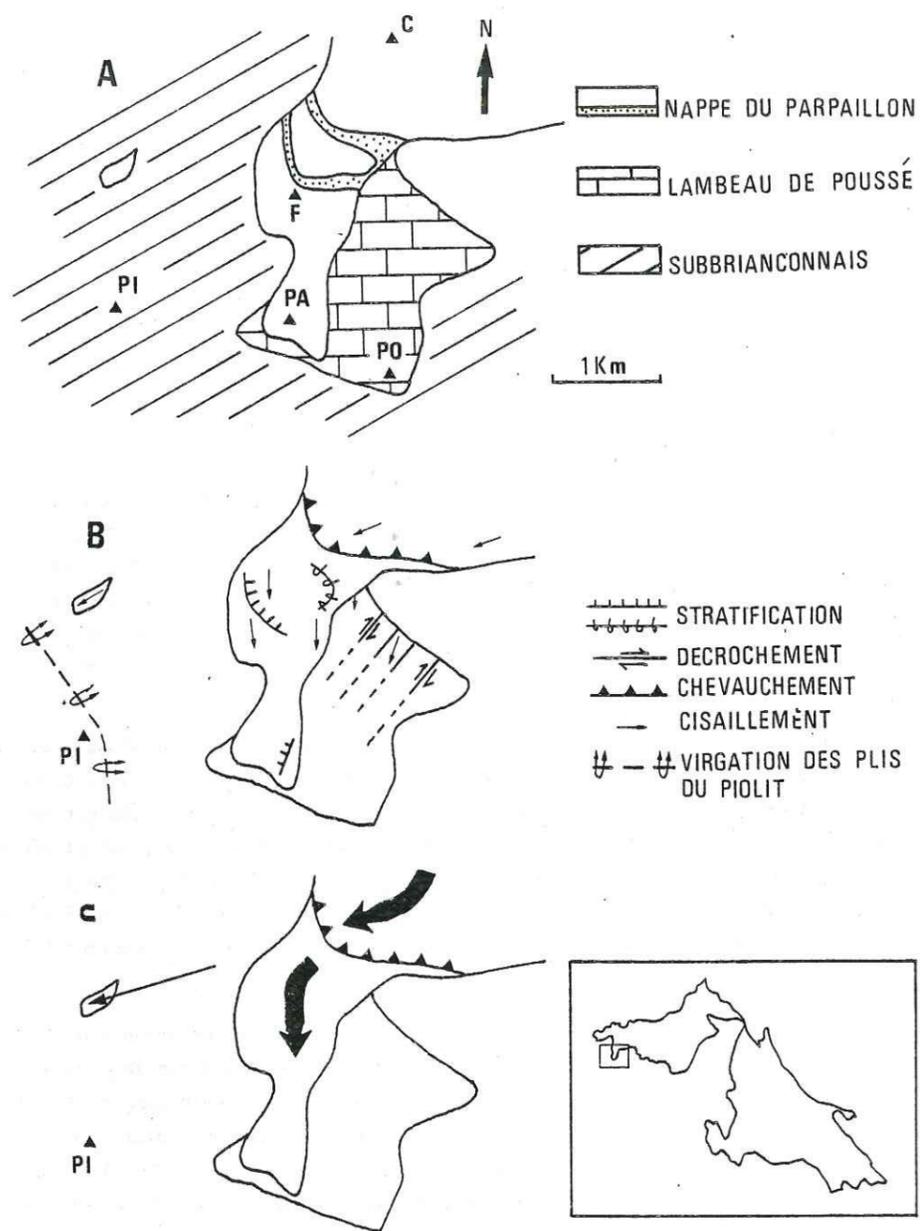


Fig.8.15 - L'adaptation de la nappe du Parpaillon au contact du massif subbriançonnais du Piolite. A : carte géologique ; B : carte structurale ; C : interprétation ; PI : Piolite ; F : Pointe de Fleurandon ; PA : Parias ; PO : Pousterle.

De même, les plis du massif subbriançonnais qui ont une direction moyenne N 150 E effectuent une brusque virgation au niveau du sommet du Piolite en prenant une direction Nord-Sud (LATREILLE 1962, Fig.13 p.142).

Dans le Flysch, au niveau du cisaillement qui limite à l'arrière le secteur frontal, la direction de chevauchement du reste de la nappe est de direction moyenne N 70. Cette direction est donnée par la linéation d'étirement, des stries, des placages de calcite et des plis réorientés. Dans le prolongement de cette direction de chevauchement, la klippe de Flysch isolé au pied du sommet de l'aiguille (Fig.8.15) est affecté par une déformation cisailante de direction identique marquée par des veines à pendage SW dont les fibres ont une direction moyenne N60-70. Sur le plan de l'histoire de la déformation, ce klippe n'a aucune correspondance avec le secteur frontal mais se relie au contraire au reste de la nappe.

- Interprétation

Ces observations structurales sont interprétées comme le résultat d'une adaptation de la nappe du Parpaillon au relief des massifs subbriançonnais qui dévient localement son déplacement. (Fig.8.15C)

La nappe du Parpaillon atteint la limite SE du massif subbriançonnais par l'intermédiaire du lambeau briançonnais qu'elle pousse devant elle. Le blocage s'accompagne, dans ce lambeau de poussée, de décrochements dextres compatibles avec sa direction de déplacement et avec la topographie de l'obstacle subbriançonnais. La virgation d'une trentaine de degrés des axes antérieurs du Piolite peut être reliée, au moins partiellement, à ce premier contact entre les calcaires massifs triasiques de la dalle briançonnaise et les formations en moyenne beaucoup plus compétentes du Piolite.

L'arrêt du déplacement du lambeau de poussée briançonnais provoque son chevauchement par la nappe du Parpaillon qui acquiert à ce moment sa structuration principale et dans laquelle des décrochements dextres de même signification se produisent. La stratification (Pointe de Fleurandon) s'adapte à l'unité résistante du Piolite. La poussée vers le SW fournie par l'ensemble de la nappe du Parpaillon isole alors, par un chevauchement interne, un secteur frontal qui est expulsé vers le sud. La klippe de Flysch isolé au pied du sommet de l'aiguille indique l'ampleur minimale du déplacement permis par ce chevauchement interne. La direction de ce chevauchement est dépendante de l'ensemble Massif subbriançonnais - Lambeau Briançonnais - secteur frontal - dont la disposition permet d'expliquer que le déplacement de la nappe est dévié à ce niveau vers l' W-SW. En effet, la nappe du Parpaillon, en arrière de ces complications frontales, se déplace vers le SW comme l'indique le grand cisaillement de l'anticlinal du Barle orienté N45 et la plupart des placages de calcite et des linéations d'étirement repérés sur toute la coupe.

Il est peu probable, mais cependant possible, que la nappe du Parpaillon ait franchi cette barrière subbriançonnaise et on peut considérer cette zone comme la limite ultime de sa translation vers le SW.

8-3.4 LE RABOTAGE BASAL

L'étude cinématique du plissement a montré que les plis kilométriques à déversement SW se sont formés près de leur emplacement actuel. Dès lors, le rabotage basal (Notion introduite en géologie par FALLOT en 1944) que l'on observe à la base de certains plis ne peut plus être interprété comme la preuve d'un plissement de la nappe antérieurement à son arrivée en Embrunais-Ubaye.

De fait, le rabotage basal des structures est localisé au front de la nappe par l'absence du complexe schisteux basal alors, qu'au contraire, celui-ci affleure en grande quantité à l'arrière de la nappe dans la région du col de Vars (KERCKHOVE 1969, p.153).

Prenons de nouveau l'exemple du front de la coupe du Barle (Fig.8.7) où l'absence du complexe schisteux basal (et des grès de l'Embrunais) sous les Parias et le pli de la pointe de Fleurandon (versant méridional) est un bel exemple de rabotage basal.

En tenant compte de l'interprétation précédente (8-3.3), ce "rabotage" s'explique par un cisaillement s'effectuant à un niveau privilégié (limite grès-calcaire) lors du chevauchement du lambeau de poussée Briançonnais (Fig.8.17). La charnière synclinale qui se forme lors du blocage définitif est naturellement dépourvue à sa base de schiste basal et de grès.

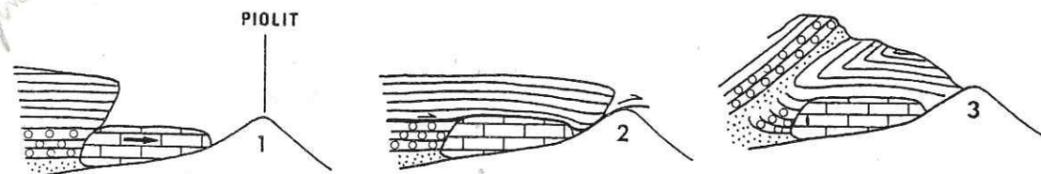


Fig.8.17 - Représentation schématique du phénomène "rabotage basal" au niveau des Parias (Fig.8.7).

Dans ce cas précis, le cisaillement qui a laissé en arrière les schistes et les grès a immédiatement précédé le plissement. Cet exemple ponctuel n'est naturellement pas applicable à toutes les parties frontales de la nappe où le rabotage basal est observable.

Dans d'autres cas, ce cisaillement peut suivre immédiatement la formation du pli mais il est à chaque fois lié au relèvement de la surface basale de la nappe.

Cette interprétation cinématique du rabotage basal ne peut cependant pas dispenser d'une explication mécanique à l'échelle de la nappe car ces observations d'un phénomène frontal, somme toute assez réduit, ne permet pas de comprendre la présence des grandes masses de complexe de base accumulées à l'arrière de la nappe (Fig.0.2)

Dans les modèles de KELHE (1970) (cf.5.2 et Fig.5.6), la présence à la base d'un niveau de décollement de faible résistance mécanique permet d'expliquer le déplacement des nappes sur des pentes très faibles (5.2). En particulier, la déformation cisailante très intense dans ce niveau de base s'accompagne d'un profil de vitesse où la vitesse diminue vers la base (Fig. 5.5).

Un tel profil peut expliquer, surtout si la pente s'inverse, le retard du complexe schisteux dans la mise en place de la nappe. Nous proposons donc une interprétation mécanique des phénomènes de diverticulation observés dans d'autres nappes alpines.

Cette diverticulation à peine ébauchée, déjà proposée par Claude KERCKHOVE (1969), est alors pour l'essentiel immédiatement antérieure au plissement de la nappe.

Le phénomène de "rabotage basal" auquel correspond une diverticulation naissante à l'échelle de la nappe et un cisaillement plus ponctuel lié au relief autochtone à l'avant de la nappe est donc globalement synchrone de la mise en place en Embrunais-Ubaye.

peut-être de cette cinématique pour qu'on comme ça et pas autrement ?
bien que cette applie. soit très compliquée avec éléments de mouvement.

à définir

8-3.5 CONCLUSION

On retiendra d'abord de cette étude de l'unité 2 que sa mise en place s'est bien effectuée sur une surface d'érosion puisque l'étude cinématique du plissement de la nappe a montré le rôle déterminant joué par la topographie de la surface basale. En même temps, il apparaît que cette surface d'érosion n'est pas une surface complètement aplanie et qu'au contraire les reliefs résiduels de la structuration oligocène sont assez importants au front de la nappe pour stopper sa progression vers le SW.

Après sa translation vers le NW, l'unité 2 de la nappe du Parpaillon change brutalement de direction. La déformation au cours de ce changement de trajectoire reste identique à celle enregistrée pendant la translation vers le NW (4-2.2). On peut en déduire un mécanisme identique de glissement et d'étalement gravitaire combinés (7.3).

La déformation D2 correspond à un ultime mouvement pendant lequel se forment les plis kilométriques et les complications au front de la nappe avant son arrêt définitif. Les différents aspects structuraux de cette déformation D2 peuvent être utilisés, comme il a été fait pour la déformation D1 (7.1), pour tenter de déterminer un modèle de mise en place correspondant à cette dernière translation.

est-ce le mot ?
→ p. 105
maître

Etalement gravitaire	. Ellipsoïde en aplatissage à la base de la nappe
Glissement gravitaire	. raccourcissement croissant vers le front de la nappe . cinématique du plissement . déformation globale en cisaillement simple . diverticulation naissante
Poussée horizontale	

Tableau 8.2 - Classement des critères de terrain en fonction des modèles de mise en place possible pour la translation vers le SW.

Il apparaît alors, sans ambiguïté (tableau 8.2), que la mise en place définitive en Embrunais-Ubaye, s'est accomplie par un glissement gravitaire dominant. L'argumentation géométrique d'un glissement gravitaire (KERCKHOVE 1969, DEBELMAS et KERCKHOVE 1973), fondée sur la position actuelle de la nappe dans une dépression géologique alors que des klippe témoignent de son passage sur les sommets élevés du Briançonnais, est ainsi vérifiée par l'étude de la déformation.

A la base de la nappe, l'ellipsoïde de déformation en aplatissage indique une composante limitée d'étalement gravitaire sous l'effet de la charge lithostatique de la nappe.

8-4 - LE CONTACT ENTRE LES DEUX UNITES

La juxtaposition, en continuité apparente, de ces deux unités structurales n'est pas conciliable avec la géométrie de la nappe admise jusqu'à présent. Il est nécessaire de les séparer par un contact anormal majeur qui explique d'une part la mise en place de l'unité 1

→ n'importe pas à ce propos pour place de la nappe de l'Autapie et celle de Parpaillon laquelle vient de l'ancien et passe par dessus et en avant de l'Autapie ?

en Embrunais-Ubaye avant les déformations oligocène et d'autre part la mise en place tardive de l'unité 2 sur une surface d'érosion miocène. En d'autres termes, l'unité 2, restée en arrière sur le Briançonnais lors de la structuration oligocène de l'unité 1 en Embrunais-Ubaye, est passée par dessus celle-ci en glissant vers le SW dans la dépression ménagée à l'ouest par l'érosion miocène.

Ce contact anormal majeur n'est malheureusement pas visible directement sur le terrain ; soit qu'il passe dans de profondes vallées encombrées par la végétation et les éboulis, soit qu'il est oblitéré par des chevauchements postérieurs ; mais sa trace probable peut être localisée aussi bien en Embrunais qu'en Ubaye.

De plus, deux arguments structuraux révèlent le passage de l'unité 2 par dessus l'unité 1.

- d'une part, des klippes horizontales de Flysch à Helminthoïdes reposant en contact anormal sur l'unité 1 (KERCKHOVE 1962, KERCKHOVE 1969) ; ces klippes doivent être rapportés à l'unité 2 (Fig.8.1, 8.18 et 8.19).

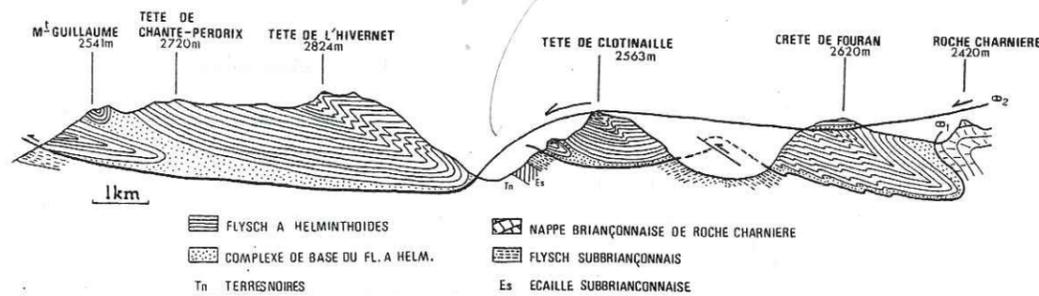


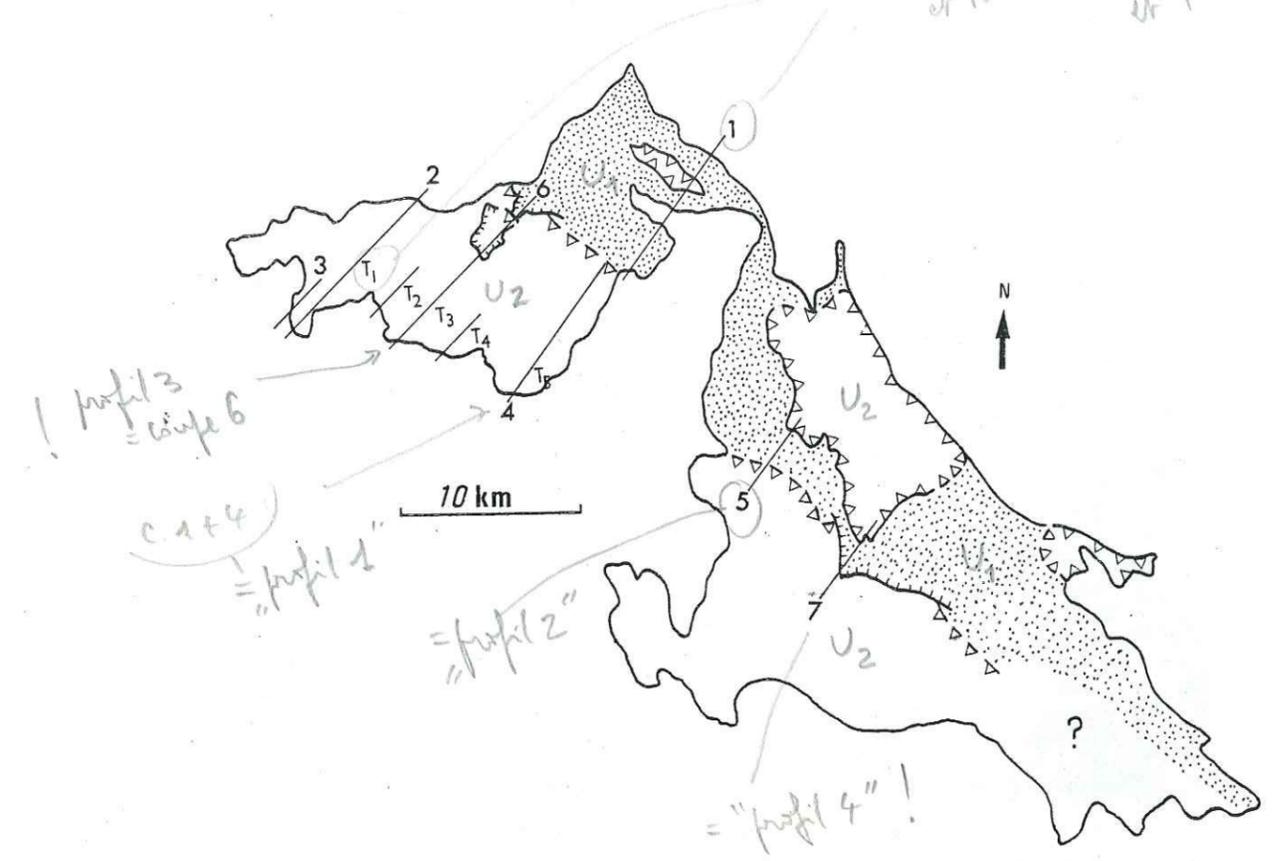
Fig.8.18 - Le profil entre les deux unités au niveau de la vallée du Rabioux (profil 1, coupe 1 + 4 sur Fig. 8.1 ou 8.19).

- D'autre part, la présence uniquement au sommet de l'unité 1 de plis décamétriques et en fourreau indiquant un cisaillement sommital intense. Ces plis qui enroulent une première schistosité parallèle à la stratification (schistosité de la déformation D1) ont une linéation d'étirement très marquée confondue avec leur direction axiale. La géométrie de ces plis en fourreau est compatible avec le mouvement NE-SO de l'unité 2.

Notons enfin que l'aspect disloqué et chaotique du sommet des nappes frontales briançonnaises de Roche charnière et champcella (en particulier le chevauchement du lambeau de la tête de Gaulent) interprété comme la marque du passage des Flysch à Helminthoïdes (DEBELMAS 1955) indique toujours dans le schéma proposé un effet d'entraînement sous la nappe du Parpaillon : mais il s'agit seulement de l'unité 2.

C'est sûr ! le contact est oblitéré "Maz"

*Unit 1 antérieure à l'unité 2
ceci est un fait évident et difficile à admettre car c'est contraire à ce qu'on admettait auparavant.
C'est à dire que l'unité 2 est antérieure à l'unité 1 et à l'Est.*



équivalent dans n° des coupes et termes "coupes", "profil 1" et "T"

Fig.8.19 - Le contact entre les deux unités et les klippes de l'unité 2 actuellement encore sur l'unité 1, en blanc : Unité 2 ; en pointillé : Unité 1 (localisation des coupes).

Il convient cependant d'examiner un peu plus en détail la manière dont s'effectue le contact entre les deux unités puisque la nappe avait été interprétée jusqu'à présent comme une seule unité. Deux types de profils sont obtenus suivant que le contact est masqué par un chevauchement ultérieur ou qu'il passe dans une vallée.

- cas des vallées

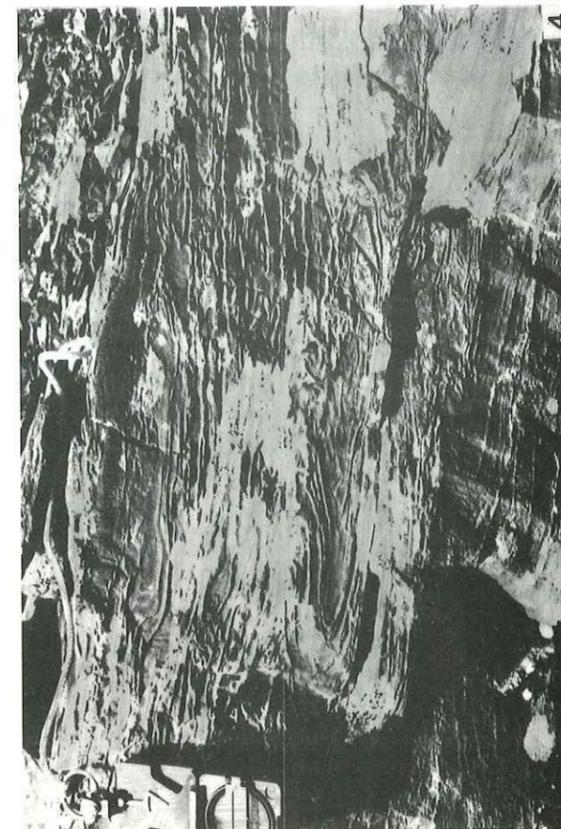
Profil 1 - le profil 1 relie deux coupes déjà étudiées séparément (Fig.8.18, coupe 1 + coupe 4 sur fig.8.1 et 8.19). Le contact anormal majeur se prolonge à l'Est par le contact anormal du klippe de la Tête de Fouran (Fig.8.1). De part et d'autre du contact majeur, le raccourcissement augmente vers l'est pour l'unité 1 et vers l'ouest pour l'unité 2.

Profil 2 - le contact passe dans la grande vallée de Crévoux (fig.8.20, coupe 5 sur fig.8.19) à l'est d'Embrun. Sur l'unité 1, l'extrémité septentrionale du klippe de Crévoux Pic (Fig.0.1) correspond à l'unité 2 qui se prolonge par l'anticlinal du Pic Haut, lequel poursuit au SE l'anticlinal de la tête de l'Hivernet (Fig.8.18).

le point est la raison de la séparation

Planche 7

- Ph. 1 : Pli cisailé à la base de la carrière de St Clément (cf. Fig.2.9).
 2 : Rotation de schistosité (soulignée) lié au cisaillement du pli précédent (cf. Fig.2.9)
 3 : Plis en fourreaux décimétriques au sommet de l'unité 1 (Tête de Clotinaille).
 4 : Plis en fourreaux décimétriques au sommet de l'unité 1 (sous le contact du Klippe de la tête de Fouran).



- cas des chevauchements ultérieurs

Profil 3 - A l'ouest du domaine monophasé de la tête de Couleau (Fig.3.10 et 8.1), le contact est masqué par des calcaires horizontaux de l'unité 1 qui recourent le flanc normal et inverse d'un anticlinal de l'unité 2 (fig.8.20, coupe 6 sur Fig.8.19), correspondant à celui plus au sud de la tête de l'Hivernet (Fig.8.18). Ce contact anormal plat est prolongé à l'ouest par un autre contact anormal (Murrefroid, Fig.8.21 et 8.22) qui correspond à la rupture du flanc normal de l'anticlinal de l'unité 2. Ces deux contacts anormaux sont intimement liés et on peut considérer que les calcaires de l'unité 1 sont entraînés sous le Murrefroid lors du cisaillement de celui-ci. A l'appui de cette distinction, mal visible sur le terrain, entre l'unité 2 du Murrefroid et l'unité 1 entraînée, on invoque la présence d'une épaisseur importante de grès de l'Embrunais à la base du chevauchement du Murrefroid alors qu'au niveau du col des Tourettes (Fig.8.21) le chevauchement commence directement par des calcaires.

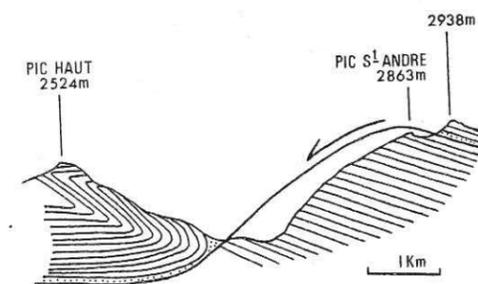


Fig.8.20 - Le contact entre les deux unités au niveau de la vallée de Crévoux (Profil 2 coupe 5 sur fig.8.19)

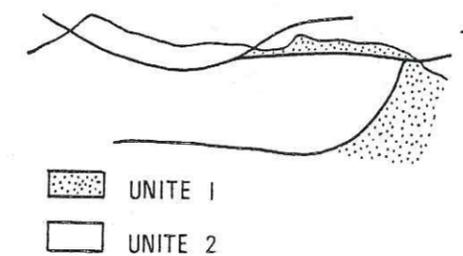


Fig.8.22 - Le contact entre les deux unités (profil 3, coupe 6 sur fig.8.19).

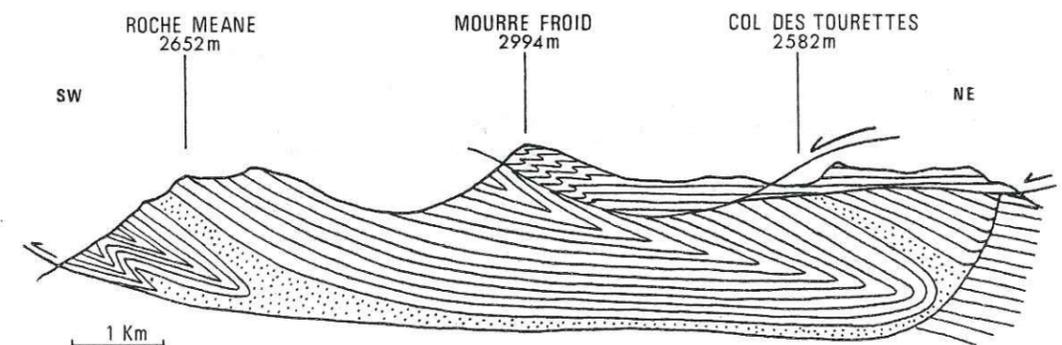


Fig.8.21 - La coupe du Murrefroid (Profil 3, coupe 6 sur fig.8.19).

Profil 4 - L'anticlinal du petit Parpaillon (Fig.8.23, coupe 7 sur fig.8.19) qui correspond à l'anticlinal de l'unité 2 de la tête de l'Hivernet et du Pic Haut (Fig.8.18 et 8.20), est chevauché par le grand Parpaillon (unité 1), lui-même surmonté par le klippe du Crévoux Pic (unité 2). Ce chevauchement de l'unité 1 sur l'unité 2, bien marqué dans le grand Parpaillon où de multiples cisaillements plats de toutes échelles sont visibles, peut être rapporté à un blocage du glissement de l'unité 2 après son plissement dans la dépression située à l'ouest de l'unité 1. Transmis alors au niveau de l'actuel klippe du Crévoux pic (Fig.8.23), ce blocage s'accompagne d'un plissement de cette partie de l'unité 2 et d'une intense déformation de son soubassement à cet endroit, à savoir l'unité 1. Des plis réorientés décimétriques, observés autant dans le grand Parpaillon qu'au front de la klippe du Crévoux Pic qui le surmonte, plaident en faveur de cette hypothèse. (Fig.8.23).

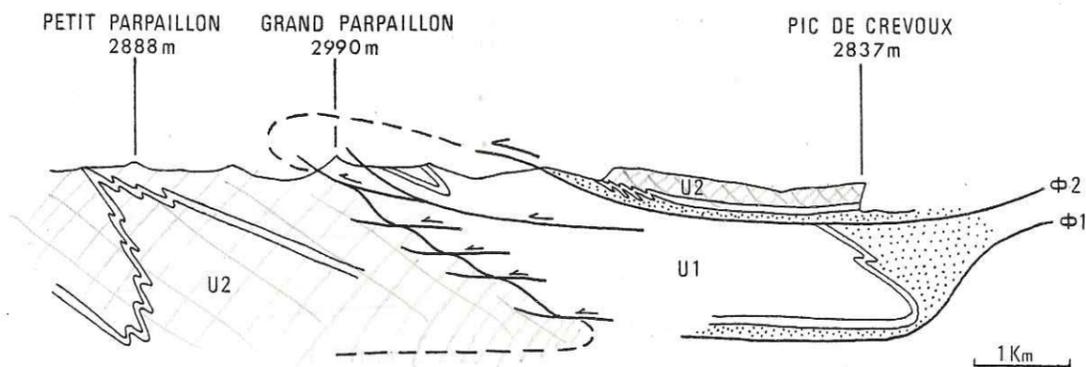


Fig.8.23 - Le contact entre les deux unités au niveau du grand Parpaillon (Profil 4, coupe 7 sur fig.8.19).

En rive gauche et droite de la Durance, la formation du synclinal kilométrique de l'unité 1 est clairement liée au chevauchement du Briançonnais (8.2, Fig.8.24) ; l'individualisation et le glissement de l'unité 2 suit logiquement ce soulèvement du Briançonnais.

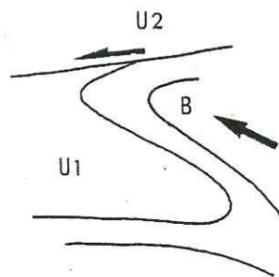


Fig.8.24 - Formation du synclinal de l'unité 1 et glissement consécutif de l'unité 2 sous l'effet du chevauchement du Briançonnais. (Région de la Durance).

Plus au sud au niveau du pays de Vars (Fig.0.1), la charnière synclinale qui prolonge pourtant en continuité la charnière de St Clément n'est pas chevauchée par le Briançonnais et la formation de ce synclinal apparaît sensiblement différente. Le soulèvement du Briançonnais est à ce niveau plus progressif ce qui est parfaitement conciliable avec son chevauchement à composante sénestre. IL en résulte que dans cette région ce synclinal se forme, à la manière des "collapse structures", par un glissement gravitaire sur le flanc de cette intumescence briançonnaise (Fig.8.25). Le cisaillement de l'unité 2 s'effectue à la suite

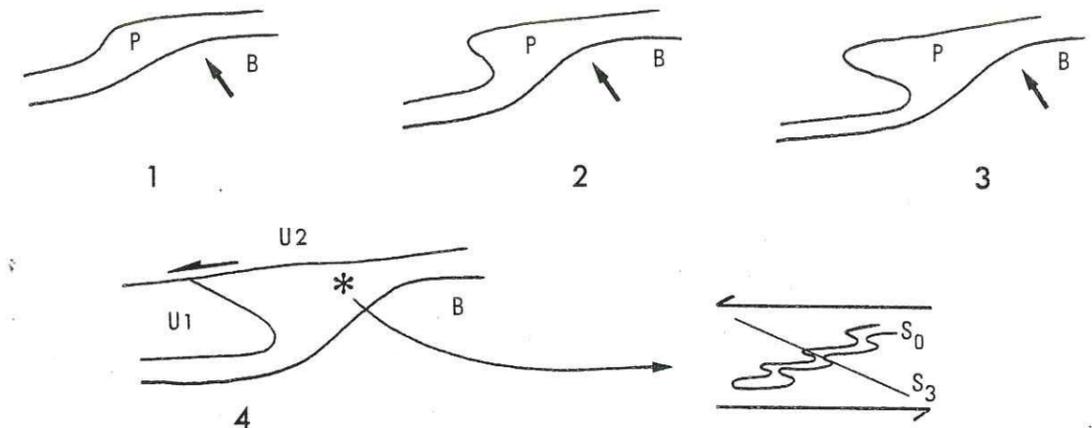


Fig.8.25 - Formation progressive du synclinal de l'unité 1 sur le flanc de l'intumescence Briançonnaise (région de Vars et de Meyrannes, cf. Carte 0.1)

de la rupture de l'anticlinal isoclinal sous l'action de la gravité.

L'abondance du complexe de base dans le pays de Vars trouve ici une seconde explication : il correspond au reste de cette charnière anticlinale intensément déformée et repliée par le cisaillement de l'unité 2. Cette interprétation s'accorde avec la déformation identifiable dans le complexe de base sur la route qui mène de Meyrannes à Vars (Fig.0.1). On peut observer en effet des couches stratigraphiques pentées d'une vingtaine de degrés vers le SW intensément plissées avec un déversement SW et associées à une schistosité pentée vers le NE. La disposition géométrique des déformations (Fig.8.25) indique un cisaillement horizontal de couche initialement penté vers le SW (HUGON et COBBOLD 1980, HUGON 1982). Effectivement, des plis isoclinaux d'axe N140 et dont les flancs suivent le pendage général de la stratification sont replissés et forment des interférences de type III caractéristiques (RAMSAY 1962b, 1967). Cet affleurement de complexe de base correspond au flanc normal de l'anticlinal initial incliné suivant le pendage de l'intumescence Briançonnaise et déformé par le cisaillement horizontal de l'unité 2. Le pays de Vars est ainsi constitué de deux ensembles de complexes de base difficilement séparables sur le terrain en raison de leur lithologie responsable de très mauvaises conditions d'affleurement. D'une part un ensemble supérieur correspondant à l'unité 2 et d'autre part un ensemble inférieur, terriblement déformé, correspondant à l'unité 1.

CINEMATIQUE GENERALE DE LA NAPPE DU PARPAILLON

9-1 - RESUME DES DONNEES ANCIENNES ET NOUVELLES

La cinématique générale de la mise en place de la nappe du Parpaillon peut être déduite de la confrontation des données stratigraphiques et structurales.

Rappelons brièvement les données les plus significatives :

- Les Flyschs à Helminthoïdes des deux nappes de l'Embrunais-Ubaye sont d'âge néocrétacé : la nappe de l'Autapie montre localement des niveaux d'âge paléocène (KERCKHOVE 1969, p.117) et il est logique de supposer que la nappe du Parpaillon monte également dans le Paléocène comme son équivalent de Ligurie occidentale (LANTEAUME 1962).
- La nappe de l'Autapie atteint l'Embrunais-Ubaye au Priabonien (Fin Eocène) en comblant le bassin nummulitique par l'intermédiaire de la formation des schistes à bloc assimilable à des olithostromes (KERCKHOVE 1964, 1969, 1975). Le sens de déplacement de cette nappe est mal connu mais probablement du SE vers le NW (KERCKHOVE et Al. 1978).
- Les nappes subbriançonnaises se mettent en place au début de l'oligocène, en retransportant sur leur dos la nappe de l'Autapie (KERCKHOVE 1969). Ces translations des nappes subbriançonnaises sont à relier à de grands décrochements sénestres subméridiens situés à la limite des futures domaines internes et externes des Alpes occidentales (RICOU 1980).
- L'unité 1 de la nappe du Parpaillon se met en place en Embrunais-Ubaye en se déplaçant du SE vers le NW avant la structuration oligocène à déversement SW. Elle subit les déformations oligocène au même titre que l'autochtone et les autres nappes de la région (Nappe de l'Autapie et nappes subbriançonnaises).
- L'unité 2 de la nappe du Parpaillon, dont la première translation est également vers le NW, glisse en Embrunais-Ubaye au début du Miocène dans la dépression ménagée par l'érosion des structures oligocènes en passant par dessus l'unité 1.

Enfin, une dernière donnée de terrain permet de confirmer le schéma général qui se dégage de cette étude. Sur le flanc inverse du synclinal kilométrique de l'unité 1, il est possible d'observer des rotations antihoraires de l'étirement principal grâce à la chronologie des veines (Fig.8.26). Ces rotations commencent à N80 et se terminent vers N30 c'est à dire que toute la rotation postérieure à l'interruption d'une vingtaine de degrés (cf. Fig.3.5)

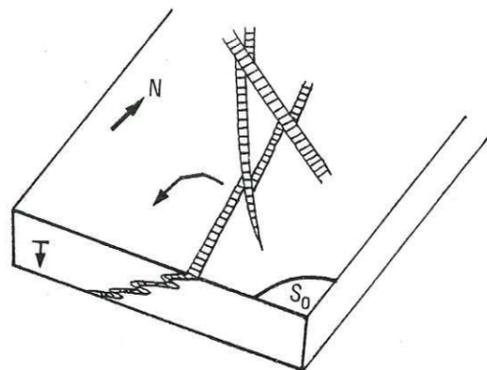


Fig. 8.26 - Rotation antihoraire sur le flanc inverse du synclinal de Meyronnes (Bois de Lauzon).

est enregistrée sur ce flanc *inverse*. D'autre part, les veines permettant ces observations sont fortement pentées vers le SW et microplissées avec un déversement SW alors que les veines qui, dans le reste de la nappe, avaient permis d'enregistrer la rotation antihoraire étaient verticales et perpendiculaires à la stratification. Il apparaît donc que le synclinal de l'unité 1, contrairement aux plis de l'unité 2, était formé avant la seconde partie de la rotation antihoraire (grosso modo d'E-W jusqu'à NS), et que l'enregistrement de cette rotation s'est effectuée par un cisaillement tangentiel et non par un aplatissement perpendiculaire aux couches. Ce cisaillement tangentiel peut être rapporté au passage de l'unité 2 par dessus l'unité 1.

On retiendra ainsi une donnée supplémentaire :

- Après sa mise en place du SE vers le NW, l'unité 1 de la nappe du Parpaillon n'a pas subi (ou pratiquement pas, si on tient compte du décrochement dextre au Nord de la Tête de Vautisse, 8-2.2) de translation vers le SW pendant sa structuration oligocène. La translation antihoraire correspond seulement à la mise en place en Embrunais-Ubaye de l'unité 2.

9-2 - MISE EN PLACE SEQUENTIELLE

En tenant compte des faits anciens et nouveaux, il devient possible de reconstituer une séquence en trois étapes successives pour la mise en place de la nappe du Parpaillon :

1) Au Stampien (début oligocène), la nappe du Parpaillon recouvre la zone briançonnaise en se déplaçant vers le NW jusqu'à la latitude du Briançon. Sa limite la plus occidentale (future unité 1) déborde en Embrunais-Ubaye de quelques kilomètres. Elle suit de peu la nappe de l'Autapie qui se déplaçait dans la même direction et le même sens. Elle succède également aux bouleversements qui ont touché le domaine paléogéographique subbriançonnais juste après l'arrivée de la nappe de l'Autapie.

2) Au cours de l'oligocène, le soulèvement du Briançonnais déforme intensément l'Embrunais-Ubaye. La partie de la nappe déjà située dans cette région (unité 1) est plissée avec son substratum et forme la grande structure synclinale de St Clément. Cette étape correspond naturellement à l'individualisation en deux unités indépendantes de la nappe du Parpaillon.

3) Le reste de la nappe (unité 2), porté par le soulèvement du Briançonnais, glisse alors vers le SW en cisailant et en passant par dessus l'unité 1. La mise en place définitive de cette unité indépendante, sur la structuration oligocène en cours d'érosion, peut être rapportée au début du Miocène. (Fig. 8.27)



Fig. 8.27 - Disposition structurale actuelle de la nappe du Parpaillon.

CONCLUSION DE L'ETUDE CINEMATIQUE ET MECANIQUE DE LA NAPPE DU PARPAILLON

On retiendra principalement les deux points suivants :

- La translation vers le NW de la nappe s'est effectuée par un *glissement et un étalement gravitaire combinés*. Cette translation s'est achevée au Stampien sur un domaine situé à cheval sur la zone briançonnaise et l'Embrunais-Ubaye.

- La structuration fin oligocène à vergence SW a séparé la nappe du Parpaillon en deux unités indépendantes :

- L'unité 1 - déjà située en Embrunais-Ubaye à la fin de la translation vers le NW, est plissée avec son soubassement sans subir de nouvelle translation
- L'unité 2 - située sur le Briançonnais à la fin de la translation vers le NW, *glisse gravitairement* par dessus l'unité 1 pour se mettre en place en Embrunais-Ubaye au début du Miocène.

IV

DISCUSSIONS ET CONCLUSION

10 - LA NAPPE DU PARPAILLON ET LES DEFORMATIONS DE L'ARC ALPIN : DISCUSSION	119
10-1 LA TRANSVERSALE AU NIVEAU DE L'EMBRUNAIS-UBAYE	119
10-1.1 Dispositif général	119
10-1.2 Interprétation	120
10-2 LA NAPPE DU PARPAILLON AU COURS DE L'OROGENE ALPINE	120
10-2.1 La compression Nord-Sud	120
10-2.2 La collision continentale	123
10-2.3 Conclusions	127
11 - APPORT DES MODELES EXPERIMENTAUX A LA COMPREHENSION DE LA NAPPE DU PARPAILLON	129
11-1 ANALOGIE DES DEFORMATIONS	129
11-1.1 Glissement et étalement gravitaire	129
11-1.2 Cinématique du plissement	130
11-2 LE MECANISME DE MISE EN PLACE DES NAPPES GRAVITAIRES	131
12 - RESUME DES RESULTATS PRINCIPAUX	133
12-1 LA NAPPE DU PARPAILLON : HISTOIRE DE SA DEFORMATION	133
12-2 LE MECANISME DE MISE EN PLACE DES NAPPES	133
12-3 LE MECANISME DE MISE EN PLACE DE LA NAPPE DU PARPAILLON	134

LA NAPPE DU PARPAILLON
 ET LES
 DEFORMATIONS DE L'ARC ALPIN

10-1 - LA TRANSVERSALE AU NIVEAU DE L'EMBRUNAIS-UBAYE

10-1.1 DISPOSITIF GENERAL

Sur une coupe schématique orientée NE-SW (Fig.10.1) allant des nappes externes Briançonnaises à l'extrémité occidentale de la nappe de Digne, un certain nombre de caractéristiques fondamentales permettent d'apprécier le style des déformations sur cette transversale alpine.

On retiendra surtout :

- Deux grands cisaillements crustaux qui atteignent sans doute la totalité de la croûte continentale si ce n'est toute la lithosphère. Ces deux cisaillements sont marqués par une remontée du socle ante-triasique qui affleurent à la limite zone Briançonnaise-Embrunais Ubaye (écailles de plan de Phasy) et dans le bassin de Digne (pointement de Verdache et de Rémollon). (MENARD 1979, 1980).

- Dans la couverture, outre la présence de deux nappes gravitaires supra-ophiolitiques (nappe de l'Autapie et du Parpaillon), on peut remarquer deux types de déformations différentes liés aux cisaillements crustaux :

. un poinçonnement de la couverture par le socle comme c'est le cas pour l'unité 1 de la nappe du Parpaillon ou pour les déformations aquitaniennes de la nappe de Digne (SIDANS 1979, cf5-31).

. un glissement gravitaire consécutif aux soulèvements du socle (composante verticale du chevauchement) comme c'est le cas pour l'unité 2 de la nappe du Parpaillon.

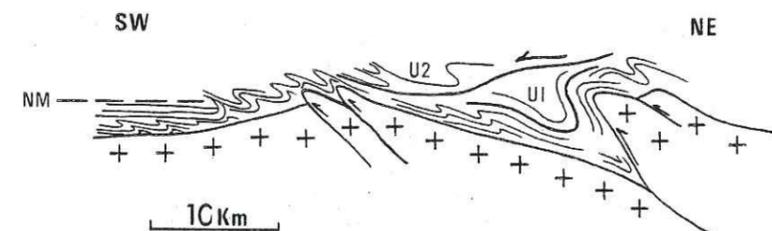


Fig.10-1. Coupe structurale très schématique du domaine Briançonnais externe au bassin de Digne pendant le Miocène (NM : Niveau de la mer).

- Un bassin externe constitué par le bassin tertiaire de Digne dont les molasses produites par le démantèlement des reliefs adjacents sont progressivement atteintes par les déformations qui deviennent de plus en plus externes. La mise en place définitive de la nappe de Digne est précédée par des ophiolites qui perturbent la sédimentation du Pliocène terminal (Région de Tanaron). Le mouvement ultime de cette nappe, initiée à l'Aquitainien par les déformations du socle, correspond ainsi à un déplacement gravitaire.

10-1.2 INTERPRETATION

Ce dispositif est celui d'une chaîne de collision continentale tel qu'il a été défini précédemment (5-4.2). Cette coupe se situe à l'ouest d'une zone de suture soulignée par les ophiolites de la zone piémontaise et par les nappes gravitaires supra-ophiolitiques (Flyschs à Helminthoïdes) ; les déformations crustales témoignent de l'affrontement des deux plaques continentales après la fermeture de l'océan liguro-piémontais.

Ces cisaillements crustaux sont à l'origine soit d'un poinçonnement, soit d'un glissement gravitaire de la couverture ou des pseudo couvertures de nappes.

Le bassin tertiaire de Digne est analogue à celui de la plaine du Gange en avant des grands cisaillements himalayens ou celui de la plaine du Pô de l'Appennin. Sa migration vers l'extérieur de la chaîne coïncide avec la migration des déformations : les paléogéographies différentes du bassin tertiaire et les discordances qui en résultent entre les différentes formations néogènes plissées sont conciliables avec cette progression de la déformation vers le SW.

Enfin, la nappe de Digne déformée et translaturée par les mouvements de socle aquitainien achève sa translation, effectuée vraisemblablement en deux temps (SIDDANS 1979), par un glissement gravitaire (olithostromes) : cette évolution est typique des chaînes de collision où les raccourcissements crustaux qui déforment les couvertures sédimentaires sont suivis par des glissements épiglyptiques de celle-ci vers le bassin marin (ou continental) des zones externes.

10-2 - LA NAPPE DU PARPAILLON AU COURS DE L'OROGENESE ALPINE

10-2.1 LA COMPRESSION NORD-SUD

Les effets de la collision continentale décrits sur la transversale de l'Embrunais Ubaye correspondent à des événements que l'on peut qualifier de récents puisqu'ils débutent vers le milieu de l'Oligocène et qu'ils sont cohérents jusqu'à l'actuel, marqués par un déversement généralisé vers le SW. L'histoire alpine antérieure est plus difficile à déterminer ; nous l'aborderons par le biais des flyschs à Helminthoïdes alpins en tentant de cerner la cohérence principale de la plupart des données actuelles.

- Sédimentation des Flyschs à Helminthoïdes

Les flyschs à Helminthoïdes du domaine ligure (cf. Fig.3.9) sont des sédiments profonds et supra-ophiolitiques. Ces ophiolites proviennent d'une ride médio-océanique (la ride du Bracco) active au Jurassique (GRANDJACQUET et HACCARD 1977) et que l'on peut relier à la période d'ouverture de l'océan Ligure.

Le dépôt des Flyschs se produit au Crétacé supérieur pendant la période de convergence des deux plaques continentales. On s'accorde de plus en plus pour considérer que cette convergence s'est effectuée par une subduction intraocéanique (BOCALETTI et Al 1971, MATAVER et PROUST 1976, MATAVER et TAPPONNIER 1978) et non par la subduction de la croûte océanique sous le continent sud alpin. Cette hypothèse permet d'expliquer l'absence de magmatisme calco-alcalin (explicable également par un plan de subduction peu penté sous le continent (MEGARD et PHILIP 1976) comme l'ont imaginé certains auteurs pour les Alpes (CABY et Al 1978)) mais aussi la sédimentation, synchrone de cette subduction et donc en arrière de celle-ci, des flyschs à Helminthoïdes.

Les récentes découvertes sur l'âge stratigraphique des Flyschs à Helminthoïdes (LABESSE 1981 a et b) permettent de préciser la relation temporelle entre leurs sédimentations et le métamorphisme haute pression - basse température des Alpes occidentales. Il existerait en effet une importante lacune entre les complexes de base des Flyschs (cénonano-turonien) et la sédimentation des calcaires à Helminthoïdes (Maestrichtien). Cette lacune correspond à l'âge des associations métamorphiques de haute pression datées à 80 Millions d'années, ainsi d'ailleurs qu'aux événements tectoniques ante-sénoniens reconnus dans le domaine externe des Alpes (plis E-W anté-sénoniens).

La sédimentation des calcaires à Helminthoïdes serait donc postérieure à l'obduction de la croûte océanique sur la marge sialique du continent européen et au métamorphisme de haute pression qui en résulte. Cette sédimentation se déroulerait sur une ride morte (la ride du Bracco) pendant une période de ralentissement (ou d'arrêt ?) de la convergence, consécutive à l'obduction du matériel océanique situé près du continent européen.

- Evolution tectonique

Cette sédimentation se poursuit pendant le paléocène.

Rappelons en quelques mots le contexte tectonique lors de la fin de cette sédimentation. Si les déformations anté-sénoniennes du domaine externe des Alpes correspondent à des compressions Nord-Sud (Plis E-W), les déformations de la limite Crétacé-Eocène (phase pyrénéo-provençale) dénotent également une compression Nord-Sud (3-2.1). Ces déformations pyrénéo-provençales, assez étalées dans le temps (jusqu'à la base de l'Oligocène sans doute), sont particulièrement bien reconnues dans les couvertures des domaines externes mais aussi dans le socle (GOURLAY 1982) et en de nombreux points du domaine interne (CABY 1973). Elles s'accompagnent de grands décrochements sénestres subméridiens (RICOU 1982) comme ceux de la zone subbriançonnaise (RICOU 1980, MAURY thèse 3ème cycle en préparation) ou de Sestri Voltaglio dans les apennins (HACCARD et Al 1972).

C'est dans ce contexte que les flyschs à Helminthoïdes alpins cessent leurs sédimentations et commencent leurs translations vers le Nord. La nappe de l'Autapie terminera cette translation vers le nord dans le bassin nummulitique de l'Embrunais-Ubaye au Priabonien et la nappe du Parpaillon au Stampien. Toutes les deux sont non métamorphisées et relativement peu déformées à la fin de cette première translation : il convient donc d'expliquer comment s'est effectuée la mise en place de ces sédiments supra-ophiolitiques sur la marge continentale européenne.

Le seul mécanisme envisageable est celui d'une obduction du plancher océanique des Flyschs (ou d'une partie de ce plancher) sur le continent européen. Cette obduction doit nécessairement être sensiblement différente de celle, antérieure, responsable du métamorphisme de haute pression puisqu'elle doit permettre une mise en mouvement des Flyschs sans les métamorphiser ni les déformer.

Si le mécanisme d'une obduction, proche de celui de DEWEY et BIRD, réalisé par un écaillage de la croûte océanique accompagné d'un début de subduction de la croûte continentale (MATTAVER et PROUST 1976, MATTAVER et TAPPONNIER 1978) paraît adéquat pour expliquer l'apparition du métamorphisme de haute pression dans les schistes lustrés et le socle autochtone avant la sédimentation des Flyschs à Helminthoïdes, il ne peut être retenu pour cette seconde obduction de la fin du Paléocène.

Nous proposons donc un modèle, s'inspirant de celui de DAVIES (1971) et intégrant les données de l'obduction précédente. La reprise (ou la réactivation) de la convergence peut accroître dans un premier temps la subduction de la croûte continentale européenne pendant que le plancher des flyschs s'obducte sans écaillage. Ce seul processus peut expliquer le départ des Flyschs à Helminthoïdes vers les bassins externes nummulitiques, mais il a pu (en plus) être suivi par un mouvement vertical du continent européen dû aux forces gravitationnelles qui luttent contre la subduction de la croûte continentale (Fig.10.2). Une telle obduction pourrait éventuellement expliquer les âges tardifs (60 millions d'années) des associations métamorphiques de haute pression que l'on peut noter dans le Briançonnais interne (MICHARD 1977, CABY et Al. 1978).

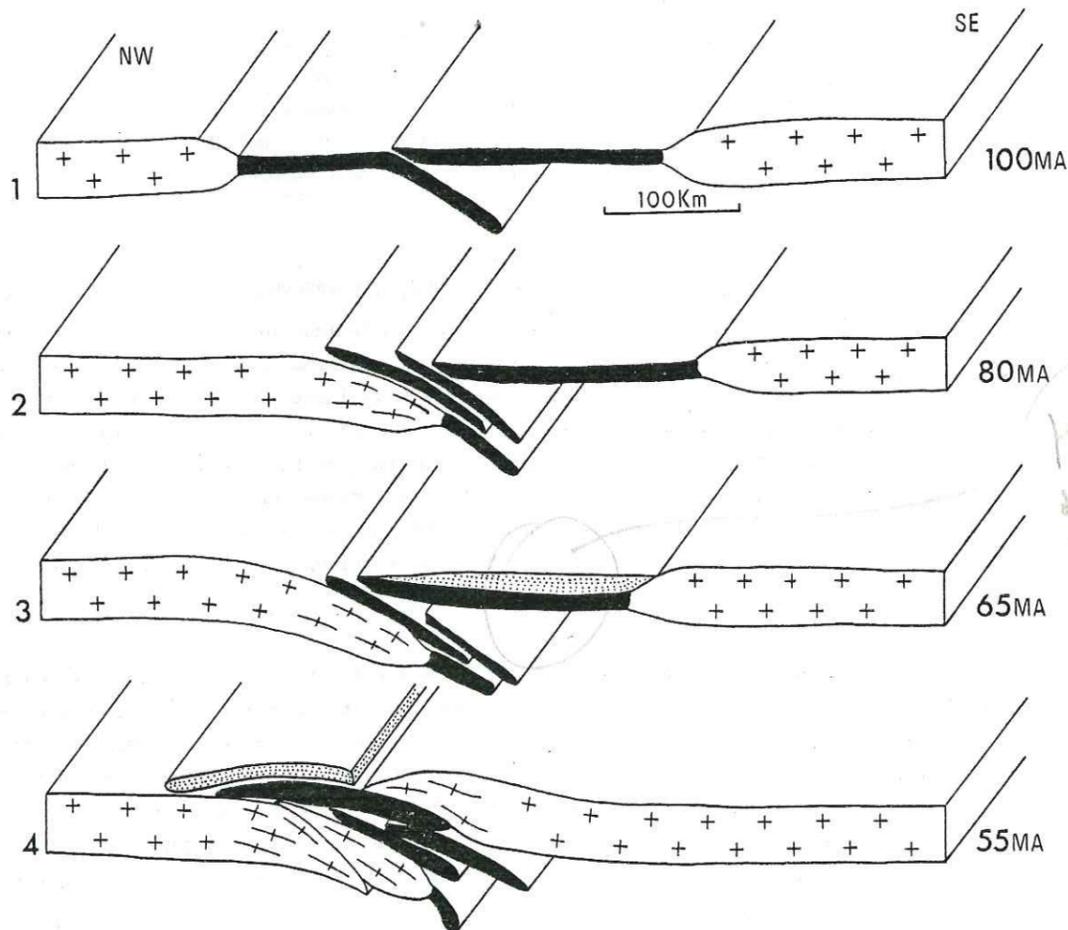


Fig.10.2 - La fermeture de l'océan Liguro-Piémontais

- 1 - Subduction intraocéanique
- 2 - obduction de matériel océanique. Métamorphisme HP-BT
- 3 - Sédimentation des Flyschs à Helminthoïdes (Maestrichtien-Paléocène)
- 4 - obduction des flyschs à Helminthoïdes et collision continentale..

La translation vers le NW de la nappe du Parpaillon dure pendant près de 20 Millions d'années, environ de moins 55 Millions d'années jusqu'à moins 35 Millions d'années. La vitesse de déplacement de cette nappe peut être calculée à partir des équations de KELHE (1970) ou de HSU (1969) qui donnent sensiblement les mêmes résultats

$$\dot{U} = \rho g (\sin \theta / \mu) [t (2z + t)] \quad \text{KELHE (1970)}$$

$$\dot{U} = \int_0^t (\tau_{zx} / \mu) dz \quad \text{HSU (1969 éq.19)}$$

où \dot{U} est la vitesse de déplacement, ρ la densité moyenne de la nappe, g la gravité, θ la pente de la base, μ la viscosité moyenne de la nappe, Z l'épaisseur de la nappe et t l'épaisseur de la couche incompetent à la base. En prenant $\rho = 2,5 \text{ gm/cm}^3$, $g = 10^3 \text{ cm S}^{-2}$, $Z = 3 \text{ km}$, $t = 0,05 \text{ km}$, $\theta = 5^\circ$, $\mu = 10^6 \text{ myb } (10^{19} \text{ p})$ on obtient :

$$\dot{U} = 6,5 \text{ km/million d'année} \quad (= 0,65 \text{ cm. an}^{-1})$$

La distance parcourue en 20 millions d'années serait alors de 130 kilomètres. Ce résultat est à considérer avec précaution en raison des incertitudes qui planent sur un certain nombre de données que nous avons utilisées pour l'obtenir. Cependant, la vitesse obtenue est proche de celle calculée pour des nappes similaires (FLETCHER et GAY 1971) et des données initiales de départ légèrement différentes ne modifient pas de manière significative la distance parcourue qui s'échelonne le plus souvent entre 100 et 200 kilomètres. De plus, cette distance est conciliable avec les reconstitutions de déplacement que l'on peut évaluer du domaine océanique ligure à l'Embrunais-Ubaye.

Les compressions Nord-Sud sont en accord avec les mouvements des deux plaques continentales, tels qu'ils ont été reconstitués (TAPPONNIER 1977, Fig.2). Ces directions de compression Nord-Sud ont persisté, après la fermeture complète de l'océan liguro-piémontais, pendant l'Eocène et sans doute une partie du Stampien, au moins pour les zones externes ou les domaines les plus occidentaux des zones internes, comme l'atteste la persistance d'une translation vers le NW de la nappe du Parpaillon jusqu'au Stampien et des plis synschisteux à vergence NW observés dans le flysch noir nummulitique briançonnais (CABY 1973, KERCKHOVE comm. pers.)

10-2.2 LA COLLISION CONTINENTALE

La collision continentale peut être datée de la fin du Paléocène (arrêt de la sédimentation des Flyschs à Helminthoïdes). Dès le début de l'Oligocène, et vraisemblablement dès l'Eocène pour les zones internes, les déformations jusqu'ici homogènes (réponse logique à une compression Nord-Sud) changent brusquement et les translations et les charriages deviennent radiaux (en première approximation) dessinant l'arc alpin. On peut s'interroger sur ce changement complexe des déformations à la suite de la collision continentale, d'autant plus que le mouvement de l'Afrique ne subit pas une variation capable de l'expliquer (TAPPONNIER 1977, Fig.2).

Si la direction de convergence de la plaque eurasienne et de la plaque africaine ne change pas de manière significative, c'est dans la collision continentale elle-même qu'il convient de rechercher l'explication de ce phénomène. La croûte océanique de

l'océan théthysien disparu, s'était formée au moment de la distention triasique et jurassique elle était indemne de toutes déformations antérieures. Il n'en est pas de même des plaques continentales qui entrent en collision : elles sont profondément marquées par les orogènes antérieurs. En particulier, le socle européen est découpé par les importantes failles cévenoles hercynienne N50 et leurs conjugués moins importants à N170. Ces discontinuités majeures de plusieurs centaines de kilomètres constituent autant de zones de faiblesse qui rejouent lors de la collision des deux continents (VIALON 1974). On ne peut sous-estimer l'importance de l'hétérogénéité de la croûte continentale lors d'un affrontement continent-continent, elle s'ajoute aux limites incertaines des deux plaques continentales pour induire des déformations dont les modalités sont différentes de celles qui ont présidé lors de la disparition de la croûte océanique. Le problème inhérent à toute reconstitution d'une collision continentale provient justement du fait que les déformations et les translations qui se produisent sur le domaine continental ne rendent plus totalement compte du déplacement des plaques lithosphériques. Dans le cas des Alpes occidentales, le mouvement de la plaque africaine est connu avec une relative précision (BIJU-DUVAL et Al. 1977, TAPPONNIER 1977). On retiendra surtout un mouvement Nord-Sud dominant qui s'infléchit vers l'ouest (rotation antihoraire) au Néogène.

Le modèle proposé maintenant pour la collision continentale au niveau des Alpes occidentales tente, en examinant les compatibilités avec le déplacement de la plaque africaine, d'ordonner :

- le sens de mouvement des grands cisaillements lithosphériques
- les déformations successives reconnues sur l'ensemble de l'arc alpin
- les translations principales des terrains superficiels.

Dès lors, il apparaît que ces déformations tertiaires ne sont pas incohérentes et dénotent toujours un système de compression global Nord-Sud.

Les difficultés principales de cette tentative de synthèse surgissent quand on examine la déformation dans les domaines les plus déformés (interne) où l'intensité d'une déformation efface les structures antérieures et où les marqueurs chronologiques sont moins fiables. Nous discuterons les contradictions apparentes entre notre modèle et certaines données de la déformation.

- données géophysiques

Les études sismologiques et gravimétriques (MENARD 1979, 1980 ; PERRIER et VIALON 1980) ont montré la présence de grands cisaillements crustaux orientés NE-SW le long de l'alignement Belledonne - Mt Blanc. Ces cisaillements pentés vers le SE affectent au moins une partie importante de la lithosphère puisqu'ils se relient à l'anomalie gravimétrique lourde de la zone d'Ivrée de même orientation. Ce dispositif, comparé avec les diverses cartes de profondeur du socle antétriasique et de la discontinuité de Mohorovicic ainsi que celles de la sismicité historique et actuelle, indique une translation vers le NW des massifs cristallins externes de Belledonne, du Mt Blanc et des Aiguilles rouges (Fig.10.3) Latéralement cette translation s'interrompt sur l'axe Pelvoux-Argentera par des mouvements à la fois compressifs (cf.10.1) et décrochants ; les décrochements ayant été d'abord sénestres (RICOU 1980, 1982, et 8-2.2) puis dextres (faille de la Durance VERNET 1967).

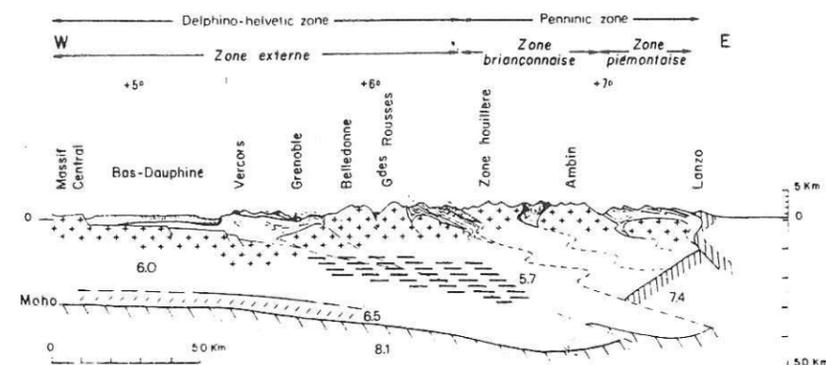


Fig.10.3 - Coupe synthétique du domaine alpin à la latitude de Grenoble des zones penniques au massif central (PERRIER et VIALON 1980, Fig.5 ; cf. également MENARD 1979).

Insistons sur le fait que ces mouvements compressifs et décrochants sont un contre-coup latéral de la translation vers le NW de l'alignement frontal Belledonne - Mt Blanc comme l'indique la brutale interruption de l'anomalie gravimétrique d'Ivrée au SW et l'absence de surépaississement crustal sous l'Argentera (MENARD 1979, p.123) peu compatible avec une translation de ce massif vers le SW. En d'autres termes, l'arc des Alpes occidentales apparaît constitué de deux branches : l'une principale orientée NE-SW correspond à un chevauchement crustal vers le NW, l'autre secondaire orientée NW-SE accommodant par compression et décrochement la translation principale.

Les études paléomagnétiques, malheureusement trop partielles, rattachent les massifs cristallins de Belledonne et du Mt Blanc (Translation sans rotation) et le massif de l'Argentera (ni translation, ni rotation) à l'Europe stable alors que le massif du Pelvoux et la zone briançonnaise au niveau de la vallée du Guil indique une rotation de 50° à 90° (ROCHE et WESTPHAL 1969, WESTPHAL 1973, BOGDANOF et SHOTT 1977). Ces données indiquent que la translation vers le NW des massifs cristallins externes s'accompagne au centre de l'arc Alpin d'une rotation antihoraire, conciliable avec l'augmentation des flèches de chevauchements des massifs cristallins les plus au nord (GOGUEL 1963, MENARD 1979, PERRIER et VIALON 1980).

- cinématiques principales

La collision continentale se traduit ainsi par une translation vers le NW des massifs cristallins externes par le biais de grands cisaillements crustaux (et lithosphériques) pentés vers le SE. Les compressions vers le SW au niveau de l'axe Pelvoux-Argentera sont cependant importantes tant au niveau de l'Embrunais-Ubaye (Fig.10-1) qu'au niveau de l'Argentera (MALARODA 1973). Elles sont vraisemblablement accentuées par la légère rotation antihoraire suivie par le mouvement de la plaque africaine au cours du tertiaire (TAPPONNIER 1977, fig.5). Ce mouvement antihoraire pourrait également expliquer les décrochements dextres tardifs, comme celui de la faille de la Durance (rejet de 3km) et d'une manière générale la rotation antihoraire des contraintes qui deviennent à la fin du tertiaire Est-Ouest pour la partie nord de l'Arc Alpin (DUBOIS 1982, GOURLAY 1982) et Nord-Sud pour la partie sud (GIGOT et Al. 1974, SUBIETA 1977).

Ces déformations intracontinentales s'accompagnent de l'ouverture du bassin algero-provençal à croûte océanique (GLANGAUD 1966 a et b, 1968) à l'Oligocène (MONTADERT et Al. 1970, LE PICHON et Al. 1971). Le déplacement consécutif de la Corse est reconstitué par

un mouvement de translation vers le SE à 29 Millions d'années suivi d'une rotation antihoraire de 30 à 40° vers 17 Millions d'années (WESTPHAL et Al 1976, ORSINI et Al 1980). L'ouverture de ce bassin océanique provoque la collision entre le bloc corso-Sarde et les Apennins et la formation de l'Arc apennin déversé vers le NE à l'Aquitainien. La suture "Apennine" correspondante est séparée, au nord, de la suture "alpine" par un décrochement sénestre souligné en profondeur par le recourbement brutal de l'anomalie gravimétrique d'Ivrée (GUILLAUME 1967, Fig.201) et en surface par le faisceau d'accident sénestre, orienté NW-SE, de la vallée de la Stura près de Cunéo (MALARODA 1957) et par les épacentres sismiques qui jalonnent ce faisceau (GUILLAUME 1967 p.444).

Plus au nord, la zone d'anomalie gravimétrique est limitée par la ligne insubrienne dextre. Cet encadrement par des décrochements contraires, déjà noté par LAUBCHER (1971), illustre le poinçonnement de la plaque européenne par la plaque sud-alpine. Toutefois, on remarquera que l'accident NW-SE sénestre au sud correspond à un décalage apparent important de la suture (100km) alors que l'accident dextre au nord n'est marqué que par un décalage probable des structures géologiques de 10 à 20 kilomètres maximum (DEBELMAS 1972).

- Interprétation

L'Arc des Alpes occidentales n'était pas réalisé avant le Tertiaire mais correspond à un arc induit par la collision continentale. (Fig.10.4).

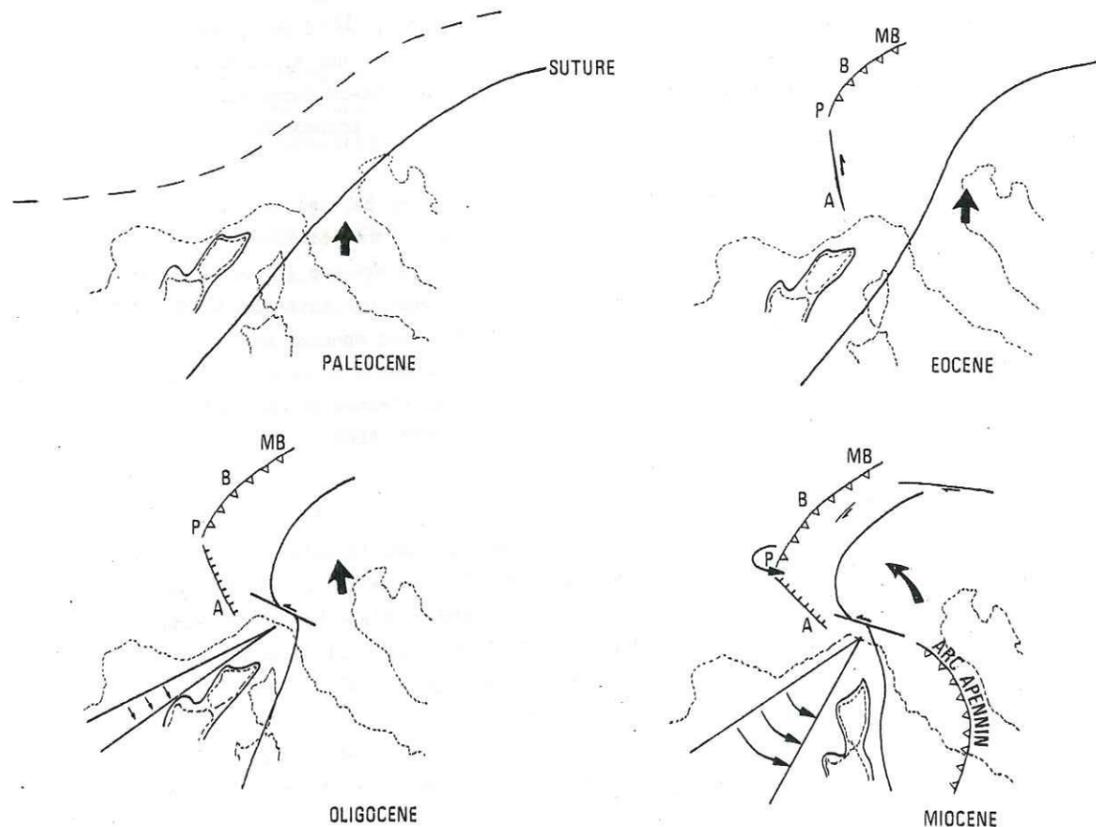


Fig.10-4 - La formation de l'Arc Alpin. (MB-B : axe Mt Blanc Belledonne, P-A axe Pelvoux Argentera, les flèches noires représentent les mouvements de la plaque sud Alpine, les triangles blancs indiquent les translations importantes de l'axe MB-B, les barboles indiquent les translations plus limitées de l'axe P-A. Au paléocène, les grands pointillés indiquent les directions paléogéographiques possibles du domaine Européen).

Trois facteurs principaux influencent la formation de cet arc :

- les déformations crustales antérieures du domaine continental (VIALON 1974)
- les limites incertaines des deux plaques en présence
- la rotation antihoraire de 30° du sens de déplacement de la plaque africaine au cours du tertiaire.

Les directions paléogéographiques avant le tertiaire du domaine interne sont sinon Est-Ouest au moins NE-SW comme cela vient récemment d'être mis en évidence pour le domaine subbriançonnais (RICOU 1980, MAURY thèse 3ème cycle en préparation). Les orientations paléomagnétiques dans le Briançonnais sont un argument supplémentaire en faveur de cette hypothèse.

Nous proposons donc une formation progressive de l'arc alpin en deux stades principaux.

Le premier qui prolonge les compressions Nord-Sud du Crétacé ébauche l'arc alpin et s'accompagne de chevauchements crustaux vers le NW (massifs cristallins de l'axe Belledonne Mt Blanc), de translations vers le NW des couvertures de nappes (Autapie et Parpaillon) ainsi que de cisaillements sénestres subméridiens (zone subbriançonnaise). Le second qui souligne la rotation progressive de la compression vers l'ouest accentue l'arc alpin en poursuivant vers le NW la translation des massifs cristallins externes du Nord mais aussi en accentuant les compressions sur l'axe Pelvoux-Belledonne. Ces déformations s'achèvent par les décrochements dextres le long de l'arc alpin (faille de la Durance, faille insubrienne) et par l'accident sénestre qui limite au sud l'anomalie d'Ivrée. Ce second stade est à relier au mouvement antihoraire de la plaque africaine qui s'accompagne de la rotation de l'axe corso-sarde et de la formation consécutive de l'arc apennin. (Fig.10.4)

La formation de l'Arc alpin proposée n'est pas très éloignée de celles déjà proposées par d'autres auteurs (BOCALLETI et GUAZZONE 1971).

La nappe du Parpaillon translattée vers le NW pendant le premier stade est reprise au cours du second stade par les déformations à déversement SW de l'axe Pelvoux-Argentera. On peut donc dater le premier stade du début de l'Eocène jusqu'à l'Oligocène inférieur et le second de l'Oligocène supérieur jusqu'à l'actuel.

10-2.3 CONCLUSION

La compression globalement Nord-Sud, caractéristique du mouvement relatif des deux plaques continentales en présence s'est poursuivie après leur collision et peut être retrouvée dans les déformations qui caractérisent la formation de l'arc alpin. Ces conclusions se rapprochent de celles d'autres auteurs qui ont déjà insisté sur la prépondérance d'une contraction Nord-Sud pendant l'Eocène et le début de l'Oligocène (GRATIER et Al 1973, VIALON 1974, BOUDON et Al. 1976) ou sur les charriages vers le Nord à la même époque (CABY 1973). D'autre part, il est notable que dans les Alpes occidentales les translations sur de grandes distances (plusieurs dizaines de km) se sont toujours effectuées vers le Nord ou le NW et jamais vers l'ouest ou le SW. On peut donc, en dernière instance, interpréter la courbure de l'arc des Alpes occidentales comme un contre coup latéral d'un chevauchement crustal essentiellement dirigé vers le Nord ou le NW (GOGUEL 1963). La contraction Est-Ouest tardive ne modifie pas de façon significative cet aspect principal.

Pourtant, dans le domaine interne (Dora Maira, Ambin) la direction des cisaillements liée à l'obduction du crétacé supérieur est actuellement orientée Est-Ouest (LAURENT et ETCHECOPAR 1976, MALAVIEILLE 1982), ce qui est en contradiction flagrante avec l'interprétation proposée.

provaute / mais voir CABY (Boudon 1982) qui me a transport E-W. mais de vent N → E (pour pour les nappes profondes).

Nous retiendrons deux faits conjoints capables d'expliquer cette anomalie. D'une part, l'arc induit est postérieur à la période de l'obduction, d'autre part les deux secteurs en question (Dora Maira, Ambin) sont situés sur une transversale où l'on possède plus à l'ouest (Pelvoux, vallée du Guil dans le Briançonnais) des mesures paléomagnétiques significatives qui indiquent une rotation antihoraire de 50 à 90° des vecteurs paléomagnétiques.

Après l'obduction, les marqueurs structuraux de cette déformation deviennent, au même titre que les vecteurs paléomagnétiques, des marqueurs passifs dont l'orientation actuelle est dépendante de la formation de l'arc Alpin. Si l'on envisage pour cette portion de l'arc une rotation antihoraire de 50 à 90°, la direction du cisaillement au moment de l'obduction est orientée Nord-Sud ou NW-SE. On rétablit ainsi la cohérence des données de terrain.

Une étude microtectonique récente menée sur le bloc Corso-Sarde (LETOUZEY et Al. 1982) confirme l'inévitable changement de direction passif des marqueurs structuraux antérieurs à la rotation d'un bloc continental. Deux directions de serrage en effet ont été mises en évidence en Sardaigne : la première, éocène, correspond à une compression orientée N140E (NW-SE) et la seconde, miocène inférieur, correspond à une compression orientée N40E (NE-SW). La différence d'orientation entre la période éocène de Sardaigne (N140 E) et la période éocène sur le pourtour méditerranéen (N160 à NS) est un nouveau témoignage de la rotation oligocène du bloc Corso-Sarde (LETOUZEY et Al 1982). De plus, la chronologie des deux compressions reconnues s'intègre bien avec la reconstitution des événements proposés plus au Nord.

Enfin, il semble que les déformations et les translations sur la branche E-W des Alpes (de Genève à Vienne) sont compatibles avec celles que nous venons de décrire sur la branche Nord-Sud. En effet, les grandes translations vers le Nord qui sont la marque principale de cette portion des Alpes au crétacé supérieur sont suivies par des cisaillements (et des translations ?) vers l'ouest à partir de l'oligocène (BRUNEL et GEYSSANT 1978). Cette chronologie des événements est conciliable avec le modèle proposé pour la formation de l'arc Alpin plus à l'Ouest. (Fig.10.4).

11?
 un pas EW
 de l'Est à l'ouest
 puis à l'ouest
 S → N en un
 à l'ouest des
 transferts!

APPORT DES MODELES EXPERIMENTAUX

A LA COMPREHENSION DE LA NAPPE DU PARPAILLON

11-1 - ANALOGIE DES DEFORMATIONS

11-1.1 GLISSEMENT ET ETALEMENT GRAVITAIRE

La silicone, utilisée pour les expériences précédentes (6), est un matériel newtonien c'est-à-dire qu'il répond aux sollicitations des contraintes les plus faibles ($\sigma = \mu\epsilon$). C'est ce comportement visqueux qui a permis de réaliser des expériences gravitaires en condition normale sans recourir par exemple à une centrifugeuse.

Dans la nappe du Parpaillon, la déformation interne s'effectue par pression solution. Les lois de fluages élaborées par RUTTER (1976) montrent que les roches se déformant par pression solution ont un comportement quasiment newtonien. Dès lors, le matériel utilisé dans les expériences offre une bonne analogie du comportement des roches dans une nappe gravitaire comme celle du Parpaillon.

Dans les modèles, une seule pente (9°) a été utilisée mais c'est elle qui détermine la quantité respective d'étalement et de glissement dans la déformation. Pour la translation vers le NW, la déformation interne montre un étalement dominant (raccourcissement vertical) tandis que le glissement (cisaillement simple horizontal) ne se manifeste que par des mouvements bancs sur bancs. on peut faire deux remarques :

-- la première est que la translation dure pendant vingt millions d'année. Ce temps très long explique que les contraintes faibles (pour une nappe superficielle) des forces gravitaires puissent déformer la nappe du Parpaillon avec une schistosité horizontale relativement bien marquée. Le facteur temps explique ainsi le comportement newtonien des roches situées près de la surface et donc non atteint par un amollissement thermique.

-- la seconde est que, quelle que soit la quantité d'allongement produite par le raccourcissement vertical, il est obligatoire pour atteindre les cent cinquante kilomètres de déplacement de rajouter une translation rigide importante réalisée à la base par une surface de décollement. Que la déformation interne ne reflète pas du glissement net conduit d'autre part à supposer que la pente sur laquelle se déplaçait la nappe était faible (quelques degrés).

Pour la translation vers le SW (tout au moins la mise en place dans la dépression ménagée par l'érosion des structures oligocènes et le plissement consécutif de la nappe) le glissement est prépondérant tandis que l'étalement est marginal. La déformation interne indique ici une pente forte, ce que confirme les coupes géologiques (cf. Fig.8.18). Naturellement, ce déplacement s'accompagne également d'une translation rigide, car il est exclu d'attendre de ce glissement dominant un déplacement aussi important même si le rabotage basal au front de la nappe en est une illustration.

Insistons sur le fait que cette translation rigide ne change rien à la déformation interne, liée à l'étalement et au glissement gravitaire, dans la nappe ou dans les modèles.

Pour la nappe, cette translation rigide pourrait s'effectuer à la suite d'une rupture à la base de la nappe consécutive à un amollissement produit par une déformation intense concentrée sur une petite zone (strain softening, COBBOLD 1977). Dans cette zone, la déformation aurait alors été très différente, beaucoup plus intense et mettant en jeu des mécanismes de plasticité et de superplasticité. Ce point reste conjectural puisque cette surface n'a pas été reconnue sur le terrain.

11-1.2 CINEMATIQUE DU PLISSEMENT

Mis à part l'enroulement frontal, aucun pli ne se forme dans les modèles s'écoulant sur une surface plane. Ils sont uniquement obtenus en aval d'irrégularité de la surface basale : c'est le seul mécanisme de plissement possible pour les modèles gravitaires et donc par analogie pour les nappes gravitaires, en dehors du blocage sur des reliefs frontaux importants (8-3.1 et 8-3.3). Dans les modèles, les plis sont alors logiquement limités à la base et localisés juste après les dénivellations de celle-ci. Si, en plus d'un étalement et d'un glissement, les modèles effectuaient une translation rigide, cette localisation en aval des irrégularités ne pourraient bien sûr être mise en évidence aussi clairement.

Pour la translation vers le NW, la localisation des plis à la base, leur rareté et leur taille réduite sont l'indice d'un plissement similaire sur une surface où les variations topographiques sont rares et d'amplitude réduite. La translation rigide importante ne permet pas d'analyser les rapports entre la nappe et le substratum, qui en plus a été ultérieurement intensément déformé.

Pour la translation vers le SW, certains plis kilométriques (Barle, Hivernet..) sont clairement situés à l'aplomb de dénivellation importantes de la surface topographique basale. Mais ces plis, à l'inverse de ceux des modèles, sont développés sur toute l'épaisseur de la nappe. Cette différence n'est qu'apparente, elle est à relier à la très grandes amplitudes des dénivellations, proches de l'épaisseur de la nappe. Dans les modèles, il apparaît en effet nettement que la taille des plis formés est fonction de l'amplitude des irrégularités posées à la base : il en est de même pour le plissement D2 de la nappe du Parpaillon où des dénivellations kilométriques sont à l'origine de plis kilométriques.

C'est une brusque variation des lignes d'écoulement qui est à l'origine de l'instabilité cinématique et donc de la formation des plis. Dans les glaciers, cette variation est due à un changement de l'épaisseur de la glace ou de la pente du glacier (consécutive à des chutes de neige). Dans les nappes, cette variation dépend également d'un changement aux limites du système que provoquent par exemple l'érosion, le changement de la pente de surface (soulèvements ou effondrements locaux), le raccourcissement vertical dans le cas d'un étalement gravitaire conséquent ou le blocage au front dans le cas d'un glissement important ; et d'une manière générale, quel que soit le processus exact, tous les changements géométriques de la nappe en mouvement qui ne peut rester, sauf cas exceptionnel, dans un état d'écoulement stable (HUDLESTON 1977).

11-2 - LE MECANISME DE MISE EN PLACE DES NAPPES GRAVITAIRES

Le modèle de mise en place proposé, qui apparaît particulièrement adéquat pour la nappe du Parpaillon, concerne les nappes translitées sur de grandes distances sous l'influence de la gravité des zones internes hautes des chaînes vers les zones externes basses. Il a pour objet principal de montrer que dans ce cas la déformation interne, témoin privilégié du mécanisme de mise en place, rend compte d'un glissement et d'un étalement gravitaire combinés. La quantité respective de glissement et d'étalement dépend principalement de l'inclinaison plus ou moins forte de la pente à la base de la nappe même si, en dernière instance, c'est la pente de surface qui détermine la direction du déplacement ($\tau = \rho g h \alpha$, 5-2.2). En effet, une pente basale inverse du déplacement (ou horizontal) correspond à un cas limite où seul l'étalement intervient (fig.11-1). En d'autres termes, si la pente de surface détermine la direction de déplacement, c'est la pente de la base qui influence la déformation interne.

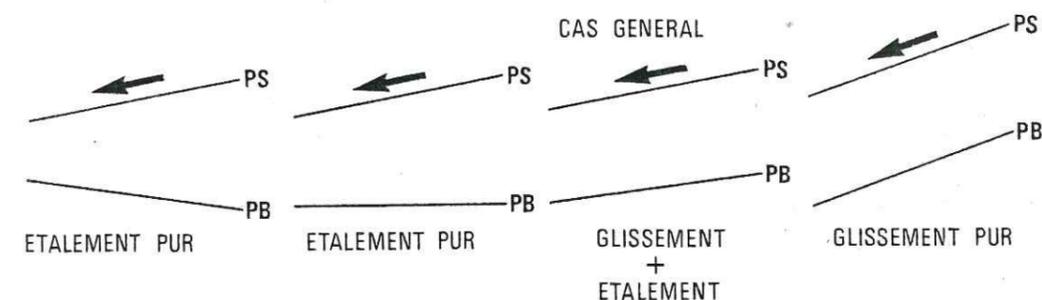


Fig.11-1 - Les conditions géométriques du glissement et de l'étalement gravitaire (vu en coupe PS = pente de la surface, PB = pente de la base).

Quelle que soit la quantité respective de glissement et d'étalement, il paraît difficile pour atteindre de grands déplacements de faire l'économie d'une translation rigide qui, par définition, n'est pas décelable dans la déformation interne. Un simple raisonnement géométrique pourrait cependant conduire à nuancer ce point puisqu'une nappe de dix kilomètres d'épaisseur, longue de deux cents kilomètres, subissant un étalement gravitaire jusqu'à une réduction d'épaisseur de cinq kilomètres s'allongerait dans une direction de cent kilomètres (200 km au total) si la déformation interne s'accomplissait par un cisaillement pur en déformation plane (RAMBERG 1977a). Mais on peut se demander quel mécanisme physique de déformation accommoderait un tel allongement (surtout près de la surface) et combien de temps il faudrait pour l'obtenir. Il faut également tenir compte de l'érosion, particulièrement intense au front des nappes. Enfin, un dernier argument est à retenir en faveur d'une translation rigide : à notre connaissance, l'enroulement du front de la nappe observé dans les modèles n'a jamais été reconnu sur le terrain. Il est probable que ce front est détruit par l'érosion au fur et à mesure qu'il se forme et qu'en conséquence il n'a pas de réalité géologique.

L'aspect de la déformation macroscopique dans la nappe du Parpaillon dépend de la surface topographique sur laquelle elle se déplace. Pour la translation vers le NW, la nappe se déplace sur une surface basale assez plane et sans irrégularité importante. Elle progresse en position normale et le plissement est très limité. Pour la translation vers le SW, les grandes dénivellations de la surface d'érosion Miocène et les reliefs frontaux importants déterminent un plissement kilométrique spectaculaire. *Il apparaît donc que les déformations macroscopiques dans une nappe gravitaire sont déterminées par les conditions aux limites du système en mouvement : limites frontale et basale pour le plissement mais aussi latérale (effet de bordure et flambage consécutif : modèle 2C).*

RESUME DES RESULTATS PRINCIPAUX

12-1 - LA NAPPE DU PARPAILLON : HISTOIRE DE SA DEFORMATION

On retiendra principalement de l'étude régionale les trois points suivants :

- 1) - A la suite de son obduction sur la marge continentale européenne au Paléocène, la nappe du Parpaillon se translate vers le NW (initialement vers le Nord ? 3-1.3) pendant tout l'éocène et se place au stampien à cheval sur l'Embrunais-Ubaye et le domaine Briançonnais.
- 2) - L'important cisaillement crustal qui fonctionne à la fin de l'oligocène entre ces deux domaines paléogéographiques sépare la nappe du Parpaillon en deux unités. L'unité 1 déjà située en Embrunais-Ubaye est structurée avec son soubassement sans translation notable. L'unité 2 située en pseudo couverture sur le briançonnais glisse progressivement vers le SW, passe par dessus l'unité 1 et se met en place au début du Miocène sur une surface d'érosion peu aplanie.
- 3) - La mise en évidence au cours de l'éocène d'une translation importante vers le NW (100 à 200 km) d'une nappe d'une telle superficie (3600 km² actuellement) ne peut être considérée comme un épiphénomène dans l'orogénèse des Alpes occidentales. Elle apporte au contraire une indication précieuse sur les déformations paléogènes : une cinématique possible de la formation de l'arc alpin est en conséquence proposée. Cette cinématique insiste sur la notion d'un arc induit par la collision continentale.

12-2 - LE MECANISME DE MISE EN PLACE DES NAPPES

Deux résultats se dégagent de l'étude thématique :

- la reconnaissance du mécanisme de mise en place d'une nappe passe par l'examen de sa déformation interne. Une série de critères de terrain (simples donc facilement utilisables) a été élaborée permettant de choisir entre les trois grands modèles possibles (glissement gravitaire, étalement gravitaire, compression horizontale) de mise en place.
- Si les roches même superficielles se comportent rhéologiquement comme des corps visqueux c'est-à-dire sans seuil d'écoulement (ce que semble indiquer un mécanisme physique comme la pression solution), il est difficile de concevoir une mise en place par compression arrière, à fortiori pour des translations importantes (on notera à ce propos que les tenants des modèles

compressifs ont toujours requis une rhéologie plastique). Si on examine alors l'hypothèse gravitaire, les modèles indiquent que le glissement ou l'étalement pur doivent être considéré comme des cas limites : le cas général est celui d'un glissement et d'un étalement combinés. La déformation interne traduit cette dualité par une combinaison de cisaillement pur et de cisaillement simple.

12-3 - LE MECANISME DE MISE EN PLACE DE LA NAPPE DU PARPAILLON

Les critères de terrain précédent, testés sur la nappe du Parpaillon, exclut sans ambiguïté une translation par compression horizontale.

-- la translation la plus importante (100 à 200 km vers le NW) est la plus représentative d'un glissement et d'un étalement gravitaire combinés, à la restriction près du problème d'échelle (cf. 4-2.4 ; 7-2 et 7-3).

-- la translation vers le SW de l'unité 2 (25km) est identique à la translation vers le NW pendant le passage par dessus l'unité 1 et se rapproche d'un glissement pur lors de la mise en place dans la dépression creusée à l'ouest de l'unité 1.

-- seule la déformation de l'unité 1 indique une très légère translation (100 à 200 m) vers le SW à la suite d'une compression arrière fournie par le Briançonnais.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, A. 1976. - Subduction cisailante et création de nappes sans racine dès l'origine. *C.R. acad. Sci. PARIS*, T. 283 : 1277-1280.
- AMSTUTZ, A. 1976. - Genèse des nappes Préalpines et Helvétiques durant l'Eocène et l'Oligocène. *C.R. acad. Sci. PARIS*, T. 283 : 1575-1578.
- ARTHAUD, F. et MATTAUER, M. 1969. - Sur les décrochements NE-SW senestres contemporains des plis Pyrénéens du Languedoc. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.*, 8, : 290-291.
- BADOUX, H. et MERCANTON, C. 1962. - Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. *Ellog. Géol. Helv.*, V.55, : 135-188
- BARBIER, R. 1956 b. - L'importance de la tectonique "Ante nummulitique" dans la zone ultradauphinoise au N du Pelvoux : la chaîne Arvinche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, T. 6, : 355-370.
- BARBIER, R. et BARFETY, J.C. 1972. - Les structures E-W de la zone ultradauphinoise du pays des Arves (Savoie) et leur signification. *Géol. Alpine*, T. 48 : 151-158.
- BARFETY, J.C., GIDON, M. et KERCKHOVE, C. 1968. - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur Durancien des Alpes internes française. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, T. 267, : 394-397.
- BEACH, A. 1974. - A geochemical investigation of pressure solution and the formation of veins in a deformed greywacke. *Contr. Mineral. and Petrol.* 46, : 61-68.
- BEACH, A. 1977. - Vein arrays, hydraulic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, S.W. England. *Tectonophysics*, 40, : 201-225.
- BEACH, A. et KING, M. 1978. - Discussion on pressure solution. *Il. Geol. Soc. Lond.*, V. 135 : 649-651.
- BERGERAT, F. 1981 a. - Dynamique des accidents cevenols au cours du tertiaire. *C.R. acad. Sci. PARIS.*, T. 292 : 1049-1052
- BERGERAT, F. 1981 b. - Etats de contraintes tertiaire liés à la tectonique cassante dans le sud de la vallée du Rhône. *C.R. acad. Sci. PARIS.*, T. 293 : 925-928.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. et LE PICHON, X. 1977. - From the tethys ocean to the mediterranean seas : A plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system. *In* : International Symposium on the structural history of the mediterranean basins. Split 25-29 October 1976. B. BIJU-DUVAL and L. MONTADERT (Ed). Editions Technip, PARIS, p. 145-164.

- BIOT, M.A. 1961. - Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis. *Bull. geol. Soc. Am.*, 72, : 1595-1620.
- BLAY, P., GOSGROVE, J.W. and SUMMERS, J.M. 1976 - An experimental investigation of the development of structures in multilayers under the influence of gravity. *Il. Geol. Soc. Lond.*, V. 133, : 329-342.
- BOCCALETTI, M. et GUAZZONE, G. 1970. - La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell' Apennino settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale. *Mem. Soc. geol. ITAL.*, IX, : 177-195.
- BOGDANOFF, S. et SCHOTT, J.J. 1977. - Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges Permien du sud de l'Argentera. *Bull. Soc. Geol. FRANCE.*, T. XIX, n°4 : 909-916.
- BOUDON, J., GAMOND, J.F., GRATIER, J.P., ROBERT, J.P., DEPARDON, J.P., GAY, M., RUHLAND, M. et VIALON, P. 1976. - L'arc alpin occidental : Réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S ? *Ellogae geol. HELV.*, V. 69 : 509-519.
- BRAVARD, C., KERCKHOVE, C. et BARBIER, R. 1981. - Réinterprétation du sommet de la série des aiguilles d'Arves et de ses rapports avec la zone subbriançonnaise dans la vallée de l'Arc. *C.R. Acad. Sci. PARIS.*, T. 292 : 531-534.
- BRUN, J.P. 1975. - Contribution à l'étude d'un dome gneissique : le massif de St Malo (massif armoricain). *Thèse 3ème cycle*, 97p.
- BRUN, J.P. 1977. - Cumulative strain and boundary effects in the gravity flow of a viscous slab. *Tectono physics*, 41 : T7-T14.
- BRUN, J.P. 1978. - L'enroulement des charnières de plis pendant la déformation progressive : arguments microtectoniques. *6ème Réunion. Ann. Sci. terre; ORSAV.* : 76.
- BRUN, J.P. et CHOUKROUNE, P. 1981. - Déformation progressive et structures crustales. *Rev. géol. Dyn. et géog. phys.*, V. 23, fasc. 3 : 177-193.
- BRUN, J.P. et MERLE, O. 1982. - La nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye) : II mécanismes de mise en place. *9ème R.A.S.T., JUSSIEU (PARIS)*, p. 98.
- BRUNEL, M. et ANDRIEUX, J. 1976. - Déformations superposées et mécanismes associés au chevauchement central Himalayen. "M.C.T", Népal oriental. In : Actes du colloque international n°268 : Himalaya, PARIS, Centre Nat. Recherche Sci. : 69-83.
- BRUNEL, M. et GEYSSANT, J. 1978. - Mise en évidence d'une déformation rotationnelle E-O par l'orientation optique du quartz dans la fenêtre des tavern. Implications géodynamiques. *Rev. Géogr. phys. et de Géol. dyn.*, V. XX, fasc. 4 : 335-346.
- BUCHER, W.H. 1956. - Role of gravity in orogenesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67, : 1295-1318.
- BUCHER, W.H. 1962. - An experiment on the role of gravity in orogenic folding. *Geol. Rundsch.* 52(2), : 804-810.
- GABY, R. 1973. - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implication pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), XV, : 624-634.
- GABY, R., KIENAST, J.R. et SALIOT, P. 1978. - Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. *Rev. géo. géol. Dynam.*, XX : 307-322.
- CARRERAS, J., ESTRADA, A. et WHITE, S. 1977. - The effects of folding on the C axis fabrics of a quartz mylonite. *Tectonophysics*, 39 : 3-24.

- CARON, J.M. 1977 a. - Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. *Sci. géol., Mém. n°48.*
- CARON, J.M. 1977 b. - Evolution paléogéographique et tectonique de la zone Piémontaise dans les Alpes cottiennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XIX, : 893-899.
- CHAMBERLIN, R.T. 1910. - The appalachian folds of central Pennsylvania. *J. Géol. CHICAGO*, 18 : 228-51.
- CHAPPLE, W.M. 1978. - Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. *Bull. Geol. Soc. Am.* 89, : 1189-1198.
- CHOUKROUNE, P. 1971. - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations synchronématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XIII n° 3-4 : 257-271.
- CHOUKROUNE, P. 1974. - Structure et évolution tectonique de la zone nord Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub verticale. *Thèse Sciences, MONTPELLIER*, 276 p.
- CHOUKROUNE, P. et SEURET, M. 1973. - Tectonics of the pyrénées : role of compression and gravity. In : Gravity and tectonics (DE JONG, SCHOLTEN ed.); JOHN WILEY and Sons, NEW YORK : 141-156.
- COBBOLD, P.R. 1977 a. - Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations and deformation bands. *CAN. J. EARTH Sci.* 14 : 1721-1731.
- COBBOLD, P.R. 1977 b. - Description and origin of banded deformation structures. II; Rheology and the growth of banded perturbations. *Can. Journ. EARTH. Sci.* 14, II : 2510-2523.
- COBBOLD, P.R. et QUINQUIS, H. 1980. - Development of sheath folds in shear regimes. In : Shear Zones in rocks. J. CARRERAS, P.R. COBBOLD, J.G. RAMSAY and S. WHITE (ed.), *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2 : 119-126.
- COBLE, R.L. 1963. - A model for boundary controlled creep in polycrystalline materials. *J. Appl. Phys.* 34 : 1679-1682.
- DARBOUX, J.R. 1973. - Le brioverien de la baie de Douarnenez - Etude pétrographique et structurale. *Thèse 3ème cycle, BREST*, 170 p.
- DAVIES, H.C. 1971. - Peridotite - Gabbro - Basalt complex in eastern Papua : An overthrust plate of oceanic mantle and crust. *Dept. Nat. Devel. Bur. Min. Res. AUSTRALIA, Bull. n°128.*
- DEBATS, J.M., GAMOND, J.F., LAGABRIELLE, R. et TAPPONNIER, P. 1972. - Un exemple de superposition de deux phases de plissement dans les chaînes subalpines de la région de Digne. *Géologie Alpine*, T. 48 : 179-185.
- DEBELMAS, J. 1953. - Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.* 6ème série : 123-129.
- DEBELMAS, J. 1955. - Les zones subbriançonnaise et Briançonnaise occidentale entre vallouise et Guillestre. *Mem. Expl. Carte géol. Fr.* 171 p.
- DEBELMAS, J. 1970. - Alpes (Savoie et Dauphiné). *Guides Géologiques Régionaux, Masson*, 213 p.
- DEBELMAS, J. 1972. - A propos de quelques hypothèses récentes sur la genèse de l'Arc Alpino-Apenninique. *Revue de géo. phys. et de géol. dyn.* V. XIV, fasc. 3 : 229-244.
- DEBELMAS, J. 1975 b. - Réflexions et hypothèses sur la paléogéographie crétacée des confins Alpino-Apenninique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, V. XVII, n°6 : 1002-1012.

- DEBELMAS, J. et KERCKHOVE, C. 1973. - Large gravity nappes in the french italian and french-swiss alp. In : Gravity and tectonics (Ed. by DE JONG, K., et SCHOLTEN, R.) Wiley, New York : 189-200.
- DEBELMAS, J. et KERCKHOVE, C. 1980. - Les Alpes Franco-Italiennes. *Géol. Alpine*, 56 : 21-59.
- DEBELMAS, J., GIDON, M. et KERCKHOVE, C. 1978. - Idées actuelles sur les cagneuses Alpines. "Livre jubilaire Jacques FLANDRIN" docum. lab. géol. fac. Sci. Lyon. H.S. 4 : 195-201.
- DENNISON, J.M. and WOODWARD, H.P. 1963. - Palinspatic maps of central appalachians. *Bull. Am. Assoc. petrol. Geol.* 47 : 666-80.
- DERAMOND, J. 1979. - Déformation et déplacement des nappes : exemple de la nappe de Gavarnie. *Thèse, TOULOUSE*, 409 p.
- DEWEY, J.F. et BIRD, J.M. 1970. - Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* V. 75 : 2625-2647.
- DIXON, J.M. 1974. - A new method of determining finite strain in models of geological structures. *Tectonophysics*, 24 : 99-114.
- DIXON, J.M. 1975. - Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics*, 28 : 89-124.
- DUBOIS, R. 1982. - Plis, décrochements et failles inverses : une tectonique liée à la mise en place des préalpes médianes du Chablais. 9ème R.A.S.T., JUSSIEU, 212 p.
- DUNOYER DE SECONZAC, G. et ABBAS, M. 1976. - Métamorphisme des argiles dans le Rethien des Alpes sud-occidentales. *Sci. géol. Bull.* 29 : 3-20.
- DURNEY, D.W. 1972. - Solution transfer, an important geological deformation mechanism. *Nature* 235 : 315-317.
- DURNEY, D.W. and RAMSEY, J.G. 1973. - Incremental strains measured by syn-tectonic crystal growths. In : In gravity and tectonics (ed. K.A. de JONG and R. SCHOLTEN) J. VILEY NEW-YORK.
- DYRELIUS, D., GEE, D.G., GORBATSHEV, R., RAMBERG, H. et ZACHRISSON, E. 1980. - A profile through the central scandinavian caledonides. *Tectono*, 69, 3-4 : 247-284.
- ELLIOTT, D. 1973. - Diffusion flow laws in metamorphic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84, : 2645-2664.
- ELLIOTT, D. 1976 a. - The motion of thrust sheets. *I. Geophys. Res.* 81 : 949-963.
- ELLIOTT, D. 1976 b. - The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets. *Phil. Trans. R. Soc. A* 283 : 289-312.
- ELLIOTT, D. 1977. - Some aspects of the geometry and mechanics of thrust belts. *Part 1, 8th annual seminar can. soc. petrol. geol. univ. CALGARY*.
- ELTER, P. et TREVISAN, L. 1973. - Olistostromes in the tectonic evolution of the northern Apennines. In : Gravity and tectonics (DE JONG, SCHOLTEN ed.) John WILEY and Sons, NEW YORK : 175-188.
- ELTER, P. 1975 a. - Introduction à la géologie de l'Appennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.* XVII : 956-962.
- ELTER, P. 1975 b. - L'ensemble ligure. *Bull. Soc. géol. Fr.* XVII n°6 : 984-997.
- ESCHER, A. and WATTERSON, J. 1974. - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophysics*, 22 : 223-231.

- FALLOT, P. 1944. - Observation sur la tectonique de la zone subbétique dans la province du Murcic. *Bull. Soc. géol. Fr.* 5, XIV : 11-28.
- FALLOT, P. 1949. - Les chevauchements intercutanés de Roya (A.M.). *Ann. HEBERT. Haug. Lab. géol. Fac. Sci. Univ. PARIS*, 7 : 161-170.
- FLETCHER, P. et GAY, N.C. 1971. - Analysis of gravity sliding and orogenic translation : Discussion. *Geol. Soc. America Bull.*, V. 82 : 2677-2682.
- FLINN, D. 1962. - On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. LONDON.*, 118 : 385-434.
- GAMOND, J.F. 1972. - Les plis coniques : Analyse théorique et implication mécanique. *Thèse 3ème cycle, GRENOBLE*, 110p.
- GAMOND, J.F. 1980. - Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire Dauphinoise orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) T. XXII : 429-436.
- GIDON, M. 1962. - La zone Briançonnaise en haute Ubaye et son prolongement au Sud-Est. *Mém. serv. carte géol. Fr.*, thèse GRENOBLE 1959.
- GIGNOUX, M. 1948 b. - Méditation sur la théorie de la tectonique d'écoulement par gravité. *Trav. lab. géol.*, 27 : 1-34.
- GIGNOUX, M. et MORET, L. 1933. - Revision de la feuille GAP au 1/80 000. *Bull. serv. carte géol. Fr.*, n° 190, T. 38 : 3-17.
- GIGOT, P., GRANDJACQUET, C. et HACCARD, D. 1974. - Evolution tectono-sédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVI : 128-139.
- GLANGEAUD, L. 1966. - Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède 1. *C.R. Acad. Sci. PARIS.*, T. 262 : 2405-2408.
- GLANGEAUD, L. 1968. - Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, X, 2 : 83-135.
- GLANGEAUD, L., ALINAT, J., POLVECHE, J., GUILLAUME, A. et LEENHARDT, O. 1966. - Grandes structures de la mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, VIII : 921-937.
- GOGUEL, J. 1948. - Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. (2ème ed.). *Mem. Expl. Carte géol. Fr.*, 530p.
- GOGUEL, J. 1952. - Traité de tectonique. *Editeurs MASSON et Cie*, 383 p.
- GOGUEL, J. 1963. - L'interprétation de l'Arc des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7ème série, 5 : 20-33.
- GOURLAY, P. 1982. - Approche structurale de la région comprise entre le massif de Belledonne et le massif du Mont Blanc. 9ème R.A.S.T., JUSSIEU, 289 p.
- GRACIANSKY, P. ch. et LEMOINE, M. 1980. - Exc. 27 : Paléomarge de la Tethys dans les Alpes occidentales : du massif central français aux ophiolites Liguro-Piémontaises. *Géologie Alpine*, T. 56 : 119-149.
- GRAHAM, R.H. 1981. - Gravity sliding in the maritime alps. In : thrust and nappe tectonics, geological society special publication n°9, : 335-352.
- GRANDJACQUET, C., HACCARD, D. et LORENZ, C. 1972 a. - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpins et apennin à partir du Trias. *Bull. Soc. géol. Fr.* 4 : 158-162.

- GRANDJACQUET, C. et HACCARD, D. 1977. - Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique Liguro-Piémontais. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, XIX, : 901-908.
- GRATIER, J.P. 1976. - Déformation et changement de volume dans un marbre à stylolithes de la région de Rabat (MAROC). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVIII, n°6 : 1461-1469.
- GRATIER, J.P. 1978. - Schistosité de dissolution : Mise en évidence et mesure quantitative des déformations. *6ème réunion ann. Sci. Terre, ORSAV*.
- GRATIER, J.P. 1979. - Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, T. XXI, n°1 : 95-104.
- 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, grandes Rousses et Pelvoux. *Thèse 3ème cycle, GRENOBLE.*, 2 fasc. 289p.
- GRAY, D.R. 1978. - Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia : their nature and origin. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 89 : 577-590.
- GRAY, D.R. 1979. - Microstructure of crenulation cleavage : An indicator of cleavage origin. *Am. J. Sci.* 279 : 87-128.
- GRAY, D.R. and DURNEY, D.W. 1979 a. - Crenulation cleavage differentiation : Implications of solution-deposition processes. *Journal of structural geology*, V. 1, n°1 : 73-80.
- GRAY, D.R. and DURNEY, D.W. 1979 b. - Investigations on the mechanical significance of crenulation cleavage. *Tectonophysics*, 58 : 35-79.
- GUBLER, Y. 1928. - La nappe de l'Ubaye au sud de la vallée de Barcelonnette. *Thèse Sic.*, PARIS.
- GUILLAUME, A. 1967. - Contribution à l'étude géologique des Alpes Liguro-Piémontaises. *Thèse PARIS, Dactylogr.* 534p.
- GUTERMAN, V.G. 1980. - Model studies of gravitational gliding tectonics. *Tectonophysics*, 65, 111-126.
- GWINN, V.E. 1970. - Kinematic patterns and estimates of lateral shortening, valley and ridge and great valley provinces, central Appalachians, South-Central Pennsylvania. In : FISCHER, G.W. et al. (ed). *Studies of appalachians geologie : central and southern*, WILLEY, NEW YORK : 127-46.
- HACCARD, D., LORENZ, C. et GRANDJACQUET, C. 1972. - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins. *Mem. Soc. géol. IT.* II : 309-341.
- HAMBREY, M.J. 1977. - Foliation, Minor folds and strain in glacier age. *Tectonophysics*, 39 : 397-416.
- HAUG, E. 1898. - Feuille Gap, compte rendu campagne 1897. *Bull. Serv. Carte geol. Fr.* T. 10, n°63, 127p.
- HAUG, E. et KILLIAN, W. 1902. - Feuilles Gap et Larche. *Compte rendu des collaborateurs. Bull. Serv. Carte geol. Fr.*, n° 85, T.12 : 150-153.
- HAYNES, S. and Mc. QUILLAN, H. 1974. - Evolution of the zagros suture zone, southern Iran. *Geol. Soc. America. Bull.* V. 85 : 739-744.

- HEALD, M.T. 1956. - Cementation of simpson and St Peter sandstone in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *J. Geol.* 64 : 16-30.
- HEARD, H.C. and RUBEY, W.W. 1966. - Tectonic implications of gypsum dehydration. *Geol. Soc. America Bull.* 77 : 741-760.
- HOSSACK, J.R. 1979. - The use of balanced cross sections in the calculation of orogenic contraction : A review. *J. Geol. Soc. LONDON.*, V. 136 : 705-711.
- HSU, K.J. 1969 a. - Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V. 70 : 115-166.
- HUBBERT, M.K. 1937. - Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Am. Bull.* 48 : 1459-1520.
- HUBBERT, M.D. and RUBEY, W.W. 1959. - Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. I. mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.*, V.70 : 115-166.
- HUDLESTON, P.J. 1973. - The analysis and interpretation of minor folds developed in the moine rocks of monar, Scotland. *Tectonophysics*, 17 : 89-132.
- HUDLESTON, P.J. 1976. - Recumbent folding in the base of the barnes ice Cap, baffin Island, northwest territories Canada. *Geol. Soc. amer. Bull.*, V. 87 : 1684-1692.
- HUDLESTON, P.J. 1977. - Similar folds, recumbent folds and gravity tectonics in ice and rocks. *Journal of geology*, V. 85 : 113-122.
- HUDLESTON, P.J. and HOOKE, R. 1980. - Cumulative deformation in the barnes ice cap and implications for the development of foliation. In : W.M. SCHWERTNER, P.J. HUDLESTON and H.M. DIXON (ed.), *Analytical studies in structural geology. Tectonophysics*, 66 : 127-146.
- HUGON, H. 1982. - Structure et déformation du massif de Rocroi (Ardennes), approche géométrique quantitative et expérimentale. *Thèse 3ème cycle, RENNES*, 98 p.
- HUGON, H. et COBBOLD, P. 1980. - Déformation expérimentale par cisaillement simple. Effets mécaniques résultant d'un contraste rhéologique en couche et matrice. *8ème réun. An. Sci. Terre, MARSEILLE*, 186p.
- KEHLE, R.O. 1970. - Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geol. Soc. America Bull.*, V. 81 : 1641-1664.
- KEHLE, R.O. 1971. - Analysis of gravity sliding and orogenic translation : Reply. *Geol. Soc. AMERICA Bull.*, V. 82 : 2683-2684.
- KERCKHOVE, C. 1962. - Sur la position structurale et stratigraphique des grès de l'Embrunais à l'ouest du col de Vars (Hautes Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) 4 : 298-302.
- KERCKHOVE, C. 1963. - Schéma structural de la nappe du flysch à Helminthoïde de l'Embrunais-Ubaye. *Geol. Alpine*, 39 : 7-24.
- KERCKHOVE, C. 1964. - Mise en évidence d'une série à caractère d'"olisthostrome" au sommet des grès d'Annot, sur le pourtour des nappes de l'Ubaye. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, 259 : 4742-4775.
- KERCKHOVE, C. 1969. - La zone du flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye. *Geol. Alpine* 45 : 5-204.
- KERCKHOVE, C. 1975. - Sédimentation chaotique et tectogénèse : les olisthostromes des nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales françaises). *9ème congrès Inter. Sédim. NICE*, Thème 4 : 195-203.

- KERCKHOVE, C. 1980. - Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. In : Evolutions géologiques de la France, A. AUTRAN et J. DERCOURT, (ed.), 26^{ème} cong. géol. int., colloque C7 et mém. B.R.G.M., 107, 241 p.
- KERCKHOVE, C., DEBELMAS, J. et COCHONAT, P. 1978. - Tectonique du soubassement parautochtone des nappes de l'Embrunais-Ubaye sur leur bordure occidentale du Drac au Verdon. *Geol. Alpine* 54 : 67-82.
- KIEFFER, J.D. and DENISON, J.M. 1972. - Palinspatic map of devonian strata of alberta and north-west Georgia. *Bull. Am. Assc. Petrol. geol.* 56 : 161-66.
- KLIGFIELD, R. 1979. - The northern Apennines as a collisional Orogen. *American journal of Science*, V. 279 : 676-691.
- KVALE, A. 1953. - Linear structures and their relation to movement in the caledonides of Scandinavia and Scotland. *Q.J. geol. Soc. Lond.* 109 : 51-73.
- LABESSE, B. 1981 a. - Existence d'une lacune importante dans le crétacé supérieur des séries ligures de l'Apennin septentrional. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, T. 293 : 997-1002.
- LABESSE, B. 1981 b. - A propos de la paléogéographie du domaine ligure au Crétacé supérieur : le problème de la ride du Bracco. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, T. 293 : 1087-1090.
- LAGARDE, J.L. 1978. - La déformation des roches dans les zones à schistosité sub-horizontale. *Thèse 3^{ème} cycle, RENNES*, 164 p.
- LANTAUME, M. 1956 a. - L'allochtonne dans le bassin de la Brigue de Tende. *C.R.A.S. séance du 4 Avril*.
- LANTAUME, M. 1957. - Nouvelles données sur le flysch à Helminthoïdes de la ligurie occidentale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 7, : 115-123.
- LANTAUME, M. 1962 a. - Contribution à l'étude des Alpes maritimes Franco Italiennes. *Thèse PARIS* 2 v. man.
- LANTAUME, M. 1962 b. - Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes du flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 4 : 627-643.
- LATREILLE, M. 1961. - Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut Drac. *Thèse, GRENOBLE*, *Mém. Serv. carte géol. F2*.
- LATREILLE, M. et VUILLERMOZ, C. 1962. - Données nouvelles sur la géologie de la région de Prads-la-Javie. *C.R.A. Sci.*, T. 254, 3388p.
- LAUBSCHER, H.P. 1971. - The large scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines And its palinspatic implications. *Amer. Jour. Sci.*, 271 : 193-226.
- LAURENT, P. et ETCHECOPAR, A. 1976. - Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira. *Bull. Soc. géol. Fr.*, T. 18 : 1387-1393.
- LE CORRE, Cl. 1975. - Analyse comparée de la cristallinité des micas dans le Brioverien et le paléozoïque centre Armoricains : zoneographie et structure d'un domaine Epizonal. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7) XVII : 547-553.
- LECORRE, Cl. 1978. - Approche quantitative des processus synschisteux : l'exemple du segment Hercinien de Bretagne centrale. *Thèse, RENNES*, 381 p.
- LEMOINE, M. 1972. - Rythme et modalités des plissements superposés dans les chaînes sub-Alpines méridionales des Alpes occidentales Françaises. *Geol. RONDSCHAU* 61, n°3 : 975-1010.

- LEMOINE, M. 1973. - About gravity glidding tectonics in the western Alps. In : Gravity an tectonics edited by K.A. DE JONG and R. SCHOLTEN, John WILEY, NEW-YORK.
- LE PICHON, X. 1979. - Bassins marginaux et collision intracontinentale : exemple de la zone Egéenne. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, T. 288 : 1083-1086.
- LE PICHON, X., PAUTOT, G., AUZENDE, J.M. et OLIVET, J.L. 1971. - La Méditerranée occidentale depuis l'oligocène schéma d'évolution.
- LETOUZEY, J., WANNESON, J. et CHERCHI, A. 1982. - Apport de la microtectonique au problème de la rotation du bloc Corso-Sarde. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, T. 294 : 595-602.
- Mc. CLAY, K.R. 1977. - Pressure solution and coble creep in rocks and minerals : A review. *J. geol. Soc. LONDON.*, 134 : 57-70.
- MALARODA, R. 1957. - Studi geologici sulla dorsale montuosa compreso tra le basse valli della Stura di demonte e del Gesso. *Mem. Ist. geol. Min. Univ. PADOVA*, XX.
- MALARODA, R. 1973. - Osservazioni e considerazioni sulla tettonica del cristallino del massiccio dell Argentera (Alpi Maritime). *Mem. Instit. geol. miner. Univ. PADOVA*, V. XXIX 20 p.
- MASSON, H. 1972. - Sur l'origine de la cagneule par fracturation hydraulique. *Ecl. géol. Helv. BALE*, V. 65, n°1 : 27-41.
- MALAVIEILLE, J. 1982. - Etude tectonique et microtectonique de la déformation ductile dans de grands chevauchements crustaux : exemple des Alpes Franco-Italiennes et de la Corse. *Thèse 3^{ème} cycle, MONTPELLIER*, 117p.
- MATTAUER, M. 1975. - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. *Earth Planetary Sci. Letters*, V. 28 : 144-154.
- MATTAUER, M. et PROUST, F. 1976. - La Corse Alpine : un modèle de Genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 282 : 1249-1252.
- MATTAUER, M. et TAPPONNIER, P. 1978. - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes Franco-Italiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 287 : 899-902.
- MATTAUER, M. et MERCIER, J.L. 1980. - Microtectonique et grande tectonique. *Livre jubilaire de la Sci. géologique de Fr.*, *Mem. h.s. n°10* : 141-161.
- MATTAUER, M., COLLOT, B. et VAN DEN DRIESSCHE, J. 1981. - Interprétation des linéations transversales de l'infrastructure de la cordillère Sud-Canadienne : une nouvelle hypothèse sur la formation de la chaîne. *C.R. Acad. Sci. PARIS*, T. 293 : 183-185.
- MEAD, W.J. 1925. - The geologic role of dilatancy. *Journ. geol.*, V. 33 : 685-698.
- MEGARD, F. et PHILIP, H. 1976. - Plio quaternary tectono-magmatic zonation and plate tectonics in the central Andes. *Earth planet. Sci. Lett.*, 33, 2 : 231-238.
- MENARD, G. 1979. - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. *Thèse 3^{ème} cycle GRENOBLE*, 178 p.
- MENARD, G. 1980. - Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 290 : 299-302.
- MERLE, O. 1982. - Mise en place séquentielle de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes, Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 294 : 603-606.

- MERLE, O. et BRUN, J.P. 1981. - La déformation polyphasée de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes) : un résultat de la déformation progressive associée à une translation non rectiligne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 292 : 343-346.
- MERLE, O. et BRUN, J.P. 1982. - La nappe du Parpaillon (Flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye) : I histoire de sa déformation. 9^{ème} R.A.S.T., *Jussieu (Paris)*, 435 p.
- MERLE, O. et BRUN, J.P. 1982. - Superimposed fabrics and progressive deformation during the emplacement of the Parpaillon nappe (Helminthoid Flysch, French Alps) In : International conference on planar and linear fabrics of deformed rocks, Zurich, Abstract.
- MICHARD, A. 1977. - Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes cottiennes méridionales : A propos des schistes à Jadeites de la Lande d'Acceglio. *Bull. Soc. géol. Fr.*, T. XIX, n°4 : 883-892.
- MILNES, A.G. 1978. - Structural zones and continental collision centra Alps. *Tectonophysics*, V. 47 : 364-392.
- MONTADERT, L., SANCHO, J., FAIL, J.P., DEBYSER, J. et WINNOCK, E. 1970. - De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 271 : 812-815.
- MORET, L. et SCHNEEGANS, D. 1934. - Le problème du Flysch calcaire de la montagne d'Autapie près de Comars (Basses Alpes). *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 199 : 1369-1641.
- NICOLAS, A. et POIRIER, J.P. 1976. - Cristalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. *Wiley Interscience, Londres*, 444 p.
- NYE, J.F. 1952. - The mechanics of glacial flow. *J. Glaciol.*, 7 : 59-76.
- ORTEDAHL, C.H. 1948. - Deformation of quartz conglomerate in centra norway. *J. Geol.*, 56 : 476-487.
- ORSINI, J.B., COULON, C. et COCCOZZA. 1980. - La dérive cenozoïque de la Corse et de la Sardaigne. *Geol. Alpine*, 56 : 169-203.
- PARIS, A. et VIALON, P. 1968. - Une solution possible au problème des plis transversaux à la direction de la chaîne Alpine Franco Italienne : les plis coniques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 267 (D) : 2061-2064.
- PATERSON, M.S. 1973. - Nonhydrostatic thermodynamics and its geologic applications. *Geophys. Space phys., Rev.*, II : 355-389.
- PATERSON, W.S.B. 1969. - The Physics of glaciers. *Pergamon Press*, 250 p.
- PECHER A. 1976. - Geology of the Nepal Himalaya : deformation and petrography in the main central thrust zone. In : Colloque internationaux, n°268 : himalaya : CNRS, Paris : 301-318.
- PERRIER, G. et VIALON, P. 1980. - Les connaissances géophysiques sur le sud est de la France. Implications géodynamiques. *Geol. Alpine*, 56 : 13-21.
- PFIFFNER, O.A. 1981. - Fold and thrust tectonics in the Helvetic nappes (E. Switzerland). In : Thrust and nappe tectonics, geological society special publication n°9 : 319-327.
- PLOTTO, P. 1977. - Structures et déformations des grès du Champsaur au S-E du massif du Pelvoux. Thèse 3^{ème} cycle, *Grenoble*, 139 p.
- PRICE, N.J. 1977. - Aspects of gravity tectonics and the development of listric faults. *Il. geol. Soc. Lond.* 133 : 311-327.
- PRICE, R.A., MOUNTJOY, E.W. 1970. - Geologic structure of the Canadian rockies mountains between bow and Athabasca rivers. *A progress report. geol. ass. can. spec. Paper* 6 : 7-24

- PRICE, R.A. 1971. - Gravitational sliding and the foreland thrust and fold belt of the north American Cordillera, discussion. *Geol. Soc. America bull.*, 82 : 1133-1138.
- PRICE, R.A. 1973. - Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian rockies. In : Gravity and tectonics (DE JONG, SCHOLTEN ed.) John WILEY and Sons, New York, : 491-502.
- QUINQUIS, H., AUDREN, Cl., BRUN, J.P. et COBBOLD, P. 1978. - Intense progressive shear in Ile de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, V. 273, n°5657 : 43-45.
- QUINQUIS, H. 1980. - Schistes bleus et déformation progressive l'exemple de l'Ile de Groix (massif Armoricaïn). Thèse 3^{ème} cycle, *Rennes*, 145 p.
- RAMBACH, J.M. et DERAMOND, J. 1979. - Constant thickness overthrust on a visco-plastic sole. *Tectono*, 60, T.7 - T.16.
- RAMBERG, H. 1961. - Contact strain and folding instability of a multilayered body under compression. *Geol. Rundsch.*, 51 : 405-439.
- RAMBERG, H. 1967. - Gravity deformation of the earth's crust as studied by centrifuged models. *Academic press, New York*.
- RAMBERG, H. 1973. - Superposition of homogeneous strain and progressive deformation in rocks. *Bull. geol. Inst. Univ. Uppsala*, 6 : 35-67.
- RAMBERG, H. 1977 a. - A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *Am. Journ. Sci.*, V. 277, n°5 : 647-656.
- RAMBERG, H. 1977 b. - Some remarks on the mechanism of nappe movement. *Geol. Foreningen : Stockholm Forhandlingar* : 110-117.
- RAMBERG, H. 1980. - Diapirism and gravity collapse in the Scandinavian Caledonides. *J. geol. Soc. London*, 137 : 261-270.
- RAMBERG, H. et SJOSTROM, H. 1973. - Experimental geodynamical models relating to continental drift and orogenesis. *Tectonophysics*, 19 : 105-132.
- RAMSAY, J.G. 1962 a. - The geometry and mechanics of formation of similar type folds. *J. Geol.* 70 : 309-327.
- RAMSAY, J.G. 1962 b. - Interferences patterns produced by the superpositions of folds of "similar" type. *Journ. geol.*, 60 : 466-481.
- RAMSAY, J.G. 1967. - Folding and fracturing of rocks. *Mc Graw Hill, New York*.
- RAMSAY, J.G. 1981. - Tectonics of the Helvetic nappes. In : Thrust and nappe tectonics, geological society special publication n°9 : 293-309.
- RHODES, S. and GAYER, R.A. 1977. - Non cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian kalak nappe complex of finnmarf. *Geological magazine*, V.114, n°5 : 329-341.
- RICOU, L.E. 1980. - La zone sub-briançonnaise des Alpes occidentales interprétée comme la trace d'un ample décrochement senestre sub-méridien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, V. 290 (D), 835-838.
- RICOU, L.E. 1982. - Tectonique longitudinale dans les Alpes occidentales. 9^{ème} réun. ann. *Sci. terre, Jussieu (Paris)*, 540 p.

- RUBEY, W.W. et HUBBERT, M.K. 1959. - Role of fluid pressure in mechanic of overthrust faulting. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 70 : 167-205.
- ROBIN, P.Y.F. 1979. - Theory of metamorphic segregation and related processes. *Geochimica et cosmochimica acta*, V. 43 : 1587-1600.
- ROCHE, A. et WESTPHAL, M. 1969. - Sur la direction d'aimentation des roches volcaniques permienes de la vallée du Guil. *C.R. Soc. geol. Fr.*, 7 : 239-241.
- RUTTER, E.H. - 1976. - The kinetics of rocks deformation by pressure solution. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A 283 : 203-219.
- SANDERSON, D.J. 1973. - The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophysics*, 16 : 55-70.
- SCHMID, S.M. 1975. - The glarus overthrust : field evidence and mechanical model. *Eglog. Geol. Helv.*, 68 : 247-280.
- SCHNEEGANS, D. 1933. - Revision de la feuille Gap. *Bull. Serv. Carte geol. Fr.*, T. 38 n°190 : 18-24.
- SCHNEEGANS, D. 1938. - La géologie des nappes de l'Embrunais-Ubaye entre la Durance et l'Ubaye. *Mem. Carte. Geol. Fr.*
- SCWERTNER, W.M. 1973. - A scale problem in paleo strain analysis. *Tectonophysics*, 16 : 47-54.
- SEGURET, M. 1972. - Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées : caractère synsedimentaire, role de la compression et de la gravité. *Thèse Fac. Sci. Montpellier, Publ. Ustela, série géol. struct.*, V.2, 155 p.
- SHUMSKII, P.A. 1964. - Principal of structural glaciology. *New York, Dover Pub. Inc.*, 497 p.
- SIDDANS, A.W.B. 1977. - The development of slaty cleavage in a part of the French Alps. *Tectonophysics* 39 : 533-557.
- SIDDANS, A.W.B. 1979. - Arcuate fold and thrust patterns in the subalpine chains of southeast France. *Journal of structural geol.*, V. 1, n°2 : 117-126.
- SMOLUCHOWSKI, M.S. 1909. - Some remarks on the mechanics of overthrust. *Geol. Mag., n.s.*, Dec. V. 6 : 204-205.
- SMITH, A.G. 1981. - Subduction and coeval thrust belts, with particular reference to north America. *In : Thrust and nappe tectonics, geological society special publication n°9* : 111-124.
- SOLLAS, W.J. 1906. - Recumbent folds produced as a result of flow. *Quart. Jour. Geol. soc. London*, 62 : 716-721.
- SORBY, H.L. - 1853. - On the origin of slaty cleavage. *New philos. J. (Edimbourg)*, 55 : 137-148.
- SOULA, J.C. et DEBAT, P. 1976. - Développement et caractères des litages tectoniques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, (7), XVIII : 1515-1537.
- STRAND, T. 1945. - Structural petrology of the byddin conglomerate. *Nor. Geol. Tidsskr.*, 24 : 14-31.
- STROÖMGARD, K.E. 1973. - Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadows. *Tectonophysics*, 16 : 215-248.
- STURANI, C. et KERCKHOVE, C. 1963. - Sur la terminaison sud orientale de la nappe du flysch à Helminthoïdes à proximité du massif de l'Argentera (versant Italien du col de Larche). *Geol. Alpine*, 39 : 213-229.

- SUBIETA, T.A. 1977. - Analyse quantitative de la déformation dans un secteur de la zone externe des Alpes. *Thèse 3ème cycle, Montpellier.*
- TAPONNIER, P. 1977. - Evolution tectonique du système Alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide - plastique. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 19 : 437-460.
- TEMPELMAN-KLUIT, D.J. 1979. - Transported cataclasite, ophiolite and granodiorite in central yukon : evidence of Arc continent collision. *Geol. Surv. of Canada, Paper* : 78-14.
- TERZAGHI, K. 1945. - Stress condition for the failure of saturated concrete and rock. *Am. Testing materials proc.*, 45 : 777-801.
- TERZAGHI, K. 1950. - Mechanism of Landslides. *In : PAIGE, SIDNEY, (ed.)*, application of geology to engineering practice (Berkey volume) : *geol. Soc. America*, : 83-123.
- TRICART, P. 1975. - Les rétrocharriages dans les Alpes occidentales : évolution des structures sur la transversale Embrunais-Queyras. *Sci. geol. Bull.*, 28 : 239-259.
- TRICART, P. 1980. - Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. *Thèse, Strasbourg*, 407 p.
- TRUMPY, R. 1973. - The timing of orogenic events in the central Alps. *In : Gravity and tectonics (ed. by DE JONG, K. et SCHOLTEN, R.) WILEY, New York*, : 229-251.
- VERNET, J. 1967 b. - Données récentes sur la tectonique du massif de l'Argentera. *Geol. Alpine*, T. 43 : 193-243.
- VIALON, P. 1966. - Etude géologique du massif cristallin de Dora Maira, Alpes cottiennes internes, Italie. *Thèse fac. Sci. Grenoble*, 282 p.
- VIALON, P. 1974. - Les déformations "synschisteuses" superposées en Dauphiné. Leur place dans la collision des éléments du socle Préalpin ; conséquences pétrostructurales. *Bull. Suisse de Mineralogie et Pétrographie*, V. 54 : 663-690.
- VIDALE, R. 1974. - Metamorphic differentiation layering in pelitic rocks of dutchess county, chemical transport and kinetics. *Carnegie Institution of Washington, Publ.* 634.
- WESTPHAL, M. 1973. - Etudes paléomagnétiques de quelques formations permienes et triasiques dans les Alpes occidentales. *Tectonophysics*, 17 : 323-335.
- WESTPHAL, M., ORSINI, J. et VELLUTINI, P. 1976. - Le micro continent Corso-Sarde : sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophysics*, 30 : 141-157.
- WILLIAMS, G.D. 1978. - Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in laksefjord, finmark. *Tectonophysics*, 48 : 29-40.
- WILLIAMS, P.F. 1972. - Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *American journal of Sci.*, V. 272 : 1-47.
- WILLIS, B. 1892. - The mechanics of Appalachian structure. *In : Mechanics of thrust fault and decollement (Barry VOIGHT ed.) ; DOWDEN, Pensylvania* : 31-61.
- WINSLOW, M.A. 1981. - Mechanism for basement shortening in the andean foreland fold belt of southern south America. *In : Thrust and nappe tectonics, geological society special publications n°9* : 513-528.
- ZWART, H.J. 1974. - Structure an metamorphism in the seve köli nappe complexe. *In : Centenaire de la société géologique de Belgique, géologie des domaines cristallins, Liège.*

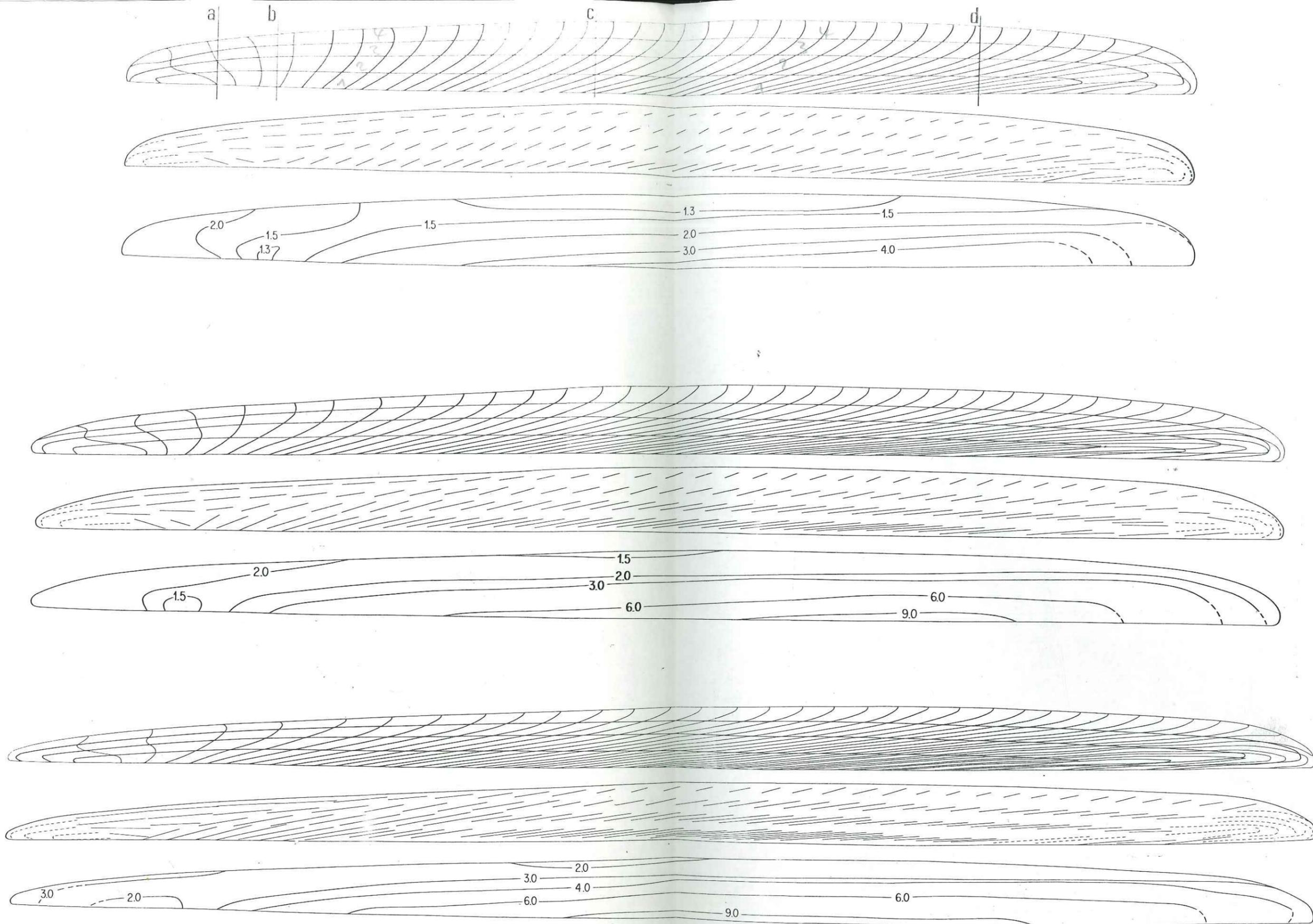


Fig. 6.6 - La déformation en coupe pour les 3 stades successifs. (Modèle 1A en haut, modèle 1B au milieu, modèle 1C en bas). Pour chaque modèle de haut en bas : la grille déformée, la trace de λ_1 pour chaque élément, les courbes d'isovaleur de λ_1 . Localisation des profils A, B, C et D sur le modèle 1A.