



HAL
open science

Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale

Jean Michel Caron

► To cite this version:

Jean Michel Caron. Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Tectonique. Université de Strasbourg, 1977. Français. NNT : . tel-00805504

HAL Id: tel-00805504

<https://theses.hal.science/tel-00805504>

Submitted on 28 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.

SCIENCES GÉOLOGIQUES

ulp

UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG
INSTITUT DE GÉOLOGIE

LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES SCHISTES LUSTRÉS
DANS LES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES
ET EN CORSE ORIENTALE

PAR

Jean-Michel CARON

Docteur ès Sciences

Publié avec le concours du Centre National de la Recherche Scientifique

A P. DEALOU, en amical
hommage
JMC

SCIENCES GÉOLOGIQUES

ulp

UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG
INSTITUT DE GÉOLOGIE

LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES SCHISTES LUSTRÉS
DANS LES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES
ET EN CORSE ORIENTALE

PAR

Jean-Michel CARON

Docteur ès Sciences

Directeur de la publication. GEORGES MILLOT
Secrétaire de rédaction: DANIELLE AUNIS
Editeur: INSTITUT DE GÉOLOGIE
UNIVERSITÉ LOUIS-PASTEUR DE STRASBOURG

LITHOSTRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DES SCHISTES LUSTRÉS
DANS LES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES
ET EN CORSE ORIENTALE

PAR

Jean-Michel CARON

Institut de Géologie
1, rue Blessig
67084 STRASBOURG Cedex

Adresse pour la correspondance et les échanges:

UNIVERSITÉ LOUIS-PASTEUR
BIBLIOTHÈQUE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE
1, rue Blessig, 67084 STRASBOURG (FRANCE)

Thèse soutenue à Strasbourg le 23 juin 1977

A V A N T - P R O P O S

Au terme de cette thèse, j'ai conscience d'avoir été, pendant plusieurs années, encadré, tiré, poussé, par des maîtres, des aînés et des cadets.

Je voudrais tout d'abord dire ma reconnaissance à Monsieur Marcel LEMOINE. Son obstination, sa patience et son altruisme sont à l'origine de nombreux résultats obtenus dans les Schistes lustrés piémontais, auxquels son travail d'initiateur a donné un regain d'intérêt.

Je dois également beaucoup à Monsieur le Doyen Georges MILLOT, qui m'a accepté au sein de l'Institut qu'il dirige et qui m'a permis de m'intégrer à l'équipe de géologie de Strasbourg.

Monsieur le Professeur André MICHARD est à l'origine de ma venue à Strasbourg. En tant que directeur de thèse, il a accepté de juger ce travail.

Messieurs les Professeurs J. AUBOUIN et J. RAMSAY ont bien voulu siéger au jury de ma thèse, honneur auquel je suis très sensible.

Des amis sont venus transpirer avec moi dans "mes" montagnes ... et m'ont fait transpirer dans les leurs. Je conserve le souvenir de ces journées de terrain et des discussions qu'elles ont suscitées. Merci notamment à Simon AMAUDRIC du CHAFFAUT, Monsieur le Professeur P. BEARTH, Pierre BELON, Marcel BURRI, Christian CARON, Ronald CHESSEX, Roland DELCEY, Giulio ELTER, Piero ELTER, Marc GAY, Daniel JEANNETTE, Joséphine MEGARD-GALLI, Pierre SALIOT, François SCHUMACHER, Pierre TRICART, Pierre VIALON et Marc WEIDMANN.

Nombreux sont ceux qui m'ont aidé à surmonter des difficultés passagères. On sait le prix des discussions quotidiennes dans la maturation d'un travail. Daniel JEANNETTE et Pierre TRICART ont pris en ceci le relais de Pierre SALIOT. Que ce dernier soit de plus remercié pour son hospitalité au chalet des Prats. J'ai été sensible ces derniers temps à l'amitié et à l'aide apportées par Norbert CLAUER, Michel HOFFERT, Odile et André SCHAAF, Norbert TRAUTH, Michel WESTPHAL et Hubert WHITECHURCH. Je n'oublie pas les quelques promotions d'étudiants avec lesquelles mes tâches d'enseignement m'ont amené à travailler, pour la source de fraîcheur d'esprit, de renouvellement et de mise en question qu'ils représentent.

J'ai eu la chance de travailler dans des conditions matérielles favorables, grâce aux divers organismes qui ont pris mes frais en charge : l'Université Louis Pasteur de Strasbourg ; le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, dans le cadre d'une convention de lever de la feuille de Venaco au 50 000e dont Monsieur le Professeur JAUZEIN est responsable ; le Centre National de la Recherche Scientifique, dans le cadre de l'Equipe de Recherche Associée n° 382 et de divers contrats d'Action Thématique sur Programme.

La réalisation matérielle de ce travail n'aurait pas été possible sans tous ceux qui, à l'Institut de Géologie, se consacrent avec compétence et bonne humeur aux tâches collectives : Danièle ZILL pour la dactylographie, Danièle AUNIS pour l'édition des Mémoires, Gérardine SCHAAL et Maurice GAINÉ pour les lames minces, Madame ORY, Betty WOLFF et Hannelore SUTTER pour la Bibliothèque, Monsieur GRUNER pour les photographies, Messieurs FREYERMUTH, SCHUSTER et WENDLING pour l'impression et le tirage.

Enfin, ma femme et mes enfants ont supporté jour après jour mes absences répétées et mes "présences" énervées ou préoccupées. Ils savent tout ce que je leur dois.

SOMMAIRE

	Pages
Introduction	
CHAPITRE I - Introduction à la géologie des Schistes lustrés	5
CHAPITRE II - Présentation du travail	11
Première partie	
EXEMPLES	17
CHAPITRE III - Premier exemple : Croix de la Crèche-Meyriès	19
CHAPITRE IV - Deuxième exemple : il Caire (Valle Argentera)	37
CHAPITRE V - Troisième exemple : Monte Fraitève	49
CHAPITRE VI - Quatrième exemple : Punta Muracinto	63
CHAPITRE VII - Cinquième exemple : Punta Gardiol	79
CHAPITRE VIII - Conclusions de la première partie : récapitulation provisoire des problèmes .	87
Deuxième partie	
LITHOSTRATIGRAPHIE	89
CHAPITRE IX - Etat des connaissances et des problèmes concernant la lithostratigraphie des Schistes lustrés piémontais : revue bibliographique succincte	91
CHAPITRE X - Principaux types de séries lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales	97
CHAPITRE XI - Repères lithostratigraphiques et chronologiques. Revue sommaire des Schistes lustrés piémontais	125
CHAPITRE XII - Principaux types de séries lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés de Corse alpine	147
CHAPITRE XIII - Tentative de synthèse paléogéographique au Jurassique	159

	Pages
CHAPITRE XIV - Wildflyschs et devenir du domaine piémontais	171
CHAPITRE XV - Conclusions à la lithostratigraphie : changements paléogéographiques successifs	179
Troisième partie	
TECTONIQUE ET METAMORPHISME	183
CHAPITRE XVI - Caractères des structures successives dans les Alpes cottiennes septentrionales	185
CHAPITRE XVII - Caractères des structures successives en Corse alpine méridionale	213
CHAPITRE XVIII - Problèmes liés à quelques mécanismes de déformation	227
CHAPITRE XIX - Répartition cartographique de quelques minéraux de métamorphisme	243
CHAPITRE XX - Relations entre cristallisations et déformations	253
CHAPITRE XXI - Evolution tectono-métamorphique de la zone piémontaise	271
Conclusions	
CHAPITRE XXII - Place et signification des régions étudiées dans des synthèses géodynamiques alpines récentes	277
CHAPITRE XXIII - Conclusions générales	293
Résumé	297
Abstract	299
Bibliographie	301
Liste des figures	315
Table des matières	321

Chapitre I

INTRODUCTION À LA GÉOLOGIE DES SCHISTES LUSTRÉS

Les Alpes sont l'objet de la curiosité des géologues depuis près de deux siècles. La littérature abondante qui s'y rapporte ne peut être suivie que par les chercheurs directement motivés par l'étude de cette chaîne de montagne exemplaire. Les discussions et les controverses entre "initiés" deviennent ainsi très rapidement ésotériques pour de nombreux géologues, dans la mesure où chaque nom de formation ou de localité possède une signification chargée du poids d'interprétations successives. Sur l'insistance de collègues non alpins, je me suis donc résolu à présenter "nos" montagnes, dans une introduction qui paraîtra sans doute superflue ou trop schématique au spécialiste. Le lecteur trouvera plus de détails dans les mises au point de TRÜMPY (1960), BARBIER *et al.* (1960-63), DEBELMAS et LEMOINE (1963, 1970), DEBELMAS (1970, 1974).

I - GÉNÉRALITÉS SUR LES ALPES OCCIDENTALES (fig. 1)

La chaîne alpine est à peu près rectiligne, de direction E-W, entre Vienne et le Léman, sur environ 750 km. Entre le Léman et la Méditerranée, elle dessine en près de 400 km un arc de 180° dont la concavité est tournée vers l'E. Au niveau de Gênes, le raccord est complexe avec l'Apennin dont la concavité est dans l'autre sens, vers le SW. A 200 km au S de Gênes, la partie orientale de la Corse constitue un témoin isolé du prolongement méridional de la chaîne alpine. En ce qui concerne la genèse de l'arc alpin, l'accord n'est pas unanime pour décider de ce qui est dû à une courbure paléogéographique initiale et de ce qui revient à la tectonique de la fin de l'ère secondaire et de l'ère tertiaire.

Le qualificatif "*longitudinal*" se rapporte à ce qui suit plus ou moins l'allongement général de la chaîne arquée, tandis que le qualificatif "*transversal*" concerne ce qui est radial dans l'arc. Ce qui se trouve au coeur de l'arc, sur le versant italien, est qualifié d' "*interne*" ou "*intérieur*", tandis que le bord convexe, jouxtant le bassin molassique suisse, le Jura, le Massif Central et la Provence, est dit "*externe*" ou "*extérieur*".

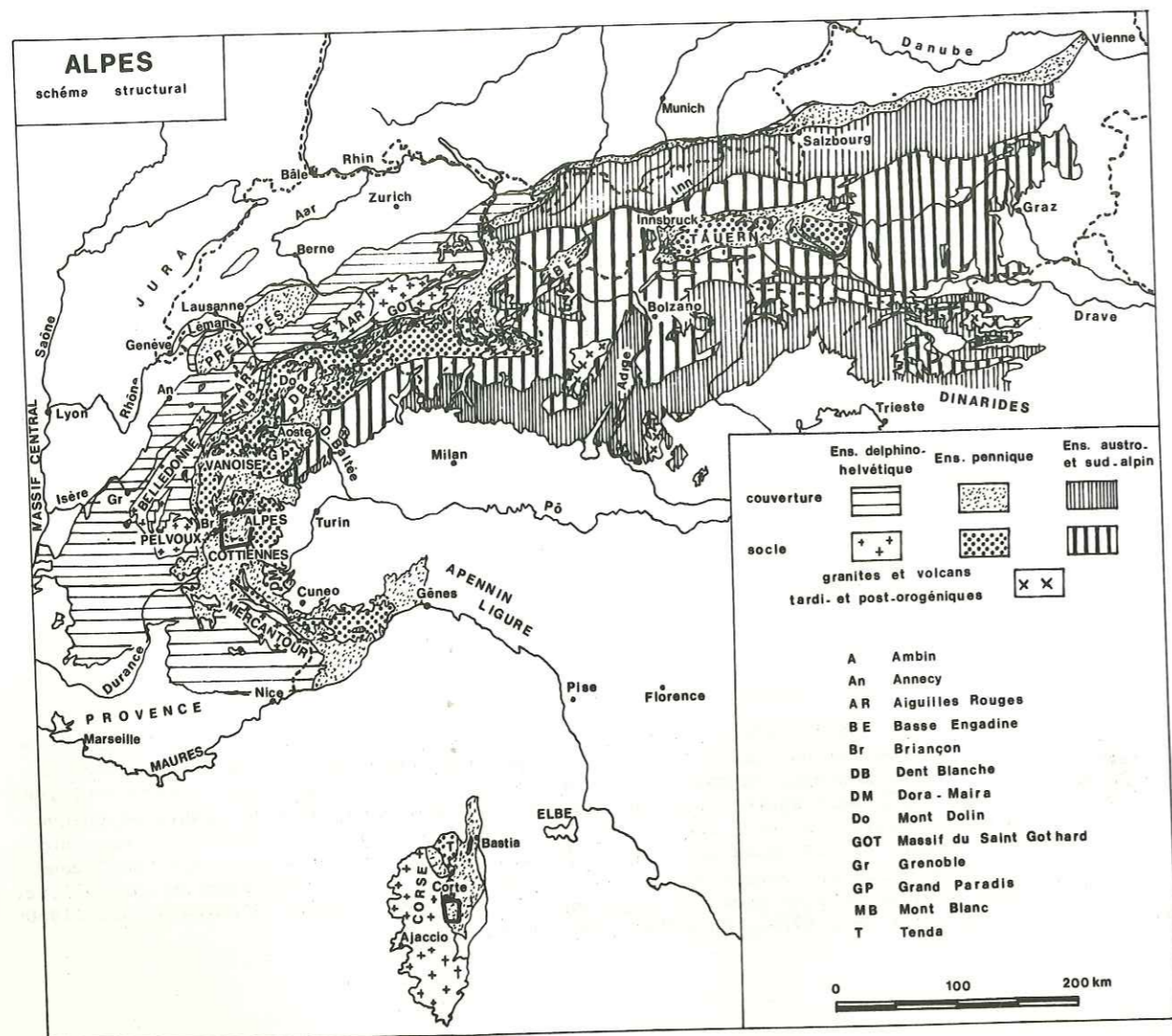


Fig. 1 - Localisation des régions étudiées dans le cadre général des Alpes et de la Corse

Entre les dépôts tertiaires et quaternaires épais de la plaine suisse, au NW, et du fossé rhodanien, à l'W, et ceux de la plaine du Pô, au S et à l'E, un certain nombre de bandes longitudinales concentriques possèdent une individualité morphologique, tectonique ou paléogéographique (souvent les trois à la fois). Nous réserverons dans la mesure du possible le nom de "zones" aux ensembles actuels, définis à la fois par leur succession lithostratigraphique et par leurs caractères tectoniques, et le nom de "domaines" à la patrie parfois hypothétique des différentes unités au moment du dépôt des formations qui les caractérisent. Les principales zones sont regroupées en trois grands ensembles inégalement développés suivant les transversales de l'arc alpin, soit, du plus externe au plus interne :

- l'ensemble delphino-helvétique (dauphinois en France, helvétique en Suisse),
- l'ensemble pennique,
- l'ensemble austro et sud-alpin représenté seulement au NE de la transversale Turin-Annecy.

Chacun de ces ensembles comprend à la fois un socle et une couverture, généralement désolidarisés lors de l'orogénèse alpine.

Dans les Alpes françaises, le socle de l'ensemble dauphinois affleure dans les massifs cristallins externes : Mont Blanc et Aiguilles Rouges, Belledonne et Grandes Rousses, Pelvoux, Argentera (= Mercantour). On y reconnaît un complexe métamorphique et cristallin hercynien, comportant parfois des parties plus anciennes, surmonté de Carbonifère supérieur et de Permien. La couverture est faite d'une série épicontinentale calcaire et marneuse, épaisse de 3000 à 4000 m, où le Jurassique et le Crétacé sont bien développés tandis que le Nummulitique est inégalement réparti. Cette couverture décollée du socle constitue les chaînes subalpines et la zone ultra-dauphinoise, cette dernière étant réduite à un liséré discontinu longeant le bord externe de l'ensemble pennique.

L'ensemble austroalpin, qui constitue dans les Alpes orientales de grandes nappes charriées vers le N (ampleur de l'ordre de la centaine de kilomètres), n'apparaît presque pas dans les Alpes occidentales. Sur la transversale du Val d'Aoste, on y distingue de l'extérieur vers l'intérieur les trois zones suivantes.

- La zone Sesia est faite d'un socle antémésozoïque qui comporte des gneiss albitiques et des micaschistes éclogitiques. Une partie de la klippe de la Dent Blanche provient de la zone Sesia. Sur le bord NW de cette nappe de la Dent Blanche, un lambeau de la couverture mésozoïque est préservé dans la région du Mont Dolin ; il s'agit de Trias dolomitique et de Jurassique inférieur et moyen riche en brèches.

- La zone du Canavese forme une mince bande d'affleurements le long d'une cicatrice tectonique majeure. Elle représente la terminaison septentrionale de l'Apennin ligure, auquel l'apparentent les divers faciès de Trias, de Jurassique, de Crétacé inférieur et d'ophiolites qui affleurent en écaillés très écrasées.

- La zone d'Ivrée est à peine représentée sur cette transversale par un vieux socle dioritique franchement différent des socles plus externes. Ce socle dit "insubrien" supporte loin vers l'E une couverture carbonatée mésozoïque de plate-forme subsidente. Des lambeaux interprétés également comme du socle insubrien forment des klippes isolées sur la zone Sesia et sur la nappe de la Dent Blanche.

Certaines unités de *flyschs crétacés*, actuellement en position très externe dans les Préalpes chablaisiennes et romandes ainsi que dans l'Embrunais et dans les Alpes maritimes, semblent provenir de cet ensemble austroalpin (zone du Canavese par exemple) duquel elles sont actuellement totalement déconnectées.

Entre l'ensemble delphino-helvétique et l'ensemble austroalpin s'intercale l'ensemble pennique qui nous intéresse plus particulièrement.

II - GÉNÉRALITÉS SUR L'ENSEMBLE PENNIQUE

L'ensemble pennique comporte d'une part un corps principal continu le long de l'arc des Alpes occidentales, d'autre part des "bavures" constituées par de la couverture secondaire et tertiaire, décollée de son substratum et charriée vers l'extérieur sur l'ensemble delphino-helvétique.

Le corps principal comprend, de l'extérieur vers l'intérieur, les zones suivantes (fig. 2).

- La zone valaisane, bien développée en Suisse, se rétrécit vers le SW en Italie pour disparaître en France entre l'Isère et l'Arc.

- La zone subbriançonnaise est une mince bande qui prend le relais de la zone valaisane au niveau de l'Isère et se développe vers le S jusque dans les Alpes maritimes.

- La zone briançonnaise au sens le plus large est continue du Valais à la Méditerranée et souligne le tracé arqué de la chaîne. En Corse, des lambeaux de couverture à caractère briançonnais

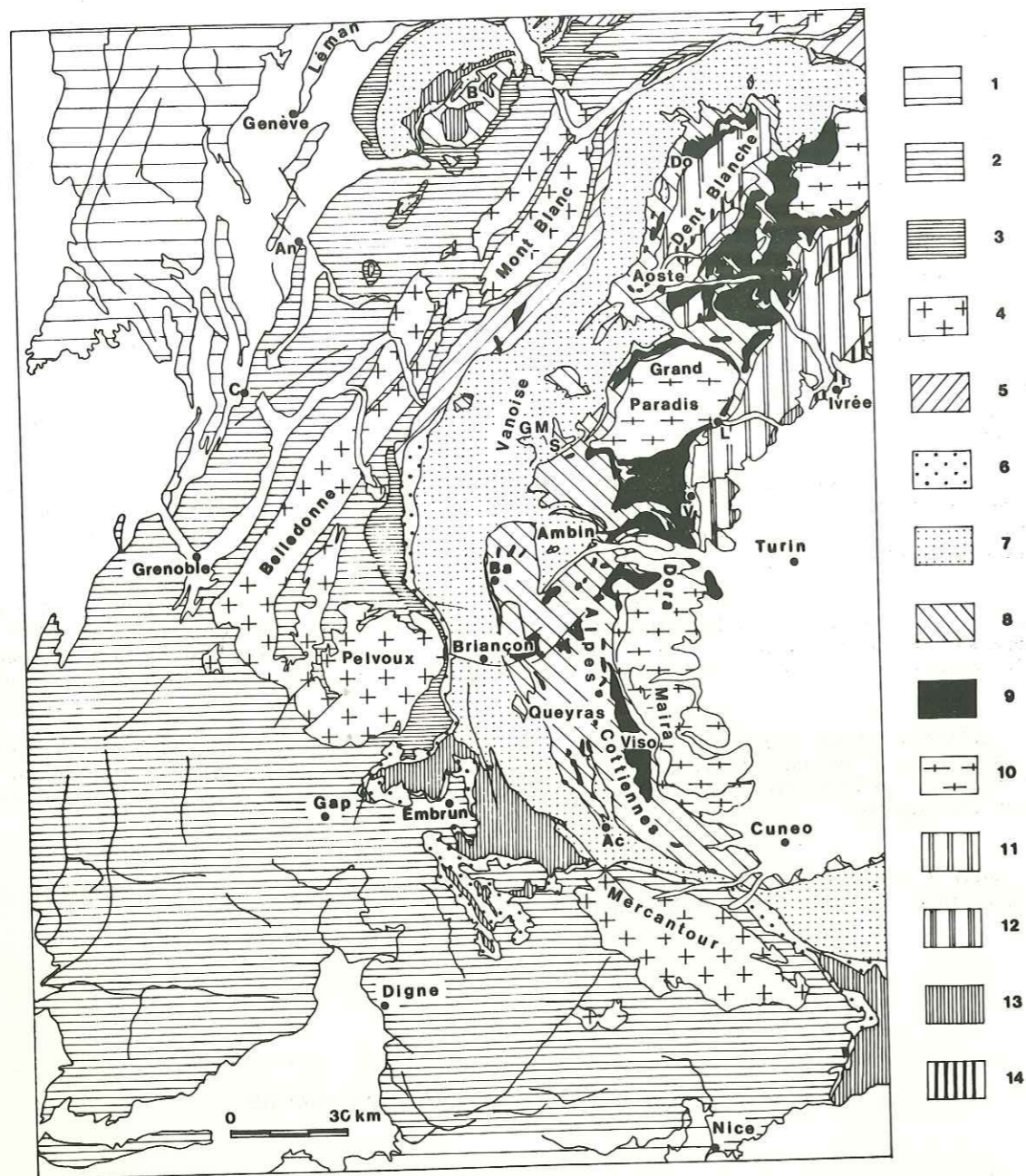


Fig. 2 - Schéma structural des Alpes occidentales

1 : Jura et Provence ; 2 : couverture dauphinoise (= helvétique) ; 3 : zone dauphinoise (= ultrahelvétique) ; 4 : massifs cristallins externes ; 5 : zone valaisane ; 6 : zone subbriançonnaise ; 7 : zone briançonnaise s.l. et nappe des Préalpes médianes ; 8 : Schistes lustrés piémontais et nappe de la Brèche ; 9 : ophiolites ; 10 : massifs cristallins internes et nappe du Mont Rose ; 11 : zone Sesia ; 12 : massif de Lanzo ; 13 : zone du Canavese, nappes du Flysch à Helminthoïdes et nappe de la Simme s.l. ; 14 : zone d'Ivrée, deuxième zone diorito-kinzigitique et série de Valpelline.

Ac : Acceglio ; An : Annecy ; B : nappe de la Brèche ; Ba : Bardonnèche ; C : Chambéry ; Do : Mont Dolin ; G.M. : Grande Motte ; L : Locana ; S : Pointe de la Sana ; V : Viù.

interne sont transgressifs sur la marge orientale de la "Corse hercynienne", qui a pu être elle-même solidaire du socle provençal des Maures et de l'Estérel. L'essentiel de la zone briançonnaise et les zones alpines plus externes se rétrécissent donc, puis disparaissent probablement, entre les Alpes maritimes et la Corse.

- La zone piémontaise s'élargit lorsque l'on suit l'arc alpin des Grisons jusqu'à la latitude de Turin, puis se prolonge jusqu'à la Méditerranée et réapparaît en Corse.

Les "bavures" externes des Préalpes chablaisiennes et romandes sont complètement déconnectées de leurs racines et "flottent" loin en avant du front pennique. Au niveau de l'Embrunais-Ubaye et dans les Alpes maritimes, ces "bavures" sont encore rattachées au gros de la zone pennique dont elles constituent un débordement cartographique vers l'extérieur. On y trouve un empilement de nappes ou d'écaillés successives provenant des différents domaines penniques (valaisan, subbriançonnais, briançonnais, piémontais), ainsi que des flyschs crétacés, tels que les "flyschs à Helminthoïdes", d'origine soit piémontaise, soit austroalpine ou ligure.

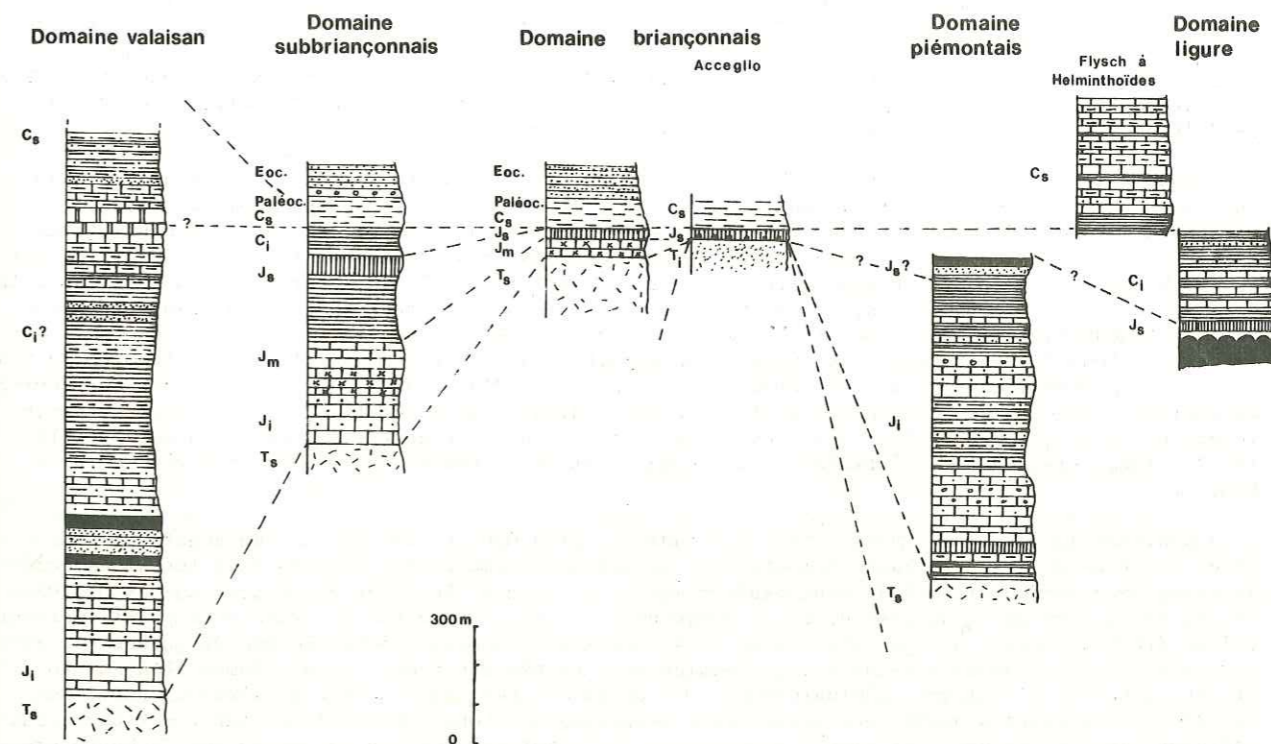


Fig. 3 - Colonnes stratigraphiques schématiques des principales séries de la zone pennique

Tirets irréguliers : dolomies ; figurés en maçonnerie : calcaires ; traits et tirets horizontaux : pélites ; pointillés : grès ; noir : roches vertes.

En ce qui concerne les colonnes lithostratigraphiques (fig. 3), des séries jurassiques et crétacées réduites se sont déposées dans les domaines subbriançonnais et briançonnais, tandis que des séries beaucoup plus épaisses se déposaient de part et d'autre dans les bassins valaisan et piémontais. La réduction des séries briançonnaises est causée en partie par une émergence durant le Lias supérieur - Dogger inférieur, pendant laquelle une bonne partie du Trias dolomitique est érodée. La paléogéographie devait d'ailleurs être accidentée car l'érosion est inégale suivant les unités ; cette érosion a atteint son maximum au bord interne du Briançonnais ("zone d'Acceglio"), où le Malm repose directement sur le Trias inférieur ou sur le Permien. La réduction des séries est également due à une sédimentation carbonatée pélagique extrêmement condensée et lacuneuse du Malm au Paléocène.

Les sédiments déposés au Jurassique et au Crétacé dans les domaines valaisan et piémontais étaient plus épais, et plus pélimitiques (alternances de calcaires, de marnes et de pélites) ; pauvres en fossiles dès l'origine, ces sédiments ont donné, à la suite des tectoniques et des métamorphismes alpins, des roches réputées monotones : les "Schistes lustrés" (= "Bündnerschiefer" = "calcescisti"). Il faut bien distinguer, pour des raisons lithostratigraphiques et paléogéographiques, les Schistes lustrés valaisans des Schistes lustrés piémontais. Les Schistes lustrés valaisans comprennent, près de la base liasique de la série, des masses peu importantes d'ophiolites (= roches vertes) constituées principalement de roches d'épanchement ; la majeure partie de ces Schistes lustrés valaisans paraît être crétacée. Les Schistes lustrés piémontais contiennent des masses beaucoup plus importantes d'ophiolites où sont associées des péridotites, des gabbros et des laves basiques. Comme nous le verrons, il faut y distinguer plusieurs unités : une bonne partie de ces Schistes lustrés, pauvres en ophiolites, semble d'âge jurassique et représente la couverture mésozoïque d'un socle paléozoïque comparable à celui qui affleure actuellement dans les "massifs cristallins internes" du Grand Paradis et de Dora-Maira ; d'autres termes, d'âge probablement jurassique terminal - crétacé inférieur, forment la suite stratigraphique des principales masses d'ophiolites interprétées comme les témoins d'un fond "océanique". Ces dernières séries, actuellement emmêlées tectoniquement avec les précédentes dans la "zone piémontaise", sont tout à fait comparables à celles qui constituent l'Apennin ligure, et leur patrie pourrait être aussi bien le domaine ligure que le domaine piémontais proprement dit. Enfin, le Crétacé supérieur n'ayant jamais été daté dans les Schistes lustrés piémontais, on considère habituellement qu'une partie au moins des flyschs crétacés de type "flysch à Helminthoïdes" a pu se déposer dans le domaine piémontais.

Evoquons maintenant certains aspects de la tectonique du domaine pennique. LUGEON et ARGAND ont démontré qu'en Suisse la zone pennique est faite d'un empilement de nappes de charriages, de plusieurs dizaines de kilomètres de flèche, impliquant à la fois les socles et leurs couvertures. L'édifice de nappes est ensuite replissé, voire affecté par des "rétrocharriages" vers l'intérieur de la chaîne. Ces auteurs ont généralisé de manière hypothétique leurs interprétations à l'ensemble de l'arc des Alpes occidentales, et certains de leurs successeurs ont cherché à prolonger sur toutes les transversales le moindre pli de détail visible en Valais ou dans les Grisons. En fait, ces interprétations "cylindristes" restent en grande partie conjecturales dans les Alpes franco-italiennes, où la portée démontrée des différents charriages (qui d'ailleurs n'y impliquent pas les socles de manière évidente) est en général de l'ordre de la dizaine de kilomètres, c'est-à-dire nettement inférieure à ce qui est visible dans les Alpes suisses. Sur la transversale de Turin par exemple, les "rétrocharriages" vers l'Italie y sont au moins aussi apparents que les "charriages" vers la France.

Des minéraux de métamorphisme tels que jadéite, glaucophane, lawsonite témoignent de conditions de haute pression et basse température. Ce métamorphisme évolue ensuite dans les Alpes occidentales vers des conditions de plus haute température (faciès Schistes verts), au moment où, dans la région du Simplon et du Tessin, des températures encore plus hautes se traduisent par le métamorphisme dit "lépontin", de type barrovien (35-40 millions d'années, limite Eocène-Oligocène). L'interprétation du métamorphisme de haute pression pose un certain nombre de problèmes. Tout d'abord, il est difficile d'expliquer géologiquement les pressions nécessaires pour réaliser en autoclave les équilibres correspondant aux assemblages minéralogiques observés. D'autre part, des datations radiométriques effectuées sur divers minéraux isolés symptomatiques du métamorphisme de haute pression dans les Schistes lustrés piémontais ont fourni toute une gamme d'âges, dont un certain nombre entre 95 et 65 millions d'années (Crétacé supérieur). Or au même moment, des calcschistes pélagiques se déposaient dans le domaine Briançonnais adjacent ; le Crétacé supérieur - Paléocène d'une bonne partie de la zone Briançonnaise est ensuite affecté par un métamorphisme à amphiboles bleues. Il est donc probable que le métamorphisme alpin de haute pression et la tectonique synschisteuse qui l'accompagne se sont développés à des moments variables suivant les points de la transversale considérée.

C'est une partie de cette zone piémontaise, transition entre une marge continentale et un fond océanique, puis siège d'un métamorphisme alpin composite et d'une tectonique polyphasée, qui est l'objet de ce travail.

Chapitre II

PRÉSENTATION DU TRAVAIL

I - BUTS, DÉMARCHE, MÉTHODES

En 1968, M. LEMOINE me confiait un sujet de troisième cycle dans les Schistes lustrés de la région de Sestriere, à mi-chemin entre le Briançonnais et le massif Dora-Maira, sur la transversale Briançon-Turin. En 1970, il fut tout à fait favorable à l'élargissement de cette étude au quadrilatère compris entre le Briançonnais à l'W et le massif Dora-Maira à l'E, entre le massif d'Ambin au N et la vallée du Guil au S. L'objectif était double : lithostratigraphique et tectonique. M. LEMOINE avait renouvelé l'intérêt des analyses lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés piémontais, en montrant que ceux-ci comportaient au moins deux types de séries. La voie était donc ouverte pour recenser les différentes séries piémontaises en multipliant les coupes de détail et en rassemblant les séquences partielles obtenues. Simultanément, une analyse tectonique détaillée pouvait permettre d'étayer la validité de ces coupes, d'établir une chronologie des déformations synmétamorphiques et de comprendre l'architecture d'ensemble de cette portion de la zone piémontaise.

A peu près au même moment, en 1971, M. JAUZEIN me proposait de lever en trois ans les Schistes lustrés qui couvrent près de la moitié de la feuille au 50 000e de Venaco, en Corse. J'ai été attiré par le plaisir de cartographier des "Schistes lustrés" dans une région à priori plus favorable que les Alpes internes - plaisir il est vrai souvent tempéré par la vigueur du maquis.

Mon travail a donc été essentiellement un travail de terrain, guidé par la nécessité de mener de front la cartographie, la lithostratigraphie, la tectonique et, dans une moindre mesure, la pétrographie. Dans les Alpes, les premières campagnes ont consisté en un survol de l'ensemble de la région étudiée, pour prendre conscience des problèmes et pour délimiter des secteurs-clés. Puis quelques problèmes précis ont retenu mon attention : établir ou confirmer telle ou telle série lithostratigraphique, comprendre la signification de tel ou tel faciès, préciser certains mécanismes de déformation synschisteuse, étudier les relations entre minéraux de métamorphisme et microstructures. Enfin, des itinéraires de nouveau longs et variés ont été nécessaires pour vérifier sur l'ensemble des Alpes cottiennes septentrionales l'homogénéité des résultats partiels obtenus, et pour établir des comparaisons avec d'autres régions des Alpes entre Zermatt et la Méditerranée.

En Corse, une reconnaissance de la région située au SE de Corte m'a rapidement convaincu de la similitude entre les problèmes qui s'y posaient et ceux que je rencontrais dans les Alpes. Ma pro-

gression y a cependant été différente, dans le souci de bâtir de proche en proche une carte cohérente.

II - LES RÉGIONS ÉTUDIÉES

1. Alpes cottiennes septentrionales (1) (fig. 4)

Au coeur de l'arc des Alpes occidentales, le terrain étudié a une dimension E-W d'environ 25 km pour 30 km dans la direction N-S. Il est drainé par un réseau de torrents divergents : les sources de la Durance et la Cerveyrette vers l'W, le haut Guil (vallée du Queyras) vers le SW, le Pellice au SE, le Chisone et son affluent la Germanasca à l'E, la Doire Ripaire et ses hauts affluents qui coulent d'abord vers le NNW puis vers le NE. Les principales crêtes ont une altitude de l'ordre de 2500 à 3300 m ; comme les cours d'eau principaux, elles ont une direction tantôt NNW-SSE, tantôt SW-NE. Comme dans toute cette partie des Alpes internes, les versants orientaux sont nettement plus raides que les versants occidentaux.

Les altitudes s'étagent entre 1000 m et 3300 m. Les fonds de vallées et les basses pentes sont en général remblayés par des alluvions, des moraines et des glissements de terrain. Au-dessus de 2200 à 2300 m, à partir de la limite supérieure de la forêt de mélèzes, les conditions d'affleurement sont en général bonnes, en dépit de l'instabilité des crêtes et des versants. A de rares exceptions près, les sommets n'offrent ni les difficultés ni les joies de l'escalade.

Il est en général possible de travailler dans les basses vallées d'avril à octobre, tandis que les crêtes ne sont guère déneigées plus d'un mois par an. Le versant français est plus ensoleillé que le versant italien, où les "brumes piémontaises" commencent à s'élever dès le matin et où l'orage éclate d'autant plus tôt dans l'après-midi que l'on s'approche de la plaine du Pô.

Cette région a été cartographiée à la fin du siècle dernier par W. KILIAN pour le versant français et, avec beaucoup plus de précision, par D. ZACCAGNA et E. MATTIROLLO pour le versant italien. Les Schistes lustrés n'y sont pas différenciés ; on distingue seulement les masses de roches vertes, beaucoup plus rares que dans la plupart des autres régions de la zone piémontaise (fig. 2), ainsi que quelques groupes d'affleurements triasiques et liasiques révisés par FRANCHI au début de ce siècle.

2. Corse alpine méridionale (fig. 5)

Les Schistes lustrés de la feuille au 50 000e de Venaco s'étendent au SE de Corte, entre la Corse "hercynienne" à l'W et les confins de la plaine orientale à l'E, sur une surface d'environ 250 km² (20 km dans la direction N-S pour 8 à 16 dans la direction E-W). Les principaux cours d'eau s'écoulent vers l'ESE ; il s'agit, du S au N, du Tagnone, du Tavignano et de ses affluents le Vecchio et le Zingajo, du Corsigliese. Les altitudes sont de l'ordre de 150 à 1000 m ; seuls quelques sommets atteignent ou dépassent 1300 m au SW du terrain étudié.

Les routes et les sentiers sont fréquents le long des crêtes, tandis que les bas versants et les fonds de thalwegs sont beaucoup moins praticables. La saison la plus propice pour y travailler est le mois de mai.



Fig. 4 - Schéma oro-hydrographique de la région alpine étudiée

Les noms des secteurs choisis comme exemples dans la première partie sont encadrés.

(1) Les Alpes cottiennes tirent leur nom de Cottius, roi de Suse au tout début de l'ère chrétienne. Son royaume s'étendait sur le versant oriental et débordait sur le versant occidental des Alpes jusqu'à Briançon ; il commandait la route des cols du Mont Cenis et du Montgenèvre et se terminait vers le S au niveau du Mont Viso. Puis les Alpes cottiennes, devenues province de l'empire romain, ont compris le versant italien des Alpes entre la transversale de Turin et celle de Cuneo.

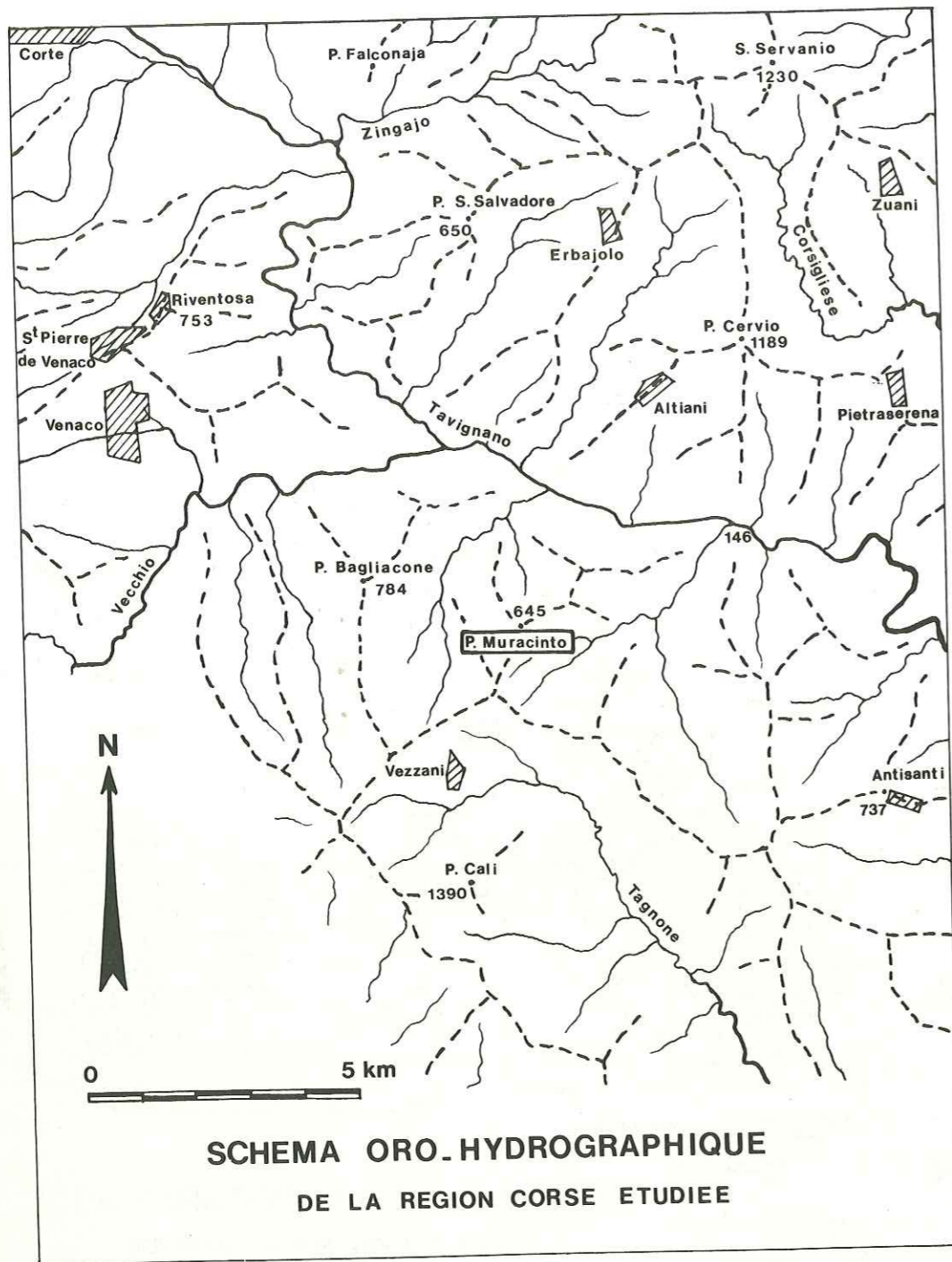


Fig. 5 - Schéma oro-hydrographique de la région corse étudiée

Le nom du secteur choisi comme exemple dans la première partie est encadré.

Là, aussi, les seules distinctions faites sur les cadres géologiques disponibles concernent les masses de roches vertes.

III - NOTATIONS

Les mesures citées dans le texte comprennent en général une direction et un pendage (plans), ou une direction et un plongement (lignes). La direction est énoncée par rapport au Nord magnétique (déclinaison de l'ordre de 1 à 2° vers l'W dans les régions étudiées au moment des mesures), suivant une demi-circonférence graduée vers l'E de N 1 à N 180. Les pendages et les plongements sont mesurés de 0 à 90° et sont suivis de l'orientation de leur inclinaison. Ainsi un plan orienté NE-SW et ayant un pendage de 30° vers le NW est noté N 45,30 NW ; un axe orienté NW-SE et plongeant de 40° vers le SE est noté N 135,40 SE.

Les reports des mesures en projection sont faits pour l'hémisphère supérieur, suivant une projection conforme (projection stéréographique ; canevas de Wulff).

PREMIERE PARTIE

EXEMPLES

La première partie propose une sorte de promenade qui mènera le lecteur, peut-être peu familiarisé avec la géologie piémontaise, dans cinq secteurs bien délimités géographiquement. A cette occasion sera soulignée la nécessité d'aborder simultanément les questions concernant lithostratigraphie et structures majeures, structures majeures et structures mineures, microstructures et minéraux de métamorphisme. Ayant pris conscience de l'interdépendance des différents problèmes, on pourra ensuite sérier les thèmes et traiter successivement la lithostratigraphie (2e partie), puis la tectonique et le métamorphisme (3e partie).

Quatre exemples sont choisis dans les Alpes cottiennes septentrionales (fig. 4) et un en Corse orientale (fig. 5). On parcourra successivement les secteurs suivants.

1. "Croix de la Crèche-Meyriès", situé en rive droite du Guil, au niveau de Château-Queyras et Ville-Vieille (chap. III).
2. "il Caire" (Valle Argentera), en rive gauche de la Ripa, haut affluent de la Doire Ripaire (chap. IV).
3. "Monte Fraitève", juste au NW de Sestriere (chap. V).
4. "Punta Muraccinto", en Corse orientale, sur le versant S de la vallée du Tavignano, au niveau de Vezzani (chap. VI).
5. "Punta Gardiol", de nouveau dans les Alpes cottiennes, près de la frontière franco-italienne au N du col de Mongenèvre (chap. VII).

Bien que situé en Corse, le quatrième exemple ("Punta Muracinto") conduit à des résultats suffisamment voisins de ceux du troisième exemple alpin ("Monte Fraitève"), pour s'insérer avant le dernier exemple alpin ("Punta Gardiol"). Comme on le verra, celui-ci soulève en effet une gamme de problèmes bien différents.

Chapitre III

PREMIER EXEMPLE

CROIX DE LA CRÈCHE-MEYRIÈS

Le secteur pris comme premier exemple est situé au SW de la région alpine étudiée. Il borde la rive droite du Guil, au niveau de Ville-Vieille et de Château-Queyras (fig. 6). On y observe, en masses restreintes il est vrai, les deux formations qui récemment encore constituaient les seuls repères cartographiques dans la masse des Schistes lustrés piémontais :

- des dolomies du Trias supérieur et une séquence Rhétien-Lias basal au SW de la Croix de la Crèche (fig. 6) (LEMOINE, 1961, 1970 ; carte de Guillestre au 50 000e) ;
- un petit affleurement de prasinites à l'E de Meyriès (carte de Guillestre au 50 000e).

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

1. Coupe de la Croix de la Crèche (fig. 7)

La série que nous allons détailler est dans son ensemble renversée, avec une orientation moyenne N 120,45 SW. On observe successivement du SW au NE les niveaux suivants.

1. Des *dolomies* en bancs métriques, à lamines grises et blanches millimétriques à centimétriques. Des brèches intraformationnelles sont fréquentes et des figures de ravinement confirment la polarité inverse de ces dolomies. L'ensemble dolomitique est inégalement recristallisé (de plus en plus vers le sommet stratigraphique). Les bancs sommitaux ont une patine jaune.
2. Une succession moins visible et formant un ensellement sur la crête. Il s'agit d'une alternance de *dolomies* jaunes (analogues à celles de l'ensemble sous-jacent), de *calcaires* noirs plus ou moins spathiques et souvent bréchiques, de *calcaires* et *caloschistes* gris plaquetés, de *schistes noirs*. Cet ensemble présente, entre des coupes pourtant très proches les unes des autres, des variations (fig. 8) sur lesquelles nous reviendrons plus loin.

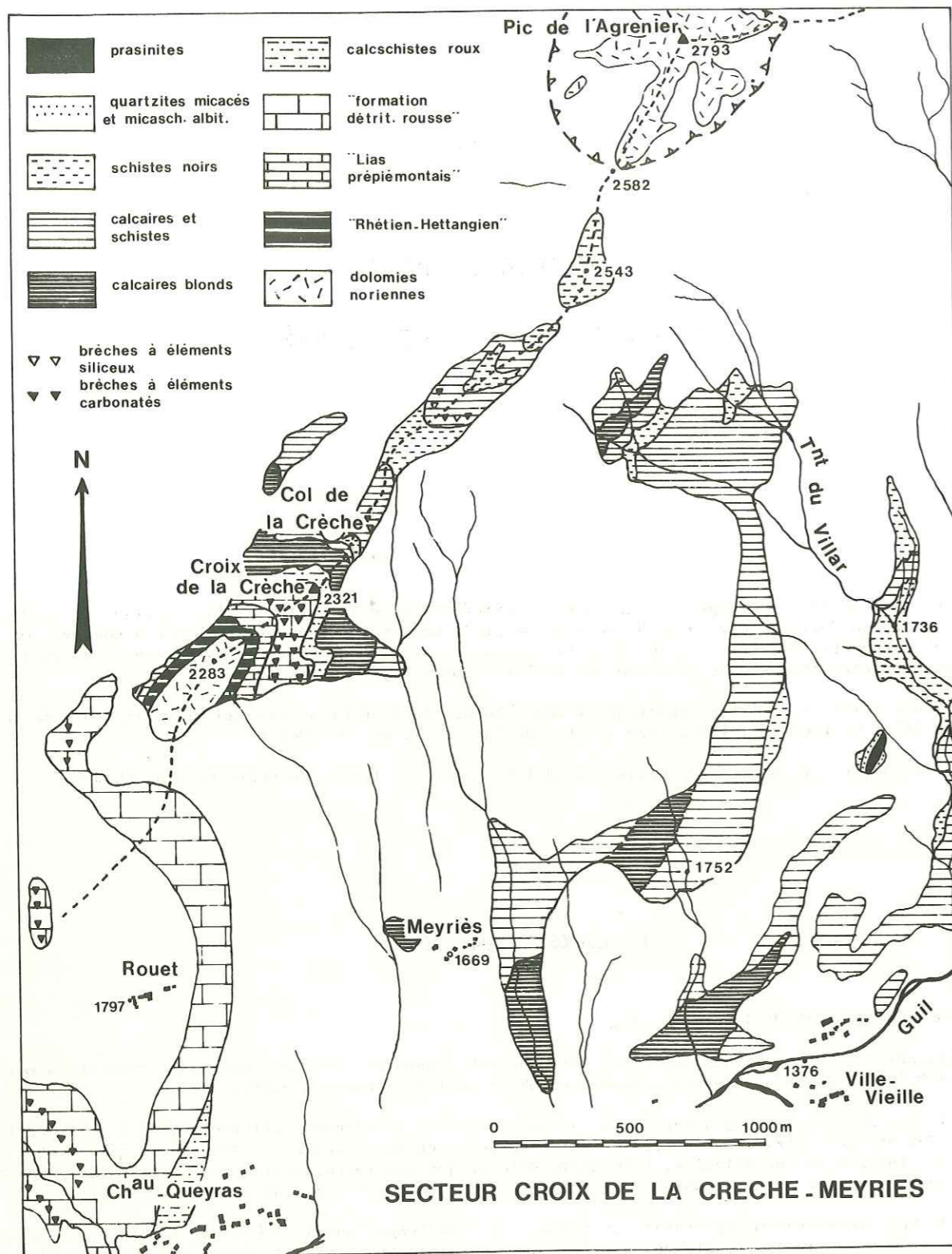


Fig. 6 - Carte géologique schématique du secteur Croix de la Crèche-Meyriès

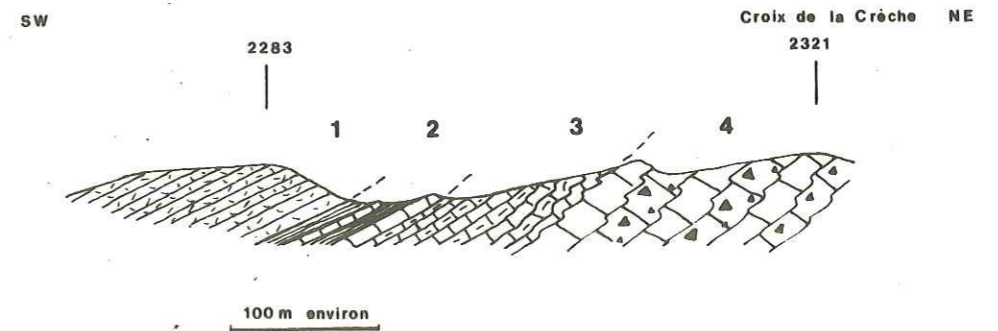


Fig. 7 - Coupe de la Croix de la Crèche
Les numéros renvoient au texte.

3. Une alternance (niveaux de 2 à 5 cm) de *calcaires* gris plaquetés, souvent microbréchiques, et de *calcschistes*. Vers le sommet stratigraphique, les calcaires sont mieux distincts des calcschistes : des niveaux (5 cm) de calcaire gris sont compris entre des niveaux de calcaire gréseux à patine beige ou ocre, qui font une transition entre les calcaires gris et des calcschistes gréseux. Cet ensemble passe graduellement au suivant.

4. Juste au SW de la Croix de la Crèche, une alternance de *calcaires* noirs et de niveaux roux en patine et clairs en cassure. Les calcaires noirs de la base de cet ensemble sont parfois silicifiés et contiennent des lits de cherts. Les niveaux roux sont formés de *microbrèches dolomitiques* granoclassées, ce qui confirme ici la polarité inverse de la séquence.

Nous décrivons la suite de la coupe après en avoir commenté la base.

Comme l'avait noté LEMOINE (1961, 1970), cette séquence a une parenté très nette avec la série triasico-liasique du Gondran (LEMOINE, 1955, 1961, 1970, 1971 ; chap. X et fig. III h.t.) et plus généralement avec les séquences triasico-liasiques de l'ensemble des Alpes cottiennes (CABY, 1964 ; CARON, 1970, 1971 ; FRANCHI, 1898, 1910, 1929 ; LEMOINE et MICHARD, 1963 ; MICHARD, 1966-67 ; MICHARD et STURANI, 1964 ; SCHUMACHER, 1972 ; TRICART, 1973, 1974). On peut ainsi, même en l'absence de critères paléontologiques, considérer comme très probables les équivalences suivantes entre la séquence de la Croix de la Crèche et la série du Gondran :

- niveau 1 = *dolomies noriennes*
- niveau 2 = *Rhétien* (- *Hettangien* ?)
- niveau 3 = "*Lias prépiémontais*" (au sens de LEMOINE, 1970, 1971)
- niveau 4 = "*formation détritique rousse*".

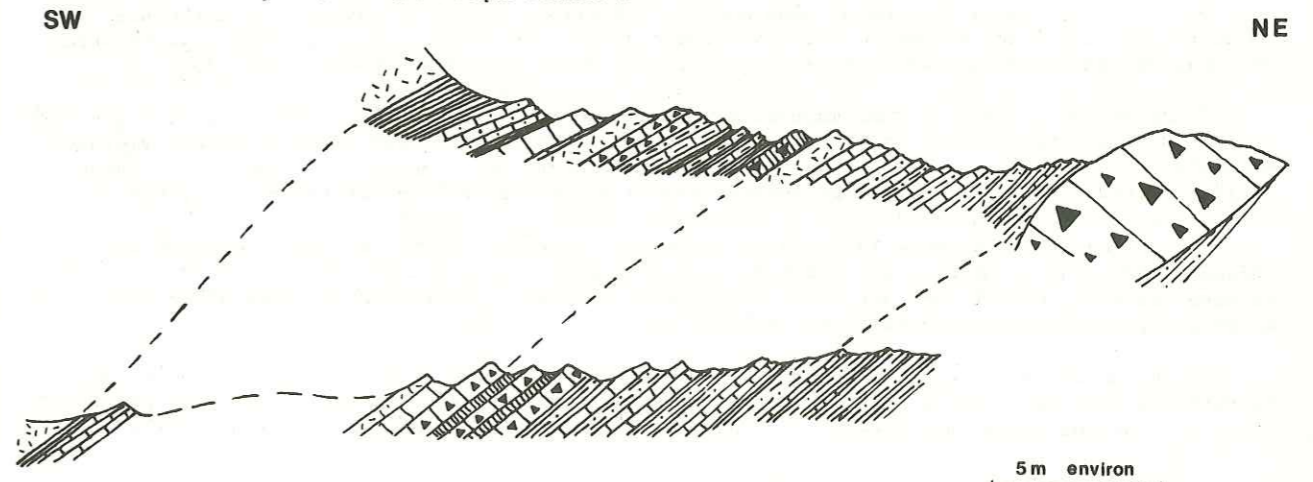


Fig. 8 - Deux coupes de détail dans le "Rhétien-Hettangien" de la Croix de la Crèche (niveau 2 de la figure 7)

Il faut pourtant remarquer dès maintenant que cette séquence de la Croix de la Crèche diffère dans le détail de la série du Gondran. Notamment le niveau 2 (Rhétien-Hettangien) est ici riche en brèches. Les bancs calcaires, calcschisteux ou schisteux contiennent des niveaux de galets dont la taille peut atteindre 20 cm. Il s'agit surtout d'éléments dolomitiques qui ressortent d'autant mieux qu'ils sont fréquemment jaunis. On observe aussi des éléments calcaires. D'autre part, les différents niveaux présentent des variations latérales qui ne sont pas dues seulement à la tectonique. Par exemple (fig. 8), dans une coupe de détail proche de la crête, la transition entre le niveau 2 (Rhétien-Hettangien) et le niveau 3 ("Lias prépiémontais") est progressive et se fait par des calcaires et calcschistes plaquetés assez monotones. A une cinquantaine de mètres plus au NW le niveau 2 est terminé par un gros banc (5 m) de calcaire gris massif à galets de dolomie jaune ou grise. Ce gros banc calcaire, qui évoque le gros banc calcaire terminant habituellement le Rhétien-Hettangien de la série du Gondran, diminue rapidement d'épaisseur et semble se "diluer" latéralement dans les calcaires et calcschistes. Les différences entre la séquence de la Croix de la Crèche et la série du Gondran, soulignées au niveau du Rhétien-Hettangien, se marquent également par une dominante plus détritique à tous les niveaux dans la première par rapport à la seconde.

Ainsi, malgré un "air de famille" bien net, la séquence de la Croix de la Crèche est-elle légèrement différente de la série du Gondran typique. Son âge triasico-liasique ne peut guère être mis en doute, mais le caractère bréchique est plus développé, surtout au niveau du "Rhétien-Hettangien".

2. Suite de la coupe vers le col de la Crèche et la crête de la Croix de la Crèche

LEMOINE (1970, 1971) insiste bien sur le fait que la série du Gondran typique (dolomies noriennes, Rhétien-Hettangien, Lias prépiémontais, formation détritique rousse) est isolée tectoniquement des terrains voisins. Ainsi ne lui connaît-on pas de suite stratigraphique. Au contraire, il semble que la séquence de la Croix de la Crèche supporte en continuité d'autres termes considérés jusqu'ici comme des "calcschistes indifférenciés". Bien que l'on ait affaire maintenant à des variations sur un thème d'ensemble "Schistes lustrés", on peut reconnaître des dominantes entre lesquelles les passages semblent toujours progressifs. Même en présence de replis et de laminages, les différents termes se succèdent suivant une certaine "logique".

Reprenons la coupe vers le NE depuis la Croix de la Crèche (fig. 9).

5. La formation rousse à microbrèches (4) devient de plus en plus finement litée et passe insensiblement à des *calcschistes siliceux roux* homogènes. En descendant vers le NE, la crête est ensuite formée d'une *alternance de calcschistes* phylliteux fins et noirs et de calcschistes plus carbonatés où l'on observe encore des indices de microbrèches (souvent trop fines pour être identifiées partout avec certitude sur l'affleurement). A partir de ce niveau, de nombreuses récurrences de détail sont probablement dues à des plis isoclinaux.

6. Les calcschistes deviennent plus massifs à l'affleurement, se chargent en carbonates et laissent la place à des *calcaires siliceux blonds* à cloisons phylliteuses, parfois calcschisteux, et toujours plus ou moins microbréchiques, surtout lorsque l'on s'éloigne du terme (6).

8. Au col de la Crèche même, un contact cisailant local réduit fortement une partie des termes de la série, et on passe assez brutalement à des *schistes* quartzeux noirs à reflets violacés ou verts. Ces schistes sont riches en exsudations de quartz. On y observe également des niveaux centimétriques de quartzites rubanés souvent cariés et "spongieux", à interlits phylliteux.

En continuant la crête de la Croix de la Crèche, on retrouve répétés tectoniquement les calcaires blonds plus ou moins calcschisteux et les schistes quartzeux noirs (fig. 6 et 9). Mais le passage entre ces deux termes est alors progressif et se fait par l'intermédiaire d'une *alternance* de plaquettes *calcaires* et de *schistes* noirs (7).

Enfin, on arrive au pied des falaises dolomitiques du Pic de l'Agrenier. Les dolomies sont tronquées à leur base par un contact anormal et constituent un lambeau tectonique isolé par l'érosion, en position comparable à celle de l'unité du Pic de Rochebrune (LEMOINE, 1961, 1970).

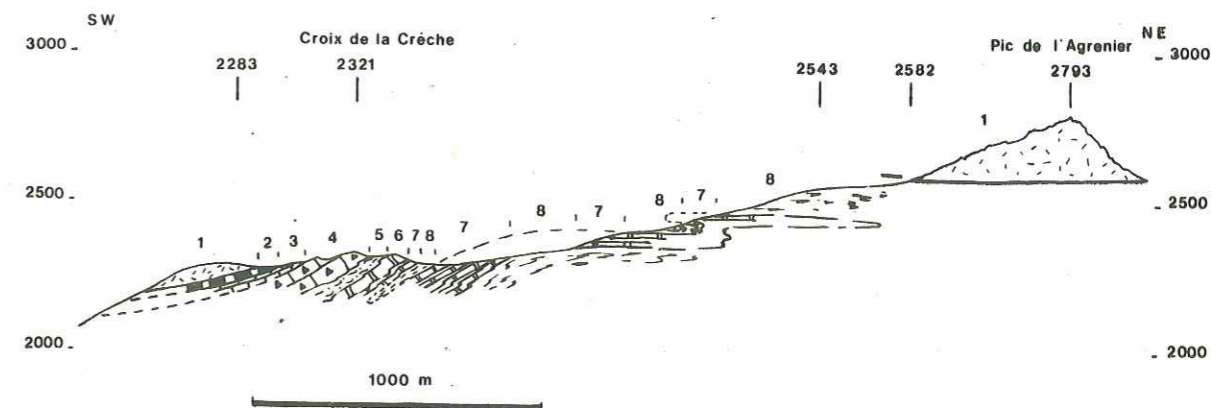


Fig. 9 - Coupe de la Croix de la Crèche au Pic de l'Agrenier (la partie SW correspond à la figure 7) Les numéros renvoient au texte.

Le versant qui, au SE de la crête de la Croix de la Crèche, descend vers la vallée du Guil, est fait des différents termes lithologiques décrits ci-dessus. Les divers affleurements ou suites d'affleurements permettent de détailler des séquences partielles qui semblent toutes représenter des bribes de la succession décrite sur la crête. Nous verrons plus loin (fig. 15) que l'on peut, en grand tout au moins, interpréter la structure de ce versant et la répartition des séquences partielles par la tectonique polyphasée d'une même série faisant suite à la séquence triasico-liasique de la Croix de la Crèche. Malheureusement, la qualité inégale des affleurements et l'existence de passages progressifs entre des termes lithologiquement voisins rendent délicate et assez illusoire une tentative d'interprétation de détail.

Avant de récapituler la succession des principaux termes de cette série, il nous faut toutefois examiner l'affleurement de roches vertes à l'E de Meyriès, près du torrent du Villar (fig. 6).

3. Les roches vertes de Meyriès

Au milieu d'une zone de schistes quartzeux noirs (cf. terme 8 de la coupe de la crête) affleurant mal, une petite butte est formée par une lentille de roches vertes d'environ 120 x 50 m. Cette lentille constitue le cœur d'un pli fermé et la séquence est symétrique de part et d'autre des roches vertes.

Lorsque l'on part des schistes quartzeux noirs (8) en s'approchant des roches vertes, les schistes deviennent légèrement calcschisteux à une distance de 1 à 2 m du contact. Puis la fraction siliceuse l'emporte nettement et on passe à des quartzites albitiques blancs à interlits phylliteux verts. Ici, les niveaux quartzitiques sont très peu épais et la roche a l'aspect d'un micaschiste vert riche en quartz. Ces micaschistes verts forment une bande continue d'environ 1 m d'épaisseur. Puis on passe rapidement, mais progressivement, à des prasinites (1) rubanées (lits d'une fraction de centimètre). Les niveaux sombres (vert-bleu) sont faits de chlorite, mica blanc, amphibole, albite, hématite, quartz ; les niveaux pâles (vert-jaune) contiennent lawsonite, (épidote), quartz, (albite), mica blanc, calcite. Il s'agit très probablement d'une ancienne roche volcanique ou volcanosédimentaire basique ; certains lits sombres sont hétérogènes, voire bréchiques (éléments de diabase). Enfin, on observe quelques rares niveaux de 1 à 5 cm de calcaire légèrement siliceux et très clair.

(1) Prasinite : roche métamorphique à albite, chlorite, épidote et amphibole.

4. Interprétation : la série Crèche-Meyriès

La lithostratigraphie proposée ici, pour cet exemple comme pour les suivants, résulte essentiellement d'une interprétation de l'agencement des divers types de "Schistes lustrés". En effet, il n'y a pas (ou très peu) de fossiles ; les replis isoclinaux et les laminages sont omniprésents ; il existe des contacts anormaux souvent non décelables directement (cf. LEMOINE, 1964, 1971). Pour établir la colonne lithostratigraphique vraisemblable d'une série, deux types principaux d'arguments sont utilisés :

- des passages progressifs entre les différents termes, non seulement dans la succession des dominantes, mais aussi dans l'évolution des caractères de détail de chacun des bancs ;

- la répétition fréquente de séquences partielles dans une même logique d'ensemble.

La polarité d'une série peut souvent être précisée en tenant compte :

- de "l'ancrage" de la série sur des niveaux repères bien calés (par exemple sur la séquence triasico-liasique) ;

- des remaniements successifs dans des niveaux bréchiques différents à l'intérieur d'une même séquence.

Compte tenu de ces remarques, je propose la reconstitution lithostratigraphique suivante dans le secteur Croix de la Crèche-Meyriès (fig. 10).

1. A la base, *Trias dolomitique* lité (Norien probable).

2. *Rhétien-Hettangien* (?), alternance de dolomies, calcaires, calcschistes et schistes, terminée par un gros banc calcaire discontinu latéralement (variation sédimentaire et non pas tectonique) ; ensemble déjà bréchiq (éléments surtout dolomitiques - analogues au substratum triasique - et parfois calcaires - identiques aux niveaux calcaires de cette formation).

3. "*Lias prépiémontais*" au sens de LEMOINE), alternance de calcaires fins gris ou noirs, de calcaires gréseux roux et de calcschistes siliceux ; présence de microbrèches.

4. Passage graduel à un ensemble de *calcaires* noirs (plus ou moins silicifiés surtout vers la base - cherts ?), de calcaires à patine rousse, et de niveaux de *brèches* ou de *microbrèches granoclassées*. Les éléments de ces microbrèches sont surtout dolomitiques, et, en proportion moindre, calcaires.

5. *Calcschistes siliceux roux*, plaquetés, homogènes.

6. *Calcaires siliceux blonds*, assez massifs, à cloisons phylliteuses.

7. Niveau mal représenté sur la crête, par suite de l'existence probable d'un contact anormal, mais toujours bien développé dans le versant : *calcaires* gris en dalles et *schistes* noirs, à brèches sporadiques très rousses, sans granoclassement (éléments dolomitiques, calcaires, et parfois quartzitiques ou micaschisteux verts).

8. *Schistes siliceux noirs*, assez homogènes et massifs à la base, plus fissiles vers le sommet où ils contiennent des niveaux "spongieux" et cariés de quartzites blancs, phylliteux, plus ou moins rubanés. L'extrême sommet semble de nouveau légèrement carbonaté.

9. Passage rapide mais progressif à des *quartzites* micacés blancs et à des *micaschistes* chlorito-albitiques verts.

10. Passage rapide mais progressif à des *prasinities* rubanées plus ou moins bréchiqes et à rares lits de calcaire siliceux clair et massif.

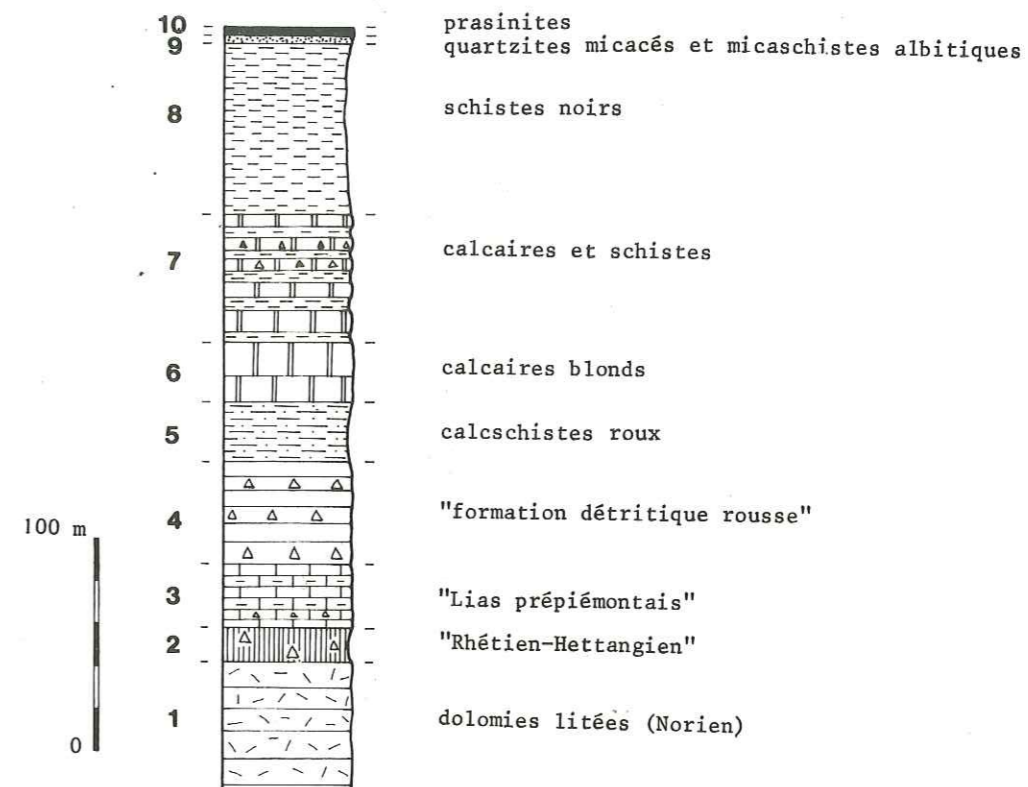


Fig. 10 - Colonne lithostratigraphique récapitulative de la série Crèche-Meyriès

Par comparaison avec des séries analogues (cf. discussions stratigraphiques de la 2e partie), il est probable que le Trias dolomitique de base est ici très incomplet. Quant aux termes les plus élevés décrits, ils forment une lentille au coeur d'un pli isoclinal, et on n'a ici aucun indice d'une suite possible de cette série. En raison de la tectonique, il est très délicat d'évaluer l'épaisseur originelle de l'ensemble ; celle-ci pouvait être de l'ordre de 300 à 500 m.

Nous détaillerons les comparaisons et les problèmes stratigraphiques plus loin (deuxième partie). Il faut pourtant signaler dès maintenant que ce que l'on interprète ici comme une série continue (série Crèche-Meyriès) comporte plusieurs ensembles.

- Une partie basale qui, tout en présentant des affinités certaines avec la série du Gondran triasico-liasique de LEMOINE (1951, 1955, 1961, 1970, 1971), est tout de même suffisamment différente de cette dernière pour que l'on envisage que les suites des deux séries se diversifient.

- Un ensemble qui avait été jusqu'ici considéré comme monotone et indifférencié, mais dans lequel on peut reconnaître différents termes se succédant les uns aux autres dans un ordre précis. Les passages entre les différents termes sont progressifs. On observe à presque tous les niveaux des brèches à éléments dolomitiques (au moins en partie) ; nous reviendrons également sur ces problèmes de brèches (chap. XI).

- Un ensemble lié à des prasinities qui, si mon hypothèse est exacte, couronnent la série. Ces prasinities sont rubanées et ne sont liées ni à des gabbros, ni à des serpentinites. Elles contiennent des éléments bréchiqes de diabase.

L'ensemble de la série serait donc compris entre le Trias supérieur dolomitique et des roches vertes dont la position stratigraphique reste à préciser. Comme nous le verrons plus loin (chap. X), un argument essentiel pour l'unité de cette série est l'existence d'autres ensembles comparables, notamment juste de l'autre côté de la vallée du Guil (au S), sous le sommet Bucher.

II - STRUCTURES

1. Caractéristiques des structures à l'affleurement

On reprend ici, pour le versant étudié, quelques démarches et résultats déjà exposés à l'échelle de l'ensemble de la région dans des notes préliminaires (CARON *et al.*, 1973 ; CARON, 1973, 1974b).

Face à un affleurement, par exemple en bord de route le long de la vallée du Guil, on remarque de prime abord plusieurs aspects qui peuvent servir de guides structuraux d'un point à un autre.

a) Il existe un *débit* en dalles plus ou moins régulières dont la surface pend faiblement vers l'W (10 à 40°). Ce débit correspond à la coïncidence de surfaces de bancs (surfaces sédimentaires originelles) et d'une ou plusieurs schistosités (surfaces tectoniques).

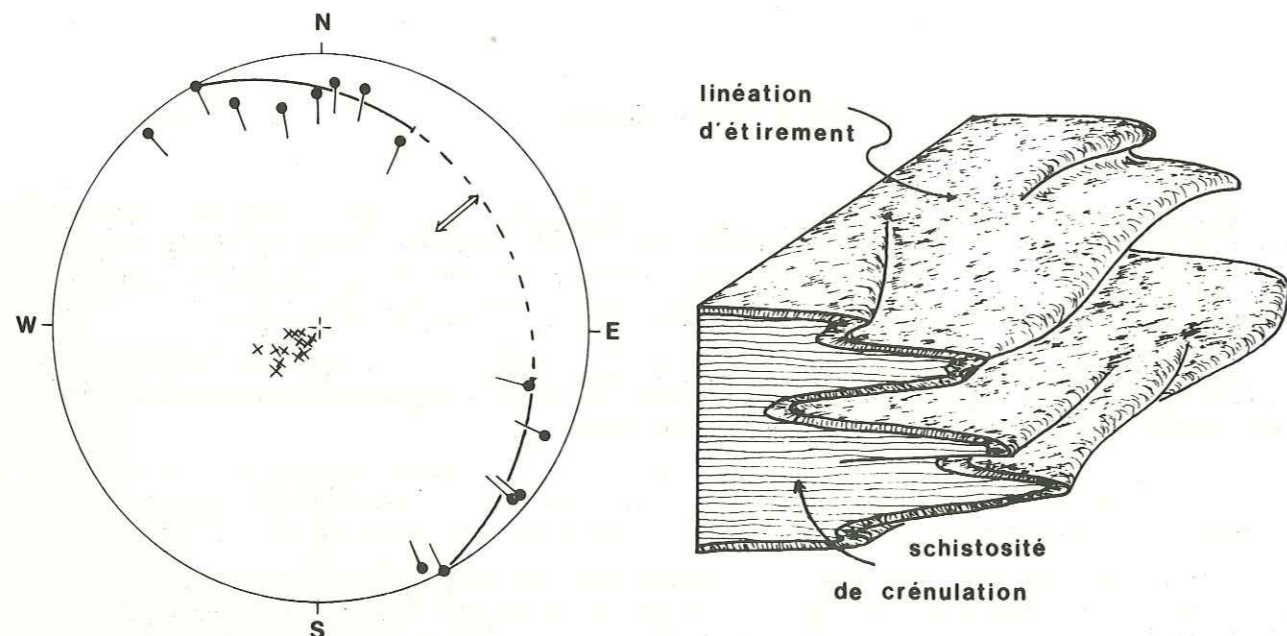


Fig. 11 - Disposition de la schistosité, des axes de plis décimétriques et de la linéation d'étirement (celle-ci a sensiblement la même direction sur les deux flancs des plis)

Symboles pleins : axes de plis ; double flèche : linéation d'étirement ; croix : pôles des plans axiaux des plis ; trait plein : trace cyclographique du plan axial moyen des plis, et éventail de dispersion ("fenêtre" de l'éventail de dispersion en tiretés).

b) Ces dalles constituent les flancs de *plis* décimétriques subsoclineaux à charnière arrondie. Une schistosité de crénulation ("strain slip cleavage") est subparallèle aux plans axiaux de ces plis. Les directions axiales des plis sont très mal réglées. Sur une surface d'affleurement même restreinte (de l'ordre de quelques mètres carrés), les directions axiales peuvent être dispersées sur plus de 105° tout en restant approximativement contenues dans un plan constant (fig. 11). Ce plan correspond à la fois à la surface axiale moyenne des plis dispersés, et au débit général dessiné par la lithologie dans les flancs des plis subsoclineaux. Remarquons tout de suite que, dans le versant étudié, les axes de plis mineurs d'une surface d'affleurement restreinte sont étalés dans un éventail de directions qui ménage une "fenêtre" de quelques dizaines de degrés dans le secteur E.

c) Par contraste avec ces directions axiales dispersées, les *linéations* portées par les flancs des plis ont une direction très constante, voisine ici de NE-SW. Ces linéations, qui tournent autour des charnières des plis décimétriques, correspondent aux axes de microplis isoclineaux très effilés antérieurs aux plis à charnière arrondie. Ces linéations précoces déformées sont en outre soulignées par un allongement préférentiel des minéraux et des ombres de cristallisation : il s'agit d'une linéation d'étirement. L'étirement, lié aux plis, est suffisamment intense pour réorienter presque parfaitement les linéations anciennes suivant la nouvelle direction d'étirement (chap. XVI et XVIII). Compte tenu des directions axiales des plis, la linéation d'étirement est ici très oblique sur l'axe des plis, et elle est comprise dans la "fenêtre" de l'éventail de dispersion des plis (fig. 11).

d) Les affleurements sont débités par des surfaces de discontinuité d'espacement décimétrique à décimétrique. Il s'agit de *surfaces de cisaillement* d'orientation proche de celle du débit général. Ces surfaces peuvent accentuer le débit si elles sont régulières ; elles perturbent un peu l'agencement en dalles et dessinent un débit amygdalaire si elles sont gauches. Les cisaillements le long de ces surfaces à pendage W correspondent pour la plupart à des chevauchements de détail vers l'E. Les stries que l'on y observe ont une direction tout à fait comparable à celle de la direction d'étirement liée aux déformations souples. Il semble que ces cisaillements sont en continuité avec les étirements dont nous avons parlé précédemment.

e) Enfin, on observe partout des *fractures* tardives. Certaines ont joué en décrochement et sont parfois liées aux cisaillements (cf. chap. XVI). D'autres fractures, ou bien des rejeux ultimes des précédentes, délimitent un jeu de coins de dimensions variées (décimétriques à hectométriques) qui témoigne de distensions horizontales.

2. Plis synschisteux : nombre de phases et caractères de chacune

Des informations complémentaires sont apportées par l'étude des lames minces et par l'étude des affleurements. En effet, à l'échelle de l'affleurement, les plis les mieux visibles sont observables dans les lits carbonatés. En lame mince, les mêmes structures y sont malheureusement beaucoup moins nettes : on n'a plus le guide de la patine pour suivre les déformations d'un litage sédimentaire discret, et les recristallisations de la calcite oblitèrent l'essentiel des informations. Par contre, les structures intimes des niveaux pélitiques, souvent difficiles à déchiffrer à l'œil nu, constituent à l'échelle du microscope un enregistrement complexe mais précis des déformations successives.

À l'échelle de la lame mince (fig. 12), l'agencement planaire des micas blancs dessine une foliation omniprésente. Lorsque les déformations ultérieures ne sont pas trop vigoureuses, on observe des microplis isoclineaux à charnière très effilée (fig. 12a), dont la foliation souligne le plan axial. Même dans les niveaux très déformés par la suite, de nombreuses obliquités constituent pour un œil exercé l'indice de charnières de cette génération. Nous appellerons l'épisode de déformation responsable de cette foliation "phase I" (première phase synschisteuse). La foliation est vigoureusement crénulée par une seconde schistosité (fig. 12b) associée à des plis subsoclineaux ("phase II"). La schistosité II, très "pénétrative", peut parfois être si bien développée qu'elle transpose presque complètement la foliation I ; on parlera alors de "pseudofoliation" II. Enfin, la schistosité II est à son tour crénulée par une schistosité III plus espacée, mais du même type ("strain slip cleavage"). La reconnaissance des trois schistosités successives n'est aisée que lorsque les angles entre ces schistosités ont une valeur supérieure à 20 ou 25° (fig. 12c). Dans de très nombreux cas, l'angle entre une nouvelle schistosité et une schistosité plus ancienne est trop faible pour que la nouvelle famille de surfaces s'individualise nettement. C'est alors l'ancienne schistosité qui rejoue.

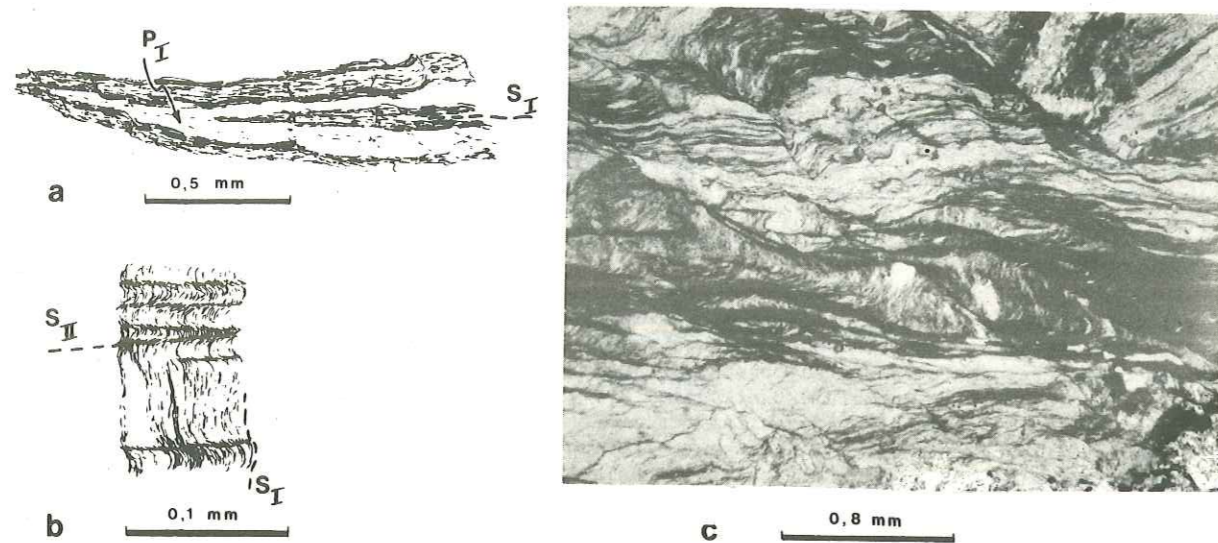


Fig. 12 - Microstructures dans le secteur Crèche-Meyriès

- a) Micropli isoclinal P_I et foliation S_I (lame A 72 13 ; schistes noirs).
 b) Allure de la schistosité de crénulation S_{II} (lame A 74 39 a ; schistes noirs).
 c) Figure de superposition de la foliation S_I , de la schistosité S_{II} et de la schistosité S_{III} (lame A 72 13 ; schistes noirs).

A l'échelle de l'affleurement (fig. 13), la surface déformée autour des plis décimétriques à charnière arrondie décrits au paragraphe 1, b précédent est déjà une foliation. Cette foliation I contient une linéation fine parallèle aux axes de microplis isoclinaux I et dont la réorientation matérialise l'étirement ultérieur. On peut parfois observer, surtout dans les calcaires à lits de granules dolomitiques ou siliceux, des plis métriques intrafoliaires à charnière effilée (plis I) (fig. 13a). Quant aux plis à charnière arrondie, de nombreuses figures montrent qu'ils appartiennent en fait à deux générations successives : plis II et plis III (fig. 13b, c, d). Ces deux générations ont des styles très voisins et sont associées chacune à une schistosité de crénulation. Il est donc extrêmement délicat de reconnaître à quelle génération (II ou III) appartient un pli de détail donné, en dehors des cas de reprise évidente. Nous reviendrons plus loin (chap. XVI et XVIII) sur les problèmes posés lorsque les plis II et III sont affectés de manière comparable par les étirements qui marquent l'évolution des déformations III. Notons seulement pour l'instant que, dans quelques cas où un certain nombre de critères permettent de penser que les étirements III ont été un peu moins importants, la direction axiale de plis III certains est voisine de N-S. Ces plis sont déversés vers l'E. Dans leurs flancs normaux subhorizontaux, la direction axiale de plis II certains, probablement comparable à la direction originelle des plis II, est voisine de NW-SE. La direction originelle des plis I n'est pas précisée ici.

Enfin, les déformations ultérieures se marquent notamment par des fractures. Outre des fractures tout à fait tardives en extension, un certain nombre de fractures subverticales présentent des indices de décrochement. Les plus fréquentes ont une direction voisine de NE-SW et sont dextres, comme le confirment des crochons (fig. 14). Dans des couloirs NE-SW où ces déformations (IV) sont plus intenses, peuvent se développer une schistosité fruste tardive, orientée en moyenne N 65 60 NW, et une linéation de fronces de direction voisine de N 60 à N 65.

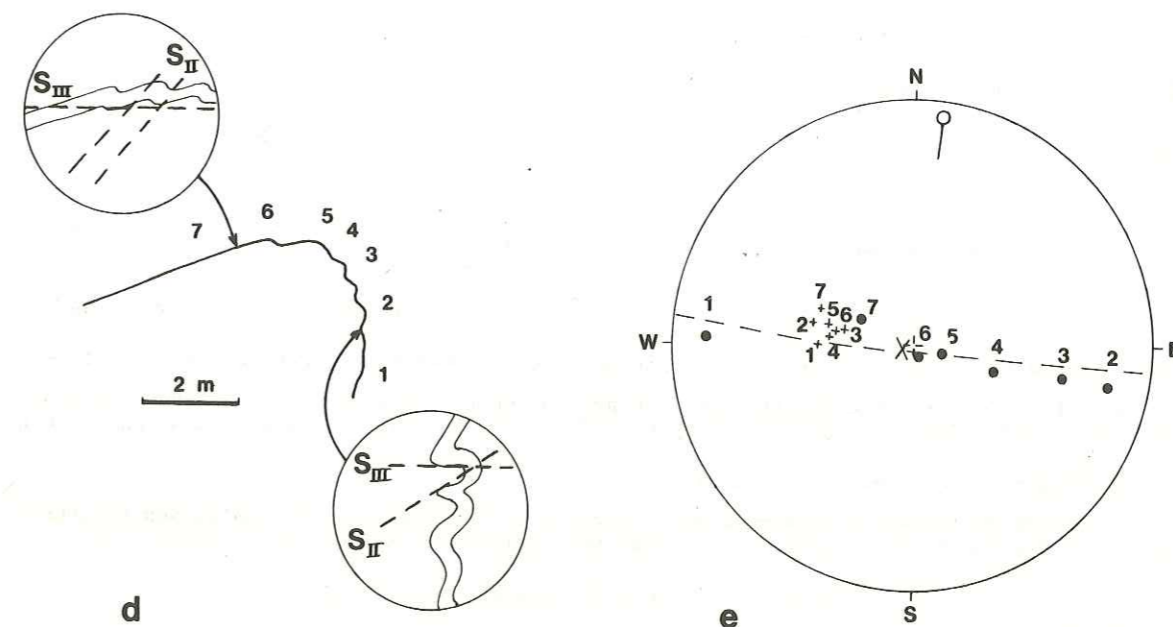
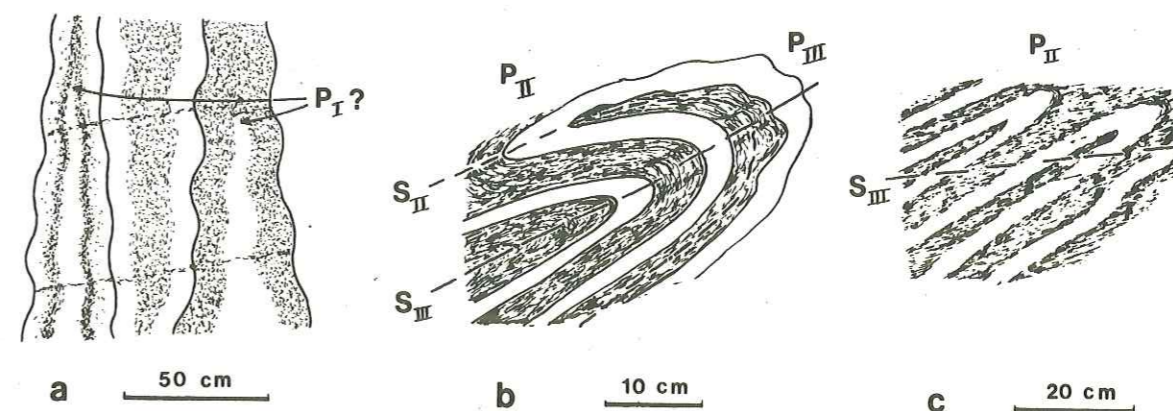


Fig. 13 - Mésostructures dans le secteur Crèche-Meyriès

- a) Plis P_I probables (calcaires à lits de granules dolomitiques ; route de Château-Queyras à Souliers).
 b) Pli P_{III} déformant un pli P_{II} (calcaires et schistes ; bord de la route du Guil en amont de Ville-Vieille).
 c) Plis P_{II} recoupés par la schistosité III (calcaires blonds au NW de Ville-Vieille).
 d) Pli P_{II} pluri-métrique recoupé par la schistosité III (calcaires et microbrèches ; route de Château-Queyras à Ville-Vieille). Les numéros correspondent aux mesures reportées en e.
 e) Stéréogramme correspondant à la figure d.

Symboles pleins : pôles de la lithologie (stratification + S_I) ; cercle creux : axe construit du pli régissant ces pôles ; grande croix : pôle de S_{III} ; petites croix : pôles de S_{II} .

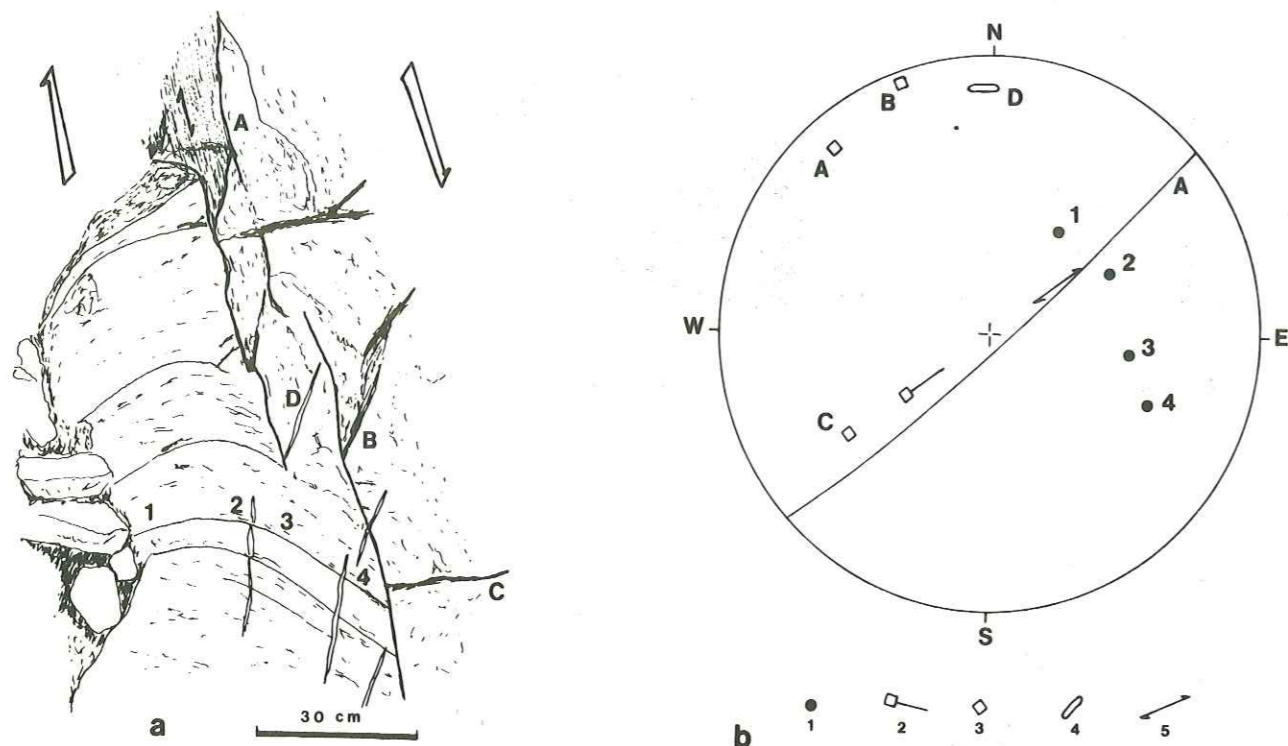


Fig. 14 - Structures de second ordre associées à un décrochement dextre décimétrique

- a) Schéma d'affleurement (calcaires et microbrèches ; route de Château-Queyras à Souliers).
 A : fracture majeure ; B : fracture synthétique de second ordre ; C : fracture antithétique de second ordre ; D : fente de tension ; 1,2,3,4 : stratification dessinant un crochon.
- b) Stéréogramme correspondant à la figure a.
 1 : pôles de la stratification ; 2 : axe construit du crochon ; 3 : pôles des fractures ;
 4 : pôle des fentes de tension ; 5 : stries sur la fracture majeure A.

3. Agencement d'ensemble du versant

Un panorama d'ensemble du versant étudié (fig. 15) montre des répétitions tectoniques de la série décrite. En analysant sur chaque affleurement les relations entre la schistosité III, la schistosité II et la lithologie (stratification + foliation I), on peut en général déterminer à quel épisode de déformation synschisteuse sont dus les principaux plis identifiés. La schistosité III semble prendre en écharpe les plis fermés hecto- à kilométriques, à la manière dont elle recoupe souvent les plis déci- à décimétriques (fig. 13c). L'architecture d'ensemble du versant paraît ainsi due pour l'essentiel à un enchaînement de plis II hecto- à kilométriques. Il est de plus probable que certaines lanières beaucoup plus effilées correspondent à des plis I.

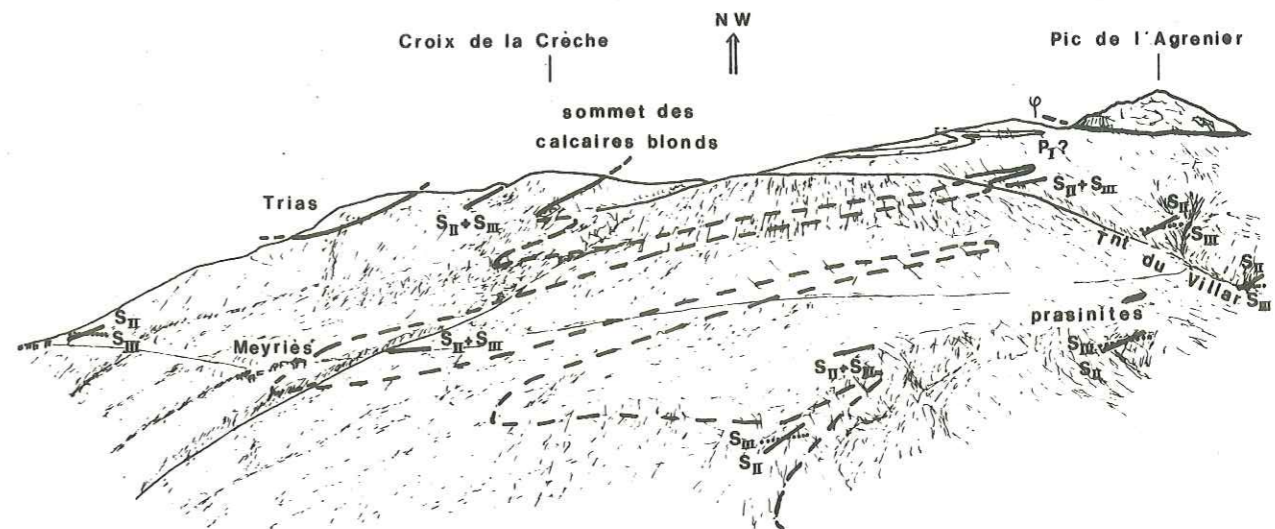


Fig. 15 - Panorama du versant N du Guil, au niveau de la Croix de la Crèche et du Pic de l'Agrenier, depuis la route forestière de Chanteloube (regard au NW)

La localisation approximative de la limite entre les "calcaires blancs" et les "calcaires et schistes" visualise une interprétation des structures du versant. La schistosité S_{III} (pointillés) est, ou bien confondue avec la schistosité S_{II} (trait plein), ou bien à pendage plus faible vers l'W ; elle recoupe ainsi les plis majeurs qui sont donc, soit des plis P_{II} , soit des plis P_I .

III - QUELQUES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME

Le secteur présenté dans ce premier exemple est propice, comme on vient de le voir, à l'introduction des données lithostratigraphiques et tectoniques notamment pour deux raisons :

- les roches vertes sont rares et en lentilles de faible volume ;
- les cristallisations et recristallisations métamorphiques sont suffisamment faibles pour ne pas estomper les différences lithostratigraphiques originelles ni les structures tectoniques précoces.

Mais ce qui constitue un avantage pour la reconstitution lithostratigraphique est beaucoup moins favorable pour une présentation du métamorphisme. On retiendra donc seulement quelques points qui méritent d'être soulignés dès maintenant.

L'assemblage minéralogique banal des calcschistes consiste ici en : calcite, quartz, chlorite, micas blancs (paragonite et phengite), + albite, + lawsonite, + ankérite, + graphite. Indiquons les relations entre certains minéraux et les microstructures décrites précédemment.

1. Lawsonites

On observe fréquemment des lawsonites dans des états de conservation variables : depuis des lawsonites pratiquement fraîches jusqu'à des pseudomorphoses complètes en calcite, mica blanc, + chlorite, + quartz. Les lawsonites sont en général d'autant plus détruites que la roche est plus calcaire. Un exemple de relations entre lawsonites et microstructures a déjà été décrit dans ce secteur (CARON, 1974a). Reprenons-le brièvement (fig. 16).

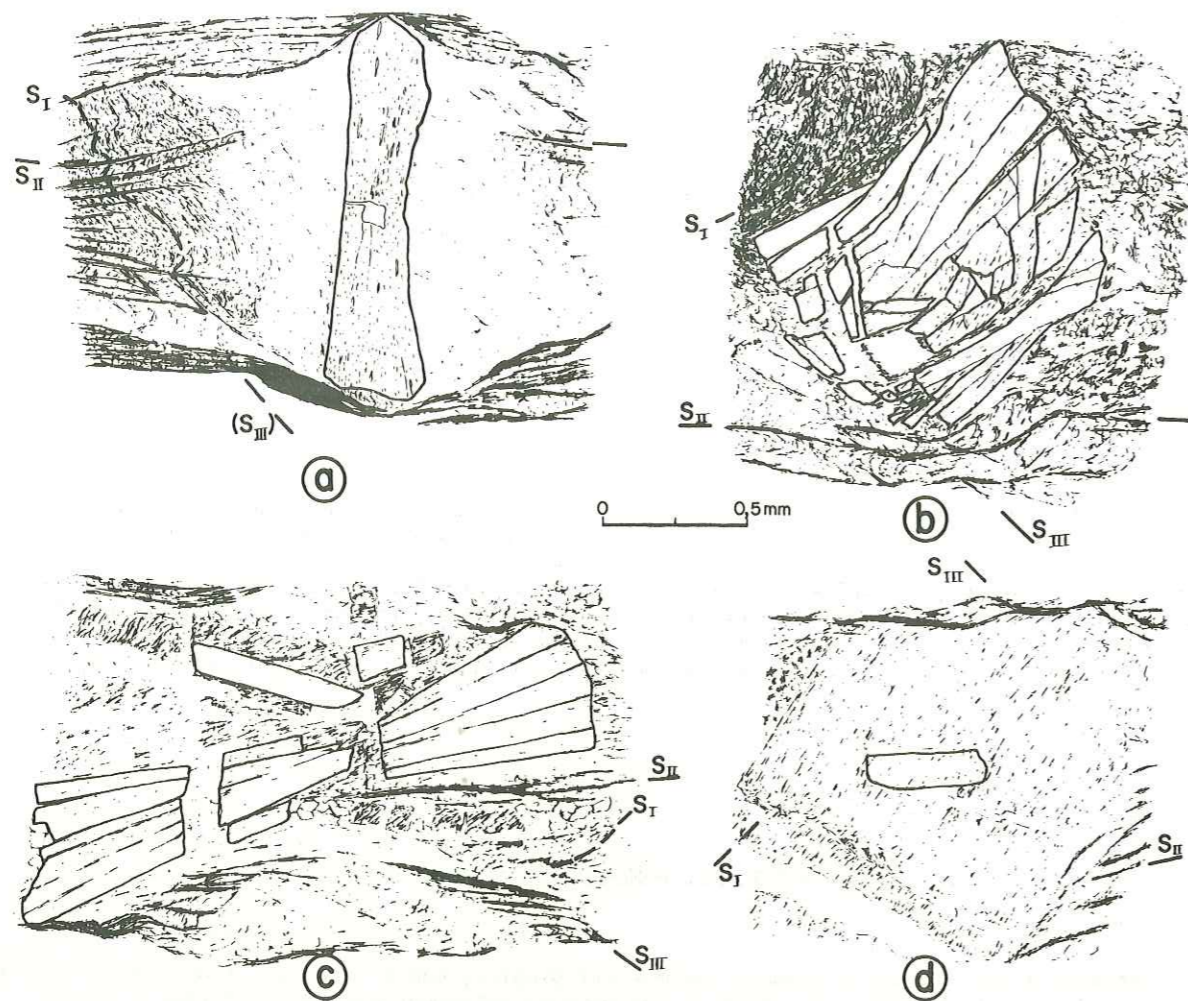


Fig. 16 - Relations entre lawsonites et microstructures dans une lame mince du secteur Crèche-Meyriès (A 71 146) (d'après CARON, 1974a).
Calcschistes près de Château-Queyras.

- La foliation I, plane à l'intérieur de la lawsonite, est plissotée et crénelée à l'extérieur.
- Une lawsonite est tordue et fragmentée lors de la "phase II".
- Un ensemble de petites lawsonites groupées en gerbes dessine la forme d'ensemble d'une grande lawsonite plus ancienne. Certains fragments pseudomorphosés n'ont pas recristallisé. Les gerbes de lawsonites sont tronçonnées lors de la "phase III".
- Une ancienne lawsonite en grande partie pseudomorphosée englobe une lawsonite plus petite recristallisée.

- La foliation I est plane à l'intérieur des lawsonites, où elle est dessinée par des alignements de quartz aplatis et de rutile. Dans certaines lawsonites, les inclusions sont toutefois réparties de manière beaucoup plus homogène, sans orientation préférentielle nette ; il semble donc que les lawsonites, qui fossilisent des stades différents dans la réalisation de la foliation I, ont poussé à différents moments lors de la "phase I". A l'extérieur des lawsonites, où elle est de plus soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux phylliteux, la foliation I est au contraire vigoureusement crénelée par la schistosité II (fig. 16a).

- Les lawsonites sont tordues et fragmentées lors des déformations II (fig. 16b). Certains fragments, surtout ceux qui sont allongés subparallèlement à la schistosité II, peuvent recristalliser sur place en lawsonite avec une nouvelle orientation optique. Les nouvelles lawsonites, en général plus petites que les anciennes, acquièrent alors très souvent une disposition caractéristique en gerbes (fig. 16c).

- Les gerbes sont brisées et étirées lors des déformations III. Les lawsonites sont alors partiellement transformées en calcite, mica blanc, quartz et chlorite (fig. 16c).

Ces relations entre les lawsonites et les microstructures peuvent être interprétées de la manière suivante :

- cristallisation pendant ou peu après la réalisation de la foliation I plane et avant la crénelation II,
- déformation des lawsonites anciennes lors de la "phase" tectonique II, mais remplacement peu important par d'autres minéraux et nombreuses figures de recristallisation au moins partielle,
- amorce de déstabilisation lors de la "phase" tectonique III ici peu vigoureuse à l'échelle considérée.

Un examen de toutes les lawsonites et pseudomorphoses de lawsonites présentes dans les lames minces de calcschistes de ce versant permet de généraliser cet exemple. Les lawsonites ont poussé pendant ou juste après la "phase" tectonique I. Ces lawsonites recristallisent partiellement pendant la phase II, et ce d'autant mieux que l'on se déplace vers le bas et vers le SE du versant. Les lawsonites, peut-être déjà en partie détruites lors de la phase II, le sont plus nettement pendant la phase III, et ce d'autant plus que la roche est plus calcaire. Au voisinage immédiat de la lentille prasinitique de Meyriès, on observe cependant que les lawsonites ont pu recristalliser plus tardivement que dans l'ensemble du versant, puisque de grandes lawsonites (millimétriques) englobent des amorces de microplis III.

2. Micas blancs

Les micas blancs sont les minéraux qui soulignent le mieux la foliation I. Ils sont presque partout disposés parallèlement au microlitage stratigraphique (dessiné par les alternances de niveaux détritiques plus ou moins fins, ou par les alternances de niveaux plus ou moins carbonatés ; dessiné aussi par le microrubanement d'inclusions de rutile ou de graphite). Cependant, dans les charnières de microplis I non rigoureusement isoclinaux, la foliation est parallèle aux plans axiaux de ces plis (fig. 12a).

Lors de l'épisode de crénelation II, ces micas blancs anciens sont tordus et présentent une extinction onduleuse. Il peut cependant y avoir cristallisation de nouveaux micas blancs de taille comparable à celle des précédents dans les structures suivantes :

- recristallisation en arc polygonal dans l'enveloppe de certains microplis II (fig. 17a) ;
- cristallisation de nouveaux micas dans des microdécollements entre des lits micacés et des lits carbonatés (fig. 17b) ;
- cristallisation de nouveaux micas blancs dans des microlentilles de cisaillement ménagées par la schistosité II (fig. 17c) ;
- dans la schistosité II, surtout lorsque les surfaces de schistosité nettes au travers des lits micacés s'estompent au contact des lits carbonatés ; ou bien lorsque la foliation I est presque parfaitement transposée (fig. 17d) ;
- dans des fentes de tronçonnement des lawsonites (fig. 17e).

Enfin, de petits micas blancs se forment ultérieurement (phase III), essentiellement le long des surfaces de schistosité III ou bien dans les pseudomorphoses de lawsonites. Au contraire des générations précédentes, ces nouveaux petits micas ne semblent pas avoir d'orientation préférentielle.

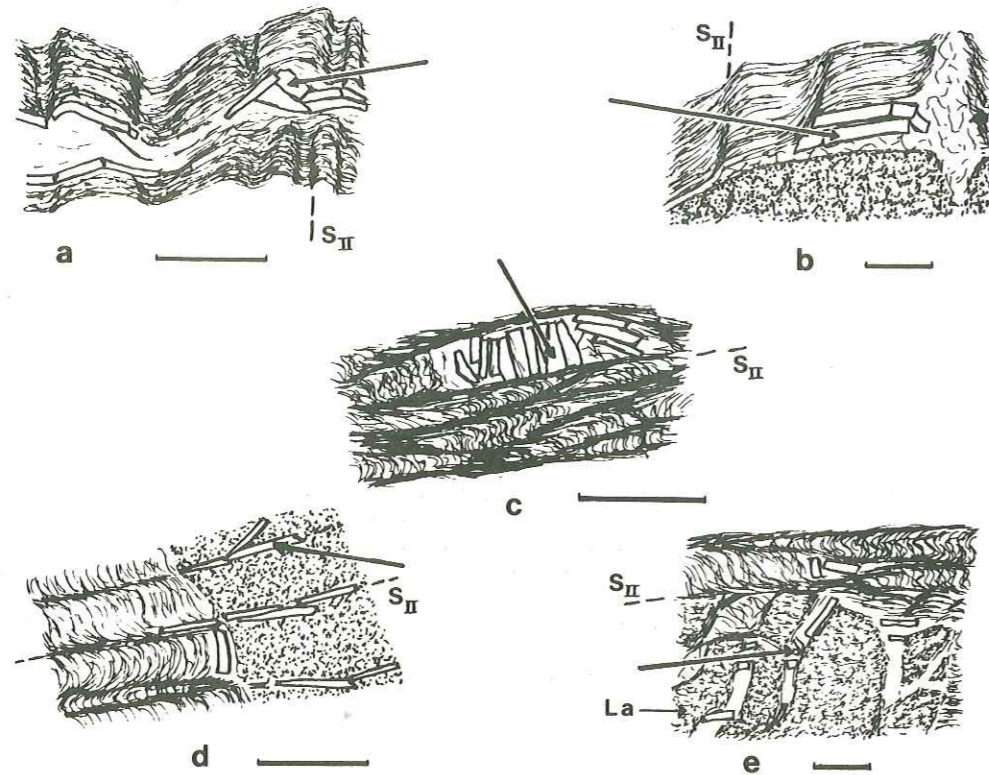


Fig. 17 - Position des micas blancs par rapport aux microstructures de "phase II" dans le secteur Crèche-Meyriès

Le commentaire dans le texte concerne les micas blancs repérés par les flèches. La longueur du trait représente dans chaque cas 0,2 mm.

a : lame A 71 150 a ; b : lame A 71 150b ; c : A 74 39 a ; d : lame A 72 16 ; e : lame A 75 2a ; La : pseudomorphose de lawsonite.

Une bonne partie des micas blancs est donc liée à la foliation I. Ces premiers micas ont en partie recristallisé pendant la phase II ; d'autres grands micas cristallisent alors dans des zones abritées particulières. Enfin, les micas blancs de la phase III sont nettement différents : ils sont plus petits et très mal orientés. Ils semblent se former aux dépens d'autres minéraux variés (grands micas blancs antérieurs, lawsonites, ...) et de préférence dans les microcisaillements III ou à leur voisinage.

3. Chloritoïde

Le chloritoïde n'est pas présent dans un grand nombre de lames minces provenant de ce secteur. Dans des micaschistes dépourvus de carbonates, des rosettes de chloritoïde semblent avoir constitué des objets résistants lors de l'aplatissement de la foliation I. Il s'agirait là aussi de minéraux précoces, antérieurs à un aplatissement de la foliation. Ces minéraux sont pris en écharpe, tordus et brisés par la schistosité II ; mais, dans les quelques lames étudiées, une partie au moins de ces torsions pourrait être due à des rejeux de la schistosité II lors des déformations III.

4. Amphiboles

Dans les prasinites rubanées de Meyriès, les niveaux sombres sont riches en minéraux aciculaires remplacés par de la chlorite, du quartz et de l'albite. Les formes de ces pseudomorphoses sont

celles d'une amphibole, et l'abondance d'albite dans les pseudomorphoses permet de penser qu'il s'agissait d'une amphibole bleue (groupe des glaucophanes s.l.). Il est difficile de préciser le moment de la destruction de ces amphiboles. Les pseudomorphoses sont toutefois tordues ou brisées par des microplis de crénulation (phase II ou III ?). De la lawsonite est également présente dans les lames. Dans les lits dépourvus de pseudomorphoses d'amphiboles, les lawsonites ont tendance à être détruites en donnant surtout naissance à de petits micas blancs. Au voisinage des pseudomorphoses, les lawsonites sont au contraire envahies par de la calcite et du quartz. Il est donc possible qu'un assemblage minéralogique précoce à lawsonite et amphibole bleue (glaucophane ?) ait eu tendance à être détruit en albite, chlorite, calcite et quartz (par exemple $5 \text{ glaucophane} + 3 \text{ lawsonite} + 3 \text{ CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 3 \text{ chlorite} + 10 \text{ albite} + 3 \text{ calcite} + 7 \text{ quartz}$).

Mais il faut aussi envisager l'existence d'autres réactions de destruction des lawsonites, en particulier pour celles des lits sans amphibole (et celles des calcschistes).

IV - CONCLUSION

Au terme du premier exemple, nous retiendrons plusieurs points.

- Une partie au moins des "Schistes lustrés" de ce secteur semble constituer la suite stratigraphique d'une séquence "triasico-liasique" basale évoquant la série du Gondran.

- Si l'ensemble de la série est bien continu, la série "Crèche-Meyriès" s'étage du Trias jusqu'à des prasinites rubanées et plus ou moins bréchiques. Il n'est bien sûr pas évident ici que ces prasinites constituent un repère stratigraphique.

- Trois phases de déformations synschisteuses intenses affectent les roches de ce secteur. La trace la plus évidente de la première est la foliation I. La seconde est responsable de plis couchés kilométriques d'axe voisin de NW-SE. La troisième se manifeste par des plis mineurs, des étirements, des cisaillements et des rejeux de structures antérieures ; l'étirement, qui paraît important, est bien réglé dans une direction voisine d'ENE-WSW. Dans ce contexte de déformations III synschisteuses, les plis III, de direction N-S, sont une manifestation annexe.

- L'essentiel des cristallisations métamorphiques est lié à la phase I. Les minéraux (notamment les lawsonites) sont symptomatiques d'un régime de température faible et de pression assez élevée. Lors de la phase II, les minéraux antérieurs sont hachés par la tectonique, mais peuvent recristalliser en partie. Lors de la phase III, les rétro-morphoses progressent à partir des micro-cisaillements et semblent correspondre à une réhydratation des roches.

Chapitre IV

DEUXIÈME EXEMPLE

IL CAIRE (VALLE ARGENTIERA)

Transportons-nous maintenant d'une quinzaine de kilomètres vers le NE (fig. 4). Nous passons en Italie et nous nous trouvons en rive gauche de la Valle Argentiera, nom donné à une haute vallée du bassin de la Doire Ripaire. Comme dans toute cette région, les versants orientés à l'E ou au NE sont relativement raides et consistent en une suite de barres fournissant de bons affleurements d'accès parfois difficile. Le secteur qui nous intéresse se trouve presque en face des chalets de Clotès, sous la Pta Clapiera (fig. 19). Nous le nommerons "il Caire", d'après une petite butte située à mi-pente (2 568 m), au milieu du secteur. La carte géologique italienne au 100 000e (feuille n° 66, Cesana Torinese) signale dans ce versant une douzaine de lentilles hecto- à kilométriques, irrégulièrement disposées, faites de serpentinites et, accessoirement, de prasinites.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

1. Reconstitution d'une série type

Différents termes lithologiques composent ce qui était considéré comme Schistes lustrés indifférenciés. Sur chaque affleurement, on peut reconstituer une séquence partielle au sein de laquelle des passages sont progressifs d'un terme à l'autre. Les séquences ainsi obtenues sont identiques ou se recouvrent partiellement les unes les autres, ce qui permet de bâtir une série d'ensemble schématique (fig. 18). Il faut signaler tout de suite que l'on ne dispose ici d'aucun critère de polarité pour l'ensemble de la série de "il Caire". L'ordre proposé permet de comparer cette série avec d'autres séries de polarité connue ou très probable, comme par exemple la partie supérieure de la série Crèche-Meyriès. Dans cette hypothèse, les niveaux prasinitiques sont au sommet de la série. Si au contraire les niveaux prasinitiques représentaient ici la base de la série, on ne pourrait comparer cette série de "il Caire" à aucune des séries "supra-roches vertes" de polarité certaine connues ailleurs dans la zone piémontaise.

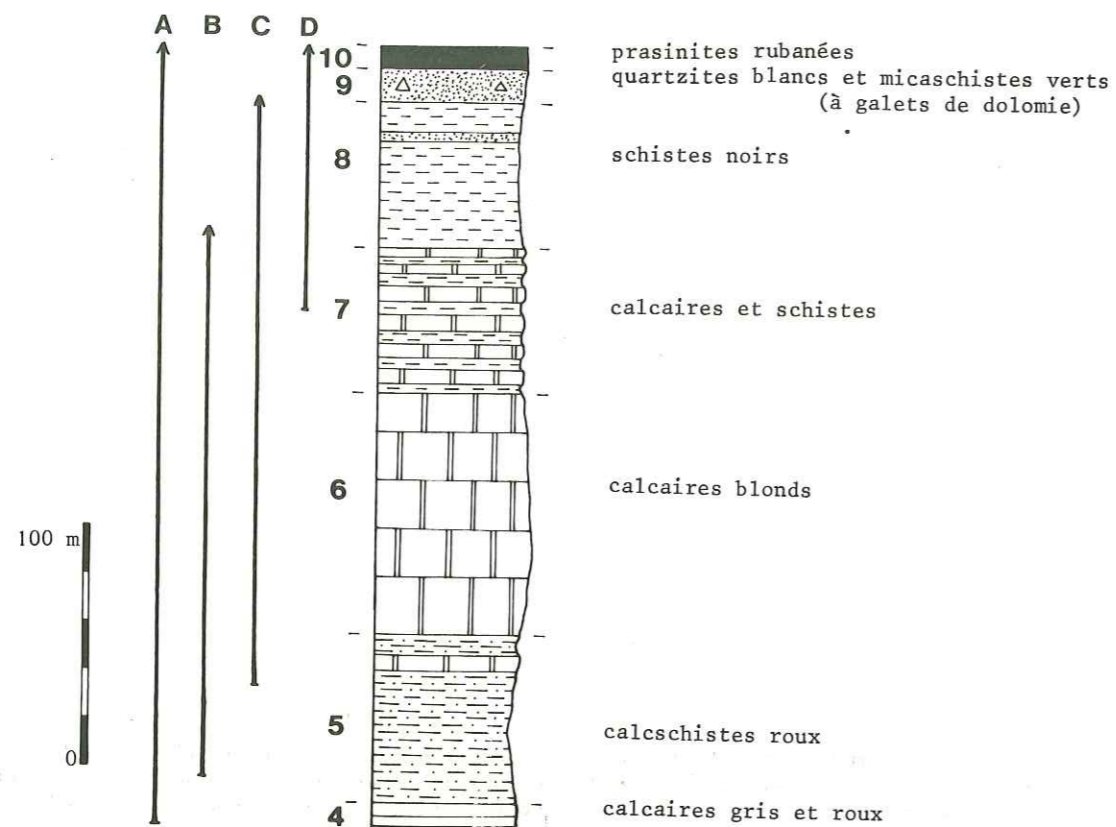


Fig. 18 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série de "il Caire"
Les lettres A, B, C, D renvoient à des coupes localisées sur la figure 19.

2. Description de la série type (fig. 18)

Les principaux termes lithostratigraphiques sont décrits ici de bas en haut, selon la polarité adoptée ci-dessus à titre d'hypothèse. Les numéros correspondent aux termes équivalents de la série Crèche-Meyriès.

4. Des alternances de niveaux décimétriques de *calcaires spathiques* gris-bleu et de *calcaires roux* à granules siliceux et dolomitiques. Ce niveau est ici mal représenté.

5. Des *calcschistes siliceux roux* à débit confus, où le litage sédimentaire est le plus souvent estompé par les débits tectoniques successifs. Ces calcschistes ont un aspect souvent carié et les interlits quartzo-phylliteux grumeleux sont mal distincts des lits plus carbonatés. On observe par place des niveaux de granules millimétriques de dolomie. Vers le sommet, des niveaux plus franchement calcaires apparaissent.

6. Progressivement mais rapidement, se développent des calcaires massifs armant les falaises. Il s'agit de *calcaires blond-roux* à cloisons phylliteuses et à lits plus siliceux restant en relief. Les interlits quartzo-phylliteux sont rares et minces (épaisseur inférieure au centimètre). Lors des phases tectoniques successives, ces calcaires fluent et prennent très mal les schistosités.

7. On passe très graduellement à des *alternances* décimétriques de *calcaires et de schistes*, par diminution de l'épaisseur des niveaux calcaires, et par augmentation de l'importance des niveaux quartzo-phylliteux.

8. Toujours progressivement, on arrive à des *schistes siliceux noirs* de plus en plus pauvres en lits calcaires. On y observe des passées de micaschistes quartzeux verts plus ou moins cariés (pré-

sence d'un mica très vert de type fuchsite ou mariposite).

9. Les schistes siliceux noirs se chargent légèrement en carbonates, puis passent à des alternances de *quartzites micacés blancs* et de *micaschistes chlorito-albitiques verts*. Les quartzites blancs peuvent être en petits lits à grain fin, ou bien contenir des lits microconglomératiques, ce qui atteste leur origine détritique. Les micaschistes verts peuvent mimer certains faciès du Permien, mais on y observe des galets aplatis de dolomie à patine jaune ou rousse. Enfin, les niveaux centi- à décimétriques de calcaire marmoréen clair, "fluidal", légèrement siliceux sont interstratifiés dans les niveaux détritiques siliceux.

10. De manière sporadique, des *prasinites* sont liées aux micaschistes verts. Il s'agit soit de prasinites rubanées, soit de prasinites amphiboliques en éléments massifs d'aspect bréchique.

11. La série se termine au niveau de *serpentinites* schistosées, en masses variables (depuis le filet tenu jusqu'aux lentilles kilométriques), au-delà desquelles la coupe reprend avec un terme quelconque de la série décrite. On observe quelques lentilles de métagabbros dans les serpentinites. Ces roches vertes (serpentinites et métagabbros) ne font pas partie de la série lithostratigraphique de "il Caire".

3. Interprétation de la série

L'enchaînement des "dominantes" lithologiques de la série de "il Caire" présente des analogies avec la partie supérieure de la série Crèche-Meyriès :

"il Caire"	"Crèche-Meyriès"
10 Prasinites sporadiques	10 Prasinites de Meyriès
9 Quartzites blancs et micaschistes verts	9 Quartzites micacés blancs et micaschistes verts
8 Schistes siliceux noirs	8 Schistes siliceux noirs
7 Calcaires et schistes	7 Calcaires et schistes
6 Calcaires siliceux blonds	6 Calcaires siliceux blonds
5 Calcschistes siliceux roux	5 Calcschistes siliceux roux
4 Calcaires gris-bleu et calcaires roux	4 Calcaires noirs et calcaires roux

Ces analogies entre les deux séries renforcent un peu la validité de chacune des successions proposées.

Vers le haut, la série de "il Caire" peut être tronquée à différents niveaux par des contacts à serpentinites, anormaux et relativement tardifs. Il est probable que plusieurs générations de contacts anormaux sont inégalement replissés lors des phases tectoniques successives. La base apparente de la série de "il Caire" constitue le coeur de plis, ou bien est tronquée par des contacts anormaux (fig. 19). On ne peut donc exclure que cette série ait été à l'origine solidaire d'une base triasico-liasique analogue par exemple à celle qui constitue le massif tout proche du Gran Roc (FRANCHI, 1911, 1929 ; CARON, 1970, 1971). L'épaisseur de la série décrite est là aussi difficile à évaluer : probablement de l'ordre de 200 à 500 m.

Enfin, par rapport à la série Crèche-Meyriès, la série "il Caire" présente quelques différences de détail.

- Cette dernière est plus carbonatée. Notamment les niveaux 3 et 4 (calcaires siliceux blonds, et calcaires et schistes) sont beaucoup mieux développés, plus massifs et plus franchement calcaires.

- Les termes 1, 2, 3, 4 et 5 de la série "il Caire" sont beaucoup moins nettement bréchiques que leurs homologues de la série Crèche-Meyriès. En particulier, les éléments dolomitiques détritiques ne sont présents qu'à l'état de granules.

- Le terme 6 (quartzites et micaschistes) est au contraire plus franchement détritique, voire bréchique (éléments siliceux et dolomitiques). Cet aspect nous rapproche des problèmes posés par les brèches à éléments dolomitiques et ciment micaschisteux, qui ont été développés par LEMOINE (1967) et que nous reprendrons au chapitre XI.

En conclusion, la série "il Caire" représente une série de Schistes lustrés infraprasinitique, différente de la série triasico-liasique du Gondran (LEMOINE, 1971), mais comparable au sommet de la série Crèche-Meyriès.

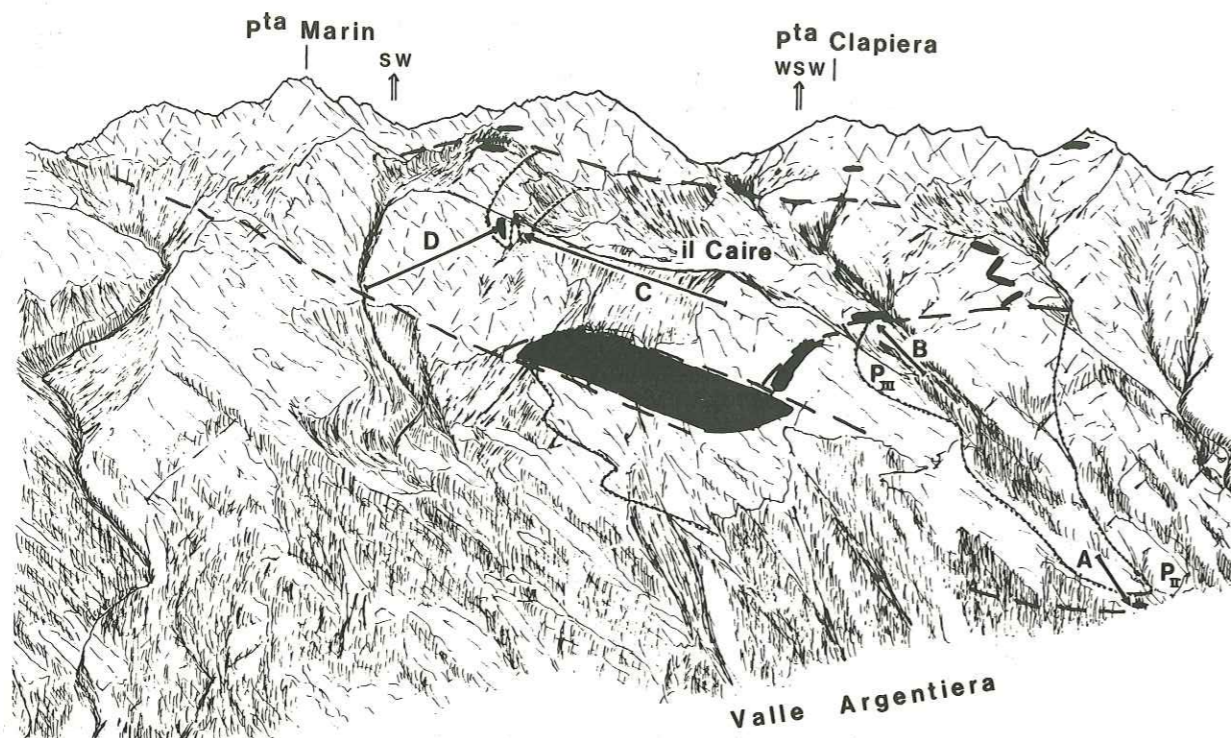


Fig. 19 - Panorama du versant NE de la Ripa (Valle Argentiera) au niveau de "il Caire" (regard vers l'WSW)

En noir : principales lentilles de roches vertes.

II - STRUCTURES

Comme dans le secteur Croix de la Crèche-Meyriès, on dénombre trois "phases" de déformations synschisteuses.

La première phase est soulignée avant tout par l'existence d'une foliation I omniprésente. A l'échelle de la lame mince ou de l'affleurement, les indices de plis I (fig. 20a) sont toutefois encore plus ténus que dans le secteur précédent. Cela tient en partie aux recristallisations plus marquées lors de la phase II. A l'échelle du versant (fig. 19), il est pourtant clair que les plis II majeurs (hecto- à kilométriques) remplissent une série de polarité tantôt normale, tantôt inverse, ce qui implique l'existence de plis de grande ampleur avant la "phase" II.

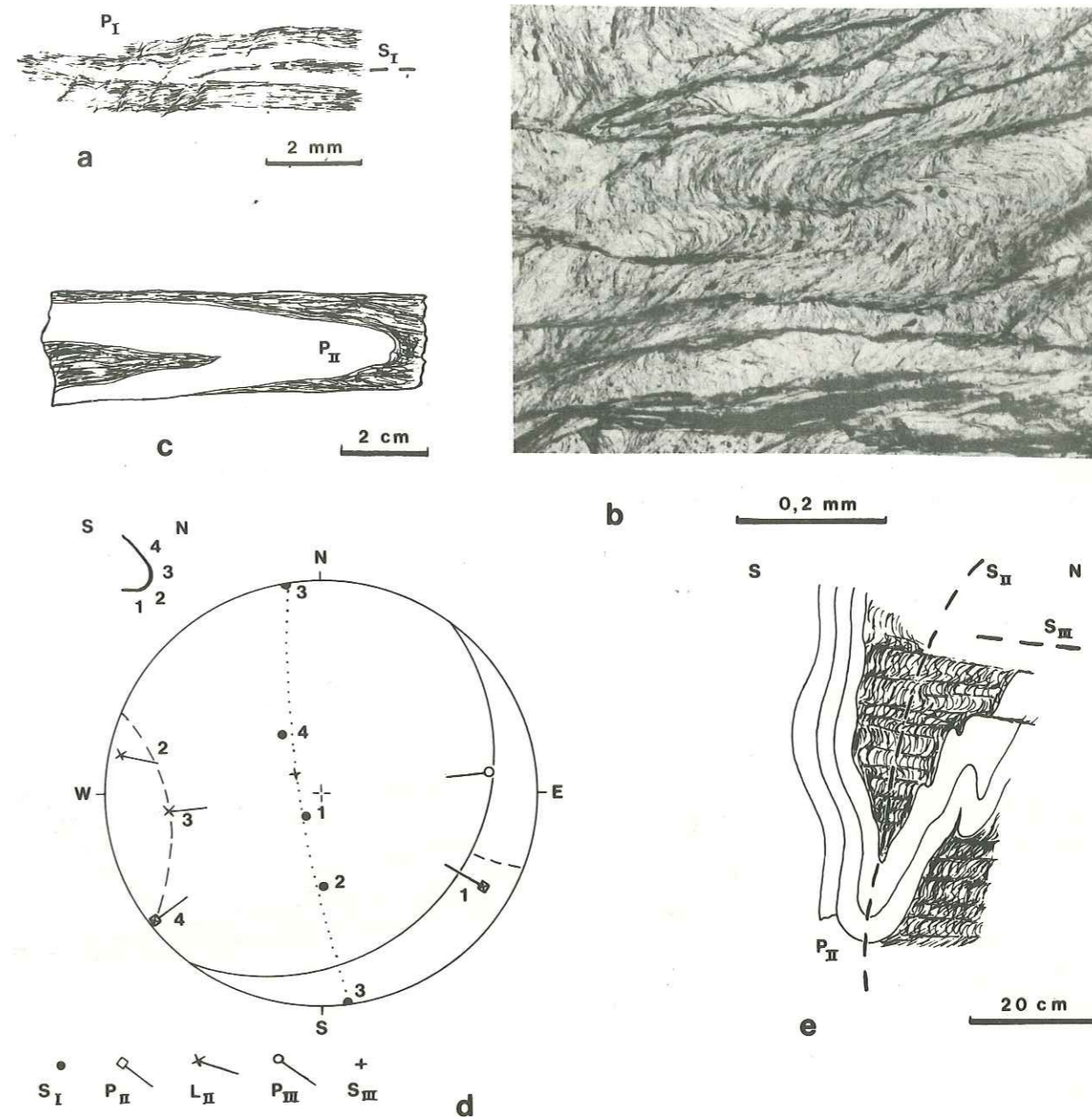


Fig. 20 - Structures mineures dans le secteur "il Caire"

- a : Micropli P_I et foliation S_I ; schistes noirs (lame A 72 38 a)
- b : Schistosité de crénulation S_{II} ; schistes noirs (lame A 74 56 b ; calcaires et schistes)
- c : Pli P_{II} subsoclinal ; calcaires et schistes
- d : Restitution de la direction initiale des plis P_{II} à partir de plis mineurs P_{III} et de linéations L_{II} enroulés autour d'un pli mineur P_{III}
- e : Pli P_{II} recoupé par la schistosité S_{III} ; calcaires et schistes.

La seconde phase est marquée par :

- une schistosité de crénulation fine affectant vigoureusement la foliation I (fig. 20b),
- des plis centimétriques à métriques, subisoclinaux, de style concentrique aplati à semblable (fig. 20c),
- des plis couchés hecto- à kilométriques responsables de duplicatures de la série (fig. 19).

La direction des plis II dans les flancs normaux subhorizontaux des plis III est voisine de N 100 à N 115 (WNW-ESE) (fig. 20d). Compte tenu de la position initiale subhorizontale du plan axial de ces plis, et de l'incertitude quant à la polarité de la série juste avant les plis II (existence de plis I), il n'est pas possible de déterminer ici le sens de déversement des plis II (vers le NNE ou vers le SSW ?).

Les plis de troisième phase sont ici partout bien nets. Ils ont un style en chevrons d'ouverture variable et sont associés à une schistosité de "strain slip cleavage". De nombreuses figures de reprise de plis II par les plis III sont visibles (fig. 20e). Il existe pourtant une différence tout à fait notable avec le secteur précédent : les plis III ont une direction non plus voisine de N-S, mais voisine d'E-W (N 70 à 75, 15 à 25 W). Ces plis sont nettement déversés vers le S ou le SE. Ici aussi, les directions axiales des plis mineurs sont dispersées à l'affleurement (fig. 21), mais dans un éventail cette fois centré autour d'une direction approximativement E-W (N 55 à N 95). L'éventail de dispersion occupe donc ici la place correspondant à la "fenêtre" dans le secteur précédent. Cette géométrie des éventails de dispersion est liée à l'orientation des plis III et nous en proposerons une explication dans la troisième partie.

Les plis III sont ici aussi associés à une elongation importante marquée par une linéation d'étirement et par l'allongement d'objets. Comme dans le secteur Croix de la Crèche-Meyriès, la direction d'allongement est proche d'ENE-WSW (N 70) (fig. 21). L'étirement se fait donc ici subparallèlement à la direction axiale des plis III ENE-WSW.

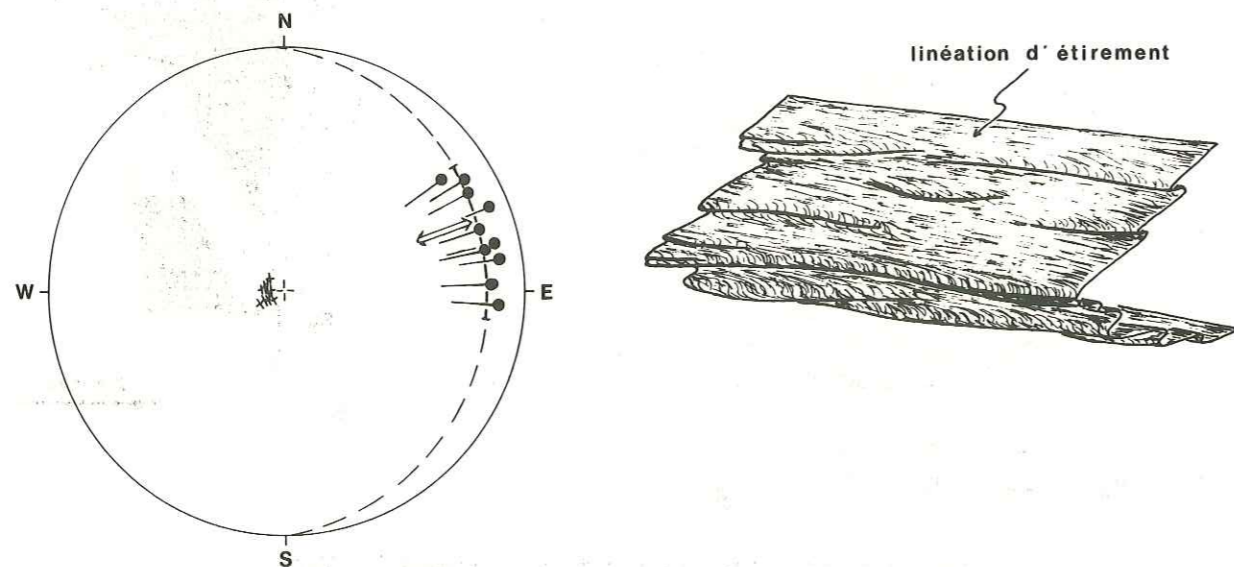


Fig. 21 - Disposition des plis mineurs et de la linéation d'étirement (celle-ci est ici voisine de la direction axiale des plis)

Comparer avec la figure 11.

Symboles pleins : axes de plis ; double flèche : linéation d'étirement sur les flancs des plis ; trait plein : portion du plan axial moyen des plis correspondant à l'éventail de dispersion.

On observe de nombreux cisaillements métriques à kilométriques en général subparallèles à la schistosité III (N 20 à 40, 15 à 25 W). Les plus importants d'entre eux délimitent des "paquets", des "lentilles" à l'échelle du versant (fig. 19). Ces cisaillements semblent achever l'évolution des déformations III. En effet, on observe tous les intermédiaires entre le débit schisteux III et les cisaillements majeurs. D'autre part, toutes les directions de mouvements relevées le long des surfaces de cisaillement indiquent des chevauchements vers l'ENE. C'est-à-dire que, comme dans le secteur Croix de la Crèche-Meyriès, la direction des chevauchements est subparallèle à la direction des étirements synschisteux III. Mais, en raison de l'orientation différente des plis III, les chevauchements affectent ici *longitudinalement* les plis. Le panorama du versant (fig. 19) (regard vers l'WSW) suggère donc, si l'on n'y prend garde, une image fautive : il faut bien prendre conscience du fait que les chevauchements se font vers l'observateur.

Cette remarque étant faite, le panorama permet de récapituler les structures essentielles de ce secteur :

- les déformations I correspondent à une foliation et à des renversements de série ;
- des plis couchés synschisteux II, de direction originelle voisine d'WNW-ESE, provoquent à leur tour des redoublements de série ;
- des plis III de direction N 70, déversés au S, sont le prélude à un étirement synschisteux subparallèle aux axes III et à des chevauchements vers l'ENE ;
- des déformations tardives se marquent essentiellement par des fractures délimitant des coins en extension subhorizontale.

III - QUELQUES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME

1. Micas blancs (fig. 22)

Des micas blancs soulignent la foliation I. La schistosité II, qui est dans ce secteur très fréquemment subparallèle à la foliation I, fait rejouer celle-ci ou la transpose presque complètement. Diverses figures permettent toutefois de constater que les micas blancs I, tordus lors de la phase II, recristallisent très fréquemment : arc polygonal (fig. 22a), zones abritées et microdécollements (fig. 22b), amandes de cisaillement (fig. 22c), alignement dans S_{II} (fig. 22a). De grands micas blancs comparables peuvent se développer dans les fentes tronçonnant des lawsonites (voir ci-dessous). Les micas blancs liés aux microstructures I ou II sont en général déformés par les crénulations III et ne recristallisent pratiquement pas. En liaison avec la phase III, il se développe généralement de petits micas blancs très mal orientés, disposés en traînées subparallèles à la schistosité III (fig. 22d), ou bien en taches diffuses, ou bien encore dans les pseudomorphoses de lawsonites.

2. Lawsonites (fig. 23)

Dans les calcschistes, les relations entre les lawsonites et les diverses familles successives de microstructures sont relativement complexes et varient d'un point à l'autre, parfois à l'intérieur d'une même lame mince. De manière très schématique, on résumera divers types de relations possibles suivant une certaine gradation liée à l'approche des contacts anormaux à serpentinite.

a) Des lawsonites "fossilisent" divers stades de réalisation de la foliation I plane, matérialisée par des lignes d'inclusions orientées de rutile, mais elles sont tronçonnées, sans indice de recristallisation, par la schistosité II. Ces lawsonites précoces sont actuellement presque toutes à l'état de pseudomorphoses ; quelquefois, on y observe encore des restes optiquement reconnaissables, qui permettent de vérifier qu'il s'agissait bien de lawsonite. Lors de la destruction des lawsonites, il se développe en général d'abord de grands micas blancs parfois accompagnés de quartz

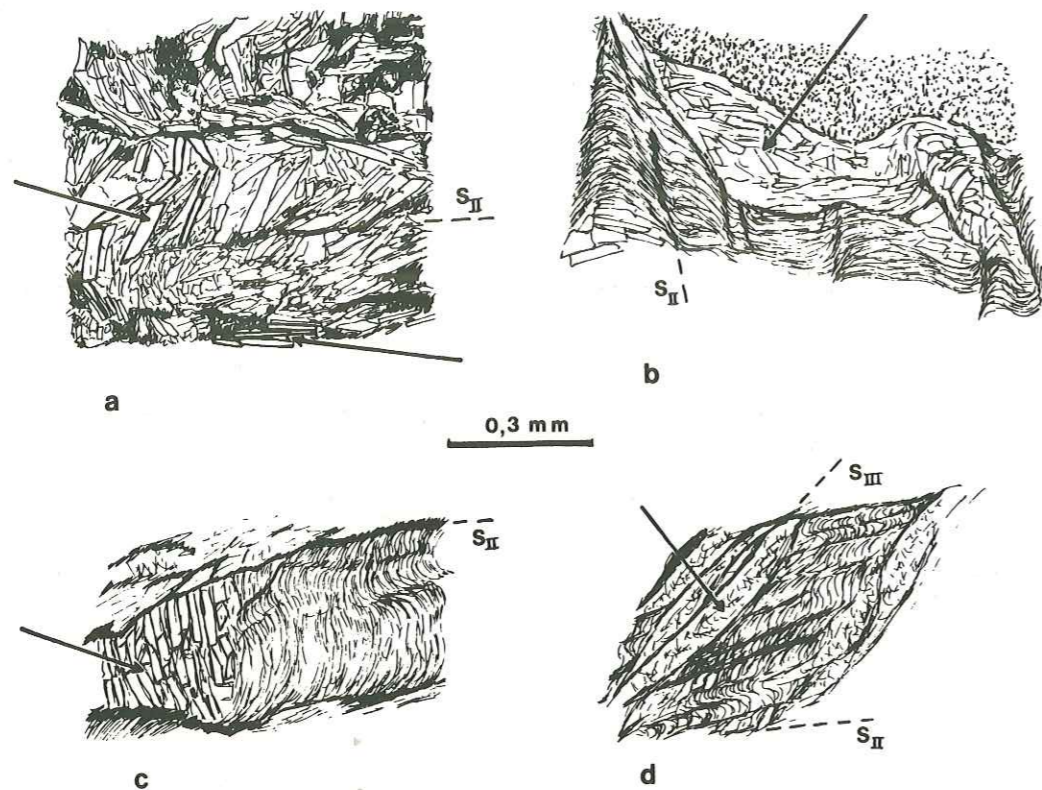


Fig. 22 - Relations entre micas blancs et microstructures
Les flèches soulignent les dispositions mentionnées dans le texte.

- a) Micas blancs en arc polygonal et dans la schistosité II (lame A 74 52 ; calcaires et schistes)
 b) Micas blancs dans un microdécollement (lame A 72 39 ; schistes noirs)
 c) Micas blancs dans une amande de cisaillement (lame A 74 56 b ; calcaires et schistes)
 d) Petits micas blancs non orientés dans la schistosité III (lame A 74 53 d ; calcschistes).

et de calcite, dans les fentes de tronçonnement ou à leur voisinage immédiat ; ensuite, l'ensemble de la lawsonite est envahi par de petits micas blancs, de la calcite, et éventuellement de la chlorite et du quartz. Ce remplacement se fait pratiquement sur place, à l'intérieur de la forme de l'ancienne lawsonite, comme en témoignent les lignes de foliation I non perturbées.

b) Dans d'autres cas, la juxtaposition à l'intérieur d'une même lame mince, d'une part de lawsonites fossilisant la foliation I mais hachées par des crénelations, d'autre part de lawsonites "fossilisant" la foliation crénelée lors de la phase II, voire de la phase III, permet de penser qu'il a pu se développer une certaine ambiance favorisant par endroit la recristallisation sur place des lawsonites lors de l'évolution des déformations. Ce "climat" à lawsonites a pu durer par endroits jusque pendant la phase III. D'ailleurs, les figures de flexion, de rupture locale en distension ou en serrage, et de recristallisation des lawsonites peuvent visualiser les mécanismes d'aplatissement dans la schistosité, et d'extension corrélatif. On dispose ainsi d'une image microscopique des mécanismes intimes liés aux étirements synschisteux (cf. chap. XX).

c) Au voisinage immédiat des contacts à serpentinite, les lawsonites, au lieu d'être détruites en calcite et mica blanc, peuvent se transformer en zoïsite et mica blanc + chlorite et sphène. Même en l'absence de lawsonite relique dans les zoïsites, il est possible de distinguer les pseudomorphoses de lawsonite en zoïsite d'avec des zoïsites primaires. Dans le premier cas en effet, les zoïsites

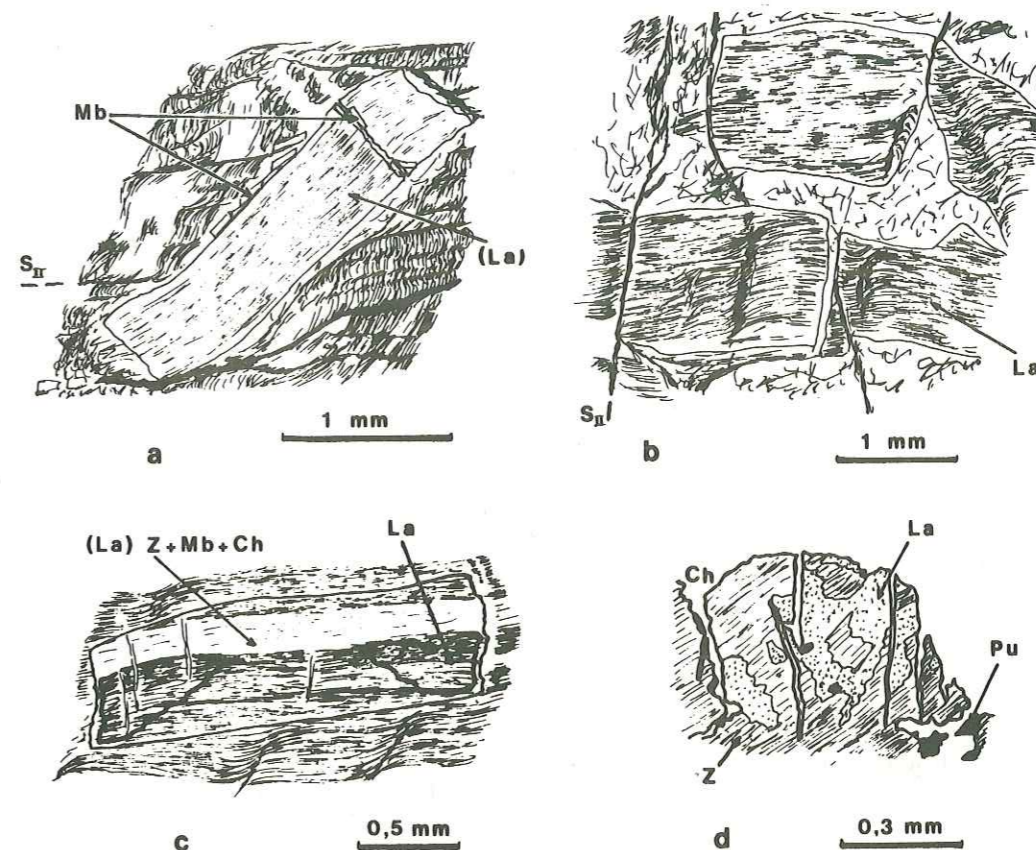


Fig. 23 - Lawsonites dans le secteur "il Caire"

Ch : chlorite ; La : lawsonite ; (La) : pseudomorphose de lawsonite ; Mb : mica blanc ; Pu : pumpellyite ; Z : zoïsite.

- a) Pseudomorphose d'une lawsonite postérieure à la foliation I et antérieure à la schistosité II (lame A 74 56 b ; calcaires et schistes).
 b) Lawsonites "fossilisant" la foliation I crénelée lors de la phase II (lame A 72 35 ; schistes noirs).
 c) Pseudomorphose partielle d'une lawsonite en zoïsite, mica blanc et chlorite (lame A 72 38 a ; schistes noirs).
 d) Restes de lawsonite dans une pseudomorphose incomplète en zoïsite ; pumpellyite plus tardive (lame A 72 37 a ; métagabbro).

sont disposées en agrégats de lamelles parallèles aux plans de macle polysynthétique des anciennes lawsonites, ou bien en mosaïque de petits cristaux d'orientation optique variée. Le pourtour des pseudomorphoses est souvent fait d'une épidote monoclinique plutôt que de zoïsite. Enfin, la zoïsite peut être en partie transformée tardivement en calcite + petits micas blancs + chlorite + quartz.

d) Dans les rares lentilles de métagabbro laminé, au contact des serpentinites, les anciens plagioclases sont remplacés essentiellement par de la zoïsite, tandis que les anciens diallages laissent la place à des pyroxènes jadéitiques, de l'actinote et de la chlorite. L'actinote est au moins en partie tardive, car elle peut se développer aux dépens des pyroxènes jadéitiques, ou bien colmater, en association avec calcite et clinozoïsite, les fentes tronçonnant les zoïsites. Les rapports chronologiques entre zoïsite et lawsonite sont plus délicats à établir. En effet, on observe des formes quadran-

gulaires où le coeur est constitué de zoïsite en agrégat et de nombreuses inclusions de sphène ; la périphérie de ces formes, séparée du coeur par une limite irrégulière, est faite de lawsonite limpide. Il semble que la zoïsite se développe aux dépens de la lawsonite, comme l'indiquent l'allure en agrégats de la zoïsite, et dans certains cas, le développement de zoïsite à partir d'une microfracture dans la couronne lawsonitique limpide. Nous verrons que, en d'autres secteurs du terrain étudié, il est fréquent que les grandes lawsonites observées au voisinage des serpentinites comportent un coeur riche en inclusions. Tout se passe ici comme si, au cours d'un certain stade de métamorphisme, de grandes lawsonites précoces étaient partiellement pseudomorphosées en zoïsite. Les pseudomorphoses affecteraient préférentiellement le coeur riche en inclusions titanées où le rutile se transformerait en sphène. Enfin, de la pumpellyite tardive se développe fréquemment. Il s'agit soit de pumpellyite vert pâle (en lame mince), en "feuille de chêne", qui envahit les restes de lawsonite puis la zoïsite, soit de pumpellyite très verte, dans les fentes, associée parfois à l'épidote.

Le tableau suivant permet de récapituler schématiquement les observations concernant l'évolution des lawsonites de ce secteur.

	loin des serpentinites	à 100 ou 200 m des serpentinites	au voisinage des serpentinites	dans les gabbros
"phase I" (foliation)	lawsonite	lawsonite	lawsonite	lawsonite + pyroxène jadéitique
"phase II"	grands micas blancs	micas blancs et/ou lawsonite	zoïsite	zoïsite (+ actinote)
"phase III"	petits micas blancs	micas blancs et/ou lawsonite	calcite + micas blancs + chlorite + quartz	pumpellyite

3. Amphiboles bleues

Des amphiboles bleues de type crossite peuvent être observées :

- dans les micaschistes verts chlorito-albitiques,
- dans les calcaires,
- dans les schistes noirs, au voisinage des serpentinites.

Dans les lames étudiées, la chronologie entre ces amphiboles bleues et les différents épisodes de déformation est délicate à préciser. Ces amphiboles sont toujours tronçonnées et en partie détruites lors des déformations III. Elles donnent alors naissance à de la chlorite, de l'albite, et parfois du quartz.

IV - CONCLUSIONS

- Les différents terrains affleurant dans ce secteur semblent constituer une série lithostratigraphique originellement continue depuis des termes à affinités liasiques jusqu'à un ensemble de micaschistes chlorito-albitiques verts à niveaux de prasinite et de calcaire marmoréen.

- Les serpentinites n'ont pas de rapports primaires évidents avec le reste de la série et jalonnent plusieurs familles de contacts anormaux.

- Trois phases de déformations synschisteuses sont reconnaissables : foliation I, plis II de direction axiale WNW-ESE, plis III E-W (et non plus N-S comme dans le premier exemple), déversés au S. Malgré la différence de direction axiale des plis III, des étirements III synschisteux ont une direction voisine d'E-W, et des chevauchements tardifs se font vers l'E.

- Comme dans l'exemple précédent, des cristallisations métamorphiques (notamment des micas blancs et des lawsonites) sont liées à la phase I. Mais ici, les cristallisations liées à la phase II sont plus importantes, ce qui tend à oblitérer plus les structures I. De plus, les minéraux ayant tendance à se former pendant et après la phase II correspondent au moins en partie à un métamorphisme prograde (zoïsite aux dépens de lawsonite). Lors de la phase III, les minéraux antérieurs laissent en partie la place à des assemblages rétro-morphiques plus hydratés.

Chapitre V

TROISIÈME EXEMPLE

MONTE FRAITEVE

Le Monte Fraitève (2701 m) domine Sestriere (Italie), au NW de cette station (fig. 4). Il a grossièrement la forme d'une pyramide à quatre pans, dont les versants instables sont le siège de glissements de terrain ... et sont truffés de téléphériques, télésièges, ... Les quatre "arêtes" orientées au NW, au NE, au SE et au SW, fournissent des affleurements quasi continus au-dessus d'une altitude de 2000 à 2200 m. Notons encore que le sommet, facilement accessible (1/2 h de marche en laissant la voiture au col Basset), constitue un belvédère exceptionnel sur les zones internes des Alpes franco-italiennes : le panorama circulaire embrasse la région comprise entre l'Oisans à l'W et la plaine du Pô à l'E, entre la Vanoise au N et le Mont Viso au SSE.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

Dès les premières observations, il est visible que divers niveaux ou séquences sont répétés plusieurs fois par des plis couchés. Là encore il faut donc, en partant de séquences partielles, chercher à reconstruire une succession "logique".

1. Description d'une séquence

Le sommet des deux versants de l'arête NW, près de baraques militaires en partie détruites, offre de bas en haut la coupe suivante (fig. 24).

1. Alternance de lits décimétriques de calcaire détritique gris en dalles et de schiste noir. On observe à ce niveau des lits (10 à 50 cm) de brèches polygéniques rousses non classées, à ciment calcaire. Vers le sommet de ce niveau, l'épaisseur des lits calcaires diminue, et on passe à des calcschistes roux très laminés, qui se chargent de plus en plus en schistes quartzeux noirs.

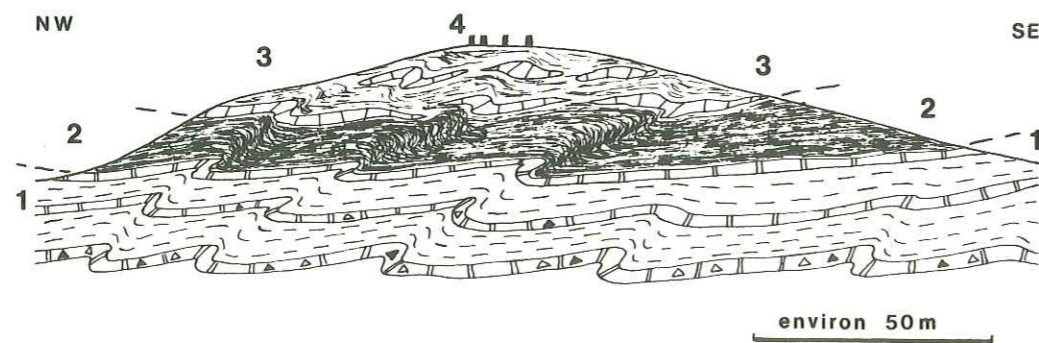


Fig. 24 - Coupe schématique de l'arête NW du Monte Fraitève
Les numéros renvoient au texte.

2. Les schistes noirs qui viennent ensuite pourraient, si l'on n'y prenait garde, être confondus avec les schistes quartzeux noirs des séries décrites dans les exemples précédents. Ils en diffèrent pourtant par quelques caractères (cf. § 2 c, ci-dessous) ; on y observe notamment des lits siliceux et carbonatés à patine "brun capucin".

3. Dans un fond de schistes noirs identiques aux précédents, les lits à patine "capucin" sont progressivement relayés par des lits calcaires dont l'épaisseur augmente du centimètre à plusieurs décimètres. On passe ainsi à une formation très caractéristique où alternent des schistes noirs à reflets souvent mordorés (oxychlorites) et des calcaires noirs en cassure. Ces calcaires sont parcourus par une fine résille siliceuse, bien visible en patine sur la tranche des bancs où elle reste en relief sous forme de trame rousse et isole des bourgeons millimétriques de calcite noire. La résille siliceuse devient plus dense vers les épontes des bancs où elle constitue un cortex restant en relief. FRANCHI avait déjà signalé l'existence de ces calcaires, trouvés d'abord en moraines dans la vallée de la Ripa (1911), puis en place (1911, 1912) ; mais, trompé par l'allure des bourgeons de calcite, il les avait décrits comme "calcaires oolitiques".

4. En éboulis, ou bien dans les murs des baraques militaires, on observe de nombreux blocs de jaspes radiolaritiques rouges ou verts, déjà signalés par FRANCHI (1911, 1912). On trouve également des morceaux de calcaire marmoréen très clair à enduits siliceux verts, qui semblent associés aux jaspes.

Cette séquence est différente de celles décrites dans les deux chapitres précédents, et elle est inhabituelle dans l'ensemble de la région étudiée. En effet, les schistes et calcaires à brèches dolomitiques et siliceuses, puis les calcschistes roux ne passent pas à des schistes quartzeux noirs ou verts, puis à des micaschistes verts bréchiés et des prasinites rubanées, mais à une alternance de schistes noirs fissiles et de calcaires à trame rousse, puis à des jaspes radiolaritiques. A la suite des travaux de LEMOINE (1970, 1971) dans des régions voisines, et comme nous allons le voir maintenant, une hypothèse explicative consiste à considérer que cette séquence résulte de la superposition tectonique précoce de deux séries différentes :

- une "série de Sestriere", affleurant plutôt dans les parties basses et comparable à la "série Crèche-Meyriès" (chap. III),

- une "série du Fraitève" bien différente, constituant notamment le sommet du Monte Fraitève, et comparable à la "série de Chabrière" (LEMOINE et al., 1970 ; LEMOINE, 1970, 1971 ; TRICART, 1973, 1974).

L'existence d'un contact anormal majeur entre les deux séries résulte d'une interprétation lithostratigraphique tenant compte de différentes régions des Alpes, de Corse et de l'Apennin, mais ce contact n'est pas décelable directement sur le terrain, ce qui est fréquent pour des contacts précoces.

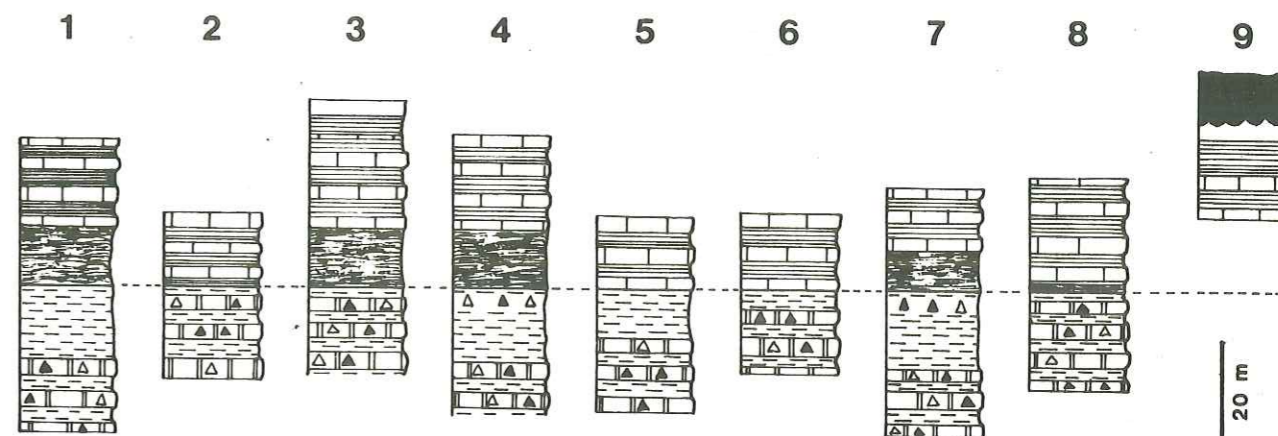


Fig. 25 - Coupes schématiques partielles au voisinage du contact anormal entre la "série de Sestriere" et la "série du Fraitève"

Localisation sur la figure 28. 1 : M. Tre Seie ; 2 : falaises sommitales E ; 3 : arête NW (fig. 24) ; 4 : Rce del Fraitève ; 5 : M. Platasse ; 6 : point 2524 (crête SW) ; 7 : Rcia Rotonda ; 8 : tunnel 2120 ; 9 : M. Cruzeau.

2. Reconstitution de deux séries

a) Comparaison de coupes

La figure 25 résume plusieurs coupes partielles faites dans le secteur du Monte Fraitève. Ces coupes sont comparables entre elles à condition d'admettre qu'elles sont effectuées de part et d'autre d'un contact anormal qui tronque à des niveaux variables deux séries distinctes. De plus, une des colonnes schématiques de la figure 25 concerne le Monte Cruzeau, situé à environ 5 km au SW du Monte Fraitève, où des ophiolites sont surmontées par des terrains comparables à ceux de la "série du Fraitève".

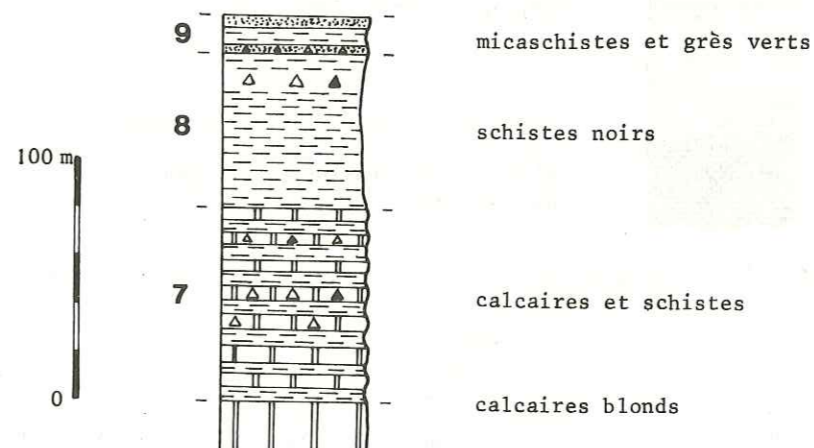


Fig. 26 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série de Sestriere"
Comparer avec la figure 10.

b) La "série de Sestriere" (fig. 26)

La "série de Sestriere", actuellement plutôt en position inférieure, peut être reconstituée par les termes suivants décrits de bas en haut (les numéros correspondent aux termes équivalents des figures 10 et 18).

7. *Alternance de calcaires gris en dalles (lits de 2 à 20 cm), et de schistes noirs.* A la base, les calcaires prédominent et semblent faire suite à des calcaires siliceux blonds assez massifs. Ces calcaires sont riches en éléments détritiques (quartz et dolomie). Ils contiennent des bancs (5 cm à 1 m) de *brèche polygénique* à patine très rousse, non classée et à ciment carbonaté. Les éléments dolomitiques (0,5 à 10 cm) prédominent, mais on observe également des galets de calcaire noir, de quartzite plus ou moins micacé, de micaschiste argenté, de micaschiste vert chlorito-albitique. Les bancs de brèche sont surtout fréquents vers le sommet de l'ensemble des calcaires et schistes. Au-dessus, l'épaisseur des lits calcaires diminue rapidement et on passe à des calcschistes à interlits de schistes siliceux noirs.

8. *Schistes siliceux noirs*, parfois cariés, et à nombreuses exsudations de quartz.

9. Vers le sommet de ces schistes, il apparaît des niveaux de *micaschiste albitique vert* et parfois de grès vert chloriteux et albitique, à galets de dolomie rousse (0,5 cm). De grandes lames de mica blanc semblent d'origine détritique, et de grandes chlorites à inclusions de rutilite pourraient représenter d'anciennes biotites.

Si des termes supérieurs ont existé, ils sont toujours tronqués par le contact anormal. Cette "série de Sestriere" est comparable jusque dans le détail aux termes 7, 8 et 9 de la "série Crèche-Meyriès" (chap. III). Mais, au contraire de cette dernière, il n'existe actuellement ici ni base triasico-liasique, ni sommet prasinitique.

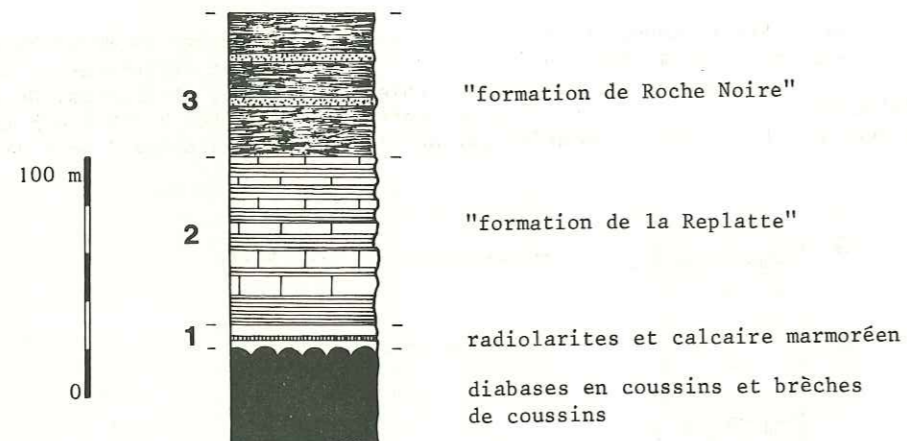


Fig. 27 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série du Fraitève"

c) La "série du Fraitève"

Nous allons voir que la "série du Fraitève" est comparable à la "série de Chabrière" (LEMOINE *et al.*, 1970 ; LEMOINE, 1970, 1971 ; TRICART, 1973, 1974). Aussi, bien que l'on ne puisse établir ici de polarité de la série, nous décrirons, par analogie avec les successions décrites par les auteurs cités, les différents termes dans un ordre tel que les termes les plus bas stratigraphiquement sont les plus distants du contact anormal. Ainsi, les polarités des deux séries ("de Sestriere" et "du Fraitève") sont inverses de part et d'autre du contact anormal qui les sépare (fig. 25).

1. *Jaspes radiolaritiques* rouges et verts, trouvés essentiellement en éboulis, et probablement associés à des niveaux de 2 à 5 cm de calcaires marmoréens clairs à enduits siliceux verts.

2. *Alternance de calcaires noirs à trame siliceuse rousse* et à cortex siliceux restant en relief, et de *schistes noirs*, fins, luisants, fessiles et à patine mordorée. L'épaisseur des lits calcaires diminue d'environ 30 à 50 cm au voisinage des radiolarites, à 2 à 5 cm près du passage au terme suivant. Ce faciès, particulier et aisément reconnaissable, est tout à fait comparable à celui de la "formation de la Replatte", niveau de la série de Chabrière qui a été décrit à la Replatte du Gondran, 14 km au SW du Monte Fraitève (LEMOINE *et al.*, 1970).

3. Dans un *fond schisteux identique* à celui de la "formation de la Replatte", les bancs de calcaire à trame rousse laissent progressivement la place à des *lits siliceux et carbonatés*, parfois rubanés, à patine brun capucin due à l'altération d'un carbonate ferrifère. Ce niveau est comparable à la "formation de Roche Noire", décrite dans le Haut-Cristillan, à environ 35 km au S du Monte Fraitève, où celle-ci constitue la suite stratigraphique de la "formation de la Replatte" (TRICART, 1973, 1974).

La "série du Fraitève" représente donc très certainement l'équivalent de la "série de Chabrière". Un argument supplémentaire est fourni par la séquence visible au Monte Cruzeau (fig. 25,9) : celle-ci est constituée d'un *ensemble ophiolitique* (serpentinites, diabases en coussins et brèches de coussins) (GASTALDI, 1874 ; BONNEY, 1889 ; MASINI, 1929-30 ; KOEN et VUAGNAT, 1970). La section des coussins peu déformés indique la polarité normale des coulées de diabase. Ces diabases supportent des brèches de coussins associées à des radiolarites, puis des radiolarites franches (PARONA, 1891). Ensuite, les conditions d'affleurement ne sont pas excellentes, et la coupe est perturbée par la tectonique, mais on observe les faciès caractéristiques de la "formation de la Replatte". Or le massif ophiolitique du Monte Cruzeau représente un satellite oriental du massif ophiolitique du Chenaillet, au versant W duquel est associée une coupe typique de la "série de Chabrière" (LEMOINE, 1971). On peut donc considérer la "série du Fraitève" comme une série métasédimentaire post-ophiolitique équivalente de la "série de Chabrière". Les différents termes de cette dernière ne sont datés que par comparaison avec l'Apennin septentrional (chap. XI) : on envisage un âge jurassique supérieur pour les radiolarites et les calcaires marmoréens qui leur sont associés, un âge jurassique supérieur - crétacé inférieur pour la "formation de la Replatte", un âge crétacé inférieur - moyen (?) pour la "formation de Roche Noire" (HACCARD et LEMOINE, 1970 ; LEMOINE, 1971 ; TRICART, 1974).

d) *Récapitulation*

Je considère donc que le Monte Fraitève est constitué par la répétition tectonique d'un empilement précoce de deux séries distinctes :

- la "série de Sestriere", mieux développée dans les parties basses, comparable à une portion élevée de la "série Crèche-Meyriès", en position actuelle externe dans la zone piémontaise ;
- la "série du Fraitève", prédominant dans les parties hautes, très différente des précédentes mais identique à la "série de Chabrière", et donc comparable à certaines séries de l'Apennin ligure.

Compte tenu des pendages très faibles, le Monte Fraitève se présente comme un "millefeuille" (fig. 28) où la "série de Sestriere" plus résistante forme des barres, et où la "série du Fraitève" détermine des vires. Ce secteur est particulièrement favorable à une étude tectonique pour plusieurs raisons.

- Les affleurements sont dans l'ensemble de bonne qualité.
- En raison du métamorphisme et du laminage relativement faibles par rapport à d'autres secteurs, les différents faciès sont bien reconnaissables et il est possible d'établir une cartographie détaillée ; on peut en effet presque toujours établir d'après les caractères lithologiques la position du contact entre les deux séries à 1 ou 2 m près.
- Le tracé du contact anormal entre les deux séries fournit une surface repère facilitant une reconstitution rétrotectonique des épisodes successifs de déformations hecto- à kilométriques.
- Dans chacune des séries, la plupart des niveaux est constituée d'une alternance de schistes et de calcaires propice à l'étude des structures centimétriques à métriques ; on peut donc espérer faire le lien entre les structures majeures et les structures mineures.

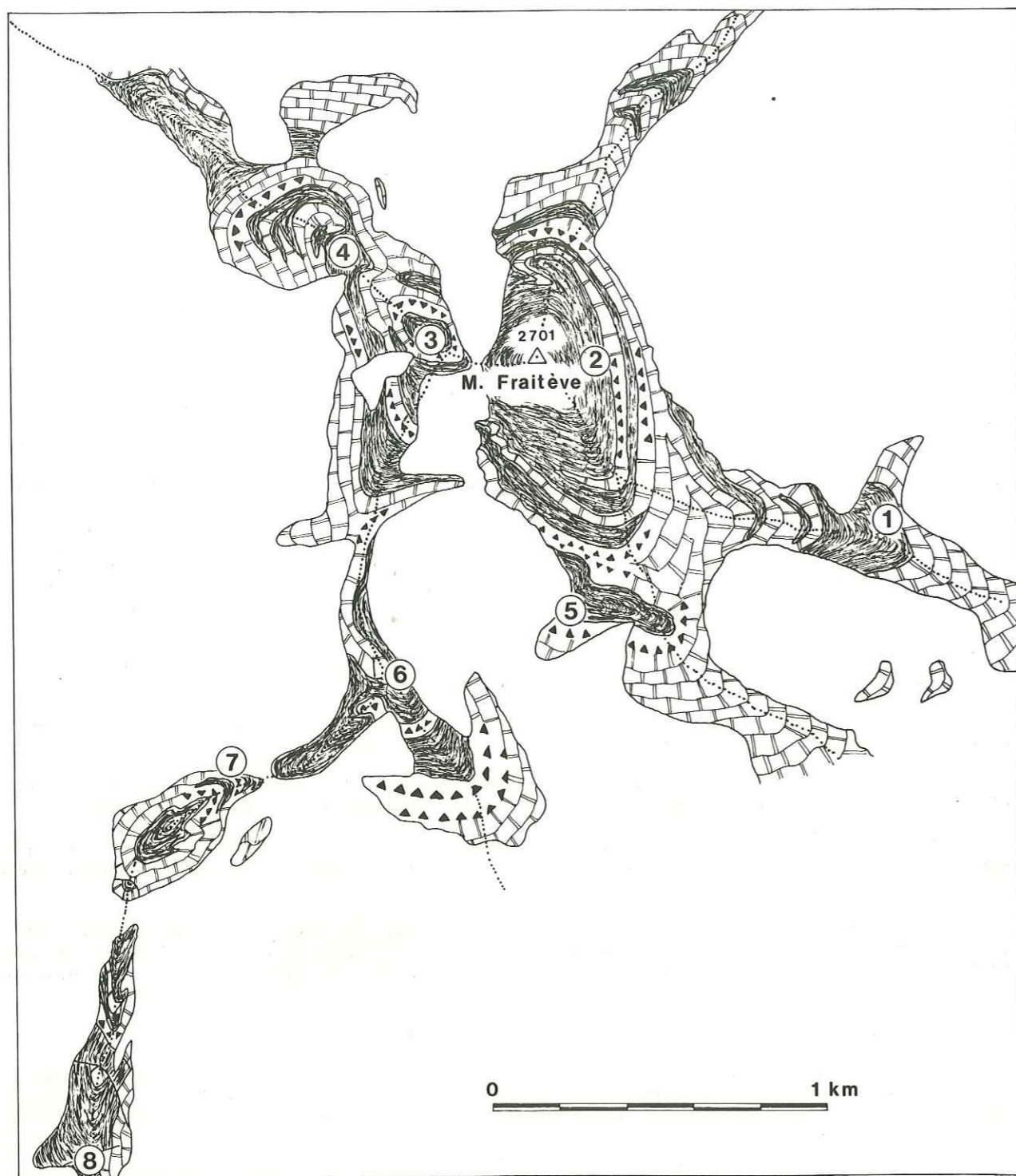


Fig. 28 - Esquisse cartographique de la "série de Sestriere" (figurés en maçonnerie ; brèches en triangles noirs) et de la "série du Fraitève" (traits serrés) dans le secteur du M. Fraitève. Les numéros correspondent à ceux de la figure 25.

1. Structures mineures

Dans ce secteur comme dans les deux précédents, les structures millimétriques à métriques sont dues à la *superposition de trois "phases" de déformations synschisteuses successives*, dans l'une comme dans l'autre des deux séries lithostratigraphiques.

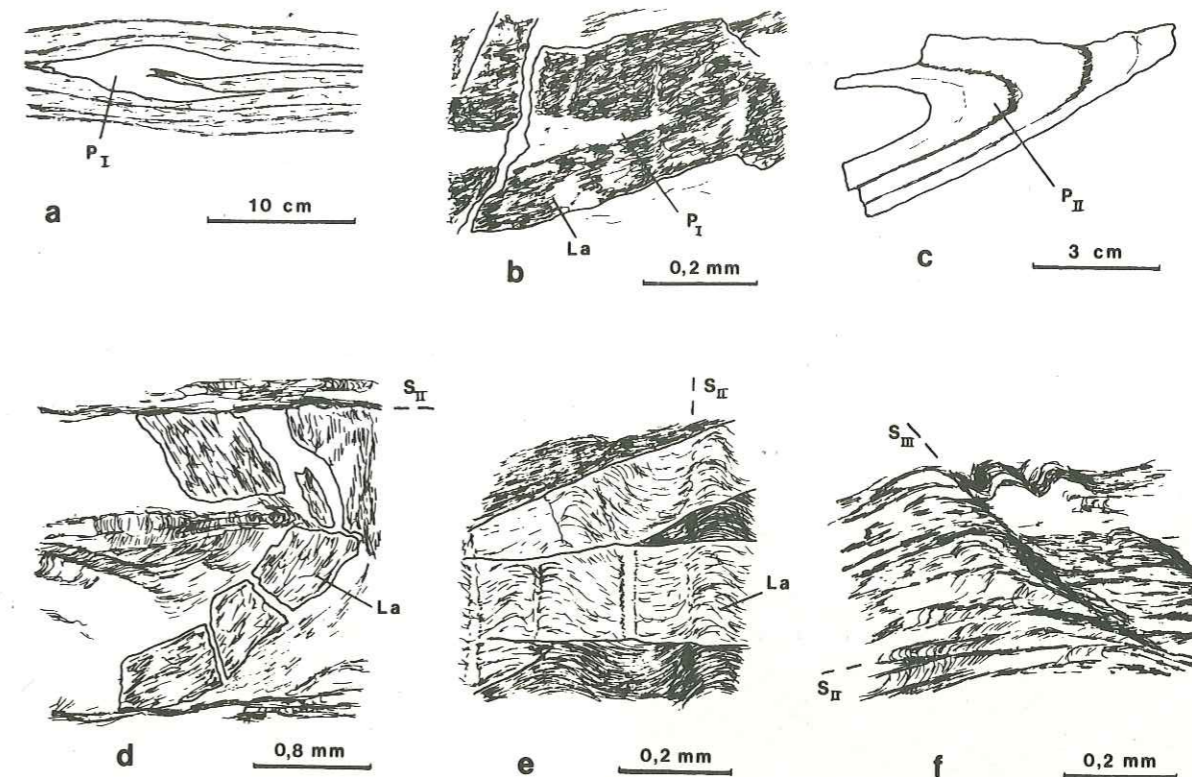


Fig. 29 - Structures mineures dans le secteur du Monte Fraitève

- a) Pli P_I décimétrique à charnière effilée (calcaires et schistes).
- b) Lawsonite (La) fossilisant un micropli P_I (lame A 74 18 a ; schistes de la "formation de la Replatte").
- c) Pli P_{II} associé à une schistosité de crénulation qui recoupe la foliation S_I (calcaires et schistes).
- d) Lawsonite déformée par un micropli P_{II} associé à une schistosité de crénulation S_{II} (lame A 71 15 a ; schistes de la "formation de la Replatte").
- e) Lawsonites postérieures à la crénulation S_{II} (lame A 74 18 b ; schistes de la "formation de la Replatte").
- f) Foliation S_I recoupée par la schistosité de crénulation S_{II} , elle-même recoupée par la schistosité de crénulation S_{III} plus espacée (lame A 72 III ; calcaires et schistes).

- Une *foliation I* parallèle aux plans axiaux de *plis isoclinaux à charnière effilée* (fig. 29a). Dans la plupart des niveaux métasédimentaires, des lawsonites sont contemporaines ou légèrement postérieures par rapport à la foliation I (fig. 29b).

- Des *plis II subisoclinaux à charnière arrondie* déforment la foliation I (fig. 29c). La schistosité II crénule les micas blancs I et hache les premières lawsonites (fig. 29d). Pourtant, celles-ci peuvent recristalliser et fossiliser les crénulations II (fig. 29e). Il arrive fréquemment que, dans une même lame mince, les rapports entre lawsonites et microstructures soient variables : des lawsonites "fossilisant" la foliation I plane et hachées par la schistosité II coexistent avec des lawsonites "fossilisant" les crénulations II.

- Des *plis III* ont un style comparable à celui des plis II, bien que la schistosité de crénulation III soit en général plus fruste que la précédente (fig. 29f). Comme de plus les déformations III font aisément rejouer les structures antérieures, il est souvent très délicat (hors des cas de reprise évidente) de reconnaître à quelle génération (II ou III) appartient un pli mineur donné. Il est important de signaler que, chaque fois que dans ce secteur des structures mineures III sont identifiables, elles correspondent au flanc normal de structures majeures III déversées vers l'E.

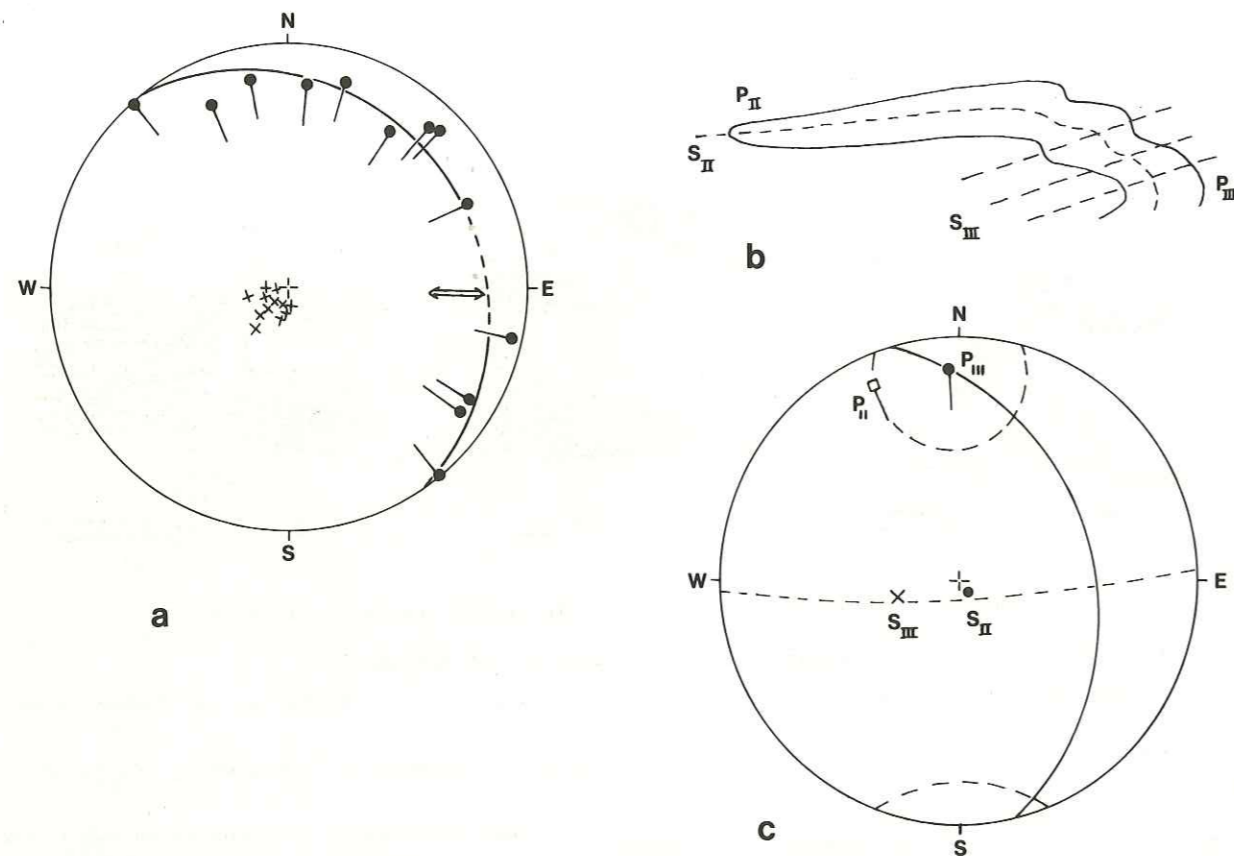


Fig. 30 - Disposition des plis mineurs

a) Dispersion des axes de plis décimétriques postérieurs à la foliation S_I , sur une surface d'affleurement d'environ 2 m^2 (calcaires et schistes de la crête NE). Cercles : axes de plis mineurs; croix : pôles des plans axiaux; double flèche : linéation d'étirement (ici, dans la "fenêtre" de l'éventail de dispersion des axes de plis).

b) Figure de reprise d'un pli P_{II} par un pli P_{III} .

c) Stéréogramme correspondant à la figure b.



b



a



c

Fig. 31 - Figures d'interférences de plis mineurs P_{II} et P_{III} (calcaires et schistes; crête NE du Monte Fraitéve)

a et b) Fuseau aplati vu sous deux angles différents.
c) Débit amygdalaire (le couteau, en haut de la photographie, est parallèle à la schistosité S_{III} locale).

Comme dans le premier exemple (chap. III), l'allure des affleurements est caractérisée par les traits suivants.

- L'étalement des directions axiales des plis mineurs postérieurs à la foliation (plis II et plis III) dans le plan de débit général subparallèle au plan axial de ces plis mineurs (fig. 30a). Les éventails de dispersion ménagent une "fenêtre" dans le secteur E.

- La constance de la "direction d'étirement", qui contraste avec la dispersion des axes de plis mineurs. Cette direction d'étirement est indiquée par exemple par le grand axe des galets de brèche déformés, ou bien par la disposition des cristallisations en zone abritée au voisinage des lawsonites précoces réorientées. Cette direction, voisine d'E-W, est située dans la "fenêtre" de l'éventail de dispersion des plis mineurs (fig. 30a). Elle est subparallèle à la direction des stries le long des plans subhorizontaux métriques de chevauchement vers l'E.

En outre, la superposition des plis décimétriques II et III détermine un débit amygdalaire des affleurements à une échelle décimétrique à métrique (fig. 31c). Ces amygdales correspondent en fait à des fuseaux (RUHLAND et JEANNETTE, 1966) aplatis (fig. 31a et b) et témoignent d'une certaine obliquité entre les deux générations de structures. En effet, les plis mineurs III indubitables ont une direction axiale voisine de N-S (plongement axial pratiquement nul) et un plan axial d'orientation moyenne proche de N 170, 20 à 30 W. Ces plis sont déversés vers l'E. Les plis mineurs II portés par leurs flancs normaux subhorizontaux ont un axe subhorizontal de direction voisine de NW-SE (N 140 à N 155) (fig. 30b et c). Quant aux rares plis I décimétriques visibles, leur direction axiale est tantôt N-S, tantôt E-W.

Je propose donc dans ce secteur la chronologie de déformations suivante, pour ce qui concerne les structures synschisteuses mineures (1).

- Foliation I et plis I isoclinaux de direction axiale originelle soit N-S, soit E-W (ce problème sera repris à propos des structures majeures).

- Plis II subisoclinaux couchés de direction axiale voisine de NW-SE (le sens de déversement sera envisagé à propos des structures majeures).

- Plis III de direction axiale subméridienne, déversés vers l'E. Des étirements synschisteux importants sont associés aux plis III ; ils correspondent à un étirement de la matière dans une direction voisine d'E-W et contribuent à disperser les directions axiales des plis mineurs (II et III) qu'ils affectent.

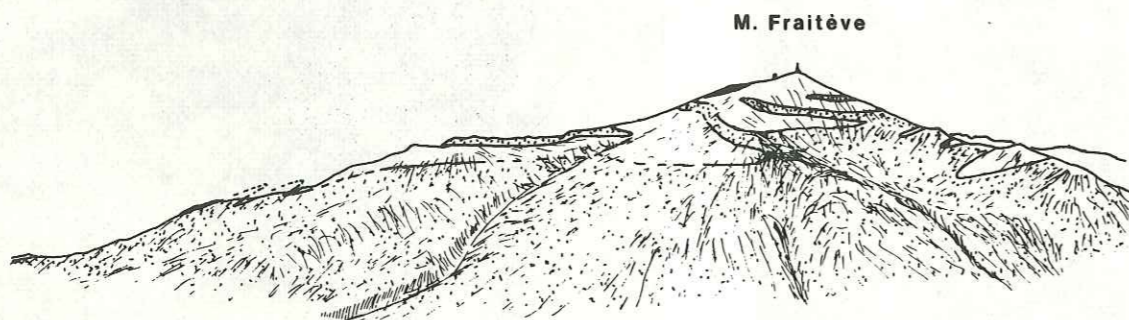


Fig. 32 - Interprétation de l'allure du contact anormal entre la "série de Sestriere" (en pointillés) et la "série du Fraitève"

Panorama regard au N.

(1) Cette chronologie est différente de celle proposée par CHATTERJEE (1973) dans le même secteur. En effet, cet auteur ne semble pas avoir reconnu l'équivalent des plis I, car les plis les plus anciens qu'il décrit ("Bo") ont déjà une charnière arrondie et une direction axiale voisine de NW-SE, c'est-à-dire présentent les caractères des plis II décrits ici. D'autre part, il interprète la linéation E-W constante comme ayant la signification d'un axe de pli postérieur, et non pas comme une linéation précoce réorientée lors des glissements synschisteux associés à des plis N-S.

2. Structures majeures

Un coup d'oeil sur la carte (fig. 28) ou sur un panorama (fig. 32) permet de constater que le contact entre les deux séries (série de Sestriere et série du Fraitève) est vigoureusement déformé par des plis isoclinaux couchés d'amplitude hectométrique à plurikilométrique. Certains de ces plis se présentent sous forme de longues lanières à terminaison très effilée ; c'est essentiellement dans ces terminaisons que l'on peut observer des plis I décimétriques associés à la foliation. Comme cela est visible surtout le long des arêtes NW et SE, les deux flancs de ces plis effilés peuvent dessiner l'enveloppe de plis à charnière plus arrondie. Cette seconde génération de plis couchés est prise en écharpe par la schistosité III. L'architecture du Monte Fraitève est donc probablement déterminée par la superposition de deux générations de plis isoclinaux correspondant aux plis I et II mis en évidence grâce aux structures mineures. L'ensemble appartient au flanc normal d'un pli III majeur déversé vers l'E. Les plis II majeurs ont une direction axiale construite cartographiquement voisine de NW-SE. Les plis I majeurs, qui déforment déjà le contact anormal entre les deux séries, ont une direction axiale voisine tantôt de N-S, tantôt d'E-W. Pour préciser la direction axiale des plis I et leur sens de déversement, il faut déterminer :

- le sens de déversement des plis II,
- l'ordre de superposition initial des deux séries.

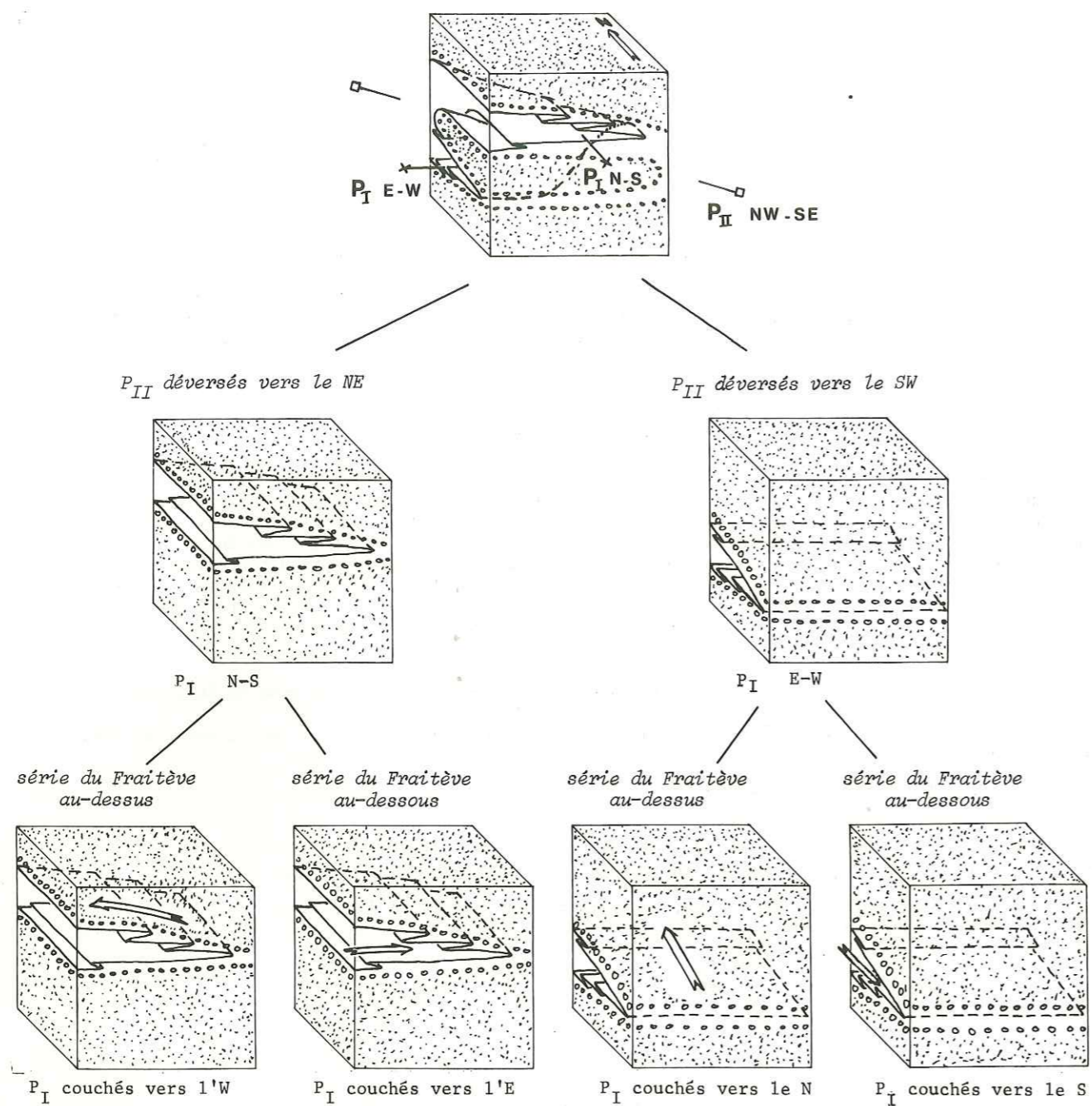
En effet, d'après les seules données évoquées jusqu'ici, plusieurs reconstitutions géométriques sont possibles (fig. 33). En fait, nous verrons à propos du cinquième exemple (chap. VII), que le déversement des plis II vers le NE est vraisemblable. D'autre part, la série du Fraitève, d'origine très interne, est nettement allochtone et peut être en contact avec divers types de séries piémontaises (chap. XIII). Il me semble donc probable que, lors de la superposition tectonique initiale (antérieure aux plis synschisteux I) des séries de Sestriere et du Fraitève, la série interne du Fraitève a été en position supérieure. La solution A (fig. 33) a donc ma préférence : je tiens pour plus vraisemblable l'existence de plis I de direction axiale N-S et couchés vers l'W.

La succession des "phases" tectoniques dans ce secteur me semble donc être la suivante :

- superposition "antéschisteuse" de la série du Fraitève ici renversée sur la série de Sestriere ;
- plis synschisteux P_I, N-S, couchés vers l'W ;
- plis synschisteux P_{II}, NW-SE, déversés vers le NE ;
- plis synschisteux P_{III}, N-S, déversés vers l'E, mais provoquant ici plutôt un réarrangement intime de la matière (étirements) qu'une duplication supplémentaire des séries ;
- déformations tardives (fractures, bombements, schistosité et linéation occasionnelles) que nous ne détaillerons pas, mais qui compliquent le dessin cartographique (voir par exemple l'arête SW).

III - CONCLUSIONS

L'étude de ce secteur permet tout d'abord de mettre en évidence l'existence d'un nouveau type de série : la "série du Fraitève", supraophiolitique, analogue à la série de Chabrière (LEMOINE *et al.*, 1970 ; LEMOINE, 1971 ; TRICART, 1974). Cette "série du Fraitève" est en contact tectonique précoce avec la "série de Sestriere" comparable aux séries piémontaises décrites dans les deux exemples précédents. La juxtaposition de ces deux séries de caractères lithologiques distincts permet, au voisinage du contact anormal, non plus seulement de cartographier des "dominantes" aux contours imprécis, mais de localiser très précisément la surface repère que constitue ce contact. On peut ainsi mettre en évidence des plis I cartographiques et non plus seulement microscopiques. Moyennant un certain nombre d'hypothèses que j'essaierai d'étayer par la suite, on peut reconstituer la direction



initiale (voisine de N-S) et le sens de déversement (vers l'W) des plis I. Il semble donc que l'architecture régionale soit commandée, non seulement par la superposition de trois "phases" de plis synschisteux d'échelle millimétrique à plurikilométrique (plis I, II et III, dans la terminologie proposée), mais également par la superposition anté-schisteuse d'une série supraophiolitique (ici renversée) sur une série comparable à celles des deux secteurs précédents.

Enfin, on n'a pas présenté dans cet exemple la position des minéraux de métamorphisme par rapport aux structures, ce qui aurait apporté peu d'informations nouvelles par rapport aux chapitres précédents. Disons seulement que, dans les calcschistes, des lawsonites sont présentes partout dès la fin de la phase I et peuvent recristalliser lors de la phase II (fig. 29). Dans les diabases du Monte Cruzeau, on observe du pyroxène jadéitique, de la lawsonite et de l'amphibole bleue (KOEHN et VUAGNAT, 1970) qu'il est très délicat de caler par rapport aux microstructures visibles dans les calcschistes.

Fig. 33 - Différentes reconstitutions possibles de la direction initiale et du sens de déversement des plis P_I, suivant les hypothèses faites sur le sens de déversement des plis P_{II} et sur l'ordre de superposition initial des deux séries. Le schéma de départ est directement inspiré de la crête NW du Monte Fraitève.

Chapitre VI

QUATRIÈME EXEMPLE

PUNTA MURACINTO

Quittons momentanément les Alpes franco-italiennes pour nous rendre en *Corse*. Le secteur que nous allons détailler se trouve à une quinzaine de kilomètres à vol d'oiseau au SE de Corte, entre Vezzani et la vallée du Tavignano (fig. 5). Nous sommes ici dans les "Schistes lustrés" corses, à première vue moins dilacérés et moins métamorphisés que plus au NE de la "Corse alpine". La comparaison entre les Schistes lustrés constituant la Corse orientale et les Schistes lustrés alpins a été envisagée depuis longtemps (HAUG, 1896). Mais, les ophiolites et les métaradiolarites mises à part, les Schistes lustrés de ce secteur ont été considérés jusqu'ici comme un ensemble monotone et pratiquement indifférencié (NENTIEN, 1897 ; MAURY, 1924 ; NETELBEEK, 1951 ; SPIJER, 1955 ; COUTURIE, 1965).

Nous allons voir à propos d'un exemple très localisé qu'un géologue alpin ne se sent effectivement pas dépaysé dans les Schistes lustrés corses. La comparaison lithostratigraphique, pétrographique et structurale est possible parfois jusque dans le détail avec les secteurs décrits dans les exemples précédents.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

Dans ce secteur comme dans celui décrit au chapitre précédent, la comparaison de quelques coupes partielles permet d'envisager l'existence de deux ensembles lithostratigraphiques différents. Cette distinction est également valable hors des limites du secteur détaillé ici et nous décrirons :

- la "série de l'Inzecca" (AMAUDRIC du CHAFFAUT *et al.*, 1972) comparable à la série du Fraitève, et plus généralement à des séries supraophiolitiques à affinités ligures ;

- la "série Bagliacone-Riventosa" où dominent les termes microbréchiques, évoquant par certains termes la série Crèche-Meyriès.

1. La série de l'Inzecca

a) Base de la série

Au S du secteur décrit, un semis de lentilles hecto- à kilométriques de *roches vertes* est aligné approximativement E-W (fig. 34a). Il s'agit de diabases bréchiques hétérogènes que nous ne décrivons pas en détail ici. Ces lentilles de diabases sont environnées de "formation d'Erbajolo" (AMAUDRIC du CHAFFAUT *et al.*, 1972) faite d'une alternance de calcaires et de schistes. Les lits calcaires, en bancs de 0,2 à 2 m, sont parcourus par une fine résille siliceuse rousse bien visible en patine sur la tranche des bancs auxquels elle donne un aspect "truité". Cette trame rousse isole en effet des bourgeons millimétriques de calcite noire ; elle devient plus dense vers les épontes des bancs, où elle passe à un cortex siliceux craquelé, luisant et restant en relief. La résille siliceuse tend en général à se réorganiser suivant une schistosité associée à des plis isoclinaux aplatis. Les schistes noirs à patine beige ou mordorée ont un grain très fin et un aspect soyeux. Ils sont totalement dépourvus de calcite. Cette formation de schistes et calcaires a été baptisée "formation d'Erbajolo", du nom d'un village situé à une douzaine de kilomètres au N de la Pta Muracinto (1). Elle ressemble de manière saisissante à la "formation de la Replatte" décrite dans l'exemple précédent à propos de la série du Fraitève.

Les contacts entre la "formation d'Erbajolo" et les diabases affleurent ici assez mal et sont probablement en partie laminés. Mais dans les secteurs voisins, un nombre important de coupes montre de manière répétée la succession *diabases, radiolarites, "formation d'Erbajolo"* (AMAUDRIC du CHAFFAUT *et al.*, 1972). Les diabases au contact primaire des radiolarites consistent :

- soit en pillow-lavas ; la polarité des sections de pillows indique que ceux-ci sont situés stratigraphiquement à la base des radiolarites,
- soit en brèches de pillow-lavas,
- soit en brèches diabasiques hétérogènes.

Quant aux radiolarites, leur épaisseur originelle peut être variable le long d'une même masse de roches vertes ou bien d'une lentille de diabase à une autre.

Nous admettons donc que les lentilles de diabase du Sud du secteur étudié et la "formation d'Erbajolo" qui les jouxte représentent l'équivalent plus ou moins tectonisé d'un ensemble diabases, radiolarites, "formation d'Erbajolo". Cet ensemble caractérise, dans toute la Corse alpine, la base de la "série de l'Inzecca", homologue vraisemblable de séries supraophiolitiques à cachet ligure telles que la "série de Chabrière" dans les Alpes occidentales ou la "série du Bracco" dans l'Apenin ligure.

Nous allons voir que, au-dessus de la "formation d'Erbajolo" à dominante schisteuse à la base, puis à dominante calcaire (bancs de 1 à 3 m), puis de plus en plus schisteuse, le secteur de la Pta Muracinto fournit une bonne coupe de la suite de la "série de l'Inzecca".

(1) Dans cette partie de la Corse, de nombreux lieux-dits "Erbajo" ou "Erbajolo" sont des replats herbeux à affleurements rares, mais où les murettes et les pailers sont faits de gros blocs de calcaire à trame rousse, dont l'allure massive étonne au milieu d'une morphologie molle.

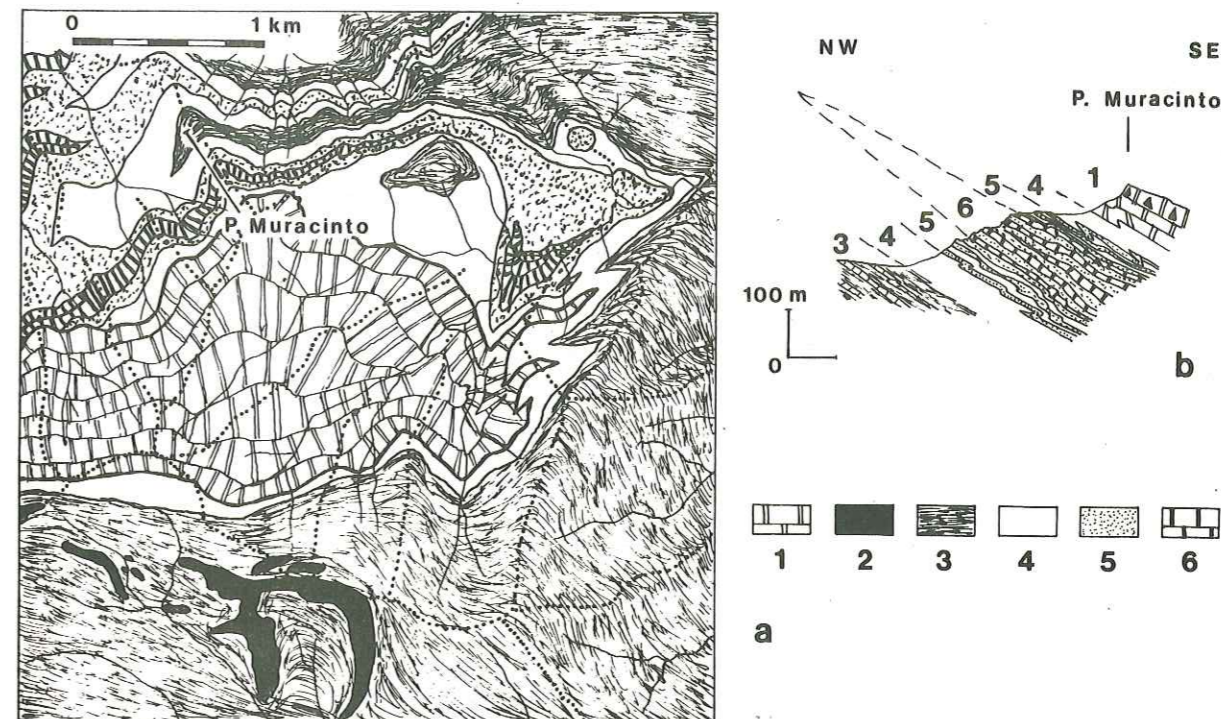


Fig. 34 - Secteur de la Pta Muracinto

a) Carte géologique schématique

b) Coupe au NW de la Pta Muracinto, suivant le trait figuré en a.

1 : série Bagliacone-Riventosa ; 2 : ophiolites ; 3 : "formation d'Erbajolo" ; 4 : formation schisteuse de transition ; 5 : schistes et quartzites ; 6 : quartzites et calcaires.

b) Suite de la série

La crête qui descend au NW de la Pta Muracinto recoupe tout d'abord des barres, puis arrive, vers 500 m d'altitude, à un replat herbeux. Seules, quelques têtes de bancs calcaires affleurent, les murettes permettant de compléter l'échantillonnage. Ces calcaires noirs, à trame rousse et à cortex siliceux, présentent le faciès caractéristique de la "formation d'Erbajolo" (3), qui est d'ailleurs en continuité cartographique avec celle qui a été décrite ci-dessus (fig. 34a). En remontant vers la Punta Muracinto, on recoupe d'abord successivement trois formations (fig. 34b).

4. Des *schistes fins et soyeux*, noirs, à patine beige ou mordorée, identiques à ceux de la "formation d'Erbajolo". Les niveaux calcaires typiques de cette formation sont cependant minces (5 à 15 cm) et rares, et voisinent avec des niveaux de même épaisseur, siliceux et carbonatés, rubanés, blanc-roux et d'aspect carié.

5. Des *schistes et quartzites* de plus en plus massifs et où les quartzites sont de plus en plus développés et prépondérants. Les niveaux de quartzites de 2 à 10 cm tendent ainsi à devenir jointifs, les interlits se réduisant à des filets de schistes siliceux beiges. Les quartzites, blancs, vert pâle, gris ou même noirs, sont en général rubanés (0,2 à 1 cm), et le grain est souvent plus grossier à une éponte qu'à l'autre ; on observe quelques granoclassesments.

6. Des *quartzites et calcaires*, toujours à interlits schisteux minces. Les calcaires gris, massifs, plus ou moins gréseux, en niveaux de 5 à 30 cm sont silicifiés à partir de leurs deux épontes

et semblent ainsi apparaître au sein de lits quartzitiques. Ils sont fracturés transversalement en "tablette de chocolat", les fractures étant remplies de calcite. Ils sont donc boudinés tandis que les quartzites voisins "fluent" et recristallisent, et ils se présentent parfois comme des alignements de "miches" calcaires décimétriques dans les niveaux quartzitiques.

Plus haut sur la crête, on recoupe la série en sens inverse (fig. 34b) : quartzites et calcaires, schistes et calcaires, schistes de transition à niveaux siliceux et carbonatés cariés, très peu de "formation d'Erbajolo typique". Les 50 derniers mètres de cette crête sont constitués d'un tout autre ensemble, différent des termes que nous avons décrits jusqu'ici, et que nous reprendrons plus loin : ils appartiennent à la "série Bagliacone-Riventosa".

La coupe que nous venons de suivre correspond donc à un redoublement tectonique du sommet de la "série de l'Inzecca". Sur l'affleurement, de nombreux plis isoclinaux métriques à décamétriques provoquent d'ailleurs de nombreuses répétitions de détail au coeur de cette tête de pli kilométrique. Les niveaux affleurant au coeur du pli sont, dans cette région, les plus élevés connus dans la "série de l'Inzecca".

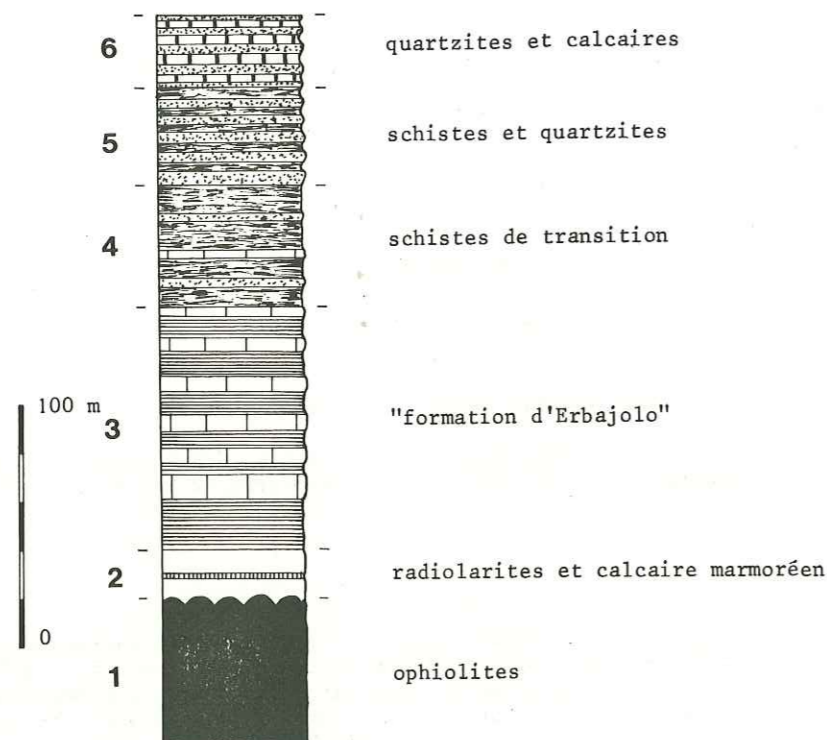


Fig. 35 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série de l'Inzecca

a) Récapitulation

La figure 35 résume la succession des différents termes de la "série de l'Inzecca". Ainsi que nous l'avons vu, les rapports entre la base de la série sédimentaire et les roches vertes ne sont pas démonstratifs dans le secteur de la Pta Muracinto. Aussi fait-on appel à un certain nombre de coupes voisines. Par contre, le sommet de la série est directement inspiré de la coupe décrite au paragraphe précédent et qui peut servir de référence. On reconnaît de bas en haut les termes suivants.

1. *Ophiolites* ; péridotites serpentinisées, gabbros et diabases, se terminant soit par des pillow-lavas (critère de polarité), soit par des brèches de pillow-lavas, soit par des hyaloclastites, soit par des brèches hétérogènes.

2. *Radiolarites* rouges puis vertes, pouvant contenir vers le sommet quelques niveaux rares et minces (1 à 5 cm) de calcaire marmoréen blanc.

3. "*Formation d'Erbajolo*" : schistes fins noirs à patine dorée et calcaires noirs à trame rousse et à cortex siliceux ; dominante très schisteuse à la base, puis présence de gros bancs calcaires (jusqu'à 5 m d'épaisseur), puis diminution des bancs calcaires en nombre et en épaisseur.

4. *Schistes de transition*, analogues à ceux de la "formation d'Erbajolo" et contenant encore quelques niveaux de calcaires à trame rousse, et déjà quelques niveaux de quartzites rubanés blancs cariés.

5. *Schistes et quartzites* de plus en plus massifs, à niveaux quartzitiques granoclassés et rubanés.

6. *Quartzites et calcaires*, où des calcaires gris plus ou moins gréseux sont silicifiés à partir de leurs deux épontes au sein des quartzites.

Cette série supraophiolitique de l'Inzecca est comparable, en tout cas par ses termes inférieurs, avec les séries supraophiolitiques alpines de type "Chabrière" ("série du Fraitève" décrite au chapitre précédent par exemple). On peut ainsi proposer les correspondances suivantes :

Corse série de l'Inzecca	Alpes occidentales séries de type "Chabrière"
quartzites et calcaires	-
schistes et quartzites + schistes de transition	"formation de Roche Noire"
"formation d'Erbajolo"	"formation de la Replatte"
rare calcaires marmoréens	calcaires marmoréens
radiolarites	radiolarites
ophiolites	ophiolites

Nous reprendrons plus loin (chap. X, XI et XII) les problèmes concernant ces séries, ainsi que leur comparaison avec certaines séries ligures de l'Apennin septentrional. Notons dès maintenant l'analogie souvent très étroite entre la plupart des termes correspondants de ces différentes séries actuellement distantes de plusieurs centaines de kilomètres.

2. La série Bagliacone-Riventosa

Le détail de la succession de la série Bagliacone-Riventosa est actuellement beaucoup moins bien connu que celui de la série de l'Inzecca, probablement parce que les termes lithologiques successifs sont moins bien différenciés. Il s'agit d'une série à dominante carbonatée où les microbrèches abondent. On y distingue pourtant différents termes qui semblent se succéder dans l'ordre suivant (fig. 36), sans que la polarité de la série soit certaine.

- Des *calcaires gris-bleu* souvent spathiques, en bancs épais de 10 à 20 cm, contenant parfois des lits de *granules siliceux* ou des zones siliceuses irrégulières, à interlits calcschisteux.

- Des *brèches massives*, formant un ressaut dans la morphologie. Les calcaires du terme précédent passent progressivement à des alternances de calcaires spathiques sombres et de calcaires microbréchiques gris clair en cassure et roux en patine. Vers la base, les niveaux bréchiques (5 à 20 cm) sont granoclassés et les bancs présentent, entre deux interlits calcschisteux, la séquence microbrèche gris clair à ciment carbonaté et à grains de quartz - calcaire gréseux gris plus ou moins spathique - calcaire gris-bleu à grain fin. Les bancs de brèches peuvent devenir plus épais (ici jusqu'à 50 cm) et la taille des éléments peut atteindre ici le centimètre. Le ciment est toujours carbonaté. Les éléments, souvent anguleux, sont surtout siliceux : granodiorite, granite à biotite, rhyolite, micaschiste vert, cornéenne (?), grains de quartz (parfois à golfes de corrosion), de plagioclase (albite-oligoclase), de feldspath potassique, de muscovite, de biotite chloritisée ; mais on observe également des galets et des grains de dolomie à patine rousse, et de calcaire gris-bleu analogue aux calcaires décrits ci-dessus.

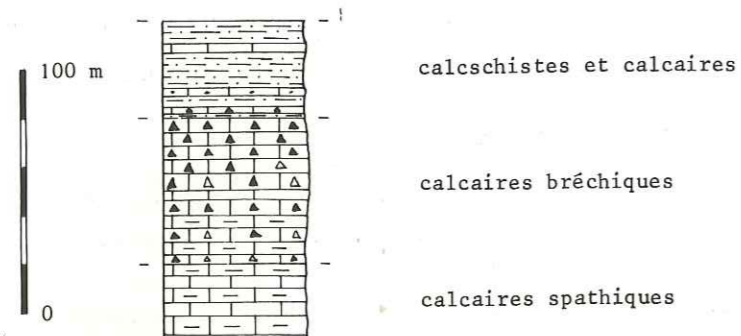


Fig. 36 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série Bagliacone-Riventosa

- Des *alternances* (2 à 10 cm) de *brèches* de plus en plus fines et de plus en plus siliceuses, de *calcaires gris-bleu* de plus en plus rares, de *calcschistes* et de *schistes* de plus en plus abondants. La série devient plaquetée, et enfin, lorsque les microbrèches deviennent des grès fins à aspect carié et que les schistes prennent de l'importance, il peut devenir délicat de distinguer, hors de leur contexte, ces niveaux de la série Bagliacone-Riventosa d'avec les niveaux peu caractéristiques faisant transition, dans la série de l'Inzecca, entre la formation d'Erbajolo et les schistes et quartzites.

Il semble que la polarité de cette série Bagliacone-Riventosa soit normale dans l'ordre d'énumération ci-dessus ; en effet, les brèches remanient des calcaires spathiques gris-bleu tout à fait analogues à ceux du premier terme décrit. Mais une lithostratigraphie de détail est illusoire dans ce secteur où les passages sont très progressifs d'un terme à l'autre et où des plis isoclinaux d'échelle variée abondent.

De toute manière, les différents termes de cette série possèdent un "air de famille" qui les différencie de la série de l'Inzecca, même si une confusion est parfois possible entre tels et tels niveaux isolés de leur contexte. Cette série Bagliacone-Riventosa présente plutôt des affinités avec des séries piémontaises de type "Crèche-Meyriès" ou "Sestriere", pour autant que les analogies soient possibles. La présence de galets dolomitiques probablement triasiques, rares il est vrai, est compatible avec un âge liasique et va dans le sens de cette comparaison avec des séries piémontaises. Par ailleurs, l'abondance et la nature des éléments siliceux remaniés nécessite le voisinage d'un "socle" en partie granitique, granodioritique et rhyolitique alimentant la sédimentation de cette série Bagliacone-Riventosa.

1. Au N du secteur

Les barres de schistes et quartzites et de quartzites et calcaires (sommet de la série de l'Inzecca) qui arment le N de la Punta Muracinto sont particulièrement propices à un examen des différentes générations de structures décimétriques à métriques. En effet, la lithologie est suffisamment contrastée pour que les bancs dessinent clairement les plis ; de plus, la bonne qualité des affleurements permet de suivre latéralement un banc repère donné dans ses multiples replis. Il est ainsi possible d'identifier trois générations de plis mineurs synschisteux.

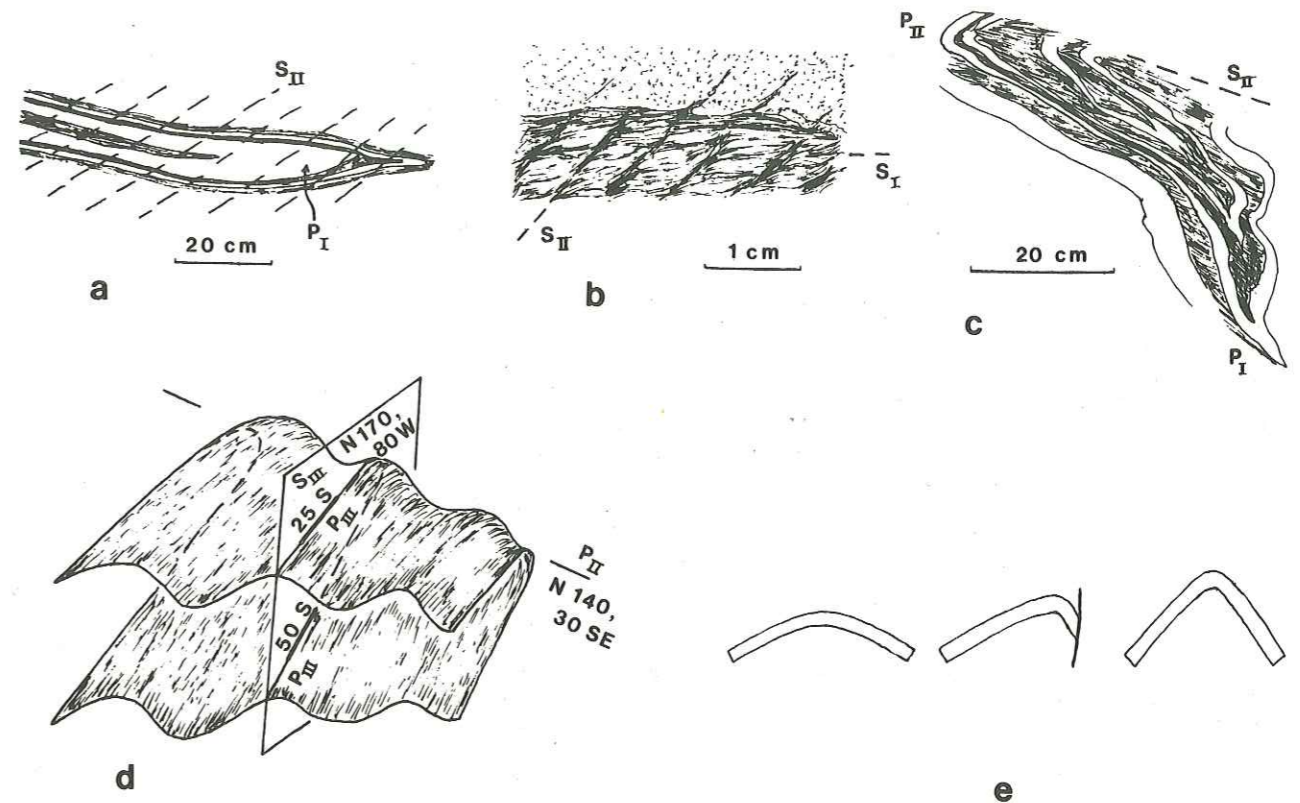


Fig. 37 - Structures mineures au N du secteur de la Pta Muracinto

- a) Pli P_I pris en écharpe par la schistosité S_{II} (schistes et quartzites).
- b) Détail de la figure a montrant l'allure des schistosités S_I et S_{II} .
- c) Pli P_I repris par un pli P_{II} (schistes et quartzites).
- d) Influence de l'attitude de la lithologie, déformée autour des plis P_{II} , sur le plongement axial des plis P_{III} .
- e) Profils schématiques de plis P_{III} métriques.

a) "phase I"

Les plis mineurs les plus anciens visibles sont des *plis isoclinaux* aux flancs très longs (fig. 37 a et c). Les charnières de ces plis "I" sont arrondies à l'extrados des niveaux quartzitiques, pincées et aiguës à l'intrados, où s'effilent les interlits schisteux. Dans les niveaux quartzitiques d'épaisseur inférieure au demi-centimètre, les enchaînements de plis I se manifestent par des

successions de "flammas" quartzieuses aiguës au sein des schistes. Le débit le plus fin des schistes souligne le plan axial de ces plis I ; c'est une schistosité "de flux", dessinée en lame mince par l'agencement parallèle des phyllites et des traînées d'inclusions opaques.

Le plan axial des plis I a, dans ce secteur, un pendage faible vers le SE. En raison des déformations ultérieures, la direction axiale des plis I est variable, mais présente toutefois deux orientations privilégiées : NNW-SSE (N 160) ou WNW-ESE (N 120). Nous tenterons de restituer la direction initiale de ces axes de plis I après avoir évoqué les structures ultérieures.

b) "phase II"

Les plis I sont déformés par une deuxième génération de plis (plis II) en chevrons serrés (ouverture de 30 à 40°) (fig. 37c). La schistosité associée à ces plis est une crénulation fine ("strain slip cleavage") qui prend en écharpe les plis I (37 a et b), mais tend à se paralléliser avec la schistosité I dans les flancs des plis II. Les plis II, les plus facilement visibles sur l'affleurement dans ce secteur, sont bien réglés, de direction voisine de NW-SE et plongeant vers le SE (N 140,30 SE). Leurs plans axiaux pendent également d'une trentaine de degrés vers le SE, si bien que deux sens de déversement sont à priori également possibles : vers le NE ou vers le SW.

c) "phase III"

Des plis ultérieurs (plis III) sont beaucoup plus irréguliers (fig. 37e) : plis en genou, plis en chevrons, ondulations ; ils sont ici rarement d'une taille inférieure au mètre. Leur direction axiale est assez constante (N 160 à N 170), et leur plongement axial, généralement vers le S, varie en raison, semble-t-il, de l'attitude initiale des surfaces déformées (fig. 37d). Leurs plans axiaux, ici subverticaux ou à fort pendage W, sont soulignés par une schistosité de crénulation irrégulièrement répartie ; celle-ci, souvent assez fine à l'intrados des niveaux quartzitiques, peut être pratiquement absente à une certaine distance des charnières, où la schistosité II semble alors rejouer. Les plis III sont fréquemment associés à des fractures ou à des zones de fractures subverticales, de direction N 160 à N 180 (c'est-à-dire parallèles à la schistosité III), de dimension métrique à décimétrique.

2. Au S du secteur

Au S du secteur étudié, près de la route Vezzani-Antisanti, la lithologie se prête moins à une analyse détaillée des structures synschisteuses précoces. En revanche, une nouvelle génération de structures (plis E-W) est bien développée. Nous nommerons celle-ci "phase III_A", car :

- elle succède à des structures tout à fait comparables à celles de la "phase II" décrite ci-dessus,
- elle est antérieure à des structures N-S qui prolongent celles de la "phase III" du N du secteur,
- contrairement aux trois "phases" décrites précédemment, elle n'apparaît que très localement ; nous verrons que son style est suffisamment voisin de celui que peut prendre la "phase III" (plis N-S) dans des secteurs voisins pour que l'on regroupe "phase III_A" (plis E-W) et "phase III_B" (plis N-S).

a) "phase I"

La schistosité "de flux", parallèle à la stratification sauf dans les charnières de plis I, constitue toujours le premier repère structural mineur de ce secteur. Mais les plis I sont beaucoup plus exceptionnellement visibles. Ceci tient notamment à ce que la lithologie de la formation d'Erbajolo comme celle de la "série Bagliacone-Riventosa" sont moins favorables que celle des schistes et quartzites. De plus, il semble que la schistosité I soit ici le siège de cisaillements ou de décollements.

b) "phase II"

Les plis II, déformant la schistosité I et associés à une schistosité de crénulation fine, sont souvent reconnaissables. Ils sont en général plus aplatis ici qu'au N de la Pta Muracinto, et deviennent subisoclinaux. Leur direction initiale construite est voisine de N 140. Celle-ci est soulignée par une linéation d'étirement (allongement des éléments de brèches, cristallisations en zones abritées). Les réajustements intimes de la phase II (étirements et aplatissements) sont de plus en partie responsables du "morcellement", à l'échelle milli- à centimétrique, des schistes de la formation d'Erbajolo et de ceux de la série Bagliacone-Riventosa. En effet, l'aplatissement que marque la naissance de la schistosité II semble accompagné par des microdécollements le long de la surface d'anisotropie que constitue la schistosité I (chap. XX, § II) ; ces microfentes sont remplies de quartz, la silice provenant probablement de la dissolution préférentielle de grains de quartz lors de l'aplatissement dans les microfentes II. Une confusion pourrait alors être faite entre ces microlentilles de quartz et des charnières de microplis I en forme de flamme. Pour donner une idée de l'intensité de ces phénomènes intimes d'aplatissement-étirement en liaison avec les dissolutions-recristallisations du quartz, signalons que plus de la moitié du volume actuel de la roche peut être occupé par les microlentilles de quartz. Toutefois, une partie des microdécollements est liée à des déformations ultérieures qui répètent le même processus de réarrangement intime de la matière.

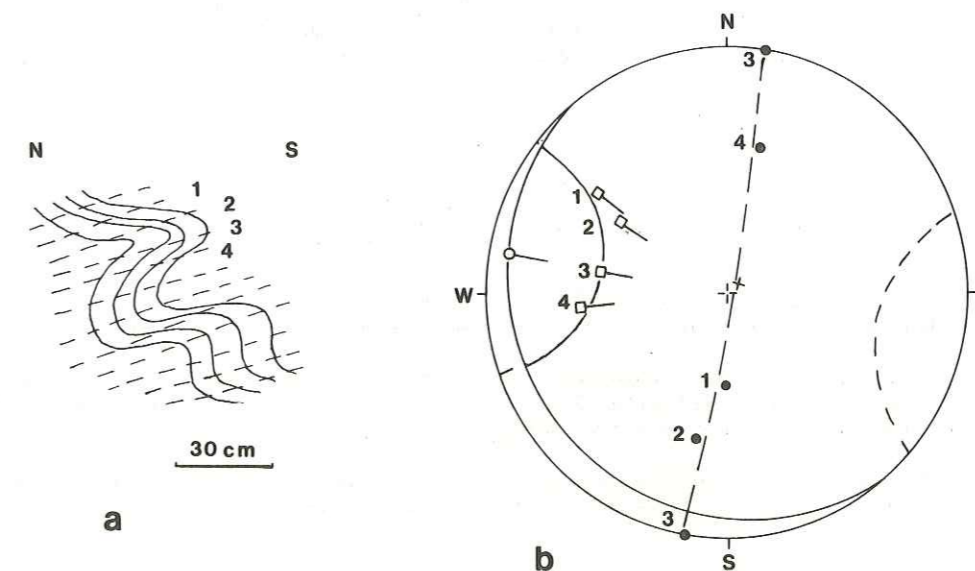


Fig. 38 - Plis III_A au S du secteur de la Pta Muracinto

a) Allure du profil.

b) Reprise des directions axiales II (carrés) autour d'un pli III_A décimétrique (cercle creux).

c) "phase III_A"

Des plis en accordéon (fig. 38a), de direction axiale N 90 à N 110 et à plan axial subhorizontal, sont très développés dans toute la partie S du secteur étudié. Ils s'atténuent vers le N et n'existent plus au N de la Pta Muracinto. Ils sont ainsi étroitement localisés dans un couloir E-W situé au niveau de Rospigliani et Vezzani ; ils y sont facilement repérables car un lavis de routes récemment rafraîchies sillonne cette région. Une schistosité de crénulation régulière, mais plus espacée que la schistosité II, est parallèle au plan axial subhorizontal de ces plis III_A décimétriques à décimétriques. Ceux-ci déforment les plis mineurs et la linéation II. La continuité des plis II avec ceux qui ont été décrits plus au N permet de préciser le sens de déversement des plis III_A. En effet, des plis III_A couchés vers le S enroulent des axes de plis et des linéations II N 130-140, 25-30 SE dans les flancs normaux à N 70-90, 25-30 E dans les flancs inverses (fig. 38b).

La schistosité III_A est également liée à des microdécollements comparables à ceux qui accompagnent la schistosité II et qui ont été décrits précédemment. Mais ceux-ci se font maintenant préférentiellement suivant la schistosité II, et les quartz s'y développent systématiquement en fibres. Une étude détaillée des figures de morcellement des schistes conduirait certainement à une meilleure compréhension des mécanismes de déformation dans cette région. En particulier, l'attention sera attirée, au chapitre XX, sur l'outil qui fournit la croissance syntectonique des quartz en fibres pour préciser les mécanismes d'évolution des schistosités.

d) "phase III_B"

Des structures ultérieures, de direction voisine de N-S (N 160 à N 170), n'ont pas le caractère "pénétratif" des phases précédentes. Il s'agit essentiellement d'ondulations et de flexures, la plupart du temps associées à des fractures subverticales métriques à décamétriques. Un débit schisteux fruste et sporadique, subvertical, de direction N 160-170, est parfois associé aux structures métriques.

La "phase III_B" du S du secteur est comparable à la "phase III" décrite au N de la Pta Muracinto, dont elle semble constituer le prolongement plus ou moins atténué. Elle est postérieure aux plis de la "phase III_A" qu'elle prend en écharpe et dont elle gauchit les axes, mais son développement est d'autant plus discret que les structures III_A, de direction suborthogonale, sont mieux marquées. Tout se passe comme si le matériel, "armé" par des plis III_A vigoureux de direction voisine d'E-W, réagissait difficilement aux déformations III_B.

3. Récapitulation

Les structures mineures successives de l'ensemble du secteur sont ainsi groupées en quatre épisodes.

- Plis isoclinaux I, liés à une première schistosité "de flux", de direction originelle voisine de N-S ou voisine d'E-W suivant le sens de déversement adopté pour les plis ultérieurs.

- Plis II en chevrons serrés, réguliers, d'orientation axiale voisine de N 140,30 SE, au plan axial plat souligné par une schistosité II de crénulation fine et dont le déversement (vers le NE ou vers le SW) n'est pas précisé pour le moment.

- Plis III_A, de direction axiale en moyenne N 100, en accordéon, à plan axial subhorizontal (schistosité de crénulation), couchés vers le S, étroitement localisés dans un couloir E-W au S du secteur.

- Plis III_B, de direction en moyenne N 170, à plan axial ici subvertical (schistosité de crénulation). Ces plis III_B, ici d'autant mieux développés que les plis III_A le sont moins, se couchent dans des secteurs plus occidentaux où ils prennent un style tout à fait comparable à celui des plis III_A et où ils semblent jouer le même rôle que ceux-ci. C'est pourquoi nous les regroupons dans une même "phase III" composite.

III - STRUCTURES MAJEURES

L'un des intérêts de ce secteur, par rapport aux secteurs alpins des chapitres précédents et par rapport à d'autres secteurs des Schistes lustrés corses, est que l'on peut assez facilement suivre et cartographier presque tous les niveaux. En effet, la lithologie y est suffisamment différenciée, et les déformations successives n'y sont pas accompagnées de cisaillements ou de laminages trop importants. On peut ainsi faire le lien entre les structures majeures (kilométriques) et les structures mineures (décimétriques à métriques) décrites ci-dessus.

1. Caractères et effets des structures majeures correspondant aux structures mineures synschisteuses

- Les plis III_B de direction N 170, à plan axial subvertical, n'ont ici que peu d'effet dans l'architecture d'ensemble, car le secteur se trouve près du fond subhorizontal de la "synforme du Tavignano" (chap. XVII).

- Les structures III_A locales, de direction N 100, sont responsables du redressement local des séries au S du secteur, ce qui se traduit notamment dans l'alignement N 100-110 des lentilles ophiolitiques. Ce fait est assez original par rapport aux secteurs voisins où les alignements cartographiques sont en général N-S à NW-SE (fig. II hors-texte). On peut le mettre en relation avec l'orientation de la limite du socle anté-alpin, distante seulement de 2 km, dont la direction est ici localement N 120-130 et non pas N 160-180 comme dans les secteurs voisins.

- Les structures les plus nettes dans le paysage, dessinées par les barres de schistes et quartzites (série de l'Inzecca) et par les barres de brèches (série Bagliaccone-Riventosa), sont dues à des plis majeurs II de direction NW-SE et plongeants vers le SE. On dispose en effet de plis d'échelles intermédiaires entre ces plis kilométriques et les plis II mineurs décrits précédemment. Les pendages cartographiques des barres s'organisent autour d'un axe voisin de N 140-30 SE, qui est aussi celui des plis mineurs II (fig. 39). La variation des directions cartographiques principales (N 50-60, N 130-140 et N 160-170) est donc due à ces plis majeurs de phase II, et non pas à une faille tardive hypothétique, de direction NE-SW, comme l'indiquait COUTURIE (1965).

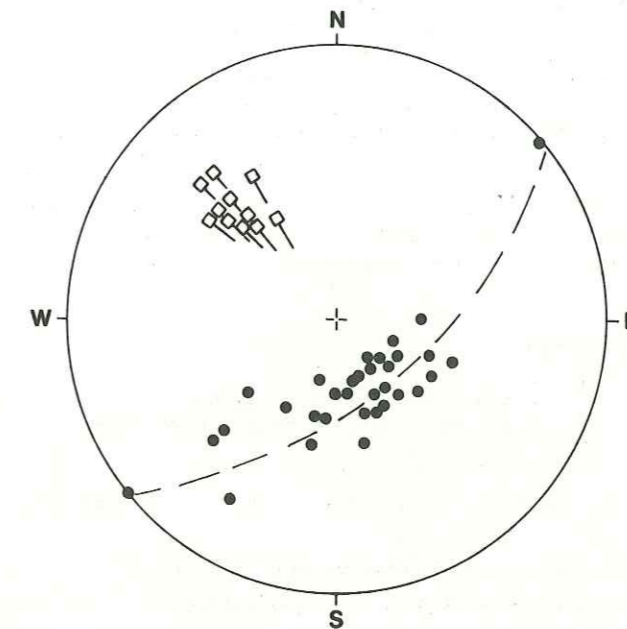


Fig. 39 - Organisation d'ensemble de la lithologie (cercles pleins) autour de plis majeurs d'axes comparables à ceux des plis II mineurs (carrés)

- A l'intérieur des barres, les redoublements sont dus à des plis I majeurs qui se traduisent cartographiquement (fig. 34) par des charnières effilées. Les directions axiales de ces plis I sont soit N-S, soit E-W, direction qui prédomine dans ce secteur en raison du développement inégal des flancs de plis II majeurs.

2. Existence de structures majeures anté-schisteuses

Nous avons vu, au début de ce chapitre, que deux séries lithostratigraphiques distinctes affleurent très probablement dans le secteur de la Punta Muracinto : la série de l'Inzecca, et la série Bagliaccone-Riventosa. Il est généralement possible de situer le contact entre ces deux séries

à quelques mètres près, et il semble que les polarités des deux séries soient variables de part et d'autre de ce contact : tantôt le sommet local de la série de l'Inzecca jouxte le sommet probable de la série Bagliacone-Riventosa, tantôt la base locale de la série de l'Inzecca est en contact avec le sommet probable de la série Bagliacone-Riventosa. Dans le secteur de la Punta Muracinto comme dans les secteurs situés plus au NW, le contact entre les deux séries est replissé par les plis I cartographiques, eux-mêmes associés à la première schistosité visible, puis par les autres familles de plis.

Les arguments en faveur d'une tectonique importante antérieure aux premiers plis synschisteux sont donc les suivants.

- Un contact entre deux ensembles lithologiques très différents est replissé par des plis kilométriques de la première phase synschisteuse.

- La nature anormale de ce contact n'est pas décelable sur l'affleurement, mais, dans l'hypothèse très vraisemblable où ce contact sépare deux séries d'origines paléogéographiques nettement différentes, il s'agit d'un contact anormal majeur précoce.

- Le long de ce contact, au voisinage du sommet probable de la série Bagliacone-Riventosa, la polarité d'ensemble de la série de l'Inzecca est tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. En admettant, ce que nous verrons être plausible, que la série Bagliacone-Riventosa sert, lors de la tectonique antéschisteuse, d'autochtone relatif à la "nappe" de la série de l'Inzecca, les changements de polarité de cette dernière sont en faveur de l'existence de grands plis couchés antéschisteux. Régionalement, c'est le flanc inverse de cette nappe précoce qui serait le plus souvent au contact de la série Bagliacone-Riventosa. Aucune structure mineure associée à la tectonique antéschisteuse n'a été décelée.

- Certains termes de la série de l'Inzecca se biseautent le long du contact anormal précoce. Si ces troncatures ne sont pas dues à des rejeux ultérieurs du contact, il faut en tenir compte dans la restitution de la géométrie des structures antéschisteuses.

3. Architecture d'ensemble du secteur

La figure 40 donne une idée de la disposition actuelle des différents termes cartographiés et de l'attitude schématique des structures mineures. On peut rendre compte de la géométrie d'ensemble par :

- la superposition antéschisteuse de deux séries distinctes, la série de l'Inzecca et la série Bagliacone-Riventosa,
- des plis I couchés kilométriques de direction soit N-S, soit E-W,
- des plis II couchés, de direction NW-SE, déversés soit vers le NE, soit vers le SW.

Les différentes structures de la "phase III" composite n'entraînent pas, contrairement aux précédentes, de duplicatures d'ensemble des séries, mais semblent liées au moins en partie à des déformations affectant également la bordure du socle anté-alpin.

La direction initiale des plis I dépend du sens de déversement choisi pour les plis II (fig. 41). Le sens de déversement des plis I dépend de l'ordre de superposition antéschisteuse de deux séries. Si l'on admet que la série de l'Inzecca a été charriée précocement par dessus la série Bagliacone-Riventosa, il ne reste plus que deux possibilités :

- plis II déversés vers le NE et plis I N-S couchés vers l'W,
- plis II déversés vers le SW et plis I E-W couchés vers le N.

De toute manière, il serait prématuré de tirer de cette reconstruction locale des conclusions valables à l'échelle de la Corse alpine.

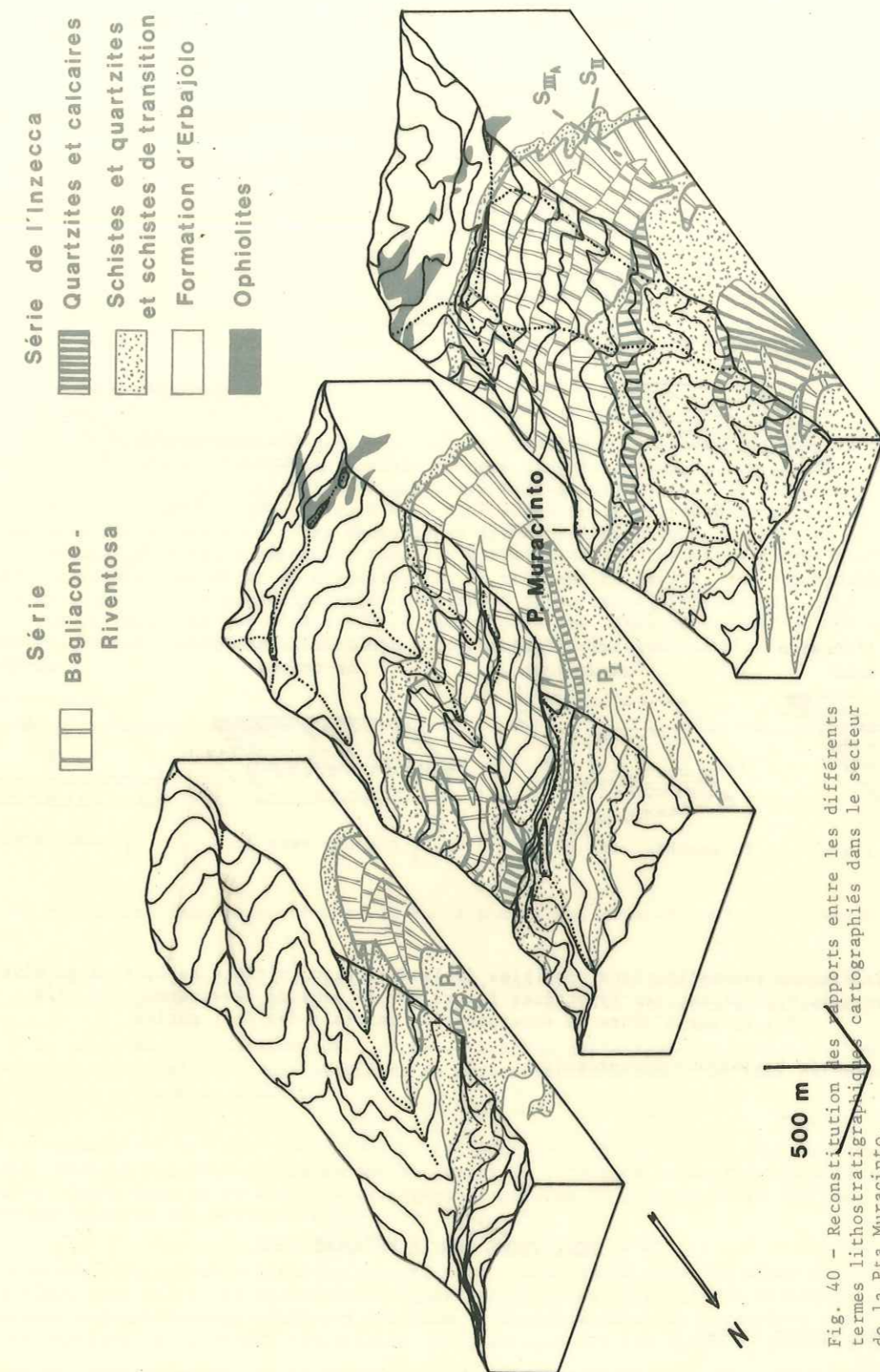


Fig. 40 - Reconstitution des rapports entre les différents termes lithostratigraphiques cartographiés dans le secteur de la Pta Muracinto.

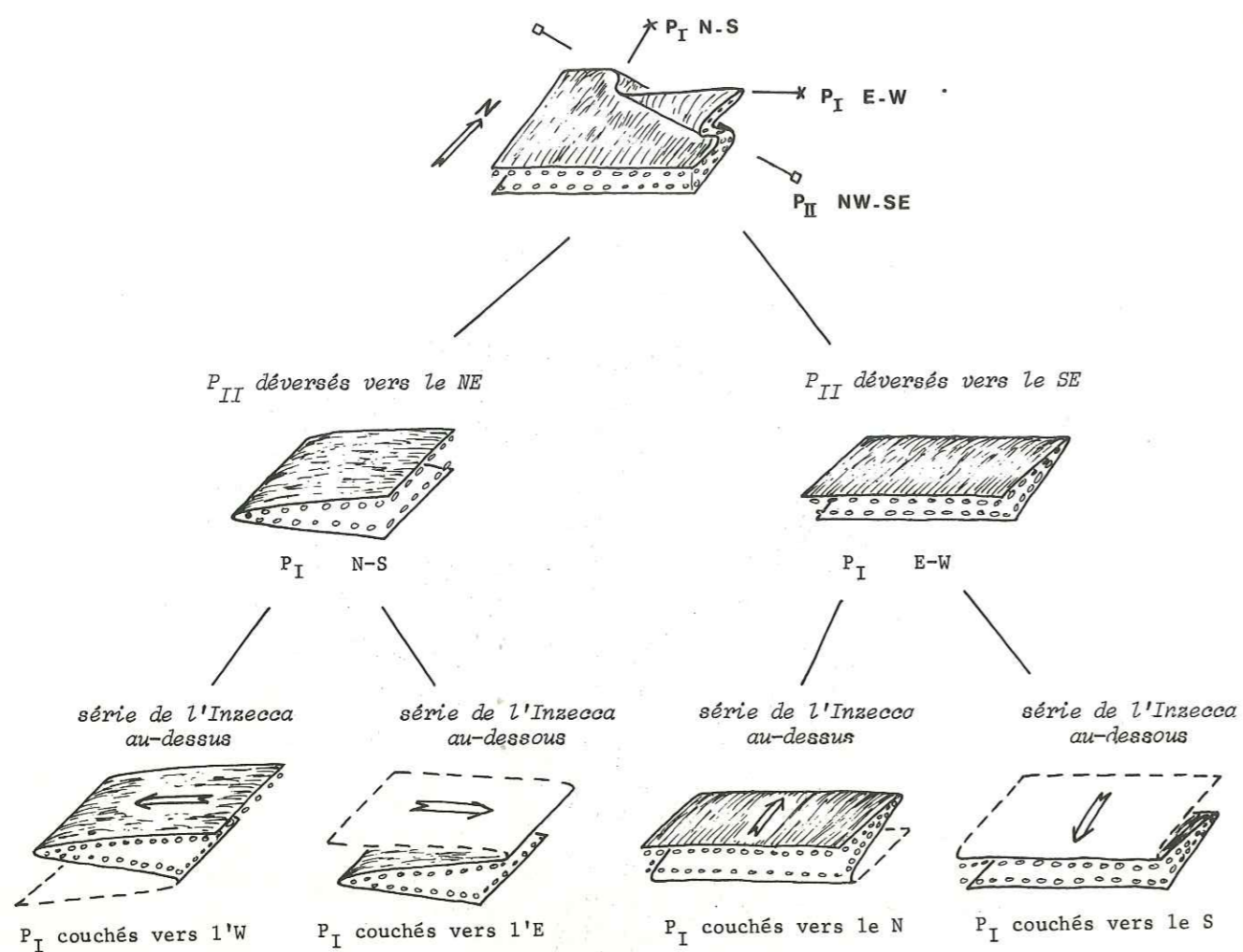


Fig. 41 - Différentes reconstitutions possibles de la direction initiale et du sens de déversement des plis P_I , suivant les hypothèses faites sur le sens de déversement des plis P_{II} et sur l'ordre de superposition initiale des deux séries

Cercles : série Bagliacone-Riventosa.

IV - INDICATIONS SUR LE MÉTAMORPHISME

1. Minéraux des roches vertes

Dès 1897, NENTIEN avait signalé l'abondance de glaucophane et de lawsonite dans les diabases du Pont de Piedicorte (5 km au NE de la Pta Muracinto) et de Vezzani (3 km au SSW de la Punta Muracinto).

Depuis lors, ces minéraux réputés symptomatiques d'un métamorphisme de haute pression et de basse température ont été décrits de manière répétée dans les gabbros et dans les diabases de Corse alpine méridionale (NETELBEEK, 1951 ; PETERLONGO, 1968 ; OHNENSTETTER, 1975). Plus précisément, dans les massifs ophiolitiques voisins du secteur qui nous intéresse ici, la fraction calcique des plagioclases se transforme en lawsonite ; celle-ci englobe parfois de la pumpellyite plus ancienne, et elle peut être entourée d'épidote tardive. Les pyroxènes magmatiques, les hornblendes brunes tardives et des amphiboles vertes (métamorphisme océanique précoce ? OHNENSTETTER, 1975) sont entourés d'une couronne d'amphibole bleue (glaucophane et/ou crossite). Un pyroxène aegyrinique et jadéitique peut également se développer.

Dans les quelques lentilles de roches vertes situées au S de la Punta Muracinto, l'amphibole bleue est présente partout. On observe également des pyroxènes aegyriniques. La lawsonite est abondante dès qu'un peu de calcium est disponible ; elle est remarquablement intacte. Du stilpnomélane se développe tardivement dans les fissures, ou bien à partir de chlorites en passant par un stade intermédiaire d'oxychlorites. Les autres minéraux sont l'albite, des chlorites, de l'apatite, du sphène et parfois du quartz et de la calcite.

2. Minéraux des "Schistes lustrés"

Alors que les minéraux des diabases sont comparables à ceux que l'on observe dans les roches vertes du Monte Cruzeau (troisième exemple : Monte Fraitève, chap. V) les schistes et les calcschistes sont beaucoup moins recristallisés que leurs équivalents alpins. La différence est particulièrement remarquable entre la "formation d'Erbajolo" corse et la "formation de la Replatte" alpine, bien que ces deux formations soient des équivalents lithostratigraphiques stricts et que leurs lithologies initiales aient été identiques. Dans les schistes de la "formation d'Erbajolo", on observe uniquement du quartz, des micas et des chlorites de très petite taille, des oxychlorites et des opaques. La juxtaposition de ces roches métasédimentaires à peine transformées et de roches vertes à amphiboles bleues et lawsonite est d'autant plus remarquable que, dans le secteur du Monte Fraitève, la lawsonite abondait dans les schistes et calcschistes de même composition.

V - CONCLUSIONS

On reconnaît, dans le secteur de la Punta Muracinto, deux ensembles lithostratigraphiques distincts :

- la série de l'Inzecca, supraophiolitique, analogue aux séries alpines de type "Chabrière", dont les termes successifs sont bien différenciés et dont la polarité en grand est connue ;
- la série Bagliacone-Riventosa, riche en brèches, présentant des affinités avec des séries piémontaises (par exemple avec une partie de la série Crèche-Meyriès), et dont la lithostratigraphie de détail est moins bien établie.

La comparaison est donc possible avec les secteurs alpins décrits aux chapitres précédents, et le rapprochement des deux séries évoque notamment la situation rencontrée dans le secteur du Monte Fraitève. Comme dans ce secteur, la cartographie précise du contact entre les deux séries permet de mettre en évidence des structures précoces.

L'absence de jalons intermédiaires, et pour cause, entre Corse et Alpes fait qu'une correspondance rigoureuse entre les phases tectoniques reconnues en Corse alpine méridionale et dans les Alpes cottiennes septentrionales n'est pas évidente. L'analogie dans les caractères des "phases" tectoniques successives est pourtant remarquable. On distingue ici les épisodes tectoniques suivants :

- superposition précoce (anté-schisteuse) de deux séries d'origines paléogéographiques différentes ;

- plis I couchés, synschisteux, kilométriques, difficiles à mettre en évidence en l'absence de repères géométriques précis (ici comme là, le contact anormal précoce a une importance cartographique capitale) ;

- plis II couchés, associés à une schistosité de crénulation, responsable de l'architecture la plus immédiatement reconnaissable ;

- plis III composites, de direction E-W (couloir local de déformation) et N-S, liés (?) à des mouvements de socle.

L'une des différences majeures entre ce secteur corse et les secteurs alpins est que, bien que les minéraux de métamorphisme dans les diabases soient analogues (notamment amphiboles bleues, lawsonite, pumpellyite, pyroxène jadéitique), les termes métasédimentaires, de lithologie initiale identique, semblent ici beaucoup moins métamorphiques. En particulier la lawsonite, qui existe plus au NE dans les Schistes lustrés corses, fait ici totalement défaut dans les termes métasédimentaires.

Chapitre VII

CINQUIÈME EXEMPLE

PUNTA GARDIOL

Le cinquième et dernier exemple nous ramène dans les Alpes cottiennes, à 7 ou 8 km au N du col de Montgenèvre (fig. 4). La Punta Gardiol (2340 m) est une éminence située sur le versant occidental de la haute Doire Ripaire, au niveau du hameau de Fenils, entre Cesana Torinese et Oulx. Elle est séparée du revers oriental du massif triasico-liasique du Chaberton par une zone de failles signalée sur la carte géologique italienne au 100 000e (feuille n° 66, Cesana Torinese) et sur la carte française au 80 000e (feuille de Briançon). La formation singulière que nous allons décrire ici constitue également deux buttes en position analogue : la Rocca d'Aiglière, à 2,5 km au S, et la Croce di San Giuseppe, à 1,5 km au N.

I - LA FORMATION DE LA PUNTA GARDIOL

Le bas des pentes en rive gauche de la Doire Ripaire est constitué de calcaires et schistes et de calcschistes comparables à ceux de la "série de Sestriere" toute proche (chap. V). Au-dessus, affleure assez mal une formation très désordonnée de type "wildflysch", développée surtout à partir d'une altitude de 1900 à 2100 m, et à laquelle nous allons nous intéresser maintenant. On décrira d'abord les faciès particuliers à cette formation, et qui constituent la matrice d'éléments que l'on recensera ensuite.

1. Matrice

La matrice, schisto-gréseuse, est hétérogène, et les traces de stratification sont rares et floues. Cet aspect désordonné est probablement dû en grande partie aux caractères de la sédimentation, même s'il est accentué par les tectoniques ultérieures.

On distingue trois faciès principaux.

- Des schistes fins, noir-violacé ou bruns, parfois verts, à microlentilles gréseuses.

- Des grès gris, ocre ou verts, souvent granoclassés, dont les éléments (0,05 à 1 mm) consistent en quartz, albite, oligoclase, mica blanc, chlorite, séricitoschiste. Le ciment est siliceux, et certains niveaux sont partiellement calcitisés. Les grès quartzitiques fins présentent souvent un rubanement (1 à 5 mm) dont l'allure parfois contournée semble synsédimentaire. Des figures de base de bancs ne sont pas totalement oblitérées par la tectonique.

- Des calcaires fins en lits de 1 à 5 cm, gris sombre en cassure et roux en patine, à quartz et mica détritiques, dans lesquelles des "taches" micritiques ne sont pas encore entièrement recristallisées.

2. Eléments

Cette matrice renferme des éléments en général anguleux de taille très variable (moins d'un centimètre à plus de 200 m), ce qui donne un aspect chaotique à cette formation. Tous les éléments rencontrés proviennent de séries analogues à celles décrites dans les chapitres précédents. Pour les séries de type "Crèche-Meyriès", "il Caire", "Sestriere", on trouve :

- dolomies parfois bréchiques à cachet triasique,
- gypse (en éléments ou en écailles ?),
- calcaires et calcschistes variés,
- brèche rousse à éléments dolomitiques, quartzitiques et micaschisteux.

Pour les séries supraophiolitiques de type "Chabrière", on recense tous les termes :

- serpentinites,
- diabases chloritisées, bréchiques, à ciment siliceux,
- jaspes rouges ou verts,
- calcaires marmoréens clairs à enduits verts,
- calcaires à trame rousse et schistes de type "Replatte",
- grès capucin,
- calcaire gréseux à épontes silicifiées, de type "quartzites et calcaires" (cf. 4e exemple : Punta Muracinto), jusqu'ici inconnu en place dans les séries alpines de type Chabrière.

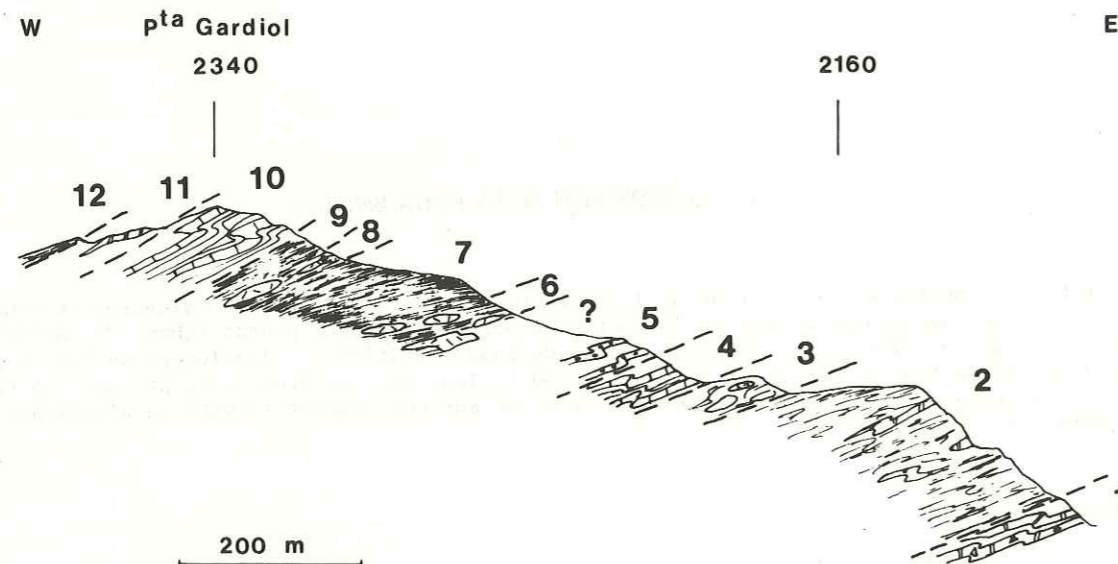


Fig. 42 - Coupe E-W au niveau de la Pta Gardiol (légende dans le texte)

3. Coupe de la crête

La répartition des blocs de différentes natures au sein de la matrice schisteuse n'est pas uniforme dans toute la formation. La figure 42 schématise la succession des principaux termes telle qu'elle se présente sur la crête à l'E de la Punta Gardiol, soit, de bas en haut, les termes suivants.

1. Calcschistes roux, calcaires et schistes, avec quelques lits de microbrèche rousse (cf. "série de Sestriere").
2. Mauvais affleurements de schistes noirs et grès quartzitiques rubanés (base de la formation de la Pta Gardiol), avec des passées de calcschistes roux analogues aux précédents.
3. Matrice schistogréseuse à blocs de dolomies, de calcaires et calcschistes roux, de calcaires à trame rousse (Replatte) et de calcaires gréseux à épontes silicifiées ("Muracinto").
4. Essentiellement faciès de type Replatte, mais qui semble plus ou moins "dilué" ou "dissocié" dans la formation de la Punta Gardiol.
5. Schistes et grès quartzitiques verts.
6. Semis de blocs de 1 à 10 m de dolomies triasiques plus ou moins cargneulisées et de gypse au sein des différents faciès propres à la formation de la Pta Gardiol (schistes noirs, grès quartzitiques ocres ou verts, calcaires noirs à patine rousse).
7. Formation de la Pta Gardiol très hétérogène et "désorganisée", où dominent les schistes et grès verts, ainsi que les schistes noirs.
8. Nouveau chapelet de lentilles de gypse et de dolomie.
9. Quelques mètres analogues au niveau 7.
10. Formation de la Replatte dilacérée et peut-être plus ou moins dissociée.
11. Passée de calcschistes roux analogues à 1.
12. Affleurements de qualité inégale, où l'on rencontre, outre les différents faciès de la formation de la Pta Gardiol, des "paquets" de la formation de la Replatte ou de calcschistes roux.

Il semble donc que deux ensembles comparables (2,3,4 et 10,11,12) encadrent des niveaux très hétérogènes, où dominent dans la matrice les schistes et grès verts. Ces deux ensembles représentent, ou bien la répétition tectonique d'une même séquence stratigraphique, ou bien la répétition d'apports de même nature à des niveaux différents de la série. Au sein des niveaux hétérogènes (5 à 9), des semis de lentilles gypseuses et dolomitiques (6,8) pourraient représenter aussi bien des trains de blocs d'origine sédimentaire que la trace d'écaillages tectoniques plus tardifs. En effet, un trait caractéristique de toute cette formation de la Punta Gardiol est que la distinction est souvent très délicate entre ce qui est dû à la tectonique et ce qui revient à un chaos d'origine sédimentaire. De plus, il est parfois malaisé de décider si des calcschistes ou des schistes appartiennent à un bloc, à la matrice, ou à un faciès étranger plus ou moins "dissocié" dans la matrice. Ce dernier aspect complique l'analyse des structures tectoniques propres à la formation.

II - STRUCTURES

La comparaison des structures mineures entre le soubassement calcschisteux des basses pentes et la matrice de la formation de la Punta Gardiol est extrêmement fructueuse.

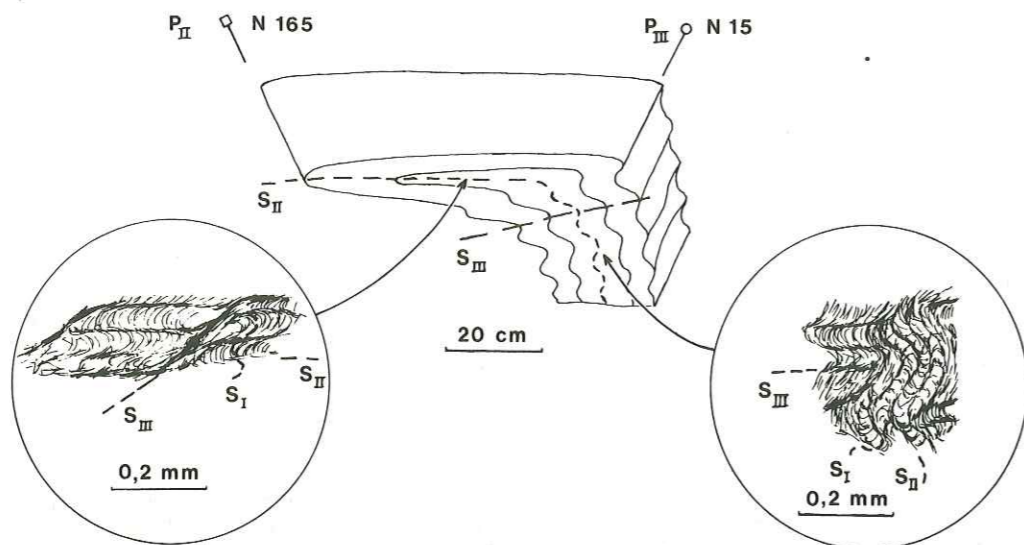


Fig. 43 - Structures mineures dans le soubassement calcschisteux de la Pta Gardiol, et détails des rapports entre les schistosités

1. Dans le soubassement calcschisteux

Les structures du soubassement calcschisteux sont analogues à celles qui ont été décrites dans le 3e exemple (chap. V : Monte Fraitève), comme on va le montrer grâce à une superposition de structures décimétriques (fig. 43).

- La foliation I est dessinée par les alignements de phyllites et d'inclusions.

- Des plis II subsoclineaux sont accompagnés d'une schistosité de crénulation fine. Leur direction originelle était voisine de NNW-SSE à NW-SE.

- Des plis III de style comparable à celui des plis II déforment les structures antérieures. Leur direction axiale est voisine de N-S à NNE-SSW, et ils sont déversés vers l'E. La schistosité III, également de crénulation, facilite des mouvements synschisteux, ce qui est notamment matérialisé par la réorientation d'une linéation d'étirement antérieure jusqu'à une direction voisine de N 60 à N 70.

Il faut de plus souligner que des structures tardives (IV) sont ici bien développées. Il s'agit de plis coniques ou en chevrons (N 135-155, 15-30 NW), d'une schistosité fruste et sporadique (N 120 à 145, 30 à 60 NE), de flexures, de fractures et de rejeux des structures antérieures sur lesquelles nous reviendrons au cours du chapitre XVI. L'importance locale de ces structures tardives semble liée au voisinage de la zone de fracture subméridienne séparant le massif du Chaberton de la formation de la Punta Gardiol.

Enfin, on observe de nombreuses pseudomorphoses de lawsonites. Celles-ci, contemporaines à légèrement tardives par rapport à la foliation I, ont été détruites précocement pendant la phase II. Lors de cette phase II, les recristallisations des différents minéraux de métamorphisme sont plus faibles que dans les exemples alpins précédents. Les recristallisations liées à la phase III sont également faibles, sauf au voisinage immédiat de certaines zones de cisaillement.

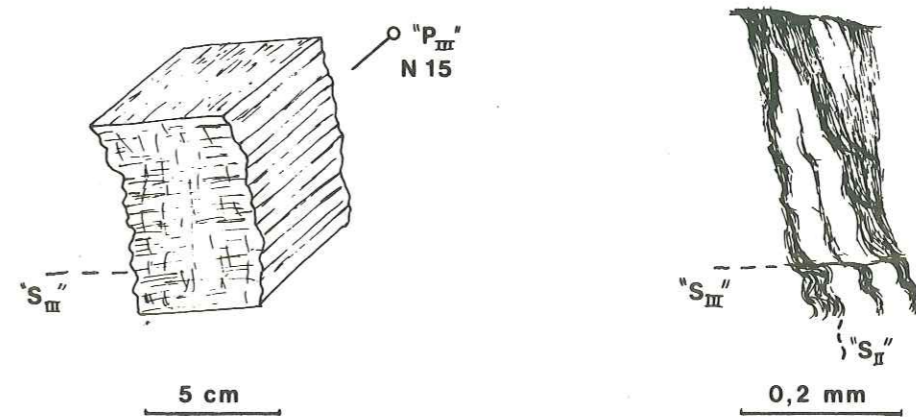


Fig. 44 - Structures mineures dans la formation de la Pta Gardiol (wildflys)

La numérotation des structures est faite par analogie avec celles de la figure 43.

2. Dans la formation de la Punta Gardiol

Par contraste avec les schistes et calcschistes précédents, l'allure moins métamorphique des schistes de la Punta Gardiol frappe immédiatement sur le terrain. Appréciée empiriquement, cette différence de métamorphisme est liée à une différence de structuration. On reconnaît en effet les structures suivantes (fig. 44) :

- une schistosité ardoisière fine liée à des microplis isoclineaux (et parfois à une linéation) de direction originelle voisine de NNW-SSE à NW-SE,

- une schistosité de crénulation régulière à faible pendage W, parallèle aux plans axiaux de plis à axes subhorizontaux de direction N-S à NNE-SSW,

- un débit fruste N 130 à 150, 40 à 60 NE et des plis en chevrons N 150,25 NW.

Les caractères de ces structures sont comparables à ceux des "phases" II, III et IV du soubassement calcschisteux. Cependant, malgré une recherche attentive, je n'ai observé dans la matrice de la formation de la Punta Gardiol aucune structure pouvant être rapportée à la première phase synschisteuse décrite dans les chapitres précédents. En particulier, aucune trace de foliation antérieure aux plis et à la schistosité "II" n'est visible. Par souci d'homogénéité, nous continuerons toutefois à appeler ici "phase II" et "phase III" les deux épisodes de déformation liés à des schistosités pénétratives, mais il n'y a pas d'équivalent synschisteux de la phase I. L'absence d'une foliation I est responsable du caractère un peu particulier de la schistosité II dans ce secteur : il ne s'agit pas d'une schistosité de crénulation, comme ailleurs, mais d'une schistosité ardoisière ("de flux") très fine. D'autre part, l'absence d'une linéation d'étirement bien marquée semble également liée à l'absence de phase I synschisteuse : en effet, les blocs calcschisteux dispersés dans la matrice, déjà structurés lors de la phase I (c'est-à-dire probablement avant leur remaniement), présentent une linéation d'étirement réorientée lors des épisodes tectoniques ultérieurs.

III - DISCUSSION

1. Problèmes de sédimentation

On a signalé plus haut que l'allure chaotique ("wildflysch") de la formation de la Punta Gardiol était en grande partie d'origine sédimentaire. Cette formation possède en effet les caractères suivants :

- stratification irrégulière, voire absence de surfaces de stratification dans une matrice essentiellement schisteuse,
- hétérogénéité de dimension, de nature et de distribution des blocs,
- "dissociation" de certains blocs dans la matrice schisteuse.

Sans entrer dans des questions de terminologie qui sortiraient de notre propos, il faut souligner que ces caractères sont comparables à ceux des wildflyschs (KAUFMANN, 1886 ; TRÜMPY, 1960 ; C. CARON, 1966), des flyschs à lentilles (BADOUX, 1962 ; C. CARON, 1966), des schistes à blocs (KERCKHOVE, 1969), des olistostromes (FLORES, 1955 ; BENEVO, 1955, 1956). De telles formations sont interprétées comme le résultat de glissements sous-marins, souvent au front de nappes de charriage superficielles en mouvement.

2. Problèmes de tectonique

L'absence, dans la matrice de la formation de la Punta Gardiol, de structures rapportées à la phase I synschisteuse peut être expliquée de plusieurs manières.

- Ou bien cette formation, antérieure à la phase I, se trouvait, lors de la phase tectonique I, à un niveau structural où les déformations étaient moins intenses ou moins intimes que dans les calcschistes du soubassement actuel.
- Ou bien elle est postérieure à la phase I, et pratiquement en place sur un soubassement calcschisteux déjà tectonisé.
- Ou bien elle est postérieure à la phase I, mais allochtone et témoin d'une unité tectonique différente.

La deuxième hypothèse (parautochtonie relative d'une formation postérieure à la phase I) a ma préférence. En effet, l'existence de blocs déjà tectonisés, semble-t-il, lors de la phase I paraît exclure la première hypothèse. Au contraire, la coexistence d'éléments provenant de séries (de type "Sestriere" ou "Fraitève") très bien représentées dans le voisinage immédiat de la Punta Gardiol (et déjà juxtaposées avant la phase I, cf. chap. V) est en faveur de la deuxième hypothèse plutôt que de la troisième. De plus, les faciès "dissociés" sont mieux représentés près du contact calcschistes-formation, ce qui va dans le même sens.

De toute manière, la coupe très voisine de la Rocca d'Aiglière (fig. 45) montre l'allure du contact calcschistes-formation de la Punta Gardiol. Ce contact est déformé par des plis II, dans une zone de flanc normal III. Or, dans chacune des trois hypothèses ci-dessus, il est très probable que, juste avant la phase II, la formation de la Punta Gardiol surmontait les calcschistes. Ce critère de polarité nous indique un déversement vers le NE des plis II, résultat impossible à démontrer dans les secteurs déjà affectés par les plis I (cf. chap. V). Comme nous le reverrons (chap. XIV, XVI et XX), le secteur de la Punta Gardiol était probablement en position structurale relativement élevée avant et pendant la phase II, comme l'indiquent :

- la parautochtonie possible d'une formation sédimentaire postérieure à la phase I, ou bien la mise en place (post-phase I) d'une unité "superficielle",
- le métamorphisme faible de la matrice de la formation (absence, par exemple, de lawsonite ou de chloritoïde),

- la destruction rétro-morphique précoce des lawsonites "I" dans les calcschistes du soubassement.

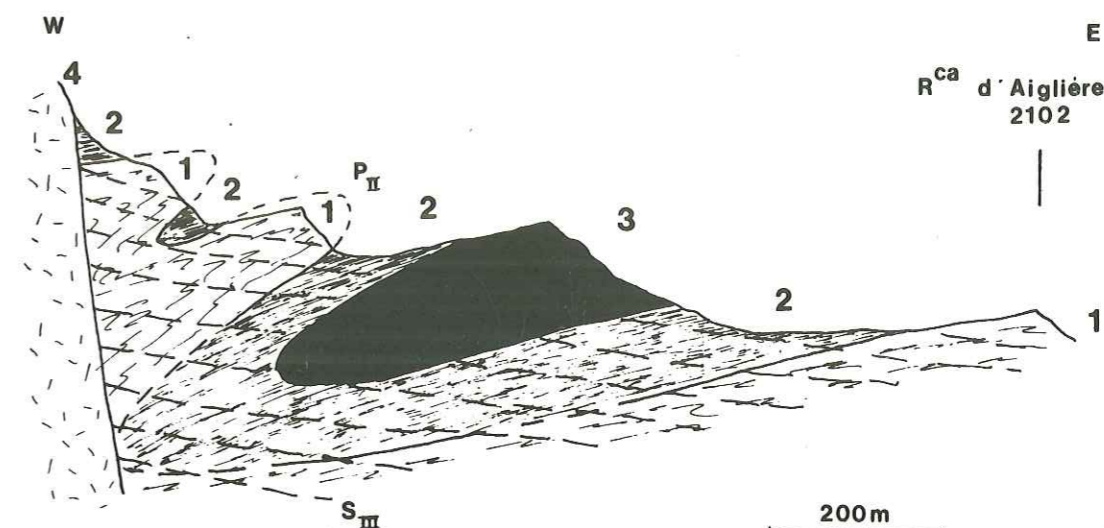


Fig. 45 - Coupe E-W schématique au niveau de la Rocca d'Aiglière, montrant l'allure des plis P_{II} majeurs

1 : calcschistes du soubassement ; 2 : formation de la Punta Gardiol (wildflysch) ; 3 : serpentinite ; 4 : dolomies triasiques (massif du Chaberton).

3. Comparaisons et implications

LEMOINE (1970) signale la formation de la Punta Gardiol (sans la nommer ni la décrire), et la compare à des affleurements de la même région attribués au complexe de base du flysch à Helminthoïdes (Crétacé supérieur) (CABY *et al.*, 1963). Effectivement, cette formation évoque moins le "monde" des Schistes lustrés que celui des flyschs actuellement en position plus externe. Malgré des recherches obstinées, je n'ai pas jusqu'ici d'arguments paléontologiques permettant de discuter ce problème. Il me semble par contre que les arguments structuraux présentés ci-dessus sont importants. Sans pousser trop avant la discussion, sur laquelle on reviendra plus loin, et en me limitant aux affleurements du secteur étudié, je signalerai simplement les points suivants :

- les schistes à blocs de la Punta Gardiol sont postérieurs à un Crétacé inférieur-moyen probable car ils contiennent en éléments tous les faciès des séries de type "Chabrière" ou "Inzecca", et notamment les calcaires gréseux à épontes silicifiées ("quartzites et calcaires") ;
- par comparaison avec les domaines voisins, un âge post-Eocène supérieur est invraisemblable ;
- cette formation de la Punta Gardiol est postérieure à la phase I synschisteuse et antérieure à la phase II synschisteuse.

On a ainsi une argumentation directe en faveur de l'existence, dans le domaine piémontais, d'une tectonique très importante entre le Crétacé moyen et l'Eocène supérieur. Cette tectonique précoce comprendrait notamment (chap. V) :

- a) la superposition antéschisteuse de séries postophiolitiques de type Chabrière sur des séries piémontaises infraprasinitiques ;
- b) des plis couchés synschisteux kilométriques (phase I) accompagnés d'un métamorphisme à lawsonite-glaucophane.

Chapitre VIII

CONCLUSIONS DE LA PREMIÈRE PARTIE :

RÉCAPITULATION PROVISOIRE DES PROBLÈMES

A l'aide des cinq exemples précédents, on a tenté de saisir et de suivre quelques fils conducteurs au sein des Schistes lustrés piémontais et corses. Cette démarche détermine une limite dans la fiabilité des résultats acquis, limite que le lecteur devra garder en mémoire dans les parties suivantes où de tels résultats serviront de base à des discussions plus générales. En effet, les conclusions lithostratigraphiques et tectoniques (et métamorphiques) sont interdépendantes ; il faut ainsi, comme c'est l'usage dans ce genre de zones orogéniques, résoudre une équation à deux (trois) inconnues. Il est donc nécessaire de faire des hypothèses, que l'on juge raisonnables, mais qui, il faut bien le souligner, sont en partie subjectives et dépendent de l'état des connaissances et des idées du moment.

Dans la mesure où les secteurs choisis sont représentatifs d'un plus grand volume de Schistes lustrés, on retiendra néanmoins les points suivants.

1. Il existe des séries supraophiolitiques remarquablement uniformes : séries de type "Chabrière" dans les Alpes occidentales, série de l'Inzecca en Corse. Comme nous le verrons (chap. XI), l'extension géographique actuelle de ces séries englobe aussi une partie de l'Apennin ligure.

2. D'autres séries, beaucoup plus disparates, mais qui ont entre elles un "air de famille", constituent l'essentiel de la région alpine étudiée et affleurent sur des surfaces beaucoup plus restreintes en Corse, au S du parallèle de Corte. Leur base, quand elle est présente, est comparable à des séries triasico-liasiques, telles que la série du Gondran, réputées provenir d'une partie externe du domaine piémontais. Les termes les plus élevés d'une partie de ces séries comportent des "roches vertes", qui pourraient représenter des témoins marginaux d'ophiolites.

3. En Corse aussi bien que dans les Alpes occidentales, la superposition tectonique de ces deux types de séries semble très précoce car, dans quelques secteurs privilégiés, le contact est antérieur à tous les plis analysés ou cartographiés.

4. Trois épisodes tectoniques principaux successifs (I, II et III), chacun étant plus ou moins composite, rendent compte aussi bien des plis d'échelle kilométrique que des structures mineures synschisteuses. Les structures précoces ont souvent tendance à être oblitérées, réorientées ou réactivées par les plus tardives, ce qui rend délicate la reconstitution de leurs caractères.

5. On a identifié une formation particulière de wildflysch, qui semble s'être déposée entre la première et la deuxième phase tectonique synschisteuse. L'existence de cette formation soulève toute une gamme de problèmes que nous aborderons plus loin. Sa présence fournit localement un critère de polarité tout à fait précieux, intermédiaire entre les phases I et II, et qui permet de préciser le sens de déversement de la phase II et l'orientation initiale des plis de la phase I.

6. Les différentes "phases tectoniques" synschisteuses sont accompagnées par la cristallisation ou la recristallisation de minéraux de métamorphisme. Dans certains secteurs, les minéraux associés à chacune des phases sont en partie différents et semblent témoigner de l'évolution des conditions thermodynamiques au cours du temps. Dans d'autres secteurs au contraire, un même "climat" métamorphique semble s'être maintenu pendant plusieurs "phases" tectoniques. Il est de plus délicat de comparer l'évolution métamorphique des ophiolites et celle des termes métasédimentaires. En effet, les premières "prennent" ici mal les déformations intimes, mais elles contiennent la plupart des assemblages minéralogiques caractéristiques décrits antérieurement. Au contraire, les microstructures abondent dans les métasédiments, mais, à part la lawsonite, les mêmes minéraux sont en général absents.

DEUXIEME PARTIE

LITHOSTRATIGRAPHIE

Une tentative de reconstitution lithostratigraphique et paléogéographique du domaine piémontais ressemble à un jeu de puzzle "au carré". En effet, il faut tout d'abord, dans des secteurs peu étendus, comparer entre elles de nombreuses coupes de détail au sein desquelles les transitions semblent graduelles, et ordonner les séquences partielles obtenues. C'est la première étape du puzzle, à la fin de laquelle on identifie un certain nombre de types de séries. Cette reconnaissance est d'autant plus fiable que l'on obtient des séries comparables dans des secteurs relativement distants les uns des autres.

La seconde étape du puzzle consiste à ordonner dans une paléogéographie les domaines d'où sont issues les différentes séries emmêlées par la tectonique. Cette seconde reconstitution est moins sûre que la première, faute de critère paléogéographique vraiment décisif. Une complication supplémentaire provient du fait suivant : les limites paléogéographiques ont évolué au cours du Secondaire, et il faut envisager un certain nombre de paléogéographies successives.

La démarche que nous adopterons au cours de la seconde partie est guidée par cette nécessité de synthèses étagées, et on traitera successivement les problèmes suivants :

1. Revue bibliographique succincte des apports successifs concernant la lithostratigraphie, afin de mieux cerner les problèmes posés (chap. IX).
2. Recensement de six types principaux de séries dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (chap. X).
3. Comparaison des séries reconnues entre elles, puis avec celles qui ont été décrites sur d'autres transversales alpines, afin de dater approximativement ces séries (chap. XI).
4. Recensement de cinq types principaux de séries dans les Schistes lustrés de Corse alpine, et comparaison avec les séries précédentes (chap. XII).

5. Tentative de synthèse paléogéographique au Jurassique (chap. XIII).

6. Amorce d'une discussion sur les rapports entre les Schistes lustrés piémontais et certains flyschs crétacés (chap. XIV).

7. Evolution du domaine piémontais du Trias au Crétacé (chap. XV).

Chapitre IX

ETAT DES CONNAISSANCES ET DES PROBLÈMES CONCERNANT LA LITHOSTRATIGRAPHIE DES SCHISTES LUSTRÉS PIÉMONTAIS

REVUE BIBLIOGRAPHIQUE SUCCINCTE

L'évolution des idées concernant la lithostratigraphie des Schistes lustrés piémontais est indissociable de l'histoire des conceptions stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques de l'ensemble des zones alpines internes. Cette histoire a été souvent détaillée, notamment par KILIAN et REVIL (1904), par ELLENBERGER (1958) et par MICHARD (1966-67). Aussi me contenterai-je d'en rappeler les principaux jalons lithostratigraphiques (1). Je dois ajouter que, à l'instar de tous ceux qui se sont replongés dans des publications vieilles souvent de plus d'un siècle, j'ai été émerveillé par la qualité et la quantité des observations accumulées par mes prédécesseurs, ainsi que par l'actualité de certains débats.

I - LES PRÉCURSEURS : DISCUSSIONS SUR L'ÂGE DES SCHISTES LUSTRÉS

En raison de la pauvreté en fossiles des Schistes lustrés, les datations proposées ont été établies essentiellement par comparaison avec d'autres régions. Les critères retenus étaient de deux types : pétrographiques et géométriques.

DE SAUSSURE (1779-1796), remarquant la recristallisation de ce qu'il décrivait comme des "schistes micacés calcaires", considérait les Schistes lustrés, ainsi que les autres formations des zones alpines internes, comme des "terrains primitifs", c'est-à-dire *précambriens*. Cette conception surgit à nouveau près d'un siècle plus tard chez les géologues de l'école italienne : pour GASTALDI (1871), la zone "*delle pietre verdi*" était faite de "terrains cristallins récents" assimilés à l' "Huronien" ; pour ZACCAGNA (1887), les Schistes lustrés étaient archéens.

(1) FRANCHI (1909) indiquait déjà qu'il ne pouvait donner une revue bibliographique exhaustive des articles traitant de la zone piémontaise.

En ce qui concerne la géométrie, les Alpes occidentales sont représentées pendant les deux premiers tiers du XIXe siècle, de manière trop simple, comme un vaste synclinorium dont les carbonates du Briançonnais actuel occupent le cœur. Les Schistes lustrés, décrits à tort comme des "schistes calcaréo-talqueux", représentent la symétrie supposée des calcschistes affleurant dans les zones dites actuellement "ultradauphinoise" et "valaisane". Ces deux ensembles reposent sur les micaschistes et les gneiss anciens du Grand Paradis, d'Ambin et de Dora-Maira à l'intérieur, et sur ceux des massifs cristallins externes à l'extérieur. Toute découverte de fossiles faite en Briançonnais ou dans les zones plus externes retentit donc immédiatement sur l'âge présumé des Schistes lustrés. C'est ainsi qu'en France, une querelle ayant pris naissance près de Moutiers, dans la vallée de l'Isère, retarda pendant un demi-siècle les progrès français dans la stratigraphie alpine. Voici le résumé de cette "pénible affaire de Petit-Coeur", plus détaillée dans les travaux de GAUDRY (1855) et d'ELLENBERGER (1958). En 1828, ELIE DE BEAUMONT a signalé à Petit-Coeur (en Tarentaise), des intercalations de grès et schistes à empreintes de plantes houillères, et de calcschistes à Bélemnites du Lias. Au lieu d'y reconnaître les effets de la tectonique, il y vit une contradiction entre la stratigraphie et la paléontologie, mettant en doute le principe même de datation des couches par des fossiles caractéristiques. Par continuité cartographique avec la région de Digne, ELIE DE BEAUMONT rapportait toutefois l'ensemble au Lias, et, par conséquent, les Schistes lustrés étaient considérés comme liasiques (ELIE DE BEAUMONT, 1871) ; cette conception était appuyée par les travaux de SISMONDA chargé du relevé géologique du tunnel du Fréjus côté italien. Mais à l'opposé, GRAS (1844, 1855) voyait dans les Schistes lustrés de "l'Anthracifère supérieur" (*Carbonifère supérieur*) en dépit de l'existence de niveaux à coquilles liasiques.

De ce fait, la stratigraphie des Alpes franco-italiennes prenait un sérieux retard sur celle des Alpes suisses où ESCHER et STUDER (1839), STUDER (1851-1853), puis HEIM (1891) signalaient des Bélemnites liasiques et des Encrines en de nombreux points, et notamment dans les Schistes lustrés valaisans. STUDER (1851-1853) donnait en outre une bonne description lithologique des Alpes cottiennes et insistait (1851-53 et Réunion extraordinaire de la Société géologique de France à Saint-Jean-de-Maurienne, 1861) sur l'extension géographique longitudinale de "schistes calcaréo-talqueux" (nos Schistes lustrés), et sur leurs analogies avec les "*Bindnerschiefer*" ou "*Graue Schiefer*" à Bélemnites.

En France, la géologie des Alpes internes faisait cependant de grands progrès, notamment sous l'impulsion de DE MORTILLET et de LORY. LORY (1860, 1873) arpenta obstinément la Vanoise et le NW des Alpes cottiennes. On lui doit le nom de "*Schistes lustrés*" et, ainsi qu'à DE MORTILLET (1872), l'interprétation fautive d'une observation importante : au Montgenèvre notamment, lors de la Réunion de la Société Géologique de France (1861), VALLET et HEBERT avaient ramassé en éboulis des lumachelles de "l'Infralias" (notre Rhétien-Hettangien), et des calcaires de type liasique à fragments d'Ammonites. Mais comme ces débris proviennent du revers du Chaberton, topographiquement élevé, massif, et alors rattaché au Briançonnais, on en déduisait trop rapidement que les Schistes lustrés affleurant en contrebas leur étaient sous-jacents et donc *triasiques* (les couches dont proviennent ces fossiles appartiennent en fait à la base d'une série à affinités piémontaises : la série du Gondran). C'est à cette interprétation que se ralliait M. BERTRAND (1894), après avoir adhéré momentanément aux idées de ZACCAGNA (Schistes lustrés précambriens, BERTRAND, 1889).

En Corse orientale, PARETO, qui rattachait au Jurassique une partie des calcschistes des Alpes maritimes (1846, 1861), attribuait les Schistes lustrés corses au Crétacé (1846), ce qui fut repris par TABARIES DE GRANDSAIGNES (1867). Puis HOLLANDE (1876, 1877), ayant trouvé de nombreux gisements fossilifères du Trias et du Lias dans des unités relativement élevées ou externes (Nebbio, Cima Pedani, col de San Quilico, environs de Corte), se fonda sur la même interprétation (trop simple) que celle de DE MORTILLET et de LORY dans les Alpes pour rapporter à l'*anté-Carbonifère* ou au *Carbonifère* les "Schistes luisants" sous-jacents. Il considérait cependant comme *éocène* une partie des Schistes lustrés affleurant à l'E de Venaco, en raison de leur situation géographique intermédiaire entre les affleurements nummulitiques datés de Balagne au N et de la région de Solenzara au S. C'est également la solution qu'adoptait, "faute de mieux", NENTIEN (1897) à la suite d'une étude détaillée du NE de la Corse, au cours de laquelle il insistait pourtant sur la ressemblance entre les Schistes lustrés à roches vertes de Corse et ceux du Haut-Queyras.

Cette analogie entre Schistes lustrés corses et Schistes lustrés piémontais venait d'ailleurs d'être proposée par HAUG (1896), qui, poursuivant plus loin les comparaisons, proposait un âge *liasique* pour ces Schistes lustrés déposés dans un géosynclinal interne, pendant du géosynclinal dauphinois externe.

A la fin du XIXe siècle, les conséquences désastreuses de "l'affaire de Petit-Coeur" étaient effacées, et le monde géologique était réceptif aux découvertes de gisements fossilifères qui allaient être faites dans les Alpes cottiennes. En même temps on acceptait qu'une bonne stratigraphie, appuyée sur des datations paléontologiques, soit un outil primordial pour débrouiller la tectonique et en particulier pour reconnaître les plis couchés et les superpositions anormales.

II - PREMIERS REPÈRES INCONTESÉS : CARTES GÉOLOGIQUES DÉTAILLÉES ET GISEMENTS FOSSILIFÈRES

Alors que les descriptions de Bivalves et d'Ammonites (DE MORTILLET, 1872), de Polypiers (GASTALDI, 1874), de Bivalves, de Gastéropodes et de Diplopores (PORTIS, 1889), de Radiolaires (PARONA, 1891) étaient restées sans conséquences, les découvertes de FRANCHI, venant à leur heure, allaient avoir un grand retentissement. Celui-ci, après avoir fait quelques campagnes dans les Alpes cottiennes septentrionales, puis dans les Alpes maritimes, s'attaqua en 1891 aux Alpes cottiennes méridionales. Alors que les Schistes lustrés étaient encore considérés comme précambriens par l'école italienne, FRANCHI trouva dans la région de Pradlèves, en Val Grana, des Gastéropodes et des Lamellibranches du Trias supérieur dans des dolomies formant la base des Schistes lustrés de ce secteur ; des calcaires situés un peu plus haut lui fournirent des Bélemnites et des Ariétidés du Lias (FRANCHI et DI-STEFANO, 1896). Il généralisa rapidement (FRANCHI, 1897, 1898, 1904, 1905) à l'ensemble de la zone piémontaise ce résultat : la "zona delle pietre verdi" est *triasico-liasique*, et non paléozoïque ou précambrienne. Dans les Alpes cottiennes septentrionales, FRANCHI (1910, 1911, 1912), se fondant sur les levés cartographiques de ZACCAGNA (1887) et de MATTIROLO (1894), trouva un certain nombre de gisements fossilifères du Norien, du Rhétien et du Lias inférieur dans le massif du Chaberton, dans celui du Gran Roc et dans la région de Bussoleno.

Les géologues chargés du lever des premières cartes géologiques détaillées des deux versants des Alpes cottiennes se rallièrent progressivement aux conclusions de FRANCHI : côté italien, l'équipe de l'Ufficio Geologico d'Italia, formée de MATTIROLO, NOVARESE, FRANCHI et STELLA ; côté français, KILIAN (KILIAN, 1898 ; KILIAN et ZÜRCHER, 1898) et TERMIER (KILIAN et TERMIER, 1901). A l'exception de ZACCAGNA (1901-1903) qui, tout en accumulant des observations précises et nombreuses, s'obstina à considérer les Schistes lustrés piémontais comme précambriens, on admit dès lors presque unanimement l'âge mésozoïque de ceux-ci.

Les controverses portèrent alors essentiellement sur les problèmes suivants.

- Dès 1898, FRANCHI avait supposé l'existence de *passages latéraux* entre le Trias dolomitique et certains Schistes lustrés ; HAUG (1905) fut pratiquement le seul à combattre cette idée.

- En dépit de la remise à l'honneur des découvertes de Radiolaires attribués au Jurassique supérieur par PARONA (1891), confirmées par SQUINABOL (1912), FRANCHI restait très réticent à voir dans les Schistes lustrés autre chose que du Trias et du Lias. Il s'opposa donc à une bonne partie des géologues français qui, tombant à la suite de TERMIER (TERMIER, 1901, 1902) dans l'excès inverse, envisageaient le dépôt dans le "géosynclinal piémontais" d'une *série compréhensive du Trias au Crétacé et même à l'Eocène*.

- En 1907, TERMIER, à la suite des synthèses élaborées par LUGEON (1901, 1902) sur les transversales des Alpes suisses, puis étendues à l'ensemble des Alpes occidentales par LUGEON et ARGAND (1905), modifia ses coupes de 1902 pour considérer les Schistes lustrés comme une *nappe de charriage autonome*. Cette interprétation se heurta à une vive opposition des italiens et notamment de FRANCHI (1911, 1926, 1929), opposition d'autant plus vigoureuse que TERMIER (1925) faisait passer des contacts anormaux majeurs au sein de séquences triasico-liasiques évidemment continues pour les cartographes italiens.

De cette époque (fin XIXe siècle, début du XXe) date la parution de la première édition dans les Alpes cottiennes des cartes italiennes au 100 000e et des cartes françaises au 80 000e. Les quelques

repères lithostratigraphiques figurés dans la masse des Schistes lustrés sont :

- les séquences triasico-liasiques fossilifères,
- quelques niveaux de microbrèches "liasiques",
- les principales masses de roches vertes (serpentinites, gabbros, diabases), dont l'association avec des radiolarites ou des calcaires avait été plusieurs fois notée ; les géologues italiens, à l'encontre de TERMIER qui y voyait les produits d'une métasomatose sous l'action de "colonnes filtrantes", soutenaient l'origine éruptive de ces roches vertes et avaient reconnu l'origine volcanique (coulées et tufs) des diabases.

En Corse, c'est seulement à partir de 1908 que MAURY, chargé du levé de l'essentiel de la Corse orientale, renonça à voir dans les Schistes lustrés des terrains antétriasiques (MAURY, 1905, 1906, 1907 ; SAVORNIN, 1906) et adopta simultanément, sous l'impulsion de TERMIER (TERMIER, 1907 ; TERMIER et MAURY, 1908), l'idée de grandes nappes de charriages en Corse, et l'âge mésozoïque des Schistes lustrés (MAURY, 1908, 1910). Ces conceptions sont reprises par HOLLANDE (1917).

III - TRAVAUX COMPLÉMENTAIRES

L'étude des Schistes lustrés fut ensuite progressivement délaissée, et les travaux qui s'y rapportent concernent essentiellement, soit la marge externe de la zone piémontaise, soit la pétrographie des roches vertes. Aucun nouveau repère lithostratigraphique ne fut mis en évidence de manière suivie dans les Schistes lustrés indifférenciés, malgré certaines tentatives dans la région de Briançon, pour distinguer les "vrais" Schistes lustrés de certains termes à allure de flysch (KILIAN et PUSSENOT, 1912 ; PUSSENOT, 1930).

Dans les Alpes cottiennes on mentionnera les travaux de MASINI (1929-30), de ROUTHIER (1944), de CONTI (1951, 1953).

En Corse, les thèses de l'équipe hollandaise dirigée par BROUWER et EGELER (BROUWER, 1957, 1960-62) qui concernent la feuille de Venaco au 50 000e sont celles de NETELBEEK (1951), RITSEMA (1952) et SPIJER (1955). COUTURIE (1965) propose une esquisse cartographique des Schistes lustrés du Tavignano.

IV - TRAVAUX RÉCENTS : UNE OU PLUSIEURS SÉRIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES SCHISTES LUSTRÉS ?

EN 1958, ELLENBERGER a individualisé en Vanoise une "série de la Grande Motte" où les calcschistes liasiques épais, insérés dans une série par ailleurs briançonnaise, annoncent certains faciès des Schistes lustrés.

Entre l'Arc et l'Ubaye, LEMOINE, reprenant le terrain d'étude de PUSSENOT (1930), a entrepris une révision systématique de la marge interne de la zone briançonnaise et de la marge externe de la zone piémontaise. Dans la zone piémontaise, en se fondant sur des coupes visibles à l'E de Briançon ainsi qu'en Haut-Cristillan, il proposa tout d'abord (1954, 1955, 1961) de réunir dans une seule série la séquence triasico-liasique fossilifère déjà connue, des calcschistes moins bien différenciés, et le triptyque marbres-radiolarites-roches vertes attribué au Malm-Néocomien.

Puis assez rapidement, LEMOINE (1959, 1961, 1963) envisagea que le gros des Schistes lustrés à ophiolites constitue une série distincte de la séquence triasico-liasique basale. LEMOINE et MICHARD (1963) proposent ainsi, par comparaison entre les coupes des Alpes cottiennes septentrionales et celles des Alpes cottiennes méridionales, l'alternative suivante :

- ou bien une série stratigraphique piémontaise unique aurait été clivée tectoniquement de telle manière qu'un ensemble ophiolitifère néojurassique et éocrétacé ait été disjoint de l'ensemble basal triasico-liasique ;

- ou bien les deux ensembles auraient constitué dès l'origine deux séries différentes, déposées dans deux bassins distincts (respectivement piémontais interne et piémontais externe) situés en gros de part et d'autre de l'actuel massif Dora-Maira.

A partir de cette double possibilité, qu'évoque également CABY (1964) dans la région de Bardonnèche, LEMOINE et MICHARD vont ensuite évoluer chacun vers l'une des interprétations possibles. Signalons toutefois qu'à peu près au même moment, DELCEY et MEUNIER (DELCEY *et al.*, 1965 ; DELCEY et MEUNIER, 1966) proposaient de rapporter les Schistes lustrés de Corse nord-orientale à une seule série déposée sur un soubassement de gneiss permien et continue jusqu'à des prasinites néojurassiques (et peut-être plus haut), mais peu épaisse (200 à 300 m) et donc différente des séries piémontaises envisagées par LEMOINE et MICHARD.

En 1964 (MICHARD et STURANI), puis en 1966-67 à l'occasion de sa thèse, MICHARD opte explicitement pour l'attribution des Schistes lustrés piémontais à un seul type de série lithostratigraphique. Cette série comprendrait de bas en haut, sur une croûte sialique, du Trias moyen-supérieur dolomitique, des calcaires et calcschistes liasiques, des schistes du Dogger-Malm, des ophiolites (serpentinites, gabbros, basaltes) intercalées dans des calcaires du Malm-Néocomien, des quartzo-phylades du Crétacé inférieur à moyen. L'ensemble de ces Schistes lustrés se serait déposé dans un sillon unique : le "sillon du Cuneese", plus interne que la "ride cottienne" qui, terre émergée ou haut-fond pendant tout le Secondaire, correspondrait à peu près à la zone d'Acceglio actuelle et peut-être même au massif Dora-Maira.

LEMOINE lui, en liaison avec HACCARD (HACCARD et LEMOINE, 1970) et avec les pétrographes genevois (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970), propose une solution toute différente (LEMOINE, 1970, 1971). Il distingue plusieurs types de séries.

- La série du Gondran, triasico-liasique, fossilifère, déposée sur un substratum sialique, et dont les termes post-liasiques éventuels sont inconnus.

- La série de Chabrière, néojurassique-éocrétacée, dont le soubassement ophiolitique pourrait représenter un fond océanique néoformé en position paléogéographique interne ; cette interprétation des ophiolites cadre mieux que la précédente avec les conceptions nouvelles sur les fonds océaniques dans le cadre de la "tectonique des plaques".

- D'autres séries possibles, encore pratiquement inconnues.

L'interprétation de LEMOINE est renforcée dans la mesure où, au même moment mais indépendamment, G. ELTER (1971) arrivait aux mêmes idées en Val d'Aoste. Pour celui-ci, l'essentiel de la zone piémontaise est fait de "vrais" Schistes lustrés, post-ophiolitiques, distincts de "faux" Schistes lustrés liasiques d'origine paléogéographique plus externe.

En 1970, au moment où je commençais ce travail, on pouvait rechercher, dans la masse jusqu'alors indifférenciée des Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales, des niveaux repères et des séquences probablement attribuables à plusieurs types de séries lithostratigraphiques.

Chapitre X

PRINCIPAUX TYPES DE SÉRIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES SCHISTES LUSTRÉS DES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES

INTRODUCTION

Ainsi que nous venons de le voir, les Schistes lustrés ont souvent été considérés comme monotones par les géologues qui parcouraient trop rapidement nos régions. En fait, dès que l'on observe attentivement les affleurements, on est stupéfait de la diversité des formations. En cultivant le paradoxe, on serait tenté sur la carte de mettre une couleur par affleurement. Une bonne part des différences de détail est due à des degrés inégaux de recristallisation métamorphique ou de déformation, ou encore à des différences de patine suivant l'altitude ou l'exposition. En essayant de faire abstraction de ces causes de variations, il est possible de distinguer des faciès "sédimentaires" différents. Dans un secteur déterminé, la comparaison d'un certain nombre de séquences partielles, où les transitions semblent progressives entre des termes juxtaposés, permet, dans les cas favorables, de reconstituer une "série" lithostratigraphique plus ou moins complète. C'est notamment ce qu'on a tenté de montrer dans les exemples de la 1ère partie. Les multiples séries ainsi reconstituées diffèrent les unes des autres par des détails (par exemple épaisseur approximative de l'un ou l'autre niveau) ou bien par des caractères plus importants (par exemple présence ou absence de roches vertes, ou encore série infraprasinitique ou supraophiolitique). On peut donc, au prix de certaines simplifications, tenter de regrouper les séries en quelques types principaux.

L'objet de ce chapitre est une revue sommaire des différents types de séries, afin de dégager les caractères essentiels de chacun de ces types. On commencera par les deux séries reconnues par LEMOINE (série de Chabrière et série du Gondran) qui affleurent dans les secteurs externes (occidentaux) de la région étudiée. On distinguera ensuite d'autres types de séries, en les décrivant dans l'ordre de leur succession géographique actuelle, des secteurs les plus externes vers les secteurs les plus internes. Pour cela, on s'aidera de la carte schématique de répartition des types de séries lithostratigraphiques dans les Alpes cottiennes septentrionales (fig. I hors-texte). Cette esquisse est nécessairement sommaire, car la région, assez vaste, n'a pas été levée partout en détail. De plus, les limites entre types de séries sont en général très simplifiées, en raison des multiples replis qui les affectent (voir par exemple chap. V), du recouvrement quaternaire, et de la difficulté que l'on peut avoir à placer précisément cette limite en l'absence de "faciès" caractéristiques, ou en présence de transitions entre deux types de séries.

I - SÉRIES DE TYPE "CHABRIÈRE"

Il s'agit de séries supraophiolitiques dont la polarité est donnée par la section caractéristique des laves en coussins.

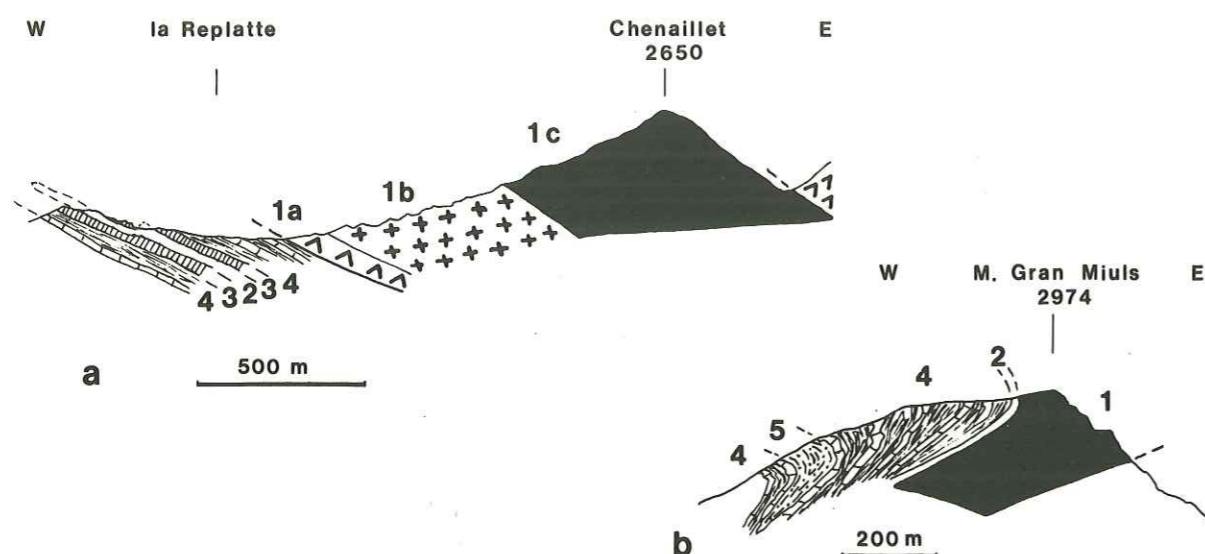


Fig. 46 - Coupes dans des séries de type "Chabrière"

- a) W du Chenaillet
b) Monte Gran Miuls

1 : roches vertes (1a : serpentinites, 1b : gabbros, 1c : laves) ; 2 : radiolarites ; 3 : calcaires marmoréens ; 4 : "formation de la Replatte" ; 5 : calcschistes à brèches rouges.

1. Localisation de quelques coupes

a) LEMOINE (1970, 1971) a montré le caractère composite de la coupe classique du *Gondran au Chenaillet*, à l'E de Briançon. La partie orientale de celle-ci, distincte de la "série du Gondran", est notamment faite de termes métasédimentaires, puis d'ophiolites (fig. 46a), rapportées à la "série de Chabrière" (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970).

b) A l'occasion du chapitre V, nous avons déjà indiqué que la "série du Fraitève" (fig. 27) est en tout point comparable à la série de Chabrière, surtout si l'on tient compte des roches vertes du *Monte Cruzeau* et de leur suite stratigraphique.

c) Une troisième bonne coupe (fig. 46b) est observable au sommet du *Monte Gran Miuls*, dans le massif du Monte Albergian, au S du Chisone. Cette coupe permet de constater combien les différents termes d'une série de type Chabrière sont encore typiques et identifiables dans une région relativement plus interne que celle des coupes précédentes, et en dépit d'une "oblitération" tectonique et métamorphique plus poussée.

2. Description (fig. 27 et fig. III hors-texte)

a) Ophiolites

Les serpentinites, en masses dans l'ensemble peu importantes, représentent d'anciennes péridotites dont la texture originelle n'a pas toujours été identifiée. Les euphotides (gabbro à diallage)

sont rubanées ou hétérogènes (PUSZTASZERI, 1969), et présentent souvent une texture foliée ("flaser-gabbro"), marque de déformations au moins en partie anté-alpines (cf. chap. XI). Les termes effusifs consistent en des laves en coussins (pillow-lavas), des brèches de coussins, et des hyaloclastites (accumulation de fragments de croûtes vitreuses des coussins). Des filons de diabases recoupent les gabbros et une partie des coulées de laves en coussins.

b) Radiolarites

Des jaspes rouges forment le ciment des brèches de coussins au Monte Cruzeau, puis acquièrent un développement notable: Dans la coupe Gondran-Chenaillet (fig. 46a), des jaspes rouges puis verts, déconnectés des masses principales de roches vertes, forment une double lame (pli isoclinal) enserrant une pincée de serpentinite et de marbres ophicalcitiques. Des sections de Radiolaires recristallisées en quartz sont reconnaissables tant au M. Cruzeau (PARONA, 1891) que dans la coupe Gondran-Chenaillet (CAYEUX, 1929). C'est sur la foi des Radiolaires du Mte Cruzeau que PARONA avait proposé un âge jurassique pour les jaspes. Mais malheureusement, le même PARONA (PARONA et ROVERETO, 1895) avait, toujours grâce aux Radiolaires, attribué un âge permien aux jaspes de Montenotte (Alpes ligures), qui occupent pourtant une position lithostratigraphique identique à celle des radiolarites du Mte Cruzeau (HACCARD et LEMOINE, 1970 ; LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970). En fait, dans la région du Montgenèvre, l'âge jurassique supérieur des faunes de Radiolaires a été confirmé de manière certaine par SQUINABOL (1912).

Dans la coupe du Monte Gran Miuls, on observe, juste au contact des prasinites, des quartzites à grain fin, bleu-noir, roses, ou blancs, riches en amphibole bleue et pyroxène aegyrinique, qui évoquent tout à fait les radiolarites précédentes.

c) Calcaires marmoréens

Dans la coupe Gondran-Chenaillet, et probablement aussi au Mte Fraitève, les jaspes verts passent progressivement (par alternance) à des calcaires marmoréens blancs, en dalles épaisses de 5 à 10 cm, à enduits siliceux verts et à interlits de schistes siliceux verts.

d) Formation de la Replatte

La "formation de la Replatte", qui fait suite aux calcaires marmoréens, est certainement la plus caractéristique de la "série de Chabrière". Son nom lui vient précisément des affleurements de la coupe Gondran-Chenaillet (LEMOINE, 1970). Il s'agit d'une alternance de schistes siliceux noirs, à patine mordorée, soyeux, à grain très fin, et de calcaires sombres à trame rousse. La trame consiste en une fine résille silico-ferrugineuse qui emprisonne des bourgeons millimétriques de calcite noire, ce qui les avait fait prendre pour des calcaires oolitiques par FRANCHI (1911, 1912) ; elle devient plus dense vers les épontes où elle passe insensiblement à un cortex siliceux luisant et craquelé, qui reste en relief aux bords des bancs calcaires. Comme on le verra au chapitre suivant, cette formation ressemble beaucoup aux "argiles à Polombini" de l'Apennin ligure.

Les schistes sont nettement plus abondants que les calcaires, et l'ensemble de la formation, peu cohérent, correspond en général à des zones à morphologie molle (replats herbeux ou vires). La base est d'habitude à dominante nettement schisteuse, sur 2 à 10 m ; puis apparaissent de gros bancs calcaires (0,5 à 2 m d'épaisseur) ; la taille des bancs calcaires diminue ensuite, et il apparaît des lits siliceux (gréseux ?), ce qui marque la transition vers la "formation de Roche Noire".

Il est important de noter que, même dans les zones nettement affectées par les déformations et les recristallisations intimes (M. Gran Miuls), cette "formation de la Replatte" reste toujours bien reconnaissable :

- la distinction entre schistes fins et calcaires est toujours possible, et il n'apparaît pas de calcschistes ;
- la trame des calcaires se transforme en un ensemble de filets quartzo-phylliteux mordorés anastomosés, tel que par places l'identité avec la "trame rousse" ne fait aucun doute ;
- les filets quartzo-phylliteux deviennent progressivement continus vers les épontes et passent à un cortex recristallisé en quartz, micas blancs, chlorites et oxychlorites.

e) Formation de Roche Noire

Au Monte Fraitève la "formation de la Replatte" passe progressivement à la "formation de Roche Noire", absente de la coupe Gondran-Chenaillet, et décrite en Queyras par TRICART (1973, 1974). Il s'agit de schistes noirs luisants, fissiles, comparables à ceux de la "formation de la Replatte" d'où les bancs calcaires ont disparu, et dans lesquels apparaissent des lits siliceux colorés en brun par un carbonate de fer ("grès capucins" de TRICART). Je n'ai pas observé, dans la région étudiée, d'intercalations de brèches à éléments diabasiques comme en signale TRICART.

3. Caractères distinctifs

Les points suivants permettent, dans notre région, de caractériser les séries de type Chabrière (l'énumération est faite dans un ordre de "valeur" décroissante des critères).

- Séries supraophiolitiques, la polarité étant indiquée par la forme des laves en coussins.
- Roches vertes abondantes et variées, avec notamment un volume important de péridotites serpentinisées et de gabbros.
- Présence de radiolarites franches.
- Série dans l'ensemble faiblement carbonatée.

L'épaisseur de l'ensemble des termes sédimentaires pouvait être de l'ordre de 100 à 200 m (1).

4. Extension (fig. I hors-texte)

Les séries de type Chabrière indentifiées de manière certaine constituent les affleurements suivants.

- Massif ophiolitique du Chenaillet, coïncé entre deux failles WSW-ENE à l'E de Briançon, et les termes sédimentaires qui lui sont associés, sur la crête qui part du Chenaillet vers le Gondran; dans le vallon de Gimont, au S de Clavière; au S de Cesana Torinese; dans la région des cols Bousson et Chabaud, sur la crête frontière au SE du Chenaillet.

- Région du Monte Cruzeau - Monte Fraitève - Sauze d'Oulx, où une lanière très replissée (chap. V) des termes sédimentaires de la série de Chabrière joint le massif ophiolitique du Monte Cruzeau aux lentilles diabasiques et serpentineuses de Sauze d'Oulx. On peut y rattacher des lanières de faible extension dans le versant gauche de la Doire Ripaire, en face du Monte Fraitève et de Sauze d'Oulx; celles-ci affleurent souvent mal, au niveau de replats herbus.

- Semis d'affleurements de petites dimensions posés, à l'W de la région étudiée, sur la série du Gondran et recensés par M. LEMOINE (1970); Chalvet, au N de Montgenèvre; cime de la Charvie et col de Prafauchier, dans le massif du Pic de Rochebrune.

- Vallée du Guil, entre Château-Queyras et le carrefour de la route du col d'Izoard, où les quelques lentilles de roches vertes cartographiées sur la feuille de Guillestre au 50 000e, et coïncées entre les "Schistes lustrés" et les "écaillés intermédiaires", sont associées à des radiolarites, des calcaires marmoréens et des schistes et calcaires à trame rousse inégalement laminés.

- Sommet et revers occidental du M. Gran Miuls; là aussi, les termes sédimentaires sont imbriqués tectoniquement avec d'autres séries.

D'autres affleurements de roches vertes posent un problème. Les lentilles de serpentinites et de diabases massives ou en coussins du col de Péas (E du Pic de Rochebrune) sont très probablement étrangères aux séries de type "Crèche-Meyriès" (chap. III et § III ci-dessous) qui constituent l'essentiel de leur environnement. Je n'ai pas pu y identifier de termes métasédimentaires caractéristi-

(1) L'épaisseur des séries, compte tenu des variations sédimentaires originelles, des replis, des cisaillements, des étirements, ... est extrêmement difficile à évaluer. Les chiffres proposés ici indiquent seulement un ordre de grandeur plausible.

ques de la série de Chabrière. Il reste éventuellement un argument structural, dans la mesure où les roches vertes du col de Péas occupent une position en synforme analogue aux synformes de Roche Noire et du Pic Marcel, en Haut-Cristillan (TRICART, 1973, 1974). Mais le problème de l'attribution des roches vertes du col de Péas reste ouvert.

De la même manière, il est possible mais non certain que les importantes masses ophiolitiques à serpentinites, gabbros et diabases de l'E de la région étudiée aient supporté des séries de type Chabrière. Mais nulle part dans le massif de Rocciavre ni dans la bande qui prolonge vers le N le massif du M. Viso en haut Val Pellice et en haut Val Germanasca, je n'ai pu identifier à coup sûr de telles séries.

Enfin, il faut mettre à part les divers faciès de séries de type Chabrière qui, au revers oriental du massif du Chaberton, constituent des blocs de taille variable dans la "formation de la Pta Gardiol".

II - SÉRIE DU GONDRA

Il revient à LEMOINE d'avoir étudié en détail la bande d'affleurements triasico-liasiques qui sépare, entre Maurienne et Ubaye, le pays briançonnais des "Schistes lustrés" proprement dits. De ces recherches, menées avec une minutie extrême et un acharnement exemplaire, est née progressivement la "série du Gondran". La synthèse de toutes ces observations est donnée dans un manuscrit malheureusement inédit (LEMOINE, 1970). N'ayant moi-même effectué que quelques courses de comparaison dans les coupes décrites en grand détail par cet auteur, je me bornerai à résumer un certain nombre de résultats indispensables pour la compréhension de séries plus internes.

1. Localisation de quelques coupes

a) FRANCHI (1910) avait déjà souligné l'intérêt du *synclinal du Chaberton* (fig. 47a) en ce qui concerne le passage du Trias au Lias. Le Norien affleure bien au bord de la route descendant sur le versant italien de Montgenèvre vers Cesana Torinese. Le Rhétien et le Lias sont mieux observables plus au N, au niveau du col du Chaberton, accessible depuis la vallée de la Doire au niveau de Fenils. L'existence de nombreux et spectaculaires replis rend toutefois délicat le lever d'une coupe détaillée.

b) La coupe du *Gondran* (fig. 47b) proprement dite est facilement accessible par la route à partir de Montgenèvre. La série du Gondran typique est insérée entre une unité briançonnaise à l'W et les "schistes noirs" du Gondran, au niveau du sommet du Gondran, à l'E.

c) De nombreuses coupes sont visibles dans la chaîne du *Pic de Rochebrune*, sur la crête qui descend au N de celui-ci vers la Turge de Peyron et vers le Lasseron (fig. 47c).

d) Au S du col d'Izoard, l'*unité d'Arvieux* est constituée de terrains de type Gondran isolés en synclinal au sein d'unités briançonnaises (fig. 47d). Les meilleures coupes sont visibles dans les ravins qui entaillent le série renversée du flanc W.

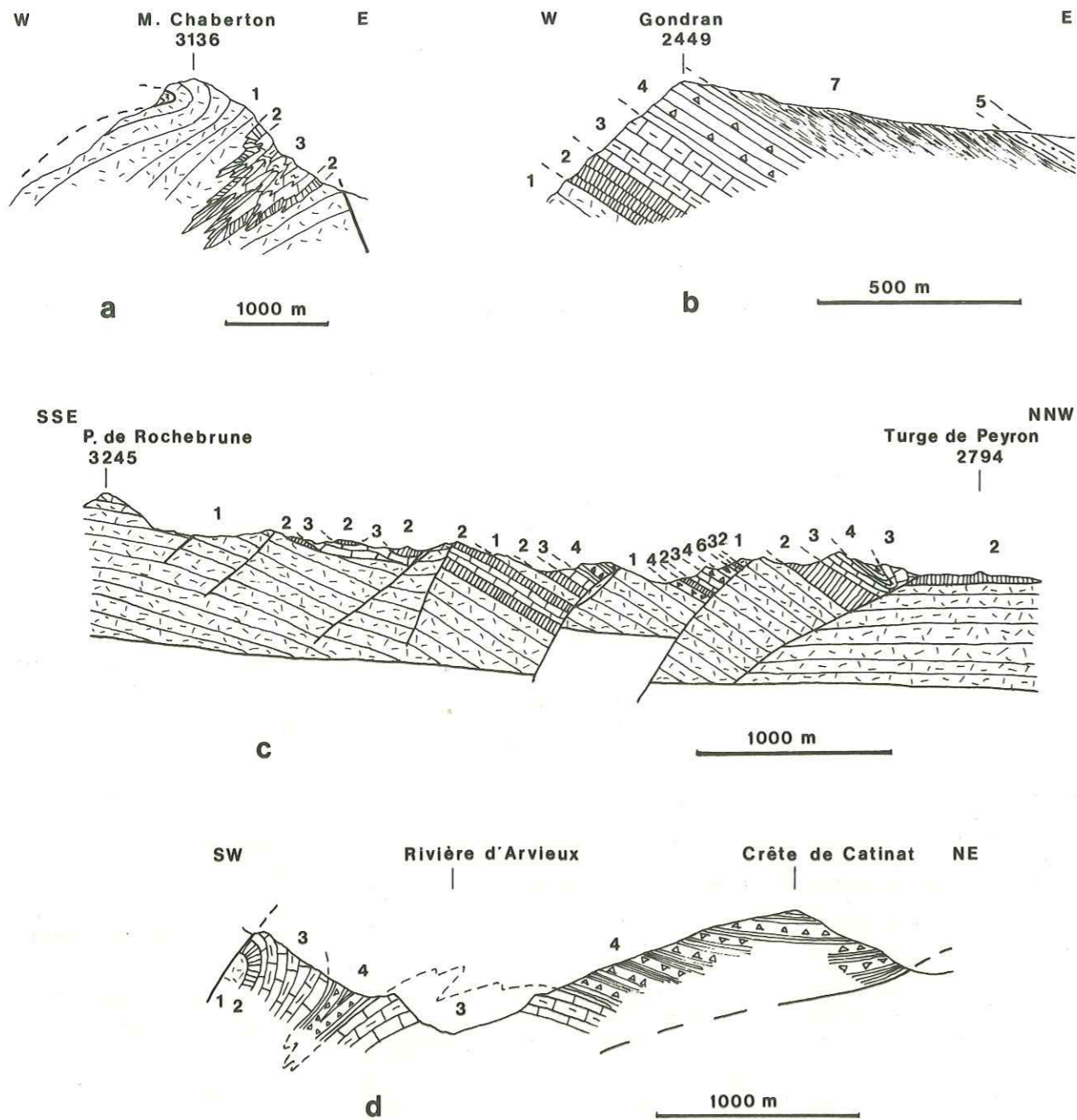


Fig. 47 - Coupes dans la série du Gondran

- a) Synclinal du Chaberton, d'après FRANCHI (1910)
- b) Gondran, d'après LEMOINE (1970)
- c) Crête N du massif de Rochebrune, d'après LEMOINE (1970)
- d) Unité d'Arvioux, d'après LEMOINE (1970)

1 : dolomies noriennes ; 2 : Rhétien-Hettangien ; 3 : Lias "prépiémontais" ; 4 : "formation détritique rousse" ; 5 : calcaires plaquetés microbréchiques ; 6 : prasinites, jaspes verts et calcaires marmoréens ; 7 : "schistes noirs du Gondran".

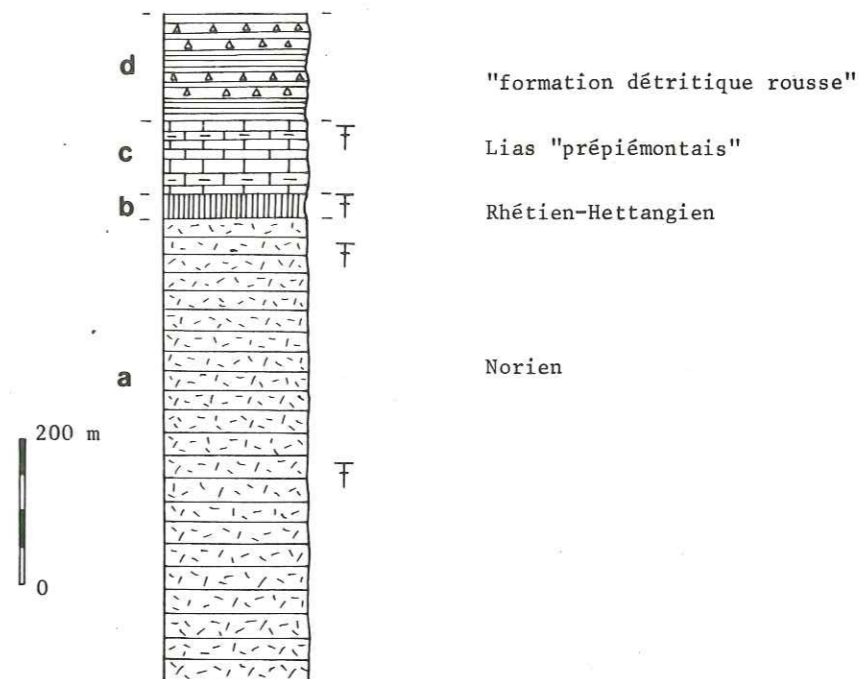


Fig. 48 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série du Gondran

2. Description (fig. 48)

a) Trias

La base de la série du Gondran est faite de 600 à 800 m de dolomies décollées ou cisailées à leur base. MEGARD-GALLI (1974) en a effectué une analyse stratigraphique et sédimentologique détaillée, notamment dans le massif du Chaberton, et dans la montagne du Lasseron, extrémité septentrionale de la chaîne de Rochebrune. Elle a montré, sur la foi de Gastéropodes, Lamellibranches, Foraminifères et Dasycladacées, l'âge norien de l'ensemble des dolomies, dont le sommet seul avait été daté par FRANCHI (1910). Elle y a distingué plusieurs ensembles lithologiques superposés, caractérisés à la base par des dépôts infratidaux de faible profondeur à tendance euxinique, et au sommet par des dépôts intertidaux et supratidaux.

b) Rhétien (et Hettangien ?) (30 à 50 m)

La transition entre le Trias dolomitique et le Lias inférieur calcaire et calcschisteux (FRANCHI, 1910) est faite d'une alternance de lits décimétriques à métriques de dolomies à patine jaune rappelant les derniers bancs du Norien, de schistes noirs et de calcaires sombres lumachelliques ou spathiques. On y trouve des Lamellibranches, et des Brachiopodes qui attestent l'existence du Rhétien. Des polypiers branchus sont présents dans des bancs de calcaires noirs et peuvent même participer à la formation de "récifs", comme celui qui forme le chapeau calcaire de la Turge de Peyron, au N de la chaîne de Rochebrune. L'Hettangien y est probable, si l'exemplaire de *Schlotheimia angulata* découvert dans le synclinal du Chaberton (KILIAN, 1909) provient bien de ce niveau. L'ensemble de cette formation est généralement terminé par un gros banc (2 à 10 m) de calcaire massif gris.

c) Lias en plaquettes, ou Lias à faciès "prépiémontais" (1) (100 à 150 m)

Il s'agit d'un ensemble massif en grand, essentiellement calcaire, lité, où alternent des cal-

(1) Le terme de Lias prépiémontais est source d'ambiguïté. Bien que l'adjectif "prépiémontais" ait été adopté conjointement par ELLENBERGER et LEMOINE (1955), LEMOINE (1970) l'applique par la suite explicitement à un ensemble de "calcaires gris et de calcschistes" situés pour l'essentiel sous un niveau à *Amioceras*, et donc sinémurien *s. lat.*, ELLENBERGER (1958, p. 272 et 274) l'emploie pour "de puissantes masses de calcaires schisteux, phylliteux et siliceux", situées au-dessus du niveau sinémurien à *Amioceras*, et d'âge Lias moyen-supérieur probable. Ce ne sont pas les fossiles que j'ai trouvés qui permettront de trancher cette alternative, mais nous verrons (chap. XI) qu'il surgit là un problème lorsque l'on cherche à comparer entre elles les séries à affinités piémontaises.

caires sombres à patine gris-beige clair et des calcaires plaquetés plus siliceux (débit en "piles d'assiettes"), voire des calcschistes, gris clair à patine rousse. La silice peut se rassembler en zones centimétriques blanches zébrant le calcaire et évoquant des cherts.

On y trouve des Bélemnites indéterminables. Dans le massif du Grand Chalvet, à l'W du Chaberton, quelques *Amioceras* récoltés en éboulis proviendraient du tiers supérieur de cette formation, qui correspondrait ainsi approximativement au Sinémurien (s.l.).

d) *Formation détritique rousse* (de l'ordre de 150 m)

Au Lias en plaquettes succède une formation plus rousse et plus tendre dans le paysage. Celle-ci est faite de calcaires, calcschistes et schistes où s'individualisent des bancs (environ 30 cm) de brèches et de microbrèches à patine jaune-roux et à éléments dolomitiques (Trias) et calcaires (Lias) granoclassés. En s'élevant dans la formation, des calcschistes roux à débit confus prédominent, et le matériel détritique devient plus riche en quartz (micro- à "crypto"-brèches grésomica-cées).

En l'absence de fossiles, LEMOINE (1970) envisage comme raisonnable un âge liasique moyen, peut-être aussi liasique supérieur et éventuellement dogger.

3. Caractères distinctifs

Dans toutes les coupes typiques mentionnées, "la succession dont nous pouvons être certains qu'elle est bien stratigraphique s'arrête là, c'est-à-dire que nous ne connaissons pas de terme stratigraphique qui représenterait en toute certitude la suite de la séquence" (LEMOINE, 1970, p. 61). En effet, les coupes interrompues à des niveaux variés de la série du Gondran se poursuivent, soit par la même série de polarité opposée au-delà du cœur d'un pli (synclinal du Chaberton, unité d'Arvieux), soit par la série de Chabrière, de polarité souvent inverse de celle de la série du Gondran (compartiments du col de Prafauchier et de la cime de la Charvie, dans la chaîne de Rochebrune), soit encore par une formation schisteuse évoquant le complexe de base du flysch à Helminthoïdes (schistes noirs du Gondran).

Les séquences de la série du Gondran ont en commun les caractères suivants.

- La série est triasico-liasique, et fossilifère au moins au niveau du Rhétien.
- La série est essentiellement carbonatée, homogène en grand ; elle se limite aux quatre termes décrits (Norien dolomitique, Rhétien-Hettangien (?), Lias "prépiémontais", "formation détritique rousse"), à l'exclusion de tout faisceau calcaire supplémentaire et de toute "dominante" de schistes quartzeux noirs bien développée.
- Les différents termes ont une puissance comparable d'une coupe à l'autre et les brèches n'apparaissent qu'assez haut dans la série, au niveau de la "formation détritique rousse".

Ces précisions me semblent importantes dans la mesure où nous recenserons des types de séries dont la base présente des affinités avec la série du Gondran. En laissant en suspens le problème du devenir de la série et de la "zone" du Gondran, je propose de ne considérer comme représentant la série du Gondran que les séries possédant les caractères énumérés ci-dessus, c'est-à-dire de réduire la série du Gondran à sa définition la plus stricte.

4. Extension (fig. I hors-texte)

Définie de cette manière, la série du Gondran comprend des affleurements localisés à la marge externe de la zone étudiée, en position intermédiaire entre la masse des Schistes lustrés et le Briançonnais, où ont été choisies les coupes-types :

- dans le massif du Chaberton et dans son prolongement occidental, le massif Chalvet-Fournéous,
- dans le massif du Gondran, à l'E de Briançon,

- dans la chaîne de Rochebrune,
- dans l'unité d'Arvieux.

Les unités que cette série constitue sont en contact à l'W (ou même de toutes parts) avec le Briançonnais classique ou bien avec des "écaillés intermédiaires" apparentées à la zone ultra-briançonnaise d'Acceglio.

III - SÉRIES DE TYPE "CRÈCHE-MEYRIÈS"

L'essentiel des observations qui ont conduit à mettre en évidence des séries de type "Crèche-Meyriès" a été exposé aux chapitres III et V. Nous en résumons ici les principaux résultats, suivant le plan adopté pour les autres séries.

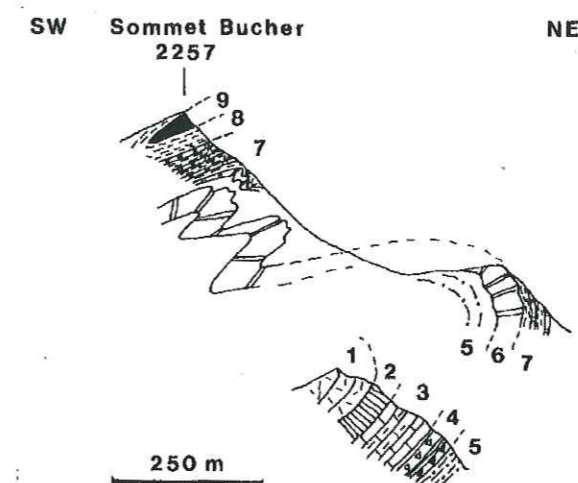


Fig. 49 - Coupes dans une série de type Crèche-Meyriès au niveau du sommet Bucher

1 : Trias dolomitique ; 2 : Rhétien-Hettangien ; 3 : Lias "prépiémontais" ; 4 : "formation détritico-rousse" ; 5 : calcschistes siliceux roux ; 6 : calcschistes et calcaires blonds ; 7 : calcaires et schistes ; 8 : schistes noirs ; 9 : prasinites.

1. Localisation de quelques coupes

a) La série *Crèche-Meyriès* a été reconstituée (chap. III) essentiellement à partir de deux coupes : celle que fournit la crête SW-NE joignant la Croix de la Crèche au Pic de l'Agrenier, au N de Château-Queyras (fig. 9) et la coupe des terrains immédiatement voisins du petit affleurement de prasinites situé à l'E de Meyriès.

b) En rive gauche du Guil, en face du secteur Crèche-Meyriès, le versant nord-oriental du sommet *Bucher* fournit une coupe comparable, depuis le Trias dolomitique jusqu'à des prasinites (fig. 49).

c) A l'occasion du chapitre V, nous avons comparé au sommet de la série Crèche-Meyriès la série

de Sestriere, reconstituée à partir d'un certain nombre de séquences partielles dans le secteur du Mte Fraitève (fig. 25).

2. Description (fig. 10, 26, et III hors-texte)

a) Trias

Des dolomies très probablement noriennes constituent la base stratigraphique de la série, aussi bien au SW de la Croix de la Crèche qu'au N du sommet Bucher.

b) Rhétien (et Hettangien ?)

On observe ensuite une alternance de dolomies, de calcaires noirs spathiques, de calcschistes gris et de schistes noirs, parfois terminée par un banc massif de calcaire gris. Cet ensemble a indiscutablement, par comparaison avec la série du Gondran, un cachet Rhétien-(Hettangien ?). Mais on a déjà signalé (chap. III) que des variations latérales rapides étaient fréquentes à divers niveaux, et que des brèches à éléments dolomitiques et, plus rarement, calcaires, pouvaient y être bien développées, ce qui constitue déjà une différence par rapport au Rhétien-Hettangien du Gondran.

c) Lias "prépiémontais"

Une alternance de calcaires à grain fin, gris ou noirs, parfois à zones siliceuses, de calcaires gréseux à patine rousse et de calcschistes est identique aux plaquettes alternées constituant le Lias "prépiémontais" (au sens de LEMOINE) par exemple dans la coupe du Gondran.

d) "Formation détritique rousse"

Des lits de microbrèches granoclassées à éléments dolomitiques et calcaires se développent progressivement, en alternance avec des calcaires gris et des calcschistes roux, et confèrent une teinte plus rousse aux affleurements de ce niveau.

e) Calcschistes siliceux roux

Les faciès s'homogénéisent, et on passe à des calcschistes roux, dont le débit, d'abord encore plaqué, devient progressivement plus confus au fur et à mesure que la part des phyllites augmente. On décèle toujours des indices de microbrèches, où des grains de quartz se mêlent aux granules dolomitiques.

f) Calcschistes et calcaires blonds

La vire dessinée par les calcschistes très phylliteux du sommet du niveau "e" est suivie par une barre, pas toujours très nette d'ailleurs, où des calcaires blonds à lits de granules siliceux et à cloisons phylliteuses alternent d'abord avec des calcschistes, puis se développent seuls.

g) Calcaires et schistes

Le litage des calcaires est de mieux en mieux dessiné au fur et à mesure que les cloisons phylliteuses, en se rassemblant en niveaux schisteux noirs, isolent des dalles calcaires décimétriques. De nouveau, des brèches peuvent acquérir un développement notable ; mais il s'agit maintenant de trains isolés de brèches polygéniques très rousses, non classées, et où des éléments quartzitiques blancs et micaschisteux verts voisinent avec des éléments dolomitiques gris ou ocre et calcaires noirs. En l'absence de brèches, il faut parfois se méfier de ne pas prendre ces "calcaires et schistes" pour la "formation de la Replatte" (série de Chabrière). Lorsque les deux formations sont juxtaposées, comme au Monte Fraitève, la confusion n'est pas possible : les "calcaires et schistes" sont dans l'ensemble beaucoup plus carbonatés, sans trame rousse, et plus finement lités.

h) Schistes quartzeux noirs

Les calcaires diminuent et seuls demeurent présents des schistes noirs à reflets violacés ou parfois verts qui formaient déjà les interlits des calcaires et schistes. Assez massifs et homogènes à la base, ils deviennent ensuite plus fissiles et plus riches en lits et en exsudats quartzeux.

i) Quartzites blancs et micaschistes quartzo-albitiques verts

Les schistes noirs passent rapidement mais progressivement à des niveaux détritiques siliceux blancs et verts, où on observe encore parfois (Mte Fraitève) des galets dolomitiques roux.

j) Prasinites

Des prasinites rubanées peu développées, qui proviennent probablement du remaniement de matériel éruptif basique, terminent la série Crèche-Meyriès. Au sommet Bucher, ce sont des prasinites plus massives dont certaines semblent correspondre à des brèches de pillow-lavas.

3. Caractères distinctifs

Les séries de type Crèche-Meyriès, lorsqu'elles sont complètes, ont une puissance de l'ordre de 300 à 400 m au-dessus du Trias dolomitique. On notera les points suivants.

- Ces séries sont faites de la succession d'une base présentant de fortes affinités avec la série du Gondran (termes a, b, c, d), d'un faisceau calcaire et calcschisteux médian (termes e, f, g) à ne pas confondre avec les calcaires et calcschistes inférieurs, d'un ensemble terminal où des schistes quartzeux noirs passent à des formations détritiques siliceuses puis éruptives basiques.

- Des brèches sont fréquentes à presque tous les niveaux. Leurs éléments reconstituent en quelque sorte la "stratigraphie inverse" d'une série triasico-liasique qui surmonterait un "socle" siliceux, le tout étant progressivement entamé par l'érosion et alimentant les séries Crèche-Meyriès en matériel détritique : éléments calcaires et dolomitiques à la base, dolomitiques et quartzitiques dans le faisceau calcaire médian, quartzitiques et micaschisteux au voisinage des prasinites terminales.

- Les affinités de la base des séries de type Crèche-Meyriès avec la série du Gondran sont suffisantes pour permettre de considérer celle-là comme triasico-liasique. Pourtant des différences sont sensibles : l'épaisseur des termes b, c et d des séries Crèche-Meyriès semble plus faible que celle des termes correspondants de la série du Gondran ; de plus, des brèches apparaissent ici très tôt dans la série, alors qu'elles ne se développaient qu'au niveau de la formation détritique rousse au Gondran.

- Nous retrouverons un équivalent du faisceau calcaire médian dans d'autres types de séries. Celui-ci n'est pas ici toujours très bien différencié. Pourtant, dans les cas favorables, la succession calcschistes roux-calcaires blonds - calcaires et schistes fournit un repère polarisé dans les secteurs où le faisceau calcaire est déconnecté de sa base.

- Les calcaires et schistes, puis les schistes quartzeux noirs acquièrent un développement notable et constituent des éléments très caractéristiques de ce type de série. Ils sont responsables d'une morphologie souvent assez molle, où les niveaux schisteux facilitent les glissements de versants.

- Les niveaux quartzitiques blancs et micaschisteux verts sont peu développés (quelques mètres au maximum), de même que les prasinites qui restent sporadiques.

4. Extension (fig. I hors-texte)

Les séries de type Crèche-Meyriès constituent des secteurs relativement externes de la région étudiée, au voisinage immédiat de la série du Gondran. Elles sont bien développées à l'E du massif du Chaberton, de part et d'autre de la Doire Ripaire entre Cesana Torinese et Oulx, ainsi que dans la région de Sestriere. Puis, après une interruption de la continuité des affleurements, elles réapparaissent en contrebas de la chaîne de Rochebrune, dans la fenêtre de Cervières, dans le revers oriental du Pic de Rochebrune, puis dans une bande qui s'élargit au niveau du Guil et se raccorde à la région du sommet Bucher.

IV - SÉRIES DE TYPE "GAD-IL CAIRE"

En progressant vers l'E, il est possible de reconstituer d'autres séries qui présentent la même succession de "dominantes" que les séries de type "Crèche-Meyriès", mais qui en sont toutefois légèrement différentes à plusieurs niveaux. Nous avons décrit une de ces séries dans le secteur de "il Caire" (chap. IV). D'autres coupes, localisées dans les vallées des hauts affluents de la Doire, vont compléter nos observations. L'existence de brèches chaotiques dans certaines coupes, notamment dans la coupe de Gad, nous conduit à adopter un plan légèrement différent de celui des paragraphes précédents, pour présenter ces variations.

1. Localisation de quelques coupes

a) Dans le secteur de "il Caire", la série a été reconstituée au chapitre IV (fig. 18).

b) Le massif du *Gran Roc*, au S de Sestriere, est fait de dolomies triasiques limitées au NW par une faille, et bordées de tous les autres côtés par une série rhétienne et liasique (FRANCHI, 1910 ; CARON, 1970, 1971). Cette succession pourrait constituer la base des séries de type "Gad-il Caire" voisines, ce que des tournées de vérification près de Thuras, au S du massif du Gran Roc, me semblent confirmer (fig. 50a).

c) Ainsi que je l'avais déjà supposé (CARON, 1970, 1971), la "série du Chisonetto" constitue une suite possible de la série du Gran Roc. Elle est bien observable au NE de ce dernier massif, par exemple dans le versant occidental du *Monte Banchetta* (fig. 50b).

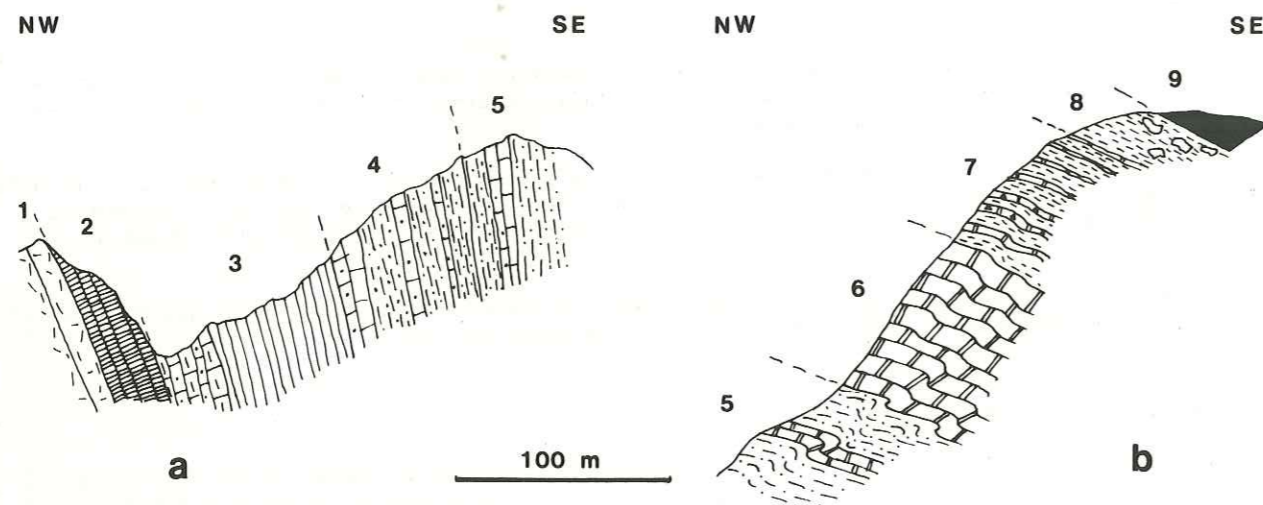


Fig. 50 - Coupes dans des séries de type "il Caire"

a) Thuras (massif du Gran Roc), d'après CARON (1970)

b) Clot della Mutta (massif du Mte Banchetta), d'après CARON (1970)

1 : dolomies noriennes ; 2 : Rhétien-Hettangien ; 3 : "Lias" en plaquettes ; 4 : calcaires et calcschistes microbréchiqes roux ; 5 : calcschistes siliceux roux ; 6 : calcaires blonds ; 7 : calcaires et schistes ; 8 : schistes noirs à brèches chaotiques ; 9 : serpentinites et ophicalcites.

2. Description (fig. 51 et III hors-texte)

Commençons par la "série du Gran Roc".

a) Carnien

Au NW du massif du Gran Roc, des schistes et grès sont liés à des gypses et des dolomies souvent bréchiqes et en général cargneulisées. Ils ont livré des restes d'*Equisetum* (MEGARD-GALLI et CARON, 1972).

b) Norien

L'essentiel du Trias du Gran Roc, figuré sur la carte italienne au 1/100 000 (feuille n° 66, Cesana Torinese) est constitué de dolomies peut-être encore en partie carniennes, puis noriennes, hachées par la tectonique. La base est faite de brèches polydolomitiques bien développées; puis des dolomies sombres et claires en bancs métriques, par places à interlits métacinéritiques, ont un cachet nettement norien.

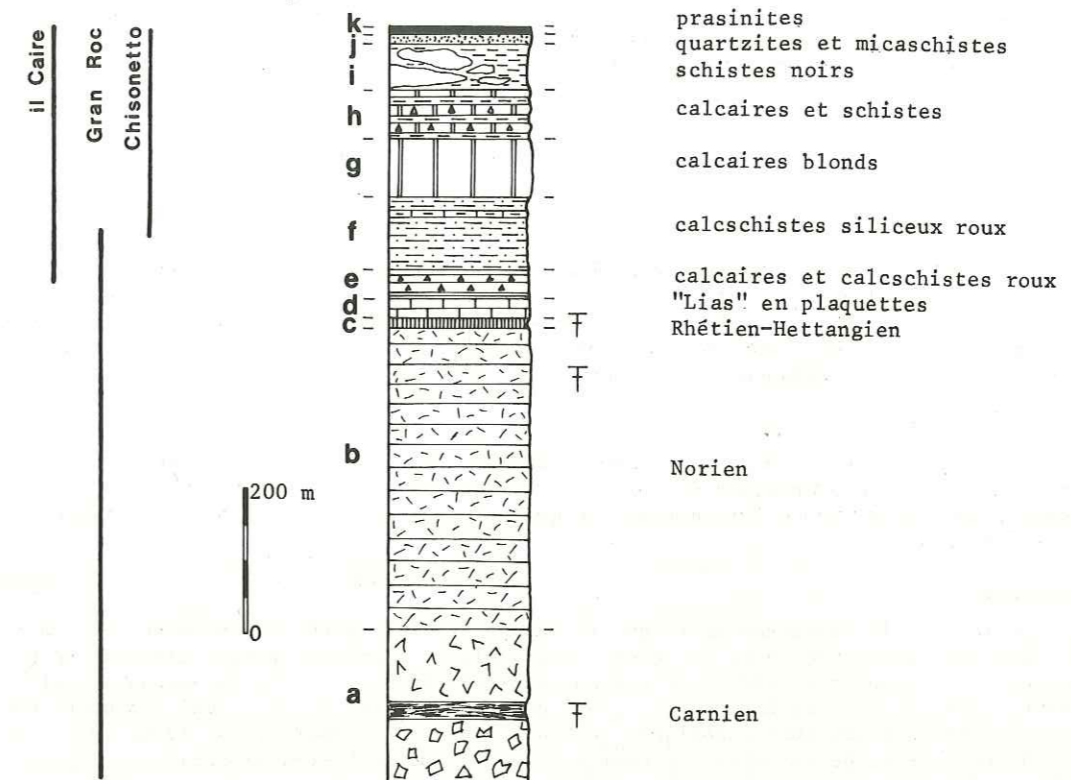


Fig. 51 - Colonne lithostratigraphique schématique des séries de type "il Caire"

c) Rhétien-(Hettangien ?)

Au dos des dolomies, des alternances de schistes noirs, de dolomies jaunes ou grises, de bancs à lamines dolomitiques et calcaires, et de calcaires gris ou noirs (tantôt lumachelliques, tantôt spathiques, tantôt à Polypiers) évoquent le Rhétien des coupes du Gondran et de la Croix de la Crèche. Comme dans ce dernier cas, des variations existent d'une coupe à l'autre, et la limite supérieure de cet ensemble est souvent difficile à placer avec précision.

d) "Lias" en plaquettes

Progressivement se développent des calcaires plaquetés (5 à 20 cm), alternativement gris ou noirs, spathiques ou à grain fin, et roux, constitués d'un "sable" dolomitique en général bien net à la base des bancs. Les interlits schisteux ou calcschisteux sont inégalement développés.

e) Calcaires et calcschistes microbréchiqes roux

Toujours très progressivement, les niveaux à patine rousse prennent de plus en plus d'importance,

et on discerne des niveaux microbréchiques et gréseux, où la taille des éléments dépasse rarement 2 mm, et où le classement est souvent très peu visible. Quelques lits de calcaire gris-bleu homogène sont encore présents, et l'ensemble possède des caractères intermédiaires entre le "Lias prépiémontais" et la "formation détritique rousse" du Gondran ou de la Croix de la Crèche. Cet ensemble assez massif forme une succession de petites barres.

f) *Calcschistes siliceux roux*

Les calcschistes à granules siliceux et dolomitiques, qui formaient les interlits des deux formations précédentes, prennent de plus en plus d'importance, et finissent par déterminer des suites monotones d'affleurements et de pâturages, où ressortent çà et là des bandes métriques à décimétriques plus carbonatées ou plus gréseuses, où l'on trouve encore des indices de microbrèches rousses. Le débit devient confus, et donne parfois des allumettes irrégulières grises ou rousses, ou des plaquettes contournées. L'ensemble, affecté de nombreux replis et écaillages, peut atteindre des épaisseurs apparentes considérables. Il constitue en général un niveau de disharmonie et de désolidarisation dans la série.

C'est à ce niveau que commencent les coupes du Chisonetto, et la plupart des coupes de "il Caire".

g) *Calcaires blonds*

Des calcaires gris clair à patine blonde, à cloisons phylliteuses et à lits de granules siliceux et dolomitiques forment d'abord quelques niveaux métriques plus résistants au sein des calcschistes, puis arment des barres de 10 à 50 m de hauteur. Des nodules ferrugineux rouille, de 1 à 5 cm, sont fréquents. Cet ensemble est bien développé dans le secteur de "il Caire", et il a été décrit comme base des "calcaires siliceux ankéritiques" du Chisonetto.

h) *Calcaires et schistes*

Les calcaires blonds deviennent, vers leur sommet, de mieux en mieux lités et passent à des alternances de niveaux centi- à décimétriques de calcaires gris et de schistes noirs. C'est à ce niveau qu'apparaissent, dans la série du Chisonetto, quelques niveaux métriques de brèches rousses à éléments surtout dolomitiques.

i) *Schistes noirs*

Toujours graduellement, les schistes noirs qui formaient les interlits des calcaires et schistes prédominant, puis sont seuls présents. De teinte noir-violacé, à niveaux verts, ils sont en général assez homogènes à la base, plus riches en niveaux siliceux (gréseux ?) et en exsudats quartziteux vers le sommet. Dans la série du Chisonetto, c'est dans une matrice de tels schistes noirs que se développent les brèches polygéniques chaotiques du Monte Banchetta (CARON, 1969, 1970, 1971), à blocs et éléments de calcaires, de dolomies, de quartzites et de micaschistes albitiques.

j) *Quartzites blancs et micaschistes verts*

Dans les coupes de "il Caire", les schistes noirs passent à des quartzites micacés blancs et à des micaschistes quartziteux, chloriteux et albitiques verts. De rares niveaux centi- à décimétriques de calcaire blanc y sont interstratifiés. Quelques galets de dolomie rousse au sein des quartzites et des micaschistes permettent d'envisager l'origine détritique de ces niveaux siliceux.

k) *Prasinites rubanées*

Enfin, dans le secteur de "il Caire", les micaschistes verts sont associés de manière sporadique à des prasinites tantôt rubanées, tantôt d'aspect bréchiique.

3. Variations : la coupe de Gad

Juste en aval d'Oulx, un sentier qui relie le village de *Gad* au hameau de Monfol contourne par l'W des falaises entaillées par la Doire. La carte italienne au 100 000e (feuille n° 54, Oulx) y signale, en montant depuis la Doire, des dolomies (avec intercalations de bancs de quartzites) dans lesquelles PORTIS (1889) avait signalé des fossiles du "Muschelkalk", puis des quartzites accompagnés de micaschistes, puis des "gneiss minuti" et des micaschistes, et enfin des Schistes lustrés indifférenciés. FRANCHI (1910), au vu des quartzites et des micaschistes pour lui régulièrement interstratifiés entre les dolomies triasiques et les Schistes lustrés, considérait ceux-là comme un

équivalent latéral du Rhétien du synclinal du Chaberton (cf. § II). Au contraire GAY (1970) y voyait une succession quartzites werfénien-dolomies du Trias moyen en position inverse, séparée des Schistes lustrés sus-jacents par un contact anormal.

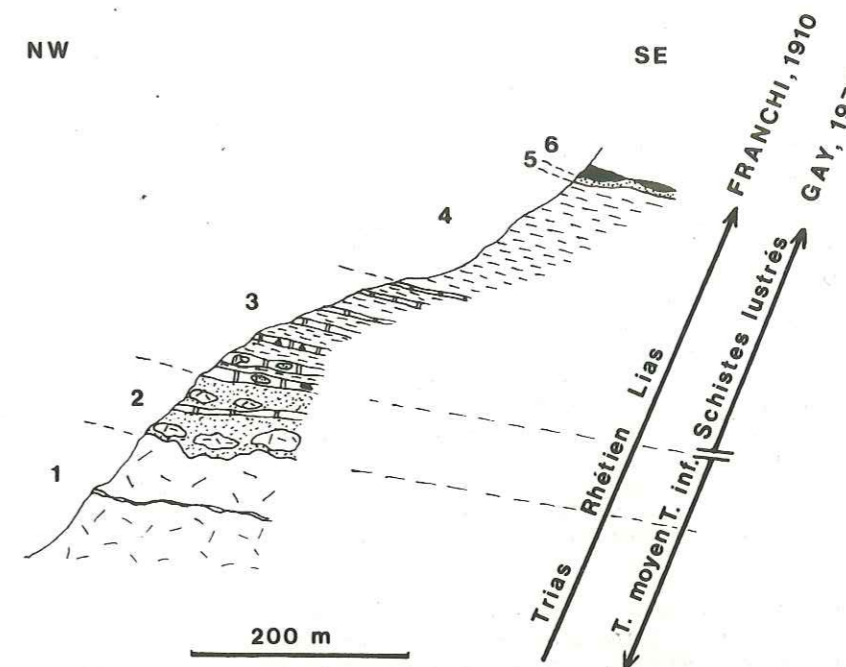


Fig. 52 - Coupe de Gad

1 : dolomies du Trias moyen (éléments dans une brèche chaotique ?) ; 2 : quartzites micacés, à galets de dolomies et à niveaux de calcaire massif ; 3 : calcaires et schistes, bréchiques à la base ; 4 : schistes noirs ; 5 : micaschistes verts ; 6 : prasinites.

J'ai revu plusieurs fois cette coupe, et j'en propose l'interprétation suivante (fig. 52) : les quartzites, les micaschistes et une partie au moins des dolomies sont les constituants d'une brèche polygénique chaotique. Les Schistes lustrés immédiatement sus-jacents (sur 100 à 150 m) forment la suite stratigraphique normale de cette brèche à laquelle ils succèdent progressivement, et ils sont comparables au sommet du terme h et aux termes i, j et k de la série-type décrite ci-dessus (fig. 51).

La brèche chaotique de Gad semble représenter un équivalent des calcaires blonds (terme g) et de la base des calcaires et schistes (terme h) des coupes précédentes. En effet, si l'on descend dans la coupe à partir des schistes noirs (4), les calcaires et schistes (3) d'abord typiques emballent un peu plus bas des éléments (10 à 20 cm) de dolomies et de quartzites micacés, ainsi que des passées de micaschistes verts. Encore au-dessous, les interlits schisteux noirs sont absents, et un ciment calcaire analogue aux calcaires blonds (terme g), de plus en plus discret, emballé des éléments centimétriques à pluridécimétriques de dolomie saccharoïde et de quartzites blancs (2). Ces derniers dominent nettement et forment en première approximation une bande quasi continue de quartzites surmontant des dolomies. On observe cependant des galets ou des blocs de dolomies au sein des quartzites, ce qui atteste l'âge post-triasique et le remaniement de ceux-ci. De rares lits de calcaire blond sont encore présents.

Les dolomies immédiatement sous-jacentes, qui forment une falaise d'environ 200 m d'épaisseur sur 3 km de longueur, ont un cachet de Trias moyen (PORTIS, 1889, les attribuait au Muschelkalk). Il est possible que les calcaires blonds soient ici très bréchiiques et "transgressifs" sur une série triasique profondément érodée, puisque le Trias supérieur, qui affleure pratiquement seul à la base des

séries du Gondran, des séries de type Crèche-Meyriès, et de la série du Gran Roc, manque ici totalement. Mais il me paraît plus probable que la masse dolomitique soit en fait constituée de quelques énormes blocs (kilométriques) et que cette mégabrèche forme la base actuelle de la série de Gad séparée du massif d'Ambin et de sa couverture par une zone de contacts cisailants dont la portée reste à préciser. J'y vois un argument dans le fait que la masse des dolomies semble effectivement s'agencer en quelques masses subsidiaires séparées par des vires où affleurent, très mal il est vrai, quelques mètres de quartzites.

Nous reviendrons au chapitre suivant sur certains problèmes liés aux brèches et à leur genèse. Mais la coupe de Gad permet justement de prendre conscience de certains aspects caractéristiques ... et mal expliqués. Par exemple, parmi les galets et les blocs de quartzites, on peut en distinguer deux types. Certains sont faits de quartzites blanc-verdâtre, homogènes, à grain assez fin, comparables en tout point à ceux qui constituent le Werfénien du Briançonnais ou du massif d'Ambin voisins. D'autres sont beaucoup plus irréguliers, "grumeleux", à microgalets quartzeux et à grandes lames de mica phengitique vert clair ; ils rappellent certains faciès rapportés au Permien *s. lat.* dans la zone d'Acceglio, le massif d'Ambin et le massif Dora-Maira. Le premier mouvement est donc d'envisager une alimentation de la brèche en blocs de taille variée à partir d'une zone faite d'un ensemble permio-werfénien soumis au démantèlement. Mais le problème se complique lorsque l'on observe, au sein de blocs quartzitiques du deuxième type, rapportés au Permien, des galets dolomitiques identiques aux autres blocs dolomitiques voisins à cachet triasique. Force est donc d'envisager que au moins certains quartzites "grumeleux" ont été démantelés puis "reconstitués" grain par grain, de telle manière que, en l'absence de galets dolomitiques, on confond très aisément ces quartzites micacés avec le Permien dont ils pourraient provenir. Des problèmes tout à fait analogues ont été soulevés par LEMOINE (1967) dans des régions voisines, et notamment dans les "écaillés intermédiaires" issues de la zone d'Acceglio, si bien que nos amis suisses nomment "lemoinites" ce genre de roches "régénérées".

Je considère donc, dans la coupe de Gad, que voisinent au sein d'une brèche chaotique des blocs parfois kilométriques de dolomies (essentiellement du Trias moyen), des blocs souvent pluridécamétriques de quartzites, et des roches reconstituées à partir de quartzites et parfois de micaschistes albitiques verts. L'ensemble, ou au moins la partie supérieure, de cette brèche chaotique de Gad occupe la position lithostratigraphique des calcaires blonds, qui forment d'ailleurs la matrice de la brèche, de mieux en mieux développée vers le sommet des falaises. La série de Gad se poursuit par des calcaires et schistes, des schistes noirs, des micaschistes verts et des prasinites rubanées ou massives. Elle représente pour moi une variation particulièrement riche en brèches des séries de "il Caire" et du "Chisonetto".

4. Caractères distinctifs

- Les séries de types "Gad - il Caire" présentent une succession de "dominantes" comparable à celle des séries de type "Crèche-Meyriès". Comme celles-ci, elles se terminent par des prasinites en masses restreintes liées à des schistes noirs et à des micaschistes verts. Si l'on admet que la série du Gran Roc constitue bien une base plausible des séries de type "Gad-il Caire", l'ensemble des termes post-triasiques de ces séries paraît pouvoir atteindre une épaisseur de l'ordre de 500 m.

- La série triasico-liasique du Gran Roc ne présente plus que des ressemblances assez lointaines avec la coupe du Gondran ou même avec celle de la Croix de la Crèche.

- Le faisceau calcaire médian (f, g, h) est très développé et forme l'essentiel des affleurements. Indéfiniment répété par la tectonique, il forme des versants raides et homogènes, où les vires sont rares et discontinues. Dans les zones de transition entre les calcschistes (f) et les calcaires blonds (g), peut se développer une bande nettement plus schisteuse. Les calcaires et schistes (h) sont souvent mal distincts des calcaires blonds (g).

- Les schistes noirs (i) sont moins épais que dans les séries de type "Crèche-Meyriès". Par contre, les micaschistes verts, liés à des quartzites blancs peuvent être bien représentés. Les prasinites restent en petites masses isolées.

- Des brèches chaotiques sont fréquentes, notamment au N de la région étudiée, dans le val de Suse et le Val Chisone. Le niveau lithostratigraphique où elles acquièrent leur développement maximum, ainsi que la proportion des différents types d'éléments (calcaires, dolomies, quartzites et micaschistes),

varient d'une série à l'autre. Au sein d'une même coupe, les apports détritiques (éléments de brèches ou faciès régénérés) reconstituent toutefois une sorte de "lithostratigraphie inverse" : éléments d'abord calcaires et dolomitiques, puis dolomitiques et quartzitiques, enfin quartzitiques et micaschisteux.

5. Extension (fig. I hors-texte)

Les séries de type "Gad-il Caire" affleurent dans une zone où les recristallisations métamorphiques liées aux différents épisodes de déformation sont de plus en plus importantes et tendent de plus en plus à oblitérer les caractères sédimentaires originels des différents niveaux lithostratigraphiques. Il devient ainsi plus délicat de tracer précisément les limites cartographiques de ces séries "Gad-il Caire", d'autant plus qu'elles sont bordées par des séries avec lesquelles elles présentent des affinités : séries de type "Crèche-Meyriès" à l'W, séries de type "Albergian-Bouchet" à l'E. On les distingue des premières par le développement ici plus important du faisceau calcaire médian, et des secondes par la liaison des prasinites (et des micaschistes) ici avec des schistes noirs, là avec des calcaires. Mais en bien des points, il semble exister des transitions entre les séries de type "Gad-il Caire" et les séries de type Crèche-Meyriès.

En Val de Suse, la série de Gad se prolonge vers l'E jusqu'aux environs du Colle delle Finestre ; on la retrouve en Val Chisone, où elle reste topographiquement sous des séries de type "Crèche-Meyriès". La zone de fractures NE-SW qui longe le Monte Banchetta et le massif du Gran Roc provoque, en relevant son bord sud-oriental, une extension cartographique notable vers l'W (jusqu'aux abords du massif du Pic de Rochebrune) des séries de type Gad-il Caire. Enfin, bien que les limites deviennent de plus en plus imprécises vers le SE, ces séries affleurent, en rive droite du Guil, dans les vallons du Lombard, de Malrif, du Roux et de Valpreveyre.

V - SÉRIES DE TYPE "ALBERGIAN-BOUCHET"

Si l'on progresse encore vers l'E, les derniers sommets de plus de 3000 m dominant, sur cette transversale, le massif Dora-Maira puis la plaine du Pô, sont constitués de roches vertes en masses fréquentes et assez importantes, liées à des séries où les calcaires massifs abondent. C'est notamment le cas dans le massif du Monte Albergian, entre haut Chisone et Germanasca, ainsi qu'au voisinage du Bric Bouchet, sur la crête frontalière entre Queyras, haute Germanasca et Val Pellice. Les séries de type "Albergian-Bouchet" que nous allons aborder maintenant présentent un certain nombre de caractères communs qui les font se ressembler entre elles autant qu'elles diffèrent des séries précédentes. Mais c'est à leur propos que subsiste pour le moment dans cette région le plus grand nombre d'incertitudes.

1. Localisation de quelques coupes-types

a) Le revers septentrional de la crête qui part à l'E du *Colle dell' Albergian* (fig. 53a) est parsemé de lanières prasinitiques au voisinage de bandes micaschisteuses cartographiées sur la feuille italienne au 100 000e de Suse (n° 55). En prenant les prasinites comme repère, on retrouve de nombreuses fois des séquences partielles répondant à une même "logique".

b) Au Sud du Colle dell' Albergian, on retrouve les mêmes faciès qu'au N, agencés en séquences comparables. Une assez bonne coupe est possible au *Colle Morefredo*, entre le M. Morefredo et le M. Ruetas (fig. 53b).

c) Le *Bric Bouchet* (fig. 53c), visible depuis la sortie amont des gorges du Guil, domine le Queyras au NE d'Abriès. Comme dans le massif de l'Albergian, de nombreuses coupes sont possibles au voisinage des différentes masses de roches vertes, en dépit des contacts cisailants qui recourent la série.

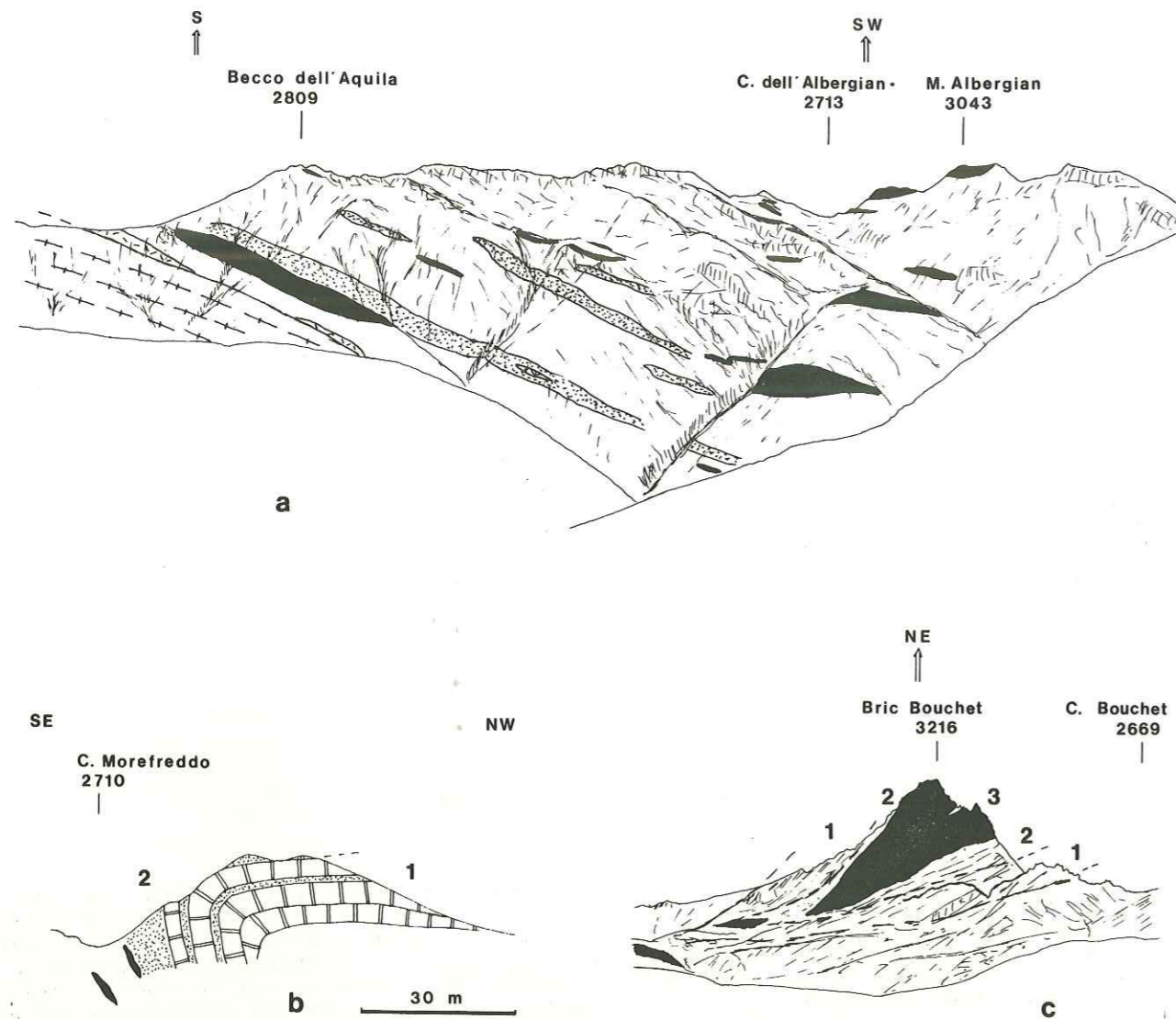


Fig. 53 - Panoramas et coupe dans des séries de type "Albergian-Bouchet"

- a) Panorama du versant N de la crête Colle dell' Albergian - Becco dell' Aquila (regard au SSW)
 b) Coupe au niveau du Colle Morefredo
 c) Panorama du Bric Bouchet (regard au NE)

1 : calcaires blonds à lits de granules siliceux ; 2 : quartzites micacés et micaschistes à niveaux calcaires ; 3 : roches vertes.

2. Description (fig. 54 et III hors-texte)

Les séries de type "Albergian-Bouchet" sont les seules pour lesquelles je ne dispose pas de critères de polarité ("ancrage" sur le Trias, stratigraphie inverse des brèches, sections de pillow-lavas, ...) autres que ceux issus de la comparaison avec d'autres séries. Nous les décrirons cependant, comme les séries de type "Crèche-Meyriès" ou "Gad-il Caire", en nous rapprochant progressivement des roches vertes.

a) Calcschistes

Des calcschistes peu caractéristiques constituent le premier terme que je rapporte aux séries de type "Albergian-Bouchet". Il s'agit de calcschistes noirs, à patine grise ou rousse, souvent cariés. Le litage est peu net, les exsudations de quartz peu fréquentes et le débit confus. Lorsque la calcite ou le quartz sont suffisamment abondants, une répétition de niveaux centimétriques plus résistants forme de petites barres métriques à décimétriques. Les barres carbonatées deviennent plus fréquentes vers le "sommet" des calcschistes, ce qui ménage une transition vers le niveau suivant.

b) Calcaires

Les calcschistes passent assez rapidement à des calcaires gris à patine blonde, à lits de granules siliceux ou à lits quartzophylliteux noirs restant en relief. Malgré un litage centi- à décimétrique bien net, ces calcaires sont massifs et résistants aussi bien à l'échelle du lit qu'à l'échelle de l'affleurement.

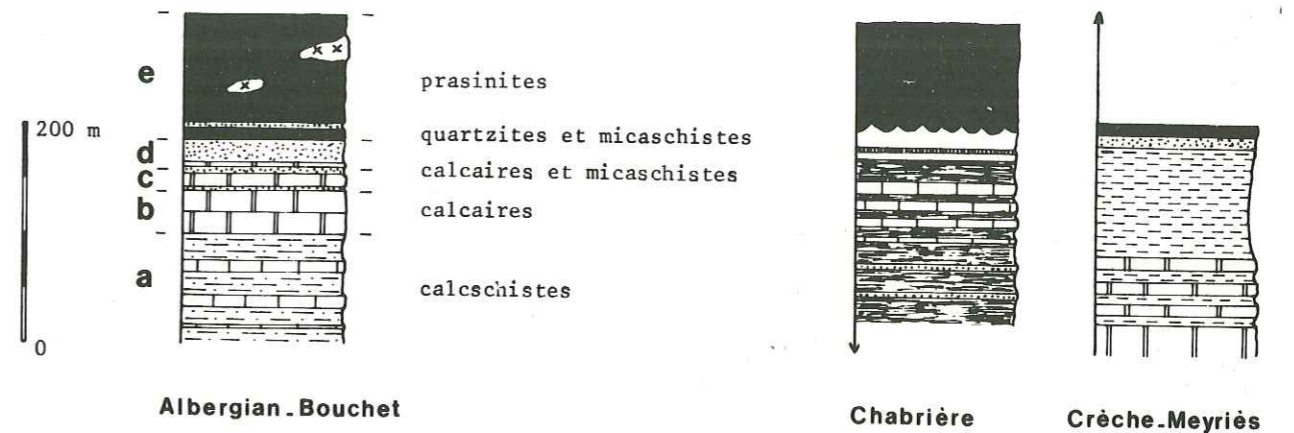


Fig. 54 - Colonne lithostratigraphique schématique des séries de type Albergian-Bouchet

Les colonnes des séries de types Chabrière et Crèche-Meyriès figurent à titre de comparaison.

c) Calcaires et micaschistes

Dans ces calcaires massifs et homogènes, les lits quartzophylliteux deviennent plus fréquents et plus épais. On passe ainsi à une alternance de lits (2 à 50 cm) de calcaires gris clairs et de micaschistes quartzeux, chloriteux et albitiques blancs à vert clair.

d) Quartzites et micaschistes

Les calcaires disparaissent presque complètement, et il demeure des micaschistes verts, associés parfois à des quartzites micacés blancs et parfois aussi à des faciès plus albitiques et plus massifs, épais au minimum de 2 à 3 m, mais pouvant atteindre 50 à 100 m. Ces faciès évoquent suffisamment certains micaschistes rapportés au Permien *s.l.* dans le massif Dora-Maira tout proche, pour que la distinction n'ait pas été faite sur les cartes italiennes au 100 000e (feuilles n° 55, Susa, et n° 67, Pinerolo). Ces "réurrences" cartographiques de micaschistes au sein des Schistes lustrés ont été interprétées par HERMANN (1938) comme des écaillés d'un socle austroalpin de type Dent-Blanche. Puis VIALON (1966) et SEYRIG (1972) y voient des témoins de Permien provenant du prolongement vers l'W du massif Dora-Maira et jalonnant des contacts anormaux au sein des Schistes lustrés.

J'interprète pour ma part ces micaschistes comme des décharges détritiques métamorphisées. Que ces faciès miment certaines roches dont ils pourraient provenir n'a rien de surprenant, si l'on se souvient des faciès régénérés décrits dans les séries de type "Gad-il Caire". Les micaschistes des séries de type "Albergian-Bouchet" seraient ainsi également régénérés, mimant certains faciès du Permien. Leur association constante avec les calcaires (au sommet desquels ils sont interstratifiés),

ainsi que, comme nous allons le voir, leur passage à des prasinites, en font selon moi un terme détritique de séries mésozoïques.

e) *Prasinites rubanées*

Par appauvrissement en quartz et micas blancs et enrichissement en albite, épidote et amphiboles, on passe ensuite à des prasinites rubanées où alternent des lits millimétriques à centimétriques blancs à jaune-vert (riches en albite), ou bien bleu-vert sombre (riches en amphibole). Ces "roches vertes", qui pourraient provenir d'anciens tufs volcaniques, atteignent une épaisseur nettement plus grande que dans les séries précédentes, de l'ordre de la centaine de mètres. On y observe parfois également des masses de métagabbros de taille inférieure à 20 m, à grain très hétérogène.

3. Caractères distinctifs

- Comme dans les séries de type "Crèche-Meyriès" et "Gad-il Caire", des prasinites rubanées sont voisines de quartzites micacés et de micaschistes albitiques, mais ces deux termes sont beaucoup plus développés ici, dans les séries de type Albergian-Bouchet (épaisseurs de l'ordre de la centaine de mètres, et non plus de la dizaine de mètres).

- Contrairement aux séries des deux types précédents, l'ensemble micaschistes-prasinites est lié stratigraphiquement à des termes très carbonatés, comme l'avait déjà noté GASTALDI (1874), et non plus à des schistes noirs.

- Des transitions existent entre ce faisceau calcaire et des calcschistes, mais on ne peut pas pour le moment rapporter à ces séries d'autres niveaux repères. L'épaisseur estimée de l'ensemble calcschistes - calcaires - micaschistes - prasinites est de l'ordre de 200 à 300 m.

- La polarité de l'ensemble est inconnue. Deux possibilités existent, que l'on peut comparer avec les autres types de séries décrits (fig. 54).

1) L'ensemble prasinites - quartzites et micaschistes - calcaires - calcschistes est à l'endroit dans cet ordre et peut être à première vue comparé à l'ensemble diabases - radiolarites - calcaires marmoréens - formation de la Replatte de la série de Chabrière. Mais en fait, des différences existent à tous les niveaux, qui ne peuvent être mises sur le compte de différences tectoniques ou métamorphiques : les prasinites rubanées (Albergian-Bouchet) ne résultent très probablement pas du laminage de pillow-lavas (Chabrière) ; les micaschistes albitiques évoquent beaucoup plus des faciès détritiques à l'origine, comme ceux du Permo-Carbonifère de Dora-Maira, que des métaradiolarites qui, par exemple au Mte Gran Miuls, demeurent bien reconnaissables ; le faisceau calcaire (Albergian-Bouchet) est très massif à toutes échelles et ressemble plus au faisceau calcaire médian des séries de type "Crèche-Meyriès" (terme f) ou "Gad-il Caire" (terme g) qu'aux calcaires marmoréens de la série de Chabrière (terme c) ; enfin, on avait noté à propos de la série de Chabrière que, dans la "formation de la Replatte", les schistes l'emportaient toujours sur les calcaires, et que la distinction entre schistes et calcaires restait nette, sans apparition de calcschistes, ce qui n'est pas le cas dans les séries de type "Albergian-Bouchet".

Si donc cette première hypothèse est juste, les séries de type "Albergian-Bouchet", quoique supraprasinitiques, ne sont pas un équivalent strict des séries supraophiolitiques de type Chabrière.

2) L'ensemble calcschistes-calcaires-micaschistes-prasinites est à l'endroit dans cet ordre, et les séries de type "Albergian-Bouchet" sont infra-prasinitiques. Ceci les rapproche donc des séries de type "Crèche-Meyriès" et "Gad-il Caire" où des micaschistes puis des prasinites terminaient les séries. Toutefois, les schistes noirs (termes respectivement h et i) sont inconnus ici, et ce sont des calcaires qui supportent l'ensemble micaschistes - prasinites. Ce faisceau calcaire (Albergian-Bouchet) peut, soit représenter un équivalent du faisceau calcaire médian (Crèche-Meyriès et Gad-il Caire), ce qui me paraît le plus probable, soit ne pas avoir de correspondant dans les autres séries et être situé au-dessus d'un équivalent des schistes noirs.

Je considère en définitive que les séries de type Albergian-Bouchet sont infraprasinitiques, et que le faisceau carbonaté qui surmontent les micaschistes puis les prasinites est l'équivalent probable du faisceau calcaire médian des séries de type "Crèche-Meyriès" et "Gad-il Caire".

4. Extension

Les séries de type Albergian-Bouchet forment une zone d'affleurements en position interne dans la région étudiée, souvent hachée par des contacts cisailants. En l'absence des micaschistes ou des prasinites, il est souvent délicat de rapporter des calcschistes et des calcaires à des séries de type "Albergian-Bouchet" plutôt qu'à des séries de type "Gad-il Caire". C'est pourquoi les limites (surtout les limites occidentales) des séries de type "Albergian-Bouchet" sont peu précises, et que l'on ne peut exclure que les deux types de séries soient imbriqués de manière plus complexe que ne le suggère la carte schématique.

Entre Val de Suse et Val Chisone, les séries de type Albergian-Bouchet sont représentées du Col delle Finestre, à l'W, au Monte Orsiera, à l'E. Elles affleurent plus largement entre le massif du M. Albergian et le revers occidental de Dora-Maira, puis forment une bande étroite qui se prolonge vers le S au niveau du Bric Bouchet.

Les séries de type Albergian-Bouchet peuvent être en contact direct avec les terrains siliceux du massif Dora-Maira. Il s'agit, lorsque l'on peut voir le contact, de surfaces de cisaillement relativement tardives (phase II et/ou III). Mais en Val Chisone et en Val Germanasca, il s'interpose fréquemment un liséré constitué d'autres séries que nous allons aborder maintenant.

VI - SÉRIES DE TYPE "SELLERIES-FONTANE"

Les séries de type "Selleries-Fontane" forment une pellicule actuellement discontinue au revers occidental du massif Dora-Maira. Elles constituent également des "pincées" tectoniques entre certaines des unités siliceuses prétriasiques constituant ce massif.

Toutes ces séries présentent entre elles un certain nombre de ressemblances, mais il n'est pas possible d'en présenter un seul "portrait-robot" schématique comme pour les autres séries. Aussi procéderons-nous différemment, en décrivant rapidement les coupes de trois secteurs différents.

1. Examen de quelques coupes

A. SELLERIES

a) Localisation

Sur le versant septentrional du Chisone, au niveau de Villaretto, le torrent qui descend de la bergerie du Ciardonnet vers le refuge de Selleries recoupe la limite supérieure des unités siliceuses du massif Dora-Maira vers 2050 m d'altitude. SEYRIG (1972) a déjà présenté une coupe schématique de ce vallon. Des "Schistes lustrés" affleurent en une lanière continue entre le socle siliceux et une lame (50 à 100 m d'épaisseur) de serpentinites. Plusieurs coupes sont comparables entre elles, bien que présentant des variations de détail (fig. 55).

b) Description

α) Le socle siliceux, au voisinage des Schistes lustrés, est fait de gneiss fins granuleux, parfois microconglomératiques ("porphyroïdes arkosiques"), rapportés par VIALON (1966) à l'ensemble permien de Dronero.

β) Environ 2 m de quartzites fins, blancs, à fins niveaux micacés verdâtres, évoquant fortement les faciès du Trias inférieur ("Werfénien") des zones briançonnaise et piémontaise, sont présents dans certaines coupes.

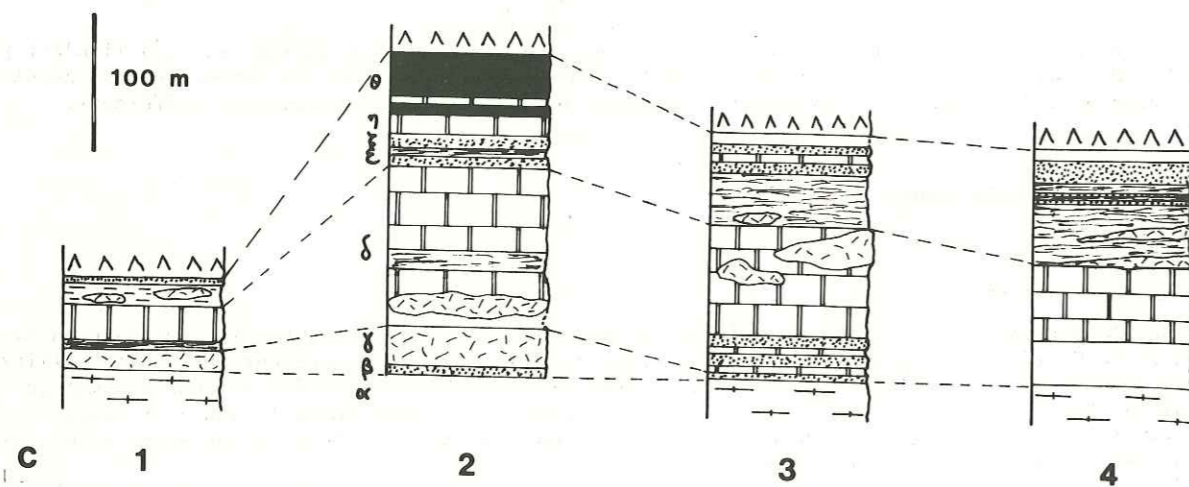
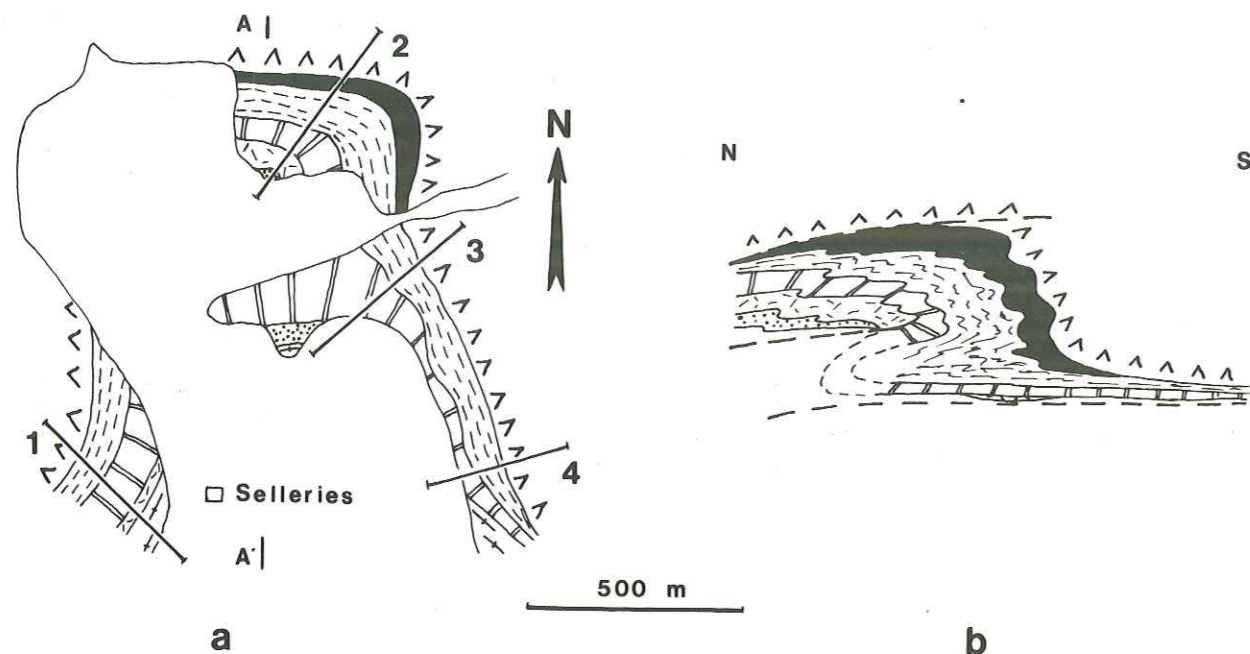


Fig. 55 - Secteur de Salleries

- a) Esquisse cartographique
 b) Coupe correspondant au tracé AA' de la figure a
 c) Quatre colonnes lithostratigraphiques localisées sur la figure a

γ) 5 à 20 m de dolomies rubanées grises, en bancs décimétriques à métriques, très recristallisées, surmontent les quartzites dans certaines coupes.

δ) Une barre calcaire de 30 à 80 m d'épaisseur vient ensuite. Les calcaires de la base sont lités, plus ou moins dolomitiques, et à interlits de schistes dolomitiques. Puis ils deviennent plus massifs, à lits de granules siliceux. Ils sont alors bréchiques et contiennent des blocs dolomitiques dont la taille à l'affleurement peut dépasser le décamètre, et quelques galets ou blocs quartzitiques ; lorsque les affleurements sont discontinus, on pourrait prendre ces blocs soit pour des récurrences "stratigraphiques", soit au contraire pour des écailles tectoniques.

ε) Le débit devient plus fin et l'on passe à des calcschistes. L'ensemble, encore massif à la base, devient moins résistant lorsque plus haut des schistes noirs sont interstratifiés dans les calcschistes. On observe toujours des éléments de dolomie, de calcaire et de quartzite.

ζ) Au-dessus des calcschistes et des schistes, des quartzites blancs amygdalaires, à lits micacés irréguliers, correspondent probablement à des passées détritiques grossières au sein d'un ensemble de schistes plus fins noirs. On y observe également des passées de micaschistes quartzeux verts "régénérés".

η) Les micaschistes verts l'emportent sur les quartzites blancs, en même temps que des lits centimétriques à décimétriques de calcaire clair soulignent le litage.

θ) Les micaschistes verts passent insensiblement à des prasinites ovarditiques rubanées où l'on observe encore quelques lits calcaires.

c) *Rapports avec le "socle siliceux"*

Quoique l'on ne puisse ignorer le rôle de la tectonique, les variations assez rapides d'une coupe à l'autre (fig. 55) sont certainement dues en grande partie à des variations sédimentaires originales. Il s'agit essentiellement de variations dans le volume total des apports détritiques et dans la taille des éléments. Je pense cependant que les quartzites et les dolomies de la base de certaines coupes représentent des niveaux continus et non pas de gros blocs comme ceux qui, plus haut dans la série, s'émiettent et se fondent latéralement au sein des calcaires et des calcschistes.

Le contact entre les gneiss du "socle" et les quartzites ou les dolomies est en général masqué par une vire herbeuse de 1 à 5 m. Ce contact, lorsqu'il est visible, se présente comme une surface de cisaillement assez tardive, siège de décollements lors des plis de phase III (fig. 55b). Rien ne permet cependant de préciser ici l'ampleur des mouvements le long de ce contact. On ne peut pas non plus décider s'il s'agit simplement d'une disharmonie tardive dans une série "socle siliceux" - "Schistes lustrés" originellement continue, ou bien de la réactivation d'une surface de cisaillement ancienne, siège de mouvements précoces importants.

B. FONTANE

a) *Localisation*

Une bonne coupe (fig. 56) est possible le long de la crête qui, entre la Germanasca de Salza et la Germanasca de Prali, domine le hameau de Fontane. La limite supérieure des terrains triasiques, qui est comme nous allons le voir assez malaisée à repérer précisément, recoupe la crête vers 1600 m d'altitude.

b) *Description*

α) A la base de la coupe, des micaschistes verts ou noirs, à flammes de quartz jaunâtres, ont été rapportés par VIALON (1966) à "l'ensemble des gneiss glanduleux" (Dévono-Carbonifère ?). Une lentille amphibolitique de dimensions réduites est emballée dans cet ensemble.

β) Un niveau (20 à 50 cm) de quartzite conglomératique blanc présente une continuité remarquable, en dépit des multiples replis.

γ) Les micaschistes qui viennent ensuite pourraient facilement être confondus avec certains faciès "permien" du socle ; il s'agit de micaschistes verts, chloriteux et albitiques, présentant des lits quartzitiques. On y observe toutefois des lits calcaires d'abord rares, puis plus nombreux,

qui me font considérer ces micaschistes comme des faciès "reconstitués", analogues aux micaschistes régénérés décrits dans certaines des séries précédentes.

δ) Les calcaires à niveaux siliceux prédominent ensuite nettement, mais contiennent encore des passées de micaschistes verts et des galets quartzeux.

ε) La suite de la coupe affleure beaucoup plus mal, et on ne peut plus être sûr de la continuité de la série. On identifie des calcschistes, et des lames métriques de prasinite ovariditique laminée (ζ) dont les relations avec l'encaissant sont de nature incertaine.

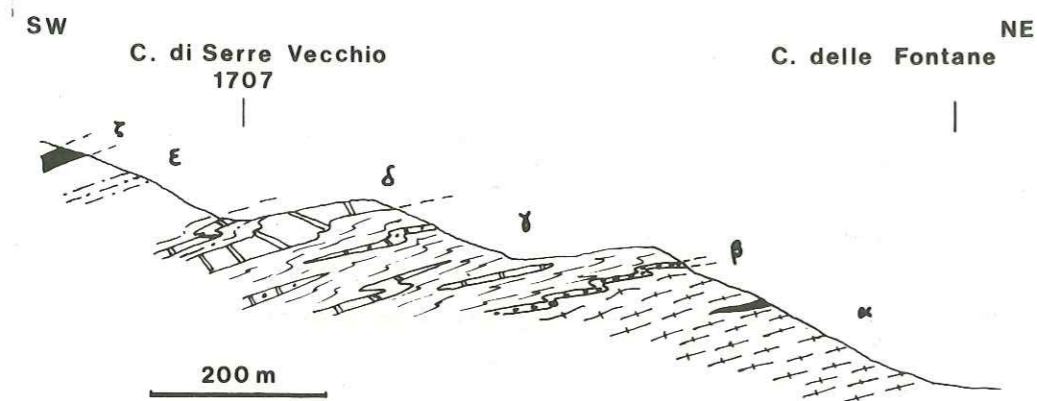


Fig. 56 - Coupe de Fontane

c) *Rapports avec le "socle siliceux"*

La continuité latérale du mince niveau de quartzites conglomératiques, ainsi que l'allure progressive des transitions au-dessus de ce niveau, me font considérer la coupe de Fontane comme stratigraphiquement continue. Le socle, qui appartient ici à une écaïlle occidentale du massif Dora-Maira, aurait donc été entamé profondément par l'érosion et supporterait directement la série de Fontane. Il est possible que les prasinites ovariditiques appartiennent à cette série. En effet, en plusieurs endroits le long de la Germanasca de Prali, au S de Fontane, on observe quelques mauvais affleurements au contact du socle siliceux. Bien qu'en l'absence de coupe continue, le socle mica-schisteux, des micaschistes verts à rares lits calcaires, et des prasinites ovariditiques rubanées semblent, comme à Fontane, se succéder dans cet ordre.

C. CRESTA BELVEDERE

a) *Localisation*

Nous restons dans la haute vallée de Prali, mais cette fois-ci sur le versant oriental, au S du vallon des Tredici Laghi, vers 2400 m d'altitude. Nous sommes dans le massif Dora-Maira, ou plus exactement dans l'une des "pincées" de Schistes lustrés qui jalonnent les contacts entre les diverses écaïlles de la bordure occidentale de ce massif. La Cresta Belvedere recoupe un alignement discontinu de lentilles de cipolins et de prasinites, représenté sur la carte géologique italienne au 100 000e (feuille n° 67, Pinerolo) à l'W de la Pta Cornour. La coupe décrite (fig. 57) est située un peu au-dessus du chemin longeant la Costa Belvedere au N, vers 2400 m d'altitude.

b) *Description*

α) Des gneiss fins, réguliers, massifs, arment la Cresta Belvedere à l'W de la coupe. Ils ont été rapportés par VIALON (1966) à "l'ensemble des gneiss glanduleux".

β) Des micaschistes verts assez massifs apparaissent progressivement. Ils emballent des lanières et des boules de gneiss fins comparables aux précédents, qui peuvent représenter soit des récurrences stratigraphiques boudinées et dilacérées, soit des blocs bréchiques. En effet, il existe

également des boules et des yeux de quartz qui ont plus nettement un aspect de galets, et surtout des lentilles d'un marbre saccharoïde jaunâtre ou crème, plus ou moins dolomitique, dont le litage est souligné par des alignements de micas ou de granules siliceux. La taille de ces lentilles de marbre varie de 5 cm à 10 ou 15 m. Certaines d'entre elles peuvent correspondre à d'anciens lits plissotés et boudinés ; mais d'autres représentent indubitablement des galets de brèche. La liaison stratigraphique originelle de ces marbres avec les micaschistes qui les emballent ne fait aucun doute.

γ) Les micaschistes sont de plus en plus micacés et homogènes, de teinte gris-vert. Les accidents carbonatés et quartzeux y sont de plus en plus rares, puis absents.

δ) Après une transition de 30 à 50 cm faite d'un micaschiste sombre homogène, apparaissent tantôt des amphibolites massives et sombres, tantôt des prasinites rubanées. Le contact oriental des prasinites avec des gneiss fins comparables au niveau α est souligné par une vire entaillée dans des gneiss broyés et des micaschistes pulvérulents, qui marquent une surface de cisaillement.

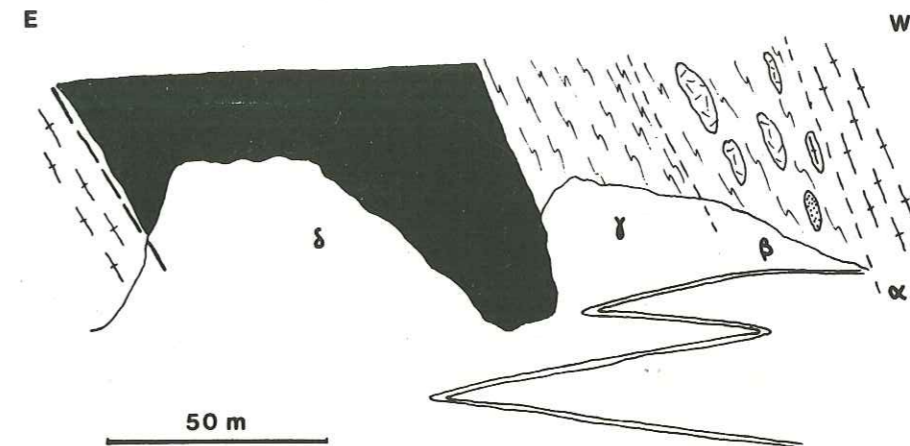


Fig. 57 - Base des affleurements de la Cresta Belvedere (regard au S)

c) *Rapports avec le socle*

A aucun niveau de cette coupe n'apparaissent de niveaux calcschisteux évoquant directement les Schistes lustrés banals. Aucun argument ne permet de considérer à coup sûr comme mésozoïques les marbres ou les prasinites qui affleurent ici au sein des unités siliceuses du massif Dora-Maira, et non plus à la limite entre ce massif et les Schistes lustrés comme dans les deux coupes précédentes. C'est ainsi que MICHARD (1966-67, p. 69-74), ici comme dans des pincées marmoréennes plus méridionales, voit dans la liaison étroite entre marbres et amphibolites d'une part, micaschistes et gneiss d'autre part, un argument pour faire des marbres et des prasinites un niveau stratigraphique repère dans le socle ancien. Pourtant, il existe des analogies entre ces marbres et ceux qui bordent le Nord du massif Dora-Maira en Val de Suse et qui ont fourni des encrines. C'est pourquoi VIALON (1966, p. 41-50 et carte structurale) attribue ces lentilles de marbre à des pincées triasiques très boudinées et dispersées par la tectonique au sein des unités siliceuses paléozoïques. A la lumière des coupes précédentes, je penche délibérément pour une interprétation voisine de celle de VIALON. De plus, sans négliger le rôle de la tectonique dans l'émission des marbres, il me semble qu'il faut distinguer les gneiss fins et réguliers qui affleurent aux deux extrémités de la coupe d'avec les micaschistes qui emballent les marbres et qui semblent passer aux prasinites et aux amphibolites. Par analogie avec la coupe de Fontane, avec les coupes de Sellarie et avec la coupe de Gad, ces micaschistes peuvent aussi bien représenter des roches régénérées (c'est-à-dire des roches mimant les faciès dont elles dérivent), que des micaschistes paléozoïques authentiques.

On aurait donc dans cette pincée une coupe ressemblant à celle de Fontane, où des micaschistes "régénérés" sont au contact immédiat du socle siliceux dont ils sont difficiles à distinguer. Mais, ici, les niveaux carbonatés n'apparaîtraient même pas, et la coupe se poursuivrait, comme au sommet des coupes de Sellarie, par des micaschistes régénérés de plus en plus pauvres en blocs carbonatés, et passant à des prasinites et des amphibolites.

2. Caractères distinctifs

- Les trois coupes décrites dans les séries de "Selleries-Fontane" sont situées au voisinage immédiat ou au sein même du massif Dora-Maira. Dans les coupes de Fontane et de la Cresta Belvedere notamment, les rapports entre la base de ces séries et le soubassement siliceux me paraissent normaux, stratigraphiques, ainsi que l'avait déjà noté NOVARESE (1895). Je considère donc ces séries comme des témoins de la couverture mésozoïque du massif Dora-Maira, ou du moins des unités actuellement les plus élevées de ce massif. Ces séries sont souvent désolidarisées de leur soubassement, mais il ne s'agit à mon avis que de disharmonies mineures car, lorsque ces séries existent, elles s'interposent entre le massif Dora-Maira et les autres types de séries décrits ; à l'inverse, il n'existe pas à ma connaissance de témoins d'autres séries entre le soubassement siliceux et les séries de type Selleries-Fontane.

- Les séries de ce type ont une puissance nettement plus réduite que les précédentes, de l'ordre de 50 à 100 m au-dessus du socle siliceux.

- Le détail des coupes est très variable d'un secteur à l'autre, ou même dans un secteur restreint (par exemple Selleries). Ceci est en relation avec la réduction plus ou moins grande de ces séries, l'abondance des brèches souvent chaotiques, l'envahissement plus ou moins important par des faciès détritiques régénérés. Les brèches et les micaschistes reconstitués sont toujours présents et bien développés.

- Dans certaines coupes au moins, des prasinites terminent la série. Celles-ci peuvent former des masses relativement importantes (épaisseur de l'ordre de 50 m).

3. Extension

Des séries de type Selleries-Fontane bordent la lisière occidentale du massif Dora-Maira dans certaines vallées.

- En Val Chisone, la série de Selleries se poursuit vers le SW, recoupe le Chisone en aval de Fenestrelle, et remonte en versant S, en direction du col Clapier. Elle est dilacérée et écaillée, de telle manière que de gros blocs quartzitiques ou dolomitiques, dont les limites ont plus ou moins guidé des cisaillements tardifs, peuvent être pris pour des écaillures tectoniques.

- En Val Germanasca, les affleurements sont de plus en plus discontinus vers le S, où des séries de type Albergian-Bouchet peuvent être en contact tectonique direct avec le socle.

- En Val Pellice, je n'ai pas observé de témoins certains de séries de type Selleries-Fontane entre le socle et les séries de type Albergian-Bouchet.

Il faudrait entreprendre une révision systématique des pincées de marbres, d'amphibolites et de calcschistes dans le massif Dora-Maira. La carte italienne au 100 000e, ainsi que la carte structurale de VIALON (1966), indiquent toutefois qu'en Val Germanasca au moins, une grande partie des lanières de marbres et d'amphibolites se raccordent cartographiquement à la coupe de la Cresta Belvedere.

VII - CONCLUSIONS

Les résultats lithostratigraphiques présentés dans ce chapitre sont fondés sur l'étude détaillée de quelques secteurs, puis sur des vérifications rapides au cours de tournées récapitulatives. Pour une meilleure fiabilité de ces résultats, il faudrait passer un temps considérable à parcourir et à cartographier en détail l'ensemble de la région étudiée. Les observations sont donc incomplètes

et conduisent à la mise en évidence de fils conducteurs et de repères plutôt qu'à une synthèse polie et achevée, d'autant plus que de nombreuses observations partielles accumulées au cours de campagnes de terrain déjà anciennes demanderaient à être vérifiées ou précisées.

Il faut pourtant être bien convaincu que les Schistes lustrés ne sont pas aussi monotones qu'on l'a cru. Avec un peu d'habitude, il est possible de reconnaître des faciès lithostratigraphiques à l'échelle de 5 à 10 m d'affleurement. Il est plus compliqué de reconstituer et d'identifier des séries distinctes, et surtout de placer précisément les limites cartographiques des différents types de séries. En dehors de quelques secteurs bien déterminés, la reconstitution lithostratigraphique proposée n'est pas encore assez sûre pour démêler les structures successives, et en particulier pour déceler les contacts anormaux précoces.

Malgré toutes ces restrictions, on se servira pourtant maintenant de la reconstitution lithostratigraphique incomplète proposée ici comme base de réflexion dans les chapitres suivants. On tiendra donc pour acquise l'existence de six types de séries lithostratigraphiques dans les "Schistes lustrés" des Alpes cottiennes septentrionales (fig. III hors-texte).

- *Séries de type "Chabrière"*, supraophiolitiques, où les premiers termes métasédimentaires consistent en radiolarites jurassiques.

- *"Série du Gondran"*, triasico-liasique.

- *Séries de type "Crèche-Meyriès"*, apparemment continues entre des dolomies noriennes et des prasinites rubanées en masses restreintes.

- *Séries de type "Gad-il Caire"*, où l'on retrouve la même succession de dominantes que dans le type précédent, mais avec quelques variations de détail à différents niveaux.

- *Séries de type "Albergian-Bouchet"*, plus mal connues, caractérisées essentiellement par la succession calcaires massifs - micaschistes verts - prasinites abondantes.

- *Séries de type "Selleries-Fontane"*, réduites et transgressives sur le socle du massif Dora-Maira préalablement entamé par l'érosion.

Chapitre XI

REPÈRES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET CHRONOLOGIQUES

REVUE SOMMAIRE DES SCHISTES LUSTRÉS PIÉMONTAIS

INTRODUCTION

Au cours de ce chapitre, nous allons tenter successivement trois approches.

- Juxtaposer et comparer brièvement entre eux les différents types de séries lithostratigraphiques décrits dans les Alpes cottiennes septentrionales au chapitre précédent. On cherchera notamment si certains *niveaux repères* permettent des corrélations latérales entre des séries différentes.

- Envisager quelques problèmes concernant des formations ou des niveaux particuliers (brèches chaotiques, faciès "régénérés", roches vertes).

- Passer en revue, à partir des données bibliographiques et d'observations recueillies au cours de tournées de comparaison, les Schistes lustrés piémontais des Alpes occidentales. Ceci permettra de voir si les types de séries décrits ici sont compatibles avec ceux d'une plus grande partie du domaine piémontais. De plus, l'existence dans d'autres régions de niveaux datés paléontologiquement permettra de proposer certains âges pour les séries reconnues dans les Alpes cottiennes septentrionales.

I - COMPARAISON DES DIFFÉRENTS TYPES DE SÉRIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES
DANS LES SCHISTES LUSTRÉS DES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES
(fig. III hors-texte)

1. Succession de "dominantes" lithologiques

Les coupes les plus complètes sont fournies par les séries de type *Crèche-Meyriès et Gad-il Caire*. On y reconnaît une succession de "dominantes", auxquelles les différents niveaux des séries de types *Gondran, Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane* peuvent être comparés.

a) *Trias dolomitique*

Des dolomies à cachet norien forment la base des séries du *Gondran*, de la *Croix de la Crèche* et du sommet *Bucher* (type *Crèche-Meyriès*), du *Gran Roc* (type *Gad-il Caire*). On n'en connaît pas dans les séries de type *Albergian-Bouchet*. Les dolomies de la base de certaines coupes de *Sellarier* ne sont pas typiquement noriennes, mais pourraient correspondre au *Trias moyen*. Les dolomies à cachet de *Trias moyen* de la coupe de *Gad* sont peut-être des blocs géants dans une brèche chaotique.

b) *Calcaires et calcschistes inférieurs*

Un ensemble essentiellement carbonaté, puis microbréchiq, fait suite aux dolomies triasiques dans les séries de type *Gondran, Crèche-Meyriès, Gad-il Caire* et dans les coupes de *Sellarier*. Différents niveaux de sa base sont datés du *Rhétien*, de l'*Hettangien* et du *Sinemurien*. Il est possible que les calcschistes de la base des séries de type "*Albergian-Bouchet*" soient équivalents à ceux du sommet de cet ensemble. Au contraire, la série du *Gondran* se termine probablement à ce niveau.

c) *Faisceau calcaire médian*

Dans les séries de type *Crèche-Meyriès et Gad-il Caire*, un ensemble de calcaires massifs, puis de calcaires et schistes où des brèches chaotiques peuvent exister, est bien développé. Ce faisceau massif est absent (ou tout au moins inconnu) dans les coupes de type *Gondran*. Dans les séries de type *Albergian-Bouchet*, je pense que les calcaires massifs correspondent à ce niveau. Ils sont probablement peu distincts des calcaires inférieurs dans les coupes de *Sellarier*.

d) *Schistes noirs*

Des schistes noirs, qui forment déjà les interlits du sommet du faisceau calcaire médian (niveau des calcaires et schistes), sont très développés dans les séries de type *Crèche-Meyriès*. Ils semblent moins épais dans les séries de type *Gad-il Caire*, mais ils peuvent y emballer des brèches riches en éléments quartzitiques et micaschisteux, ainsi que des passées micaschisteuses vertes "régénérées". Dans les coupes de *Sellarier*, les micaschistes "régénérés" l'emportent sur les schistes noirs. Enfin, dans les coupes de type *Albergian-Bouchet*, les schistes noirs sont totalement absents, et seuls des micaschistes verts s'interstratifient au sommet des calcaires, à la manière des schistes noirs dans les calcaires et schistes.

e) *Prasinites*

Dans les séries de type *Crèche-Meyriès, Gad-il Caire, Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane*, des prasinites rubanées en quantités variables font suite soit aux schistes noirs, soit aux micaschistes verts, et représentent le terme le plus élevé connu de ces séries.

L'épaisseur des séries entre la base des calcaires inférieurs (*Rhétien*) et les prasinites est variable suivant les séries, mais paraît être au maximum de l'ordre de 500 m.

Les séries de type *Chabrière* sont totalement différentes des cinq autres types. Aucune des "dominantes" précédentes ne paraît y avoir d'équivalent. De plus, alors que les autres séries se terminent, semble-t-il, par des roches vertes ou par un niveau moins élevé, les séries de type *Chabrière* sont supraophiolitiques.

2. Problèmes de brèches et de roches "régénérées"

a) *Répartition "stratigraphique"*

Ainsi qu'il ressort du chapitre précédent, l'un des caractères majeurs des séries piémontaises décrites est que celles-ci sont riches en intercalations bréchiqes à divers niveaux.

- Brèches ocre à éléments calcaires et dolomitiques du *Carnien* du *Gran Roc* (MEGARD-GALLI et CARON, 1972).

- Brèches dolomitiques intraformationnelles du *Carnien* et du *Norien* (série du *Gondran, Croix de la Crèche, Gran Roc*).

- Brèches rhétiennes à éléments dolomitiques (*Croix de la Crèche*).

- Brèches et microbrèches rousses litées du "*Lias en plaquettes*", de la "*formation détritique rousse*", des "*calcschistes roux*" (séries de types *Gondran, Crèche-Meyriès, Gad-il Caire*). Les éléments y sont en général de petite taille, en bancs granoclassés, de nature essentiellement dolomitique et parfois calcaire.

- Brèches du "*faisceau calcaire médian*", développées surtout vers le sommet de celui-ci, et souvent chaotiques (coupe de *Gad*, coupes de type *Sellarier*). Les éléments y sont encore surtout dolomitiques, mais parfois aussi quartzitiques et micaschisteux.

- Brèches des schistes noirs, chaotiques au *Monte Banchetta* (série de type *Gad-il Caire*), plus fines et litées dans le secteur du *Monte Fraitève* (série de type *Crèche-Meyriès*). La part des éléments dolomitiques diminue au profit des éléments siliceux par rapport aux niveaux précédents. Dans les séries de type *Gad-il Caire, Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane*, l'essentiel des "micaschistes régénérés" semble correspondre à ce niveau.

Les séries de type *Chabrière* sont dans l'ensemble plus pauvres en brèches que les séries infra-prasiniques. Ceci est net dans la région étudiée, où je n'ai pas observé de brèches à éléments de roches vertes comme celles que STEEN (1972) en *Haute-Ubaye* et TRICART (1973, 1974) en *Haut-Cristillan* décrivent dans la formation de la *Replatte* et surtout dans la formation de *Roche Noire*.

b) *Répartition cartographique*

Une esquisse de la répartition des brèches est présentée sur la figure 58. La répartition des brèches à éléments surtout carbonatés est calquée sur celle des séries de types *Gondran, Crèche-Meyriès et Gad-il Caire* (moitié occidentale de la région étudiée), où la base sans doute liasique des séries est bien développée. Au contraire, les brèches à éléments surtout siliceux, ainsi que les quartzites et les micaschistes "régénérés", affleurent principalement à l'E, près du massif *Dora-Maira*, au sein des séries de type *Sellarier-Fontane et Albergian-Bouchet*.

Les affleurements de brèches chaotiques, où voisinent des blocs dolomitiques ou calcaires et des blocs siliceux, sont toujours localisés à proximité immédiate des "socles" paléozoïques siliceux (massif d'*Ambin*, massif *Dora-Maira*, lanière du *Monte Banchetta*). Il est tentant d'y voir plus qu'une coïncidence, dans la mesure où les termes triasico-liasiques sont absents ou réduits dans la couverture propre de ces "socles" (GAY, 1970, 1971 ; VIALON, 1966 ; CARON, 1970). Nous reviendrons plus loin sur les implications paléogéographiques et tectoniques possibles de cette juxtaposition actuelle des "socles" à couverture mésozoïque réduite et d'unités de Schistes lustrés à brèches chaotiques.

c) *Genèse et alimentation*

Des brèches sont fréquentes dans les séries marines du domaine piémontais, si bien que de nombreux auteurs ont cherché à en préciser les mécanismes et les milieux de genèse. Je vais reprendre brièvement ces problèmes, principalement à l'aide des mises au point de CHESSEX (1959), LEMOINE (1967) et WEIDMANN (1972). Pour plus de commodité, nous envisagerons successivement les brèches chaotiques, les brèches litées, et les faciès "régénérés" ("lemoinites").

a) *Les brèches chaotiques*

Les brèches chaotiques (par exemple à *Gad*, au *Monte Banchetta*, sur les deux versants du *Chisone* en aval de *Fenestrelle*) ressemblent aux brèches décrites par LEMOINE (1961, 1967), dans les écailles originaires de la zone ultrabriançonnaise d'*Acceglio* (rio *Secco* à l'W du *Chaberton*, "quatrième écaill-

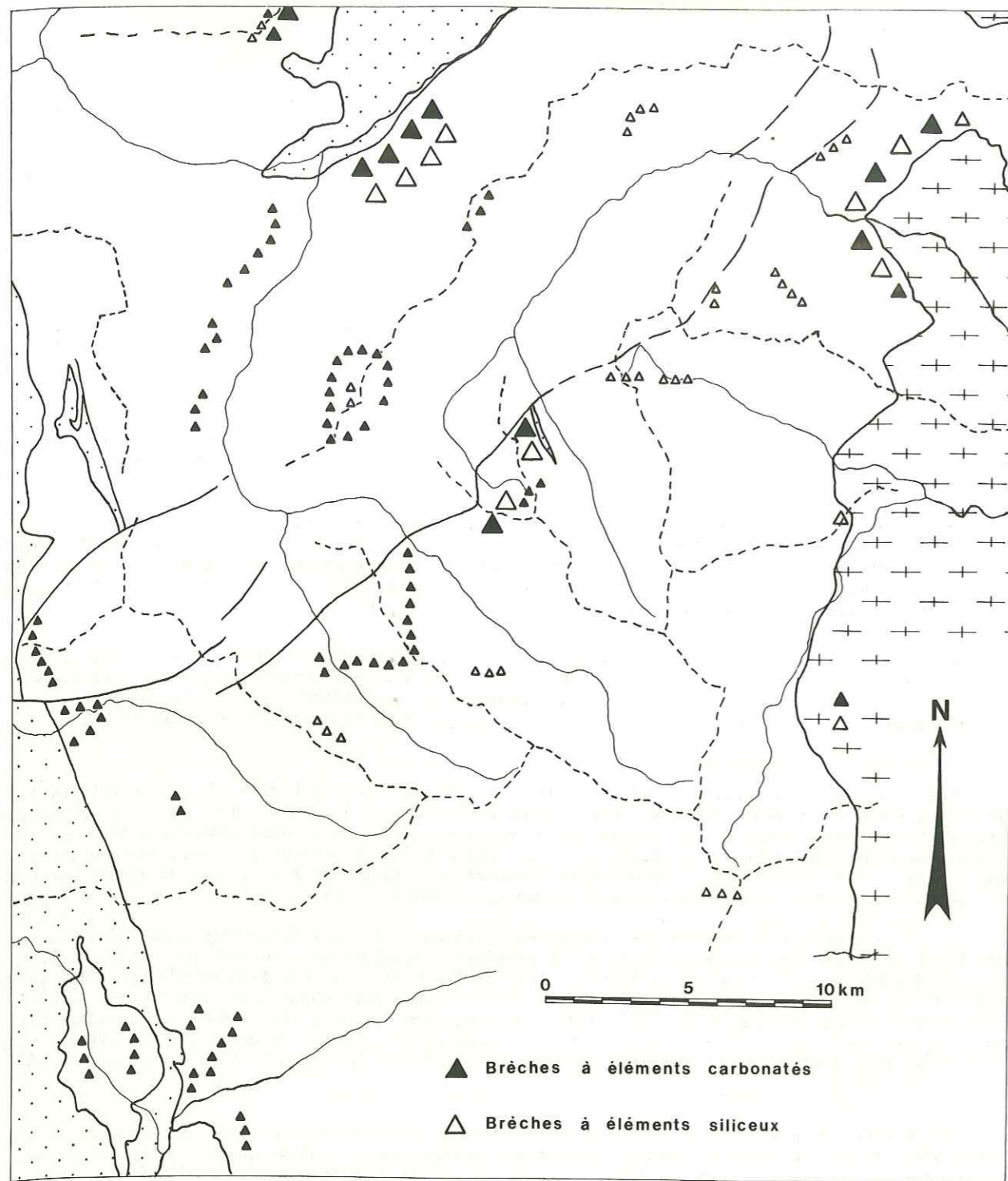


Fig. 58 - Répartition cartographique des principales brèches dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales

Les symboles les plus gros correspondent aux brèches chaotiques.

le" à l'W de Briançon) et surtout à celles de la "Brèche inférieure" décrites par CHESSEX (1959), LEMOINE (1967) et WEIDMANN (1972) dans la partie frontale de la nappe de la Brèche en Chablais. Elles évoquent également certaines brèches interstratifiées dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes méridionales (MICHARD, 1966-67). La plupart des conclusions de ces auteurs semblent applicables aux brèches qui nous intéressent ici.

La dilution latérale des blocs de brèches, par émiettement en fragments de plus en plus petits, dans un fond de sédimentation identique aux Schistes lustrés voisins implique un dépôt sous-marin de ces brèches. La juxtaposition de blocs de tailles très variées suppose un transport faible, et semble due à l'écroulement presque sur place d'escarpements rocheux (escarpements de faille). La très faible évolution du matériel détritifique nécessite l'existence d'escarpements sous-marins, ou bien à la rigueur de falaises émergées en bordure immédiate de la mer.

Tous les éléments des brèches proviennent de séries comparables à la base (connue ou supposée) de celles dans lesquelles ils s'intercalent. Ces séries mères comportaient de haut en bas les faciès suivants, érodés de plus en plus profondément au fur et à mesure de l'alimentation des brèches : calcaires et calcschistes parfois déjà bréchiques évoquant le "Lias", dolomies variées du Trias supérieur et moyen, calcaires du Trias moyen, quartzites fins du "Werfénien", quartzites micacés et micaschistes verts évoquant divers niveaux rapportés au Permo-Trias et au Permien. Les éléments des brèches sont plutôt calcaires et dolomitiques à la base des séries, et plutôt quartzitiques et micaschisteux au sommet (esquisse d'une "stratigraphie inverse"), mais on observe en général le mélange d'éléments de nature variée, ce qui est interprété ainsi (WEIDMANN, 1972) : "Les failles sous-marines ... découpaient un certain nombre de blocs plus ou moins basculés et dénivelés les uns par rapport aux autres qui pouvaient, soit débiter, dans le même temps et au même endroit, des éléments de Verrucano, Werfénien, Trias moyen, Trias supérieur et Lias inférieur, soit ne fournir que du matériel d'une seule formation donnant lieu à des roches "régénérées" (nous reviendrons plus loin sur les problèmes concernant ces roches "régénérées"). On ne peut pas, à partir des données actuelles, reconstituer la géométrie de ces failles synsédimentaires : failles en escalier régulier au bord d'un bassin mosaïque de compartiments irréguliers, ... ? Il est toutefois probable que, au voisinage d'une faille donnée, les blocs des brèches chaotiques subissaient un transport assez faible suivant la plus grande pente, c'est-à-dire sans doute dans une direction subperpendiculaire à celle de la faille.

β) Les brèches litées

Lorsque, au sein des séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire, on s'éloigne géographiquement des brèches chaotiques, les brèches deviennent plus fines, mieux litées, en bancs parfois granoclassés. Elles sont alors comparables aux brèches litées de la base "liasique" de ces séries et de la série du Gondran. Les éléments sont de nature comparable à ceux des brèches chaotiques et reconstituent la même "stratigraphie inverse" d'ensemble. Mais le mélange de galets anguleux et de galets arrondis, le litage et le granoclassement des brèches sont l'indice d'un certain transport des éléments après leur fragmentation. Ce transport a pu se faire par exemple sous forme de courants de densité plus ou moins transversaux à la direction des failles ou à celle du bord du bassin.

γ) faciès "régénérés"

Les mécanismes de genèse des faciès "régénérés" sont moins bien compris que ceux des brèches chaotiques ou litées. Les roches "régénérées" sont le plus souvent des quartzites et des micaschistes mimant certains faciès du Permien. Mais la présence de (rares) galets de dolomies triasiques, ou bien l'interstratification de ces faciès dans des calcaires au sein de séries de "Schistes lustrés" sont des preuves de l'âge post-triasique de ces micaschistes et de ces quartzites. Comme il est peu vraisemblable que les conditions d'érosion - transport - sédimentation identiques à celles qui régnaient au Permien et s'appliquant aux mêmes roches mères se soient reproduites, force est d'envisager la destruction puis la reconstitution grain par grain de divers faciès permienés attaqués par l'érosion.

La tectonique et le métamorphisme alpins ont fortement oblitéré les caractères sédimentaires initiaux de ces roches. Il semble pourtant que les micaschistes et les quartzites "régénérés" ont été élaborés à partir de grains de taille relativement constante, de l'ordre de 0,2 à 1,5 mm dans les secteurs où les grains détritifiques sont encore reconnaissables. Dans certains cas où les grains initiaux sont exceptionnellement bien préservés, les éléments détritifiques paraissent émoussés ou arrondis. Je n'ai jamais pu y observer de granoclassement.

La répartition géographique des micaschistes et des quartzites régénérés n'est pas liée systématiquement à celle des brèches chaotiques. Il est vrai que, dans les séries de type Crèche-Meyriès,

Gad-il Caire et Sellarier-Fontane, et particulièrement vers le sommet du "faisceau calcaire médian", les roches régénérées sont l'un des constituants des brèches polygéniques chaotiques. Elles peuvent y constituer la matrice de blocs dolomitiques, calcaires ou quartzitiques. De même, lorsque les brèches se diluent latéralement, des fragments de plus en plus rares de dolomies "nagent" au milieu de micaschistes, ce qui permet d'ailleurs d'identifier à coup sûr les micaschistes comme des roches régénérées. Mais, plus on s'élève dans les séries citées, en s'éloignant du "faisceau calcaire médian" pour s'approcher des prasinites rubanées, plus les faciès reconstitués se développent en l'absence de brèches. Ils se présentent alors comme une variation plus grossière au sein des schistes noirs somme toute pauvres en brèches. De même dans les séries de type Albergian-Bouchet, les micaschistes, d'abord interstratifiés comme des "décharges" détritiques au sein de calcaires analogues à ceux du faisceau calcaire médian, sont ensuite homogènes et paraissent représenter un équivalent latéral des schistes noirs des autres séries. Il me semble donc que, au moins dans les séries qui nous occupent ici, les mécanismes de genèse et de transport des faciès régénérés ne sont pas les mêmes que ceux des brèches chaotiques. L'extension et la régularité de ces faciès pourraient être dues à des courants tractifs (peut-être du type "courants de fond"), défilant longitudinalement devant les reliefs où s'élaborent les brèches chaotiques, et poursuivant leur chemin dans les zones où de tels reliefs n'étaient plus assez marqués pour engendrer des brèches chaotiques. Dans cette hypothèse, les courants devaient être suffisamment rapides pour rendre compte de la taille des particules transportées et pour ne pas séparer des éléments de forme aussi différente que les phyllites et les quartz.

d) Récapitulation

On ne peut espérer présenter pour les Schistes lustrés piémontais une interprétation sédimentologique détaillée. Les quelques caractères des brèches évoqués ci-dessus permettent toutefois d'esquisser certains traits du domaine piémontais.

- Les brèches litées, abondantes dans les calcaires et les calcschistes inférieurs, sont compatibles avec une ou des zones de talus (flexure régulière ou gradins successifs).

- Les brèches chaotiques, mieux développées au niveau du "faisceau calcaire médian", nécessitent des pentes plus fortes, voire des escarpements de failles, qui peuvent exister aussi bien au bord de chenaux (JOHNSON, 1972) qu'à la marge d'un bassin.

- Les faciès de quartzites et de micaschistes "régénérés" semblent marquer, vers le sommet des séries étudiées, une certaine uniformisation des apports détritiques dans les différents types de séries, qui pourraient être dus à un régime de courants de fond.

Il faut souligner que rien ne permet de considérer, à partir de l'étude des Alpes cottiennes septentrionales, le domaine piémontais comme un bassin allongé simple et régulier dont seule la marge externe (limite Briançonnais-Piémontais) serait instable et fournirait des éléments de brèches. On a au contraire l'impression, certes confuse, d'une paléobathymétrie accidentée, d'une mosaïque de sous-domaines où les reliefs et les creux pouvaient s'agencer aussi bien "longitudinalement" que "transversalement", et où la direction, le sens et le mécanisme des apports bréchiens pouvaient varier aussi bien dans l'espace que dans le temps.

3. Problèmes de roches vertes

Dans les roches vertes également, les caractères pétrographiques des roches éruptives n'apparaissent qu'en filigrane difficile à déchiffrer au travers des marques tectoniques et métamorphiques alpines. Une esquisse d'analyse des roches et des assemblages initiaux est donc facilitée par les monographies qui ont été faites dans des ensembles plus "frais", comme ceux de Ligurie, de Grèce, de Turquie, ..., d'autant plus que les roches vertes occupent, dans les Alpes cottiennes septentrionales, un volume relatif faible par rapport à d'autres régions de la zone piémontaise.

Nous envisagerons successivement les roches vertes constituant la base des séries de type Chabrière, puis celles interstratifiées à un niveau élevé des séries de type Crèche-Meyriès, Gad-il Caire, Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane.

a) L'association ophiolitique des séries de type Chabrière

Les séries de type Chabrière constituent la suite sédimentaire de laves en coussins, elles-mêmes liées à des gabbros et à des serpentinites.

α) Les serpentinites forment des lentilles hecto- à kilométriques discontinues, donnant en général de mauvais affleurements. Elles sont souvent associées à des ophicalcites et peuvent contenir des filons de gabbro boudinés et rodingitisés. Elles proviennent de la transformation secondaire de péridotites dont les minéraux initiaux ne sont plus visibles qu'en reliques, notamment dans le massif du Chenaillet (PUSZTASZERI, 1969), dans le massif du Monte Cruzeau (PARONA, 1892), dans le versant W de la Pta Rognosa (CARON, 1970) et dans le massif du Rocciavrè (SEYRIG, 1972). Lorsque les minéraux primaires sont encore identifiables, on reconnaît d'anciennes dunites, d'anciennes lherzolites parfois feldspathiques et d'anciennes wehrilites. Je ne peux pas préciser les relations originales de ces différentes péridotites, mais on rencontre, en lentilles relativement épargnées par la serpentinitisation, des reliques de plusieurs de ces types au sein d'une même masse de serpentinites. D'autre part, bien que les déformations "alpines" y aient été importantes, les minéraux reliques des lentilles préservées semblent relativement isodiamétriques et non orientés. Enfin, l'épaisseur des serpentinites est toujours relativement faible, au maximum de l'ordre de 500 m.

L'ensemble de ces caractères paraît plus compatible avec une péridotite initiale à signification de cumulat ultrabasique décanté dans une chambre magmatique, plutôt que de "tectonite" ayant subi un fluage plastique dans le manteau supérieur (BEZZI et PICCARDO, 1970, 1971 ; NICOLAS *et al.*, 1971 ; JUTEAU, 1975).

β) Des gabbros sont voisins des serpentinites et des diabases dans les massifs du Chenaillet (PUSZTASZERI, 1969) et du Rocciavrè (SEYRIG, 1972). Des lentilles plus petites sont isolées dans des zones cisailées au sein des Schistes lustrés, notamment au Bric Ghinivert, entre le Val Tronca (Haut-Chisone) et la Germanasca de Massello, et au col Clapis, entre le Val Tronca et le Val Ripa. Il s'agit dans tous les cas d'euphotides (gabbros à diallage) souvent très transformés par le métamorphisme alpin. La structure de ces gabbros est très variable. On y reconnaît parfois (Chenaillet) une alternance de bandes mélanocrates et leucocrates qui correspondent probablement à un rubanement primaire (PUSZTASZERI, 1969). Dans d'autres endroits (Chenaillet, col Clapis), le gabbro est très hétérogène par la taille des minéraux et par l'abondance des minéraux colorés, et il possède alors une structure de brèche magmatique. Il arrive fréquemment que des passées acquièrent par cisaillement une structure écrasée, foliée ("flaser-gabbro"). Une partie au moins de ces structures tectoniques est anté-alpine, puisqu'on peut observer dans la partie occidentale du massif du Chenaillet, près du sommet des gabbros, des filons de diabase non déformés traversant des gabbros déjà tectonisés.

Certains affleurements de gabbros (col Clapis) sont truffés de filons leucocrates, à caractère anorthositique. Leur richesse en plagioclase sodique (actuellement parfois entièrement transformé en pyroxène jadéitique) les rapproche de la célèbre "syénite" du Gondran (LACROIX, 1922 ; CHESSEX *et al.*, 1964 ; PUSZTASZERI, 1969), des méta-albitites jadéitiques de Haute-Ubaye (STEEN, 1972), des méta-albitites à amphibole bleue de Corse (chap. XII ; OHNENSTETTER, 1975) et des "plagiogranites océaniques" (COLEMAN et PETERMAN, 1975). Ces filons sont parfois aveugles ; d'autres fois, ils semblent s'insinuer dans la foliation des flaser-gabbros. De toute manière, leur injection est liée à une bréchification *in situ*, que l'on peut ainsi interpréter comme une fracturation hydraulique (MASSON, 1972) due à la migration de jus tardimagmatiques.

Enfin, dans le massif du Chenaillet, les métamorphismes alpins sont suffisamment discrets pour que l'on identifie encore les minéraux originels : labrador, augite, olivine. L'augite est en partie transformée en hornblende brune, transformation qui ne peut pas être due aux métamorphismes alpins et qui leur est nécessairement antérieure.

On est donc conduit à considérer ces gabbros comme des cumulats (structure rubanée) élaborés plutôt dans les parties hautes d'une chambre magmatique (abondance des brèches hétérogènes, cf. OHNENSTETTER, 1975 ; abondance des filons leucocrates tardifs) et déjà en partie tectonisés et amphibolitisés avant certaines venues diabasiques au moins. On rejoint ainsi l'interprétation proposée pour d'autres affleurements de gabbros associés à des niveaux peu développés de serpentinite dans d'autres régions du domaine piémontais des Alpes occidentales (DAL PIAZ, 1974) et notamment en Haut-Queyras, immédiatement au S de la région étudiée (BEARTH *et al.*, 1975).

γ) Des basaltes, et surtout des spilites en coussins, surmontant parfois des diabases massives, forment le sommet des ensembles de roches vertes associées aux séries de type Chabrière. Les coussins de la partie supérieure des coulées sont fréquemment bréchifiés et passent à une brèche de coussins à matrice de hyaloclastites, produits de l'éclatement de la croûte vitreuse des coussins (Chenaillet, VUAGNAT et PUSZTASZERI, 1965) et/ou de radiolarites. Des fragments de coussins et des éclats hyaloclastitiques sont remaniés dans les radiolarites (M. Cruzeau ; VUAGNAT *et al.*, 1966 ; KOEHN et VUAGNAT, 1970) qui, surmontant les dernières coulées diabasiques, forment la base des séries de type

Chabrière. Ces coulées de basaltes et de spilites en coussins représentent incontestablement d'anciens appareils volcaniques sous-marins.

Les ensembles de serpentinites, de gabbros, et de laves en coussins sont actuellement hachés par des contacts anormaux, si bien qu'on ne connaît pas les rapports initiaux entre les différents termes. Dans la mesure où ces trois termes sont fréquemment associés, et où il ne s'interpose pas de termes étrangers, il est probable que les serpentinites, les gabbros et les laves ont été solidaires à l'origine. On n'a pas identifié, dans les Alpes cottiennes septentrionales, de complexe filonien ni de tectonites péridotitiques. Il est cependant possible que les roches vertes formant le soubassement des séries de type Chabrière représentent la partie haute d'un cortège ophiolitique : cumulats provenant du sommet d'une chambre magmatique, et roches volcaniques sous-marines.

Il s'agirait alors d'un témoin d'une croûte océanique. Deux arguments vont dans ce sens : d'une part, on ne connaît pas dans les Alpes cottiennes septentrionales de substrat originel "sialique" ou sédimentaire à ces roches vertes ; d'autre part, la série de Chabrière est identique à certaines séries de l'Apennin ligure (§ III, 4 ci-dessous) et de Corse orientale (chap. XII), où les roches vertes sous-jacentes, plus abondantes et mieux préservées, permettent de reconstituer un cortège ophiolitique indubitable (BEZZI et PICCARDO, 1971 ; DECANDIA et ELTER, 1972 ; OHNENSTETTER *et al.*, 1975 ; OHNENSTETTER, 1975).

b) Les prasinites rubanées

Les prasinites sont constituées d'albite, de chlorite, d'épidote et d'amphibole, + calcite, quartz, micas, lawsonite, sphène, ... (NOVARESE, 1895). Les prasinites riches en chlorite et pauvres en amphiboles sont appelées ovarditites. Bien que l'origine de ces roches ait donné lieu à des interprétations variées, un consensus général s'établit actuellement en faveur d'une origine basaltique de ces roches (NICOLAS, 1966 ; SEYRIG, 1972).

Contrairement aux roches vertes qui forment le soubassement des séries post-ophiolitiques de type Chabrière, les prasinites rubanées constituent le sommet lithostratigraphique des séries de types Crèche-Meyriès, Gad-il Caire, Albergian-Bouchet et Selleries-Fontane. Le rubanement, alternance de lits milli- à centimétriques vert sombre et jaune-vert, est actuellement dû à l'abondance plus ou moins grande d'amphibole et de chlorite. Il semble primaire, antérieur au métamorphisme, et on a souvent l'impression confuse d'un certain classement, voire de stratifications obliques. Ceci constitue un argument en faveur de l'origine pyroclastique et volcanosédimentaire du matériel (ELTER, 1971 ; DAL PIAZ, 1974). En effet, des produits lités, élaborés à partir de la décantation et éventuellement du remaniement de brèches pyroclastiques et de hyaloclastites ont été décrits en détail, par exemple dans le Taurus lycien (JUTEAU, 1975).

Un argument supplémentaire dans ce sens est le suivant : dans la série de Selleries notamment, on observe souvent, au sein des prasinites rubanées, des ovoïdes plus massifs qui pourraient représenter des produits plus grossiers tels que des brèches de coussins, ainsi que des brèches à éléments prasinitiques et à ciment calcaire (SEYRIG, 1972). Il arrive d'autre part, dans les séries de type Albergian-Bouchet, que des lentilles déci- à décimétriques de métagabbros soient emballées dans les prasinites rubanées (pour autant qu'on puisse en juger à la partie supérieure de celles-ci, c'est-à-dire au bord des prasinites opposé au contact micaschistes régénérés-prasinites). Comme G. ELTER (1971), j'interprète ces lentilles gabbroïques comme des blocs bréchiques, d'autant plus que l'on sait que, dans l'Apennin ligure, des brèches à éléments de gabbros surmontent des gabbros et peuvent constituer directement le substrat des séries sédimentaires post-ophiolitiques (DECANDIA et ELTER, 1972) ; on peut envisager que de tels blocs de gabbros aient été transportés à une certaine distance, par exemple au niveau de séries de type Albergian-Bouchet.

Les prasinites rubanées, issues du remaniement de produits basaltiques, se présentent donc comme des roches d'origine pyroclastique ou volcanosédimentaire. Comme je l'ai souligné au début de ce chapitre, on les rencontre à un niveau "lithostratigraphique" bien déterminé dans les séries de type Crèche-Meyriès, Gad-il Caire, Albergian-Bouchet et Selleries-Fontane. Contrairement à l'opinion de ROUTHIER (1944) et DAL PIAZ (1974), il me semble donc que l'on ne rencontre, dans chacun des types de séries décrits, qu'un seul niveau de prasinites rubanées ; toutes les répétitions seraient dues aux épisodes de déformations successifs. Il est donc extrêmement tentant de considérer ces prasinites rubanées comme approximativement synchrones, ce qui constitue d'autre part un niveau repère pour les

corrélations entre les différentes séries (1).

En anticipant sur la tentative de reconstitution paléogéographique, on peut donc envisager que, au cours du Jurassique terminal, des basaltes sous-marins se sont épanchés en domaine océanique sur des roches basiques et ultrabasiques grenues, dans le domaine où se sont déposées ensuite les séries sédimentaires de type Chabrière. Le matériel pyroclastique et les produits de remaniement de ces laves ont pu être entraînés beaucoup plus loin, au-delà d'un substrat "océanique", pour venir se resédimer dans des séries variées essentiellement "infra-roches vertes".

4. Niveaux de disjonction

Nous avons déjà indiqué plusieurs fois que les types de séries décrits résultaient de la juxtaposition de nombreuses coupes partielles. Il est rare de rencontrer l'ensemble continu d'une même série sur une seule coupe, ce qui revient à dire que les séries originelles ont été, lors des épisodes tectoniques successifs, clivées en écaillés successives. Les principaux niveaux de désolidarisation des séries infraprasinitiques se trouvent :

- à la base du Norien,
- dans des calcschistes sous-jacents au "faisceau calcaire médian", entre celui-ci et des calcaires et calcschistes inférieurs,
- dans les schistes noirs intermédiaires entre le "faisceau calcaire médian" et les prasinites rubanées.

Dans les séries de type Chabrière, ils se trouvent :

- dans les serpentinites,
- à la base des roches volcaniques,
- à la base des radiolarites.

Les séquences partielles continues les plus fréquemment rencontrées sont donc :

- des séquences "triasico-liasiques"
- le faisceau calcaire médian et quelques niveaux immédiatement adjacents
- le faisceau calcaire médian et les prasinites rubanées lorsque les schistes noirs sont peu ou pas développés
- la base des séries de type Chabrière. Les roches vertes, aussi bien les prasinites rubanées que les serpentinites ou les gabbros, sont fréquemment isolées en lentilles.

La connaissance de ces séquences partielles les plus fréquentes peut nous servir de guide dans l'inventaire des Schistes lustrés piémontais d'autres régions des Alpes occidentales.

II - COMPARAISON AVEC D'AUTRES SCHISTES LUSTRÉS PIÉMONTAIS VERS LE NORD

Les régions passées en revue dans ce paragraphe et dans le suivant sont presque toutes localisées sur la figure 2.

(1) Il existe également, dans le "Permien" des socles voisins (Ambin, Dora-Maira), des prasinites rubanées qui ne sont évidemment pas synchrones de celles intercalées dans les Schistes lustrés. D'autre part, on ne peut pas, en raison de l'importance de leur volume, considérer ces dernières comme un produit de "régénération" des premières.

1. Région de Bardonnèche

Au NW d'Oulx, les affleurements de Schistes lustrés dessinent, dans la région de Bardonnèche, un "golfe" compris entre le massif Briançonnais des Rois Mages à l'W, les gypses méridionaux de Vanoise au N, et le massif d'Ambin à l'E. La partie occidentale en a été étudiée par CABY (1964). J'ai effectué dans l'ensemble de la vallée de Bardonnèche quelques tournées de comparaison, dont certaines en compagnie de P. SALIOT ou de M. GAY.

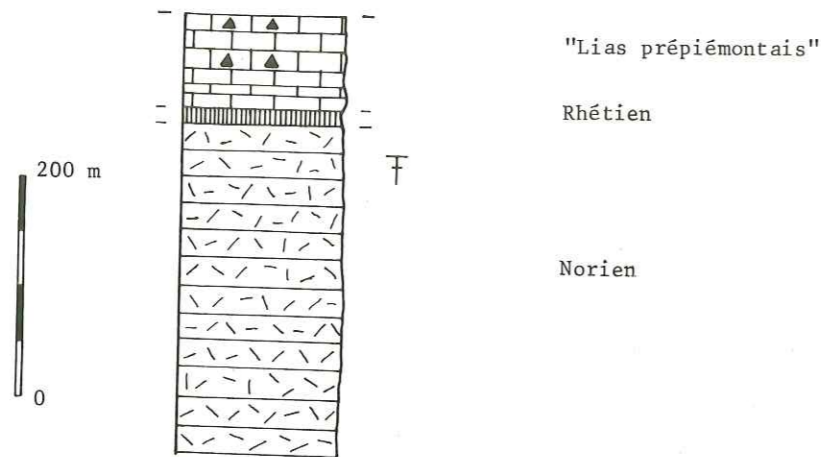


Fig. 59 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série du Grand Argentier-Mélèzet", d'après CABY (1964)

CABY a décrit une "série du Grand Argentier-Mélèzet" (fig. 59) comportant du Norien dolomitique, du Rhétien, puis du "Lias prépiémontais". La faible épaisseur du Rhétien et les caractères du "Lias prépiémontais", ainsi que l'existence d'une suite possible à ces termes de base, me font comparer cette série du Grand Argentier-Mélèzet beaucoup plus à une série de type Crèche-Meyriès qu'à une série du Gondran typique (CABY, 1964).

Parmi les autres termes décrits par CABY, des brèches chaotiques à matrice de schistes noirs ressemblent beaucoup aux brèches du Monte Banchetta (série de type Gad-il Caire), et des faciès de calcaires siliceux, ou de calcaires et schistes évoquent le "faisceau calcaire médian" de mes séries infraprasinitiques. Une coupe (fig. 60) relevée en compagnie de M. GAY le long de la crête joignant la Cima del Vallonetto au M. Vin Vert, immédiatement à l'W du massif d'Ambin, confirme l'existence dans cette région de séries voisines des types Crèche-Meyriès ou Gad-il Caire.

D'autre part, on reconnaît indubitablement des faciès de "formation de la Replatte" et de "formation de Roche Noire" liés à des lentilles d'ophiolites (1).

Il semble donc que, dans la région de Bardonnèche comme plus au SE, coexistent plusieurs types de séries au sein des Schistes lustrés :

- des séries à base triasico-liasique, puis riches en brèches, comparables aux séries de type Crèche-Meyriès et/ou Gad-il Caire,
- des séries supraophiolitiques de type Chabrière.

(1) Il est possible également qu'une partie des affleurements de schistes noirs attribués par CABY et al. (1963) et par CABY (1964) au "complexe de base du flysch à Helminthoïdes" soient en fait des affleurements de "formation de Roche Noire".

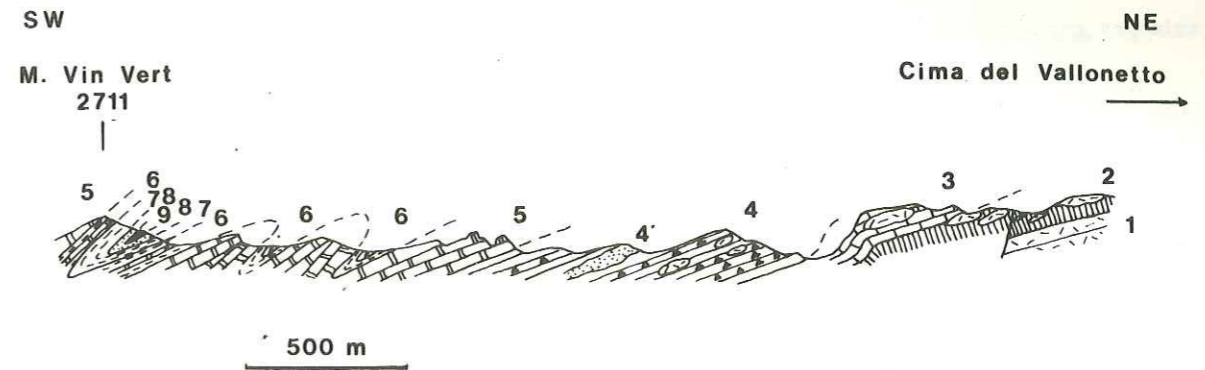


Fig. 60 - Coupe schématique de la crête Mte Vin Vert - Cima del Vallonetto

1 : dolomies litées (Norien) ; 2 : schistes dolomitiques, dolomies et calcaires noirs - brèches à éléments dolomitiques (Rhétien-Hettangien ?) ; 3 : calcaires noirs et gris plaquetés - brèches à éléments dolomitiques (Lias "prépiémontais" ?) ; 4 : calcschistes roux en dalles - brèches et micro-brèches à éléments dolomitiques, calcaires et quartzitiques (4', lame de quartzites micacés blancs) ; 5 : calcaires siliceux blonds en dalles - éléments quartzitiques ; 6 : calcaires et schistes ; 7 : schistes noirs à lits de quartzites phylliteux ; 8 : micaschistes verts ; 9 : lentille de serpentine écrasée.

2. Vanoise

Dans sa monumentale "Etude géologique du Pays de Vanoise", ELLENBERGER (1958) n'accorde que peu de place aux Schistes lustrés piémontais. Il décrit par contre minutieusement la "série de la Grande Motte", d'affinités piémontaises à sa base et Briançonnaises à son sommet. L'étude du massif de la Sana et de la rive droite de l'Arc en amont de Termignon est actuellement reprise par BELON.

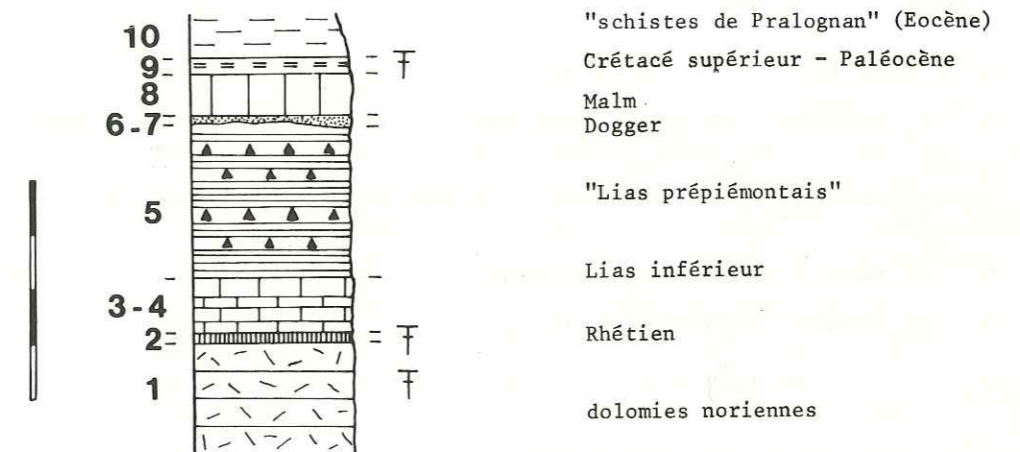


Fig. 61 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série de la Grande Motte, d'après ELLENBERGER (1958)

Description dans le texte.

a) La série de la Grande Motte

La base de la "série de la Grande Motte" (fig. 61) est variable d'une coupe à l'autre (ELLENBERGER, 1958). On y reconnaît successivement :

- 1 - des dolomies noriennes fossilifères ;
- 2 - des alternances de dolomies, de schistes et de calcaire noir ; présence de lumachelles à faune rhétienne ;
- 3 - des calcaires noirs écaillés à délits dolomitiques ; lits à Polypiers ; Hettangien probable ;
- 4 - des calcaires assez massifs gris à Crinoïdes et Bélemnites, tantôt plus "gréseux" et gris clair, tantôt plus purs et gris-bleu ;
- 5 - des calcaires en plaquettes sonores, phylliteuses et siliceuses, parfois assez massifs et parfois calcschisteux, dans lesquels on observe des microbrèches à éléments dolomitiques ; c'est le "Lias prépiémontais" au sens de ELLENBERGER.

Cette partie inférieure de la série présente incontestablement des affinités avec la série triasico-liasique du Gondran et avec la base sans doute triasico-liasique des séries de types Crèche-Meyriès et Gad-il Caire. Mais on soulignera encore l'ambiguïté qui s'attache au terme de "Lias prépiémontais". Si l'on tente un parallélisme avec la série du Gondran, c'est incontestablement le terme 4 ("calcaires sinémuriens") de la Grande Motte qui correspond au "Lias prépiémontais" du Gondran, tandis que le "Lias prépiémontais" de Vanoise évoque fortement la "formation détritique rousse" du Gondran et de la série Crèche-Meyriès ainsi que les "calcschistes siliceux ankéritiques" des séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire. D'autre part, ELLENBERGER (1958, p. 272) fait commencer son "Lias prépiémontais" au Lias moyen, au-dessus d'un "marbre gris à Bélemnites et Pentacrines" attribué au Sinémurien. Mais les *Amioceras* qui permettraient d'étayer cet âge sinémurien ont été trouvés non pas dans la "série de la Grande Motte", mais dans une coupe de la "série de Val d'Isère-Ambin", réputée d'origine plus externe que la précédente. Nous retiendrons donc que la base de cette "série de la Grande Motte" présente de grandes analogies avec nos séries piémontaises actuellement en position externe (série du Gondran, série de types Crèche-Meyriès et Gad-il Caire). Les coupes de détail peuvent pourtant être légèrement différentes dès la base du Lias. Les gisements fossilifères du Lias de Vanoise confirment les attributions proposées dans les Alpes cottiennes septentrionales. Par contre, nous allons voir que la suite de la "série de la Grande Motte", fondamentalement différente de ce que nous avons décrit aux chapitres précédents, apporte des précisions sur l'âge du sommet des "calcaires et calcschistes inférieurs".

Cette suite comprend en effet (ELLENBERGER, 1958) :

- 6 - des schistes et des quartzites présents dans quelques coupes seulement et rapportés au Dogger basal continental,
- 7 - des calcaires foncés très lités, également discontinus, équivalents probables du Dogger à *Mytilus* marin,
- 8 - une dalle de marbres clairs du Malm,
- 9 - des "marbres chloriteux" néocrétacés-paléocènes, fossilifères,
- 10 - des "schistes de Pralognan", peu épais, équivalents probables du "flysch noir briançonnais" d'âge éocène.

Comme l'a souligné ELLENBERGER, toute cette séquence stratigraphique, du Dogger probable à l'Eocène probable, rappelle de façon frappante les séries briançonnaises de la Vanoise occidentale (ELLENBERGER, 1958), du pays briançonnais (DEBELMAS, 1955 ; LEMOINE, 1961 ; BARBIER *et al.*, 1960-63) et des Préalpes médianes rigides de Suisse (ELLENBERGER, 1950).

Ainsi, à partir d'une base triasico-liasique comparable, on pourrait observer les variantes suivantes :

- la série de la Grande Motte perd dès le Dogger ses affinités piémontaises pour prendre un cachet nettement briançonnais,

- les séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire se poursuivent par le "faisceau calcaire médian", puis les schistes noirs, puis les micaschistes verts et les prasinites rubanées,

- la série du Gondran ne présente plus de terrains que l'on puisse rapporter à l'un ou l'autre des types précédents ; on ne lui connaît pas de suite jurassique ni crétacée possible avant le "flysch noir du Gondran" (chap. X).

b) Les Schistes lustrés piémontais

La lithostratigraphie des Schistes lustrés de Vanoise n'a pas encore été dégrossie. Quelques observations préliminaires dans le massif de la Sana et dans la vallée de l'Arc (BELON, 1974 et observations personnelles) permettent toutefois d'y pressentir l'existence de séries de type Chabrière et d'autres séries à calcschistes et calcaires détritiques roux, peut-être associés à des micaschistes régénérés et à des prasinites rubanées.

3. Alpes Graies méridionales

Dans la haute vallée de l'Arc, à l'arrière de la Vanoise, une vaste étendue de Schistes lustrés se prolonge vers l'E, entre les massifs d'Ambin et de Dora-Maira au S et le massif du Grand Paradis au N, jusqu'à la limite de la zone Sesia. Un simple coup d'oeil sur les cartes géologiques montre que les roches vertes y occupent une surface prépondérante, d'autant plus que l'on descend vers la plaine du Pô. C'est pourquoi les études ont porté, dans cette région, essentiellement sur la pétrographie (MICHEL, 1953 ; NICOLAS, 1966).

Pour la comparaison avec les différents types de séries décrits juste au SW de cette région dans les chapitres précédents, on soulignera, dans les esquisses lithostratigraphiques proposées par MICHEL et par NICOLAS, les points suivants.

- Il existe, le long du bord nord du massif Dora-Maira et le long du massif-frère du Grand Paradis, un liséré discontinu de lentilles quartzitiques et de lentilles dolomitiques, toutes attribuées au Trias, et intercalées géométriquement entre le "socle" paléozoïque et les Schistes lustrés. Ces repères de la base du Mésozoïque diminuent d'épaisseur puis disparaissent vers l'E. Sans oublier le rôle éventuel de laminages tectoniques, il est possible que cet amincissement vers l'E ait une origine stratigraphique.

- Des micaschistes et des gneiss albitiques, nommés par MICHEL (1953) "gneiss du Charbonnel" sont très fréquents au voisinage des prasinites. Cet auteur a argumenté solidement l'intercalation stratigraphique originelle de ces faciès dans les Schistes lustrés ; il a ainsi démontré qu'il ne s'agissait pas de lames de socle, témoins de la nappe de la Dent Blanche, comme l'affirmaient HERMANN (1928, 1930), RAGUIN (1929, 1930) et Gb. DAL PIAZ (1927, 1929). En particulier, ses descriptions d'affleurements ainsi que celles d'ELLENBERGER (1958) soulignent l'existence de passages "stratigraphiques" entre les calcschistes, puis des calcaires marmoréens clairs, puis des micaschistes, puis des gneiss (par enrichissement en albite), et enfin des prasinites rubanées. Les micaschistes et les gneiss peuvent "mimer certains bancs du Permo-Trias de Vanoise" (ELLENBERGER, 1958) ou "ressembler beaucoup aux gneiss albitiques qui forment une part très importante du massif de Sesia-Lanzo" (MICHEL, 1953). Dès lors, on peut admettre qu'il ne s'agit pas du résultat de l'albitisation métasomatique alpine d'anciennes intercalations argilo-gréseuses (MICHEL, 1953), et non plus de produits volcanosédimentaires acides (ELLENBERGER, 1958 ; NICOLAS, 1966). Par analogie avec ce que j'ai décrit plus haut dans les Alpes cottiennes septentrionales, et en accord avec certaines suggestions discrètes d'ELLENBERGER et de NICOLAS, je suis tenté d'interpréter ces micaschistes et ces gneiss comme des faciès régénérés intercalés à un niveau précis de la ou des séries, entre des calcaires siliceux et des prasinites rubanées.

On est ainsi conduit à admettre, dans les Alpes Graies méridionales, l'existence de séries comparables aux séries de type Albergian-Bouchet et donc, dans l'interprétation retenue, infraprasinitiques. Il est possible bien sûr que d'autres types de séries y soient représentés. De toute manière, il faut souligner que les séries apparemment associées à des masses de prasinites de plus en plus importantes vers l'E semblent environner actuellement de toutes parts le massif du Grand Paradis.

4. Val d'Aoste

Au Nord du Grand Paradis, les Schistes lustrés du Val d'Aoste sont parmi les mieux connus, grâce aux études minutieuses et obstinées de G. ELTER (1960, 1971, 1972). Ces résultats sont d'autant plus remarquables que, beaucoup plus que dans les Alpes cottiennes septentrionales, les caractères originels des Schistes lustrés ont été estompés par les recristallisations métamorphiques alpines.

Il faut, selon ELTER, distinguer en Val d'Aoste plusieurs types de séries de Schistes lustrés (fig. 62).

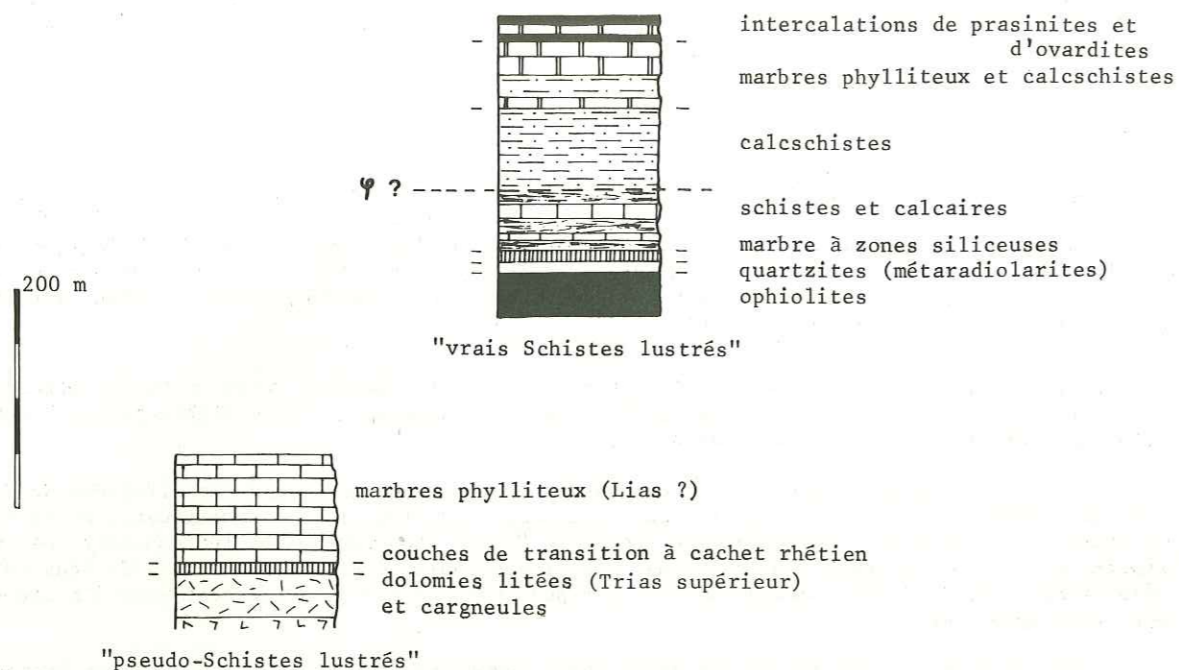


Fig. 62 - Colonnes lithostratigraphiques schématiques des deux principaux types de séries reconnues par G. ELTER (1971, 1972) dans les Schistes lustrés du Val d'Aoste

a) La couverture du massif du Grand Paradis est représentée dans des séries parautochtones encore solidaires du socle, surtout sur le bord W de celui-ci ; elle constitue également les faisceaux de Cogne et du Prariond, actuellement déconnectés de ce socle. Elle comprend "des quartzites sériciteux éotriasiques, des cornieules et du gypse, des dolomies et des calcaires du Trias moyen, des calcaires dolomitiques et des dolomies litées du Trias supérieur". Ces termes étaient d'ailleurs déjà rapportés au Trias par MICHEL (1953). Au-dessus, viennent des "couches de transition à cachet rhétien", puis des "pseudo-Schistes lustrés" calcaires et calcschisteux, sans roches vertes. Pour ELTER, cette série est fondamentalement différente des "vrais" Schistes lustrés supraophiolitiques ; elle constituerait plutôt un prolongement vers l'ENE de la série de la Grande Motte, mais dont le soubassement triasico-liasique ne serait pas suivi de terrains à cachet briançonnais. Cette série, qui s'amincit vers l'E, représenterait la couverture du massif du Grand Paradis et son prolongement plus externe.

b) Les "vrais" Schistes lustrés seraient post-ophiolitiques. Leurs divers termes, quartzites (métraradiolarites), marbres blonds à zones siliceuses, calcschistes, seraient comparables à ceux de la série de Chabrière et à ceux (non métamorphiques) de l'Apennin ligure. Ces Schistes lustrés représenteraient la couverture d'un hiatus océanique plus interne que le massif du Grand Paradis. La cicatrice de ce hiatus pourrait être représentée, soit à l'extérieur de la zone Sesia, dans la cicatrice de Viu-Locana et dans son prolongement NE, soit au bord interne de la zone Sesia, dans la zone du Canavese. Les vrais Schistes lustrés, néojurassiques et crétacés, auraient d'ailleurs pu "mordre"

sur la bordure externe du hiatus océanique et constituer, dans certaines régions au moins, une suite de la couverture triasico-liasique du massif du Grand Paradis.

J'ai eu le plaisir de visiter certains affleurements de la région de Cogne en la compagnie de G. ELTER, à l'occasion d'une tournée malheureusement trop courte. A la lumière des observations recueillies dans la région probablement moins transformée que j'ai étudiée, il me semble toutefois que ce schéma pourrait être nuancé. En effet, certaines séquences partielles du Val d'Aoste ont, pour moi également, un cachet indubitablement ligure, post-ophiolitique. Mais d'après les descriptions mêmes d'ELTER, on peut interpréter d'autres séquences liées à des prasinites comme analogues aux séries infraprasinitiques de type Sellarier-Fontane ou de type Albergian-Bouchet. En effet, les lits concordants d'ovardites micacées et de gneiss ovarditiques, intercalés selon ELTER à des niveaux élevés de la série post-ophiolitique, pourraient aussi bien être l'indice d'une imbrication tectonique entre une série post-ophiolitique et une ou plusieurs séries infraprasinitiques. De plus, les "contacts stratigraphiques" entre les Schistes lustrés considérés comme post-ophiolitiques et le Trias (col du Drinc) se présentent justement dans un ensemble comportant (ELTER, 1971) des dolomies triasiques, des quartzites (radiolarites ou quartzites reconstitués ?), des marbres, des prasinites, mais aussi des brèches polygéniques à éléments triasiques et liasiques. Dans la mesure où il n'y a pas à cet endroit de roches vertes autres que des prasinites, on peut interpréter, à titre d'hypothèse, cet ensemble comme analogue aux séries de type Sellarier-Fontane au moins autant que comme un contact Trias - "vrais" Schistes lustrés.

Finalement, on retombe (comme souvent !) sur l'alternative suivante : les roches vertes piémontaises sont-elles toutes les témoins d'un hiatus océanique, et dans ce cas constituent-elle la base de l'essentiel des Schistes lustrés ? Ou bien une partie des roches vertes, et notamment les prasinites rubanées, peut-elle s'intercaler stratigraphiquement à un niveau élevé de séries à base triasico-liasique ?

Si la première interprétation est fondée en Val d'Aoste, on doit s'attendre à des changements paléogéographiques importants entre les Alpes cottiennes septentrionales et le Val d'Aoste. Je préfère bien sûr la seconde possibilité, qui me semble d'ailleurs mieux s'inscrire dans le prolongement de ce que j'ai évoqué ci-dessus à propos des Alpes Graies méridionales. De plus, une certaine dualité dans la position lithostratigraphique des roches vertes pourrait rendre compte des deux origines paléogéographiques possibles pour les séries à roches vertes bien développées : extra et intra-Sesia.

Au-delà du Val d'Aoste, il serait très certainement fructueux de poursuivre les comparaisons dans les Schistes lustrés du Valais (BURRI et CHESSEX, travaux en cours ; BEARTH, 1976), et jusque dans les Grisons (Schistes lustrés de l'Avers, et nappes d'Arosa-Platta).

5. Nappe de la Brèche

La nappe de la Brèche est une unité tectonique parmi les plus élevées des Préalpes chablaisiennes et romandes. Elle a actuellement perdu toute relation avec le domaine pennique dont elle provient, mais sa patrie doit être recherchée dans un domaine piémontais relativement externe (TRUMPY, 1960 ; LEMOINE, 1967). Cette déconnection tectonique présente toutefois un grand avantage : la nappe de la Brèche a échappé au métamorphisme alpin qui a affecté le reste du domaine piémontais ; la lithostratigraphie de cette unité (CHESSEX, 1959 ; WEIDMANN, 1972) représente donc une clé pour interpréter celle des séries que nous rencontrons actuellement dans les Alpes internes.

On reconnaît successivement de bas en haut les termes suivants (fig. 63).

1. Des dolomies litées du Norien, conservées dans la partie interne de la nappe.
2. Des alternances de dolomies, de calcaires et de schistes, datées du Rhétien.
3. Les "calcaires inférieurs", où alternent des niveaux spathiques et des niveaux plus marneux ; on y observe des zones siliceuses. Il s'agit probablement du Lias inférieur.
4. Les "schistes inférieurs", où dominent des schistes calcaires, et où sont intercalés des niveaux de calcaires spathiques et siliceux ainsi que des brèches fines. L'ensemble est plus calcaire à la base, et plus riche en brèches fines vers le sommet, qui passe progressivement à la formation suivante. Malgré l'absence d'arguments paléontologiques décisifs, on admet généralement un âge liasique moyen à supérieur.

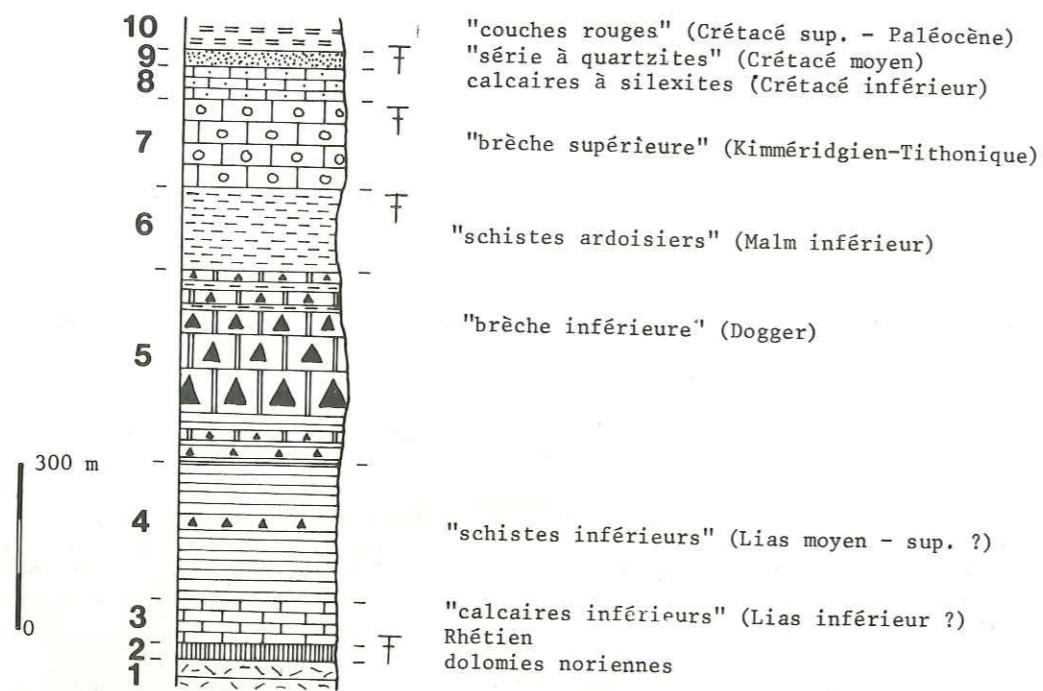


Fig. 63 - Colonne lithostratigraphique schématique de la nappe de la Brèche, d'après CHESSEX (1959) et WEIDMANN (1972)

Description dans le texte.

5. La "brèche inférieure", chaotique dans la partie frontale (NW) de la nappe, plus fine et mieux litée dans la partie radicale (SE) ; les éléments sont surtout dolomitiques, et aussi calcaires et schisteux. Les coupes sont assez variables d'un affleurement à l'autre, et la distinction avec les Schistes inférieurs n'est pas toujours aisée, surtout lorsque les brèches fines sont bien développées dans ces derniers. Lorsque, dans la "brèche inférieure", les brèches ne sont pas trop abondantes et que la matrice est mieux visible, il semble que les niveaux les plus bas soient faits surtout de calcaires gris clairs massifs, plus ou moins spathiques ; puis le fond de la série est fait d'une alternance de lits calcaires et de niveaux schisteux et correspond à une morphologie plus molle. L'âge est imprécis, mais correspond vraisemblablement au Dogger ; la base pourrait représenter le Lias supérieur.

6. Les "schistes ardoisiers" qui viennent ensuite représentent un épisode argilo-siliceux dans lequel les niveaux microbréchiques ne sont cependant jamais absents. La base de ces schistes constitue un équivalent latéral de la brèche inférieure. Ces schistes sont nettement argileux et parfois micacés, de teinte noire, rouge ou verte ; ils passent parfois à de véritables radiolarites. Leurs niveaux de brèches fines, bruns à rouille, sont de plus en plus pauvres en éléments calcaires, toujours riches en éléments dolomitiques, et de plus en plus riches en éléments quartzitiques blancs et verts ; on y observe également des lits gréseux. Des Foraminifères permettent de caractériser l'Oxfordien et le Lusitanien, et l'ensemble des schistes ardoisiers daterait du Malm inférieur.

7. La "brèche supérieure" est compacte, bien litée, de teinte claire, et contient des éléments dolomitiques (Trias moyen-supérieur), quartzitiques (Trias inférieur) et micaschisteux (Paléozoïque supérieur) dans un ciment calcaire. Elle est datée paléontologiquement du Kimméridgien-Tithonique.

8. Au sommet de la "brèche supérieure", des calcaires à silexites montent dans le Crétacé inférieur.

9. Une "série à quartzites", où des grès quartzitiques à patine brune alternent avec de rares bancs de microbrèches fines, des calcaires fins siliceux ou spathiques et des schistes gréseux ou argileux sombres, contient une microfaune de cachet barrémien à albien, voire cénomaniens.

10. Enfin, des lentilles de couches rouges d'âge crétacé supérieur-paléocène représentent probablement le sommet de la série, et sont actuellement remaniées dans le flysch (CARON et WEIDMANN, 1967). Dans quelques coupes, ces couches rouges sont toutefois transgressives sur la brèche inférieure.

Par comparaison avec les séries des Alpes cottiennes septentrionales, plusieurs points me semblent susceptibles de retenir l'attention.

Tout d'abord, le Jurassique inférieur et moyen de la nappe de la Brèche, bien que relativement préservé des recristallisations alpines, est remarquablement pauvre en fossiles. Il est ainsi probable que la pauvreté paléontologique des Schistes lustrés soit en très grande partie originelle.

Le sommet de la nappe de la Brèche (termes 7, 8, 9 et 10, Jurassique supérieur et Crétacé) présente des affinités avec les faciès correspondants du Briançonnais s.l., et plus encore avec ceux du Subbriançonnais s.l. (Préalpes médianes plastiques). Mais, comme dans la série de la Grande Motte, ces termes malm-crétacé font suite à une base à cachet déjà piémontais. En effet, bien que je ne sois pas allé comparer sur le terrain dans les Préalpes, les descriptions minutieuses de CHESSEX (1959) et de WEIDMANN (1972) évoquent de façon saisissante divers faciès de la série du Gondran, et surtout des séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire. Les équivalences proposées dans le tableau ci-dessous me semblent ainsi fort vraisemblables :

Nappe de la Brèche	Alpes cottiennes N
6. Schistes ardoisiers (Malm inférieur ?)	Schistes noirs
5. Brèche inférieure (Lias supérieur - Dogger ?)	Faisceau calcaire médian (calcaires blonds massifs, et calcaires et schistes)
4. Schistes inférieurs (Lias moyen-supérieur ?)	"Formation détritique rousse", et "calcschistes siliceux roux"
3. Calcaires inférieurs (Lias inférieur ?)	"Lias en plaquettes"
2. Rhétien	"Rhétien-Hettangien"
1. Norien	Norien

Cette analogie est encore renforcée par les caractères des brèches : dans les parties frontales de la nappe de la Brèche, la brèche inférieure est en général très chaotique (WEIDMANN, 1972) ; ainsi, la brèche inférieure et même la partie basale des schistes ardoisiers peuvent contenir des blocs géants de dolomies noriennes ou ladinienes, de quartzites infratriasiques, et de grès et schistes du Verrucano associés à des passées de ces divers faciès "régénérés". L'aspect de ces brèches, ainsi que leur position lithostratigraphique présumée, évoquent beaucoup les brèches chaotiques des séries de type Gad-il Caire.

1. Queyras et Haute-Ubaye

Au S du Guil et en Haute-Ubaye, des Schistes lustrés en position actuelle relativement externe ont été étudiés récemment par LEMOINE (1961, 1970, 1971), STEEN (1972) et TRICART (1973, 1974). C'est en Haute-Ubaye qu'a été définie la série de Chabrière (LEMOINE *et al.*, 1970 ; LEMOINE, 1971). Celle-ci a été complétée vers le haut par TRICART (1973, 1974) en Haut-Cristillan. Le lecteur voudra bien se reporter au chapitre précédent pour la description des termes successifs (ophiolites, radiolarites, "formation de la Replatte", "formation de Roche Noire").

Les termes les plus élevés de cette série de Chabrière sont emmêlés tectoniquement avec d'autres faciès de Schistes lustrés, dont certains au moins paraissent constituer la suite d'une base triasico-liasique. Au Péouvou notamment, des dolomies noriennes supportent successivement (LEMOINE, 1970 ; TRICART, 1973, 1974)

- du "Rhétien-Hettangien" peu épais (10-20 m) et déjà bréchique,
- du "Lias prépiémontais" en plaquettes (100 m à 130 m),
- une "formation détritique rousse", à microbrèches dolomitiques granoclassées (100 à 150 m).

Il me semble que cette coupe s'apparente moins à la série du Gondran typique qu'à une série de type Crèche-Meyriès. En effet, d'une part le Rhétien est peu épais, d'autre part les brèches apparaissent très bas dans la série, d'autre part encore la série semble se poursuivre par des calcschistes à débit de plus en plus confus, puis par des calcschistes et des calcaires. Pour d'autres termes calcaires et calcschisteux actuellement sans relations avec la séquence triasico-liasique, TRICART (1973, 1974) envisage d'ailleurs l'existence possible de séries autres que celle de Chabrière et que celle du Gondran.

Enfin, c'est sur cette transversale, mais plus à l'intérieur, que l'imposante lentille de roches vertes du Mont Viso domine la bordure W du massif Dora-Maira. En l'absence d'études détaillées, le problème se pose dans les mêmes termes que pour les roches vertes des Alpes Graies :

- est-ce qu'il s'agit du soubassement ophiolitique de séries de type Chabrière ?
- est-ce qu'il s'agit en grande partie de roches vertes au sommet d'une séquence infraprasinitique ?
- est-ce qu'il s'agit du rapprochement tectonique des deux types de séries précédents ?

2. Alpes cottiennes méridionales

A la suite du travail de SCHUMACHER (1972), il semble que l'on ne puisse plus attribuer les Schistes lustrés des Vals Grana et Maira à une "série du Cuneese" unique et continue du Trias moyen au Crétacé moyen (MICHARD et STURANI, 1964 ; MICHARD, 1966-67). Trois ensembles au moins peuvent en effet être distingués dans les "Schistes lustrés".

a) Une "série de Narbona" à base triasico-liasique comprend successivement les termes suivants (fig. 64).

1. Des dolomies noriennes.
2. Des alternances dolomitiques, calcaires et schisteuses du Rhétien-Hettangien.
3. Une vire calcaire à Ammonites (Ariétitidés) et Bélemnites du Sinémurien basal (FRANCHI, 1898 ; STURANI, 1961 ; MICHARD, 1966-67), suivie par des calcaires d'abord massifs, puis mieux lités, siliceux, à Bélemnites (Sinémurien inférieur probable).
4. De gros bancs de calcaire microbréchique associés à des olistolites dolomitiques (Sinémurien moyen probable).

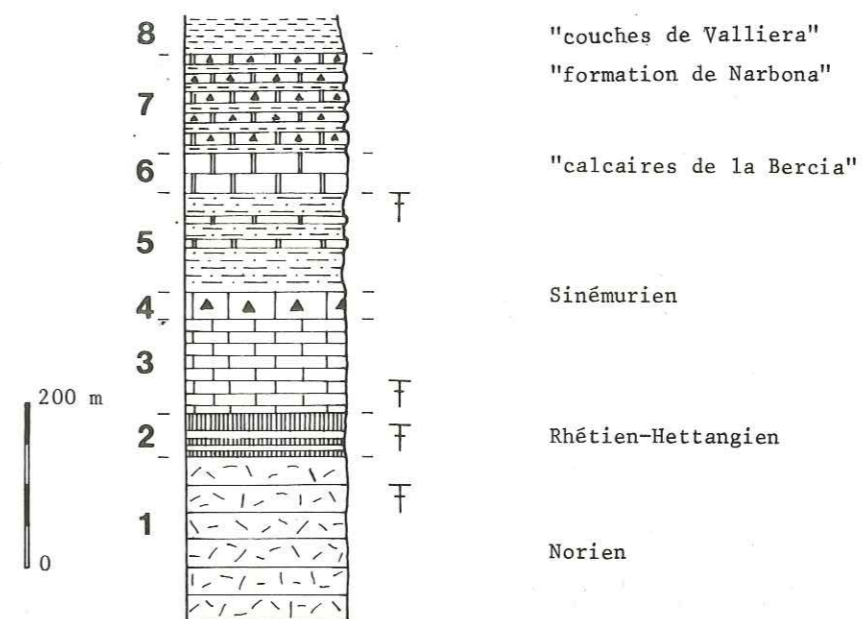


Fig. 64 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série de Narbona" d'après MICHARD (1966-67) et SCHUMACHER (1972)

5. Des calcschistes "en allumettes", où apparaissent progressivement des niveaux calcaires de plus en plus fréquents ; c'est dans les niveaux de transition entre cette formation et la suivante qu'a été découvert un deuxième gisement d'Ammonites du Lotharingien supérieur - Pliensbachien inférieur (ELLENBERGER *et al.*, 1964).

6. Une barre de calcaires siliceux ("calcaires de la Bercia").

7. Une formation bréchique ("formation bréchique de Narbona"), en continuité avec les "calcaires de la Bercia", où des passées de brèches à éléments dolomitiques calcaires et schisteux arment une alternance (niveaux décimétriques) de calcaires gris plaquetés et de schistes ou de calcschistes noirs.

8. Il est possible qu'une partie des "couches de Valliera" (quartzo-micaschistes verts et quartzo-phyllades noirs) constitue le sommet de cette série.

Un chapelet de lentilles de serpentinites, interprété par MICHARD (1966-67) comme une intrusion stratoïde, représente plutôt la trace d'un contact tectonique (LEMOINE, 1964 ; SCHUMACHER, 1972). La "série de Narbona" se termine ainsi au niveau de la "formation de Narbona", ou à la rigueur au niveau des "couches de Valliera".

Ainsi délimitée, cette "série de Narbona" ressemble trait pour trait à la série de type "Gad-il Caire" définie au niveau du Gran Roc (chap. X). En effet, le Trias-Lias inférieur est assez différent de celui du Gondran ; l'ensemble "calcaires de la Bercia" - "formation de Narbona", équivalent probable du "faisceau calcaire médian", est bien développé ; la "formation de Valliera" est, comme les "schistes noirs" de la série évoquée, peu épaisse et riche en micaschistes verts. De plus, la présence d'Ammonites déterminables en Val Grana confirme, si l'on accepte les équivalences proposées, l'âge entièrement liasique des "calcaires et calcschistes inférieurs" des Alpes cottiennes septentrionales.

b) Un ensemble assez mal délimité est constitué de métagabbros, de prasinites, de jaspes à glaucophane, de calcaires marmoréens, et d'une alternance de schistes noirs et de calcaires à trame rousse. Il s'agit probablement de lambeaux de séries de type Chabrière.

c) Un ensemble, peut-être composite, regroupe des calcschistes, des calcaires gréseux en dalles, des brèches à matériel quartzo-micacé, des prasinites ovarditiques interstratifiées dans des calcaires, et peut-être des métagabbros. Cet ensemble est très haché par des contacts anormaux d'âges différents, et peu propice à la reconstitution d'une ou de plusieurs séries lithostratigraphiques. Les différents faciès évoquent néanmoins ceux des séries de type *Albergian-Bouchet*.

3. Zone Sestri-Voltaggio

A l'E de la transversale de Cuneo, les affleurements de Schistes lustrés piémontais occupent une surface restreinte dans les Alpes ligures (GUILLAUME, 1969) (1) et dans la zone de Montenotte et la zone de Sestri-Voltaggio (GÖRLER et IBBEKEN, 1963). Deux courtes notes (HACCARD et LEMOINE, 1970 ; HACCARD, 1971) donnent une idée des différents types de séries mésozoïques présentes dans la zone de Sestri-Voltaggio et dans la zone de Montenotte.

Une série *triasico-liasique* comprend des dolomies noriennes, du Rhétien fossilifère, puis une série calcaire à la base (au moins en partie sinémurienne) et schisteuse au sommet.

Des séries *post-ophiolitiques* présentent des affinités alpines (unité de Cravasco-Voltaggio) ou apennines (unité du Monte Figonia), suivant qu'elles sont plus ou moins métamorphosées et intimement déformées. En dépit de ces différences acquises lors de l'orogénèse alpine, ces séries sont suffisamment semblables pour constituer un point de comparaison fondamental entre les séries post-ophiolitiques alpines, de type Chabrière, et les séries post-ophiolitiques de l'Apennin ligure. C'est d'ailleurs à partir de l'identification de ces séries dans la zone Sestri-Voltaggio qu'ont été précisées les affinités ligures des séries de type Chabrière (HACCARD et LEMOINE, 1970). Les ophiolites (serpentinites, gabbros et diabases en coussins) y supportent successivement des radiolarites, puis des calcaires gris clair lités, marmoréens dans les unités à affinités alpines. Au-dessus viennent des schistes et des calcaires ("argiles à Palombini" dans l'unité du M. Figonia ; schistes et calcaires à trame rousse dans les unités à affinités alpines). Enfin, dans l'unité du M. Figonia, des schistes satinés parfois manganésifères, semblables aux "schistes du Val Lavagna", terminent la série.

4. Apennin ligure

Les séries post-ophiolitiques de l'Apennin ligure sont bien sûr distinctes de ce que l'on entend habituellement par "Schistes lustrés piémontais". Il faut pourtant souligner combien les séries post-ophiolitiques des Alpes occidentales, actuellement emmêlées tectoniquement avec des séries à base triasico-liasique du domaine piémontais, évoquent jusque dans le détail ces séries ligures. J'ai pu me convaincre de cette ressemblance lors d'excursions conduites par P. ELTER dans la "zone du Bracco", à l'E et au N de Sestri-Levante. Dans cette région, les différents terrains sont suffisamment peu métamorphiques pour permettre une datation paléontologique, qui reste cependant imprécise en raison de la pauvreté de leur microfaune (ELTER *et al.*, 1966 ; DECANDIA et ELTER, 1972).

La série comporte les termes suivants (fig. 65).

1. Des radiolarites d'abord rouges, puis vertes reposent stratigraphiquement sur les ophiolites.

2. A leur sommet, s'intercalent des niveaux calcaires, puis les calcaires se développent et ne sont plus séparés que par des films argileux. Il s'agit de micrites riches en Radiolaires et datées du Berriasien par des associations de Calpionelles. Dans certaines coupes, les radiolarites sont absentes pour des raisons stratigraphiques, et les calcaires à Calpionelles reposent directement sur les ophiolites.

(1) Une série à caractère "prépiémontais" a été définie dans les Alpes ligures : la "série d'Arnasco-Castelbianco" (ROYANT et LANTEAUME, 1973 ; ROYANT, 1976 a et b). Celle-ci comprend à la base du Norien, du Rhétien discordant, des brèches polygéniques du Lias ; elle se poursuit par des radiolarites discordantes, puis des calcaires à Calpionelles (Jurassique terminal), puis des grès verts et des schistes verts, des schistes argilo-calcaires, et enfin des quartzites, conglomératiques à la base, rapportés au Crétacé supérieur.



Fig. 65 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série du Bracco", d'après ELTER *et al.* (1966) et DECANDIA et ELTER (1972)

3. Les "argiles à Palombini" surmontent les calcaires à Calpionelles par l'intermédiaire d'une zone de transition (passage progressif). Cette formation est faite d'une alternance de bancs calcaires gris sombre à patine beige clair (20 à 50 cm, exceptionnellement plusieurs mètres) et d'interlits argileux feuilletés gris sombre (50 cm à 2 ou 3 m). Les calcaires sont des micrites riches en Radiolaires et en silice cryptocristalline diffuse ; celle-ci dessine parfois une trame spongieuse ; elle est plus abondante près des épontes des bancs calcaires qui sont ainsi plus résistantes et restent en relief (section "en enclume" des bancs calcaires à l'affleurement). Ces bancs calcaires pourraient représenter d'anciennes turbidites élaborées à partir d'une boue calcaire fine et mises en place en dessous de la profondeur de compensation de la calcite. En effet, quelques bases de bancs à grain plus grossier montrent nettement des granoclassesments et des figures de base de banc ; par contre, les interlits argileux sont en général tout à fait dépourvus de carbonates. L'âge de cette formation, qui débute dans le Néocomien, n'est pas établi avec certitude.

4. Les "schistes du Val Lavagna", qui font suite aux "argiles à Palombini", consistent à leur base en argilites gris sombre, souvent rubanées en lits millimétriques. Le passage des "argilites à Palombini" aux "schistes du Val Lavagna", progressif et continu, se fait par diminution de la taille et du nombre des bancs calcaires, qui se réduisent à quelques bancs de calcilutite, et par apparition de grès micacés. L'âge de cette formation, dans laquelle on devrait peut-être distinguer plusieurs termes, prête à discussion : ELTER *et al.* (1966) et DECANDIA et ELTER (1972) admettent un âge crétacé moyen-supérieur, tandis que HACCARD *et al.* (1972) proposent de l'attribuer entièrement au Crétacé inférieur.

Les problèmes concernant la suite de cette série dépassent le cadre de notre comparaison, dans la mesure où les "schistes du Val Lavagna" représentent au moins en partie l'équivalent de la "formation de Roche Noire", terme le plus élevé connu dans les séries de type Chabrière des Alpes occidentales. Par contre, le soubassement de cette série a un cachet franchement "océanique" (BEZZI et PICCARDO, 1970, 1971 ; GALLI *et al.*, 1972 ; DECANDIA et ELTER, 1972). Il est en effet constitué, de bas en haut, de tectonites lherzolitiques, puis de gabbros et de péridotites stratifiés à structure de cumulats, parcourus de dykes diabasiques (complexe filonien), et enfin de diabases en coussins. Il s'agit là d'un complexe ophiolitique beaucoup mieux développé et beaucoup mieux préservé que son équivalent possible dans les Alpes cottiennes septentrionales, et sur lequel les auteurs cités s'accordent pour voir un fragment de manteau supérieur et de croûte océanique (1).

(1) Les rapports entre les termes grenus d'une part et les laves d'autre part prêtent toutefois à des discussions quant au mode de genèse de cette association ophiolitique (ELTER, 1975).

Il résulte de cette revue que les observations accumulées sur les transversales comprises entre celle de Lausanne et celle de Gênes sont compatibles avec l'existence, dans la zone piémontaise actuelle, de plusieurs types de séries différents.

1. Des séries à base triasico-liasique et dont la suite est inconnue (série du Gondran) ou représentée par du Dogger, du Malm et du Crétacé-Paléocène à cachet briançonnais (série de la Grande Motte).

2. Des séries à cachet "ligure", à soubassement basique et ultrabasique "océanique", d'âge malmberriasien à crétacé inférieur-moyen (?).

3. Des séries jusqu'ici mal délimitées, mais dont l'importance pourrait être beaucoup plus grande qu'on ne l'avait soupçonné. Il s'agit en définitive de la majeure partie des séries vraiment "piémontaises". Certaines d'entre elles au moins comportent une base triasico-liasique et semblent terminées par des prasinites rubanées qui pourraient représenter une partie "volcanosédimentaire" ou les produits de remaniement des ophiolites "ligures".

En se servant des comparaisons et des équivalences présentées ci-dessus avec certaines séries fossilifères, on peut proposer les âges suivants pour les principaux termes lithostratigraphiques récapitulés dans le premier paragraphe de ce chapitre (fig. III hors-texte).

- *Trias dolomitique* : essentiellement *norien*.

- *Calcaires et calcschistes inférieurs* : du *Rhétien-Hettangien* au *Sinemurien terminal* (par comparaison avec le deuxième niveau à Ammonites phosphatées du Val Grana).

- *Faisceau calcaire médian* : calcaires blonds massifs du *Lias moyen ou supérieur* ; calcaires et schistes à brèches du *Lias supérieur* au *Dogger*, par analogie avec la brèche inférieure du Chablais. Les calcaires massifs à lits siliceux des séries de type Albergian-Bouchet semblent correspondre pour l'essentiel à ce faisceau calcaire médian.

- *Schistes noirs* : équivalent probable des schistes ardoisiers de la nappe de la Brèche, et donc *Malm inférieur-moyen*. La majeure partie des micaschistes régénérés se développerait à ce niveau.

- *Prasinites rubanées* : pour autant qu'il s'agisse d'un repère lithostratigraphique, les prasinites rubanées représenteraient le *Malm moyen-supérieur* et monteraient peut-être dans le Crétacé inférieur.

Dans les séries à affinités ligures de type Chabrière,

- les *radiolarites* dateraient essentiellement du *Malm*,
- les *calcaires marmoréens* représenteraient le *Berriasien*,
- la "*formation de la Replatte*", le *Crétacé inférieur*,
- la "*formation de Roche Noire*" pourrait dater du *Crétacé moyen* (?).

Les âges proposés reposent essentiellement sur des comparaisons de faciès, et ne constituent guère qu'une hypothèse de travail. Ils me semblent cependant compatibles avec les quelques données dont on dispose actuellement.

Avant d'exploiter les différences entre les principaux types de séries décrits en vue d'une interprétation paléogéographique, il nous reste maintenant à décrire des "Schistes lustrés" encore plus méridionaux que ceux auxquels nous nous étions arrêtés. Nous allons en effet récapituler les principaux types de séries lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés de Corse et vérifier qu'ils se raccordent bien à ceux caractérisés dans les Alpes cottiennes septentrionales.

PRINCIPAUX TYPES DE SÉRIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES SCHISTES LUSTRÉS DE CORSE ALPINE

INTRODUCTION

Très récemment encore, les Schistes lustrés corses étaient moins bien connus que les Schistes lustrés piémontais. En fait, la lithostratigraphie de la région au SE de Corte est assez aisée à débrouiller à partir du moment où, venant des Alpes cottiennes septentrionales, on admet à priori que plusieurs séries peuvent y coexister. Le travail dans la vallée du Tavignano était en outre grandement facilité dans la mesure où R. DELCEY arrivait, dans les Schistes lustrés beaucoup plus vigoureusement tectonisés et métamorphisés de Corse nord-orientale, à des conclusions comparables aux miennes.

Au SE de Corte, les repères lithostratigraphiques étaient ainsi suffisamment clairs pour que le lever cartographique au 50 000e (feuille de Venaco) avance relativement vite. Les limites entre les différentes séries reconnues (fig. II hors-texte) sont donc actuellement beaucoup plus sûres que dans les Alpes cottiennes septentrionales.

Deux séries ont été présentées à l'occasion du quatrième exemple (chap. VI). Un certain nombre d'affleurements et de coupes sont en outre décrits dans le Guide géologique régional de la Corse (DURAND-DELGA *et al.*, sous presse). Enfin, on utilisera dans ce chapitre des résultats obtenus par DELCEY (1974) en Corse nord-orientale.

I - SÉRIE DE L'INZECCA

La série supraophiolitique de l'Inzecca (AMAUDRIC du CHAFFAUT *et al.*, 1972) couvre l'essentiel de la région étudiée.

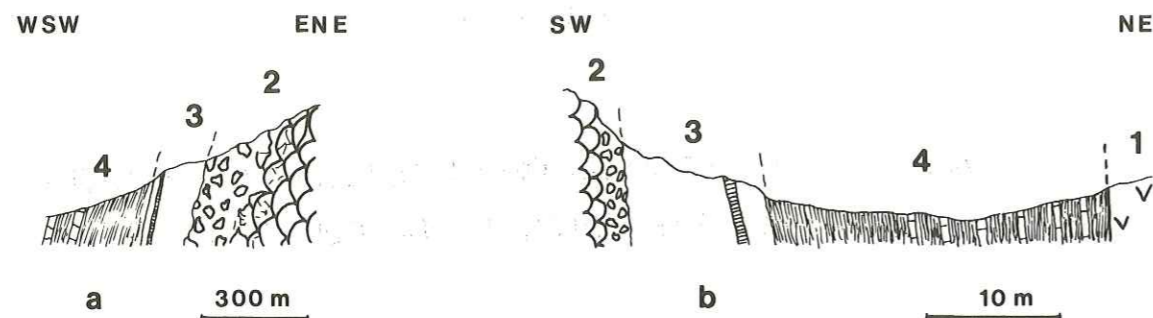


Fig. 66 - Coupes dans la série de l'Inzecca

- a) Défilé de l'Inzecca
b) Altiani

1 : serpentinites ; 2 : pillow-lavas et brèches de pillow-lavas ; 3 : radiolarites à niveaux de calcaire marmoréen ; 4 : "formation d'Erbajolo".

1. Localisation de quelques coupes

a) La coupe de l'extrémité amont du défilé de l'Inzecca, le long de la vallée du Fium Orbo permet, au S de la région étudiée, de bien observer la base de la série (fig. 66a).

b) Dans le village d'Altiani, une autre coupe (fig. 66b) concerne également la base de la série de l'Inzecca, au contact immédiat du massif ophiolitique d'Altiani.

c) A l'occasion du chapitre VI, nous avons assemblé, dans la région de la Punta Muracinto, la moitié inférieure et la moitié supérieure de la série de l'Inzecca (fig. 35).

2. Description (fig. 35 et fig. IV hors-texte)

a) Ophiolites

L'étude du massif ophiolitique de l'Inzecca a été reprise récemment par D. et M. OHNENSTETTER (OHNENSTETTER *et al.*, 1975 ; OHNENSTETTER, 1975) qui y ont distingué les termes suivants.

- Des péridotites serpentinisées dans lesquelles on observe encore les traces d'un rubanement et des structures de cumulat.

- Des euphotides (gabbros à diallage), séparés des serpentinites par un contact anormal, ont un grain très hétérogène et un aspect bréchi que qui sont interprétés comme la marque de phénomènes de turbulence dans la partie haute d'une chambre magmatique ; ces euphotides passent vers le haut à des ferrogabbros.

- Des dolérites massives, puis des laves en coussins sont associées à des brèches de coussins et à des hyaloclastites.

- Dans le massif de l'Inzecca, mais plus encore dans la région de Vezzani, les dolérites et les laves en coussins peuvent être parcourues par des filons clairs d'albite à amphibole bleue, qui s'apparentent aux "plagiogranites océaniques" (COLEMAN et PETERMAN, 1975) ; la mise en place de ce maté-

riel leucocrate s'accompagne d'une bréchification des dolérites et des coussins.

Ce cortège est interprété par les auteurs cités comme le résultat de l'évolution d'un magma originel tholéitique dans une chambre magmatique dont les laves en coussins auraient constitué le toit. Les processus accumulatifs ont été prépondérants, et les roches leucocrates en filons représenteraient le produit de cristallisation des derniers jus résiduels acides.

b) Radiolarites

Des jaspes rouges moulent le sommet des coussins et constituent en partie la matrice des coussins et des brèches de coussins ; ils peuvent aussi reposer directement sur les diabases massives, ou sur les brèches de diabases à ciment d'albite. Ces jaspes bien lités, à interlits phylliteux minces, renferment des radiolaires plus ou moins recristallisés (JODOT, 1933 ; NETELBEEK, 1951 ; SPIJER, 1955). Les radiolarites sont en général rouges à la base, puis vertes. Dans certaines coupes (Inzecca, Altiani), les radiolarites vertes contiennent quelques minces niveaux (1 à 5 cm) de calcaire marmoréen blanc à enduits siliceux verts. Il s'agit très probablement d'un équivalent, ici mal représenté, des calcaires à Calpionelles de la "série du Bracco" (DECANDIA et ELTER, 1972) ; dans certaines coupes de l'Apennin ligure, les calcaires ne sont d'ailleurs pas mieux développés qu'ici (P. ELTER, renseignement oral).

c) "Formation d'Erbajolo"

La "formation d'Erbajolo" est faite d'une alternance de schistes et de calcaires en bancs décimétriques à métriques. Dans les affleurements les moins tectonisés et les moins métamorphisés, les schistes sont fissiles, à grain très fin et d'aspect soyeux, noirs en cassure et beiges ou mordorés en patine. Les calcaires, noirs en cassure, sont parcourus par une fine résille silico-ferrugineuse rousse, qui apparaît nettement en patine et qui emprisonne des bourgeons millimétriques de calcite noire ; cette résille devient plus dense vers les épontes des bancs calcaires et passe à un cortex siliceux résistant qui détermine le profil "en enclume" des têtes de banc. Parfois, des lits siliceux centimétriques analogues au cortex des bancs calcaires sont isolés dans les schistes.

L'extrême base de cette formation est à dominante nettement schisteuse. Puis de gros bancs calcaires (0,5 à 2 m) apparaissent au milieu des schistes. Enfin, l'épaisseur et le nombre des bancs calcaires diminuent au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série. De toute manière, les calcaires restent toujours subordonnés aux schistes, et la "formation d'Erbajolo" correspond en général à des zones à morphologie molle, pauvres en affleurements.

L'analogie entre cette "formation d'Erbajolo" corse et les "argiles à Palombini" ligures d'une part, la "formation de la Replatte" alpine d'autre part, est évidente, souvent même jusque dans le détail.

De plus, la continuité des affleurements de part et d'autre de la vallée du Tavignano permet de saisir le détail des transformations affectant les schistes et les calcaires lorsque, vers le NE, les microstructures deviennent plus vigoureuses et les recristallisations plus importantes. Les calcaires gardent alors un aspect "cloisonné", et on discerne toujours les bourgeons millimétriques de calcite noire. Le cortex des bancs calcaires reste plus ou moins en relief, mais il est recristallisé en quartz et phyllites. Les minéraux des schistes ont grossi par recristallisation, mais la calcite en est toujours pratiquement absente.

d) Schistes et quartzites

Le passage est progressif entre les schistes et calcaires de la formation d'Erbajolo et les schistes et quartzites. Les niveaux de calcaire à trame rousse disparaissent progressivement, et, dans un fond de schistes identiques aux précédents ("schistes et transition"), apparaissent des niveaux siliceux et carbonatés, parfois rubanés, d'aspect souvent carié. Puis ces niveaux siliceux sont mieux développés, et on passe progressivement à une formation de quartzites en lits décimétriques à interlits phylliteux minces. Les lits quartzitiques, blanc-vert, gris ou noirs, présentent un rubanement millimétrique à centimétrique. Le grain est souvent plus grossier à l'une des épontes qu'à l'autre, et on observe parfois des granoclassesments.

Les faciès de transition entre la "formation d'Erbajolo" et les schistes évoquent certains affleurements des "schistes du Val Lavagna" (Apennin ligure) ou de la "formation de Roche Noire" (Queyras). Mais les schistes et quartzites proprement dits sont plus massifs que les faciès décrits dans ces deux dernières régions.

e) Quartzites et calcaires

Les interlits phylliteux des quartzites disparaissent presque complètement en même temps qu'apparaissent des niveaux (5 à 30 cm) de calcaire gréseux. Ces calcaires gris, massifs, sont silicifiés à leurs deux épontes.

Cette formation n'a pas, à ma connaissance, d'équivalent dans les séries de Chabrière ni du Bracco.

3. Extension et variations (fig. II hors-texte)

Dans la région étudiée, les affleurements de "série de l'Inzecca" forment une bande le long du "socle hercynien" ; cette bande se termine en biseau un peu au N de Venaco. Les roches vertes, souvent bordées d'un liséré de radiolarites, y sont bien développées.

Cette bande occidentale d'affleurements se raccorde cartographiquement par le SE à la zone de la "synforme du Tavignano" où la formation d'Erbajolo est la mieux représentée.

Au NE du Tavignano, les différents faciès de la "série de l'Inzecca" sont de plus en plus recristallisés, et il peut être alors assez délicat de les distinguer de certains termes appartenant à d'autres séries.

A l'W d'Erbajolo, en descendant vers le Tavignano et vers le Zingajo, on reconnaît bien les faciès de la "formation d'Erbajolo" (schistes et calcaires à trame rousse) et ceux des "schistes et quartzites". Mais l'agencement de ces différents termes de la série de l'Inzecca n'est pas aussi régulier que plus au S. On n'observe plus que rarement les transitions progressives entre la "formation d'Erbajolo" et les "schistes et quartzites". Près de la Pta San Salvatore, on observe des "paquets" décimétriques à hectométriques qui possèdent chacun sa logique propre et son agencement interne, mais dont les relations mutuelles sont plus anarchiques que par exemple dans le secteur de la Pta Muracinto (chap. VI). Au niveau des bancs d'un même paquet, on a souvent l'impression d'une "dissociation" qui ne serait pas seulement due aux différents épisodes de déformation décrits dans le chapitre VI. De plus, les schistes perdent leur homogénéité et acquièrent un débit écaillé tout à fait différent de ce que l'on observe plus au S. Enfin, on passe même localement à une formation chaotique à l'échelle de l'affleurement, où des morceaux de bancs calcaires "nagent" au milieu de lits discontinus de quartzites, le tout au sein de schistes écaillés beiges ou verdâtres.

Par comparaison avec les mécanismes tectoniques synschisteux débrouillés plus au S, j'interprète les différents aspects décrits ci-dessus comme les indices d'une dissociation tectonique synsédimentaire. On rejoint ainsi les problèmes de "formations dissociées" et de wildflyschs qui feront l'objet du chapitre XIV.

4. Comparaisons

La base de la série de l'Inzecca évoque sans aucun conteste les séries ligures de la zone du Bracco, ainsi que l'avait signalé NARDI (1968a) et les séries alpines à cachet ligure de type Chabrière. Les équivalences proposées sont les suivantes :

Apennin ligure série du Bracco (DECANDIA et ELTER, 1972)	Alpes cottiennes séries de type Chabrière (LEMOINE <i>et al.</i> , 1970 ; LEMOINE, 1971 ; TRICART, 1974)	Corse orientale série de l'Inzecca
		quartzites et calcaires
schistes du Val Lavagna <i>pro parte</i>	"formation de Roche Noire"	schistes et quartzites schistes de transition
argiles à Palombini	"formation de la Replatte"	"formation d'Erbajolo"
calcaires à Calpionelles	calcaires marmoréens	rare calcaires marmoréens
radiolarites	radiolarites	radiolarites
ophiolites	ophiolites	ophiolites

Les schistes et quartzites peuvent représenter un équivalent plus riche en quartzites de certains "schistes du Val Lavagna", ou d'une partie de la "formation de Roche Noire". Mais pour cette formation comme pour la suivante (quartzites et calcaires), les analogies sont beaucoup plus nettes avec certains faciès des "bassins" corses de la Balagne et du Nebbio (région de St-Florent). Les quartzites ("schistes et quartzites") du SE de Corte sont identiques aux lydiennes de Balagne (MAURY, 1931 ; ROUTHIER, 1956) et du Nebbio (DELCEY, 1962), et les calcaires gréseux ("calcaires et quartzites") à certains des calcaires qui accompagnent ces lydiennes. En Balagne et dans le Nebbio, des microfossiles ont été découvertes à plusieurs reprises dans les formations à lydiennes, mais les âges obtenus ne sont probablement pas tous transportables aux "schistes et quartzites" et aux "quartzites et calcaires" de la série de l'Inzecca. En effet, suivant les affleurements, les datations proposées à partir des Foraminifères pour le "flysch à lydiennes" (y compris les calcaires gréseux) vont de l'Albo-Aptien au Sénonien supérieur (BOSMA, 1956 ; ROUTHIER, 1956 ; DELCEY, 1962 ; DELCEY *et al.*, 1964 ; NARDI, 1968b ; BONNAL *et al.*, 1973 ; LACAZEDIEU, 1974). Comme de plus, selon tous les auteurs cités, le "flysch à lydiennes" s'engrène latéralement dans des formations détritiques grossières ("conglomérat rouge et vert" et "bièches de Toccone"), il me semble probable que ce cortège correspond plus aux "formations dissociées" de la Pta San Salvatore qu'aux "schistes et quartzites" et "quartzites et calcaires" qui, dans le secteur de la Pta Muracinto, terminaient la "série de l'Inzecca". Dans cette hypothèse, que nous serons amenés à évoquer de nouveau au cours du chapitre XIV, seuls les âges les plus anciens (Albo-Aptien et peut-être Cénomaniens) pourraient concerner des formations non dissociées, équivalentes à celles du sommet de la "série de l'Inzecca".

II - SÉRIES DE TYPE BAGLIACONE-RIVENTOSA

Des séries carbonatées, riches en brèches parfois grossières, affleurent dans des secteurs relativement externes (SW) de la Corse alpine méridionale. Elles y sont emmêlées tectoniquement avec la série de l'Inzecca. Malgré une parenté indubitable de ces différentes séries entre elles, de légères différences semblent exister entre diverses zones d'affleurements disjointes cartographiquement.

1. Série Bagliacone-Riventosa

Une description sommaire de la succession présumée des différents termes de cette série a été donnée dans le secteur de la Pta Muracinto (chap. VI). A l'E de ce secteur, la série Bagliacone-

Riventosa, environnée de tous côtés par la série de l'Inzecca, ne réapparaît plus à l'affleurement (fig. II hors-texte). Vers le NW, cette série arme la crête de la Pta Bagliacone, puis, au-delà du Vecchio, des crêtes qui descendent de St-Pierre de Venaco vers le Tavignano. La bande d'affleurements de cette série se biseaute ensuite, entre St-Pierre de Venaco et Corte, contre le socle.

Les différentes coupes possibles n'ont pas permis de reconstituer la série avec plus de certitude que dans le secteur de la Pta Muracinto. La succession proposée dans le chapitre VI (fig. 36) est la suivante.

a) *Calcaires gris-bleu*, souvent spathiques, à zones siliceuses et à interlits calcschisteux.

b) *Brèches et microbrèches* gris clair, massives, à interlits calcschisteux ; la matrice est calcaire, et les éléments siliceux l'emportent sur les éléments carbonatés (calcaires et rares dolomies) ; leur taille peut atteindre 20 cm (NE de la Pta Bagliacone).

c) *Calcschistes gréseux*, plaquetés, d'aspect carié, à interlits schisteux noirs.

2. Bas Tavignano

Dans la vallée du Tavignano, près du bord E de la carte au 50 000e de Venaco, c'est-à-dire à l'aplomb de Pietraserena et de Giuncaggio, affleurent des faciès carbonatés et microbréchiens (fig. II hors-texte). Les recristallisations sont plus importantes que plus à l'W, et la distinction n'est pas toujours facile avec certains termes de la "série de l'Inzecca" environnante.

On y reconnaît :

- des calcaires noirs, souvent spathiques, en lits de 5 à 15 cm et à interlits de schistes ou de calcschistes,
- des calcaires gréseux ou microbréchiens, gris clair,
- des schistes gris sombre à grain fin, associés à des calcschistes.

Les passages sont progressifs entre des zones à dominante calcaire et des zones plus calcschisteuses ou schisteuses, mais je n'ai pas pu établir de succession lithostratigraphique d'ensemble.

L'ensemble de cette bande d'affleurements du Bas Tavignano ressemble suffisamment aux parties pauvres en brèches grossières de la série Bagliacone-Riventosa pour que l'analogie ne puisse être mise en doute.

3. Punta Falconaja

Au N du confluent du Zingajo et du Tavignano (fig. II hors-texte), RITSEMA (1952) avait signalé des calcaires gréseux au voisinage des "roches brunes" paléozoïques de l'unité de Sta Lucia di Mercurio. Il proposait d'attribuer ces calcaires à l'Eocène, mais indiquait que leur limite E, au niveau de la Pta Falconaja, était imprécise et que la transition semblait progressive avec les Schistes lustrés. En fait, des passages progressifs au sein d'une même succession lithostratigraphique existent jusqu'à l'E de la Pta Falconaja, où cette série est en contact brutal avec la "formation d'Erbajolo" (série de l'Inzecca).

On peut ainsi relever d'W en E la coupe suivante (fig. 67).

a) *Calcaires gris à zones siliceuses* ; des calcaires gris lités sont plaquetés à la base, puis forment une barre massive lorsque des zones siliceuses centimétriques s'y développent ; on y observe également quelques passées microbréchiennes.

b) *Brèches* ; les passées bréchiennes deviennent plus fréquentes et plus épaisses (jusqu'à 1 m d'épaisseur) ; les éléments (jusqu'à 10 cm) sont surtout siliceux (granites, micaschistes, quartzites, mais on y reconnaît également des calcaires gris tout à fait comparables à ceux de la base de

la coupe ; des lanières quartzitiques, équivalent probable des zones siliceuses de la barre calcaire, y sont parfois bien développées.

c) *Calcaires et calcschistes gréseux* ; les éléments des brèches deviennent plus fins, et celles-ci forment des niveaux gris clair à patine un peu rousse, dont l'épaisseur diminue lorsque l'on s'élève dans la série (50 cm à 2 cm) ; elles alternent avec des calcaires gréseux, et avec des calcschistes gréseux cariés et des schistes siliceux gris de plus en plus abondants.

Cette succession, dont la polarité semble établie par le remaniement des calcaires, est comparable à celle de la série Bagliacone-Riventosa.

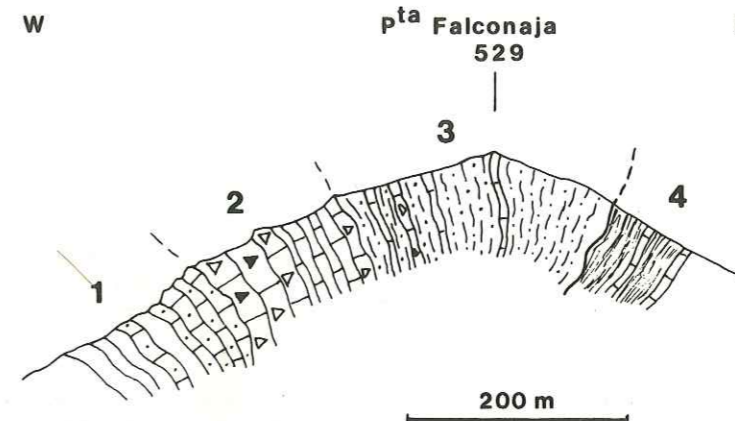


Fig. 67 - Coupe de la Punta Falconaja

1 : calcaires plaquetés, puis calcaires à zones siliceuses ; 2 : brèches à ciment calcaire ; 3 : calcaires et calcschistes ; 4 : formation d'Erbajolo (série de l'Inzecca).

4. Caractères et comparaisons

Les deux dernières séries décrites (Bas Tavignano et Pta Falconaja) présentent les mêmes caractères que la série Bagliacone-Riventosa, que nous choisissons pour définir ce type de séries. Ces caractères sont les suivants.

- Les séries de type Bagliacone-Riventosa sont à dominante calcaire (calcaires spathiques, brèches à ciment calcaire, calcaires gréseux, calcschistes).

- Des brèches grossières, des microbrèches ou des grès sont présents aux différents niveaux. Les éléments détritiques sont en petite partie calcaires, et il s'agit de calcaires spathiques gris-bleu ou noirs analogues à ceux de la base connue des séries. Les éléments dolomitiques sont très rares, ce qui est lié à la rareté et à l'épaisseur très faible du Trias dolomitique dans l'ensemble de la Corse. Les éléments siliceux l'emportent largement et semblent tous pouvoir provenir d'un socle paléozoïque comparable à la Corse hercynienne : granodiorite, granite à biotite, rhyolite, micaschiste vert, cornéenne (?).

- Vers le sommet stratigraphique des séries, les apports détritiques deviennent plus fins, et les carbonates sont plus ou moins abondants ; on passe ainsi à une dominante de calcschistes gréseux.

- On ne connaît pas de roches vertes liées à ces séries.

Tous ces caractères permettent de rapprocher les séries de type Bagliacone-Riventosa de certaines coupes des écaillés de Corte où des faciès comparables surmontent des dolomies triasiques, et à des coupes de la région de Castellare di Mercurio, immédiatement au N de la Pta Falconaja. Ces termes comparables sont traditionnellement attribués au Lias (MAURY, 1933 ; ROUTHIER, 1942 ; RITSEMA, 1952 ; AMAUDRIC du CHAFFAUT, 1975).

Toutes ces séries sont en position actuelle relativement externe, et leurs éléments paraissent provenir d'un socle comparable à celui qui les borde maintenant à l'W. Leur position, leur lithologie et leur âge présumé permettent donc de les considérer comme équivalentes des séries de type Gondran, ou de la base calcaire des séries de type Crèche-Meyriès dans les Alpes cottiennes septentrionales. Elles me semblent ainsi comparables à des séries piémontaises en position actuellement externe.

III - SÉRIE DE SAN SERVANIO

1. Localisation

Dans l'angle NE de la carte au 50 000e de Venaco (fig. II hors-texte), des crêtes d'altitude voisine de 1000 m appartiennent aux contreforts méridionaux de la Castagniccia (région naturelle constituant l'essentiel de la Corse alpine entre les vallées du Tavignano et du Golo). Le métamorphisme alpin y est plus sensible que dans les "Schistes lustrés" de la vallée du Tavignano et, par conséquent, les termes lithostratigraphiques successifs deviennent moins distincts. Il est notamment parfois difficile de différencier certains faciès de la série que nous allons décrire d'avec certains termes de la "série de l'Inzecca".

La chapelle en ruine de San Servanio, au N de laquelle sont visibles les termes supérieurs de la "série de San Servanio" (fig. 68), domine la petite route menant d'Erbajolo à Zuani.

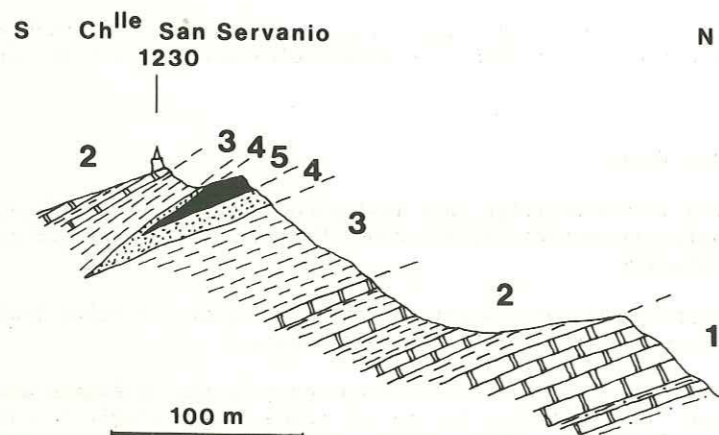


Fig. 68 - Coupe de San Servanio

1 : calcaires et calcschistes ; 2 : calcaires et schistes ; 3 : schistes noirs ; 4 : micaschistes verts ; 5 : prasinites glaucophanitiques rubanées.

2. Description (fig. IV hors-texte)

a) Calcaires

Des calcaires gris à patine blonde arment les reliefs. Ces calcaires, en bancs de 1 à 10 m, sont massifs en grand. Ils sont parcourus de cloisons phylliteuses discontinues et contiennent des nodules ferrugineux centimétriques. Leur litage est souligné par des niveaux centimétriques de gra-

nules siliceux restant en relief. Les interlits calcschisteux et schisteux, gris à patine beige, ont un aspect souvent carié. Le développement de ces interlits et la diminution de l'épaisseur des bancs calcaires ménagent une transition vers le terme suivant.

b) Calcaires et schistes

Une alternance de niveaux décimétriques de calcaires et de schistes est responsable d'une morphologie plus molle. Les calcaires gris sont toujours siliceux et phylliteux ; les interlits schisteux sont en général dépourvus de carbonates. Des passées calcaires décimétriques, analogues au terme a, peuvent représenter des récurrences stratigraphiques ou tectoniques.

c) Schistes noirs

Les niveaux schisteux dominant de plus en plus et les calcaires ou les calcschistes ne constituent plus que des passées sporadiques. Ces schistes sombres, qui affleurent mal, contiennent de nombreuses exsudations de quartz. Certaines passées sont franchement violettes ou vertes.

d) Micaschistes verts

Juste au N de la chapelle San Servanio, les schistes noirs passent en continuité à des micaschistes verts chlorito-albitiques.

e) Prasinites

Une transition rapide mais progressive mène des micaschistes à des prasinites rubanées puis massives au-delà desquelles la coupe reprend dans l'autre sens.

3. Caractères et comparaisons

Bien que je n'aie trouvé aucun critère de polarité dans la "série de San Servanio", je considère, par analogie avec les séries des Alpes cottiennes septentrionales (chap. X), qu'il s'agit là d'une série infraprasinitique. Dans cette hypothèse, la succession décrite est dans l'ordre normal, et on ne connaît pas la base originelle de la série ; les calcaires (terme a) constituent en effet le coeur de plis kilométriques, ou bien sont en contact avec la "série de l'Inzecca".

La série de San Servanio rappelle beaucoup la série de il Caire (chap. IV) par l'abondance des calcaires, le développement relativement faible des calcaires et schistes et des schistes noirs, et la transition rapide schistes noirs - micaschistes verts - prasinites rubanées.

En Corse, l'extension d'un tel type de série n'est pas connue actuellement. En effet, comme nous allons le voir, les prasinites des autres séries infraprasinitiques sont liées stratigraphiquement à des calcaires, et non pas à des schistes noirs.

IV - AUTRES TYPES DE SÉRIES DANS LES SCHISTES LUSTRÉS CORSES

Bien qu'elles n'affleurent pas dans la région couverte par la feuille au 50 000e de Venaco, les séries décrites par DELCEY (1974) en Corse nord-orientale enrichissent la comparaison entre Schistes lustrés corses et Schistes lustrés alpins. Celui-ci décrit deux séries différentes : la "série de Santo Pietro di Tenda" et la "série de la Castagniccia", qui peuvent être chacune en contact tectonique avec la "série de l'Inzecca".

1. Série de Santo Pietro di Tenda

Cette série peu épaisse est au contact direct des socles anté-mésozoïques constituant le massif

du Tenda et la lame Oletta-Serra di Pigno. Elle comprend de bas en haut les termes suivants (fig. 69) (DELCEY et MEUNIER, 1966) ; DELCEY, 1974) :

- a) gneiss albitiques, semblant provenir d'une série volcanosédimentaire attribuable au Permien ou au Permo-Trias,
- b) schistes et calcschistes, avec des lambeaux de dolomie à la base, ainsi que des lits de calcaire sombre et des niveaux bréchiques à éléments calcaires, dolomitiques et siliceux,
- c) calcaire clair massif à cloisons phylliteuses et à lits gréseux,
- d) quartzites gris ou verts, détritiques et micaschistes verts,
- e) prasinites rubanées, puis massives.

Compte tenu de la fréquence de cette succession, il s'agit très probablement d'une série stratigraphique continue, d'une épaisseur totale de l'ordre de 50 à 100 m entre le socle et les prasinites, contenant des passées bréchiques, et liée géométriquement à un socle anté-mésozoïque.

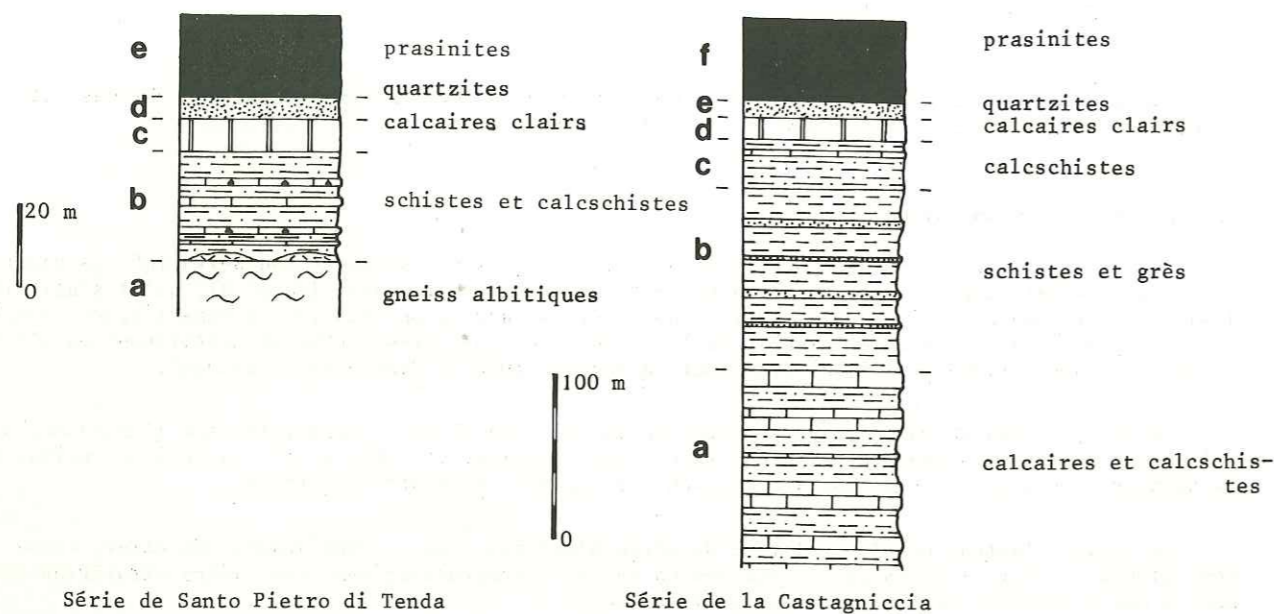


Fig. 69 - Colonnes lithostratigraphiques schématiques de la série de Santo Pietro di Tenda et de la série de la Castagniccia, d'après DELCEY (1974)

2. Série de la Castagniccia

La Castagniccia est constituée d'une série de Schistes lustrés plus épaisse et dont le sous-jacent est inconnu. La succession comporte les termes suivants (fig. 69) :

- a) calcaires et calcschistes en lits centimétriques à décimétriques,
- b) schistes et grès avec des bancs calcaires,
- c) calcschistes à petits bancs calcaires,
- d) calcaires clairs à cloisons phylliteuses et à lits gréseux,

e) quartzites détritiques clairs,

f) prasinites rubanées.

La trilogie terminale calcaires-quartzites-prasinites de la "série de la Castagniccia" est identique à celle de la "série de Santo Pietro di Tenda", et la première est donc également interprétée comme une série infraprasinitique.

3. Comparaisons avec les Alpes

Les deux séries infraprasinitiques de Corse nord-orientale identifiées par DELCEY (1974) sont analogues à certaines séries des Alpes cottiennes septentrionales, comme nous avons pu nous en convaincre, R. DELCEY et moi-même, lors de tournées communes de comparaison dans les Alpes et en Corse.

La "série de la Castagniccia" est proche des séries de type "Albergian-Bouchet" par les caractères suivants : épaisseur relativement grande (plusieurs centaines de mètres) ; association des prasinites rubanées et des faciès détritiques (quartzites ou micaschistes) avec des calcaires massifs, et non pas avec des schistes ; absence de schistes noirs non carbonatés bien développés ; absence de substratum connu.

La "série de Santo Pietro di Tenda", réduite, semble liée au socle anté-mésozoïque (notamment au massif du Tenda) de la même manière que les séries de type "Selleries-Fontane" sont liées au massif Dora-Maira. C'est-à-dire que, malgré des disharmonies, des décollements et des écaillages, l'association géométrique systématique des socles et des séries réduites nous semble être due à une liaison stratigraphique originelle de ces deux ensembles lithologiques. Cette interprétation nous paraît également compatible avec la faible épaisseur et la richesse en éléments détritiques siliceux grossiers des séries de Schistes lustrés collées sur les socles. Pourtant, les prasinites et les faciès détritiques sont associés à des calcaires dans la "série de Santo Pietro di Tenda" comme dans la "série de la Castagniccia", alors qu'ils apparaissent en général au-dessus de schistes noirs dans les séries de type "Selleries-Fontane" comme dans les séries de type "Gad-il Caire" et "Crèche-Meyriès". Cette distinction est peut-être due au fait que, en Corse, la "série de Santo Pietro di Tenda" affleure à la marge interne (orientale) actuelle du massif du Tenda alors que les séries de type "Selleries-Fontane" dessinent un liséré à l'extérieur (NW) du massif Dora-Maira.

Enfin, il faut souligner que, dans la "série de Santo Pietro di Tenda" comme dans la "série de la Castagniccia", les prasinites sont épaisses (parfois plusieurs centaines de mètres). Elles semblent également contenir des lentilles de diabases et de gabbros, si bien que, dans un contexte vigoureusement laminé et métamorphisé, il est souvent délicat de distinguer ces roches vertes de celles qui forment la base de la série post-ophiolitique de l'Inzecca.

V - CONCLUSIONS

Malgré des différences de détail, les types de séries identifiés dans les Schistes lustrés corse sont comparables à ceux des Schistes lustrés alpins. On y distingue en effet les séries suivantes.

- Des séries en position actuellement externe, carbonatées, riches en brèches, dépourvues de roches vertes, à cachet liasique (séries de type *Bagliaccone-Riventosa*), comparables à la série du Gondran, ou à la base des séries de type Crèche-Meyriès.

- Une série infraprasinitique où les prasinites peu développées succèdent à des micaschistes verts qui sont eux-mêmes liés à des schistes noirs (série de *San Servano*, comparable à la série de il Caire).

- Une série infraprasinitique peu épaisse, liée géométriquement à un socle anté-mésozoïque, et où les faciès détritiques siliceux et les roches vertes succèdent à des calcaires massifs clairs (*série de Santo Pietro di Tenda*, comparable par certains aspects aux séries de type Salleries-Fontane).

- Une série infraprasinitique épaisse de plusieurs centaines de mètres, où l'on observe également la succession calcaires - quartzites détritiques - prasinites (*série de la Castagniccia* comparable aux séries de type Albergian-Bouchet).

- Une série supraophiolitique à caractère ligure, en contact tectonique avec chacune des autres séries (*série de l'Inzecca* comparable aux séries de type Chabrière et à la série du Bracco).

Ces comparaisons permettent de proposer un âge approximatif pour les termes successifs de ces différentes séries (fig. IV hors-texte).

Enfin, la disposition cartographique des différents types de séries dans les Schistes lustrés corses présente beaucoup d'analogies avec la succession géographique actuelle des différents types de séries de Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes septentrionales. Ces analogies, compatibles également avec ce que l'on sait des autres transversales alpines (chap. XI) constituent un fait important dont on tiendra compte dans la tentative d'interprétation paléogéographique qui va suivre (chap. XIII).

Chapitre XIII

TENTATIVE DE SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE AU JURASSIQUE

INTRODUCTION

Les chapitres précédents ayant permis de proposer la reconstitution de certains types de séries, tant en Corse alpine que dans les Alpes occidentales, un degré d'interprétation supplémentaire va être abordé maintenant. On va tenter de placer les unes par rapport aux autres les patries de ces différents types de séries. Comme toutes les tentatives de ce genre, celle-ci est hasardeuse dans la mesure où :

- la contiguïté originelle des différentes séries n'est pas démontrée, et le schéma doit nécessairement comporter des "espaces blancs" (TRUMPY, 1957) ;

- on ne dispose pas, ainsi que nous allons le voir, de critère paléogéographique vraiment décisif.

I - RECHERCHE DE GUIDES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Plusieurs types de critères paléogéographiques ont été utilisés ou peuvent être utilisés dans la zone piémontaise : le critère d'épaisseur des séries sédimentaires, le critère de position géométrique dans l'édifice structural, des critères de variations de faciès d'un niveau stratigraphique donné à l'intérieur d'une unité, ou bien d'une unité à une autre.

1. Epaisseur des séries

L'un des postulats admis plus ou moins clairement lors de nombreuses tentatives de synthèse paléogéographique du domaine piémontais est de considérer que les séries ont une provenance d'autant plus interne qu'elles sont plus épaisses. C'est ainsi que, par exemple, MICHARD (1966-67) rejette au-delà du massif Dora-Maira à couverture réduite ("ride cottienne") tous les Schistes lustrés dans le sillon interne du Cuneese. C'est une démarche du même type qui a conduit en Vanoise ELLENBERGER (1958) à considérer la série de la Grande Motte ("Lias prépiémontais" épais) comme plus interne que la série Val d'Isère-Ambin ("Lias prépiémontais" mince ou absent), elle-même plus interne que les séries à cachet Briançonnais de Vanoise occidentale (Lias inférieur uniquement).

En fait ce schéma est certainement trop simple, d'autant plus qu'au Jurassique tous les domaines alpins (dauphinois, subbriançonnais, Briançonnais, austro-alpin et sud-alpin) sont caractérisés par une paléogéographie accidentée et variable dans le temps. Il faut d'ailleurs remarquer que, par exemple en Vanoise, le critère d'épaisseur utilisé pour le Lias jouerait dans l'autre sens au Dogger (1) : la série de la Grande Motte, à Dogger continental, puis à Dogger à *Mytilus* marin réduit, présente à ce moment des caractères intermédiaires entre les séries de Vanoise occidentale (Dogger continental puis marin bien développés) et la série Val d'Isère-Ambin.

Il semble donc que le critère d'épaisseur ne puisse être appliqué aux Schistes lustrés "jurassiques" du domaine piémontais qu'avec une grande prudence.

2. Place dans l'édifice tectonique

A une échelle régionale, l'agencement géométrique d'unités tectoniques déca- à hectokilométriques, constituées par des séries lithostratigraphiques distinctes, a été largement utilisé comme critère paléogéographique. C'est ainsi qu'on envisage, à la suite des conceptions développées par SCHARDT (1893) dans les Préalpes, une provenance d'autant plus interne que les nappes de charriage sont plus élevées dans l'édifice tectonique de nombreuses régions de la chaîne alpine, et par exemple :

- dans les nappes helvétiques (LUGEON, 1901),
- dans les nappes simplon-tessinoises (LUGEON, 1902 ; ARGAND, 1911),
- dans les "écailles" subbriançonnaises et Briançonnaises à l'W de Guillestre (DEBELMAS, 1955).

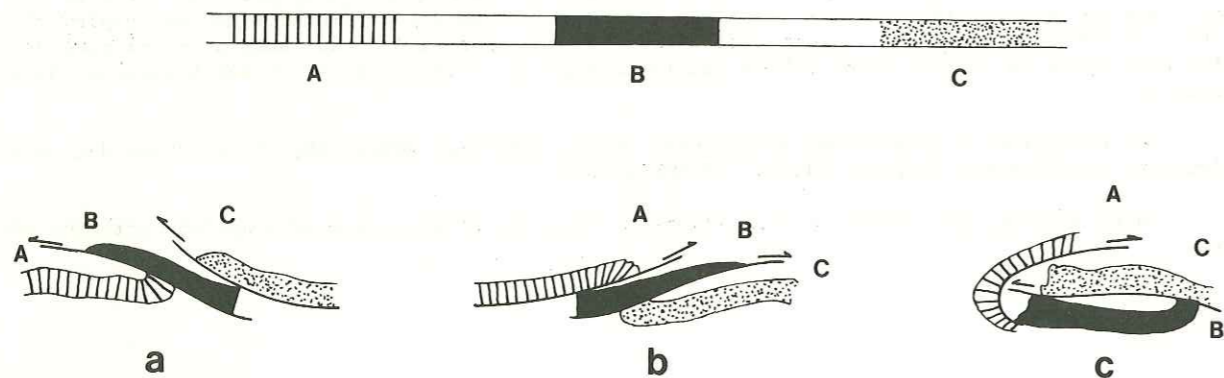


Fig. 70 - Différents ordres de superposition tectonique possibles à partir d'une paléogéographie initiale donnée

Commentaire dans le texte.

(1) ainsi que pour le Malm.

Pour proposer de telles interprétations, il faut disposer d'une maille d'observation suffisamment grande par rapport à la taille des nappes. De plus, la reconstitution d'une paléogéographie à partir du "déroulement" d'un empilement de nappes suppose que, par des mécanismes d'ailleurs différents, les nappes aient progressé dans un sens connu, et sans complications telles que diverticulations, mise en place polyphasée, ... Il n'est pas évident qu'une architecture simple soit de règle en domaine piémontais, et plusieurs cas sont possibles (fig. 70).

a) Des charriages vers l'extérieur de la chaîne jouent, comme dans les exemples cités, un rôle prédominant dans la superposition des différentes unités piémontaises. Les unités les plus élevées ont alors l'origine la plus interne.

b) Au contraire, des "rétrocharriages" vers l'intérieur de la chaîne, amenant les unités les plus externes à la partie supérieure de l'édifice, peuvent être responsables des superpositions observées à une échelle kilométrique à décakilométrique.

c) Plusieurs épisodes de mouvements tangentiels de grande ampleur jouent dans le même sens ou dans des sens différents, et on ne peut rien déduire de l'ordre de superposition des unités en l'absence d'une analyse tectonique d'ensemble.

En fait, nous avons vu à l'occasion de divers exemples (chap. V et VI notamment) qu'il nous fallait à l'inverse faire des hypothèses sur la superposition initiale des unités pour "déplier" les générations successives de plis couchés.

3. Caractères des brèches

Dans la nappe de la Brèche du Chablais (chap. XI), la brèche inférieure est grossière et chaotique dans la partie frontale (NW), plus fine et mieux litée dans la partie radicale. Cette distribution est due à l'érosion de reliefs situés au NW et à des apports détritiques venant du NW ou de l'W (LUGEON, 1896 ; CHESSEX, 1959 ; LEMOINE, 1967 ; WEIDMANN, 1972). Pour appliquer ce critère afin de déterminer la position relative des différentes séries de Schistes lustrés, il faudrait connaître à priori la place et la nature des domaines alimentant les brèches, ce qui n'est pas le cas. Par contre, l'augmentation de la taille des éléments de brèches à l'intérieur d'une même unité est l'indice de l'approche d'une zone alimentatrice. On dispose alors d'un argument en faveur de la localisation d'une zone où la série mésozoïque (et éventuellement le socle) a pu être décapée par l'érosion, entre deux séries plus complètes.

4. Volume de roches vertes

Nous avons vu (chap. XI) qu'il était possible de considérer les prasinites rubanées des séries "piémontaises" comme du matériel pyroclastique ou comme des produits de remaniement d'un volcanisme basaltique sous-marin localisé essentiellement dans un domaine "liguro-piémontais", commun à l'Apennin, aux Alpes occidentales et à la Corse. Il est, dans cette hypothèse, tentant de considérer que les produits de remaniement de ce volcanisme jurassique sont d'autant plus abondants que les séries dans lesquelles ils se sont déposés étaient plus proches du domaine "liguro-piémontais".

Il faut bien reconnaître que ce critère (suggéré en Corse par DELCEY et MEUNIER, 1966), sur lequel je vais en définitive m'appuyer principalement, repose également sur un certain nombre de postulats (unicité du domaine source du matériel volcanique ; bathymétrie et régime de courants tels que l'abondance du matériel remanié soit effectivement fonction de la distance ; ...).

II - AFFINITÉS ET RELATIONS D'ORDRE ENTRE LES SÉRIES

Nous avons décrit dans les Alpes cottiennes septentrionales six types de séries dans les Schistes lustrés piémontais : Chabrière, Gondran, Crèche-Meyriès, Gad-il Caire, Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane. Il leur correspond plus ou moins cinq types de séries dans les Schistes lustrés corse : Inzecca, Bagliacone-Riventosa, San Servanio, Santo Pietro di Tenda et Castagniccia.

Si, dans chacune des régions, les différentes séries se trouvaient au Jurassique sur une même transversale, les différentes paléogéographies possibles a priori sont aussi nombreuses que les permutations entre les différentes séries d'une même transversale, soit :

- $6! = 720$ possibilités dans les Alpes cottiennes septentrionales ;

- $5! = 120$ possibilités en Corse alpine. Nous n'allons pas analyser tous les cas possibles car, dans l'état actuel de nos connaissances, les critères imparfaits énumérés précédemment permettent de retenir certaines dispositions comme beaucoup plus probables que d'autres.

1. Construction d'une succession paléogéographique

Les caractères des différentes séries permettent de préciser les affinités entre certaines d'entre elles, ou bien entre telle ou telle série de "Schistes lustrés" et des séries briançonnaises ou ligures. On peut ainsi tenter d'ordonner les patries des différentes séries ou des différents groupes de séries.

a) Séries de types Chabrière et Inzecca

Les séries supraophiolitiques de Chabrière et de l'Inzecca ont un âge probable néojurassique-éocène, plus récent que celui de la plus grande partie des autres séries. Elles peuvent être en contact tectonique précoce avec la plupart des autres types de séries (chap. V, VI, XVI et XVII), ce qui permet d'envisager qu'elles occupaient, lors de ces épisodes tectoniques précoces, une position élevée dans l'édifice. Ceci est compatible avec une origine paléogéographique très interne, dans un domaine dont une partie a été engagée dans l'édifice alpin (série de Chabrière) ou corse (série de l'Inzecca) et une autre dans l'édifice apennin (série du Bracco). Il est donc vraisemblable que ce bassin liguro-piémontais à fond "océanique" occupait au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur-moyen un domaine en position interne (approximativement au SE, pour fixer les idées) par rapport au domaine proprement piémontais dans lequel s'étaient déposées les autres séries.

b) Séries de types Gondran et Bagliacone-Riventosa

La série du Gondran, dans les Alpes cottiennes, et les séries de type Bagliacone-Riventosa, en Corse orientale, occupent une position actuellement externe. Ce sont également les seules séries totalement dépourvues de roches vertes. La série triasico-liasique du Gondran est suffisamment ressemblante à la base triasico-liasique de la série de la Grande Motte dont la suite jurassique et crétacée a un cachet briançonnais indubitable, pour que l'on considère que cette série du Gondran puisse provenir d'une partie externe du domaine piémontais. De la même manière en Corse, on a déjà souligné les ressemblances entre les séries de type Bagliacone-Riventosa et certaines des écaillles de Corte proches elles-mêmes d'un socle supportant des lambeaux de séries mésozoïques à caractère briançonnais (AMAUDRIC du CHAFFAUT et LEMOINE, 1973 ; AMAUDRIC du CHAFFAUT, 1975).

Il paraît donc raisonnable de supposer que ces séries ont l'origine la plus externe parmi toutes les séries décrites, et proviennent de la marge du domaine piémontais s.l. la plus proche du domaine briançonnais s.l.

c) Séries de types Crèche-Meyriès, Gad-il Caire et San Servanio

Trois types de séries se terminent par de faibles quantités de prasinites rubanées, qui font suite à un ensemble de schistes noirs puis de micaschistes verts. Ce caractère rapproche notamment les unes des autres les séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire, que l'on peut supposer voisines sur la transversale alpine considérée. Par ailleurs, les ressemblances entre la base triasico-liasique de ces séries et la série du Gondran ont déjà été notées (LEMOINE, 1961, 1970, 1971 ; chap. X). Ces séries semblent donc provenir d'une partie relativement externe du domaine piémontais, inter-

médiaire entre la patrie de la série du Gondran dépourvue de roches vertes et plus externe, et celle des séries de type Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane beaucoup plus riches en prasinites rubanées et probablement plus internes.

De la même manière, la série de San Servanio se serait déposée entre les séries de type Bagliacone-Riventosa et les séries de Santo Pietro di Tenda et de la Castagniccia.

d) Ordre paléogéographique d'ensemble

Si l'on admet les propositions précédentes, on parvient à un agencement paléogéographique du type suivant (du plus externe au plus interne) :

	Alpes cottiennes N		
Gondran	Crèche-Meyriès et Gad-il Caire	Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane	Chabrière
	Corse alpine		
Bagliacone- Riventosa	San Servanio	Santo Pietro di Tenda et Castagniccia	Inzecca

Ces successions permettent de proposer une subdivision du "domaine piémontais-ligure" à l'intérieur duquel les distinctions restaient assez floues (HACCARD *et al.*, 1972 ; DAL PIAZ, 1974 ; DEBELMAS, 1975 ; LEMOINE, 1975 ; TRUMPY, 1975). Je propose de nommer comme suit les domaines de dépôt des quatre groupes de séries individualisés ci-dessus :

- "prépiémontais" pour les séries sans roches vertes,
- "piémontais externe" pour les séries infraprasinitiques où les prasinites sont liées à des schistes,
- "piémontais interne" pour les séries infraprasinitiques où les prasinites sont liées à des calcaires,
- "liguro-piémontais" pour les séries supraophiolitiques à affinités ligures (1).

Ces termes ne préjugent pas de la destination tectonique des unités dans lesquelles sont engagées les séries correspondantes. En particulier, des séries supraophiolitiques originaires du domaine "liguro-piémontais" sont présentes actuellement, d'une part dans la "zone piémontaise" des Alpes occidentales et de Corse, d'autre part dans l'Apennin ligure.

Les variantes possibles de la reconstitution paléogéographique proposée concernent :

- la position relative des séries piémontaises externes de types Crèche-Meyriès et Gad-il Caire,
- la position relative des séries piémontaises internes de types Albergian-Bouchet et Sellarier-Fontane (Alpes cottiennes N), ou de types Santo Pietro di Tenda et Castagniccia (Corse orientale).

2. Discussion des variantes

a) Séries piémontaises internes

Les séries de type Albergian-Bouchet, relativement épaisses, sont actuellement dans les Alpes cottiennes septentrionales en position plus externe que les séries de type Sellarier-Fontane peu épaisses et collées contre la marge externe du massif Dora-Maira. Il me semble pourtant préférable de considérer que les séries de type Albergian-Bouchet étaient à l'origine plus internes que les séries de type Sellarier-Fontane pour les raisons suivantes.

- Les coupes visibles près du refuge de Sellarier et au-dessus de Fontane présentent des affinités avec certaines séries de type Gad-il Caire, pour lesquelles on a proposé ci-dessus une origine

(1) On emploiera parfois, en abrégé et par abus de langage, "ligure" au lieu de "liguro-piémontais". On pourrait également parler d' "ultrapiémontais", au sens où les séries de la zone d'Acceglio sont ultrabriançonnaises.

plus externe. En effet, les prasinites sont liées à des schistes et des calcschistes, et non pas directement à des calcaires massifs.

- L'épaisseur des prasinites est plus importante dans la plupart des séries de type Albergian-Bouchet que dans les coupes de Sellarie et de Fontane. On observe également dans les premières des blocs de gabbros dont les secondes sont pratiquement dépourvues.

- On ne connaît pas de Schistes lustrés à l'E du massif Dora-Maira, la plaine du Pô venant border directement le socle. Par contre, les séries de la bordure SE du massif-frère du Grand Paradis sont riches en roches vertes. Il semble bien que ces séries internes, où des prasinites sont voisines de micaschistes verts, eux-mêmes liés à des calcaires massifs (MICHEL, 1953), sont au moins en partie comparables aux séries de type Albergian-Bouchet. Par analogie, celles-ci "s'enracineraient" donc à l'intérieur du massif Dora-Maira et de sa couverture mésozoïque de type Sellarie-Fontane. De la même manière en Corse, la série de la Castagniccia affleure actuellement au SE de la série de Santo Pietro di Tenda, elle-même solidaire de massifs ou de lames de socle (DELCEY, 1974).

b) Séries piémontaises externes

Considérons maintenant le problème des relations initiales entre les séries de type Crèche-Meyriès et celles de type Gad-il Caire. Plusieurs situations sont possibles.

- Ou bien les séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire n'étaient pas contiguës à l'origine, bien que voisines, mais séparées par un domaine actuellement inaccessible à l'observation.

- Ou bien les séries étaient contiguës et les séries de type Crèche-Meyriès plus internes que les séries de type Gad-il Caire. Dans ce cas, les apports bréchiques se faisaient de l'extérieur vers l'intérieur, à la manière de ce qui est observé dans la nappe de la Brèche.

- Ou bien encore les séries de type Gad-il Caire bordaient la marge interne des séries de type Crèche-Meyriès, et les apports bréchiques se faisaient dans ce cas de l'intérieur vers l'extérieur, comme ce que l'on envisage pour la série austroalpine du Mont Dolin (TRÜMPY, 1975).

- Ou bien enfin les séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire se trouvaient dans un même bassin allongé plus ou moins parallèlement à la direction de la chaîne, mais accidenté par les reliefs transversaux qui commandaient la richesse plus ou moins grande en brèches.

Il me semble qu'il existe des transitions entre certaines séries de type Crèche-Meyriès et certaines séries de type Gad-il Caire, si bien que les deux domaines de dépôt devaient être au moins en partie contigus. D'autre part, les séries de type Crèche-Meyriès, à barre calcaire médiane mal représentée, mais à calcaires et schistes et à schistes noirs très développés, possèdent une base triasico-liasique qui rappelle, plus nettement que celle des séries de type Gad-il Caire, la série du Gondran. S'il faut agencer ces séries suivant une transversale, je préfère donc placer les séries de type Crèche-Meyriès en position plus externe que les séries de type Gad-il Caire.

III - CARACTÈRES DE L'ORDRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE PROPOSÉ

1. Agencement des séries sur les deux transversales étudiées

Dans la mesure où un agencement linéaire reflète effectivement la disposition relative initiale des séries sur une même transversale, on arrive, à la suite des discussions précédentes, à l'ordre proposé dans les figures III et IV hors-texte (récapitulation des types de séries). On devait rencontrer selon moi, de l'extérieur vers l'intérieur, les types de séries suivants :

dans les Alpes cottiennes

Gondran	Crèche-Meyriès	Gad-il Caire	Sellarie-Fontane	Albergian-Bouchet
			et en Corse alpine	
	Bagliacone-Riventosa	San Servanio	Santo Pietro di Tenda	Castagniccia

Les séries les plus externes sont caractérisées par du Trias et du Lias bien développés à la base, et des prasinites peu importantes ou même absentes au sommet. A l'inverse, le Trias et le Lias sont peu épais ou inconnus dans les séries internes, tandis que les roches vertes y occupent un volume croissant.

Au Jurassique, le domaine piémontais aurait été le siège du dépôt de séries tantôt "dilatées", épaisses de quelques centaines de mètres (types Crèche-Meyriès, Gad-il Caire, Albergian-Bouchet, San Servanio, Castagniccia), tantôt plus réduites (types Sellarie-Fontane, Santo Pietro di Tenda, et, dans une moindre mesure, Gondran et Bagliacone-Riventosa). Les caractères sédimentologiques n'ont pas été suffisamment étudiés pour que l'on puisse préciser la profondeur des dépôts. Il est probable qu'au Jurassique la profondeur du domaine piémontais était assez grande (TRÜMPY, 1960), ce qui rendrait compte de la pauvreté originelle des Schistes lustrés en fossiles, et qui serait compatible avec l'existence des brèches et ce que l'on peut reconstituer des divers faciès sédimentaires. Les zones où se déposaient les séries réduites pouvaient être ou bien des haut-fonds, ou bien des zones profondes balayées par des courants s'opposant à la sédimentation. L'accumulation de brèches à plusieurs niveaux de certaines séries épaisses (Crèche-Meyriès et Gad-il Caire par exemple) permet de penser que le domaine de dépôt de ces séries était voisin de zones moins profondes qui, décapées par l'érosion, devaient être la patrie de séries moins épaisses. Le domaine piémontais devait ainsi être constitué non pas d'un seul bassin, mais de plusieurs bassins séparés par des rides et dans lesquels l'essentiel de la sédimentation ne se faisait pas nécessairement au même moment. L'image suggérée pourrait être comparable par exemple à la reconstitution proposée dans les sillons lombards du M. Nudo et du M. Generoso séparés par le seuil de Lugano (WIEDENMAYER, 1963 ; BERNOULLI, 1964). En quoi pouvaient consister les rides séparant les différents bassins piémontais ? Ce problème rejoint en partie celui des "espaces blancs" évoqués tout au début de ce chapitre et que nous reprendrons plus loin.

2. Substratum du domaine piémontais

Le long de la bordure NW du massif Dora-Maira, des formations volcanodétritiques acides réputées permiennes recouvrent un socle hercynien (VIALON, 1966). Ce "tégument" permien supporte en continuité (voir par exemple la coupe de Fontane) des séries mésozoïques réduites, que j'interprète comme venant d'une partie relativement interne du domaine piémontais. De la même manière, la couverture réduite du massif du Grand Paradis a un cachet indubitablement piémontais (G. ELTER, 1971, 1972). Enfin, dans le massif du Tenda, le soubassement de la série mésozoïque de Santo Pietro di Tenda est également constitué de gneiss fins "permiens" d'origine volcanosédimentaire (DELCEY et MEUNIER, 1966). Le soubassement des séries piémontaises internes réduites est donc fait schématiquement d'un socle hercynien recouvert d'un "tégument" volcanosédimentaire permien.

Le Trias dolomitique de ces séries réduites est peu épais ou absent, et on a probablement là les témoins d'une ride dans le domaine mésozoïque piémontais. C'est également l'hypothèse de MICHARD (1966-67) et celle de G. ELTER (1972) ; mais à la différence de ces auteurs, je considère cette ride comme relativement interne, plus interne en tout cas que la patrie des séries de Schistes lustrés de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire.

A l'extérieur de cette ride, la base des séries "piémontaises externes" et "prépiémontaises" est représentée par un Norien dolomitique épais de plusieurs centaines de mètres. Ces carbonates de plate-forme (MEGARD-GALLI, 1974) sont actuellement décollés à leur base au niveau du Carnien gypsifère (MEGARD-GALLI et CARON, 1972), et leur soubassement est inconnu. Il est cependant raisonnable d'envisager que ce soubassement était de nature "continentale", "sialique", analogue aux socles hercyniens et permiens des massifs cristallins internes et de la zone d'Acceglio.

Pour les séries piémontaises internes de type Albergian-Bouchet et Castagniccia on peut également envisager que le soubassement ait été du même type que les précédents. Mais cette question rejoint le problème des relations entre domaines piémontais et ligure.

3. Relations entre les domaines piémontais et ligure

Les différences entre les séries "liguro-piémontaises" supraophiolitiques et les séries "piémontaises s.s." infraprasinitiques ne facilitent pas les comparaisons entre les deux domaines. En effet, celles-ci - piémontaises - paraissent se terminer à peu près au moment (Jurassique terminal) où celles-là - liguro-piémontaises - débutent. Pourtant, les séries liguro-piémontaises décrites ne représentent sans doute pas la suite des séries infraprasinitiques, car elles font suite à des épanchements de basaltes en coussins, terme supérieur d'un assemblage ophiolitique. Dans l'Apennin ligure au moins, cet assemblage, qui comporte des tectonites péridotitiques, des cumulats mafiques et ultra-mafiques, et des laves sous-marines, représente très probablement le témoin d'un fragment de manteau supérieur et de croûte océanique (GALLI *et al.*, 1972 ; chap. XI). On admet ainsi qu'au Jurassique terminal un bassin liguro-piémontais à fond océanique sépare un domaine alpin à soubassement continental d'un domaine apennin et austroalpin à soubassement également continental (ELTER *et al.*, 1966 ; G. ELTER, 1971 ; DECANDIA et ELTER, 1972 ; HACCARD *et al.*, 1972 ; LEMOINE, 1972 ; DAL PIAZ, 1974 ; TRÜMPY, 1975). Le soubassement continental du domaine piémontais s.s. devait donc s'amincir, puis s'interrompre quelque part entre la patrie des séries de type Sellaris-Fontane (massif Dora-Maira) ou Santo Pietro di Tenda (massif du Tenda et lame Oletta-Serra di Pigno) et le fond océanique liguro-piémontais. Ce soubassement aminci constituait peut-être la base des séries de types Albergian-Bouchet et Castagniccia.

Les prasinites rubanées des séries piémontaises internes sont épaisses parfois de plusieurs centaines de mètres et peuvent contenir des masses isolées de gabbros. On ne connaît jusqu'à maintenant aucun témoin d'une suite sédimentaire de ces roches vertes. On ne peut donc pas exclure qu'une série de type liguro-piémontais se soit déposée sur des prasinites terminant des séries piémontaises internes à soubassement continental possible. Dans cette hypothèse, de la même manière que les produits de remaniement des ophiolites jurassiques auraient formé un biseau s'amincissant vers l'extérieur du domaine piémontais, les séries sédimentaires liguro-piémontaises néojurassiques-éocrétaçées auraient pu "mordre" sur le domaine piémontais défini au Jurassique inférieur et moyen (fig. 71). C'est en partie l'image proposée par G. ELTER (1971).

Par ailleurs, il ne paraît pas possible, à partir des séries lithostratigraphiques connues d'âge néojurassique-éocrétaçé, de faire de distinctions à l'intérieur du domaine liguro-piémontais entre le matériel qui aura une destination tectonique alpine ou corse et celui qui aura une destination apennine.

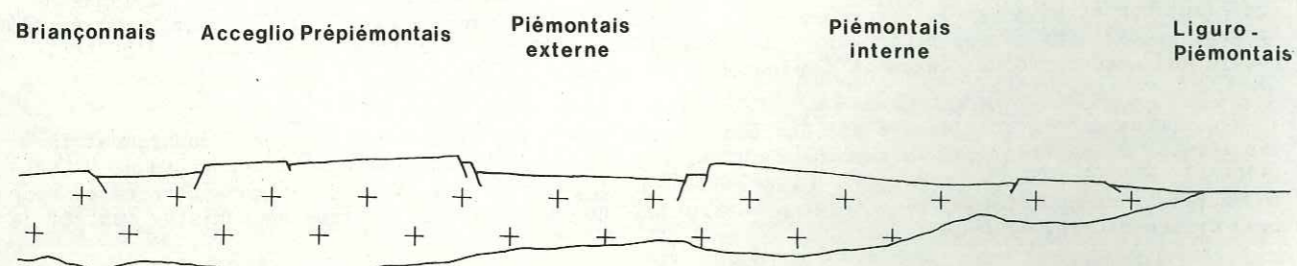


Fig. 71 - Coupe schématique du domaine piémontais et des domaines limitrophes au Jurassique supérieur

4. Relations entre les domaines piémontais et briançonnais

Si l'on se reporte maintenant à la bordure externe du domaine piémontais, se pose le problème des rapports au Jurassique entre celui-ci et le domaine briançonnais. Les séries mésozoïques briançonnaises (DEBELMAS, 1955 ; ELLENBERGER, 1958 ; TRÜMPY, 1960 ; LEMOINE, 1961 ; BARBIER *et al.*, 1960-63 ; DEBELMAS et LEMOINE, 1970 ; BOURBON *et al.*, 1973, 1975) sont caractérisées par :

- un ensemble triasico-liasique fait de carbonates de plate-forme,
- une lacune et des dépôts continentaux correspondant à une émergence au Lias supérieur - Dogger inférieur,
- une série pélagique condensée et lacuneuse du Jurassique supérieur puis du Crétacé supérieur.

Au bord interne de ce Briançonnais classique, DEBELMAS et LEMOINE (1957) ont identifié la "zone d'Acceglio", où l'érosion anté-Malm a entamé non seulement le Trias dolomitique, mais aussi le socle siliceux, si bien que les calcaires attribués au Malm reposent directement sur les quartzites werféniens ou sur le Permien (DEBELMAS et LEMOINE, 1957 ; LEMOINE, 1957 ; MICHARD, 1959 ; LEBLANC, 1962 ; LEMOINE, 1963 ; LEFEVRE, 1965). Du Crétacé supérieur a été daté dans certaines coupes.

Cette zone d'Acceglio se présentait au Jurassique inférieur et moyen comme une ride plus profondément dénudée par l'érosion que le Briançonnais classique, et externe par rapport au domaine piémontais. Elle était donc, dans la reconstitution paléogéographique hypothétique défendue ici, nettement disjointe de la ride piémontaise interne dont le massif Dora-Maira et sa couverture réduite constituent un témoin. Contrairement à une hypothèse de LEFEVRE et MICHARD (MICHARD, 1966-67 ; LEFEVRE, 1974), il ne me semble donc pas que l'on puisse attribuer les séries ultrabriançonnaises de la zone d'Acceglio et les séries piémontaises internes de la marge du massif Dora-Maira ou de ses pincées à une seule "ride cottienne" plus externe que l'ensemble d'un bassin piémontais unique ("sillon du Cu-neese").

A titre d'hypothèse, j'irai même plus loin. LEMOINE (1961, 1963) a indiqué à plusieurs reprises que dans les "écaillles intermédiaires" (témoins de la "zone d'Acceglio" dilacérés en plusieurs chapelets par la tectonique entre la Haute-Ubaye et la région de Montgenèvre), les terrains mésozoïques transgressifs sur le socle siliceux présentaient des affinités tantôt briançonnaises, tantôt piémontaises. Dans le revers oriental du Monte Banchetta (CARON, 1970, 1971), on observe également des calcaires gréseux transgressifs sur une écharde de socle siliceux ; cet ensemble a été rapporté à la zone d'Acceglio. En fait, au Monte Banchetta comme dans bon nombre d'écaillles intermédiaires, on peut interpréter les calcaires transgressifs sur le socle siliceux de deux manières :

- comme un "acceglien" du toit duquel les "marbres chloriteux" néocrétaçés seraient absents,
- comme un équivalent de la "barre calcaire" des séries piémontaises internes (Lias supérieur-Dogger ?), dont la suite micascisteuse et prasinitique ne serait pas représentée.

On ne peut donc pas exclure l'existence de rides supplémentaires à série mésozoïque réduite, localisées dans les "espaces blancs" entre les séries piémontaises relativement épaisses : par exemple entre le "domaine prépiémontais" (série du Gondran) et le "domaine piémontais externe" (séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire). Dans cette hypothèse, certes fragile, la transition entre le domaine briançonnais et le domaine piémontais aurait consisté au Jurassique inférieur et moyen en une alternance de rides et de bassins (fig. 71) ; les séries relativement épaisses issues des bassins auraient donné naissance à des unités de "Schistes lustrés", tandis que les séries réduites correspondant aux rides répondraient à la définition de la "zone d'Acceglio", pourvu que des produits de remaniement de roches vertes ne s'y mettent pas en place à la fin du Jurassique.

5. Variations paléogéographiques longitudinales

Nous venons de voir que, sur une même transversale, les limites entre les domaines briançonnais, piémontais s.s. et liguro-piémontais restaient assez floues. Ceci est finalement dû en grande partie à ce que les formations caractéristiques de ces différents domaines n'apparaissent pas au même moment :

- le domaine piémontais s.s. est, selon moi, défini essentiellement au Jurassique inférieur et moyen ;

- le domaine liguro-piémontais, au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur ;
- le domaine briançonnais au Jurassique moyen - supérieur, et au Crétacé supérieur - Paléocène.

Le caractère plus ou moins précis des limites apparaît encore mieux si l'on s'éloigne de la transversale des Alpes cottiennes septentrionales. En effet, il ne faut pas se représenter les rides et les bassins définis sur cette transversale avec une extension longitudinale tout le long de l'arc alpin.

Par exemple, en Corse, le domaine briançonnais perd apparemment son individualité : on trouve des lambeaux de séries attribuées à la zone d'Acceglio transgressifs sur la marge interne du socle hercynien (AMAUDRIC du CHAFFAUT et LEMOINE, 1974). Mais ce socle hercynien corse est analogue au soubassement paléozoïque provençal, qui affleure dans les Maures et l'Esterel, et dont il était probablement solidaire (WESTPHAL *et al.*, 1976).

En Vanoise, les faciès briançonnais néojurassiques et crétacés se déposent sur un Lias "prépiémontais" dans la série de la Grande Motte (1). De la même manière, la série jurassique à caractère piémontais de la nappe de la Brèche est suivie d'un Crétacé-Paléocène à cachet briançonnais.

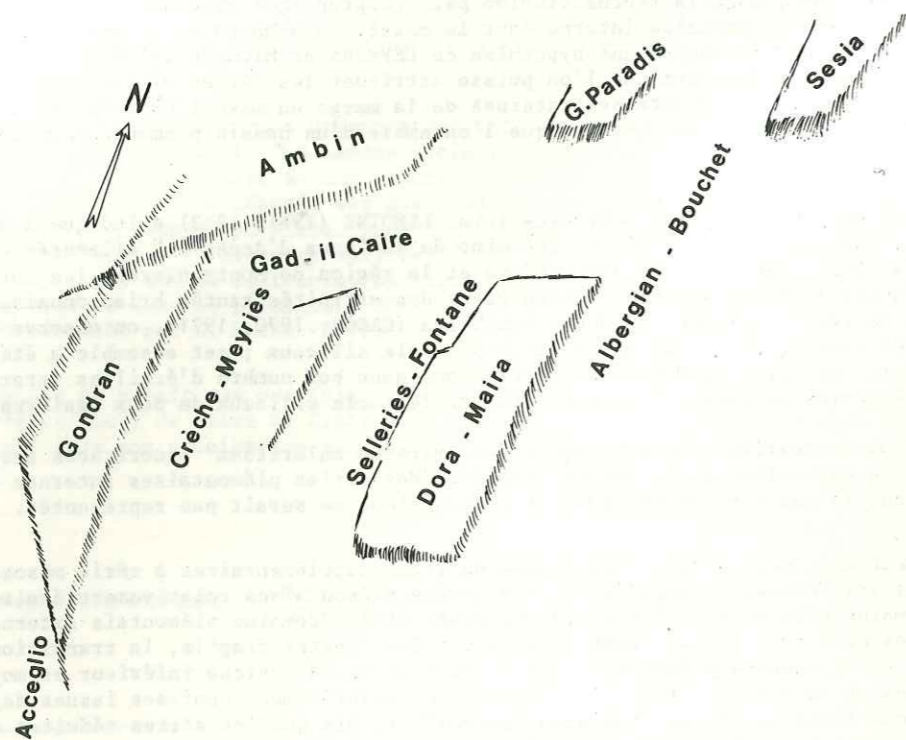


Fig. 72 - Agencement paléogéographique schématique du domaine piémontais sur la transversale alpine étudiée

(1) Il est d'ailleurs possible, ainsi qu'on l'a déjà évoqué, que la série de la Grande Motte ne soit pas d'origine paléogéographique plus interne que la série Val d'Isère-Ambin (ELLENBERGER, 1958), mais plus externe que cette dernière qui représenterait le témoin de l'une des rides que nous invoquons ci-dessus (CARON et GAY, 1977).

Sur la marge interne du domaine piémontais, dans les Alpes Graies et en Val d'Aoste, le socle paléozoïque de la zone Sesia s'intercale entre la cicatrice de Viù-Lozana, dont semblent issues des séries piémontaises infraprasinitiques internes (NICOLAS, 1966 ; ELTER, 1970) et la cicatrice du Canavese, prolongement septentrional probable du domaine ligure (ELTER *et al.*, 1966). Au Sud de la transversale du Val de Suse, on n'observe plus de traces d'un tel socle "continental" à la jonction entre les domaines piémontais et ligure. On admet donc (HACCARD *et al.*, 1972 ; ELTER et PERTUSATI, 1973 ; DAL PIAZ, 1974 ; DEBELMAS, 1975 ; TRÜMPY, 1975) que la zone Sesia ne se prolongeait pas de manière continue vers le S, même si la présence de quelques "îles" de ce type peut rendre compte de l'origine de certains massifs de socle tel que celui de Savona en Ligurie (HACCARD *et al.*, 1972), ou bien de l'alimentation en éléments granitoïdes de certaines brèches associées aux coulées de laves en coussins dans la série de Chabrière ("brèche du Pic Marcel", CABY *et al.*, 1971 ; TRICART, 1973, 1974).

J'en arrive ainsi à l'image d'un bassin jurassique piémontais accidenté de hauts-fonds ou d'îles irrégulièrement répartis (fig. 72).

IV - CONCLUSIONS

Au Jurassique, je suis amené à reconstituer un bassin piémontais à tréfonds "continental", parsemé de rides (hauts-fonds ou terres émergées) discontinues. Vers l'extérieur, ce bassin était bordé par une zone briançonnaise à série réduite, émergée au Lias supérieur - Dogger inférieur. Vers l'intérieur, le domaine piémontais laissait plus ou moins insensiblement la place à un domaine liguro-piémontais caractérisé par un fond "océanique".

Un point faible de cette reconstitution est peut-être que je ne peux pas m'empêcher d'arriver à une répartition paléogéographique des séries somme toute assez comparable à l'image cartographique actuelle. C'est-à-dire que, sans minimiser le rôle de la tectonique (voir troisième partie), il me semble que les épisodes successifs de déformation n'ont pas bouleversé partout l'ordre relatif initial des séries. Finalement, les seules séries vraiment allochtones seraient les séries liguro-piémontaises de types Chabrière et Inzecca, et, dans une moindre mesure, les séries piémontaises internes de types Albergian-Bouchet et Castagniccia. J'en viens donc à m'opposer sur les transversales étudiées à l'idée défendue notamment par TERMLER (1907, 1925), HERMANN (1938), ELLENBERGER (1958) et MICHARD (1966-67) d'un charriage généralisé des Schistes lustrés, pour reprendre à mon compte une partie des conceptions parautochtonistes chères à FRANCHI (1929) et VIALON (1966).

Chapitre XIV

WILDFLYSCHS ET DEVENIR DU DOMAINE PIÉMONTAIS

INTRODUCTION

Le cinquième exemple (Punta Gardiol, chap. VII) et la discussion des séries lithostratigraphiques corses (chap. XII) nous ont donné l'occasion de soulever une gamme de problèmes différents de ceux que nous avons évoqués dans les chapitres précédents. Il existe en effet, en Corse comme dans les Alpes cottiennes septentrionales, des formations dont l'interprétation comporte aussi bien des aspects tectoniques que des aspects sédimentologiques. Il s'agit des wildflyschs, qui n'appartiennent pas vraiment au monde des Schistes lustrés, mais plutôt à celui des flyschs alpins d'origine interne.

I - CARACTÈRES ET LOCALISATION DES WILDFLYSCHS DANS LES RÉGIONS ÉTUDIÉES

1. Caractères "sédimentaires"

On distingue une matrice schisteuse et des blocs hétérogènes.

a) Matrice

La matrice des wildflyschs est essentiellement pélitique. Il s'agit de schistes noirs, violacés ou verdâtres dans le secteur de la Punta Gardiol, noirs, beiges ou verdâtres à l'E de Corte. La stratification est floue et le débit est souvent confus, mal réglé, écaillé.

Ces schistes contiennent des lits de grès micacés centi- à décimétriques, souvent discontinus, noirs, gris, ocre ou verts. Un niveau gréseux comporte en général une base assez grossière, où des

figures de base de banc sont encore décelables, puis des lamines à grain plus fin. De nombreux couronnements semblent synsédimentaires. Les éléments des grès consistent en quartz, albite, oligoclase, mica blanc, chlorite. Le ciment est essentiellement siliceux, mais peut contenir une part importante de carbonates (les lits acquièrent alors une patine très rousse) ; les grès fins passent ainsi parfois à des calcaires gris sombre à grain fin, à quartz et micas détritiques.

b) Blocs

Les blocs emballés dans la matrice sont très hétérogènes par leurs dimensions, leur nature et leur distribution.

Les dimensions s'échelonnent du grain détritique et du galet centimétrique au bloc métrique ou décimétrique et, si mon interprétation est exacte, à la lentille plurihectométrique.

On reconnaît dans ces blocs presque tous les faciès de différents types de séries de Schistes lustrés. Dans les Alpes, la formation de la Pta Gardiol (chap. VII) fournit un échantillonnage depuis les niveaux triasiques jusqu'aux niveaux du "Dogger-Malm" (calcaires et brèches rousses à éléments dolomitiques, quartzitiques et micaschisteux) pour les séries "piémontaises externes" ; elle contient divers faciès d'ophiolites et tous les termes sédimentaires des séries liguro-piémontaises de type Chabrière, jusqu'aux "calcaires et quartzites" (Crétacé moyen ?) inconnus "en place" dans les Alpes, mais identiques à ceux du secteur de la Pta Muracinto (chap. VI). En Corse, les wildflyschs de la Pta San Salvatore et du bas Zingajo renferment des éléments provenant de la "série de l'Inzecca" liguro-piémontaise et surtout des niveaux les plus élevés de celle-ci.

Suivant les affleurements, les éléments peuvent être dispersés dans la matrice, ou bien être groupés en "trains de blocs" plus ou moins alignés. Des blocs de nature différente peuvent être mélangés, ou bien un type donné peut être nettement prédominant.

2. Degré de structuration

L'analyse tectonique des wildflyschs est compliquée par l'hétérogénéité de cette formation. Il est parfois net que les contours des éléments guident le développement de telle ou telle schistosité dans la matrice, ce qui provoque un très mauvais réglage de celles-ci. Dans d'autres cas, il semble que les déformations synschisteuses accentuent le morcellement et la dilacération de niveaux plus ou moins réguliers.

Malgré cette hétérogénéité, on constate que les déformations synschisteuses sont moins vigoureuses et accompagnées d'un métamorphisme plus faible dans les wildflyschs que dans les séries décrites précédemment. Le nombre de phases synschisteuses responsables de la structuration de la matrice des wildflyschs n'est peut-être pas le même dans tous les affleurements de cette formation.

- Dans la "formation de la Pta Gardiol" (chap. VII), la matrice semble s'être déposée après la phase I (elle contient des éléments déjà structurés) ; la première schistosité qui s'y développe est équivalente à la schistosité II des Schistes lustrés du substratum.

- A l'E de Corte (Pta San Salvatore et bas Zingajo), les structures synschisteuses sont assez peu marquées et souvent mal réglées dans les "Schistes lustrés" voisins des wildflyschs. Il est donc beaucoup plus difficile d'affirmer ou de nier l'existence de telle ou telle structure synschisteuse dans la matrice des wildflyschs. Il est possible qu'une partie au moins de la dilacération et de la "dissociation" de divers faciès de la série de l'Inzecca présents dans les wildflyschs soit liée à la phase I. La matrice est ensuite déformée lors des phases synschisteuses ultérieures.

- Aussi bien dans les Alpes qu'en Corse, les caractères de la superposition anteschisteuse de séries d'origine ligure sur des séries piémontaises ("charriages" de grande ampleur, et renversements de séries, sans schistosité ni métamorphisme associé) sont également compatibles avec la genèse de wildflyschs très précoces. Je n'ai pas jusqu'ici identifié de telles formations antérieures à la première phase synschisteuse, et il faudrait parcourir de nouveau attentivement tous les contacts anormaux anteschisteux pour déceler éventuellement ce qui serait maintenant des "wildflyschs lustrés".

De toute manière, il est probable que les wildflyschs des Alpes et de Corse ne constituent pas un niveau repère à valeur stratigraphique, mais qu'ils traduisent certaines conditions de genèse pou-

vant se répéter à plusieurs reprises et en des endroits différents. Les "phases" de déformation synschisteuse n'étant pas non plus nécessairement synchrones sur de grandes distances, les relations mutuelles entre les wildflyschs, indices de tectonique synsédimentaire, et les générations de structures synschisteuses, accompagnées de métamorphisme plus ou moins intense, peuvent varier d'une région à une autre.

3. Relations avec les formations voisines

Dans les Alpes comme en Corse, les contacts entre wildflyschs et Schistes lustrés sont rarement brutaux. Cet aspect n'est pas seulement dû à des replis responsables de récurrences tectoniques. En effet, lorsque les affleurements sont suffisamment continus pour permettre l'étude de ces contacts, il semble exister une transition entre les wildflyschs et leur encaissant. Lorsque par exemple on progresse de l'E vers l'W entre Erbajolo et la Pta San Salvatore, en Corse, on traverse successivement les formations suivantes.

- La "formation d'Erbajolo", régulièrement litée (bancs calcaires à trame rousse et schistes noirs fins et réguliers), tectonisée comme dans le secteur de la Pta Muracinto.

- Divers faciès de la "formation d'Erbajolo" agencés beaucoup plus confusément. Par comparaison avec les secteurs voisins pourtant très tectonisés, il ne semble pas que les diverses générations de structures synschisteuses suffisent à rendre compte du morcellement de certains bancs ni de la juxtaposition de passées à lits calcaires d'épaisseur très variée (dans la formation d'Erbajolo typique, les variations d'épaisseur des bancs calcaires sont progressives). De plus, on observe la juxtaposition de schistes fins vigoureusement tectonisés, et de schistes à débit écaillé, plus hétérogènes, inconnus dans le secteur de la Pta Muracinto.

- Une formation chaotique où divers faciès de la série de l'Inzecca ("formation d'Erbajolo", schistes et quartzites, quartzites et calcaires) sont juxtaposés pêle-mêle et se "diluent" dans une matrice de schistes écaillés beiges ou verdâtres.

Il y a donc une dissociation progressive, presque sur place, de la série de l'Inzecca, et passage progressif de celle-ci à la formation des wildflyschs. De même, dans le secteur de la Pta Gardiol (chap. VII), des récurrences de calcschistes dans la base des wildflyschs pourraient aussi être dues à une dissociation de ces calcschistes. Dans les Alpes cottiennes septentrionales comme en Corse alpine méridionale, les relations des wildflyschs et de leur substratum sont donc très probablement stratigraphiques : je considère que ces wildflyschs sont autochtones ou parautochtones sur leur soubassement actuel.

4. Extension

Les affleurements de wildflysch occupent une position externe dans les régions étudiées.

- Dans les Alpes cottiennes (fig. I hors-texte), ils constituent le sommet de quelques buttes en contrebas du revers oriental du massif du Chaberton (du N au S, Croce di San Giuseppe, Pta Gardiol, Rca d'Aiglières). Il est également probable que le "flysch noir du Gondran", surmontant la "série du Gondran" au Gondran même, ait une signification identique, ainsi que nous le verrons ci-dessous.

- En Corse alpine, méridionale (fig. II hors-texte), les Schistes à blocs affleurent dans une gouttière située à 5 ou 6 km à l'ESE de Corte. Ils reposent sur la série de l'Inzecca, mais aussi sur l'extrémité méridionale du socle de "l'unité de Santa Lucia" et sur des calcaires à cachet liasique appartenant à la "série de la Pta Falconaja" (chap. XII). Il peut s'agir là d'un contact tectonique tardif entre des wildflyschs et des unités différentes ; mais il est également possible que ces wildflyschs cachettent un rapprochement précoce de certaines unités de Schistes lustrés d'origine liguro-piémontaise et d'unités d'origine paléogéographique plus externe. Pour confirmer ou infirmer cette dernière hypothèse, il faudrait étudier le prolongement septentrional des wildflyschs qui semblent border à l'E l'unité de Sta Lucia.

Pour tenter de mieux comprendre la signification des wildflyschs, nous allons évoquer quelques comparaisons avec certaines formations des Alpes occidentales et de Corse. Ces comparaisons sont de deux types : elles concernent d'une part les caractères de la matrice et l'âge des blocs les plus récents, ce qui donne une indication sur l'âge possible des wildflyschs décrits ; elles se rapportent d'autre part aux mécanismes de genèse de ces formations chaotiques, mécanismes qui ont pu se reproduire à des époques variées dans des zones différentes.

1. Secteur durancien

a) "Flysch noir" du Gondran

Au Gondran même, des schistes noirs affleurant mal surmontent la "formation détritique rousse", dernier terme de la "série du Gondran" proprement dite. Une passée de calcschistes, comparables à ceux de la "formation détritique rousse", surmonte les schistes noirs et les sépare de la "formation de la Replatte". L'originalité de ces Schistes noirs avait déjà été reconnue par KILIAN (KILIAN, 1900 ; KILIAN et PUSSENOT, 1912 ; KILIAN et REVIL, 1917-18), et TERMIER (1900) se fondait sur leur ressemblance avec le flysch nummulitique briançonnais pour proposer que les Schistes lustrés montent jusque dans l'Eogène. LEMOINE (1970) a déjà souligné l'analogie entre ces Schistes noirs du Gondran et ceux qui affleurent à l'E du Chaberton (c'est-à-dire notre "formation de la Pta Gardiol"). Enfin, ces Schistes noirs ont également été comparés au "complexe de base" néocrétacé du flysch à Helminthoïdes d'Embrunais-Ubaye (CABY *et al.*, 1963). La découverte par BOUSSAC (1912) de Globigérines et de "Pulvinulina" (= *Globotruncana* ou *Globorotalia*) dans des "schistes gris, argileux, luisants" situés "aux alentours des forts" du Gondran renforcerait cette analogie. Malheureusement, la localisation de cette découverte, pourtant fondamentale, est trop imprécise pour que l'on soit certain qu'il s'agit bien des Schistes noirs en question.

On peut retenir en définitive que la matrice de la "formation de la Punta Gardiol" ressemble effectivement beaucoup aux "Schistes noirs du Gondran", par son faciès, par ses intercalations de grès verts, par son degré de structuration, et par la faible intensité du métamorphisme qui s'y développe. Ici comme là, le passage du substratum aux schistes semble se faire par une "dissociation" progressive, ce qui constitue un argument en faveur de l'autochtonie relative de ces formations. Enfin, la dernière comparaison proposée (avec le "complexe de base" du flysch à Helminthoïdes) serait en faveur d'un âge crétacé supérieur de la "formation de la Pta Gardiol".

b) Flyschs de l'Embrunais-Ubaye

Deux types de comparaisons sont possibles avec des formations décrites par KERCKHOVE (1969) en Embrunais-Ubaye : des comparaisons de faciès, et des comparaisons de mécanismes.

En ce qui concerne les faciès, la formation de la Pta Gardiol peut être comparée aux complexes de base des flyschs à Helminthoïdes, et notamment à celui de la "nappe de l'Autapie" (schistes argileux très noirs, à intercalations de silts bruns manganésifères et de brèches polygéniques à matrice siliceuse verdâtre, Sénonien). Près de Serenne, ce complexe de base contient des "écaillés" d'ophiolites et de brèches polygéniques (éléments de roches vertes, de roches éruptives acides, et de termes sédimentaires évoquant certaines séries piémontaises et ligures).

Pour ce qui concerne les mécanismes, les caractères "chaotique" et "dissocié" de la formation de la Pta Gardiol sont en partie comparables à ceux des "Schistes à blocs" de KERCKHOVE. Celui-ci interprète ce type de formations comme dû à des glissements synsédimentaires avant-coureurs au front d'une nappe de charriage en mouvement sur un fond marin. En Embrunais-Ubaye, ce mécanisme est lié à la mise en place au Priabonien de la nappe de l'Autapie sur le Briançonnais, le Subbriançonnais et l'autochtone. Dans la formation de la Pta Gardiol, les blocs sont constitués de Schistes lustrés piémontais et ligures, d'âge crétacé moyen (?) ou plus ancien, et non pas de flysch à Helminthoïdes crétacé terminal. On peut donc envisager que la "formation de la Pta Gardiol" soit liée à la mise en place de certaines unités de Schistes lustrés à la marge externe de la zone piémontaise.

2. Préalpes

Les préalpes chablaisiennes et romandes sont beaucoup plus lointaines, et les comparaisons sont peut-être abusives.

Pourtant, là aussi certains faciès de flyschs crétacés évoquent la "formation de la Pta Gardiol". Plus qu'avec les "complexes de base" des nappes de flysch à Helminthoïdes proprement dites (C. CARON, 1972), c'est avec les niveaux chaotiques à ophiolites (d'âge crétacé supérieur probable) de la "nappe des Gets" (C. CARON et WEIDMANN, 1967 ; C. CARON, 1972) que notre formation présente le plus de caractères communs.

Par les mécanismes de formation qu'elle suggère, la "formation de la Pta Gardiol" rappelle en outre les wildflyschs (= "schistes à lentilles") liés par exemple à la mise en place (à l'Eocène ?) des nappes de flysch crétacé sur la nappe de la Brèche (C. CARON, 1966 ; C. CARON et WEIDMANN, 1967).

3. Corse

a) "Boutonnière de Piediquarcio"

Le S de la Corse alpine, dans la région de Ghisonaccia et de Solenzara, est constitué essentiellement de flyschs éocènes transgressifs sur le socle (AMAUDRIC du CHAFFAUT, 1971, 1973). Sous le village de Piediquarcio, les Schistes lustrés apparaissent en boutonnière sous la "série de Prunelli" d'âge éocène inférieur probable. On reconnaît, dans ces Schistes lustrés, différents faciès de la série de l'Inzecca : formation d'Erbajolo, schistes de transition, schistes et quartzites. Sur certains affleurements, il semble que ces faciès soient plus ou moins "dissociés" et prennent une allure de wildflysch. La série de Prunelli, flysch schistogréseux, présente une schistosité de moins que les Schistes lustrés sous-jacents. De plus, le conglomérat grossier de la base de cette série, à éléments essentiellement cristallins, contient quelques galets de "schistes et quartzites" déjà plissés. Il semble donc, selon une hypothèse envisagée par du CHAFFAUT (1973), que la série de Prunelli cachète, à l'Eocène inférieur (?), le socle cristallin autochtone et la série de l'Inzecca déjà tectonisée et rapprochée du socle.

b) Balagne

La Balagne sédimentaire est située au N de la Corse, à l'E d'Ile Rousse. Elle est bordée au N par la mer et elle est environnée des trois autres côtés par le socle : "Corse hercynienne" à l'W, massif du Tenda à l'E, granite de Ponte Leccia au S. On y reconnaît schématiquement du bord vers le coeur :

- des terrains hercyniens cristallins et cristallophylliens,
- des conglomérats, des calcaires et un flysch schistogréseux éocènes autochtones,
- une zone d'écaillés de faciès variés (du Primaire au Nummulitique),
- un ensemble composite fait d'ophiolites, d'un "flysch à lydiennes" crétacé et d'une formation gréseuse éocène.

Suivant les auteurs, ce dernier ensemble a été considéré comme parautochtone (ROUTHIER, 1956 ; BOSMA, 1956 ; BROUWER, 1957, 1960-63 ; DELCEY *et al.*, 1964), allochtone proche (DURAND-DELGA, 1975 ; BONNAL, 1972 ; BONNAL *et al.*, 1973 ; LACAZEDIEU, 1974 ; PARSY-VINCENT, 1974), ou allochtone lointain (TERMIER et MAURY, 1928 ; KOBER, 1928 ; PILGER, 1939 ; NARDI, 1968).

Le "flysch à lydiennes" nous intéresse plus spécialement ici. Il s'agit d'une alternance de bancs décimétriques de microquartzites noirs plus ou moins carbonatés formés de spicules d'Eponges et de Radiolaires, de lits plus calcaires ou plus gréseux et d'interlits schisteux. La ressemblance est nette avec les faciès du sommet de la série de l'Inzecca (schistes et quartzites, quartzites et calcaires). J'attache toutefois de l'importance à un certain nombre de différences entre ces deux ensembles :

- le "flysch à lydiennes" de Balagne ne constitue pas la suite d'une série identique à la "série de l'Inzecca", mais est discordant sur des spilites en coussins, sur des radiolarites, ou sur des calcaires à Calpionelles ;

- l'allure très désorganisée des plis, l'isolement de certains blocs au milieu de schistes, et le débit tantôt régulier, tantôt écaillé des schistes rappellent beaucoup plus les faciès "dissociés" et les wildflyschs de la Pta San Salvatore (chap. XII) que les faciès régulièrement lités de la Pta Muracinto (chap. VI) ;

- on observe au sein du "flysch à lydiennes" de nombreux bancs ou lentilles de grès et de brèches à ciment calcaire ("brèches de Tocone") ; des "conglomérats rouges et verts" semblent également associés à cette formation.

Je suis donc très tenté de prendre au sens littéral ce terme de "flysch à lydiennes", et d'y voir un "flysch" contenant des lydiennes au sens où un "flysch dissocié" contient des paquets non dissociés, au sens où des "schistes à blocs" contiennent des blocs. Cette interprétation me semble en outre rendre compte de la variété des microfaunes signalées :

- *Nannoconus* et *Hedbergelles* du Crétacé inférieur ? (LACAZEDIEU, 1974 ; NARDI, 1968) dans les calcaires fins ;

- Orbitolines roulées de l'Albo-Attien (?) (ROUTHIER, 1956 ; DELCEY *et al.*, 1964 ; LACAZEDIEU, 1974) dans un calcaire gréseux ;

- *Globotruncana* du Cénomaniens supérieur (BOSMA, 1956 ; LACAZEDIEU, 1974) dans un calcaire fin et dans des microbrèches ;

- *Globotruncana* du Sénonien supérieur (LACAZEDIEU, 1974) dans des calcaires gréseux.

Il est donc possible, par comparaison avec le "flysch à lydiennes" de Balagne, que les wildflyschs de Corse alpine méridionale soient d'âge crétacé supérieur. Pour NARDI (1968), l'ensemble des roches vertes et du flysch à lydiennes constituerait ensuite une nappe de charriage autonome dont la mise en place, à l'Eocène moyen, aurait été précédée et accompagnée par la formation d'olistostromes et de nouveaux wildflyschs chaotiques.

4. Apennin ligure

Dans l'Apennin ligure, plusieurs séries de flyschs crétacés sont en général désolidarisées de leur substratum et constituent des nappes autonomes (ELTER *et al.*, 1966). Le "complexe de base" de certaines de ces séries est fait de schistes noirs truffés de blocs de toutes tailles (ELTER et RAGGI, 1965 a et b). Ces blocs proviennent d'une série post-ophiolitique du type "série du Bracco" (DECANDIA et ELTER, 1972) : serpentinite, gabbro, diabase, radiolarite, calcaire à Calpionelles, calcaire de type "Palombini". On observe également des éléments granitiques. Interprétés comme un wildflysch (ELTER et RAGGI, 1965), peut-être déjà postérieur à une tectonique tangentielle importante (HACCARD *et al.*, 1972), ces complexes de base peuvent être en contact avec différents termes de la série du Bracco, et peuvent même, comme en Balagne, reposer directement sur les ophiolites. Leur âge est céno-mano-turonien.

Une autre formation présente des caractères de wildflyschs : ce sont des schistes paléocènes ("Schistes du Bocco", "formation Colli-Tavarone" ; DECANDIA et ELTER, 1972 ; HACCARD *et al.*, 1972) qui contiennent des éléments de roches vertes, radiolarites, calcaires à Calpionelles, calcaires de type "Palombini", schistes du Val Lavagna, grès du M. Gottero. Ces schistes paléocènes semblent moins tectonisés que les schistes du Val Lavagna, et ils reposent en discordance sur les grès du M. Gottero (HACCARD *et al.*, 1972 ; ELTER et PERTUSATI, 1973).

III - INTERPRÉTATION

1. Age

Des quelques comparaisons envisagées, il ressort que l'âge des wildflyschs dans les régions étudiées se situe probablement dans une fourchette entre le Cénomaniens et l'Eocène supérieur. Un âge crétacé supérieur est plus vraisemblable, car aucun des éléments identifiés dans ces wildflyschs n'est comparable à un terme post-crétacé moyen des séries connues ; à l'inverse, tous les wildflyschs paléocènes ou éocènes des régions voisines évoquées contiennent des éléments d'âge non seulement jurassique - crétacé inférieur, mais aussi d'âge crétacé supérieur, voire éocène.

L'âge crétacé supérieur des wildflyschs étudiés, et notamment de la formation de la Punta Gardiol, reste toutefois hypothétique. Nous l'admettons pour la suite de ce travail, mais il serait capital de dater précisément cette formation, et de retrouver le gisement de "Pulvinulines" signalées par BOUSSAC (1912) "aux alentours des forts" du Gondran.

2. Existence et caractères d'une tectonique précoce

Les caractères des wildflyschs permettent, si l'âge proposé est exact, de mettre en évidence directement dans la zone piémontaise une tectonique très vigoureuse avant l'Eocène, probablement au cours du Crétacé supérieur. On a en effet déjà souligné que la "formation de la Pta Gardiol" était postérieure à la première phase synschisteuse, elle-même postérieure à la superposition antéschisteuse des séries liguro-piémontaises d'origine interne sur les séries piémontaises. En Corse, les wildflyschs de la Pta San Salvatore pourraient être plus ou moins contemporains de la première phase synschisteuse.

La première tectonique synschisteuse est associée aux premières manifestations d'un métamorphisme à lawsonite-glaucophane (cf. première et troisième parties). Les arguments lithostratigraphiques et tectoniques présentés ici en faveur d'une tectonique synmétamorphique crétacée dans les Alpes cottiennes et en Corse orientale corroborent certaines mesures radiochronologiques faites dans les Alpes occidentales. Ainsi, certaines amphiboles bleues provenant des ophiolites piémontaises dans les Alpes cottiennes septentrionales ont fourni des "âges" de l'ordre de 65 à 100 millions d'années (BOCQUET, 1974 ; BOCQUET *et al.*, 1974 ; HUNZIKER, 1974). Malgré la grande prudence qu'il convient d'avoir vis-à-vis d'âges obtenus par la méthode K-Ar sur des minéraux isolés, et bien que les amphiboles analysées proviennent d'ophiolites où les corrélations entre minéraux et microstructures sont difficiles à établir, il serait tentant de voir dans ces âges l'indication d'un métamorphisme crétacé supérieur. Ceci rejoint d'ailleurs l'interprétation proposée par VIALON (1966), étayée par un âge de 99 millions d'années obtenu par la méthode Rb-Sr sur une phengite du massif Dora-Maira (VIALETTE et VIALON, 1964).

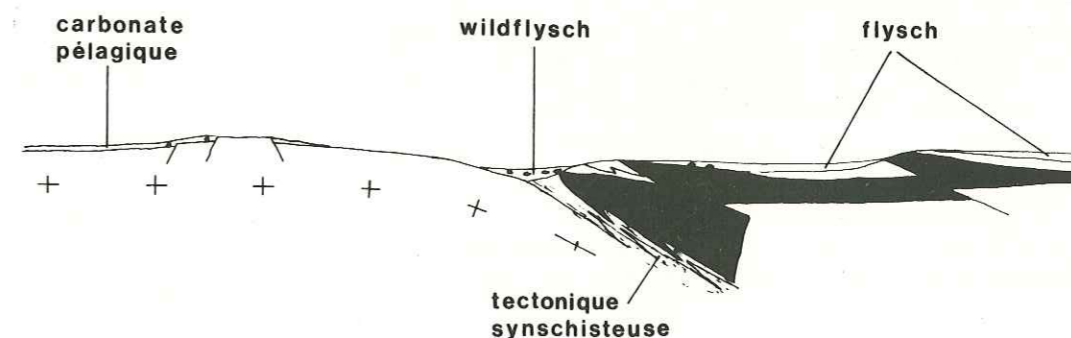


Fig. 73 - Schéma interprétatif des relations entre wildflyschs et tectonique synschisteuse lors de l'obturation du domaine piémontais au Crétacé supérieur

On peut donc envisager que, au cours du Crétacé supérieur, une grande partie au moins du domaine piémontais sur les transversales étudiées a été recouvert tectoniquement par des unités de provenance liguro-piémontaise. Les différentes zones seraient alors le siège des phénomènes suivants (fig. 73) :

- en Briançonnais, sédimentation carbonatée pélagique continue ("calcschistes planctoniques") ;
- en Ligurie, dépôt de flyschs le plus souvent en concordance apparente sur les schistes du Val Lavagna (sommet de la série du Bracco) sous-jacents ;
- disparition progressive du domaine piémontais sous les unités ligures et première tectonique synschisteuse consécutive ; formation de wildflyschs au front des nappes en mouvement.

Dans cette hypothèse, le problème de la patrie des flyschs crétacés en position actuelle externe est au moins en partie indépendant des paléogéographies antérieures (jurassique par exemple). Le concept de "domaine piémontais" n'a plus à ce moment le même sens qu'au Jurassique. Il s'est formé une zone piémontaise ou piémonto-ligure, déjà tectonisée ou en cours de structuration, dont le sommet n'est pas nécessairement violemment déformé et peut servir de néo-autochtone pour le dépôt des flyschs. Au front de cet ensemble mouvant, des wildflyschs, déposés par exemple dans une fosse, peuvent être la manifestation synsédimentaire d'une tectonique ailleurs synschisteuse.

Enfin, il est probable que cette tectonique gagne progressivement au cours du temps des domaines de plus en plus externes, si bien que chacune des manifestations qui lui sont liées (superposition anté-schisteuse, première phase synschisteuse, dépôt des wildflyschs, dépôt des flyschs) ne soit pas synchrone d'un point à l'autre. Les parties les plus élevées de l'édifice (séries de flyschs, "flanc normal" des unités ophiolitiques) pourront ensuite être désolidarisées de leur soubassement et remises en mouvement pour dépasser les premiers wildflyschs et les premières imbrications synschisteuses ; elles seront aussi les premières attaquées par l'érosion.

Chapitre XV

CONCLUSIONS À LA LITHOSTRATIGRAPHIE : CHANGEMENTS PALÉOGÉOGRAPHIQUES SUCCESSIFS

Les chapitres précédents nous ont permis :

- de reconstituer les principaux types de séries lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (chap. X) et de Corse (chap. XII) ;
- de proposer, par comparaison avec d'autres régions, des datations pour certains niveaux-repères (chap. XI) ;
- de déterminer un ordre paléogéographique possible pour les patries des différents types de séries (chap. XIII) ;
- d'évoquer un bouleversement tectonique et paléogéographique important au cours du Crétacé supérieur (chap. XIV).

Je vais maintenant résumer les principales interprétations que les observations rassemblées ont permis de construire, sous forme d'une histoire géologique schématique des domaines piémontais et ligure du Trias supérieur au Crétacé terminal. La figure 74, suite de coupes au travers des domaines évoqués, fait appel principalement aux articles de BOURBON *et al.* (1975) pour le Briançonnais, et de TRUMPY (1975) pour la limite entre le Pennique et l'Austroalpin.

1. Au *Trias supérieur*, après la période d'instabilité carnienne, le domaine piémontais est le siège d'une sédimentation carbonatée sur une *plate-forme* subsidente. Les dépôts subtidaux, intertidaux et supratidaux, de type "Hauptdolomit", sont intermédiaires entre ceux du Briançonnais et ceux de l'Austroalpin. Il semble que le maximum d'épaisseur des dolomies noriennes (700 m) soit atteint dans le domaine prépiémontais (série du Gondran). Il est possible que des seuils se manifestent déjà, notamment au niveau de la future zone d'Acceglio (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975) et de la jonction entre le domaine piémontais interne et l'austroalpin inférieur.

2. Au cours du *Lias*, différents bassins commencent à s'individualiser grâce au jeu en extension de flexures et de failles qui alimentent les séries piémontaises et austroalpines inférieures en brèches (courants de densité ?). Les flexures les plus actives sont relativement marginales, au bord externe des domaines prépiémontais et piémontais externe.

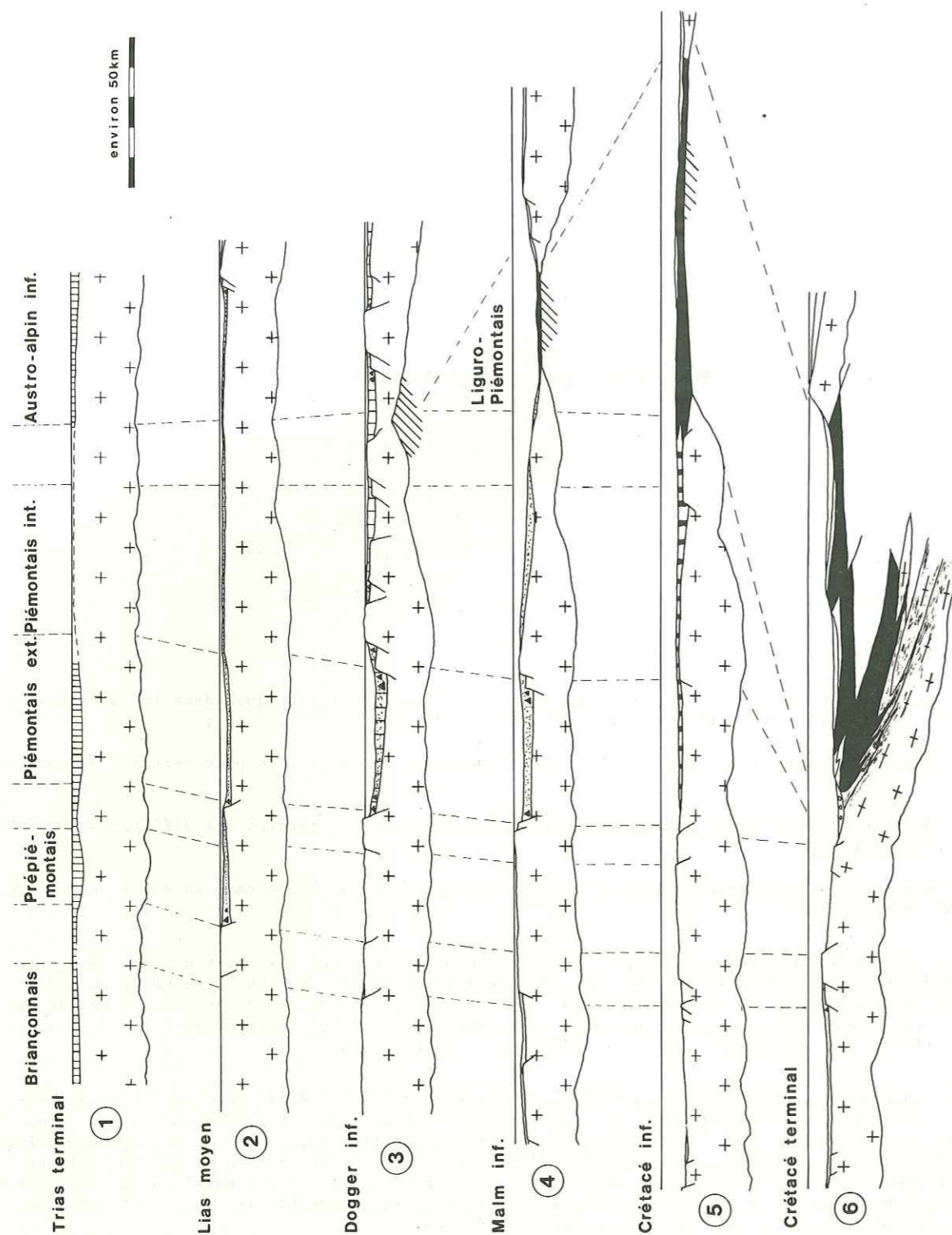


Fig. 74 - Evolution paléogéographique schématique du domaine piémontais-ligure du Trias au Crétacé terminal (épaisseurs exagérées dans la tranche superficielle)

Commentaire dans le texte.

3. Au *Dogger*, la bathymétrie est plus accidentée, et la distension probablement plus active. Le Briançonnais, émergé au Lias supérieur - Dogger inférieur, est inégalement découpé par l'érosion. La sédimentation cesse dans le domaine prépiémontais qui est dès lors inclus au domaine Briançonnais. Les zones de fractures et de flexures gagnent l'ensemble du bassin (comme d'ailleurs dans le domaine austroalpin ; TRÜMPY, 1975). Elles séparent notamment le domaine piémontais externe, siège d'une sédimentation carbonatée et bréchique, du domaine piémontais interne, siège d'une sédimentation réduite et probablement en partie érodée. La croûte sialique s'amincit à la jonction des domaines piémontais et austroalpin, ce qui peut être accompagné de la formation d'une chambre magmatique infracrustale où cristallisent des cumulats (DECANDIA et ELTER, 1972) ; en effet, des gabbros cumulitiques sont datés du Lias-Dogger dans l'Apennin ligure (BIGAZZI *et al.*, 1971).

4. Au *Malm*, une sédimentation pélagique carbonatée s'installe progressivement en Briançonnais. Dans le domaine piémontais, quelques failles sous-marines restent actives. La sédimentation y est essentiellement détritique fine (comblement du domaine piémontais externe par des schistes noirs ; faciès "régénérés" dans le domaine piémontais interne) ; il est probable que des courants de fond jouent un rôle important dans la distribution de ce matériel. Le domaine liguro-piémontais s'est créé, ce qui correspond à la formation d'une zone océanique nouvelle. Dans l'hypothèse proposée, une seule zone océanique s'ouvre, plus interne que l'actuelle zone Sesia qui reste solidaire du domaine piémontais. Mais il est également possible que la zone Sesia constitue un microcontinent isolé, comparable par exemple au horst Danakil entre l'Afar et la Mer Rouge, encadré par deux zones océaniques. Le matériel pyroclastique et les produits de remaniement des roches vertes sont resédimentés sur les séries piémontaises, tandis que des radiolarites et des calcaires à Calpionelles se déposent sur une partie du domaine liguro-piémontais et dans l'austroalpin.

5. Au *Crétacé inférieur*, la sédimentation est très réduite dans l'ensemble du domaine pennique interne : rares micrites et calcarénites en Briançonnais. Rien n'est connu dans le domaine piémontais (peut-être certains produits de remaniement des ophiolites montent-ils dans le Crétacé inférieur ?) (1). Dans le domaine ligure, des turbidites carbonatées très fines se mettent en place dans des schistes peu épais ("argiles à Palombini" = "formation de la Replatte" = "formation d'Erbajolo").

6. Au cours du *Crétacé supérieur*, un régime de compression fait suite au régime de distension. Une partie de la croûte océanique ligure, sur laquelle se déposent des flyschs, obture progressivement le domaine piémontais. Les unités ligures et piémontaises superposées subissent immédiatement en profondeur une première tectonique synschisteuse et synmétamorphe, tandis que des wildflyschs sont un écho synsédimentaire de cette tectonique à un niveau structural superficiel. Pendant ce temps, dans le Briançonnais non encore atteint par l'orogénèse, se déposent des calcschistes planctoniques irrégulièrement répartis, et localement des brèches chaotiques au voisinage de fractures. Comme nous le verrons dans la troisième partie, il est probable que le domaine prépiémontais n'est pas non plus atteint par la première tectonique synschisteuse et qu'il est ainsi toujours solidaire du domaine Briançonnais.

Cette image est hautement interprétative, et certainement trop simple. En particulier, les fractures et les flexures sont représentées en coupe, ce qui laisse supposer qu'elles sont plus ou moins longitudinales. Il est en fait très probable que des fractures transversales jouent également un rôle important, aussi bien en domaine épicontinental qu'en domaine océanique. L'image proposée n'est donc certainement pas transposable telle quelle à l'ensemble de l'arc alpin.

Sur les transversales étudiées (Alpes cottiennes septentrionales et Corse), il semble que, si les datations proposées sont exactes, plusieurs zones de sédimentation se relaient dans le temps :

- le domaine prépiémontais fonctionne au Trias et au Lias,
- le domaine piémontais externe surtout au Lias et au Dogger,
- le domaine piémontais interne au Dogger et au Malm,
- le domaine liguro-piémontais au Malm et au Crétacé inférieur.

(1) L'absence de suite connue aux séries infraprasinitiques piémontaises pourrait également être interprétée d'une autre manière (RICOU, comm. pers., 1976) : par la mise en place tectonique d'ophiolites à la fin du Jurassique, ce qui est connu en Méditerranée orientale. Rien ne me paraît actuellement permettre de confirmer ni d'infirmer cette hypothèse dans les Alpes occidentales et en Corse. Si cette mise en place des ophiolites s'était effectuée jusque sur le domaine piémontais externe, il faudrait toutefois envisager que ces ophiolites aient été découpées avant le charriage ultérieur d'unités comportant de nouvelles ophiolites et du Néojurassique-Eocrétacé en série renversée (séries de Chabrière et de l'Inzecca).

Il est vraisemblable que cette évolution correspond à l'installation d'une plate-forme subsidente, puis au démantèlement de cette plate-forme et à l'installation d'une marge continentale. Celle-ci forme la transition entre la plate-forme européenne stable et un "océan" liguro-piémontais solidaire de la Téthys en train de se former. L'histoire mésozoïque du domaine piémontais s'inscrit ainsi dans celle de l'ensemble de la Méditerranée occidentale, ce que nous reprendrons dans les conclusions après avoir consacré la troisième partie à la tectonique et au métamorphisme.

TROISIEME PARTIE

TECTONIQUE ET MÉTAMORPHISME

La troisième partie s'appuie sur un inventaire sommaire des différentes structures et de quelques minéraux de métamorphisme. Cet inventaire est fondé essentiellement sur l'étude de secteurs, tels que ceux qui ont été présentés dans la première partie, où l'on a analysé géométriquement les structures d'échelles variées : structures cartographiques majeures, structures mineures à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon, relations mutuelles entre les minéraux et relations entre minéraux et microstructures. Le lecteur n'y trouvera pas de données chiffrées concernant les déformations finies, le chimisme des minéraux ou l'évaluation des pressions et des températures. Par contre, on a recherché certains marqueurs de la progression des déformations et des recristallisations métamorphiques. On tente enfin une interprétation de l'évolution des régions étudiées.

On évoquera successivement les aspects suivants.

- 1) Caractères des structures successives dans les Alpes cottiennes septentrionales (chap. XVI).
- 2) Caractères des structures successives en Corse alpine méridionale (chap. XVII).
- 3) Problèmes liés à quelques mécanismes de déformation (chap. XVIII).
- 4) Répartition de quelques minéraux de métamorphisme (chap. XIX).
- 5) Relations entre cristallisations et déformations (chap. XX).
- 6) Evolution tectono-métamorphique de la zone piémontaise (chap. XXI).

Chapitre XVI

CARACTÈRES DES STRUCTURES SUCCESSIVES DANS LES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES

INTRODUCTION

Nous avons vu, à propos des exemples décrits dans la première partie, que les figures d'interférence à des échelles variées permettaient de mettre en évidence différentes générations de structures, rapportées à des épisodes tectoniques successifs.

On a ainsi distingué :

- la superposition anté-schisteuse des séries liguro-piémontaises sur les séries piémontaises s.s. ;
- un premier épisode de plis synschisteux ("phase I") pendant lequel se développe la foliation régionale ;
- une "phase II" caractérisée par des plis couchés synschisteux de direction voisine de NW-SE ;
- une "phase III" composite où des plis de directions variées sont associés à des étirements synschisteux qui font rejouer les structures antérieures ;
- des structures tardives ("phase IV") localisées au voisinage de zones de fractures.

Chacune de ces "phases" caractérise, dans un secteur donné, un stade de l'évolution des déformations progressives de la matière, et non des structures nécessairement synchrones sur toute l'étendue de la région étudiée.

On récapitule maintenant les caractères de ces générations successives de structures, en commençant par les plus anciennes et en faisant abstraction, dans toute la mesure du possible, des déformations ultérieures.

Il n'est possible de mettre en évidence des structures antéschisteuses qu'à une échelle cartographique, lorsque le contact anormal entre deux séries distinctes est rempli par des plis hecto- à kilométriques de phase I. Il faut pour cela que le contact anormal soit repérable avec précision sur le terrain, c'est-à-dire que les lithologies des deux séries au contact soient suffisamment distinctes et que les recristallisations métamorphiques n'homogénéisent pas trop les faciès.

Pratiquement, une superposition anormale antérieure à la phase I n'a été reconnue avec certitude que dans le secteur du Monte Fraitève (chap. V), où une série à affinités ligures, de type Chabrière, est en contact précoce avec une série piémontaise externe, de type Crèche-Meyriès. Je ne dispose d'aucun argument permettant d'envisager que d'autres séries que les séries supraophiolitiques d'origine très interne aient été transportées avant la première phase synschisteuse. Pour les séries de type Chabrière, au contraire, un argument indirect en faveur d'une tectonique très précoce est fourni par le fait que ces séries sont les seules à être en contact avec toutes les autres (fig. I h.t.).

- Avec la série du Gondran ; dans la chaîne de Rochebrune, au Gondran et au Grand Chalvet, à l'W du Chaberton (mais les contacts avec la série du Gondran pourraient être plus tardifs et dus à une remise en mouvement des unités d'origine ligure).

- Avec des séries de type Crèche-Meyriès ; dans le secteur des cols Bousson, en rive gauche de la Doire au SW d'Oulx, et dans le secteur qui va du Monte Fraitève à Sauze d'Oulx.

- Avec des séries de type Gad-il Caire ; dans le revers oriental de la crête frontalière entre Cerveyrette et Thuras, et dans le secteur du M. Gran Miuls.

- Avec des séries piémontaises internes de type Sellarie-Fontane et Albergian-Bouchet, si l'on admet que les roches vertes du massif du Rocciavre constituent le substrat originel de séries supraophiolitiques de type liguro-piémontais (chap. X).

Il est également probable que les lentilles serpentines ou métagabbroïques jalonnant certains contacts anormaux dans les unités d'origine piémontaise représentent la trace de la superposition précoce d'unités ophiolitiques.

Il est ainsi vraisemblable qu'une importante tectonique antéschisteuse a amené une *nappe ophiolitique* d'origine interne (liguro-piémontaise) sur la plus grande partie du domaine piémontais. Cette tectonique entraîne notamment le renversement de séries ligures (au voisinage du contact anormal, les séries de type Chabrière ont dans la plupart des cas une polarité inverse de celle de leur "autochtone" ; chap. X, et TRICART, 1973, 1974), ainsi que des troncatures à différents niveaux des séries en contact (fig. 25). Le contact anormal antéschisteux n'est actuellement décelable que par la superposition de deux séries d'origine différente ; il n'est pas souligné par des structures mineures telles que petits plis, surfaces de cisaillement, zone schistosée, ... antérieures aux trois phases principales reconnues. Aucun métamorphisme n'est associé de manière évidente à cette tectonique précoce. Je n'ai pas non plus identifié de wildflysch le long des contacts anormaux antéschisteux.

On peut donc se représenter cette tectonique initiale comme la mise en place, à un niveau structural superficiel, d'une nappe ophiolitique sur une distance de l'ordre de la centaine de kilomètres (ordre de grandeur plausible pour la largeur du domaine piémontais). Il n'est pas possible de connaître précisément la direction de ce charriage ; schématiquement, celui-ci s'est fait des zones internes vers les zones externes, c'est-à-dire avec une composante du SE vers le NW. Seul le flanc inverse de cette nappe est préservé dans les Alpes cottiennes septentrionales, où il est engagé dans les plis couchés ultérieurs. Le flanc normal a disparu, soit qu'il ait été décapé par l'érosion, soit qu'il ait été ultérieurement désolidarisé du flanc inverse (par exemple au niveau des serpentinites) et qu'il se soit avancé plus loin vers l'extérieur de la chaîne.

Une première phase synschisteuse est responsable de structures d'échelle millimétrique à kilométrique.

Les *plis I*, visibles à différentes échelles, ont un style comparable. Les microplis (fig. 12a, 20a, 29b, 75) sont isoclinaux, intrafoliaires, en flammes aiguës à charnières très effilées, souvent dilacérées et morcelées lors des déformations ultérieures. La présence de microcharnières "I" fossilisées dans des lawsonites précoces permet de constater que l'extrême aplatissement des plis I est réalisé pour l'essentiel dès la phase I, même s'il est accentué par la suite, lors des déformations II et III.

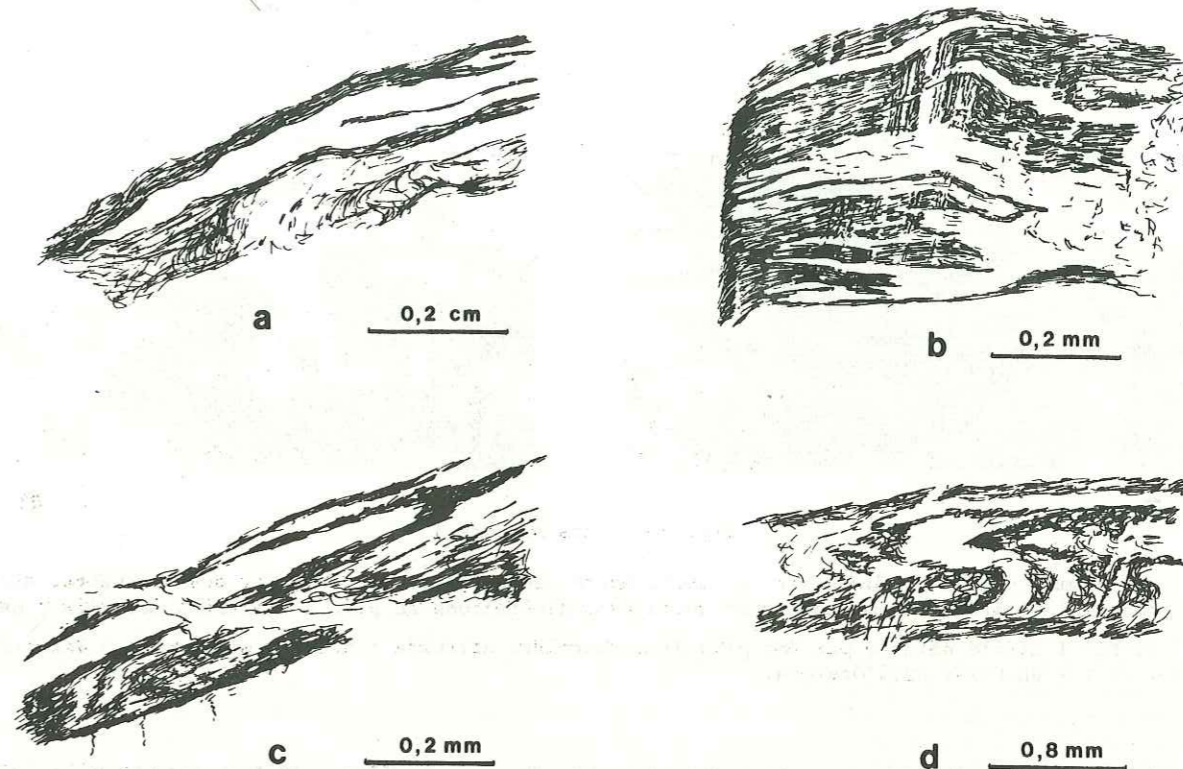


Fig. 75 - Microplis I

a) Schistes noirs et verts ; M. Grand Serin ; lame A71 123 b.

b) Lawsonite dans des calcaires et schistes ; Balbières ; lame A72 33 b.

c) *id.* ; Désertes ; lame A72 31 a.

d) Micropli I préservé d'un aplatissement ultérieur à l'intérieur d'une lawsonite (inclusions dessinant le litage non encore orientées suivant la foliation) ; calcaires et schistes ; Aiguilles ; lame A 72 20.

A l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement, les plis I sont bien identifiables lorsque la lithologie est suffisamment contrastée (par exemple alternance de calcaires et de micaschistes verts en lits de 2 à 5 cm) et lorsque les déformations II et III ne sont pas trop intenses. Leur importance a pu être très sous-estimée par certains auteurs, car on n'observe pas toujours facilement les trois générations de plis en même temps ; en présence de seulement deux familles de plis, on peut hésiter entre plis I et plis II, plis I et plis III, ou plis II et plis III. A cette échelle

également, les plis I sont intrafoliaires, à charnières effilées (fig. 76). Les flancs peuvent être tellement étirés que les charnières sont isolées et dessinent des amandes bifides aplaties (fig. 29a).



Fig. 76 - Plis mineurs I

a) Flammes aiguës dessinées par la limite entre des calcaires siliceux et des quartzites mica-cés ; non loin, l'affleurement montre en outre deux générations de plis à charnière arrondie ; Laux.

b) Pli I effilé déformé par des plis II à charnière arrondie ; micaschistes verts à interlits calcaires ; W du Colle dell'Orsiera.

A l'échelle du versant ou de la carte (fig. 28, 32), des lanières effilées (par exemple 200 m de long sur 2 à 15 m d'épaisseur) représentent des plis I presque impossibles à reconnaître en l'absence de niveaux ou de surfaces repères (chap. III). Ce sont pourtant de tels plis I qui rendent compte, selon toute vraisemblance, de la plupart des récurrences successives de barres calcaires et de vires schisteuses ou calcschisteuses dans les versants, et qui expliquent en partie la grande épaisseur apparente des Schistes lustrés.

Une *foliation* métamorphique est la marque omniprésente de la phase I. Elle est dessinée principalement par l'orientation préférentielle des phyllites (chlorites et surtout micas blancs), subparallèles à la fois au plan axial des microplis I et à la stratification. Elle est également souvent soulignée par l'alignement et l'orientation préférentielle de très fines inclusions de graphite (?) et de rutile. Certains minéraux de métamorphisme tels que micas blancs, lawsonites, albites sont apparus à différents stades de la réalisation de la foliation et fossilisent des degrés successifs d'orientation des inclusions (fig. 75, 131). La foliation constitue une surface d'anisotropie bien marquée, qui rejoue facilement lors des déformations ultérieures.

Certaines *linéations* minérales (disposition des micas en zone, allongement des quartz ou des calcites) sont probablement nées pendant la phase I. Leurs caractères initiaux ont été la plupart du temps oblitérés ou modifiés par les déformations ultérieures. Une partie au moins de l'étirement que

traduisent ces linéations est pourtant dû aux premières déformations synschisteuses. En effet, dans les wildflyschs de la Punta Gardiol (chap. VII), certains blocs de calcschistes, apparemment déjà structurés avant leur incorporation dans les wildflyschs, montrent une linéation minérale nette, absente de la matrice moins structurée. Mais cette linéation, qui a probablement existé dès la phase I dans presque toute la région étudiée, a ensuite été réorientée, réactivée lors des déformations II et III, si bien que ses caractères initiaux ne peuvent en général pas être reconnus.

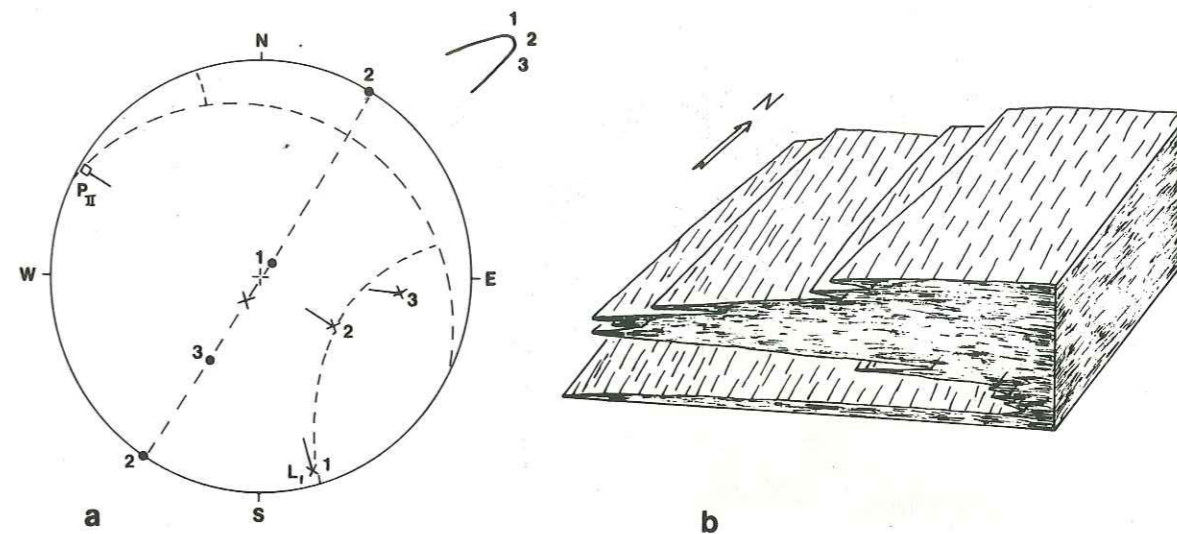


Fig. 77 - Direction et style des structures I

a) Reconstitution approximative de la direction initiale d'une linéation minérale I déformée par un pli II peu aplati, dans un flanc normal III ; calcaires massifs ; Valloncrô.

b) Interprétation des relations initiales entre foliation, plis I, et linéation minérale I.

La *direction* initiale des plis et des linéations I ne peut être reconstituée que moyennant des hypothèses sur les caractères des structures II, et notamment sur le sens de déversement des plis II. On a vu (chap. V) que si l'on admet le déversement vers le NE des plis II NW-SE de cette région, la direction initiale des plis I devait être voisine de N-S (fig. 33) ; compte tenu de l'ordre vraisemblable de superposition anormale des séries de type Chabrière au-dessus des séries piémontaises (réalisé avant la phase I), ces plis étaient alors couchés vers l'W. Dans des secteurs où les étirements ultérieurs ne sont pas trop importants, il est possible de reconstruire approximativement la direction initiale des linéations I déformées par les plis II et III (fig. 77a). Cette direction est également voisine de N-S à NNW-SSE.

Il semble donc que, lors de la première phase de déformation synschisteuse, ont pris naissance (fig. 77b) :

- une foliation métamorphique subhorizontale généralisée,
- des plis millimétriques à kilométriques de direction voisine de N-S et couchés vers l'W,
- une linéation minérale de direction également voisine de N-S et traduisant probablement un étirement légèrement oblique ou parallèle à l'axe des plis associés.

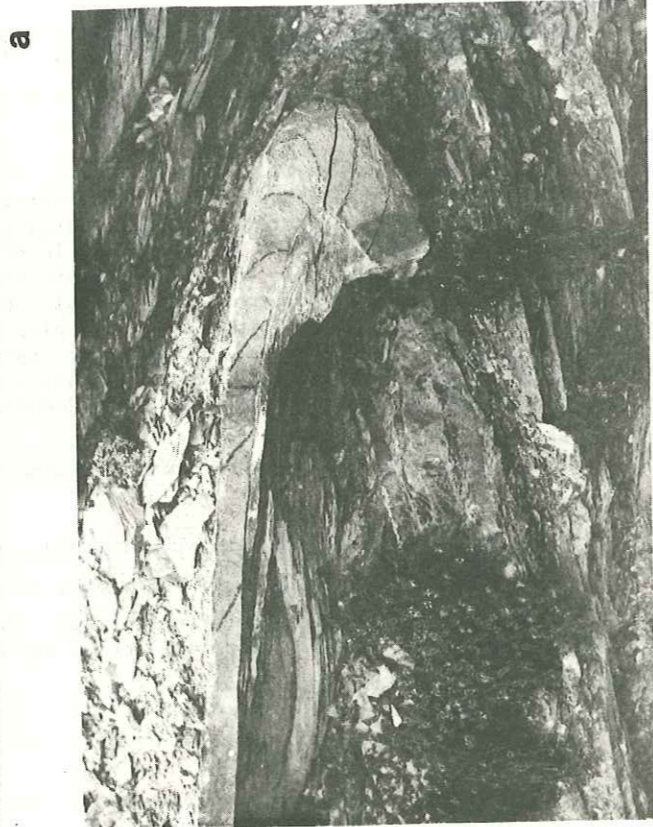


Fig. 78 - Plis mineurs II

- a) Calcaires siliceux ; SW de Valloncrô.
- b) Formation de la Replatte ; M. Fraitève ; (la foliation I déformée est soulignée au marqueur).
- c) Pli II légèrement déformé par un pli III (le couteau est disposé suivant SIII) ; calcaires et mica-schistes verts ; SW du Bric Bouchet.

III - "PHASE II"

Les structures de deuxième phase sont identifiables à coup sûr lorsque, affectant des structures I, elles sont à leur tour déformées lors de la phase III. Sinon, leur style est souvent suffisamment voisin de celui des structures III pour qu'une incertitude subsiste.

1. Caractères habituels

Les *plis mineurs II* (fig. 13, 20, 29c, 78) sont subisoclinaux dans les flancs des plis majeurs II, beaucoup plus ouverts (jusqu'à 90°) dans les charnières majeures. Lorsque la lithologie est contrastée, par exemple entre calcaires et schistes ou mica-schistes, des charnières des plis mineurs II sont en général arrondies à l'extrados des niveaux calcaires, pincées et plus aiguës à l'intrados de ces mêmes niveaux. Leur style est concentrique aplati à semblable (classes IC à 2 ; RAMSAY, 1967) (fig. 79). En général, les niveaux calcaires fluent, par recristallisation de la calcite, tandis que les schistes et les mica-schistes sont vigoureusement affectés par des microplis et par la schistosité associée, ce qui entraîne de nombreuses disharmonies.

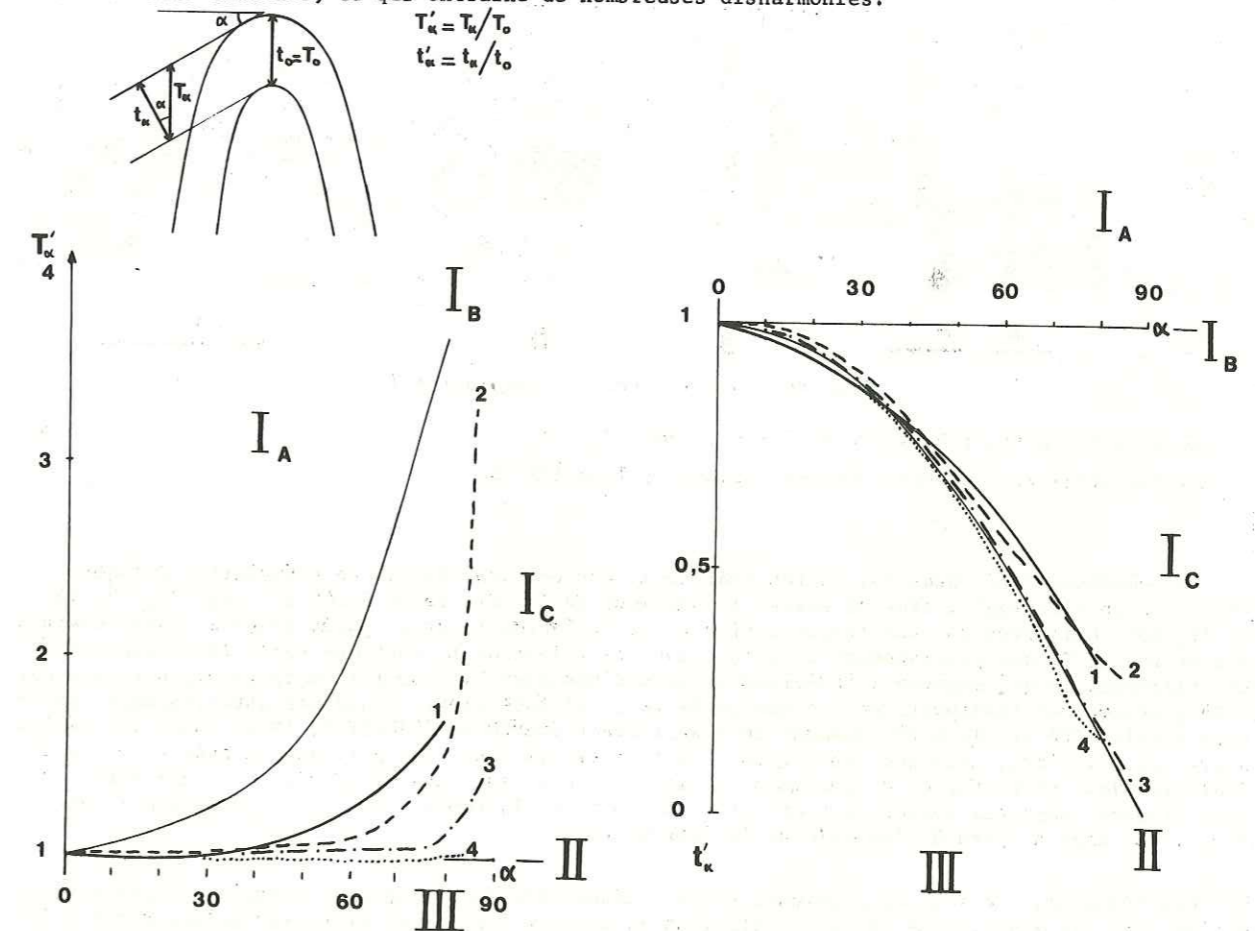


Fig. 79 - Caractérisation des plis mineurs II d'après leur profil

Les paramètres T'_α et t'_α sont définis à l'aide du schéma en haut à gauche. Les domaines I_A , I_B (concentrique), I_C (concentrique aplati), II (semblable) et III correspondent aux classes de plis définies par RAMSAY (1967).

Les plis majeurs II (fig. 15, 19, 32) sont fortement déversés ou couchés, si bien que, les séries ayant déjà pu être retournées par les déformations antérieures, le sens de déversement n'est pas évident (voir ci-après). Ces plis majeurs, parfois discernables dans le paysage, sont en tout cas responsables d'une bonne partie des duplicatures d'ensemble visibles à l'échelle du versant ou de la carte.

La direction des plis II, mesurée dans les flancs normaux des plis III, ou bien construite en "annulant" les effets des structures III, est dans l'ensemble voisine de NW-SE. Nous verrons cependant à propos des structures III, que les caractères de celles-ci sont tels que la précision des restitutions de directions II n'est pas excellente.

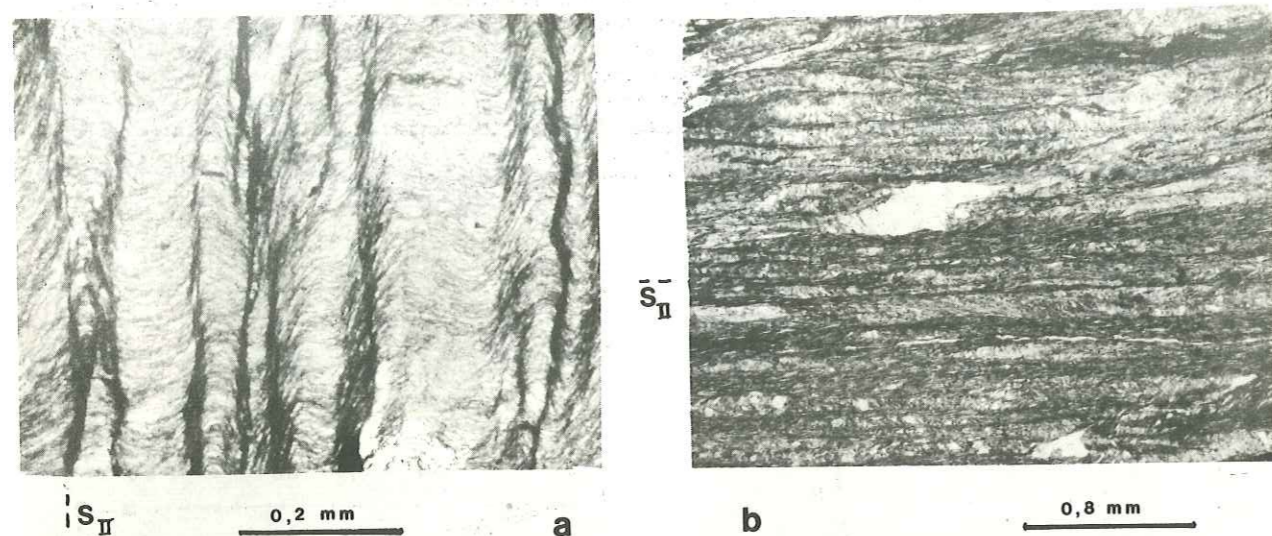


Fig. 80 - Schistosité de crénulation II

- a) Schistes noirs ; NE du M. Fraitève ; lame A71 43b.
b) Calcaires et schistes ; Cesana Torinese ; lame A72 26.

La schistosité II, dans les faciès schisteux, est une schistosité de crénulation typique ("strain slip cleavage"), fine et serrée (espacement de l'ordre de 50 à 200 μ) (fig. 12, 17, 20, 22, 29, 80). Elle provoque une transposition de la foliation I parfois très avancée. Assez souvent, la schistosité II est pratiquement confondue avec la foliation I, soit que celle-ci rejoue préférentiellement, ce qui empêche l'individualisation d'une nouvelle famille de surfaces, soit que celle-là provoque une transposition presque parfaite ; il faut alors rechercher attentivement les indices d'obliquité et les micro-amandes de cisaillement (CARON et JEANNETTE, 1975). Dans les faciès pauvres en phyllites, tels que quartzites ou calcaires, la schistosité II est marquée en général par l'aplatissement préférentiel du quartz ou de la calcite ; les rares micas blancs ou chlorites sont alors disposés dans ces faciès suivant cette schistosité II, toute trace de la foliation I ayant la plupart du temps disparu à l'échelle de la lame mince.

Les linéations II sont de plusieurs types : linéations de microplis, linéations fines d'intersection entre la schistosité II et la foliation I, parfois linéations minérales (allongement préférentiel des quartz et des calcites, axe de zone des phyllites). En fait, ces orientations préférentielles de minéraux viennent souvent en surcharge d'une linéation minérale I. L'étirement que traduisent ces linéations minérales est alors une composition de l'étirement dû à la phase I et de l'étirement dû à la phase II. Ce dernier réoriente et réactive plus ou moins la linéation I. Il est d'ailleurs d'autant plus difficile de faire la part de ce qui revient réellement à la déformation II que la phase III réoriente et réactive à son tour les linéations d'étirement.

2. Structures II dans la formation de la Punta Gardiol

Nous avons vu au cours du chapitre VII que l'on n'observe, à mon avis, aucune trace de structures I dans la matrice des wildflyschs affleurant dans le versant E du Chaberton. Les blocs paraissant déjà structurés lors de la phase I, il me semble que ces wildflyschs se sont formés entre la phase I et la phase II. Il s'ensuit que les premières structures visibles dans la matrice, bien que parallèles aux structures II de leur soubassement calcschisteux, et très probablement contemporaines de celles-ci, possèdent les caractères d'une première phase synschisteuse (fig. 44, 81) :

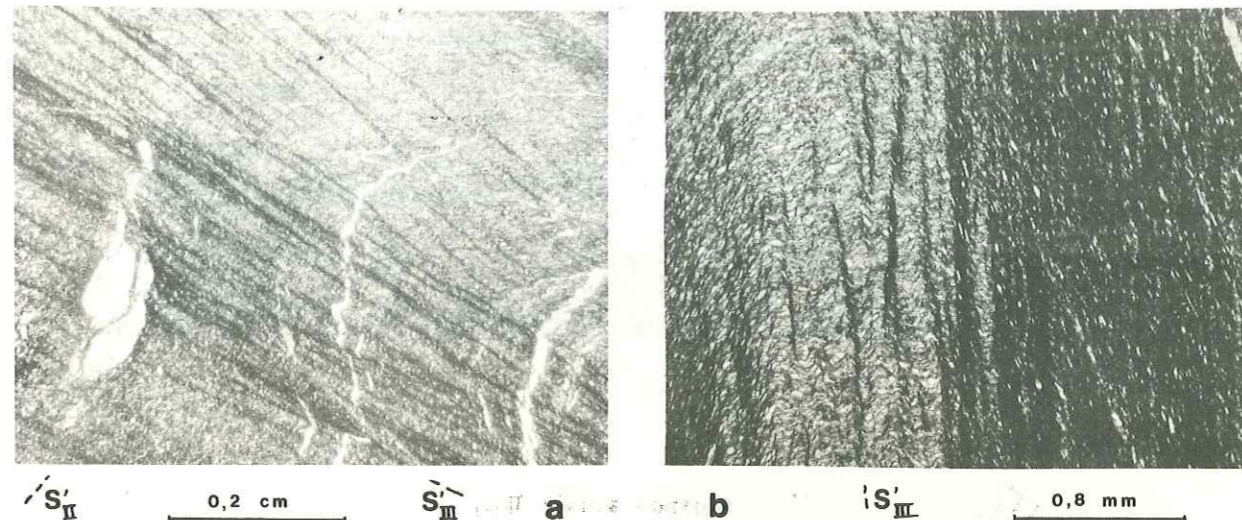


Fig. 81 - Schistosités dans la matrice schisteuse de la formation de la Punta Gardiol

La foliation initiale, plan axial de plis isoclinaux (a), serait ici une structure II. Elle est affectée par une schistosité de crénulation se raccordant à la schistosité III du soubassement calcschisteux.

- a : lame A73 13c ; b : lame A73 13b ; Rca d'Aiglière.

- les plis sont isoclinaux, intrafoliaires, à charnières effilées ;
- la schistosité est une foliation, ou plutôt, compte tenu de la petite taille des phyllites, une schistosité ardoisière.

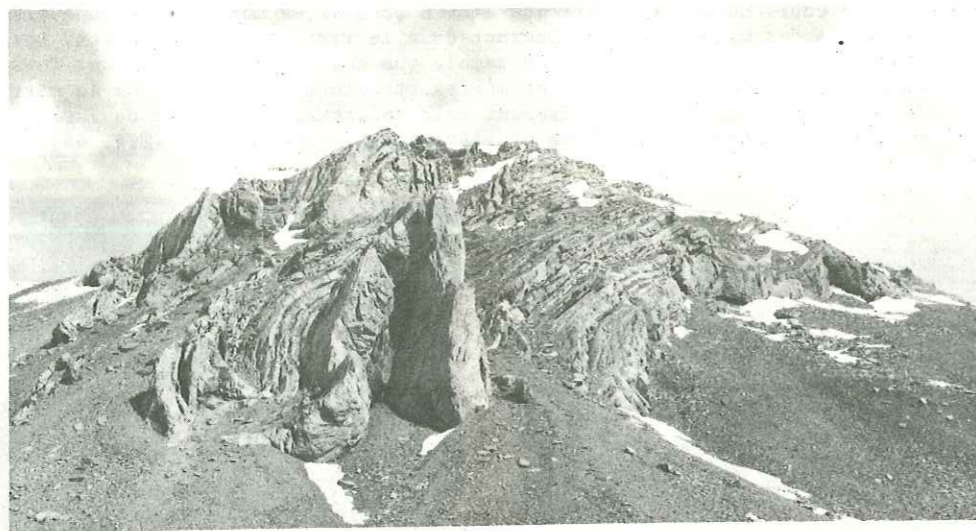
Un intérêt capital de cette formation de la Punta Gardiol est que, postérieure à la phase I, elle fournit un critère de polarité intermédiaire entre les structures I et II. On a donc dans ce secteur un argument en faveur du déversement des plis II vers le NE (fig. 45).

3. Synclinal du Chaberton

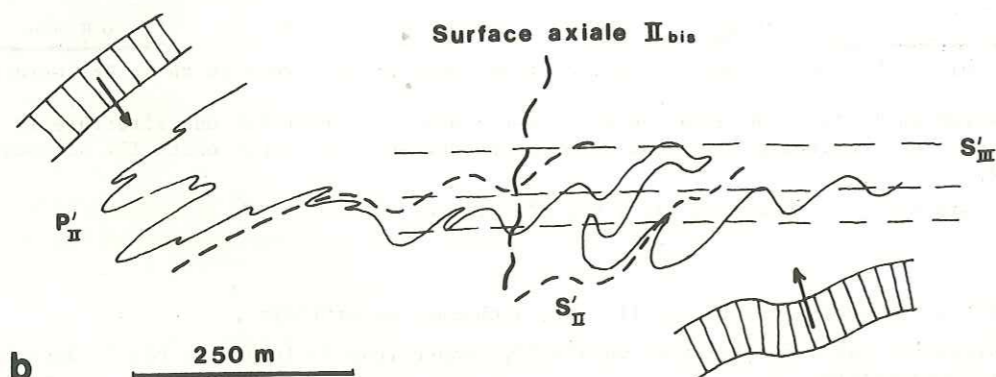
Dans le versant E du Chaberton, la séquence triasico-liasique dessine un synclinal (fig. 47a) connu notamment depuis les coupes de FRANCHI (1910). Ce synclinal n'est en fait pas si simple, et on peut, au NE du col du Chaberton, y reconnaître trois familles de structures (fig. 82).

- Des plis synschisteux hectométriques de direction initiale voisine de N 120 à N 140, à plan axial subhorizontal.
- Des plis pluridécamétriques, déformant la schistosité et les plis précédents, mais sans schistosité associée ; direction N 130 à 150, plongement faible, plan axial 65 à 80 W.

- Une schistosité à pendage faible vers l'W (en moyenne N 30, 20-30 NW), plan axial de chevrons décimétriques à métriques de direction variable, à la rencontre de cette schistosité et de la stratification.



a



b

Fig. 82 - Plis dans le synclinal du Chaberton

- a) Vue vers le Rhétien-Hettangien (regard au N depuis environ 2400 m d'altitude).
 b) Schéma des relations entre schistosités et plis II, II_{bis} et III.

Cette dernière schistosité se suit en parfaite continuité dans tout le versant, et se raccorde à la schistosité III des calcschistes de bas de pente, plus à l'E. Mais il est difficile d'envisager que les deux familles de plis antérieurs correspondent respectivement aux plis I et II des calcschistes. Les premiers plis couchés synschisteux ci-dessus représentent plutôt l'équivalent des plis II, tant par leur style que par leur direction. Ceci entraîne plusieurs conséquences.

- On doit envisager, dans le synclinal du Chaberton, l'intercalation d'un épisode supplémentaire de plis entre la "phase II" et la "phase III". Ces "plis II bis" faiblement déversés au NE,

ne sont pas ici accompagnés d'une schistosité. Je n'en connais pas jusqu'ici d'écho dans les Schistes lustrés plus à l'E (peut-être des rejeux des structures II ?). Ils semblent par contre beaucoup mieux développés vers l'W (en Briançonnais) où ils sont en général accompagnés d'une schistosité (TRICART, communication orale, et reconnaissances personnelles entre le Chaberton et la Guisane).

- Je n'ai trouvé aucune trace, dans ce secteur, de structures qui correspondrait à la "phase I" des Schistes lustrés. Il semble plus généralement que ce caractère (absence de structure "I") soit commun à la zone briançonnaise et aux unités prépiémontaises de type Gondran. Ceci contribue à justifier, à posteriori, la distinction faite entre la série du Gondran et les séries de type Crèche-Meyriès à partir de leurs caractères lithostratigraphiques (chap. X). C'est d'autre part compatible avec l'âge Crétacé supérieur avancé pour la phase I dans les Schistes lustrés (chap. XIV) : il n'y a pas, dans la zone briançonnaise, de différence de degré de structuration entre le Crétacé supérieur - Paléocène et les niveaux plus anciens.

- Enfin, on peut considérer le synclinal du Chaberton comme un pli majeur II, déformé dans le détail par les plis II bis et par la schistosité III. Compte tenu de la polarité de la série et de l'absence probable de phase I, voici un nouvel argument en faveur du déversement vers le NE des plis II (1).

4. Récapitulation

La "phase II" est responsable, dans la région étudiée, de plis couchés ou fortement déversés et d'une schistosité bien développée. Elle possède des caractères particuliers dans la partie W de cette région, où elle paraît représenter la première phase de déformation synschisteuse dans deux ensembles précis :

- d'une part dans les wildflyschs de la Punta Gardiol, ceux-ci étant, dans l'interprétation retenue, plus récents que la phase I des calcschistes ;

- d'autre part dans les unités d'origine "prépiémontaise" et probablement plus à l'W encore, dans la zone briançonnaise ; il semble donc que la limite d'extension de la première phase synschisteuse des calcschistes se trouvait entre les unités d'origine "piémontaise externe" et celles d'origine "prépiémontaise".

On doit alors envisager que la limite actuelle interne des unités prépiémontaises représente la trace d'une discontinuité importante. Cette limite marquerait la surface de rapprochement entre les unités proprement piémontaises et les unités prépiémontaises. Il pourrait s'agir d'un chevauchement intermédiaire entre les phases I et II, mais ayant probablement joué ensuite.

La direction initiale des plis II paraît assez homogène dans l'ensemble de la région étudiée (fig. 83), malgré la faible précision dans la reconstitution des directions. Elle est en moyenne voisine de NW-SE, mais elle paraît amorcer une virgation en passant de NNW-SSE à l'W à WNW-ESE à l'E. Il se peut toutefois que cette virgation des plis II ne soit pas originelle, mais liée à une intensité plus ou moins grande de la déformation III, car les hétérogénéités de distribution des directions axiales II semblent correspondre à celles des directions III (comparer avec la fig. 90). De toute manière, dans l'interprétation de plis II déversés vers le NE, la phase II correspond dans la région étudiée à une première manifestation des "rétrocharriages" vers l'intérieur des Alpes et annonce ainsi la phase III.

(1) Il faut remarquer que, même si les correspondances proposées ici ne sont pas fondées, et que les prétendus "plis II bis" sont en fait des plis II, leur sens de déversement est aussi vers le NE. Il faudrait alors envisager que la schistosité II s'atténue vers l'W de la région étudiée et que les plis II s'y redressent.

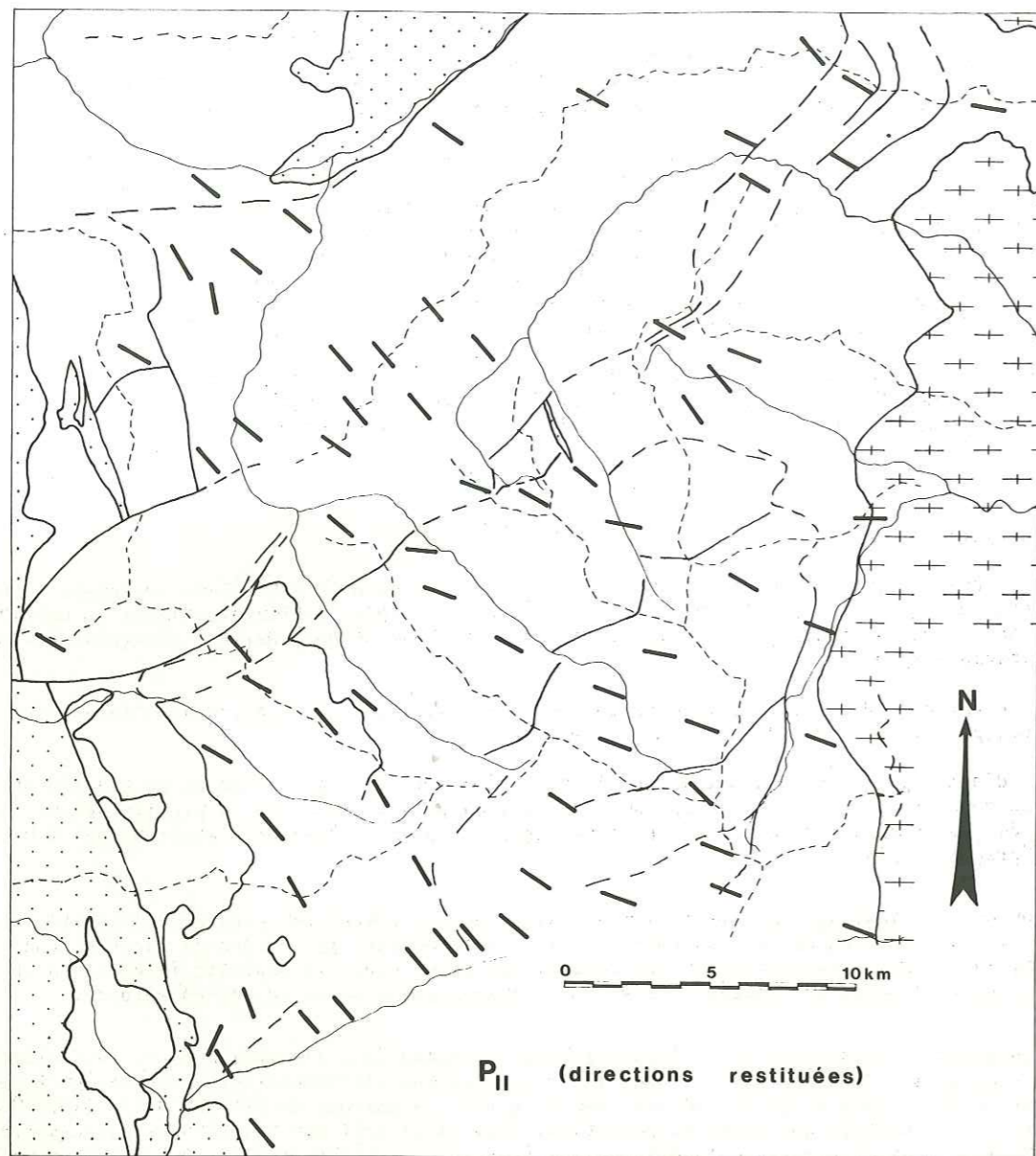


Fig. 83 - Directions axiales reconstituées des plis II



b



d



a



c

Fig. 84 - Plis mineurs III

- a) Plis III en chevrons ouverts ; calcaires et schistes ; N d'Abriès.
- b) Plis III ouverts à schistosité fruste ; calcaires siliceux ; SW de Valloncrò (même affleurement que la figure 78a).
- c) Pli III déformant un pli II ; calcaires et schistes ; NE du M. Fraitève.
- d) Pli III déformant un pli II ; calcaires siliceux en dalles ; Valloncrò.

IV - "PHASE III"

Les caractères essentiels des structures de la phase III ont déjà été présentés lors d'un ensemble de notes préliminaires (CARON, SCHUMACHER et TRICART, 1973 ; CARON, 1973, 1974b). Nous les rappellerons donc assez succinctement ici, quittes à reprendre certains problèmes de mécanisme au chapitre XVIII.

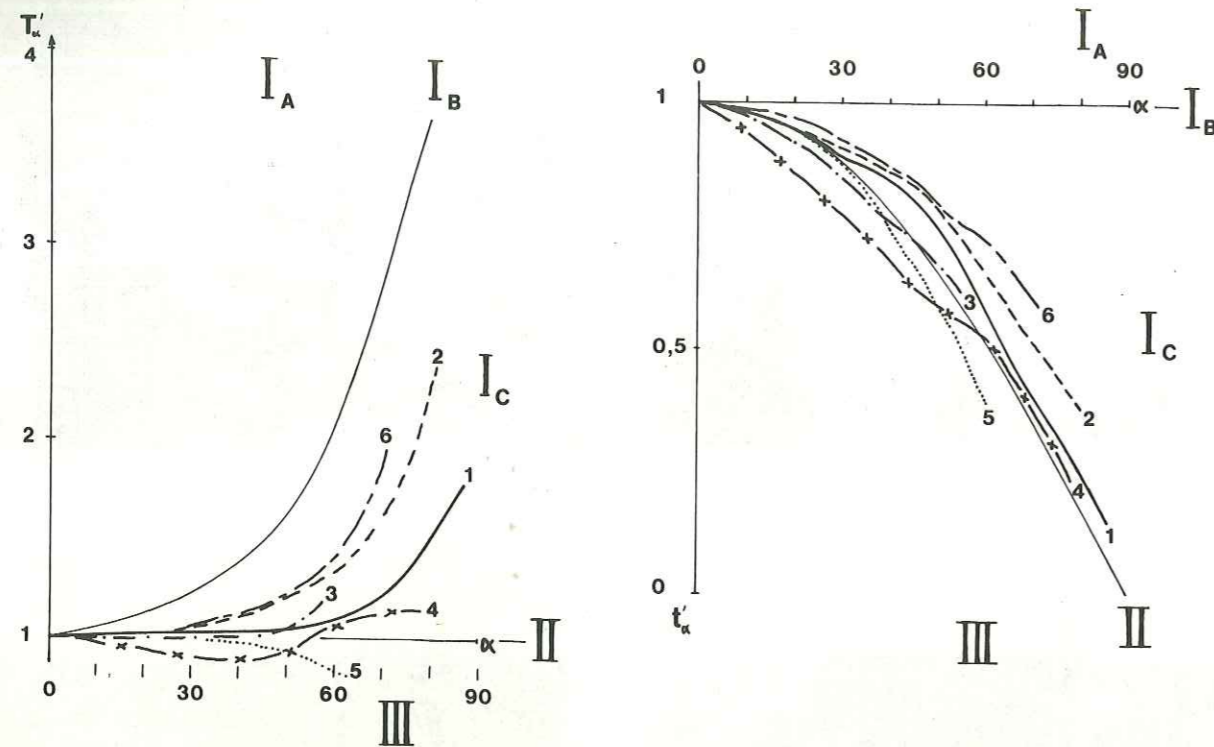


Fig. 85 - Caractérisation des plis mineurs III d'après leur profil

Même paramètres que pour la figure 79.

1. Plis et schistosité

Les plis III sont variables, tant par leur style que par leur direction. On observe, pour les plis mineurs (fig. 13, 20, 31, 84), tous les intermédiaires entre des chevrons, d'ouverture voisine de 90°, et des plis plus fermés, dont les flancs sont souvent cisailés. Dans les niveaux calcaires, les charnières sont arrondies à l'extrados, parfois pincées à l'intrados. Ces plis ont des profils plus variables que ceux des plis II (classes IC, 2, et même 3 ; RAMSAY, 1967) (fig. 85), mais pourtant suffisamment voisins de ces derniers pour que la confusion soit souvent possible, en dehors de figures de superposition évidentes.

La schistosité III est fruste ou inexistante dans les niveaux calcaires. Elle est souvent nette dans les niveaux phylliteux où elle se manifeste sous forme d'une schistosité de crénulation espacée de 0,2 à 2 mm (fig. 12, 20, 86). Mais aussi, elle emprunte facilement la schistosité II ou la foliation I lorsque l'angle entre celles-ci et la nouvelle schistosité III qui pourrait apparaître est trop faible (inférieur par exemple à une vingtaine de degrés). Son pendage est de l'ordre de 10 à 40° vers l'W, le SW ou le NW.

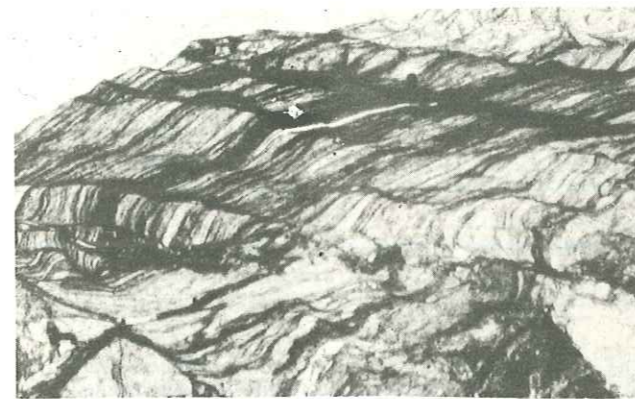


Fig. 86 - Schistosité de crénulation III

Calcaires et schistes ; Testa dell'Assietta ; lame A 71 113 a.

Nous avons vu (chap. III, IV et V) que les directions des plis majeurs III pouvaient être suivant les secteurs, soit N-S, soit E-W. Il semble que ces deux familles de plis soient synchrones et appartiennent à une même phase.

En effet :

- elles sont toutes deux postérieures aux plis I et II, et légèrement antérieures aux glissements dont nous allons parler plus loin ;
- les microstructures qui leur sont associées présentent des relations comparables avec les minéraux de métamorphisme ;
- les deux orientations de plis majeurs s'excluent l'une l'autre, et je n'ai observé ni figures de superposition, ni figures d'interférence ;
- il existe des zones de transition (virgations rapides à faible rayon de courbure) entre les deux orientations de plis majeurs, par exemple dans le vallon de Malrif, en rive droite du Guil.

Les plis III N-S ont un axe subhorizontal, tandis que les plis III E-W ont un léger plongement vers l'W. Ceci correspond au pendage d'ensemble de la schistosité III vers l'W.

Les deux directions principales de plis III se retrouvent également au niveau des plis mineurs, mais il s'y ajoute une grande dispersion des directions axiales de ces plis à l'échelle de l'affleurement. Cette dispersion se traduit notamment (fig. 11) par des plis à axe courbe, des plis en gousse ou en fer à cheval, des relais de plis, les surfaces axiales des différents plis restant subparallèles entre elles. Les deux directions principales de plis III se manifestent, à l'échelle de l'affleurement, par deux types de dispersion des plis mineurs (fig. 87) : dans les secteurs à plis III en moyenne N-S, l'étalement des directions axiales sur une surface d'affleurement même restreinte (quelques m²) dessine, dans la surface axiale, un éventail ménageant une "fenêtre" approximativement E-W ; dans les secteurs à plis III en moyenne E-W, l'étalement des directions axiales est complémentaire du précédent et occupe à peu près la place de la "fenêtre" précédente.

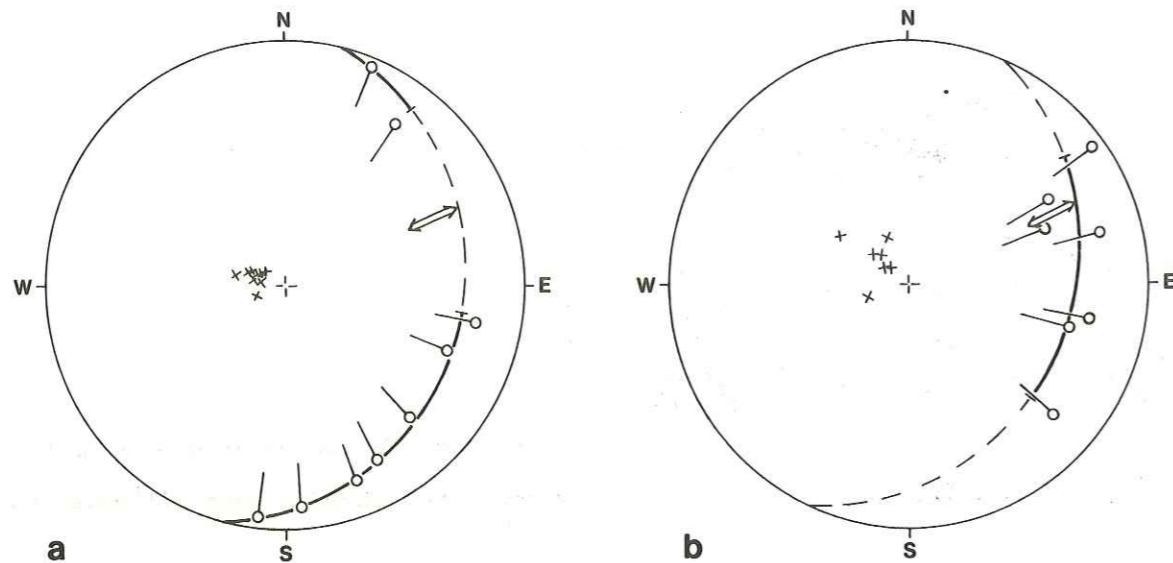


Fig. 87 - Exemple des deux types d'éventails de dispersion de plis mineurs (d'après CARON, 1974b)

Crête frontière au N de la Punta Ramière. Les stéréogrammes correspondent chacun à quelques m² d'affleurement. Les deux affleurements sont distants d'une cinquantaine de mètres et séparés par un contact anormal jalonné de roches vertes.

- a) Direction d'étirement (double flèche) dans la "fenêtre" de l'éventail de dispersion.
 b) (à l'E de a) Direction d'étirement identique à celle de a, mais cette fois dans l'éventail de dispersion.

2. Linéations

Par opposition à l'étalement des directions axiales des plis mineurs et des linéations d'intersection associées, on observe partout un type de linéation de direction remarquablement constante (voisine d'E-W) à l'échelle de l'affleurement, du versant ou du secteur. Il s'agit essentiellement d'une linéation minérale qui s'exprime de plusieurs manières.

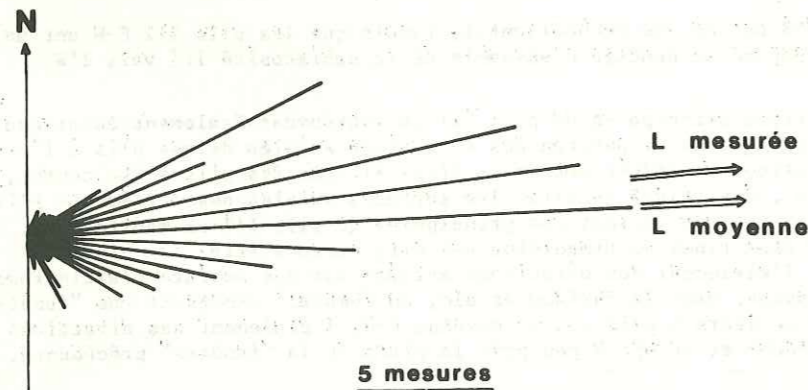


Fig. 88 - Orientation de baguettes de lawsonite sur le flanc d'un pli mineur

Rosace représentant 150 mesures de direction de baguettes demi-centimétriques de lawsonite. La direction moyenne est très voisine de la linéation mesurée sur le terrain (écart de 3°). On a ainsi une idée de la précision des mesures.

Calcaires et schistes ; route de Désertes.

- Par l'orientation préférentielle de minéraux allongés, tels que les baguettes de lawsonite (fig. 88).

- Par l'axe de zone et parfois l'alignement des micas blancs.

- Par la disposition des ombres de cristallisation et des zones abritées, notamment au voisinage des ankérites.

- Par le grand axe d'amandes de quartz très aplaties, où on discerne parfois des restes de plis I.

- Et surtout par l'allongement préférentiel des quartz et/ou des calcites, qui peut donner à la roche une véritable fibrosité. On observe d'ailleurs tous les intermédiaires entre des fibres diffuses et ce qui ressemble à des stries sur des surfaces privilégiées (DURNEY et RAMSAY, 1973).

La disposition des minéraux qui dessinent la linéation traduit un étirement général des roches dans une direction précise. Cet étirement tend à oblitérer ou à réorienter les éléments structuraux antérieurs, et notamment les linéations minérales II ou I.

3. Relations entre plis et linéation d'étirement

La linéation d'étirement, bien que déformée autour des plis III, a approximativement la même direction sur les deux flancs de ces plis (d'autant plus que ces plis sont plus fermés), quel que soit l'angle entre cette direction et l'axe des plis. Ceci, qui explique la constance de la direction d'étirement, est lié à la géométrie des plis : il s'agit de "plis par glissement", ou plus exactement de "plis avec glissement". La disposition de la linéation d'étirement autour d'un pli mineur est caractéristique (fig. 89a) : celle-ci est disposée approximativement dans un plan, qui n'a d'ailleurs aucune signification mécanique particulière. En projection stéréographique, les pôles de la linéation déformée autour d'un pli mineur sont ainsi disposés sur un grand cercle, dont l'intersection avec la trace cyclographique du plan axial du pli permet de construire la "direction de glissement" (WEISS, 1959 ; RAMSAY, 1960 ; HANSEN, 1971 ; CARON, 1973). Les linéations d'étirement portées par les flancs du pli tendent à se paralléliser avec cette "direction de glissement", d'autant mieux que le pli tend plus à être isoclinal. La direction de la linéation d'étirement portée dans les plis par les flancs les plus voisins possibles de l'attitude du plan axial fournit ainsi une première estimation de la "direction de glissement".

Les mécanismes de glissement et étirement marquent une évolution de plis en fait composites au départ.

- D'une part, ils affectent non seulement les plis III, mais aussi les plis II, qui la plupart du temps (en dehors des zones de charnière III) sont dans une disposition suffisamment favorable pour être réactivés par les glissements III. La linéation d'étirement est déformée autour des plis mineurs II de la même manière qu'autour des plis mineurs III et indique la même direction de glissement ; il s'agit donc de glissements et étirements III affectant de la même manière les plis III et les plis II.

- D'autre part, les plis III étaient déjà disposés suivant deux directions principales subperpendiculaires (N-S et E-W). Pour les uns (plis III N-S), la linéation d'étirement proche d'E-W est subperpendiculaire ou nettement oblique à la direction axiale ; pour les autres (plis E-W), elle est subparallèle à l'axe. Ceci peut rendre compte d'une certaine différence de style (cf. HANSEN, 1969), les plis III E-W étant dans l'ensemble un peu plus ouvert que les plis N-S. De plus, dans le cas des plis E-W, la disposition de la linéation d'étirement autour des plis affectés par les glissements ne se fait pas nécessairement dans un plan (un grand cercle en projection stéréographique), mais souvent suivant un modèle différent (fig. 89b).

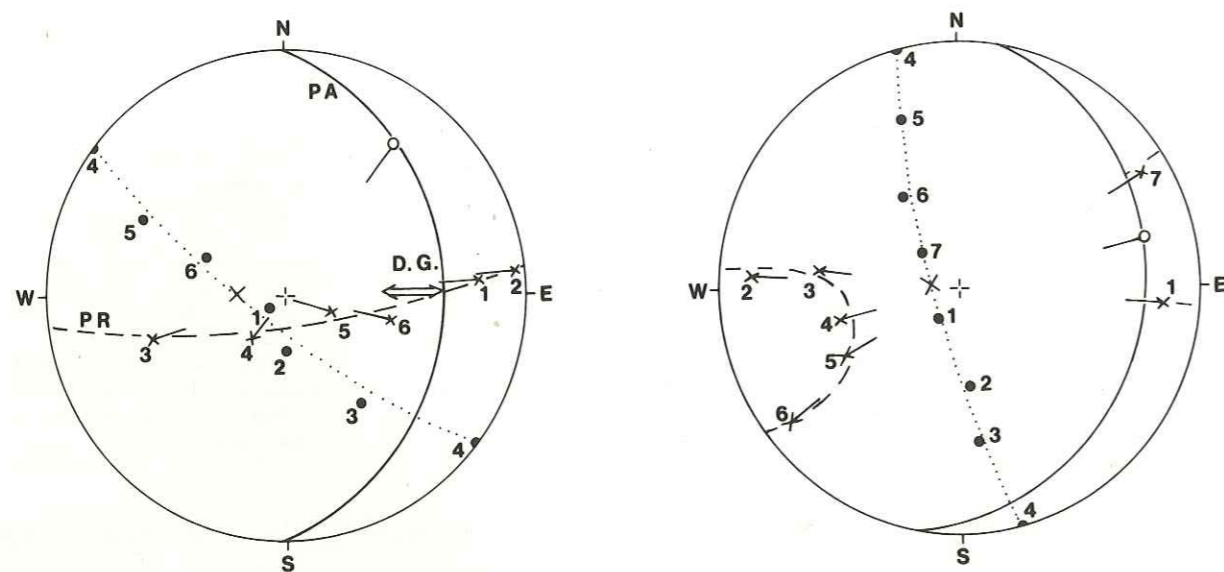
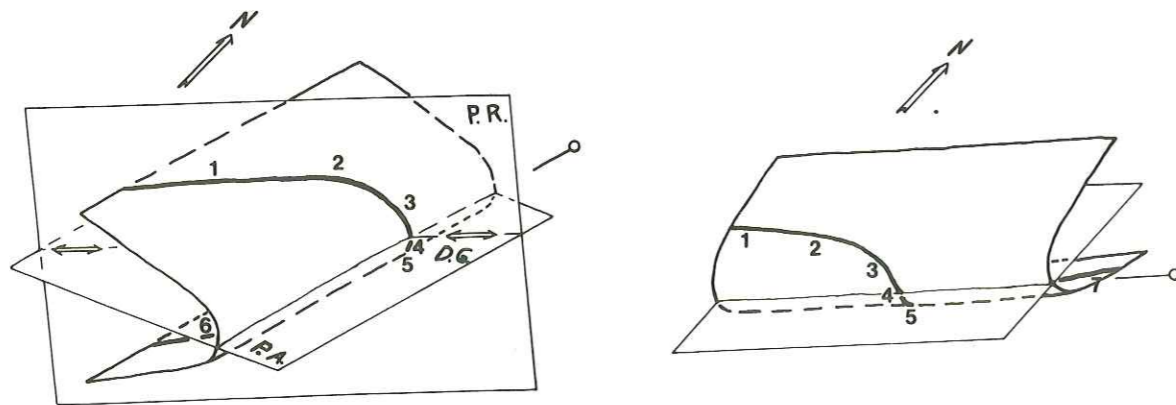


Fig. 89 - Déformation des linéations

a) Les pôles de la linéation déformée (croix) se disposent approximativement sur un grand cercle, trace cyclographique du plan de reprise (P.R., en tiretés). L'intersection de celui-ci avec la trace cyclographique du plan axial (P.A., en trait plein) permet de construire la "direction" de glissement associée au pli (axe : cercle vide).

b) Dans le cas de certains plis E-W, le mode de reprise est plus complexe et ne permet pas de construire une direction de glissement. Les linéations portées par les deux flancs du pli tendent toutefois à se paralléliser entre elles et avec la direction d'étirement (qui est ici subparallèle à l'axe du pli).

4. Glissements et cisaillements

A l'échelle de l'affleurement, l'évolution des plis III peut se marquer de plusieurs manières.

- Ou bien les réajustements sont tout à fait intimes, par fluage plastique et recristallisation, notamment dans les calcaires.

- Ou bien des glissements "pénétratifs" correspondent au mouvement différentiel des petites tranches de matière que sont à cette échelle les microlithons limités par les surfaces de schistosité.

- Ou bien encore des surfaces de cisaillement beaucoup plus discontinues limitent des paquets moins cisailés d'épaisseur décimétrique (fig. 31), métrique, et même décamétrique ou hectométrique (fig. 19).

Il faut souligner l'apparente continuité entre ces divers mécanismes aux différentes échelles. On a d'ailleurs déjà indiqué (chap. III et IV) que les stries relevées sur ces surfaces de cisaillement étaient subparallèles à la linéation d'étirement, la distinction n'étant d'ailleurs pas toujours aisée entre les deux.

Enfin, les surfaces de cisaillement majeures correspondent (CARON, 1973) aux "rétroécaillements" et "rétrocharriages" classiques dans les Alpes internes, qui amènent les compartiments les plus élevés à chevaucher vers l'E. Il est d'ailleurs probable que ces cisaillements font rejouer dans le même sens certains chevauchements déjà apparus lors de la phase II. On décèle en outre parfois une composante en rotation suivant ces chevauchements ; en général, les compartiments les plus élevés et les plus septentrionaux tournent alors dans un sens horaire par rapport aux compartiments les plus bas et les plus méridionaux.

5. Récapitulation

A l'occasion de la phase III, on saisit mieux que dans les phases antérieures (probablement parce que les structures, plus récentes, sont moins obliérées) une évolution de structures traduisant une évolution de mécanismes.

- Des plis III hétérogènes apparaissent suivant deux directions croisées, dont la répartition cartographique dessine une mosaïque de panneaux (fig. 90).

- Des glissements et des étirements s'effectuent suivant une direction régulièrement agencée à l'échelle de la région étudiée (fig. 91), et affectent de la même manière les plis III qui viennent de se former et les plis II qui rejouent.

- L'évolution se poursuit vers des cisaillements et des chevauchements plus discontinus, qui constituent les "rétrocharriages" classiques.

Les structures III dans leur ensemble paraissent s'inscrire dans le prolongement des structures II, pour lesquelles on a déjà indiqué le déversement vers le NE. Ces structures III ne paraissent pas provoquer de nouvelles duplicatures majeures, mais traduisent plutôt un réajustement d'ensemble de la matière. Par rapport aux structures précédentes, celles de la phase III sont originales par leur hétérogénéité apparente. Celle-ci se traduit cartographiquement par un agencement en mosaïque dont le dessin est encore accentué et souligné lors de la phase IV.

V - "PHASE IV"

Les structures tardives, regroupées dans une quatrième "phase", sont beaucoup plus discontinues que les précédentes, et sont localisées dans des bandes allongées de directions NNW-SSE, et NE-SW.

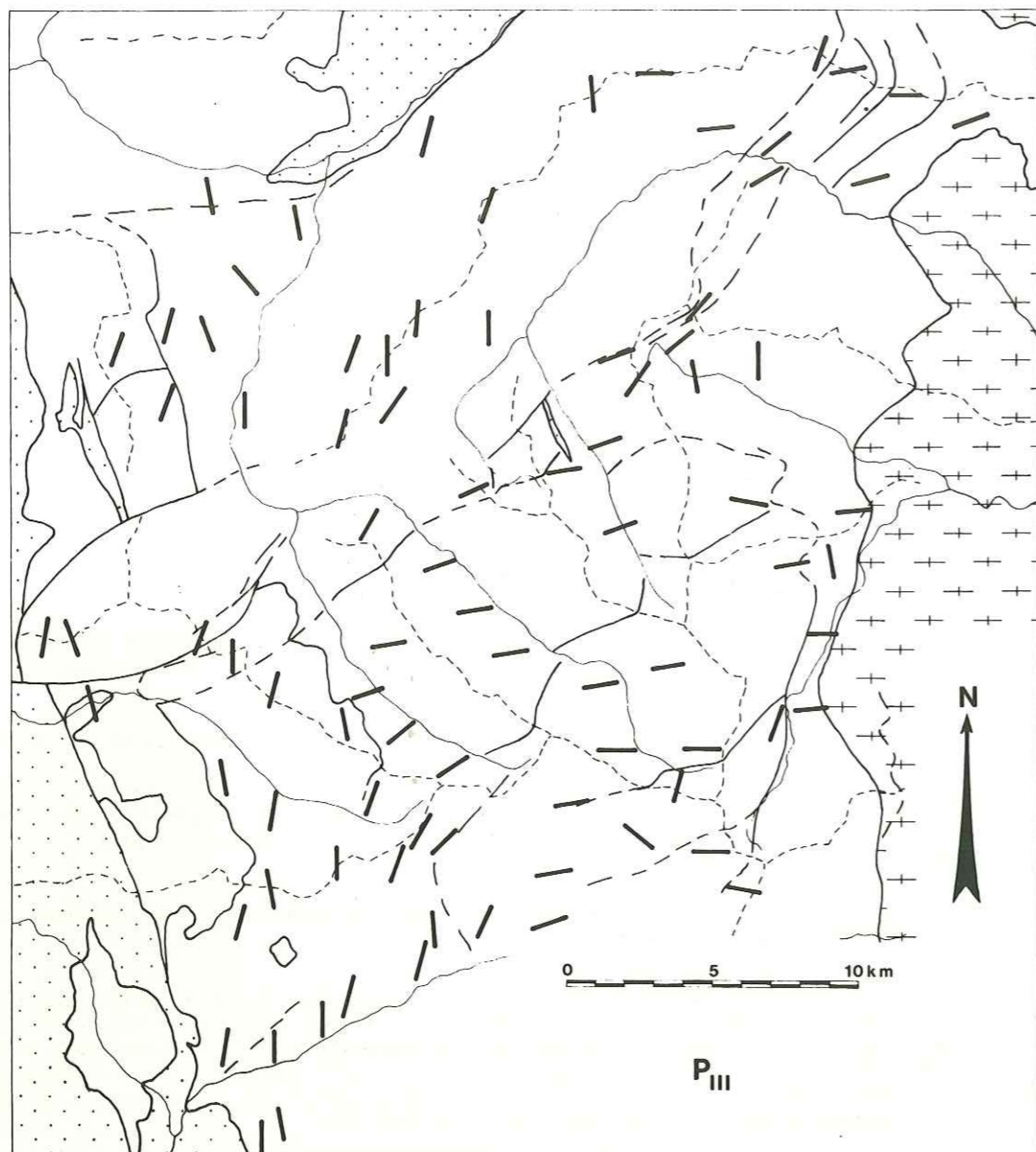


Fig. 90 - Directions axiales des plis III

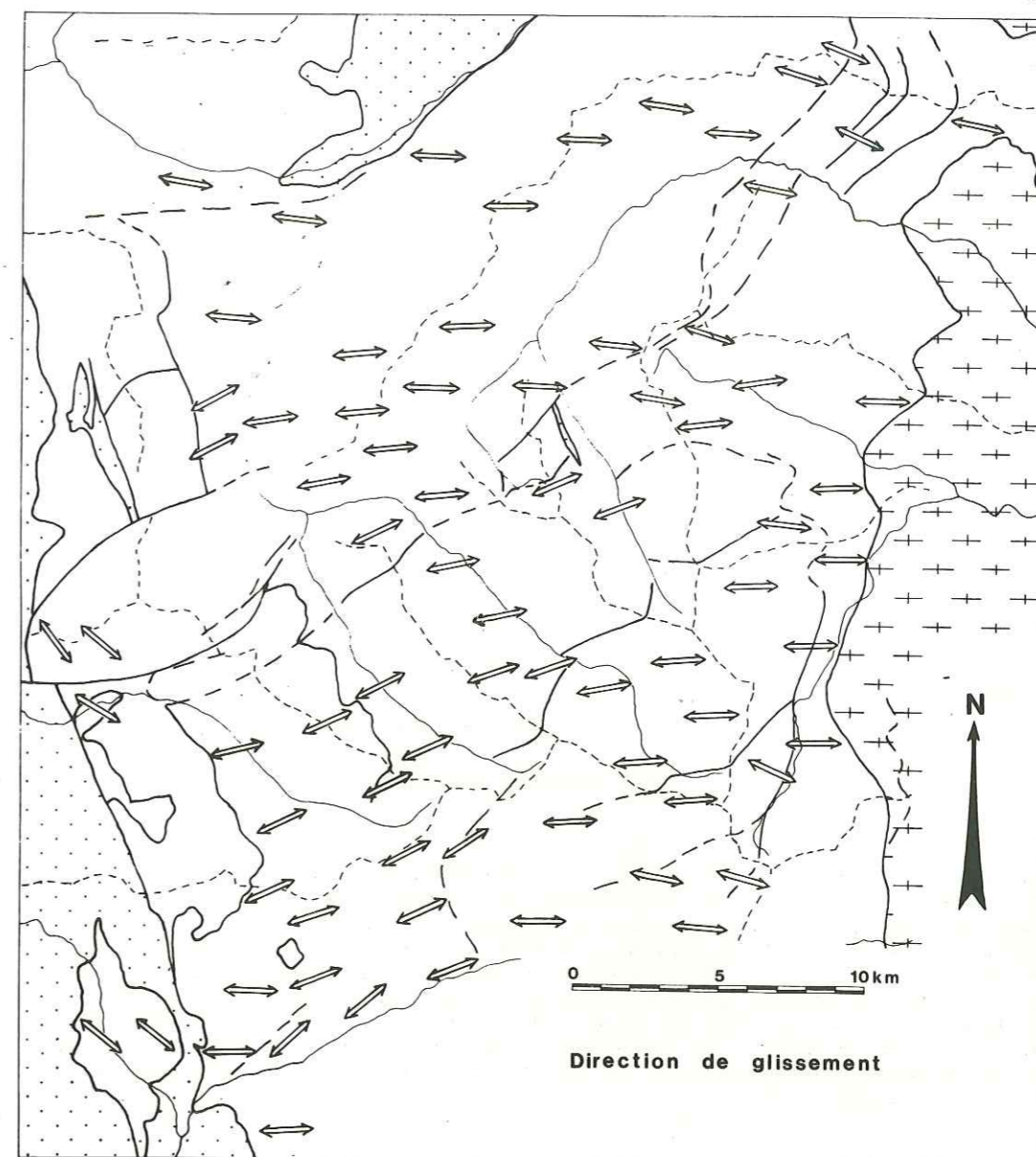


Fig. 91 - Directions de glissement, en général très voisines des directions d'étirement

1. Linéations, plis et schistosité

On observe assez souvent une linéation tardive, dessinée par des fronces de longueur d'onde millimétrique qui gaufrent les schistosités antérieures. C'est le cas par exemple en rive droite du Guil, où ces linéations de direction N 50 à N 70 sont parfois associées à des plis en genou à regard S, et à un débit schisteux fruste, mal réglé, à pendage fort vers le NW.

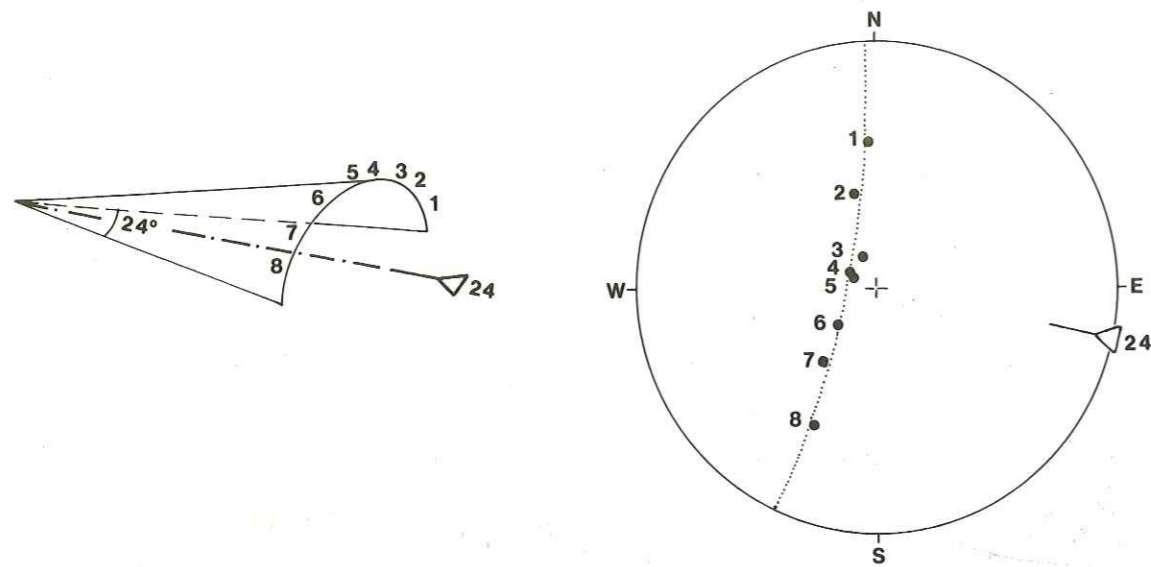


Fig. 92 - Pli conique (ouverture construite de 24°)

Calcschistes ; Désertes.

Les plis tardifs qui déforment le débit général acquis lors de la phase III sont souvent coniques, par exemple (fig. 92) dans les calcschistes de la base du versant E du Chaberton, où ils sont sporadiques, mal réglés, et associés seulement à un débit fracturant. Il faut remarquer que les plis et les linéations de fronces de même génération sont beaucoup mieux développés dans les wildflyschs qui surmontent ces calcschistes, où ils sont omniprésents, mieux réglés (N 130-140, 15-30 NW), et associés à une nouvelle schistosité de crénulation disposée en couloirs discontinus (N 110 - 120,40 - 55 NE). Il est possible que cette meilleure individualisation des structures IV soit liée à l'absence de phase I dans la matrice des wildflyschs : celle-ci possède une surface d'anisotropie de moins que le soubassement calcschisteux, où les mouvements se font préférentiellement par des rejeux des surfaces antérieures.

2. Fractures

Les fractures subverticales ont en général joué en décrochement (fig. 14) avant d'être le siège de déplacements à composante verticale. Pour les fractures les plus importantes, les structures associées d'ordre secondaire permettent en général de déceler le sens de déplacement. Ainsi, au voisinage de la fracture de direction N 165 (1) du versant NE du Chaberton, on observe les structures suivantes (fig. 93) :

- des décrochements dextres N 0, (2),
- des décrochements sénestres N 100, (3),
- des fractures conjuguées limitant des compartiments en extension N 15 à 20, (4),
- des failles inverses d'orientation en moyenne N 120,40 NE et correspondant à des chevauchements vers le SW, (5),
- une schistosité en moyenne N 110,50 NE, (6), liée à
- des plis en moyenne N 130,20 NW, (7).

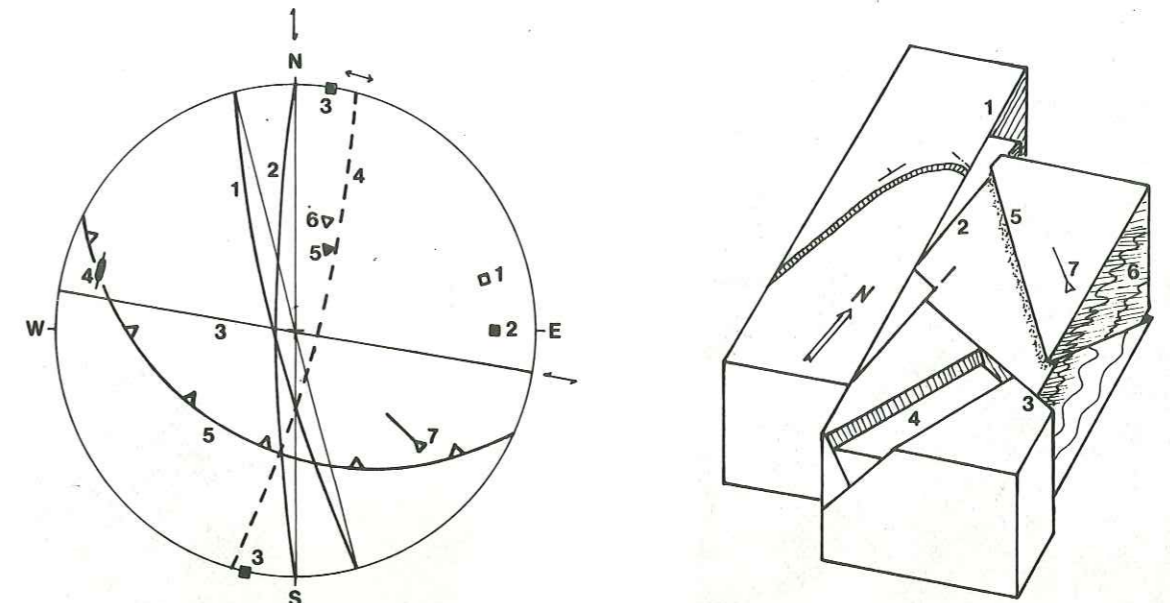


Fig. 93 - Reconstitution, à l'aide des structures associées, du sens de déplacement le long de la fracture située à l'E du massif du Chaberton

Commentaire dans le texte.

Toutes ces structures secondaires cohérentes entre elles sont compatibles avec un mouvement en décrochement dextre le long de la fracture principale (1).

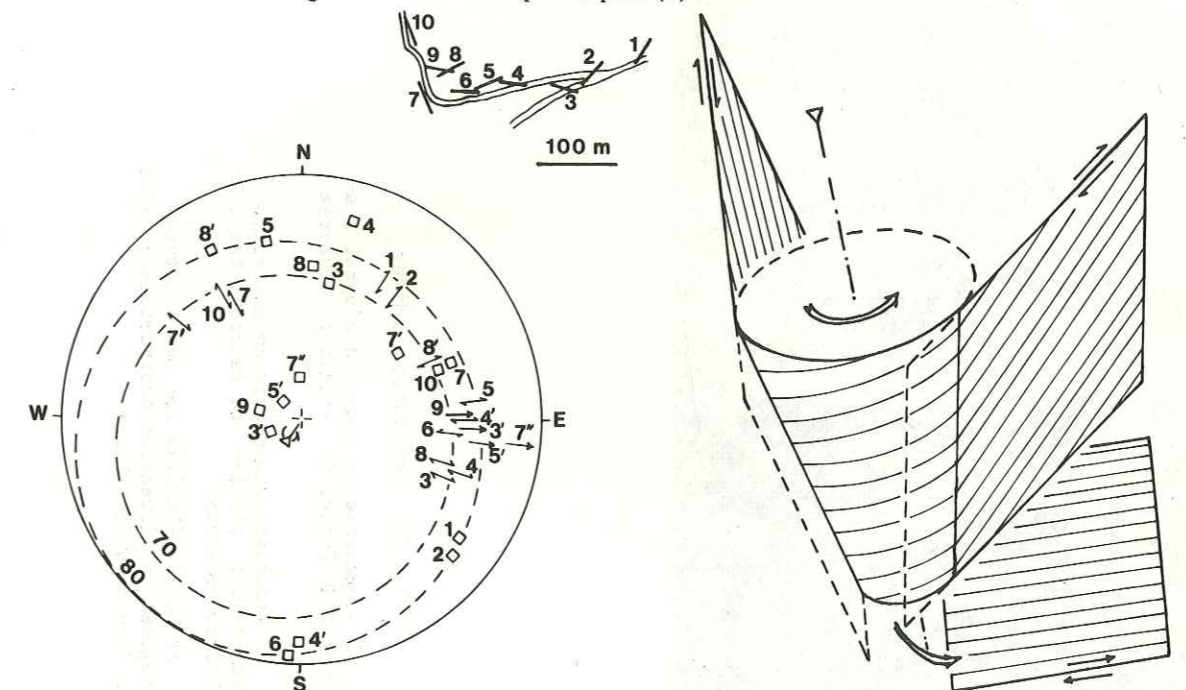
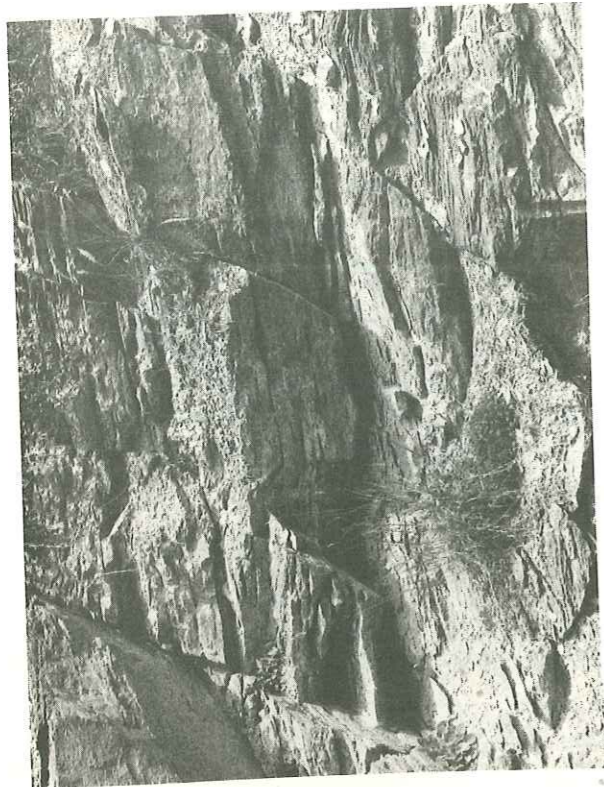
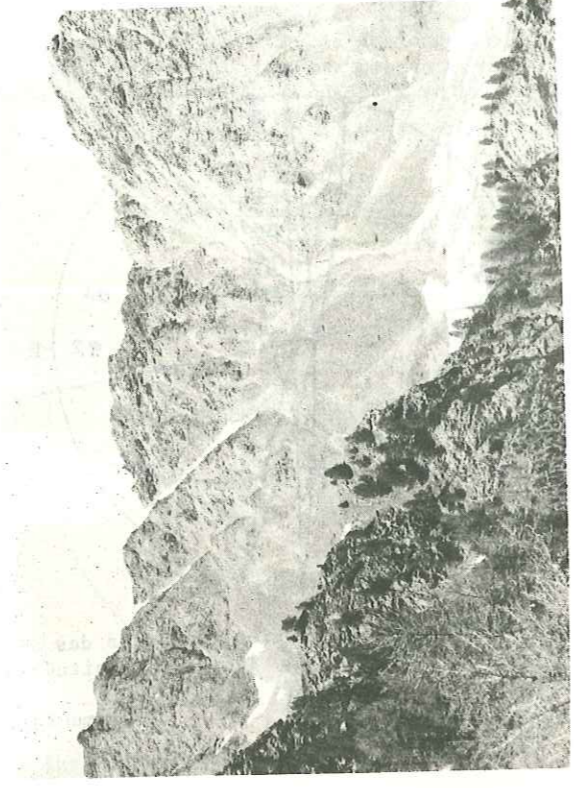


Fig. 94 - Raccord en rotation entre des décrochements N 160 et N 40

N de Château-Queyras (agencement cartographique sur le schéma du haut de la figure) ; commentaire dans le texte.



a



b

c

Fig. 95 - Fractures tardives

- a) Composante en rotation d'après l'alignement de fentes de tension ; calcaires ; Gad.
- b) Fractures conjuguées en distension horizontale ; calcaires et calcschistes ; N de Château-Queyras.
- c) Coins délimités par des fractures conjuguées en distension horizontale ; crête frontière au SW de Thuras.

Il arrive assez souvent que les mouvements fracturants tardifs correspondent en outre à des rotations, tant sur des structures mineures isolées (fig. 95a) que sur des groupes d'affleurements. La figure 94 regroupe par exemple les indices de mouvement relevés sur des fractures mineures juste au N de Château-Queyras. Ces affleurements se trouvent à la rencontre de deux zones de fractures dextres de directions N 160 et N 40. Le relai semble se faire en rotation sous forme d'une portion de cône ; les problèmes de place paraissent résolus par un échappement sous forme de chevauchement vers l'E (il existe des fractures gauches faisant passer d'un décrochement N 160 dextre à un chevauchement vers l'E).

Enfin, les dernières fractures correspondent à un découpage des versants et des affleurements en coins en extension de directions variées (fig. 95 b et c).

3. Agencement d'ensemble

Les structures IV soulignent les limites de la mosaïque de panneaux déjà dessinées par les structures III (fig. 90 et 91). Ces limites sont orientées d'une part NNW-SSE, d'autre part NE-SW, s'incurvant à E-W vers l'W. Elles fonctionnent de deux manières :

- soit en décrochement lorsqu'elles sont subparallèles aux directions de glissement III,
- soit en chevauchement lorsqu'elles sont nettement obliques ou subperpendiculaires aux directions de glissement III.

On peut donc envisager que ces structures IV, prolongeant les structures III, soient le reflet du comportement des panneaux de la mosaïque déjà réalisée lors de la phase III.

VI - CONCLUSIONS

En résumé, les caractères des structures observées dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales sont les suivants.

	Style	Echelle	Direction axiale	Vergence	Extension
Structures anté-schisteuses	Nappe à flanc inverse - Pas de structures mineures généralisées	Ordre 100 km	?	Vers l'extérieur de la chaîne (NW ?)	Unités liguro-piémontaises mises en place jusque sur le domaine piém. ext.
Phase I	Foliation et plis couchés	Millimétrique à plurikilométrique	Voisine de N-S (?)	Vers l'W (?)	Unités liguro-piémontaises et piémontaises s.s.
Phase II	Plis couchés et schistosité de crénulation	Millimétrique à kilométrique	Voisine de NW-SE	Vers le NE (?)	<i>id.</i> + wild-flyschs + unités prépiémontaises (et briançonnaises internes)
(Phase II bis)	Plis déversés, sans schistosité	Décamétrique à hectométrique	NW-SE	Vers le NE	Unités prépiémontaises (et briançonnaises internes)
Phase III	Plis déversés. Étirements et glissements synschisteux. Chevauchements	Millimétrique à plurihectométrique	Plis N-S et plis E-W	Chevauchements vers l'E	Toutes les unités
Phase IV	Structures mineures sporadiques associées à des fractures (décrochements et failles normales)	Millimétrique à plurikilométrique	Très variable	Très variable	Couloirs NE-SW et NNW-SSE au travers de toutes les unités

Les différentes générations de structures sont responsables à des degrés variables de l'agencement d'ensemble des différents types de séries, tel qu'on peut le dessiner en carte (fig. I h.t.) ou en coupe (fig. 96). Ces structures me semblent pouvoir être ramenées à deux groupes distincts.

1) Tout d'abord se met en place sur les unités piémontaises une nappe ophiolitique anté-schisteuse d'origine interne (liguro-piémontaise : ophiolites et série de Chabrière). Seul le flanc inverse de cette nappe est conservé. Ensuite, se développent des plis probablement N-S, couchés vers l'W, associés à une foliation généralisée et à une linéation minérale subparallèle, semble-t-il, aux axes des plis. Ces deux générations de structures, qui ont une vergence vers l'extérieur de la chaîne, sont antérieures au wildflysch de la Punta Gardiol, et donc probablement d'âge Crétacé supérieur. Elles semblent limitées aux unités d'origine liguro-piémontaise et piémontaise s.s., à l'exclusion des unités d'origine prépiémontaise et briançonnaise.

2) Un enchaînement de structures synschisteuses vient ensuite : plis II NW-SE couchés vers le NE ; plis, glissements et étirements III ; structures IV discontinues. Ces structures sont dans l'ensemble déversées vers l'intérieur de l'arc alpin, et contribuent aux "rétrocharriages". Elles marquent un réarrangement intime de la matière, probablement associé à un serrage régional dont la direction reste à préciser.

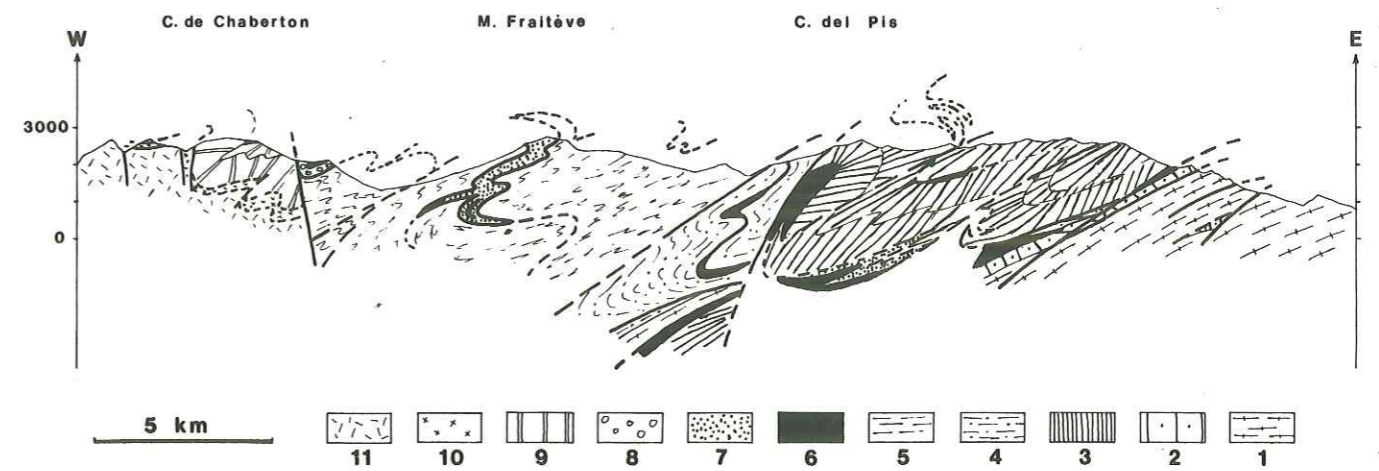


Fig. 96 - Coupe schématique au niveau du M. Fraitève
Interprétation de la disposition relative des principaux types de séries

1 : Massif Dora-Maira et écaillles de socle ; 2 : séries de type Sellaries-Fontane ; 3 : séries de type Albergian-Bouchet ; 4 : séries de type Gad-il Caire ; 5 : séries de type Crèche-Meyriès ; 6 : roches vertes ; 7 : série de type Chabrière ; 8 : wildflyschs de la Punta Gardiol ; 9 : série du Gondran ; 10 : zone d'Acceglio ; 11 : zone briançonnaise.

Chapitre XVII

CARACTÈRES DES STRUCTURES SUCCESSIVES EN CORSE ALPINE MÉRIDIONALE

INTRODUCTION

L'objectif principal, dans la région corse étudiée, a été le lever d'une carte géologique homogène au 50 000e. Aussi une analyse tectonique de l'ensemble reste-t-elle à faire, notamment dans la partie NE. On a toutefois identifié, dans la plupart des secteurs, des générations successives de structures (cf. chap. VI). On en dégagera ici les principaux caractères, ce qui permettra une comparaison avec les Alpes cottiennes septentrionales.

Compte tenu d'une lithologie contrastée à l'échelle du centimètre ou du décimètre, et d'une intensité des déformations généralement moins grande que dans les Alpes cottiennes, les figures de superposition sont en général mieux visibles à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la lame mince.

I - STRUCTURES ANTÉSCHISTEUSES

Comme dans les Alpes, la série liguro-piémontaise de l'Inzecca est en contact avec des séries piémontaises d'origine paléogéographique plus externe. Il s'agit d'un contact anormal précoce, puisque celui-ci est déformé cartographiquement par les plis synschisteux les plus anciens. L'exemple le plus probant concerne le contact entre la série de l'Inzecca et la série Bagliacone-Riventosa, tant dans le secteur de la Pta Muracinto (fig. 34, 40) que plus au NW, entre Venaco et le Tavignano (fig. II h.t.).

Au voisinage du contact, la polarité de la série de l'Inzecca est généralement inverse : elle est en contact avec la série Bagliaccone-Riventosa par ses termes les plus récents. Mais localement, cette polarité est parfois normale, ce qui implique l'existence de plis de détail d'échelle hecto-à kilométrique. Des troncatures de différents termes des deux séries au contact sont présentes. Enfin, je n'ai observé aucune structure mineure (pli, amorce de schistosité, ...) associée à la mise en place initiale de la série de l'Inzecca.

On peut donc se représenter cette tectonique anté-schisteuse comme la mise en place d'une nappe de grande ampleur, à cœur ophiolitique et enveloppe sédimentaire, dont seul le flanc inverse et ses replis de détail seraient conservés.

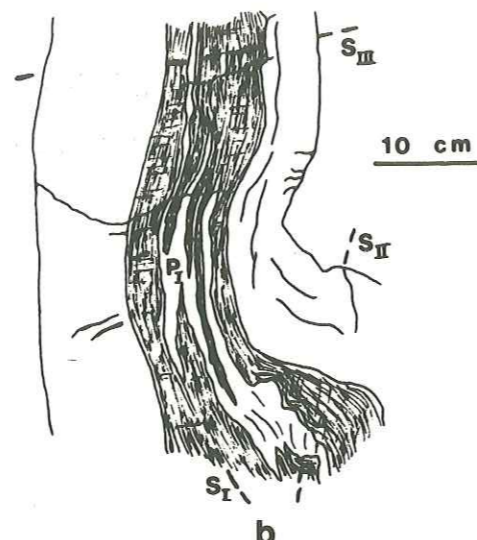


Fig. 97 - Plis mineurs I

- a) Série Bagliaccone-Riventosa ; "pont du champ de courses"
 b) *id.* ; pont de Noceta.

II - "PHASE I"

Les premiers plis synschisteux sont en général isoclinaux, tant à l'échelle de l'affleurement (fig. 37, 97) qu'à celle du versant (fig. 52). Leur style est très proche d'un style semblable ("classe 2" ; RAMSAY, 1967) (fig. 98). Dans les bancs calcaires ou quartzitiques d'épaisseur supérieure à 2 ou 3 cm, leur charnière est en général arrondie à l'extrados, mais pincée à l'intrados. Dans les niveaux les plus minces, les charnières sont effilées, en forme de flammes aiguës.

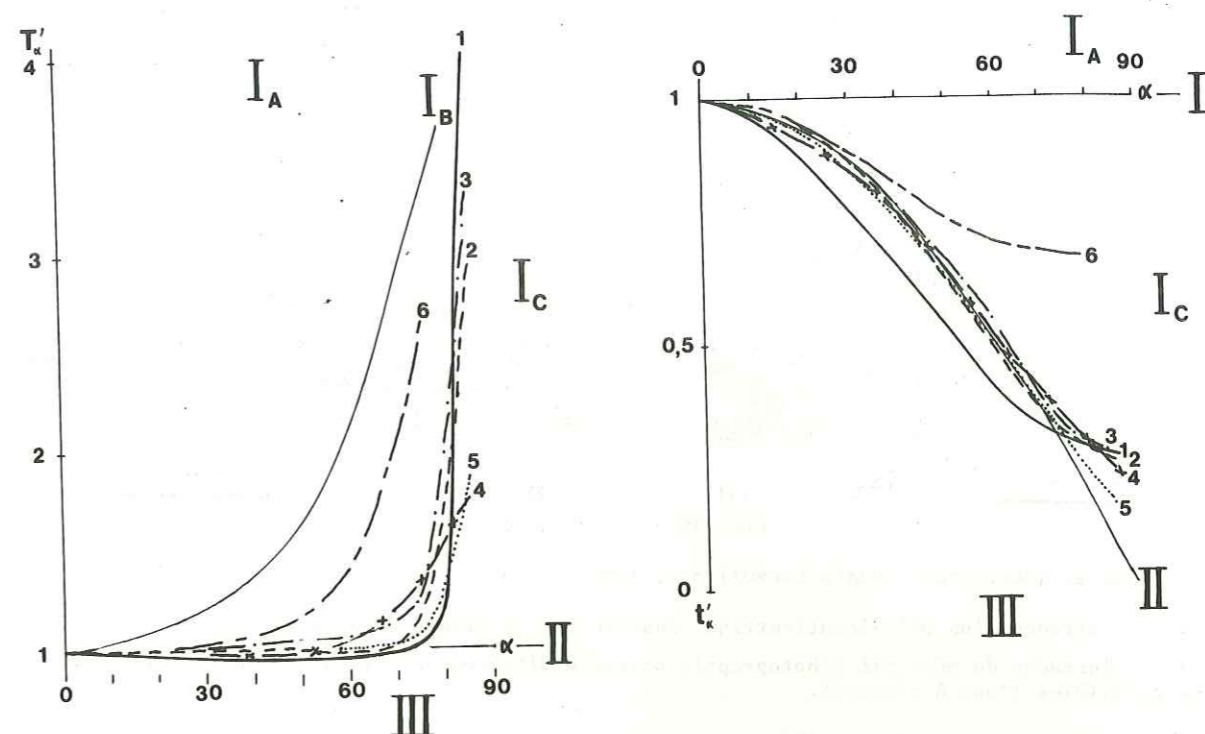


Fig. 98 - Caractérisation des plis mineurs I d'après leur profil

Mêmes paramètres que figure 79.

La schistosité I (fig. 99) est une schistosité ardoisière, "de flux". Elle est dessinée par des filets de matière opaque, anastomosés, et qui évoquent un mécanisme de dissolution sous pression (DURNEY, 1973 ; ELLIOTT, 1973). Lorsque la schistosité est peu développée, par exemple à l'extrados des plis I, les "cloisons" dessinant la schistosité séparent les lentilles ou des microlitons faits d'un agrégat de quartz et de phyllites très mal orientés. Lorsque la roche est riche en micas détritiques, cette schistosité I naissante peut prendre l'allure d'une crénulation primaire peu marquée. A l'intrados des plis I, et dès que la schistosité est mieux marquée, les microlitons s'amenuisent et disparaissent. Il ne subsiste que les filets de dissolution presque jointifs, et les phyllites sont parallèles à la schistosité qu'elles soulignent. Les seules irrégularités sont des lentilles de chlorites "en barillet" dont les clivages sont subperpendiculaires à la schistosité.

Une *linéation* minérale discrète (allongement des quartz) est parfois visible, parallèle aux axes des plis I.

La *direction* axiale reconstituée des plis I est, soit proche de N-S, soit proche d'E-W, suivant le sens de déversement adopté pour les plis II (chap. VI, fig. 41). Si l'analogie avec les Alpes cottiennes est fondée, la direction initiale N-S est plus vraisemblable, et la "phase I" réalise un empilement de plis couchés vers l'W (1).

(1) Les reconstitutions de directions initiales sont suffisamment peu précises, et la Corse est suffisamment distante des Alpes cottiennes, pour que l'analogie de directions n'exclue pas une certaine rotation différentielle des deux régions étudiées.

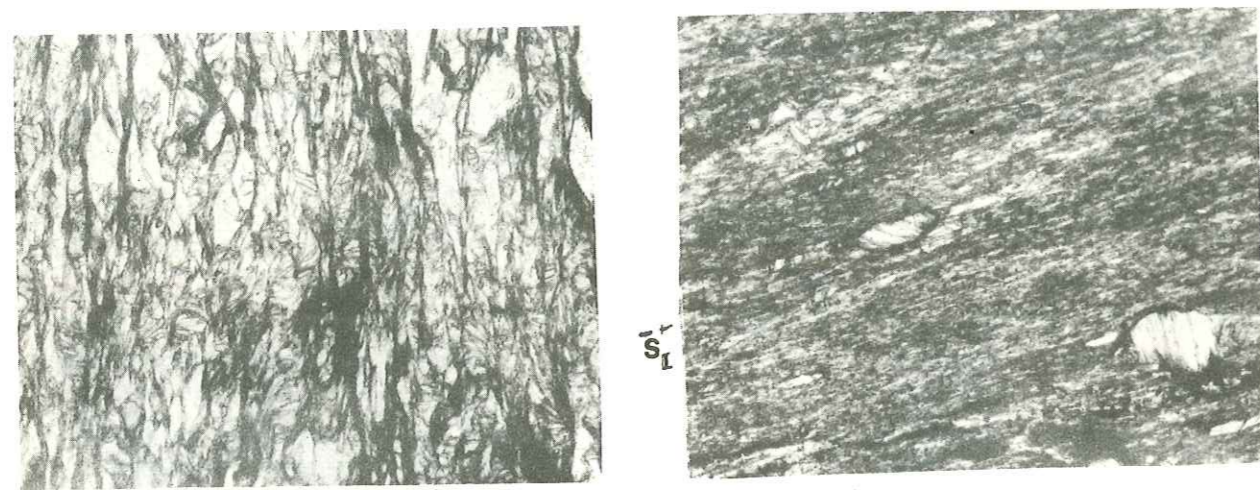


Fig. 99 - Schistosité I

Schistes et quartzites ; Punta Lanzullina ; lame C 75 60.

- a) A l'extrados d'un pli bicentimétrique dessiné par un niveau de quartzite.
 b) A l'intrados du même pli (photographie orientée différemment de la précédente, mais schistosités parallèles l'une à l'autre).

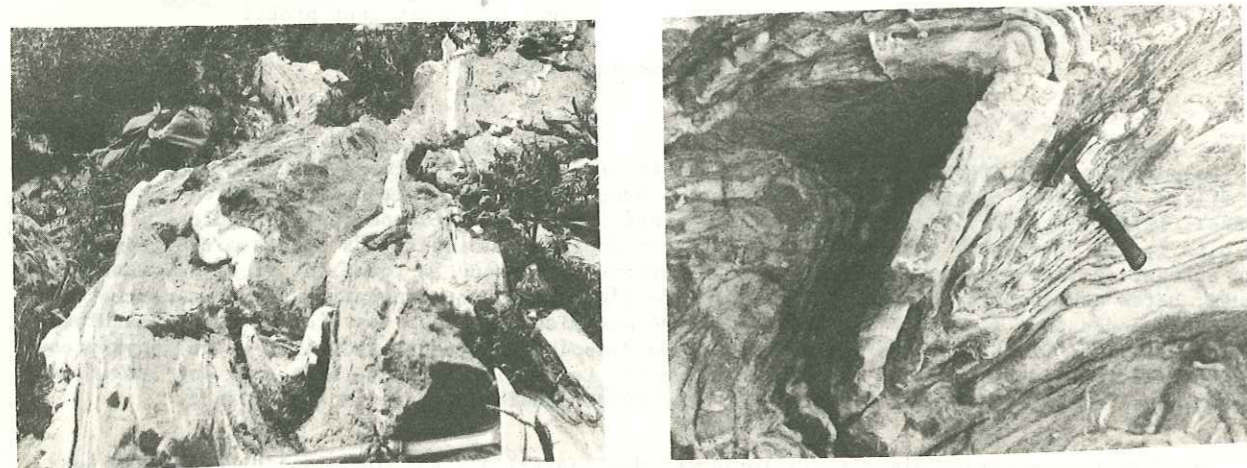


Fig. 100 - Plis mineurs II

- a) Schistes et quartzites ; S de la Punta Bagliacone.
 b) Calcaires et quartzites ; Punta Muracinto.

III - "PHASE II"

Les plis II (fig. 37, 100) ont un style parfois voisin de celui des plis I (classe IC) (fig. 101). Mais ils s'écartent plus, en général, d'une géométrie strictement semblable. Leur ouverture est plus grande, leurs flancs sont en général moins longs, et les plis peuvent prendre une allure en chevrons. Leur charnière est arrondie à l'extrados des lits calcaires ou quartzitiques, et souvent aussi à l'intrados. Les figures de disharmonie sont fréquentes.

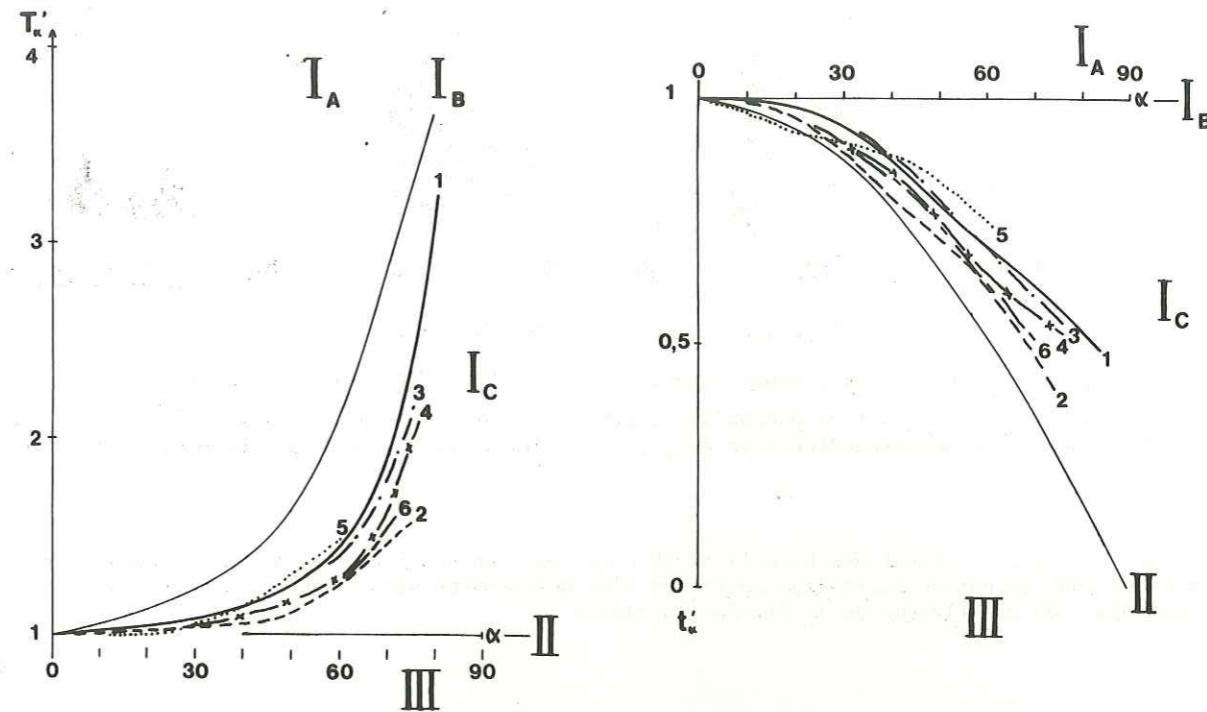


Fig. 101 - Caractérisation des plis mineurs II d'après leur profil

Mêmes paramètres que figure 79.

La schistosité II est une crénulation typique (fig. 102) espacée de 500 à 300 μ dans les schistes fins. Elle amorce une transposition de la schistosité I. Il arrive aussi que l'obliquité entre les deux familles de surfaces soit trop faible, et que la seconde réutilise et accentue la première.

Une linéation de fronces ou d'intersection, plus rarement une linéation minérale, est subparallèle aux axes des plis II dans la partie SW de la région étudiée. Dans la partie NE, la linéation minérale est plus fréquente.

A l'W, les directions axiales des plis II (fig. 103) sont en moyenne NW-SE. Elles s'infléchissent à NNW-SSE au voisinage de la limite du socle lorsque celle-ci est N-S. Au NE du Tavignano, des plis de direction axiale voisine de NE-SW sont omniprésents. Leur style est comparable à celui des plis II NW-SE, et leur place dans la chronologie des structures également, ce qui m'amène à les considérer comme des plis II. Mais je n'ai pas bien saisi les relations entre ces deux familles de directions. Elles passent peut-être l'une à l'autre par une virgation à concavité dirigée vers le N, ou bien un contact anormal II ou III important peut séparer deux "paquets" différents.

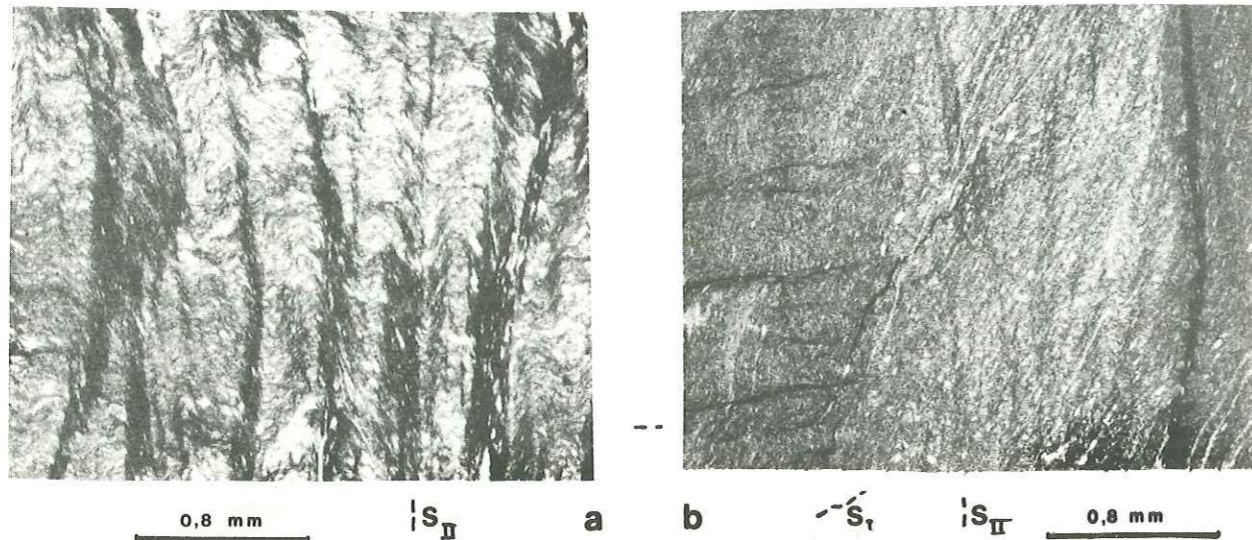


Fig. 102 - Schistosité de crénulation II

a) Schistes et quartzites ; Punta Lanzullina (même affleurement que figure 99) ; lame C 75 59.

b) Schistes de la formation d'Erbajolo ; Erbajolo ; lame C 75 66 a. Une schistosité de crénulation supplémentaire, subperpendiculaire à S_{II} , se développe dans la partie gauche de la photographie.

Le sens de déversement des plis II NW-SE n'est pas connu ici avec certitude. L'un des seuls arguments dont je puisse faire état en faveur d'un déversement vers le NE est la position apparente en synforme des wildflyschs de la Pta San Salvatore.

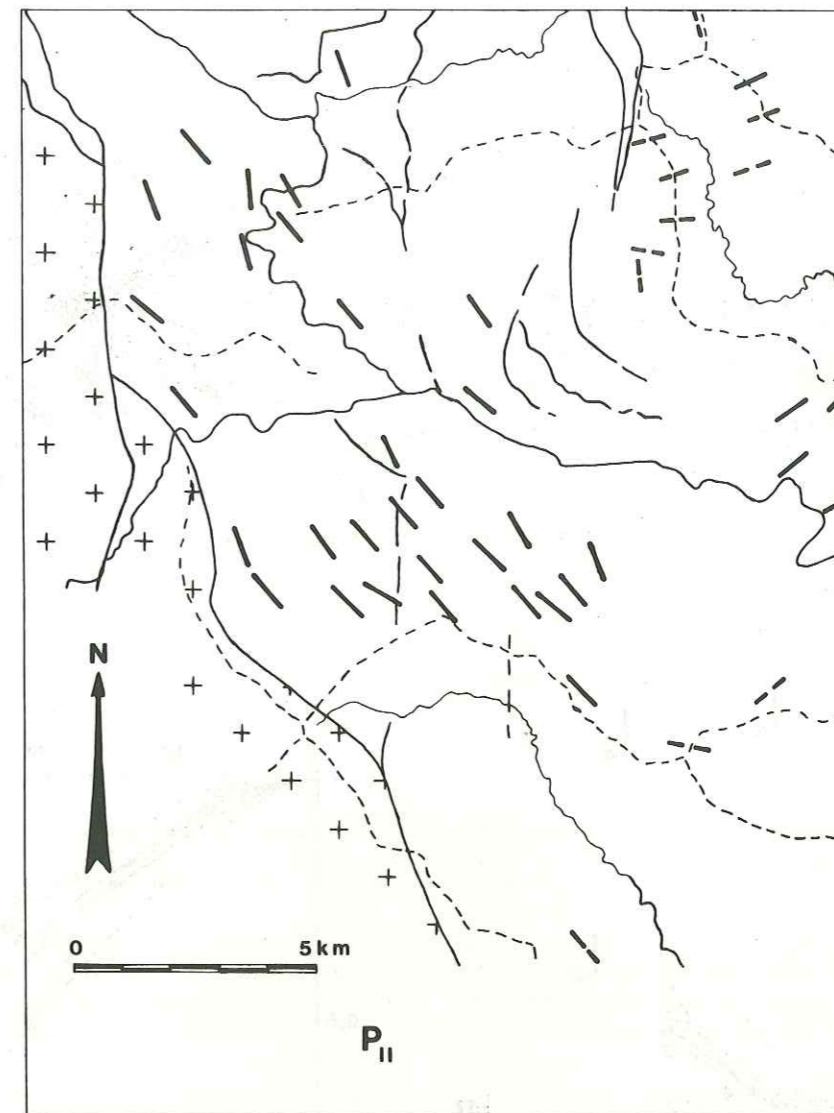
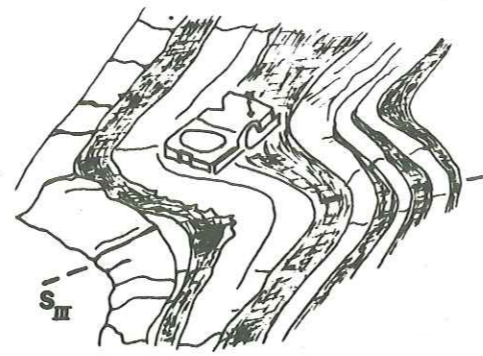
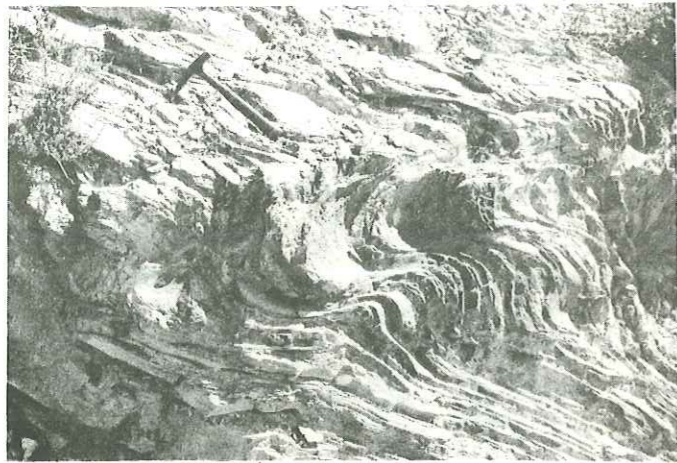


Fig. 103 - Directions des plis II

Commentaire dans le texte des problèmes posés par les plis de direction NE-SW du NE de la carte.

IV - "PHASE III"

Les plis de phase III (fig. 104) sont beaucoup plus ouverts que les précédents (ouverture de 60 à 120°). Ils forment en général des cascades de chevrons à flancs relativement courts. Leur attitude (direction axiale, pendage du plan axial) est très variable, de même que leur style. Ils sont de type concentrique aplati à semblable (classes 1C à 2) (fig. 105), mais on constate souvent que les deux flancs d'un même pli n'appartiennent pas à la même classe.



a

b

Fig. 104 - Plis mineurs III

- a) NE de Vezzani
b) Pont de Noceta.

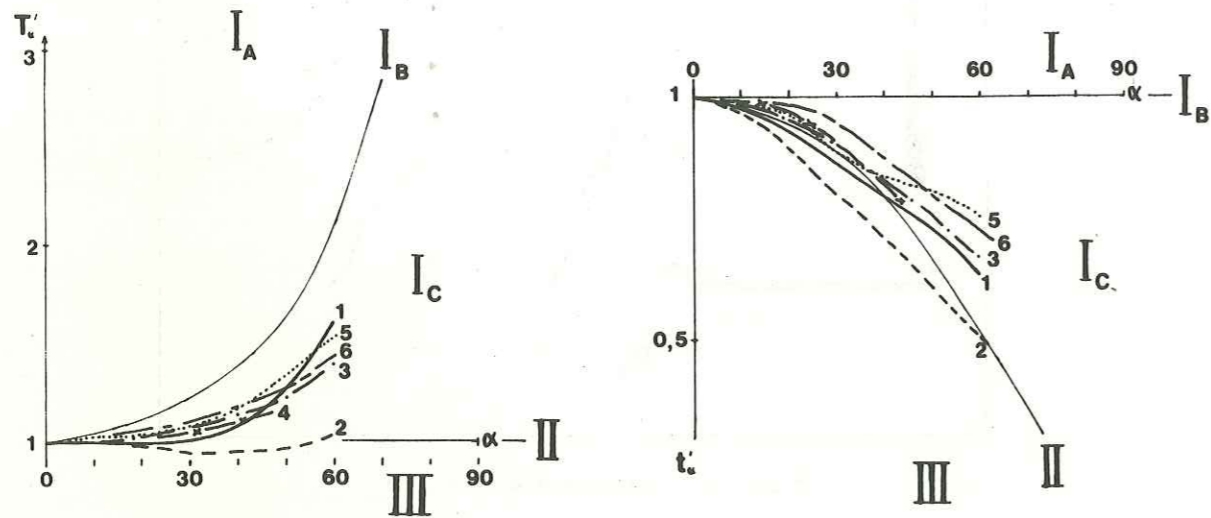


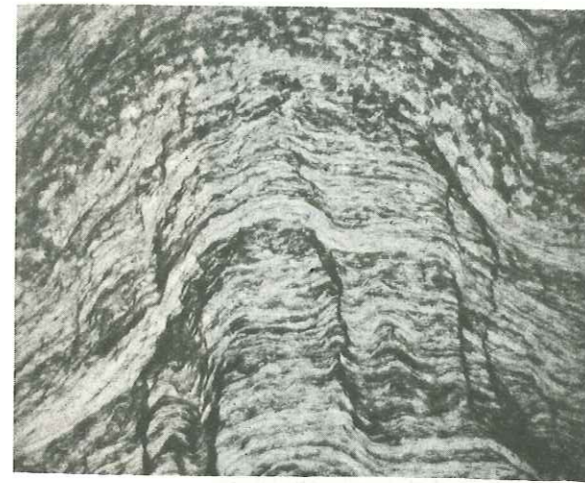
Fig. 105 - Caractérisation des plis mineurs III d'après leur profil

Mêmes paramètres que figure 79.

La schistosité III (fig. 106) est une crénulation sporadique et souvent grossière (espacement semi-millimétrique à pluri-centimétrique). Des surfaces de cisaillement d'échelles diverses (décimétrique à hectométrique) lui sont parallèles.

Une linéation de fronces est souvent parallèle à l'axe des plis III.

A l'échelle de la région étudiée, la "phase III" est responsable des quelques structures majeures suivantes.



0,5 cm

S_{III}

a

b

S_{III}

0,8 mm

Fig. 106 - Schistosité III

- a) Schistes et quartzites ; N de Noceta ; lame C 75 61 a.
b) Schistes de la formation d'Erbajolo ; W d'Antisanti ; lame C 75 22 b.

Synforme du Tavignano

Entre Venaco à l'W et Erbjolo-Focchichia à l'E, une synforme de direction axiale approximativement N-S, large d'une dizaine de kilomètres, est occupée par la vallée du Tavignano. Une coupe E-W schématique (fig. 107a) permet d'en préciser les caractères.

- A l'W, entre Venaco et la rive gauche du Tavignano, les plis III sont fortement déversés vers l'E ; la schistosité III, à faible pendage vers l'W, se combine à des rejets cisailants dans la schistosité II ou dans l'enveloppe des plis III. Ces cisaillements (fig. 107b), marqués à l'échelle du pli de détail, de l'affleurement ou du versant, correspondent à des chevauchements vers l'E ou l'ENE.

- Au fond de la synforme (fig. 107c), les plis sont fortement disharmoniques, leurs plans axiaux mal réglés, et leur forme souvent coffrée.

- En remontant vers Erbjolo ou Focchichia, puis plus à l'E, les plis III sont droits ou légèrement déjetés vers l'E, en chevrons asymétriques associés à des chevauchements à fort pendage W (fig. 107d).

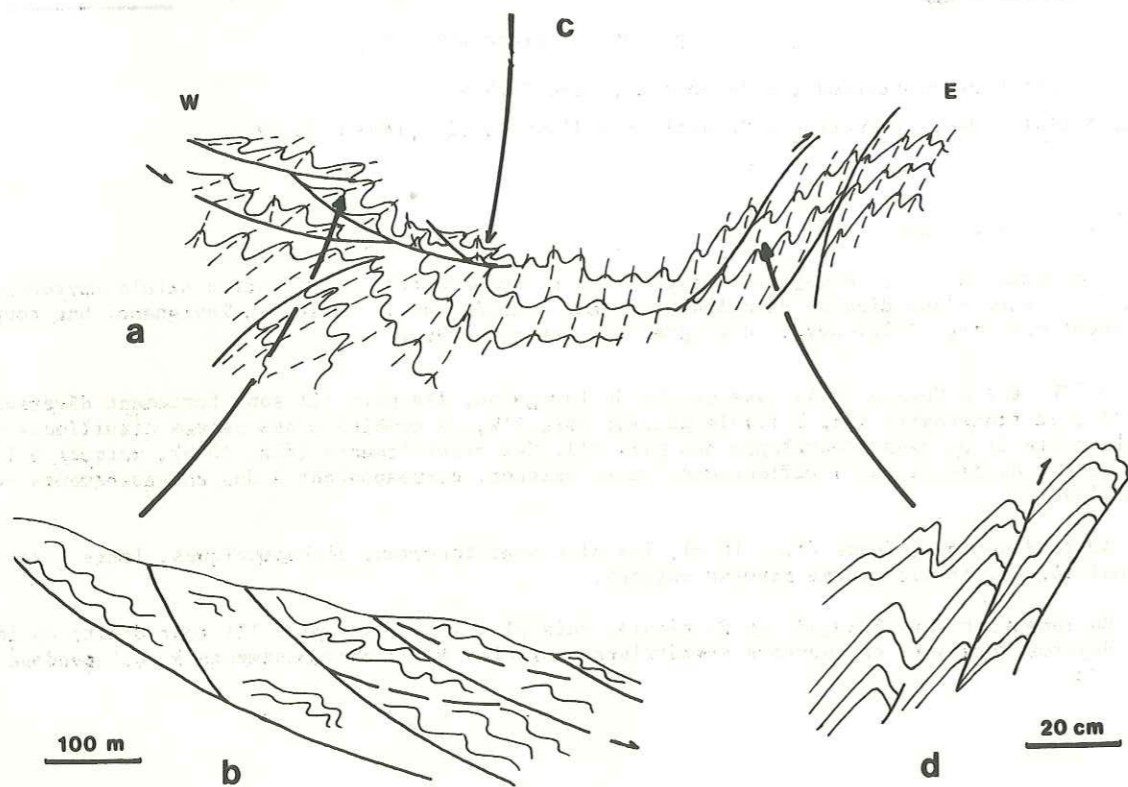
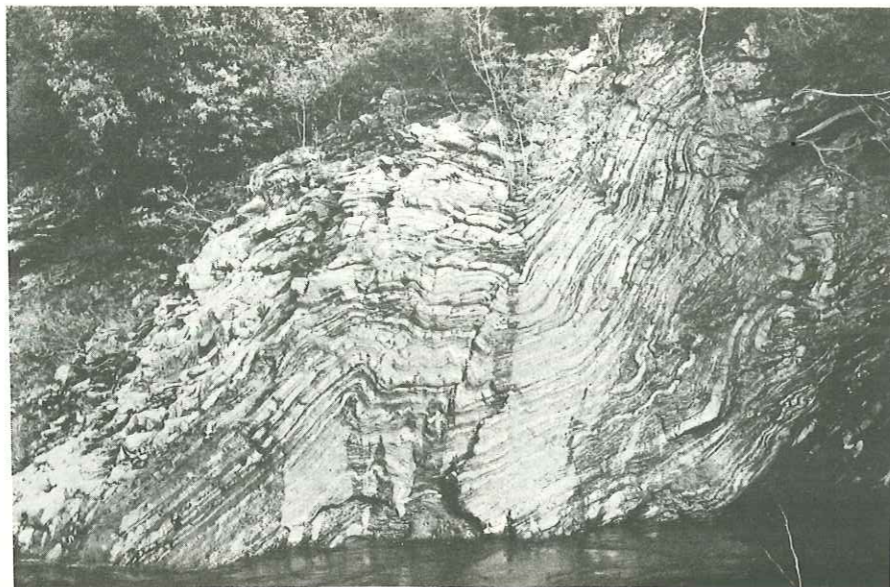


Fig. 107 - Synforme du Tavignano

- a) Coupe schématique d'ensemble.
- b) Allure du versant W du Tavignano, au niveau du M. Zucchero. Des paquets de plis III disharmoniques sont séparés par des cisaillements vers l'E qui épousent la lithologie d'ensemble.
- c) Plis décimétriques mal réglés du fond de la synforme (pont du champ de courses).
- d) Allure des plis mineurs du versant NE du Tavignano, au SW d'Altiani. Ces plis sont associés à des chevauchements à fort pendage W.

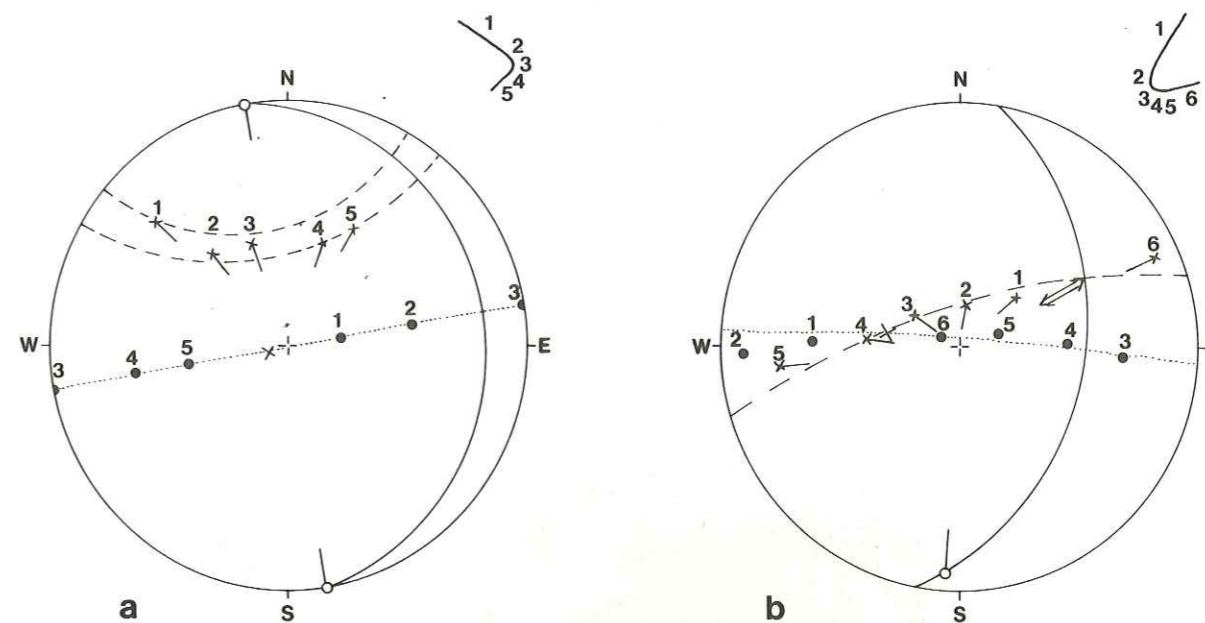


Fig. 108 - Déformation des linéations par les plis III

- a) Les pôles des linéations déformées (croix) se disposent sur un petit cercle régi par l'axe du pli (cercle creux). E de Venaco.
- b) Les pôles des linéations déformées se disposent sur un grand cercle, dont l'intersection avec la trace cyclographique du plan axial du pli permet de construire la "direction de glissement" (double flèche). N de Noceta.

La courbure d'ensemble de la synforme, peut-être accentuée par des mouvements tardifs, est donc épousée sur ses deux flancs par des chevauchements vers l'E. A l'W, ces derniers se combinent avec un serrage contre le socle. De plus, près du Vecchio, entre Venaco et Noceta, en contrebas du flanc W de la synforme, les cascades de chevrons III dessinent plutôt une amorce de flanc inverse. A ce niveau, les linéations d'étirement antérieures, qui se disposent, en projection stéréographique, sur un petit cercle presque parfait au niveau de Venaco, sont maintenant réorientées et se disposent parfois approximativement sur un grand cercle (fig. 108). La "direction de glissement" construite à partir de cette figure de reprise (cf. chapitre précédent) est voisine de N 60. L'étirement qu'elle traduit est d'ailleurs marqué par des cristallisations de quartz ou de calcite en fibres à l'abri de cristaux de pyrite.

Virgation de Vezzani

On a signalé au chapitre VI que, dans la région de Vezzani, il apparaissait des "plis III" de direction en moyenne N 100, fortement déversés vers le S. Ces plis, qui n'existent que dans des secteurs bien localisés, semblent antérieurs aux plis III N-S ("plis III_A"). Mais pratiquement, les deux directions s'excluent l'une l'autre : lorsque les plis III_A E-W sont bien marqués, les plis N-S le sont très mal (d'autant plus que l'on est à peu près dans le fond de la synforme du Tavignano) ; lorsque les plis E-W n'apparaissent pas, les plis N-S sont bien développés.

La répartition cartographique des deux directions de plis III (fig. 109) suit plus ou moins le dessin de la limite du socle tout proche. Celle-ci est faite de segments de directions alternativement N 165 à N 180 et N 120 à N 130. On peut donc envisager que des mouvements de socle, peut-être déjà responsables de l'amorce de virgation des plis II (?) (fig. 103), aient guidé les directions de plis III. Les fractures qui limitent le socle ont probablement été le siège de décrochements (MALUSKI *et al.*, 1973). Compte tenu par exemple du biseautage de la série Bagliacone-Riventosa (fig. II h.t.), et des virgations qui nous intéressent ici, il faut envisager un mouvement dextre le long de ces décrochements. Les segments de direction N 120-130 jouent dans ce cas le rôle de butoirs

contre lesquels se forment localement des plis III_A de direction voisine de N 100. Puis les serrages, de direction approximative NE-SW, progressent et, utilisant les directions préexistantes, entraînent la formation de la synforme du Tavignano.

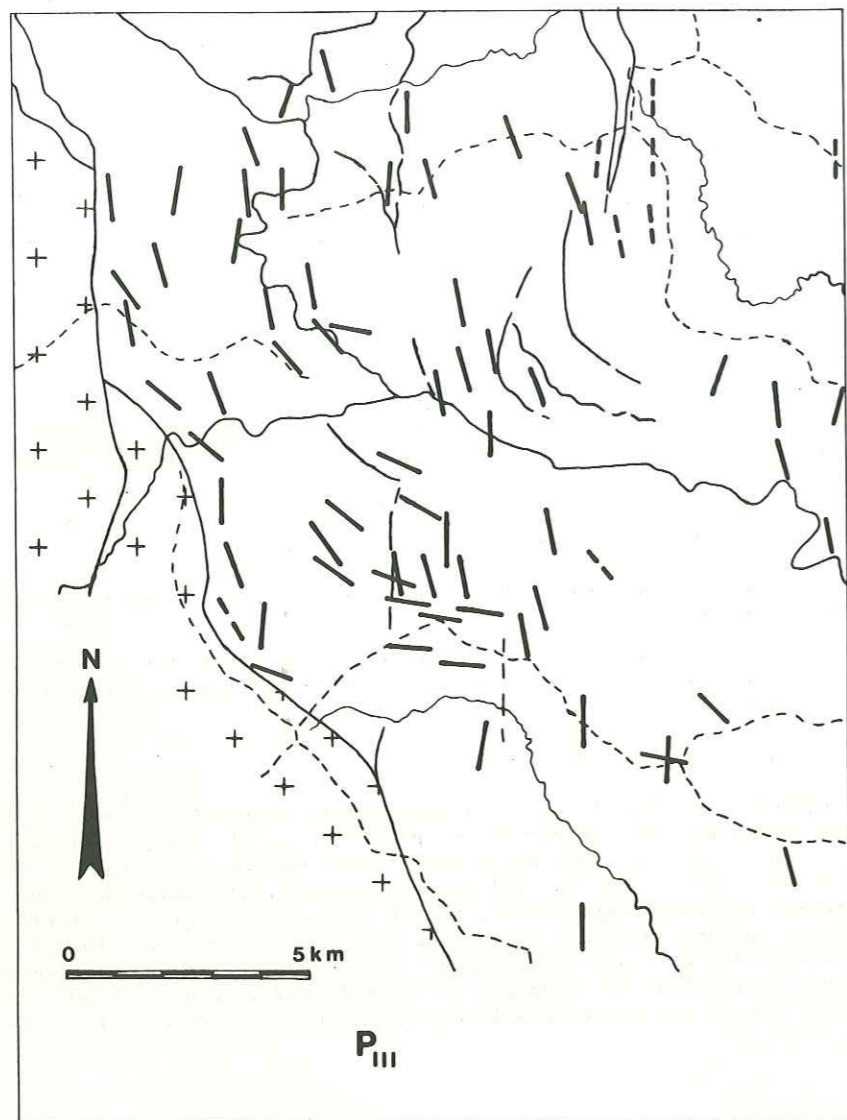


Fig. 109 - Directions des plis III

Le même symbole est utilisé pour les plis III_A E-W et pour les plis III_B N-S.

Virgation d'Altiani

Au NE de la virgation de Vezzani, une autre virgation, autour du massif ophiolitique d'Altiani, est marquée de manière un peu différente. D'une part, les plis III N-S ont, au N et à l'E d'Altiani, un fort plongement vers le S ; mais cela pourrait être dû à un pendage des dalles acquis lors des phases antérieures. D'autre part, la virgation est dessinée avant tout par les chevauchements jalonnés par des lentilles de roches vertes, apparemment associés à la phase III (fig. II h.t.) :

- au N de Focicchia, ces chevauchements sont les mêmes que ceux du flanc E de la synforme du Tavignano ; ils ont une direction N-S, un pendage très fort vers l'W, et une composante en décrochement dextre.

- au niveau d'Altiani, leur direction est NW-SE et leur pendage fort vers le SW.
- au S-W de Piedicorte-di-Gaggio, leur direction est franchement E-W et leur pendage de 40 à 60° vers le S.

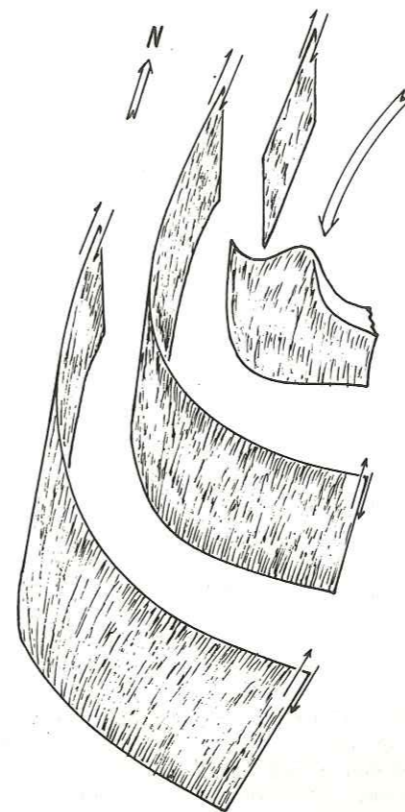


Fig. 110 - Virgation d'Altiani

Schémas des mouvements (décrochements et chevauchements) le long des enveloppes tectoniques concentriques du massif ophiolitique d'Altiani.

Ces chevauchements enveloppent le massif d'Altiani un peu à la manière de pelures d'oignon (fig. 110). La virgation d'Altiani, peut-être également calquée sur des mouvements de socle, est aussi compatible avec un serrage approximativement NNE-SSW à NE-SW.

V - CONCLUSIONS

L'évolution des structures en Corse alpine méridionale est apparemment la même que celle des Alpes cottiennes septentrionales :

- superposition anormale antéschisteuse de grande ampleur (nappe ophiolitique) ;
- plis I couchés de direction peut-être E-W, mais, me semble-t-il, plus probablement N-S ;
- plis II couchés, de direction en moyenne NW-SE au SW de la région étudiée ; leur direction est NE-SW au NE, sans que le raccord entre ces deux familles de plis soit élucidé ;

- structures III composites, agencées suivant une maille décakilométrique, et que l'on peut interpréter comme liées à des mouvements de socle dans le cadre d'un serrage NE-SW.

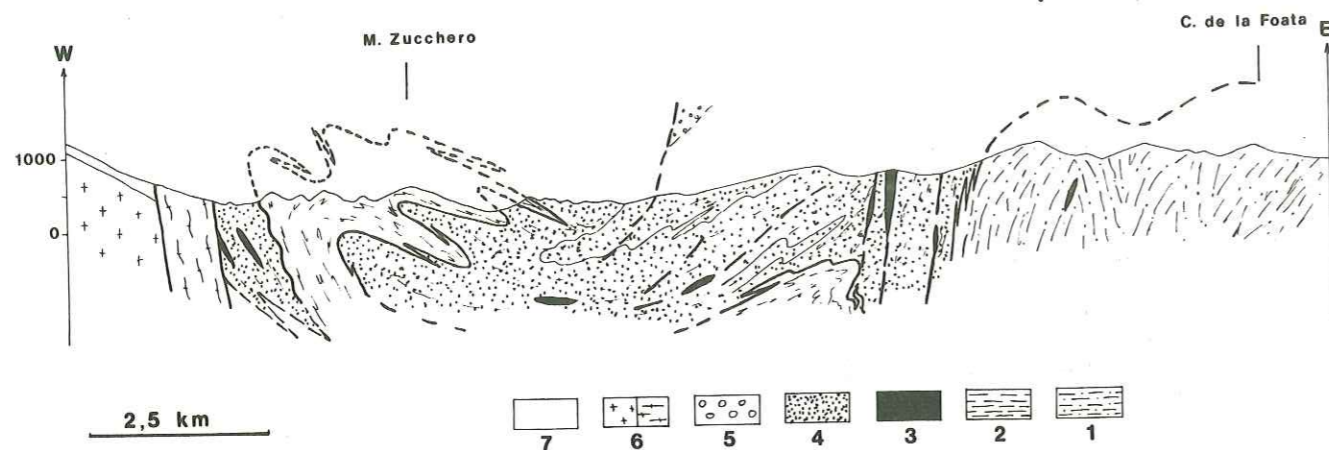


Fig. 111 - Coupe schématique à l'ENE de Venaco

Interprétation de la disposition relative des principaux types de séries.

1 : série de San Servanio ; 2 : série Bagliaccone-Riventosa ; 3 : roches vertes ; 4 : série de l'Inzecca ; 5 : wildflyschs de la Pta San Salvatore ; 6 : socle ; 7 : Eocène du M. Cardo.

A l'échelle de l'ensemble de la région étudiée, les plis majeurs I et II sont responsables des duplicatures visibles aussi bien en carte (fig. II h.t.) qu'en coupe (fig. 111). La phase III semble liée à des voussures décakilométriques et à des fractures ou des zones de fractures. Ces discontinuités pourraient également affecter le socle. Mais les réagencements intimes de la matière (étirements, glissements, ...) liés à la phase III sont beaucoup moins importants dans cette partie de la Corse que dans les Alpes cottiennes septentrionales.

Ces analogies entre Corse et Alpes ne suffisent bien sûr pas à établir des équivalences chronologiques strictes entre les générations de structures de même numéro. On ne dispose pas, au sein des seuls Schistes lustrés du SE de Corte, de données permettant d'établir l'âge des différentes générations de structures. Par comparaison avec les flyschs autochtones de l'extrême S de la Corse alpine (AMAUDRIC du CHAFFAUT, 1973) et avec les écaillés de Corte (AMAUDRIC du CHAFFAUT, 1975), le raisonnement le plus simple que l'on puisse tenir est le suivant (MATTAUER et PROUST, 1975) : les terrains anté-éocènes des écaillés de Corte, ainsi que les Schistes lustrés de la "boutonnière de Piedi-Quarcio" sont plus intensément déformés que l'Eocène qui les surmonte. Certains conglomérats datés de l'Eocène ou réputés de cet âge contiennent des galets mésozoïques déjà déformés (plissés ou schistosés). Ces mêmes conglomérats sont affectés par au moins une phase de plis synschisteux. On doit donc envisager que, dans les Schistes lustrés de Corse alpine méridionale, une première schistosité au moins puisse être anté-éocène, et qu'au moins une schistosité N-S soit post-éocène. Ces conclusions sont compatibles avec celles que l'on a avancé à propos des Alpes cottiennes septentrionales : je considère que la superposition anté-schisteuse initiale et la première phase synschisteuse sont d'âge crétacé supérieur, et que les phases II et III sont finis ou post-éocènes.

Chapitre XVIII

PROBLÈMES LIÉS À QUELQUES MÉCANISMES DE DÉFORMATION

INTRODUCTION

Le résumé présenté au cours des deux chapitres précédents a montré la multiplicité des structures qui apparaissent au cours des "phases" successives de déformation. D'une part les premières structures formées influencent le développement des suivantes. D'autre part les structures précoces sont réorientées ou rejouent lors des déformations ultérieures. Enfin, la différence majeure entre les deux régions étudiées est l'importance plus grande dans les Alpes cottiennes septentrionales qu'en Corse alpine méridionale des "glissements" et des cisaillements liés surtout à la phase III.

Au cours de ce chapitre, on examinera plus attentivement la géométrie de certaines de ces structures ou figures d'interférence. Il faut souligner au préalable le parti pris suivant : l'analyse présentée n'est pas statistique, mais fondée sur le choix d'un nombre restreint d'objets jugés symptomatiques ou exemplaires d'un processus donné. Ce faisant, on attache autant d'importance, si ce n'est plus, à certains cas extrêmes relativement rares mais considérés comme significatifs, et dont l'importance serait minimisée par une analyse mettant en valeur une moyenne. Par exemple, dans un secteur où plusieurs schistosités sont pratiquement confondues, ce sont les figures "anormales", où l'angle entre les différentes surfaces est exceptionnellement fort, qui permettent de comprendre l'ensemble. Autre exemple : si la dispersion des directions axiales des plis de détail était traitée à l'échelle du versant, il ressortirait un maximum de fréquence, certes intéressant ; mais les valeurs extrêmes des éventails de dispersion sont tout aussi importantes pour comprendre l'origine de cette dispersion.

I - UTILISATION DES ANISOTROPIES PRÉEXISTANTES

Les structures les plus visibles ont été réalisées lors des phases II et III. Elles affectent un matériel déjà déformé, non homogène, si bien que les anisotropies acquises antérieurement influencent les nouvelles structures qui apparaissent.

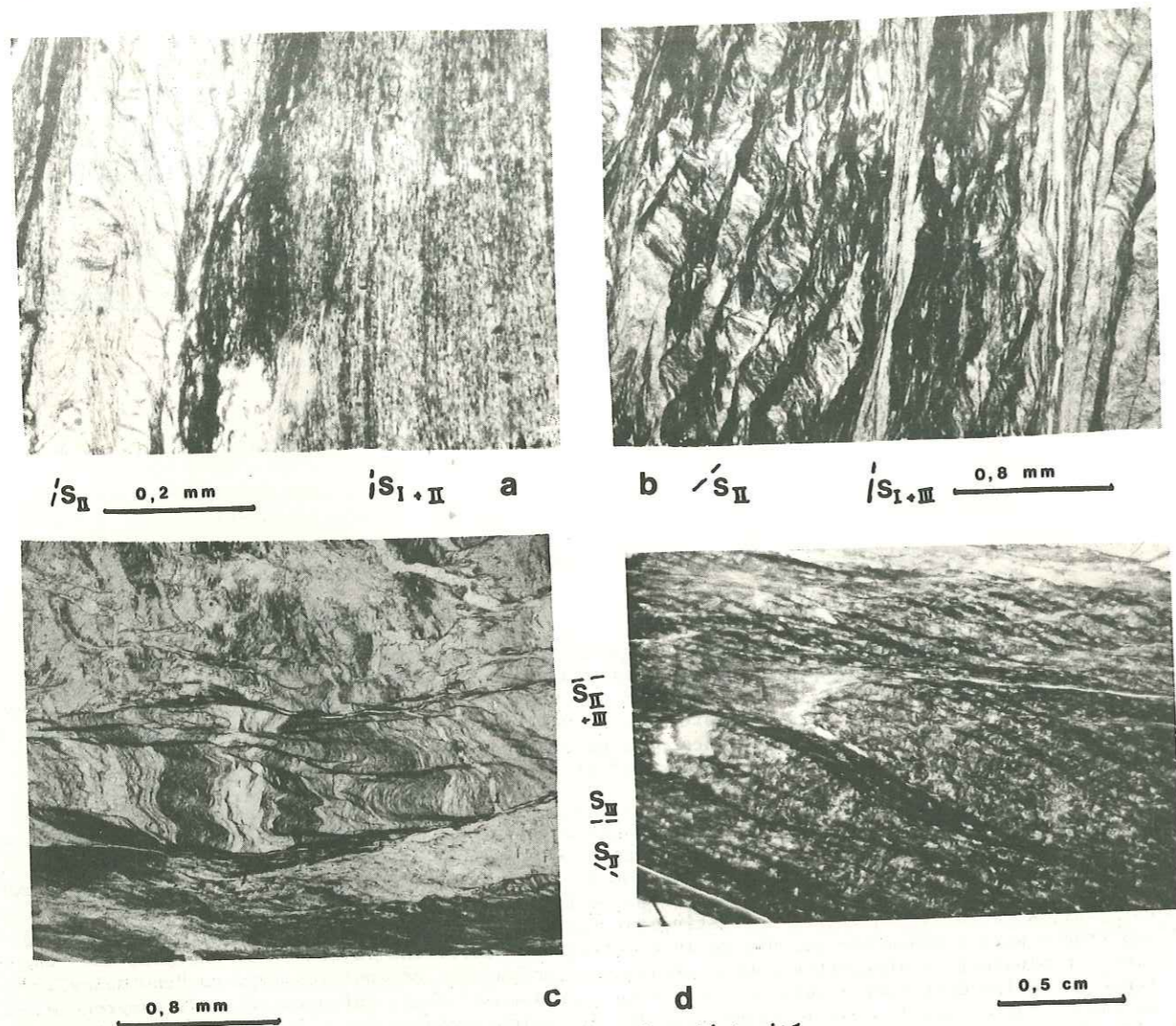


Fig. 112 - Rejeux de schistosités

a) Bande de crénulation II. Lors de la formation de cette crénulation II, il est probable que la foliation I, en dehors des bandes de crénulation sporadiques, rejoue en cisaillement ou en aplatissement, ce qui accentue sa finesse. Calcaires et schistes ; Sestriere Borgata ; lame A 71 9.

b) La crénulation II est recoupée par des bandes de cisaillement III qui se calquent sur l'enveloppe de la foliation I crénulée. Schistes noirs à chloritoïde ; NE Fraitève ; lame A 71 117'.

c) Certaines surfaces de crénulation II sont soulignées par des produits opaques résultant d'une dissolution sous pression. Les surfaces ainsi soulignées, plus espacées que la crénulation II, dessinent en fait une nouvelle schistosité (III) qui, sur l'ensemble de la lame mince, est légèrement oblique sur la schistosité II. Calcaires et schistes ; W du Bric Bouchet ; lame A 75 9a.

d) Un débit amygdalair résulte d'une faible obliquité entre la crénulation II et de nouvelles surfaces de cisaillement prenant cette dernière en écharpe (cf. b ci-dessus ; même lame mince).

1. Utilisation de surfaces

Les premières schistosités apparues sont fréquemment réutilisées par la suite.

- La réutilisation de la *foliation I* lors de la phase II se marque par la finesse de la régularité accentuée de cette foliation, en dehors de bandes disjointes où se développe une crénulation II oblique sur cette foliation (fig. 112a).

- La réutilisation de la *foliation I* lors de la phase III est reconnaissable à la troncature de la schistosité II dans l'enveloppe de ces crénulations, suivant une maille plus ou moins régulière (fig. 112b).

- Lorsque la *crénulation II* est empruntée par la schistosité III, cette dernière souligne certaines des crénulations par des discontinuités mieux marquées, mais plus espacées par la schistosité II (fig. 112c). De plus, certaines obliquités entre les deux familles de surfaces, ainsi que des troncatures, sont souvent visibles (cf. aussi fig. 22). A une autre échelle, la réactivation des surfaces II lors des déformations III est également illustrée par les disharmonies dans la synforme du Tavignano (fig. 107b).

- Il arrive fréquemment que l'obliquité entre les schistosités II et III soit suffisamment forte pour que les deux familles de surfaces soient bien individualisées. Dans ce cas, la schistosité II participe à la création d'un *débit amygdalair* III d'échelle variable (fig. 112 c et d, 31).

2. Utilisation de plis

A l'E de Venaco, où les déformations III sont peu intenses et où les plis II et III sont pratiquement coaxiaux, il semble que les irrégularités dues aux charnières II sont responsables de la *localisation des charnières III* (fig. 113a) : les zones de charnières mineures III se développent préférentiellement là où les charnières II existent, en dépit des différences d'attitude des plans axiaux. L'allure d'ensemble des plis III ainsi formés peut être relativement harmonique. Mais souvent l'irrégularité est accentuée par des disharmonies (fig. 113b) : les charnières III se renflent en "ventres", les bourrages étant facilités par des mouvements combinés dans S_{II} et S_{III} ; c'est probablement également ainsi que prennent naissance de nombreux cisaillements II liés aux déformations III.

Dans les Alpes cottiennes, les déformations III sont plus intenses, et les plis III sont souvent fermés. Les plis II portés par les flancs des plis III ont alors leurs plans axiaux subparallèles à ceux de ces derniers. Une légère obliquité subsiste parfois (fig. 113c), ce qui permet de déceler qu'il s'agit d'une figure d'interférence. Mais dans de nombreux cas, les *enchaînements de plis* doivent être faits à la fois de charnières III et de charnières II "réutilisées" (fig. 113d), la distinction entre les deux générations étant extrêmement délicate.

On doit donc considérer que les premières structures formées (schistosités, plis), non seulement peuvent *rejouer* lors des déformations successives, mais également peuvent *guider* dans une certaine mesure le développement des nouvelles structures. Par exemple si l'écart angulaire entre la schistosité II déjà formée et la schistosité III qui pourrait apparaître est localement trop faible, cette dernière ne s'individualise pas sous forme d'une nouvelle famille de surfaces obliques, mais emprunte la schistosité préexistante. De la même manière, la direction axiale des plis peut être localement influencée par la direction axiale des plis antérieurs.

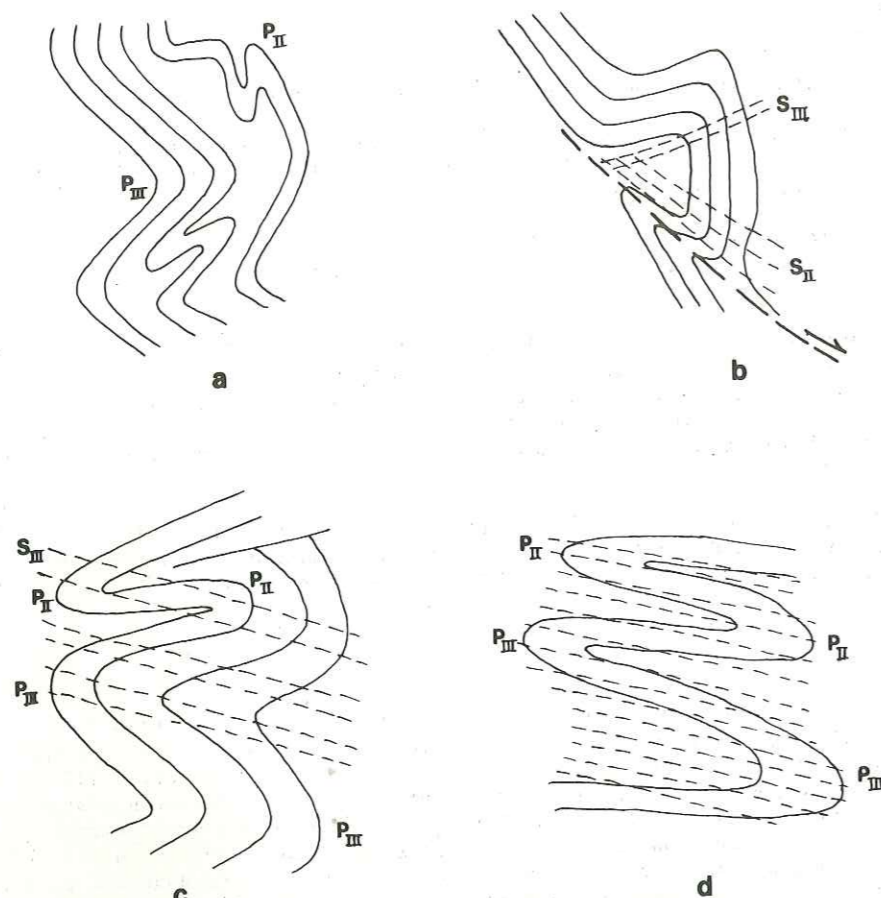


Fig. 113 - Utilisation et réactivation de plis

a) Influence des charnières II sur la localisation des charnières III. Série Bagliaccone-Riventosa ; bord du Tavignano au NE de Poggio-di-Venaco.

b) Rejeu cisailant dans le plan axial d'un pli II, combiné avec la formation d'un pli III. D'après le même affleurement que ci-dessus.

c) Plans axiaux des plis III faiblement obliques sur ceux des plis II, ce qui permet de reconnaître deux générations de plis. Calcaires siliceux ; Laux (Val Chisone).

d) Ce que pourrait donner la même superposition si la tendance au parallélisme entre les plans axiaux était plus poussée. Dans un tel cas, il ne serait plus possible d'identifier avec certitude les plis de chaque génération.

II - EVOLUTION DE LA GÉOMÉTRIE DES PLIS

1. Variations de la géométrie des plis

Pour une même génération de plis on constate souvent une variation de la forme et du style des plis mineurs entre des secteurs relativement voisins. C'est le cas par exemple le long de la vallée du Guil, entre Château-Queyras et Aiguilles (CARON, 1974b), ou bien en Corse entre Venaco et Noceta (fig. 108).

- Dans certains cas, les plis III ont une forme en chevrons, ouverts d'environ 70 à 90° ; une linéation antérieure est disposée suivant une hélice (petit cercle en projection stéréographique).

- Dans d'autres cas, les plis sont plus fermés, les charnières sont visiblement épaissies et la schistosité est plus fine ; les figures de reprise de linéations ne se ramènent pas à des cas simples.

- Dans d'autres cas encore, les plis sont subisoclinaux, les charnières épaissies et les flancs souvent cisailés, la schistosité encore plus fine ; une linéation antérieure déformée décrit une courbe plane (un grand cercle en projection stéréographique).

Ces différences de style dépendent de la lithologie, de la position des plis mineurs par rapport aux plis majeurs, et de l'intensité des déformations. On peut pourtant envisager que *les plis des secteurs les plus déformés sont passés par un stade représenté par les plis des secteurs les moins déformés*. En effet, une analyse attentive montre que les figures de reprise de linéations dans les secteurs les plus déformés sont en fait composites. Si l'on multiplie les mesures de linéations autour d'un pli décimétrique (12 à 15 et non plus 5 à 7, avec une précision de l'ordre de 2 à 4°), les diagrammes obtenus sont instructifs (fig. 114).

- On constate tout d'abord que, même en multipliant les mesures, on obtient toujours une bonne approximation d'un petit cercle dans les secteurs les moins déformés (fig. 114a) : l'angle entre l'axe du pli et la linéation reprise varie très peu dans les surfaces tangentes au pli, ce qui témoigne de la genèse du pli par flexion ("flexural slip fold").

- Dans les secteurs où un moins grand nombre de mesures mènerait à une approximation raisonnable d'un grand cercle, on construit en fait une figure composite (fig. 114b), que l'on peut ramener à une portion de petit cercle dans la charnière, et à un grand cercle approché dans les flancs. Cette différence de comportement entre la charnière et les flancs permet d'envisager que le pli de détail considéré résulte de la modification par "glissement" d'un pli tout d'abord né par flexure. Une relique du premier stade de flexure serait préservée dans la charnière, qui aurait résisté lors de l'évolution des mécanismes soit vers une compression-traction ("pure shear") inhomogène soit vers un cisaillement simple ("simple shear") préférentiel des flancs (RAMSAY, 1962, 1967). Il s'agit de plis "avec glissement" plutôt que de plis "par glissement".

- Dans les cas de figures intermédiaires entre les deux précédents (fig. 114c), on peut admettre que, après le stade de flexure, les "glissements" dans les flancs sont peu intenses. Bien que les pôles des linéations déformées s'écartent d'un petit cercle, le réalignement n'est pas suffisant pour que l'on puisse tracer un grand cercle même approximatif.

- Lorsque la linéation d'étirement est subparallèle à l'axe des plis III E-W (fig. 114d), on construit également une portion de petit cercle dans la charnière ; dans les flancs, les pôles des linéations s'écartent du petit cercle initial et tendent à se paralléliser avec l'axe du pli.

2. Mécanismes possibles de l'évolution des plis

Les différences de forme des plis, aussi bien que l'orientation des linéations reprises dans les secteurs les plus déformés, semblent montrer que la géométrie finale des plis de ces derniers secteurs est due à une évolution des mécanismes de déformation. Le plissement a très probablement débuté par flexure et glissements différentiels dans l'enveloppe des plis ("flexural slip fold"). Ensuite, on peut être alors que le processus précédent n'était pas encore achevé, la schistosité III s'est développée et les plis ont été exagérés par l'un ou l'autre des mécanismes suivants (ou par les deux à la fois) : compression-traction progressive ("progressive pure shear"), ou cisaillement progressif ("progressive simple shear"). La distinction entre ces deux derniers mécanismes par l'étude de la forme finale des objets déformés est en général très délicate (HOBBS *et al.*, 1976), surtout que les deux peuvent se combiner. En particulier, les différences de répartition entre des linéations déformées, soit par flexion puis compression-traction, soit par flexion puis cisaillement, sont trop faibles, dès que les déformations sont suffisamment intenses, pour que la précision des mesures permette de trancher (RAMSAY, 1967).

Il semble pourtant que certains au moins des profils de plis II et III décrits par les figures 79, 85, 101 et 105 soient suffisamment proches des diagrammes théoriques (RAMSAY, 1962, 1967) pour

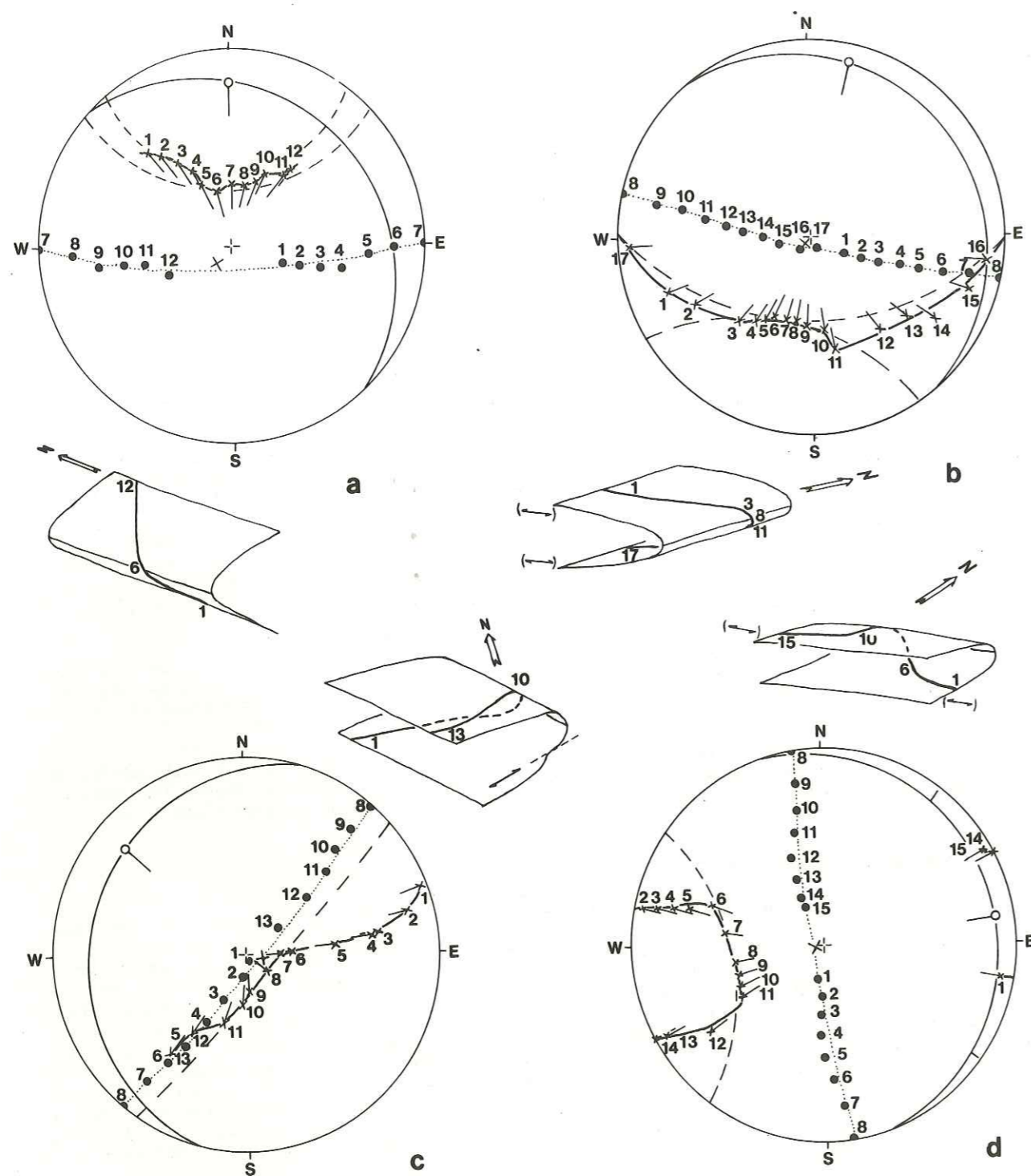


Fig. 114 - Déformation de linéations

que l'on admette qu'un aplatissement d'au moins 20 % ait affecté ces plis. Mais un tel aplatissement est inhomogène, puisqu'il n'affecte pas de la même manière les flancs et les charnières des plis.

D'autre part, on s'attendrait à ce que l'aplatissement, s'il agissait seul, affecte les plis de manière symétrique et graduée. Or la tendance à la réorientation des linéations est souvent mieux marquée dans un flanc que dans l'autre. De plus, cette tendance est en général irrégulière dans les plis relativement peu déformés : très faible dans les charnières, elle est souvent maximale pour un angle d'environ 30 à 40° entre le plan axial et la surface plissée, puis diminue de nouveau pour des angles plus faibles (fig. 114c). Ceci est compatible avec le rôle de zones de cisaillement plus ou moins discontinues. D'ailleurs, les surfaces de schistosité peuvent évidemment être le siège de tels cisaillements. Il faut enfin remarquer que si, comme il est probable, les cisaillements jouent effectivement un rôle dans l'évolution des plis, leurs sens tendent à se compenser sur les deux flancs dans certains cas (fig. 114b), et se cumulent dans d'autres (fig. 114d).

3. Conséquences pratiques

La reconnaissance des mécanismes possibles de l'évolution des plis entraîne quelques conséquences.

- Tout d'abord, il faut insister sur la nécessité d'effectuer des mesures sur des plis mineurs séparés, et non pas de cumuler les mesures faites sur différents plis d'un secteur même restreint. Il est souvent plus profitable de prendre soigneusement le plus grand nombre possible de mesures autour d'un seul pli de détail que de prendre quelques mesures sur différents plis.

- D'autre part, on peut reconstruire avec plus ou moins de précision la direction initiale des linéations déformées : il faut pour cela "dérouler" sur un petit cercle la linéation à partir de son orientation dans un plan perpendiculaire au plan axial du pli. Il ne s'agit toutefois que d'une approximation, car la charnière du pli a pu être globalement tournée autour d'un axe perpendiculaire à son plan axial, et car des cisaillements différentiels ont pu faire que la charnière actuelle ne corresponde pas à la charnière après le stade de flexion. Mais cette approximation semble fondée dans la mesure où des directions initiales construites à partir de plis différents d'un même affleurement sont voisines.

- a) Les pôles de la linéation déformée (croix) ne s'écartent pas notablement d'un petit cercle régi par l'axe du pli (cercle creux) : pli par flexion. Calcaires ; N de Château-Queyras.
- b) Les pôles de la linéation déformée se disposent sur une portion de petit cercle dans la zone de charnière. Ils tendent à se placer sur un grand cercle dans les flancs, ce qui permettrait de construire une "direction de glissement" si l'on disposait d'un moins grand nombre de mesures. Les flèches entre parenthèses, sur le schéma de pli, indiquent les sens de cisaillement qu'il faudrait retenir si l'évolution de ce pli était bien due à un mécanisme de cisaillement. Calcaires et schistes ; Ville-Vieille.
- c) Les pôles des linéations déformées se disposent sur un petit cercle dans la zone de charnière, mais s'en écartent nettement dans les flancs. L'écart n'atteint pas la même valeur dans les deux flancs, et il n'est pas régulier dans le flanc inférieur (écart maximum pour les positions 3 et 4). Ceci est compatible avec un cisaillement préférentiel dans l'un des flancs. Calcaires et schistes ; NW M. Fraitève.
- d) Dans le cas de plis III E-W, les pôles des linéations déformées se disposent encore sur un petit cercle dans la zone de charnière, mais elles tendent à se paralléliser avec l'axe du pli dans les flancs. Si des cisaillements rendaient compte de cette évolution, ils se cumuleraient sur les deux flancs du pli. Calcaires et schistes ; Valle Argentiera.

III - EVENTAILS DE DISPERSION

1. Causes de dispersion des directions axiales des plis mineurs

Nous avons vu à plusieurs reprises qu'un caractère de la phase III était la grande dispersion des directions axiales des plis mineurs sur une surface d'affleurement même restreinte, les plans axiaux des différents plis restant subparallèles entre eux et avec la schistosité (fig. 115). Compte tenu du style des plis II et III, cette dispersion affecte à la fois des directions axiales des deux générations, sans que l'on puisse en général décider si telle charnière considérée est un pli II, un pli III, ou un pli II réactivé lors de la phase III ("pli II + III"). Les causes possibles de cette dispersion sont variées (fig. 116).

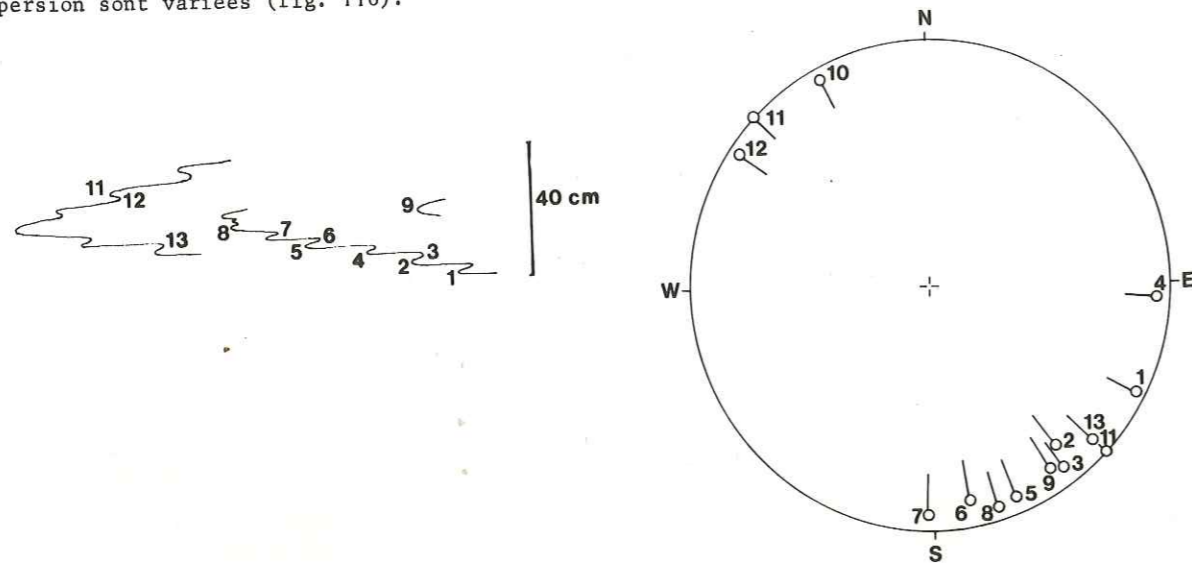


Fig. 115 - Dispersion de plis mineurs

Plis postérieurs à la foliation I (plis II, plis III et plis "II + III") sur moins d'1 m² d'affleurement. Calcaires et schistes ; E de Ville-Vieille.

a) "Plis d'entraînement" dans un couple cisailant (fig. 116a)

Lors de la traction produite sur une couche soumise à un couple cisailant, il peut se former des plis appelés "plis d'entraînement". Il semble que de tels plis, où la flexion joue un rôle prépondérant, naissent avec des directions axiales très variables sur la direction de cisaillement (HANSEN, 1967 ; HANSEN et SCOTT, 1969). La dispersion des directions axiales des plis est originelle (dès la naissance des plis), et elle serait due à des hétérogénéités dans la couche déformée. D'autre part, les plans axiaux de ces plis ne sont pas réglés ; cette différence avec les cas de figure qui nous occupent s'atténuerait beaucoup si un aplatissement même relativement faible affectait ensuite les "plis d'entraînement".

b) Etirement

Des plis de direction variable peuvent traduire l'étirement de la matière lors d'une déformation soit par cisaillement, soit par distorsion. Plusieurs modèles ont été proposés.

- Lors d'une distorsion isovolumétrique en *constriction* (ellipsoïde des déformations finies de forme oblongue), l'allongement suivant X (grand axe de l'ellipsoïde) est compensé par un raccourcissement à la fois suivant Z (petit axe) et Y (axe intermédiaire). Dans la mesure où Z est, en première approximation, perpendiculaire au plan axial des plis, et où Y est subparallèle à leur direction axiale moyenne, la courbure des axes et la dispersion qui s'ensuit peuvent traduire la composante en

raccourcissement suivant Y (fig. 116b). Il ne s'agit là, somme toute, que d'une variante au "double plissement" prédit par FLINN (1962) pour une déformation finie en constriction.

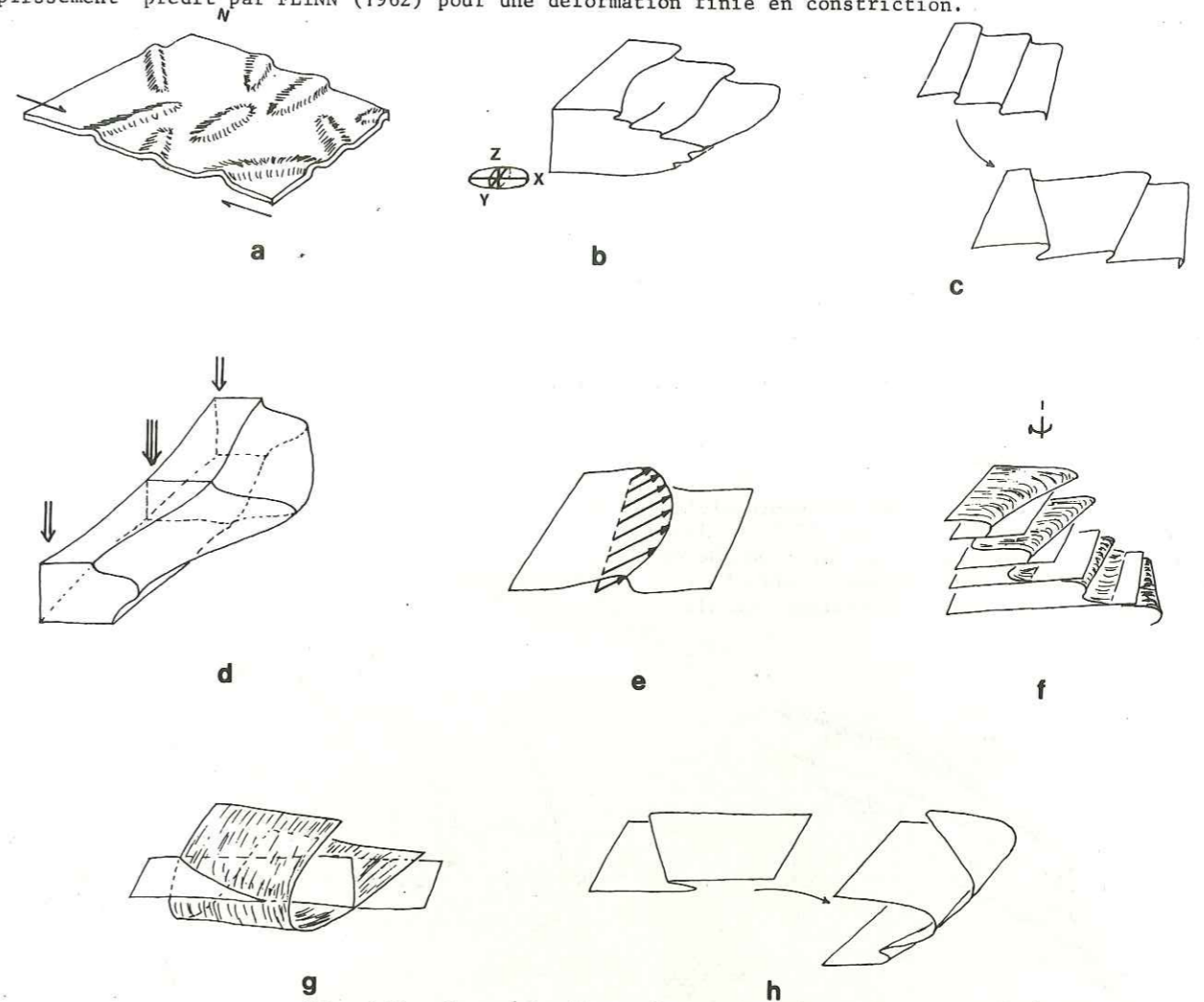


Fig. 116 - Causes de dispersion des plis mineurs

Commentaire dans le texte.

- Si, dans un premier stade, des plis naissent avec une légère *dispersion aléatoire initiale*, un étirement ultérieur subperpendiculaire à l'axe des plis initiaux, qui tend à réorienter les axes de plis comme des marqueurs passifs vers la direction d'étirement (FLINN, 1962), peut accentuer la légère dispersion initiale (fig. 116d) (SANDERSON, 1973). On arrive à un résultat comparable si les plis naissent non pas simultanément, mais successivement, soit au cours d'une déformation en constriction (BORRADAILE, 1972), soit au cours d'un cisaillement progressif (ESCHER et WATTERSON, 1974) : les plis formés au début sont plus réorientés que ceux qui sont formés ensuite.

- Un *aplatissement* à taux variable est responsable de la genèse de plis à axe courbe (fig. 116d) (RAMSAY, 1962). Ce taux d'aplatissement variable se traduit par des profils différents d'un même pli.

- Si la déformation peut être ramenée à un flux laminaire parallèle au plan axial des plis (plan XY), avec un gradient de vitesse perpendiculaire à ce plan, un *gradient de vitesse latéral* suivant Y forme des plis à axe courbe (fig. 116e) (HANSEN, 1967).

c) Cisaillement rotationnel (fig. 116f)

Une fois les plis formés, des surfaces de cisaillement subparallèles aux plans axiaux, discontinues à l'échelle des plis, peuvent se développer. Si le cisaillement comporte une composante en rotation autour d'un axe perpendiculaire aux surfaces le long desquelles il s'effectue, les axes des plis contenus dans deux paquets distincts tournent les uns par rapport aux autres. La dispersion obtenue peut être comparable à celle qui est observée ici (JEANNETTE, 1972).

d) Plissement d'une surface non plane

Si le marqueur que constitue une surface plissée était déjà déformé avant le plissement (superposition de deux phases), l'attitude des nouveaux plis dépend de l'orientation des surfaces avant le deuxième plissement (TURNER et WEISS, 1963 ; RAMSAY, 1967). En particulier si les plis de deuxième phase sont engendrés par cisaillement, les axes de ces plis correspondent à l'intersection d'une surface déjà plissée par une famille de nouveaux plans ("plans de glissement") subparallèles entre eux (fig. 116g). Les axes des nouveaux plis sont donc dispersés dans un plan.

e) Plis enroulés

Toujours dans le cas de la superposition de deux générations de plis, les premiers plis sont déformés par les seconds (fig. 116h). Si les deux générations de plis sont de dimensions et de style comparables, on ne fait la distinction que dans les cas de reprise évidente. Une compression ultérieure, ou bien un cisaillement, contribuent à paralléliser les surfaces axiales des deux familles de plis et à étaler leurs directions axiales.

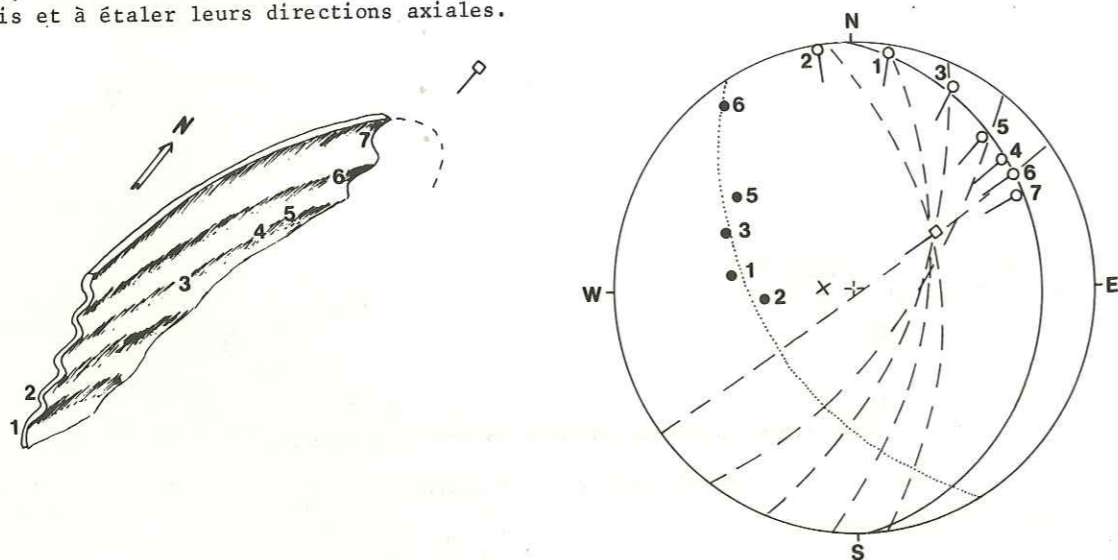


Fig. 117 - Dispersion de plis III métriques déformant une surface déjà plissée par un pli II décimétrique

Calcaires siliceux en dalles ; E de la bergerie de Valloncrò (haut Val Germanasca).

2. Importance de différentes causes de dispersion dans les régions étudiées

Il est clair que, les structures étant polyphasées dans les deux régions étudiées, les deux dernières causes de dispersion évoquées (fig. 116 g et h) doivent jouer un rôle important. Nous avons déjà signalé, dans le secteur de la Punta Muracinto, l'influence de l'ouverture des plis II sur le plongement axial des plis III_B (fig. 37d). Cette influence est également décelable dans les Alpes cottiennes, lorsque par exemple les flancs d'un pli II décimétrique sont replissés par des plis III décimétriques (fig. 117). A l'échelle de plis II et III mineurs de même dimension, une cause essentielle de dispersion est probablement l'enroulement des plis II par les plis III, puis l'étalement des directions axiales par étirement (fig. 118) (CARON, 1974b). C'est notamment ce qui res-

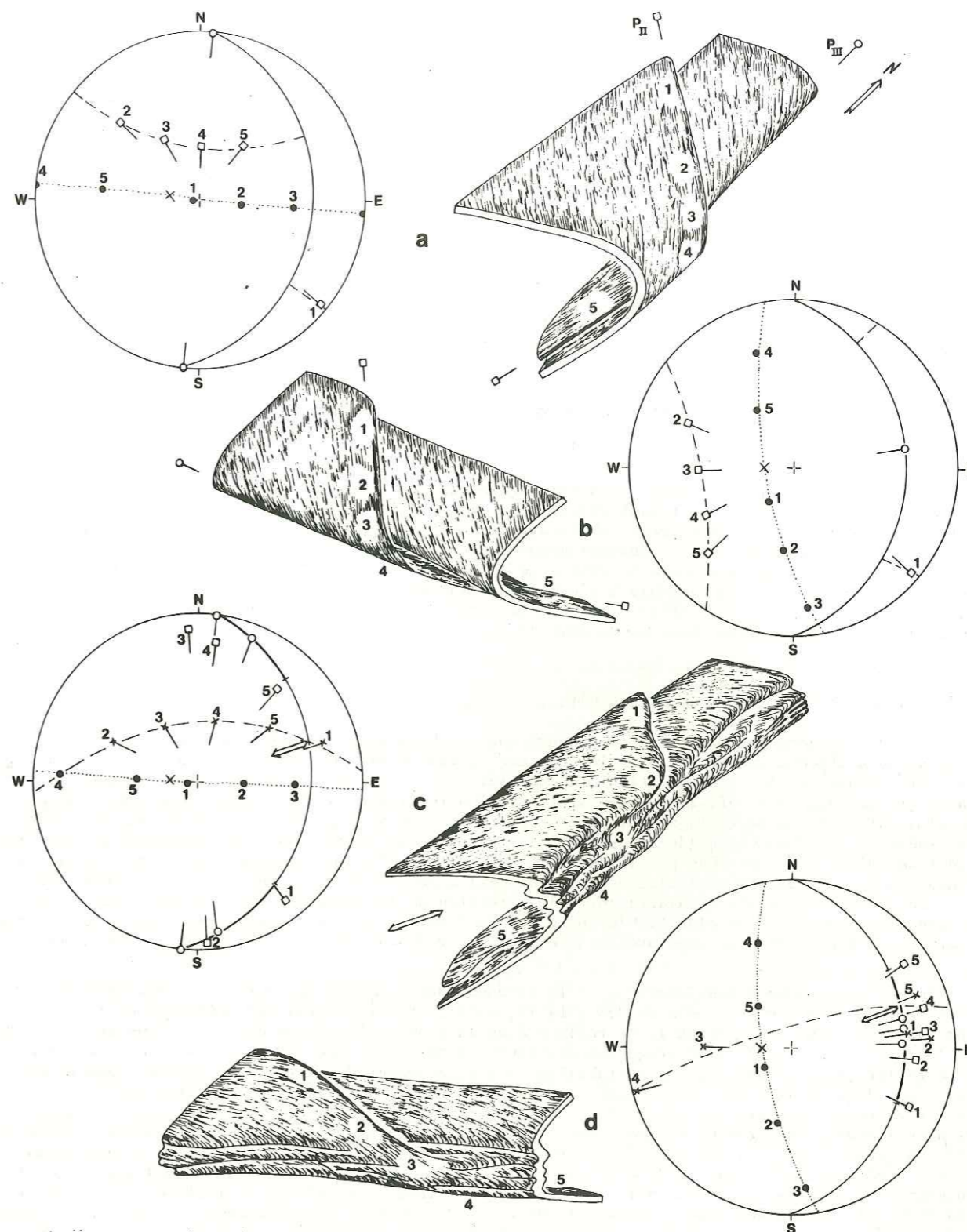


Fig. 118 - Genèse des éventails de dispersion dans les régions étudiées (d'après CARON, 1974b)

Schémas et stéréogrammes semi-théoriques construits à partir de cas réels.

a : pli III N-S par flexion enroulant des plis II NW-SE ; b : pli III E-W ; c : évolution de a après étirement ; d : évolution de b.

sort de la correspondance entre les deux types d'éventails de dispersion et les deux directions de plis III majeurs (chap. XVI). L'étirement peut être réalisé par une déformation dont le mécanisme reste à préciser (aplatissement progressif, constriction progressive, ou cisaillement progressif). Il est en tout cas certain que des cisaillements rotationnels discontinus (cause "c", fig. 116f) accentuent ensuite légèrement les dispersions. On observe en effet de telles surfaces de cisaillement sur lesquelles les stries sont courbes. De plus, ces surfaces séparent des paquets dont non seulement les directions axiales de plis, mais aussi (dans une bien moindre mesure) les directions d'étirement, sont différentes. Lorsque de telles rotations autour d'un axe subperpendiculaire au plan axial des plis ont été observées, les paquets les plus élevés et les plus septentrionaux tournaient en général dans un sens horaire par rapport aux paquets les plus bas et les plus méridionaux.

IV - COMBINAISON DE MÉCANISMES À DIFFÉRENTES ÉCHELLES

Les corps tectoniques analysés résultent non seulement de la succession de différentes "phases" de déformation à caractères différents, mais, pour chaque phase, de la combinaison de structures d'échelles différentes. Aux différentes échelles, la part d'héritage et de réutilisation de structures antérieures et la part due aux caractères propres des nouvelles déformations ne sont pas nécessairement les mêmes. L'image observée à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement n'est donc pas forcément immédiatement transposable à l'échelle de la région, et une explication d'ensemble de la région doit tenir compte de l'effet combiné de structures différentes. La phase III dans les Alpes cottiennes fournit quelques exemples de combinaison de structures.

1. Réorientation des linéations et des plis

Lors de la phase III, les plis II mineurs sont d'abord enroulés autour de plis III nés par flexion, puis affectés comme les plis III par des "glissements" qui accentuent la dispersion de leurs directions axiales. La linéation minérale qui existait en fin de phase II a également été enroulée par les plis III naissants. Mais l'étirement a réorienté ces linéations beaucoup mieux que les plis, si bien que le réaligement de celles-là est souvent très bon dans les flancs des plis. Ces linéations réorientées tendent à se paralléliser avec la "direction de glissement", et avec les linéations d'étirement portées par la nouvelle schistosité III. On remarque d'ailleurs que la réorientation des linéations minérales est souvent meilleure sur un flanc que sur l'autre d'un même pli : sur celui où l'écart angulaire entre la direction de la linéation enroulée et la nouvelle direction d'étirement est le plus faible. De plus, ce flanc du pli est en général mieux développé que l'autre, qui tend à être recoupé préférentiellement par des surfaces de cisaillement discontinues.

On est donc amené à considérer les plis II comme des *marqueurs passifs* de la déformation III. Celle-ci tend à réorienter les axes des plis II, mais la réorientation est suffisamment imparfaite pour que l'héritage de la phase II se reflète dans la grande dispersion des directions axiales. Pour les linéations minérales, l'héritage des structures antérieures peut également être encore notable : il se reflète par exemple dans la variabilité de l'allongement des lawsonites imparfaitement réorientées (fig. 88), ou bien dans la disposition des pôles de linéations sur une portion de petit cercle dans la charnière des plis de détail (fig. 114). Mais la *linéation minérale* portée par les flancs des plis mineurs constitue un *marqueur actif* de la déformation III, dans la mesure où les recristallisations orientées et les cristallisations en zone abritée sont sous la dépendance directe d'un certain stade de la progression de cette déformation. On ne peut d'ailleurs s'attendre à ce que l'allongement des minéraux néoformés soit strictement parallèle au grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie III que si les stades successifs de cette déformation sont coaxiaux ; sinon, cet allongement dépend de la direction de l'extension au moment précis où se forme le minéral, et de la réorientation de celui-ci lors des stades ultérieurs de la déformation.

La linéation minérale (linéation d'étirement) sur les flancs des plis III est donc, comme en témoigne son bon réglage, un élément structural III où la part de la nouvelle déformation l'emporte

sur la part de l'héritage. Elle tend ainsi à indiquer, avec une assez bonne approximation, l'orientation du grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie de phase III.

2. Étirement et cisaillement

a) Complémentarité

Après le plissement III, l'évolution des déformations peut se traduire de deux manières différentes, à l'échelle de l'affleurement.

- Ou bien l'étirement, qui peut résulter soit d'une compression-traction progressive soit d'un cisaillement progressif, est suffisamment intime pour qu'on le considère comme une déformation continue, bien qu'hétérogène. Il a pour effets l'aplatissement au moins apparent des plis, la tendance au quasi parallélisme des diverses familles de surfaces, l'accentuation de la schistosité, la dispersion des axes de plis, et la réorientation des linéations vers une direction privilégiée.

- Ou bien des "paquets", où les plis sont encore bien visibles, sont séparés par des surfaces ou des zones de cisaillement discontinues. Il peut s'agir de surfaces nettes (chevauchements), ou bien de zones sporadiques à l'intérieur desquelles la déformation peut être ramenée à un cisaillement localement continu.

Lorsque les surfaces ou zones de cisaillement ont un espacement du même ordre de grandeur que la demi-longueur d'onde des plis mineurs, certains effets sont comparables à ceux d'une déformation continue : dilacération des flancs et isolement des charnières donnant une image en "aplatissement" ; réalisation d'un débit privilégié dans la mesure où les surfaces de cisaillement sont subparallèles aux plans axiaux des plis ; étalement des directions axiales de plis sous l'effet de cisaillements rotationnels ; matérialisation sous forme de stries d'une direction privilégiée.

D'autre part, une certaine complémentarité entre les étirements continus et les surfaces ou les zones de cisaillements est observable. A l'échelle d'un pli mineur, la matérialisation d'une direction privilégiée est réalisée par la réorientation des linéations minérales dans le flanc où l'angle entre la linéation "enroulée" et la direction d'étirement est le plus faible. Dans l'autre flanc, où la réorientation devrait être plus importante, il se développe souvent une surface de cisaillement sur laquelle les stries sont subparallèles à la direction d'étirement. A l'échelle du versant, l'alternance de paquets plissés et étirés et de paquets cisailés dépend en général de l'agencement des plis hectométriques : lorsque les schistosités II et III sont subparallèles, l'étirement continu prédomine et les plis de détail sont encore bien visibles ; dans les flancs où l'obliquité entre les schistosités II et III est plus grande, le rejeu cisailant de ces surfaces amène une cataclase et l'oblitération des plis.

b) Cumul ou compensation ?

Un problème important concerne l'effet global, à l'échelle de la région, de la combinaison de ces deux types de déformation (continue et discontinue, à l'échelle de l'affleurement) : ou bien ceux-ci conduisent à des déplacements de même sens, et donc se cumulent ; ou bien les déplacements sont de sens opposé, et tendent à se compenser.

Les cisaillements discontinus correspondent à des chevauchements vers l'E ("rétrocharriages"). Envisager qu'ils se cumulent avec les déformations continues revient à dire que ceux-là ne sont que l'exagération d'une déformation ramenée à un cisaillement continu et homogène ("simple shear") à l'échelle de la région. On obtiendrait donc un modèle (fig. 119) où, à la manière de celui proposé par ESCHER et WATTERSON (1974) au Groenland occidental, une déformation III par cisaillement progressif mènerait à un raccourcissement E-W important, et à un étirement intime de la matière également E-W.

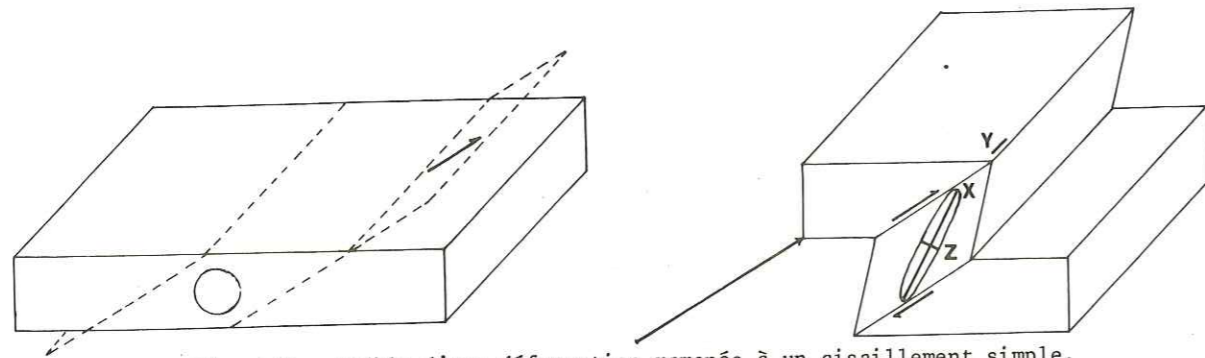


Fig. 119 - Modèle d'une déformation ramenée à un cisaillement simple, homogène et continu, nécessitant un raccourcissement important de la tranche de matière envisagée

Au contraire, s'il y a tendance à la compensation entre les déformations continues et les chevauchements discontinus, l'image à l'échelle de la région est comparable à celle d'un plissement où les déplacements tendent à s'annuler entre les flancs successifs (fig. 120). Dans ce cas une déformation très marquée, se manifestant notamment par une direction d'étirement bien réglée, n'est pas nécessairement l'indice d'un raccourcissement important (RAMSAY, 1969).

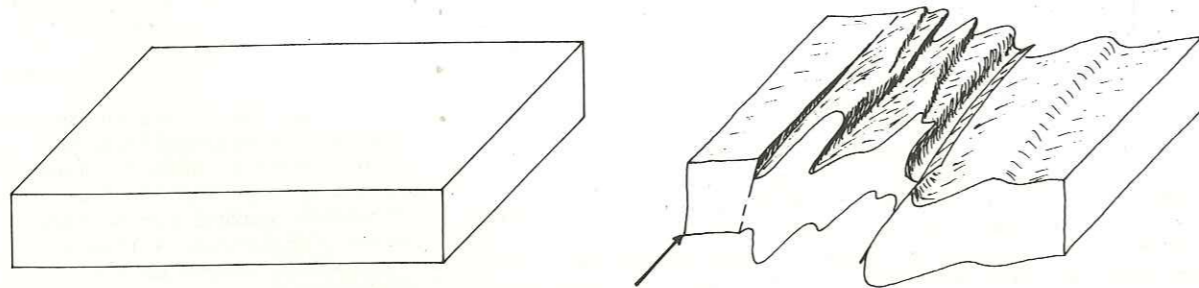


Fig. 120 - Modèle d'une déformation hétérogène, ne nécessitant pas un raccourcissement très important de la tranche de matière (un raccourcissement plus important à un niveau structural plus profond pourrait induire cette déformation ; voir aussi la figure 131)

Un indice en faveur de la compensation, plutôt que du cumul, des déformations III continues et discontinues à l'échelle de la région alpine étudiée est le suivant : on a déjà signalé les deux modes de reprise des linéations d'étirement autour des plis III E-W. Dans l'un des cas (fig. 114d), les étirements se cumulent entre les deux flancs d'un même pli mineur, mais peuvent tendre à compenser l'effet d'un chevauchement vers l'E voisin. La compensation se ferait donc ici entre la déformation continue et le chevauchement, et non plus par déformation continue à l'échelle du pli mineur, comme dans le cas de la figure 114b.

3. Etirement, chevauchements et décrochements

On a vu à l'occasion du chapitre XVI que, lors de la "phase IV", étaient soulignées les limites WNW-ESE et NE-SW d'une mosaïque de panneaux. Ces limites ont fonctionné jusque très récemment en décrochements, flexures ou chevauchements. Il semble qu'elles aient également constitué des traits structuraux majeurs lors de la phase III (CARON, 1974b). D'une part elles étaient déjà individualisées lors de la naissance des plis III N-S et E-W, puisqu'elles séparent des blocs où les directions de ces plis sont cohérentes. D'autre part, elles fonctionnaient probablement lors de l'évolution des déformations III vers des étirements et des chevauchements. En effet, elles ne perturbent pratiquement pas l'agencement des directions d'étirement ; le long de ces zones, les étirements et les che-

vauchements sont peu développés, comme s'il y avait une complémentarité entre des mouvements tangentiels dans la masse des blocs et des mouvements de décrochement aux limites de blocs. De plus, les limites de blocs sont des décrochements lorsqu'ils sont subparallèles aux directions de glissement, et sont des surfaces de chevauchement lorsque leur direction est nettement oblique sur les directions de glissement (fig. 91).

On peut donc envisager qu'il y ait eu, lors de la phase III, combinaison entre des étirements, des chevauchements et des décrochements.

V - CONCLUSIONS

Les structures analysées reflètent un effet global des déformations successives. D'une part, les structures d'une phase donnée ne reflètent pas seulement la déformation finie liée à cette phase, mais elles dépendent également des anisotropies antérieures et des stades successifs de la nouvelle déformation. D'autre part, des structures apparemment successives à l'échelle de l'affleurement sont complémentaires à l'échelle de la région. C'est le cas notamment des plis, étirements, chevauchements et décrochements au cours de la phase III. Il est ainsi, me semble-t-il, impossible de définir ici une échelle à laquelle la déformation III soit homogène, et on doit, pour une interprétation régionale, tenir compte de la combinaison des différentes structures.

Il est également très important de connaître la progression des déformations. Il faut pour cela rechercher les objets témoins de certains stades de déformation, si possible indépendants des stades antérieurs et épargnés par les stades suivants. A l'échelle du décimètre, c'est le cas par exemple dans une certaine mesure des charnières de plis, où l'on a un témoin de la naissance des plis III par flexion avant leur évolution ultérieure par "glissement". A l'échelle de la fraction de millimètre, les minéraux de métamorphisme constituent également de bons marqueurs de la progression des déformations, ce que nous évoquerons après avoir répertorié les principaux minéraux de métamorphisme.

Chapitre XIX

RÉPARTITION CARTOGRAPHIQUE DE QUELQUES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME

INTRODUCTION

Les quelques cartes présentées dans ce chapitre permettent d'esquisser la répartition géographique des principaux minéraux de métamorphisme dans les régions étudiées, en distinguant quelques grands groupes de roches : diabases et prasinites, euphotides, calcschistes, micaschistes, dans les Alpes cottiennes septentrionales ; diabases et basaltes, euphotides, en Corse alpine méridionale. Les différents minéraux ont été déterminés optiquement en lame mince, et il ne s'agit pas d'une étude minéralogique ou pétrographique du métamorphisme alpin. La comparaison des différentes cartes soulève toutefois quelques problèmes.

I - ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES

On complète dans cette région des Alpes les cartes de répartition de minéraux dessinées notamment par BEARTH (1962), BOCQUET (1971, 1974), CHATTERJEE (1971) et SALIOT (1973).

1. Diabases et prasinites (fig. 121)

L'albite, la chlorite, une épidote monoclinique ferrifère, et en général le quartz, sont présents dans la plupart des roches vertes à grain fin de cette région.

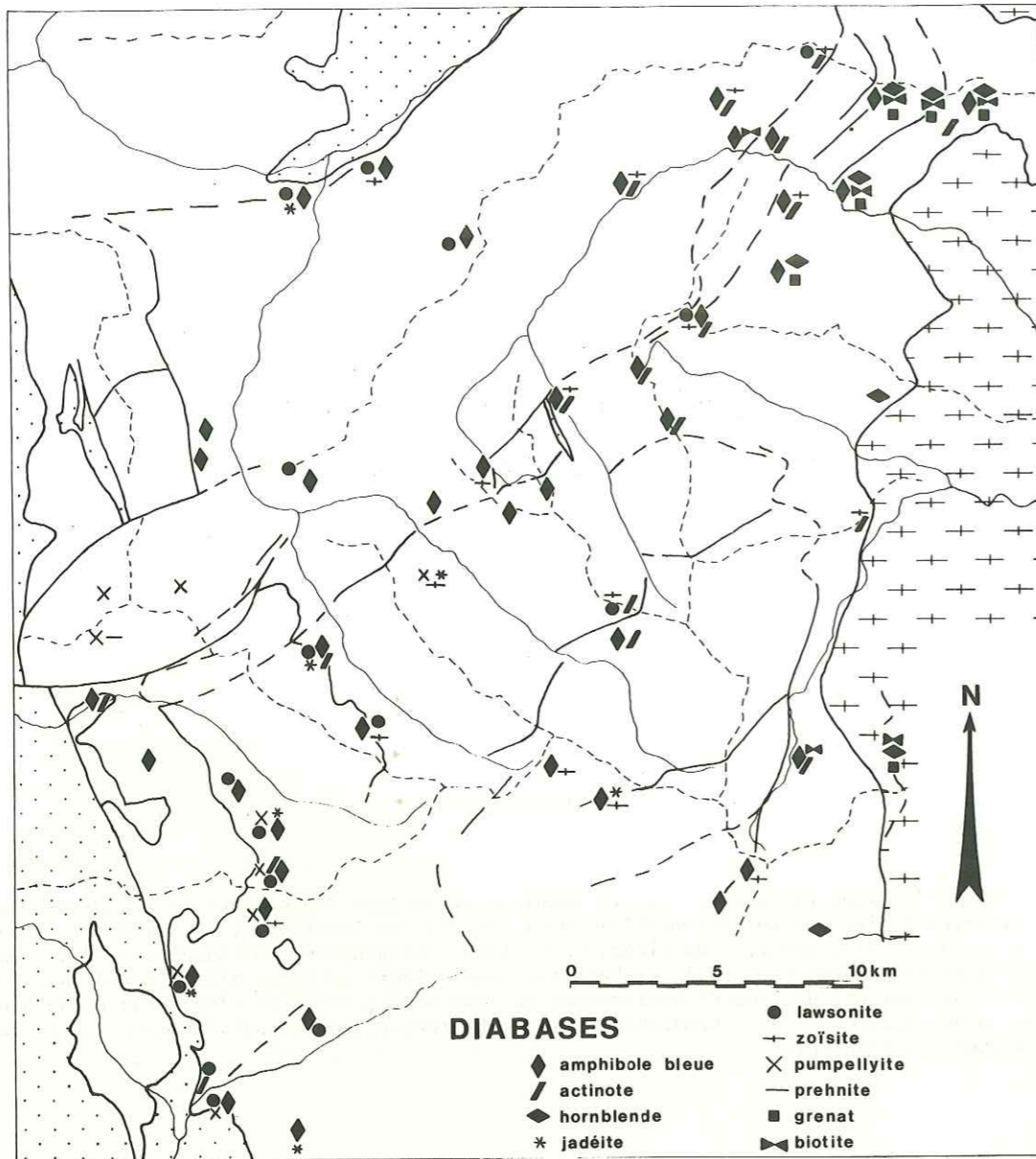
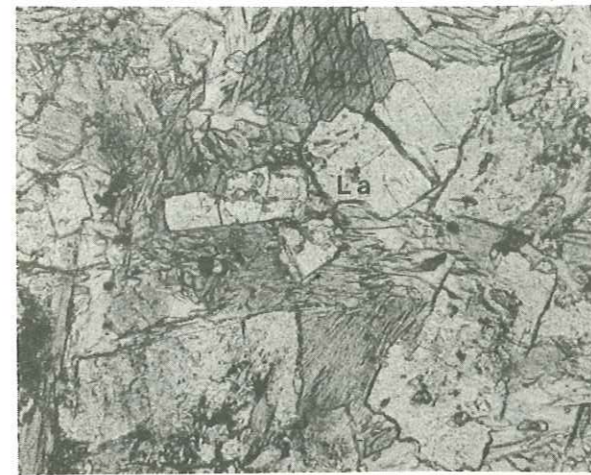


Fig. 121 - Répartition des quelques minéraux de métamorphisme dans les diorites et les prasinites des Alpes cottiennes septentrionales

A l'W, dans le massif du Chenaillet, la prehnite et la pumpellyite se développent aux dépens du plagioclase magmatique, ainsi que dans les fentes. L'amphibole est une actinote. La lawsonite est très rare.

Plus à l'E, dans une bande s'étendant de la pointe S du massif d'Ambin à la région de Château-Queyras et de Ville-Vieille, la lawsonite et une amphibole bleue sont omniprésentes (fig. 122a), souvent accompagnées d'un pyroxène jadéitique. La pumpellyite et une épidote se développent secondairement à partir de la lawsonite, tandis qu'un agrégat de chlorite et d'albite, ou parfois de l'actinote, remplacent incomplètement l'amphibole bleue.



a



b

0,2 mm



c

Fig. 122 - Minéraux de métamorphisme de roches vertes dans les Alpes

a) Lawsonite (La) et amphibole bleue (AB) dans une diorite. W d'Oulx ; lame A 71 31d.

b) Pseudomorphose de lawsonite en zoïsite (Z) ou en pumpellyite (Pu) dans un métagabbro. Col Clapis ; lame A 74 59b.

c) Croissance tardive de lawsonite (La) sur une ancienne lawsonite pseudomorphosée par de la zoïsite (Z) dans un métagabbro. Col Clapis ; lame S 70 17a.

Plus à l'E encore, l'amphibole bleue, toujours présente, est accompagnée de zoïsite. Celle-ci constitue des pseudomorphoses de lawsonite, dont on trouve parfois quelques restes. L'actinote tend encore à remplacer l'amphibole bleue.

Enfin, dans une bande longeant la limite du massif Dora-Maira, se développent une hornblende bleu-vert, un grenat, et de la biotite verte, puis brune. On observe encore parfois des restes d'amphibole bleue au centre des hornblendes, ou bien au coeur d'amas biotitiques, chloriteux et albitiques. L'actinote est tardive.

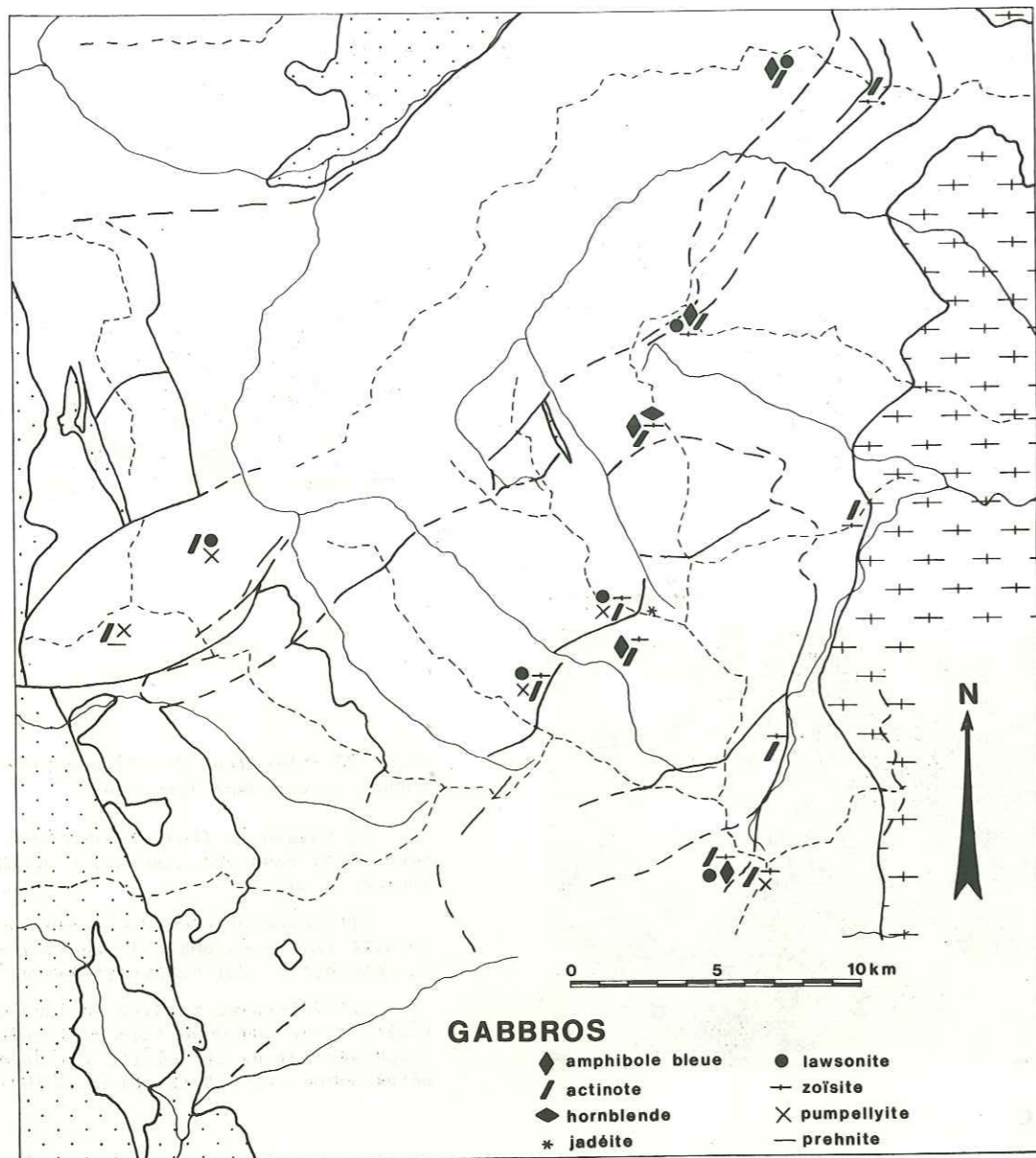


Fig. 123 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les euphotides des Alpes cottiennes septentrionales

2. Euphotides (fig. 123)

Les affleurements de métagabbros sont nettement plus rares que les précédents. A côté de l'actinote omniprésente, les minéraux calciques sont la prehnite et la pumpellyite à l'W, la lawsonite plus à l'E, puis la zoïsite encore plus à l'E. Les domaines de répartition de ces différents minéraux se recouvrent toutefois largement. Une pumpellyite magnésienne incolore, qui se développe aux dépens de la lawsonite (fig. 122b), est stable jusque loin vers l'E. La zoïsite paraît également dans de nombreux cas former des pseudomorphoses de lawsonite (fig. 122b), mais les rapports entre ces deux minéraux ne sont pas toujours très clairs, et il semble que, dans certains cas, de la lawsonite fraîche croît autour de la zoïsite (fig. 122c). Une amphibole bleue, et parfois une hornblende bleu-vert coexistent avec la zoïsite. Enfin, au col Clapis une ancienne albitite recoupant les euphotides est transformée en une roche faite presque exclusivement de pyroxène jadéitique et de quartz.

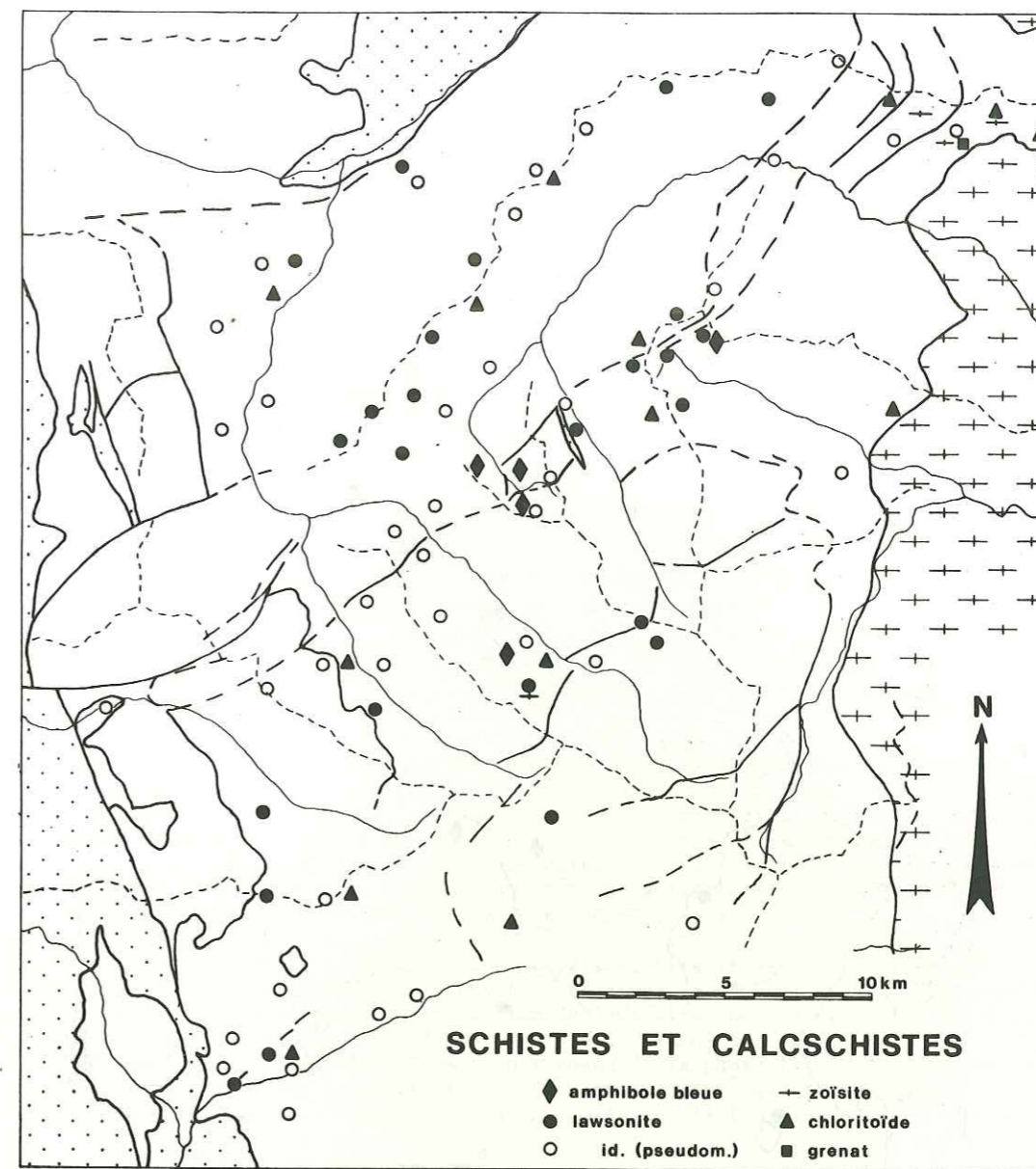


Fig. 124 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les schistes et les calcschistes des Alpes cottiennes septentrionales

3. Calcschistes (fig. 124)

La minéralogie des calcschistes est souvent assez pauvre : calcite, quartz, mica blanc, chlorite, + albite, + matière opaque. Le fait marquant dans les calcschistes est ainsi la présence, dans presque toute la région, de lawsonites ou de pseudomorphoses de lawsonite. Les pseudomorphoses consistent principalement en calcite et micas blancs (phengite et paragonite), + chlorite à l'W, en zoïsite et micas blancs à l'E. Dans un même secteur, la lawsonite est en général d'autant mieux conservée que la roche est plus pauvre en calcite et que l'on est plus près des roches vertes ou des chevauchements majeurs. Il faut remarquer que je n'ai observé ni lawsonite, ni pseudomorphose de lawsonite dans les unités d'origine paléogéographique prépiémontaise (série du Gondran), bien que l'on y rencontre des niveaux identiques à ceux qui, plus à l'E, ont fourni des pseudomorphoses de lawsonite. Je n'en ai pas non plus observé dans les wildflyschs de la Punta Gardiol.

Le chloritoïde est également très répandu, mais uniquement dans les schistes dépourvus de calcite. Je n'ai jamais observé chloritoïde et lawsonite simultanément dans une même lame mince. Dans les affleurements les plus internes, au bord du massif Dora-Maira, on observe du chloritoïde ou du grenat avec la zoïsite.

Enfin, une amphibole bleue, en général transformée à sa périphérie en chlorite et albite, est parfois présente.

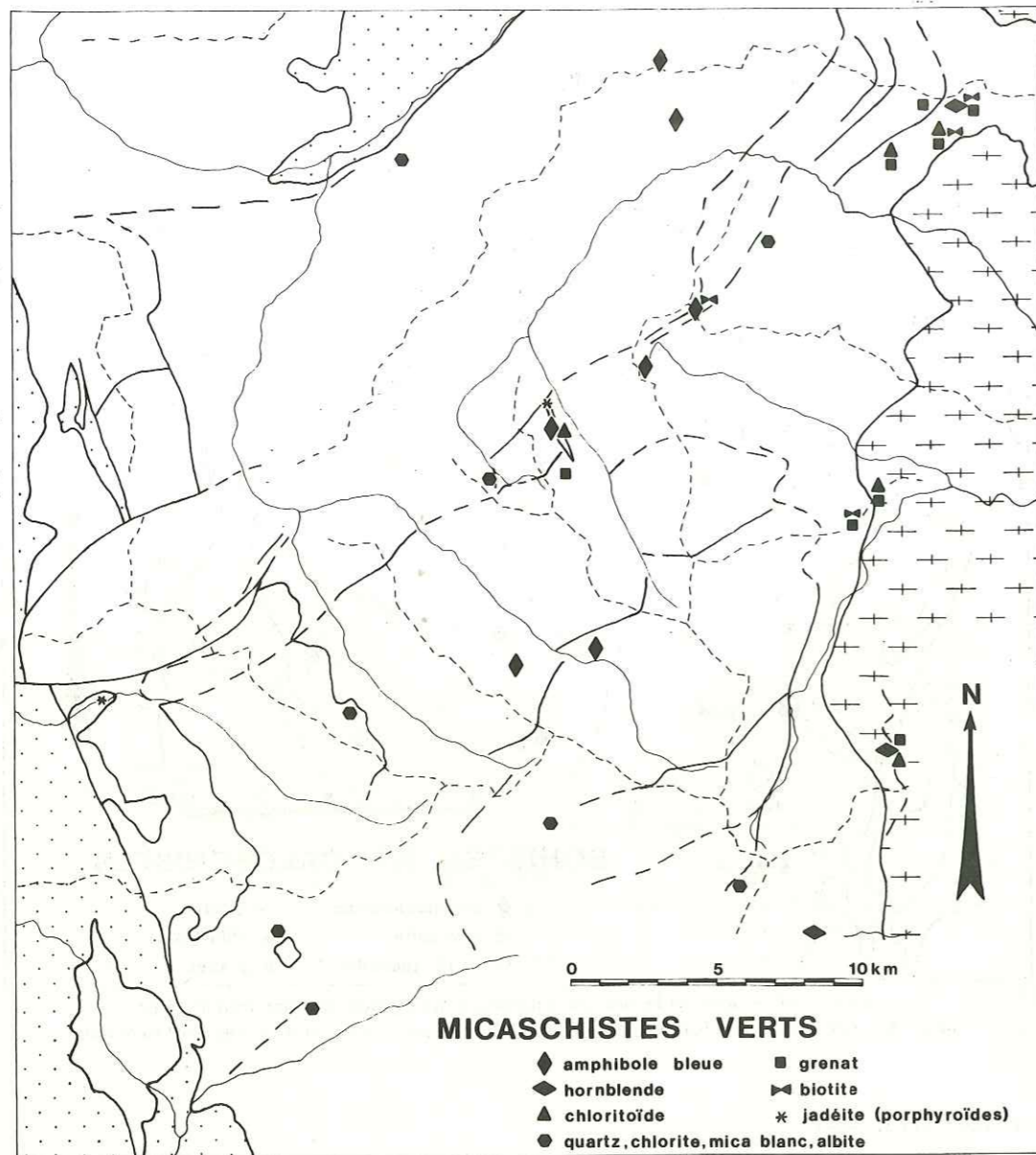


Fig. 125 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les micaschistes des Alpes cottiennes septentrionales

4. Micaschistes verts (fig. 125)

On a représenté sur une carte distincte certains minéraux observés dans les micaschistes ; d'une part dans certains micaschistes du soubassement anté-triasique, d'autre part dans les micaschistes verts régénérés au sein des Schistes lustrés eux-mêmes.

L'assemblage banal consiste en quartz, mica blanc, chlorite, albite + matière opaque. Il peut s'y ajouter une amphibole bleue ou bien, plus à l'intérieur, une hornblende bleu-vert. Le chloritoïde est également présent dans la partie E, ainsi que le grenat et la biotite verte.

Enfin, on a représenté sur la même carte deux gisements de jadéite dans les porphyroïdes probablement permien, engagés en écailles dans les Schistes lustrés.

5. Comparaison des différentes cartes

Chacune de ces cartes montre, dans l'ensemble, une répartition géographique régulière des différents minéraux. Par exemple pour les diabases, on observe successivement de l'W vers l'E prehnite et pumpellyite, puis lawsonite et amphibole bleue + pyroxène jadéitique (faciès des schistes bleus), avec très peu de transformations dans le faciès schistes verts (actinote, épidote), puis faciès schistes verts avec reliques du faciès schistes bleus, enfin hornblende, biotite verte, grenat (transition vers le faciès amphibolite).

Les différentes cartes sont dans l'ensemble comparables entre elles, mais on notera toutefois les points suivants.

a) La pumpellyite est observable nettement plus à l'E dans les métagabbros que dans les diabases. Ceci est probablement lié à une différence de composition des pumpellyites entre les gabbros et les diabases.

b) La lawsonite se transforme en zoïsite beaucoup plus à l'E dans des calcschistes que dans les diabases. On peut invoquer pour cela plusieurs raisons possibles.

- La nature des minéraux de métamorphisme dépend, toutes choses égales par ailleurs, de la composition chimique des roches dans lesquelles ils apparaissent. La lawsonite étant plus riche en aluminium et plus pauvre en calcium que la zoïsite, on peut s'attendre à trouver la première dans les faciès les moins calciques. Mais, si on peut ainsi rendre compte de la présence de lawsonite plutôt dans les calcschistes peu carbonatés que dans les calcaires francs, il est peu probable que les roches vertes aient dans l'ensemble un rapport CaO/Al_2O_3 plus élevé que les calcschistes (cf. par exemple les analyses données par CHATTERJEE, 1971 et BOCQUET, 1974).

- Les réactions qui conduisent à l'apparition de lawsonite et de zoïsite impliquent en général des fluides (CO_2 et H_2O). La formation de zoïsite correspond en général à une déshydratation et à une décarbonatation plus poussées que la formation de lawsonite. Le rapport entre les fractions de CO_2 et H_2O dans la phase fluide joue également un rôle (GUITARD et SALIOT, 1970, 1971 ; CHATTERJEE, 1971 ; CARON, 1971a). Il est possible que le comportement de la phase fluide ne soit pas identique dans les roches vertes et dans les calcschistes. Par exemple l'extension plus grande de la lawsonite dans les calcschistes pourrait s'y expliquer par une pression fluide plus élevée que dans les diabases.

- On n'a pas discuté les relations géométriques entre les minéraux, ni les relations entre minéraux et microstructures. Les indications fournies à l'occasion des exemples de la première partie montrent pourtant que les différents minéraux ne sont pas synchrones (voir aussi chap. XX). Il est donc possible que les minéraux des calcschistes d'une part et ceux des roches vertes d'autre part ne reflètent pas le même stade de l'évolution tectonometamorphique du bâti. Au cours d'une évolution continue, des raisons comme les deux qui ont été évoquées ci-dessus pourraient expliquer par exemple que soit "figé" dans les calcschistes un stade maintenant oblitéré dans les roches vertes par des cristallisations nouvelles.

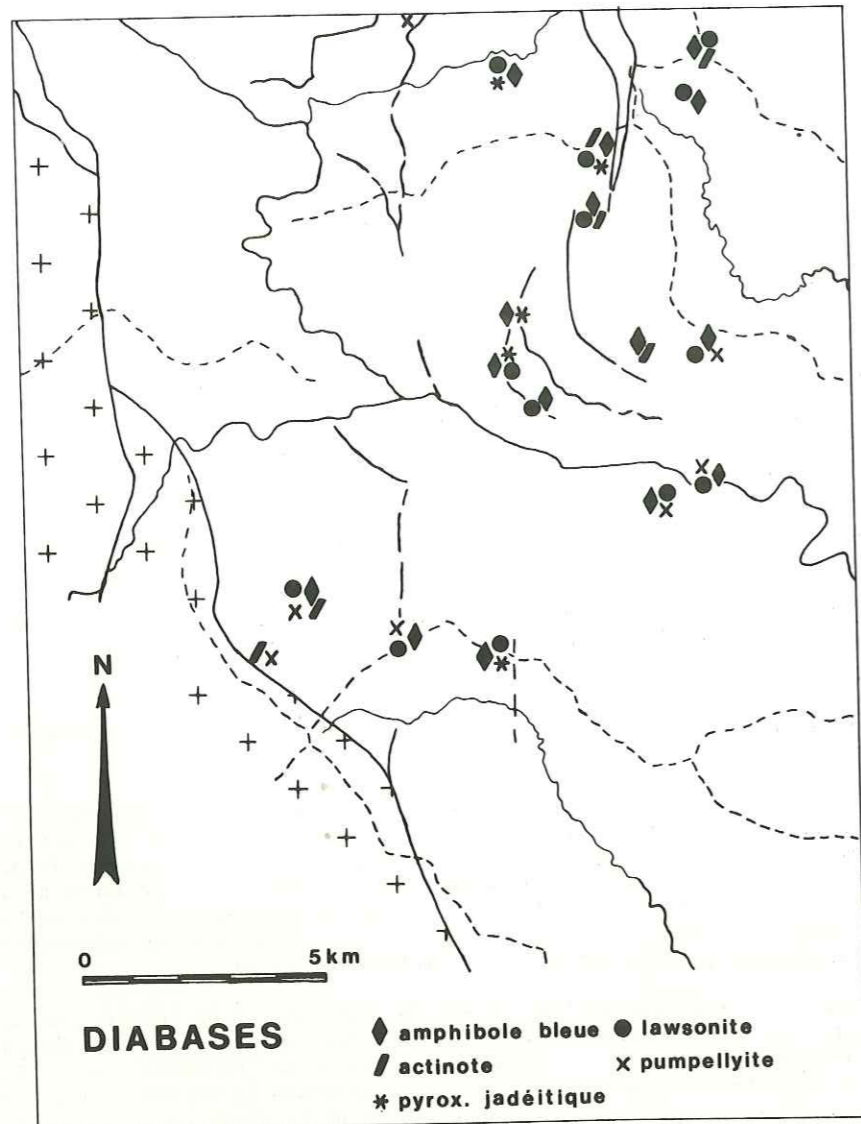


Fig. 126 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les diabases de Corse alpine méridionale

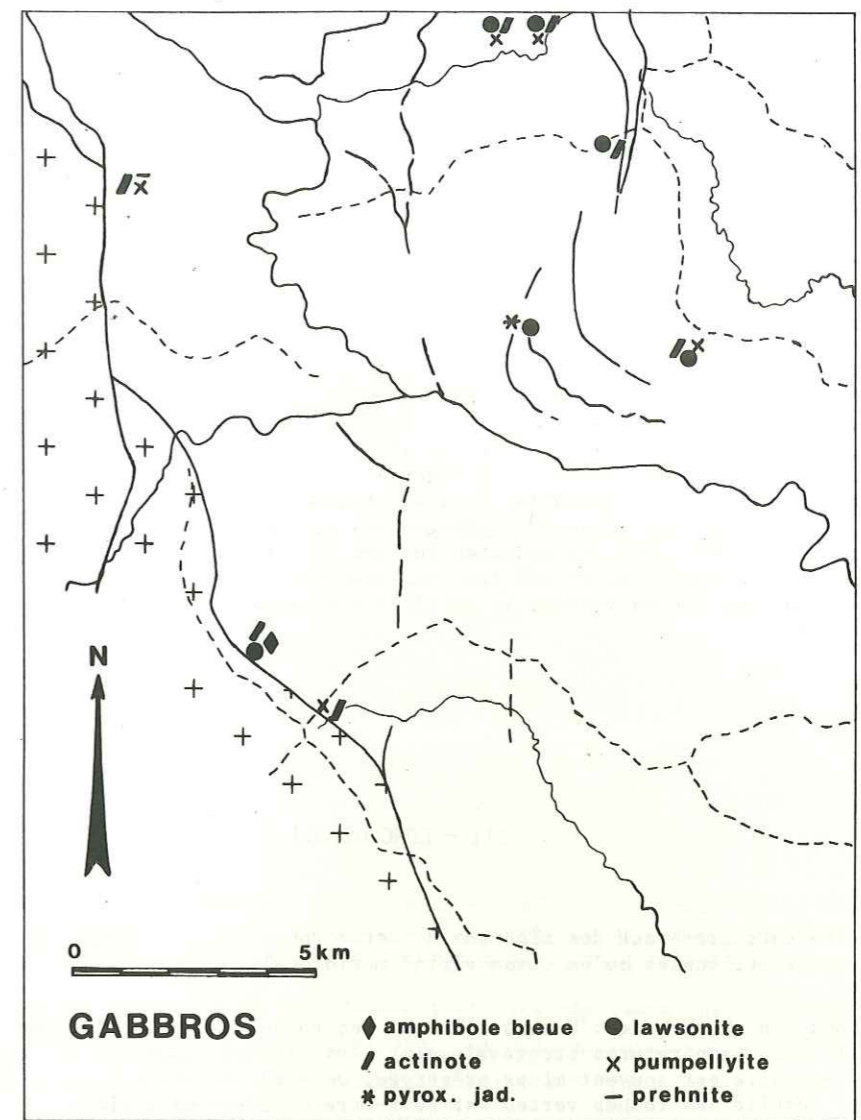


Fig. 127 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les euphotides de Corse alpine méridionale

II - CORSE ALPINE MÉRIDIONALE

Les indications données ci-après complètent les observations de NETELBEEK (1951), SPIJER (1955), COUTURIE (1965) et OHNENSTETTER (1975).

1. Ophiolites

On a distingué d'une part les minéraux observés dans les ferrogabbros, diabases et basaltes (fig. 126), d'autre part ceux des euphotides (fig. 127).

On constate que lawsonite et amphibole bleue sont présents dans pratiquement toutes les diabases de la région étudiée. Un pyroxène jadéitique les accompagne parfois. L'actinote et la pumpellyite sont fréquentes. La prehnite n'a été observée qu'une fois dans une euphotide. Par rapport à ce que l'on a signalé dans les Alpes cottiennes, il faut souligner ici la fraîcheur très générale des assemblages à lawsonite-glaucophane, ainsi que l'absence de zoisite, hornblende, biotite et grenat.

Les relations que l'on observe entre les différents minéraux des métagabbros montrent que :

- la lawsonite est parfois postérieure à la pumpellyite,
- l'amphibole bleue, souvent zonée, est plus claire à la périphérie qu'au centre,
- le pyroxène jadéitique a parfois un coeur plus riche en aegyrine et plus pauvre en jadéite ; on en rencontre également dans des fentes.

Il semble donc que la succession des minéraux traduit des conditions de pression progressivement plus élevées. A la différence des Alpes cottiennes, des étapes antérieures au maximum de pression seraient ici préservées.

L'actinote, une partie de la pumpellyite et du stilpnomélane traduisent des transformations tardives, "rétromorphiques". Ces minéraux se développent en général à partir de fissures et de surfaces de cisaillement qui semblent reliées aux structures III des Schistes lustrés encaissants. Cartographiquement, ces transformations tardives semblent plus importantes de part et d'autre de la "synforme du Tavignano", d'une part en bordure du socle, d'autre part dans l'enveloppe de la "virgation d'Altiani".

2. Schistes lustrés

Par rapport aux Alpes cottiennes, les recristallisations métamorphiques sont remarquablement peu spectaculaires. Les phyllites restent en général très petites. Je n'ai observé ni lawsonite, ni pseudomorphoses de lawsonite ; pourtant, la lithologie est identique à celle où, dans les Alpes, la lawsonite se développe facilement, et cette dernière est abondante à quelques kilomètres au NE de la région corse étudiée. Cette absence est d'autant plus frappante que les sédiments de la série de l'Inzecca sont, de manière indiscutable, liés stratigraphiquement aux roches vertes à lawsonite, amphibole bleue et pyroxène jadéitique. Les paragenèses de haute pression les plus intactes dans les roches vertes sont même liées avec les Schistes lustrés les moins intimement déformés affleurant dans la "synforme du Tavignano". Au NE, où les cisaillements III sont plus développés et où l'actinote se développe dans les roches vertes, la taille des chlorites et des micas blancs augmente dans les Schistes lustrés.

III - CONCLUSIONS

La répartition cartographique des minéraux de métamorphisme semble régulière, tant dans les Alpes cottiennes septentrionales qu'en Corse alpine méridionale.

Dans les Alpes, on observe de l'W vers l'E dans les roches vertes des assemblages correspondant probablement à des températures progressivement plus élevées. Dans les schistes et les calc-schistes, où la lawsonite est souvent mieux préservée, un stade de métamorphisme antérieur à celui qu'ont enregistré ensuite les roches vertes est peut-être conservé de manière plus générale.

En Corse, des assemblages du faciès schistes bleus sont développés partout dans les roches vertes. Il semble que l'on y observe encore des minéraux antérieurs au maximum de pression, tandis que les transformations dans le faciès schistes verts sont plus tardives et liées à des zones de cisaillement. Par contre, les sédiments sont pratiquement indemnes des recristallisations visibles dans les Alpes. Un problème se pose donc pour l'interprétation des conditions du métamorphisme.

Chapitre XX

RELATIONS ENTRE CRISTALLISATIONS ET DÉFORMATIONS

INTRODUCTION

L'étude de lames minces issues des régions étudiées a permis de multiplier les observations sur les relations entre minéraux de métamorphisme et microstructures. Dans ce chapitre, on tente, à partir de ces observations, d'esquisser une réponse à quelques questions successives.

- Où se développent les minéraux de métamorphisme observés (dans quelle position) ?
- Comment se développent-ils ? (relations avec les déformations)
- Quand se développent-ils et quand recristallisent-ils ? (relations avec l'histoire tectonique)
- Pourquoi se développent-ils à tel moment et en tel endroit ?

A partir des relations entre minéraux et microstructures, c'est-à-dire entre des objets, on aboutit ainsi aux relations entre cristallisations et déformations, c'est-à-dire entre des mécanismes, et de là aux relations entre métamorphisme et tectonique, c'est-à-dire entre les phénomènes.

I - POSITION DES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME

Les minéraux que l'on observe actuellement en lame mince sont le produit, soit d'une cristallisation, c'est-à-dire de la formation de nouvelles phases minérales à partir d'anciennes devenues instables, soit d'une recristallisation, c'est-à-dire de la reconstruction des phases stables existantes (SPRY, 1969). On peut distinguer plusieurs positions possibles de ces minéraux par rapport aux minéraux et aux microstructures préexistants (fig. 128).

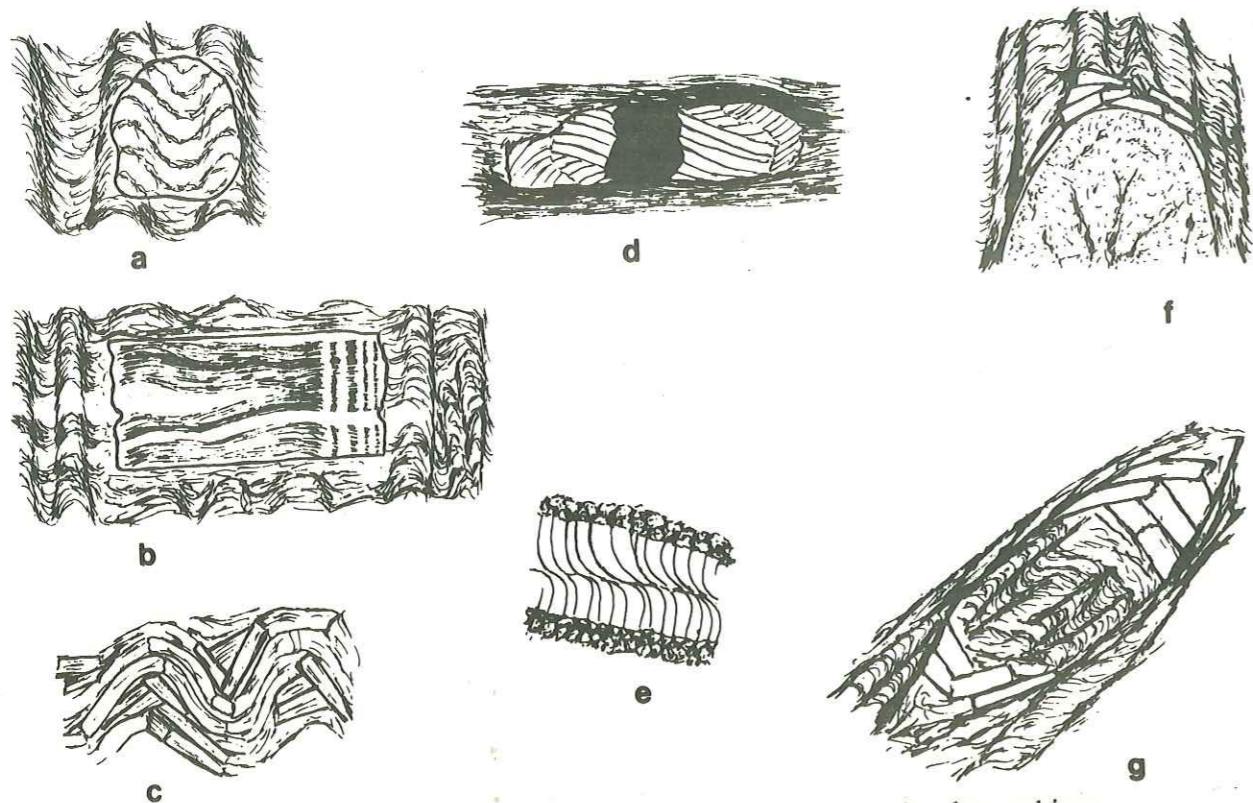


Fig. 128 - Différentes positions possibles des minéraux de métamorphisme (schémas d'après lames minces)

- a) Albite non déformée fossilisant une crénulation.
- b) Lawsonite postérieure à une foliation (formes de croissance successives).
- c) Micas en arc polygonal se développant à partir de micas crénulés.
- d) Fibres de quartz en zone abritée au voisinage d'une pyrite.
- e) Fibres de calcite syntaxiales dans une fente de tension d'un calcaire.
- f) Micas dans un microdécollement entre un interlit schisteux et l'extrados d'un niveau quartzitique.
- g) Micas dans une amande de cisaillement.

1. Différentes positions possibles

a) Remplacement

Les néocristallisations se développent souvent à la place des anciens minéraux aux dépens desquels elles se forment. Ceci se fait d'abord par nucléation, puis par croissance de la nouvelle phase. Les anciens minéraux et les microstructures qu'ils dessinaient peuvent disparaître totalement. Ou bien une partie d'entre eux peut être emprisonnée sous forme d'inclusions à l'intérieur du nouveau minéral croissant à l'emporte-pièce (fig. 128a). Ou bien encore, certaines inclusions peuvent être repoussées progressivement à la périphérie du nouveau minéral, et par exemple en dessiner des formes de croissance successives (fig. 128b).

L'orientation des nouveaux minéraux dépend de plusieurs facteurs tels que influence des structures antérieures, influence des contraintes sur une nucléation préférentielle ou sur une croissance préférentielle. Lors de l'évolution des déformations, cette orientation initiale est souvent modifiée, soit par rotation mécanique, soit par sélection des grains les plus favorablement orientés.

b) Mimétisme

Lorsqu'une anisotropie est suffisamment bien marquée dans une roche, par exemple une première foliation, les cristallisations et surtout les recrystallisations sont fréquemment guidées par cette anisotropie. La disposition des nouveaux minéraux calque alors en partie la disposition des minéraux et des microstructures antérieurs. Ceci se produit par exemple lors d'une recrystallisation pendant le rejeu d'une foliation, ou bien encore lors de la recrystallisation de micas ou d'amphiboles en arc polygonal dans l'enveloppe d'un micropli (fig. 128c).

Ce mimétisme s'explique suivant les cas, soit par la restructuration d'un minéral déformé (migration des défauts cristallins), soit par le contrôle de la forme ou de l'orientation des anciens minéraux sur la nucléation et la croissance des nouveaux minéraux (HOBBS *et al.*, 1976).

c) Remplissage de zones d'ouverture

Lors de la déformation d'une roche sous contrainte anisotrope, il tend à se produire, à un instant donné, une elongation suivant certaines directions, c'est-à-dire une tendance à "l'ouverture relative" de certaines portions de la roche. Il ne faut pas se représenter cette ouverture relative nécessairement comme la création d'une fente dont l'ouverture va en s'agrandissant, mais plutôt comme la rupture ou la disjonction de certains grains; le long de ces surfaces, la croissance des minéraux adjacents, ou bien la cristallisation de nouveaux minéraux, nécessite moins de travail suivant la contrainte principale minimale (DURNEY et RAMSAY, 1973). La géométrie de ces zones d'ouverture relative dépend d'une part de la déformation instantanée, d'autre part de l'anisotropie de la roche. Mais, bien que la nucléation des nouveaux minéraux soit probablement en partie guidée par les anciens, la croissance de ces nouveaux minéraux ne paraît dépendre que de la déformation instantanée.

De telles zones "d'ouverture relative" correspondent aux microstructures suivantes (elles sont en général couplées avec des zones de serrage où s'opère la dissolution dont les néocristallisations sont complémentaires).

- "Zones abritées" ("pressure shadows") au voisinage de corps moins déformables que la matrice qui les emboîte (CHOUKROUNE, 1971) (fig. 128d).
- Fentes d'extension où se développent des fibres (DURNEY et RAMSAY, 1973) (fig. 128e).
- Microdécollements entre des niveaux de compétences différentes (par exemple fig. 17, 22, 128f).
- Amandes de cisaillement (CARON et JEANNETTE, 1975) (fig. 128g).

Le rôle de zones d'ouverture relative a été également invoqué pour expliquer la croissance syntectonique de porphyroblastes de grenat (DE WIT, 1976).

2. Implications

Au terme de cette revue rapide des différentes positions possibles pour les minéraux de métamorphisme, quelques points peuvent être soulignés.

- La cristallisation des minéraux de métamorphisme est accompagnée d'une migration de matière au moins à l'échelle du minéral. Cette migration s'effectue soit mécaniquement (déplacement d'inclusions), soit par diffusion dans le solide ou à sa surface, soit par diffusion dans la phase fluide intergranulaire. Eventuellement, des migrations d'ampleur beaucoup plus importante accompagnent la percolation des fluides à travers la roche.

- Les minéraux une fois développés peuvent être déformés au cours de l'histoire tectonique. S'ils restent stables, ils ont tendance à recrystalliser. Compte tenu de la complexité tectonique des roches étudiées, il est très probable qu'une grande partie des minéraux observés actuellement a subi une ou plusieurs recrystallisations successives.

- Les néocristallisations se localisent en grande partie dans les zones "d'ouverture relative", dont l'importance est grande dans les lames minces observées. La disposition des minéraux dans ces zones "d'ouverture relative" est sous la dépendance directe de la déformation instantanée. Dans la

mesure où cette disposition n'est pas totalement oblitérée par les cristallisations ou les recristallisations ultérieures, on dispose ainsi de marqueurs de la progression des déformations.

II - LES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME, MARQUEURS DES DÉFORMATIONS

Nous allons maintenant envisager, à propos de quelques exemples à l'échelle de la lame mince, comment des minéraux de métamorphisme peuvent visualiser la progression des déformations qui accompagnent leur croissance.

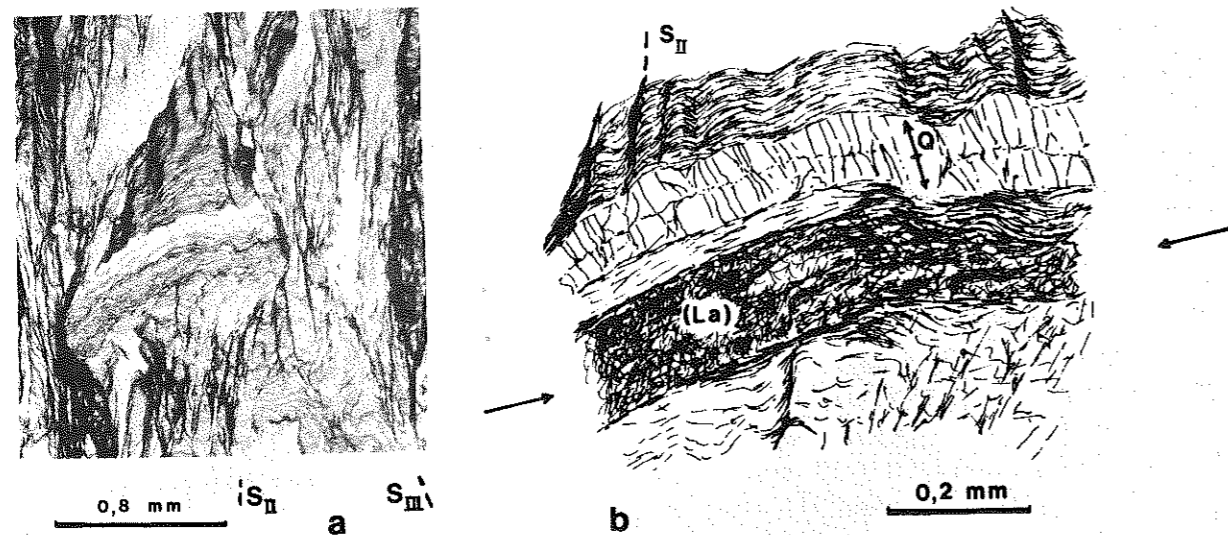


Fig. 129 - Flexion d'une pseudomorphose de lawsonite et microdécollement

Schistes noirs ; E du col de Péas ; lame mince A 74 48b. Analyse dans le texte.
Le schéma en b représente un détail de a.

1. Compression-traction ("pure shear")

a) Lame A 74 48 b (fig. 129)

Dans les schistes noirs provenant d'environ 1 km à l'E du col de Péas, une ancienne lawsonite millimétrique (La) est actuellement pseudomorphosée en un assemblage de chlorite, albite, mica blanc, quartz et calcite. A l'intérieur de la pseudomorphose, la foliation I dessinée de manière frustée par les inclusions de rutile et de minéraux opaques n'est pas déformée par la schistosité de crénulation II qui affecte les micas blancs, les chlorites et les lignes d'inclusions à l'extérieur de la pseudomorphose. Lors des déformations II, la lawsonite constituait encore un objet résistant non affecté par les crénulations. Les déformations II se traduisent par une composante de raccourcissement et par la formation de la schistosité S_{II} . Ce raccourcissement se fait par des microplis et des microflexures, dans les flancs desquels, de plus, le quartz et une partie des micas blancs sont dissous ; il s'opère donc une concentration relative de substance opaque résiduelle le long des surfaces S_{II} . La lawsonite, quant à elle, est à peine flexurée, si bien que le raccourcissement est plus important à une certaine distance de celle-ci qu'au voisinage immédiat de ses grands côtés (fig. 163a). Mais

les extrémités de la lawsonite correspondent à une zone de dissolution plus importante qui "rattrape" le faible raccourcissement de la lawsonite. Les surfaces de schistosité S_{II} , qui dessinent deux éventails de part et d'autre des grands côtés de la lawsonite, sont, du fait de ce "rattrapage", subparallèles en dehors de la perturbation locale introduite par cet objet résistant.

La déformation se traduit en outre par un microdécollement entre les micas de la foliation I, au voisinage de l'extrados de la lawsonite flexurée. Ce microdécollement est rempli de fibres de quartz néoformé (Q), ce qui visualise une composante en étirement. Dans le plan de la lame, la déformation correspond donc à une combinaison de l'aplatissement marqué par les flexures, la schistosité S_{II} et les zones de dissolution, et de l'élongation soulignée par les quartz en fibres (il faudrait disposer d'informations dans la troisième dimension pour décider s'il s'agit plutôt d'un aplatissement vrai ou plutôt d'une constriction vraie).

Les fibres de quartz du microdécollement ont poussé depuis la ligne d'inclusions médianes vers les épontes (fibres "antitaxiales" ; DURNÉY, 1972 ; DURNÉY et RAMSAY, 1973). Elles sont effectivement en continuité de part et d'autre de cette ligne médiane, à laquelle elles sont subperpendiculaires. Puisque les fibres sont rectilignes, les déformations infinitésimales successives sont coaxiales. En fait les déformations progressives n'ont probablement pas été coaxiales, même à l'échelle de la figure étudiée, depuis le début des déformations II. En effet, la direction d'étirement indiquée par l'allongement préférentiel des quartz en fibres fait un angle d'environ 25° avec la trace de la schistosité II. Ceci correspond de plus à une dissymétrie des zones de dissolution aux extrémités de la lawsonite par rapport à la schistosité S_{II} , ainsi qu'à l'individualisation sporadique de nouvelles surfaces de schistosité (S_{III}) dont l'intersection avec S_{II} dessine un débit amygdalaire semi-centimétrique.

Une interprétation possible de cette figure correspond à l'évolution suivante des microstructures :

- microflexures de la foliation,
- dissolution et réalisation de la schistosité de crénulation S_{II} ,
- dissolution plus importante aux extrémités de la lawsonite, microdécollement, et étirement oblique sur S_{II} (amorçe d'une nouvelle schistosité S_{III}).

On ne décèle pas, à l'échelle de la lame mince, de coupure marquante dans l'évolution des déformations auxquelles correspondent ces microstructures, si bien que les deux familles de surfaces (S_{II} et S_{III}) pourraient traduire des étapes, des "seuils" successifs d'une même progression des déformations.

b) Figures de compression-traction progressive coaxiale ("progressive pure shear")

On a déjà indiqué (chap. VI) que des figures de "morcellement" sont fréquentes dans les schistes du SE de Corte. Dans de nombreux cas, les fentes et les microdécollements, remplis de quartz néoformés en fibres, occupent plus de la moitié du volume de la roche. Par exemple au fond de la synforme du Tavignano (chap. XVII), les schistosités successives sont peu marquées. Pourtant, une élongation importante est indiquée par les fibres de quartz subparallèles à la schistosité S_{II} . Dans les fentes (fig. 130a), on reconnaît une zone médiane où, à côté de quelques micas blancs et de quelques rhomboédres de carbonate ferrifère, on observe surtout de petits quartz peu allongés. Puis, entre la zone médiane et les épontes, se développent de grandes fibres antitaxiales presque rectilignes. Il est probable que la schistosité II peu développée et les fibres de quartz dans les microdécollements traduisent ici une succession de déformations infinitésimales coaxiales à l'échelle du centimètre cube.

Dans certains cas, les figures de "morcellement" des schistes au voisinage d'une charnière de pli II dessinée par un niveau plus compétent (par exemple quartzitique) sont compatibles avec l'évolution des plis envisagée au chapitre XVIII. Il semble en effet que les fibres de quartz correspondent à une compression-traction progressive coaxiale affectant un pli probablement né par flexion (fig. 130b) ; de légères perturbations sont toutefois introduites au voisinage de la limite entre des lits schisteux et quartzitiques de compétence différente.

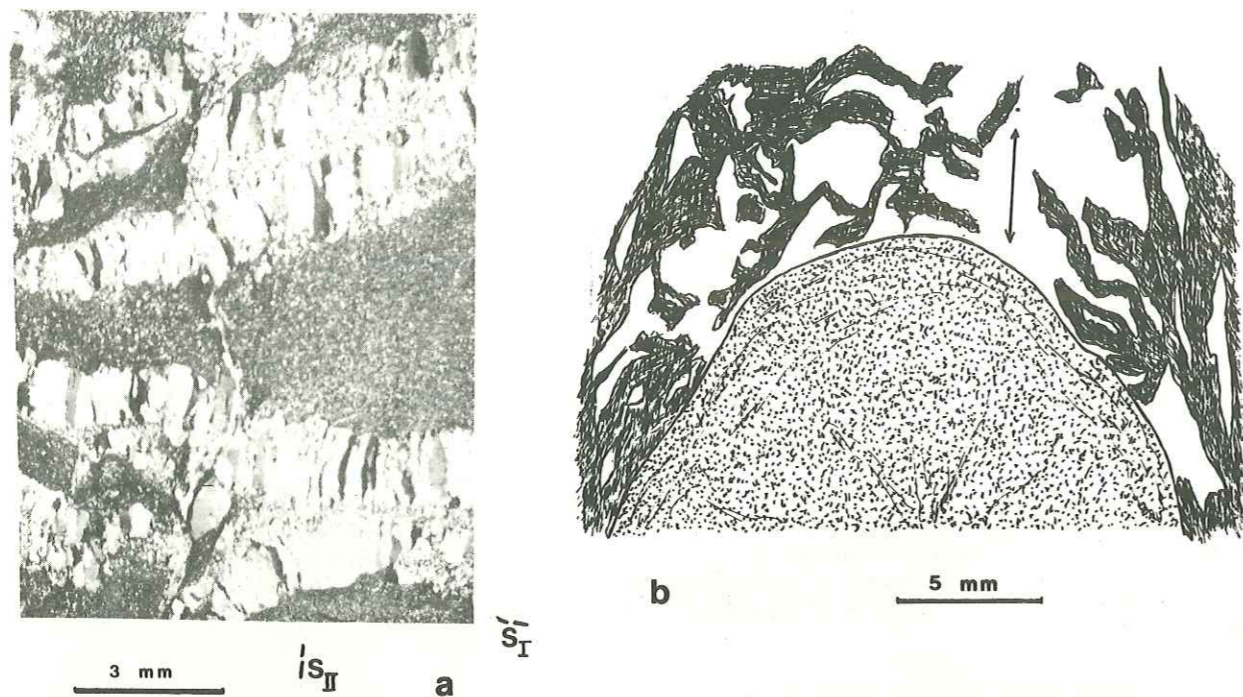


Fig. 130 - Figures de compression-traction progressive ("progressive pure shear") coaxiale

- a) Fibres antitaxiales de quartz subparallèles à S_{II} dans des microdécollements suivant S_I . Schistes de la formation d'Erabajolo ; pont d'Altiani ; lame C 72 18b.
- b) Schéma de répartition des zones occupées par des fibres de quartz néoformées (en blanc) dans les schistes à l'extrados d'un pli mineur II dessiné par des quartzites (en pointillés). La flèche indique la direction moyenne des fibres de quartz. Schistes et quartzites ; W de la Pta Muracinto ; lame C 73 25.

2. Compression-traction progressive non coaxiale, cisaillement progressif, ou compression-traction et cisaillement ?

Dans la lame C 72 11b (schistes au N de Vezzani, Corse), les microdécollements sont également guidés par la foliation I, et les microfentes dessinent des alignements suivant cette foliation. Mais ici, les fibres quartzieuses antitaxiales sont systématiquement courbes, le sens de courbure étant le même sur toute l'étendue de la lame mince. L'examen de détail d'une de ces microfentes (fig. 131) permet de subdiviser celle-ci en plusieurs zones depuis le centre vers les bords.

- Une zone médiane (1) est soulignée par la présence de petites phyllites. Les quartz y sont petits, et allongés presque perpendiculairement à la ligne médiane (ils font un angle de 10 à 20° dans le sens horaire avec la normale à la ligne médiane).

- Dans deux zones intermédiaires (2), situées de part et d'autre de la zone médiane, la direction des fibres change progressivement dans un sens antihoraire ; l'angle entre les parties distales et les parties proximales de ces fibres est de l'ordre de 50 à 55°. La continuité des fibres est nette, mais, à la différence des cas analysés plus haut, on observe des preuves de déformation (extinction onduleuse, présence de sous-grains), et de recristallisation (tendance à la formation de nouveaux grains à partir des sous-grains, développement de nouveaux petits grains aux limites entre les fibres, contours des fibres dentelés). De petites phyllites sont disposées parallèlement aux fibres.

- Dans les deux bordures de la fente (3), les fibres tournent rapidement mais continuent d'une soixantaine de degrés en sens inverse du précédent. Elles retrouvent donc une orientation comparable à celle qu'elles avaient dans la zone médiane. Le réseau des fibres n'est pas déformé, les limites entre fibres sont nettes, et les petites phyllites sont absentes.

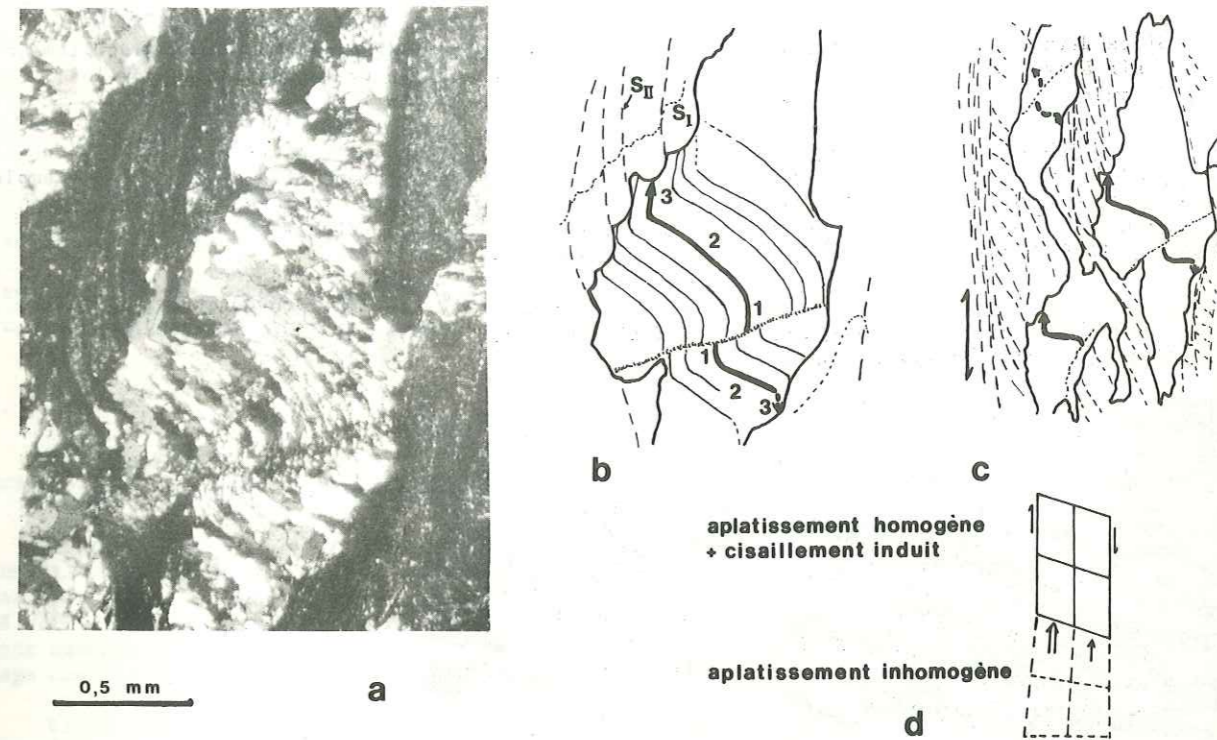


Fig. 131 - Fibres courbes liées à la progression des déformations synschisteuses

Schistes ; N de Vezzani ; lame C 72 11 b.

- a) Vue de détail d'une fente.
- b) Schéma interprétatif de a) (les chiffres le long des flèches grasses renvoient aux différentes portions des fibres décrites dans le texte).
- c) Schéma de quelques fentes montrant notamment l'interférence des schistosités de crénulation (en tireté fin).
- d) Mécanismes possibles de jeu cisailant de détail dans une schistosité au cours d'un aplatissement progressif d'ensemble, d'après RAMSAY (1962).

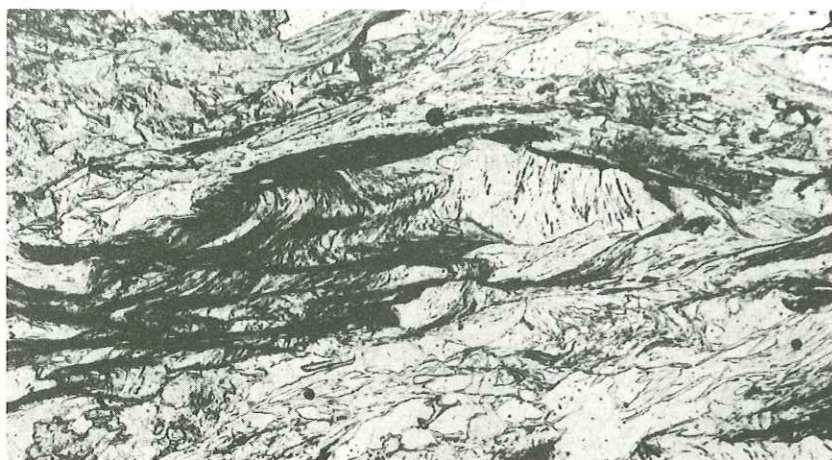
Ces trois étapes de croissance des fibres de quartz dans les fentes s'enchaînent l'une à l'autre en continuité apparente. Elles semblent liées au développement et au rejou de deux schistosités de crénulation. Chacune de celles-ci est parallèle à un tronçon des fibres de quartz. La combinaison de ces deux schistosités implique que S_{II} n'a pas fonctionné uniquement en aplatissement, mais a dû jouer aussi en cisaillement (ici dextre).

L'interprétation des fibres antitaxiales décrites n'est pas simple (CHOUKROUNE, 1971 ; DURNEY, 1972), d'autant plus que, compte tenu des faibles dimensions de ces fibres, les observations n'ont été faites que dans un plan. Plusieurs types d'explications, certes ici très empiriques, sont toutefois possibles. A chaque instant, la direction locale d'extension est indiquée par la direction des fibres. La courbure des fibres indique que les directions successives d'étirement, et donc également les directions successives d'aplatissement, n'étaient pas coaxiales. Ceci est compatible *a priori* aussi bien avec une compression-traction progressive ("progressive pure shear") non coaxiale qu'avec un cisaillement progressif ("progressive simple shear"). La double courbure des fibres (fig. 131), et notamment le coude brusque de la partie distale des fibres, suggère cependant la composition simultanée des deux types de mécanismes : compression-traction et cisaillement. Différentes explications sont possibles suivant l'orientation précise des plans de cisaillement et l'intensité relative des deux mécanismes de déformation. On peut par exemple envisager qu'à une compression-traction ("pure shear") coaxiale et uniforme s'ajoute un cisaillement ("simple shear") suivant un taux variable le long de plans bien définis. La compression-traction serait responsable de l'apparition de S_{II} et de l'orientation des fibres de quartz dans les portions proximales (1) et distales (2) des fentes, tandis que le cisaillement utiliserait S_{II} .

Si ce dernier mécanisme envisagé (compression-traction progressive combinée à un cisaillement progressif à taux variable) rend bien compte des déformations successives enregistrées par les fibres de quartz, on peut souligner les points suivants.

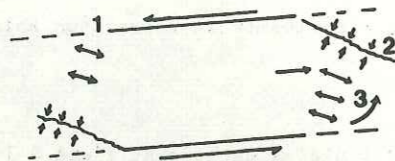
- Les deux types de déformation combinés à l'échelle de la lame mince peuvent résulter d'un seul type de déformation à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement (fig. 131d) ; par exemple (RAMSAY, 1962), un aplatissement différentiel dans une certaine portion de la roche déformée peut provoquer des cisaillements différentiels dans une portion voisine de cette roche. On aurait donc ici un guide pour un changement d'échelle dans l'analyse des déformations.

- L'évolution des déformations se traduirait tout d'abord par la création de nouvelles anisotropies ou de nouvelles discontinuités (ici la schistosité S_{II}), puis par l'utilisation de ces discontinuités par des microcisaillements.

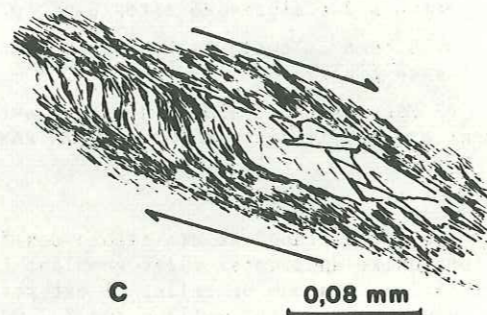


0,2 mm

a



b



c

0,08 mm

Fig. 132 - Figures de microcisaillement

a) et b) Amande de cisaillement (d'après CARON et JEANNETTE, 1975). Calcaires et schistes ; S du M. Fraitève ; lame A 72 III.

c) Rejeu cisailant de la foliation I. Celui-ci se traduit par la cristallisation de nouveaux micas blancs dans une zone d'ouverture relative, et par la formation d'un microliton. Noter le sens de cisaillement.

3. Cisaillement

Un certain nombre de microstructures et de dispositions des minéraux sont des indices de cisaillement à l'échelle de la lame mince. Elles permettent également de déterminer le sens des cisaillements.

C'est par exemple le cas des "amandes de cisaillement" (CARON et JEANNETTE, 1975) (fig. 132a et b), où la disposition relative des "zones de serrage" (2) (dissolution) et des "zones d'ouverture" (3) (cristallisations néoformées) n'est pas symétrique par rapport aux surfaces de schistosité. L'analogie de ces figures avec celles qui sont décrites, à une autre échelle, au voisinage de décrochements ou de chevauchements (LILLIE, 1974), incite à y voir l'utilisation de certaines surfaces de schistosité S_{II} par des microcisaillements (1).

Dans d'autres cas (fig. 132c), des rejeux cisailants empruntent la foliation I. Les crénulations II n'apparaissent que sporadiquement, tandis que des micas blancs néoformés visualisent les zones en ouverture relative et la disharmonie créées par les microcisaillements. L'intersection des deux familles de surfaces, ainsi que les "renflements" soulignés par les nouveaux micas dessinent un débit microamygdalaire.

4. Discussion

A l'issue de cet aperçu d'un thème qui nécessiterait des études plus approfondies, on retiendra quelques interprétations possibles.

a) Tout d'abord, on ne discerne pas, à l'échelle de la lame mince, de coupure majeure certaine dans l'évolution des structures II et III. Tout se passe comme s'il y avait une *continuité* entre ces deux phases et que l'apparition d'une nouvelle famille de structures (par exemple la schistosité III) ne marquait souvent que le franchissement d'un "seuil" dans la progression des déformations (par exemple le franchissement d'un angle limite dans l'obliquité entre la direction locale de serrage maximum et la schistosité S_{II} susceptible de rejouer).

b) La plus grande partie des indices de microcisaillement que l'on observe sont liés au *rejeu cisailant de surfaces apparues antérieurement*, au cours du même épisode de déformation ou lors d'un épisode antérieur. Il semble donc qu'il s'agisse de l'utilisation de discontinuités ou d'anisotropies préexistantes.

c) A l'échelle de la lame mince, une grande partie de ces *anisotropies* semble être apparue sous l'action d'une *compression-traction progressive*.

d) La combinaison entre compressions-tractions et microcisaillements est telle que ces derniers paraissent plus importants dans les Alpes cottiennes septentrionales qu'en Corse alpine méridionale. Toutefois, cela n'implique pas nécessairement l'existence d'un *couple cisailant d'ensemble* à l'échelle des régions étudiées. Les rejeux cisailants peuvent être dus tout aussi bien à une accentuation des compressions.

III - CHRONOLOGIE RELATIVE DU MÉTAMORPHISME ET DE LA TECTONIQUE

Il est possible la plupart du temps d'établir, dans les métasédiments des Alpes cottiennes septentrionales et de Corse alpine méridionale, à l'échelle de chaque lame mince, une chronologie relative entre les cristallisations ou les recristallisations des minéraux de métamorphisme et les microstructures symptomatiques des différentes "phases" tectoniques. Cette chronologie est en général cohérente à l'échelle du secteur, sauf à proximité immédiate des lentilles de roches vertes ou de certains contacts cisailants.

Une évaluation empirique de l'intensité des cristallisations et des recristallisations liées à chaque étape conduit au dessin de schémas qualitatifs visualisant les relations chronologiques entre métamorphisme et tectonique dans les métasédiments (fig. 133).

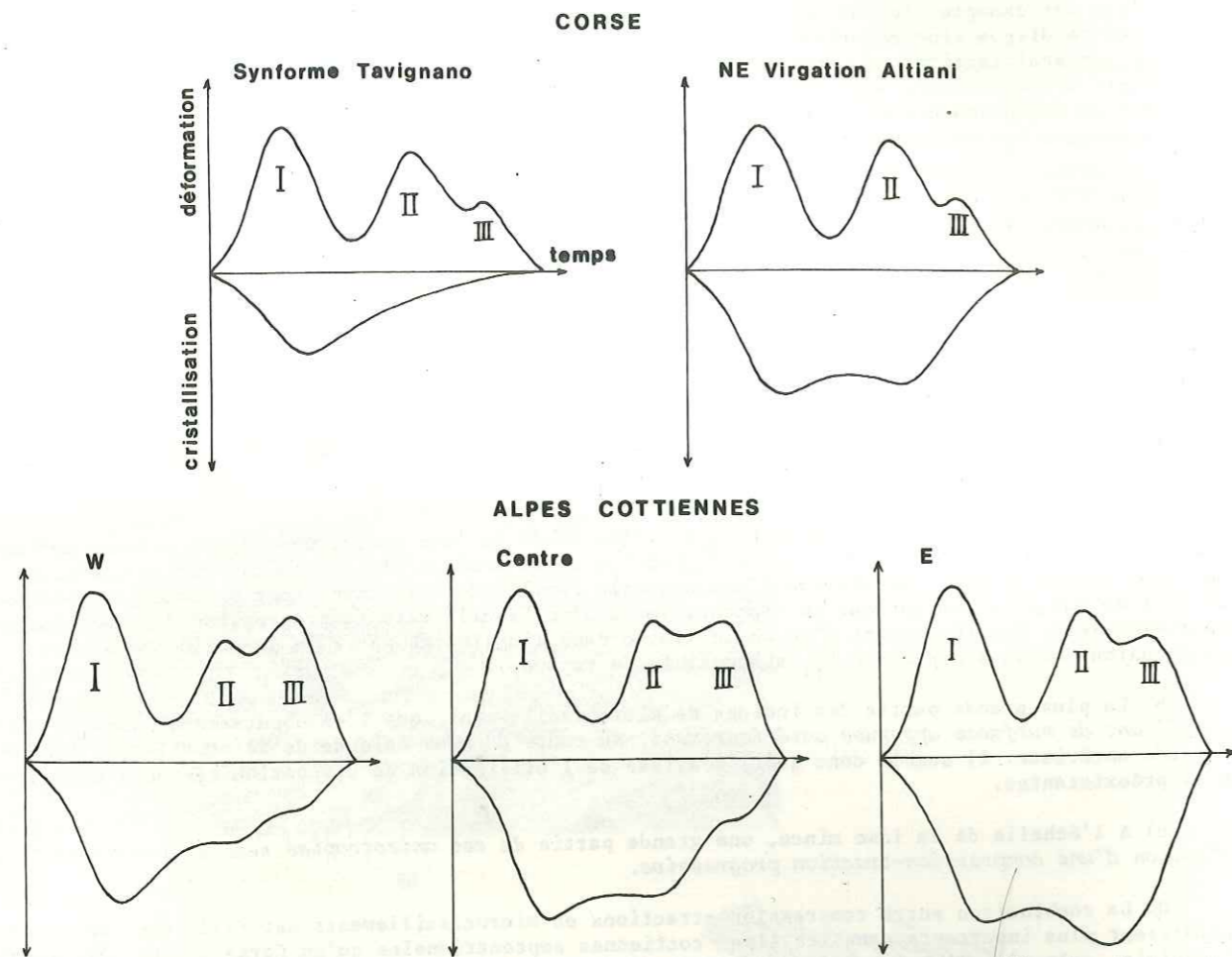


Fig. 133 - Schémas des relations chronologiques entre métamorphisme et tectonique

L'évaluation des intensités de déformation et des quantités de cristallisation ou de recristallisation est empirique.

1. Corse alpine méridionale

Au SE de Corte, dans la majeure partie de la région étudiée, les cristallisations et recristallisations métamorphiques restent très faibles dans les métasédiments. Elles sont associées à la première phase de déformation synschisteuse. Ce n'est qu'au NE, au voisinage de la Castagniccia, que la taille des micas blancs et des chlorites augmente sensiblement et que l'épidote apparaît. Une bonne partie des phyllites recristallise alors pendant la phase II.

Il faut rappeler que, contrairement aux métasédiments, les roches vertes qui sont en contact primaire avec ceux-ci contiennent presque partout lawsonite et amphibole bleue + pyroxène jadéitique, pumpellyite et actinote (chap. XIX, fig. 126 et 127). La chronologie relative de ces minéraux des roches vertes avec les structures visibles surtout dans les métasédiments est très délicate à établir.

2. Alpes cottiennes septentrionales

On constate une variation assez régulière des relations chronologiques entre métamorphisme et tectonique depuis les calcschistes des secteurs les plus externes vers ceux des secteurs les plus internes, ce que l'on ramènera à trois schémas-types (fig. 133).

- A l'W, l'essentiel des cristallisations symptomatiques de conditions réputées de haute pression et basse température (lawsonite, amphibole bleue, micas blancs) est liée à la phase I (contemporain à tardif par rapport à la réalisation de la foliation). Puis lors de la phase II, les mêmes minéraux peuvent recristalliser en partie, ou bien être détruits dans ce qui paraît être une rétro-morphose. Enfin, les cristallisations sont encore plus faibles lors de la phase III, sauf parfois au voisinage des roches vertes.

- Dans une bande médiane, couvrant par exemple le secteur de "il Caire" (chap. IV), les cristallisations liées à la phase I sont comparables à celles du cas précédent. Par contre, les recristallisations liées à la phase II paraissent beaucoup plus générales et plus intenses. Elles se traduisent souvent par une persistance et par une augmentation de taille des minéraux "de haute pression". Lors de la phase III, les cristallisations sont bien moins marquées, et en général rétro-morphiques.

- A l'E, au voisinage du massif Dora-Maira, les minéraux liés à la première phase de déformation ont en général disparu lors des phases ultérieures. De rares reliques permettent de penser que les conditions n'étaient alors pas très différentes de ce qu'elles étaient plus à l'W. L'essentiel des minéraux actuellement visibles (zoïsite, mica blanc, chloritoïde, grenat) paraît avoir cristallisé ou recristallisé lors de la phase II. La schistosité III est en général moins bien marquée que plus à l'W, et les recristallisations ou les rétro-morphoses liées à la phase III sont faibles.

Il faut, là aussi, se souvenir que le calendrier proposé pour les calcschistes n'est pas forcément valable pour les roches vertes : on a noté à l'occasion du chapitre XIX que les minéraux des roches vertes sont peut être, pour un secteur donné, postérieurs à ceux des calcschistes.

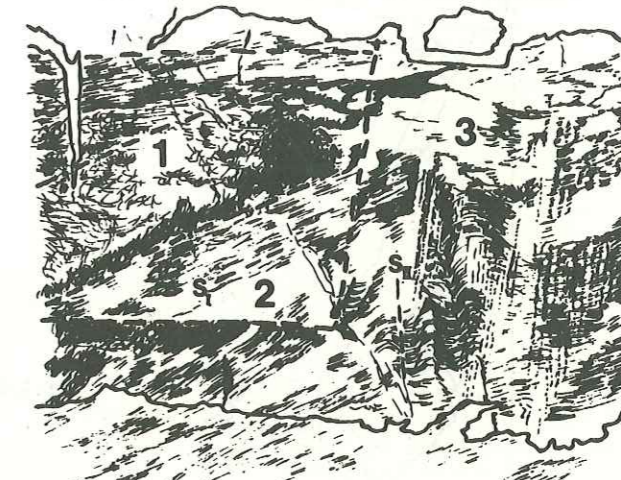
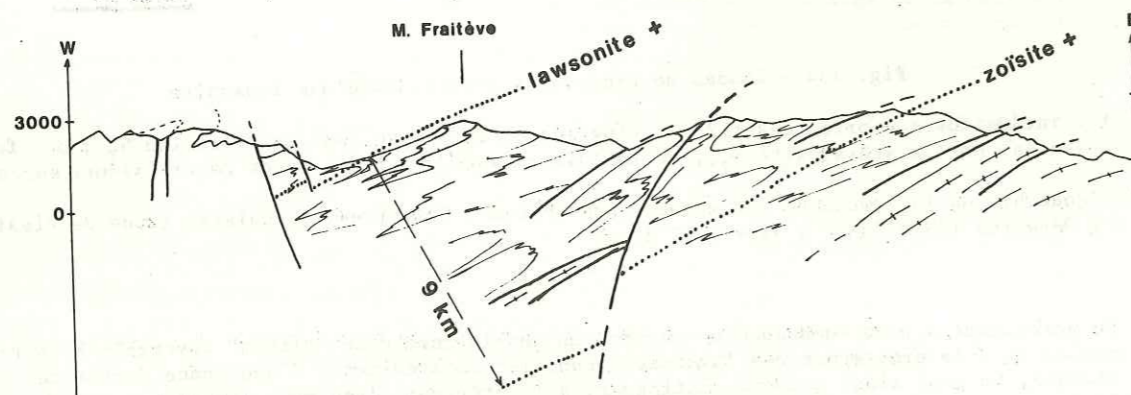
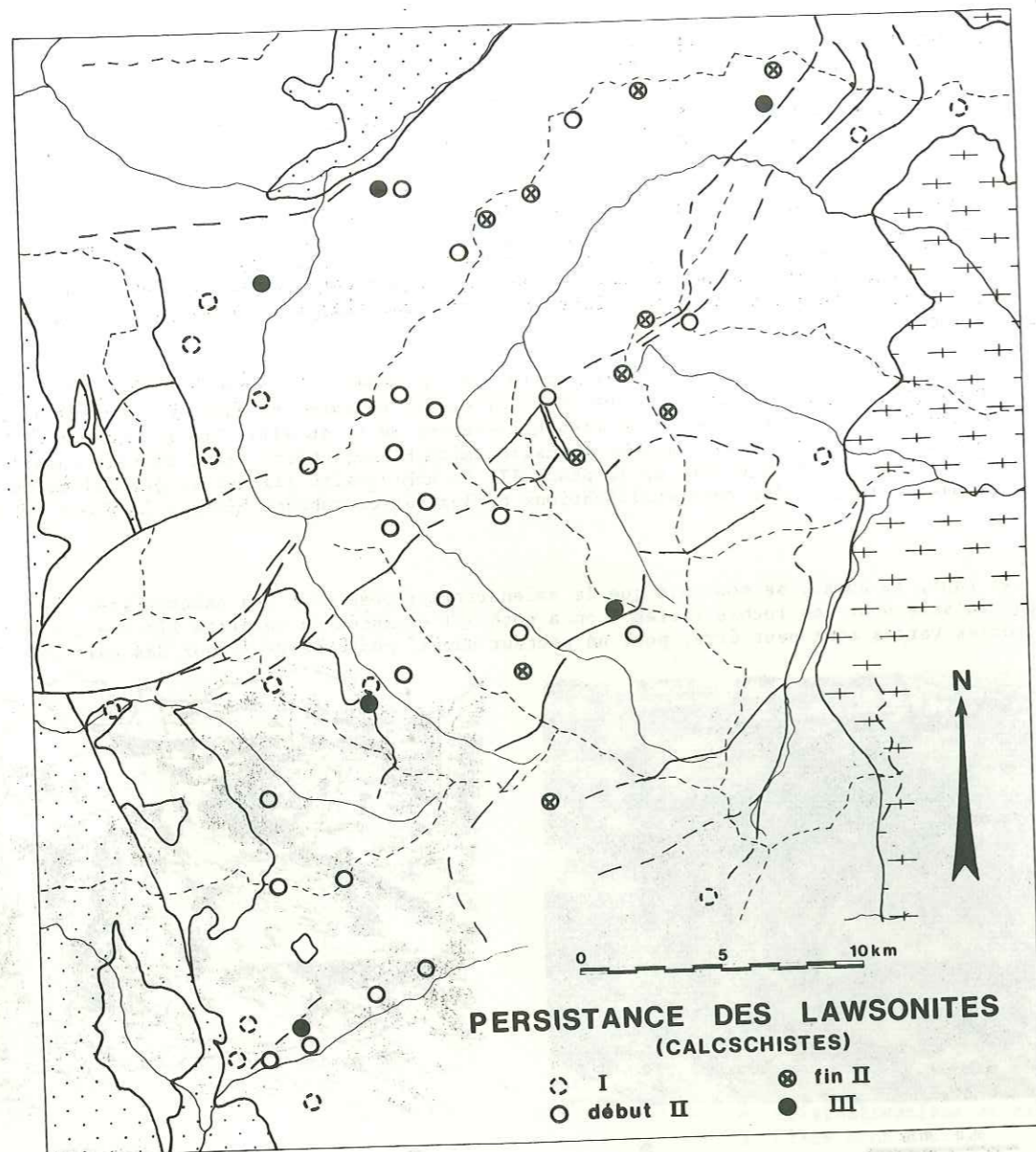


Fig. 134 - Stades de croissance successifs d'une lawsonite

1 : inclusions non orientées ; 2 : inclusions orientées suivant la foliation S_I ; 3 : foliation crénulée par la schistosité S_{II} , et inclusions soulignant des faces de croissance successives.

L'ensemble de la lawsonite est intact, non déformé. Calcaires et schistes (zone de cisaillement) ; Désertes (SW d'Oulx) ; lame A 72 31 a.

Un point tout à fait remarquable concerne la persistance d'un "climat" favorable à la recristallisation et à la croissance des lawsonites dans les métasédiments d'une bonne partie de la région étudiée. On peut ainsi souvent distinguer, à l'intérieur d'une même lawsonite, des formes de croissance successives qui englobent une trame d'inclusions dont la structuration est progressive-



ment plus complexe (fig. 134). En particulier, des faces de croissance successives, matérialisées par des bandes alternativement plus riches et plus pauvres en inclusions, sont souvent subparallèles à la schistosité II. Dans la mesure où ces lawsonites, contemporaines de stades successifs de déformations vigoureuses, ne sont elles-mêmes en général actuellement ni tordues ni brisées, il faut envisager que des recristallisations successives "en masse" ont restauré continuellement les lawsonites. Il faut également noter que, bien que les rapports entre lawsonites et microstructures soient dans l'ensemble cohérents à l'échelle d'un secteur donné, le détail de ces rapports peut varier à l'échelle d'une même lame mince : le dernier temps de recristallisation de lawsonites pour-tant voisines peut par exemple "fossiliser" des stades plus ou moins poussés dans l'élaboration des microstructures II.

Si l'on recense les relations entre lawsonites et microstructures sur l'ensemble de la région alpine étudiée, il est possible de nuancer les informations rassemblées sur la figure 124. En effet, la répartition cartographique actuelle des lawsonites est essentiellement due au comportement cumulé de ces minéraux pendant les phases I et II. En schématisant, on peut considérer que les lawsonites, apparues dès la phase I dans presque tous les métasédiments de la région étudiée, sont, lors de la phase II, rétrotransformées à l'W, recristallisées au centre, transformées en zoïsite et mica blanc à l'E. Localement, au voisinage des roches vertes ou de certains cisaillements, elles peuvent persister jusque pendant la phase III. C'est ce que représente la carte (fig. 135) où sont distinguées les différentes "générations" de lawsonite (CARON, 1974a). La rétrotransformation des lawsonites au début de la phase II dans les secteurs occidentaux est un argument en faveur de la remontée de cette région vers un niveau structural plus superficiel, ce qui est compatible avec la mise en place des "wildflyschs" (chap. VII et XIV). L'épaisseur actuelle de la zone où les lawsonites recristallisent pendant la phase II peut être estimée à 8 ou 10 km. Dans la mesure où, lors des déformations III, il est possible que les aplatissements et les étirements tendent à compenser les plis et les chevauchements (chap. XVIII, § IV), cette estimation pourrait donner un ordre de grandeur de l'épaisseur de la "zone à lawsonite" dans les métasédiments pendant la phase II (fig. 135).

IV - DISCUSSION : RÔLES DES FLUIDES

L'interprétation des conditions régissant le métamorphisme de "haute pression - basse température" n'est pas l'objet d'un accord unanime (voir par exemple ERNST, 1971 a et b ; GRESENS, 1971 ; COLEMAN, 1972). Il est ainsi très fréquent que les épaisseurs de terrains estimées par des arguments purement géologiques soient trop faibles pour rendre compte des conditions expérimentales de pression nécessaires à la stabilité des minéraux caractéristiques de ces conditions. Les observations, certes très incomplètes, faites à l'occasion de ce travail, notamment sur les roches à lawsonite, peuvent contribuer à une meilleure compréhension des conditions de genèse de ce minéral. A partir des chapitres et des paragraphes précédents, on retiendra quelques points qui semblent importants :

Fig. 135 - Répartition cartographique et comportement des différentes "générations" de lawsonite dans les calcschistes des Alpes cottiennes septentrionales

Sur la carte, les lawsonites, apparues au cours de la phase tectonique I, sont distinguées en fonction du moment jusqu'où elles recristallisent.

A l'W, les lawsonites sont détruites au début de la phase II en calcite, micas blancs + chlorite + quartz. A l'E, elles sont détruites en zoïsite et micas blancs. Les "isogrades" (phase II) de recristallisation des lawsonites et d'apparition de zoïsite sont figurés sur une coupe schématique passant par le Monte Fraitève. L'épaisseur estimée de cette zone à lawsonite dans les calcschistes ne représente que très approximativement celle de la zone à lawsonite pendant la phase II. En effet, d'une part le pendage des "isogrades" n'est pas connu avec précision, d'autre part, l'effet des déformations III est négligé.

- la généralité des processus de dissolution - cristallisation dans les roches étudiées ;
- la localisation privilégiée des cristallisations nouvelles dans les "zones d'ouvertures" (fentes, ombres de cristallisation, zones abritées, ...) ;
- la persistance de minéraux "de haute pression", et en particulier de la lawsonite, depuis la phase tectonique I jusque pendant la phase II, voire localement pendant la phase III ;
- les différences de chronologie et de comportement des lawsonites dans les roches vertes et dans les métasédiments ;
- les variations, au sein d'un volume restreint de roche, de la chronologie relative des minéraux et des microstructures.

Outre les conditions régionales de température et de pression, des contrôles locaux doivent ainsi guider la cristallisation et les recristallisations de la lawsonite. On peut rechercher une explication à ces contrôles locaux, tant chimiques que structuraux, dans le comportement de la phase fluide imbibant les roches au moment du métamorphisme (CARON et JEANNETTE, 1975).

1. Existence et caractères des fluides intergranulaires

Des fluides intergranulaires sont présents dans la plupart des roches métamorphiques. Ils remplissent les pores de la roche, et constituent un film interstitiel aux limites des grains. La présence de ces fluides interstitiels au cours d'un métamorphisme de "haute pression - basse température" a notamment été argumentée à partir de déterminations du partage des isotopes de l'oxygène entre divers minéraux (TAYLOR et COLEMAN, 1968 ; BLACK, 1974). L'examen des paragenèses (ERNST, 1965, 1972) aussi bien que les études expérimentales (NITSCH, 1972) attestent que les fluides en équilibre avec les paragenèses à lawsonite étaient très riches en eau (97 à 99 % de molécules), et sous des pressions comparables à la pression totale.

Le remplacement pseudomorphique de lawsonite (silicate calcique et alumineux) par des agrégats variés (par exemple calcite + mica blanc, ou zoisite + mica blanc, mais aussi albite, chlorite, paragonite, ...) témoigne de migrations de matière, au moins à l'échelle des minéraux. Lors d'une suite de processus réactionnels (destruction de certains minéraux, migration de matière, nucléation puis croissance de nouveaux minéraux), des échanges ont ainsi lieu (CARMICHAEL, 1969). Ceux-ci sont beaucoup plus efficaces s'ils se produisent par l'intermédiaire d'un fluide aqueux que s'ils interviennent en milieu solide (LAFFITE, 1957 ; FYFE, TURNER et VERHOOGEN, 1958), surtout aux températures relativement basses (de l'ordre de 200 à 500°C) qui règnent dans le cas qui nous intéresse. Les migrations peuvent se faire par diffusion dans un fluide immobile sous l'action d'un gradient de potentiel chimique (GRESENS, 1966 ; DURNEY, 1972 ; FISHER, 1973) ou, ce qui revient au même, sous l'action d'un gradient d'activité ionique (HELGESON, 1967). Elles peuvent de plus se produire par l'intermédiaire d'un fluide en mouvement sous l'action d'un gradient de pression (LAFFITE, 1957 ; FONTEILLES, 1965) ou d'un gradient de température (GOGUEL, 1953). La phase fluide intergranulaire est ainsi un milieu ou un vecteur privilégié pour les échanges de matière au cours du métamorphisme.

Moyennant certaines conditions de perméabilité et de gradient de température, la percolation d'un fluide aqueux est également un excellent vecteur des échanges de chaleur (GOGUEL, 1953 ; FYFE *et al.*, 1958), dans la mesure où les échanges par convection sont plus efficaces que les échanges par conduction.

Les fluides interstitiels transmettent des pressions isotropes. La perméabilité des roches métamorphiques étant assez réduite, la vitesse d'évacuation des fluides est faible, et la pression des fluides doit atteindre en général une valeur proche de celle de la pression solide. On peut même envisager que la pression fluide dépasse la pression solide (GOGUEL, 1959 ; MASSON, 1972) au moins dans des volumes limités et pour des durées brèves. C'est par exemple ce que propose BLACK (1974) pour les terrains du NW de la Nouvelle-Calédonie, métamorphisés dans des conditions comparables à celles qui nous occupent ici. Cette interprétation résulte d'une estimation des pressions totales par confrontation entre d'une part les températures réalisées aux limites de la zone à lawsonite (étude des isotopes de l'oxygène) et d'autre part l'étude expérimentale des conditions de stabilité de la lawsonite (NITSCH, 1972) ; la différence de pression ainsi estimée est supérieure à celle qui serait due à l'épaisseur de cette zone à lawsonite (7,5 km selon LILLIE, 1970), ce qui pourrait provenir d'une pression fluide supérieure à la pression lithostatique. L'origine d'une telle surpression fluide pourrait

être la rétention des fluides sous une nappe péridotitique imperméable (BROTHERS, 1970). Le gradient thermique pourrait être dans ce cas voisin de la normale. Une autre explication de surpressions fluides dans un gradient thermique normal pourrait être la suivante : la dilatation thermique d'un fluide aqueux interstitiel sous l'action d'une élévation de température peut créer, au moins localement et momentanément, une pression fluide anormalement élevée (NORRIS et HENLEY, 1976) si la perméabilité reste trop faible pour que les fluides soient évacués instantanément, et si la fracturation n'est pas immédiate.

2. Rôles mécaniques des fluides

Les fluides aqueux présents dans la roche ont une influence notable sur différents mécanismes de déformation.

La présence d'eau facilite beaucoup la déformation plastique intracristalline, ainsi que la recristallisation, de minéraux tels que le quartz (GRIGGS et BLACIC, 1965 ; HOBBS, 1968 ; HOBBS *et al.*, 1972 ; BELL et ETHERIDGE, 1976). L'eau augmente en effet la mobilité des dislocations.

Aux températures relativement basses (de l'ordre de 200 à 500°C) qui nous intéressent, il semble toutefois que l'influence de l'eau dans la déformation plastique soit surtout liée à son rôle dans les migrations de matière en solution. En effet, le transfert de matière en solution lors des processus de dissolution - cristallisation en régime de contraintes orientées peut représenter le mécanisme de déformation principal des roches (DURNEY, 1972a ; ELLIOT, 1973) (fig. 130 et 131).

Une augmentation de la pression des fluides diminue la résistance des roches et abaisse leur seuil de rupture (JAEGER et COOK, 1969). Il peut ainsi apparaître des fractures de tension dès que la pression fluide dépasse la contrainte minimale d'une valeur égale à la cohésion de la roche. Ceci peut se produire pour des contraintes déviatoriques faibles si la pression fluide est voisine de la pression lithostatique. Il est probable que des surfaces de discontinuités favorablement orientées cèdent en premier. A l'échelle de la lame mince, on pourrait ainsi expliquer que les surfaces de schistosité soient souvent tapissées secondairement de micas néoformés, ce qui serait plus difficilement concevable si ces schistosités avaient toujours fonctionné en compression ; on pourrait également rendre compte des microdécollements dans la foliation. Par ailleurs, l'augmentation de la pression fluide diminue les frottements solides à l'intérieur de la roche, et donc la résistance au cisaillement (HUBBERT et RUBBY, 1959 ; GOGUEL, 1959 ; JAEGER et COOK, 1969 ; HSU, 1969). Ceci facilite le jeu et le rejeu cisailant de surfaces préexistantes. On peut en particulier s'attendre à des cisaillements le long d'une schistosité pour des valeurs même faibles de l'angle entre la contrainte maximale et la normale à la schistosité. Une telle obliquité est très certainement réalisée au cours d'une déformation progressive non coaxiale (RAMSAY, 1967 ; SCHWERTNER, 1973 ; AUTRAN *et al.*, 1974 ; WILLIAMS, 1976), et ceci rendrait compte des rejeux cisailants de schistosités évoqués à plusieurs reprises dans les chapitres précédents.

3. Rôles minéralogiques des fluides

Les fluides interstitiels participent à de nombreuses réactions métamorphiques. La formation de lawsonite par exemple peut se faire, soit lors de réactions de déshydratation, dans les métasédiments, soit lors de réactions d'hydratation, dans les roches d'origine éruptive. Dans ces fluides principalement aqueux, de faibles augmentations de la proportion de CO₂ entraînent la destruction de la lawsonite (GUITARD et SALIOT, 1971 ; CHATTERJEE, 1971 ; CARON, 1971a ; NITSCH, 1972).

Dans certains cas, le développement de lawsonite est clairement lié, à l'échelle de la lame mince, au voisinage de microfractures (fentes de tension ou bien surfaces de dissolution ; fig. 136). Celles-ci doivent servir de drains dans lesquels circulent des fluides chargés en éléments dissous. La lawsonite peut se former, ou bien par cristallisation à partir des éléments de la solution, ou bien par interaction entre la roche et la solution.

A l'échelle de l'affleurement ou du secteur, on a déjà souligné (chap. V) que le développement ou la recristallisation des lawsonites étaient souvent liés géométriquement au voisinage des lentilles de serpentinite. Ceci suggère un contrôle local (à l'échelle de la dizaine de mètres) du maintien

des lawsonites. Il est tentant d'y voir une influence dans les calcschistes des solutions baignant les serpentinites, suivant des mécanismes comparables à ceux qui sont détaillés par GRESENS (1969).

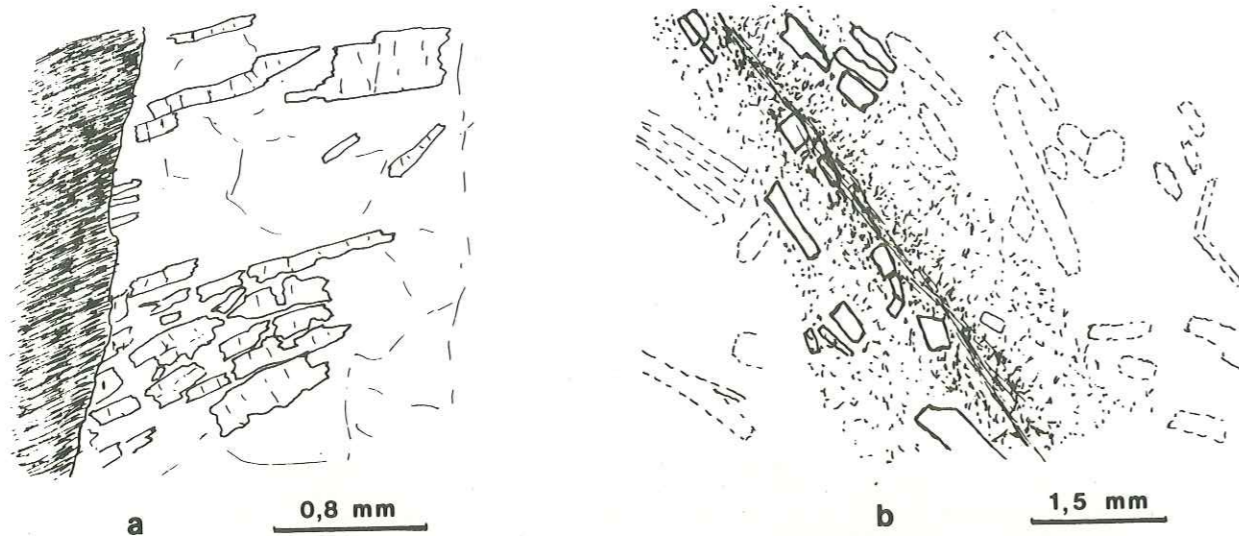


Fig. 136 - Croissance de lawsonite dans des microfractures ou à leur voisinage

a) Des lawsonites se développent dans une fente de tension à quartz et calcite, où elles prolongent les lawsonites très abondantes du fond de la roche. Schistes de la "formation de Roche Noire"; SW du M. Fraîtève ; lame A 74 15 c.

b) Le fond de la roche est fait d'un quartzite chloriteux homogène, à amphibole bleue en partie rétomorphosée en chlorite et albite (contours en tiretés). Une famille de surfaces de dissolution, ayant peut-être fonctionné en cisaillement, est feutrée de petits micas blancs. Le développement de lawsonites (contours en trait plein), dans cette roche dépourvue de calcium, est limité au voisinage immédiat de cette discontinuité. Quartzite micacé et chloriteux ; E du col de Péas ; lame A 72 65 a.

4. Fonctionnement "en clapets" des surfaces de schistosité

Dans les métasédiments des Alpes cottiennes septentrionales, la recristallisation des lawsonites apparaît comme un phénomène ponctuel, bref, pas nécessairement simultané en des points distants d'à peine quelques centimètres, et répétitif.

- Ponctuel : à l'échelle du minéral ou du fragment de minéral (par exemple chapitre III, figure 16).

- Rapide : souvent plus rapide que le développement des microstructures, dont les stades différents peuvent être emprisonnés.

- Non simultané : dans un même échantillon, des lawsonites peu distantes "fossilisent" des stades variés d'une même déformation.

- Répétitif : des lawsonites non déformées emprisonnent des franges successives à microstructures de plus en plus complexes (fig. 134) ; ou encore des lawsonites ont été fragmentées, disjointes, puis réunies à l'intérieur d'un seul cristal non déformé. Ceci est interprété comme l'indice de recristallisations successives d'un même minéral. D'autre part, des bandes à densité d'inclusions alternativement forte et faible marquent souvent les faces de croissance successives d'un même minéral, ce qui correspond à des vitesses de croissance variables, ou encore à une croissance "par saccades". Il faut souligner que ces faces de croissance sont souvent parallèles à la schistosité, ce qui, là encore, indique que les surfaces de schistosité ont pu fonctionner de manière répétée en distension. Une croissance "par saccades" peut également rendre compte de couronnes concentriques (jusqu'à 5) alternativement plus claires et plus sombres dans les amphiboles bleues.

La croissance et la recristallisation de minéraux tels que la lawsonite n'est donc pas uniquement sous la dépendance de facteurs dont la variation puisse être décrite par des gradients réguliers (température, pression, ...). Il faut envisager aussi l'influence de facteurs sensibles à des "pulsations" plus ou moins répétées. C'est le cas notamment des contraintes et de la pression fluide.

Considérons d'abord un cas où la pression fluide serait constante et peu différente de la pression lithostatique. Lorsque des contraintes anisotropes sont appliquées, la déformation qui s'ensuit tend à annuler l'anisotropie des contraintes. Il peut donc arriver à certains moments que l'une au moins des contraintes principales soit suffisamment inférieure à la pression fluide pour que la cohésion soit vaincue le long de certaines surfaces de discontinuités (qui peuvent être apparues au cours d'un stade antérieur). Une schistosité, par exemple, cesse momentanément de fonctionner surtout en compression pour avoir tendance à s'ouvrir.

Toutes choses égales par ailleurs, la pression fluide peut, elle aussi, être sujette à des variations successives, à des "pulsations". Une telle image de fonctionnement "en clapets" a été proposée par AUTRAN, FONTEILLES et GUITARD (1970) pour expliquer le comportement des fluides au voisinage de la limite entre mésozone et catazone dans les Pyrénées orientales. Ces auteurs proposent qu'une barrière de perméabilité s'ouvre de manière répétée pour permettre l'échappement vers le haut de fluides responsables de surpressions momentanées. La barrière empêcherait toutefois les migrations de fluides en sens inverse (vers le bas).

En résumé, on peut envisager le modèle suivant, à titre d'hypothèse interprétative. Dans la mesure où, au cours de stades préliminaires, la compaction, ainsi que la dissolution au contact de certains grains, couplées avec la cristallisation dans les zones de moindre pression, ont diminué à la fois la porosité et la perméabilité, la pression du fluide aqueux interstitiel est peu différente de la pression lithostatique. La déformation se poursuit et se marque notamment par le développement de schistosité. La remontée des isothermes dans le bâti orogénique se traduit par une augmentation progressive de la température.

A l'échelle de quelques grains ou de quelques centimètres cubes, la mise sous tension entraîne une cohésion plus grande des surfaces de schistosité. Cette légère surpression tectonique, ou bien les processus de déformation plastique, contribuent à comprimer les pores. De plus, l'augmentation de température permet le déroulement de réactions de déshydratation, et provoque une expansion thermique des fluides. Pendant ce temps, les interactions entre roche et fluides interstitiels se déroulent en système fermé, dans la mesure où la perméabilité est trop faible pour que l'augmentation de la pression fluide entraîne une évacuation appréciable des fluides.

A partir d'un certain seuil de surpression fluide, la cohésion des roches est toutefois vaincue, et une rupture rapide (distension ou cisaillement) réduit momentanément l'anisotropie des contraintes. Il y a donc augmentation brutale de la perméabilité, évacuation de fluides vers le haut (ouverture du système), et diminution de la pression fluide locale. Ce changement rapide des conditions fluides véhicule des substances dissoutes ainsi qu'une certaine quantité de chaleur et contribue à une augmentation de pression dans un endroit peu éloigné, si bien que le phénomène peut se propager de proche en proche. Les discontinuités que représentent les surfaces de schistosité servent de drain préférentiel pour les fluides qui, à leur tour, facilitent les ruptures, les rejeux cisailants et les réajustements minéralogiques.

Dans un tel modèle, l'équilibre dépend de nombreux facteurs (pression, température, pression fluide, ...), et le système possède des propriétés hétérogènes (composition des solides, composition des fluides, coefficients de dilatation, alternance de niveaux de composition et de propriétés mécaniques différentes, ...). Il est donc possible que les fluctuations même faibles de l'un ou de l'autre des paramètres entraînent le franchissement rapide d'un seuil de comportement.

En suivant l'image proposée, on est conduit à envisager l'histoire tectonométamorphique du bâti, c'est-à-dire la suite des réajustements structuraux et minéralogiques, comme l'intégration sur de longues durées (quelques dizaines de millions d'années) et dans de grandes dimensions (ensemble de la zone piémontaise) de processus ponctuellement instantanés, non simultanés, mais progressant de proche en proche. Cette tentative d'explication reste bien sûr très conjecturale, mais elle pourrait peut-être rendre compte des contrôles locaux, tant structuraux que chimiques, qui paraissent gouverner le maintien de conditions apparentes de "haute pression - basse température".

CONCLUSION

De nombreuses néocrystallisations de minéraux de métamorphisme se font dans des "zones d'ouverture" formées progressivement au cours de l'évolution des déformations. Ces néocrystallisations dans les "zones d'ouverture", combinées avec des dissolutions dans les "zones de serrage", constituent un important mécanisme de déformation, et permettent de visualiser la progression de celle-ci.

Une fois apparus, les minéraux recristallisent de manière répétée pour s'adapter aux changements successifs de structures. C'est le cas notamment de minéraux réputés symptomatiques de conditions de "haute pression - basse température", tels que la lawsonite. Ces minéraux persistent ainsi dans les régions étudiées probablement jusqu'à une époque où plus au N, dans les Alpes italo-suisse, se développent des paragenèses de plus haute température (BOCQUET, 1974 ; FREY *et al.*, 1974 ; PINAULT, 1974). Cette particularité pourrait être liée au rôle des fluides interstitiels, dans la mesure où la partie visible de l'édifice piémontais implique essentiellement dans la région étudiée des sédiments métamorphisés pour la première fois, tandis que plus au N la part des "socles" déjà déshydratés devient prépondérante.

Chapitre XXI

EVOLUTION TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DES RÉGIONS ÉTUDIÉES

A partir des observations et des remarques présentées dans les chapitres précédents, on peut proposer une interprétation de l'évolution tectonométamorphique des régions étudiées. Ce modèle provisoire, qui n'est certainement pas le seul possible, paraît compatible avec ce que l'on sait actuellement des régions voisines. Pour articuler ce schéma avec celui de l'évolution paléogéographique (chap. XV, fig. 74), on le présentera essentiellement sous forme d'une série de coupes interprétatives réalisées suivant la transversale actuelle des Alpes cottiennes septentrionales (fig. 137).

1. *Mise en place d'une nappe ophiolitique antéschisteuse.* Les arguments en faveur de cette "phase 0" ont déjà été avancés au cours des deux premières parties (chap. X, VI, VII, XIV). Une nappe d'origine interne (liguro-piémontaise) se serait avancée jusque sur le domaine piémontais externe, c'est-à-dire sur une distance de l'ordre de la centaine de kilomètres. Aucune structure mineure ni aucun indice de métamorphisme n'a pu être rapporté à cette phase. La direction de mise en place n'est pas précisée, mais elle devait avoir une composante du SE vers le NW. Ceci implique la fermeture du bassin piémontais, et donc un rapprochement du domaine ligure et de la transition entre les domaines Briançonnais et piémontais. On peut admettre que la mise en place de la nappe ophiolitique a eu lieu entre le dépôt des derniers termes des séries de Chabrière et de l'Inzecca (Aptien-Albien ?) et le dépôt des premières séries de type flysch à Helminthoïdes (Sénonien ; ELTER *et al.*, 1966 ; KERCKHOVE, 1969 ; CARON, 1972 ; HACCARD *et al.*, 1972). Un âge compris entre l'Albien terminal et le Turonien est donc plausible.

2. *Premiers plis synschisteux.* Une foliation métamorphique généralisée et des plis couchés d'échelle milli- à kilométrique (voire plurikilométrique ?) sont dus à la "phase I" (chap. XVI et XVII). La direction initiale de ces plis était probablement voisine de N-S à NNW-SSE (1). Les plis majeurs, couchés vers l'W, déforment la superposition anormale précédente. Il est probable que la mise en place des séries piémontaises internes, de type Albergian-Bouchet, par-dessus le massif Dora-Maira date

(1) Le manque de précision des restitutions de directions axiales, ainsi que l'existence possible de virgations, ne permettent pas de mettre en évidence, pour cette phase comme pour les suivantes, d'écart de direction qui seraient significatifs d'une rotation entre la Corse alpine méridionale et les Alpes cottiennes septentrionales.

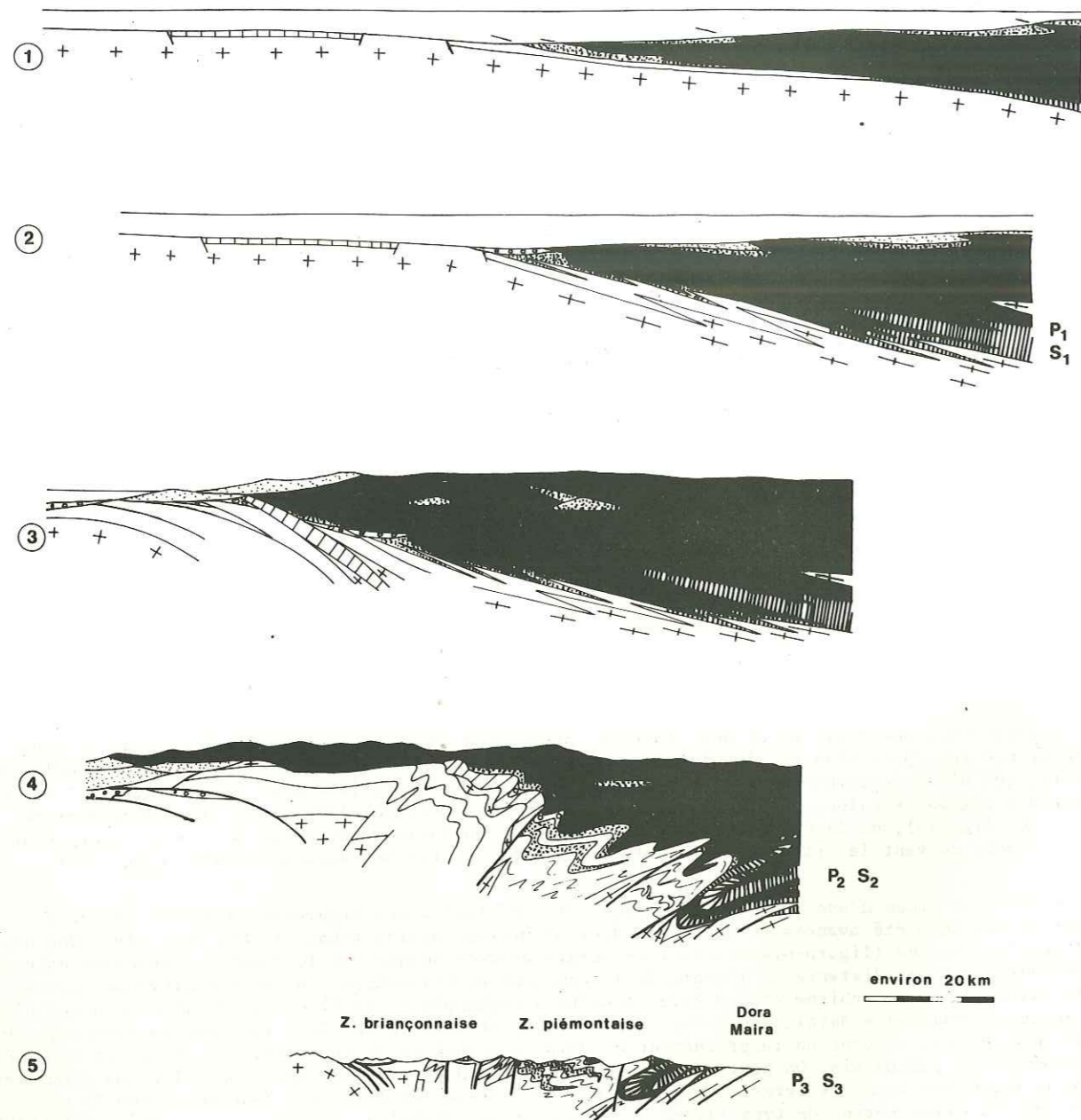


Fig. 137 - Evolution tectonique schématique du domaine piémontais-ligure depuis le Crétacé moyen

Les numéros renvoient aux commentaires dans le texte.

de cette phase. La direction du déplacement principal n'est pas nécessairement perpendiculaire à la direction des plis. Compte tenu des caractères de la foliation I et de la linéation minérale subparallèle, semble-t-il, à la direction axiale des plis I, il est même possible que les mouvements tangentiels se soient effectués suivant une direction voisine de celle de l'axe des plis, ce dont ne rend pas compte la coupe n° 2 de la figure 137. Une interprétation possible consiste donc à se représenter cette phase I comme un mouvement du S vers le N ou du SSE vers le NNW, le long de surfaces à faible pendage E, c'est-à-dire un mouvement subperpendiculaire à la ligne de plus grande pente des surfaces de cisaillement, et non pas subparallèle comme le suggèrent MATTAUER et PROUST (1976). Cette interprétation serait d'ailleurs compatible avec le mouvement reconstitué dans le massif de Lanzo (NICOLAS *et al.*, 1972). Dans les Alpes cottiennes, les minéraux de "haute pression - basse température", et notamment la lawsonite, sont apparus dans toutes les unités d'origine piémontaise externe et plus interne dès cette phase I. Il est possible que la charge lithostatique ne soit pas la seule cause de l'apparition de ces minéraux "de haute pression"; on peut envisager également, à la semelle d'une nappe ophiolitique, des surpressions fluides ponctuellement instantanées mais se propageant de proche en proche, ainsi que des contrôles chimiques (GRESENS, 1969). Le toit de la dalle ophiolitique sous laquelle se déroulent les déformations I et le métamorphisme associé serait très peu déformé. Il supporterait une partie au moins des bassins de flysch à Helminthoïdes, dont la patrie ne serait ainsi pas très éloignée du Briançonnais interne (HACCARD *et al.*, 1972). La mise en place de wildflyschs sur le bord externe de la zone piémontaise serait une manifestation superficielle de cette phase synmétamorphique profonde. La "phase I" pourrait durer pendant tout le Sénonien, ce qui rendrait compte de l'étalement des âges radiométriques rapportés à la "phase éoalpine" dans les Alpes occidentales (HUNZIKER, 1974 ; BOCQUET *et al.*, 1974 ; PINAULT, 1974).

3. *Chevauchements sur la marge interne du Briançonnais.* Un épisode tectonique non défini par l'étude des seuls Schistes lustrés doit prendre place entre la "phase I" et la "phase II" décrites dans ce travail. Des unités d'origine piémontaise externe et liguro-piémontaise, déjà superposées, replissées ensemble et métamorphosées, viennent au contact d'unités prépiémontaises et briançonnaises internes non encore tectonisées (chap. XVI). Il est possible que des écaillages vigoureux au bord interne du Briançonnais et au bord externe de la Corse alpine datent également de cette époque. Mais, plutôt que la masse des Schistes lustrés piémontais, il semble que ce soient surtout les parties hautes ou frontales de l'édifice piémontais-ligure qui dépassent les niveaux structuraux plus profonds. La déconnection des flyschs à Helminthoïdes et de leur substratum se rapporterait à cet épisode. Sur la transversale des Alpes cottiennes, en effet, des unités de flysch à Helminthoïdes et des témoins très peu métamorphosés des ophiolites et de leur couverture sont en contact direct avec les unités prépiémontaises ou briançonnaises, sans interposition d'unités proprement piémontaises. Ces parties hautes de l'édifice pourront d'ailleurs être successivement remises en mouvement vers l'extérieur de la chaîne lors d'épisodes tectoniques ultérieurs. Dans la masse des Schistes lustrés, cet épisode est indistinct de la phase I dont il pourrait constituer le prolongement. Il ne s'agirait somme toute que du diachronisme du début de la tectonisation entre Piémontais et Briançonnais interne. Si cet événement, encadré par des phases synschisteuses I et II, est effectivement lié à la mise en mouvement des flyschs à Helminthoïdes, il peut se situer au Paléocène ou à l'Eocène inférieur (KERCKHOVE, 1969 ; HACCARD *et al.*, 1972 ; GRANDJACQUET *et al.*, 1972).

4. *Plis synschisteux NW-SE.* Des plis synschisteux de direction NW-SE, déversés ou couchés vers le NE, sont le résultat de la "phase II". Ils paraissent affecter de la même manière les Schistes lustrés piémontais, les unités d'origine prépiémontaise et des unités briançonnaises internes. Ces structures déversées ici vers le NE (première manifestation des rétrocharriages) auraient pour équivalent hypothétique en Briançonnais occidental la mise en place des nappes briançonnaises chevauchantes vers l'W (TRICART *et al.*, 1977). Dans cette hypothèse, la phase II serait responsable d'un éventail de structures synchrones, axé sur le Briançonnais. Cet éventail serait accentué par la "phase II bis", bien marquée en Briançonnais (TRICART *et al.*, 1977), et s'atténuant apparemment au niveau de la limite Prépiémontais-Piémontais. C'est de la phase II que sont contemporaines les principales recristallisations métamorphiques dans les calcschistes piémontais. La température semble s'élever nettement au voisinage du massif Dora-Maira (zoisite, hornblende bleu-vert et grenat), tandis que lawsonite et amphibole bleue restent stables ou métastables plus à l'W, et qu'une rétro-morphose se produit encore plus à l'W, dans les parties hautes de l'édifice tectonique II (au voisinage des wildflyschs et des unités d'origine prépiémontaise). La recristallisation des minéraux "de haute pression" pourrait se faire, comme leur formation au cours de la phase I, sous l'influence d'augmentations de pressions locales et instantanées dues au comportement des fluides dans un bâti en cours de réchauffement, ainsi que sous l'influence d'un contrôle chimique de ces fluides. Il est tentant de situer la "phase II" à la limite Eocène-Oligocène. Ceci correspondrait en effet à d'importantes recristallisations métamorphiques datées d'environ 35 à 40 millions d'années (HUNZIKER, 1974 ; BOCQUET *et al.*, 1974 ; PINAULT, 1974).

5. *Déformation d'une mosaïque de blocs.* Les structures de la "phase III" sont composites, aussi bien dans les Alpes cottiennes septentrionales qu'en Corse alpine méridionale. Les premières manifestations de cette phase sont des plis croisés de directions approximativement N-S et E-W. Au SE de Corte, ces deux directions ne sont pas rigoureusement contemporaines, mais pourraient s'enchaîner dans un mécanisme de coulissage dextre et de blocage de mouvements de socle. Dans les Alpes cottiennes, ces plis croisés pourraient traduire une amorce de constriction à l'échelle régionale. Les déformations évoluent ensuite vers des étirements et des glissements synschisteux (réorientation importante des structures antérieures) et des chevauchements vers l'E. Cette accentuation des rétrocharriages n'est d'ailleurs pas limitée à la seule zone piémontaise, mais implique jusqu'au bord oriental du massif de l'Oisans (TRICART, 1975). La combinaison de ces structures ne produit pas nécessairement un raccourcissement important, mais peut correspondre à un réarrangement plus ou moins sur place de la matière. Les recristallisations de lawsonite et d'amphibole bleue sont directement liées au voisinage des roches vertes ou des surfaces de chevauchement. Les limites cartographiques des panneaux décakilométriques à l'intérieur desquels les structures III sont cohérentes ont fonctionné jusque tardivement en décrochements ou en chevauchements. On peut y voir le reflet indirect de la déformation d'une mosaïque de blocs de "socle" (CARON, 1974b), par analogie avec par exemple la Corse alpine méridionale, ou avec la Vanoise méridionale (GOFFE, 1975). Les limites de cette mosaïque, qui paraissent se calquer sur des zones de faiblesse crustale ayant déjà influencé la paléogéographie mésozoïque (chap. XIII, fig. 72 ; CARON et GAY, 1977), se raccordent à deux réseaux de fractures des régions voisines (fig. 138) : d'une part des failles de direction NE-SW ("failles cévenoles") délimitant une mosaïque de blocs de socle dans les zones externes (GRATIER *et al.*, 1973 ; VIALON, 1974) et qui pourraient correspondre à des décrochements sénestres ; d'autre part des zones de fractures NNW-SSE, longitudinales (BARFETY *et al.*, 1968, 1975), le long desquelles un mouvement dextre prédomine. A l'échelle des Alpes occidentales, le serrage correspondant à la phase III serait donc N-S (accompagné de rotations mineures : cf. fig. 94). Les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales occuperaient un coin serré contre deux môles : au NW, le massif d'Ambin, puis la Vanoise, qui se raccordent déjà à la branche N de l'arc des Alpes occidentales ; au SW, le pays briançonnais, qui participe à la branche S de cet arc.

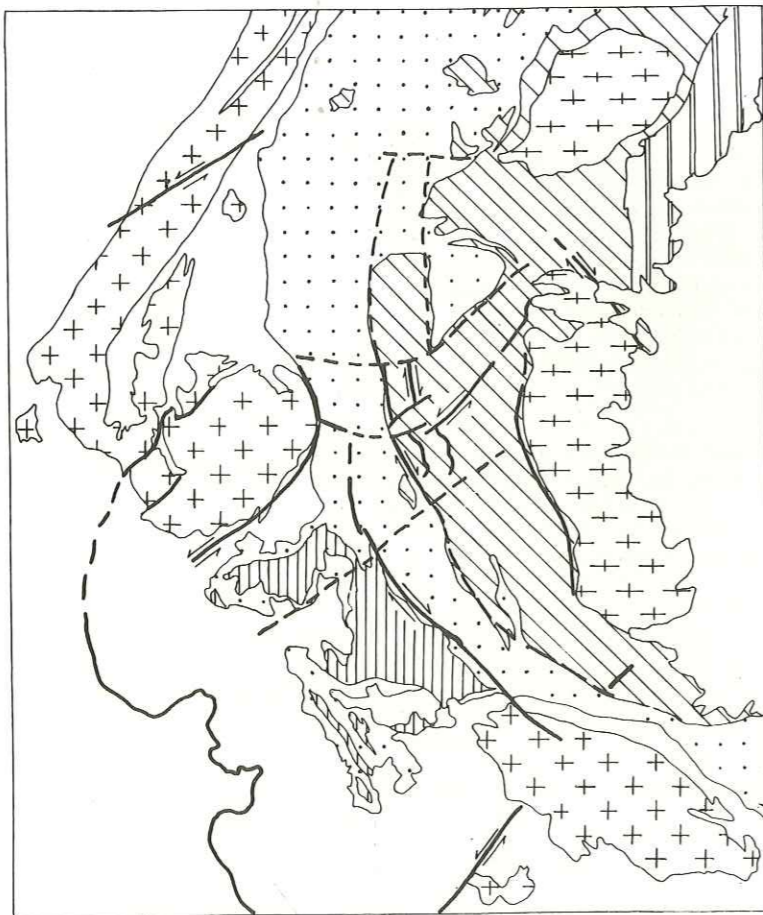


Fig. 138 - Raccords envisagés entre les fractures découpant les Alpes cottiennes septentrionales (fig. 90, 91) et les principales discontinuités des régions adjacentes

En schématisant à l'extrême, l'histoire tectonométamorphique de la zone piémontaise se ramène à deux grandes étapes.

- Dans un premier temps se produirait un déplacement important des zones les plus internes, et un raccourcissement du domaine piémontais (phase "0" et peut-être phase I).

- Ensuite, la déformation prendrait, dans la zone piémontaise, le pas sur les déplacements (changement de mécanisme tectonique). Le raccourcissement principal serait absorbé dans des zones progressivement plus externes.

Cette évolution du comportement de la matière souligne des zones de discontinuités majeures. Par exemple la limite entre zone piémontaise et unités prépiémontaises, influencée par une zone de faiblesse ayant séparé des domaines distincts au Mésozoïque, sépare des ensembles dont le degré de structuration est différent. C'est à la fois la limite d'extension de la première phase synschisteuse, une zone de raccourcissement important entre la phase I et la phase II, et une discontinuité réactivée lors de la phase III.

La migration des zones de raccourcissement vers l'extérieur de la chaîne au cours du temps serait également liée à des éventails successifs de structures (TRICART *et al.*, 1976). Si les interprétations présentées ici sont fondées, un premier éventail de déversements contradictoires serait axé, disons au début de l'Oligocène (phase II), sur le Briançonnais. Au moment de la phase III, les "rétrocharriages" s'étendent jusqu'aux massifs cristallins externes (TRICART, 1975), tandis qu'à l'extérieur de ces derniers, les déversements se font vers l'W. La coïncidence à un moment donné entre axe des éventails de structures, zone d'épaississement maximum et zone de soulèvement maximum (SCHAER et JEANRICHARD, 1974) n'est peut-être pas fortuite. De toute manière, à partir de la phase II, la zone piémontaise est, en tout cas sur les transversales étudiées, plus interne que les axes des éventails successifs.

Finalement, trois conclusions paraissent particulièrement importantes.

- La superposition initiale des unités ophiolitiques ligures (ou liguro-piémontaises) sur les unités épicontinentales piémontaises s.s. est antérieure à la première schistosité, ce qui évoque un mécanisme relativement superficiel.

- Après la phase I, la tectonique des Schistes lustrés ne se résoudrait, dans l'interprétation avancée ici, qu'en des réajustements somme toute mineurs, sans chevauchements de grande ampleur. Les zones de raccourcissement maximum se déplaceraient alors vers l'extérieur de la chaîne.

- Les minéraux réputés symptomatiques d'un métamorphisme de "haute pression", et notamment la lawsonite, ont cristallisé et recristallisé dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes depuis la phase I (apparition dans les différentes unités), jusque pendant la phase III (recristallisations locales). Des conditions propices au développement et au maintien de la lawsonite ont donc probablement persisté pendant 40 à 60 millions d'années. Ceci est peut-être dû à des contrôles chimiques ou structuraux locaux, au moins autant qu'à des charges lithostatiques très importantes et à une remontée des isothermes moins rapide que celle du bâti.

Chapitre XXII

PLACE ET SIGNIFICATION DES RÉGIONS ÉTUDIÉES DANS DES SYNTHÈSES GÉODYNAMIQUES ALPINES RÉCENTES

L'interprétation des chaînes alpines comme le résultat de la collision de deux masses continentales mobiles (Eurasie et Afrique) est déjà ancienne (ARGAND, 1916, 1922 ; GLANCEAUD, 1962, 1968). Cette interprétation a été reprise depuis quelques années dans le cadre de la "tectonique des plaques" (DEWEY et BIRD, 1970 ; DEWEY *et al.*, 1973). Les concepts de base de ces interprétations récentes sont les suivants.

- La lithosphère, épaisse de 70 à 150 km, comprend la croûte, qui peut être continentale ou océanique, et une partie du manteau supérieur.

- Cette lithosphère est divisée en plaques rigides, indéformables, mobiles tangentiellement sur l'asthénosphère moins rigide.

- Les limites de plaques se ramènent à trois types : limites en distension (rides océaniques) ; limites en compression (zones de subduction, ou zones d'obduction, ou zones de collision) ; limites en coulissage (failles transformantes).

- La croûte continentale ne peut pas, en raison de sa faible densité, être engloutie dans une zone de subduction.

La complexité des chaînes alpines périméditerranéennes conduit de plus de nombreux auteurs à envisager l'existence, entre les plaques eurasiatique et africaine, d'une mosaïque de "microplaques", dont les déplacements relatifs pourraient rendre compte de la géométrie d'ensemble tourmentée de ces chaînes.

On abordera ici uniquement les problèmes liés aux Alpes occidentales, en présentant successivement quelques modèles interprétatifs proposés au cours de ces dernières années, puis les données géophysiques disponibles, et enfin une tentative d'interprétation tenant compte des résultats de ce travail.

I - QUELQUES SYNTHÈSES GÉODYNAMIQUES RÉCENTES CONCERNANT LES ALPES OCCIDENTALES

Les synthèses qui ont été tentées peuvent être ramenées à trois types.

- Certaines sont fondées sur une reconstitution de la géométrie possible des plaques impliquées dans les Alpes occidentales, et sur une analyse cinématique de leurs déplacements.

- D'autres s'appuient sur le recensement de structures tectoniques et sur leur interprétation au prix d'un changement d'échelle.

- D'autres encore résultent d'une interprétation de la zonéographie métamorphique d'ensemble des Alpes nord occidentales.

Les divergences entre ces différents modèles montrent que, suivant les aspects envisagés, on peut arriver à des reconstructions bien différentes les unes des autres, ce que l'on va voir à partir de trois exemples, choisis parmi d'autres.

1. Modèle cinématique

L'exemple présenté est celui du modèle proposé par LAUBSCHER (1971). Celui-ci cherche à expliquer l'arc des Alpes occidentales. L'interprétation repose essentiellement sur le fait que l'anomalie gravimétrique positive d'Ivrée, de direction approximativement N-S (fig. 144), se termine au niveau de la ligne insubrienne au N, et sur la transversale de Cuneo au S. Trois plaques sont ainsi délimitées (fig. 139).

- Une plaque correspond à l'avant-pays européen ("plaque du Rhône").

- La plaque "insubrienne" est bordée à l'W, au-delà de l'anomalie d'Ivrée de direction N-S, par le chevauchement pennique frontal. Les limites N et S de cette plaque, de direction E-W, en guident le déplacement. Au N, la ligne insubrienne représenterait un décrochement dextre. Au S, une limite beaucoup moins bien définie, plus diffuse, serait un décrochement sénestre passant approximativement par Cuneo et Gênes.

- La plaque "ligure", presque entièrement disparue, serait à l'origine des nappes de décollement peu épaisses de l'Apennin septentrional, jusqu'aux collines du Montferrat (au niveau de Turin).

La cinématique des mouvements crétacés - paléogènes n'est pas très détaillée par l'auteur. Ceux-ci comporteraient notamment un déplacement de la plaque insubrienne par rapport à la plaque du Rhône. La composante N-S de ce déplacement correspondrait à un raccourcissement de plusieurs centaines de kilomètres, la limite Briançonnais-Piémontais fonctionnant alors comme un décrochement sénestre.

Les mouvements post-oligocènes (fig. 139) pourraient être décomposés, d'une part en un déplacement de la plaque insubrienne de 300 km vers l'W, d'autre part en un déplacement de la plaque ligure de 150 km vers le N. Ces mouvements simultanés entraîneraient, au sein des plaques insubrienne et ligure, la désolidarisation d'une pellicule superficielle charriée, épaisse de quelques kilomètres, et de la masse principale des plaques lithosphériques, sous-charriée et engloutie en profondeur (fig. 139).

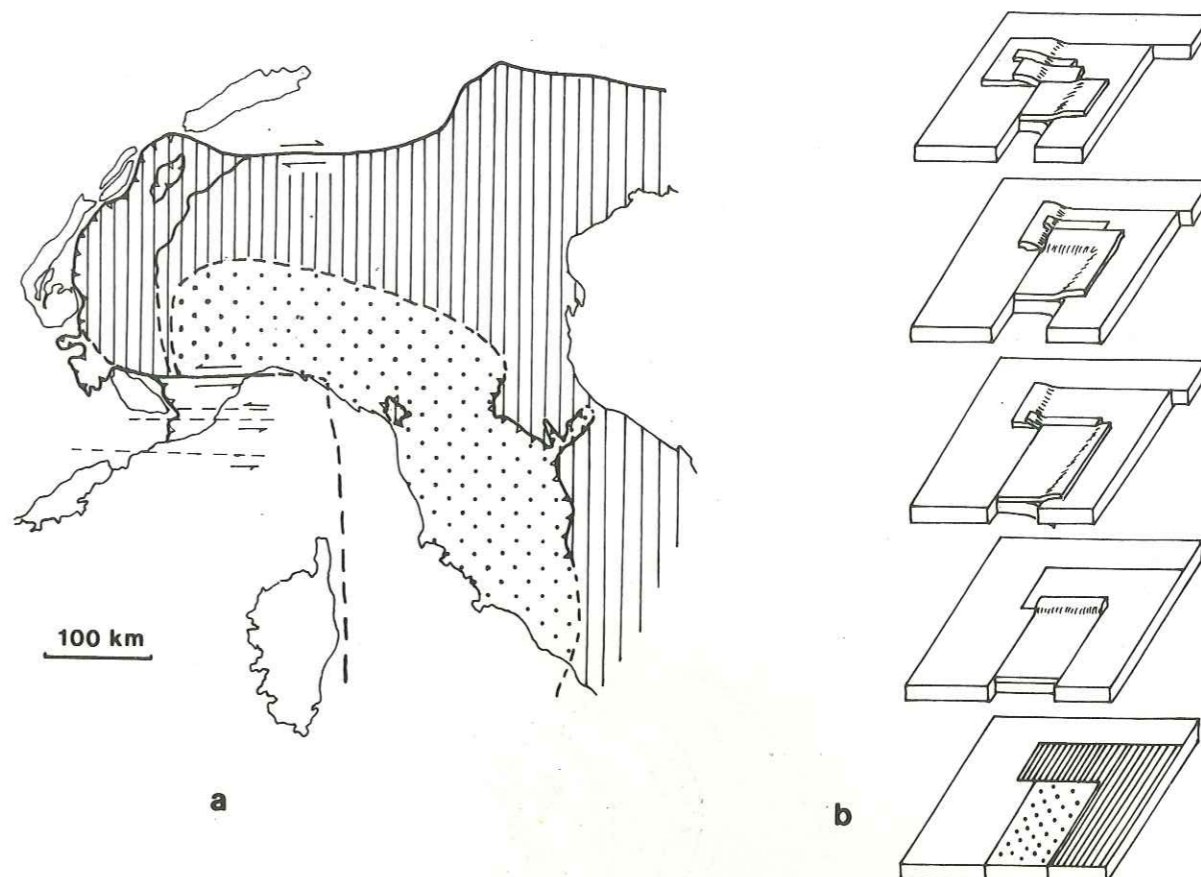


Fig. 139 - Formation de l'arc des Alpes occidentales, d'après LAUBSCHER (1971)

A gauche, sont situées les limites des trois plaques délimitées par l'auteur : en blanc, "plaque du Rhône" ; en hachures verticales, "plaque insubrienne" ; en pointillés, nappes de décollement issues de la "plaque ligure".

A droite, les schémas successifs (de bas en haut) figurent l'interpénétration progressive des trois plaques, envisagée lors des mouvements post-oligocènes.

On soulignera quelques aspects de ce modèle. L'éventualité d'un *clivage horizontal au sein de la croûte* dans les plaques lithosphériques est également envisagée par OXBURGH (1972) ("flake tectonics"). La possibilité d'un *coulissage* le long de la limite Briançonnais-Piémontais, lors d'un épisode anté-oligocène de l'histoire alpine, est compatible avec l'interprétation proposée dans ce travail (chap. XXI) pour la phase I des Schistes lustrés, ainsi qu'avec la reconstitution des directions et sens de cisaillement au sein des péridotites de Lanzo (NICOLAS *et al.*, 1972). Par contre, la direction des déplacements et des raccourcissements post-oligocènes dans les Alpes occidentales n'est pas nécessairement E-W, comme le postule LAUBSCHER. Par exemple, VIALON (1974) interprète certains effets locaux de serrages tardifs E-W dans les Alpes occidentales comme liés à une contraction globale N-S. Pour les Alpes cottiennes septentrionales, on a indiqué (chap. XXI) qu'un serrage N-S était également plausible. De plus, l'évaluation à 300 km par LAUBSCHER de la contraction post-oligocène dans les Alpes paraît trop importante (une centaine de kilomètres pour DEBELMAS, 1972). Enfin, d'après l'auteur lui-même, ce modèle repose sur des conditions initiales (limites de plaques rectilignes et orthogonales, déplacements uniquement sous forme de translations parallèles ou perpendiculaires aux limites) certainement trop simples.

2. Modèle tectonique

Le modèle proposé par CABY (1973) part de l'existence de plis transversaux (c'est-à-dire radiaux) dans l'arc des Alpes occidentales. Un recensement cartographique des plis et des linéations actuellement transverses est fait dans les zones subbriançonnaise, briançonnaise et piémontaise depuis les Alpes ligures jusqu'au Simplon. CABY admet que tous ces éléments structuraux sont pénecontemporains (fini-éocènes), antérieurs à la courbure de l'arc alpin (et donc nés subparallèles dans une direction voisine d'WNW-ESE) et associés au métamorphisme alpin de haute pression (isogrades à pendage W). Cette disposition reconstituée (fig. 140) conduit à admettre que les parties profondes des Schistes lustrés piémontais étaient engagées dans une zone de subduction à pendage W. Cependant l'existence des plis transversaux est interprétée comme l'indice d'une forte composante en décrochement le long de cette zone de subduction, de telle manière que les régions orientales subissent une translation importante du S vers le N. Les parties hautes de l'édifice (sommet de Schistes lustrés, unités austroalpines, flyschs allochtones) "déferleraient" alors par-dessus la zone briançonnaise (mécanisme d'obduction) et seraient donc désolidarisées des unités en voie de subduction. A partir de l'Oligocène inférieur, cette disjonction entre parties hautes et parties profondes s'accroîtrait au cours d'un serrage E-W. Ce serrage final se traduirait par des plis longitudinaux et provoquerait la courbure de l'arc final.



Fig. 140 - Reconstitution, selon CABY, des directions des "plis initiaux de phase I", post-éocènes, avant la courbure de l'arc alpin

Comme LAUBSCHER, CABY envisage donc un *coulissage sénestre* au bord interne du Briançonnais, ainsi qu'un *olivage tangentiel* de la plaque insubrienne. Mais ici, ces deux manifestations seraient synchrones (fini-éocènes), de telle manière que la limite Briançonnais-Piémontais fonctionne comme un grand "décrochement chevauchant" (fonctionnement déjà envisagé, quoique sous une autre forme, par LEMOINE, 1972). Le fondement essentiel de ce modèle est donc la reconstitution et l'interprétation des "plis initiaux de phase I, post-éocènes". Or les cartes dessinées par CABY regroupent, en tout cas pour les régions que j'ai étudiées, des structures linéaires d'ampleurs, de significations et d'âges différents. Il me semble en effet qu'il faut distinguer (troisième partie), d'une part les linéations minérales I et les plis I de la zone piémontaise, et d'autre part les plis II (et II bis) qui déforment les plis et linéations I dans la zone piémontaise, et qui paraissent contemporains des deux premières générations de plis des unités prépiémontaises et de la zone briançonnaise. Les plis I seraient fini-crétacés, et nés approximativement N-S, pour être en général réorientés ensuite, tandis que les plis II, probablement fini-éocènes, sont nés en moyenne NW-SE. Cette interprétation fait apparaître des déformations anté-éocènes qui, à mon sens, sont très importantes et m'obligent à re-

chercher un modèle plus complet. De plus, des problèmes sont posés par le changement d'échelle qu'implique l'interprétation de directions de plis et de linéations en termes de déplacement de plaques. En effet, il n'est par exemple pas déterminé de manière certaine si les déplacements d'ensemble sont subperpendiculaires (CABY, 1973) ou subparallèles (MATTAUER et PROUST, 1976b) à la direction des plis initiaux.

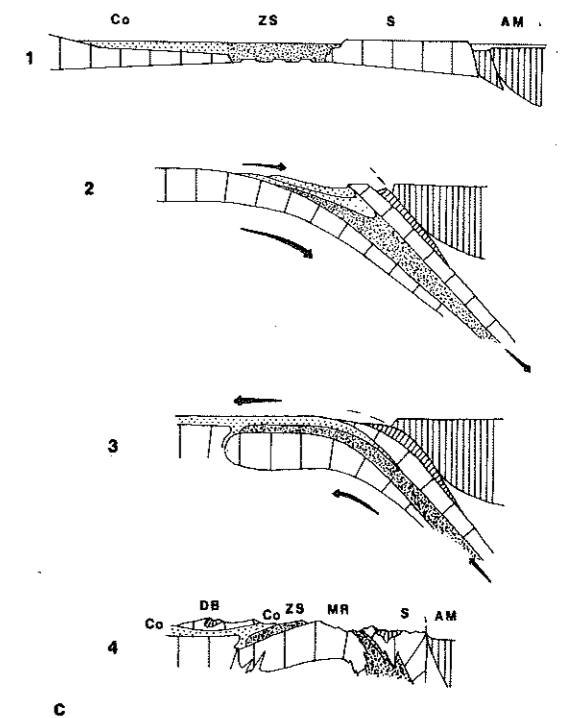
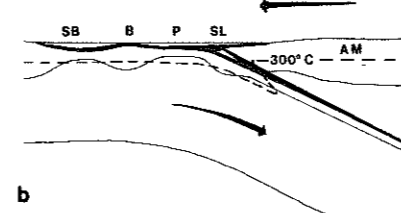
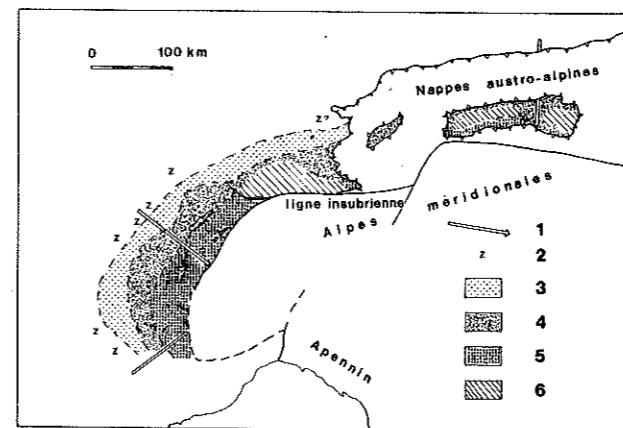


Fig. 141 - Interprétations de la zonéographie métamorphique d'ensemble des Alpes occidentales. Modèles de subductions à pendage SE

a) Répartition cartographique des principaux faciès métamorphiques (ERNST, 1971). 1 : direction et sens de subduction ; 2 : faciès zéolite ; 3 : faciès prehnite-pumpellyite ; 4 : faciès schistes bleus - schistes verts ; 5 : faciès albite-amphibolite et éclogite ; 6 : métamorphisme barrovien de la culmination simplo-tessinoise et des Tauern.

b) Coupe schématique à travers les Alpes occidentales (d'après ERNST, 1973). SB : zone subbriançonnaise ; B : zone briançonnaise ; P : zone piémontaise ; SL : zone Sesia ; AM : Alpes méridionales.

c) Coupes schématiques successives retraçant l'évolution tectonométamorphique des Alpes nord-occidentales (d'après DAL PIAZ *et al.*, 1972). 1 : disposition des principaux domaines paléogéographiques au Jurassique terminal ; 2 : subduction éoalpine = néocrétacée (noter le comportement particulier de la zone du Combin, qui resterait dans les parties hautes de l'édifice) ; 3 : remontée oblique des différentes unités, en fin de l'événement éoalpin ; 4 : disposition actuelle des principales unités, après les déformations alpines s.s. (Eocène-Oligocène inférieur) et la surrection de l'édifice. AM : Alpes méridionales ; Co : zone du Combin ; DB : nappe de la Dent Blanche ; MR : nappe du Mont-Rose ; S : zone Sesia ; ZS : zone Zermatt-Saas.

3. Modèle pétrologique

ERNST (1971b, 1973) interprète le métamorphisme alpin de haute pression et basse température comme le témoin d'une ancienne zone de subduction. Par analogie avec le Japon et avec la Californie, la répartition d'ensemble des minéraux de haute pression et basse température (du NW au SE, faciès zéo-

lite, prehnite-pumpellyite, schistes bleus-schistes verts, albite-amphibolite à éclogites) lui sert de guide pour déterminer le pendage originel vers l'E de cette zone de subduction (fig. 141 a et b). La trace de celle-ci serait la suture passant entre la zone Sesia et la zone d'Ivrée, c'est-à-dire le long de la ligne insubrienne et de la ligne du Canavese. Dans sa première version (1971), le modèle de ERNST implique la subduction sous l'Austroalpin d'une seule grande plaque comprenant le domaine helvétique, le domaine pennique (y compris le bassin ophiolitique) et la zone Sesia (fig. 141b). La zonéographie régulière serait due à un métamorphisme considéré comme monophasé. La remontée des unités s'effectuerait verticalement, par réajustement isostatique. La courbure de l'arc des Alpes occidentales se produirait ensuite de même que le métamorphisme barrovien de la culmination simplon-tessinienne. En 1973, ERNST tient compte de la complexité tectonique des Alpes, et envisage non plus une plaque unique et régulière, mais plusieurs unités imbriquées dans la zone de subduction (formation des principales nappes). Il tente d'expliquer les différences d'âges entre le métamorphisme des zones internes et celui des zones externes par une subduction progressive de zones de plus en plus externes.

Ce schéma est fortement nuancé et complété par G.V. DAL PIAZ *et al.* (1972), par G.V. DAL PIAZ (1974 a et b) et par COMPAGNONI *et al.* (1975) (fig. 141c). Ces auteurs subdivisent le métamorphisme alpin en deux événements principaux. L'événement éoalpin (90-65 millions d'années, Crétacé supérieur) correspondrait à une subduction vers l'E de la marge continentale européenne, du bassin océanique piémontais-ligure, et de la zone Sesia sous la plaque insubrienne. Cette subduction provoquerait (fig. 141c, 2) la disparition du bassin océanique, la dilacération de la plaque subductée en feuillets imbriqués tectoniquement, ainsi que le métamorphisme de haute pression - basse température dans la zone Sesia, dans une partie de la zone piémontaise (zone Zermatt-Saas) et dans les socles de la zone pennique (Grand Saint Bernard, Mont Rose, Grand Paradis, Dora-Maira). La zone du Combin, couverture mésozoïque d'une partie de ces socles, aurait échappé au métamorphisme éoalpin en se désolidarisant de son soubassement initial et en restant dans des parties hautes de l'édifice. Très rapidement à la fin de cet événement éoalpin, des fragments de croûte océanique et continentale enfouis à des profondeurs de l'ordre de 30 à 35 km devraient remonter obliquement le long des plans de subduction pour échapper à la remontée des isothermes (fig. 141c, 3). Ceci rendrait compte d'une partie des contacts tectoniques recoupant des isogrades. Ensuite, l'événement alpin proprement dit se traduirait, à l'Eocène-Oligocène inférieur, par une tectonique synschisteuse polyphasée et par le développement d'un dôme thermique produisant le métamorphisme lépontin (38 millions d'années). Puis une surrection générale de l'édifice interviendrait depuis l'Oligocène moyen.

Ce dernier modèle, appuyé sur des analyses pétrographiques, relie un grand nombre d'observations, mais il soulève toutefois quelques problèmes. Tout d'abord, le métamorphisme de haute pression, qui est interprété par un enfouissement tectonique jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 35 km, ne suffit pas à établir l'existence d'une ancienne zone de subduction comparable à celles qui sont déterminées actuellement par les géophysiciens. Ces dernières supposent en effet l'engloutissement de plaques lithosphériques, épaisses de 70 à 150 km, jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 300 à 700 km. Dans les Alpes, les dimensions admises restent dans la gamme des chevauchements intracrustaux. De tels chevauchements rendraient d'ailleurs mieux compte du fait que de la croûte continentale y est impliquée, ce qui en principe n'est pas possible dans une zone de subduction au sens des géophysiciens. Par ailleurs, un certain nombre de conclusions de la présente étude (chap. XV et XXI) ne paraissent pas pouvoir s'intégrer à ce modèle, tel que je l'ai compris. Les principales difficultés sont les suivantes.

- La superposition initiale antéschisteuse des unités ophiolitiques sur les unités piémontaises supracontinentales ne correspond pas à un mécanisme de subduction, mais plutôt à un mécanisme d'obduction.

- Le métamorphisme débute probablement dès le Crétacé supérieur dans les unités supracontinentales des Alpes cottiennes, alors que, suivant DAL PIAZ (1974a et b), ces unités, prolongement vers le S de la "zone du Combin", devraient avoir échappé au métamorphisme éoalpin.

- La persistance d'un métamorphisme à lawsonite et amphibole bleue jusque dans des stades tardifs (certainement post-éocènes) de la tectogenèse alpine ne paraît pas explicable par une subduction puis une remontée rapide (éoalpine) des Schistes lustrés.

II - DONNÉES GÉOPHYSIQUES

Dans la mesure où les synthèses géodynamiques récentes reposent à la fois sur des données géophysiques et sur des arguments géologiques, il est utile de recenser les données géophysiques proprement dites.

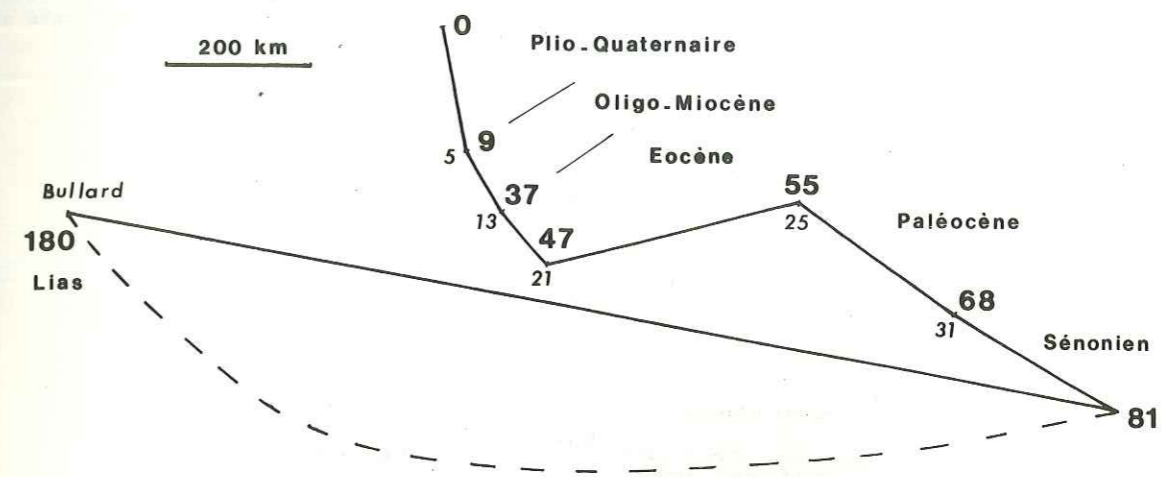


Fig. 142 - Trajet apparent, par rapport à l'Europe supposée fixe, d'un point qui serait situé aujourd'hui à proximité de Turin, et qui aurait été lié à la plaque africaine, d'après WESTPHAL (1976)

L'âge (chiffres gras) des anomalies magnétiques (chiffres en italiques) est modifié en tenant compte de l'échelle proposée par SCHLICH (1975). Le détail du trajet entre le Lias et le Crétacé supérieur n'est pas précisé.

1. Anomalies magnétiques dans l'Atlantique

Le mouvement relatif des plaques eurasiatique et africaine peut être déduit du mouvement relatif de chacune de celles-ci par rapport à la plaque nord-américaine. Il dépend donc de l'histoire de l'ouverture de l'Atlantique. PITMAN et TALWANI (1972) ont analysé cette histoire au cours des 180 derniers millions d'années en partant de l'emboîtement de BULLARD. Des étapes successives sont données par les angles de rotation relative de l'Afrique et de l'Europe par rapport à l'Amérique du Nord entre différentes anomalies magnétiques caractéristiques. A partir de ces données, les rotations successives de l'Afrique par rapport à l'Europe ont été calculées par DEWEY *et al.* (1973) et par WESTPHAL (1976). Ce dernier donne en outre le trajet apparent, par rapport à l'Europe supposée fixe, d'un point qui serait situé aujourd'hui à proximité de Turin et qui aurait été lié à la plaque africaine (fig. 142). Il faut remarquer que ce trajet, d'ailleurs très imprécis durant le Secondaire, n'est qu'un trajet moyen dont le trajet réel peut différer notablement. De plus, l'Italie n'est pas nécessairement restée solidaire de l'Afrique depuis le Trias, et les résultats concernant le mouvement de l'Afrique par rapport à l'Europe ne nous donnent qu'un cadre d'ensemble.

2. Mesures paléomagnétiques dans les Alpes, en Corse et en Italie

Des mesures paléomagnétiques effectuées dans les Alpes, en Corse et en Italie permettent de comparer les pôles virtuels obtenus dans différents secteurs avec ceux de l'Europe stable pour les époques correspondantes.

Pour les terrains permien et triasiques liés aux massifs cristallins externes, les données de WESTPHAL (1976) et de SCHOTT (1976) sont reportées sur la figure 143. On peut, sur la foi de ces rotations apparentes, distinguer trois blocs (SCHOTT, 1976).

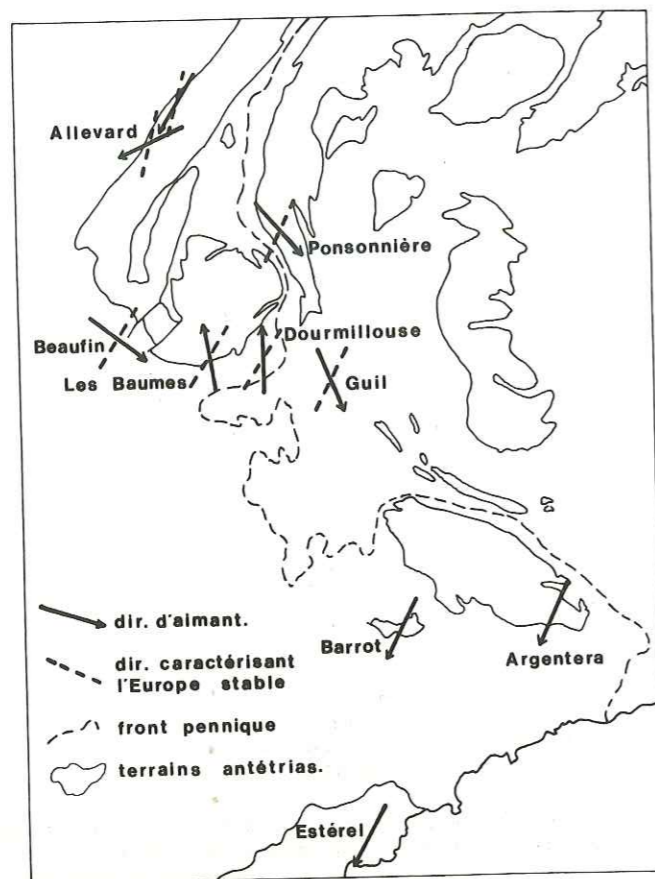


Fig. 143 - Résultats paléomagnétiques obtenus sur le Permien et le Trias des Alpes occidentales, d'après WESTPHAL (1976) et SCHOTT (1976)

- Au N (Belledonne), les orientations ne sont pas significativement différentes de celles de l'Europe stable.
- Au S (Argentera, dôme de Barrot), les orientations sont identiques à celles de l'Europe stable.
- Au centre (Pelvoux et une partie de la zone briançonnaise), on observe une rotation apparente antihoraire de 30 à 60°. WESTPHAL (1976) et SCHOTT (1976) interprètent la rotation du Pelvoux comme l'effet d'un coulisement sénestre le long de failles "cévénolles" SW-NE (VIALON, 1974) (déplacement du bloc méridional vers le NE d'environ 80 km dans le modèle proposé par SCHOTT). L'âge de cette rotation post-triasique ne peut pas être précisé à partir des données paléomagnétiques.

La Corse hercynienne paraît également avoir tourné d'une trentaine de degrés dans le sens antihoraire depuis le Permien (NAIRN et WESTPHAL, 1968 ; WESTPHAL, 1976). Une telle rotation, dont le pôle serait situé à une cinquantaine de kilomètres à l'E de Gênes, rendrait également compte de l'emboîtement des talus continentaux de Corse et de Provence (WESTPHAL *et al.*, 1973), ainsi que des raccords géologiques entre ces deux régions (WESTPHAL *et al.*, 1976). Un problème découle toutefois de la contradiction suivante : les mêmes arguments conduisent les auteurs précédents à admettre une rotation antihoraire d'une soixantaine de degrés de la Sardaigne par rapport à la Provence, dont une trentaine de degrés au Miocène (BELLON *et al.*, 1976). Ceci implique donc une rotation différentielle d'une trentaine de degrés également entre la Sardaigne et la Corse. Or certaines structures géologiques paraissent se raccorder sans changement de direction d'une île à l'autre (ARTHAUD et MATTE, 1976 ; ORSINI et CAPDEVILA, 1976). Les déplacements de la Corse ne sont donc pas entièrement élucidés.

En Italie, des mesures paléomagnétiques ont été effectuées récemment dans le Crétacé et l'Eocène parautochtone d'Ombrie (LOWRIE et ALVAREZ, 1975 ; KLOOTWIJK et VAN DEN BERG, 1975) et de Toscane (VAN DEN BERG et WONDERS, 1976). On met ainsi en évidence dans cette partie de l'Apennin une rotation différentielle des termes élevés par rapport aux termes inférieurs d'une même série stratigraphique. Ces unités auraient subi une rotation apparente antihoraire d'au moins 30° au cours du Crétacé supérieur, puis de 25 à 30° dans le même sens après l'Eocène inférieur. Les différents auteurs ne s'accordent toutefois pas pour décider si cette partie de l'Italie est restée solidaire de l'Afrique jusqu'à l'Eocène inférieur (VAN DEN BERG et WONDERS, 1976) ou si elle s'en est désolidarisée avant le Crétacé terminal (LOWRIE et ALVAREZ, 1975).

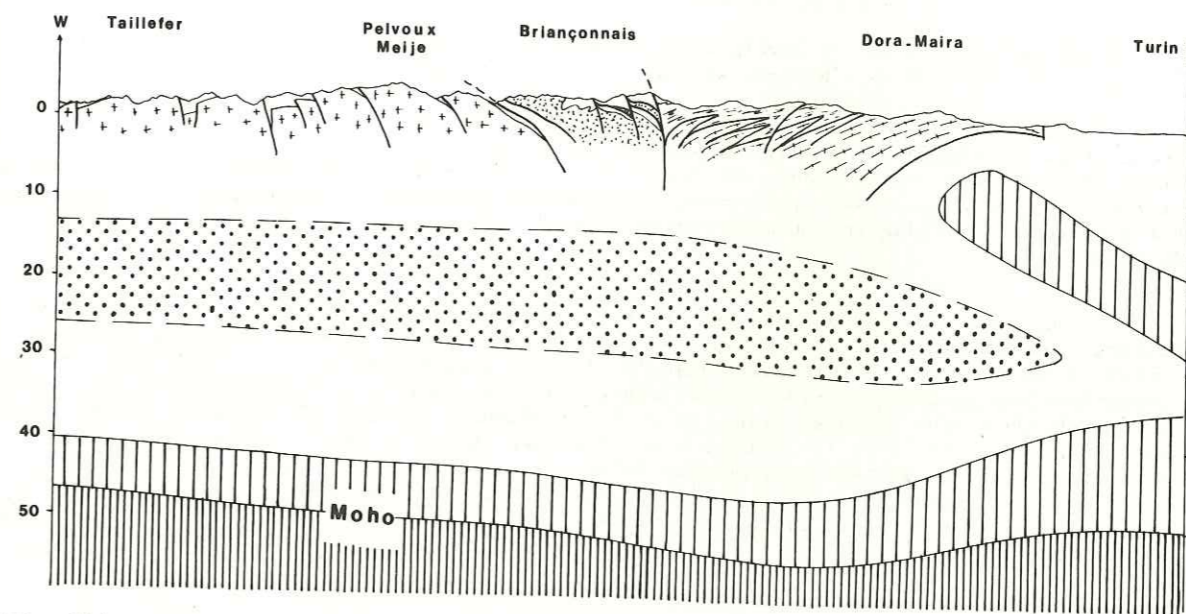
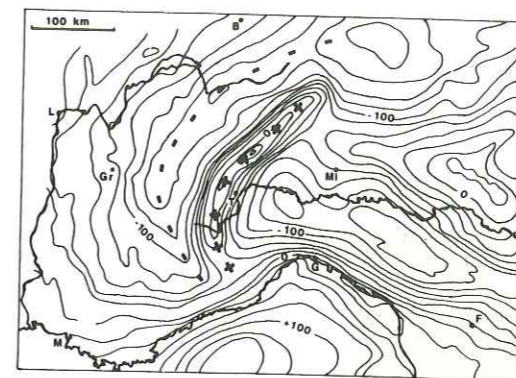


Fig. 144 - Structure de la croûte sous les Alpes, d'après les données de GIESE et MORELLI (1975)

Carte des anomalies de Bouguer ; équidistance des courbes : 20 mgals ; + : axe de l'anomalie d'Ivrée ; - : axe de l'anomalie négative.

Coupe interprétative de la structure de la croûte sous les Alpes occidentales le long du parallèle 45°N (approximativement Grenoble-Turin).

3. Structure de la croûte sous les Alpes et la Corse d'après les données gravimétriques et sismographiques

La répartition cartographique des anomalies de Bouguer dans les Alpes occidentales (fig. 144a) montre, d'une part des anomalies positives atteignant 50 mgals axées sur la zone d'Ivrée, d'autre part de fortes anomalies négatives, jusqu'à - 160 mgals, axées en gros sur la zone Briançonnaise. Plus précisément, l'axe du maximum d'anomalies négatives longe la zone Briançonnaise près de son bord externe depuis les Alpes suisses jusqu'au niveau de Briançon, puis, plus au S, il débordé vers des zones plus externes pour suivre l'axe du massif de l'Argentera. Ce maximum d'anomalies négatives ne coïncide d'ailleurs pas avec le maximum de profondeur du Moho (connu par des méthodes sismiques), qui passe plus à l'E, à peu près au milieu de la zone piémontaise. La profondeur maximale de cette discontinuité est d'une soixantaine de kilomètres au niveau du Mont Cenis. Cette différence est l'indice d'un déséquilibre de la croûte alpine, ce que confirme la mise en évidence, à l'aide de nivellements récents, d'un soulèvement maximum actuel axé sur le bord interne des massifs cristallins externes (SCHAER et JEANRICHARD, 1974).

Les programmes internationaux successifs de sondages sismiques ont permis de proposer une explication de l'anomalie gravimétrique d'Ivrée (fig. 144b). Celle-ci est interprétée comme l'effet d'une lame de matériel (vitesse des ondes longitudinales dépassant 7 km/s), épaisse de 10 à 15 km (GIESE et al., 1970 ; GIESE et MORELLI, 1975). Cette lame, à pendage de 30 à 45° vers la plaine du Pô, se poursuit vers le S au-delà de la zone d'Ivrée proprement dite jusqu'à la latitude de Cuneo. D'autre part, les auteurs cités envisagent l'existence d'une zone d'inversion de vitesse (vitesse des ondes longitudinales descendant jusqu'à 5,5 km/s) au sein de la croûte. Malgré les difficultés que l'on éprouve à préciser les caractères de telles zones, il semble que cette zone à faible vitesse est épaisse d'une dizaine de kilomètres et pend faiblement vers l'E : son sommet serait à une douzaine de kilomètres de profondeur au niveau de Grenoble pour se perdre en biseau sous l'anomalie d'Ivrée vers 25 ou 30 km de profondeur au niveau de Turin (fig. 144b).

Du point de vue du géologue, il semble donc que l'on puisse retenir les aspects suivants.

- D'une part un élément de croûte inférieure solidaire de la plaine du Pô ("plaque insubrienne") s'avance de 35 à 40 km vers l'W au-dessus de la croûte "européenne".

- D'autre part une zone à faible vitesse qui existerait au sein de la croûte alpine pourrait être le siège privilégié d'une désolidarisation entre les 15 ou 20 km les plus superficiels et les parties plus profondes de la croûte continentale ("flake tectonics" d'OXBURGH, 1972). Les déplacements de blocs invoqués en surface à partir d'arguments géologiques n'impliquent donc peut-être pas toute l'épaisseur des plaques lithosphériques, jusqu'à cette autre zone à faible vitesse qu'est l'asthénosphère.

En Corse, la profondeur du Moho est évaluée, par des méthodes sismiques, à une trentaine de kilomètres, tant sous la Corse hercynienne que sous la Corse alpine et sous la plaine orientale (HIRN et SAPIN, 1976). Le Moho se relèverait jusqu'à 11-13 km à partir de 30 km à l'W de la Corse (existence probable d'une croûte océanique en mer ligure). D'autre part, une discontinuité située à environ 5 km de profondeur sous la Corse alpine pourrait représenter la base des Schistes lustrés. Cette estimation est compatible avec les données gravimétriques (LESQUER, 1974 ; BAYER et al., 1976). Ces données gravimétriques mettent également en évidence une forte anomalie positive au NW de la Corse. Celle-ci, qui correspond, d'après les auteurs cités, à une remontée du Moho de 5 km vers le N, semble se prolonger sous la Corse alpine, ce qui excluerait un coulissage important entre Corse hercynienne et Corse alpine.

III - PROPOSITION D'UN MODÈLE POUR LES ALPES SUD-OCCIDENTALES

S'il est relativement aisé de commenter, à partir d'une région que l'on a étudiée, des modèles qui existent déjà, il est beaucoup moins plaisant d'élaborer un nouveau modèle qui sera nécessairement aussi imparfait que les précédents. On va tout de même tenter, sur la base des données géophysiques qui viennent d'être résumées, ainsi que des résultats lithostratigraphiques (chap. XV) et tectoniques (chap. XXI) de ce travail, de compléter ou de modifier les synthèses présentées par :

- BOURBON et al. (1975, 1977) pour l'évolution mésozoïque du domaine Briançonnais,
- DAL PIAZ et al. (1972) et DAL PIAZ (1974 a et b) pour le domaine piémontais-ligure et pour la zone Sesia,
- TRÜMPY (1975, 1976) pour les Alpes italo-suisse,
- DIETRICH (1976) pour les Alpes orientales,
- HACCARD et al. (1972), DECANDIA et ELTER (1972) et ELTER et PERTUSATI (1973) pour la liaison Alpes-Apennin,
- VIALON (1974) pour les zones externes des Alpes occidentales.

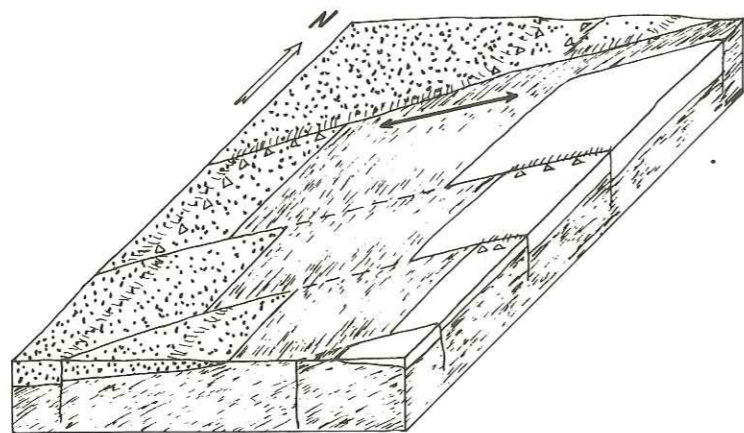
Au Trias moyen et supérieur, les domaines Briançonnais, piémontais et sud-alpin sont le siège d'une sédimentation carbonatée épicontinentale (BAUD et MEGARD-GALLI, 1975 ; MEGARD-GALLI et BAUD, 1977). La plate-forme correspondante était probablement accidentée par des seuils, notamment au niveau de la future zone Sesia. Mais aucune trace de fond océanique n'est décelable dans les domaines alpins à cette époque.

Au Jurassique et au Crétacé inférieur (fig. 145a), une distension se produit entre les domaines Briançonnais et piémontais d'un côté et les domaines austro- et sud-alpin de l'autre. Cette séparation entre la marge continentale européenne et une "plaque" insubrienne est probablement liée au mouvement de dérive relative vers l'E de l'Afrique par rapport à l'Europe durant cet intervalle (fig. 142). La distension se marque d'abord par une flexuration et une fracturation au Lias et au Dogger, puis par la création, probablement au Malm, d'un nouveau domaine à fond océanique : le domaine ligure-piémontais.

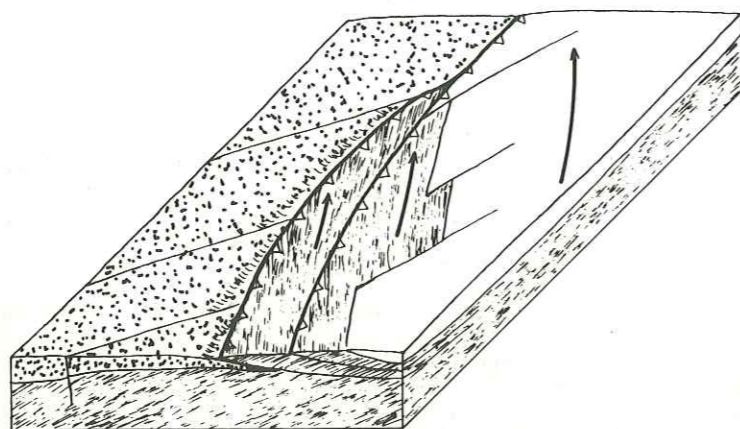
L'abondance des brèches à différents niveaux des séries (chap. XI, fig. 58) est l'indice d'une paléobathymétrie accidentée. Pour autant que la comparaison soit possible avec des marges océaniques actuelles de type atlantique, ceci peut être l'indice d'un déplacement plutôt parallèle que perpendiculaire à la marge continentale (RENARD et MASCLE, 1974 ; MASCLE, 1976). Dans cette perspective, il faut d'ailleurs souligner à nouveau le rôle possible de fractures NE-SW sur la répartition de ces brèches, ce qui pourrait fournir une indication de la direction approximative des distensions (failles transformantes ?). L'ampleur de ces distensions (largeur maximum possible du hiatus océanique) reste matière à discussion. Elle devait être au minimum de l'ordre de 100 à 150 km (TRÜMPY, 1975), mais pas forcément beaucoup plus. Enfin, le mécanisme de formation du fond océanique ligure-piémontais est, lui aussi, controversé : pour certains (OHNSTETTER, 1975, 1976), les ophiolites corses représentent une ancienne dorsale, et le bassin ligure-piémontais se serait formé par un mécanisme d'accrétion de la même manière que les océans actuels. Pour d'autres (DECANDIA et ELTER, 1972 ; P. ELTER, 1976), des cumuls gabbroïques se seraient mis en place du Trias au Dogger sous une croûte continentale comprenant des granitoïdes hercyniens ; cette croûte continentale se serait déchirée au Malm en glissant au-dessus du manteau supérieur, et des laves basaltiques se seraient alors épanchées sur des gabbros ou sur des péridotites mis à nu.

De toute manière, la comparaison entre le "fond océanique" ligure-piémontais et les océans actuels ne peut être faite qu'avec une grande prudence, dans la mesure où ce domaine était beaucoup moins étendu que l'Atlantique actuel par exemple, et également dans la mesure où il a probablement fonctionné beaucoup moins longtemps.

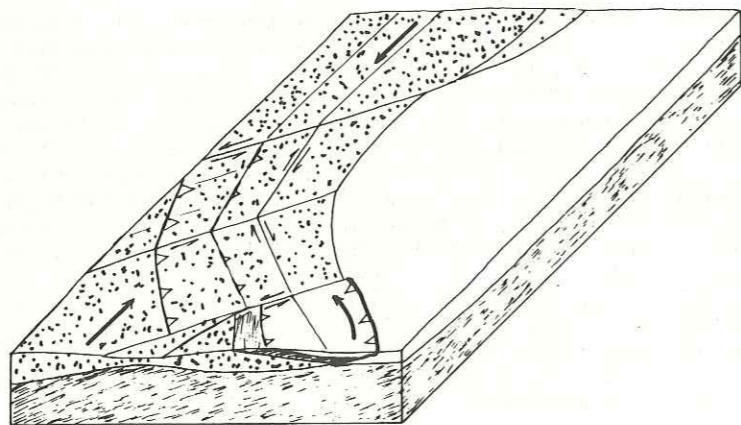
Un ensemble d'événements tectono-métamorphiques "éocalpins" se déroule durant le Crétacé supérieur et peut-être jusque durant le Paléocène (fig. 145b). Ceci débute, sans doute au Cénomano-Turonien, par la mise en place, sans schistosité ni métamorphisme généralisés, d'une partie des ophiolites



a



b



c

Fig. 145 - Interprétation de l'évolution géodynamique des Alpes occidentales

- a) Distension mésozoïque de la marge européenne (en pointillés) et séparation de la plaque insubrienne (en blanc).
 b) Obduction, puis coulissage de la plaque insubrienne vers le N (début de collision), lors de la rotation de celle-ci. Les chevauchements prennent en écharpe les zones paléogéographiques antérieures.
 c) Poursuite de la collision au cours d'un serrage d'ensemble N-S. Mosaïque de blocs limités par des décrochements, des chevauchements vers l'W ou le SW dans le SW des Alpes, et des chevauchements vers le NE dans l'Apennin et dans la zone pennique du SE des Alpes.

liguro-piémontaises et des sédiments associés sur les séries supracrustales piémontaises s.s. Ce charriage initial, d'une flèche apparente de l'ordre de la centaine de kilomètres dans les Alpes cottiennes septentrionales, s'apparente donc à un processus d'obduction (COLEMAN, 1971 ; DEWEY, 1976). Ce processus suppose un clivage tangentiel de la lithosphère océanique, dont le mécanisme n'est pas bien élucidé, de même que le mode de progression de ces nappes de charriage. Plusieurs conséquences découlent de cette interprétation. Tout d'abord, la mise en place tectonique d'un ensemble renversé ophiolites + séries post-ophiolitiques liguro-piémontaises sur des séries à soubassement continental serait antérieure à trois "phases" de plissement accompagnées de schistosité, cisaillement, métamorphisme (chap. V, VI, XXI). Dans les régions les plus vigoureusement déformées, hachées et métamorphosées, il peut devenir extrêmement délicat de retrouver des preuves de ce charriage antéschisteux. Ensuite, si l'obduction crétacée implique l'essentiel du fond océanique éocénocène, les masses continentales "européenne" et "insubrienne" ont dû venir au contact l'une de l'autre tôt dans le Crétacé supérieur ; l'affrontement ultérieur de ces masses continentales correspondrait ainsi à un mécanisme de collision. Enfin, il faut envisager que la paléogéographie des zones alpines internes au Crétacé supérieur puisse être assez différente de la paléogéographie néojurassique-éocénocène (HACCARD *et al.*, 1972). En particulier, le dépôt des flyschs néocénocènes de type flysch à Helminthoïdes a pu se faire non loin du Briançonnais ou de la Corse hercynienne. Cette paléogéographie pouvait être d'autant plus différente de la précédente que le front des charriages initiaux semble avoir pris en écharpe le domaine austroalpin et le fond océanique liguro-piémontais (ELTER et PERTUSATI, 1973 ; DAL PIAZ, 1974a) (fig. 145 a et b). La direction des déplacements correspondant à cette obduction initiale me paraît encore plus difficile à préciser que celle des déplacements ultérieurs.

Il me semble que le mécanisme des événements éoalpains peut évoluer, à la suite de l'obduction initiale, vers une collision entre la plaque insubrienne et la marge européenne, si l'on admet que le fond océanique liguro-piémontais a été presque entièrement obturé lors de l'obduction (au moins au niveau des Alpes cottiennes). Le serrage entre les deux masses continentales en cours de collision au Crétacé supérieur pourrait progresser des zones internes vers les zones externes, ce qui se traduirait simultanément par (chap. XIV, fig. 73) :

- des dépôts carbonatés pélagiques sur la marge européenne (domaine briançonnais),
- le dépôt de flyschs, à alimentation pour partie interne (domaine liguro-piémontais et domaine insubrien) et pour partie externe (domaine briançonnais et domaine corso-sarde) (ELTER *et al.*, 1966 ; KERCKHOVE, 1969 ; HACCARD *et al.*, 1972) sur la bordure W de la plaque insubrienne,
- la genèse de wildflyschs au niveau d'une cicatrice entre les deux plaques,
- une tectonique synschisteuse et synmétamorphique (métamorphisme de haute pression et basse température) dans la zone piémontaise et dans la zone Sesia, sous un ensemble de nappes ophiolitifères liguro-piémontaises.

Le déplacement d'ensemble de la plaque insubrienne par rapport à la plaque européenne pourrait se faire vers le N. Le serrage serait maximum dans les Alpes centrales et orientales. Dans les Alpes occidentales, ceci correspondrait plutôt à un coulissage essentiellement N-S le long d'une famille de surfaces à pendage E, à l'image d'un grand décrochement chevauchant (chap. XXI). Plus au S, au niveau de la Corse et de l'Apennin, une partie du domaine liguro-piémontais pourrait être relativement épargnée par les serrages éoalpains. Ce déplacement paraît compatible avec une rotation antihoraire de la plaque insubrienne au Crétacé supérieur (cf. § II, 2 ci-dessus), pourvu que le pôle de rotation soit situé à l'W de cette plaque, par exemple au niveau de la basse vallée actuelle du Rhône. Un verrouillage progressif des déplacements tangentiels peut être réalisé par les structures synschisteuses et synmétamorphiques. Le raccourcissement maximal pourrait ainsi être absorbé dans des zones de plus en plus externes au cours du temps. Ceci rendrait compte par exemple du diachronisme entre la phase I dans les Schistes lustrés piémontais et le rapprochement de ceux-ci et du Briançonnais interne (chap. XXI).

A partir de l'Eocène inférieur ou moyen, un blocage des déplacements tangentiels de grande ampleur a dû être réalisé dans toute la zone piémontaise. C'est-à-dire que le raccourcissement ne peut plus être absorbé au sein de cette zone par de grands déplacements le long de discontinuités majeures, tandis que la masse des unités resterait moins déformée. Il se produit d'une part une déformation plus diffuse d'ensembles naguère relativement rigides, d'autre part une migration des zones de raccourcissement maximal vers des portions de plus en plus externes de la chaîne (TRICART *et al.*, 1977). On envisage alors que les événements "alpains s.s." (de l'Eocène à l'Actuel) dans les Alpes occidentales correspondent à un mécanisme général différent de celui régissant les événements éoalpains. Ceci se

traduirait notamment par la formation de l'*arc des Alpes occidentales*. Dans l'interprétation envisagée, cet arc serait induit, dans la croûte alpine déformable, par un serrage d'ensemble de direction N-S (fig. 145c). Ce serrage serait contemporain d'une poursuite du métamorphisme. Les déplacements secondaires de blocs seraient guidés par d'anciennes lignes de faiblesse crustale de directions voisines principalement de NE-SW ("failles cévenoles" ; VIALON, 1974) et NNW-SSE. Ces deux directions ne joueraient toutefois pas un rôle symétrique : les déplacements seraient plus importants le long des zones de faiblesse NE-SW, tandis que celles NNW-SSE fonctionneraient plutôt en écrasement. Dans un premier temps, un "bloc provençal" s'avancerait vers le NE. Ce déplacement provoquerait la rotation du Pelvoux et un écrasement de la zone piémontaise, ainsi que de la bordure briançonnaise interne, de plus en plus marqué vers le SE (phase II piémontaise). Puis, ces mouvements étant à leur tour bloqués, la déformation des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes se ramènerait au serrage de l'intrados de l'arc alpin entre les deux branches de cet arc : déformation d'une mosaïque de blocs au cours d'un serrage N-S, étirement E-W de la matière, rotations de blocs mineurs. Simultanément, un échappement se produirait *plus au S* avec la rotation antihoraire d'une portion de croûte alpine (ouverture de la mer ligure) qui chevaucherait la croûte apennine (ELTER et PERTUSATI, 1973).

IV - CONCLUSION : PRÉSENTATION SIMPLIFIÉE D'UN MODÈLE GÉODYNAMIQUE

Le modèle partiel présenté diffère des précédents (§ I ci-dessus) essentiellement par trois points.

- La mise en évidence, dans les Alpes cottiennes septentrionales (chap. V) comme en Corse alpine méridionale (chap. VI), du charriage initial anté-schisteux d'unités ophiolitifères liguro-piémontaises sur les unités supracrustales piémontaises s.s. conduit à admettre un mécanisme initial d'obduction.

- On considère que le métamorphisme dans le faciès schistes bleus (haute pression et basse température) ne suffit pas à démontrer l'existence d'une zone de subduction. Une telle subduction n'expliquerait pas la recristallisation de minéraux du faciès schistes bleus jusque dans des phases tardives de l'orogénèse alpine. On est au contraire conduit à rechercher l'influence possible de contrôles chimiques ou structuraux (chap. XX).

- On envisage que lors des phases II et III, c'est-à-dire probablement depuis la fin de l'Eocène, l'arc des Alpes occidentales se forme par suite de l'avancée vers le NE d'un bloc "provençal".

Malgré le risque que comporte une telle schématisation, on peut résumer comme suit l'évolution géodynamique des Alpes occidentales (caractères des étapes, comportement des plaques, traduction dans la zone piémontaise).

1. *Distension* du Trias au Crétacé inférieur. Individualisation d'une "plaque insubrienne" (actuellement représentée approximativement par l'Italie du N), séparée de la marge européenne par un fond océanique liguro-piémontais (ophiolites) apparu au Jurassique supérieur. Distension peut-être voisine d'E-W, faiblement oblique sur la direction de la déchirure. Différenciation en une paléogéographie accidentée du domaine piémontais s.s., bord de la marge européenne.

2. *Obduction* d'unités ophiolitifères liguro-piémontaises sur les unités piémontaises s.s. au Cénomano-Turonien (?). Rapprochement de la plaque insubrienne et de la marge européenne (suivant une direction SE-NW ?). Ni structure mineure généralisée, ni métamorphisme décelables.

3. *Coulissage* et début de la collision entre la plaque insubrienne et la marge européenne au cours du Crétacé terminal. Fonctionnement de la zone piémontaise comme un décrochement-chevauchement sénestre ductile. Foliation, plis I et développement du métamorphisme de faciès schistes bleus dans la zone piémontaise.

4. *Serrage* et déformation, depuis l'Eocène, d'une portion de croûte composite (poursuite de la collision). Dans un contexte de serrage général N-S, déplacement d'un "bloc provençal" vers le NE. Dans la zone piémontaise, structures II et III déversées ou chevauchantes vers le bord interne de la chaîne ; persistance au moins locale du métamorphisme de faciès schistes bleus. Migration des zones de raccourcissement maximal, sous forme de chevauchements majeurs, vers des zones de plus en plus externes.

Il faut finalement souligner combien une telle interprétation régionale reste fragile. En effet, dans le cadre d'une tectonique globale, les déplacements crustaux évoqués doivent rester compatibles avec la géométrie et la cinématique de plaques lithosphériques plus vastes, à l'échelle au moins de la Méditerranée. Mais inversement, la connaissance de cette dynamique d'ensemble dans le passé est limitée par la précision des reconstitutions dans chacune des régions impliquées. Or ces reconstitutions sont fondées sur des analyses géologiques aussi peu définitives que celle qui est présentée dans ce travail.

Chapitre XXIII

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Ce travail représente une reconnaissance géologique dans les Schistes lustrés de deux régions : les Alpes cottiennes septentrionales et la Corse alpine méridionale. Les principaux résultats et les principales interprétations dégagés au fil des chapitres précédents peuvent être maintenant rassemblés, en complément des conclusions partielles présentées dans les chapitres XV et XXI.

1. *Diversité des Schistes lustrés dans Les Alpes cottiennes.* Six types de séries lithostratigraphiques ont été distingués (chap. X ; fig. I et III h.t.), dont la datation proposée a été établie par comparaison avec d'autres régions alpines (chap. XI).

- La série du Gondran semble, dans l'état actuel des connaissances, limitée uniquement à des termes du Trias supérieur et du Lias.

- Les séries de type Crèche-Meyriès et Gad-il Caire sont comprises entre une base triasico-liasique et des prasinites en masses peu importantes surmontant des schistes. Des brèches sont abondantes à différents niveaux ; les brèches chaotiques sont localisées au voisinage des massifs de socle actuels.

- Les séries de type Salleries-Fontane représentent la couverture réduite, riche en brèches et en faciès régénérés, infraprasinitique, du massif Dora-Maira anté-mésozoïque.

- Les séries de type Albergian-Bouchet sont reconstituées de manière plus incertaine. Par analogie avec les précédentes, on les considère également comme infraprasinitiques, mais leur base est inconnue, et les prasinites y sont beaucoup plus abondantes.

- La série de Chabrière, post-ophiolitique, est plus récente que les autres (néojurassique-éocène).

2. *Diversité des Schistes lustrés en Corse.* En Corse alpine méridionale, des séries comparables à certaines des précédentes peuvent être distinguées (chap. XII ; fig. II et IV h.t.).

- Les séries de type Bagliacone-Riventosa, carbonatées et bréchiqes, ont un cachet liasique.

- La série de San Servanio se termine par des schistes et des prasinites en masses peu importantes.

- La série de l'Inzecca, post-ophiolitique, paraît plus complète vers le haut que la série de Chabrière.

Plus au N de la Corse alpine, deux autres types de séries sont présents : la série de Santo Pietro di Tenda, couverture infraprasinitique réduite d'un socle anté-mésozoïque, et la série de la Castagniccia, probablement infraprasinitique, mais dont la base est inconnue.

3. *Subdivision du domaine piémontais s.l.* A partir de ces séries, une reconstitution paléogéographique est possible : elle permet la subdivision d'un domaine pennique interne diversifié (chap. XIII ; fig. 71, 72 et 74).

- Le domaine prépiémontais tendrait à être annexé au domaine Briançonnais à partir du Dogger.

- Le domaine piémontais s.s. voit le dépôt, sur un socle sialique, de séries témoignant d'une paléogéographie accidentée. On peut y distinguer un domaine piémontais externe et un domaine piémontais interne.

- Le domaine liguro-piémontais (ou, en abrégé, "ligure"), commun aux Alpes occidentales, à la Corse et à l'Apennin, correspond à un fond océanique apparu au Malm.

4. *Reconnaissance de wildflyschs dans la zone piémontaise* (chap. VII et XIV). Des wildflyschs possèdent des caractères sédimentaires et tectoniques qui les différencient des Schistes lustrés proprement dits. Une matrice schisteuse emballe des blocs qui proviennent de différents types de séries de Schistes lustrés (notamment des séries d'origine piémontaise externe et liguro-piémontaise). La matrice paraît moins structurée que les Schistes lustrés proprement dits : la première phase tectonique synschisteuse de ces derniers ne s'y manifeste pas. On dispose ainsi d'un argument pour dater du Crétacé supérieur la première tectonique synschisteuse des Schistes lustrés. De plus, les wildflyschs fournissent un critère de polarité intermédiaire permettant de préciser les caractères (direction, sens de déversement) des phases tectoniques successives.

5. *Mise en évidence d'un charriage anté-schisteux.* Au sein des Schistes lustrés alpins et corses, une superposition anormale de grande ampleur est antérieure à la première schistosité et au premier métamorphisme alpin (chap. III, IV, XVI et XVII). Ceci correspond à la mise en place anté-schisteuse d'ophiolites et de leur couverture sédimentaire, d'origine paléogéographique interne (liguro-piémontaise), en série inverse jusque sur le domaine piémontais externe.

6. *Description de trois tectoniques synschisteuses superposées.* Les tectoniques synschisteuses et symmétamorphiques postérieures au charriage initial des unités ophiolitifères sont rapportées à trois phases successives (première partie et chap. XVI et XVII ; fig. 137).

- La phase I est responsable du développement d'une foliation généralisée et de plis millimétriques à plurikilométriques, de direction axiale voisine de N-S, couchés vers l'W.

- La phase II engendre des plis de direction NNW-SSE à WNW-ESE, déversés vers le NE (première manifestation des rétrocharriages). La première tectonique synschisteuse des wildflyschs, des unités prépiémontaises, et probablement des unités Briançonnaises internes, est due à cette "phase II".

- La phase III réalise des plis croisés de directions N-S et E-W. Elle est interprétée comme l'effet de la déformation d'une mosaïque de blocs lors de l'accentuation des rétrocharriages.

7. *Indications fournies par les minéraux de métamorphisme.* Dans les Alpes cottiennes, des minéraux réputés symptomatiques d'un métamorphisme de haute pression et de basse température (en particulier la lawsonite) sont apparus pendant la phase I dans les unités piémontaises s.s. et liguro-piémontaises déjà superposées (première partie et chap. XX). Ces minéraux ont tendance à recristalliser dans des régions étendues pendant toute la phase II, et localement (voisinage des serpentinites et

de certains contacts cisailants) jusque pendant la phase III. Cette persistance conduit à envisager que les pressions requises pour la croissance et la recristallisation de ces minéraux puissent être atténuées par le biais de contrôles chimiques ou structuraux locaux, ainsi que de surpressions fluides.

8. *Interprétation d'ensemble.* Le modèle géodynamique local qui est proposé comporte les étapes suivantes (chap. XXII ; fig. 74, 137, 145).

- Distension progressive E-W d'une marge européenne entre le Trias supérieur et le Crétacé inférieur.

- Obduction d'unités ophiolitifères liguro-piémontaises sur la marge continentale européenne au Cénozoïque-Turonien (?).

- Coulissage vers le N (début de collision) d'une microplaque insubrienne le long d'un chevauchement-décrochement à pendage E, au cours Crétacé supérieur.

- Poursuite de la collision continentale depuis l'Eocène entre la microplaque insubrienne et la marge européenne, dans un contexte de serrage général N-S (l'arc des Alpes occidentales serait induit par ce serrage).

Seul un coin des "brumes piémontaises" a été soulevé. De nombreux problèmes restent en suspens, ce qui constitue autant de perspectives de recherches nouvelles pour lesquelles les régions étudiées ici paraissent propices.

1. La terminaison apparente des séries piémontaises s.s. au niveau des prasinites peut être due à plusieurs causes. Il est possible, comme on l'a envisagé ici, que la sédimentation au Crétacé inférieur dans le domaine piémontais proprement dit ait été si réduite que l'on n'en retrouve plus trace. La question reste pourtant ouverte si une partie au moins du domaine piémontais a été recouvert tectoniquement par des ophiolites dès le Jurassique terminal.

2. Il faudrait procéder à une recherche systématique des wildflyschs dans la zone piémontaise. Ceci permettrait peut-être de préciser leur âge. Il faudrait vérifier en outre s'il n'y existe pas plusieurs générations de wildflyschs d'âges différents.

3. On dispose maintenant de repères lithostratigraphiques et structuraux suffisamment précis pour mener à bien une cartographie détaillée et homogène des Schistes lustrés alpins et corses.

4. Une quantification des déformations, même approchée, est indispensable pour mieux décrire la répartition des générations successives de structures et le rôle de chacune dans la réalisation de l'édifice final.

5. Certains secteurs des Alpes cottiennes et de Corse alpine sont particulièrement propices à une étude de la progression des déformations. On peut en attendre par exemple une meilleure compréhension des mécanismes de réorientation des linéations minérales ; l'évolution des schistosités peut également y être étudiée au moyen des cristallisations en zones abritées.

6. Une étude pétrographique et minéralogique fine des calcschistes devrait compléter l'étude habituelle des roches vertes pour comprendre l'évolution du métamorphisme. Les différents rôles probables des fluides pourraient être pondérés.

7. De nombreux minéraux de métamorphisme (néoformés ou recristallisés) sont bien repérés par rapport aux microstructures. Une étude radiochronologique menée sur ces bases pourrait permettre de mieux replacer dans le temps les événements tectonométamorphiques successifs.

8. Il ne suffit pas que les différentes interprétations présentées soient cohérentes entre elles. Le schéma proposé doit également être compatible avec ceux qui sont élaborés dans d'autres régions des Alpes. L'ensemble doit être replacé dans une synthèse géodynamique de l'affrontement entre l'Europe et l'Afrique.

R É S U M É

Une étude comparée de deux régions distantes mais complémentaires de la zone piémontaise a été entreprise. Elle a pour objet la reconstitution de plusieurs séries lithostratigraphiques mésozoïques et l'analyse de plusieurs tectoniques alpines synmétamorphiques. Le cadre géologique du travail, ses buts et sa localisation géographique (Alpes cottiennes septentrionales, à l'E de Briançon, et Corse alpine méridionale, au SE de Corte) sont présentés dans l'INTRODUCTION.

La PREMIERE PARTIE consiste en la description de cinq EXEMPLES. Comme dans une excursion géologique, la présentation de cinq secteurs-clés permet de montrer l'imbrication des divers problèmes lithostratigraphiques, tectoniques et pétrographiques. Dans le *premier exemple* (Croix de la Crèche-Meyriès), on propose, dans un secteur alpin, la reconstitution d'une série continue entre le Trias supérieur dolomitique et des roches vertes (prasinites). Cette série est déformée par trois générations successives de plis synschisteux ; les plis de troisième génération, de direction axiale voisine de N-S, sont associés à des étirements intimes de la matière, nettement obliques sur l'axe des plis. Dans le *deuxième exemple*, la série lithostratigraphique du secteur "il Caire", également infraprasinitique, est comparable à celle du secteur précédent, ainsi que la chronologie des événements tectono-métamorphiques ; mais la direction axiale des plis de troisième génération est cette fois voisine d'E-W, si bien que l'étirement y est subparallèle aux axes de plis. Le Monte Fraitève, *troisième exemple*, est constitué de deux séries lithostratigraphiques très différentes : la première est comparable aux séries infraprasinitiques précédentes, tandis que la seconde, postophiolitique, identique à la "série de Chabrière" des auteurs, s'est déposée sur un fond océanique. Une cartographie détaillée démontre que la superposition anormale de ces deux séries est antérieure à la première génération de plis synschisteux. Le *quatrième exemple* (Punta Muracinto) mène momentanément le lecteur en Corse où deux séries lithostratigraphiques différentes, comparables à chacune des séries de l'exemple précédent, sont également superposées lors d'une phase tectonique précoce, puis affectées par trois épisodes principaux de plis synschisteux. A nouveau dans les Alpes cottiennes, le *cinquième exemple* (Punta Gardiol) est consacré à l'étude d'une formation de wildflyschs, apparentés aux flyschs crétacés ; le dépôt de cette formation chaotique est compris entre la première et la deuxième phase tectonique synschisteuse. A l'issue de la première partie, on classe les problèmes lithostratigraphiques (reconnaissance au sein des Schistes lustrés de plusieurs types de séries, aussi bien en Corse que dans les Alpes occidentales), tectoniques (mise en évidence de superpositions anormales majeures, puis de trois phases principales de déformations synschisteuses), et pétrographiques (évolution des cristallisations et des recristallisations métamorphiques associées à chacune des générations de structures synschisteuses).

La SECONDE PARTIE est consacrée à la LITHOSTRATIGRAPHIE des Schistes lustrés. Un *historique* succinct résume tout d'abord l'état des connaissances concernant la stratigraphie des Schistes lustrés du Piémont et de Corse. On passe ensuite en revue *six types de séries lithostratigraphiques dans les Alpes cottiennes septentrionales* ("Chabrière", "Gondran", "Crèche-Meyriès", "Gad-il Caire", "Albergian-Bouchet" et "Selleries-Fontane"). Des *comparaisons* de ces séries entre elles et avec celles d'autres transversales entre le Val d'Aoste et la Méditerranée conduisent à certaines *équivalences* et à des *datations approchées* de certains niveaux repères. Le même travail est ensuite étendu à *cinq types de séries lithostratigraphiques* décrits en *Corse alpine* ("Inzecca", "Bagliacone-Riventosa", "San Servanio", "Santo Pietro di Tenda" et "Castagniccia"). Après avoir recherché les guides paléogéographiques possibles, on assemble des différentes séries reconnues dans les Alpes et en Corse en une *tentative de synthèse paléogéographique* des domaines prépiémontais, piémontais s.s. et liguro-piémontais au Jurassique. L'étude des *wildflyschs* est ensuite l'occasion d'aborder les problèmes de relation entre les Schistes lustrés et les flyschs crétacés, et ainsi d'évoquer le *devenir du domaine piémontais après le Crétacé moyen*. Les conclusions de la seconde partie consistent en une présentation et une interprétation des *paléogéographies successives* entre le Trias supérieur et le Crétacé terminal.

L'étude de la TECTONIQUE et du METAMORPHISME est faite dans la TROISIEME PARTIE. On décrit tout d'abord les *caractères des structures successives* dans les *Alpes cottiennes*, puis en *Corse* : charriage précoce d'unités ligures ophiolitifères sur des unités piémontaises ; premiers plis synschisteux de direction axiale N-S, couchés vers l'W ; seconds plis synschisteux de direction NW-SE déversés vers le NE ; plis croisés N-S et E-W de troisième génération ; fractures et flexures tardives. On peut alors préciser quelques *mécanismes de déformation* responsables des rejeux de schistosités, de l'évolution de la géométrie des plis, de la dispersion des directions axiales des plis mineurs. Après avoir présenté la *répartition cartographique de quelques minéraux de métamorphisme*, on précise les relations entre tectonique et métamorphisme, par l'étude des *relations entre minéraux et microstructures* ; l'accent est mis sur les rôles possibles des fluides sur le développement et la persistance des minéraux de "haute pression et basse température". On interprète ensuite *l'évolution tectonométamorphique des régions étudiées* : mise en place d'une nappe ophiolitique anté-schisteuse ; décrochement-chevauchement ductile ; serrage et déformation d'une mosaïque de blocs décakilométriques.

Dans les CONCLUSIONS, on discute quelques interprétations géodynamiques récentes puis, après avoir rappelé les données géophysiques disponibles, on propose un *modèle interprétatif des Alpes occidentales* (distension, obduction, coulissage, serrage). On rappelle enfin les principaux résultats.

ABSTRACT

A comparative study of two distant but complementary field-areas in the piemontese zone was performed. Its purpose was the reconstruction of several Mesozoic lithostratigraphic series and the structural analysis of several synmetamorphic alpine tectonics. In the INTRODUCTION, the geological frame, the object, and the geographical localization of the study (the Northern Cottic Alps, to the East of Briançon, and Southern alpine Corsica, to the Southeast of Corte) are presented.

The FIRST PART is composed of five EXAMPLES. As in a field trip, the presentation of five key-areas permits the author to point out the imbrication of lithostratigraphic, tectonic and petrographic problems. With the *first example* (Croix de la Crèche-Meyriès), in an alpine field area, the reconstruction of a continuous series between dolomitic Upper Trias and prasinites is undertaken. This series is deformed by three generations of synschistous folds ; the third ones (axial trend N-S) are connected with stretchings oblique to the folds axes. In the *second example* ("il Caire"), the lithostratigraphic series, an infraprasinitic one again, is comparable to the former, just like the chronology of tectono-metamorphic events ; but the axial trend of the third phase folds is now nearly E-W, and the stretching is thus subparallel to the fold axes. The Monte Fraitève, which is the *third example*, is constituted by two very different lithostratigraphic series : the first looks like the former infraprasinitic one, but the second, which is identical to the "Chabrière series" *auctt.*, was settled upon an oceanic crust. A detailed mapping proves that the abnormal superposition of these two series took place before the first synschistous fold phase. The *fourth example* (Punta Muracinto) leads temporarily the reader in Corsica, where two different lithostratigraphic series are, as described in the former example, tectonically superposed during an early phase, and then deformed by three principal superimposed synschistous fold generations. In the Cottic Alps again, the *fifth example* (Punta Gardiol), deals with the study of a wildflysch formation, related to the Cretaceous flyschs ; the deposition of this chaotic formation took place between the first and the second synschistous tectonic phases. At the end of the first part, the different problems are sorted as follows : lithostratigraphic problems (recognition of several lithostratigraphic series amongst the Schistes lustrés, as well in Corsica as in the Western Alps) ; tectonic problems (obviousness of an important tectonic superposition, and then of three principal synschistous deformation phases) ; petrographic problems (evolution of the metamorphic crystallizations and recrystallizations as related to each structure generation).

The SECOND PART concerns the LITHOSTRATIGRAPHY of the Schistes lustrés. First, a brief *bibliographical review* summarizes the point of the knowledges upon the lithostratigraphy of the Schistes lustrés (Piedmont and Corsica). *Six types of lithostratigraphic series in the Northern Cottic Alps* ("Chabrière", "Gondran", "Crêche-Meyriès", "Gad-il Caire", "Albergian-Bouchet" and "Selleries-Fontane") are then described. Comparisons of this series between themselves and with those of other alpine cross-sections are presented, which give rise to some *equivalences* and to *approximate dating* of some guide-levels. The same study is extended to *five types of lithostratigraphic series in alpine Corsica* ("Inzecca", "Bagliacone-Riventosa", "San Servanio", "Santo Pietro di Tenda" and "Castagniccia"). After an investigation of paleogeographic guides, the various series identified in the Alps and in Corsica are gathered into an attempt of *paleogeographical synthesis* of the prepiemontese, piemontese s.s. and liguro-piemontese domains during the Jurassic period. The study of the wildflyschs, then, gives the author the opportunity of tackling the problem of the relations between the Schistes lustrés and the Cretaceous flyschs, i.e. to evoke *the future of the piemontese domain after the Middle Cretaceous*. The conclusions of the second part consist of a presentation and an interpretation of the *successive paleogeographies* between the Upper Trias and the Upper Cretaceous.

The study of TECTONICS and of METAMORPHISM is performed in the THIRD PART. The characteristics of the *superimposed structures in the Cottic Alps*, then in *Corsica* are first described, i.e. : early overthrusting of Ligurian ophiolitic units upon piemontese ones ; first synschistous N-S folds, recumbent westwards ; second synschistous NW-SE folds, overturned northeastwards ; N-S and E-W cross-folds of the third generation ; late fractures and flexures. Some *deformation mechanisms* can then be specified, which are responsible for cleavage recurrences, for the evolution of fold geometry, for the axial-trend dispersion of minor folds. The *cartographical distribution of some metamorphism minerals* is presented. The relations between tectonics and metamorphism are then specified through the study of the *relations between minerals and microstructures* ; the possible parts played by fluids in the development and persistence of "high pressure - low temperature" minerals are emphasized. The *tectono-metamorphic evolution of the studied field-areas* is then interpreted as follows : setting of an early ophiolitic nappe ; ductile strike-slip thrusting ; tightening and deformation of a mosaic of decakilometric blocks.

In the CONCLUSIONS, some recent geodynamic interpretations are discussed, and the available geophysical data recalled. All this leads the author to propose an *interpretative model of the Western Alps* (distension, obduction, strike-slip thrusting, tightening). The principal results are at last recalled.

BIBLIOGRAPHIE

- AMAUDRIC du CHAFFAUT S. (1971) - Etude géologique de la région de Solaro - Poggio-di-Nazza (Corse sud-orientale). Thèse 3e cycle, Paris, 128 p.
- AMAUDRIC du CHAFFAUT S. (1973) - Les relations entre Schistes lustrés et Flyschs autochtones dans le Sud de la Corse alpine. *Géol. Alpine*, 49, p. 5-12.
- AMAUDRIC du CHAFFAUT S. (1975) - L'unité de Corte : un témoin de "Piémontais externe" en Corse ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, p. 739-745.
- AMAUDRIC du CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R. et LEMOINE M. (1972) - Données nouvelles sur la stratigraphie des Schistes lustrés de Corse : la série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes Occidentales et l'Apennin ligure. *C.R. Acad. Sci.*, 275, p. 2611-2614.
- AMAUDRIC du CHAFFAUT S. et LEMOINE M. (1974) - Découverte d'une série jurassico-crétacée d'affinités Briançonnaises transgressive sur la marge interne de la Corse granitique. *C.R. Acad. Sci.*, 278, p. 1317-1320.
- ARGAND E. (1911) - Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. *Mat. Carte géol. Suisse*, N.S., 31, p. 1-25.
- ARGAND E. (1916) - Sur l'arc des Alpes Occidentales. *Eclogae geol. Helv.*, 14, p. 145-191.
- ARGAND E. (1922) - La tectonique de l'Asie. 13e Congrès géol. Internat., Belgique, I, p. 171-372.
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1976) - Arguments géologiques en faveur de l'absence de mouvements relatifs de la Corse par rapport à la Sardaigne depuis l'orogénèse hercynienne. *C.R. Acad. Sci.*, 283, p. 1011-1014.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GOGUEL J. et GUITARD G. (1974) - Sur le mécanisme de la schistosité. *Centenaire de Soc. géol. Belg.*, Liège, p. 89-121.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. et GUITARD G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 12, p. 673-731.
- BADOUX H. (1962) - Géologie des Préalpes valaisannes. *Mat. Carte géol. Suisse*, N.S., 113, 86 p.
- BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. (1960-63) - Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. *in* : Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT, Mém. h. sér., Soc. géol. Fr., p. 331-377.
- BARFETY J.C. et GIDON M. (1975) - La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). *C.R. Acad. Sci.*, 281, p. 1677-1680.
- BARFETY J.C., GIDON M. et KERCKHOVE C. (1968) - Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. *C.R. Acad. Sci.*, 267, p. 394-397.

- BAUD A. et MEGARD-GALLI J. (1975) - Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase préocéanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone Briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IXe Congrès international de Sédimentologie, Nice, p. 45-50.
- BAYER M., BAYER R. et LESQUER A. (1976) - Structure de la Corse : apport des données géophysiques (gravimétrie et magnétisme). Comm. orale - Colloque final de l'A.T.P. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords", Montpellier.
- BEARTH P. (1962) - Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 42, p. 127-137.
- BEARTH P. (1976) - Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. *Eclogae geol. Helv.*, 69, p. 149-161.
- BEARTH P., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., NERVO R. et POLINO R. (1975) - Structures de cumulat dans les ophiolites du Pelvas (Alpes franco-italiennes). Confirmation d'une origine océanique. *Pétrolog.*, 1, p. 237-242.
- BELL T.H. et ETHERIDGE M.A. (1976) - The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia. *Tectonophys.*, 32, p. 235-267.
- BELLON H., COULON C. et EDEL J.B. (1976) - Le déplacement de la Sardaigne. Synthèse des données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques. Comm. orale - Colloque final de l'A.T.P. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords", Montpellier.
- BELON P. (1974) - Les Schistes lustrés de Vanoise. Campagne de juillet 1974. Rapport inédit, 8 p.
- BENELO E. (1955) - Les résultats des études pour la recherche pétrolifère en Sicile. IV World Petrol. Congr., Rome, sect. I/A/2. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, 78, p. 27-50.
- BENELO E. (1956) - Accumuli da risedimentazione (olistostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine. Estensione tempo-spaziale del fenomeno. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, 78, p. 291-321.
- BERNOULLI D. (1964) - Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Mat. Carte géol. Suisse*, N.S., 118, 134 p.
- BERTRAND M. (1889) - Sur les Schistes lustrés du Mont-Cenis. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 17, p. 880-884.
- BERTRAND M. (1894) - Etudes dans les Alpes françaises (structure en éventail, massifs amygdaloïdes et métamorphisme). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 22, p. 69-118.
- BEZZI A. et PICCARDO G.B. (1970) - Studi petrografici sulle formazioni ofiolitiche della Liguria. Riflessioni sulla genesi dei complessi ofiolitici in ambiente appenninico e alpino. *R.C. Soc. mineral. petrol. Ital.*, p. 1-42.
- BEZZI A. et PICCARDO G.B. (1971) - Structural features of the ligurian ophiolites : Petrologic evidence for the "oceanic" floor of the northern Apennines geosyncline ; a contribution to the problem of the alpinotype gabbro-peridotite associations. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 10, p. 53-63.
- BIGAZZI G., FERRARA G. et INNOCENTI F. (1972) - Fission track ages of gabbros from Northern Apennines ophiolites. *Earth Planet. Sci. Let.*, 14, p. 242-244.
- BLACK P.M. (1974) - Oxygen Isotope Study of Metamorphic Rocks from the Ouégoa District, New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, p. 197-206.
- BOCQUET J. (1971) - Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helv.*, 64, p. 71-103.
- BOCQUET J. (1974) - Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises. Thèse, Grenoble, 489 p.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMENACHER D. (1974) - K-Ar and Rb-Sr Dating of Blue Amphiboles, Micas and Associated Minerals from the Western Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 47, p. 7-26.
- BONNAL M. (1972) - Etude géologique de la vallée de l'Ostriconi (Corse) (N de la Balagne sédimentaire - NW du Tenda). Thèse 3e cycle, Paris, 150 p.
- BONNAL M., PARSY A., PRIOU-LACAZEDIEU A. et DURAND-DELGA M. (1973) - Sur la structure de la Balagne sédimentaire (Corse). *C.R. Acad. Sci.*, 276, p. 1949-1952.
- BONNEY F.G. (1889) - Notes on the traverses of the crystalline rocks of the Alps. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 45, p. 67-109.
- BORRADAILE G.J. - Variably oriented co-planar primary folds. *Geol. Mag.*, 109, p. 89-98.
- BOSMA W. (1956) - Contribution à la géologie de la Balagne (Corse). *Geol. Inst. Mededeling n° 234*, Amsterdam, 128 p.
- BOURBON M., CARON J.M., DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D. (1977) - Mesozoic evolution of the Western Alps : birth and development of part of the spreading oceanic Tethys and of its European continental margin. in : Symposium "Histoire structurale des bassins méditerranéens", Split, 1976. Technip, Paris (sous presse).
- BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., MEGARD-GALLI J. et LEMOINE M. (1973) - L'évolution paléogéographique du domaine Briançonnais au Mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente, révolution du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime pélagique profond. *C.R. Acad. Sci.*, 277, p. 769-772.
- BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C., LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D. (1975) - Carbonates de plate-forme et séries pélagiques condensées dans le Mésozoïque de la zone Briançonnaise (Alpes françaises). Excursion 5, IXe Congrès international de Sédimentologie, Nice, 155 p.
- BOUSSAC J. (1912) - Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 662 p.
- BROTHERS R.N. (1970) - Lawsonite-Albite Schists from Northernmost New Caledonia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 25, p. 185-202.
- BROUWER H.A. (1957) - Contributions à la géologie de la Corse. *Geol. en Mijnbouw*, 19, p. 317-328.
- BROUWER H.A. (1960-63) - Remarques sur la tectonique alpine de la Corse. in : Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT, Mém. h. sér., Soc. géol. Fr., p. 275-287.
- CABY R. (1964) - Etude géologique du bord interne de la zone Briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suse). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 40, p. 131-186.
- CABY R. (1973) - Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 15, p. 624-634.
- CABY R., KERCKHOVE C. et LEMOINE M. (1963) - Présence de témoins attribuables à la série du Flysch à Helminthoïdes dans la partie externe du pays des Schistes lustrés des Alpes cottiennes. *C.R. Acad. Sci.*, 256, p. 2003-2005.
- CABY R., MICHARD A. et TRICART P. (1971) - Découverte d'une brèche polygénique à éléments granitoïdes dans les ophiolites métamorphiques piémontaises (Schistes lustrés du Queyras, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, 273, p. 999-1002.
- CARMICHAEL D.M. (1969) - On the Mechanism of Prograde Metamorphic Reactions in Quartz-Bearing Pelitic Rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, p. 244-267.
- CARON C. (1966) - Sédimentation et tectonique dans les Préalpes : "flysch à lentilles" et autres complexes chaotiques. *Eclogae geol. Helv.*, 59, p. 950-957.
- CARON C. (1972) - La Nappe Supérieure des Préalpes : subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. *Eclogae geol. Helv.*, 65, p. 57-73.
- CARON C. et WEIDMANN M. (1967) - Sur les flyschs de la région des Gets (Haute-Savoie). *Eclogae geol. Helv.*, 60, p. 357-398.
- CARON J.M. (1969) - Sur des brèches polygéniques chaotiques intercalées dans les Schistes lustrés piémontais au Monte Banchetta près de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 112.
- CARON J.M. (1970) - Contribution à l'étude géologique de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3e cycle, Orsay, 188 p.
- CARON J.M. (1971a) - Influence possible du comportement des constituants fluides sur les associations à lawsonite et glaucophane dans les Alpes franco-italiennes à la latitude de Briançon. *C.R. Acad. Sci.*, 272, p. 1937-1939.
- CARON J.M. (1971b) - Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes cottiennes, Italie). *Géol. Alpine*, 47, p. 45-67.
- CARON J.M. (1973) - Les glissements synschisteux dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie) : leurs liaisons avec les rétrocharriages. *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, 26, p. 259-278.
- CARON J.M. (1974a) - Rapports entre diverses "générations" de lawsonite et les déformations dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales (France et Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 16, p. 255-263.
- CARON J.M. (1974b) - Les glissements synschisteux, reflets dans les Schistes lustrés de mouvements de socle ? (exemple dans les Alpes cottiennes septentrionales, France et Italie). *Géol. Alpine*, 50, p. 45-55.
- CARON J.M. et GAY M. (1977) - La couverture mésozoïque du massif d'Ambin, transition entre le domaine Briançonnais et le domaine piémontais ? *Eclogae geol. Helv.*, 70, (sous presse).
- CARON J.M. et JEANNETTE D. (1975) - Cisaillements et cristallisations dans les roches métamorphiques : interprétation de quelques microstructures. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, p. 708-720.
- CARON J.M., SCHUMACHER F. et TRICART P. (1973) - Chronologie et évolution longitudinale des structures dans les Schistes lustrés piémontais des Alpes cottiennes (France et Italie). *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, 26, p. 245-258.
- CAYEUX L. (1929) - Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 696 p.
- CHATTERJEE N.D. (1963) - Zur Tektonik der penninischen Zone in der weiteren Umrahmung des nördlichen Dora-Maira Massivs, italienische Westalpen. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 536-550.
- CHATTERJEE N.D. (1971) - Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora-Maira Massif, Western Italian Alps. *Neues Jb. Mineral. Abh.*, 114, p. 181-245.
- CHESSEX R. (1959) - La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie (France). *Eclogae geol. Helv.*, 52, p. 295-400.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. et VUAGNAT M. (1964) - Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). *Arch. Sci. Genève*, 17, p. 324-346.
- CHOUKROUNE P. (1971) - Contributions à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("pressure shadows"). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 13, p. 257-271.

- COLEMAN R.G. (1972) - Blueschist metamorphism and plate tectonics. 24 Internat. Geol. Congress, Sect. 2, p. 19-26.
- COLEMAN R.G. et PETERMAN Z.E. (1975) - Oceanic plagiogranite. *J. Geophys. Res.*, 80, p. 1099-1108.
- COMPAGNONI E., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. et WILLIAMS P.F. (1975) - The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. Italy-U.S.A. Cooperative project on high pressure-low temperature metamorphism in the Western Alps. Internal Report, 2, 54 p.
- CONTI S. (1943-55) - Studi geologici sulle Alpi occidentali. *Boll. Serv. geol. Ital.*, 75, p. 491-517 et p. 525-529; 77, p. 1-52.
- COUTURIE J.P. (1965) - Etude géologique de la série des Schistes lustrés de la vallée du Tavignano. *Bull. Soc. Hist. nat. Corse*, 17 p.
- DAL PIAZ Gb. (1927) - Su alcuni lembi del ricoprimento della Dent Blanche (VI) compressi entro le formazioni posttriasiche della Grivola. *Rend. R. Accad. Naz. Lincei*, (6), 6, p. 525-528.
- DAL PIAZ Gb. (1929) - La nappe de la Dent-Blanche ou des Schistes lustrés dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Flore Caldoitaine*, 20, p. 39-51.
- DAL PIAZ G.V. (1974a) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique (1ère partie : considérations paléogéographiques). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 93, p. 437-468.
- DAL PIAZ G.V. (1974b) - Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique (2e partie). *Schw. Min. Petr. Mitt.*, 54, p. 399-424.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. et MARTINOTTI G. (1972) - La zona Siesa-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 11, p. 433-466.
- DEBELMAS J. (1955) - Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). *Mém. expl. Carte géol. dét. 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 alpine-apenninique. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 14, p. 229-244.
- DEBELMAS J. (1974) - Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Géologie de la France, vol. 2, Doin, Paris, 544 p.
- DEBELMAS J. (1975) - Les Alpes et la théorie des plaques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, (2), 17, p. 195-208.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 38-40.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1964) - La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. *Inform. Sci.*, 1, p. 1-33.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M. (1970) - The Western Alps : palaeogeography and structure. *Earth. Sci. Rev.*, 6, p. 221-256.
- DECANDIA F.A. et ELTER P. (1972) - La "zona" ophiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Gravena (Appennino Ligure). 66e Congresso della Soc. geol. ital., Pisa, p. 37-64.
- DELCEY R. (1962) - Géologie de la région de Saint-Florent-Oletta. Contribution à l'étude des minéralisations corses (Prato-Farinole-Tama-Frangone). Thèse 3e cycle, Paris, 140 p.
- DELCEY R. (1974) - Données sur deux nouvelles séries lithostratigraphiques de la zone des Schistes lustrés de la Corse nord-orientale. *C.R. Acad. Sci.*, 279, p. 1693-1696.
- DELCEY R., LIMASSET J.C. et ROUTHIER P. (1964) - Les bassins sédimentaires du Nord de la Corse : Essai de synthèse stratigraphique et aperçu tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 4, p. 322-333.
- DELCEY R. et MEUNIER A. (1966) - Le massif de Tenda (Corse) et ses bordures : la série volcano-sédimentaire, les gneiss et les granites ; leurs rapports avec les Schistes lustrés. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 278, 61, p. 237-251.
- DELCEY R., MEUNIER A. et ROUTHIER P. (1965) - Stratigraphie, épaisseur et style tectonique des Schistes lustrés de la Corse. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 260, p. 6644-6647.
- DEWEY J.F. (1976) - Ophiolite obduction. *Tectonophys.*, 31, p. 93-120.
- DEWEY J.F. et BIRD J.M. (1970) - Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, p. 2625-2647.
- DEWEY J.F., PITMANN III W.C., RYAN W.B.F. et BONNIN J. (1973) - Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 3137-3180.
- DIETRICH V.J. (1976) - Plattentektonik in den Ostalpen eine Arbeitshypothese. *Geotekton. Forsch.*, 50, p. 1-84.
- DURAND-DELGA M. (1975) - Impressions sur l'édifice alpin de Corse. *in* : Tectonic problems of the Alpine System, hommage au Professeur Dimitrij ANDRUSOV, Bratislava, p. 203-229.
- DURAND-DELGA M. et coll. - Corse. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris (sous presse).
- DURNEY D.W. (1972) - Deformation history of the Western Helvetic nappes, Valais, Switzerland. Ph. D. Thesis, London Univ., 327 p.

- DURNEY D.W. et RAMSAY J.G. (1973) - Incremental Strains Measured by Syntectonic Crystal Growths. *in* : Gravity and Tectonics, Wiley, London, p. 67-96.
- ELIE de BEAUMONT L. (1828) - Notice sur un gisement de végétaux fossiles et de Bélemnites situées à Petit-Coeur, près Moutiers, en Tarentaise. *Ann. Sci. nat.*, 14, p. 113.
- ELIE de BEAUMONT L. (1871) - Seconde note sur les roches qu'on a rencontrées dans le creusement du tunnel des Alpes occidentales entre Modane et Bardonnèche. *C.R. Acad. Sci.*, 73, p. 689-715.
- ELLENBERGER F. (1950) - Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 55.
- ELLENBERGER F. (1958) - Etude géologique du Pays de Vanoise (Savoie). *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 561 p.
- ELLENBERGER F. et LEMOINE M. (1955) - Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 146.
- ELLENBERGER F., MICHARD A. et STURANI C. (1964) - Découvertes d'ammonites et observations stratigraphiques dans les "Schistes lustrés" du Val Grana (Alpes cottiennes). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 259, p. 3047-3050.
- ELLIOTT D. (1973) - Diffusion Flow Laws in Metamorphic Rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 2645-2664.
- ELTER G. (1960) - La zona pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 22, 113 p.
- ELTER G. (1971) - Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Géol. Alpine*, 47, p. 147-169.
- ELTER G. (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes lustrés. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 28, 19 p.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. et WEIDMANN M. (1966) - Sur la prolongation du domaine ligure de l'Appennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes. *Arch. Sci. Genève*, 19, p. 279-377.
- ELTER P. (1975) - Introduction à la géologie de l'Appennin septentrional. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 17, p. 956-962.
- ELTER P. et PERTUSATI P. (1973) - Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle sue relazioni con l'arco delle Alpi occidentali. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 12, p. 359-375.
- ELTER P. et RAGGI G. (1965) - Contributo alla conoscenza dell'appennino ligure : 1) osservazioni preliminari sulla posizione delle ophioliti nella zona di Zignago (La Spezia). 2) considerazioni sul problema degli olistostromi. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 84, 3, p. 303-322.
- ELTER P. et RAGGI G. (1965) - Contributo alla conoscenza dell'appennino ligure : 3) Tentativo di interpretazione delle breccie ophiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino Ligure. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 84, 5, p. 1-12.
- ERNST W.G. (1971a) - Do mineral parageneses reflect unusually high-pressure conditions of Franciscan metamorphism? *Amer. J. Sci.*, 270, p. 81-108.
- ERNST W.G. (1971b) - Metamorphic Zonations on Presumably Subducted Lithospheric Plates from Japan, California and the Alps. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, p. 43-59.
- ERNST W.G. (1972) - CO₂-poor composition of the fluid attending Franciscan and Sambagawa low-grade metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, p. 497-504.
- ERNST W.G. (1973) - Interpretative Synthesis of Metamorphism in the Alps. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 2053-2078.
- ESCHER A. et STUDER B. (1839) - Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. *Neue Denkschr. d. allg. Schweiz. f.d. gesammten Natw.*, 3, 218 p.
- ESCHER A. et WATTERSON J. (1974) - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. *Tectonophys.*, 22, p. 223-231.
- FISHER G.W. (1973) - Nonequilibrium thermodynamics as a model for diffusion-controlled metamorphic processes. *Amer. J. Sci.*, 273, p. 897-924.
- FLINN D. (1962) - On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 118, p. 385-433.
- FLORES G. (1955) - *in* BENEVO E. (1955) - Discussion, p. 47.
- FONTEILLES M. (1965) - Sur la profondeur de formation des veines à disthène géodique de la région de Baud (Morbihan), et sur la signification des veines à disthène en général. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, 88, p. 281-289.
- FRANCHI S. (1897) - Appunti geologici e petrografici sui monti di Bussoleno nel versante destro della Dora Riparia. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 28, p. 3-46.
- FRANCHI S. (1898) - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 29, p. 173-247 et 325-482.
- FRANCHI S. (1904) - Ancora sull'età mezoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 35, p. 125-179.
- FRANCHI S. (1905) - A proposito della riunione in Torino della Società geologica di Francia, nelle settembre 1905. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 36, p. 298-313.

- FRANCHI S. (1909) - Bibliografia ragionata dei principali lavori concernenti la cronologia dei terreni a "facies piemontese" (zone delle pietre verdi, schistes lustrés, Bündnerschiefer, Schieferhülle). *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 40, p. 552-591.
- FRANCHI S. (1910) - Il Retico quale zona di transizione fra la dolomia principale ed il Lias a "facies piemontese" - calcescisti con Belemniti e pietre verdi - nel l'Alta Valle di Susa. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 41, p. 306-340.
- FRANCHI S. (1911) - L'età e la struttura della sinclinale piemontese dopo la scoperta del Retico nell'alta Valle di Susa. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 42, p. 171-187.
- FRANCHI S. (1912) - Relazione preliminare sulla campagna geologica dell'anno 1911 (Appennino ligure, alta Valle di Susa, Valle Sesia e Biellese). *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 43, p. 41-60.
- FRANCHI S. (1926) - Principali risultati scientifici delle escursioni geologiche fatte nelle Alpi Cozie con P. TERMIER et W. KILIAN. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 51, p. 14.
- FRANCHI S. (1929) - Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane. *Mem. descrit. Carta geol. Ital.*, 22, p. 1-63.
- FRANCHI S. et Di STEFANO G. (1896) - Sull'età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 27, p. 171-180.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. et NIGGLI E. (1974) - Alpine Metamorphism of the Alps. A Review. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, p. 247-290.
- FYFE W.S., TURNER J. et VERHOOGEN J. (1958) - Metamorphic reactions and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 73, 259 p.
- GALLI M., PICCARDO G.B., BEZZI A., CORTESOGNO L. et PEDEMONTE G.M. (1972) - Le ofioliti dell'Appennino ligure : un frammento di crosta mantello "Oceanici" dell'Antica Tetide. 66e Congresso della Soc. geol. ital., Pisa, p. 1-36.
- GASTALDI B. (1871) - Studii geologici sulle Alpi occidentali. *Mem. descrit. Carta geol. Ital.*, 1, p. 1-47.
- GASTALDI B. (1874) - Studii geologici sulle Alpi occidentali. *Mem. descrit. Carte geol. Ital.*, 2, 63 p.
- GAUDRY A. (1855) - Résumé des travaux qui ont été entrepris sur les terrains anthracifères des Alpes de la France et de la Savoie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 12, p. 580-631.
- GAY M. (1970) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine. *Bull. B.R.G.M.*, 3, p. 5-81.
- GAY M. (1971) - Le massif d'Ambin et son cadre de Schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Thèse, Lyon, 296 p.
- GIESE P., GÜNTHER K. et REUTTER J. (1968) - Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins. *Z. deutsch. geol. Gesellsch.*, 120, p. 151-195.
- GIESE P. et MORELLI C. (1975) - Crustal structure in Italy. *in* : Structural Model of Italy. Ogniben, Parotto, Praturlon, éd. C.N.R., Roma, p. 453-489.
- GLANGEAUD L. (1962) - Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases ponto-plio-quatérnaires. Colloque Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée occidentale, Villefranche-sur-Mer. Ed. du C.N.R.S., Paris, p. 125-165.
- GLANGEAUD L. (1968) - Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 10, p. 83-135.
- GOFFE B. (1975) - Etude structurale et pétrographique du versant occidental du massif paléozoïque de Chasseforêt (Vanoise méridionale). Thèse 3e cycle, Orsay, 191 p.
- GOGUEL J. (1953) - Le régime thermique de l'eau souterraine. *Ann. Mines*, 10, p. 3-31.
- GOGUEL J. (1959) - Le rôle de la pression fluide dans les déformations tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, p. 571-573.
- GÖRLER K. et IBBEKEN H. (1963) - Die Bedeutung der Zone Sestri-Voltaggio als Grenze zwischen Alpen und Apennin. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 73-84.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. et LORENTZ C. (1972) - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 158.
- GRAS S. (1844) - Introduction à un essai sur la constitution géologique des Alpes centrales de la France et de la Savoie. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 1, p. 690-730.
- GRAS S. (1855) - Sur la constitution géologique du terrain anthracifère alpin et les différences qui le séparent du terrain jurassique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 12, p. 255-284.
- GRATIER J.P., LEJEUNE B. et VERGNE J.L. (1973) - Etude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse 3e cycle, Grenoble, 289 p.
- GRESENS R.L. (1966) - The effect of structurally produced pressure gradients on diffusion in rocks. *J. Geol.*, 74, p. 307-321.
- GRESENS R.L. (1969) - Blueschist Alteration during Serpentinization. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, p. 93-113.
- GRESENS R.L. (1971) - Discussion of ERNST W.G. (1971a). *Amer. J. Sci.*, 271, p. 311-318.
- GRIGGS D.T. et BLACIC J.D. (1965) - Quartz : anomalous weakening of synthetic crystals. *Sci.*, 147, p. 292-295.

- GUILLAUME A. (1969) - Contribution à l'étude géologique des Alpes liguro-piémontaises. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 30, p. 1-658.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1970) - Rôles des constituants fluides sur la stabilité et la nature des associations à lawsonite et à pumpellyite de certaines roches basiques et intermédiaires des Alpes de Savoie. *C.R. Acad. Sci.*, 271, p. 8-11.
- GUITARD G. et SALIOT P. (1971) - Sur les paragenèses à lawsonite et à pumpellyite des Alpes de Savoie. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr.*, 94, p. 507-523.
- HACCARD D. (1971) - Nouvelles données stratigraphiques sur la zone de Sestri-Voltaggio (Genovesato, Italie). *C.R. Acad. Sci.*, 272, p. 1063-1066.
- HACCARD D. et LEMOINE M. (1970) - Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes ligures (zones de Sestri-Voltaggio et de Montenotte) et des Alpes cottiennes (zone du Gondran, Queyras, Haute-Ubaye). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 209.
- HACCARD D., LORENZ C. et GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. géol. Ital.*, 11, p. 309-341.
- HANSEN E. (1969) - Slip folds in planes of an systematic orientation. *Carnegie Inst. Year Book*, Washington, 67, p. 263-265.
- HANSEN E. (1971) - Strain Facies. Springer Verlag, Berlin, 207 p.
- HANSEN E. et SCOTT W.H. (1969) - On the "drag folds" of Van Hise and Leith (1911). *Carnegie Inst. Year Book*, Washington, 67, p. 258-263.
- HAUG E. (1896) - Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 24, p. 535-594.
- HAUG E. (1905) - Sur l'âge des Schistes lustrés du Piémont. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), p. 856-859.
- HEIM A. (1891) - Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, 25, 503 p.
- HELGESON H.C. (1967) - Solution chemistry and metamorphism. *in* : Researches in geochemistry, P.H. ABELSON ed., Wiley, New York, vol. 2, p. 362-404.
- HERMANN F. (1928) - La nappe de la Dent Blanche et les nappes de Schistes lustrés en Maurienne et en Tarentaise. *Eclogae geol. Helv.*, 21, p. 70-71.
- HERMANN F. (1930) - Il ricoprimento dei Calcescisti fra i massici d'Ambin e del Gran Paradiso. *Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova*, 8, p. 11-55.
- HERMANN F. (1938) - Notice explicative pour la Carta geologica delle Alpi nord-occidentali. Milano, 1938, 24 p.
- HIRN A. et SAPIN M. (1976) - La croûte sous la Corse et ses abords. Comm. orale - Colloque final de l'A.T.P. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords, Montpellier.
- HOBBS B.E. (1968) - Recrystallization of single crystals of quartz. *Tectonophys.*, 6, p. 353-401.
- HOBBS B.E., Mc LAREN A.C. et PATERSON M.S. (1972) - Plasticity of single Crystals of Synthetic Quartz. *Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr.*, vol. 16, p. 29-53.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F. (1976) - An outline of structural geology. Wiley, New York, 571 p.
- HOLLANDE D. (1876) - Terrains sédimentaires de la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 4, p. 431-433.
- HOLLANDE D. (1877) - Géologie de la Corse. *Ann. Sci. géol.*, 9, 114 p.
- HOLLANDE D. (1917) - Géologie de la Corse. *Bull. Soc. Sci. hist. nat. de la Corse*, 466 p.
- HSÜ K.J. (1969) - Role of cohesive strength in the mechanics of overthrust faulting and of landsliding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, p. 927-952.
- HUBBERT M.K. et RUBEY W.W. (1959) - Role of fluid pressure in mechanics of overthrusting faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, p. 115-166.
- HUNZIKER J.C. (1974) - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. *Mem. Ist. geol. Mineral. Univ. Padova*, 31, 54 p.
- JAEGER J.C. et COOK N.G.W. (1969) - Fundamentals of rock mechanics. Methuen and Co, London, 513 p.
- JEANNETTE D. (1972) - Analyse tectonique de formations précambriennes. Etude du Nord-Est de la Bretagne. *Sci. géol. Mém.*, Strasbourg, 36, 174 p.
- JODOT P. (1933) - Les formations non éruptives du défilé de l'Inzecca à Sampolo dans la vallée du Fium Orbo. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 3, p. 773-779.
- JOHNSON D.A. (1972) - Ocean-floor erosion in the equatorial Pacific. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 3121-3144.
- JUTEAU T. (1975) - Les ophiolites des nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Pétrologie d'un fragment de l'ancienne croûte océanique téthysienne. *Sci. de la Terre Mém.*, 32, 692 p.
- KAUFMANN F.J. (1886) - Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern-Grafenort. *Mat. Carte géol. Suisse*, 24, 608 p.
- KERCKHOVE C. (1969) - La zone du Flysch dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, 45, 205 p.
- KILIAN W. (1898) - Feuilles de Briançon, Aiguilles, Digne et Die. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 10, 63, p. 134-143.

- KILIAN W. (1900) - Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 9, 75, 19 p.
- KILIAN W. (1909) - Découverte du niveau à *Schlotheimia angulata* dans le Briançonnais. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 9, p. 218.
- KILIAN W. et PUSSENOT C. (1912) - Sur l'âge des Schistes lustrés des Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci.*, 155, p. 887-891.
- KILIAN W. et REVIL J. (1904) - Etudes géologiques dans les Alpes occidentales. *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 627 p.
- KILIAN W. et TERMIER P. (1901) - Nouveaux documents relatifs à la géologie des Alpes françaises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 1, p. 385-420.
- KILIAN W. et ZÜRCHER M. (1898) - Feuilles Aiguilles et Briançon (nouvelles observations sur les Schistes lustrés). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 4, 1, p. 385-420
- KLOOTWIJK C.T. et VAN DEN BERG J. (1975) - The rotation of Italy : preliminary palaeomagnetic data from the umbrian sequence, northern Apennines. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, p. 263-273.
- KOBER L. (1928) - Beiträge zur Geologie von Korsika. *Sitzungsber. Akad. Wiss., Math. Nat. Kl.*, Wien, 137, p. 481-490.
- KOEHN P. et VUAGNAT M. (1970) - Sur la présence du faciès "schistes à glaucophane" dans les roches du Mt-Cruzeau (Province de Turin, Italie). *C.R. Soc. Phys. Hist. Nat.*, Genève, p. 59-64.
- LACAZEDIEU A. (1974) - Contribution à l'étude géologique de la partie Nord-Est de la Balagne sédimentaire (Corse). Thèse 3e cycle, Toulouse, 124 p.
- LACROIX A. (1922) - Minéralogie de Madagascar. Challamel, Paris, vol. 2, p. 395.
- LAFFITTE P. (1957) - Introduction à l'étude des roches métamorphiques et des gîtes métallifères. Masson, Paris, 343 p.
- LAUBSCHER H.P. (1971) - The large-scale kinematics of the western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications. *Amer. J. Sci.*, 271, p. 193-226.
- LEBLANC D. (1962) - Etude géologique de la région du Col du Longet (Alpes cottiennes franco-italiennes). Diplôme d'Etudes Supérieures, Paris, 82 p.
- LEFEVRE R. (1965) - Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio-Longet (Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3e cycle, Paris, 236 p.
- LEFEVRE R. (1974) - Un ensemble allochtone ultrabriançonnais disjoint : les nappes à faciès Acceglio. *C.R. Acad. Sci.*, 278, p. 1935-1938.
- LEMOINE M. (1951) - Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'Est de Briançon. *C.R. Acad. Sci.*, 232, p. 86-88.
- LEMOINE M. (1954) - Documents nouveaux et hypothèses sur la stratigraphie des "Schistes lustrés" du Queyras (Hautes-Alpes). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 238, p. 496-498.
- LEMOINE M. (1954) - Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras) (feuilles de Guillestre, Aiguilles et Aiguille du Chambeyron au 50 000e). *Bull. Carte géol. Fr.*, 241, 52, p. 275-282.
- LEMOINE M. (1957) - Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans la haute vallée de l'Ubaye (Basses-Alpes). *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 41-44.
- LEMOINE M. (1959) - Remarques à propos de quelques faits et hypothèses concernant l'âge des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes cottiennes et briançonnaises. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, p. 90-92.
- LEMOINE M. (1961a) - Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses Alpes) (schéma structural). *Trav. Lab. Géol.*, Grenoble, 37, p. 99-119.
- LEMOINE M. (1961b) - La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.*, 4, p. 163-180.
- LEMOINE M. (1963) - Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. *Geol. Rdsch.*, 53, p. 113-131.
- LEMOINE M. (1964) - Observation à la communication de MICHARD A. et STURANI C. (1964).
- LEMOINE M. (1967) - Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. *Geol. Rdsch.*, 56, p. 320-335.
- LEMOINE M. (1970) - Les séries post-triasiques de la marge externe du complexe piémontais. "Chapitre 10", manuscrit inédit, 82 p.
- LEMOINE M. (1971) - Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes cottiennes). *Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléogéographiques de la zone piémontaise. Géol. Alpine*, 47, p. 181-201.
- LEMOINE M. (1972) - Eugeosynclinal Domains of the Alps and the Problem of Past Oceanic Areas. 24e Internation. geol. Congress Montreal, Sect. 3, p. 476-485.
- LEMOINE M. (1975) - Mesozoic sedimentation and tectonic evolution of the Briançonnais zone in the western Alps. Possible evidence for an Atlantic-type Margin between the European craton and the Tethys. 9e Internation. Congress Sedim. Nice, p. 211-217.
- LEMOINE M. et MICHARD A. (1963) - Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes cottiennes. *C.R. Acad. Sci.*, 256, p. 4050-4053.
- LEMOINE M., STEEN D. et VUAGNAT M. (1970) - Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). *C.R. Soc. Phys. Hist. nat.*, Genève, N.S., 5, p. 44-59.
- LESQUER A. (1974) - Etude gravimétrique de la partie nord de la Corse. Thèse 3e cycle, Montpellier, 76 p.
- LILLIE A.R. (1969) - The structural geology of lawsonite and glaucophane schists of the Ouégoa district, New Caledonian. *New Zeal. J. Geol. Geophys.*, 13, p. 72-116.
- LILLIE F. (1974) - Analyse tectonique et fracturation des gisements uranifères de Vendée. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 101 p.
- LORY C. (1860) - Note sur la constitution stratigraphique de la Haute-Maurienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 18, p. 34-47.
- LORY C. (1873) - Observations sur la stratigraphie des Alpes graies et cottiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 1, p. 266-279.
- LOWRIE W. et ALVAREZ W. (1975) - Paleomagnetic evidence for rotation of the Italian Peninsula. *J. geophys. Res.*, 80, p. 1579-1592.
- LUGEON M. (1896) - La région de la Brèche du Chablais. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 7, 49, p. 337-646.
- LUGEON M. (1901) - Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 1, p. 723-822.
- LUGEON M. (1902) - Sur la coupe géologique du massif du Simplon. *C.R. Acad. Sci.*, 134, p. 726-727.
- LUGEON M. et ARGAND E. (1905a) - Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C.R. Acad. Sci.*, 140, p. 1364-1367.
- LUGEON M. et ARGAND E. (1905b) - Sur les homologues des grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C.R. Acad. Sci.*, 140, p. 1491-1493.
- MALUSKI M., MATTAUER M. et MATTE P. (1973) - Sur la présence de décrochements alpins en Corse. *C.R. Acad. Sci.*, 276, p. 709-712.
- MASCLE J. (1976) - Le golfe de Guinée (Atlantique Sud) : un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 128, 104 p.
- MASINI R. (1929-30) - Idintorni di Cesana Torinese, di Bousson e di Clavières (Alpi Cozie) nella geologia e nell'industria marmifera. *Boll. Soc. geol. Ital.*, 48, p. 281-313 et 49, p. 105-142.
- MASSON H. (1972) - Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique. *Eclogae geol. Helv.*, 65, p. 27-41.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1965) - Données nouvelles sur l'évolution structurale de la Corse alpine. *C.R. Acad. Sci.*, 281, p. 1681-1684.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1976a) - La Corse alpine : un modèle de genèse du métamorphisme haute pression par subduction de croûte continentale sous du matériel océanique. *C.R. Acad. Sci.*, 282, p. 1249-1252.
- MATTAUER M. et PROUST F. (1976b) - Sur quelques problèmes généraux de la chaîne alpine en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, p. 1177-1178.
- MATTIROLLO E. (1894) - Sui lavori eseguiti durante la campagna geologica del 1893 nelle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 25, p. 211-215.
- MAURY E. (1905) - Feuille de Bastia. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 16, 105, p. 149-154.
- MAURY E. (1906) - Feuille de Bastia. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 16, 110, p. 188-191.
- MAURY E. (1907) - Feuille de Bastia. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 17, 115, p. 172-174.
- MAURY E. (1908) - Sur la présence de nappes de recouvrement au Nord et à l'Est de la Corse. *C.R. Acad. Sci.*, 146, p. 945-947.
- MAURY E. (1910) - Note préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique de la Corse orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 10, p. 272-293.
- MAURY E. (1924) - Notice explicative de la feuille de Corte au 80 000e.
- MAURY E. (1931) - Les nappes de la région du Col de San Colombano (Corse). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 34, 178, p. 1-26.
- MAURY E. (1933) - Considérations et observations sur la réunion en Corse de la Société géologique de France au mois d'octobre 1933. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 3, p. 799.
- MEGARD-GALLI J. (1974) - Age et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (Zone du Gondran), entre Arc et Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, 50, p. 111-129.
- MEGARD-GALLI J. et BAUD A. (1977) - Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales : données nouvelles et corrélations stratigraphiques. Colloque fr. du Trias, B.R.G.M. (sous presse).
- MEGARD-GALLI J. et CARON J.M. (1972) - Découverte de Carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais (massif du Gran Roc, Alpes cottiennes septentrionales, Italie). *C.R. Acad. Sci.*, 275, p. 1959-1962.
- MICHARD A. (1959) - Contributions à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la Haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 1, p. 52-61.

- MICHARD A. (1966-67) - Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. du C.N.R.S., Paris, 447 p.
- MICHARD A. et STURANI C. (1964) - La zone piémontaise dans les Alpes cottiennes du Cuneese : nouveaux résultats et nouvelles questions. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 382.
- MICHEL R. (1953) - Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo. *Sci. de la Terre*, 1, 4, 287 p.
- MORTILLET G. de (1872) - Géologie du tunnel de Fréjus ou percée du Mont-Cenis. Extrait de la Revue savoisienne, Annecy, 16 p.
- NAIRN A.E.M. et WESTPHAL M. (1968) - Possible implications of the paleomagnetic study of Late Paleozoic igneous rocks of Northwestern Corsica. *Palaeogeogr. Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 5, p. 179-204.
- NARDI R. (1968a) - Le unita alloctone della Corsica e loro correlazione con le unita delle Alpi dell'Appennino. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 7, p. 323-344.
- NARDI R. (1968b) - Contributo alla geologia della Balagne (Corsica nord-occidentale). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 7, p. 471-489.
- NENTEN E. (1897) - Etude sur la constitution géologique de la Corse. *Mém. expl. Carte géol. Fr.*, 224 p.
- NETELBEEK T.A.F. (1951) - Géologie et pétrologie de la région entre Vezzani et Lugo di Naza, Corse. *Geol. Inst. Mededeling*, n° 182, Amsterdam, 125 p.
- NICOLAS A. (1966) - Etude pétrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tome I, 178 p. Le complexe ophiolites - Schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). Tectonique et métamorphisme. Tome II, 299 p., Thèse, Nantes.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L. et BOUDIER F. (1972) - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaisons avec d'autres massifs. *Tectonophys.*, 14, p. 143-171.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F. et MERCIER J.C. (1971) - Textures, structures and fabrics due to solid strata flow in some European Lherzolites. *Tectonophys.*, 12, p. 55-86.
- NITSCH K.H. (1972) - Das P-T-X_{CO2} - Stabilitätsfeld von Lawsonit. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, p. 116-134.
- NORRIS R.J. et HENLEY R.W. (1976) - Dewatering of a metamorphic pile. *Geol.*, 4, p. 333-336.
- NOVARESE V. (1895a) - Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 26, p. 164-181.
- NOVARESE V. (1895b) - Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in valle della Germanasca (Alpi Cozie). *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 26, p. 253-282.
- OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1975) - Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléodorsale océanique. Thèse 3e cycle, Nancy, 2 vol., 386 p.
- OHNENSTETTER D. et OHNENSTETTER M. (1976) - Modèle de fonctionnement d'une ride médio-océanique à partir de l'étude pétrologique des ophiolites corses. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, p. 889-894.
- OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M. et ROCCI G. (1975) - Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. *C.R. Acad. Sci.*, 280, p. 395-398.
- ORSINI J. et CAPDEVILA R. (1976) - Composition et structure du batholite corso-sarde. Sa place dans la chaîne hercynienne européenne. Implication sur le problème de la rotation des deux îles. Comm. orale - Colloque final de l'A.T.P. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale et de ses abords", Montpellier.
- OXBURGH E.R. (1972) - Flake tectonics and continental collision. *Nature*, 239, p. 202-204.
- PARETO L. (1846) - Cenni geognostici sulla Corsica. Ann. Univ. Toscane.
- PARETO L. (1861) - Coupes à travers l'Apennin, des bords de la Méditerranée à la vallée du Po, depuis Livourne jusqu'à Nice. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19, p. 239-320.
- PARONA C.F. (1891) - Sugli scisti silicei a Radiolarie di Cesana, presso il Monginevra. *Atti R. Acad. Sci. Torino*, 27, 17 p.
- PARONA C.F. et ROVERETO G. (1896) - Diaspri permiani a radiolarie di Montenotte (Liguria occidentale). *Atti R. Acad. Sci. Torino*, 2, 31.
- PARSY-VINCENT A. (1974) - Contribution à l'étude géologique de la partie Sud-Ouest de la Balagne sédimentaire (Corse). Thèse 3e cycle, Toulouse, 79 p.
- PETERLONGO J.M. (1968) - Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). *Bull. B.R.G.M.*, (4), 1, p. 17-94.
- PILGER A. (1939) - Der alpine Deckenbau Korsikas und seine Granit-Intrusionen. *Abh. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math. Phys. Kl.*, 3, 19.
- PINAULT Y. (1974) - Datation potassium-argon de phénomènes métamorphiques dans les Alpes sud-occidentales. Technique et appareillage. Application. Dipl. Ing. Géophys., Strasbourg, 85 p.
- PITMAN III W.C. et TALWANI M. (1972) - Sea-floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, p. 619-646.
- PORTIS A. (1889) - Nuove località fossilifere in Val di Susa. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 20, p. 141-183.
- PUSSENOT C. (1930) - La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Allier, Grenoble, 160 p.
- PUSZTASZERI L. (1969) - Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, 49, p. 425-466.
- RAGUIN E. (1929) - Subdivisions de la nappe des Schistes lustrés en Haute-Maurienne. *C.R. Acad. Sci.*, 189, p. 934-936.
- RAGUIN E. (1930) - Haute-Tarentaise et Haute-Maurienne (Alpes de Savoie). *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 107 p.
- RAMSAY J.G. (1960) - The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *J. Geol.*, 68, p. 75-93.
- RAMSAY J.G. (1962) - The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. *J. Geol.*, 70, p. 309-327.
- RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw-Hill Book Co, New York, 568 p.
- RAMSAY J.G. (1969) - The measurement of strain and displacement in orogenic belts. *in* : Time and Place in Orogeny. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 3, p. 43-79.
- RENARD V. et MASCLE J. (1974) - Eastern Atlantic continental margins : various structural and morphological types. *in* : "The geology of continental margins". BURK C.A. et DRAKE C.L. ed., Springer Verlag, New York, p. 285-291.
- REUNION EXTRAORDINAIRE DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE A SAINT-JEAN-DE-MAURIENNE (Savoie) (1861) - *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 18, p. 693-826.
- RITSEMA L. (1952) - Géologie de la réunion de Corte. *Geol. Inst. Mededeling* n° 196, 110 p.
- ROUTHIER P. (1942) - Sur la constitution lithologique de la zone de Corte (Corse). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 12, p. 141-146.
- ROUTHIER P. (1944) - Essai sur la chronologie des "roches vertes" mésozoïques des Alpes occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 14, p. 117-145.
- ROUTHIER P. (1956) - Etude géologique de la Balagne sédimentaire (Corse septentrionale). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 54, 249, p. 265-293.
- ROYANT G. (1976a) - Paléotectoniques jurassiques aux confins des domaines Briançonnais et piémontais dans les Alpes ligures. *C.R. Acad. Sci.*, 282, p. 1845-1848.
- ROYANT G. (1976b) - Données complémentaires sur la série prépiémontaise d'Arnasco - Castelbianco, Alpes ligures. *C.R. Acad. Sci.*, 282, p. 1937-1940.
- ROYANT G. et LANTEAUME M. (1973) - Définition de la série pennique interne d'Arnasco - Castelbianco, Alpes ligures. Mise en évidence, dans cette série, de phénomènes tectogénétiques jurassiques. *C.R. Acad. Sci.*, 276, p. 3093-3096.
- RUHLAND M. et JEANNETTE D. (1966) - Les structures en fuseaux : témoins de tectoniques superposées. Ile de Groix (France). *in* : Etages Tectoniques, A la Baconnière, Neuchâtel, p. 269-278.
- SALOT P. (1973) - Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. Répartition et signification. *C.R. Acad. Sci.*, 276, p. 3081-3084.
- SANDERSON D. (1973) - The development of fold axes oblique to the regional trend. *Tectonophys.*, 16, p. 55-70.
- SAUSSURE H.B. de (1779-1796) - Voyages dans les Alpes.
- SAVORNIN J. (1906) - Feuille de Corte. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 16, 110, p. 191-194.
- SCHAEER J.P. et JEANRICHARD F. (1974) - Mouvements verticaux anciens et actuels dans les Alpes suisses. *Eclogae geol. Helv.*, 67, p. 101-119.
- SCHARDT H. (1893) - Sur l'origine des Préalpes romandes. *Eclogae geol. Helv.*, 4, p. 129-142.
- SCHLICH R. (1975) - Structure et âge de l'Océan Indien occidental. *Mem. h. sér. Soc. géol. Fr.*, 6, 103 p.
- SCHUMACHER F. (1972) - Contribution à l'étude structurale du Haut Val Grana (zones internes des Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3e cycle, Strasbourg, 82 p.
- SCHWERTNER W.M. (1973) - Schistosity and penetrative mineral lineation as indicator of paleostain directions. *Canadian J. Earth. Sci.*, 10, p. 1233-1243.
- SEYRIG N. (1972) - Etude géologique des massifs Rocciavre-Orsiera (Alpes piémontaises ; Sud du Val de Susa). Thèse 3e cycle, Grenoble, 107 p.
- SPIJER S.B. (1955) - Géologie de la région de Venaco. *Geol. Inst. Mededeling* n° 223, Amsterdam, 124 p.
- SPRY A. (1969) - Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford, 350 p.
- SQUINABOL S. (1912) - Radiolari della strada nazionale al Monginevro. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 43, p. 281-289.
- STEEN D.M. (1972) - Etude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Uribe (Basses-Alpes, France). Thèse, Genève, 235 p.
- STUDER B. (1851-53) - Geologie der Schweiz. Bern et Zürich, 2 vol., 485 et 497 p.
- SCHOTT J.J. (1976) - Etude paléomagnétique des sédiments permien de l'Argentera-Mercantour. Thèse 3e cycle, Strasbourg, 176 p.

- STURANI C. (1961) - Osservazioni preliminari sulle calcescisti fossiliferi dell'Alta Valgrana (Alpi Cozie meridionali). *Boll. Soc. geol. Ital.*, 80, p. 225-237.
- TABARIES de GRANDSAIGNES (1867) - Etudes géologiques sur la Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 25, p. 74-94.
- TAYLOR H.P. et COLEMAN R.G. (1968) - O^{18}/O^{16} ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing metamorphic rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79, p. 1727-1756.
- TERMIER P. (1900) - Massif du Pelvoux et Briançonnais. Excursion 13d, VIIIe Congrès géol. Internation., 43 p.
- TERMIER P. (1901) - Sur les micaschistes, les gneiss, les amphibolites et les roches vertes des Schistes lustrés des Alpes occidentales. *C.R. Acad. Sci.*, 133, p. 841-844.
- TERMIER P. (1902) - Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 2, p. 411-432.
- TERMIER P. (1907) - Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 7, p. 174-190.
- TERMIER P. (1925) - Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura, en compagnie de MM. Secondo FRANCHI, Wilfrid KILIAN et Eugène RAGUIN. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 25, p. 839-855.
- TERMIER P. et MAURY E. (1908) - Sur les nappes de Corse orientale. *C.R. Acad. Sci.*, 146, p. 1426-1428.
- TERMIER P. et MAURY E. (1928) - Nouvelles observations géologiques dans la Corse orientale. *C.R. Acad. Sci.*, 186, p. 1324-1327 et 1393-1397.
- TRICART P. (1973) - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan. Analyse tectonique d'un secteur externe du domaine piémontais (Alpes cottiennes, France). Thèse 3e cycle, Strasbourg, 193 p.
- TRICART P. (1974) - Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France) : lithostratigraphie, architecture et tectonogenèse. *Géol. Alpine*, 50, p. 131-152.
- TRICART P. (1975) - Les rétrocharriages dans les Alpes occidentales : évolution transversale des structures associées entre les terres noires d'Embrunais et les Schistes lustrés du Queyras (France). *Sci. géol. Bull.*, Strasbourg, 28, p. 239-259.
- TRICART P., CARON J.M., GAY M. et VIALON P. (1977) - Relais de schistosités, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux (Alpes occidentales). *Bull. Soc. géol. Fr.* (sous presse).
- TRÜMPY R. (1957) - Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 7, p. 443-467.
- TRÜMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 71, p. 843-908.
- TRÜMPY R. (1975) - Penninic-austroalpine boundary in the swiss Alps : a presumed former continental margin and its problems. *Amer. J. Sci.*, 275 A, p. 209-238.
- TRÜMPY R. (1976) - Du Pélerin aux Pyrénées. *Eclogae geol. Helv.*, 69, p. 249-264.
- TURNER F.J. et WEISS L.E. (1963) - Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw-Hill, New York, 545 p.
- VAN DEN BERG J. et WONDERS A.A.H. (1976) - Paleomagnetic evidence of large fault displacement around the Po-basin. *Tectonophys.*, 33, p. 301-220.
- VIALETTE Y. et VIALON (1964) - Etude géochronologique de quelques micas des formations du massif Dora-Maira, Alpes cottiennes piémontaises. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, 25, p. 91-99.
- VIALON P. (1966) - Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Alpes cottiennes internes, Italie. Thèse, 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 Minéral. Pétrogr.*, 54, p. 663-690.
- VUAGNAT M. et PUSZTASZERI L. (1965) - Sur la présence de hyaloclastites dans le massif du Mont-Genèvre (H.A.). *Arch. Sci. Genève*, 18, p. 120-123.
- VUAGNAT M., PUSZTASZERI L. et NICOLAS A. (1966) - Compte-rendu de l'excursion de la Société suisse de Minéralogie et Pétrographie dans les Alpes franco-italiennes. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.*, 46, p. 5-12.
- WEIDMANN M. (1972) - Le front de la brèche du Chablais dans le secteur de Saint-Jean-d'Aulph (Haute-Savoie). Quelques remarques générales sur la nappe de la brèche. *Géol. Alpine.*, 48, p. 229-246.
- WEISS L.E. (1959) - Geometry of superposed folding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, p. 91-106.
- WESTPHAL M. (1976) - Contribution du paléomagnétisme à l'étude des déplacements continentaux autour de la Méditerranée occidentale. Thèse, Strasbourg, 304 p.
- WESTPHAL M., BARDON C., BOSSERT A. et HAMZEH R. (1973) - A computer fit of Corsica and Sardinia against Southern France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18, p. 137-140.
- WESTPHAL M., ORSINI J. et VELLUTINI P. (1976) - Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale : données paléomagnétiques et raccords géologiques. *Tectonophys.*, 30, p. 141-157.
- WIEDENMAYER F. (1963) - Obere Trias bis mittlerer Lias zwischen Saltrio und Tremona. *Eclogae geol. Helv.*, 56, p. 529-640.

- WILLIAMS P.F. (1976) - Relationship between axial-plane foliations and strain. *Tectonophys.*, 30, p. 181-196.
- WIT M.J. de (1976) - Metamorphic textures and deformation : a new mechanism for the development of syntectonic porphyroblasts and its implications for interpreting timing relationships in metamorphic rocks. *Geol. J.*, 11, p. 71-100.
- ZACCAGNA D. (1887) - Sulla geologia delle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 8, p. 346-417.
- ZACCAGNA D. (1901-03) - Alcune osservazioni sugli ultimi lavori geologici intorno alle Alpi occidentali. *Boll. R. comit. geol. Ital.*, 32, p. 4-74 et 129-150 ; 33, p. 149-160 ; 34, p. 297-332.

LISTE DES FIGURES

	Pages
1 - Localisation des régions étudiées dans le cadre général des Alpes et de la Corse	6
2 - Schéma structural des Alpes occidentales	8
3 - Colonnes stratigraphiques schématiques des principales séries de la zone pennique	9
4 - Schéma oro-hydrographique de la région alpine étudiée	13
5 - Schéma oro-hydrographique de la région corse étudiée	14
6 - Carte géologique schématique du secteur Croix de la Crèche-Meyriès	20
7 - Coupe de la Croix de la Crèche	21
8 - Deux coupes de détail dans le "Rhétien-Hettangien" de la Croix de la Crèche	21
9 - Coupe de la Croix de la Crèche au Pic de l'Agrenier	23
10 - Colonne lithostratigraphique récapitulative de la série Crèche-Meyriès	25
11 - Disposition de la schistosité, des axes de plis décimétriques et de la linéation d'éti- rement	26
12 - Microstructures dans le secteur Crèche-Meyriès	28
13 - Mésostructures dans le secteur Crèche-Meyriès	29
14 - Structures de second ordre associées à un décrochement dextre décamétrique	30
15 - Panorama du versant N du Guil, au niveau de la Croix de la Crèche et du Pic de l'Agrenier	31
16 - Relations entre lawsonites et microstructures dans une lame mince du secteur Crèche- Meyriès	32
17 - Position des micas blancs par rapport aux microstructures de "phase II" dans le secteur Crèche-Meyriès	34
18 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série de "il Caire"	38
19 - Panorama du versant NE de la Ripa (Valle Argentera) au niveau de "il Caire"	40
20 - Structures mineures dans le secteur "il Caire"	41

	Pages
21 - Disposition des plis mineurs et de la linéation d'étirement	42
22 - Relations entre micas blancs et microstructures	44
23 - Lawsonite dans le secteur "il Caire"	45
24 - Coupe schématique de l'arête NW du Monte Fraitève	50
25 - Coupes schématiques partielles au voisinage du contact anormal entre la "série de Sestriere" et la "série du Fraitève"	51
26 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série de Sestriere"	51
27 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série du Fraitève"	52
28 - Esquisse cartographique de la "série de Sestriere" et de la "série du Fraitève" dans le secteur du M. Fraitève	54
29 - Structures mineures dans le secteur du M. Fraitève	55
30 - Disposition des plis mineurs	56
31 - Figures d'interférences de plis mineurs P _{II} et P _{III}	57
32 - Interprétation de l'allure du contact anormal entre la "série de Sestriere" et la "série du Fraitève"	58
33 - Différentes reconstitution possibles de la direction initiale et du sens de déversement des plis P _I	60
34 - Secteur de la Pta Muracinto	65
35 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série de l'Inzecca	66
36 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série Bagliacone-Riventosa	68
37 - Structures mineures au N du secteur de la Pta Muracinto	69
38 - Plis III _A au S du secteur de la Pta Muracinto	71
39 - Organisation d'ensemble de la lithologie autour de plis majeurs d'axes comparables à ceux des plis II mineurs	73
40 - Reconstitution des rapports entre les différents termes lithostratigraphiques cartographiés dans le secteur de la Pta Muracinto	75
41 - Différentes reconstitutions possibles de la direction initiale et du sens de déversement des plis P _I	76
42 - Coupe E-W au niveau de la Pta Gardiol	80
43 - Structures mineures dans le soubassement calcschisteux de la Pta Gardiol, et détails ...	82
44 - Structures mineures dans la formation de la Pta Gardiol	83
45 - Coupe E-W schématique au niveau de la Rocca d'Aiglière, montrant l'allure des plis P _{II} majeurs	85
46 - Coupes dans des séries de type "Chabrière"	98
47 - Coupes dans la série du Gondran	102
48 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série du Gondran	103
49 - Coupes dans une série de type Crèche-Meyriès au niveau du sommet Bucher	105
50 - Coupes dans des séries de type "il Caire"	108
51 - Colonne lithostratigraphique schématique des séries de type "il Caire"	109
52 - Coupe de Gad	111
53 - Panoramas et coupe dans des séries de type "Albergian-Bouchet"	114
54 - Colonne lithostratigraphique schématique des séries de type Albergian-Bouchet	115
55 - Secteur de Selleries	118
56 - Coupe de Fontane	120
57 - Base des affleurements de la Cresta Belvedere	121

	Pages
58 - Répartition cartographique des principales brèches dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales	128
59 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série du Grand Argentier-Mélèzet"	134
60 - Coupe schématique de la crête Mte Vin Vert-Cima del Vallonetto	135
61 - Colonne lithostratigraphique schématique de la série de la Grande Motte	135
62 - Colonne lithostratigraphiques schématiques des deux principaux types de séries reconnues par G. ELTER dans les Schistes lustrés du Val d'Aoste	138
63 - Colonne lithostratigraphique schématique de la nappe de la Brèche	140
64 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série de Narbona"	143
65 - Colonne lithostratigraphique schématique de la "série du Bracco"	145
66 - Coupe dans la série de l'Inzecca	148
67 - Coupe de la Punta Falconaja	153
68 - Coupe de San Servanio	154
69 - Colonne lithostratigraphiques schématiques de la série de Santo Pietro di Tenda et de la série de la Castagniccia	156
70 - Différents ordres de superposition tectonique possibles à partir d'une paléogéographie initiale donnée	160
71 - Coupe schématique du domaine piémontais et des domaines limitrophes du Jurassique supérieur	166
72 - Agencement paléogéographique schématique du domaine piémontais sur la transversale alpine étudiée	168
73 - Schéma interprétatif des relations entre wildflyschs et tectonique synschisteuse lors de l'obturation du domaine piémontais au Crétacé supérieur	177
74 - Evolution paléogéographique schématique du domaine piémontais-ligure du Trias au Crétacé terminal	180
75 - Microplis I	187
76 - Plis mineurs I	188
77 - Direction et style des structures I	189
78 - Plis mineurs II	190
79 - Caractérisation des plis mineurs II d'après leur profil	191
80 - Schistosité de crénulation II	192
81 - Schistosités dans la matrice schisteuse de la formation de la Pta Gardiol	193
82 - Plis dans le synclinal du Chaberton	194
83 - Directions axiales reconstituées des plis II	196
84 - Plis mineurs III	197
85 - Caractérisation des plis mineurs III d'après leur profil	198
86 - Schistosité de crénulation III	199
87 - Exemple des deux types d'éventails de dispersion de plis mineurs	200
88 - Orientation de baguettes de lawsonite sur le flanc d'un pli mineur	200
89 - Déformation des linéations	202
90 - Directions axiales des plis III	204
91 - Directions de glissement, en général très voisines des directions d'étirement	205
92 - Pli conique	206
93 - Reconstitution, à l'aide des structures associées, du sens de déplacement le long de la fracture située à l'E du massif du Chaberton	207

	Pages
94 - Raccord en rotation entre des décrochements N 160 et N 40	207
95 - Fractures tardives	208
96 - Coupe schématique au niveau du M. Fraitève. Interprétation de la disposition relative des principaux types de séries	211
97 - Plis mineurs I	214
98 - Caractérisation des plis mineurs I d'après leur profil	215
99 - Schistosité I	216
100 - Plis mineurs II	216
101 - Caractérisation des plis mineurs II d'après leur profil	217
102 - Schistosité de crénulation II	218
103 - Directions des plis II	219
104 - Plis mineurs III	220
105 - Caractérisation des plis mineurs III d'après leur profil	220
106 - Schistosité III	221
107 - Synforme du Tavignano	222
108 - Déformation des linéations par les plis III	223
109 - Directions des plis III	224
110 - Virgation d'Altiani	225
111 - Coupe schématique à l'ENE de Venaco. Interprétation de la disposition relative des principaux types de séries	226
112 - Rejeux des schistosités	228
113 - Utilisation et réactivation de plis	230
114 - Déformation de linéations	232
115 - Dispersion de plis mineurs	234
116 - Causes de dispersion des plis mineurs	235
117 - Dispersion de plis III métriques déformant une surface déjà plissée par un pli II décamétrique	236
118 - Genèse des éventails de dispersion dans les régions étudiées	237
119 - Modèle d'une déformation ramenée à un cisaillement simple, homogène et continu, nécessitant un raccourcissement important de la tranche de matière envisagée	240
120 - Modèle d'une déformation hétérogène ne nécessitant pas un raccourcissement très important de la tranche de matière	240
121 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les diabases et les prasinites des Alpes cottiennes septentrionales	244
122 - Minéraux de métamorphisme des roches vertes dans les Alpes	245
123 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les euphotides des Alpes cottiennes septentrionales	246
124 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les schistes et les calcschistes des Alpes cottiennes septentrionales	247
125 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les micaschistes des Alpes cottiennes septentrionales	248
126 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les diabases de Corse alpine méridionale	250
127 - Répartition de quelques minéraux de métamorphisme dans les euphotides de Corse alpine méridionale	251
128 - Différentes positions possibles des minéraux de métamorphisme	254
129 - Flexion d'une pseudomorphose de lawsonite et microdécollement	256

	Pages
130 - Figures de compression-traction progressive ("progressive pure shear") coaxiale	258
131 - Fibres courbes liées à la progression des déformations synschisteuses	259
132 - Figures de microcisaillement	260
133 - Schémas des relations chronologiques entre métamorphisme et tectonique	262
134 - Stades de croissance successifs d'une lawsonite	263
135 - Répartition cartographique et comportement des différentes "générations" de lawsonite dans les calcschistes des Alpes cottiennes septentrionales	264
136 - Croissance de lawsonite dans des microfractures ou à leur voisinage	268
137 - Evolution tectonique schématique du domaine piémontais-ligure depuis le Crétacé moyen	272
138 - Raccords envisagés entre les fractures découpant les Alpes cottiennes septentrionales et les principales discontinuités des régions adjacentes	274
139 - Formation de l'arc des Alpes occidentales, d'après LAUBSCHER	279
140 - Reconstitution, selon CABY, des directions des "plis initiaux de phase I"	280
141 - Interprétation de la zonéographie métamorphique d'ensemble des Alpes occidentales	281
142 - Trajet apparent d'un point qui serait situé aujourd'hui à proximité de Turin	283
143 - Résultats paléomagnétiques obtenus sur le Permien et le Trias des Alpes occidentales ..	284
144 - Structure de la croûte sous les Alpes	285
145 - Interprétation de l'évolution géodynamique des Alpes occidentales	288

Figures hors-texte

- I - Esquisse de la répartition cartographique des différents types de séries lithostratigraphiques dans les Alpes cottiennes septentrionales.
- II - Esquisse de la répartition cartographique des différents types de séries lithostratigraphiques en Corse alpine méridionale.
- III - Colonnes lithostratigraphiques des différents types de séries reconnus dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes.
- IV - Colonnes lithostratigraphiques des différents types de séries reconnus dans les Schistes lustrés de Corse.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
SOMMAIRE	3
Introduction	
Chapitre I - INTRODUCTION A LA GEOLOGIE DES SCHISTES LUSTRES	5
I - Généralités sur les Alpes occidentales	5
II - Généralités sur l'ensemble pennique	7
Chapitre II - PRESENTATION DU TRAVAIL	11
I - Buts, démarche, méthodes	11
II - Les régions étudiées	12
III - Notations	15
Première partie EXEMPLES	
Chapitre III - PREMIER EXEMPLE : CROIX DE LA CRECHE-MEYRIES	19
I - Lithostratigraphie	19
1. Coupe de la Croix de la Crèche	19
2. Suite de la coupe vers le col de la Crèche et la crête de la Croix de la Crèche	22
3. Les roches vertes de Meyriès	23
4. Interprétation : la série Crèche-Meyriès	24
II - Structures	26
1. Caractéristiques des structures à l'affleurement	26
2. Plis synschisteux : nombre de phases et caractères de chacune	27
3. Agencement d'ensemble du versant	30
III - Quelques minéraux de métamorphisme	31
1. Lawsonites	31
2. Micas blancs	33
3. Chloritoïde	34
4. Amphiboles	35
IV - Conclusion	36

	Pages
Chapitre IV - DEUXIEME EXEMPLE : IL CAIRE (VALLE ARGENTIERA)	37
I - Lithostratigraphie	37
1. Reconstitution d'une série type	37
2. Description de la série type	38
3. Interprétation de la série	39
II - Structures	40
III - Quelques minéraux de métamorphisme	43
1. Micas blancs	43
2. Lawsonites	43
3. Amphiboles bleues	46
IV - Conclusions	46
Chapitre V - TROISIEME EXEMPLE : MONTE FRAITEVE	49
I - Lithostratigraphie	49
1. Description d'une séquence	49
2. Reconstitution de deux séries	51
II - Structures	55
1. Structures mineures	55
2. Structures majeures	59
III - Conclusions	59
Chapitre VI - QUATRIEME EXEMPLE : PUNTA MURACINTO	63
I - Lithostratigraphie	63
1. La série de l'Inzecca	64
2. La série Bagliacone-Riventosa	67
II - Structures mineures	69
1. Au N du secteur	69
2. Au S du secteur	70
3. Récapitulation	72
III - Structures majeures	72
1. Caractères et effets des structures majeures correspondant aux structures mineures synschisteuses	73
2. Existence de structures majeures anté-schisteuses	73
3. Architecture d'ensemble du secteur	74
IV - Indications sur le métamorphisme	76
1. Minéraux des roches vertes	76
2. Minéraux des "Schistes lustrés"	77
V - Conclusions	77
Chapitre VII - CINQUIEME EXEMPLE : PUNTA GARDIOL	79
I - La formation de la Punta Gardiol	79
1. Matrice	79
2. Eléments	80
3. Coupe de la crête	81
II - Structures	81
1. Dans le soubassement calcschisteux	82
2. Dans la formation de la Punta Gardiol	83
III - Discussion	84
1. Problèmes de sédimentation	84
2. Problèmes de tectonique	84
3. Comparaisons et implications	85
Chapitre VIII - CONCLUSIONS DE LA PREMIERE PARTIE : RECAPITULATION PROVISOIRE DES PROBLEMES	87
Deuxième partie	
LITHOSTRATIGRAPHIE	89
Chapitre IX - ETAT DES CONNAISSANCES ET DES PROBLEMES CONCERNANT LA LITHOSTRATIGRAPHIE DES SCHISTES LUSTRES PIEMONTAIS : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE SUCCINCTE	91
I - Les précurseurs : discussions sur l'âge des Schistes lustrés	91
II - Premiers repères incontestés : cartes géologiques détaillées et gisements fossilifères	93

	Pages
III - Travaux complémentaires	94
IV - Travaux récents : une ou plusieurs séries lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés ?	94
Chapitre X - PRINCIPAUX TYPES DE SERIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES SCHISTES LUSTRES DES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES	97
I - Séries de type "Chabrière"	98
1. Localisation de quelques coupes	98
2. Description	98
3. Caractères distinctifs	100
4. Extension	100
II - Série du Gondran	101
1. Localisation de quelques coupes	101
2. Description	103
3. Caractères distinctifs	104
4. Extension	104
III - Séries de type "Crèche-Meyriès"	105
1. Localisation de quelques coupes	105
2. Description	106
3. Caractères distinctifs	107
4. Extension	107
IV - Séries de type "Gad-il Caire"	108
1. Localisation de quelques coupes	108
2. Description	108
3. Variations : la coupe de Gad	110
4. Caractères distinctifs	112
5. Extension	113
V - Séries de type "Albergian-Bouchet"	113
1. Localisation de quelques coupes	113
2. Description	114
3. Caractères distinctifs	116
4. Extension	117
VI - Séries de type "Selleries-Fontane"	117
1. Examen de quelques coupes	117
A - Selleries	117
B - Fontane	119
C - Cresta Belvedere	120
2. Caractères distinctifs	122
3. Extension	122
VII - Conclusions	122
Chapitre XI - REPERES LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET CHRONOLOGIQUES. REVUE SOMMAIRE DES SCHISTES LUSTRES PIEMONTAIS	125
I - Comparaison des différents types de séries lithostratigraphiques dans les Schistes lustrés des Alpes cottiennes septentrionales	126
1. Succession de "dominantes" lithologiques	126
2. Problèmes de brèches et de roches "régénérées"	127
3. Problèmes de roches vertes	130
4. Niveaux de disjonction	133
II - Comparaison avec d'autres Schistes lustrés piémontais vers le Nord	133
1. Région de Bardonnèche	134
2. Vanoise	135
3. Alpes graies méridionales	137
4. Val d'Aoste	138
5. Nappe de la Brèche	139
III - Comparaison avec d'autres Schistes lustrés piémontais vers le Sud	142
1. Queyras et Haute-Ubaye	142
2. Alpes cottiennes méridionales	142
3. Zone Sestri-Voltaggio	144
4. Apennin ligure	144
IV - Conclusions	146

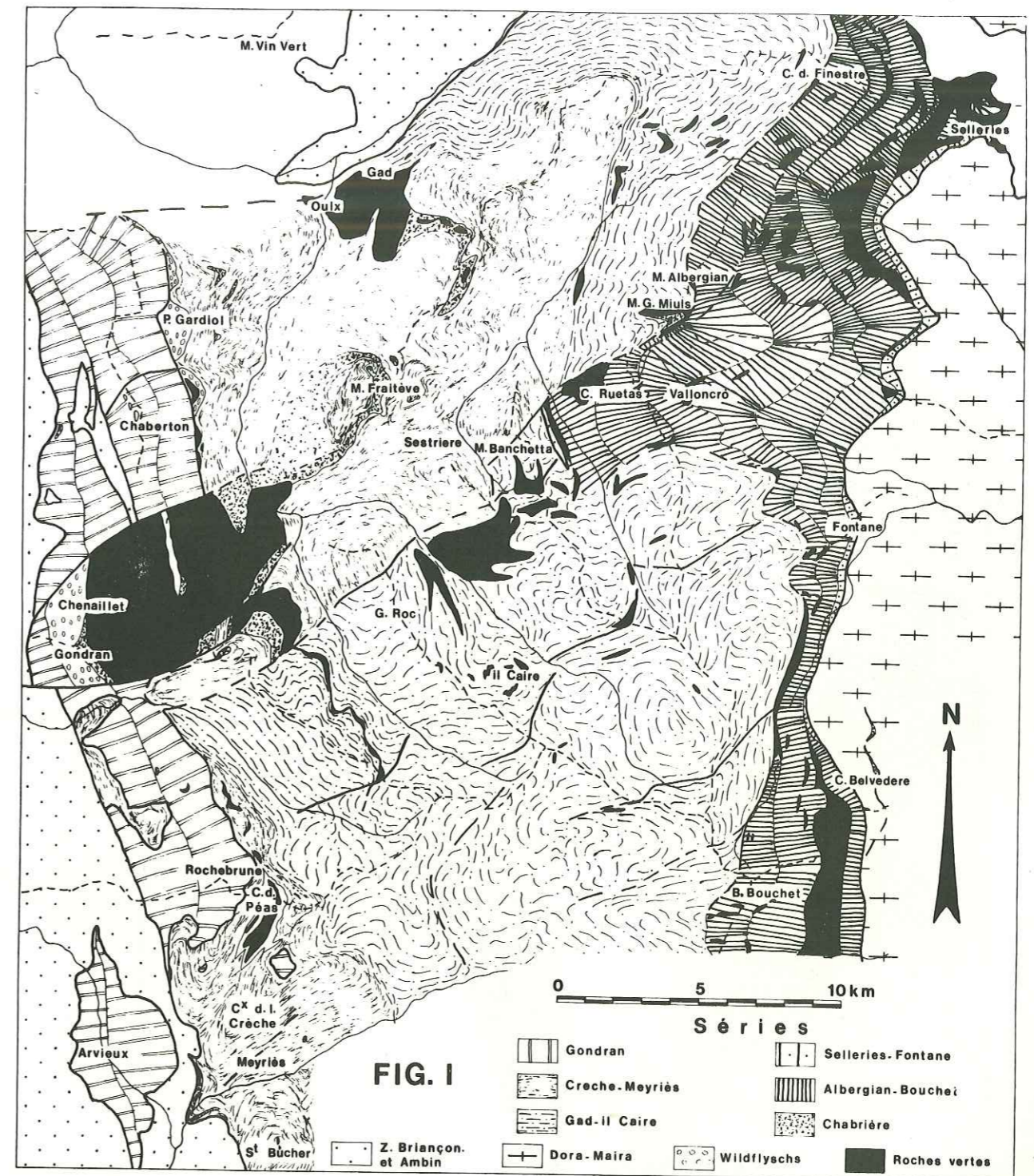
	Pages
Chapitre XII - PRINCIPAUX TYPES DE SERIES LITHOSTRATIGRAPHIQUES DANS LES SCHISTES LUSTRES DE CORSE ALPINE	147
I - Série de l'Inzecca	148
1. Localisation de quelques coupes	148
2. Description	148
3. Extension et variations	150
4. Comparaisons	150
II - Séries de type Bagliaccone-Riventosa	151
1. Série Bagliaccone-Riventosa	151
2. Bas Tavignano	152
3. Punta Falconaja	152
4. Caractères et comparaisons	153
III - Série de San Servanio	154
1. Localisation	154
2. Description	154
3. Caractères et comparaisons	155
IV - Autres types de séries dans les Schistes lustrés corses	155
1. Série de Santo Pietro di Tenda	155
2. Série de la Castagniccia	156
3. Comparaisons avec les Alpes	157
V - Conclusions	157
Chapitre XIII - TENTATIVE DE SYNTHÈSE PALEOGEOGRAPHIQUE AU JURASSIQUE	159
I - Recherche de guides paléogéographiques	159
1. Epaisseur des séries	160
2. Place dans l'édifice tectonique	160
3. Caractères des brèches	161
4. Volume des roches vertes	161
II - Affinités et relations d'ordre entre les séries	162
1. Construction d'une succession paléogéographique	162
2. Discussion des variantes	163
III - Caractères de l'ordre paléogéographique proposé	164
1. Agencement des séries sur les deux transversales étudiées	164
2. Substratum du domaine piémontais	165
3. Relations entre les domaines piémontais et ligures	166
4. Relations entre les domaines piémontais et Briançonnais	167
5. Variations paléogéographiques longitudinales	167
IV - Conclusions	169
Chapitre XIV - WILDFLYSCHS ET DEVENIR DU DOMAINE PIEMONTAIS	171
I - Caractères et localisation des wildflyschs dans les régions étudiées	171
1. Caractères "sédimentaires"	171
2. Degré de structuration	172
3. Relations avec les formations voisines	173
4. Extension	173
II - Comparaisons	174
1. Secteur durancien	174
2. Préalpes	175
3. Corse	175
4. Apennin ligure	176
III - Interprétation	177
1. Age	177
2. Existence et caractères d'une tectonique précoce	177
Chapitre XV - CONCLUSIONS A LA LITHOSTRATIGRAPHIE : CHANGEMENTS PALEOGEOGRAPHIQUES SUCCESSIFS	179
Troisième partie	
TECTONIQUE ET METAMORPHISME	
183	
Chapitre XVI - CARACTERES DES STRUCTURES SUCCESSIVES DANS LES ALPES COTTIENNES SEPTENTRIONALES	185
I - Structures antéschisteuses	186
II - "Phase I"	187

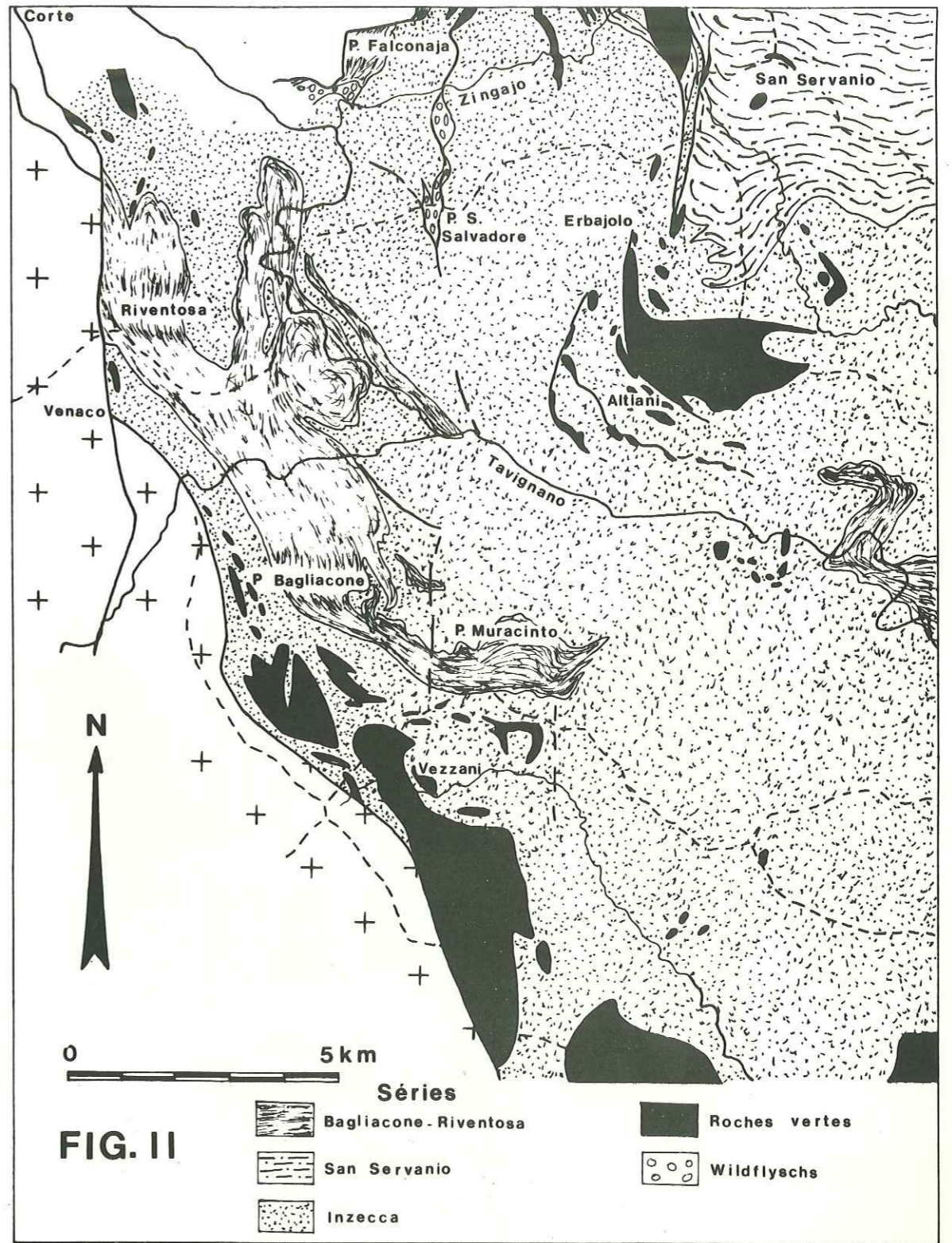
	Pages
III - "Phase II"	191
1. Caractères habituels	191
2. Structures II dans la formation de la Punta Gardiol	193
3. Synclinal du Chaberton	193
4. Récapitulation	195
IV - "Phase III"	198
1. Plis et schistosité	198
2. Linéations	200
3. Relations entre plis et linéation d'étirement	202
4. Glissements et cisaillements	203
5. Récapitulation	203
V - "Phase IV"	203
1. Linéations, plis et schistosité	206
2. Fractures	206
3. Agencement d'ensemble	209
IV - Conclusions	209
Chapitre XVII - CARACTERES DES STRUCTURES SUCCESSIVES EN CORSE ALPINE MERIDIONALE	213
I - Structures antéschisteuses	213
II - "Phase I"	214
III - "Phase II"	217
IV - "Phase III"	219
V - Conclusions	225
Chapitre XVIII - PROBLEMES LIES A QUELQUES MECANISMES DE DEFORMATION	227
I - Utilisation des anisotropies préexistantes	228
1. Utilisation de surfaces	229
2. Utilisation de plis	229
II - Evolution de la géométrie des plis	230
1. Variations de la géométrie des plis	230
2. Mécanismes possibles de l'évolution des plis	231
3. Conséquences pratiques	233
III - Eventails de dispersion	234
1. Causes de dispersion des directions axiales des plis mineurs	234
2. Importance de différentes causes de dispersion dans les régions étudiées	236
IV - Combinaison de mécanismes à différentes échelles	238
1. Réorientation des linéations et des plis	238
2. Etirement et cisaillement	239
3. Etirement, chevauchements et décrochements	240
V - Conclusion	241
Chapitre XIX - REPARTITION CARTOGRAPHIQUE DE QUELQUES MINERAUX DE METAMORPHISME	243
I - Alpes cottiennes septentrionales	243
1. Diabases et prasinites	243
2. Euphotides	246
3. Calcschistes	247
4. Micaschistes verts	248
5. Comparaison des différentes cartes	249
II - Corse alpine méridionale	250
1. Ophiolites	250
2. Schistes lustrés	252
III - Conclusions	252
Chapitre XX - RELATIONS ENTRE CRISTALLISATIONS ET DEFORMATIONS	253
I - Position des minéraux de métamorphisme	253
1. Différentes positions possibles	254
2. Implications	255
II - Les minéraux de métamorphisme, marqueurs des déformations	256
1. Compression-traction ("pure shear")	256
2. Compression-traction progressive non coaxiale, cisaillement progressif, ou compression-traction et cisaillement ?	258
3. Cisaillement	260
4. Discussion	261

	Pages
III - Chronologie relative du métamorphisme et de la tectonique	261
1. Corse alpine méridionale	262
2. Alpes cottiennes septentrionales	262
IV - Discussion : rôles des fluides	265
1. Existence et caractères des fluides intergranulaires	266
2. Rôles mécaniques des fluides	267
3. Rôles minéralogiques des fluides	267
4. Fonctionnement "en clapets" des surfaces de schistosité	268
IV - Conclusion	270
Chapitre XXI - EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE DE LA ZONE PIEMONTAISE	271

CONCLUSION

Chapitre XXII - PLACE ET SIGNIFICATION DES REGIONS ETUDIEES DANS DES SYNTHESSES GEODYNAMIQUES ALPINES RECENTES	277
I - Quelques synthèses géodynamiques récentes concernant les Alpes occidentales	278
1. Modèle cinématique	280
2. Modèle tectonique	281
3. Modèle pétrologique	283
II - Données géophysiques	283
1. Anomalies magnétiques dans l'Atlantique	283
2. Mesures paléomagnétiques dans les Alpes, en Corse et en Italie	286
3. Structure de la croûte sous les Alpes et la Corse d'après les données gravimétriques et sismographiques	287
III - Proposition d'un modèle pour les Alpes sud-occidentales	290
IV - Conclusion : présentation simplifiée d'un modèle géodynamique	293
Chapitre XXIII - CONCLUSIONS GENERALES	293
Résumé	297
Abstract	299
Bibliographie	301
Liste des figures	315





PREPIEMONTAIS

PIEMONTAIS

EXTERNE

PIEMONTAIS INTERNE

LIGURO-PIEMONTAIS

Gondran

Crèche - Meyriès

il Caire - Gad

Selleries - Fontane

Albergian-Bouchet

Chabrière

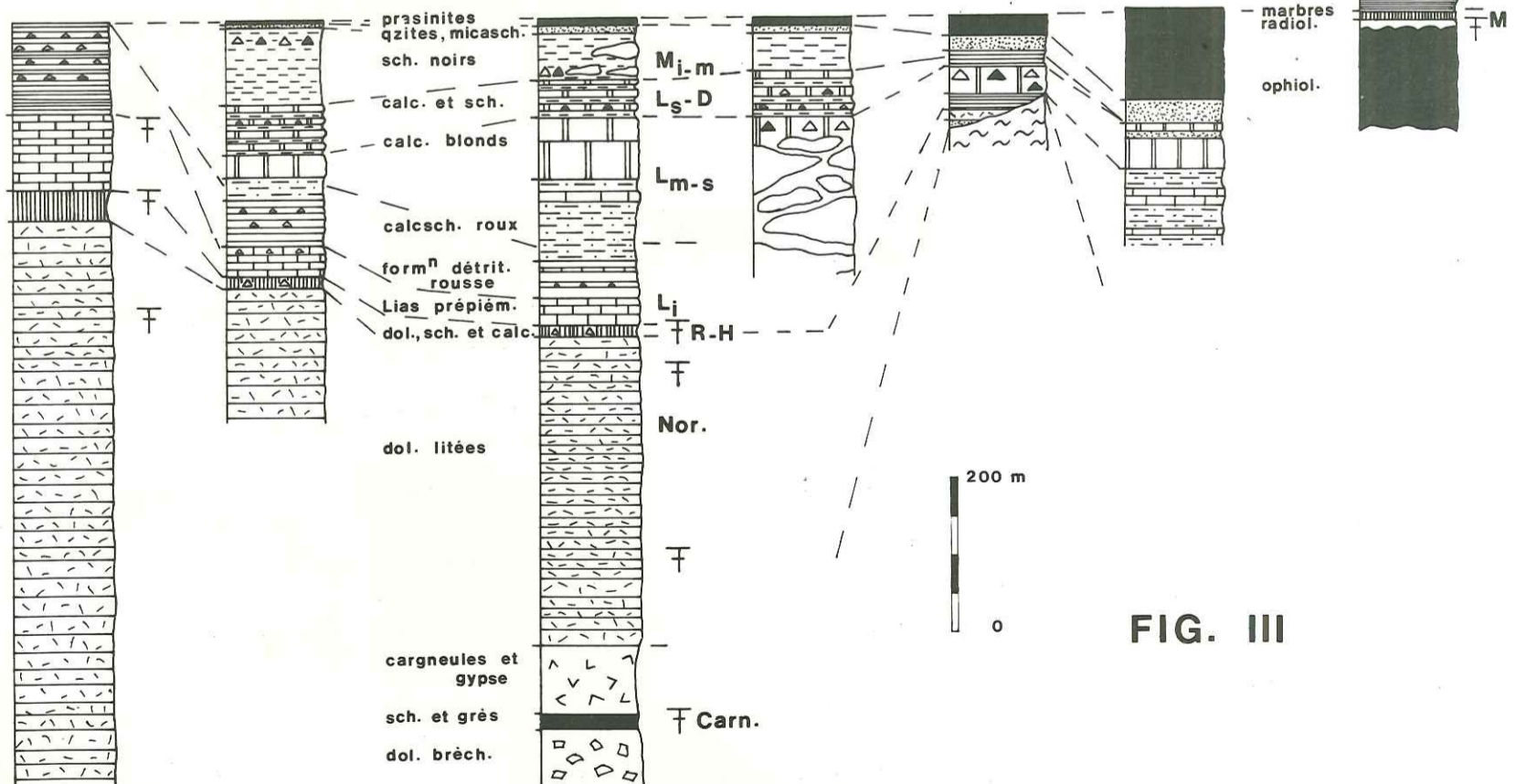


FIG. III

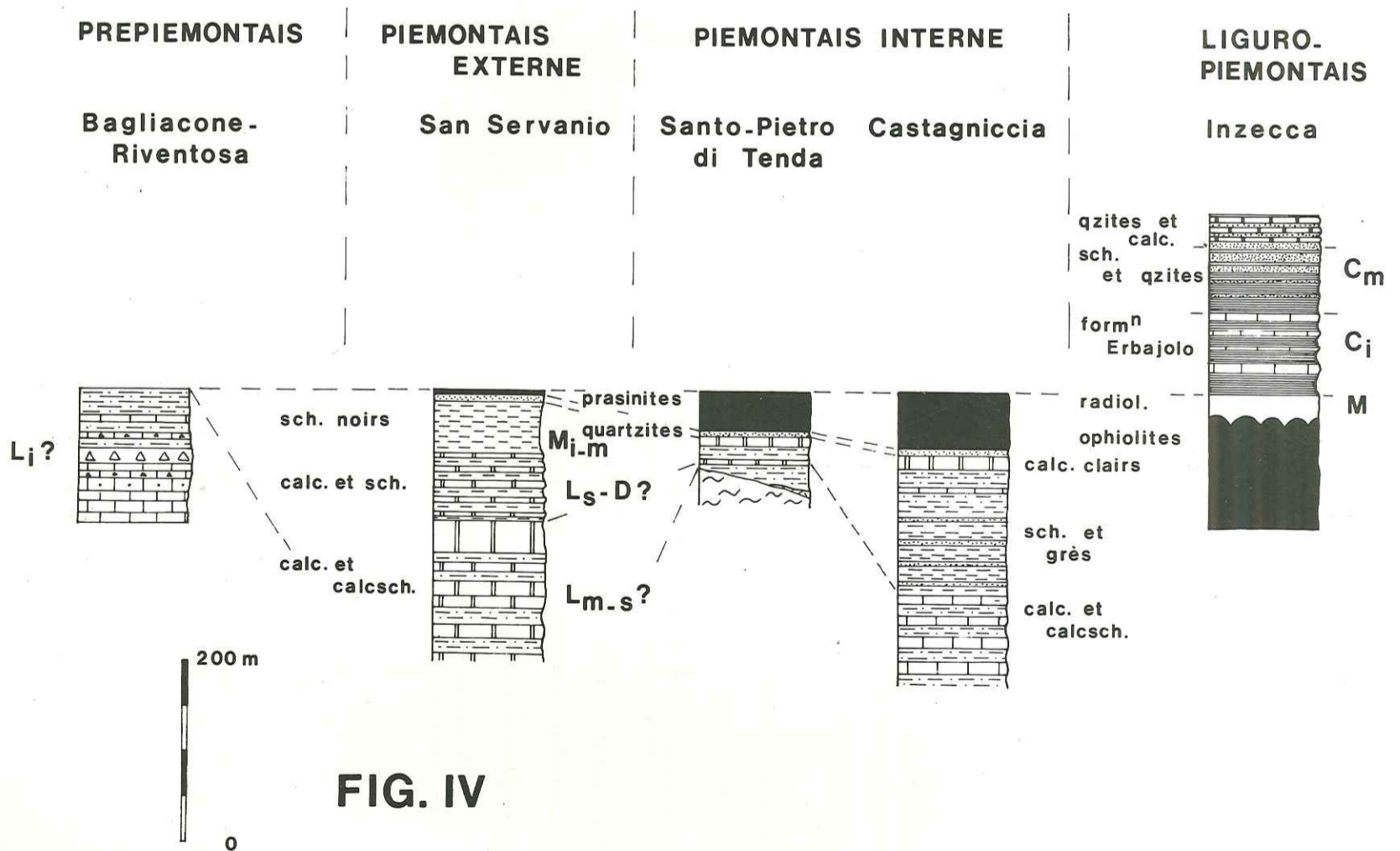


FIG. IV