



THESES

Marcel Lanteaume

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F-38031 GRENOBLE CEDEX  
TEL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

Contribution à l'étude géologique des  
Alpes maritimes franco-italiennes

II. Paléogéographie et Tectonique

THESES

THESES

TOME 2

Série A, n° 3798  
N° d'ordre : 4649

# THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES  
DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

POUR OBTENIR

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

Marcel LANTEAUME

1<sup>re</sup> THÈSE. — “ CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES ALPES  
MARITIMES FRANCO-ITALIENNES (STATIGRAPHIE) ”.

2<sup>e</sup> THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 1962 devant la Commission d'examen

MM. PRUVOST, *Président.*

GLANGEAUD }  
CUVILLIER } *Examineurs.*

GOGUEL }  
GEZE } *Invités.*

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE I  
INSTITUT DE GÉOLOGIE  
DOCUMENTATION  
15, RUE MAURICE GIGNOUX  
F 38031 GRENOBLE CEDEX  
TÉL. (33) 76 63 59 66  
FAX. (33) 76 87 82 43

DEUXIEME THESE

CONTRIBUTION à l'ETUDE GEOLOGIQUE DES ALPES-MARITIMES

FRANCO - ITALIENNES

(Paléogéographie et Tectonique)

70084681

## INTRODUCTION

Les reconstitutions paléogéographiques d'ensemble ne peuvent être fondées que sur la remise en place dans leur patrie des divers ensembles tectoniques qui ont été reconnus; ce qui constitue souvent un grave problème.

Il est bien tentant de se fonder sur la superposition et d'admettre que l'ordre même de superposition de bas en haut des différentes unités correspond à leur position relative originelle de l'extérieur vers l'intérieur; mais il faut compter, d'une part, avec les unités qui ont dépassé, au cours de leur translation, des unités qui leur étaient plus externes, et, d'autre part, avec les phénomènes tectoniques posthumes qui ont bouleversé l'ordre préalablement établi. La remise en place des différentes unités est donc toujours un problème délicat; si la paléogéographie d'ensemble en est fonction, cette remise en place est, dans une certaine mesure, subordonnée elle-même à la paléogéographie de chaque unité, en ce que l'ensemble qui est envisagé doit être harmonieux et vraisemblable.

Dans le domaine étudié ici, il faut distinguer séparément deux grands ensembles: d'une part, l'ensemble correspondant à l'Autochtone-Parautochtone-zone des lambeaux de charriage-Briançonnais, d'autre part, celui des éléments d'origine plus interne que le Briançonnais. Il ne sera envisagé dans celui-ci que la nappe du Flysch à Helminthoïdes et les Klippes supra-briançonnaises de celle-ci.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes reposant à son front sur l'Autochtone ou le Parautochtone par l'intermédiaire des unités diverses de la zone des lambeaux de charriage ne s'enracine pas sous le bord externe de l'édifice briançonnais; elle est même tectoniquement supérieure aux diverses unités d'origine indéterminée en repos sur celui-ci (Lanteaume, 1958 et 1960).

On peut envisager certes, en invoquant des phénomènes tectoniques complexes mettant en oeuvre un rétrocharriage dont on n'a d'ailleurs aucun signe, que la nappe du Flysch à Helminthoïdes représente, soit la couverture des unités de la zone des lambeaux de charriage dont elle aurait été séparée par diverticulation, soit une zone paléogéographique particulière de cette zone, ou une zone s'intercalant entre cette zone des lambeaux de charriage et le Briançonnais. La première hypothèse ne peut être envisagée du simple fait que le Crétacé et même le Tertiaire existent dans la série des unités de la zone des lambeaux de charriage sous un faciès très différent (même pour les flyschs). La seconde hypothèse n'est guère viable; la paléogéographie de l'ensemble Autochtone-Parautochtone-zone des lambeaux de charriage présente un contexte paléogéographique apparemment harmonieux où la série du Flysch à Helminthoïdes ne semble pas trouver sa place, comme il sera vu plus loin.

Le flysch à Helminthoïdes ne peut non plus être considéré comme la couverture décollée du domaine Briançonnais de par la présence dans la série de celui-ci du Crétacé supérieur et du Nummulitique. La nappe du Flysch à Helminthoïdes doit donc avoir une origine plus interne que le Briançonnais; sa paléogéographie ne peut être envisagée qu'en fonction de la position de sa Patrie, qu'il conviendra d'abord de situer.

Dans la remise en place des unités de l'ensemble Autochtone au Briançonnais, plusieurs problèmes se posent.

La parenté entre Autochtone et Parautochtone qui a été mise précédemment en évidence conduit à admettre facilement, en fonction de la superposition, que le domaine de sédimentation du futur Parautochtone bordait le domaine de sédimentation du futur Autochtone.

En ce qui concerne la zone des lambeaux de charriage, dans ses relations originelles avec, d'une part, l'Autochtone-Parautochtone, d'autre part, le Briançonnais, le problème est plus délicat à résoudre. Il faut tout d'abord souligner ce qui a été mis en évidence lors de l'étude descriptive des unités de cette zone, que cet ensemble est homogène; c'est-à-dire que dans l'état actuel de nos connaissances et pour le domaine qui a été étudié, il ne semble pas qu'il y ait eu un mélange d'unités d'origines différentes <sup>1</sup>".

Il semble, de par la parenté des séries constitutives des diverses unités que celles-ci se situaient originellement entre le domaine de l'Autochtone-Parautochtone et le domaine Briançonnais. Cette position étant déduite bien entendu de la position tectonique de la zone des lambeaux de charriage, mais aussi de la parenté de certaines séries internes avec la série Briançonnaise et de la reconstitution paléogéographique d'ensemble que l'on peut réaliser.

Dans l'ensemble même de la zone des Klippes on ne peut resituer les unités tectoniques qu'en fonction de leur superposition. Il faut, bien entendu, ne voir dans la reconstitution réalisée qu'une image vraisemblable de la zone des lambeaux de charriage originelle, sans prétendre y trouver la stricte réalité.

La question de l'ampleur des divers domaines paléogéographiques reconnus se pose. On ne peut en tout état de cause qu'envisager une ampleur minima en tenant compte des éléments observés, considérés après dépliement.

---

<sup>1</sup>" - On sait que, pour les unités en position subBriançonnaise (J. Debelmas 1953 et 1955) de l'Ubaye-Embrunais, il faut distinguer les unités d'origine Briançonnaise, les unités d'origine subBriançonnaise, et même des unités d'origine piémontaise d'après la récente découverte de Cl. Kerckhove (1961).

Les reconstitutions paléogéographiques qui vont être faites pourront paraître à certains des exercices purement intellectuels, laissant place au rêve et à l'imagination; mais en fait, par la prise en considération des multiples facteurs qu'il faut intégrer et lier dans un ensemble qui se doit d'être harmonieux et vraisemblable, envisagé sous le strict point de vue de l'uniformitarisme <sup>1</sup>, ces reconstitutions paléogéographiques évolutives permettent de serrer au plus près le problème de l'histoire géologique du domaine étudié ici.

---

<sup>1</sup> - Ce terme est pris dans le sens strict : les conditions physiques responsables des différents phénomènes géologiques sont demeurées de même nature (uniformes) au cours des temps écoulés (P. Pruvost 1960).

## CHAPITRE I

### CONSIDERATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES SUR L'ENSEMBLE AUTOCHTONE - PARAUTOCHTONE-ZONE DES LAMBEAUX DE CHARRIAGE-BRIANCONNAIS

#### Sommaire

Evolution paléogéographique de l'ensemble Autochtone-Parautochtone-zone des lambeaux de charriage et Briançonnais du Permien à l'Oligocène.....	7
I - La situation au Permien et au Werfenien; l'hérédité hercynienne.....	7
II- L'évolution paléogéographique du Trias moyen à l'Oligocène.....	11
A - L'évolution du Trias moyen au Crétacé supérieur.....	11
B - L'orogénèse post-Crétacé supérieur ante-Lutétien supérieur et la période Paléocène-Eocène inférieur .....	16
C - L'évolution au cours du Lutétien supérieur-Priabonien.....	17
D - L'évolution du Priabonien supérieur à l'Oligocène inférieur .....	20
L'origine des apports détritiques des divers flyschs dans le contexte paléogéographique d'ensemble.....	21
Remarques sur les phénomènes d'omission, de sublution et d'exession.....	23
Remarques sur l'ensemble tectono-évolutif de la cordillère tendasque-zone des lambeaux de charriage....	25
A propos du Subbriançonnais.....	26
A propos du Géanticlinal briançonnais.....	28
Conclusions .....	30

Evolution paléogéographique de l'ensemble Autochtone-  
Parautochtone- zone des lambeaux de charriage et  
Briançonnais (du Marguareis) du Permien à l'Oligocène

I - La situation au Permien et au Werfenien; l'hérédité  
hercynienne.

a) Le problème du substratum permo-werfenien du Parautochtone  
et des éléments de la zone des lambeaux de charriage.

Les formations permienues et werfeniennes n'apparaissent ni à la base de l'unité parautochtone du col de Tende, ni à celle des unités de la zone des lambeaux de charriage. Le décollement s'est effectué à différents niveaux de la série mésozoïque et tertiaire, mais il n'en reste pas moins qu'il faut envisager la nature du substratum permo-werfenien de ces différentes unités.

L'étude descriptive sommaire du Permien a souligné les caractères d'une part, du Permien externe, ou de l'Argentera-Mercantour, d'autre part du Permien interne dit briançonnais. Il est bien évident qu'il y avait originellement une liaison entre ces deux faciès, que celle-ci soit représentée par un véritable passage de faciès ou par une zone de reliefs les séparant l'un de l'autre. Les seules données qu'on peut actuellement recueillir quant à la position de cette limite nous seront fournies par l'obligation d'attribuer au futur Parautochtone 1" un substratum permo-werfenien à faciès interne auquel ont été prélevés les galets des épandages conglomératiques du Lutétien supérieur-Auversien de ce Parautochtone et du domaine septentrional de l'Autochtone 2".

---

1" - Pour alléger l'exposé, on emploiera au cours de cette description de l'évolution paléogéographique, pour caractériser les différentes zones, la dénomination afférant à l'unité tectonique à laquelle elles correspondront à la suite de la tectogénèse paroxysmale. On emploiera ainsi "Parautochtone" pour "zone du futur Parautochtone".

2" - Ces galets des conglomérats sont en effet constitués par des roches qui doivent être indubitablement rapportées à celles du Permien à faciès dit briançonnais. Ils ont été prélevés à une zone émergée dépeuillée déjà de sa couverture sédimentaire. Comme on ne peut envisager que ces galets proviennent du massif de l'Argentera-Mercantour, il faut admettre une origine plus interne. Dans le contexte paléogéographique de la zone des lambeaux de charriage et du Briançonnais, il est impossible d'envisager le massif dispensateur, car on observe, soit la sédimentation



Il faut donc admettre par voie de conséquence que le substratum des éléments de la zone des lambeaux de charriage qui se situaient dans une position plus interne par rapport à celle du Parautochtone était, lui aussi, à faciès interne.

La limite entre le Permien à faciès interne, dit briançonnais et le Permien à faciès du massif de l'Argentera-Mercantour devait donc se situer originellement entre le Parautochtone et l'Autochtone.

Il ressort, en outre, de ce qui vient d'être exposé, que lorsqu'on parle de Permien briançonnais pour caractériser le Permien à faciès interne, on limite le rôle paléogéographique de cette formation. On admet ainsi implicitement que la paléogéographie alpine proprement dite est la continuation de la paléogéographie de la fin de l'époque hercynienne.

---

de calcaires à Algues, soit celle de flysch, soit des phénomènes de non déposition ou de sublution. Les zones émergées d'importance toute locale que l'on peut considérer à la suite de l'individualisation de la topographie accidentée du domaine de la zone des lambeaux de charriage ne peuvent fournir de matériel permien, dont le transport est d'ailleurs impossible. Il faut donc admettre que le domaine émergé nécessaire se situait à la limite entre la zone des lambeaux de charriage et la Parautochtone.

Le domaine émergé de Permien doit être envisagé en fonction, d'une part, de la discordance du Nummulitique sur une série plissée et érodée, d'autre part, du fait que ces apports d'éléments de Permien ne semblent pas avoir atteint le domaine de la zone des lambeaux de charriage. Il faut donc admettre, en tout état de cause, une orogénie locale et une dissymétrie dans les phénomènes d'apport. Il semble logique d'envisager, compte tenu du fait que le Permien devait avoir été préalablement dépouillé de sa couverture mésozoïque (que l'on ne retrouve pas en galets mêlés aux galets de Permien) que la zone émergée permienne correspondait à une cordillère d'importance toute locale, dépouillée de sa couverture mésozoïque par dénudation tectonique.

La couverture ainsi décollée fut plissée et érodée (l'Autochtonie s'effectuant progressivement vers l'extérieur par raccord avec le domaine de l'Autochtone non impliqué dans ces dislocations). Il paraît ainsi logique d'admettre que cette couverture décollée, complétée par la zone nummulitique, donna ultérieurement la Parautochtone; ce qui conduit à l'origine, à attribuer un Permien à faciès briançonnais au Parautochtone.

Les conséquences, quant aux conceptions tectoniques des vues qui viennent d'être exposées sont considérables. Elles évitent de recourir à des interprétations qui paraissent invraisemblables. En effet, si on envisage la liaison actuelle entre le Permien interne et le Permien de l'Argentera-Mercantour dans le domaine du col de Tende, deux conceptions différentes peuvent être proposées.

- Dans une première conception, on admet que le Permien du massif du Besimauda et de ses dépendances est le Permien strictement briançonnais auquel était lié stratigraphiquement le Briançonnais du Marguareis et du complexe du mont Vecchio. En fonction, d'une part, de la position actuelle de ce Permien briançonnais et de celle du Permien du massif de l'Argentera-Mercantour qui est obligatoirement en place, d'autre part, des unités de couverture dont il faut trouver originellement la place entre ces deux domaines, on ne peut éviter d'admettre que le Permien du Besimauda et de ses dépendances est fortement charrié; un serrage important affectant le socle. On ne peut éviter d'envisager le devenir du Permien et du Cristallin et Cristallophyllien qui servaient de substratum aux différentes unités intercalées. On n'a aucun indice actuellement de leur existence et la seule solution consiste à admettre leur disparition pure et simple.

Cette conception pose le problème de la place pour les unités intercalées entre l'Autochtone et le Briançonnais, et celui de la disparition du socle; elle n'offre aucune solution valable.

- Dans une seconde conception fondée sur les remarques paléogéographiques précédemment exposées, on admet pour le Parautochtone, les unités de la zone des lambeaux de charriage et le Briançonnais, un substratum permien à faciès interne. En fonction du décollement manifeste de la couverture mésozoïque (non compris le Werfenien) du Marguareis sur l'ensemble permo-werfenien, on peut envisager, sans faire appel à un serrage important entre le Permien interne et le Permien de l'Argentera-Mercantour, la remise en place originelle des différentes unités de couverture. Notons que, dans cette conception, on est conduit à voir dans l'élément du monte Vecchio, tectoniquement inférieur à celui du Marguareis (A. Guillaume, 1960) une partie du substratum même des unités de couverture; substratum auquel serait encore liée de la série mésozoïque (essentiellement du Trias), qui manque dans les séries des éléments de la zone des lambeaux de charriage du Parautochtone.

Cette conception propose à l'encontre de la précédente une solution au problème de la place, et évite d'invoquer un serrage par trop important affectant le socle même. Elle est conciliable avec l'ampleur et le style des dislocations observables du socle.

b) La liaison originelle entre le Permien interne (faciès dit Briançonnais) et le Permien du massif de l'Argentera-Mercantour.

Lors de l'étude descriptive sommaire qui a été effectuée, deux grands groupes de faits ont retenu l'attention :

- le premier groupe correspond, d'une part, au caractère volcanique du Permien interne lié à des épanchements de nature essentiellement rhyolitique, d'autre part, à la rareté des épanchements volcaniques qui sont d'ailleurs à caractère dacitique, dans le Permien de l'Argentera-Mercantour, qui comporte cependant une masse considérable de matériaux d'origine volcanique;
- le second correspond à l'importance relative des formations permienues de l'Argentera-Mercantour et du domaine interne, ainsi qu'à la structure des bassins permienus de l'Argentera-Mercantour que A. Faure-Muret (1958), a mis en évidence.

Il a été ainsi montré que sur la transversale des Alpes Maritimes, on ne retrouvait pas la classique opposition quant à la puissance des séries entre le Permien externe et le Permien briançonnais que les géologues se plaisent à souligner sur la transversale de Briançon.

Le rôle des "seuils" qui limitaient les bassins subsidents où se déposait le Permien du massif de l'Argentera-Mercantour avait aussi été envisagé.

Il semble donc, à la lueur de ces données, que le Permien du massif de l'Argentera-Mercantour représente l'environnement constitué essentiellement de matériaux volcaniques fins du Permien interne volcanique. On peut notamment envisager que les cailloutis à matériel Rhyolitique signalés par A. Faure-Muret dans le Permien de l'Argentera-Mercantour proviennent du Permien interne.

On peut admettre dans l'état actuel de nos connaissances que la limite entre le domaine du Permien externe et celui du Permien interne correspondait à un seuil ou à un faisceau de seuils représenté par le socle cristallin et cristallophyllien formant des reliefs. Ces seuils, localement, n'ont pu jouer leur rôle de barrière et les apports volcaniques fins ou même les cailloutis provenant du domaine interne ont pu se mêler aux sédiments empruntés directement aux reliefs de Cristallin-Cristallophyllien.

Il faut faire remarquer que la subsidence importante affectant les bassins étroits de Permien était vraisemblablement liée à la présence d'un important réseau de failles découpant le substratum du Permien en horsts et grabens prononcés.

c) Le Werfenien et la phase de nivellement ultime des reliefs Hercyniens; le début de l'histoire des futures Alpes tertiaires

Au cours du Werfenien, tant dans le domaine de l'Argentera-Mercantour que dans celui du Briançonnais, nous sommes à la phase ultime du nivellement de la chaîne hercynienne soumise aux mouvements posthumes. Ce nivellement, tout au moins dans le domaine de l'Argentera-Mercantour n'était pas terminé au Werfenien inférieur où émergent encore des reliefs; il ne sera réalisé qu'au Werfenien supérieur (A. Faure-Muret 1958).

L'histoire des Alpes hercyniennes, si tant est que l'on puisse employer ce terme, est terminée; celle des futures alpes tertiaires va commencer. Le hiatus est net.

Il a été montré en ce qui concerne l'Autochtone que le régime marin franc du Trias moyen est annoncé par les faciès lagunaires du Werfenien supérieur et que le début de l'histoire paléogéographique des futures alpes se fait à ce moment. A partir de ce moment en effet, on va pouvoir envisager l'individualisation des zones paléogéographiques alpines.

II - L'évolution paléogéographique du Trias moyen à l'Oligocène

A - L'évolution du Trias moyen à la fin du crétacé supérieur

a) Au Trias moyen et supérieur

Au Trias moyen, le régime marin franc s'est instauré.

- Dans le domaine de l'Autochtone, à la suite du dépôt des termes lagunaires du Werfenien supérieur, se sédimente le complexe dolomitique et calcaire.
- Dans le Parautochtone, le décollement s'est effectué à la base du Trias supérieur. On retrouve localement des copeaux de charriage de dolomie indiquant qu'on a eu dans le domaine du Parautochtone une sédimentation vraisemblablement comparable à celle de l'Autochtone.
- En ce qui concerne le domaine de la zone des lambeaux de charriage, les données que l'on peut recueillir sont très succinctes. Il semble que l'on ait au moins pour quelques unités un Trias moyen dolomitique indifférencié dont les affinités seraient externes.
- Dans le domaine briançonnais (Marguareis-Nava) on a le dépôt de la classique série à faciès briançonnais, présentant des traces d'émergence (J.P. Bloch 1958).

L'opposition quant au faciès entre un Trias moyen externe représenté par celui de l'Autochtone et englobant peut-être celui du Parautochtone et des unités de la zone des lambeaux de charriage et un Trias moyen interne, briançonnais s.str. est assez

nette. Il est bien difficile de dire à quoi elle correspond au point de vue paléogéographique; notamment à quel facteur correspond la limite dans la répartition des algues. Celle-ci peut être fondée sur des conditions locales liées à une certaine subsidence dans le domaine Briançonnais. Il se s'agit là que d'une hypothèse.

Au Trias supérieur l'ensemble du domaine de l'Autochtone au Briançonnais correspond à une zone continentale. Le faciès lagunaire lié aux lignites se localise, semble-t-il, au domaine de l'Autochtone et Parautochtone, tandis que l'émergence franche semble régner dans le domaine de la zone des lambeaux de charriage et du Briançonnais.

On peut envisager que les dépôts lagunaires ont pu intéresser aussi le domaine de la zone des lambeaux de charriage et du Briançonnais, et qu'ils ont été érodés ultérieurement au cours du Lias. Il n'en reste pas moins que cette répartition des dépôts de gypse-anhydrite aura une très grande importance tectonique. Alors que les dislocations de couverture de l'Autochtone et du Parautochtone seront essentiellement liées au décollement au niveau des gypses du Keuper, les dislocations de la zone des lambeaux de charriage notamment, se feront par diverticulation à différents niveaux de la série mésozoïque et celles du Marguareis à la base du Trias moyen, au niveau des gypses du Werfenien supérieur.

Il ne semble donc pas que sur cette transversale des Alpes maritimes il y ait eu au Trias l'individualisation du fameux géanticlinal Briançonnais. La zone franchement continentale englobant ce Briançonnais et la zone des lambeaux de charriage ne s'opposent qu'à la zone de l'Autochtone et du Parautochtone où règnent des conditions lagunaires et continentales franches.

#### b) Au Lias

A l'infra-Lias, la sédimentation marine règne dans le domaine du futur Autochtone et Parautochtone et vraisemblablement dans une partie de celui de la zone des lambeaux de charriage. Dans le Briançonnais, l'émergence persiste.

Le retour de la mer à cette époque semble donc s'être effectué exclusivement dans le domaine où régnaient, au Trias supérieur, les conditions lagunaires.

Au Lias inférieur, il est vraisemblable que la sédimentation continue au moins au début dans le domaine de l'Autochtone. Ce qui est remarquable,

c'est l'individualisation, dans le domaine du Parautochtone d'une zone de sédimentation représentant un diverticule du bassin dauphinois ou ultra-dauphinois qui s'atténuait progressivement vers le Sud. (= diverticule liasique).

Au Lias moyen et supérieur, l'émergence est totale dans tout l'ensemble de l'Autochtone au Briançonnais.

Au cours de cette émergence, l'érosion paraît avoir été quasi nulle; ce qui explique que les gypses et anhydrites du Keuper, protégés d'ailleurs par les dépôts de l'infra-lias et localement du Lias inférieur aient été conservés dans le domaine de l'Autochtone et Parautochtone.

### c) Au Jurassique

Au Dogger, on note un net renversement de la sédimentation.

La partie externe de la zone des lambeaux de charriage et le Parautochtone sont émergés au Dogger, constituant un seuil bien marqué qui sépare deux zones de sédimentation marine de caractère identique : une zone externe comprenant l'Autochtone, une zone interne constituée par la partie interne de la zone des lambeaux de charriage et le Briançonnais. La zone émergée ou seuil tendasque s'estompait vraisemblablement vers le Sud (au Sud du Parallèle de la Brigue), les deux zones marines se rejoignaient en une seule.

Le seuil tendasque était actif sur sa marge interne, en ce qu'il fournissait des éléments détritiques triasiques qui se mêlaient à la sédimentation du Dogger de la partie interne de la zone des lambeaux de charriage.

Le seuil restera bien individualisé jusqu'au Malm supérieur où dans tout l'ensemble paléogéographique du domaine externe au domaine briançonnais, les conditions deviendront homogènes.

Les conditions de sédimentation dans le domaine externe et dans le domaine interne sont analogues, sinon identiques, car les dépôts sont comparables : on observe en effet dans les deux domaines les calcaires à Algues en cordon et à Mayendorffina auxquels se mêlent des niveaux à Polypiers et à Bivalves. Ce sont vraisemblablement des conditions de mer ouverte peu profonde où les apports terrigènes, en dehors de ceux signalés précédemment, sont nuls.

Au Jurassique supérieur, le seuil tendasque restera vraisemblablement émergé jusqu'au Tithonique. A cette époque, dans tout l'ensemble paléogéographique du domaine externe au domaine briançonnais, les

conditions devinrent homogènes. Il règne partout la sédimentation des calcaires à Crinoïdes pélagiques, localement perturbée par une sédimentation plus zoogène et coralligène.

- Dans le domaine de l'Autochtone, la sédimentation calcaire et dolomitique semble continuer celle du Dogger.
- Dans le domaine du Parautochtone, il manque semble-t-il tout le Malm inférieur. Le Tithonique se présente sous un faciès à caractère coralligène accentué.
- Dans le domaine de la zone des lambeaux de charriage, il semble que, dans la partie la plus externe, il y a lacune du Malm inférieur. On ne peut dire si cette lacune est due à des phénomènes de non sédimentation et de sublution ou à une émerision. Celle-ci paraît cependant peu vraisemblable.

Dans la partie la plus interne (élément de Rocca-Barbona) la sédimentation est continue.

- Dans le domaine briançonnais du Marguareis, la sédimentation a vraisemblablement été interrompue au cours du Malm inférieur. On a mis en évidence l'importance des caractères de non sédimentation et de sublution qui peuvent être observés dans le Malm supérieur, ainsi que les phénomènes de remaniement sous-marin.

Il en ressort qu'au Jurassique supérieur, tout l'ensemble paléogéographique correspond à une plate-forme où règnent les conditions de mer largement ouverte. L'opposition entre les différentes zones est peu marquée. Elle semble liée à des conditions locales de courants.

#### d) Au Crétacé

##### 1) Crétacé inférieur

Le seuil tendasque rejoue localement au Crétacé inférieur et moyen où des lacunes apparaissent, liées à des émerisions locales. Ce seuil sépare en réalité au Néocomien deux domaines où les conditions de sédimentation sont semblables.

Dans le domaine externe règne, en effet, une sédimentation de calcaires à faune pélagique, affectée d'accidents de sédimentation du type des phénomènes de sublution et de non sédimentation. Il y a ainsi un Néocomien réduit et un Aptien-Albien sous faciès Gault.

Dans le domaine interne régneront des conditions en tout point analogues, et les phénomènes de

sublution et de non sédimentation sont la règle: Néocomien réduit, avec développement de fonds durcis aptiens ou albiens et dépôts local de grès verts.

## 2) Au Crétacé moyen

Dès cette époque, s'amorce l'individualisation de la morphologie sous marine de la zone des lambeaux de charriage.

Dans le domaine externe s'effectue la sédimentation du complexe marneux et marco-calcaire annonçant la période de sédimentation calme du Sénonien.

Le seuil tendasque paraît jouer au moins localement son rôle de barrière; l'absence de Cénomaniens dans la série du Parautochtone semble liée plutôt à une émergence qu'à des phénomènes de non déposition ou de sublution.

Dans le domaine de la zone des lambeaux de charriage, s'individualisent les sillons où se déposent les flyschs à niveaux pélagiques dominants, tant dans la zone des lambeaux de charriage s.str. que dans sa prolongation correspondant au domaine du flysch de Baiardo.

Sur les hauts fonds, règnent toujours les phénomènes de sublution et de non déposition.

Dans le domaine briançonnais formant une large plate-forme, règnent aussi les phénomènes de non déposition et de sublution se traduisant par les fonds durcis.

L'individualisation de la morphologie accentuée de la zone des lambeaux de charriage est réalisée vraisemblablement par un important système de failles qui morcelle cette partie de l'ancienne plate-forme jurassique et crétacée inférieure en grabens (sillons à flysch et bassin) et en horsts (hauts fonds).

## 3) Au Crétacé supérieur

Dans le domaine externe s'effectue la sédimentation des marno-calcaires et des marnes à faune pélagique. Ce faciès passe insensiblement au faciès des calschistes planctoniques qui se déposent dans le domaine de l'unité Parautochtone du col de Tende.

Le seuil tendasque s'est complètement estompé.

Dans la zone des lambeaux de charriage, la sédimentation des calschistes planctoniques s'effectue sur les anciens hauts fonds et dans les bassins fermés, tandis que le flysch se dépose dans les sillons ouverts aux arrivées détritiques.



Localement les seuils sous-marins formant les bassins ne jouent plus leur rôle de barrière et les apports détritiques viennent se mêler aux dépôts purement pélagiques: on observe alors les intrications de flysch et de calschistes planctoniques.

Dans la prolongation méridionale de la zone des lambeaux de charriage, correspondant au bassin de flysch de Baiardo, s'effectue uniquement la sédimentation du flysch.

Dans le domaine briançonnais, la sédimentation est identique à celle se réalisant sur les hauts fonds de la zone des lambeaux de charriage. La plate-forme briançonnaise est ainsi recouverte d'un manteau de calschistes planctoniques.

### Conclusion

Il s'individualise donc dès le Crétacé moyen, alors que le seuil tendasque s'estompe, une zone à caractère instable qui ne prendra toute son importance qu'au Tertiaire.

On peut admettre, comme il a été proposé, que cette individualisation est liée au morcellement local de la plate-forme jurassique et crétacée par un système de failles répartissant le domaine de la zone des lambeaux de charriage en une série de horsts et de grabens plutôt qu'à une déformation donnant lieu à des zones subsidentes.

### B - L'orogénie post-Crétacé supérieur - anté-Lutétien supérieur et la période Paléocène-Eocène inférieur.

Entre la fin du Crétacé et le Lutétien supérieur-Auvernien, se place une phase orogénique non négligeable qui se marquera fortement dans la paléogéographie tertiaire.

On doit envisager :

- L'érection de la cordillère tendasque qui a été envisagée précédemment et l'émersion du domaine externe.
- La continuation de l'individualisation morphologique de la zone des lambeaux de charriage, et vraisemblablement la naissance d'îles correspondant à l'évolution vers l'émersion de hauts fonds.
- Dans le domaine externe il y a émersion, mais sans déformation importante. Dans un travail récent C. Boni et Vanossi (1960) ont soutenu la continuité de la sédimentation du Crétacé supérieur au Tertiaire en se fondant sur une interprétation erronée d'une coupe observée aux abords de Trucce où le Lutétien supérieur débute sur le Sénonien raviné par des niveaux continen-  
taux rubéfiés et saumâtres; ces niveaux étant

l'équivalent du poudingue à Microcodium.

- Dans le domaine correspondant à la cordillère tendasque (futur Parautochtone et son substratum) il y a, au cours du début du Tertiaire, naissance d'une ride accentuée dont la couverture se décolle et est érodée.
- Dans le domaine de la zone des lambeaux de charriage s.str., le Paléocène-Eocène inférieur ne s'est pas déposé sur les hauts fonds qui ne semblent pas avoir émergé. Il est vraisemblable que les phénomènes de non déposition ou de sublution ne s'accompagnant pas d'un hydroclimat favorable, les fonds durcis ne sont pas apparus.

Dans les sillons, la sédimentation paraît continue, mais jusqu'à présent, il n'a pas été possible de caractériser le Paléocène et l'Eocène inférieur.

Dans le domaine du Flysch de Baiardo, on a l'indication que des zones émergées constituées de Paléocène ont été érodées, elles l'étaient, vraisemblablement d'anciens hauts-fonds, compte tenu de la nature des sédiments qui y ont été érodés.

La sédimentation a peut être été continue au cours du Paléocène; l'Eocène inférieur en tout cas est bien caractérisé.

- Dans le domaine Briançonnais et ce qui était vraisemblablement sa marge, le domaine de dépôt de l'élément de Drego, la sédimentation se continue au cours du Paléocène et de l'Eocène inférieur.

Donc, au cours de cette période de l'aube des temps tertiaires, on a l'émergence du domaine externe avec, à sa marge la plus interne, individualisation de la cordillère tendasque qui s'estompe d'ailleurs vers le Sud.

L'évolution de la zone des lambeaux de charriage se poursuit: l'individualisation en sillons et hauts fonds est encore plus sensible.

La plate-forme Briançonnaise reste immuable et inerte.

#### C - L'évolution au cours du Lutétien-Priabonien

- a) A partir du Lutétien supérieur, l'individualisation des deux domaines qui correspondront ultérieurement, l'un à l'Autochtone et au Parautochtone, l'autre à la zone des lambeaux de charriage et au domaine Briançonnais, est réalisée; cela correspondra en fait au domaine externe et au domaine interne.

Dans le domaine externe s'effectue le retour de la mer dès le Lutétien supérieur, sauf au Nord où elle n'arrivera qu'au Bartonien.

Ce domaine externe est bordé par un domaine émergé constitué au Nord par la Cordillère tendasque, au Sud par une zone qui est dans sa prolongation, mais qui ne semble pas avoir été orogéniquement active, le seuil ventimilliais.

La cordillère tendasque et le seuil ventimilliais étaient vraisemblablement séparés par un détroit par lequel les influences internes se faisaient sentir localement dans le domaine externe.

Les conglomérats à éléments de Permien prélevés au cœur permien de la cordillère tendasque s'épandaient sur la série du Parautochtone et, localement, sur le Crétacé supérieur de l'Autochtone.

Les conglomérats à éléments de Sénonien, prélevés au seuil ventimilliais s'épandaient vers l'Ouest dans le domaine du Nummulitique à faciès méridional.

Par le détroit se faisaient sentir les influences internes et se sédimentaient localement (domaine central) les calcaires à Algues à faciès de Riou Frei supérieur ou du Marguareis.

Il semble que, dans la partie Nord, jusqu'au Bartonien, la cordillère tendasque était relayée vers l'Ouest par une zone émergée qui ne sera recouverte par la mer qu'à cette époque (partie nord du domaine septentrional et domaine nord occidental).

On doit remarquer que, vraisemblablement vers l'aube du Lutétien supérieur, le seuil ventimilliais était bordé vers l'Ouest par un domaine saumâtre correspondant à la formation équivalente du poudingue à Microcodium. Cette zone saumâtre correspondant au véritable poudingue à Microcodium bordait à la même époque la cordillère tendasque.

Dans le domaine interne, la zone des lambeaux de charriage s.str. présente une morphologie sous-marine bien individualisée. Dans les sillons, les flyschs continuent à se déposer. Sur les hauts fonds règne généralement la sédimentation des calcaires à Algues. Parfois, les conditions conduisent à des phénomènes de non sédimentation ou de sublution, et il y a une lacune, mais sans présence de fonds durcis.

Dans le Briançonnais, toujours aussi inerte paléogéographiquement, se déposent les calcaires à Algues sur la large plate-forme qu'il présente.

Ces données sont valables sur les transversales envisagées tout au long de la zone des lambeaux de charriage s.str. Au niveau du domaine du Flysch de

Baiardo, l'ample bassin de sédimentation de ce flysch passa à celui des schistes grésocalcaires. Celui-ci doit être considéré comme néritique de par les Nummulites, Lithothamniées etc... qui s'y sont sédimentés. Les apports détritiques, peut-être d'origine proche, sont importants.

Le bassin de sédimentation du Flysch de Baiardo est limité vers l'Ouest par le seuil ventimillais.

- b) Au Bartonien, une reprise d'érosion générale témoigne de mouvements orogéniques sensibles.

Dans le domaine externe, cette reprise d'érosion ne se marque, quant au domaine de l'Autochtone, que par la sédimentation de formations calcaires assez fortement gréseuses.

Dans le domaine du Parautochtone, par contre, débute la sédimentation du flysch. Les apports proviennent en partie de la cordillère tendasque en voie de démantèlement.

Dans le domaine de la zone des lambeaux de charriage, le dépôt du flysch est général. Les hauts fonds et ceux qui ont émergé tout récemment en donnant des îles fournissent les matériaux des brèches qui se mêlent aux apports détritiques du flysch; celui-ci et les brèches enfouissent sous leurs dépôts la topographie accentuée de cette zone des lambeaux de charriage s. str.

Il faut noter que, dans le domaine externe, la mer recouvre à cette époque le domaine émergé septentrional, où s'effectuent, pour une partie, une sédimentation à dominante gréseuse, pour l'autre, une sédimentation calcaire.

Dans la zone des lambeaux de charriage se sédimentent localement des calcschistes planctoniques.

Dans le Briançonnais, la sédimentation va se clore avec le Bartonien ou le Priabonien moyen par le dépôt des calcschistes planctoniques sur la transversale de la zone des lambeaux de charriage s. str. et par les schistes grésocalcaires sur celle du flysch de Baiardo.

- d) Au Priabonien moyen et supérieur, la sédimentation ne continuera que dans le domaine du Parautochtone et de l'Autochtone, C'est-à-dire le domaine externe. On doit envisager cependant que la sédimentation du flysch de la zone des lambeaux de charriage a pu se continuer jusqu'au Priabonien moyen.

Dans le domaine de l'Autochtone, se déposent les marnes et marno-calcaires à faune pélagique. On note que, dans le domaine septentrional, cette sédimentation est fortement chargée en apports détritiques fins. Il est vraisemblable qu'il y ait eu un certain approfondissement de la mer, annonciateur de l'évolution ultérieure en bassin Flysch.

Dans le domaine du Parautochtone, le dépôt du flysch commencé au Bartonien, se poursuit.

#### D - L'évolution du Priabonien supérieur à l'Oligocène inférieur.

Dès le Priabonien supérieur ou l'Oligocène inférieur, débute la sédimentation du Flysch du complexe des grès d'Annot.

A ce moment, la situation semble être la suivante :

- Le massif de l'Argentera-Mercantour est en partie émergé et le décollement de sa couverture, au moins localement, est déjà en cours de réalisation, dénudant le substratum cristallin-cristallophyllien et son tégument de Permien et Werfenien.
- Le massif des Maures et de l'Estérel ayant vraisemblablement une ampleur plus grande que celle que l'on constate aujourd'hui est émergé.
- La ride de la cordillère tendasque, très démantelée, est toujours productive.
- Dans les zones internes, la sédimentation a cessé, et vers la fin de l'Oligocène inférieur, la nappe du Flysch à Helminthoïdes qui s'y est mise en place au cours du Priabonien moyen et supérieur atteint la marge interne du domaine externe, supportée par les éléments de la zone des lambeaux de charriage.

On doit envisager, à la fin du Priabonien supérieur ou à l'aube de l'Oligocène dans le domaine de l'Autochtone, un net approfondissement général, pour que le dépôt du flysch soit possible. C'est vraisemblablement le terme de l'évolution dans ce sens, notée au cours du Priabonien moyen et supérieur, comme il a été vu précédemment.

L'histoire de la genèse des formations constitutives des séries du domaine étudié va cesser avec cet Oligocène inférieur. L'histoire tectogénétique majeure va débiter.

L'origine des apports détritiques des divers  
flyschs dans le contexte paléogéographique d'ensemble

On se doit de poser la question de l'origine des éléments détritiques des flyschs d'âge divers qui apparaissent dans les séries des divers ensembles paléogéographiques.

On ne saurait trop souligner que la présence d'un flysch conduit immédiatement à penser aux massifs dispensateurs des éléments détritiques et aux causes qui ont amené à une érosion brutale de ceux-ci.

Les éléments détritiques du flysch ne peuvent avoir été prélevés qu'à un domaine émergé comportant du Cristallin-Cristal-lophyllien, ou des formations issues de ceux-ci. L'origine des matériaux du flysch se ramène donc à établir quels sont les massifs qui, dans l'environnement du bassin flysch, ont pu jouer ce rôle, tant par leur importance que par la nature des matériaux qui les constituent. Il faut, bien entendu, que le transport soit possible.

La reprise brutale de l'érosion semble liée à une orogénie qu'il faut, bien entendu, situer dans le contexte de l'orogénèse d'ensemble du domaine où s'est déposé le flysch.

1 - En ce qui concerne le Flysch crétaé.

Ce sont les flyschs crétaé moyens et supérieurs de la zone des lambeaux de charriage (zone des lambeaux de charriage s. str. et Flysch de Baiardo).

L'origine des matériaux détritiques ne peut être trouvée dans les environs immédiats. A part le seuil tendasque de faible importance existant au Cénomanién, tout le domaine de l'Autochtone au Briançonnais est immergé.

Les apports ne peuvent être transversaux, car les zones de sédimentation flysch sont flanquées de part et d'autre, de domaines de sédimentation pélagiques; il faut donc bien admettre des apports longitudinaux.

En l'absence de données purement sédimentalogiques, qui d'ailleurs seraient difficiles à interpréter du fait de l'intense tectonisation des flyschs, il faut se borner à envisager des hypothèses.

1ère hypothèse : les apports ont une origine Sud; c'est la plus tentante, car le domaine dispensateur est actuellement sous la mer et l'imagination a libre cours pour donner une vue schématique cohérente.

2ème hypothèse : les apports proviennent du Nord; dans ce cas, il faut envisager la paléogéographie du domaine situé au Nord du massif de l'Argentera-Mercantour et les données actuelles sont très fragmentaires.

Dans le cas de l'origine nord, le seul indice consiste dans le seuil tendasque qui a joué localement au Cénomaniens, et qui peut être la prolongation ou dans la prolongation d'un domaine émergé plus important. Il faut attendre les résultats de l'équipe dirigée par le Professeur R. Malaroda pour pouvoir envisager cette hypothèse.

Dans le cas de l'origine sud, les données précises manquent aussi. On ne peut tenir compte que de la répartition du flysch. Il semble, en effet, que les flyschs les plus caractéristiques correspondant aux apports les plus importants se localisent vers le Sud (domaine du flysch de Baiardo) et que les flyschs où la phase pélagique est dominante se cantonnent dans le domaine septentrional (flysch de la zone des lambeaux de charriage s.str.). Il faut ajouter en faveur de cette hypothèse que l'ampleur du bassin semble diminuer du Sud vers le Nord, où on n'a dans la région de la zone des lambeaux de charriage que des sillons étroits de l'ordre de quelques kilomètres. L'origine méridionale paraît logique et attachante.

On peut donc retenir pour l'instant une origine méridionale, sans toutefois rejeter la possibilité qu'une partie des matériaux détritiques provienne du Nord.

## 2 - En ce qui concerne les flyschs tertiaires.

- a) Pour les flyschs les plus anciens (Paléocène à Lutétien supérieur) le problème posé par le Flysch crétaqué reste inchangé. L'origine ne peut être, là aussi, que longitudinale.

En ce qui concerne plus particulièrement le Flysch de Baiardo, il semble que l'on ne puisse envisager qu'une origine méridionale. En effet, toute la masse des matériaux détritiques aurait dû, pour atteindre le domaine de sédimentation du flysch de Baiardo, traverser d'abord le domaine de la zone des lambeaux de charriage s.str., ce qui est peu vraisemblable, étant donné l'étroitesse des sillons.

Il faut noter que le faciès qui apparaît exige un accroissement des apports détritiques, donc une érosion plus active encore du domaine dispensateur.

- b) Pour le flysch priabonien, le problème reste inchangé pour le flysch de la zone des lambeaux de charriage dans son ensemble, mais il faut envisager différemment le cas du flysch parautochtone.

Il semble en effet, d'après les quelques données de direction de courants qui ont été relevées, qu'une partie au moins des apports a pu provenir de la zone émergée de la cordillère tendasque. Ces apports d'origine toute locale se sont mêlés à ceux d'origine longitudinale. Quant à ceux-ci, il est bien difficile de les faire venir

du Sud, car d'une part, il semble que le bassin s'estompe vers le Sud pour faire place à une zone où se déposent des sédiments pélagiques, d'autre part, le domaine du Parautochtone ne prend toute son importance que vers le Nord.

- c) Au Priabonien supérieur-Oligocène inférieur se pose le problème de l'alimentation du flysch du complexe des Grès d'Annot dont il a été longuement parlé précédemment.

On peut admettre, rappelons-le, que le bassin flysch du complexe des Grès d'Annot a été alimenté en ce qui concerne le domaine étudié, essentiellement par des apports provenant du Sud (massif de l'Estérel et des Maures s.l.) et en partie par des apports provenant du Nord-Est, vraisemblablement de la cordillère tendasque en voie de démantèlement final.

Le massif de l'Argentera-Mercantour, individualisé dès cette époque, n'a fourni les matériaux détritiques qu'au domaine nord-occidental du bassin du complexe des Grès d'Annot (Ph. H. Kuenen et al, Y. Gubler, 1958, D. J. Stanley, 1961).

Remarques sur les phénomènes d'omission,  
de sublution et d'exession

L'importance au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur et moyen des phénomènes d'omission et de sublution <sup>1</sup> affectant les différents domaines paléogéographiques ont été mis en évidence: ces phénomènes s'accompagnent généralement d'exession conduisant à l'apparition de fonds durcis.

1" A. Heim (1946, trad. A. Faure-Muret, 1952) s'est attaché à définir les phénomènes de dénudation et d'altération sous-marines et ceux de non-déposition de sédiment.

- La Sublution qui est le contraire de la sédimentation est le concept collectif pour les phénomènes de dissolution (dénudation par dissolution sans altération chimique), d'hydrodialyse (dénudation sans dissolution ou avec dissolution partielle et décomposition chimique) et de déréption (dénudation par action mécanique de courants).
- L'omission est l'absence de dépôt. Le retour de la sédimentation est une récession; l'intervalle est caractérisé par une discontinuité dans la sédimentation et le contact est une surface stratigraphique d'omission.
- L'exession désigne un processus sous-marin correspondant à l'altération superficielle. C'est une transformation chimique du fond sous l'influence de l'eau, du gaz carbonique, etc...



Il est troublant de constater qu'au Crétacé supérieur et au Tertiaire les lacunes qui apparaissent sont vraisemblablement liées à des phénomènes d'omission et de sublution, mais sans qu'on y observe, dans ce cas, la présence de fonds durcis.

On peut envisager, dans l'état actuel de nos connaissances, que cette absence est liée à l'hydroclimat, même A. Heim a souligné que les phénomènes d'exession étaient liés à des courants froids. On peut admettre de par la présence des calcaires à Lithothamniées nummulitiques que les phénomènes de sublution s'effectuaient pendant ce nummulitique en un hydroclimat chaud, et que l'absence des fonds durcis est due à cette seule différence. La récession s'effectue alors sur une surface stratigraphique d'omission, non altérée et on a l'impression d'une continuité de sédimentation (fausse continuité de sédimentation).

On a tendance à envisager que les phénomènes d'omission et de sublution sont liés à une profondeur assez importante, considérant avant tout la dissolution des calcaires. A. Heim a insisté pour sa part sur le fait qu'un hydroclimat froid peut s'étendre à des zones littorales et qu'il n'y a pas en fait de critère de profondeur.

Ce qui importe en définitive ce sont les courants qui régissent ces phénomènes, tant au Jurassique supérieur qu'au Crétacé inférieur et moyen ou au Nummulitique; les domaines où interviennent ces phénomènes sont des plates-formes ou des hauts fonds balayés par les courants.

A. Heim a insisté sur la liaison entre les phénomènes de sublution et les mouvements épéiorogéniques, en ce que les mouvements du fond permettent de passer d'une zone où règne la sublution à celle où elle n'est plus possible et inversement. C'est peut-être là encore accorder trop d'importance dans ces phénomènes à la dissolution chimique des calcaires en fonction de la profondeur.

Dans la série jurassique et crétacée inférieure, les phénomènes d'omission et de sublution affectent les formations à faune essentiellement pélagique, donc de mer ouverte, mais aussi peu profonde, comme l'indique la présence de Crinofides, d'Algues, de Coraux. Il semble que ces phénomènes soient contemporains de la période de dépôt des niveaux qu'ils affectent. En effet, le niveau de condensation étroitement encadré stratigraphiquement correspond au point de vue âge à celui qu'on déduit par l'étude des faunes qu'on y recueille. Le phénomène de sublution ne pouvant pas être postérieur, on ne peut admettre une déformation postérieure du fond amenant les dépôts à une profondeur où les conditions sont favorables; on doit, au contraire, considérer que les phénomènes se sont réalisés à faible profondeur sur les plates-formes.

Au Lutétien supérieur, l'indication de profondeur est encore plus stricte; ce sont les calcaires à Algues qui sont affectés par les phénomènes d'omission et de sublution. Il s'agit là encore de sédimentation dans des conditions de mer ouverte en faible profondeur. Notons que les phénomènes n'ont pu avoir eu lieu ultérieurement, affectant la série déjà déposée puisqu'on a partout la récession du Bartonien. Les conditions orogéniques conduisent les domaines soumis à ces phénomènes d'omission et de sublution, non vers un approfondissement, mais au contraire vers l'évolution en hauts fonds.

En ce qui concerne les formations du sommet du Crétacé supérieur et du Paléocène-Eocène inférieur, on n'a aucune indication autre que celle que les dépôts qui ont été enlevés étaient des boues calcaires à faunes pélagique (calcschistes planctoniques).

La liaison entre sublution et épéiorogénie n'est donc pas évidente, tout au contraire. Il semble, au moins dans la région étudiée, que les grandes périodes d'omission et de sublution correspondent à des phases de rémission orogénique.

#### Remarques sur l'ensemble tectono-évolutif

##### de la cordillère tendasque - zone des Klippes

Au crétacé moyen, alors que débute l'individualisation de la zone des lambeaux de charriage, le seuil tendasque qui a rejoué au Crétacé inférieur ne se fait sentir que localement. Ce n'est qu'à la fin du Crétacé supérieur et à l'aube de l'Eocène que ces deux domaines vont très rapidement évoluer en liaison.

On ne peut qu'être frappé de la dissymétrie des phénomènes tectoniques affectant la cordillère tendasque: la couverture se décolle vers l'extérieur; on n'a aucune indication d'un décollement identique vers l'intérieur. Ces données sont complétées par celles fournies par la répartition des éléments prélevés au coeur permien. Ceux-ci n'apparaissent que vers l'extérieur; vers l'intérieur on n'a, semble-t-il, que des matériaux arrachés au mésozoïque.

Du côté interne de la cordillère tendasque se situe la zone morcellée en horsts et grabens de la zone des lambeaux de charriage. On est conduit tout naturellement à admettre que cette marge interne de la cordillère tendasque devait correspondre à la marge externe même de la zone des lambeaux de charriage. La dissymétrie de la cordillère tendasque est ainsi expliquée.

A propos du Subbriançonnais

R. Barbier (1960) a traité dernièrement de la prolongation en Ligurie des zones briançonnaises et subbriançonnaises. Pour cet auteur, l'unité du col de Tende avec "sa série lacunaire et ses forts mouvements anté-Lutétien" est tout à fait l'homologue de la cordillère tarine; R. Barbier voit en outre dans la zone des lambeaux de charriage, avec ses sillons et ses hauts fonds, un caractère subbriançonnais typique.

a) Cordillère tarine, cordillère des Séolanes et cordillère tendasque.

La cordillère tarine est caractérisée, d'après R. Barbier (1948), par le faciès de marbre blanc du Lias, la lacune probable de tout ou partie du Lias supérieur et celle, à peu près complète, du Dogger, le faciès brèchique du Jurassique supérieur. La série terminale comporte une série détritique reposant directement sur les divers terrains jusqu'au Cristallin (série nummulitique pour la digitation du Niélard, série en partie crétacée pour la digitation de Moutiers).

Certes, la comparaison avec la cordillère tendasque est des plus frappante. Cette comparaison conduit même à faire quelques remarques au sujet de cette cordillère: l'activité tectogénétique de cordillère n'apparaît là encore qu'au Crétacé et surtout au Nummulitique; l'activité ancienne ne semble guère avoir plus d'importance que celle affectant le seuil tendasque.

Y. Gubler (1961) rattache aussi la cordillère des Séolanes à la cordillère tendasque. Dans la série de la cordillère des Séolanes, le Lias et le Dogger sont envahis par les brèches, le Malm se présente sous un faciès récifal. Le Lutétien est transgressif sur le Malm du fait de la lacune presque totale du Crétacé. Notons que des traces d'émersion (sidérolithique) s'observent entre Malm et Lutétien.

Il faut noter que, sous les écailles de la digitation de Séolanes on trouve les écailles externes (Y. Gubler 1929) qui, tout en montrant une série différente, possèdent un Lutétien transgressif avec conglomérat de base à galets de cristallin et calcaire ravinant le Sénonien et même le Callovien. Il est facile d'admettre qu'il s'agit là encore de subbriançonnais externe et d'y voir le relai de celui auquel appartient la nappe de Tarentaise.

Toutes ces unités représentant le Subbriançonnais externe de R. Barbier, occupaient originellement une position comparable par rapport à la marge du domaine externe, qu'il soit l'ultra-dauphinois ou le faciès provençal des Alpes-maritimes. Elles ont des caractères communs qui sont, d'une part, une certaine instabilité au cours du Lias

et du Jurassique, tendant à l'érection de seuils, d'autre part, une tectogénèse ante-lutétienne assez marquée, conduisant à une discordance franche du Lutétien supérieur sur la série subordonnée qui a été érodée. Si l'on se fonde sur le faciès des séries la constituant et sur la paléogéographie évolutive, l'unité parautochtone du col de Tende, équivalente du Subbriançonnais externe de R. Barbier, présente des affinités externes nettes, comme présentent d'ailleurs les unités du Subbriançonnais externe vis-à-vis de l'ultra-dauphinois. La cordillère tendasque sépare le domaine externe du domaine interne et est prolongée par un seuil dont la série n'étant pas impliquée dans les charriages ultérieurs appartiendra à l'Autochtone.

Qu'on le veuille ou non, cette chaîne de zones émergées tectonisées qui, de la fin du Crétacé au début du Tertiaire, se suit de la Savoie à la Méditerranée, constitue une limite entre le domaine externe et le domaine interne où, à cette époque, la mer persiste.

b) Zone des lambeaux de charriage et Subbriançonnais médian et interne de R. Barbier.

Les affinités de la zone des lambeaux de charriage vont vers la série briançonnaise, et son bassin est la dépendance même du bassin briançonnais.

Equivalent du Subbriançonnais médian et interne de R. Barbier, cette zone représente paléogéographiquement ce qu'on attend du Subbriançonnais.

La zone des lambeaux de charriage a subi au cours du Crétacé supérieur et du tertiaire, une évolution tectogénétique lente et cassante tendant à l'individualisation de sillons et fosses d'une part, de hauts fonds sous-marins émergeant localement à la fin de l'histoire paléogéographique, d'autre part. Cette évolution l'oppose franchement, notamment entre la fin du Crétacé supérieur et le début du Tertiaire, à celle que subit le Parautochtone.

En conclusion, si l'on doit admettre l'existence d'une zone intermédiaire instable située entre le domaine externe et le domaine interne (Briançonnais) - ce qui correspond à l'esprit dans lequel a été compris au départ le terme de Subbriançonnais - on doit envisager deux domaines différents qui ont eu une histoire paléogéographique et tecto-évolutive propre, notamment au moment où s'individualise franchement l'opposition entre zone externe et zone interne.

Le terme de Subbriançonnais qui a été créé par M. Gignoux et L. Moret (1934) pour les séries formant la transition entre la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes et le domaine briançonnais est un terme commode. Il ne doit pas masquer les réalités, ce qu'on a trop tendance à lui

faire faire. Depuis l'époque de la définition du Subbriançonnais, les connaissances ont évolué; si bien que l'on sait que, dans ce qui était considéré comme Subbriançonnais en bloc, existent des unités d'origine subbriançonnaise, d'origine briançonnaise et même des unités d'origine piémontaise, d'où la dénomination de position subbriançonnaise proposée par J. Debelmas (1953) pour l'ensemble de ces unités.

La dénomination de subbriançonnais a été appliquée dans une acception paléogéographique aux unités qui paraissent se situer originellement dans la zone intermédiaire entre la couverture des massifs cristallins externes et le Briançonnais. La mise en évidence, dans la zone intermédiaire instable, sur la transversale des Alpes maritimes, de deux domaines paléogéographiques présentant, d'une part, des oppositions entre eux, d'autre part, des affinités, pour la plus externe avec le domaine externe, pour la plus interne, avec le domaine briançonnais, conduit à considérer que le terme de Subbriançonnais, pour caractériser cette zone intermédiaire, est impropre. Par le sens attaché à sa construction, ce terme est par trop restrictif et ne peut s'appliquer en réalité qu'à la zone paléogéographique interne de cette zone intermédiaire. C'est dans ce sens qu'il sera employé ici; il caractérisera uniquement le domaine paléogéographique des unités de la zone des lambeaux de charriage.

Il faudrait définir cette zone intermédiaire instable en fonction de ces nouvelles données, d'une façon indépendante par rapport au Briançonnais d'une part, et aux faciès variables de la zone externe d'autre part. Cette définition ne peut être que le résultat d'un accord commun entre les géologues qui s'intéressent à ce domaine alpin. Il faudrait, bien entendu, pour établir d'une façon valable la définition de cette zone intermédiaire instable, connaître sa réelle signification orogénique, savoir à quelle hérédité géologique ancienne elle est due.

#### A propos du Géanticlinal briançonnais

Le terme de géanticlinal briançonnais dû à Haug (1894) et repris par F. Ellenberger (1951) et M. Lemoine (1953) est d'utilisation courante. Bien qu'envisagé dans un sens topographique et paléogéographique par ces derniers auteurs (M. Lemoine (1953) il s'y attache, de par l'opposition qu'on se plaît à souligner entre lui et son environnement, un caractère tectonique marqué. Il semble qu'on ait trop fondé la nature géanticlinale et particulière du Briançonnais sur cet environnement suivant la transversale de Briançon: le géanticlinal briançonnais séparant la fosse piémontaise de la fosse dauphinoise à laquelle il se raccorde par le "talus subbriançonnais". En ce qui concerne la fosse piémontaise, on ne peut qu'être d'accord. Entre Briançonnais interne et Piémontais s.l. il y a une limite fondamentale: on passe d'un domaine épicontinental

à un domaine océanique de vaste ampleur. Par contre, du côté externe, il faut bien admettre, tout en soulignant la grande épaisseur des dépôts, que la fosse dauphinoise passe insensiblement vers le Sud au faciès de plate-forme provençal; la fosse dauphinoise n'est qu'une différenciation locale à caractère subsidant dominant, d'une partie du domaine intra-continental (ou intra-cratonique). L'opposition entre dauphinois - ultra-dauphinois et Briançonnais, ou l'opposition entre sillon vocontien et ses marges n'est pas plus grande qu'entre dauphinois et provençal des Alpes maritimes.

Les remarquables études qui ont été réalisées du domaine Briançonnais, d'ailleurs si attachant, ont conduit à l'idéaliser, à en faire une entité de la géologie alpine, et, ce qui est plus grave, de la géologie tout court. L'étude de la transversale des Alpes maritimes montre au moins, en ce qui concerne le Briançonnais externe, que le domaine Briançonnais s'est présenté pendant toute son histoire, depuis le Trias moyen, comme un élément assez inerte, comparable en tout point à la plate-forme provençale. Du Trias moyen au Crétacé inférieur, il fait corps avec cette plate-forme provençale et, à part les seuils d'importance toute locale, les conditions de sédimentation sont identiques du domaine externe au Briançonnais. Ce n'est qu'à partir du Cénomaniens que, par l'individualisation du domaine subBriançonnais, puis de la cordillère tendasque, le Briançonnais sera séparé du domaine provençal; s'il y a séparation, il n'y a pas pour cela une évolution fondamentalement différente jusqu'au Priabonien inférieur ou moyen où se clôture, pour le Briançonnais, son histoire paléogéographique.

Sur la transversale des Alpes maritimes, le géanticlinal Briançonnais n'a aucune signification réelle. Si l'on veut employer ce terme pour le Briançonnais, même dans un but topographique et paléogéographique, il faut, en toute logique, l'employer pour le domaine provençal.

Il reste cependant à envisager les choses en fonction de cette fosse dauphinoise et du SubBriançonnais s.l. (acception de R. Barbier). Le SubBriançonnais s.l. ne peut plus être considéré comme le talus de raccordement entre Briançonnais et dauphinois-ultradauphinois, notamment en ce qui concerne la partie externe où se succèdent seuils et cordillères; l'image idéale qu'on s'en était faite doit être retouchée.

On a l'habitude d'envisager que le géanticlinal Briançonnais s'est individualisé au Trias supérieur parce qu'à cette époque y correspond une émergence. Il a été souligné précédemment qu'au moins en ce qui concerne la transversale des Alpes maritimes, les conditions étaient uniformes du domaine provençal au domaine Briançonnais. Le renversement de subsidence si classique en géologie Briançonnaise était égal partout.

Dans le domaine dauphinois-ultradauphinois, il semble que cela ait été pareil et qu'il n'y a pas eu à cette époque une sédimentation marine. Il semble donc qu'au Lias, on parte de conditions identiques dans l'ensemble du futur domaine externe et interne. En conséquence de quoi, c'est la fosse dauphinoise qui apparaît l'élément nouveau et c'est son individualisation au Lias qui est le fait paléogéographique marquant. Dans les Alpes maritimes, cette individualisation se fait sentir au cours du Lias inférieur où se marque un sillon dépendant du domaine dauphinois dont on peut suivre l'estompement vers le Sud.

En ce qui concerne le domaine Briançonnais interne, il y a eu l'émergence de zones qui ont fourni par érosion les éléments des brèches de séries qui se sont déposées dans le domaine plus interne suivant le dispositif envisagé par M. Le-moine (1960). Telle est vraisemblablement l'origine du Lias conglomératique de l'élément probablement piémontais (J.P. Bloch 1960) du Gallero-Pesalto. Ce Lias conglomératique définissant les conditions paléogéographiques régnant à cette époque à la frontière géantyclinal Briançonnais - fosse piémontaise est en tout point comparable au point de vue processus de formation au Lias de Privas par exemple, qui a un faciès identique. On voit là encore que le Briançonnais ne doit pas être envisagé comme quelque chose d'unique; ses caractères propres sont liés à des conditions locales qu'il faut certes expliquer, mais réalisées à partir de processus qui valent pour tous les domaines de plate-forme, qu'ils soient alpins ou non.

#### Conclusion sur l'évolution paléogéographique de l'ensemble Autochtone - Parautochtone - Subbriançonnais - Briançonnais

Il ressort de ce qui précède qu'à partir du Trias moyen, l'évolution des différents domaines s'inscrit dans celle d'un domaine continental (cratonique) soumis à des déformations orogéniques.

Tout le domaine étudié correspond à une vaste plate-forme où règne une mer épicontinentale. Les émergences générales (Trias supérieur, Lias supérieur) ou locales (Dogger, Crétacé inférieur et moyen, Crétacé terminal - Paléocène, Eocène moyen supérieur) témoignent de l'existence de pulsations orogéniques qui semblent prendre, à partir du Crétacé moyen, une importance croissante. Du Trias moyen au Crétacé inférieur on note, en effet, des pulsations orogéniques de faible ampleur, conduisant à des émergences générales ou à l'émergence de seuils. A partir du Crétacé moyen avec l'individualisation du domaine subbriançonnais et surtout à la fin du Crétacé supérieur et au début de l'Eocène, les pulsations orogéniques conduisent à des tectogénèses locales mais significatives.

On note concurremment à cette tectogénèse, l'apparition de flyschs (flysch crétacé moyen-supérieur, puis éocène de la zone subbriançonnaise, flysch bartonien et priabonien moyen et supérieur du Parautochtone, flysch priabonien supérieur et oligocène inférieur du domaine autochtone). Il y a une migration des flyschs dans l'espace et dans le temps dont il appartiendra de mettre en évidence la liaison avec l'orogénèse alpine, notamment en ce qui concerne l'individualisation du bassin et des massifs dispensateurs d'éléments détritiques.

Le sillon, puis le seuil et ensuite la cordillère tendasque et sa prolongation, le seuil ventimilliais répartissent le domaine en une future zone externe et une future zone interne qui ne sera pleinement individualisée qu'à partir du Crétacé terminal-début de l'Eocène. Cette distinction n'apparaît en réalité qu'ultérieurement, après la tectogénèse majeure. Elle ne sera due, de par le devenir des matériaux et en fonction de leur nature, d'une part, et de l'histoire orogénique d'autre part, qu'au processus tectogénétique majeur.



CHAPITRE II

CONSIDERATIONS PALEO GEOGRAPHIQUES SUR LES FORMATIONS CONSTITUTIVES  
DE LA NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOIDES DES ALPES MARITIMES ET LEUR  
PATRIE SUPPOSEE

Sommaire

Introduction .....	33
Conditions paléogéographiques que doit présenter le domaine de la Patrie de la nappe du Flysch à Helminthoïdes .....	33
Conditions requises pour le substratum original de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.....	35
Recherche de la Patrie du Flysch à Helminthoïdes.....	35
Caractères paléogéographiques du bassin génovesan et de son environnement. La Patrie des nappes de Flysch à Helminthoïdes alpines .....	45
Origine des matériaux détritiques du Flysch du bassin génovesan <u>s.l</u> .....	51

---

## Introduction

L'origine interne de la nappe du Flysch à Helminthoïdes conduit à chercher celle-ci au-delà du domaine Briançonnais et à envisager avant toute considération paléogéographique, sa Patrie hypothétique.

Il faut, bien entendu, commencer par envisager les caractères que doit présenter le domaine paléogéographique de cette Patrie du Flysch à Helminthoïdes et fixer ainsi les conditions requises pour le substratum originel de la nappe.

### Caractères paléogéographiques que doit présenter le domaine de la Patrie de la nappe du Flysch à Helminthoïdes

Les caractères sont divers; ils intéressent :

- l'ampleur du bassin
- la bathymétrie
- la possibilité d'alimentation en matériaux détritiques
- la possibilité d'apports en manganèse (pour le complexe de base).

#### a) Quelle doit être au minimum l'ampleur du domaine de sédimentation du Flysch à Helminthoïdes.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes a, sur sa plus grande largeur, considérée dans le sens de refoulement, des plis de 60 à 70 km. Après déroulement des plis couchés superposés, on doit admettre que la zone de sédimentation où s'est déposé le Flysch à Helminthoïdes devait occuper au minimum 150 à 180 km de large.

On n'a là qu'une indication minima, d'une part, parce qu'on n'observe que la portion de la nappe conservée par l'érosion, d'autre part, parce que rien ne permet de penser que l'on a en nappe tout le contenu du bassin originel.

#### b) La bathymétrie.

L'étude qui a été précédemment réalisée a souligné que le Flysch à Helminthoïdes était un sédiment profond qui s'était déposé sur des fonds dépassant 2000 m. Il a été envisagé qu'on ne pouvait mieux le comparer qu'aux dépôts qui, actuellement, remplissent les formes en creux des profondeurs océaniques.

Le domaine de sédimentation doit donc être à son tour situé dans le bassin; sa position, par rapport à la côte, est difficile à préciser, mais l'évaluation qu'on peut en faire

est fonction de ces conditions bathymétriques de sédimentation: il est évident que les conditions abyssales laissent entendre que le domaine de sédimentation se situait fort au large.

c) L'origine des matériaux détritiques et leur condition d'épandage.

Le bassin du Flysch doit être alimenté en matériaux détritiques. On doit donc trouver dans l'environnement du bassin les massifs dispensateurs. Ceux-ci doivent répondre à plusieurs exigences, dont l'une est d'être d'ampleur suffisante pour fournir le matériel nécessaire. Il faudrait donc, avant d'envisager les massifs dispensateurs possibles, chiffrer ce volume de matériel détritique.

On peut admettre que la formation du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes qui se développe sur 150 à 180 km de large sur une puissance de 1000 m maximum, correspond au minimum à l'érosion de 400 à 500 m d'un domaine large de 100 km. Il a été retenu comme bases de calcul que la phase détritique figurée sous forme de grains de quartz et de feldspath ne représente que le cinquième du volume total, et que cette même phase détritique équivaut en volume à la moitié de celui de la zone érodée; ceci est certes très hypothétique, mais donne cependant un ordre de grandeur.

A titre d'exemple, on peut dire que la masse de matériaux clastiques nécessaire à l'alimentation du Flysch à Helminthoïdes de la seule nappe des Alpes maritimes représenterait de 500 à 600 m de Cristallin-Cristallophyllien d'un massif comme le massif de l'Argentera-Mercantour actuel.

d) L'apport en manganèse.

L'importance du manganèse dans le complexe de base oblige à tenir compte aussi de la possibilité d'un apport de manganèse sédimentaire au cours de la sédimentation.

Il semble, dans l'état des connaissances actuelles que ce manganèse sédimentaire soit lié, d'une part, à de grandes profondeurs (données apportées par les expéditions océanographiques), et, d'autre part, à un certain volcanisme.

En conclusion, le domaine paléogéographique de la nappe du Flysch à Helminthoïdes doit correspondre au Crétacé moyen et supérieur à une zone de vaste ampleur de l'ordre d'au moins 300 à 400 km de large, abyssale, bordée au moins localement par des zones émergées importantes de Cristallin-Cristallophyllien ou de roches issues de celles-ci, qui ne peuvent être liées qu'à un domaine continental (Craton).

Conditions requises pour le substratum originel  
de la nappe du Flysch à Helminthoïdes

Le substratum de la nappe du Flysch à Helminthoïdes doit répondre au moins à quatre exigences.

- a) Le substratum doit comporter des formations dont les plus jeunes ne peuvent être qu'antérieures aux assises les plus anciennes de la formation du Flysch à Helminthoïdes; c'est-à-dire qu'elles ne peuvent être qu'antérieures au Cénomanién, âge vraisemblable de la base du Flysch à Helminthoïdes.
- b) Le substratum considéré doit avoir une surface telle que la nappe puisse en être la couverture.
- c) Les traits de faciès de sa série constitutive doivent être conciliables avec l'évolution en un domaine océanique, notamment pour ses termes supérieurs ante-cénomanién. Ce doivent être des formations éminemment pélagiques de type océanique, dont Colom (1957) a montré qu'elles n'étaient pas forcément épaisses.
- d) Ce substratum doit s'incorporer (au moins au moment de la sédimentation du Flysch à Helminthoïdes) dans un contexte paléogéographique d'ensemble océanique, bordé par de véritables continents (Craton) susceptibles de fournir les matériaux détritiques nécessaires.

Recherche de la Patrie du Flysch à Helminthoïdes

La nappe de l'Ubaye-Embrunais et celle des Alpes maritimes apparaissent comme deux éléments tectoniquement autonomes, issus d'une même Patrie. On est amené à envisager que les témoins du Flysch à Helminthoïdes du Galibier, des Préalpes peuvent avoir une même origine et appartenir à un grand ensemble tectonique fragmenté certes, mais constituant un élément structural important de la chaîne alpine (M. Lanteaume et D. Haccard, 1960). Cette conception trouve son écho dans celle que les travaux récents ont mis en avant dans les Préalpes mêmes où le Flysch à Helminthoïdes est séparé des Médiannes et placé dans une unité tectonique plus élevée de l'édifice alpin (voir notamment Badoux, 1960).

L'origine interne du Flysch à Helminthoïdes conduit à envisager que cette série pourrait être liée d'une façon ou d'une autre aux schistes lustrés. L'opinion la plus communément avancée fut que le Flysch à Helminthoïdes constituait la couverture décollée d'une série qui, ultérieurement métamorphisée, donna les Schistes lustrés. Il faut envisager bien entendu qu'il ne s'agit que d'une partie des formations alpines baptisées Schistes lustrés. Le Flysch à Helminthoïdes aurait alors une origine piémontaise.

Les données du problème sont en réalité plus complexes; on ne peut éviter, en effet, de devoir tenir compte de celles apportées par les Apennins qui, par leur partie interne, jouxtent le domaine piémontais. La recherche de la Patrie de la nappe du Flysch à Helminthoïdes doit donc se faire sur cette transversale Alpes-Apennins des Alpes maritimes et de la Ligurie (M. Lanteaume, P. Fallot et S. Conti, 1958).

Le bord nord-est du Briançonnais ligure constitue une région naturelle, le Savonese. A sa marge nord-est, s'accrole un massif constitué essentiellement de Roches vertes, le groupe de Voltri, qui peut être considéré, dans l'état actuel de nos connaissances, comme ressortissant du domaine piémontais. Sur ce groupe de Voltri, vient s'appliquer, par l'intermédiaire d'une zone étroite de Schistes lustrés, la zone de Sestri-Voltaggio. Celle-ci est constituée par des écailles à matériel de Trias, de Lias et de Dogger, et peut-être de Malm - Berrias.

A l'est de ce domaine, dans le Genovesato, affleure un ensemble comprenant la formation des Argillocisti à la base, celle de l'Alberese au sommet. Cet Alberese est en fait, ici, du Flysch à Helminthoïdes d'âge crétacé supérieur (Lanteaume et al., 1958). Il se trouve associé à une série dont la base est datée du Jurassique supérieur Crétacé inférieur et les niveaux terminaux (souvent nommés Scistigalestrini) correspondent, tant par leur lithologie que par leur âge cénomanién-turonien à la base, au complexe de base du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes.

L'identité entre la série à Helminthoïdes de l'Ubaye-Embrunais et celle des Alpes maritimes d'une part, et entre celles-ci et celle du Genovesato d'autre part, qui avait frappé les auteurs anciens (voir introduction historique sur le Flysch à Helminthoïdes) est à nouveau soulignée. Les conceptions structurales et paléogéographiques d'ensemble de la liaison entre les Alpes et les Apennins doivent être, en fonction de cette identité, envisagées sous un jour nouveau. La nappe du Flysch à Helminthoïdes peut alors être considérée comme due au clivage de l'ensemble Argillocisti - Flysch à Helminthoïdes au niveau du futur complexe de base et à la translation de cette partie clivée par dessus le domaine interne alpin (M. Lanteaume et P. Fallot, in M. Lanteaume et al., 1958, note infra, p. 1537).

La liaison à l'origine du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes avec le Flysch à Helminthoïdes du Genovesato est ainsi posée. Celui-ci pourrait représenter en quelque sorte, un témoin d'ailleurs fortement tectonisé de la Patrie de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes.

Les problèmes structuraux que pose une telle conception seront envisagés ultérieurement. Dans l'étude du contexte

paléogéographique qui nous intéresse ici, il faut tout d'abord situer le bassin de Flysch à Helminthoïdes du Genovesato dans le cadre paléogéographique des Apennins, puis localiser ce bassin par rapport au domaine interne alpin, pour pouvoir enfin dégager une paléogéographie d'ensemble; c'est celle qui devra être ultérieurement contrôlée par une reconstitution de l'évolution orogénique de l'ensemble Alpes, Apennins, au moins sur la transversale de la Ligurie.

Le Flysch à Helminthoïdes du Genovesato et de la Ligurie orientale est impliqué dans des dislocations d'obédience apennine. Cette notion paraît incontestée. Il est en effet lié aux grands recouvrements de l'Apennin ligure et septentrional; que ceux-ci soient baptisés Alloctone ou nappe.

Le Flysch à Helminthoïdes est, sur sa marge occidentale, stratigraphiquement solidaire du complexe jurassique supérieur - Crétacé moyen des Argilloscisti qui est vraisemblablement, dans l'état actuel de nos connaissances, lié à son tour, stratigraphiquement à la série Trias-Dogger-Malm, qui, écaillée, constitue la zone de Sestri-Voltaggio.

Sur sa marge orientale ou nord-orientale, ce Flysch à Helminthoïdes apparaît souvent en contact anormal sur les Argilloscisti ophiolitifères qui viennent reposer à l'Est et au Nord-Est sur le Macigno des fenêtres de Bobbio, du val d'Aveto, de Pontremoli, par l'intermédiaire des divers éléments tectoniques.

Les conceptions structurales de l'Apennin septentrional ont considérablement évolué ces dernières années depuis les remarquables travaux de G. Merla et L. Trevisan. On peut envisager avec P. Elter (1961) que l'Apennin septentrional est constitué de bas en haut par les unités suivantes:

- l'Autochtone des Apuanes (et le Parautochtone) passant vers l'est au domaine des Marches et d'Ombrie).
  - la nappe toscane.
  - la nappe de l'Alberese.
  - la nappe ophiolitique et de l'Arenarie superiore
  - la nappe du mont Antola (= nappe du Flysch à Helminthoïdes du Genovesato).
- 1 - L'Autochtone comporte une série métamorphique apparaissant dans la fenêtre des Apuanes notamment. Cette série comprend, au dessus des schistes métamorphiques, les Grezzoni du Trias supérieur, des marbres, des calcaires siliceux, des cipolins et des schistes phylliteux auxquels est superposé du Macigno (pseudo-Macigno d'âge oligocène).

Cette série est comparable à la série de la nappe toscane et forme avec elle la série toscane.

- 2 - La série de la nappe toscane est constituée (région de la Spezia) par les cargneules du Trias supérieur (calcaire cavernoso), le Réthien sous faciès de calcaires noirs à Avicula contorta, l'Hettangien avec ses calcaires massifs cristallins blanc-gris et noirs, parfois dolomitiques et les calcaires noirs à Angulata, le Sinémurien représenté par l'Ammonotico rosso, un complexe allant du Lotharingien au Kiméridgien, comprenant les calcaires à silex avec des interstratifications de marnes à Posidonomye. Le tithonique représenté par les Radiolarites est surmonté par la Maiolica (calcaires blancs bien stratifiés) du Crétacé inférieur qui supporte la Scaglia (marnes et calcaires marneux rouges) du Crétacé moyen-supérieur et de l'Eocène. Ce Macigno vient reposer sur cette Scaglia rossa.
- 3 - La série de la nappe de l'Alberese comporte, à la base, une formation d'Argille con Palombini représentant le Crétacé inférieur et moyen, un ensemble de calcaire et de grès attribués au faciès Pietraforte d'âge crétacé supérieur, la formation de l'Alberese déjà éocène (peut-être encore du Crétacé supérieur à la base).
- 4 - La série de la nappe ophiolitique comprend les ophiolites attribuées au Malm, surmontées par les Jaspes et les calcaires à Calpionelles du Crétacé inférieur. A la suite vient un complexe d'Argille à Palombini ad incudine représentant le Crétacé moyen, qui supporte un flysch manganésifère passant à des niveaux de schistes rouges représentant le Crétacé moyen supérieur et la base du Crétacé supérieur. Ces niveaux sont surmontés par le complexe de l'Arenarie superiore qui, préalablement rapporté à l'Oligocène doit être considéré en réalité comme du Crétacé supérieur.
- 5 - La nappe du Flysch à Helminthoïdes ou nappe de l'Antola qui comprend à la base un complexe ophiolitique du Malm, passant par des termes du type de la série à Palombini aux Argilloscisti qui supportent le Flysch à Helminthoïdes s.str. par l'intermédiaire d'un complexe manganésifère à schistes rouges et verts.

L'ordre de superposition conduit à admettre que ces diverses séries s'ordonnent de l'extérieur vers l'intérieur, dans l'ordre: série des Marches et d'Ombrie, série Toscane (Autochtone toscan et nappe toscane), série de l'Alberese, série ophiolitique et de l'Arenarie superiore, série ophiolitique et du flysch à Helminthoïdes.

Le domaine des Marches et d'Ombrie est caractérisé par une série qui comporte des calcaires et calcaires marneux à Avicula contorta de l'infra-Lias, des dolomies massives du Lias inférieur, des calcaires siliceux à Brachiopodes et Ammonites

du Lias moyen, l'Ammonotico rosso du Lias supérieur, les calcaires siliceux du Dogger inférieur, passant aux schistes à Posidonomyes du Dogger supérieur. On trouve à la suite un Malm et un Crétacé inférieur à Diaspri et calcari versicolori surmonté par un crétacé supérieur et un nummulitique à faciès Scaglia passant à la formation marnoso-arenacea oligo-miocène suivant les endroits.

Ce domaine est bordé à l'Est par celui comportant une série mésozoïque et tertiaire néritique et zoogène, souvent récifale (notamment des calcaires à Rudistes au Crétacé supérieur) très puissante. Il correspond, d'une part, aux Abruzzes (= faciès mésozoïco-cénozoïco Abruzzese de Fabiani et Segre, 1951), d'autre part, aux Pouilles et au Monte Gargano (= zone adriatique de Wijkersloth, = zone gargano apulienne de Staub, = zone apulo-garganique de Gignoux, = tavoloato pugliese et massiccio gargonico de Fabiani et Segre) séparés par la fosse du Molise (= sillon de la molasse de Gignoux, = fossa Bradanica des auteurs italiens) à partir du Miocène, mais qui, auparavant, constituèrent un seul ensemble. Celui-ci fut, au cours du Mésozoïque et de la majeure partie du Tertiaire un haut fond (= ride d'Apulie s.l. de J. Aubouin, 1960).

La ride d'Apulie s.l. correspond à un domaine épicontinental (L. Glangeaud, 1951, 1957). Elle s'estompe vers le Nord et le domaine des Marches et d'Ombrie, passe directement à celui de la zone ionienne <sup>1</sup> (Adriatisch ionische zone de Nopsca en Albanie, 1921; Adriatisch ionische zone de Renz en Grèce, 1940 = zone ionienne d'Aubouin en Grèce, 1957-1958; zone ionienne s.l. d'Aubouin 1959, 1960), dont "la série sédimentaire y est remarquablement semblable" (J. Aubouin, 1960, p. 513); ce qui est réalisé sur la transversale qui nous intéresse ici.

La zone ionienne est bordée à l'Est par la zone du Gavrovo s.l. de J. Aubouin (1960) - (dans les Hellenides: zone du Gavrovo de J. Aubouin 1957; Tripolitza subzone en Péloponèse de Renz, 1940; dans les Dinarides: zone dalmate, Aubouin 1960 = Westhellenische Flyschzone, Nopsca 1921 = zone adriatico ionienne, Bourcart 1925 en Albanie, = Krujazone oder Dalmatische - Istrische Kustenzone, Kosmat, 1925 et région autochtone, Petkovic, 1956 en Yougoslavie <sup>2</sup>).

---

1" - Le domaine d'Apulie passe au domaine ionien par l'intermédiaire de la zone préapulienne (J. Aubouin 1957, 1958 = Paxos zone de Renz, 1940) "qui n'est que la marge du bloc d'Apulie" (J. Aubouin, 1957).

2" - J. Aubouin (1959-1960) montra que la zone dalmate était identique dans sa stratigraphie à la zone du Gavrovo en Grèce.



Le domaine zone du Gavrovo -zone dalmate est caractérisé par le faciès néritique, notamment les faciès de calcaire à Rudistes au Crétacé supérieur et représente, elle aussi, un haut fond persistant tout au long du Secondaire et de la majeure partie du Tertiaire. C'est la ride du Gavrovo de J. Aubouin (1960 et publications précédentes).

On observe donc l'existence, au cours du Crétacé moyen et supérieur d'un bassin à sédimentation flysch et sédimentation pélagique (Scaglia) bordé à l'Ouest par le domaine briançonnais interne (ou le domaine piémontais), à l'Est par le domaine néritique de la ride du Gavrovo. Il s'y individualise la ride d'Apulie qui s'estompe rapidement vers le Nord et n'intéresse pas la transversale envisagée ici.

Le bassin considéré a une vaste ampleur. Il est bien difficile de la chiffrer avec rigueur, surtout du fait que la nappe a été morcelée et que la mesure de la flèche de charriage ne peut être prise en considération.

En ne tenant compte que des affleurements sur la transversale Mt Cassio - Chiavari, on ne peut donner moins de 200 km au domaine de sédimentation du Flysch à Helminthoïdes - Arenarie supérieure.

Le bassin de l'Alberese est tout aussi difficile à préciser. On peut admettre, en fonction des affleurements mesurés suivant les diverses transversales, qu'il est de l'ordre de 120 à 150 km.

Les mesures effectuées pour la série toscane, si l'on admet que l'Autochtone réapparaît à l'Est de la Spezia dans la région du rio Magra, et que le front de la nappe toscane se trouve où L. Trevisan l'a fixé dernièrement, montrent qu'il s'agit là encore de 150 km.

On arrive, rien qu'en ce qui concerne le domaine allant du Flysch à Helminthoïdes du Genovesato aux Apuanes, à une largeur de 500 km. Cela fait, grosso modo avec le domaine d'Ombrie et des Marches et celui de la zone ionienne, une largeur totale de 1000 à 1200 km.

G. Merla (1952) envisagea pour le Crétacé supérieur un bassin comparable (voir tav. 4, profil n°2), mais où l'ampleur de la zone de sédimentation flysch était très réduite, du fait que cet auteur attribuait encore les flyschs dits Alberese à l'Oligocène.

Les auteurs italiens avaient dû concevoir l'existence d'un Paléoapennin <sup>1</sup> (C. Migliorini) aujourd'hui escamoté, correspondant à la zone productrice des matériaux clastiques alimentant

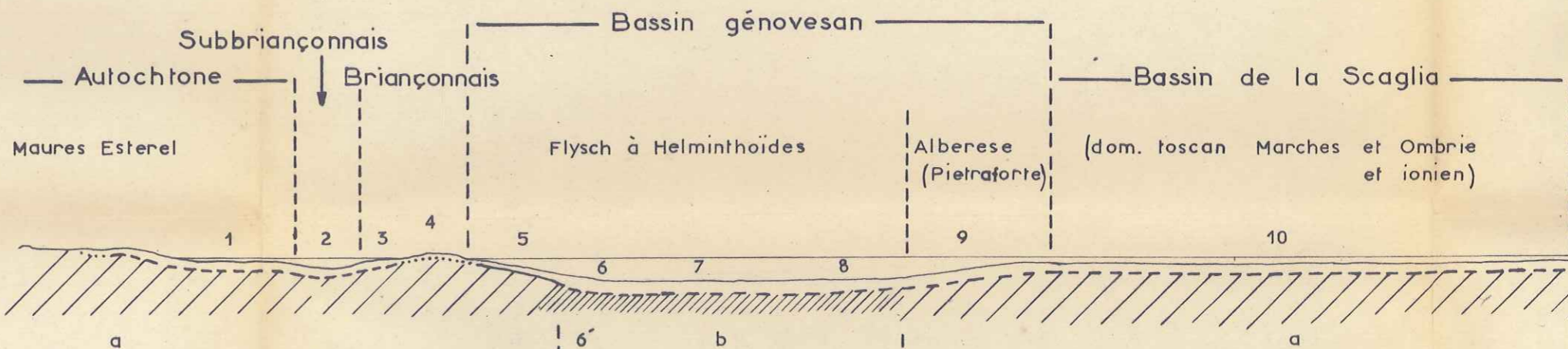
---

<sup>1</sup> - Wijkerslooth (1934-1938) avait, quant à lui, envisagé l'existence d'un géanticlinal ligure, aujourd'hui effondré (?) à partir duquel auraient glissé les nappes (notamment la nappe de Ligurie) vers une fosse de sédimentation profonde, la fosse d'Ombrie. Ce géanticlinal, comme le Paléoapennin, ne paraît pas pouvoir être retenu.

Fig. 1 - Essai de reconstitution de la paléogéographie au Crétacé supérieur de l'ensemble alpid - italo - dinarique (externe), envisagé suivant la transversale passant par Gênes.

Zones paléogéographiques: Maures-Estérel émergées; Autochtone des Alpes maritimes (1 - sédimentation des marnes et marno-calcaires pélagiques); Sub-briançonnais (2 - sédimentation du flysch de Baiardo); Briançonnais (3 - sédimentation des calcschistes planctoniques et des schistes grésocalcaires, 4 - zone émergée locale - zone d'Accigli? -); Bassin genovesan (5 - zone de sédimentation du faciès d'Alassio - Borghetto d'Arroscia; 6 - zone de sédimentation du faciès de Mogliò-Testico; 6' - localisation des épanchements ophiolitiques du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur; 7 - zone de sédimentation du Flysch à Helminthoïdes s.str.; 8 - zone de sédimentation de la Pietraforte - Alberese crétacé supérieur); bassin de sédimentation de la Scaglia = domaine toscan, des Marches et d'Ombrie et ionien (faciès pélagique bathyal); domaine dinarique externe (11 - ride du Gavrovo). Considérations hypothétiques sur le socle: a. Craton (craton européen et sa marge, le néocraton "briançonnais", craton italo dinarique) b. zone à fond simique (?) ou à sial aminci (= hiatus).

Zones paléogéographiques



Considérations hypothétiques sur le socle

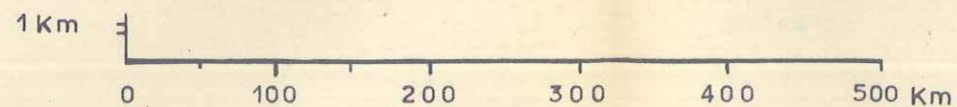
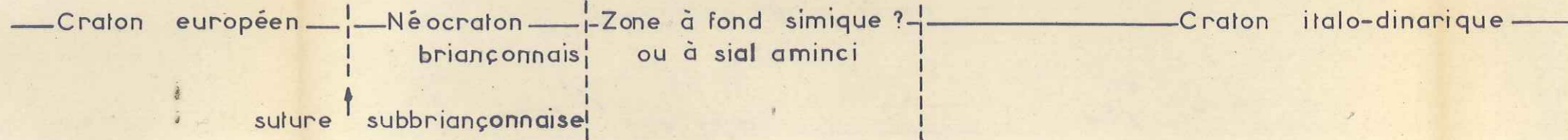
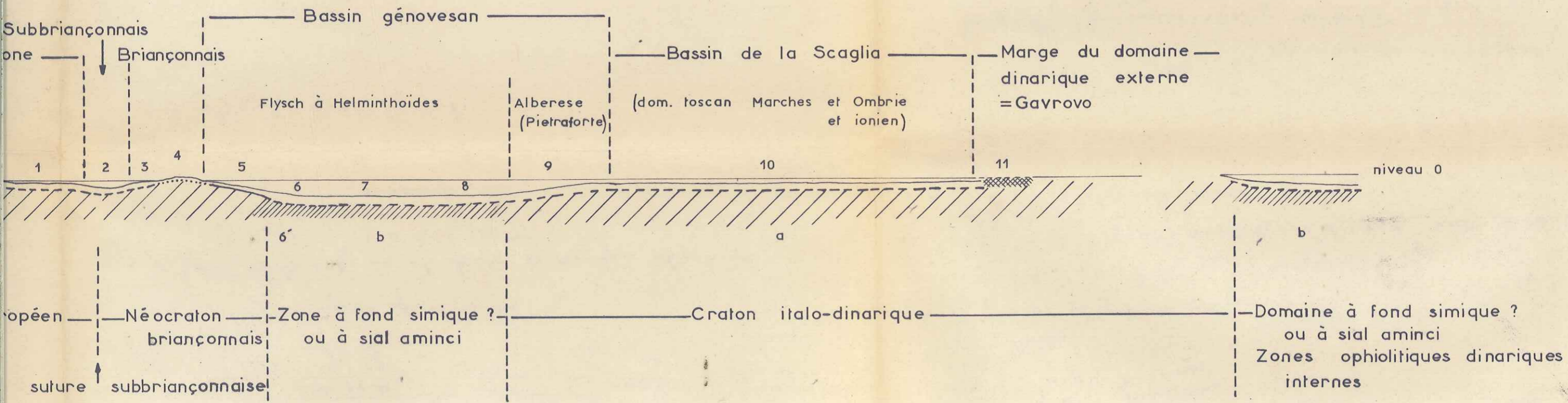


fig. 1



300 400 500 Km

les flyschs crétacés et tertiaires de l'Apennin. On n'a aucun signe actuellement de l'existence ancienne de ce Paléoapennin dont l'ampleur ne répondait pas au rôle qu'on tenait à lui faire jouer.

J. Aubouin (1960) se fondant sur les données des auteurs italiens, conserve, dans son essai sur l'ensemble italo-dinari-que et ses rapports avec l'Arc alpin, ce Paléoapennin qui pour lui, outre ce rôle de massif dispensateur, doit jouer celui de ride, vis-à-vis de laquelle se fait la symétrie centrifuge du "bicouple Alpes - Apennins". Nous verrons ultérieurement qu'on est amené, qu'on le souhaite ou non, à admettre un serrage important entre le socle des Alpes et celui des Apennins (L. Glangeaud, 1951; P. Fallot, cours 1958-1959, 1960, Behrmann, 1958, M. Lanteaume et al, sous presse) et que se pose, là encore, le classique problème de la place et celui du devenir du socle, substratum des séries sédimentaires affectées par la tectogénèse. L'existence du Paléoapennin ne fera qu'ajouter aux difficultés du problème du devenir du socle, sans pour cela apporter quelques explications viables aux problèmes de l'alimentation des flyschs, ni à celui de l'orogénèse des Alpes et des Apennins. Il semble donc inutile d'envisager ce Paléoapennin séparant le bassin du flysch piémontais de celui d'un flysch apennin. Il est plus simple et vraisemblablement plus logique d'admettre que le domaine piémontais participe à la marge du bassin des flyschs génovesans.

Le domaine compris entre le Briançonnais interne et la ride du Gavrovo s'est individualisé en un grand bassin où les conditions furent, à partir du Malm, sinon du Dogger et pendant une certaine période, homogènes d'un bout à l'autre. Ce bassin évolua, et c'est au cours de cette évolution que s'individualisèrent les zones éphémères dans l'espace et dans le temps qui nous paraissent maintenant, de par les formations particulières qui se sont déposées à cette occasion, être des zones caractéristiques sur lesquelles on fonde une répartition en zones paléogéographiques. C'est sur cette distinction des faciès caractéristiques des sédiments déposés pendant la vie de ces zones éphémères que l'on fonde malheureusement l'Hétéropisme par une généralisation qui conduit en réalité à attribuer à toute la série des caractères qui n'intéressent qu'un seul terme ou quelques termes de celle-ci.

Au Lias, dans le domaine toscan et dans celui des Marches et d'Ombrie, le secteur toscan des Apuanes correspond à un seuil sous-marin où se déposent les faciès coralligènes des futurs marbres de Carrare. Ce seuil est flanqué, tant dans le domaine toscan que dans celui des Marches et d'Ombrie, par des zones où s'effectue une sédimentation néritique puis pélagique. Dans le bassin genovesan, on ne connaît que la partie marginale avec le passage vraisemblable du Lias brèche piémontais, néritique au Lias néritique de Sestri - Voltaggio.

L'évolution en un large bassin se fait à partir du Dogger, d'abord avec l'homogénéisation des conditions au Dogger supérieur (schiste à Posidonomye) sauf peut-être dans le domaine toscan des Apuanes où le seuil se fait toujours sentir. Au Malm, le grand bassin pélagique où les dépôts sont purs, présentant le cachet océanique, est réalisé.

A cette époque, sans qu'on puisse juger s'il s'agit des signes avant-coureurs de l'individualisation du domaine génovesan ou des conséquences de celle du grand bassin océanique, les Ophiolites s'épanchent du côté du futur bord alpin, mêlées aux brèches d'explosion sous-marines. L'individualisation du bassin genovesan ne sera réalisée qu'au début du Crétacé inférieur. Ce domaine profond constituera un piège pour les matériaux détritiques qui serviront à l'édification des séries flyschs. Dans le domaine toscan et dans celui des Marches et d'Ombrie qui n'aura guère évolué depuis le Malm, se déposera la Scaglia, sédiment pélagique, correspondant vraisemblablement à des conditions de profondeur bathyales. Le passage sera marqué par un faciès de transition, la Pietraforte.

L'individualisation du domaine genovesan est donc tardive et résultat de l'évolution particulière d'une partie d'un domaine homogène.

Au cours du Tertiaire, alors que le domaine genovesan subit sa tectogénèse majeure dans sa partie interne (vis-à-vis de l'Apennin) la sédimentation continuera dans la partie la plus externe (domaine de l'Alberese) sans que cela entraîne un changement dans les conditions de sédimentation du domaine toscan et de celui des Marches et d'Ombrie. On aura dans le bassin de l'Alberese, un bassin résiduel né de l'évolution tectogénétique du bassin genovesan.

Ultérieurement, alors que la tectogénèse a atteint le domaine de l'Alberese et que les nappes sont en marche, va s'individualiser le bassin de sédimentation du Macigno toscan, sans que là encore cette individualisation soit sensible dans le domaine des Marches et d'Ombrie où continue à se déposer la Scaglia.

Lorsque la tectogénèse atteindra le domaine toscan et que l'ensemble, nappe toscane et éléments tectoniques du domaine genovesan morcelés, se sera mis en marche à son tour, le bassin des Marches et d'Ombrie s'individualisera et il s'y déposera la Marnoso - Arenacea.

Il apparaît là encore que la Paléogéographie est toujours évolutive et ne peut être dissociée de l'histoire orogénique (orogénèse et tectogénèse).

La liaison entre l'évolution paléogéographique et l'évolution orogénique se marque dans les Apennins par des faits particulièrement concrets: on peut ainsi observer (P. Elter, 1960 et B. Labesse 1961) l'existence d'Olistolithes (klippes sédimentaires) détachés des nappes en marche et déposés dans le bassin du Macigno en cours de sédimentation; ceux-ci étant annonciateurs de la mise en place des nappes dans le bassin même.

La distinction de zones paléogéographiques ne devrait donc être employée que pour caractériser l'état paléogéographique à un moment donné ou pour une période donnée. Certes, la prise en considération de zone de faciès est commode pour caractériser des domaines particuliers d'ensembles structuraux, mais elle doit être fondée sur l'analyse de l'évolution paléogéographique de l'ensemble même. On doit toujours avoir présent à l'esprit que les traits caractéristiques définissant chaque zone ne représentent que les conditions particulières afférant à un moment donné ou à une période donnée.

Ainsi:

- le bassin océanique s'intercalant entre le domaine interne briançonnais et la "ride du Gavrovo" est défini par (le Dogger?) le Malm et le Crétacé inférieur et moyen, caractérisé par le faciès océanique de leurs séries homogènes d'un bout à l'autre, aux variations de détail de faciès près.
- le bassin genovesan est défini pour le Crétacé moyen et supérieur et est caractérisé par ses flyschs.
- le bassin toscan, des Marches et d'Ombrie et sa prolongation, le bassin ionien, est défini pour le Crétacé supérieur, par la Scaglia.
- le bassin résiduel genovesan est défini pour le Paléocène et l'Eocène inférieur et moyen et caractérisé par l'Alberese.
- le bassin toscan, des Marches et d'Ombrie est défini pour le Paléocène et l'Eocène inférieur et moyen et caractérisé par la Scaglia paléocène et éocène inférieur et moyen.
- le bassin toscan est défini pour l'Eocène supérieur et l'Oligocène et caractérisé par le Macigno.
- le bassin toscan, des Marches et d'Ombrie résiduel est défini pour l'Eocène supérieur et l'Oligocène et caractérisé par la Scaglia éocène supérieur et oligocène.
- le bassin des Marches et d'Ombrie est défini pour l'Oligomiocène et caractérisé par la Marnoso-Arenacea.

La formation du Flysch à Helminthoïdes des Alpes franco-italiennes a sa place toute trouvée dans le bassin à sédimentation flysch (bassin genovesan) qui constitue la marge "alpine" du bassin océanique s'intercalant entre le domaine briançonnais interne et la "ride du Gavrovo". Son aire de sédimentation doit

être cherchée à la marge "alpine" elle-même de ce bassin genovesan, en liaison avec celle du Flysch à Helminthoïdes du Genovesato et de la Ligurie orientale.

### Caractères paléogéographiques du bassin genovesan

#### et de son environnement

#### La Patrie des nappes de Flysch à Helminthoïdes alpines

Un premier problème se pose: c'est celui des relations entre les différents flyschs du bassin genovesan et de celles de ces flyschs avec la Scaglia du bassin toscan, des Marches et d'Ombrie et Ionien.

En ce qui concerne tout d'abord le Flysch à Helminthoïdes et l'Arenarie supérieure, la similitude entre les séries à la base du Flysch à Helminthoïdes et de l'Arenarie supérieure conduit à admettre que celui-ci représente une variation de faciès du premier (P. Elter, D. Haccard, M. Lanteaume et C. Raggi, 1961). La différenciation en nappe indépendante paraît être due à un morcellement de l'ensemble Arenarie supérieure - Flysch à Helminthoïdes, réalisé généralement dans la région de passage de faciès entre ces deux formations mécaniquement différentes.

Le passage de cet ensemble à l'Alberese crétacé supérieur se fait soit par l'Arenarie supérieure, soit par le Flysch à Helminthoïdes. Il faut envisager, en effet, d'une part, un passage Arenarie supérieure - Pietraforte (Alberese) au Sud de l'Aveto, d'autre part, un passage direct Flysch à Helminthoïdes - Pietraforte (Alberese) au Nord de l'Avetto où la nappe de l'Arenarie supérieure n'existe pas et où la nappe du Flysch à Helminthoïdes repose, par l'intermédiaire de la nappe de l'Alberese sur le Macigno s.l de Bobbio.

Les conditions de sédimentation du Flysch à Helminthoïdes et de l'Arenarie supérieure sont en tout point comparables; il s'agit, comme pour le flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes des conditions abyssales. Le domaine marginal externe de la Pietraforte - Alberese présente des caractères particuliers. Il semble qu'il soit moins profond. Les faunes, essentiellement pélagiques, ne correspondent plus à celles que l'on rencontre dans un domaine à caractère bathyal. Il faut noter que, sur la marge même du domaine du Flysch à Helminthoïdes, dans la région où le passage se fait directement avec la Pietraforte - Alberese, ce Flysch à Helminthoïdes semble être d'origine moins profonde; on y rencontre notamment de nombreux Inocérames entiers qui ne sont généralement représentés dans la formation que par les prismes des tests dissociés.

Le passage du domaine abyssal genovesan au domaine toscan, des Marches et d'Ombrie et Ionien à caractère bathyal s'effectuait



vraisemblablement par l'intermédiaire d'un talus à pente peu accentuée sur lequel se réalisait la sédimentation de la Pietraforte - Alberese à caractère flysch, d'ailleurs très atténué.

Un second problème consiste à situer les formations constitutives de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes dans le bassin genovesan, à la marge interne de celui-ci (vis-à-vis des futurs Apennins) et à envisager la liaison avec la zone interne alpine (domaine briançonnais interne et domaine piémontais).

Une difficulté se présente en ce qui concerne l'ordre originel des différents faciès des formations constitutives de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Ont été reconnus en effet les faciès de San Remo - Mt Saccarel, de Moglio - Testico et d'Alassio - Borghetta d'Arroscia qui ne passent malheureusement pas l'un à l'autre, mais sont en relation mutuelle tectonique.

Nous avons longtemps considéré que les faciès s'ordonnaient originellement suivant leur ordre actuel, de l'extérieur vers l'intérieur, et qu'on avait donc: faciès de San Remo - Saccarel, faciès de Moglio - Testico, faciès d'Alassio - Borghetto d'Arroscia. Cette conception posait, tant au point de vue paléogéographique que tectonique, des problèmes.

Il semble en réalité que la conception de base était erronée. Si on envisage la transversale passant par la fenêtre de Castelvecchio et le mont Bignone d'Alassio, on constate qu'on a les superpositions suivantes, de bas en haut et de l'intérieur vers l'extérieur: le Briançonnais de la fenêtre de Castelvecchio, l'élément structural piémontais du Gallero-Pesalto, l'élément structural de la série piémontaise des schistes grésocalcaires jurassiques et crétacés à Radiolarites, l'élément structural du flysch à faciès d'Alassio - Borghetto d'Arroscia, l'élément structural du flysch de Moglio - Testico, l'élément structural du Flysch à Helminthoïdes s.str. à faciès de San Remo - Mt Saccarel. Ce dernier, vers le Nord, représente seule la nappe du Flysch à Helminthoïdes et repose directement sur le Briançonnais, en apparaissant comme le terme structural le plus élevé.

On a un classement des divers termes tectoniques dans l'ordre inverse de leur ordre originel: l'élément structural du flysch d'Alassio - Borghetto d'Arroscia a dépassé les éléments piémontais stabilisés à la marge du Briançonnais ligure et est venu déferler en avant, dans l'ensellement des schistes grésocalcaires nummulitiques; le flysch de Moglio - Testico qui le suivait l'a à son tour dépassé et est venu se mettre en place en avant, créant sur son passage les têtes anticlinales plongeantes; enfin le Flysch à Helminthoïdes s.str. s'est mis en place, partie sur cet ensemble, partie en avant dans l'ensellement du Flysch de Baiardo.

L'ordre originel serait alors: Flysch à faciès d'Alassio - Borghetto d'Arroscia, flysch à faciès de Moglio - Testico, Flysch à Helminthoïdes s.str.; cet ordre est plus compatible avec les données paléogéographiques recueillies.

- Le faciès d'Alassio - Borghetto d'Arroscia comporte une série très particulière constituée par la seule accumulation de grains de quartz très roulés. On y observe une stratification entrecroisée nette et des caractères flysch très atténués. Les amas conglomératiques qui apparaissent au sein de la série gréseuse et au sommet, sont constitués par des galets de grande taille de Cristallin - Cristallophyllien (Rhyolite et gneiss), mais aussi de roches sédimentaires dont des Radiolaires, des dolomies du Trias et des calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur. La série à faciès d'Alassio - Borghetto d'Arroscia représenterait la marge du bassin genovesan où les apports essentiellement locaux (provenant du Briançonnais interne ou de la marge piémontaise <sup>1"</sup>) auraient été mis en place essentiellement par les processus de sédimentation classiques.
- Le faciès de Moglio - Testico, assez banal est peu révélateur des conditions de dépôt. Il comporte cependant, dans la série de Moglio, équivalent probable ou complexe de base, des Spillites (D.Haccard, 1960). La série à faciès de Moglio - Testico représenterait le domaine intermédiaire entre le domaine marginal de la série d'Alassio - Borghetto d'Arroscia et le domaine profond du Flysch à Helminthoïdes s.str. Les Spillites à la base de la série témoigneraient d'une certaine pérennité de la localisation du volcanisme effusif du Jurassique et Crétacé inférieur.
- Le flysch à faciès de San Remo - Mt Saccarel correspond au Flysch à Helminthoïdes s.str.; il constitue la majeure partie de la nappe et se suit de la mer à Limone Piémonte. On observe une variation de puissance de la série à dominante gréseuse de l'Ouest vers l'Est. La succession complexe de base - série à dominante gréseuse réduite ou inexistante - série à dominante calcaire qu'on observe à cette marge interne est quasi identique à celle du Genovesato <sup>2"</sup>, telle qu'on peut l'observer à San Olcese, dans la boutonnière de Montoggio, dans celle de l'anticlinal du Mte Alpe.

---

1" - Zone d'Acceglio, vraisemblablement comme serait tenté de le penser M.Lemoine.

2" - A.Boni voulant récemment démontrer qu'il n'y avait aucune comparaison entre le Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes et celui de la Ligurie, a montré, au cours du 61ème congrès de la Société géologique italienne, une succession Argilloscisti-Flysch à Helminthoïdes, observable dans le cours du val Pol Scrivia, aux abords de Busalla. Il n'a, bien entendu, pas fait mention des

Ainsi le Flysch à Helminthoïdes à faciès de San Remo - Mt Saccarel présenterait les variations de faciès nécessaires pour que le raccord se fasse naturellement avec le Flysch à Helminthoïdes du Genovesato.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes apparaît donc comme constituée par les formations qui se sont déposées à la marge "alpine" du bassin genovesan.

Le substratum originel de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes peut être le groupe de Voltri ou plutôt les formations constitutives de celui-ci: c'est en fait le seul substratum disponible, ayant une ampleur suffisante et vraisemblable, tant au point de vue de l'âge des formations le constituant qu'au point de vue du faciès ou de celui de la position à la marge interne du Briançonnais ligure. Le domaine piémontais se superposait ainsi pour tout ou partie à la portion externe (vis-à-vis de l'Apennin) du domaine genovesan. Les formations à faciès piémontais représenteraient pour tout ou partie la portion de la série genovesane restante après le clivage au niveau du complexe de base; cette portion de série aurait subi un métamorphisme ultérieur.

La solution proposée sur la transversale des Alpes maritimes - Ligurie doit être valable pour les formations à Helminthoïdes de l'Ubaye-Embrunais et des Préalpes. Il faut donc envisager la prolongation septentrionale du bassin genovesan.

Sur la transversale de l'Ubaye-Embrunais, au-delà du Briançonnais interne, se situe le domaine piémontais. On peut avoir là encore superposition du bassin genovesan et du bassin piémontais sur tout ou partie de l'un ou de l'autre.

Sur la transversale du Galibier et surtout des Préalpes, le problème est différent.

Sur la transversale des Préalpes, en effet, on rencontre (Trumpy, 1960) au-delà de l'Ultra-helvétique, le domaine valaisan, puis le domaine briançonnais bordé par le domaine piémontais à la marge interne duquel se situe le domaine des

---

successions stratigraphiques qui viennent d'être citées. Il n'a d'ailleurs pas été tenu plus compte des données fournies par S.Conti qui, à l'occasion de travaux souterrains menés dans cette région du val Scrivia, a indiqué que le complexe de base représenté par ses couches rouges et vertes, et surmonté par un peu de série gréseuse, avait été rencontré au cours du percement de galeries, à leur place sous la série du Flysch à Helminthoïdes s.str., formant localement des amas d'origine tectonique. S.Conti faisait ainsi remarquer aux congressistes que, dans la région observée, la succession Argiloscosti - Flysch à Helminthoïdes s.str. n'était pas normale et que ce dernier était localement décollé sur son substratum stratigraphique normal.

Grisons, zone de transition avec le domaine Austro-alpin. Pour R. Trumphy (1960), la série de la nappe de la Simme et le Flysch à Helminthoïdes peuvent appartenir au domaine austro-alpin relativement stable, mais occupé parfois par des zones submergées profondes en arrière du domaine piémontais.

Dans le domaine des Grisons, le flysch cénomanien qui vient à la suite des brèches jurassiques et crétacées est le terme final de la série. Dans le domaine piémontais, on aurait, au Crétacé supérieur et au Paléocène, le dépôt, dans le domaine externe, de couches rouges et celui de flysch dans le domaine interne; les Ophiolites ne sont présentes que dans le sillon piémontais.

En ce qui concerne la nappe de la Simme, il faut rappeler que sa série comporte des galets de granite de Baveno, ce qui authentifie la localisation de son bassin de sédimentation à la marge du domaine sud-alpin s.l. où les mouvements cénomaniens se sont manifestés dans la majeure partie.

On a donc l'indication, sur la transversale des Préalpes, de l'existence d'un bassin composite situé entre le Briançonnais et le domaine austro-alpin, sur lequel il empiète. Au Crétacé supérieur, ce bassin serait divisé en deux parties par le seuil des Grisonides, séparant un domaine externe (par rapport au futur austro-alpin) à sédimentation de couches rouges et de flysch d'un domaine interne à sédimentation flysch. La marge interne de ce bassin étant formée par le domaine de sédimentation de la nappe de la Simme.

Le bassin genovesan se prolongerait vraisemblablement par le bassin situé entre les Grisonides et l'Austro-alpin émergé que l'on peut nommer ici, par commodité, bassin piémontais interne. Le bassin piémontais s.l. qui s'insinuait entre le futur domaine pennique et le futur domaine austro-alpin, se rétrécissait vers le Nord-Est. Le bassin piémontais interne s'estompait de même, et il faut voir là la raison de la limite d'extension des nappes de Flysch à Helminthoïdes s.l. dans la chaîne alpine. Cette limite correspondra, en effet, à la limite de l'extension du bassin genovesan; elle se superposera à peu près à celle de l'extension des Préalpes vers le Nord-Est.

Il semble cependant que le bassin piémontais gardait une certaine individualité vers le Nord-Est, et qu'il se raccordait au bassin des formations de la zone de Matrei qui bordait, au Nord, le domaine austro-alpin. Le domaine briançonnais se rétrécissait et s'achevait à son tour. Le bassin de la zone de Matrei, prolongation du bassin genovesan et le bassin piémontais s.str. devenaient coalescents avec celui du domaine valaisan.

L'extension du bassin genovesan vers le Nord a conduit à envisager que le domaine austro-alpin qui émerge en partie, à la suite de l'orogénèse ante-Gosau, représentera un des massifs d'éléments détritiques dont il faudra tenir compte pour

## l'alimentation du Flysch.

L. Glangeaud (1951) a souligné que "la continuité des unités paléogéographiques des Dinarides et leur parallélisme avec celles de l'Apennin, leur obliquité avec le domaine alpin, font penser que les éléments apennins et dinariques étaient réunis, au Secondaire en une unité géographique homogène" (p.744). J. Aubouin (1960) reprenant cette question de la liaison paléogéographique entre les Alpes méridionales et les zones italo-dinariques, conclut à son tour qu'il est possible de rapprocher les zones à faciès des unités des Alpes méridionales des zones italiennes et dinariques et que l'appartenance italo-dinarique des Alpes méridionales ne fait pas de doute. J. Aubouin souligne à cette occasion que les zones qui constituent l'ensemble italo-dinarique tendent à se fermer successivement vers le Nord: il montre, ce dont il a été tenu compte précédemment que le domaine ionien et celui des Marches et d'Ombrie (prolongation du domaine toscan) encadrant le domaine néritique d'Apulie, doivent tendre à se réunir et admet que les autres zones dinariques tendent également à se fermer l'une après l'autre. J. Aubouin en est conduit d'une part, à considérer que l'essentiel des Alpes calcaires septentrionales doit correspondre au domaine des zones internes dinariques, d'autre part, que le Trentin correspond au domaine ionien, des Marches et d'Ombrie réunis, et les Alpes Bergamasques, au passage entre la zone toscane et la zone des flyschs crétacés (c'est-à-dire au Crétacé supérieur à celui entre le bassin genovesan et le bassin toscan, des Marches et d'Ombrie et ionien). Ces observations posent un délicat problème de raccord entre les différentes zones paléogéographiques au niveau de l'Austro-alpin, notamment au Crétacé moyen et supérieur, à la suite des mouvements ante-Gosau qui l'ont affecté.

On peut admettre pour le bassin genovesan que sa limite externe s'infléchit pour passer par les Alpes bergamasques où on aurait des faciès de bordure, puis rejoint la limite austro-alpine du bassin piémontais interne.

Le bassin genovesan se prolonge vers le Sud. Si on envisage notamment la transversale île d'Elbe - Corse, l'existence d'un bassin flysch entre Elbe et Corse se déduit de l'existence des flyschs crétacés impliqués dans les accidents affectant la Corse d'une part, l'île d'Elbe de l'autre.

- En Corse dite alpine on peut en effet rapporter au Flysch à Helminthoïdes s.l. le flysch crétacé supérieur de l'écaille de Macinaggio que H. Gindrat (1942) d'abord, puis J. Laporte (1954) ont étudié. Il faut situer originellement ce flysch plus à l'Est entre Corse et île d'Elbe.
- Dans l'île d'Elbe, on doit se demander, sachant combien la confusion entre flysch gréseux et flysch tertiaire est facile à faire, si tout ou partie du flysch de l'élément V de

L. Trévisan (1952) considéré comme du Macigno n'est pas plutôt crétacé, d'autant plus qu'on y signale des Helminthoïdes.

Ce Flysch doit être lui aussi situé à l'origine entre Elbe et Corse.

On aurait donc, sur cette transversale Elbe-Corse, la prolongation méridionale du bassin genovesan, dont le flysch de Macinaggio et celui de l'élément V de L. Trévisan représenteraient les témoins éjectés <sup>1</sup>".

Le bassin genovesan et ses prolongations, septentrionale, le bassin piémontais interne, méridionale, le bassin entre Elbe et Corse, représentent, de par leur ampleur et leur localisation la Patrie, non seulement des nappes apennines du Flysch à Helminthoïdes, de l'Arenarie supérieure et de l'Alberese, mais aussi celle des nappes de Flysch à Helminthoïdes alpines (y compris l'élément chevauchant de Macinaggio).

#### Origine des matériaux détritiques du bassin genovesan

On ne peut qu'être frappé par le fait que les différents auteurs qui ont traité de l'Apennin et de ses formations détritiques diverses ne se sont guère préoccupés d'envisager l'origine des matériaux détritiques. La raison en est simple, c'est qu'on ne peut trouver dans les Apennins mêmes les massifs de Crystallin - Crystallophyllien ou des roches issues de ces dernières, auxquels on aurait pu faire jouer ce rôle. L'origine doit être extra-Apennine, et c'est ce que reflète la création du Paléo-apennin qui est le seul essai bien timide pour résoudre le problème.

Les conceptions exposées ici permettent de proposer une solution à ce problème en envisageant les sources extra-apennines possibles de l'environnement du bassin genovesan.

- On peut envisager tout d'abord que le domaine Briançonnais interne a pu fournir les matériaux détritiques. L'examen du contexte paléogéographique conduit à admettre que ces apports ne peuvent représenter qu'une faible partie des besoins, et que les zones émergées dispensatrices sont localisées.

Ainsi, le Briançonnais interne n'a pu jouer ce rôle dans le domaine d'extension du bassin piémontais externe qui le borde et où s'effectue une sédimentation pélagique. Ce n'est que plus au Sud, dans la région ligure, qu'on a l'indication d'une zone émergée, dont l'ampleur est bien difficile actuellement à préciser. Cette zone émergée fournissait en matériel

---

<sup>1</sup> - L. Glangeaud (1956, fig. 2) admettait déjà qu'entre Elbe et Corse se situaient les "dépôts du géosynclinal mésogéen en place (Corse) et charriés (allochtone = Ligurides de l'Apennin)".

détritique la marge du bassin génovesan, représentée par la série à faciès d'Alasio - Borghetto d'Arroscia; elle alimentait peut-être aussi le bassin proprement dit.

L'indication d'une zone émergée en bordure se retrouve sur la transversale Elbe - Corse. Le domaine Cristallin - Cristallophyllien corse aurait joué un rôle certain.

- On doit envisager les apports fournis par le domaine austro-alpin qui avait été soumis aux mouvements ante-Gosau. Dans ce domaine, au moment même où le flysch du bassin génovesan se sédimente, il faut admettre avec P. Fallot (cours 1953-54 et 1954) l'existence d'importantes zones de Cristallin - Cristallophyllien et de roches issues de ces dernières, dénudées tectoniquement, soumises à une érosion très active du fait de l'orogénèse qui les a affectées et les affecte encore.

On a l'indication de par les éléments en galets dans la série de la Simme, dont la zone de sédimentation formait la bordure du bassin piémontais interne, qu'il y avait une alimentation importante depuis l'Austro-alpin. Ce domaine, de par son ampleur et son orogénèse a dû constituer une source importante d'éléments détritiques pour le bassin Génovesan, mais cette origine ne peut répondre à tout.

- Il faut admettre là encore une origine méridionale. Le domaine des Maures et de l'Estérel est émergé et vraisemblablement lié au domaine corso-sarde. Il faut voir dans cet ensemble l'une des sources probables et, il faut bien le dire, nécessaire.

Il faut donc, en soulignant que les apports ne peuvent provenir de l'Est où règne le bassin pélagique de la Scaglia, admettre pour le grand bassin de flyschs crétacés une alimentation multiple, à partir de domaines soumis à une orogénèse, sinon une tectogénèse ante-Crétacé supérieur.

Les origines des matériaux du Flysch à Helminthoïdes et de ses variantes ne peuvent être envisagées d'une façon plus précise qu'à la suite d'une étude sédimentologique complète fondée essentiellement sur un inventaire pétrographique des matériaux détritiques eux-mêmes. C'est une longue et pénible enquête à réaliser qui ne devrait d'ailleurs pas se borner aux seuls flyschs crétacés mais être étendue aux flyschs tertiaires, notamment le Macigno pour lequel les problèmes de l'origine de l'alimentation en matériaux détritiques se présentent d'une façon identique (aux phénomènes de resédimentation près).

On peut cependant conclure qu'à part une alimentation transversale très localisée et d'importance apparemment faible, à partir du Briançonnais interne, l'alimentation est longitudinale, provenant de sources situées en bout de bassin. La

présence de faciès de bordure caractéristiques à conglomérats est un excellent critère de localisation des diverses sources.

### CONCLUSIONS à l'ETUDE PALEOGEOGRAPHIQUE

Il semble ressortir des données et conceptions qui viennent d'être exposées que la transversale des Alpes maritimes - Ligurie permet de mettre en évidence l'opposition fondamentale entre le domaine allant de l'Autochtone au Briançonnais inclus et celui qui le borde: le premier est un domaine continental (cratonique) lié intimement au continent européen (Craton européen); le second un domaine océanique. Cette opposition paraissait moins sensible plus au Nord, bien qu'elle existe, du fait, d'une part de la réduction du domaine océanique entre cette marge continentale européenne et le domaine cratonique austro-alpin, et d'autre part parce que le domaine océanique même s'insinue dans le domaine cratonique européen (domaine valaisan). Sur la transversale des Alpes orientales, cette opposition reprend toute sa force, et la zone des Schistes lustrés - domaine de Matri, prolongation du hiatus océanique piémontais s.l. et du domaine valaisan sépare le domaine interne européen du bâti austro-alpin.

La transversale des Alpes maritimes pose la question du bien-fondé de la distinction classique entre zone alpine interne et zone alpine externe. Cette distinction ne peut être prise en considération que pour distinguer des ensembles à l'intérieur du domaine cratonique. La véritable zone interne alpine est le domaine océanique bordant le domaine cratonique et s'y insinuant même.

La distinction d'une zone interne et d'une zone externe pour le domaine cratonique, correspond au point de vue paléogéographique à une réalité qu'on ne peut que constater à l'échelle même de la chaîne et qu'il faut expliquer si possible. Le domaine subbriançonnais, celui du futur Parautochtone sur la transversale des Alpes maritimes, celui du Subbriançonnais (dans l'acception de R. Barbier) et de l'Ultra-dauphinois, au Nord du Mercantour, correspondent tout au long de l'évolution paléogéographique à une zone instable soumise à des pulsations orogéniques croissantes. On peut se demander quelle est la signification d'une telle zone.

On remarque d'après Trumphy (1960) que le domaine valaisan, correspondant au diverticule océanique insinué dans le domaine cratonique européen, est encadré par le domaine ultra-helvétique à son bord externe, marge interne de l'Helvétique et par le subbriançonnais, à son bord interne, marge externe du Briançonnais. Le domaine valaisan se rétrécit et se termine vers le Sud, si bien que la marge interne de l'Helvétique et la marge externe du Briançonnais deviennent coalescentes.



Le domaine intermédiaire ultra-dauphinois (prolongation de l'Ultra-Helvétique) - Subbriançonnais se réalise. Alors que le Subbriançonnais médian et interne est caractérisé par son individualisation en sillons et hauts fonds, liés à un morcellement en Grabens et Horsts, le Subbriançonnais externe (prolongé par le Parautochtone des Alpes maritimes) est caractérisé par l'individualisation de seuils et de cordillères (Cordillère tarine, etc...) tout comme l'Ultra-dauphinois (Cordillère arvinche) avec lequel la parenté est troublante. Cet ensemble intermédiaire entre Helvétique - Dauphinois - Provençal d'une part et Briançonnais d'autre part, se réduit vers le Sud progressivement. La limite entre Subbriançonnais s.str. (Subbriançonnais médian et interne de R. Barbier) et la marge interne de l'ensemble Dauphinois-Provençal semble correspondre à la prolongation virtuelle du domaine valaisan. On doit donc se demander si l'ensemble intermédiaire ne correspond pas à la localisation d'une zone structurale très ancienne, hercynienne ou ante-hercynienne qui aurait rejoué pendant l'histoire alpine proprement dite. La paléogéographie, tout comme l'orogénèse à laquelle elle est liée, est fonction de l'hérédité acquise au cours des cycles précédents; cette hérédité se marquant d'une manière indirecte par la nature et la répartition des matériaux constituant le substratum d'une part, par l'influence des structures qui ont été réalisées d'autre part.

Le domaine briançonnais semble représenter une "péninsule" avancée du Craton européen, isolée au milieu du domaine océanique vers le Nord, étroitement soudée au bâti européen vers le Sud. On pourrait concevoir que ce domaine briançonnais correspond au point de vue socle à un accroissement ancien du Craton européen <sup>1</sup> et que la zone intermédiaire que nous avons envisagée représente la zone de soudure. Cette vieille cicatrice correspondrait ainsi à une zone faible du socle qui aurait rejoué tout au long de l'histoire alpine proprement dite sous les sollicitations orogéniques.

Le sillon dauphinois (-vocontien) ne représente qu'une fosse subsidente très variable dans l'espace en fonction du temps, où s'accumula un ensemble très puissant de formations; il est d'extension limitée, s'atténuant au Sud pour passer au domaine provençal, au Nord au domaine helvétique.

Les Flyschs migrent d'ailleurs dans le temps en fonction de l'orogénèse.

Les flyschs crétacés subbriançonnais sont liés indirectement à la tectogénèse ante-gosau et provençale 1ère phase

---

<sup>1</sup> - On pourrait admettre avec L. Glangeaud (1946-47) et Rittmann (1947) qu'il y avait eu formation d'une néocroûte sialique recouvrant la zone marginale primitivement sialique (?) du Craton européen et édification d'un néocraton (L. Glangeaud 1960) qui s'est ajouté ainsi au Craton européen

(jusqu'au Devoluy) qui contribua ainsi à distance à une orogénèse conduisant à l'individualisation de sillons, mais aussi à la reprise brutale de l'érosion des massifs dispensateurs qui y étaient soumis. C'est notamment le cas des massifs Maures-Estérel et Corso-Sarde.

Les flyschs éocène inférieur et moyen sont essentiellement liés à la tectogénèse majeure qui affecta alors le domaine genovesan avec le début de l'individualisation des nappes de Flysch à Helminthoïdes.

La phase de sédimentation paroxysmale des flyschs subbriançonnais au Bartonien et l'individualisation en avant du bassin flysch du futur Parautochtone est liée à la tectogénèse des zones internes au déplacement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Il en est de même pour les flyschs priaboniens supérieur - oligocène du complexe des grès d'Annot. L'atteinte par l'onde orogénique (= onde de glissement - plissement de L. Glangeaud 1956) du domaine briançonnais externe et du Subbriançonnais au Priabonien supérieur avec la mise en place de la nappe du Flysch à Helminthoïdes a pour contre-partie l'individualisation du bassin des grès d'Annot et une orogénèse dans le massif de l'Argentera-Mercantour, et vraisemblablement dans le domaine des Maures et de l'Estérel. La poursuite de la progression de l'onde orogénique conduit à la mise en marche de la nappe du Flysch à Helminthoïdes qui vient se mettre en place à la marge interne du bassin du flysch du complexe des grès d'Annot, et au début de la phase paroxysmale pour le domaine externe s'accompagne en arrière d'une relaxation caractérisée par le dépôt de l'Oligocène et Miocène ligure.

La migration du Flysch précède dans le temps et dans l'espace la migration de l'orogénèse, ce qui a conduit à définir si malheureusement le Flysch comme un sédiment pré-orogénique. En réalité, elle la précède en ce que la tectogénèse de la partie interne a comme contre-partie une orogénèse de la partie externe, créant le concours de circonstances nécessaire à la sédimentation du flysch, c'est-à-dire la création de bassin piège et l'érosion violente, peut-être saccadée de zones émergées.

Dans l'ensemble des flyschs envisagés ici (flyschs crétacés genovesan, flyschs subbriançonnais, flyschs du complexe d'Annot) l'alimentation à partir des zones internes comme J. Aubouin le montre pour les Hellénides ne semble pas être la règle, tout au contraire. Les alimentations principales ne peuvent être que longitudinales, provenant des domaines relativement stables dans lesquels les zones paléogéographiques s'évanouissent (Austro-alpin et Sud-alpin, massif corso-sarde et des Maures-Estérel)

La sédimentation du flysch présente donc le double caractère d'une liaison avec l'orogénèse interne au point de vue de ses conséquences d'ensemble, mais avec une indépendance spatiale.

Il y aurait beaucoup à dire sur la classification des Flyschs. Cela entraînerait à une longue enquête qui ne peut trouver sa place ici. D'après les constatations qui ont été faites dans le domaine étudié, il semble qu'on doive envisager les grandes catégories de flysch suivantes:

- flyschs océaniques; il faut entendre par là les flyschs déposés dans de larges bassins océaniques profonds; le type en est le flysch à Helminthoïdes et ses variantes.
- flyschs intracratoniques; ce sont les flyschs déposés dans des bassins généralement de faible ampleur du domaine cratonique. Les types en sont d'une part, le flysch subbriançonnais, d'autre part, les flyschs du complexe des grès d'Annot.
- flyschs des bassins résiduels océaniques; cette catégorie correspond aux flyschs déposés dans les bassins résiduels nés de la tectogénèse des domaines océaniques; le type en est le Macigno.

Le flysch océanique se caractérise par sa constitution propre et par son environnement tant vertical que spatial.

- Du point de vue lithologique, c'est un flysch où la phase pélagique est bien développée, généralement dominante. De par la distance des sources, il y a un large déplacement des matériaux détritiques, un triage certain et même un lavage des grains: c'est en quelque sorte un flysch propre.

Du fait de l'ambiance orogénique dans laquelle sa sédimentation se réalise, les pulsations détritiques sont espacées dans le temps et variables dans l'espace, si bien que la phase pélagique est importante et reflète, par l'écologie des faunes, les conditions bathymétriques du bassin. Dans les alternances détritiques, les faunes resédimentées au sens strict du terme sont rares; seules, les faunes déplacées, soufflées depuis leur zone écologique normale sont abondantes. Les flyschs de type océanique sont les seuls flyschs qui peuvent être datés facilement, bien que les faunes des alternances pélagiques, de par leurs caractères, ne fixent pas en général un âge très précis, parce qu'on peut, avec toutes les réserves nécessaires, faire appel aux données fournies par les faunes déplacées, stratigraphiquement en place.

- En ce qui concerne l'environnement du point de vue spatial, ces flyschs de type océanique passent latéralement à des faciès océaniques qui peuvent être moins profonds, bathyaux.

- L'environnement vertical est lui aussi caractéristique. Les flyschs océaniques subissent généralement une tectogénèse importante, et les derniers termes du flysch correspondent à la clôture de la sédimentation dans le bassin (et non pas au comblement).

Les dépôts subordonnés présentent un caractère pélagique océanique marqué (bien entendu à partir du moment où le domaine a évolué en zone océanique).

Les Ophiolites paraissent liées aux séries couronnées par le flysch océanique de par le fait que celles-ci s'épanchent vraisemblablement dans la zone de raccordement (flexure) entre le domaine cratonique et le domaine océanique. Il ne s'agit donc que d'un concours de circonstances, souligné d'ailleurs par le fait que les Ophiolites n'occupent, du point de vue spatial, qu'une partie du domaine des séries couronnées par le flysch de type océanique.

Il faut ajouter que les flyschs de type océanique sont généralement peu épais (de l'ordre de 1000 m) comme le sont d'ailleurs les séries pélagiques océaniques. De plus, le détritisme, après une période paroxysmale, diminue d'une façon générale, progressivement vers le haut.

Les flyschs intracratoniques sont caractérisés par leur lithologie et l'exiguité relative de leur bassin enserré entre des domaines actifs ou non émergés ou de plate-forme sous-marine. Ce sont généralement des flyschs très gréseux où la phase pélagique est réduite et soumise elle-même à des venues détritiques importantes qui s'y mêlent. Les éléments détritiques ne sont guère triés, ni lavés (d'où une matrice importante).

Liés à une tectogénèse croissante et de plus en plus proche, ces flyschs sont généralement de plus en plus détritiques, non pas parce que les zones internes tectonisées les alimentent, mais parce que les massifs dispensateurs sont soumis à une orogénèse, sinon une tectogénèse croissante. La succession rapide des venues détritiques dans le bassin relativement exigü ne laisse généralement ni le temps, ni la place à la sédimentation pélagique.

Dans ces flyschs, la phase pélagique, lorsqu'elle existe, indique que les conditions bathymétriques sont tout au plus bathyales. Les faunes des alternances détritiques sont rares ou très nombreuses au gré des conditions locales; ces faunes semblent être dans la généralité, des faunes soufflées néritiques, bien souvent recueillies dans des niveaux microbrèchiques particuliers.

On note dans ces flyschs l'existence de la marge néritique des bassins, et on peut constater que le passage se fait du flysch à des séries détritiques conglomératiques, à des séries à cachet molassique accentué, ou à des séries gréseuses plus ou moins à allure de molasse ou flyschoides.

On peut suivre assez facilement, pour ces flyschs intracratoniques, les variations de détritisme dans l'espace et caractériser les sources multiples dont, parfois, les venues se superposent.

Les flyschs déposés dans les bassins résiduels océaniques, nés de la tectogénèse qui a affecté ces bassins, ont des caractères qui peuvent paraître un compromis entre ceux des flyschs océaniques et ceux des flyschs intracratoniques, mais aussi des caractères propres.

Ces flyschs se déposent dans des bassins qui, tout en étant fort réduits par rapport aux bassins océaniques originels, ont encore une ampleur considérable. Les sources sont encore éloignées, mais la diminution d'ampleur et la tectogénèse importante affectant les domaines dispensateurs, conduisent à une alimentation presque continue et générale de la zone de sédimentation. La phase pélagique est donc réduite ou inexistante, comme pour les flyschs intracratoniques. L'alimentation de ce type de flysch est assez strictement longitudinale et les sources semblent être celles qui étaient à l'origine des flyschs couronnant les séries océaniques en cours de tectogénèse.

Les flyschs de bassins résiduels océaniques sont plus intimement liés que les autres à la tectogénèse. Ils sont en quelque sorte syntectoniques; leur dépôt s'effectue au front même des zones tectonisées et se déplace avec lui. Les conséquences en sont, d'une part, la resédimentation qui est importante, sinon générale, et la mise en place dans le flysch en cours de dépôt, d'Olistolithes, annonciateurs de la mise en place même des zones en cours de tectogénèse.

Il faut noter que, localement, on trouve les mêmes phénomènes dans les flyschs intracratoniques; ils sont toujours liés à la phase ultime de sédimentation et à l'atteinte du bassin par la tectogénèse majeure qui rattrape en quelque sorte le dépôt du flysch qui le précède généralement.

Il faut enfin ajouter que l'âge d'un flysch de bassin résiduel océanique varie dans le sens de la migration de l'orogénèse.

On est conduit à la suite des diverses considérations qui viennent d'être exposées à concevoir que l'ensemble italo-dinarique et sa prolongation, le domaine sud alpin et austro-alpin, constituent un élément structural indépendant de l'élément alpin au sens strict, tel que le concevait, dès 1951, L. Glangeaud <sup>1</sup>". Il faut admettre que cet ensemble italo-dinarique a subi une translation dans le sens Sud-Est Nord-Ouest

---

1" - A cette époque, L. Glangeaud considérait, en effet, que "l'unité dinarique se présentait donc probablement au milieu de la Mésogée sous un aspect analogue à celui de la "crête médiane atlantique" actuelle, au milieu de l'Océan

parallèlement à son allongement. Cette translation répond à la tectogénèse propre des Alpes orientales (L. Glangeaud, 1951, J. Aubouin 1960). Elle a dû être précoce (à l'Eocène inférieur d'après P. Fallot, cours 1953-54, 1955).

On ne peut éviter de faire appel, pour comprendre cette indépendance entre le domaine alpin, marge du continent européen et le domaine italo-dinarique, aux notions de discontinuité de l'enveloppe sialique. Il faudrait admettre ainsi que la marge du craton européen, fortement découpée, est bordée par une zone simique ou à sial aminci, sur laquelle se sont localisés le domaine genovesan et sa prolongation septentrionale, le domaine piémontais qui se relie au domaine valaisan et leur prolongation à tous deux, le domaine des schistes lustrés des Alpes orientales. Ce domaine intercratonique à fond simique très hypothétique ou à sial aminci (ce qui est plus concevable d'après les données actuelles très cursives que l'on peut recueillir sur la variation de constitution de la croûte terrestre) constituerait un orthogéosynclinal (Stille 1940, Kay 1947) ou un géosynclinal primaire (Peyve et Sinitzyn, 1950) dans la terminologie géosynclinale, ou un "hiatus" dans la terminologie géodynamique de L. Glangeaud 2". Ce dernier auteur définissait le terme de "hiatus" en 1951 (Copei, Congrès de l'U.G.G.I. à Bruxelles, p. 11) comme un sillon à sial aminci 3".

---

atlantique" et il la nommait, au point de vue paléogéographique "crête médiane mésogéenne". Il a depuis les travaux récents précisé son interprétation (1957), en rattachant l'ensemble des Mésogéides "aux chaînes intermédiaires intraocéaniques". Ces chaînes insulaires, comme celles de Tonga-Kermadec ou celles des Caraïbes, constitueraient pour lui des systèmes plus complexes que la "crête médiane atlantique" avec des bandes sialiques allongées, séparées par des sillons à sial étiré.

- 2" - Stille (1941) insistait sur le fait que les cratons et les orthogéosynclinaux étaient les deux seules grandes divisions de la croûte terrestre. L. Glangeaud dont les théories géodynamiques si attachantes s'inspirent fortement de cette notion et de celle du mobilisme du socle, due à Wegener, a remplacé le mot fétiche de géosynclinal, qu'il employait au moins jusqu'en 1956 pour désigner le domaine intercratonique par celui de hiatus, qu'il a défini dès 1951. Celui-ci n'aurait véritablement de signification que si cet espace intercratonique était véritablement simique, ce que, dans l'état actuel des connaissances, il est bien présomptueux d'affirmer.
- 3" - Ce colloque sur la croûte terrestre a été présenté dans le rapport de J. Goguel (Annales géophysiques, 1951, n° 1, p. 120).

On peut concevoir que cette zone, déjà complexe au Secondaire, sépare le craton européen d'un craton italo-dinarique. Quelques difficultés se présentent quant à la conception même de ce craton italo-dinarique. En effet, si, dans toute la zone d'extension du domaine sud alpin, le socle sialique est particulièrement bien représenté, dans le domaine italo-dinarique et particulièrement italique, il n'apparaît, ne se fait sentir que localement. Il a été noté précédemment qu'une grande partie de ce domaine avait correspondu à une zone océanique manifeste, laissant entendre qu'on pourrait tout au plus s'attendre à la présence d'un domaine à fond simique ou à sial aminci.

La solution du problème est peut-être dans la compréhension de la paléogéographie italo-dinarique. On a fait remarquer précédemment que le domaine toscan et sa prolongation (le domaine des Marches et d'Ombrie et le domaine ionien) s'évanouissent en bout dans le domaine sud alpin, passant à des zones à caractères franchement intracratoniques. Ce domaine océanique, bordé à sa marge orientale par les zones où se sont maintenues des conditions néritiques, donc à caractère intracratonique, est affecté en outre par le seuil néritique, dit de la ride d'Apulie, où l'existence du socle même se fait sentir. Il a été enfin constaté que le passage au cours du Crétacé supérieur du bassin strictement océanique génovesan au bassin océanique toscan, était particulièrement sensible du point de vue des conditions de profondeur, si bien que l'on passait d'un domaine abyssal à un domaine bathyal.

Ces diverses constatations vont dans le même sens. Il semble qu'on puisse admettre que le craton italo-dinarique présente une certaine variabilité de structure: bien cratonisé dans les parties septentrionales (domaine sud alpin) et orientales (zone dinarique externe), il serait fortement réduit sur sa marge sud occidentale où il se conduirait comme un craton océanique (Tiefcraton), bien que sa constitution soit vraisemblablement sialique. Le craton italo-dinarique que l'on peut envisager présente donc des caractères particuliers mixtes entre ceux des Hochcraton et ceux des Tiefcraton. Ce serait en quelque sorte un néocraton isolé, constituant l'un des éléments intermédiaires des Mésogéides de L.Glangeaud (1956).

Il faut remarquer que le caractère océanique de la sédimentation n'est pas localisé strictement aux zones crustales océaniques, mais peut s'étendre aux domaines cratoniques mal différenciés qui présentent ainsi une certaine convergence avec les zones océaniques simiques; remarquons, en outre, que les flyschs de la catégorie dite des flyschs sédimentés dans les bassins résiduels océaniques se localisent dans ce domaine.

On peut envisager que les zones simiques, correspondant aux eugéosynclinaux dinariques, représentent la limite du Craton italo-dinarique et le séparent du craton balkanique.

La prise en considération de l'alimentation des flyschs subbriançonnais et du flysch du complexe des Grès d'Annot a conduit à admettre, en bout des zones paléogéographiques alpines proprement dites, l'existence d'un massif important émergé au moins à partir du Crétacé moyen. Ce massif aurait été représenté par l'ensemble des massifs corso-sardes et des Maures-Estérel, vraisemblablement réunis. Cette conception oblige à supposer que les zones paléogéographiques alpines s'évanouissaient dans ce domaine thyrrénien. Il faudrait donc y voir la fin paléogéographique des Alpes, à laquelle se superposerait bien la fin de celles-ci en tant qu'ensemble structural, en tant que chaîne.

Les constatations qui ont été faites dans le domaine qui a été étudié ici, mettent en évidence l'homogénéisation des conditions dans le domaine alpin cratonique externe et cratonique interne; seul le domaine intermédiaire du Subbriançonnais et du Parautochtone a quelque individualité. On peut envisager la fin paléogéographique des Alpes de deux façons:

- la prolongation méridionale du bassin du flysch de Baiardo reste encadrée par le domaine provençal ou son homologue méridional, et par le domaine briançonnais; l'ensemble s'évanouit dans le domaine thyrrénien.
- le domaine du flysch de Baiardo ne représente que l'extrémité, en domaine cratonique, d'un diverticule océanique, isolant à nouveau au Sud la "péninsule" du Briançonnais du Craton européen.

Dans la première hypothèse, l'évolution ne se fait qu'à l'intérieur du domaine cratonique; dans la seconde, le Briançonnais se terminerait, enveloppé par le domaine océanique genovésan et le domaine externe passerait de l'autre au domaine thyrrénien.

Le choix entre ces deux hypothèses, ou l'évocation d'autres hypothèses ne peut être fait qu'en connaissance des données paléogéographiques que l'on peut recueillir en Corse certes, mais aussi en Sardaigne.

Les données paléogéographiques qui ont été fournies par la transversale de Gênes de l'ensemble alpido-italo-dinarique, ont permis d'établir suivant celle-ci, un profil rétrotectonique reconstituant le dispositif paléogéographique du Crétacé supérieur (fig. 1).

Les diverses données qui ont été recueillies sur la paléogéographie de l'ensemble alpido-italo-dinarique permettent, en liaison avec les conceptions qui viennent d'être exposées, de dresser une carte schématique de la Paléogéographie de celui-ci au Crétacé supérieur (fig. 2). Cette carte qui reste, dans son ensemble, très hypothétique, met remarquablement en évidence



le non cylindrisme de la Paléogéographie. Les seules sources possibles d'alimentation des flyschs sont caractérisées, et il est apparent que les apports nourrissant la sédimentation de ceux-ci ont été essentiellement longitudinaux. Cette carte schématique qui veut représenter l'état au Crétacé supérieur, envisage donc les choses avant la tectogénèse qui affecta le domaine alpid-italo-dinarique. C'est en quelque sorte une carte rétrotectonique où chaque domaine paléogéographique retrouve, après dépliement des unités qu'il a donné ultérieurement, sa surface probable, sa position originelle.

Fig. 2 - Carte schématique de la paléogéographie de l'ensemble alpido-italo-dinarique au Crétacé supérieur (inspirée pour le domaine valaisan et ses abords des schémas de R. Trumphy, 1960).

A - Domaine émergé corso-sarde. B - Socle décoiffé et émergé "sud alpin". C - Domaine soumis à la tectogénèse du Dévoluy (1ère phase). D - Zone de dépôt du Gosau. E - Zone d'Acceglio.

Zone externe alpine et sa marge interne: 1 - faciès provençal, 2 - faciès dauphinois-vocontien, 3 - faciès helvétique, 4 - Parautochtone des Alpes maritimes, 5 - faciès ultradauphinois (et subbriançonnais externe de R. Barbier), 6 - faciès ultra-helvétique; Zone briançonnaise s.l., 7 - Subbriançonnais (7a flysch de Baiardo). 8 - Briançonnais (E = zone d'Acceglio).

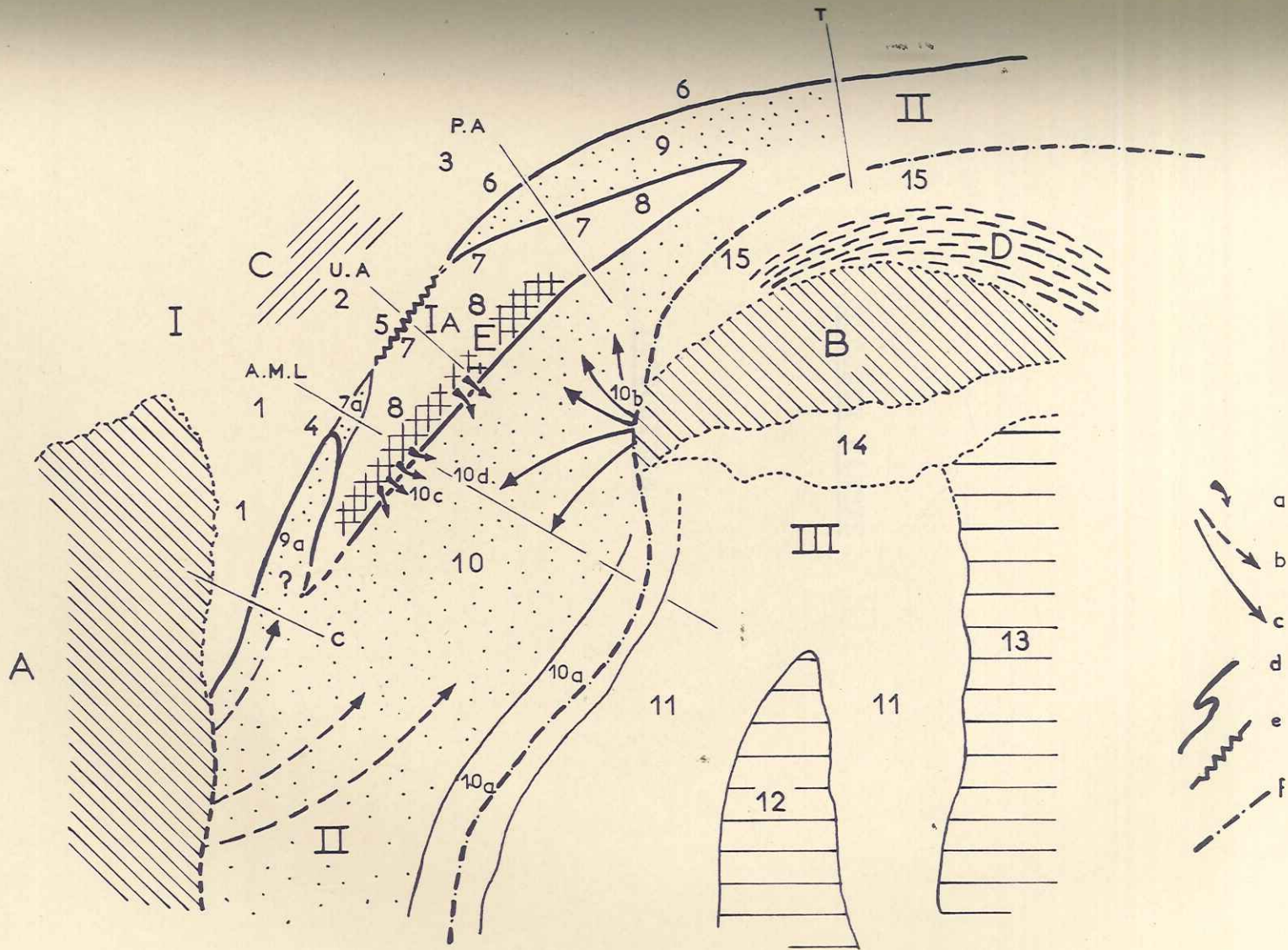
Domaine intermédiaire (= intervalle intercratonique alpin de L. Glangeaud, 1960) : 9 - domaine valaisan, 9a homologue probable du domaine valaisan au Sud des Alpes maritimes (très hypothétique). 10 - domaine genovesan (Flysch à Helminthoïdes et Arenarie superiore). 10a - Alberese (Pietraforte). 10b - Patrie de la nappe de la Simme. 10c - Patrie de la nappe d'Alasio - Borghetto d'Arroscia. 10d - Patrie de la nappe de Moglio Testico.

Domaine italo-dinarique s.str.: 11 - domaine de la Scaglia. 12 - domaine néritique de la "ride d'Apulie". 13 - domaine de la "ride du Gavrovo". 14 - domaine du faciès de la marge sud-alpine. 15 - domaine de l'Austro-alpin inférieur.

Alimentation du bassin flysch en éléments détritiques : source de faible importance de la zone d'Acceglio (a - origine et direction des apports); sources principales du domaine corso-sarde (b - origine et direction des apports) et du domaine "sud alpin"; (c - origine et direction des apports).

Considérations hypothétiques sur le Socle (inspirées de L. Glangeaud, 1951) : I, Craton européen (d, sa limite) IA, Néocraton briançonnais (e, suture entre le Néocraton briançonnais et le craton européen, prolongation virtuelle du domaine valaisan); II, intervalle alpido-dinarique = hiatus de L. Glangeaud; III, Craton dinarique (= élément intermédiaire des Mésogéides de L. Glangeaud, f, sa limite).

Transversales : C - transversale Corse - Elbe  
A.M.L. - transversale Alpes Maritimes - Ligurie  
U.A. - transversale Ubaye - Embrunais  
P.A. - transversale des Préalpes  
T. - transversale des Tauern.



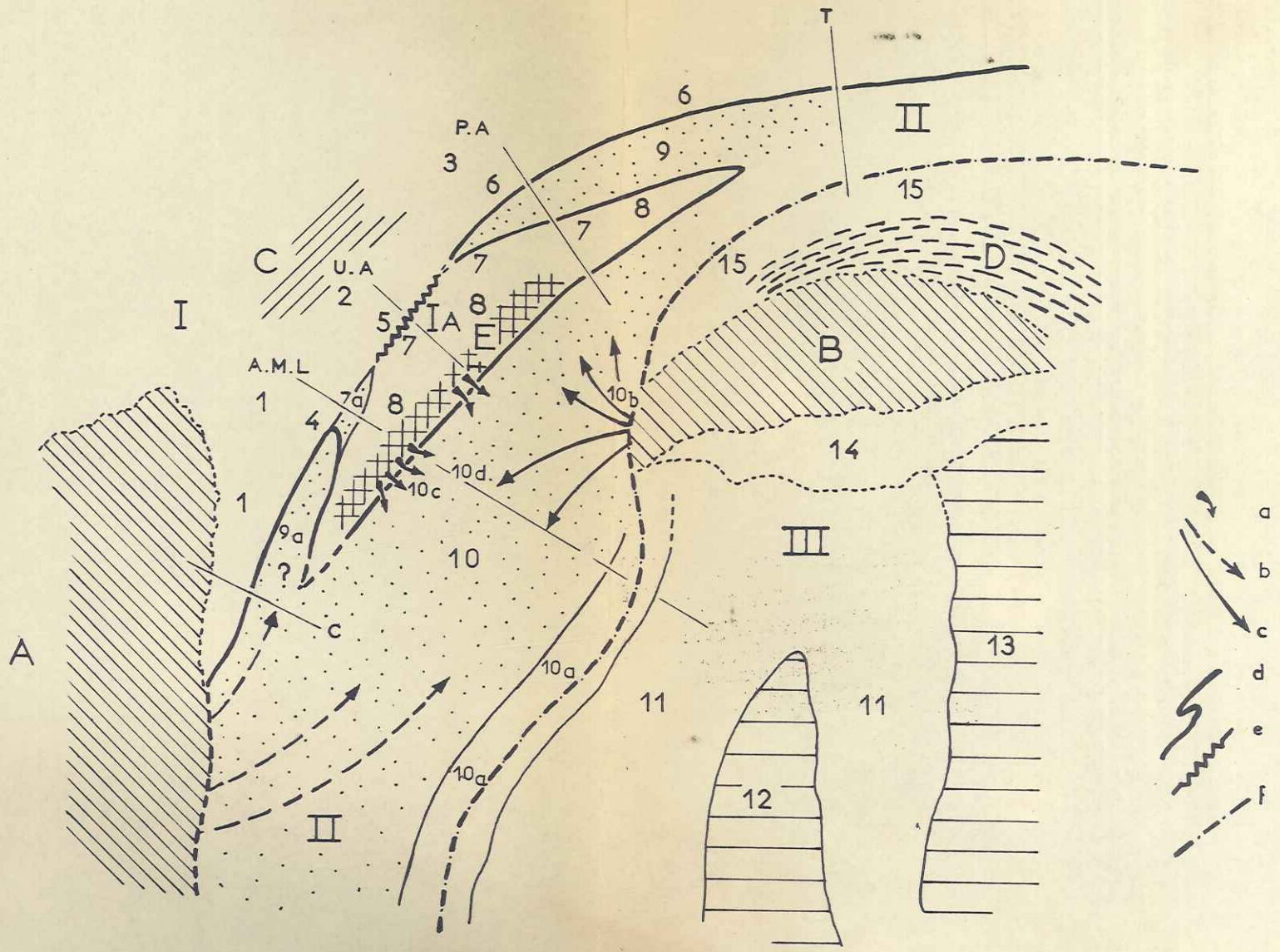


Fig. 2

SECONDE PARTIE

TECTONIQUE

1 - Les tectoniques alpines en Suisse et l'Argentine 81

2 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 82

3 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 83

4 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 84

5 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 85

6 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 86

7 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 87

8 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 88

9 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 89

10 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 90

11 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 91

12 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 92

13 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 93

14 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 94

15 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 95

16 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 96

17 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 97

18 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 98

19 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 99

20 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 100

21 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 101

22 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 102

23 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 103

24 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 104

25 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 105

26 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 106

27 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 107

28 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 108

29 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 109

30 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 110

31 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 111

32 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 112

33 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 113

34 - Les tectoniques fondamentales des dislocations 114

CHAPITRE I

ETUDE STRUCTURALE DE L'AUTOCHTONE

(Socle-tégument et faux-Autochtone)

Sommaire

Les dislocations alpines du socle de l'Argentera-Mercantour et de son tégument permo-werfenien..... 66

La tectonique de la couverture sédimentaire post-werfenienne..... 74

A - Les traits fondamentaux des dislocations de la couverture post-werfenienne..... 74

B - La tectonique de couverture proprement dite..... 81

    I - La tectonique de la couverture post-werfenienne dans le domaine de l'ennoyage axial du massif de l'Argentera-Mercantour.... 81

    II - La tectonique de la couverture post-werfenienne à la marge nord orientale du massif de l'Argentera-Mercantour..... 84

    III - La tectonique de la couverture post-werfenienne à la marge sud occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour..... 85

    Conclusions ..... 89

C - La tectonique liée à la mise en place des nappes ..... 91

    I - Les accidents chevauchants entre le col de Tende et le Riou Frei..... 91

    II - Les accidents chevauchants entre le Riou Frei et Saorge ..... 95

    III - Les accidents chevauchants entre la latitude de Saorge et la mer ..... 97

    Observations ..... 101

D - La tectonique posthume ..... 104

Conclusions sur la tectonique de l'Autochtone ..... 110

    - Les structures ..... 110

    - La genèse des structures (mécanisme - chronologie)..... 111

65  
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
MAISON DES GEOSCIENCES  
DOCUMENTATION  
B.P. 53  
F. 38041 GRENOBLE CEDEX  
Tél. 04 76 63 54 77 - Fax 04 76 51 49 58  
Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

18 AOUT 2003

Les dislocations alpines du socle de l'Argentera-Mercantour  
et de son tégument permo-werfenien

Le socle n'est pas resté inerte au cours de la tectogénèse alpine. Il n'a pas évolué seulement en un vaste bombement qui a permis par son individualisation le décollement de la couverture, mais il a été plissé et affecté par des accidents profonds.

A. Faure-Muret (1947) avait mis en évidence l'existence de deux coins de Trias pincés dans le gneiss à hauteur du Bourguet, au versant gauche de la Tinée. Dans le Nord du massif, à hauteur du col du Fer, P. Fallot et A. Faure-Muret signalèrent à la suite des dislocations qui, de l'avis même de ces auteurs, sont réduites: "le Cristallin s'est débité en coins séparés par des bandes étroites et peu profondes de Werfenien plus ou moins écrasé, accompagné, en certains points de cargneules" (P. Fallot, cours 1956-57). A. Faure-Muret reconnut à hauteur du verrou fortifié de Chastillon un accident plus important qui se suit au moins sur 15 km de long (P. Fallot, cours 1956-57). Mais, c'est dans la région de la terminaison sud-orientale du massif que les dislocations les plus importantes apparaissent. Dans ce domaine où le massif cristallin et cristallophyllien s'ennoie sous sa couverture sédimentaire, le socle est fortement plissé. Il s'y individualise de larges anticlinaux, axés sensiblement suivant l'allongement du massif. Ces anticlinaux évoluent localement en pli faille. Ils sont séparés par des zones synclinales, parfois resserrées, où vient se pincer la couverture sédimentaire sous laquelle, en bout, le massif s'ennoie.

Les accidents profonds qui apparaissent sont certes des plus significatifs et des plus spectaculaires quant à la tectogénèse du socle, mais ils ne doivent pas faire oublier la structure plissée d'ensemble, à laquelle d'ailleurs, ils sont liés.

Le système des accidents de Vei del Bouc-Rocche dell'Asino a été étudié et défini par P. Fallot et A. Faure-Muret (1954, 1956).

Au col Vei del Bouc un premier accident est représenté par un synclinal très profond de Trias enserré dans les gneiss et les migmatites très écrasés qui forment son enveloppe. Il est suivi au Nord par un second accident très comparable, mais fort incliné où s'observe, pincé dans le gneiss et les migmatites tout aussi écrasés, du Trias broyé adhérent au socle (Paul Fallot et A. Faure-Muret, 1954, fig. 6 et 7; P. Fallot et A. Faure-Muret, 1957, pl. I, coupe I et II).

- Le synclinal de Vei del Bouc comporte du Werfenien inférieur gréseux, du Werfenien supérieur représenté par des schistes noirs et des cargneules très écrasés. P. Fallot et A. Faure-

Muret ont souligné (1954, p. 293-294) que dans ce domaine "le Werfenien inférieur gréseux et partiellement conglomératique à la base, est directement en contact avec le Cristallophyllien sans intercalation de Permien". Ils ont précisé que le synclinal de Vei del Bouc "a été très écrasé vers sa partie supérieure, alors que son front s'étoffe de replis" (1954, fig. 7).

- L'accident qui apparaît au Nord du col de Vei del Bouc est jalonné par du Werfenien inférieur adhérent au gneiss et aux migmatites de la lèvre inférieure, et des cargneules très écrasées. On n'observe pas à la lèvre supérieure en série renversée, de Werfenien inférieur. Il semble donc que cet accident ne soit pas dû à l'écrasement d'un synclinal, mais au chevauchement pur et simple des gneiss et migmatites.

Cet accident se suit depuis les abords de la cote 2725 par le pied des Rocche dell'Asino en direction du gias della Culatta (haut val del Sabionne).

P. Fallot et A. Faure-Muret ont souligné que "la violence des compressions s'est manifestée non seulement dans le pincement des synclinaux de Trias, mais par l'écrasement des roches elles-mêmes", ce qui avait conduit Sacco (1906) qui avait observé dans ce domaine la soudure très étroite des grès triasiques et des migmatites, à conclure que le Werfenien avait été métamorphisé (métamorphisme post-triasique, donc alpin). S. Franchi, quant à lui, montra qu'il ne s'agissait que d'un écrasement purement mécanique, mais ne sut discerner "l'ampleur des phénomènes géologiques qui s'y attache" (P. Fallot et A. Faure-Muret, 1954).

L'accident de Vei del Bouc et celui des Rocche dell'Asino se suivent vers l'Ouest-Nord Ouest par des zones de broyage dans le gneiss. Le synclinal de Vei del Bouc se prolonge vers l'Est-Sud Est en direction du col de Sabbione. L'accident des Rocche dell'Asino qui se suivait jusqu'au val del Sabbione, se poursuit symétriquement par rapport à celui-ci et passe au col nord de Sabbione (col situé au Nord du lac de Sabbione): il est représenté par le chevauchement de gneiss du massif de Rocca dell'Abisso sur les Gneiss du massif des bornes frontières LB.171 et L.B.172 avec l'intercalation de Trias inférieur (grès et schiste noirs) et de cargneules broyées (P. Fallot et A. Faure-Muret, 1957). Là encore, le Werfenien inférieur est adhérent à la lèvre inférieure de l'accident; c'est-à-dire aux gneiss du massif LB.171 et L.B.172.

Au niveau du col del Sabbione, les accidents de Vei del Bouc et des Rocche dell'Asino se rejoignent (P. Fallot et A. Faure-Muret 1957, pl. I, coupe III). Le werfenien inférieur du synclinal de Vei del Bouc rejoint celui de l'accident du col nord de Sabbione. Le raccord s'effectue malheureusement sous le glacier



et les éboulis fort développés à cet endroit. On est en droit d'admettre que les gneiss du massif LB.171 et LB.172 sont en position anticlinale. L'anticlinal de gneiss de LB.171 et LB.172 écrase devant lui le synclinal de Vei del Bouc et est chevauché par les gneiss de l'écaille du massif de Rocca dell'Abisso - Rocche del Asino.

En réalité, si le raccord entre le Trias inférieur du col nord de Sabbione et celui du synclinal de Vei del Bouc est manifeste et est le signe de l'ennoyage de l'anticlinal de gneiss de LB.171 et LB.172, le raccord entre l'accident de ce col nord de Sabbione et celui des Rocche dell'Asino est loin d'être aussi évident. En effet, la haute vallée du Sabbione est éminemment structurale. On peut observer dans le fond du Trias (grès, cargneules et dolomies) et du Jurassique, dominés de part et d'autre, dans les versants par les gneiss. Les éboulis et les dépôts glaciaires très importants, interdisent l'espoir de préciser les relations exactes entre ce mésozoïque et les gneiss.

Le Trias du haut val Sabbione se relie plus au Nord au Trias de la cima Balmasca, lié à son tour au Mésozoïque des Mts Guglielma, Colombo et Garbella. Ce Mésozoïque est superposé sans aucun doute au gneiss et au Permien de la Valera sur lequel il repose d'ailleurs tectoniquement; le gneiss de la Valera se prolonge par celui en rive gauche du haut val de Sabbione sans qu'on note l'existence d'une faille entre les deux, si bien qu'on peut difficilement envisager que le Trias du haut val de Sabbione soit en contact par faille avec ce gneiss du versant rive gauche.

Au versant rive droite, on pourrait admettre, de par la position relative du Trias du haut val Sabbione et des gneiss, que ceux-ci chevauchent ce Trias. Mais là encore, il semble dans l'état actuel de nos connaissances que le Mésozoïque du massif du Mt Guglielma repose sur le Permien du Mt del Frison, lui-même à sa place sur le gneiss du versant droit du haut val de Sabbione; si bien que, s'il y a chevauchement des gneiss sur le Mésozoïque à hauteur du haut val de Sabbione, celui-ci ne peut s'individualiser qu'à partir du Sud de la Cima Balmasca.

Les affleurements de Mésozoïque du haut val Sabbione posent donc un problème difficile à résoudre dans l'état actuel de nos connaissances. Ce problème influe sur celui posé par la liaison dans ce haut val de Sabbione de l'accident des Rocche dell'Asino et de celui du col nord de Sabbione. Si on admet cette liaison, on est conduit à envisager que l'ensemble chevauchant formé par le massif de Rocca dell'Abisso et le massif des Rocche dell'Asino a été affecté par un accident transversal, par rapport à l'allongement des plis (plis de Rocca dell'Abisso, pli du massif LB.171 - LB.172) ménageant un fort ensellement rempli de

Mésozoïque. Celui-ci est d'ailleurs apparemment décollé sur son substratum cristallophyllien - tégument. Si on n'admet pas cette liaison, on peut envisager celle entre la bande triasique du haut val del Sabbione et le Trias du col nord de Sabbione, en admettant un ennoyage de l'anticlinal de Rocca dell'Abisso vers le Nord Ouest avec un déversement qui s'accroît vers le Sud Ouest pour passer au chevauchement manifeste au Sud et au Sud Est. L'accident des Rocche dell'Asino serait alors indépendant de celui du col nord de Sabbione et il en résulterait l'indépendance entre les gneiss du massif dell'Asino et ceux du massif de Rocca dell'Abisso.

On ne peut préjuger actuellement de l'une ou l'autre solution.

Au Sud-Est du domaine du col de Sabbione, on observe tout d'abord un synclinal composite de Trias, constitué par le synclinal de Vei del Bouc, beaucoup moins prononcé, une légère remontée anticlinale correspondant à l'ennoyage de l'anticlinal du massif de LB.171-LB.172, et un synclinal, prolongation de l'amorce synclinale du col nord du Sabbione. Ce synclinal est largement chevauché par les gneiss du massif de Rocca dell'Abisso (P.Fallot et A.Faure-Muret, 1957, pl.I, coupe V).

Plus au Sud-Est, sur la transversale de la cime de Rocca dell'Abisso - sommet de Barsenzane, la série triasique se complète par du Jurassique, du Néocomien et du Crétacé supérieur. On a là encore un synclinal composite chevauché franchement par les gneiss et localement par le Permien du massif de Barsenzane (P.Fallot et A.Faure-Muret, 1957, pl.I, coupe VI). Le Mésozoïque de Barsenzane se prolonge par le large affleurement de mésozoïque compris entre le torrent de Caramagne et celui de Casterino, c'est-à-dire les massifs de la Baisse de Peirafique - Mt Buscail et du Mt Ciagol. L'accident chevauchant des gneiss du massif de Rocca dell'Abisso se perd au-delà de la cime de Barsenzane dans les éboulis et le glacier du col de Peirafique et du vallon de Caramagne. P.Fallot et A.Faure-Muret ont montré que l'accident devait se prolonger dans le val de Caramagne où, d'un côté on observe le Permien de l'enveloppe du pli de Rocca dell'Abisso qui s'ennoie fortement vers l'Est-Nord Est, de l'autre le Mésozoïque de la cime de Gratini et celle de Buscail. Ils ont fixé l'allure de l'accident sous les éboulis et les dépôts glaciaires (1957, pl.I, coupe VII et VIII). L'accident semble s'atténuer ainsi vers l'Est et on ne peut qu'envisager sa terminaison au niveau de la Roya où il se ferait peut-être encore sentir par les dislocations importantes affectant à hauteur des cabanes de Brégatin la série mésozoïque.

L'accident profond du col de Tende (Source de la Roya) a été signalé par L.Baldacci et S.Franchi (1900) qui ont montré l'existence, au pied des lacets de la route du col de Tende, à hauteur des sources de la Roya, d'une lame de gneiss pointant

au milieu du Mésozoïque. Cette lame a été retrouvée en profondeur, lors du percement du tunnel ferroviaire et coupée sur une longueur de 200m environ. (Voir la figure 9).

L'affleurement de gneiss apparaît sur la rive gauche du val de Roya à hauteur du point coté 1156. Ce gneiss est visible sur 20 à 30m. Au Sud, il est recouvert par les éboulis du versant de Tavan. Au Nord, il supporte quelques mètres de grès schisteux violacés, attribuables au Permien. Viennent à la suite de cet ensemble des cargneules très broyées (10 à 15m) qui supportent du Sénonien très plissé et écrasé (fig. 3 coupe A). Au versant rive droite, le gneiss n'apparaît pas. L'accident ne paraît être matérialisé dans l'ensemble jurassique et crétacé qui y affleure et est très disloqué, que par la présence d'un coin de cargneules (fig. 3 coupe B).

L'accident profond du col de Tende paraît se situer à la marge nord-est de l'anticlinal de Rocca dell'Abisso dont il marque la retombée très brusque. On doit voir son influence dans les accidents qui affectent la couverture sédimentaire mésozoïque et tertiaire entre le Fort de Morgon et la pointe Bussaia (P. Fallot et M. Lanteaume, 1956, P. Fallot et A. Faure-Muret, 1957).

Ces divers accidents sont liés à des plis bien formés. C'est d'abord l'anticlinal de LB.171-LB.172 qui s'ennoie vers le Sud Est dans la région du col de Sabbione, puis le grand dôme anticlinal de Rocca dell'Abisso qui s'ennoie à son tour vers le Sud Est dans la région de Brégatin. Les synclinaux de Vei del Bouc, la retombée de l'anticlinal de LB.171-LB.172 évoluant en synclinal au col nord de Sabbione, correspondent à des synclinaux du socle séparant le large dôme anticlinal de la Valmasque de l'anticlinal de LB.171-LB.172, puis celui-ci de l'anticlinal de Rocca dell'Abisso. Après réunion de ces synclinaux, le synclinal composite de Barsenzane, s'ouvrant largement au Sud-Est, représente un synclinal du socle séparant le dôme anticlinal de la Valmasque de celui de Rocca dell'Abisso et affecté par une remontée anticlinale locale qui correspondra au brachyanticlinal de Tende. Les accidents chevauchants n'apparaissent que comme des plis failles nés de l'exagération de la tectogénèse.

Il faut remarquer que les diverses dislocations du socle dans la région du col de Tende, entre le val d'Ortiga et les sources de la Roya, correspondent à l'envoyage même de l'anticlinal de Rocca dell'Abisso.

Les dislocations ne sont généralement pas aussi spectaculaires, notamment plus au Sud dans la vallée de la Roya entre Tende et Fontan. On y observe l'individualisation de grands brachyanticlinaux qui s'ennoient axialement sous la couverture sédimentaire, comme le brachyanticlinal de Tende. Leur retombée suivant les flancs est toujours brusque.

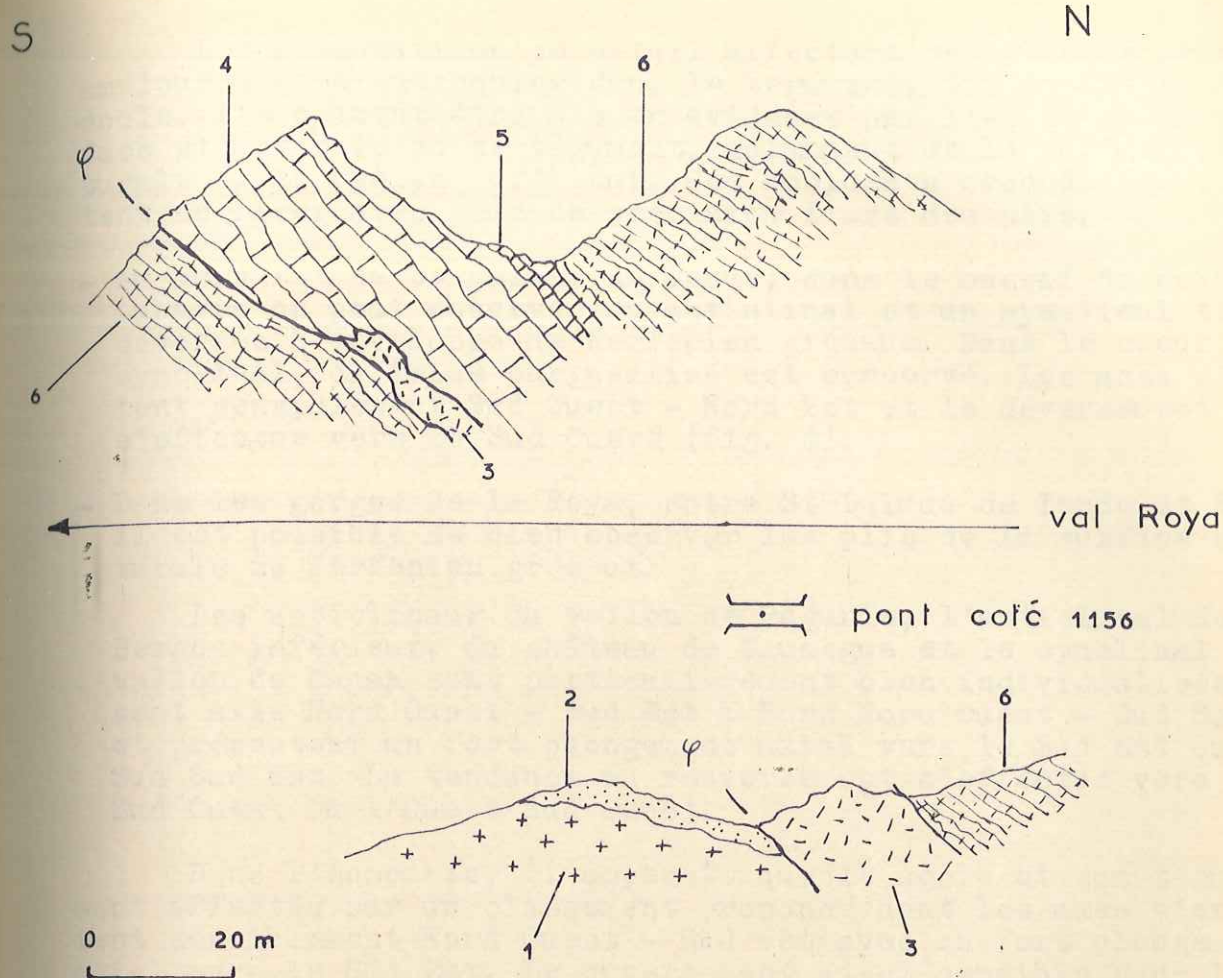


Fig. 3 - Coupes de l'accident des sources de la Roya (à hauteur du pont coté 1156).

A - Coupe du versant rive gauche du val de Roya

B - Coupe du versant rive droite

1 - Gneiss; 2 - Grès schisteux violacé attribuable au Permien; 3 - Cargneules; 4 - Malm; 5 - Néocomien; 6 - Sénonien.

Les dislocations de détail affectant ces plis de grande ampleur sont discernables dans le tégument, lié intimement au socle. Ils peuvent être mis en évidence par l'étude de la surface structurale de ce tégument, notamment de la surface structurale du Werfenien inférieur. Ces accidents secondaires permettent de fixer avec plus de précision l'axe des plis.

- Au Nord Est de St Dalmas de Tende, dans le massif du col de Lubayre on peut observer un anticlinal et un synclinal très déversés à enveloppe de Werfenien gréseux. Dans le coeur du synclinal, du Trias cargneulisé est conservé. Les axes s'orientent sensiblement Sud Ouest - Nord Est et le déversement s'effectue vers le Sud Ouest (fig. 4).
- Dans les gorges de la Roya, entre St Dalmas de Tende et Fontan il est possible de bien observer les plis de la surface structurale du Werfenien gréseux.

Les anticlinaux du vallon de Paganin, l'anticlinal de Berghe inférieur, du château de Causegue et le synclinal du vallon de Capan sont particulièrement bien individualisés. Ils sont axés Nord Ouest - Sud Est à Nord Nord Ouest - Sud Sud Est, et présentent un fort plongement axial vers le Sud Est ou le Sud Sud Est. La tendance au renversement s'effectue vers le Sud Ouest ou l'Ouest Sud Ouest.

Dans l'ensemble, il apparaît que le socle et son tégument sont affectés par un plissement prononcé dont les axes s'orientent sensiblement Nord Ouest - Sud Est avec un fort plongement axial vers le Sud Est. Le déversement assez sensible dans l'ensemble des divers plis synclinaux ou anticlinaux et les chevauchements qui peuvent avoir localement une certaine importance, s'effectuent vers le Sud Ouest.

L'axe des plis correspond au moins dans ce domaine à l'allongement du massif; leur inflexion axiale à son ennoyage en bout, sous la couverture sédimentaire. Dans cet ennoyage axial du massif, la couverture sédimentaire décollée vient se pincer dans les synclinaux du socle.

Les accidents du socle sont plus intenses dans la partie Nord Est de la transversale Nord Est - Sud Ouest de la terminaison du massif que dans la partie Sud Est. Dans cette partie Nord Est se localisent en effet des déversements accentués et des chevauchements. De plus, les ennoyages latéraux sont brusques. Dans la partie Sud Est, externe si l'on veut, les plis sont plus doux. L'ennoyage latéral du massif est lui-même peu accentué.

Il apparaît dès maintenant que lorsqu'on envisagera la tectogénèse de la couverture proprement dite, il faudra tenir compte de la structure du socle, notamment dans cette zone d'ennoyage axial.

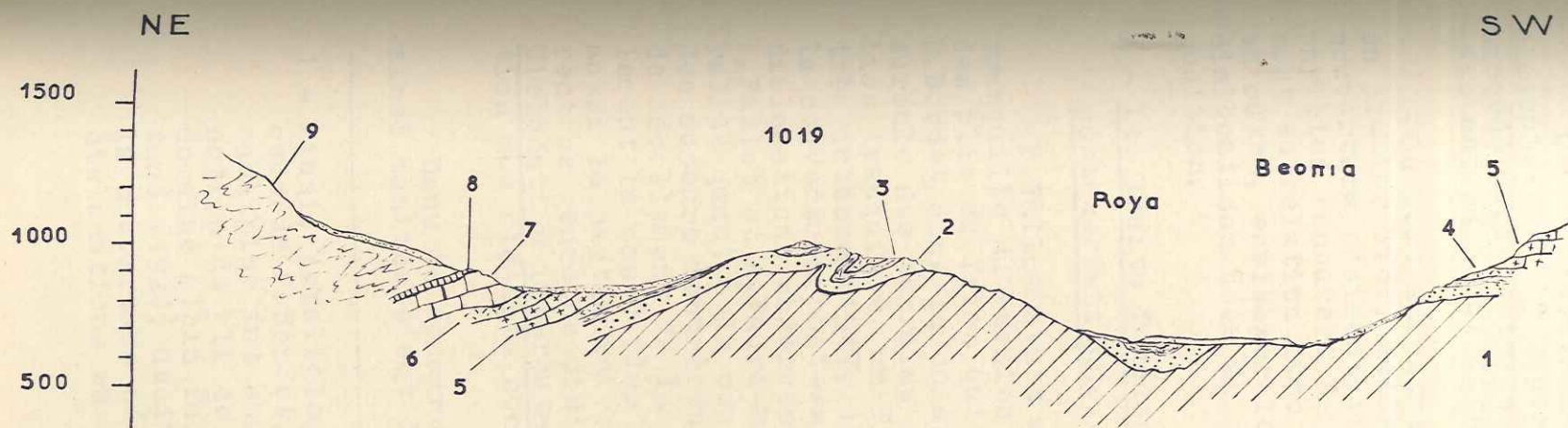


Fig. 4 - Coupe des dislocations du socle-tégument dans la région du Col Lubaire.

1 - Permien; 2 - Werfenien gréseux; 3 - Werfenien pélitique; 4 - Mylonite à la base du Trias moyen; 5 - Muschelkalk; 6 - Mylonite à la base du Jurassique supérieur; 7 - Jurassique supérieur; 8 - Néocomien; 9 - Sénonien.

## La tectonique de la couverture sédimentaire post-werfenienne

Cette tectonique est complexe car plusieurs tectoniques élémentaires s'y superposent. Celles-ci se sont généralement succédées dans le temps à des intervalles plus ou moins longs, mais ont pu aussi être synchrones.

On peut admettre deux grandes catégories de dislocations: en premier lieu, celles qui sont liées au décollement de la couverture sédimentaire de son substratum cristallin-cristallophyllien recouvert de son tégument; en second lieu, celles qui sont en relation avec la mise en place des nappes. Il faudra en outre, envisager les phases posthumes qui ont repris les dislocations nées de chacune de ces tectoniques ou de leur superposition.

### A - Les traits fondamentaux des dislocations de la couverture post-werfenienne.

P. Fallot avait montré dès 1943 l'opposition entre l'allure tranquille du Permien du dôme de Barrot et l'extrême complexité des plis du Trias qui lui est superposé. Les travaux menés par P. Bordet dans le domaine du dôme permien de Barrot et de son auréole des terrains secondaires mirent en évidence, sous le Lias tranquille, un Trias affecté de plis couchés et déversés très intenses (1947, 1949, 1950). La notion de décollement de la couverture post-werfenienne trouvait un fondement dans les dislocations observées. Leur analyse qui fut étendue, permit à P. Fallot et A. Faure-Muret (1949) de mettre en évidence sa généralité quant à la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour. Ces auteurs montrèrent en outre que les exagérations des effets de décollement de la série de couverture n'intéressent pas seulement la masse plastique du Trias moyen et supérieur, mais aussi la partie inférieure de la série secondaire. Ils définirent ce genre de dislocation se produisant entre "cuir et chair", dislocation intercutanée (1949) et P. Fallot codifia la dénomination des éléments constitutifs de ce type d'accident (1949).<sup>1</sup>

Dans le domaine étudié ici, la série post-werfenienne est ainsi manifestement décollée sur le substratum ante-trias moyen.

---

1 - Ainsi, parallèlement aux travaux de J. Goguel (1949) et à ceux de P. Bordet, le décollement général de la couverture subalpine fut souligné avec force par P. Fallot (1949). La notion de pli de couverture qui restait théorique dans le domaine alpin fut démontrée. On sait qu'en Provence, L. Lutaud (1924) avait démontré l'existence du décollement de la couverture sédimentaire et souligné l'existence de dislocations en tout point comparables.

Dans la région de Vieve et de Tende, la couverture formée par la série du Trias moyen au Priabonien - Oligocène repose directement sur les gneiss ou sur le terme permien et werfenien du tégument de celui-ci, par le Trias moyen, le Jurassique ou même le Crétacé. Au contact s'intercale généralement un niveau de cargneules, résultat de la cargneulisation vraisemblable d'une mylonite à base de gypse du Werfenien supérieur ou du Keuper.

Le Trias moyen est localement laminé comme au flanc Nord oriental du brachyanticlinal de Tende; Trias et Jurassique peuvent être ensemble laminés, comme il semble que cela soit le cas dans la région du torrent d'Armonde, au Nord Ouest de Tende. Le plus souvent cependant, lorsque le Crétacé supérieur repose directement sur le tégument, c'est à la suite d'une diverticulation interne locale entre Trias, Jurassique et Sénonien; c'est vraisemblablement le cas pour le dispositif observé dans le bassin de Vieve à la terminaison septentrionale du brachyanticlinal de Tende.

Les dislocations observées dans la région de Vieve-Tende ne sont pas à strictement parler de la tectonique de couverture; s'y fait sentir en effet très fortement l'action de la tectonique chevauchante liée à la mise en place des nappes qui se superposent à la tectonique de décollement de la couverture.

Dans le domaine compris entre Tende et Fontan, le décollement de la couverture post-werfenienne est le plus net.

Le versant rive gauche de la Roya, entre St Dalmas de Tende et Fontan offre une coupe naturelle (fig. 5) où l'on peut saisir très finement les caractères de cette tectonique, comparable à celle que P. Bordet a mise en évidence dans la couverture du dôme de Barrot.

Le décollement de l'ensemble de la couverture sédimentaire post-werfenienne s'est effectué au niveau des gypses du Werfenien supérieur, sur les pélites sous-jacentes qui couronnent la série gréseuse du Werfenien inférieur. La mylonite qui a pris naissance à la suite des mouvements relatifs du Trias moyen par rapport au Werfenien inférieur est un broyat de pélites, de dolomie triasique et de gypse qui a pu ultérieurement être cargneulisé quand son altération a été possible. Il en est toujours ainsi à l'affleurement et ce niveau mylonitique correspond aux "Cargneules inférieures" des auteurs dont il a été traité précédemment (vol. I, p. 85). La mylonitisation a atteint le plus souvent la base du Muschelkalk qui est ainsi brèchique sur plusieurs mètres (vol. I, fig. 4). La mylonite cargneulique est caractéristique de par la présence de débris de pélites du Werfenien supérieur; sa présence est le signe de l'existence de ce niveau de décollement basal et par voie de conséquence, du décollement de la couverture.



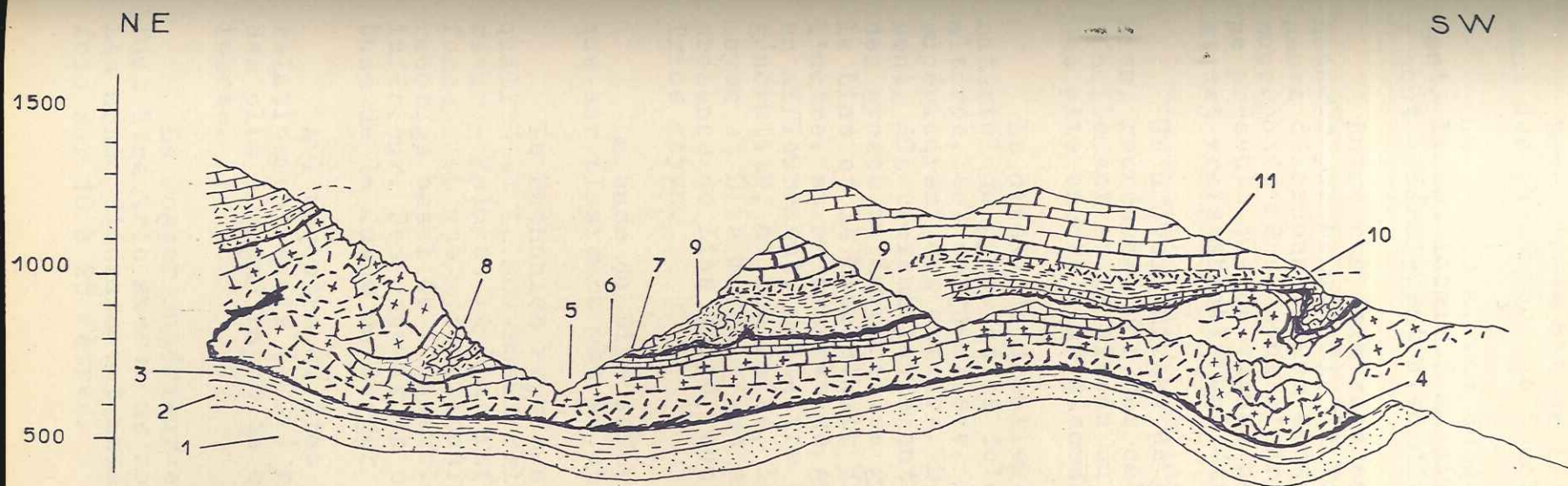


Fig. 5 - Coupes montrant les dislocations intercutanées de la couverture post-werfenienne et les relations de celle-ci avec le tégument permio-werfenien.

Tégument : 1 - Permien; 2 - Werfenien gréseux;  
 3 - Werfenien pélitique. Couverture post-werfenienne;  
 4 - Cargneules (en noir) et mylonite cargneulisée à la base du Muschelkalk; 5 - Muschelkalk; 6 - Keuper calcaréo-dolomitique; 7 - Cargneules (en noir) et mylonite cargneulisée à la base du Lias inférieur;  
 8 - Lias inférieur; 9 - Dogger écrasé et laminé;  
 10 - Mylonite à la base du Malm; 11 - Malm.

Dans l'ensemble de la couverture post-Werfenienne apparaissent des phénomènes de décollement différentiels remarquables.

Un second niveau de décollement joue un rôle très important. Il est localisé au niveau du Keuper grâce aux gypses qui y sont généralement bien développés.

Entre ces deux zones savon (pour employer le terme mis en honneur par L. Lutaud), le Muschelkalk est plissé d'une manière assez désordonnée. Des zones à plis très resserrés, couchés, superposés même, sont séparées par des domaines où le Muschelkalk ne présente que de vagues ondulations synclinales et anticlinales et est vraisemblablement étiré.

Un nouveau niveau de décollement se localise dans le Bathonien, représenté par des calcaires cariés. Entre ce niveau de décollement et le niveau du Keuper, le Lias très mince donne des plis encore plus désordonnés que ceux du Muschelkalk.

Le niveau de décollement du Keuper donne une mylonite à matériel de gypse et de dolomie triasique ou liasique qui, altérée, est cargneulisée. Il s'agit du niveau des "Cargneules supérieures" des auteurs. Des phénomènes secondaires se produisent, dus vraisemblablement à l'importance spatiale variable des gypses du Keuper: les gypses ont localement bourré entre le Lias et le Muschelkalk disharmoniques l'un par rapport à l'autre, et on observe de grosses masses de cargneules, du moins en affleurement, peut-être de gypse en profondeur. Dans la généralité, au contraire, le mouvement relatif entre Trias moyen et Lias moyen s'est effectué avec friction et on note la présence de Lias broyé, conservé au coeur des synclinaux de Trias moyen.

La base du Lias inférieur est toujours fortement bréchique sur plusieurs mètres et très souvent cargneulisée.

Le Bathonien représente un "niveau savon" de mauvaise qualité et le mouvement relatif entre l'ensemble Dogger supérieur - Malm et le Lias inférieur s'est toujours effectué en force d'où une mylonitisation générale du Bathonien et un rabotage basal de l'ensemble Dogger-Malm et sommital du Lias inférieur. Des copeaux de celui-ci apparaissent ainsi à la base de la masse du Dogger supérieur - Malm.

A l'encontre du Lias inférieur et du Trias moyen, le Malm relativement épais (200m) n'a donné, en règle générale, que des plis à grand rayon de courbure. Il se montre ainsi, assez inerte.

Le Dogger supérieur est fortement écrasé, broyé même. Il faut être très averti de son microfaciès pour le reconnaître. Les zones d'écrasement intéressent ainsi la base du Malm, parfois sur 10 à 20 mètres.

Il faut noter que le niveau de décollement du Bathonien ne comportant pas de gypse originellement, la mylonite n'a pas évolué à l'altération en cargneule, sauf lorsque le gypse du Keuper est devenu intrusif dans la couverture liasique et que les dislocations locales intenses ont conduit à la coalescence des zones de décollement.

Il apparaît donc :

- que la couverture sédimentaire est décollée sur le tégument du socle au niveau du Werfenien supérieur
- qu'entre le Socle et son tégument, présentant dans ce domaine des ondulations anticlinales et synclinales adoucies et le Malm rigide affecté de plis à grand rayon de courbure, on observe à la faveur de niveaux de décollement préférentiels une indépendance tectonique du Trias moyen et du Lias inférieur 1". Comme le faisait remarquer dernièrement J. Aubouin (1961), dans ce type de structure de couverture, chaque niveau est décollé par rapport à l'autre.

On observe dans ce domaine compris entre Tende et Fontan la réalisation d'une structure intercutanée typique.

Le Malm, comme on vient de l'exposer, ne donne que des structures anticlinales ou synclinales à long rayon de courbure, parfois affectées d'accidents cassants. Le Crétacé inférieur lui est intimement lié.

La voûte du Malm est affectée par de nombreuses failles de faible rejet qui conduisent au morcellement du Crétacé inférieur en horsts et grabens qui n'ont parfois que quelques mètres. Ce dispositif est d'autant plus accentué que les plis sont abrupts et dissymétriques comme ceux que l'on peut mettre en évidence dans la région de Sospel; l'anticlinal du Joug de l'Aigle est à cet égard très caractéristique (fig. 6). Le Crétacé inférieur est réparti au flanc Nord en une suite de gradins qui posent à l'échelle du levé au 20.000<sup>e</sup> des problèmes cartographiques bien souvent insolubles.

Le Crétacé supérieur reste adhérent au Crétacé inférieur dans la majorité des cas, mais il est impliqué de par sa grande souplesse et sa puissance considérable, dans des dislocations disharmoniques généralisées.

Le décollement du Crétacé supérieur, soit au niveau des marnes du Cénomaniens dans l'aire de répartition de celles-ci

- 
- 1" - L'intensité et l'homogénéité du plissement autonome du Trias moyen sont vraisemblablement liées à la facilité avec laquelle sa surface structurale a pu jouer grâce au Keuper, bien plus qu'à son décollement basal. La preuve en est dans les dislocations du Lias inférieur où le plissement désordonné et le rabotage sommital proviennent du fait que le Bathonien est un niveau savon imparfait.

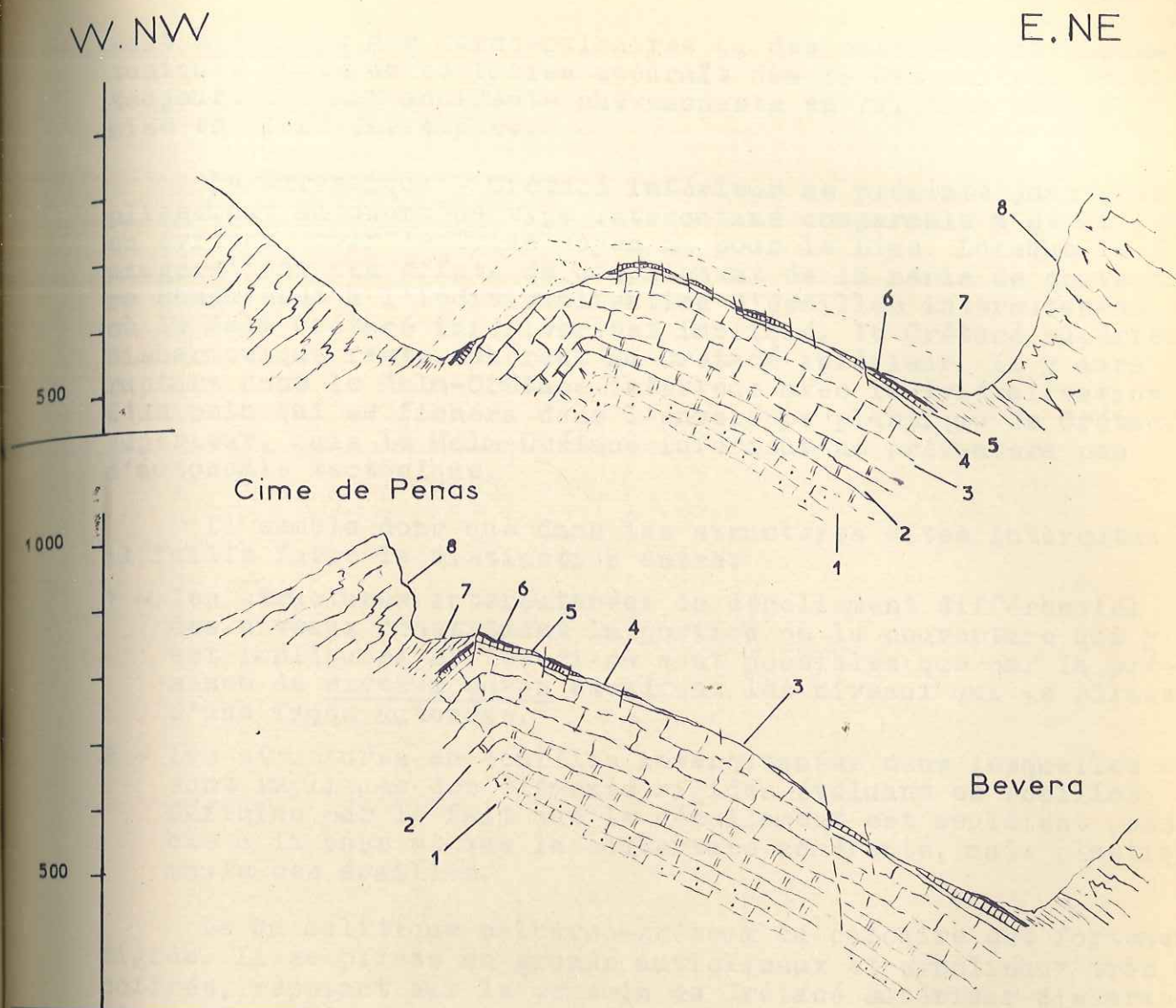


Fig. 6 - Coupes de la voûte de l'anticlinal du Joug de l'Aigle - Cime de Pénas.

A - Coupe par l'éperon du Joug de l'Aigle

B - Coupe par la cime de Pénas

1 - Dogger; 2 - Malm inférieur; 3 - Malm supérieur; 4 - Valanginien inférieur; 5 - Néocomien (Valanginien supérieur, Hauterivien et Barrémien); 6 - Gault et Cénomaniens inférieur; 7 - Cénomaniens; 8 - Cénoniens.

soit à la base des marno-calcaires ou des calcschistes planctoniques lorsque ce faciès apparaît dès le Cénomanién, semble toujours lié aux accidents chevauchants en relation avec la mise en place des nappes.

Le Jurassique - Crétacé inférieur ne présente jamais un plissement autonome de type intercutané comparable à celui mis en évidence pour le Trias moyen ou pour le Lias. Lorsque les exagérations des effets de décollement de la série de couverture conduisent à l'individualisation d'écaillés intercutanées où le Malm Crétacé inférieur est impliqué, le Crétacé supérieur disharmonique reste adhérent au Crétacé inférieur. Il y aura rupture dans le Malm-Crétacé inférieur avec individualisation d'un coin qui se fichera dans l'enveloppe plastique de Crétacé supérieur, mais le Malm-Crétacé inférieur ne présentera pas d'autonomie tectonique.

Il semble donc que dans les structures dites intercutanées il faille faire la distinction entre:

- 1 - les structures intercutanées de décollement différentiel des niveaux constituant la portion de la couverture qui y est impliquée; celles-ci ne sont possibles que par la présence de niveaux savon encadrant les niveaux qui se plissent d'une façon autonome.
- 2 - les structures en écaillés intercutanées dans lesquelles sont impliqués des éléments rigides évoluant en écaillés définies par le fait que le décollement est seulement possible à la base et que la couverture adhérente, mais plastique moule ces écaillés.

Le Nummulitique calcareo-gréseux ou calcaire est fortement rigide. Il se plisse en grands anticlinaux et synclinaux très coffrés, reposant sur le coussin de Crétacé supérieur disharmonique. Ses plis conservent une large indépendance vis-à-vis de ceux du Crétacé supérieur.

Le Priabonien marno-calcaire reste intimement lié au Lutétien supérieur - Bartonien, mais le Flysch très plastique est à son tour impliqué dans des dislocations disharmoniques de vaste ampleur.

La tectonique chevauchante liée à la mise en place des nappes est marquée par la rupture au niveau du Nummulitique avec amortissement de l'accident dans le Sénonien disharmonique.

Le Flysch qui a une tendance à se décoller de son substratum priabonien à la moindre sollicitation donne des éléments chevauchants d'ampleur toute locale.

Dans le domaine où il est relativement réduit, le Nummulitique, sous l'action de la tectonique chevauchante, liée à la mise en place des nappes donne des plis couchés très aigus

où le Sénonien reste pincé au coeur des anticlinaux. L'ensemble constitue des termes chevauchants par clivage au sein du Sénonien.

Dans le domaine au Sud de Saorge, le décollement principal paraît avoir eu lieu à la base du Jurassique sur les gypses du Keuper particulièrement importants soit originellement, soit par bourrage tectonique. Le décollement s'est accompagné d'un rabotage basal qui peut être considérable puisque le Nummilitique repose localement sur ces gypses. Le dispositif avec bourrage des gypses du Keuper et rabotage basal intense s'observe dans la région de Breil et de Sospel, là où d'ailleurs on note l'existence d'accidents en écailles de type intercutané.

#### B - La tectonique de couverture proprement dite

La couverture sédimentaire est impliquée dans une tectonique de décollement; il est tentant de faire intervenir la gravité et d'envisager indépendamment le socle et cette couverture. Il ne peut en être ainsi, car toutes les données convergentes précisent que, même dans leur indépendance, socle et couverture sont, au point de vue de la genèse de leur structure propre, étroitement liés.

Le domaine étudié se situe à la terminaison Sud orientale du massif de l'Argentera-Mercantour, c'est-à-dire, comme il a été souligné précédemment, là où les structures du socle s'ennoient sous la couverture avec une forte inflexion axiale. On doit donc envisager, en fonction de l'allongement du massif cristallin-cristallophyllien, trois domaines: le domaine marginal interne, correspondant à l'ennoyage latéral Nord-Ouest du massif, le domaine axial représenté par l'ennoyage axial du massif, le domaine marginal externe auquel appartient l'élément structural nommé Arc de Nice.

Le massif de l'Argentera-Mercantour ne correspond pas, en effet, à une coupole dont la couverture décollée présente des dislocations divergentes depuis son coeur.

#### I - La tectonique de la couverture post-werfenienne dans le domaine de l'ennoyage axial du massif de l'Argentera-Mercantour.

Le domaine envisagé correspond à la région comprise entre la source de la Roya, aux abords du col de Tende, et Fontan.

##### Les faits

- 1 - La couverture sédimentaire vient se pincer dans les accidents du socle. Entre le val de Caramagne et le bord nord du brachyanticlinal de Tende ou de celui de la Valmasque, la couverture post-werfenienne conservée

dans l'ensellement du socle qui est la prolongation du synclinal de Barsenzane est impliquée vers le Nord Ouest dans les accidents du socle lui-même. Apparemment indépendante du socle du fait de son décollement manifeste, elle est aussi apparemment en place.

- La couverture post-werfenienne n'est représentée dans le synclinal de Vei del Bouc et dans l'accident des Rocche dell'Asino que par des cargneules; celles-ci étant le terme d'altération de la mylonite de base, soulignant le décollement de la couverture.
  - Dans le synclinal composite de Barsenzane on note la présence de cargneules et de dolomies triasiques, pincées en synclinal. Là encore on a la preuve du décollement du Trias moyen.
  - Plus au Sud Est, dans le synclinal de Barsenzane, chevauché par les gneiss du pli faille de Rocca dell'Abisso, on peut observer l'existence de dislocations intercutanées affectant le Trias moyen: celui-ci dessine en effet des replis aigus indépendants du Jurassique et du Crétacé, ployés en un synclinal bien coffré.
  - Dans l'ensellement synclinal entre l'envoyage de l'anticlinal de Rocca dell'Abisso et le dôme anticlinal de la Valmasque, sur la transversale du massif de Peira-cuerta, les dislocations intercutanées affectant le Trias moyen apparaissent, à la bordure Sud occidentale, dans la prolongation des précédentes.
  - A la retombée Sud occidentale du brachyanticlinal de Tende, là où les plis du socle sont fortement accentués (anticlinal et synclinal déversés du col Lubayre) on note que la couverture a une nette tendance à être pincée dans les synclinaux du socle.
- 2 - Au Sud de St Dalmas, les anticlinaux et synclinaux du socle sont plus adoucis; c'est là que s'observent les dislocations intercutanées typiques qui ont été décrites plus haut.

On constate qu'au niveau des ondulations anticlinales du socle, le Trias moyen et le Lias ne présentent pas de replis disharmoniques; Trias moyen et Lias au contraire sont étirés. Au niveau des ensellements synclinaux par contre, la structure intercutanée typique est représentée: il y a un déferlement de plis superposés.

Les axes des anticlinaux et synclinaux des dislocations intercutanées ont des directions homogènes sensiblement orientées Nord Ouest - Sud Est, concordantes avec celles des anticlinaux et synclinaux du socle.

La relation entre la tectonique de la couverture et la tectonique du socle.

La tectonique de la couverture ne peut être une tectonique de pure gravité. Si celle-ci intervient, ce n'est que d'une façon secondaire, et il faut faire appel à une tectonique tangentielle.

Les dislocations de la couverture se moulent sur les dislocations du socle dont le rôle dans leur genèse est primordial.

La couverture est manifestement décollée; on doit donc se demander si elle moule les dislocations du socle après avoir subi un déplacement longitudinal important ou si il y a seulement une grandiose disharmonie.

- Dans le premier cas, il faudrait admettre que la couverture s'est décollée et a glissé dans le sens apparent de poussée des mouvements tangentiels affectant le socle. Elle aurait ainsi épousé, à la suite d'une certaine translation, les dislocations du socle dans lesquelles elle serait venue se pincer.

Cette conception conduit à envisager l'autonomie de la tectonique du socle et de celle de la couverture en ce qu'elle exige, pour la couverture, des poussées tangentielles indépendantes de celles qui ont affecté le socle; cette tectonique tangentielle affectant la couverture devant être en avance sur celle intéressant le socle, ce qui est peu vraisemblable.

L'identité entre les axes des dislocations du socle et ceux des accidents de la couverture milite peu en faveur de cette hypothèse.

- Dans le second cas, la tectonique du socle, le décollement et les dislocations intercutanées de la couverture sont synchrones. Le raccourcissement du socle, du fait du plissement et des chevauchements correspond au raccourcissement de la couverture décollée, du fait de l'individualisation des plis intercutanés. On doit admettre, suivant une transversale, que les phénomènes afférant à la couverture d'une part, et au socle d'autre part, se sont réalisés entre deux points marginaux opposés où socle et couverture étaient fixes l'un par rapport à l'autre.

Cette conception conduit à admettre un type particulier de tectonique de revêtement: une tectonique de revêtement avec décollement différentiel de la couverture sédimentaire, créant une fausse tectonique de couverture.

Il faut remarquer que cette conception conduit en outre à envisager une tectonique profonde intéressant essentiellement sous le Jurassique, le socle et la série ante-Jurassique,



et s'estompant progressivement vers le haut dans le Jurassique. C'est en quelque sorte une tectonique sous épidermique où le socle a un rôle primordial. Cette tectonique n'intéresse les séries jurassiques et post-jurassiques que lorsque l'exagération des dislocations du socle conduit à l'intrusion d'une portion de celui-ci à travers la couverture jurassique et post-jurassique.

On doit faire remarquer un point troublant qu'il conviendra d'expliquer: la quantité de couverture de Trias et de Lias envisagée dans le sens de refoulement des plis après son dépliement, est comparable à celle déduite pour le socle lui-même après dépliement; les dislocations dans le Trias et le Lias sont localement très resserrées, mais entre ces zones à plis déversés et superposés, on note l'existence de zones peu ou pas plissées, étirées même; dans le socle, les plis sont généralement adoucis, correspondant à un raccourcissement faible, mais localement les dislocations très accentuées et chevauchantes marquent un raccourcissement important, si bien que dans l'ensemble cela revient au même et le problème de la place ne se pose pas pour la couverture de Trias et de Lias. Il n'en est pas de même pour le Jurassique qui reste faiblement plissé. Si l'on considère les transversales entre les sources de la Roya et Fontan, on est obligé d'admettre qu'il y a moins de couverture jurassique que de couverture de Trias et de Lias ou de socle. Comme conséquence, il faut admettre que le Jurassique ait subi une translation importante par rapport à la couverture Lias-Trias. Le décollement du Jurassique est manifeste comme on l'a vu, et son déplacement différentiel expliquerait l'importance de la mylonite de base, notamment celle intéressant le Dogger. Le déplacement se serait fait avec friction, ce qui explique que le Barthonien ait joué le rôle de couche savon, bien que n'étant pas originellement plastique, par le seul fait qu'il l'était relativement plus que le Lias et le Dogger supérieur.

## II - La tectonique de la couverture post-werfenienne à la marge Nord orientale du massif de l'Argentera-Mercantour.

L'accident profond du col de Tende qui se suit jusqu'aux abords de la pointe Bussaia marque dans ce domaine l'envoyage marginal brusque du massif cristallin sous la couverture sédimentaire. Au-delà de la pointe Bussaia, dans la région du Chiamossero, cet envoyage est progressif. La couverture post-werfenienne s'immerge vers le Nord Est sous le Parautochtone, enveloppant vraisemblablement vers le Nord Est un rameau de l'anticlinal de Rocca dell'Abisso. Dans cette région du Mt Chiamossero, l'existence des niveaux mylonitiques cargneulisés à la base du Trias moyen et entre celui-ci et le Jurassique sont le signe d'un décollement de la couverture d'une part, du décollement du Jurassique par rapport au Trias moyen d'autre part. On n'a là aucune indication quant au sens du décollement et à son ampleur. Les accidents liés à la mise en place des nappes sont seuls marqués dans la couverture (P. Fallot et M. Lanteaume, 1956).

Dans le massif de la pointe de Bussaia, la structure est fort complexe (P.Fallot et M.Lanteaume 1955, A.Faure-Muret et P.Fallot 1957, pl.I, coupe VII). (Fig.7).

Le Permien de la cîme de Salante supporte le Werfenien qui lui est adhérent, à pendage de 80° nord passant à Nord Est. Ce werfenien souligne la retombée brusque du flanc Nord oriental de l'anticlinal de Rocca dell'Abisso. Contre ce Werfenien viennent s'appuyer des cargneules puis du Jurassique répétés par des accidents de détail. Ce Jurassique est suivi par du Néocomien vertical, puis par le Sénonien très froissé dessinant un synclinal aigu. Au flanc nord du synclinal on retrouve le Néocomien et le Jurassique légèrement déversé au Nord. Contre cet ensemble vient s'appuyer, avec un contact convexe vers le Sud, l'élément de la pointe Bussaia, comportant un synclinal de Nummulitique couché vers le Sud, mais affecté de faux replis anticlinaux déversés vers le Nord. Le flanc nord de ce synclinal est formé par la série qui repose sur le Permien ou les gneiss de la lèvre nord de l'accident profond du col de Tende.

Dans ce domaine, rien n'indique un décollement marginal du côté externe du massif, tout au contraire. La couverture sédimentaire, légèrement décollée, est pincée dans un accident chevauchant du Socle et de la couverture elle-même. L'allure convexe du contact anormal et les faux anticlinaux à sens apparent de poussée vers le Nord sont dûs à des accidents secondaires liés peut-être à une phase de relaxation affectant l'arrière du massif à la suite de son individualisation.

Plus au Sud Est, dans le domaine des sources de la Roya, la couverture sédimentaire décollée moule les accidents du socle et s'y pince même localement comme il ressort des données de surface et de celles apportées par le percement du tunnel ferroviaire. Là encore les accidents de la couverture sont en étroite relation de genèse avec ceux du socle, et on ne peut y voir un décollement indépendant de la couverture orienté vers l'extérieur du massif ancien, ni d'ailleurs un décollement de vaste ampleur dirigé vers le Sud Ouest. Le problème est toujours le même: la couverture décollée de façon indubitable est à sa place sur le socle et le tégument par rapport auxquels il n'y a qu'une disharmonie.

### III - La tectonique de la couverture post-werfenienne à la marge Sud-occidentale du massif de l'Argentera-Mercantour.

L'ennoyage latéral du massif ancien à sa marge Sud occidentale s'effectue très calmement à hauteur de Fontan. Le flanc Sud Ouest de l'anticlinal de la Causegua supporte la couverture sédimentaire post-werfenienne. Le Trias et le Lias s'enfoncent sous la série jurassique et crétacée au versant

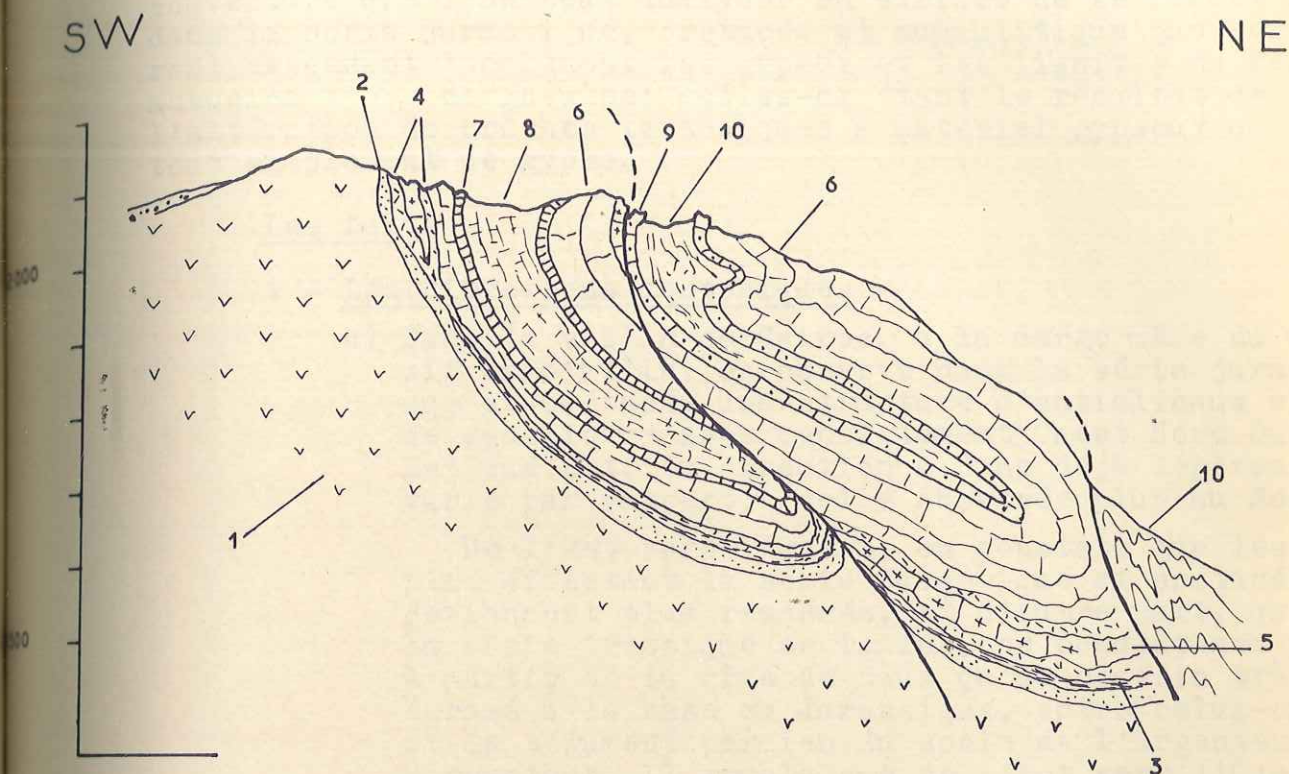


Fig. 7 - Coupe de la Pointe Bussaia, d'après P. Fallot et M. Lanteaume (1955) et A. Faure-Muret et P. Fallot (1956).

- 1 - Permien; 2 - Werfenien gréseux;
- 3 - Werfenien pélitique; 4 - Cargneules;
- 5 - Trias moyen; 6 - Malm; 7 - Néocomien;
- 8 - Sénonien; 9 - Nummulitique (Bartonien)
- 10 - Flysch.

nord du vallon de Cairos et le Trias moyen et inférieur ne réapparaîtra plus. Le Trias supérieur et le Lias inférieur ne seront visibles qu'à la faveur d'accidents particuliers ("diapirs" de Breil et de Sospel). Les dislocations de la couverture que l'on peut analyser en surface ne se feront que dans la série jurassique, crétacée et nummulitique que perceront cependant localement les gypses et les lignites du Keuper, associés à des cargneules; celles-ci étant le résultat de l'altération de brèches tectoniques à matériel gypseux ou tout simplement de gypse.

### Les faits

#### 1 - Les directions tectoniques

- a) Dans le vallon de Cairos, à la marge même du massif cristallin, on observe dans la série jurassique et crétacée une structure d'anticlinaux et de synclinaux axés sensiblement Ouest Nord Ouest - Est Sud Est. La direction a donc déjà légèrement varié par rapport à celle observée plus au Nord.

De l'Est vers l'Ouest, on constate que les plis affectant la série jurassique et crétacée deviennent plus resserrés, et d'autre part, que la série triasique se lamine, ne constituant plus à partir de la cime de Raus qu'un coussin très écrasé à la base du Jurassique, entre celui-ci et le tégument permien du socle de l'Argentera-Mercantour. Il semble que de l'Est vers l'Ouest, l'indépendance entre socle-tégument et couverture croisse et que se réalise progressivement une véritable tectonique de couverture.

- b) Entre le Cairos et le chaînon cime de Peras - Mt Meras - Mt des Ours, situé au Sud Ouest de Sospel, la tectonique de la couverture est complexe du fait de la superposition à la tectonique de couverture proprement dite, d'une part d'une tectonique chevauchante liée à la mise en place des nappes, d'autre part, d'une tectonique postérieure à chacune d'entre elles, qui bouleversent toutes deux les directions primitives des axes.

Compte tenu de l'effet de ces tectoniques secondaires, on peut très bien mettre en évidence les accidents primaires de la couverture.

- Entre Saorge et Breil, malgré la tectonique cassante et de serrage s'orientant Nord Est - Sud Ouest et la tectonique chevauchante des massifs de l'Arpette et du Forquin, on peut mettre en évidence dans le Jurassique et le Crétacé inférieur, tout au long de la vallée de la Roya, les plis relativement adoucis orientés Nord Ouest - Sud Est à Ouest Nord Ouest Est Sud Est. Les plis dans le Nummulitique

ont la même direction: le synclinal de la Béole est axé sensiblement Nord Nord Ouest - Sud Sud Est; les anticlinaux et synclinaux affectant le Nummulitique de la marge orientale de l'Autochtone ont leur axe orienté Nord Ouest - Sud Est.

- Au Sud Est de Breil, les accidents primaires se suivent encore fort bien, mais ils sont fortement gauchis par la tectonique secondaire.

Les plis affectant le Sénonien et le Nummulitique du massif de l'Aution Ventabren s'infléchissent pour passer d'une direction Nord Ouest - Sud Est à une direction Nord Nord Ouest - Sud Sud Est. Dans leur prolongation, les synclinaux de Sospel, très déformés par la tectonique secondaire s'orientent sensiblement Nord Sud.

L'anticlinal du Razet affectant le Jurassique et le Crétacé, le synclinal de Crétacé supérieur de l'Albarée et le système anticlinal du Grammondo à matériel triasique (Keuper), jurassique et crétacé, s'orientent sensiblement Nord Nord Ouest - Sud Sud Est.

Plus au Nord Est et à l'Est, les synclinaux nummulitiques de Piene et de Libri ont leurs axes orientés Nord Nord Ouest - Sud Sud Est. Ces directions s'infléchissent vers le Sud et les synclinaux et anticlinaux de la Mortola s'orientent Nord Sud.

- Le chaînon cime de Penas - Mt Meras - Mt des Ours qui limite au Sud Ouest la zone "diapirique" de Sospel s'allonge Nord Nord Ouest - Sud Sud Est. Il est constitué par un anticlinal très coffré de Jurassique et Crétacé ayant une tendance à évoluer en dislocation intercutanée sur son flanc sud ouest.

- c) Au Sud Ouest du chaînon cime de Penas - Mt Meras - Mt des Ours, on observe d'une part le synclinal de Nummulitique du Braus dont l'axe s'oriente Nord Nord Ouest - Sud Sud Est, et l'écaille intercutanée de la Graye à allongement identique.

## 2 - Le rôle du Trias

Le Keuper essentiellement gypseux apparaît seul dans des accidents vraisemblablement liés à la tectonique secondaire, mais on doit admettre que, dès les dislocations primaires de la couverture, il jouait un rôle important. Il est en effet vraisemblable qu'il a permis le décollement et la translation de couverture jurassique et post-jurassique et qu'on lui doit l'individualisation des écailles intercutanées. Son rôle intrusif, "diapirique" est

lié à la tectonique secondaire, mais son rôle de niveau savon appartient à la tectonique de couverture proprement dite. Le décollement au niveau du Jurassique s'est vraisemblablement accompagné d'un bourrage des gypses.

### 3 - L'autochtone de la région de Menton

B. Gèze (1961) a précisé qu'il fallait considérer les régions du Mt Boron (aux abords de Nice), du cap Ferrat, de Menton à partir du cap Martin, comme appartenant à "un autochtone au moins relatif situé en avant du front des chaînons arqués". Cet auteur envisage que ce domaine correspond à l'extension du revêtement des Maures qui s'y poursuit en continuité depuis la zone de Vence.

B. Gèze a en outre insisté sur le fait que pour l'Arc de Nice, et vraisemblablement l'ensemble des chaînes subalpines, la nappe de refoulement constituée par la couverture décollée s'enracinait à son front.

On peut admettre avec cet auteur que la région de Menton représente l'un des domaines où s'effectue l'enracinement frontal de la couverture décollée.

#### La conception

Le socle et son tégument permien et werfenien n'apparaissent nulle part, ni le Trias moyen. Il est bien difficile d'envisager leurs dislocations. Il semble que, dans tout ce domaine situé à la marge sud ouest du massif ancien, les données fondamentales soient l'indépendance de la couverture post-jurassique grâce aux gypses du Keuper et l'apparition de dislocations en écailles intercutanées affectant le Jurassique.

La couverture post-jurassique présente, jusqu'à la région de Sospel, une structure en plis peu accentués et ce n'est qu'à partir de cette région qu'apparaissent les dislocations en écailles intercutanées, en liaison peut-être avec le refoulement maximum du Keuper gypseux. Dans la région de Breil où s'observe ainsi un amas gypseux important, il est possible qu'on ait l'ébauche de dislocations en écailles intercutanées, mais les effets de la tectonique secondaire empêchent de prendre une position précise quant à leur existence réelle.

#### Conclusions

Il faut essayer de fondre dans un ensemble cohérent les diverses données recueillies quant à la tectonique de couverture proprement dite, en vue de proposer une conception générale du phénomène. B. Gèze (1961) avait envisagé deux hypothèses pour expliquer le mécanisme de la tectonique de la couverture: l'une admettant le glissement par

Fig. 8 - Profil établi entre la marge interne du massif de l'Argentera-Mercantour et la marge externe du domaine Maures-Estérel, montrant schématiquement le dispositif né de la tectonique socle-couverture primaire.

I - Socle et Tégument - II - Couverture sédimentaire :

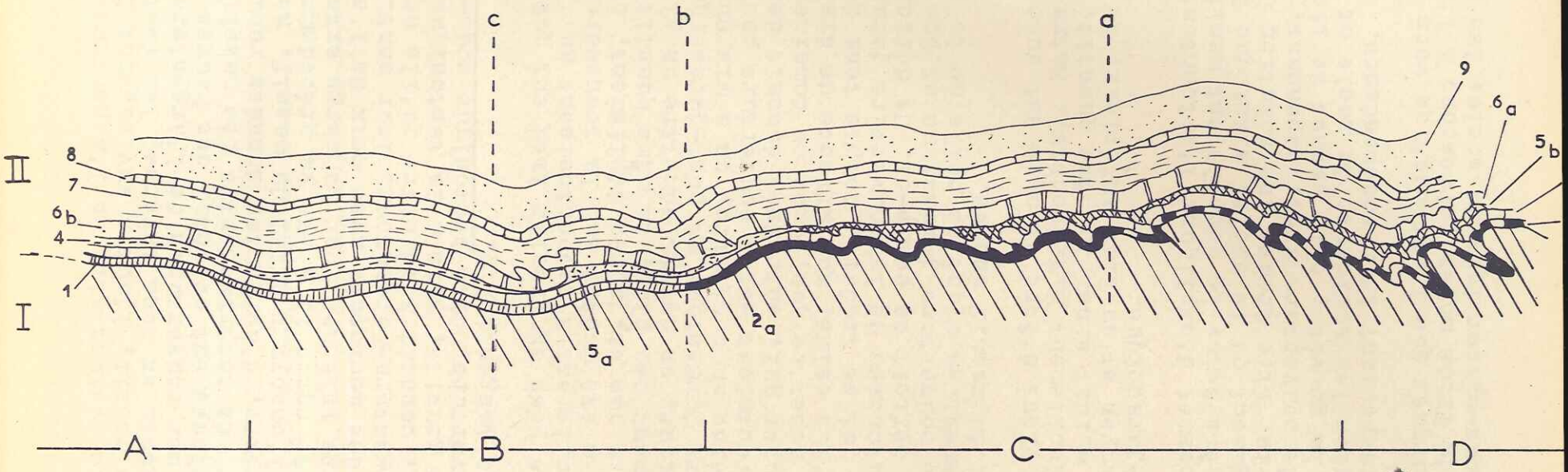
1 - Werfenien supérieur calcaréo-dolomitique et gypseux; 2 - Werfenien supérieur calcaréo-dolomitique et base du Muschelkalk mylonitisé et cargneulisé (2a, domaine où la couverture décollée grâce à ce "niveau savon" est apparemment en place, pincée dans les dislocations du socle-tégument; 2b, domaine où le Muschelkalk présente des dislocations intercutanées typiques); 3 - Muschelkalk; 4 - Trias supérieur et Lias inférieur; 5 - Niveau de décollement à la base du Jurassique (5a, domaine où ce niveau est constitué par le Trias supérieur mylonitisé et cargneulisé; 5b, domaine où ce niveau est constitué par le Trias supérieur, le Lias inférieur et le Dogger mylonitisé et cargneulisé); 6 - Jurassique et Crétacé inférieur (6a, domaine où le Lias inférieur et le Dogger ne sont pas impliqués dans la zone de décollement; 6b, domaine où le Lias inférieur et le Dogger appartiennent au niveau de décollement); 7 - Crétacé supérieur; 8 - Complexe inférieur du Nummulitique; 9 - Complexe supérieur (Flysch).

- a - Limite extrême du domaine où la couverture décollée est apparemment en place, pincée dans les accidents de socle-tégument.
- b - Limite externe du décollement du Muschelkalk (zone d'amortissement frontal).
- c - Limite externe du décollement du Jurassique (zone d'amortissement frontal).
- A - Domaine Maures - Estérel
- B - Ensellement du socle entre Maures - Estérel et Argentera-Mercantour
- C - Domaine de l'Argentera-Mercantour
- D - Ensellement entre Argentera-Mercantour et domaine pennique.

89 Ler

SW

NE



Univ. J. Fourier - O.S.U.G.  
 MANSION DES SCIENCES  
 100 RUE DE LA PHOENIX  
 BP. 55  
 F. 38041 GIEVRE CEDEX  
 TEL. 04 76 63 34 21 - Fax 04 76 63 34 22  
 Made in France



gravité de la couverture sédimentaire de l'Argentera-Mercantour après soulèvement de ce massif, l'autre envisageant la possibilité de deux décollements en sens inverse, les festons résultant de l'accumulation des couvertures de l'Argentera-Mercantour d'une part, du prolongement oriental des Maures d'autre part, dans la zone déprimée comprise entre ces massifs. La tectonique de la couverture, d'après les données recueillies sur la transversale de l'ennoyage axial du massif, ne peut être une tectonique de gravité comme il a été vu précédemment. Il en est de même à la marge interne. Pour la marge externe l'homogénéité de direction des accidents avec ceux de l'ennoyage axial du massif de l'Argentera-Mercantour, leur continuité par le domaine oriental, conduit à admettre qu'ils ne sont pas dus à une tectonique de gravité, mais à la tectonique mixte de revêtement et de couverture, dite tectonique sous-épidermique à base de tectonique tangentielle.

Le problème qui se pose en premier lieu est que ces dislocations à base de décollement s'autochtonisent au front et à la partie interne. Il a été montré sur la transversale de l'ennoyage axial du socle que si, après dépliement, on trouvait dans le sens de refoulement des plis, la même quantité de socle que de couverture triasique, on devait admettre un glissement en avant de la couverture jurassique et post-jurassique. Dans le domaine marginal externe au contraire, on a mis en évidence que les dislocations affectaient cette couverture post-jurassique, décollée sur le Keuper qui, entraîné, donnait des bourrages importants. On peut admettre que, dans ce domaine, le Trias moyen est au contraire plus calme, non affecté de dislocations de type intercutané; ce qui se traduit, compte tenu de l'intensité des dislocations autonomes de la couverture jurassique et post-jurassique, par un déficit de celle-ci. Ce déficit étant compensé par l'apport de couverture jurassique et post-jurassique fourni par le glissement en avant de celle de la transversale de l'ennoyage axial du massif ancien.

La conception qui vient d'être exposée est donc fondée sur une tectonique de décollement différentiel. Entre les deux zones autochtones, il y aurait ainsi la même quantité de socle, de couverture du Trias moyen et du Lias inférieur, de couverture jurassique et post-jurassique.

Cette conception permet d'expliquer l'autochtonie frontale et radicale et en même temps le décollement manifeste de la couverture sur le tégument ou le socle, ainsi que les décollements différentiels. Elle trouve une solution à l'existence d'une tectonique de couverture avec, cependant, impossibilité de faire appel à la gravité; elle permet de lier dans le même processus de genèse les accidents du socle et ceux de la couverture, tout en respectant leur indépendance.

Il faut faire remarquer que l'atténuation vers l'extérieur des dislocations du Trias moyen correspond à l'atténuation de la tectonique sous-épidermique du socle: les accidents

chevauchants et très pincés de la partie interne passent à des accidents qui s'estompent de plus en plus dans l'ensellement qui apparaîtra entre le massif ancien de l'Argentera-Mercantour et le massif des Maures et sa prolongation (hypothétique). Par contre, dans cet ensellement, la couverture post-triasique décollée et sollicitée, déferlera en plis aigus.

### C - La tectonique liée à la mise en place des nappes

La marge orientale et nord orientale de l'Autochtone est affectée par une série d'accidents chevauchants qui se moulent entre le col de Tende et Saorge sur la terminaison du massif ancien, puis débordent largement vers l'Ouest, au Sud de celle-ci.

### I - Les accidents chevauchants entre le col de Tende et le riu Freï. (Fig. 9 et 10)

#### Les faits

A la pointe Bussaia dont l'accident socle-couverture a été décrit précédemment, le flysch noir de la série autochtone repose directement sur la série jurassique pincée en synclinal. Ce flysch appartient à la grande masse de flysch du fort Pernante qui est en contact avec le sénonien entre le vallon Salanto et le pied sud est du fort Pernante où s'intercale localement un peu de Bartonien laminé. Au-delà, jusqu'au fort de Morgon, le contact est à nouveau direct entre le flysch et le Sénonien. Au fort de Morgon, le flysch repose en contact apparemment anormal sur le Bartonien qui s'intercale entre lui et le Sénonien. Au-delà, jusqu'aux cabanes Saffre, situées à proximité du croisement entre la route militaire du col de Tende et la route nationale, le flysch repose à nouveau sur le Sénonien. A hauteur de ces cabanes Saffre, on peut observer un peu de Bartonien adhérent au Sénonien.

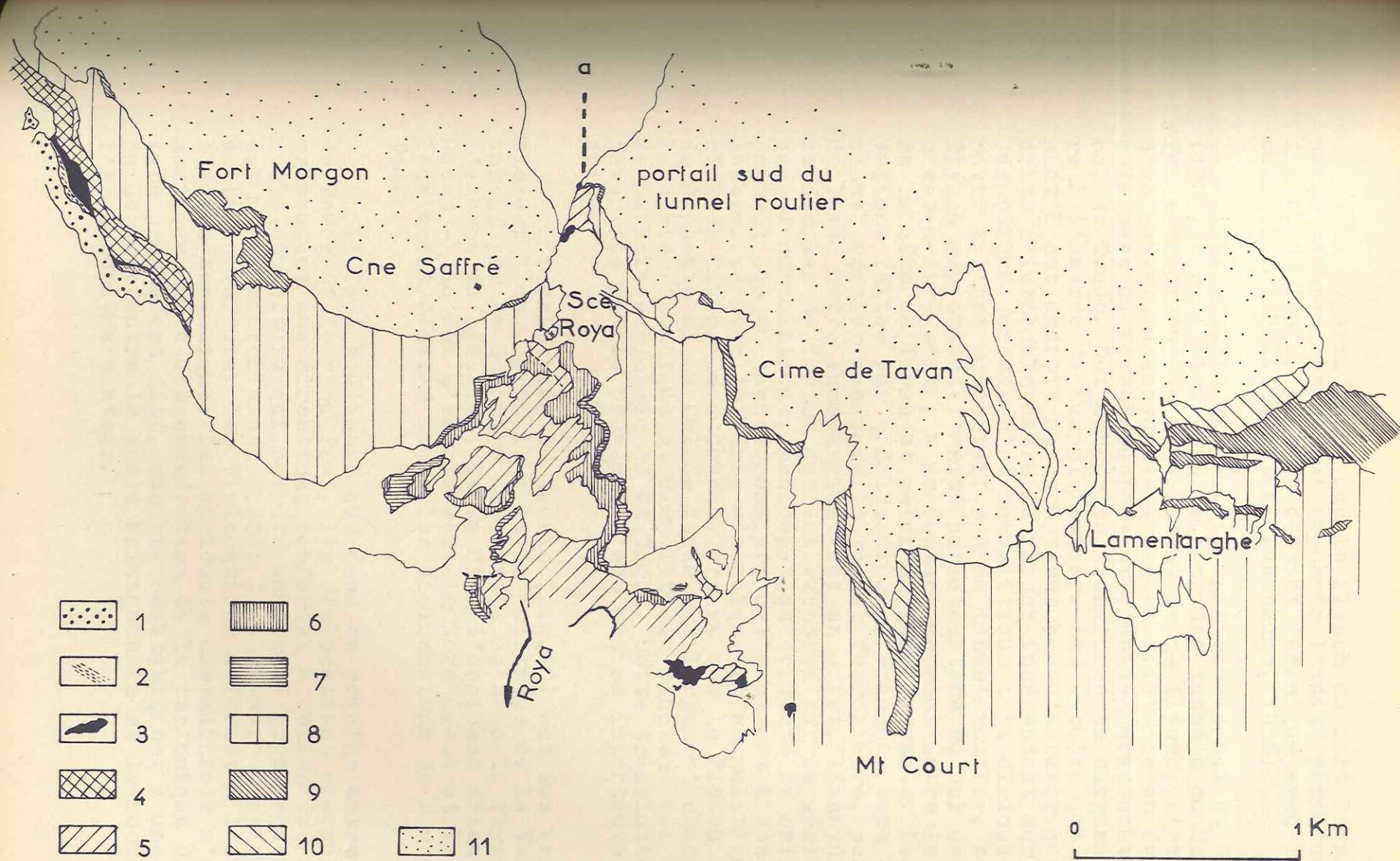
A l'entrée du tunnel routier du col de Tende, le flysch est nettement décollé sur la série jurassique, crétacée et nummulitique disloquée comme on peut l'observer dans le vallon situé à l'Est du portail sud du tunnel. (Voir vol. I, fig. 21).

En rive gauche du vallon de Roya, au droit de la source de la Roya, le flysch repose sur le Crétacé supérieur très disloqué. Le contact anormal s'atténue semble-t-il progressivement: le flysch d'abord en contact mécanique avec le Bartonien de la Cîme de Tavan est apparemment à sa place sur le Priabonien au niveau du Mt Court.

A l'Est du Mt Court, dans le val de Lamentargue, le flysch repose de nouveau en contact anormal sur le Sénonien. Plus à l'Est se développent les accidents de la Pie où on observe, d'une part, un écaillage du Sénonien et du Nummulitique, d'autre part, le décollement local du flysch.

Fig. 9 - Carte géologique des abords méridionaux  
du col de Tende, entre le Fort de Morgon  
et Lamentargue.

- 1 - Werfenien gréseux; 2 - Werfenien péltique;
- 3 - Affleurements de cargneules; 4 - Trias  
moyen; 5 - Malm; 6 - Néocomien; 7 - Gault;
- 8 - Sénonien; 9 - Bartonien ou Auversien;
- 10 - Priabonien calcaréo-marneux; 11 - Flysch.



Il apparaît donc que le flysch du fort Pernante et par extension, celui qui supporte l'unité parautochtone du col de Tende, sont en contact mécanique avec leur substratum (P. Fallot et M. Lanteaume, 1956).

Les données recueillies par L. Baldacci et S. Franchi (1900) sur la structure au long des tunnels du Col de Tende précisent le décollement de ce flysch. L'existence d'un coussin d'anhydrite a été en effet mis en évidence à la base du flysch supportant l'unité parautochtone du col de Tende. Cet anhydrite transformé en cargneule affleure à l'entrée du tunnel routier. Les éboulis qui se développent à cet endroit ne permettent pas d'assurer que l'anhydrite s'intercale entre le flysch indépendant sur la série jurassique, crétacée et nummulitique très disloquée du ravin à l'Est du portail sud du tunnel routier, et le flysch supportant l'unité parautochtone du col de Tende; c'est-à-dire s'il y a un contact anormal entre le flysch de la cime de Tavan et celui du fort Pernante. Les observations faites par L. Baldacci et S. Franchi, tant dans le tunnel routier que dans le tunnel ferroviaire, permettent de lever cette indétermination: en effet, l'anhydrite repose sur du flysch qui est supporté par la série mésozoïque et nummulitique, prolongation évidente de celle du portail sud du tunnel routier; celle-ci est à son tour en continuité avec la série mésozoïque et nummulitique de la cime de Tavan. On a donc la preuve que le flysch du fort de Pernante et du Col de Tende est largement charrié sur la série mésozoïque et nummulitique rabotée qui se suit de la Pointe Bussaia au Mt Court. Cette translation a été favorisée par la présence d'une assise importante d'anhydrite.

L'imbrication de la Pie (fig. 10) est due vraisemblablement à un pli faille: le Nummulitique de la Varne chevauché par le Sénonien conserve à sa base le flysch de l'amorce du synclinal de la Pie. L'accident orienté Nord Ouest - Sud Est s'ennoie vers le Nord Ouest et le flysch localement décollé moule les dislocations de son substratum.

Il faut souligner que dans ce domaine entre le col de Tende et le riuo Frei, les dislocations chevauchantes présentent des directions conformes à celles des accidents socle-couverture qui ont été analysées précédemment. Il est même difficile de séparer localement, en ce qui concerne la couverture, les dislocations afférant à l'une ou à l'autre tectonique. Les accidents chevauchants n'apparaissent que comme une exagération de la tectonique de couverture proprement dite, due vraisemblablement à une reprise du serrage entre le socle briançonnais et le socle de l'Argentera-Mercantour.

SW

NE

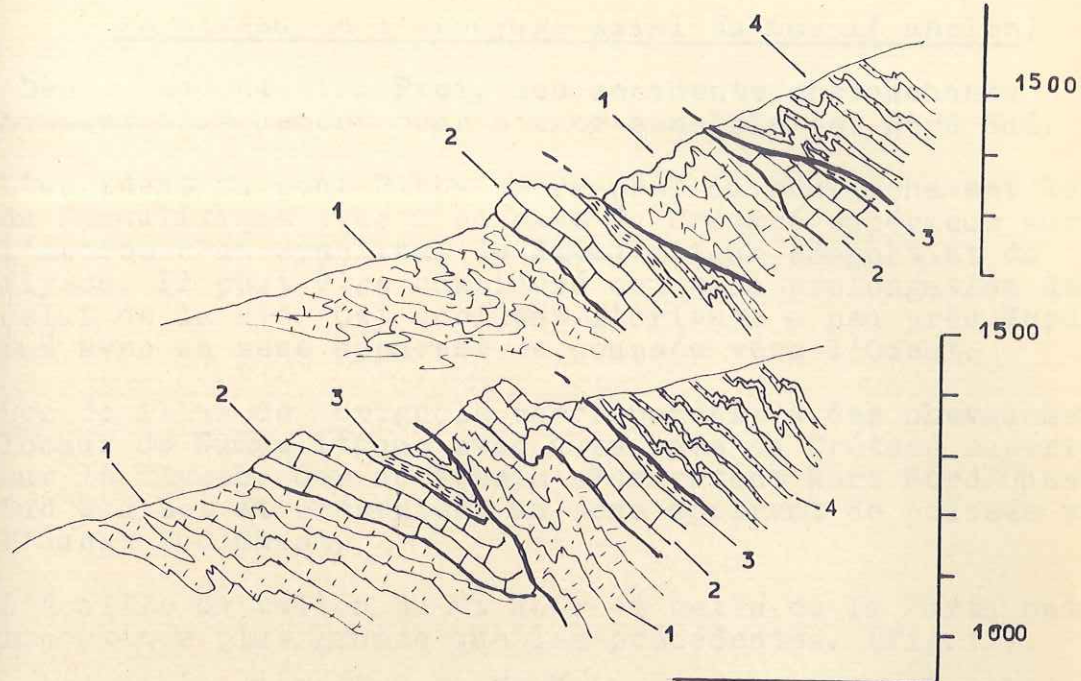


Fig. 10 - Coupes du chevauchement de la Pie.

- A - Coupe par la cote 1304;
- B - Coupe par la cote 1275;
- 1 - Senonien; 2 - Auversien;
- 3 - Priabonien; 4 - Flysch.

## II - Les accidents chevauchants entre le riuo Frei et Saorge (au niveau de l'ennoyage axial du massif ancien)

Dès le Sud du riuo Frei, les accidents chevauchants s'infléchissent brusquement pour s'axer sensiblement Nord Sud.

- 1 - L'accident du pont Riche correspond au chevauchement local du Nummulitique avec à sa base du Crétacé supérieur sur l'amorce d'un synclinal de Nummulitique comportant du flysch. Il peut être considéré comme la prolongation de celui de la Pie. Cet accident s'oriente à peu près Nord Sud avec un sens apparent de poussée vers l'Ouest.
- 2 - Les écailles de Morignole correspondent à des chevauchements locaux de Nummulitique avec à sa base du Crétacé supérieur sur le flysch. Ces accidents s'orientent Nord Nord Ouest - Sud Sud Est et présentent un sens apparent de poussée vers l'Ouest Sud Ouest.
- 3 - L'écaille du vallon du Mt Noir et celle de la Marta ont une importance plus grande que les précédentes. (Fig. 11).

- L'écaille du vallon du Mt Noir se suit entre le pied occidental de la cîme de la Môle et le versant nord de la tête de la Nave. Elle est constituée par un ensemble comprenant du Sénonien et du Nummulitique plissés en anticlinaux et synclinaux couchés superposés qui chevauchent le flysch venant à la suite de la série nummulitique de la cîme du Pinet - N.D. des Fontaines.

Le flysch qui était associé stratigraphiquement au Nummulitique de l'écaille est décollé de son substratum et moule l'ensemble des plis de Sénonien et de Nummulitique.

Cette écaille s'enracine dans le versant de la Baisse de Sanson où l'on peut constater que le Flysch vient normalement à la suite du Priabonien.

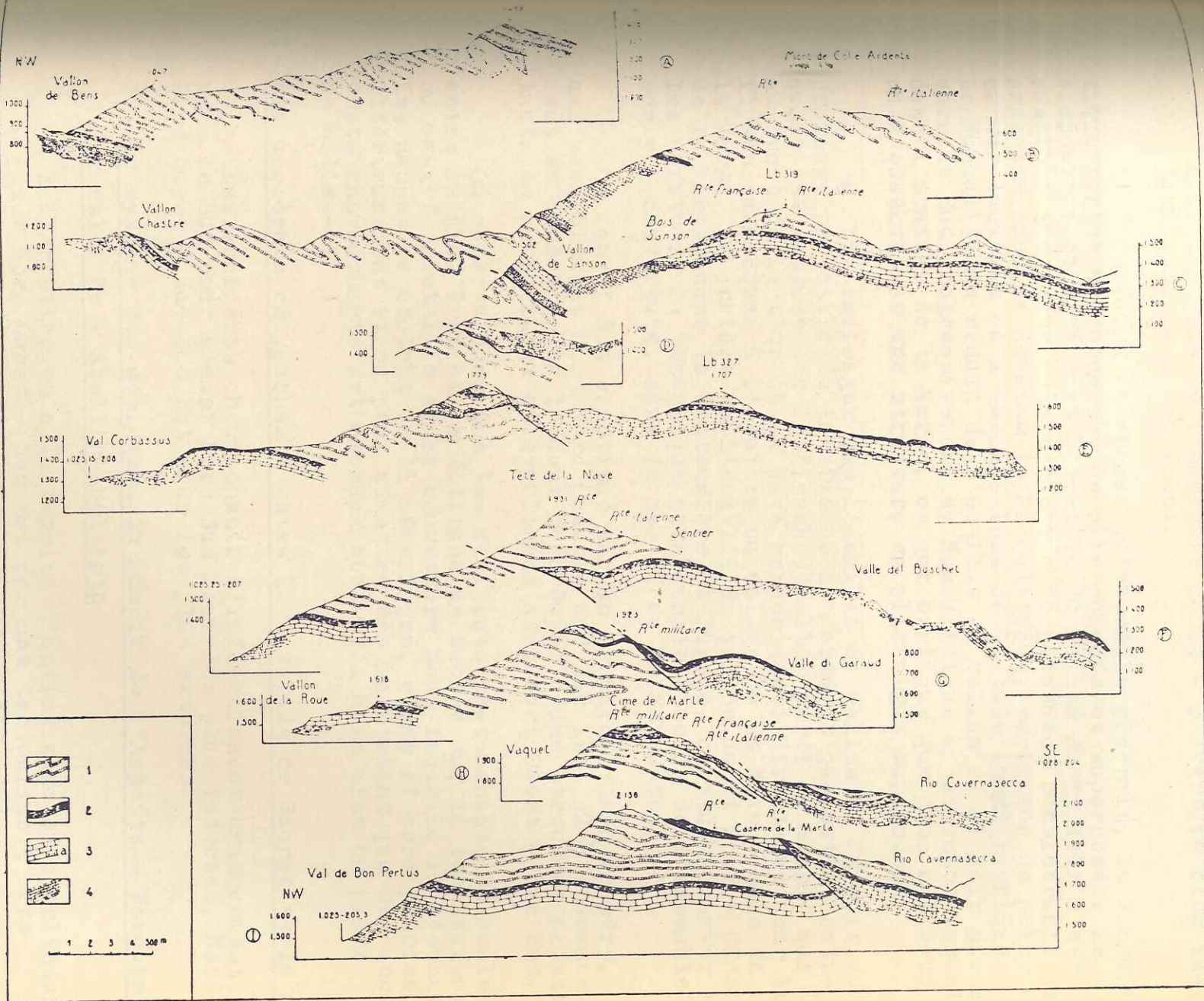
Les axes des plis et l'allongement de l'écaille ont une direction Nord Est - Sud Ouest et un sens apparent de poussée vers le Nord Ouest; c'est-à-dire que cet accident est grosso modo orthogonal à l'allongement des plis du socle et de la couverture qui s'annoient sous lui.

- L'écaille de la Marta apparaît dans le prolongement de la précédente et ne diffère de celle-ci que par le fait que l'on n'y observe pas de replis. Elle consiste dans le chevauchement d'une lame de Nummulitique comportant à sa base du Crétacé supérieur localement conservé, sur le flysch lié au Nummulitique du massif de la Marta. Là encore, le flysch qui était lié stratigraphiquement au Nummulitique de l'écaille s'est décollé et est parti en avant (M. Lanteaume 1956).

Fig. 11 - Coupes sériées du massif de la Marta,  
entre la caserne de la Marta au Sud  
et la cime 1433 au Nord.

1 - Flysch oligocène; 2 - Marno-calcaires  
du priabonien; 3 - Lutétien-Bartonien;  
4 - Crétacé supérieur.





Cet accident est aussi orthogonal par rapport aux axes des plis de l'ensemble socle - couverture bien individualisés à son front.

Il faut faire remarquer qu'en règle générale, le Nummulitique rigide ne donne pas de plis couchés et superposés. Le dispositif observé dans l'écaille du vallon du Mt Noir n'est possible que grâce à la réduction de puissance considérable que présente dans ce domaine le Nummulitique; variation de puissance sur laquelle on a insisté lors de l'étude stratigraphique. Le Nummulitique réduit de l'écaille du vallon du Mt Noir passe vers le Sud progressivement au Nummulitique à puissance normale dans l'écaille de la Marta, ce qui explique que dans celle-ci on n'observe pas une structure en plis aigus superposés.

On doit envisager que l'écaille du vallon du Mt Noir se prolonge par celle de la cime de la Marta et que cette continuité est masquée par le flysch décollé, parti en avant, qui au droit de la tête de la Nave repose ainsi directement sur le flysch subordonné à l'écaille du vallon du Mt Noir - cime de la Marta. En arrière de l'écaille du vallon du Mt Noir - Cime de la Marta, dans la boutonnière de Buggio, on peut observer les effets de la tectonique orthogonale à celle de l'ensemble socle - couverture, dans le massif du Mt Gerbonte.

Ce massif est constitué par un synclinal très resserré, axé sensiblement Nord Nord Ouest - Sud Sud Est, dû à l'écrasement en direction de l'Ouest Nord Ouest d'une structure préexistante en anticlinaux et synclinaux axés Nord Ouest - Sud Est.

On observe donc que les accidents chevauchants se moulent entre le Riou Frei et la latitude de Saorge sur la terminaison du massif cristallin et sa couverture sous laquelle il s'ennoie. Les nappes se moulent de la même façon, comme il sera précisé ultérieurement et on peut admettre dès maintenant que ces accidents chevauchants orthogonaux sont liés à la mise en place de celles-ci.

### III- Les accidents chevauchants entre la latitude de Saorge et la mer.

Les accidents chevauchants s'infléchissent brusquement vers le Sud pour s'axer Nord Sud pour les plus internes, Nord Nord Ouest - Sud Sud Est pour les plus externes.

#### 1 - Le système des accidents du massif de l'Arpette - Forquin et celui de l'Abellio-Abellioto

- A l'Arpette, on a la reprise d'anticlinaux et synclinaux axés Nord Ouest - Sud Est par une tectonique à sens apparent de poussée vers l'Ouest. (Fig. 12).

Le Crétacé supérieur formant le massif de l'Arpette proprement dit et supportant le Nummulitique du massif de Grange Commune, chevauche par l'intermédiaire d'une

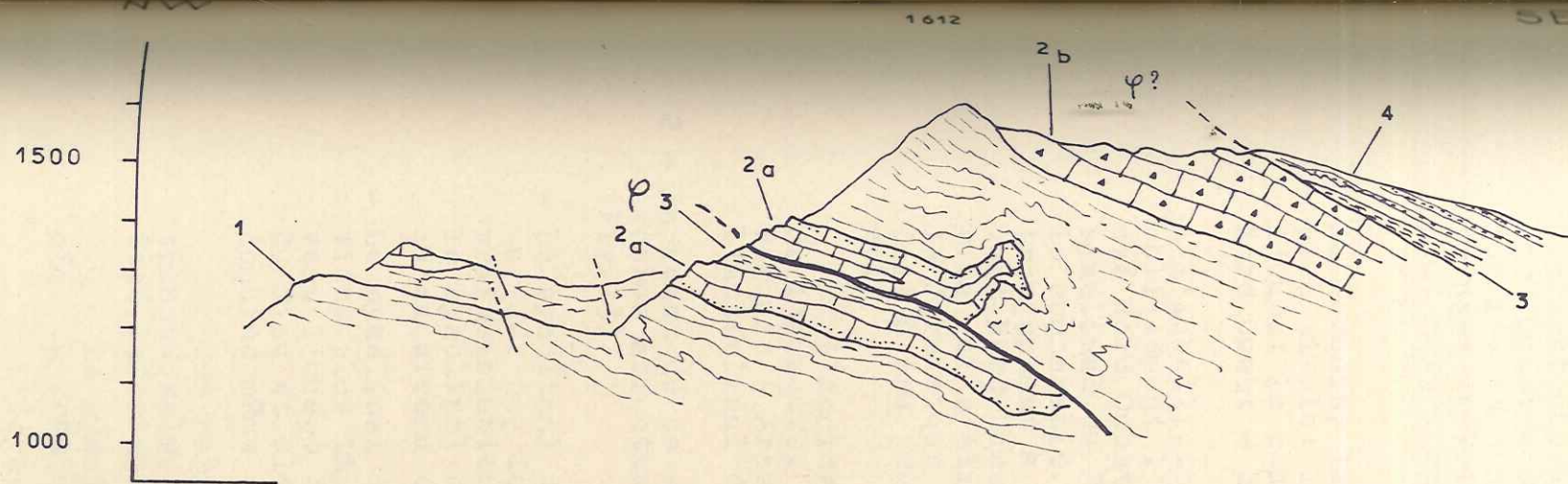


Fig. 12 - Coupe du chevauchement de l'Arpette.

1 - Senonien; 2 - Lutétien supérieur -  
 Auversien (2a, faciès calcaréo-gréseux  
 réduit avec conglomérat de base; 2b, faciès  
 calcaire à Algues); 3 - Priabonien;  
 4 - Flysch.

écaïlle de Nummulitique un ensemble crétacé et nummulitique où on reconnaît, fortement oblique par rapport à cet accident chevauchant, un anticlinal et un synclinal axé Nord Ouest - Sud Est. Cet anticlinal et ce synclinal se localisent dans le prolongement même de l'anticlinal des granges de Veil et du synclinal de la Giandola que l'on peut mettre en évidence dans la série jurassique et crétacée.

- Au Forquin, la structure est comparable, tout en étant plus simple: le Nummulitique du Forquin chevauche vers l'Ouest la coupole anticlinale de Nummulitique axée Nord Ouest - Sud Est de la cime de Tron.
- A l'Abbellioto, l'accident Nord Sud, tronçonne et écrase obliquement l'anticlinal de l'Abbellioto préalablement axé Nord Ouest - Sud Est, qui vient ainsi chevaucher le synclinal du Forquin, présentant une orientation originelle comparable. Cet accident se prolonge vers le Nord, tronçonnant à son tour un anticlinal orienté originellement Nord Ouest - Sud Est, l'anticlinal de Rochetta Nervina qui s'aligne avec l'anticlinal apparaissant dans le Jurassique et le Crétacé à Breil. Le chevauchement se fait à peu près suivant l'axe même de l'anticlinal originel.

L'accident semble s'atténuer vers le Nord à hauteur de l'Arpette, mais on note entre lui et le massif du Forquin - Arpette, l'individualisation par écrasement de l'anticlinal du rio Sgorea.

- 2 - En avant de ce système d'accidents s'individualise un autre système affectant les synclinaux de Libri et de Piene. (Fig. 13).

- Le synclinal de Libri n'a subi qu'une déformation légère marquée par le déversement vers l'Ouest - Sud Ouest et vraisemblablement par un serrage de sa partie sud vers le synclinal de Piene. Les déformations n'ont eu lieu qu'au niveau du Sénonien plastique.
- Le synclinal de Piene a subi, quant à lui, des déformations plus importantes: son bord oriental a été déversé vers l'Ouest dans sa portion comprise entre la cluse du Riou et Olivetta San Michele, c'est-à-dire dans le domaine même où on note un serrage du synclinal de Libri.

Son bord occidental vient s'écraser sur cette même transversale, contre le massif de Jurassique et de Crétacé inférieur du Grammondo-Cuore.

Le synclinal de Piene sur la transversale de la cime du Tron apparaît ainsi en forme de blague à tabac.

L'écrasement du synclinal sur son bord occidental, contre le massif du Grammondo-Cuore se manifeste par un laminage du Crétacé supérieur entre le Nummulitique et le massif du Grammondo-Cuore, et un rabotage à la base

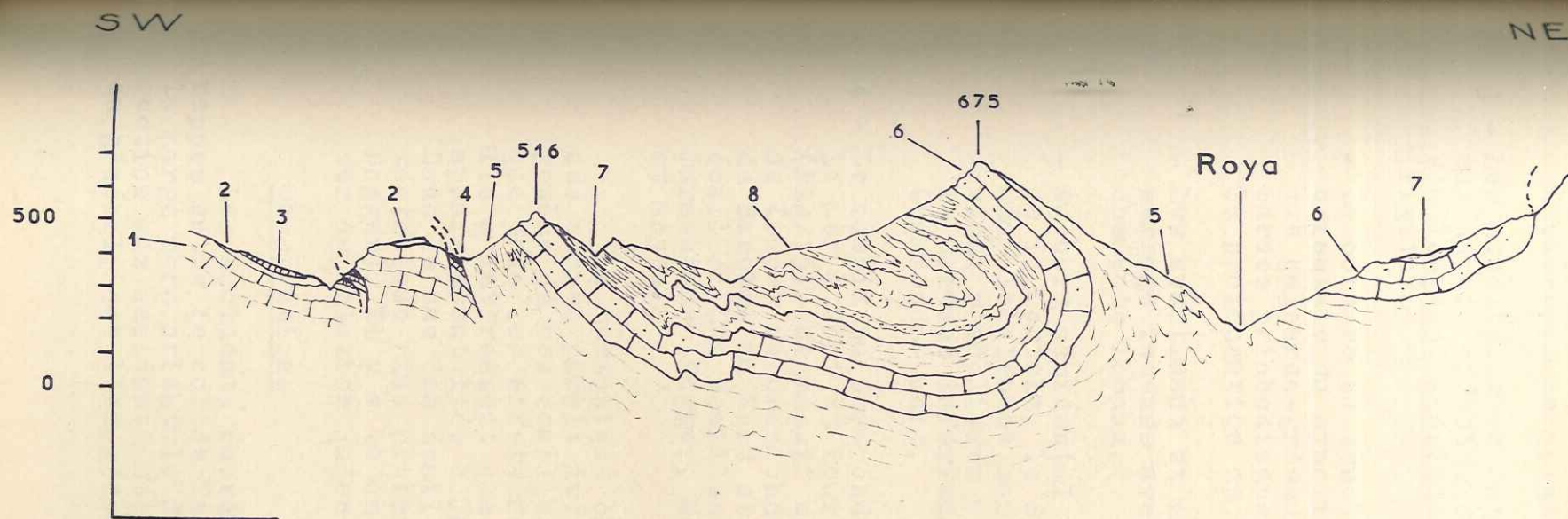


Fig. 13 - Coupe du synclinal de Piene  
(transversale de la cime de Tron)

1 - Malm; 2 - Valanginien inférieur;  
 3 - Néocomien (Valanginien supérieur,  
 Hauterivien et Barremien); 4 - Gault;  
 5 - Senonien; 6 - Lutétien supérieur-  
 Auversien; 7 - Priabonien; 8 - Flysch.

du Nummulitique lui-même, bien visible entre la pointe Costère et la pointe Becche.

- 3 - Les synclinaux et anticlinaux de la Mortola - Latte sont eux aussi, affectés d'accidents à caractère chevauchant, s'allongeant sensiblement Nord Sud et à regard Ouest. (Fig. 14).
- La bordure du synclinal de Ventimiglia chevauche la marge orientale du synclinal de Latte, soit par son nummulitique calcareo-gréseux (Lutétien - Bartonien), soit par les marnes priaboniennes ou le flysch. Cet accident peut être la prolongation de l'accident de l'Abbellioto.
  - Les synclinaux et anticlinaux de la Mortola ont subi un serrage intense avec écrasement et laminages, même chevauchements locaux.
  - Au bord occidental du système des synclinaux et anticlinaux de la Mortola, le Sénonien est très écrasé et décollé même localement sur son substratum de Crétacé moyen; il vient s'appliquer mécaniquement contre le Jurassique et le Crétacé inférieur de la marge orientale du chaînon du Grammondo-Cuore.
- 4 - Le massif du Grammondo-Cuore et sa prolongation qui rejoint la mer à Pont St Louis présentent une structure complexe. (Fig. 15). Ce massif est constitué par l'anticlinal à coeur de Keuper du Grammondo dont le flanc oriental entre la pointe de Bassère au Nord et le Grammondo au Sud est fortement écaillé. Les écaillés superposés sont constitués par du Jurassique (Dogger, Malm) et localement du Crétacé inférieur et moyen.

La tectonique chevauchante liée à la mise en place des nappes paraît avoir joué un rôle déterminant dans la genèse de ces écaillés. Il faut faire cependant remarquer que tous les effets de cette tectonique sont superficiels. Ils n'intéressent que le Nummulitique et le Sénonien et apparaissent liés à la plasticité remarquable de ce dernier. Dans le cas des écaillés du Grammondo, on a affaire à une tectonique plus profonde, affectant le Jurassique (Malm et Dogger). Il y a là un problème pour lequel on ne peut proposer de solution qu'en connaissance du contexte général.

#### Observations

Les accidents chevauchants liés à la mise en place des nappes entre le col de Tende et le Riou Frei, c'est-à-dire à la marge nord orientale du massif ancien se superposent en direction aux accidents socle-couverture dont ils ne représentent, en général, que l'exagération.

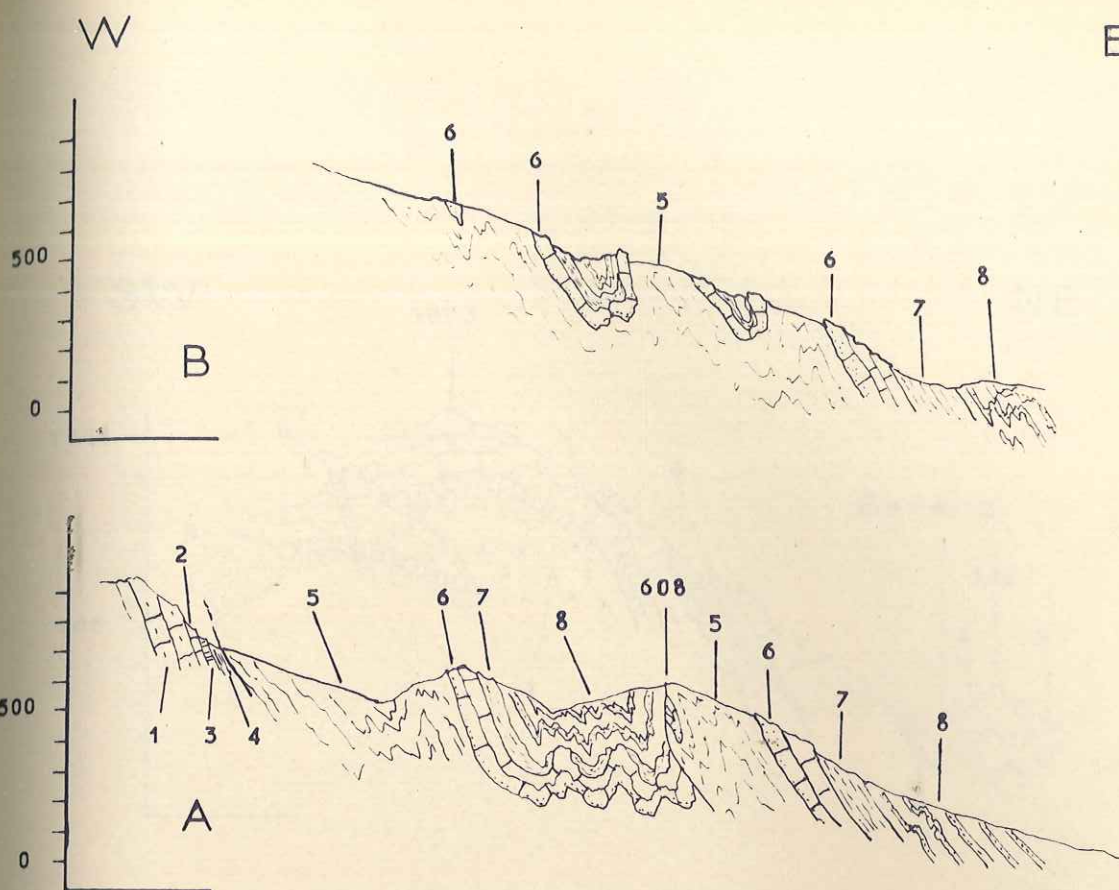


Fig. 14 - Coupe des synclinaux et anticlinaux de la Mortola.

A - Coupe par la cima dei Sogli

B - Coupe par la cima di Torca

1 - Malm; 2 - Valanginien inférieur;  
 3 - Néocomien (Valanginien supérieur, Hauterivien, Barrénien); 4 - Cénomaniens;  
 5 - Senonien; 6 - Lutétien supérieur  
 Auversien; 7 - Priabonien; 8 - Flysch.

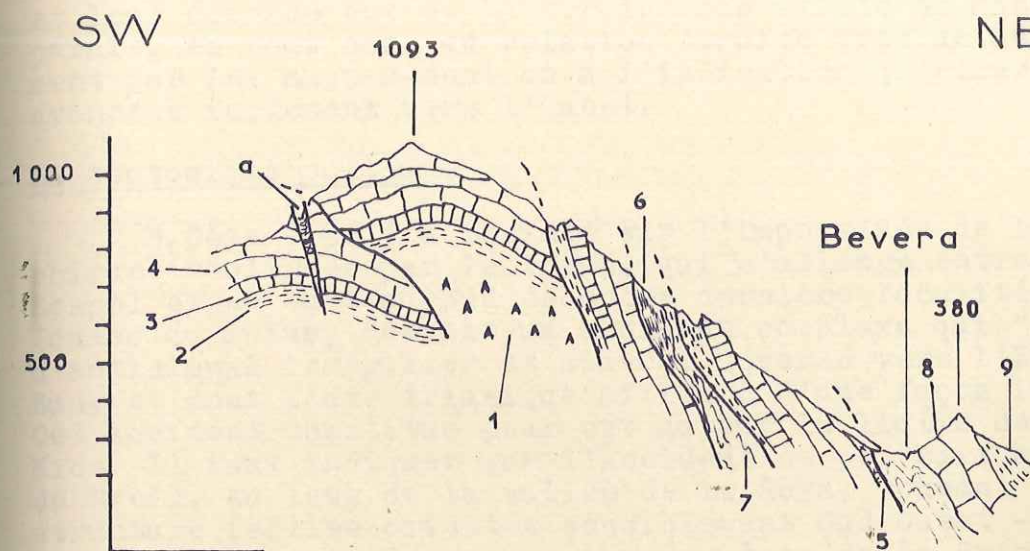


Fig. 15 - Coupe des écaïlles du massif du Mt Grammondo - Mt Cuore.

- 1 - Gypses du Keuper; 2 - Bajocien; 3 - Bathonien;
- 4 - Malm; 5 - Valanginien inférieur; 6 - Cénomanien;
- 7 - Senonien; 8 - Lutétien supérieur Auversien;
- 9 - Priabonien.
- a - Graben de Cénomanien



Entre le rieu Frei et Saorge, ils se moulent remarquablement sur la terminaison axiale du massif ancien. L'arc concave qu'ils dessinent semble correspondre au dessin de la limite actuelle par érosion du front des nappes; on doit se demander s'il n'est pas lié justement à l'allure de l'avancée maximum des nappes.

Au Sud de Saorge, l'inflexion des accidents chevauchants et leur débordement de la terminaison axiale du massif ancien paraît, en tout cas, en relation étroite avec un même débordement par les nappes dont on a l'indication qu'elles se sont avancées fortement vers l'Ouest.

#### D - La tectonique posthume

B. Gèze (1961) a insisté sur l'importance de la grande déchirure soulignée par le Trias, qui s'allonge entre Breil et Sospel et se suit au Sud de cette dernière localité jusqu'à Monaco au moins, donnant un accident complexe qui "est une sorte d'anticlinal irrégulier et souvent déversé vers l'Est ou le Sud, et dont l'axe triasique affleure d'une façon intermittente". Cet accident constitue pour cet auteur la limite de l'Arc de Nice. Il faut indiquer que l'accident se poursuit au Nord Est de Breil, au long de la vallée de la Roya, donnant lieu à la structure faillée orientée sensiblement Sud Ouest - Nord Est, que l'on retrouve jusqu'aux abords mêmes de la Brigue.

On a l'indication d'une autre tectonique marquée par une tendance au déversement vers le Sud. Celle-ci est sensible dans la région de Sospel; elle correspond vraisemblablement à la tectonique propre de l'Arc de Nice.

Cette tectonique à sens apparent de poussée vers le Sud est recoupée obliquement par l'accident Breil-Sospel qui lui semble postérieur, mais qui paraît être la reprise d'un accident peut-être antérieur ou synchrone.

#### Les données de l'observation

##### 1 - La tectonique Nord-Sud = Tectonique de l'Arc de Nice.

- A Sospel, le synclinal de Nummulitique de l'Agaisien (Nummulitique calcaireo-gréseux, Priabonien marneux, flysch) est axé sensiblement Ouest Nord Ouest - Sud Sud Est. Il se prolonge en direction de Beroulf. Ce synclinal est raboté à la base où du Sénonien est localement conservé sous le Lutétien supérieur. Le contact se fait avec le gypse qui ne peut être responsable de ce rabotage et il faut admettre donc une translation après diverticulation interne.

Les synclinaux et anticlinaux de Linières, de Uerbi, de la Baisse de Levens, axés actuellement Nord Sud, sont tronçonnés orthogonalement par ce synclinal de l'Agaisien.

- Les écaillés du Grammondo - Cuore situées à la bordure orientale de l'accident Breil-Sospel, sont orientées entre le Grammondo et le Cuore Nord Ouest - Sud Est, puis présentent une torsion qui a été manifestement postérieure à leur individualisation, entre le Cuore et le Pont de Caï. Dans cette région, ces écaillés s'orientent Ouest Nord Ouest - Est Sud Est, et le sens apparent de poussée est alors dirigé vers le Sud Sud Ouest.
- L'accident intercutané du Mt Meras présente en réalité une tectonique complexe. Prolongation originelle de l'anticlinal de la cime de Penas, on ne peut éviter d'admettre qu'il a subi une torsion sensible qui conduit à l'orienter Ouest Nord Ouest - Est Sud Est, en même temps que se précisait une tendance au déversement vers le Sud.

2 - La tectonique de l'accident Monaco - Sospel - Breil - la Brigue.

A Sospel, comme l'a montré B. Gèze (1956) on ne peut admettre que le gypse soit diapirique au sens strict du terme. Il ne représente que le niveau savon sur lequel la couverture décollée, rabotée même, s'est mise en place au cours de la tectonique socle-couverture. Les structures apparemment intrusives que l'on observe localement ne sont que la reprise, dans un plissement ultérieur, des structures de la couverture post-triasique rabotée à la base, et du gypse sur lequel celle-ci repose.

Ainsi, dans la région de Beroulf, l'apparente intrusion du gypse dans le Sénonien ne semble due qu'à l'existence d'un accident Nord Sud.

Au cours d'une tournée en commun avec B. Gèze, nous avons pu constater une fausse intrusion de gypse dans la structure complexe des anticlinaux et synclinaux de Uerbi - l'Albarée.

On peut admettre donc qu'il y a eu écrasement postérieur à la structure née de la tectonique de couverture avec, localement, de fausses intrusions de gypse du fait de l'individualisation d'accidents liés à cet écrasement. Il faut envisager d'ailleurs dans ces accidents, le rôle d'une érosion précoce.

Dans le domaine du col de Castillon où s'amorce l'accident anticlinal à coeur triasique mis en évidence par B. Gèze, on a l'indication d'une direction Nord Sud à Nord Nord Ouest - Sud Sud Est manifeste.

C'est en fait dans la couverture crétacée et tertiaire que les données sont les plus précises. On constate en effet que les synclinaux nummulitiques de Linières et de l'Albarée sont affectés par des accidents Nord Sud, à regard chevauchant vers l'Ouest. En outre, le synclinal de l'Agaisen subit une torsion dans sa partie occidentale; celle-ci est rebroussée vers le Nord et ce

W. NW

E. SE

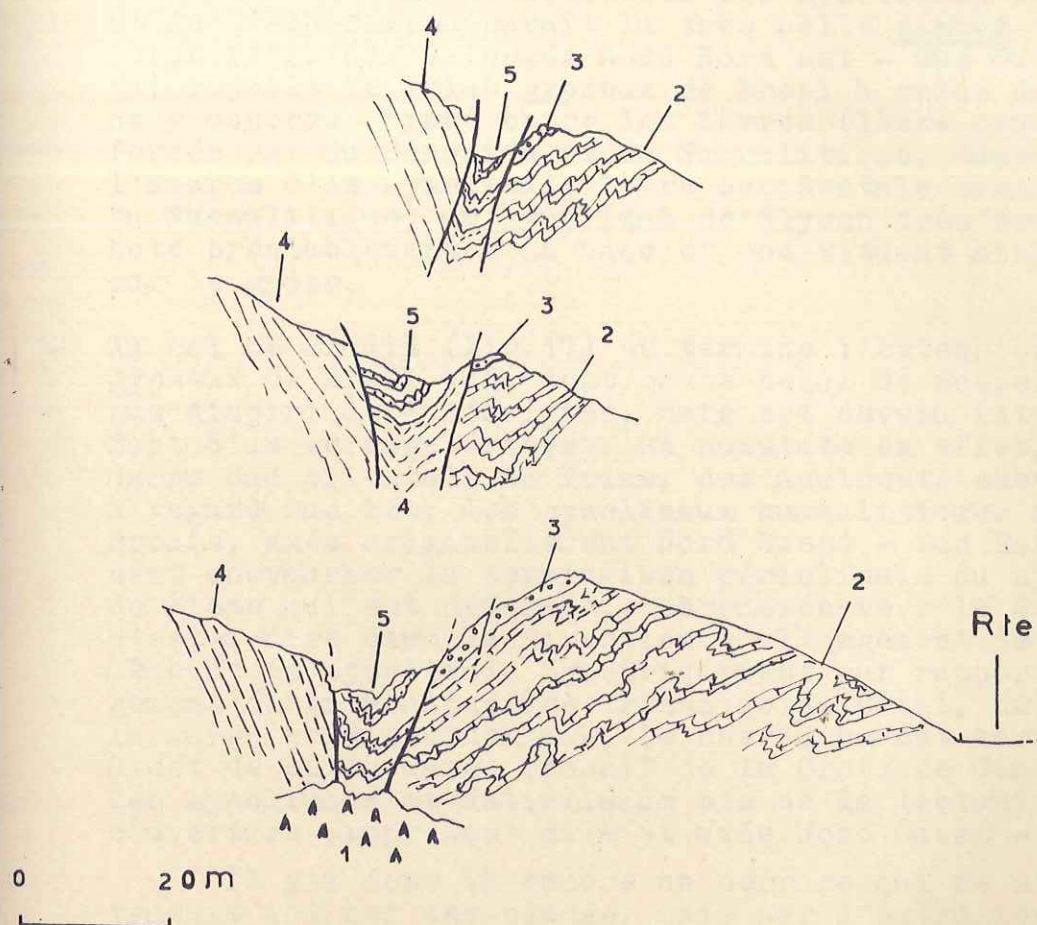


Fig. 16 - Coupes de détail de la pincée du Pécus

1 - Gypses; 2 - Crétacé supérieur;  
 3 - Conglomérat de base du Lutétien  
 supérieur; 4 - Priabonien; 5 - Flysch

rebroussement paraît lié à l'accident intrusif de Beroulf.

A l'Est de ces accidents des synclinaux de Linière et de l'Albarée, apparaît la très belle pincée du col de Perus (Fig. 16), allongée Nord Nord Est - Sud Sud Ouest qui rejoint le Trias gypseux de Breil à celui de Sospel: on y observe, pincé entre les lèvres (lèvre orientale formée par du Sénonien et du Nummulitique, dessinant l'amorce d'un synclinal; lèvre occidentale constituée par du Nummulitique) un synclinal de flysch très écrasé, raboté préalablement à la base et constituant ainsi un pont sur le gypse.

- Au col de Brouis (Fig. 17) se termine l'extension du Trias gypseux de Breil qui, tout comme celui de Sospel, n'était pas diapirique à l'origine, mais est devenu intrusif du fait d'un serrage évident. On constate en effet, à la marge Sud orientale du Trias, des accidents chevauchants à regard Sud Est: les synclinaux nummulitiques du col de Brouis, axés originellement Nord Ouest - Sud Est, viennent chevaucher la terminaison périclinale du synclinal de Piene qui est déformée, rebroussée vers le Sud Est, c'est-à-dire dans la direction d'allongement de l'axe même de ce synclinal. Symétriquement par rapport à l'allongement de la boutonnière triasique de Breil, on note, à la marge nord occidentale, le chevauchement vers le Nord Ouest de cette marge (massif de la Croix de Campe) sur les synclinaux et anticlinaux nés de la tectonique de couverture proprement dite et axés Nord Ouest - Sud Est.

Il y a donc là encore un serrage qui ne s'est pas traduit ici par une pincée, mais par l'extrusion du gypse et le rebroussement symétrique des lèvres.

- Tout au long de la vallée de la Roya, entre Breil et Fontan, dans la prolongation de la boutonnière triasique, on observe une tectonique cassante orientée Nord Est - Sud Ouest qui débite en une série de gradins le Jurassique et le Crétacé. Les intrusions de gypse, représentées par les cargneules en surface, apparaissent localement.

Plus au Nord Est, ces accidents cassants s'atténuent mais on peut observer, jusque dans la région de la Brigue, des synclinaux de Crétacé inférieur déformés presque orthogonalement à leur axe et des systèmes de failles à faible rejet d'orientation Nord Est - Sud Ouest.

#### Observations

Ces tectoniques sont postérieures à la tectonique de couverture proprement dite et à la tectonique liée à la mise en place des nappes qu'elles déforment toutes deux.

L'accident Monaco - Sospel - Breil - la Brigue recoupe

N.NW

S.SE

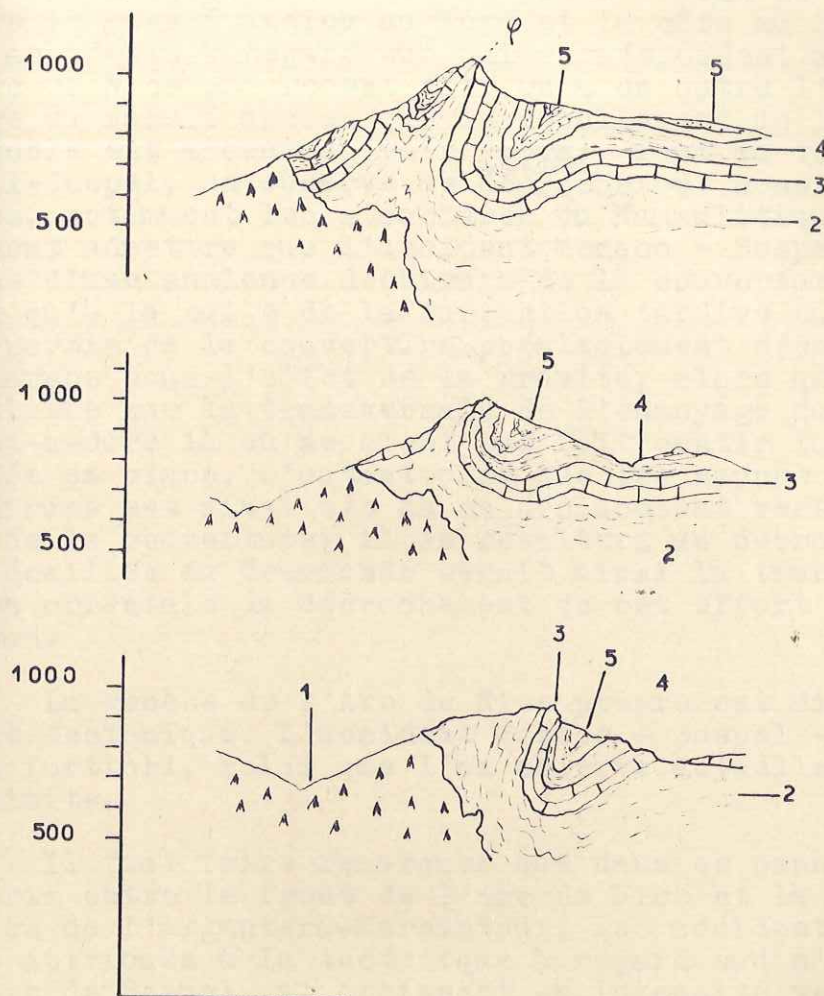


Fig. 17 - Coupes de la terminaison périclinale nord ouest du synclinal de Piene.

(Massif de la cime du Bosc)

- 1 - Gypses du Keuper; 2 - Senonien;
- 3 - Lutétien supérieur-Bartonien;
- 4 - Priabonien; 5 - Flysch;
- a - allongement du synclinal de Piene.

sans conteste les accidents à tendance chevauchante vers le Sud de la région de Sospel; il leur est donc postérieur. Mais il est vraisemblable que cet accident récent se localise sur un accident plus ancien de décrochement qu'il reprend. On constate en effet qu'à l'Ouest de cet accident on a un domaine où, entre le massif ancien au Nord et la côte au Sud, se localisent les accidents à regard sud qui correspondent ainsi à ceux de l'Arc de Nice proprement dit. On a en outre l'indication à la marge du massif ancien que le décollement de la couverture sur le socle est accentué (voir *supra*). Tout au long de l'accident Breil-Sospel, on observe un décrochement sensible dans les structures, notamment les structures du Nummulitique. En conséquence, on peut admettre que l'accident Monaco - Sospel - Breil est la trace d'une ancienne déchirure de la couverture: on peut concevoir qu'à la suite de la surrection tardive du massif ancien, une partie de la couverture préalablement décollée s'est remise en marche sous l'effet de la gravité, alors que l'autre partie, localisée sur la transversale de l'ennoyage du massif ancien, c'est-à-dire là où ne s'est pas fait sentir la surrection, est restée en place, d'autant plus que les nappes la fixaient. La déchirure est ainsi née de ce déplacement vers le Sud d'une partie de la couverture; il en résultera un décrochement. La torsion des écailles du Grammondo serait ainsi la trace conservée à la lèvre orientale du décrochement de cet effort tectonique vers le Sud.

La genèse de l'Arc de Nice proprement dit serait liée à cette tectonique. L'accident Monaco - Sospel - Breil primitif, et à fortiori, celui que l'on observe actuellement, en serait la limite.

Il faut faire remarquer que dans ce panneau de couverture, compris entre le front de l'Arc de Nice et la marge du massif ancien de l'Argentera-Mercantour, les accidents qui peuvent être attribués à la tectonique à regard sud n'apparaissent qu'à partir de Sospel, et croissent en intensité vers le Sud. Au Nord de Sospel, le synclinal de Peira-Cava - Aution est peu déformé par cette tectonique et, à la marge même du massif ancien, si on peut constater un décollement très franc sur la transversale du Mt Capelet par exemple, on n'a pas un déferlement de couverture. Il semble donc que la surrection même du massif ancien ne soit pas responsable à elle seule de la mise en marche de la couverture; elle a été aidée vraisemblablement par sa contre partie, l'individualisation d'un ensellement plus prononcé entre le massif du Mercantour et les Maures - Thyrrénides. La conception de B. Gèze selon laquelle la zone déprimée entre les deux massifs anciens a joué un rôle déterminant dans la genèse de l'Arc de Nice, prend toute sa valeur.

## Conclusions sur la tectonique de l'Autochtone

### Les structures

On reconnaît:

- 1 - Une structure qui a affecté à la fois le socle et la couverture sédimentaire; elle est axée Nord Ouest - Sud Est. Lui sont liées, d'une part l'individualisation déjà prononcée du massif ancien par la genèse d'une structure en plis diminuant d'intensité du Nord Ouest vers le Sud Ouest pour s'atténuer vraisemblablement dans l'ensellement qui se forme corrélativement entre lui et le massif des Maures - Thyrrénides; d'autre part, la genèse d'une structure disharmonique de décollement différentiel de la couverture conduisant à des déplacements relatifs entre socle et couverture ou dans le sein de la couverture elle-même, mais avec autochtonie manifeste de celle-ci au front et à la marge interne. La couverture mérite d'être considérée entre les deux domaines marginaux où elle est en place, comme le faux-autochtone défini par P. Fallot (1949).

La structure de la couverture est marquée: en arrière par des accidents intercutanés affectant le Trias et le Lias, un déplacement relatif par friction du Jurassique et une atténuation corrélatrice de l'intensité des dislocations dans le Jurassique et les formations qui lui sont superposées; en avant, par des accidents de décollement différentiels réalisés à la base du Jurassique, sur le Keuper gypseux, avec rabotage basal ou diverticulation interne, bourrage local du Keuper gypseux et évolution des accidents en écaillage intercutanée.

- 2 - Une structure liée à la mise en place des nappes et à leur avancée maxima où l'on note le moulage sur l'ennoyage axial du massif de l'Argentera-Mercantour, et le débordement de celui-ci par le Sud Ouest et l'Ouest.

Cette structure se caractérise par l'existence de dislocations superficielles chevauchantes de la couverture, n'affectant, en règle générale que le Sénonien et le Nummulitique. Une exception doit être faite en ce qui concerne les accidents chevauchants du Grammondo-Cuore qui intéressent une partie relativement profonde de la couverture.

- 3 - Une structure de déplacement par gravité d'une partie de la couverture probablement décollée. Le déplacement Nord Sud est lié à la fois à l'érection du massif de l'Argentera-Mercantour primitivement individualisé et à une accentuation de l'ensellement compris entre lui et le massif des Maures-Thyrrénides. Cette structure qui correspond à celle de l'Arc de Nice s.str. s'accompagne d'une structure transversale née du déchirement

de la couverture qui s'est effectué entre la partie mobile et la partie fixée par les nappes, et où d'ailleurs la gravité n'avait aucun rôle.

- 4 - Une structure où il faut faire intervenir obligatoirement la morphotectonique. Elle est le résultat d'une tectonique transversale. La déchirure de la couverture a représenté une zone fragile, particulièrement sensible aux efforts transversaux, d'autant plus que l'érosion y avait déblayé. Les dislocations sont du type des pincées de L. Glangeaud, évoluant localement par serrage extrême et du fait de la présence du gypse en pseudo-diapir ou en transanticlinaux (B. Gèze).

#### La genèse des structures (mécanisme - chronologie)

La structure primaire de la couverture est intimement liée à la tectonique du socle qui a eu un effet intense sur la partie profonde de cette couverture, créant des dislocations qui s'atténuent progressivement dans la partie superficielle: cette tectonique peut être nommée tectonique sous-épidermique. C'est un compromis entre la tectonique de couverture proprement dite et la tectonique de revêtement.

Cette tectonique sous-épidermique est liée à l'atteinte des zones externes par l'onde orogénique en provenance du domaine interne. Elle suit chronologiquement la fin de la sédimentation du flysch du complexe d'Annot, fixée dans l'état actuel de nos connaissances à la fin de l'Oligocène inférieur, et on peut la situer au cours de l'Oligocène moyen; il est possible et vraisemblable qu'elle se soit poursuivie dans l'Oligocène supérieur.

La structure en relation avec la mise en place des nappes a le caractère remarquable de se superposer à la tectonique précédente dans la partie marginale interne du massif ancien et de n'en représenter somme toute que l'exagération. Elle a dû commencer dans le domaine interne alors que les structures primaires y étaient réalisées, mais étaient encore en cours d'individualisation dans le domaine externe. Cette tectonique qui est liée par force à la migration des nappes n'atteint que plus tardivement le domaine méridional externe. En effet, on est conduit à admettre que les nappes qui débordaient par le Sud le massif ancien eurent un trajet plus long à effectuer pour se mettre en place; cette mise en place s'effectua donc plus tardivement. On peut envisager que la tectonique chevauchante débuta à l'Oligocène moyen terminal dans le domaine nord et n'atteignit le domaine méridional qu'au cours de l'Oligocène supérieur.

La tectonique conduisant à l'individualisation de l'Arc de Nice est en relation avec l'érection du massif ancien



de l'Argentera-Mercantour et l'accentuation entre ce massif et le massif Maures - Thyrrénides de l'ensellement. Il y eut en conséquence, mise en marche de la couverture préalablement décollée qui n'était ni fixée par des pincements dans le socle, ni retenue en place par la surcharge des nappes. Dans la partie interne, il semble qu'il n'y ait eu qu'une simple translation avec individualisation d'accidents de faible amplitude; dans la partie externe où se faisait sentir l'ensellement accentué au pied du massif des Maures, il y eut un déferlement de couverture conduisant à l'édification des structures complexes de l'Arc de Nice.

La déchirure de couverture se réalisa à la limite entre la partie de couverture mobile et celle qui était fixée.

Il est bien difficile de préciser la date de cette tectonique. Il semble qu'elle a eu lieu au cours du Miocène, vraisemblablement dans la première moitié.

La tectonique transversale qui suivit toutes ces tectoniques s'appliqua sur un domaine érodé. On peut admettre qu'elle est liée aux grands accidents transversaux de la chaîne alpine, et qu'elle fut réalisée pour ses effets majeurs avant le Pliocène.

La datation de la tectonique de l'Arc de Nice et celle des accidents transversaux ne peut être fondée que sur les études effectuées en dehors du domaine envisagé ici, dans l'Arc de Nice proprement dit, et dans la région du Var. Les récentes découvertes, quant à l'âge miocène des conglomérats et des brèches volcaniques de Roquebrune et du cap d'Ail, permettront de fonder cette datation sur des données précises.

CHAPITRE IIETUDE STRUCTURALE DU PARAUTOCHTONE

(Unité du col de Tende s.l.)

Sommaire

Introduction .....	114
Description .....	114
I - La digitation des barres de Boaire - cime de Pépin .....	114
II - La digitation de 2215 .....	115
III - La digitation du col de Tende .....	121
IV - Le copeau de charriage de Limonetto.....	121
V - La prolongation du Parautochtone entre la Vermenagna et la Stura .....	121
Conclusions .....	123

## Introduction

La dénomination de Parautochtone s'applique aux unités indubitablement charriées représentées dans le domaine étudié par:

- La digitation des barres de Boaire-cime de Pépin.
- La digitation du sommet coté 2215
- La digitation du col de Tende.

Cet ensemble d'unités qui se relaient, se limite au Sud à la Baisse de la Crocette. Il se suit par contre au-delà du col de Tende jusqu'à la Stura, constituant un élément structural de vaste ampleur qui débute après un relai représenté par le copeau de charriage de Limonetto, au Bec Baral - Bec Matlas et se poursuit jusqu'à la cime Pissousa par les massifs du Mt Bussaia, Mt Vacciarampi et du Mt Sape. Dans le domaine de la cime Pissousa, il représente le complesso II défini dernièrement par R. Malaroda. Cet auteur a montré que son complesso II se prolongeait en rive gauche de la Stura jusqu'à Demonte au moins. Le Parautochtone correspond donc à un élément structural important situé à la marge interne du massif ancien de l'Argentera-Mercantour. Sa prolongation jusqu'aux Barricates, où il viendrait buter contre les unités tectoniquement plus élevées, abaissées par faille, est possible. Les données encore fragmentaires quant à ce domaine, ne permettent que de faire des suppositions.

Le terme de Parautochtone est employé pour désigner ces unités dans le but de souligner qu'elles représentent la marge interne charriée du domaine paléogéographique externe (domaine cratonique externe) comme l'étude paléogéographique l'a mis en évidence.

Dans les unités parautochtones se marque la tectonique post-sénonienne et ante-lutétienne qui affecta leur série sénonienne et ante-sénonienne. Ces unités sont, en fait, dues au charriage de cette série sénonienne et ante-sénonienne préalablement décollée et complétée par le Nummulitique transgressif à la base.

## Description

### I - La digitation des barres de Boaire - cime de Pépin.

La digitation des barres de Boaire - cime de Pépin se suit depuis le versant nord de la Baisse de la Crocette jusqu'au col coté 2189, au droit du bric Campanino. Cette digitation repose sur le flysch lié à la série du faux autochtone impliquée pour ses termes sénoniens et nummulitiques dans les accidents chevauchants dont il a été traité précédemment.

Le riuou Frei coupe la digitation des barres de Boaire - cime de Pépin à camp Boaire. Cette coupure s'effectue transversalement à l'allongement des axes des accidents affectant cette digitation, elle offre une coupe naturelle remarquable. (Fig. 18).

Sur le flysch lié à l'écaille de Sénonien-Nummulitique de la Pie, vient reposer le flanc renversé constitué par du Nummulitique et du flysch d'un anticlinal couché dont la charnière est bien visible en rive droite du riuou Frei, dans les escarpements sous le sommet de le Grave. Les conglomérats à éléments cristallins recouverts en surface par des lichens soulignent le dessin de la charnière anticlinale.

Cet anticlinal couché dit anticlinal I de Boaire, comporte un cuoer de Sénonien très écrasé. Au flanc normal, on observe le Nummulitique gréseux (Auversien) qui supporte l'écaille de camp Boaire. Celle-ci est constituée par une semelle de Sénonien très écrasé surmonté par la série nummulitique complète, comprenant l'Auversien, le Bartonien et le Priabonien à faciès flysch.

Il faut donc remarquer que le Nummulitique du flanc normal de l'anticlinal couché a été raboté et qu'il manque les termes post-auversiens.

Vers le Sud Est dans le massif de la Grave, le pli couché est raboté à la base et le flanc renversé est laminé. Au droit de la crête de la Varne, l'écaille de camp Boaire repose ainsi directement par sa semelle de Sénonien sur le Flysch de l'Autochtone. Au-delà, dans le val de la Varne, le contact se fait vraisemblablement sous les éboulis entre le flysch de l'Autochtone et le Nummulitique de l'écaille.

La digitation des barres de Boaire - cime de Pépin s'effile au versant rive gauche du val de la Varne et se perd au milieu des éboulis. Le Lutétien - Auversien de l'écaille de camp Boaire surmonté par son flysch, se voit jusqu'aux cabanes de Comunaire. Au-delà, les unités subbriançonnaises reposent directement sur le flysch de l'Autochtone.

Vers le Nord Ouest, la digitation des barres de Boaire - cime de Pépin constitue les barres de Boaire et forme le massif de la cime de Pépin.

- L'anticlinal I de Boaire est aussi laminé en rive droite du val du riuou Frei. Son flanc renversé de Nummulitique s'effile par rabotage et, à la lèvre occidentale de la faille qui tronçonne les barres de Boaire, à l'Ouest de la cote 1761, on ne le retrouve plus.
- Le Nummulitique constituant, à hauteur de la trouée de Boaire, le flanc normal de l'anticlinal I de Boaire, se dédouble, enserrant du Sénonien en un pli souché superposé au premier, dont on a la terminaison

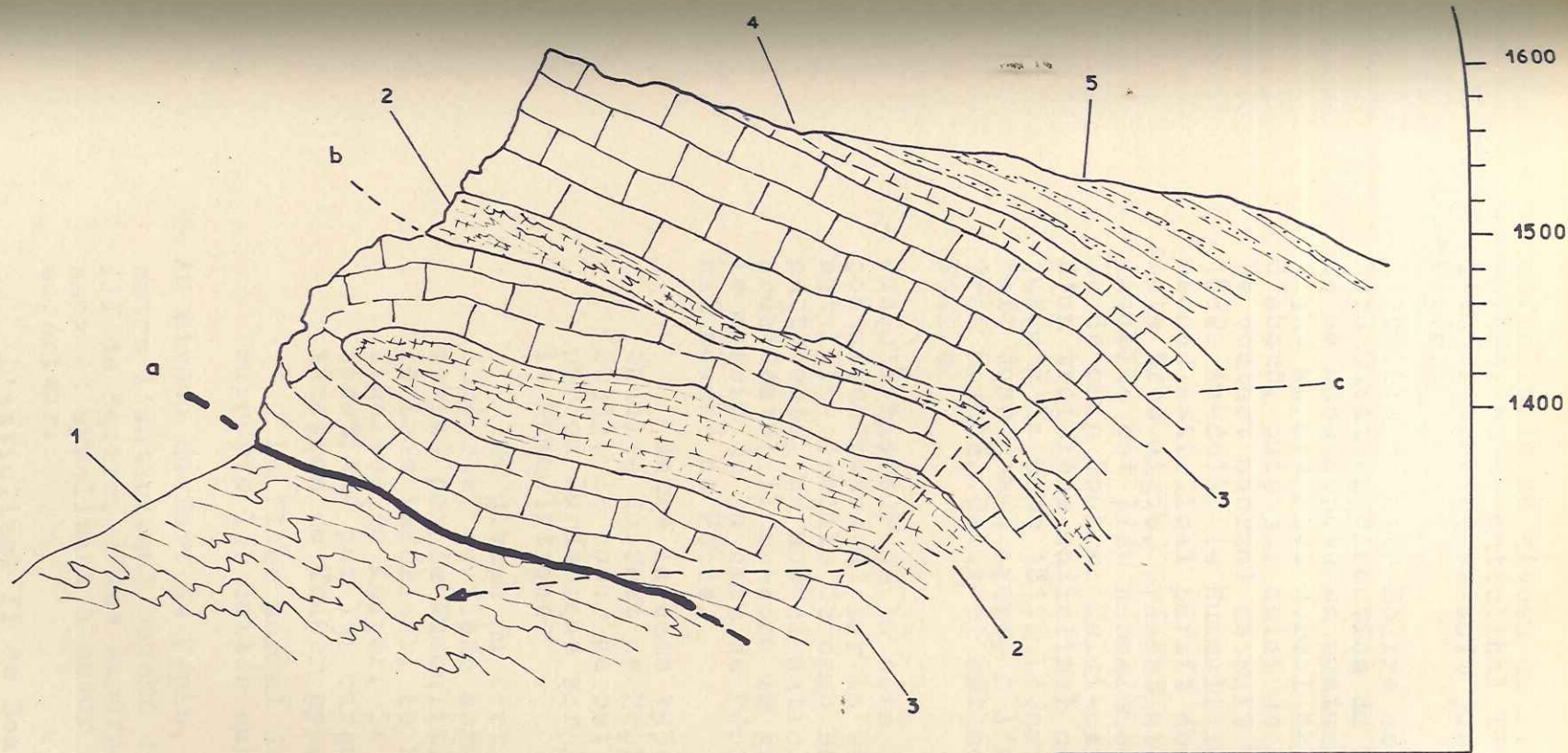


Fig. 18 - Coupe des dislocations du Parautochtone en rive gauche du riuu Frei (massif de la Grave).

Autochtone : 1 - flysch priabonien supérieur - oligocène;  
 Parautochtone : 2 - Sénonien; 3 - Lutétien supérieur -  
 Auversien; 4 - Bartonien calcaréo-gréseux; 5 - flysch

a - contact anormal entre Parautochtone et Autochtone;  
 b - contact anormal entre l'écaille de camp boaire et  
 l'anticlinal I de Boaire; c - profil du riuu Frei.

périclinale au niveau du riuo Frei. Cet anticlinal couché, nommé anticlinal II de Boaire, prend de l'importance et se suit jusqu'au pied du massif de Pépin.

- L'écaille de camp Boaire se suit elle aussi vers le Nord Ouest en direction du fort de Pépin. Le sénonien de sa base repose en contact anormal sur le Nummulitique apparemment normal de l'anticlinal I de Boaire d'abord, puis sur celui de l'anticlinal II de Boaire. Le contact anormal se suit jusqu'à hauteur de la cote 1862. Au-delà, le Nummulitique du flanc normal du second anticlinal paraît donner une charnière synclinale très aigue, présentant une série renversée à laquelle est liée normalement le Sénonien de l'écaille de camp Boaire. Celui-ci apparaît donc au coeur d'un troisième anticlinal couché que l'on peut suivre jusqu'à la cote 1811. L'écaille de camp Boaire apparaît donc comme ayant, à l'origine, un pli faille très couché. Celui-ci est nommé anticlinal III de Boaire.
- Jusqu'à hauteur de la cote 1886, les unités subbriannaises reposent sur la série normale de l'anticlinal III - écaille de camp Boaire. Au Nord Ouest de cette cote, un nouvel anticlinal se superpose aux précédents; il prendra un grand développement dans le massif de la cime de Pépin, constituant l'anticlinal couché de Pépin.

Entre la cote 1954 et le pied du grand éboulis du fort de Pépin (aux abords de la cote 2033), le coeur de cet anticlinal est constitué par du Jurassique sur lequel repose directement le Nummulitique.

Au niveau du fort de Pépin, l'anticlinal comporte, au flanc normal du Jurassique supérieur raviné par le Nummulitique; au flanc renversé, le Lias inférieur, le Rhétien Hettangien et les lignites du Keuper. Le coeur est essentiellement constitué par les cargneules, résultat de l'altération du Keuper gypseux.

Le flanc normal de l'anticlinal de Pépin supporte les unités subbriannaises.

- Au niveau du fort de Pépin, on note l'existence entre l'anticlinal couché de Pépin et l'anticlinal III de Boaire, d'une superposition de replis anclinaux et synclinaux à coeur jurassique ou crétacé supérieur.

L'anticlinal II de Boaire est fortement laminé à partir de la cote 1625 et entre celle-ci et la cote 1811; le contact avec le flysch de l'Autochtone

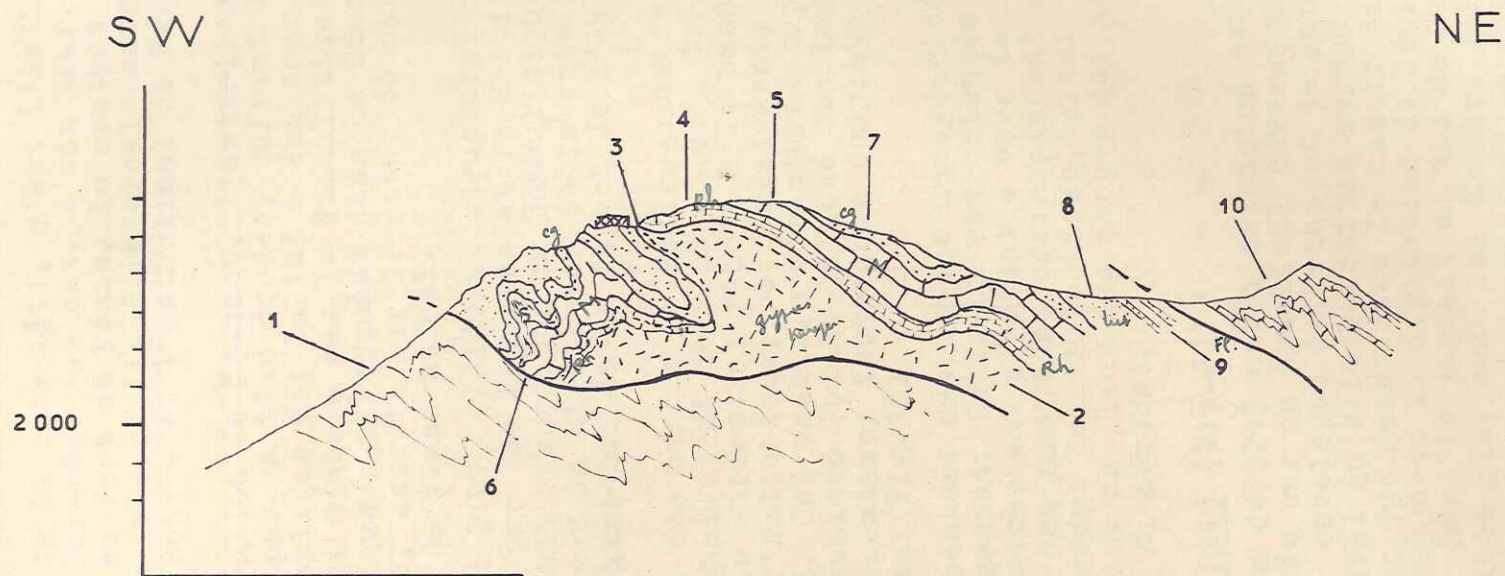


Fig. 19 - Coupe de la digitation de Pépin - Barres de Boaire  
(transversale du Fort de Pépin)

Autochtone : 1 - flysch priabonien supérieur - oligocène;  
 Parautochtone : 2 - mylonite de gypses du Keuper;  
 3 - lignites du Keuper; 4 - Rhétien - Hettangien;  
 5 - Malm; 6 - Sénonien; 7 - conglomérat de base du  
 Nummulitique; 8 - Lutétien supérieur - Auversien et  
 Bartonien; 9 - flysch bartonien et post-bartonien -  
 zone des lambeaux de charriage; 10 - flysch crétacé  
 supérieur - nummulitique.

subordonné se fait par l'intermédiaire du Sénonien ou du Nummulitique du flanc normal.

A partir de la cote 1811, c'est l'anticlinal III de Boaire lui-même qui est, à son tour, laminé et, à hauteur du fort de Pépin, le contact s'effectue par l'ensemble très replissé intercalé entre l'anticlinal III de Boaire et l'anticlinal de Pépin.

- Dans le haut vallon de Framose, l'anticlinal de Pépin se présentant par sa tête érodée, suivant une intersection très oblique est laminé à son tour. Le contact s'effectue d'abord par le Nummulitique, puis par le Jurassique apparaissant dans ce domaine au flanc renversé, ensuite par le coeur de cargneule et le Jurassique du flanc normal.

Au collet 2197, l'élément structural de Pépin vient reposer par les lignites et le Rhétien-hettangien directement subordonné au Nummulitique de son flanc normal sur la digitation de la cote 2215 qui s'intercale entre lui et le flysch de l'Autochtone.

La digitation des barres de Boaire-cime de Pépin est constituée par l'empilement de plis couchés très aigus, formant un ensemble structural raboté à la base qui repose sur le flysch de l'Autochtone, ou, localement, sur la digitation de 2215. Cet ensemble structural supporte les unités aubriançonnaises (ou de la zone des lambeaux de charriage) en indépendance tectonique complète sous lesquels il s'enracine. (Fig. 19)

Les plis présentent une grande homogénéité dans leur direction d'allongement. Celle-ci est orientée Nord Ouest - Sud Est, et le déversement s'effectue vers le Sud Ouest. Il faut noter que ces directions correspondent aux accidents socle-couverture de l'Autochtone, ainsi qu'à ceux dépendant de la mise en place des nappes qui affectent la couverture de cet Autochtone.

## II - La digitation de 2215 (Fig. 20)

La digitation de 2215 est d'extension très limitée. Elle est constituée par un synclinal déversé au Sud Ouest de Nummulitique à enveloppe de Trias et de Jurassique. L'élément structural qu'elle constitue repose sur le flysch de l'Autochtone au Sud Ouest dans le massif de la cime du Bec Roux; il supporte la digitation de Pépin à hauteur du col coté 2197. Dans le versant du val de Cabanaira, il est vraisemblable que, sous les éboulis qui y sont particulièrement développés, le contact se fait directement entre la digitation de 2215 et les unités subbriançonnaises.



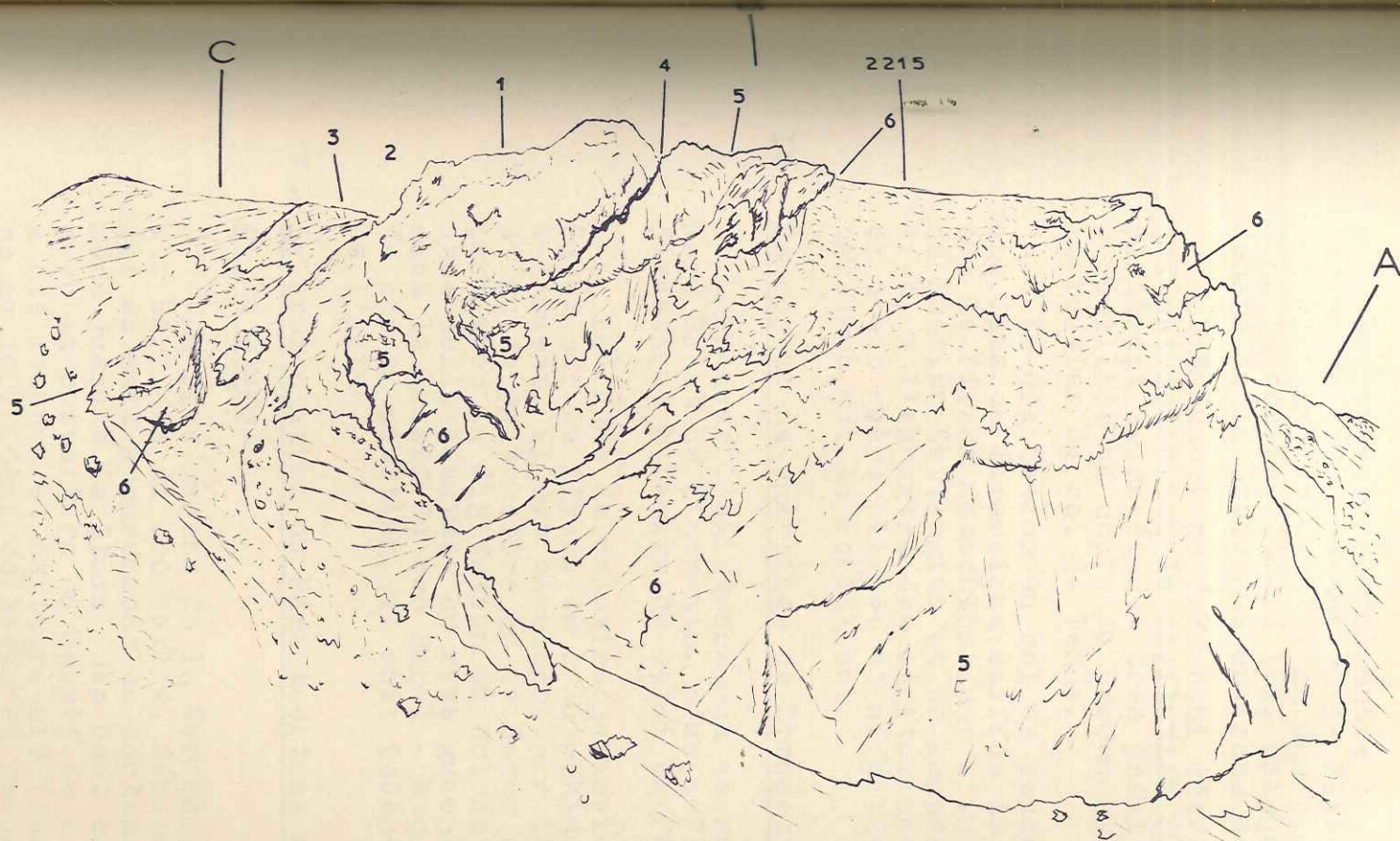


Fig. 20 - Vue panoramique de la digitation de 2215.

Autochtone : A - Parautochtone : B, digitation de 2215,  
C, digitation du fort de Pepin.

1 - Trias moyen; 2 - Lignites du Keuper; 3 - Rhétien - Hettangien;  
4 - cargneules; 5 - Malm; 6 - Nummulitique;

a - contact anormal entre la digitation de 2215 et la digitation  
des barres de Boaire - cime de Pépin.

### III - La digitation du col de Tende. (Fig.21)

Le contact anormal entre le Jurassique de la digitation du col de Tende et le Flysch de l'Autochtone fut vraisemblablement l'un des plus anciennement reconnu dans le domaine étudié ici, puisqu'il fut signalé par Menard de la Groye aux environs de 1810.

L. Baldacci et S. Franchi décrivirent en détail ce qui est nommé ici la digitation du col de Tende, et complétèrent leurs études très précises par les données recueillies au cours du percement du tunnel ferroviaire et routier du col de Tende.

La digitation du col de Tende se présente comme une lame de Jurassique coiffée de Nummulitique, reposant sur le flysch autochtone par l'intermédiaire d'un coussin de Rhétien Hettangien et de Keuper ligniteux et cargneulisés. A l'encontre des digitations précédentes, celle-ci n'est guère plissée et affectée seulement par des cassures qui la morcellent.

### IV - Le copeau de charriage de Limonetto.

On note l'existence aux abords de Tetti Liset, au Nord Ouest de Limonetto, d'un affleurement de calcaire jurassique à faciès de celui du Parautochtone.

La masse de calcaire jurassique repose vers le Sud Ouest sur le flysch de l'Autochtone. A l'Est, au Sud et à l'Ouest, il est enveloppé par les formations glaciaires et on ne peut mettre en évidence ses relations d'une part avec la digitation du col de Tende, d'autre part, avec celle débutant en rive gauche de la Vermenagna, dans le massif du bec Baral - bec Matlas. Il semble que, de par sa position, il soit indépendant de l'une comme de l'autre.

### V - La prolongation du Parautochtone entre la Vermenagna et la Stura.

En rive gauche de la Vermenagna, dans le massif du bec Baral et du bec Matlas, débute un élément structural qui se suit apparemment en continuité jusqu'au Gesso et même jusqu'à la Stura. Son contact frontal chevauchant avec la couverture du massif de l'Argentiera-Mercantour a été reconnu et cartographié (feuille géologique italienne au 100.000ème de Boves et Demonte) par S. Franchi.

Le massif du bec Baral et du bec Matlas a fait l'objet d'une étude de reconnaissance effectuée en collaboration avec P. Fallot (P. Fallot et M. Lanteaume 1956, a et b). A. Guillaume (1960) a étendu ces investigations au domaine du val Grande jusqu'au bric dell'Omo et au

Fig. 21 - Vue du versant français du col de Tende  
(dessiné d'après une photographie prise  
depuis le Fort Taborde).

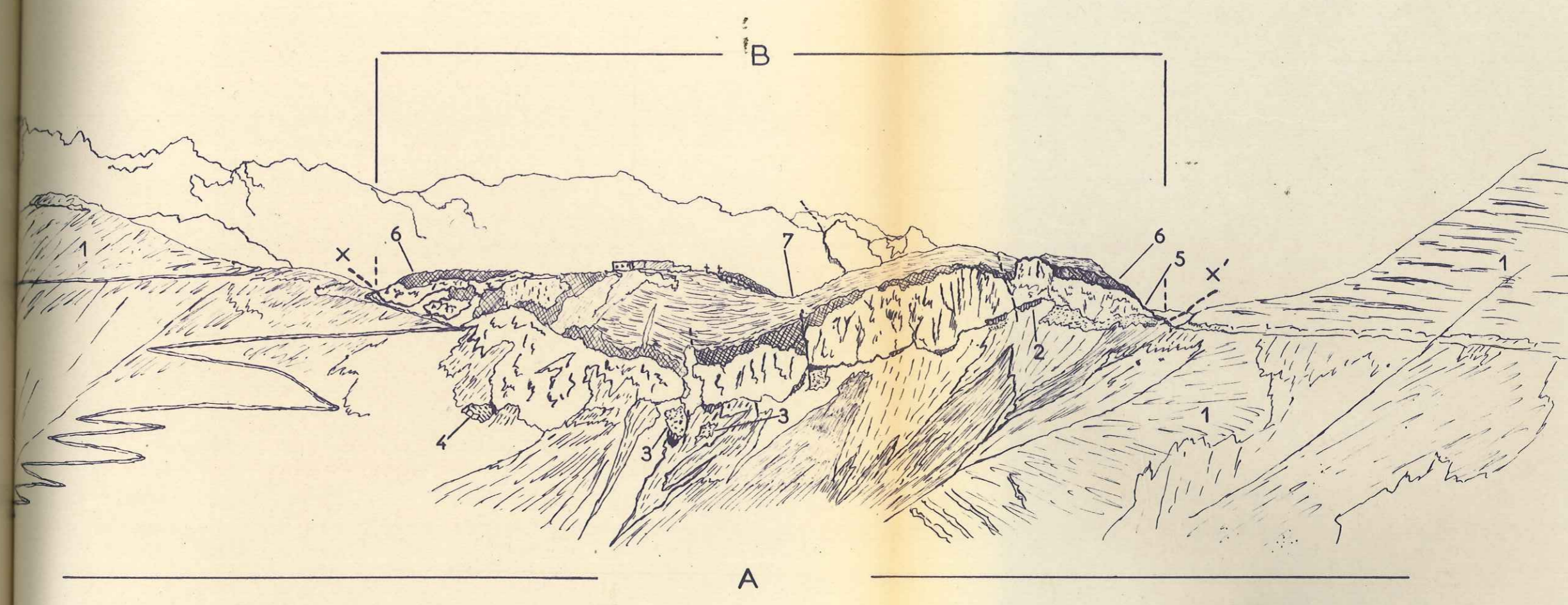
A - Autochtone (1 - flysch priabonien  
supérieur oligocène)

B - Parautochtone (digitation du col  
de Tende) :

2 - cargneules; 3 - lignites du Keuper;  
4 - Rhétien-Hettangien; 5 - Malm;  
6 - conglomérat à éléments de Permien  
à faciès interne; 7 - grès du Lutétien  
supérieur-auversien.

x - x' = contact anormal

Fig. 21 - View in various directions  
(based on photos and  
notes of the field work)  
A - Ashstone (?)  
B - Parnassus (?)  
C - ...  
D - ...  
E - ...  
F - ...  
G - ...  
H - ...  
I - ...  
J - ...  
K - ...  
L - ...  
M - ...  
N - ...  
O - ...  
P - ...  
Q - ...  
R - ...  
S - ...  
T - ...  
U - ...  
V - ...  
W - ...  
X - ...  
Y - ...  
Z - ...



Mt Sape. Parallèlement R. Malaroda (1957) a étudié le Parautochtone (complesso II) dans la dorsale comprise entre la Stura di Demonte et le Gesso, et l'équipe de jeunes géologues qu'il dirige étudie actuellement le domaine compris entre Vermenagna et Gesso.

Les connaissances quant à la prolongation du Parautochtone entre le col de Tende et la Stura sont donc encore fragmentaires: on peut cependant dès maintenant souligner un certain nombre de points.

- 1 - Entre Vermenagna et Stura, le Parautochtone - complesso II prend une grande importance, constituant un élément structural large de 2 km qui repose sur la couverture de la marge interne du massif de l'Argentera-Mercantour et supporte les unités subbriançonnaises et peut-être briançonnaises apparemment très dilacérées.
- 2 - La série du Parautochtone, armée par le Jurassique rigide est ployée en plis coiffés présentant une nette tendance au renversement.
- 3 - Le rabotage basal est très net.

Au-delà de la Stura, le Parautochtone - complesso II est très réduit. Il est représenté par des éléments peut-être continus sous les alluvions ou les éboulis apparaissant au fort de Demonte, à Demonte et dans la basse vallée du torrent de Cant.

Une Klippe apparaît en avant, sur la rive droite de la Stura, aux abords de Carter.

#### Conclusions

Le décollement de la série charriée paraît avoir eu lieu en règle générale au niveau du Keuper gypseux que l'on observe généralement à la base du chevauchement, transformé à l'affleurement en cargneules. Localement sont conservées aussi à la base des dolomies qui pourraient être attribuées au sommet du Trias moyen, mais qui appartiennent plutôt au complexe dolomitique du keuper. On doit donc admettre que le Trias moyen est resté adhérent au tégument, ou que, décollé localement, il est resté cependant lié à celui-ci, ou enfin que, franchement décollé, il a pu donner une unité indépendante. On n'a aucune indication de l'existence d'une telle unité indépendante de Trias moyen (en dehors de l'élément subbriançonnais de Tuane qui n'apparaît d'ailleurs pas sur la même transversale que celle de l'extension du Parautochtone) et on est conduit à rechercher, lié au tégument, dans la partie la plus interne, peut-être couverte par les nappes, le Trias dont se serait séparé, par diverticulation, le Parautochtone.

Il faut rappeler que la portion de couverture sédimentaire charriée qui a donné l'unité parautochtone actuelle avait subi la tectogénèse post-sénonienne et ante-lutétienne, et qu'elle représente la couverture externe vraisemblablement décollée de la cordillère tendasque. Si on compare avec les données recueillies dans l'Autochtone même, le décollement a pu avoir lieu à la base du Trias moyen, au niveau des gypses du Werfenien supérieur, ou à la base du Jurassique, au niveau des gypses du Keuper. Il semble que c'est à ce dernier niveau que le décollement soit le plus facilement réalisable, sous l'effet d'une tectonique à base essentiellement de gravité, tectonique qui a dû être celle affectant la couverture externe de la cordillère tendasque. On peut admettre donc qu'au cours de la tectogénèse ante-lutétienne, le décollement à la base du Jurassique a été le plus parfaitement réalisé et qu'a été ainsi préparée la diverticulation qui se fera ultérieurement au cours de la tectogénèse paroxysmale.

L'opposition entre les styles structuraux de la digitation des barres de Boaire - cime de Pépin, plissée en plis couchés superposés, de la digitation du col de Tende se présentant comme une lame morcelée par des failles, la digitation s'étendant entre Vermenagna et Stura, affectée de plis coffrés à tendance au déversement, est frappante.

Certes on peut expliquer en partie les plis couchés superposés de la digitation des barres de Boaire - cime de Pépin en faisant remarquer que le Jurassique généralement rigide y est réduit et que le matériel qui est impliqué dans les dislocations est essentiellement du Sénonien et du Nummulitique, à faciès flyschöide très plastique. La nature du matériau joue un rôle prépondérant dans le style observé. On peut le mettre en évidence dans la digitation même des barres de Boaire - cime de Pépin, où elle varie: on constate une nette variation décroissante de l'intensité du plissement du Sud Est au Nord Ouest, à mesure que le Malm prend de l'importance. Localement, sur la transversale du pli couché de Pépin, on peut noter en outre que la cascade des replis subordonnés à celui-ci marque une réduction importante du Malm et l'apparition du Sénonien.

La nature du matériau impliqué dans les dislocations n'explique pas tout; elle n'explique pas à elle seule les différences de style constatées: si la lame de la digitation du col de Tende peut s'expliquer en partie par la rigidité de la série jurassique, il faut faire intervenir cependant d'autres considérations; en effet, dans la digitation qui s'étend entre la Vermenagna et la Stura, où le Jurassique rigide est particulièrement bien développé, on observe une structure en anticlinaux et synclinaux déversés.

On peut admettre que le style est fonction d'une part de la résistance opposée par le substratum sur lequel les digitations sont venues s'appliquer, d'autre part de l'intensité relative, suivant les différentes transversales, de la tectonique présidant à la mise en place des diverses unités charriées et au serrage entre le bâti de l'Argentera-Mercantour et celui du Briançonnais que l'on ne peut éviter d'invoquer.

On constate en effet que la digitation du col de Tende correspond au domaine où l'Autochtone a offert la moindre résistance aux mouvements tangentiels puisque le flysch de cet Autochtone lui-même s'est décollé et est parti en avant, transportant vraisemblablement la digitation. Par contre, la digitation des barres de Boaire - cime de Pépin se localise dans un secteur où le serrage entre Autochtone et Briançonnais du Marguareis est maximum.

Les directions des accidents sont conformes à celles de l'Autochtone, liées aux dislocations primaires socle - couverture, et à celles de la mise en place des nappes. Il est difficile de ne pas admettre que ces diverses structures n'ont pas été réalisées au cours de l'évolution de la même tectonique tangentielle.

Il faut faire remarquer que le Parautochtone se localise exclusivement à la marge interne du massif ancien de l'Argentera-Mercantour, et qu'il disparaît à hauteur de riuo Frei; il n'amorce même pas le moulage de la terminaison axiale qui sera réalisé pleinement par le Subbriançonnais et la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

CHAPITRE IIIETUDE STRUCTURALE DE LA ZONE DES LANBEAUX DE CHARRIAGESommaire

Introduction.....	126 bis
A propos des unités tectoniques constitutives de la zone des lambeaux de charriage .....	126 bis
Tectonique d'ensemble .....	134



## Introduction

Les diverses unités constituant la zone des lambeaux de charriage ont été suivies précédemment, lors de la description stratigraphique depuis le col de Tende jusqu'à la mer (zone des Klippes s.str., zone du flysch de Baiardo). Les précisions structurales de détail ont été fournies en même temps que les données stratigraphiques; on se bornera donc ici à préciser certains points qui méritent particulièrement l'attention et à envisager la zone des lambeaux de charriage dans son ensemble.

### A propos des unités tectoniques constitutives de la zone des lambeaux de charriage

L'étude stratigraphique et structurale combinée qui a été précédemment réalisée a mis en évidence, d'une part la zone des lambeaux de charriage s.str. (= zone des Klippes s.str. L.M.1958) dont les éléments tectoniques apparemment disséminés pouvaient être groupés dans des ensembles qui ont valeur d'unité tectonique caractérisés par une série stratigraphique propre, présentant des variations de faciès sensibles, d'autre part, la zone du Flysch de Baiardo qui relaie la précédente au Sud de Triora.

Les unités tectoniques qui ont été individualisées se superposent et se relaient entre le col de Tende et Triora.

- L'unité la mieux individualisée et qui, pour cela, a été la mieux connue au début de nos investigations, est l'unité groupant les éléments tectoniques à série du type B, c'est-à-dire, l'unité originellement nommée, unité de Riou Frei.

Elle se suit en quasi continuité depuis l'Ouest de la cime du Bec jusqu'au vallon de Tuane, soit sur quelques 10km.

La structure de l'unité de Riou Frei est très caractéristique. Cette unité est très fortement plissée en anticlinaux et synclinaux superposés, très resserrés, donnant un ensemble structural très homogène à l'intérieur duquel apparaissent çà et là des chevauchements locaux nés de l'évolution des plis en plis faille et du laminage. (Fig. 22 et 23).

L'unité de Riou Frei est laminée au Nord Ouest,

rocher de R. Frei sup.

NE

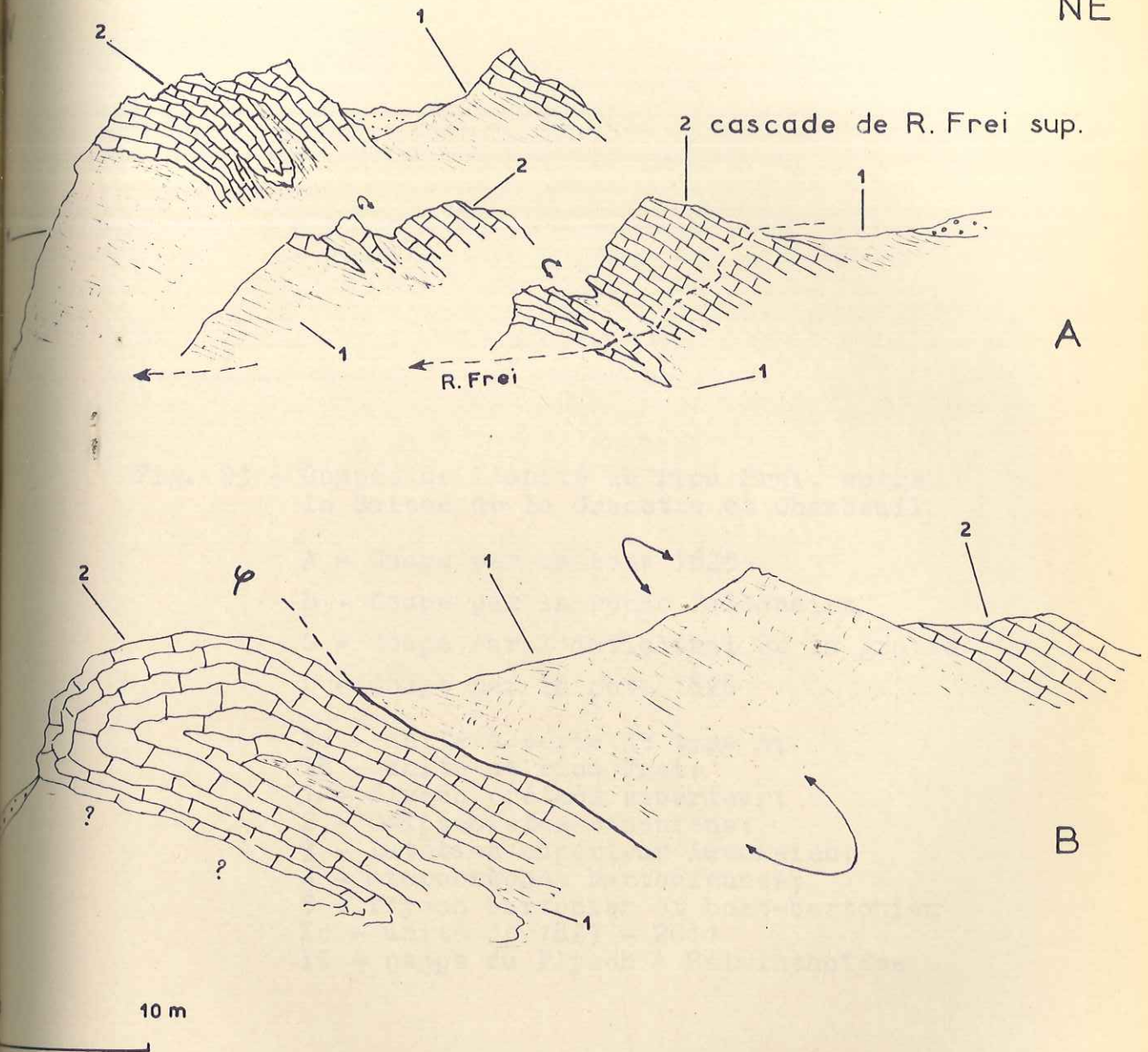


Fig. 22 - Coupes de l'unité de riuu Frei à riuu Frei supérieur.

A, en rive droite; B, en rive gauche.

1 - Senonien; 2 - calcaires du Lutétien supérieur - Auversien.

Fig. 23 - Coupes de l'unité de riou Frei, entre la Baisse de la Crocette et Chambeuil.

A - Coupe par la cote 1625

B - Coupe par la roche-falconaire

C - Coupe par l'anticlinal de la grotte

D - Coupe par la cote 1828

Ia - unité à série de type A;

Ib - unité de riou Frei;

1 - flysch crétacé supérieur;

2 - Calcschistes sénoniens;

3 - Lutétien supérieur Auversien;

4 - microbrèches bartoniennes;

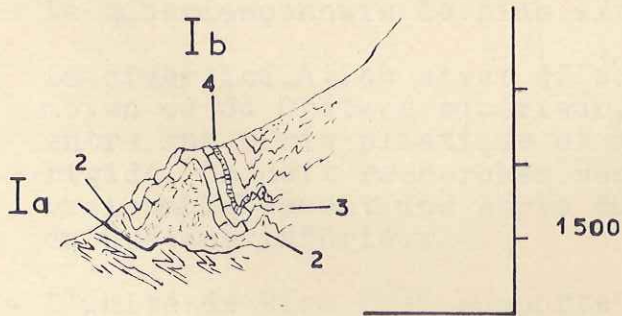
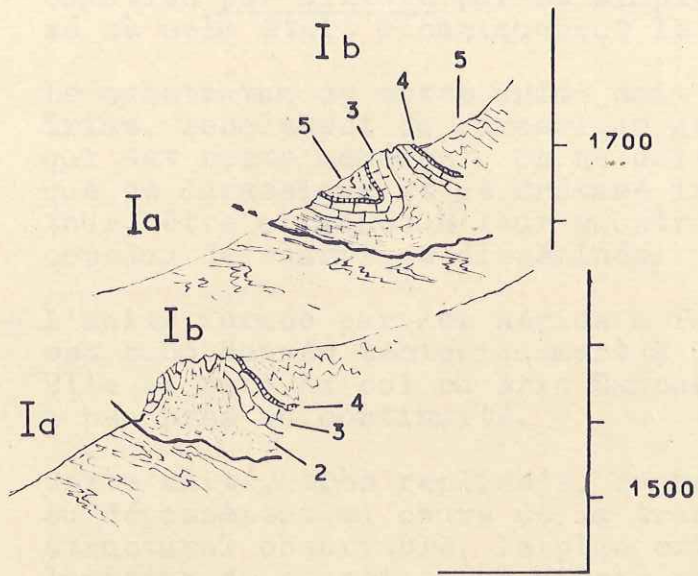
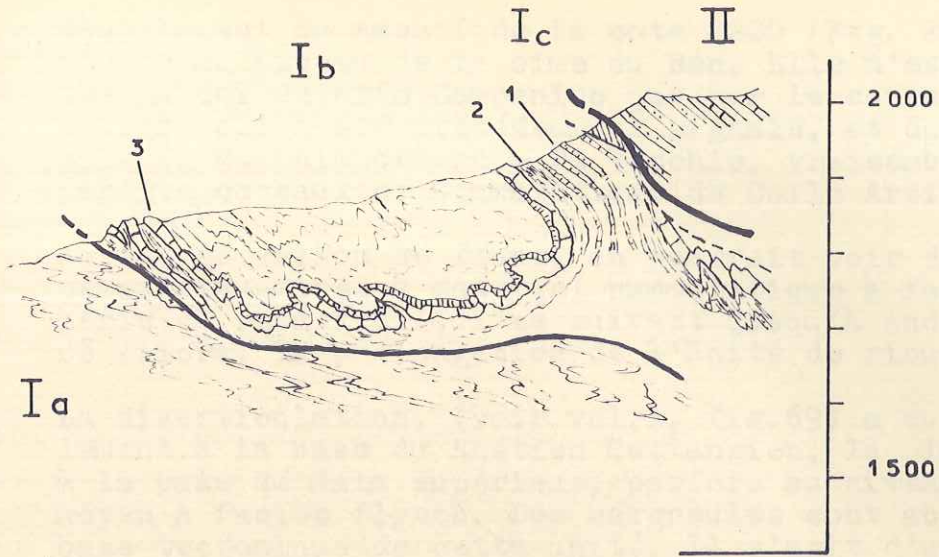
5 - flysch bartonien et post-bartonien

Ic - unité de 1827 - 2011

II - nappe du Flysch à Helminthoïdes

SW

NE



dès l'Ouest du massif de la cote 2220 (Fig. 24), c'est-à-dire au niveau de la cime du Bec. Elle n'est représentée au col de bric Campanino que par le copeau de Nummulitique qui a été précédemment signalé, et dans la dorsale du Mt Chiamossero - Mt Vecchio, vraisemblablement par les copeaux de Nummulitique de Colle Arpiola.

Au Sud du vallon de Tuane, on pourrait voir dans les copeaux disséminés à matériel nummulitique à faciès de la série de riou Frei qui se suivent jusqu'à Andagna, près de Triora, la prolongation de l'Unité de riou Frei.

La diverticulation, (voir vol.I, fig.69) a eu lieu localement à la base du Rhétien Hettangien, le plus souvent à la base du Malm supérieur, parfois au niveau du Crétacé moyen à faciès flysch. Les cargneules sont absentes à la base tectonique de cette unité. Il s'agit d'une diverticulation par clivage pur et simple. Celui-ci s'est réalisé où cela était mécaniquement le plus facile.

Le substratum de cette unité doit comporter au moins du Trias, localement du Jurassique et du Crétacé inférieur qui est resté adhérent. On ne doit pas cependant oublier que ce Jurassique et ce Crétacé inférieur ont pu, à leur tour, être arrachés à leur substratum et avoir donné des copeaux de charriage disséminés.

- L'unité formée par les séries à faciès flysch du type A est subordonnée tectoniquement à l'unité de Riou Frei. Elle se suit du col du Bric Campanino à Colle Ardente, à peu près en continuité.

Cette unité, très replissée, représente, s'il n'y a pas eu dépassement au cours de la translation, l'ensemble structural observable, le plus externe de la zone des lambeaux de charriage et ainsi, par voie de conséquence; le Subbriançonnais le plus externe.

La diverticulation s'est effectuée à la base du Crétacé moyen ou du Crétacé supérieur, là encore, par clivage entre une série plastique et une série vraisemblablement rigide. On doit rechercher son substratum qui comportait vraisemblablement une série du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur.

- L'unité de Riou Frei supporte entre la région de la cime du Bec et la baisse de la Crocette des copeaux de Dogger, de Malm et de Lutétien supérieur calcaire (unités à série du groupe C) ou directement la nappe du Flysch à Helminthoïdes. Entre la baisse de la Crocette et le vallon du Troupeau, elle supporte l'unité de 1827-2011 (unité dont la série est de type D), puis au-delà, jusqu'au vallon de Bens, l'unité de Tuane (unité dont la série est de type E).

- L'unité de 1827-2011 (Fig. 25) se présente comme un

SW

NE

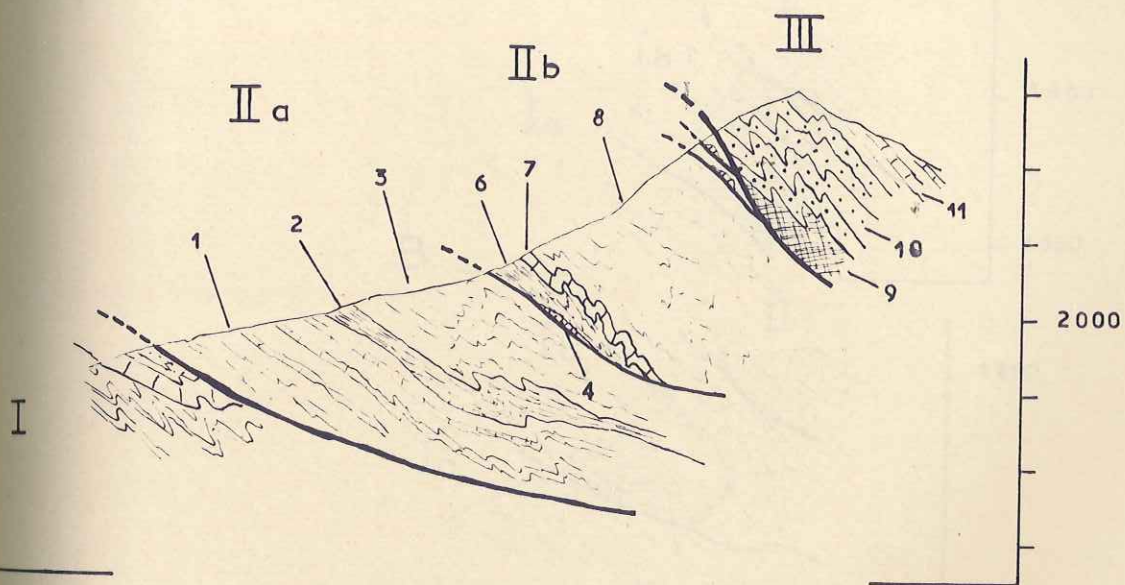
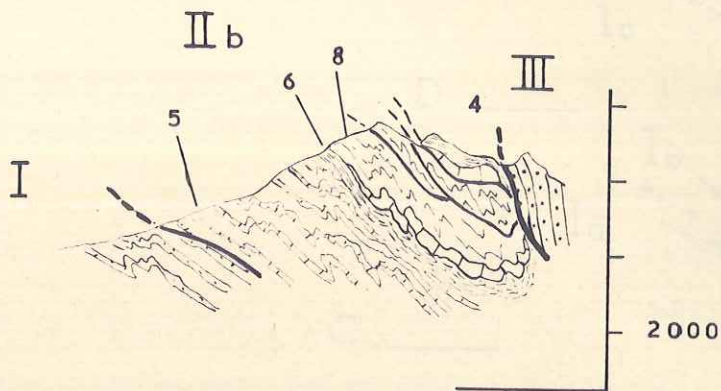


Fig. 24 - Coupes de l'unité de Riou Frei dans la région de la cote 2220.

A - coupe par la cime du Bec;

B - coupe menée par la cote 2220

I - Parautochtone; II - unités de la zone des lambeaux de charriage : IIa - unité à série du groupe B (1 - flysch crétacé; 2 - calcschistes senoniens; 3 - flysch nummulitique); IIb - unité de Riou Frei (4 - jurassique; 5 - flysch crétacé; 6 - calcschistes senoniens; 7 - Lutétien supérieur - Auversien calcaire; 8 - flysch); III - Nappe du Flysch à Helminthoïdes : (9 - complexe de base; 10 - série à dominante gréseuse; 11 - série à dominante calcaire).

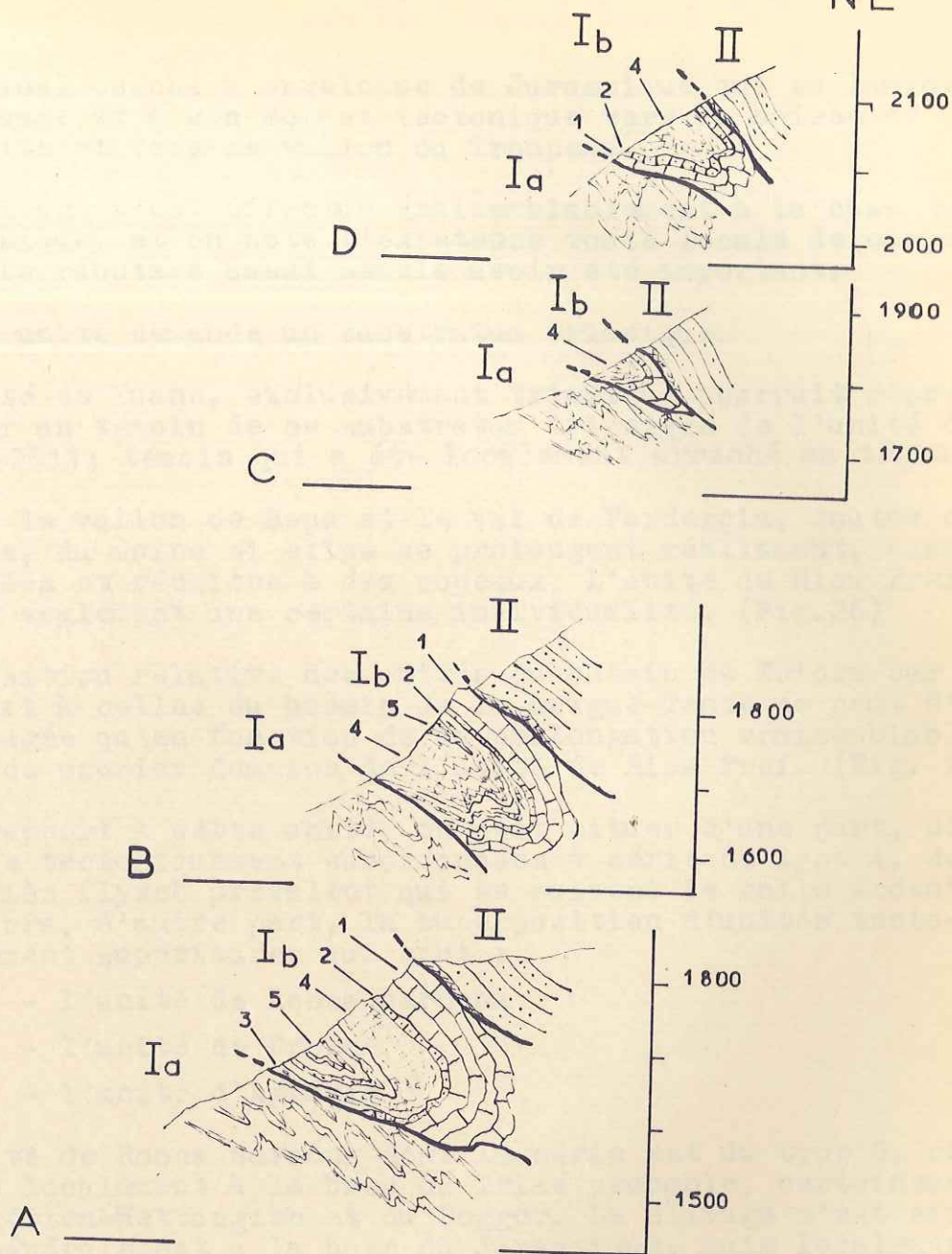


Fig. 25 - Coupes de l'unité 1827 entre la Baisse de la Crocette et 1827.

A - coupe par la cote 1827; B - coupe par la cote 1625;  
C - coupe par roche falconare; D - coupe la Grotte.

Zone des lambeaux de charriage : Ia - unité de riou frei  
Ib - unité de 1827 (1, jurassique supérieur; 2, Néocomien  
calcaire; 3, crétacé moyen et supérieur à faciès flysch;  
4, calcschistes sénoniens; 5, flysch) II - nappe de flysch  
à Helminthoïdes.

synclinal couché à enveloppe de Jurassique qui se lamine à la base et à son sommet tectonique vers la baisse de la Crocette et vers le vallon du Troupeau.

Le clivage s'est effectué vraisemblablement à la base du Jurassique, et on note l'existence toute locale de cargneules. Le rabotage basal semble avoir été important.

Cette unité demande un substratum triasique.

L'unité de Tuane, exclusivement triasique pourrait représenter un témoin de ce substratum triasique de l'unité de 1827-2011; témoin qui a été localement arraché au tégument.

Entre le vallon de Bens et le val de Verdeggia, toutes ces unités, du moins si elles se prolongent réellement, sont laminées et réduites à des copeaux. L'unité de Riou Frei garde seulement une certaine individualité. (Fig. 26)

La position relative des unités du bassin de Triora par rapport à celles du bassin de la Brigue-Tende ne peut être envisagée qu'en fonction de la prolongation vraisemblable dans ce premier domaine de l'unité de Riou Frei. (Fig. 27).

Par rapport à cette unité, on peut situer d'une part, des unités tectoniquement subordonnées à série de type A, donc à faciès flysch prévalent qui se suivent de colle Ardente à Triora, d'autre part, la superposition d'unités tectoniquement supérieures qui sont :

- l'unité de Rocca barbona
- l'unité de Drego
- l'unité d'Aggagio

L'unité de Rocca barbona dont la série est du type G, comporte localement à la base du Trias probable, certainement du Rhétien-Hettangien et du Dogger. Le clivage s'est effectué généralement à la base du Jurassique, mais localement au sein même du Trias supérieur ou moyen. On ne note en aucun cas l'existence de cargneules dues à l'altération des termes mylonitiques gypseux. Le substratum doit donc comporter du Trias.

L'unité de Drego qui est superposée à la précédente a une série de type H. Il faut préciser qu'elle ne peut avoir été séparée par diverticulation de la précédente puisque cette dernière comporte dans sa série des niveaux de même âge, se présentant sous un faciès différent. L'unité de Drego exige un substratum comportant dans ses termes les plus élevés du Crétacé inférieur et moyen et peut-être même du Crétacé supérieur si le clivage s'est fait au sein de ce niveau.



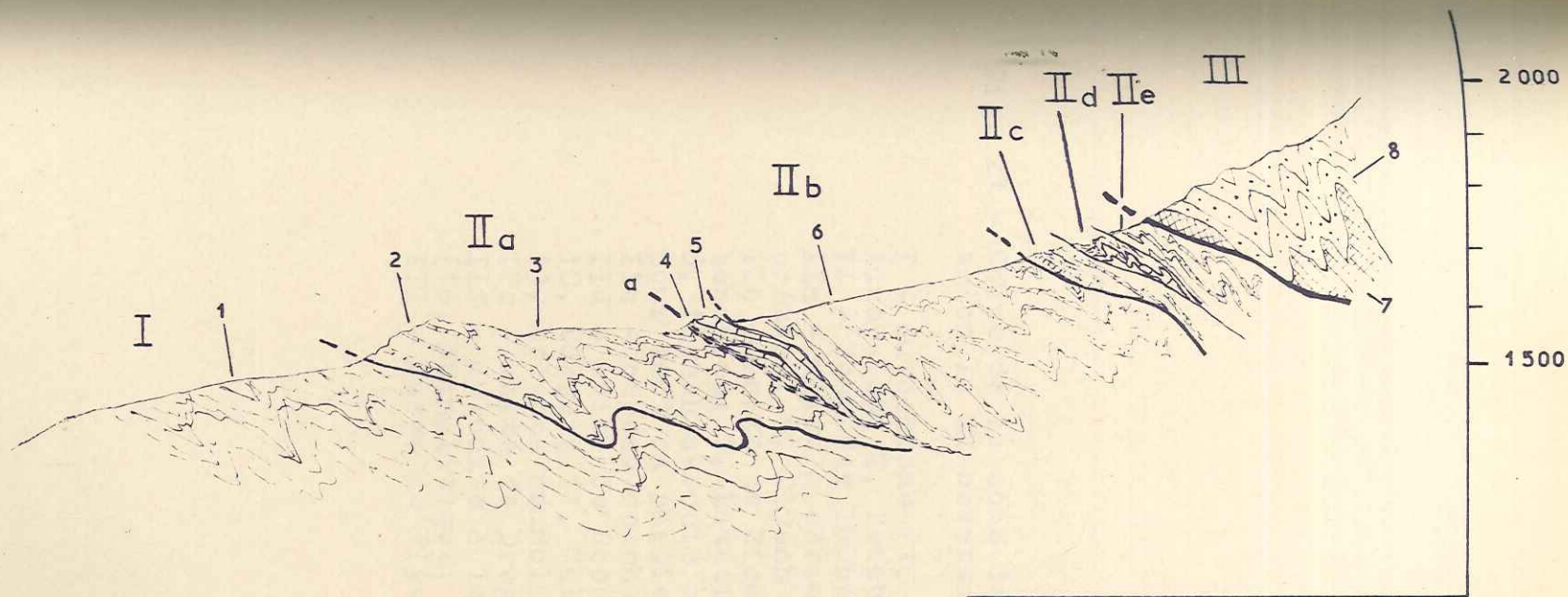


Fig. 26 - Coupe de la zone des lambeaux de charriage dans la région de la cime de la Mole.

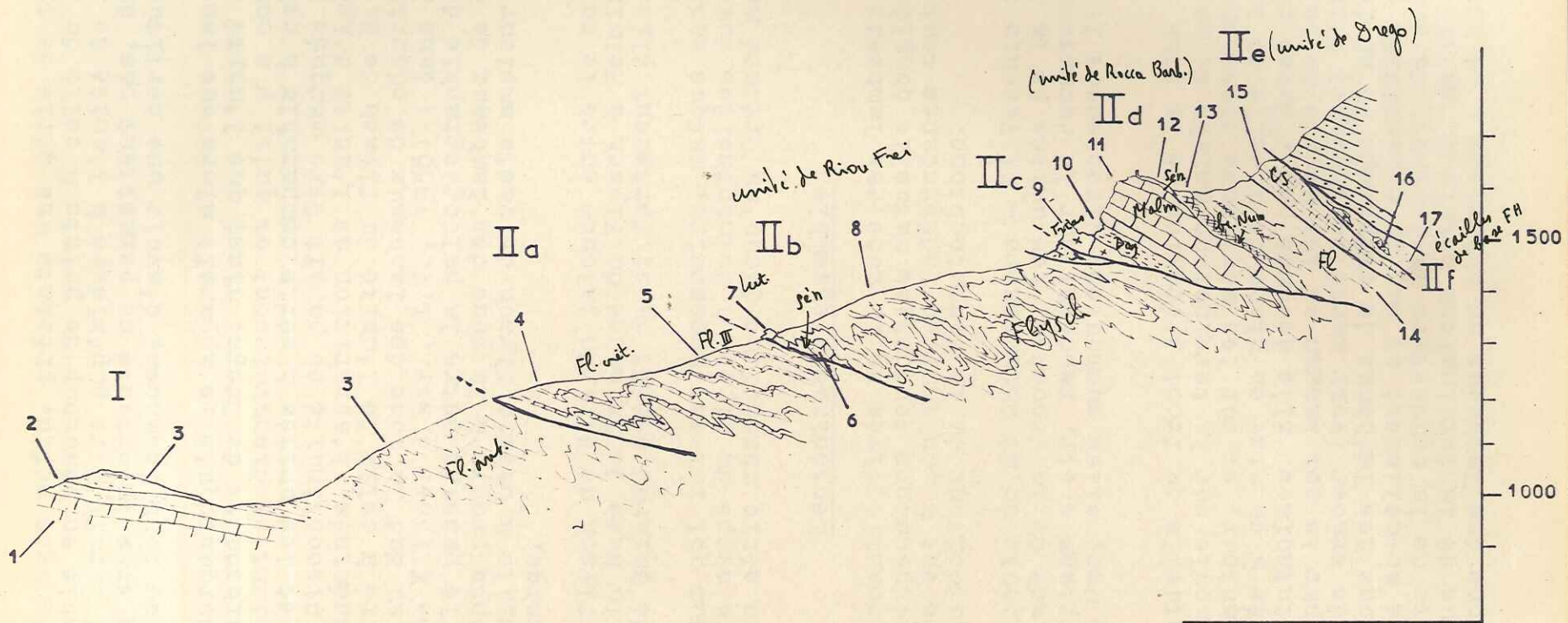
I - Autochtone (1 - flysch priabonien supérieur - oligocène inférieur)  
 II- Zone des lambeaux de charriage : IIa - unité à série de type A (2 - flysch crétacé supérieur; 3 - flysch mummulitique)  
 IIb - unité de riuu Frei (4 - calcschistes senoniens; 5 - Lutétien supérieur - Auversien calcaire; 6 - flysch); IIC, IId, IIe = copeaux de jurassique, senonien et flysch; III - Nappe de flysch à Helminthoïdes (7 - complexe de base; 8 - série à dominante gréseuse)  
 a - zone d'écrasement de Colle Ardente.

Fig. 27 - Coupe de la zone des lambeaux de charriage selon la transversale de Rocca barbone.

- I - Autochtone (1, Lutétien supérieur - Auversien; 2, Priabonien; 3, flysch)  
 II - Zone des lambeaux de charriage :  
 IIa - unité à série de type A (4, flysch crétacé; 5, flysch tertiaire);  
 IIb - unité de Riou Frei (6, calcschiste senonien; 7, Lutétien supérieur - Auversien; 8, flysch associé à l'unité de riou Frei pour tout ou partie);  
 IIc - copeau de charriage de la cote 1478;  
 IId - unité de Rocca barbona (9, Trias; 10, Dogger; 11, Malm; 12, Senonien; 13, brèches nummulitiques de base; 14, flysch);  
 IIe - unité de Dreggo (15, calcschiste senonien);  
 IIIf - mylonite à la base du Flysch à Helminthoïdes (16, Nummulitique; 17, flysch);  
 III - Nappe de Flysch à Helminthoïdes.

SW

NE



L'unité d'Aggagio enfin, présente une série de type I qui est comparable en beaucoup de points à celle du groupe A. Cette unité paraît être supérieure à l'unité de Drego, mais les éboulis très importants ne permettent pas, dans l'état actuel de nos connaissances, d'avoir une certitude.

Il faut remarquer qu'elle apparaît alors que les unités de Rocca barbona et de Drego, ainsi que l'unité de Riou Frei s'effilent et disparaissent et qu'il y a coalescence entre elle et les unités à série comparable à celle de type A. La discontinuité ne paraît être marquée que par des copeaux disséminés. L'apparition de l'unité d'Aggagio correspond en outre à celle de l'unité du flysch de Baiardo qui va relayer au Sud la zone des lambeaux de charriage s.str. (= zone des Klippes s.str., L.M., 1958) : dans ce domaine s'effectue le passage entre la paléogéographie de sillons et hauts fonds propre à la zone des lambeaux de charriage s.str. et celle à bassin flysch de vaste ampleur de la zone de Baiardo.

La zone du flysch de Baiardo jalonne entre le col Langan et la mer, la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes. Le flysch de Baiardo paraît aussi fortement plissé.

Le substratum qui lui est nécessaire, masqué sans aucun doute par la nappe du flysch à Helminthoïdes doit comporter toute la série mésozoïque jusqu'au Crétacé moyen.

#### Tectonique d'ensemble

Les unités constitutives de la zone des lambeaux de charriage sont en indépendance tectonique mutuelle complète. L'ensemble de ces unités est à son tour en indépendance tout aussi complète sur l'Autochtone ou le Parautochtone.

Entre la dorsale du Mt Chiamossero - Mt Vecchio et les abords de la baisse de la Crocette, les unités de la zone des lambeaux de charriage s.str. reposent sur le Parautochtone. Au-delà, jusqu'à la mer, elles surmontent directement le flysch de l'Autochtone.

La marge actuelle du front d'érosion de la zone des lambeaux de charriage se moule sur la terminaison axiale du massif de l'Argentera-Mercantour, et sur les accidents chevauchants de l'Autochtone, liés à sa mise en place et à celle de la nappe du Flysch à Helminthoïdes. Elle déborde par l'Ouest cette terminaison axiale par le col Langan et les abords de Dolceacqua. On peut essayer de tracer (voir carte tectonique) l'avancée maximale de la zone des lambeaux de charriage en se fondant sur le dessin observé actuellement et sur la répartition des accidents chevauchants de la couverture autochtone. On est amené à admettre qu'au Sud de la terminaison axiale du massif ancien, le front de la zone des lambeaux de charriage a pu atteindre

les abords de Pigna, de Rochetta Nervina et de Camporosso. En réalité, dans la masse du flysch attribué à l'Autochtone dans le domaine compris entre le front actuellement fixé de la zone des lambeaux de charriage et la ligne frontale hypothétique de l'avancée maximale, il y a encore une longue enquête à réaliser, et il apparaît dès maintenant qu'en de nombreux points, l'attribution d'affleurement au flysch autochtone est douteuse.

Les directions des plis affectant les unités de la zone des lambeaux de charriage ne peuvent être repérées avec quelque exactitude que dans l'unité de Riou Frei, intensément plissée.

Entre le Bric campanino et le vallon de Bens, les directions sont là encore axées Nord Ouest - Sud Est, c'est-à-dire conformes à celles affectant l'Autochtone et le Parautochtone. Les dislocations de détail intéressant dans ce domaine les autres unités témoignent de directions analogues. Ce domaine représente la marge interne du massif ancien.

Au-delà du vallon de Bens, tous les accidents prennent des directions conformes à celles des accidents chevauchants de l'Autochtone : moulage sur la terminaison axiale du massif ancien, accidents à regard ouest dans le domaine du débordement du massif ancien vers le Sud.

### Conclusions

Les diverses unités qui s'insèrent entre l'Autochtone ou le Parautochtone et la nappe du Flysch à Helminthoïdes sont des nappes de couverture d'ampleur très diverse, individualisées par clivage au sein même de la couverture à différents niveaux. Ces nappes ou plutôt ces lames ou copeaux de charriage ont été arrachés à leur patrie qui était la zone subbriançonnaise, vraisemblablement par la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Entre le col de Tende et la baisse de la Crocette, ces différentes nappes présentent aussi bien dans leur structure propre que dans celle de leur agencement mutuel, des directions tectoniques conformes à celles du Parautochtone ou de l'Autochtone, c'est-à-dire, les directions affectant le socle de l'Argentera-Mercantour.

Au-delà de la baisse de la Crocette, les directions varient et s'alignent en fonction du dessin de l'avancée maximale hypothétique des nappes.

CHAPITRE IVETUDE STRUCTURALE DE LA NAPPE DU FLYSCH A HELMINTHOÏDESetCONSIDERATIONS SUR SES RAPPORTS AVEC LES UNITES TECTONIQUESAPPARAISSANT A SON FRONT ET A SA MARGE INTERNESommaire

Structure intime de la nappe du Flysch à Helminthoïdes....	137
I - La structure propre des festons .....	137
A - Feston de San Remo - Mt Saccarel .....	137
B - Feston de Moglio-Testico .....	142
C - Feston d'Alassio - Borghetto d'Arroscia.....	142
II - Relations structurales entre les festons .....	143
III- Considérations sur l'ordre originel des différents festons .....	147
L'indépendance tectonique de la nappe du Flysch à Helminthoïdes .....	147
I - L'indépendance de la nappe à son front .....	147
II - L'indépendance de la nappe à sa marge interne .....	157
A - Aperçu sur la composition de l'ensemble structu- ral apparaissant à la marge interne de la nappe du Flysch à Helminthoïdes .....	157
B - Relation entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et les ensembles structuraux apparaissant à sa marge interne.....	158
III- La terminaison nord occidentale de la nappe du Flysch à Helminthoïdes .....	161
IV - Les klippen supra-briançonnaises de Flysch à Helminthoïdes .....	162

## Introduction

La nappe du Flysch à Helminthoïdes a une structure interne particulièrement bien individualisée (voir pl.I). L'étude stratigraphique a mis en évidence l'existence de trois domaines caractérisés par des faciès tranchés qui sont: le domaine à faciès de San Remo - Mt Saccarel, le domaine de Moglio - Testico, et le domaine d'Allassio - Borghetto d'Arroscia. Ces trois domaines sont en relations mutuelles tectoniques et correspondent à trois festons. Dans chaque feston, on peut mettre en évidence, à la suite de l'étude cartographique détaillée qui a été réalisée, une structure homogène très caractéristique.

La prise en considération des relations entre les différents festons constitutifs de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et le substratum tectonique composite apparaissant à son front et à sa marge interne, permet de mettre en évidence son indépendance tectonique. A cette indépendance tectonique, mettant en jeu de grands ensembles, se superpose une indépendance tectonique de détail liée au rabotage basal qui est général et spectaculaire.

### Structure intime de la nappe du Flysch à Helminthoïdes

#### I - La structure propre des festons

Dans chaque feston se présente une structure en plis déversés et couchés souples, affectés de replis disharmoniques intenses. Ces plis sont remarquables en ce qu'ils se suivent dans chaque digitation sur des distances considérables, la plupart du temps sur toute la largeur d'affleurement de la digitation.

#### A - Feston de San Remo - Mt Saccarel

Ce feston qui constitue la marge externe de la nappe a un affleurement de forme plus ou moins triangulaire dont un sommet est matérialisé par Limone-Piemonte, la base opposée est représentée par la côte entre Laigueglia et Bordighera, comme il a été précédemment indiqué en ce qui concerne l'extension du faciès de la série qui le constitue.

Les anticlinaux et synclinaux se répartissent dans des aires anticlinoriales et synclinoriales qui se suivent d'un bord à l'autre de l'affleurement du feston.

Les directions d'allongement des plis et le sens de déversement sont remarquablement constants dans toute cette digitation, à l'exception de la partie sud et particulièrement du domaine Sud occidental (région de Vallebona-Seborga) où s'observent des directions particulières. L'allongement des plis y est en effet strictement Nord Ouest - Sud Est et le déversement s'effectue vers le Sud Est. On note de plus une inflexion axiale générale vers le Sud Est.

## 1 - L'aire anticlinale du Mt Bertrand - Pontedassio

C'est sans conteste la plus remarquable puisqu'elle se suit depuis les abords de Limone Piemonte jusqu'à Pontedassio par son coeur de complexe de base affleurant largement.

Au Mt Alpetta et au col de la Perle, elle n'est représentée que par le flanc renversé, comportant de la série à dominante calcaire, de la série à dominante gréseuse et du complexe de base d'un anticlinal laminé par le chevauchement du Briançonnais du Marguareis. Au niveau du Riou Frei, le complexe de base du coeur de l'anticlinal est lui-même laminé.

Dans la région du Mt Bertrand, on peut mettre en évidence la superposition de plis couchés très replissés, dont le pli couché du Mt Bertrand avec son coeur de couches rouges est le plus spectaculaire.

Dans le secteur de Mendatica-Montegrosso, l'aire anticlinale du Mt Bertrand - Pontedassio est représentée, là aussi, par la superposition de plis déversés dans l'enveloppe de série à dominante gréseuse et calcaire dans lesquelles l'érosion a fortement déblayé, mettant en évidence une large boutonnière où affleure le complexe de base.

Le noyau de complexe de base de l'aire anticlinoriale du Mt Bertrand - Pontedassio s'ennoie sous la carapace de série à dominante calcaire du Mte Negro et jusqu'au colle San Bartholomeo, cette aire anticlinoriale ne peut être caractérisée que par des plis couchés observables dans cette série à dominante calcaire.

Au colle San Bartholomeo, le noyau de l'aire anticlinoriale du Mt Bertrand - Pontedassio réapparaît et on peut mettre en évidence les replis l'affectant lui et son enveloppe de série à dominante calcaire.

Au-delà du colle San Bartholomeo, le noyau de complexe de base s'ennoie à nouveau sous l'enveloppe de série à dominante calcaire du Mt Torre où l'on peut particulièrement bien observer les replis anticlinaux et synclinaux très couchés. L'érosion a mis en évidence le complexe de base des replis frontaux de l'aire anticlinoriale très couchée et on peut suivre ces affleurements jusqu'à Pontedassio.

L'aire anticlinoriale se suit dans la série à dominante calcaire jusqu'à la mer au cap d'Imperia qu'elle explique morphologiquement.

En conséquence, l'aire anticlinoriale du Mt Bertrand se suit en continuité parfaite sur 45 km environ. Axée strictement Nord Ouest - Sud Est entre les abords de Limone Piemonte et Colle San Bartholomeo, elle subit



une légère torsion à partir de colle San Bartholomeo pour prendre une direction Nord Nord Ouest - Sud Sud Est.

- 2 - Dans une position interne par rapport à l'aire anticlinoriale du Mt Bertrand - Pontedassio, apparaît, à partir du Sud Est du colle San Bartholomeo, l'aire synclinoriale de Diano Marina, d'abord très resserrée, puis qui s'élargit en dominant le vaste synclinorium de Diano Marina comportant en son coeur la série à dominante marneuse.
- 3 - Cette aire synclinoriale est bordée à sa marge interne par l'aire anticlinoriale du Pizzo Aguzzo - Capo Mele, tronquée par le rabotage basal très prononcé du feston de San Remo - Mt Saccarel, qui apparaît à sa marge interne.
- 4 - En avant de l'aire anticlinoriale du Mt Bertrand - Pontedassio, on peut définir une aire synclinoriale qui se suit en continuité depuis le Bric Campanino jusqu'au Sud Est de Borgomaro.

Au Bric Campanino, cette aire synclinale n'est représentée que par un synclinal composite déversé qui se prolonge par celui de la cime du Bec. Entre ce domaine et le versant gauche du riuo Frei où l'aire synclinoriale prend de l'importance, il y a une discontinuité due à l'érosion qui a largement déblayé dans la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

A partir du riuo Frei, l'aire synclinoriale qui prend de l'ampleur est constituée par des plis déversés et couchés même. Elle se suit jusqu'à Borgomaro, où elle s'estompe et se termine même plus au Sud Est, enserrée entre l'aire anticlinoriale du Mt Bertrand - Pontedassio à la marge interne et une aire anticlinoriale dite du Saccarel - Carpasio qui apparaît à sa marge externe.

L'aire synclinoriale peut être nommée aire synclinoriale du Mt Tanarello - Borgomaro.

Il faut faire remarquer que le domaine d'Imperia correspond à la coalescence des aires anticlinoriales du Mt Bertrand et du Mt Saccarel - Carpasio.

- 5 - L'aire anticlinoriale du Mt Saccarel - Carpasio est constituée par une suite d'anticlinaux et synclinaux déversés, très aigus.
  - L'anticlinal du Puy du Coeur se suit par son noyau de complexe de base entre la cote 1817 et le vallon de Bens où celui-ci s'ennoie sous son enveloppe gréseuse. Ce coeur de complexe de base réapparaît dans la région Pratti di Triora et se suit par le col de la Mezzaluna

jusqu'aux abords du col San Bernardo di Conio où il est enserré par son enveloppe de série à dominante gréseuse et calcaire.

- L'anticlinal du Mt Saccarel présente son coeur de complexe de base au flanc nord occidental de ce sommet. Ce coeur réapparaît localement à l'occasion des replis de sa charnière érodée au versant sud du massif. On peut admettre que l'anticlinal de Dreggo représente sa prolongation et que celui-ci se poursuit par l'anticlinal de Colle d'Oggia, où réapparaît en boutonnière le coeur de complexe de base qui est enserré plus au Sud Est par son enveloppe de série à dominante gréseuse et de série à dominante calcaire.

Au-delà du col St Bernardo di Conia, pour l'anticlinal du Puy du Coeur, et du Colle d'Oggia pour l'anticlinal du Mt Saccarel, il est bien difficile de suivre la prolongation de l'aire anticlinoriale dans l'ensemble très plissé de la série à dominante calcaire. Il semble cependant que cette aire anticlinoriale vienne border le synclinorium de Portomaurizzio et soit coalescente à celle du Mt Bertrand Pontedassio dans la région d'Imperia, comme il a été précédemment indiqué.

- 6 - A la marge externe de cette aire anticlinoriale du Mt Saccarel - Carpasio, il est bien difficile de définir des aires anticlinoriales et synclinoriales dans la succession d'anclinaux et de synclinaux déversés qui paraissent se relayer en coulisse du Nord Ouest vers le Sud Est.
- La zone synclinale de Carpasio est bien individualisée entre Aggagio et Carpasio. Vers le Sud Est elle se perd dans la masse très plissée de la série à dominante calcaire.
  - L'anticlinal de Costa présente son coeur de complexe de base entre l'Argentina et la Carpasina. Au versant rive droite de cette dernière, on peut relever une très belle charnière anticlinale à enveloppe de série à dominante gréseuse et à dominante calcaire. Au-delà, on perd la prolongation de cet anticlinal.
  - Le synclinal de Glori très coffré, enserré dans son enveloppe de série à dominante gréseuse, paraît être un élément structural prenant vers le Sud Est de l'importance. On pourrait voir en effet dans sa prolongation le synclinorium même de Portomaurizzio rempli de série à dominante marneuse.
  - L'anticlinal composite de Colle Piana paraît être lui aussi un élément structural important. Il se suit par son coeur de complexe de base depuis l'Argentina jusqu'à la Carpasina où on observe en rive droite une très belle charnière. Sa prolongation qui s'effectue vraisemblablement avec un certain ennoyage, sépare le synclinorium

de Portomaurozzio de celui de San Lorenzo al Mare.

- L'anticlinorium de Badalucco très disséqué par l'érosion présente l'énorme masse de complexe de base qui y affleure au coeur, impliquée dans des replis anticlinaux et synclinaux très aigus que l'on peut mettre en évidence dans l'enveloppe de série à dominante gréseuse et à dominante calcaire. Cet anticlinorium qui se suit par son complexe de base jusqu'au Mt Fondo paraît s'envoyer plus au Sud Est et les synclinaux de Montalto-Ligure et de Fascia d'Ubaga qu'il sépare se rejoignent vraisemblablement pour constituer le synclinorium de San Lorenzo al Mare.
- L'anticlinorium de Baiardo-Ceriane est constitué par deux anticlinaux principaux : l'anticlinal du Mt Alpicella, se prolongeant par celui du Mt Merlo dans la prolongation duquel apparaît l'anticlinal du val del Gatto et l'anticlinal de Cériane. Ces anticlinaux pincent un synclinal, le synclinal de la Costa dei Pratti qui paraît s'incorporer vers le Sud Est à un diverticule du synclinorium de San Lorenzo al Mare. L'anticlinal de Cériane s'envoie vers le Sud - Sud Est dans le synclinorium de Taggia - San Remo.
- Le synclinal du Mt Bignone qui sépare l'anticlinal de Cériane de celui de San Romolo forme l'élément principal du synclinorium de San Remo - Taggia.

Dans tout ce domaine les plis s'allongent d'abord Nord Ouest - Sud Est, puis au Sud de la ligne passant par Dolcedo - Pietrabrana et Taggia, leur direction d'allongement s'infléchit fortement pour prendre une orientation Nord Nord Ouest - Sud Sud Est.

- 7 - Dans le domaine de Vallebona - Vallecrosia, les directions virent franchement d'abord au Nord Nord Ouest - Sud Sud Est, puis au Nord Nord Est - Sud Sud Ouest.
- L'anticlinal de San Romolo s'allonge Nord Nord Ouest - Sud Sud Est.
  - L'anticlinal de Capo Nero qui paraît en être la prolongation a une direction analogue.
  - Le synclinal de Seborga-Vallebona qui est rempli de série à dominante marneuse est nettement axé Nord Nord Est - Sud Sud Ouest.

Il semble en réalité que se superposent dans ce domaine deux choses: d'une part une orientation originelle Nord Ouest - Sud Est, d'autre part, une tectonique prédominante marquée par cette orientation Nord Nord Est - Sud Sud Ouest.

On remarque en effet qu'en bout du synclinal du Mt Bignone, allongé Nord Ouest - Sud Est, des accidents locaux déterminent des replis synclinaux et anticlinaux assez importants, orientés Nord Nord Est - Sud Sud Ouest.

Ce domaine correspond à la limite d'avancée maximale observable actuellement de la nappe du Flysch à Helminthofides et vraisemblablement à l'avancée maximale originelle du débordement par le Sud de la terminaison axiale du massif de l'Argentera-Mercantour. On pourrait admettre que cette mise en place définitive s'est effectuée à la suite d'une mise en place primitive où les accidents affectant la nappe conservaient leur direction Nord Ouest - Sud Est. On peut mettre en parallèle ces accidents posthumes de la nappe avec ceux de l'Autochtone, orientés de la même manière, dont l'accident Monaco-la Brigue est le plus représentatif.

### Conclusions

Dans le feston du Mt Saccarel - San Remo, on peut mettre en évidence une structure en grands anticlinaux et synclinaux déversés ou couchés, constants sur toute la largeur de l'affleurement de la digitation ou se relayant en coulisse. Des aires privilégiées anticlinoriales ou synclinoriales de vaste ampleur se différencient.

Au Nord d'une ligne Dolcedo - Pietrabrana - Taggia, les plis sont strictement orientés Nord Ouest - Sud Est; au Sud de cette ligne, leur axe subit une inflexion vers le Sud - Sud Est. Cette variation de direction est peut-être liée aux anomalies que l'on constate dans la région de Vallebona-Vallecrosia, où on observe des orientations sensiblement Sud Est - Nord Ouest. Ces dernières orientations semblent liées à une tectonique secondaire comme on en a localement la preuve dans des dislocations de détail affectant les anticlinaux et synclinaux axés normalement. Cette tectonique secondaire peut être tout simplement la tectonique posthume transverse mise en évidence dans l'Autochtone.

#### B - Le feston de Moglio - Testico

Le feston de Moglio - Testico vient d'être étudié par D. Haccard (Thèse de 3ème cycle). La structure d'ensemble est difficile à mettre en évidence, car la série repère de Moglio, équivalent probable du complexe de base n'apparaît qu'à la marge interne formant le noyau laminé d'un anticlinal couché à tête anticlinale plongeante.

Dans tout l'affleurement de la série de Testico, on ne peut mettre en évidence que des structures de détail, correspondant aux replis à tête anticlinale plongeante (faux-anticlinaux et faux-synclinaux).

Les plis s'allongent grossièrement Ouest Nord Ouest - Est Sud Est.

#### C - Le feston d'Alassio - Borghetto d'Arroscia

L'étude de la partie orientale de ce feston (à l'Est de Gazzo) a été réalisée dernièrement par D. Haccard (Thèse de 3ème cycle). Les résultats obtenus dans la partie occidentale confirment les données apportées par cet auteur en les complétant.

Dans tout ce feston on a une structure en anticlinaux et synclinaux axés sensiblement Ouest Nord Ouest - Est Sud Est, présentant un basculement vers le Sud Sud Ouest, si bien qu'anticlinaux et synclinaux plongent dans cette direction.

Au cours d'une tournée en commun avec D.Haccard et J.Rodgers, ce dernier avait attiré l'attention sur la superposition des schistosités qui affectaient les divers replis que l'on pouvait observer et avait alors soutenu l'hypothèse que la schistosité secondaire marquait une structure à têtes anticlinales et synclinales plongeantes; les replis anticlinaux et synclinaux que l'on observait n'étaient que de faux anticlinaux et de faux synclinaux. La polarité des couches qui était généralement peu marquée ne permettait pas de prendre position. Les données d'ensemble dont on disposait alors pouvaient laisser entendre que le déversement des plis s'effectuait vers le Nord - Nord Est, mais de nombreuses anomalies, comme le renversement du flanc apparemment normal de l'anticlinal du Mt Bignone laissaient place au doute. La difficulté d'interprétation résidait en effet en ce que l'érosion avait tronqué les anticlinaux et synclinaux qui se présentaient ainsi par la tranche et que les intersections ne permettaient pas en général de savoir comment s'effectuait leur fermeture.

L'étude d'extrême détail qui a été réalisée par D.Haccard (Thèse) a mis en évidence que la solution préconisée par J.Rodgers paraissait devoir être retenue. D.Haccard a pu trouver des charnières constituées par des grès, enveloppés de la série à dominante calcaire qui présentaient une structure plongeante.

Parallèlement, dans le massif du Mt Frascinelle, dans la partie occidentale du feston, les structures incompréhensibles tant qu'on envisageait un sens apparent de poussée vers le Nord Nord Ouest, purent être analysées. La découverte de charnières anticlinales plongeantes prouvèrent, là encore, que l'on devait admettre pour tout le feston une structure en plis plongeant vers le Sud Sud Ouest.

## II - Relations structurales entre les festons

- 1 - Le feston de Moglio - Testico s'encapuchonne dans celui de San Remo - Mt Saccarel qui lui est tectoniquement superposé.

Le contact anormal se suit entre le Sud de Laigneglia et Pornassio. Il a été étudié par D.Haccard (Thèse).

- Entre le Sud de Laigneglia et le passo San Giacomo, les aires anticlinoriales du Pizzo Aggazo - Capo Mele, synclinoriales de Diano Marina et anticlinoriales du Mt Bertrand - Pontedassio, rabotées à la base, reposent par leur complexe de base ou directement par la série à dominante calcaire sur la série de Moglio - Testico

impliquées dans les dislocations à têtes anticlinales et synclinales plongeantes, propres au feston de Moglio - Testico.

- Au Passo San Giacomo, le contact se redresse et est quasi vertical. (Fig.28).
  - Au colle San Bartholomeo, c'est au contraire la série de Testico qui vient s'appuyer contre l'anticlinal interne laminé de l'aire anticlinoriale du Mt Bertrand - Pontedassio.
  - Au-delà, jusqu'à Pornassio, le contact est très redressé; il est difficile à caractériser du fait des écrasements qui intéressent aussi bien la série de Testico que les différents termes de la série du feston du Mt Saccarel - San Remo.
- 2 - Le feston d'Alassio -Borghetto d'Arroscia vient franchement s'encapuchonner dans celui de Moglio - Testico.

Le contact anormal a été suivi entre Alassio et l'Arroscia par D.Haccard (1960 et Thèse) qui l'a décrit en détail.

Entre Alassio et St Bernardo, le contact se fait entre les termes différents de la série de la digitation de Borghetto d'Arroscia - Alassio impliquée dans les structures anticlinales et synclinales plongeantes et la série de Moglio qui leur est superposée et appartient au noyau d'un anticlinal à tête plongeante, raboté à la base.

Entre San Bernardo et l'Arroscia, c'est la série de Testico, représentant tout le flanc normal de l'anticlinal qui repose sur les plis de la digitation d'Alassio - Borghetto d'Arroscia. Localement on observe au contact, un peu de la série de Moglio.

En rive gauche de l'Arroscia, le contact se poursuit tout a fait comparable et la série de Testico repose sur les plis arasés du massif de Frascinelle. Là encore, on peut noter localement la présence de la série de Moglio, jalonnant le contact anormal. (Fig.29).

#### Conclusions

- 1 - Les festons sont en relation tectonique manifeste et indépendante entre eux.
- 2 - Le rabotage basal est important et spectaculaire.
- 3 - Les festons se superposent du Nord Est vers le Sud Ouest, dans l'ordre : digitation d'Alassio - Borghetto d'Arroscia, digitation de Moglio - Testico, digitation de San Remo -

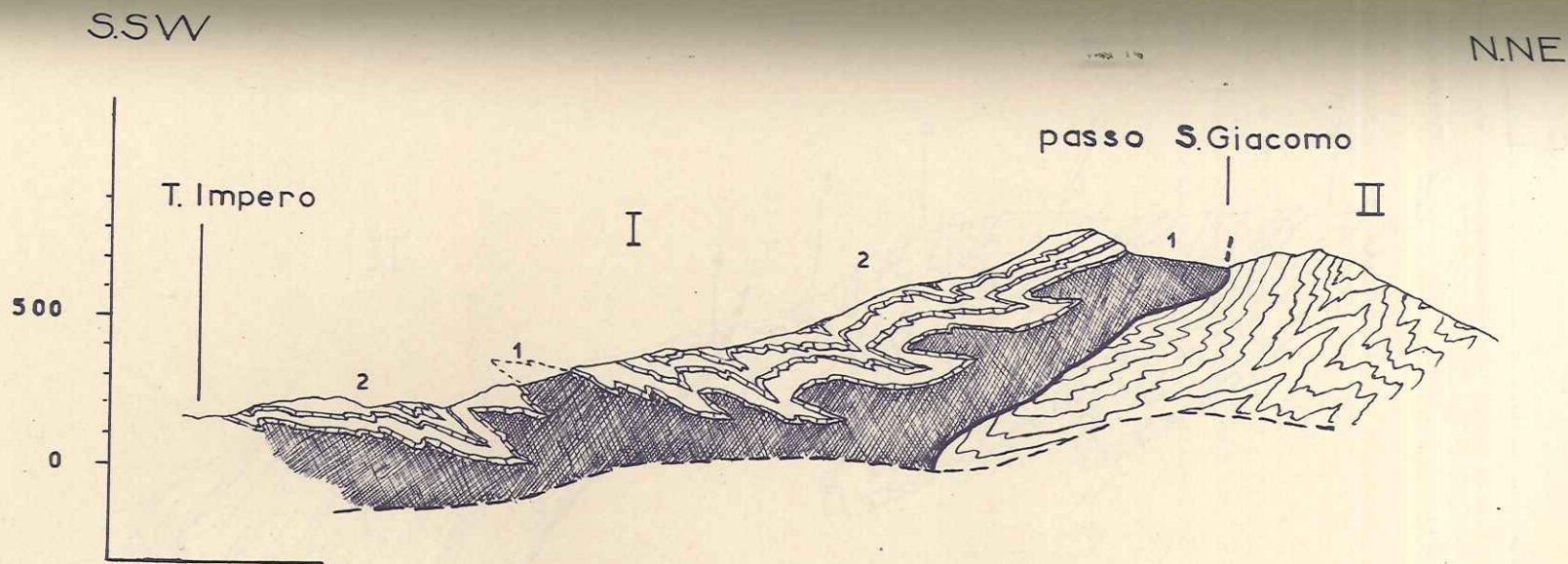


Fig. 28 - Relations entre le feston de Moglio - Testico et celui de San Remo - Mt Saccarel dans la région du Passo San Giacomo.

I - Feston de San Remo - Mt Saccarel (1 - complexe de base; 2 - série à dominante calcaire).

II - Feston de Moglio - Testico (série de Testico).

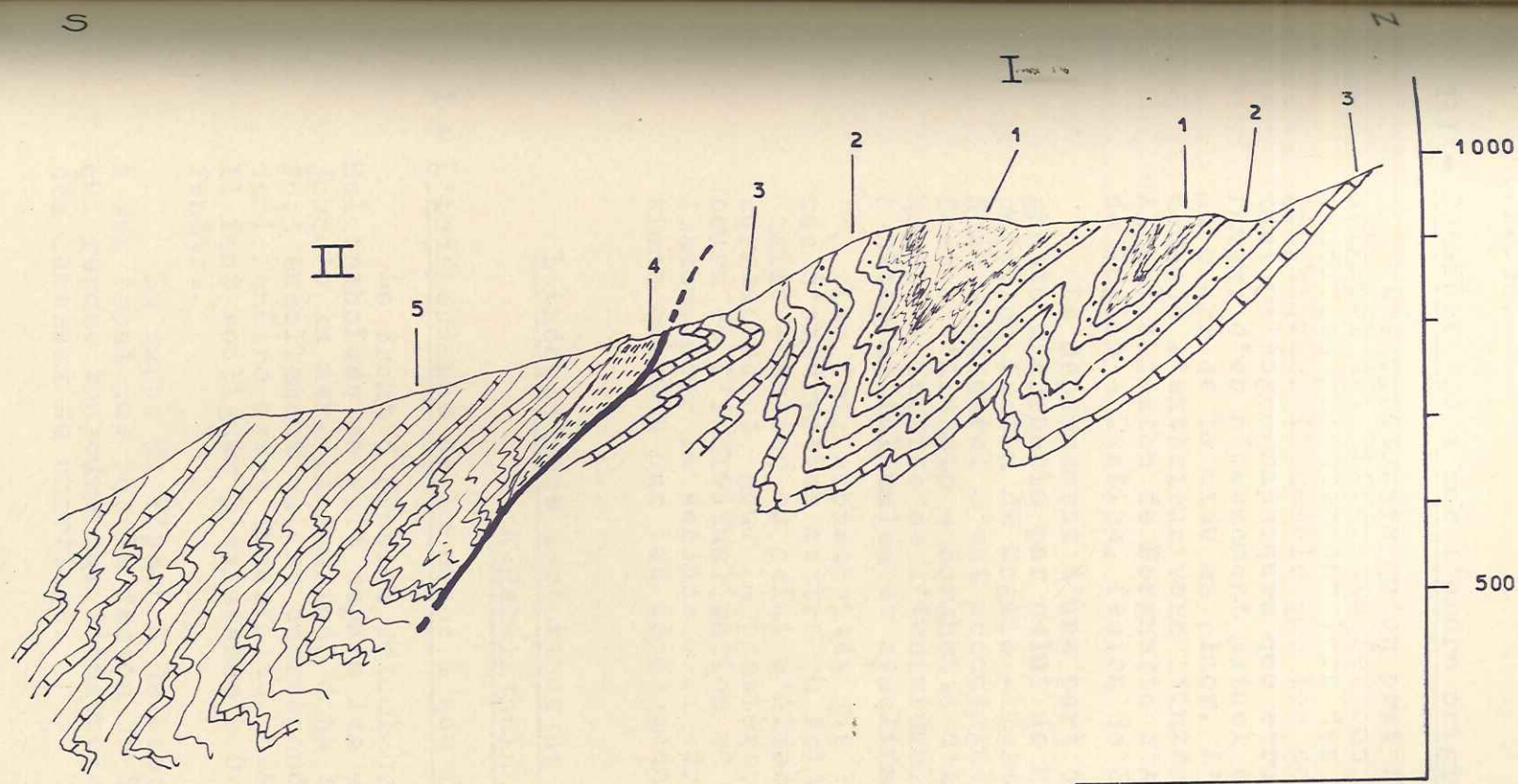


Fig. 29 - Relations entre le feston d'Alassio Borghetto - d'Arroscia et le feston de Moglio - Testico au Mont Frascinella.

I - Feston d'Alassio Borghetto d'Arroscia (1 - complexe de base; 2 - série gréseuse réduite; 3 - série à dominante calcaire); II - Feston de Moglio - Testico (4 - série de Moglio; 5 - série de Testico).



Mt Saccarel. Ils s'encapuchonnent les uns dans les autres.  
(Fig. 30).

### III - Considérations sur l'ordre originel des différents festons

Les hypothèses qu'on peut formuler quant à l'ordre originel des différents festons ont été proposées et discutées précédemment lors des considérations paléogéographiques. Il semble que les connaissances actuelles, tant paléogéographiques que structurales, militent en faveur d'un dépassement mutuel des différents festons au cours de la mise en place. L'ordre originel serait donc de l'extérieur vers l'intérieur (par rapport aux Alpes) : feston de Borghetto d'Arroscia - Alassio, feston de Moglio - Testico, feston de San Remo - Mt Saccarel.

Le dépassement d'une part du feston d'Alassio - Borghetto d'Arroscia par celui de Moglio - Testico, d'autre part, du feston de Moglio - Testico par celui de San Remo - Saccarel s'est accompagné respectivement pour le feston d'Alassio - Borghetto d'Arroscia et le feston de Moglio - Testico de l'individualisation des structures à têtes anticlinales et synclinales plongeantes.

Les deux schistosités que l'on peut dans les meilleurs cas d'observation mettre en évidence dans le feston de Moglio - Testico ou celui d'Alassio - Borghetto d'Arroscia correspondent, pour la première, à la structure née au cours de l'individualisation et de la translation du feston, pour la seconde à la structure née des déformations causées par les dépassements mutuels des festons.

### L'indépendance tectonique de la nappe du Flysch à Helminthoïdes

#### I - L'indépendance de la nappe à son front

Le front d'érosion actuel de la nappe du Flysch à Helminthoïdes se suit depuis les abords de Limone Piemonte jusqu'à la mer. Il dessine, dans la région de Triora, un fort ensellement qui ne correspond cependant qu'à une demi fenêtré assez imparfaite, néanmoins fort spectaculaire. Il faut souligner l'existence à Ceriane d'une très belle fenêtré.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes n'est représentée à son front que par le feston de San Remo - Mt Saccarel, qui repose toujours sur l'ensemble structural de la zone des lambeaux de charriage.

SE

NE

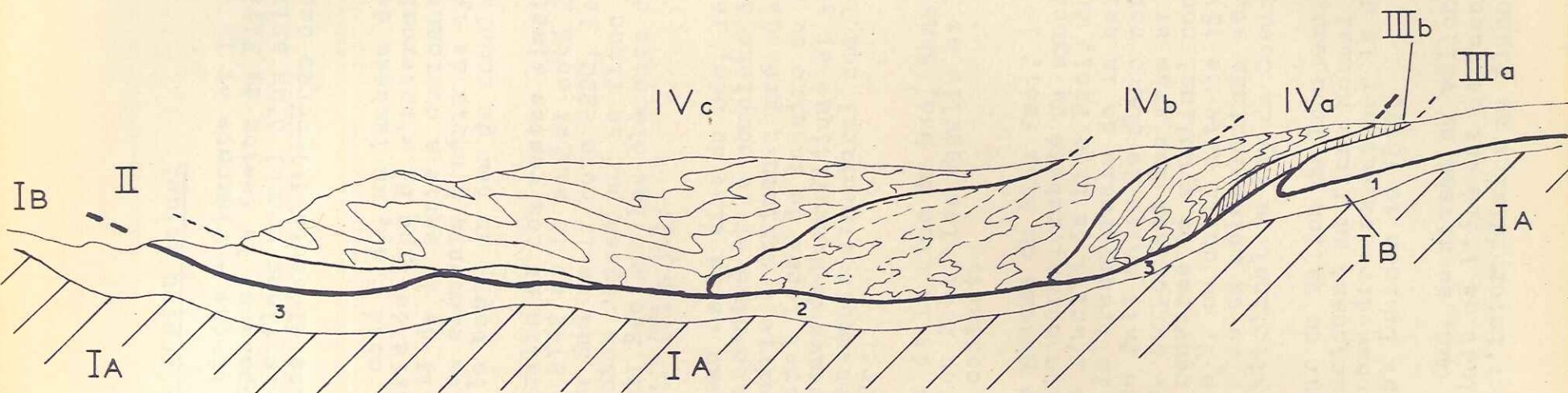


Fig. 30 - Profil établi suivant la transversale du Mte Nero, montrant schématiquement les relations probables entre les différents festons de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et celles entre la nappe et son substratum tectonique.

I - Autochtone s.l. : IA - socle et tégument; IB - couverture sédimentaire  
(1 - briançonnais; 2 - subbriançonnais resté adhérent au socle-tégument;  
3 - Autochtone s.str.)

II - Zone des lambeaux de charriage (représentée sur cette transversale par le Flysch de Baiardo)

III - Unité piémontaise : IIIa - Mt Gallero - Mt Pesalto; IIIb - Unité d'Arnas

IV - Nappe du Flysch à Helminthoïdes : IVa - feston d'Alasio Borghetto

## Description

### 1 - Le front d'érosion actuel

Entre Limone - Piemonte et le col coté 2140, sous le Bric Campanino, le feston du Flysch à Helminthoïdes repose par le flanc normal d'un anticlinal raboté à la base, sur les éléments dilacérés des unités à série de type A.

Au col coté 2140, un lambeau de l'unité de Riou Frei (Unité à série de type B) s'intercale entre le flanc normal raboté de la série à dominante gréseuse de l'anticlinal et les éléments à série de type A. Localement est conservé à la base, un peu de complexe de base très broyé.

Les éboulis et les restes glaciaires masquent, entre le col coté 2142 et le sommet coté 2220, le contact. Au col situé au Sud de la cote 2220, le contact est révélateur: le feston repose par le flanc laminé du synclinal de la cime du Bec sur les éléments dilacérés de l'unité de Riou Frei. (Fig. 31).

Au niveau de la cime du Bec, le rabotage a été beaucoup moins accentué et le complexe de base conservé à la base de la série à dominante gréseuse du flanc normal de l'anticlinal local de la cime du Bec repose sur la série des lambeaux de Nummulitique et de Dogger qui constituent un ensemble structural complexe surmontant l'unité de Riou Frei.

A l'Est de la cime du Bec, dans le versant rive droite du Riou Frei, les éboulis et les restes glaciaires masquent le contact.

En rive gauche du Riou Frei, le contact s'effectue entre le flanc normal raboté du synclinorium du Tanarello - Borgomaro et l'unité de Riou Frei, dont les plis sont arasés. Dès la transversale de la baisse de la Crocette, le contact se fait entre le flanc normal du synclinorium du Tanarello, comportant des grès et du complexe de base et le flanc renversé du synclinal constituant l'unité à série de type D, ou unité dite de 1817. Les grès du flanc normal sont plus ou moins laminés et, dès la cote 1817, s'amorce l'anticlinal du Puy du Coeur.

A hauteur du vallon du Troupeau, la série à dominante gréseuse appartenant au flanc normal du synclinorium du Tanarello repose directement sur le Jurassique de l'unité déjà fortement laminée de 1817.

Plus au Sud, au niveau du vallon de Tuane, le feston vient en contact de l'élément de Tuane (unité à série de type E), par l'intermédiaire du flanc normal, puis du

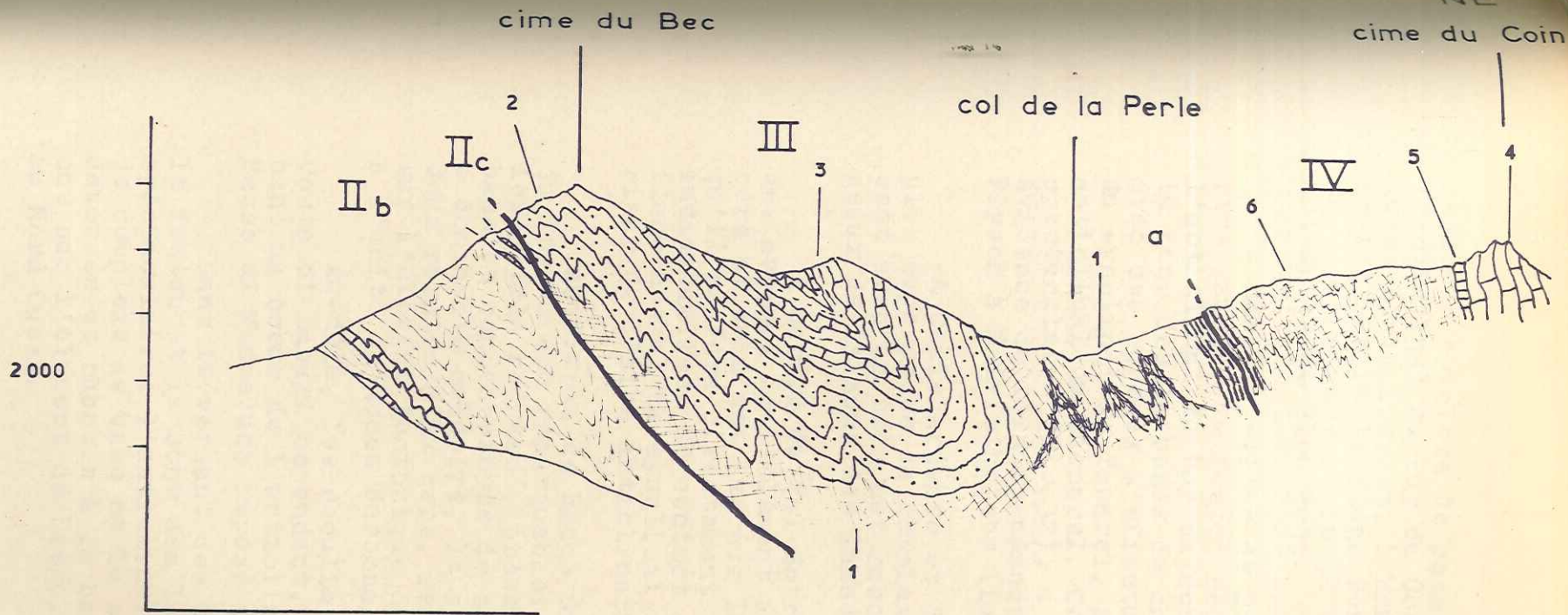


Fig. 31 - Coupe montrant les relations entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la zone des lambeaux de charriage d'une part, et le Briançonnais du Marguareis d'autre part, dans la région de la cime du Bec.

II - Zone des lambeaux de charriage : IIb - unité de riau Frei;  
 IIc - copeaux de charriage (voir Fig. 24);

III - Nappe du Flysch à Helminthoïdes (1 - complexe de base; 2 - série à dominante gréseuse; 3 - série à dominante calcaire);

IV - Unité du Marguareis (4 - Jurassique supérieur; 5 - Néocomien;  
 6 - Senonien);

a - Zone d'écrasement = zone d'écrasement des Selles Vieilles.

coeur de complexe de base et enfin du flanc renversé de l'anticlinal du Puy du Coeur. Parallèlement, l'unité de Tuane se lamine, et, à hauteur de la cote 1670, le contact se fait entre le flanc renversé de l'anticlinal du Puy du Coeur et une série de copeaux de charriage superposés à l'unité de Riou Frei.

Dans le vallon de Bens, tant en rive droite qu'en rive gauche, le feston repose par le flanc renversé de l'anticlinal du Puy du Coeur sur les divers copeaux de la zone des lambeaux de charriage. Au-delà, le contact avec ces copeaux s'effectue d'abord par le flanc normal du synclinal du Tanarel, puis par la tranche du complexe anticlinal du Saccarel. Ce contact, particulièrement spectaculaire (Fig. 32), a été à l'origine de la mise en évidence de l'indépendance tectonique de la nappe du Flysch à Helminthoïdes (Lanteaume M. 1956).

A Colle Ardente et dans le versant des Rocches, les plis superposés du complexe anticlinal du Saccarel reposent avec un très net rabotage basal sur les divers copeaux de la zone des lambeaux de charriage.

A partir du Val Boirre, ce contact s'effectue sur des copeaux de l'élément de Drego qui paraît être dilaté et ce n'est que sur la transversale de Rocca barbona qu'il se fera directement sur l'élément de Drego, bien individualisé. Ce contact a lieu par l'intermédiaire du flanc normal du synclinal de Rocca Rossa, repli à l'intérieur de l'aire anticlinoriale du Saccarel. (Fig. 33).

Au niveau de Rocca Gorma, l'indépendance tectonique du feston est remarquable: l'anticlinal du Passo di Gerlanda très redressé, présentant son coeur de complexe de base et son enveloppe de série à dominante gréseuse et à dominante calcaire, le synclinal de Rocca Rossa, tous deux rabotés à la base, reposent par la tranche à la fois sur l'élément tectonique de Drego et sur le Flysch lié à l'unité de Rocca Barbona.

Au-delà, les éboulis masquent le contact. Dans la Costa di Labari cependant, le complexe de base appartenant au coeur de l'anticlinal de Passo di Gerlanda - Passo di Mezzaluna repose sur l'unité de Drego.

Dans le versant des C. di Labari, le contact entre le feston et la zone des lambeaux de charriage est fort spectaculaire: l'anticlinal du passo Mezzaluna, à coeur de complexe de base et le synclinal du Carmo Bracco, déversés et rabotés à la base reposent ainsi par la tranche sur l'élément de Drego, présentant un faible pendage au Nord Ouest.

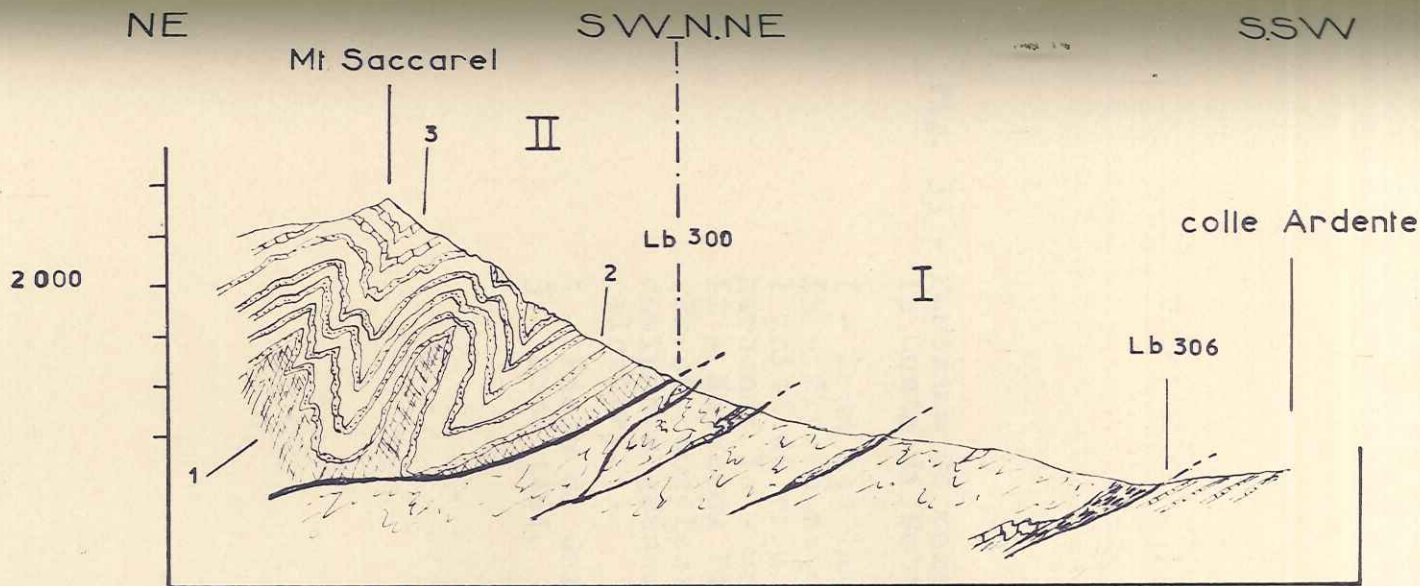


Fig. 32 - Coupe mettant en évidence les relations entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la zone des lambeaux de charriage au Mt Saccarel.

I - Zone des lambeaux de charriage (voir Fig. 24)

II - Nappe du Flysch à Helminthoïdes (1 - complexe de base; 2 - série à dominante gréseuse; 3 - série à dominante calcaire).

Fig. 33 - Panorama du massif du Passo di Garlenda et de la Costa di Bottesima.

I - Zone des lambeaux de charriage :

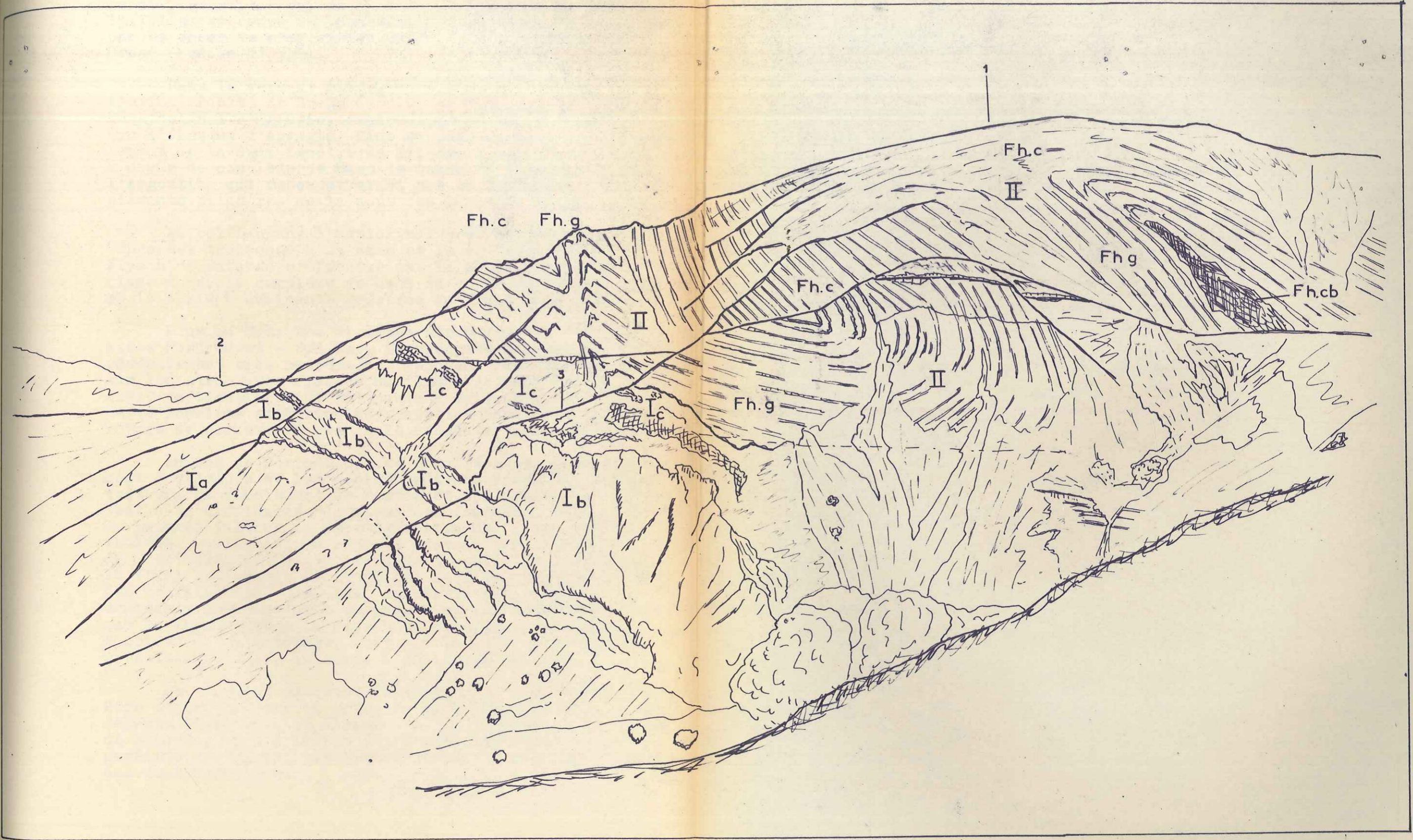
Ia - flysch associé vraisemblablement à l'unité de riou Frei; Ib - unité de Rocca barbona; Ic - unité de Drego;

II - Nappe du Flysch à Helminthoïdes (Fh.cb, complexe de base, Fh.g, série à dominante gréseuse, Fh.c, série à dominante calcaire).

1 - Passo di Garlenda; 2 - Passo della Guardia;  
3 - Cote 1461.







Entre la costa scorella et Drego, le feston repose sur l'élément de Drego peu incliné, par le flanc normal raboté, constitué par de la série gréseuse à la base de laquelle est conservé localement du complexe de base, puis par le coeur de complexe de base, de l'anticlinal de Drego - colle d'Oggia.

Dans le versant rive gauche du val di Pozzi, l'anticlinal raboté de Drego à coeur de complexe de base et le synclinal d'Aggagio, reposent aussi par la tranche sur l'élément d'Aggagio. Plus au Sud, au fond de l'ensellement de la demi fenêtre de Tiora, c'est l'anticlinal à coeur de complexe de base de Costa et l'anticlinal de l'Argentina qui reposent ainsi par la tranche sur les éléments dilacérés de la zone des lambeaux de charriage.

Au col Langan, l'anticlinal très redressé du Mt Ceppo est tronçonné à sa base et le contact avec le Flysch de Baiardo s'effectue par la série gréseuse du flanc nord, le complexe de base du coeur de l'anticlinal et la série à dominante gréseuse du flanc sud.

Plus au Sud, les diverses structures du feston, axées Nord Ouest - Sud Est, tronçonnées à la base et généralement très redressées, reposent par leur tranche sur les structures arasées du flysch de Baiardo. Ce dispositif particulièrement net jusqu'à Baiardo existe entre cette localité et Périnaldo, mais les éboulis très développés ne permettent pas de le constater directement.

Au Sud de Périnaldo, les éboulis sont particulièrement développés et les accidents transverses qui affectent vraisemblablement le feston et son substratum ajoutent à la difficulté d'analyse des contacts. Le flysch de Baiardo jalonne la base du feston de Flysch à Helminthoïdes, soulignant le contact anormal sur le Flysch de l'Autochtone. On peut cependant mettre en évidence que le flanc occidental du synclinal de Flysch à Helminthoïdes de Vallebona - Seborga, constitué par la série à dominante gréseuse et à dominante calcaire est raboté et que le contact avec le Flysch de Baiardo s'effectue en fonction de ce rabotage, soit par la série à dominante gréseuse, soit par la série à dominante calcaire.

Les éboulis masquent le contact et celui-ci ne peut être défini que par la prise en considération des affleurements disséminés de Flysch à Helminthoïdes et de Flysch de Baiardo; sa définition exige donc une connaissance parfaite des caractères lithologiques et pétrographiques des deux formations.

A. Boni et G. Vanossi (1960) se fondant sur une connaissance sommaire de celle-ci, n'ont pas manqué de confondre un affleurement de Flysch de Baiardo avec le Flysch à Helminthoïdes et d'en tirer la conclusion, de par la présence de microbrèches nummulitiques dans la formation constituant l'affleurement, que le Flysch à Helminthoïdes comportait des niveaux nummulitiques et qu'on avait là la preuve de la transition du Flysch à Helminthoïdes avec le "Flysch de Ventimiglia", appartenant à la couverture du massif du Mercantour. L'affleurement de "la Costone" sur lequel ces auteurs appuyaient leur théorie, est à rapporter au Flysch de Baiardo, particulièrement à la série du Mt Rebuffao dont il représente l'exacte prolongation que l'on peut d'ailleurs suivre.

Les microbrèches renferment comme au Mt Rebuffao des Microfaunes qui, pour M. Neumann, seraient yprésiennes.

La confusion entre les deux séries pétrographiquement si différentes peut s'expliquer en ce que, lithologiquement, les flyschs à dominante calcaire présentent des convergences de faciès qui nécessitent une grande prudence. Le contrôle structural s'impose toujours, et dans le cas présent, il ne semble pas que les auteurs se soient aperçus que la série du Flysch à Helminthoïdes constituant le flanc occidental du synclinal de Vallebona - Seborga était normale, et qu'en fonction, d'une part de la position relative des affleurements de la série à dominante calcaire ou de la série à dominante gréseuse et de la formation de la Costone, d'autre part de l'âge de ces différents termes, il fallait que la série soit renversée. De plus, si on admettait un renversement local que rien n'indique d'ailleurs, il manquerait sur la transversale considérée une grande partie au moins de la série à dominante calcaire, et toute la série à dominante marneuse, soit plusieurs centaines de mètres de la formation à Helminthoïdes.

## 2 - La fenêtre de Ceriane.

La fenêtre de Ceriane est creusée dans l'anticlinal très redressé de Ceriane. Elle laisse apparente le substratum tectonique du feston, constitué par des éléments tectoniques du Flysch de Baiardo.

Aux abords de Ceriane, on peut constater que l'anticlinal de Ceriane à coeur de complexe de base est tronçonné et repose par la tranche, soit par son coeur, soit par la série à dominante gréseuse de ses flancs sur la série nummulitique du Flysch de Baiardo.

## Conclusions

Le feston de San Remo - Saccarel, plissé et raboté à la base repose sur les différentes unités constitutives de la zone des lambeaux de charriage. On peut mettre en évidence : une indépendance tectonique de premier ordre, correspondant aux relations mutuelles entre les unités tectoniques de la zone des lambeaux de charriage et le feston de San Remo - Mt Saccarel; une indépendance tectonique de second ordre marquée dans le détail par le rabotage basal affectant le feston et les relations tectoniques locales entre les structures de celui-ci et chaque élément tectonique de la zone des lambeaux de charriage.

### II - L'indépendance de la nappe à sa marge interne

La marge interne de la nappe du Flysch à Helminthoïdes se suit des abords de Limone Piemonte aux environs d'Albenga. Il apparaît à cette marge interne un certain nombre d'unités briançonnaises constituant le bord externe du Briançonnais ligure et des unités d'origine indéterminée, vraisemblablement piémontaise. La limite entre les festons recoupe obliquement la limite interne de la nappe, déterminant dans celle-ci trois domaines.

#### A - Aperçu sur la composition de l'ensemble structural apparaissant à la marge interne de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Le socle et le tégument permo-houiller à faciès interne (dit briançonnais) surmonté du Werfenien, présentent dans le domaine de Limone Piemonte, une structure en plis fortement déversés où est conservée, dans les synclinaux, de la couverture sédimentaire post-werfenienne, représentée essentiellement par du Trias. Le massif du Marguareis représente une partie de la couverture plus interne du socle et du tégument, qui, décollée à la base du Trias moyen, a subi une translation évidente et est venue à son front reposer en contact anormal sur les plis de Limone Piemonte - Mte Vecchio.

L'élément structural de Upega-Nava qui peut représenter un feston avancé de l'élément structural du Marguareis, se suit au moins depuis le Mt Arpetta jusqu'à Ormea. Cet élément qui est décollé sur le tégument permo-houiller et Werfenien, comme on peut le mettre en évidence entre Carnino et Ormea, s'encapuchonne dans les schistes grésocalcaires probablement nummulitiques qui paraissent en relation tectonique avec lui. On observe un effilement de cet élément structural de l'Ouest vers l'Est; cet effilement s'effectue par disparition des assises de plus en plus

anciennes sous les schistes grésocalcaires. On peut admettre soit un rabotage par les schistes grésocalcaires, soit la mise en place des schistes grésocalcaires sur une surface érodée, soit enfin une liaison stratigraphique originale des schistes grésocalcaires avec la série de l'élément de Upega Nava qui aurait été érodé et une transformation par décollement de ce contact stratigraphique en contact tectonique.

Les schistes grésocalcaires supportent l'unité Briançonnaise complexe de l'Armetta, à laquelle est liée une formation comparable, si bien que l'Armetta paraît être emballé dans les schistes grésocalcaires.

L'élément structural de l'Armetta paraît venir se pincer et se terminer à hauteur du Mt Nero, entre l'élément du Mt Gallero-Pesalto, d'origine vraisemblablement piémontaise, et un élément qui s'appuie du côté externe sur lui et qui comporte une série de Jurassique et de Crétacé à Radiolarites, d'origine vraisemblablement aussi piémontaise.

L'élément structural du Gallero-Pesalto dans lequel est creusée la fenêtre de Castelvecchio, et où réapparaît le substratum Briançonnais, vraisemblablement en place, est en position tectonique supérieure à l'élément de l'Armetta, bien qu'il vienne apparemment s'encapuchonner dedans, au niveau du Mt Nero. Il faut ajouter d'ailleurs que cet élément du Pesalto-Gallero est apparemment morcelé en plusieurs festons qui se relaient de l'intérieur vers l'extérieur.

L'élément structural piémontais à Radiolarites repose à cette marge externe du Briançonnais ligure sur les schistes grésocalcaires la constituant. La convergence de faciès locale entre les deux séries et leur tectonisation importante compliquent fortement l'étude de leurs relations.

Les schistes grésocalcaires crétacés et nummulitiques sont liés à la série mésozoïque Briançonnaise apparaissant dans la fenêtre de Castelvecchio. Ils affleurent largement en rive droite du T. Lerrone, aux abords d'Albenga où, bien qu'ils soient terriblement tectonisés, on peut mettre en évidence, avec microfaune à l'appui, leurs termes crétacés et nummulitiques.

## B - Relation entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et les ensembles structuraux apparaissant à sa marge interne.

### 1 - Entre Limone Piemonte et le col S. Bernardo

#### Description

Depuis les abords de Limone Piemonte jusqu'au col des Selles Vieilles, le massif Briançonnais du Marguareis et son feston avancé, l'élément de Upega-Nava, chevauchent le feston de San Remo - Mt Saccarel de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Au Mt Alpetta, le contact s'effectue par le Jurassique et le Crétacé et, localement, par le Trias de la série briançonnaise sur le flanc renversé du synclinal de la cime du Bec.

Au col de la Perle, le Crétacé supérieur de l'anticlinal de la cime du Coin vient en contact presque vertical mais légèrement chevauchant avec le flanc renversé comportant du complexe de base, de l'anticlinal raboté du Mt Bertrand. La zone d'écrasement est constituée partie par les calcschistes broyés, partie par le complexe de base.

Plus au Sud Est, à hauteur du Riou Frei, les grès du flanc renversé de l'anticlinal du col des Selles Vieilles sont directement en contact avec les calcschistes sénoniens briançonnais qui les chevauchent.

Au col des Selles Vieilles, le contact s'effectue avec le coeur de l'anticlinal des Selles Vieilles. Le contact est là encore très redressé entre le complexe de base très broyé et le sénonien disloqué.

Entre le col des Selles Vieilles et le col S. Bernardo, le feston de San Remo - Mt Saccarel est en relation avec les schistes grésocalcaires dans lesquels s'encapuchonne l'élément d'Upega-Nava. Le contact est masqué par les éboulis très importants formant un manteau épais sur tout le versant.

Au col S. Bernardo cependant, on peut mettre en évidence que les schistes grésocalcaires très disloqués, s'appuient sur le complexe de base du coeur de l'anticlinal raboté du Mt Bertrand.

## 2 - Entre le col S. Bernardo et Alassio

A partir du col S. Bernardo, le contact entre les schistes grésocalcaires et le Flysch à Helminthoïdes du feston de San Remo - Mt Saccarel bascule, et c'est indubitablement le Flysch à Helminthoïdes qui repose sur les schistes grésocalcaires. Ce contact se suit avec difficulté car une zone d'écrasement très importante se développe, qui intéresse à la fois le complexe de base et les schistes grésocalcaires rendant toute distinction précise sujette à caution.

Dans la région du col de Cosio, il est vraisemblable qu'un lambeau très broyé de l'élément piémontais à Radiolarite s'intercale entre les schistes grésocalcaires et le complexe de base du Flysch à Helminthoïdes du feston de San Remo - Mt Saccarel.

La limite tectonique entre le feston de San Remo - Mt Saccarel et celle de Moglio-Testico passe à l'Est du col di Cosio et à partir de cette limite, c'est la série de Testico qui vient surmonter les schistes grésocalcaires liés tectoniquement à l'élément de Upega-Nava.

Le feston de Moglio-Testico repose sur les schistes grésocalcaires jusqu'au niveau du Mt Bellarasco. A cet endroit, le feston de Moglio-Testico est relayé par celui de Borghetto d'Arroscia - Alassio.

- A hauteur du massif du Mt Frascinelle, les plis rabotés à la base, à tête plongeante, du feston d'Alassio - Borghetto d'Arroscia reposent sur les schistes grésocalcaires liés vraisemblablement à l'Armetta.
- Entre la crête de la madona della Neve et le T. Lerrone, les plis rabotés à la base et à tête anticlinale plongeante du feston d'Alassio - Borghetto d'Arroscia reposent tantôt sur les schistes grésocalcaires crétacés et nummulitiques, tantôt sur l'élément piémontais à Radiolarites, laminé, qui s'intercale entre eux et lui.
- A l'Est du T. Lerrone, les anticlinaux et synclinaux plongeants du massif du Mt Bignone reposent sur les schistes grésocalcaires briançonnais très replissés, si bien que les grès viennent en contact, soit avec les termes crétacés, soit avec les termes nummulitiques.

#### Conclusions

L'indépendance tectonique entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et les éléments structuraux apparaissant à sa marge interne est manifeste, (voir schéma tectonique pl. I) :

- le feston de San Remo - Monte Saccarel est en relation à la fois avec l'élément briançonnais du Marguareis, celui de Upega Nava et celui des schistes grésocalcaires briançonnais ainsi que, vraisemblablement avec l'élément piémontais à Radiolarites;
- le feston de Moglio-Testico est en relation avec l'élément des schistes grésocalcaires; il faut remarquer que le feston de San Remo - Saccarel et celui de Moglio - Testico reposent sur la même unité;
- le feston d'Alassio - Borghetto d'Arroscia est en relation avec les schistes grésocalcaires de l'unité de l'Armetta, les schistes grésocalcaires liés au Briançonnais de la fenêtre de Castelvecchio et l'élément piémontais à Radiolarites.

Il faut remarquer que des éléments structuraux briançonnais et vraisemblablement piémontais s'intercalent donc entre le Briançonnais à schistes grésocalcaires que l'on considère en place et les différents festons de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Entre Limone Piemonte et le col San Bernardo, le Briançonnais est localement poussé sur la nappe du Flysch à Helminthoïdes, qui est ainsi prise dans un berceau synclinal de nappe. Au-delà, on peut constater la disposition originelle qui fait de la nappe du Flysch à Helminthoïdes l'élément structural le plus élevé de tous ceux apparaissant à cette marge externe du domaine briançonnais ligure.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes ne s'enracine pas à sa marge interne.

La question de l'origine de la nappe du Flysch à Helminthoïdes a été envisagée précédemment au cours de l'étude paléogéographique qui lui a été consacrée, et les différentes hypothèses qui pouvaient être avancées ont été discutées. A cette occasion, les conclusions structurales qui viennent d'être exposées avaient été admises pour la commodité de l'exposé, et elles s'ajoutaient ainsi aux données stratigraphiques et paléogéographiques dans un ensemble cohérent de données qui conduisent à faire de la nappe du Flysch à Helminthoïdes un élément interne.

### III - La terminaison nord occidentale de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes, représentée par le feston de San Remo - Mt Saccarel, s'effile vers le Nord Ouest, pincée dans le berceau synclinal de nappe comportant au flanc Nord le briançonnais, au flanc Sud Ouest, la zone des lambeaux de charriage. La terminaison s'effectue dans la région de Limone Piemonte; malheureusement les éboulis et les restes morainiques qui recouvrent ce domaine ne permettent pas d'établir avec exactitude comment s'effectue cette terminaison.

Au versant rive gauche de la Vermenagna, dans la dorsale Mt Chiossero - Mte Vecchio, la nappe ne semble plus être représentée que par quelques copeaux de Flysch à Helminthoïdes, le plus souvent douteux, que croit avoir reconnus A. Guillaume (1960, 1961) et qu'ont pu caractériser les élèves de R. Malaroda (communication orale).

Le problème de l'extension de la nappe dans ce domaine, problème qui rejoint celui de l'existence de la nappe au revers de l'Argentera-Mercantour, se pose.



#### IV - Les klippes supra-briançonnaises de Flysch à Helminthoïdes

M.Lemoine et J.Debelmas (1955), M.Gidon (1955), avaient découvert, flottant sur les unités briançonnaises déjà assez internes, dans le domaine situé au Nord de l'Argentera-Mercantour, des Klippes de Flysch à Helminthoïdes. A.Guillaume (1960 et 1961) a montré l'existence de telles Klippes en repos sur le Briançonnais du Marguareis.

Les affleurements de "Flysch noir" en position structurale anormale qui avaient été décrits précédemment, notamment au col de la Boaire et au col des Seigneurs, avant que les investigations aient mis en évidence la constitution de la nappe du Flysch à Helminthoïdes méritent d'être revues.

Pour le "Flysch noir" du col de la Boaire, il semble d'ores et déjà, à la suite d'une rapide tournée qui a été effectuée, qu'il doit être rapporté au complexe de base du Flysch à Helminthoïdes du feston de San Remo - Mt Saccarel. La klippe est conservée dans l'un des grabens défini par le système de failles affectant le massif du Marguareis.

On peut admettre que la nappe du Flysch à Helminthoïdes a recouvert, à son stade définitif de mise en place, au moins une partie du massif du Marguareis et qu'elle a disparu par érosion; celle-ci ne laissant subsister que les Klippes que l'on peut observer ça et là.

CHAPITRE VTECTONIQUE D'ENSEMBLESommaire

Esquisse géologique .....	164
La genèse des structures .....	171
- Introduction .....	171
- La translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et l'Oligo-Miocène ligure .....	171
- Remarques sur la translation et la mise en place de la nappe de Flysch à Helminthoïdes .....	174
- La tectonique de socle d'après les données que l'on peut recueillir sur la transversale de la terminaison du massif de l'Argentera-Mercantour; sa signification.....	175
- Liaisons entre la tectonique du socle, la tectonique de la couverture et la tectonique de gravité de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.....	180
- A propos du milieu dans lequel s'est réalisé le processus tectogénétique de la translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes .....	182
- La genèse des structures liées à la mise en place des nappes. Leur problème .....	184
- La genèse des structures du système de l'Arc de Nice = la tectonique socle-couverture secondaire.....	186
- La genèse des structures de la tectonique transverse.....	186
- Conclusions : l'échelonnement dans l'individualisation des structures, l'enchaînement et la chronologie de leurs genèses .....	188

## ESQUISSE GEOLOGIQUE

Les études structurales de chacun des ensembles reconnus ont fait ressortir d'une part, les structures propres à chacun d'eux, d'autre part, les différentes tectoniques qui en sont responsables et leur superposition.

Les relations mutuelles entre chaque élément et ses voisins directs ont été, en outre, précisées, si bien qu'en confrontant ces diverses données on peut établir l'esquisse géologique dont il a été fait mention dès l'introduction dans le but de faciliter l'exposé.

Les unités suivantes sont ainsi distinguables :

### I - L'Autochtone s.l.

Il comporte :

- Le socle et son tégument de Permien et Werfénien qui affleurent en formant le massif de l'Argentera-Mercantour.
- La couverture sédimentaire post-werfénienne impliquée dans des dislocations à base de décollement et définie comme constituant un faux autochtone (P. Fallot, 1949).

On reconnaît les domaines suivants :

- a) La marge sédimentaire (post-werfénienne) interne du massif ancien.

Elle se limite au Sud-Est par le Riou Frei. On y voit marqué, d'une part, la tectonique primaire, socle-couverture axée Nord-Ouest Sud-Est, d'autre part, l'exagération de celle-ci, représentée par des accidents chevauchants.

- b) La terminaison axiale du massif ancien (socle et tégument) et la couverture sédimentaire post-werfénienne sous laquelle il s'ennoie.

Ses limites sont les marges sédimentaires externe et interne au niveau du massif ancien. La prolongation de ces limites dans la couverture sédimentaire elle-même s'effectue, pour la limite interne jusqu'au Riou Frei, pour la limite externe, suivant une ligne passant par Fontan et Pigna.

Dans ce domaine les tectoniques suivantes sont marquées :

- la tectonique primaire socle-couverture axée Nord-Ouest Sud-Ouest.
- la tectonique sensiblement orthogonale affectant la partie superficielle de la couverture (Sénonien-Nummulitique).
- la tectonique représentée par la terminaison nord-orientale de l'accident transverse Monaco-Sospel-Breil-Saorge et ses dépendances.

c) la marge externe du massif de l'Argentera-Mercantour où l'on peut reconnaître deux domaines séparés par une zone d'accidents.

- 1 - le domaine situé à l'Est de l'accident transverse Monaco-Sospel-Breil-Saorge.

Il s'y marque la tectonique primaire socle-couverture axée Nord-Ouest-Sud-Est à laquelle se superpose une tectonique chevauchante affectant superficiellement la couverture et liée à la mise en place des nappes débordant le massif ancien par le Sud.

Dans l'état actuel de nos connaissances, les accidents chevauchants affectant des niveaux relativement profonds de la couverture (Jurassique, Crétacé inférieur) du massif Gramondo-Cuore sont rapportés à cette tectonique. La tectonique transverse est localement représentée dans la partie sud-occidentale (massifs du Gramondo Cuore et du Razet) où elle se superpose à la tectonique précédente.

- 2 - le domaine situé à l'Ouest de l'accident transverse Monaco-Sospel-Breil-Saorge (et à l'Est de celui de la Vésubie).

Il s'y marque, d'une part, la tectonique primaire socle-couverture, d'autre part, la tectonique dite de l'Arc de Nice.

La tectonique transverse se superpose à ces deux tectoniques.

- 3 - La zone de l'accident proprement dit de Monaco-Sospel-Breil-Saorge, empiétant sur les deux précédentes et se prolongeant jusqu'à la Brigue dans le domaine de la terminaison axiale du massif ancien.

On reconnaît dans cet accident du Sud au Nord :

- le "transanticlinal" Monaco-Col de Castillon (B. Gèze, 1960).
- le pseudo-diapir de Sospel.
- la pincée du col de Pérus.
- le pseudo-diapir de Breil.
- le champ de faille Giandola-Saorge se prolongeant jusqu'à La Brigue.

L'accident Monaco-Sospel-Breil-Saorge représente la reprise par une tectonique transverse d'une ancienne déchirure de la couverture née du déplacement vers l'avant sous l'influence de la gravité du panneau de couverture situé à l'Ouest; celui-ci donna à son front l'Arc de Nice, alors que la partie située à l'Est, fixée par la surcharge des nappes et non sollicitée par la gravité, resta en place.

II - Le Parautochtone (= unité du Col de Tende s.l. = dans le domaine entre Gesso et Stura, Complexe II de R. Malaroda).

C'est une nappe qui se localise (dans l'état actuel de nos connaissances) exclusivement à la marge interne du massif ancien et de son ennoyage axial, elle représente, en fonction de la parenté de sa série constitutive avec celle de la couverture de l'Argentera-Mercantour, la marge charriée du domaine paléogéographique dit externe (domaine cratonique externe).

Il s'y marque, d'une part, la tectonique post-Sénonien anté-Lutétien supérieur de décollement de couverture, d'autre part, celle liée au charriage de cette portion de couverture préalablement décollée, érodée et complétée par la série nummulitique transgressive.

On y reconnaît plusieurs digitations qui se relaient du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

- digitations des barres Boaire-Cime de Pépin.
- digitation de la cime 2215 (ou lambeau de charriage de la cime 2215).
- digitation du Col de Tende.
- copeau de charriage de Tetti Liset (Limonetto) ou klippe de Limonetto .
- digitation du Mont Sape débutant en rive gauche de la Vermenagna et se suivant jusqu'à la Stura où elle constitue, entre le Gesso et la Stura, le complexe II de R. Malaroda.

L'unité du Col de Tende s.l. ou Parautochtone se suit au revers nord du Mercantour au moins jusqu'à Demonte où elle est représentée par la digitation de Demonte relayant celle du Monte Sape et la klippe de Carter. Au-delà, les données encore très fragmentaires que l'on possède sur la structure au revers nord du Mercantour, entre Demonte et le Col de Larches, ne permettent pas d'indiquer son devenir; on peut, tout au plus, envisager, comme le suggèrent les feuilles géologiques italiennes de Dronero Argentera, qu'elle s'autochtonise et passe à la couverture du massif de l'Argentera-Mercantour du Lauzanier. Ce n'est qu'une impression qui ne repose sur aucun fait précis.

La tectonique affectant ces digitations, au moins en ce qui concerne le domaine étudié ici, est conforme à la tectonique primaire socle-couverture intéressant le massif de l'Argentera-Mercantour et sa couverture sédimentaire.

### III - La zone des lambeaux de charriage

Le zone est constituée par la superposition de lames, lambeaux et copeaux de charriage prélevés uniquement (1) au domaine subbriançonnais s. str.

On reconnaît d'une part, entre Limone-Piemonte et le Sud de Triora, la zone des lambeaux de charriage s. str. constituée par la superposition d'éléments prélevés au subbriançonnais, présentant une paléogéographie particulière en sillons, fosses, hauts fonds et îles; d'autre part, la zone du flysch de Baiardo constituée par une nappe de flysch prélevée au bassin flysch subbriançonnais qui relayait, au Sud, le domaine à topographie d'archipel.

On doit distinguer, au point de vue de l'orientation des structures, trois domaines :

- un domaine compris entre la Vermenagna et le vallon de Bens approximativement, c'est-à-dire à la marge interne du massif ancien et de son ennoyage axial sous sa couverture sédimentaire où les accidents ont des directions conformes à celles des accidents nés de la tectonique primaire socle-couverture de l'Argentera-Mercantour.
- un domaine situé approximativement entre le Sud du vallon de Bens et le col Langan, où les différents lambeaux se moulent sur la terminaison axiale du massif ancien et sur les accidents chevauchants superficiels de sa couverture sédimentaire.

---

(1) au moins dans l'état actuel de nos connaissances et dans le domaine étudié.

- un domaine situé au Sud du Col Langan, correspondant au débordement du massif de l'Argentera-Mercantour par les nappes où les accidents s'alignent sensiblement Nord-Sud, et où se marque, dans la partie méridionale, la tectonique transverse dite de l'accident Moncao-Sospel-Breil.

#### IV - La nappe du Flysch à Helminthoïdes

Elle comporte trois festons situés de l'extérieur vers l'intérieur dans l'ordre : feston de San Remo-Mt Saccarel, feston de Molio-Testico, feston d'Alassio-Borghetto d'Arroscia. Ces festons se superposent dans l'ordre inverse et cette superposition est le fait de leur dépassement mutuel au cours de la mise en place.

Le feston de San-Remo Mt Saccarel présente une structure en plis déversés ou couchés, constants sur toute la largeur du feston ou se relayant en coulisses. Ces plis sont au Nord d'une ligne passant par Taggia-Pietrabruna-Dolcedo, strictement axés Nord-Ouest-Sud-Est et déversés vers le Sud-Ouest. Au Sud de cette ligne ils subissent une torsion vers le Sud et dans la partie sud-occidentale de Vallebona-Vallecrosia, se superpose à cette tectonique la tectonique transverse dite de l'accident Monaco-Sospel-Breil.

Le feston de Moglio-Testico présente une structure en plis à tête plongeante, orientée sensiblement Ouest-Nord-Ouest, Est-Sud-Est. Le feston de Borghetto-d'Avroscia Alassio comporte, quant à lui, une structure en plis à tête plongeante, orientée Ouest-Nord-Ouest, Est-Sud-Est.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes présente une indépendance tectonique manifeste tant à son front qu'à sa marge interne, avec les diverses unités constituant celles-ci (indépendance de premier ordre), soulignée dans le détail par le rabotage basal qui l'affecte (indépendance de deuxième ordre). Cette nappe ne s'enracine pas. Le chevauchement du Briançonnais du Marguareis est tout local. La nappe du Flysch à Helminthoïdes représente l'élément charrié le plus élevé et en fonction, d'une part, de ces données structurales, d'autre part, des données stratigraphiques et paléogéographiques, elle doit être considérée comme une nappe d'origine interne, en tout cas, plus interne que le Briançonnais.

V - La marge externe du "Briançonnais ligure" ou Pennique ligure.

On doit distinguer le socle et son tégument sédimentaire (Permo-houiller et Werfénien) et la couverture sédimentaire post-werfénienne.

- le socle et son tégument représentent, en réalité, le substratum de la couverture briançonnaise s. str., mais aussi celui des unités charriées subbriançonnaises et parautochtones.
- la couverture comprend, outre la couverture véritablement briançonnaise, vraisemblablement les portions des séries des unités charriées qui sont restées en place.

On doit ainsi envisager que la marge externe du Briançonnais ligure est constituée :

- sur la transversale de Limone Piemonte, par le système des plis du Monte Vecchio axés Nord-Ouest, Sud-Est et déversés vers le Sud-Ouest, affectant la marge externe légèrement chevauchante du substratum ante-Trias moyen représenté ici par le Permo-Houiller et le Werfénien du massif du Besimauda; le Trias moyen, au moins, plus ou moins décollé, est conservé à la faveur des synclinaux. Il est impliqué dans ces plis du système du Monte Vecchio.
- sur la transversale du Marguareis, par l'élément structural du Marguareis constitué par la couverture post-werfénienne décollée sur son substratum siliceux, et ayant subi une translation vers le Sud-Ouest; par le feston de Upega-Nava, mal individualisé, qui se pince entre l'élément du Marguareis et la nappe du Flysch à Helminthoïdes, prise dans un berceau synclinal de nappes.
- sur la transversale de Upega, Nava et Ormea, par le feston de Upega-Nava, décollé sur le substratum siliceux et ayant subi une translation vers le Sud; on peut admettre que les schistes grésocalcaires apparemment nummulitiques qui sont actuellement associés tectoniquement à ce feston, l'étaient, à l'origine, stratigraphiquement (voir supra).
- sur la transversale de la fenêtre de Castelvecchio, par l'élément briançonnais vraisemblablement en place, apparaissant dans la fenêtre même de Castelvecchio, et qui se poursuit sous la nappe piémontaise pour réapparaître à la marge du Flysch à Helminthoïdes dans le domaine de la basse vallée de l'Arroscia;



Rappelons que l'élément de la fenêtre de Castelvecchio comporte une série mésozoïque post-werfénienne réduite, étroitement liée au substratum siliceux. Elle comprend un terme sous faciès de schistes grésocalcaires, crétacé supérieur à la base (J.P. Bloch) se complétant par du Nummulitique;

La discordance manifeste des schistes grésocalcaires dans ce domaine sur un substratum érodé expliquerait ainsi celle que l'on envisage pour le feston de Upega-Nava.

VI - Les unités charriées s'intercalant entre cette marge du Briançonnais ligure et la nappe du Flysch à Helminthoïdes

- sur la transversale du colle di Cosio, il s'agit vraisemblablement d'un lambeau de l'élément à Radiolarites, considéré comme piémontais.
- sur la transversale de l'Armetta même, ne s'intercale, semble-t-il, que l'élément complexe de l'Armetta, qui doit être considéré comme une nappe d'origine briançonnaise.
- sur la transversale du Monte Nero, la marge externe du Briançonnais ligure supporte la nappe ou le lambeau de charriage du Gallero-Pesalto comportant plusieurs festons; ce lambeau est surmonté à son tour par l'unité à Radiolarites, d'origine vraisemblablement piémontaise, que l'on peut nommer unité d'Arnasco.

VII - Les klippes supra-briançonnaises

On ne retiendra ici que les klippes de Flysch à Helminthoïdes en repos sur l'élément structural du Marguareis qui témoignent de l'extension interne de la nappe du Flysch à Helminthoïdes au moment de sa mise en place définitive, avant que l'érosion ne se soit fait sentir.

## LA GENESE DES STRUCTURES

Au cours de l'étude paléogéographique il a fallu dissocier celle afférant à l'Autochtone, Parautochtone, Subbriançonnais et Briançonnais externe qui se groupaient dans un seul ensemble cohérent, de celle du Flysch à Helminthoïdes, du fait de l'origine interne de celui-ci, disons allochtone par rapport à cet ensemble.

L'évolution paléogéographique de l'ensemble Autochtone-Parautochtone-Subbriançonnais-Briançonnais a été ainsi suivie depuis la fin du Permien jusqu'au moment où se clôturait, successivement, dans chacune de ces zones, la sédimentation marine, c'est-à-dire au moment même où la tectogénèse paroxysmale allait les affecter, et la nappe du Flysch à Helminthoïdes allait les atteindre.

La migration de la tectogénèse de l'intérieur vers l'extérieur de la future chaîne paraît être un fait établi, que l'on envisage pour l'expliquer (comme il est à la mode de le faire actuellement) une onde orogénique se déplaçant, ou tout autre mécanisme. La tectogénèse paroxysmale s'applique donc successivement à des domaines déterminés, à des dates déterminées qui s'échelonnent dans le temps, dans le sens de progression de l'"onde orogénique". Il y a, en réalité, un enchaînement des phénomènes tectogénétiques et la tectogénèse paraît progressive.

Si l'on conçoit facilement cet enchaînement des phénomènes tectogénétiques, cette progression de la tectogénèse, on a bien du mal à la représenter, d'une part parce que l'on n'observe actuellement que le résultat final du processus que l'on peut difficilement analyser, d'autre part, parce que la vitesse du phénomène, sa continuité ou sa discontinuité nous sont inconnues et qu'on ne peut se référer qu'à une chronologie relative. Les jalons permettant de mettre en évidence et de dater cette progression de la tectogénèse manquent donc généralement. De plus, aux difficultés d'analyse des effets de la tectogénèse paroxysmale s'ajoutent celles provenant de la reprise des résultats de la tectogénèse paroxysmale par des tectogénèses satellites ou franchement posthumes qui brouillent les données primitives.

La transversale des Alpes maritimes paraît être l'une des transversales des Alpes où les données objectives permettent, avec le minimum d'hypothèses - ce qui ne veut pas dire que la part de l'hypothèse n'y soit pas cependant très importante - de souligner cette migration de la tectogénèse paroxysmale depuis le domaine le plus interne, de mettre en évidence ces effets et d'établir ceux des tectoniques satellites ou franchement posthumes.

Cela tient, d'une part, au fait que l'on peut, avec une certaine vraisemblance, établir l'évolution paléogéographique et mettre en évidence la paléotectonique qui lui est liée; d'autre part, à l'existence dans les zones internes d'une formation post-tectonique paroxysmale, l'Oligo-Miocène ligure, constituant l'un de ces jalons importants de l'évolution tectogénétique paroxysmale.

La translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes  
et l'Oligo-Miocène ligure

Le nappe du Flysch à Helminthoïdes est donc considérée comme un élément d'origine interne et l'étude paléogéographique a fixé sa patrie dans le bassin génovesan qui bordait la masse interne du Briançonnais ligure s.l. Il faut que la translation de la nappe soit possible, compte tenu, d'une part, d'une date limite supérieure fixée par l'existence sur le domaine briançonnais et piémontais d'une série post-orogénique transgressive, l'Oligo-Miocène ligure, d'autre part, d'une date limite inférieure indiquée par l'âge des termes les plus jeunes impliqués dans les dislocations du substratum tectonique sur lequel la nappe a dû passer et venir se mettre définitivement en place. On est ainsi conduit à préciser la chronologie de la translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en fonction de ces impératifs.

La datation de la base de la série padane qui vient reposer ainsi à sa marge méridionale sur les Alpes et des nombreux témoins qui apparaissent çà et là sur le Briançonnais ou le Piémontais ligure prend un intérêt considérable. Cette série oligo-miocène ligure à laquelle sont attachés tant de grands noms de la géologie, avait fait l'objet d'un beau mémoire de G. Rovereto (1914).

Les recherches entreprises par Cl. Lorenz, fondées sur les puissants moyens d'investigation de la micropaléontologie apportent, dès maintenant, (Cl. Lorenz, 1960, a, b, c, Cl. Lorenz et al, 1961) de précieuses données qui permettent d'envisager l'âge des niveaux les plus anciens de cet Oligo-Miocène ligure (Cl. Lorenz, in M. Lanteaume, D. Haccard, C. Labesse, et Cl. Lorenz, 1961) bien que la datation de ceux-ci soit loin d'être stricte : il apparaît, en effet, que ces niveaux les plus anciens sont à rapporter vraisemblablement au Stampien, mais qu'ils pourraient être par endroit du Sannoisien. En conséquence, on doit admettre que le passage de la nappe du Flysch à Helminthoïdes a dû avoir lieu avant le dépôt de ces terrains stampiens ou sannoisiens et que les dislocations majeures du Briançonnais et Piémontais ligure devaient être réalisées avant le moment de ce dépôt.

Il convient de voir si cette limite est conciliable avec les données stratigraphiques fournies par le substratum lui-même et d'établir, en fonction de cela, le calendrier de la marche de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Lors de l'étude paléogéographique, il a été démontré que, dans le Briançonnais, la sédimentation va se clore avec le Bartonien ou le Priabonien moyen par le dépôt des calcschistes planctoniques sur la transversale de la zone des lambeaux de charriage s. str. et par les schistes gréso-calcaires sur celle du Flysch de Baiardo. La sédimentation prendra fin dans la zone des lambeaux de charriage avec le Priabonien moyen et supérieur.

L'incertitude quant à l'âge du Flysch du complexe des grès d'Annot est malheureusement un fait avec lequel il faut compter, mais il semble, comme il a été vu précédemment, qu'on puisse admettre que la sédimentation de cette formation a débuté au Priabonien supérieur et s'est terminée, au plus tard, à la fin de l'Oligocène inférieur. La fin de la sédimentation du Flysch du Parautochtone dont la zone de sédimentation était une dépendance du bassin de sédimentation du Flysch du complexe des grès d'Annot a dû se faire, quant à elle, un peu plus tôt, c'est-à-dire à l'aube de l'Oligocène.

L'échelonnement de la clôture de la sédimentation du Briançonnais à l'Autochtone marque l'échelonnement de la tectogénèse paroxysmale et souligne ainsi sa migration. On est donc amené à concevoir que la nappe du Flysch à Helminthoïdes qui s'est mise successivement en place sur le Briançonnais et la zone sub-briançonnaise, au cours du Priabonien moyen et supérieur, a atteint la marge interne du domaine externe, supportée par les éléments subbriançonnais qu'elle avait arrachés au cours de l'Oligocène inférieur et s'est mise en place sur le domaine externe à la fin de l'Oligocène inférieur.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes a donc dépassé le domaine de sédimentation des formations stampiennes ou sannoisiennes de l'Oligo-Miocène ligure avant le début de l'Oligocène inférieur, car, à cette époque, elle était déjà en place sur le Briançonnais externe et le Subbriançonnais, et se préparait à atteindre la zone externe. On doit donc retenir que la nappe du Flysch à Helminthoïdes a pu passer le domaine ligure dans les limites de temps qui lui sont imparties, d'autant qu'elle a pu se mettre en marche dès le début du Tertiaire, puisqu'elle ne comporte pas de terme de cet âge. Le problème de la mise en route de la nappe du Flysch à Helminthoïdes ne peut être traité qu'en fonction du devenir des sédiments du bassin genovesan qui eurent une destinée pour une partie alpine, pour l'autre, apennine; il ne peut donc être traité que dans le cadre de la tectogénèse d'ensemble Alpes-Apennins. On peut cependant, dès maintenant, souligner que la migration dans le temps de la nappe du Flysch à Helminthoïdes correspond à la migration de l'orogénèse dans les différentes zones alpines de l'intérieur vers l'extérieur de la future chaîne.

Remarques sur la translation et la mise en place  
de la nappe du Flysch à Helminthoïdes

En Ubaye-Embrunais, l'existence d'un coussinet de Flysch noir nummulitique briançonnais, à peu près constant à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, conduit à penser qu'à la suite de la mise en place de la nappe sur ce Flysch noir, peut-être dans le bassin de sédimentation de celui-ci, la translation de la nappe s'est poursuivie par celle de l'ensemble Flysch noir-Nappe du Flysch à Helminthoïdes, après le décollement du Flysch noir de son substratum. Cette conception paraît être celle à l'ordre du jour pour l'interprétation de la mise en place des éléments du Flysch à Helminthoïdes liés aux Médiannes dans les Préalpes.

Dans les Alpes maritimes, la nappe du Flysch à Helminthoïdes s'est propulsée seule jusqu'au domaine subbriannais. La différence avec l'Ubaye-Embrunais tient au fait que le Flysch noir n'existe pas dans le domaine liguré où le Nummulitique est calcaire. Il en a résulté, par rapport à ce qu'on peut observer dans l'Ubaye-Embrunais, un rabotage basal plus accentué et une indépendance tectonique définitive plus spectaculaire.

Sur la transversale de la zone des lambeaux de charriage s.str., la mise en place sur le domaine externe s'est effectuée par l'intermédiaire d'une semelle de Subbriannais constituée par des copeaux d'arrachement qui, de par l'importance des flyschs qui leur sont liés, a joué le même rôle que le Flysch noir de l'Ubaye-Embrunais et a permis et facilité la poursuite de la marche de la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Sur la transversale de la marge interne des massifs anciens de l'Argentera-Mercantour il semble que, sous l'effet de la continuation de l'effort tectonique, l'ensemble comportant le Flysch à Helminthoïdes et les lambeaux de charriage ait continué son mouvement avec, à sa base, le Parautochtone lui servant de semelle. Cette translation s'est achevée par le chevauchement de tout cet ensemble sur ce qui est considéré aujourd'hui comme l'Autochtone, où les accidents chevauchants représenteraient l'amortissement du phénomène. On est ainsi conduit à admettre l'accumulation de lambeaux de charriage à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes par décoiffements successifs de zones de plus en plus externes, jusqu'à l'amortissement du processus.

Cette conception de la genèse des structures d'ensemble des éléments charriés, ou seulement chevauchants, peut être comprise uniquement du point de vue de la tectonique de gravité : la responsabilité pleine et entière de la genèse des structures observées est donnée à la nappe de glissement du Flysch à Helminthoïdes qui refoule devant elle des lambeaux de couverture qu'elle arrachés. On ne peut admettre, pour ce domaine marginal interne,

ce point de vue : d'une part, parce que c'est le domaine où la nappe paraît être la plus réduite ou semble n'avoir pas existé, bien que les structures charriées dans le Subbriançonnais et le Parautochtone et les accidents chevauchants de la couverture soient les plus francs; d'autre part, parce que l'on note la si frappante conformité de direction dans les accidents, qu'ils affectent la nappe du Flysch à Helminthoïdes, les lambeaux de couverture charriés, la couverture ou le socle autochtone lui-même. On est ainsi obligé d'admettre que, dans la genèse des structures, la tectonique affectant le socle joue un rôle important, sinon primordial, et que la tectonique de gravité ne fait que superposer ses efforts à celle-ci qui en est vraisemblablement l'origine même.

On doit admettre, en outre, que les festons avant-coureurs d'Alassio-Borghetto d'Arroscia et de Moglio Testico qui se sont vraisemblablement propulsés avec les unités d'origine piémontaise se sont mis définitivement en place très tôt, en avant de la marge externe du Briançonnais ligure. Le feston de San Remo-Mt Saccarel qui les suivait les a dépassés et est venu en avant arracher au substratum les copeaux de flysch constituant l'unité du Flysch de Baiardo s.l. La nappe du Flysch à Helminthoïdes a atteint plus tôt, sur cette transversale que sur celle de la marge interne du massif ancien, le domaine subbriançonnais, puisque sur cette dernière, elle n'est représentée que par le feston de San-Remo-Mt Saccarel. Certes, on peut envisager que la portion de nappes représentant sur cette transversale le feston d'Alassio-Borghetto d'Arroscia et de Moglio-Testico a été enlevée par l'érosion, mais cela est peu probable.

Sur la transversale de la zone du Flysch de Baiardo, la nappe du Flysch à Helminthoïdes, après avoir passé le domaine briançonnais, a apparemment déferlé dans la large zone subbriançonnaise du Flysch de Baiardo, laissant à la marge externe du Briançonnais des éléments qui s'étaient propulsés avec elle, à sa base.

Dans ce domaine, l'influence de la tectonique directe du socle se marque moins que dans la région de la marge interne du massif ancien de l'Argentera-Mercantour et on est tenté de donner ici relativement plus d'importance à la gravité.

La tectonique de socle d'après les données que l'on peut recueillir sur la transversale de la terminaison du massif de l'Argentera-Mercantour - Sa signification

Le socle de l'Argentera-Mercantour et son tégument sont plissés comme il a été montré précédemment. Les plis présentent une remarquable continuité dans leur allongement qui est Nord-Ouest, Sud-Est et correspond à celui du massif même. Ces directions se retrouvent dans les plis qui affectent le substratum

siliceux dit briançonnais, notamment dans le système des plis du Monte Vecchio qui semble représenter la marge fortement plissée de celui-ci. Le serrage entre le substratum de l'Argentera-Mercantour et celui du Briançonnais est évident. S. Conti et G. Rovereto (1951) ont défini, entre le Gesso et le Sud-Ouest du Monte Vecchio, le contact anormal qui fait reposer contre le toit d'un ensemble d'éléments tectoniques, prolongation vraisemblable (au moins sur la transversale du Monte Vecchio) de la zone des lambeaux de charriage, ce bord externe du substratum dit Briançonnais. S. Conti et G. Rovereto ont appuyé leur interprétation sur des coupes malheureusement fragmentaires et parfois non-cohérentes qui, cependant, font ressortir la structure plissée du bord externe du substratum briançonnais, structure que l'on peut d'ailleurs mettre en évidence à la lecture de la belle carte de Boves et que A. Guillaume (1960) a dernièrement soulignée. P. Fallot (cours 1956-1957, fig. 62, profils 1 et 2) a donné, en fonction de la carte géologique de Boves, des travaux de S. Conti et G. Rovereto et des données qu'il avait pu recueillir au cours des reconnaissances qu'il avait faites, un excellent profil de la transversale Monte Vecchio-Monte Besimauda, mettant en évidence les dislocations du substratum siliceux briançonnais. Ce profil souligne l'intense plissement de la marge externe du "Briançonnais" par rapport au plissement plus adouci affectant le corps même de celui-ci, représenté par le massif du Monte Besimauda.

Si le serrage entre le substratum de l'Argentera-Mercantour et celui du Briançonnais doit être retenu, il faut connaître son importance et définir les relations entre ces deux socles.

G. Rovereto et S. Conti (1), 1951, considéraient que l'ensemble "briançonnais" constitue une nappe qui, bien entendu, représente, au moins dans l'esprit de G. Rovereto, la fameuse nappe ligure du Grand St-Bernard pour laquelle il a combattu durant toute sa carrière. Ces auteurs envisageaient, bien entendu, qu'il s'agissait d'un grand pli couché dont on aurait au front la charnière écaillée. P. Fallot (cours 1956-1957) a donné une remarquable analyse de leurs vues et des remords qui assaillirent, ultérieurement, S. Conti. Cette conception ne peut être retenue. De par les coupes de S. Conti et G. Rovereto la notion de charnière frontale, comme le rappela P. Fallot, est tendancieuse, et rien ne permet d'envisager seulement comme possible une telle structure cylindrique.

P. Fallot (cours 1956-1957) tenta, en fonction des données fragmentaires que l'on possédait alors, de préciser la valeur du rapprochement entre le substratum dit briançonnais et le substra-

---

(1) qui admettait alors, à son corps défendant, semble-t-il, les charriages.

tum de l'Argentera-Mercantour. En se fondant sur les conceptions paléogéographiques appuyées sur l'existence de galets de Permien à faciès briançonnais dans le Parautochtone et l'Autochtone qui venait alors d'être mise en évidence, P. Fallot fut conduit à admettre que le déplacement était d'au moins 15 km et au plus de 35 à 40 km. P. Fallot admettait, pour l'établissement de ces distances, que le bord externe du substratum à faciès dit briançonnais représentait le bord du domaine à couverture de faciès briançonnais (fig. 67) et que la ride anté-lutétienne était actuellement cachée par les chevauchements. Il a été précédemment traité, au cours de l'étude paléogéographique du rapport entre les zones de faciès dans la couverture et celles dans le tégument du socle, mais il faut y revenir ici.

L'élément structural de couverture du Marguareis est décollé sur son substratum siliceux et a subi une translation qu'il est, certes, bien difficile, dans l'état actuel de nos connaissances, de chiffrer. Elle repose à son front sur les plis du système de plis du Monte Vecchio. En mettant cet élément structural à sa place originelle, dans une position plus interne, on libère en avant une portion de socle tégument correspondant en principe à la translation subie.

On a insisté précédemment sur le fait que l'on devait envisager le devenir du substratum sédimentaire post-werfénien de chaque unité charriée (Parautochtone, éléments de la zone des lambeaux de charriage). On a été amené à conclure (sauf exception en ce qui concerne l'élément tectonique de Tuane, qui représente vraisemblablement une partie du substratum post-werfénien de l'élément de 1827 et quelques copeaux isolés) que ce substratum post-werfénien était, en toute vraisemblance, resté adhérent au socle. Sur la transversale de la marge interne du massif ancien qui nous intéresse ici, ce substratum sédimentaire post-werfénien doit être essentiellement représenté par du Trias moyen, tant pour les unités parautochtones que pour celles de la zone des lambeaux de charriage. On est ainsi amené à se demander si le mésozoïque lié au substratum siliceux dans les plis du système du Monte Vecchio ne représente pas justement une partie de la patrie de certaines de ces unités charriées, et peut-être la partie même du Parautochtone. Certes, on objectera sans doute que le Trias qui y apparaît est à faciès briançonnais (du moins on le considère actuellement comme tel) : cela ne constitue pas une objection valable, car on ne connaît rien du Trias moyen du subbriançonnais ou du Parautochtone; et la limite ou zone de passage entre Trias moyen à faciès externe et Trias moyen à faciès dit briançonnais pouvait très bien se faire à la bordure externe du futur Parautochtone. L'étude paléogéographique a fortement souligné qu'au Trias les différences, en tant que conditions de sédimentation, étaient très faibles, et que les différences dans le faciès des dépôts devaient tenir, comme



au Jurassique, à des conditions locales. La présence de car-  
gneules conservées dans les termes les plus élevés de la série  
triasique du Monte Vecchio n'est certes pas un caractère fran-  
chement briançonnais et si les données actuelles paraissent  
trop fragmentaires, il n'en reste pas moins que la conception qui  
vient d'être exposée mérite d'être prise en considération, ne se-  
rait-ce que comme hypothèse de travail.

De ces diverses considérations, il faut conclure que tout le  
domaine de socle-tégument, représenté par le système des plis du  
Monte Vecchio et celui sur lequel le Marguareis a empiété, cor-  
respondent à tout ou partie du substratum des lambeaux de couver-  
ture charriés.

En conséquence, une grande partie de la place dont on avait  
besoin pour intercaler entre Briançonnais et Autochtone des uni-  
tés charriées n'a plus de raison d'être trouvée entre le front  
de chevauchement actuel du substratum siliceux briançonnais et  
la marge interne du socle de l'Argentera-Mercantour, si bien que  
le déplacement du substratum siliceux briançonnais est fort ré-  
duit. On n'est donc plus obligé d'admettre un déplacement de  
l'ordre de 30 à 40 km maximum, ni même de 10 à 15 km. Le rac-  
courcissement s'explique par la simple individualisation des  
plis et celle d'un berceau synclinal de socle entre l'anticlino-  
rium de socle de l'Argentera-Mercantour et celui du Briançonnais  
qui est chevauchant.

L'accident frontal du substratum siliceux "briançonnais" li-  
gure, ou, si l'on veut, du Pennique ligure, bien que peu impor-  
tant sur cette transversale des Alpes maritimes, a une profonde  
signification structurale et paléogéographique.

Au point de vue structural, c'est par rapport au socle le  
réel chevauchement pennique frontal. Au point de vue paléogéo-  
graphique il intervient à la limite entre le Permien à faciès  
de l'Argentera-Mercantour et celui à faciès interne. Cette li-  
mite, ou zone de passage, joue un rôle important dans l'indivi-  
dualisation de l'accident lui-même, mais elle ne doit pas être  
comprise sous le point de vue de la paléogéographie alpine pro-  
prement dite (c'est-à-dire post-werfénienne) mais de la paléo-  
géographie hercynienne. Elle est la marque de l'hérédité her-  
cynienne et l'influence de celle-ci sur la tectogenèse alpine  
proprement dite.

Cette limite ou cette zone de passage qui se marque dans la  
paléogéographie permienne correspond à un accident fort ancien  
ou à une zone de faiblesse du socle qui, par ses rejeux, eut  
une influence déterminante sur la paléogéographie alpine propre-  
ment dite dans l'aire correspondant à son tracé. Cet accident,  
ou zone de faiblesse du socle, ne se manifeste jusqu'au Cénom-  
nien que sporadiquement, troublant seulement à l'occasion l'ho-

mogénéité paléogéographique que les reconstitutions paléogéographiques ont mise en évidence précédemment. A partir du Cénomarien cet accident ou cette zone de faiblesse fut responsable de l'individualisation, à la marge interne, du domaine externe et, à la marge externe, du domaine interne de la zone du Parautochtone et de celle du Subbriançonnais s. str. et explique ainsi cette bande éminemment instable comprise entre les plates-formes briançonnaises et provençales.

Les considérations paléogéographiques d'ensemble qui ont été précédemment évoquées ont fait ressortir, d'une part, que la limite entre Parautochtone et Subbriançonnais s. str. correspondait à la prolongation virtuelle du domaine valaisan, d'autre part, que le Briançonnais pouvait être considéré comme une presque île avancée du socle européen se raccordant à celui-ci selon une suture qui correspondait exactement à cette limite. On peut donc envisager que cette zone de faiblesse ou cet accident ancien qui a joué au cours de l'histoire paléogéographique et de la tectogenèse paroxysmale représente la suture entre le socle européen et l'élément cratonisé briançonnais ou, si l'on veut, pennique, qui s'y est incorporé.

L'accident pennique frontal prend, dans cette conception, sa valeur générale en ce qu'il représente à l'échelle des Alpes occidentales sous l'influence de la tectogenèse alpine proprement dite la rupture plus ou moins franche de cette ancienne suture imparfaite.

Il faut insister sur le fait que ces conceptions soulignent que si on doit différencier la paléogéographie hercynienne de la paléogéographie alpine proprement dite, l'hérédité acquise au cours de la première influence la seconde par l'action des paléotectoniques, si bien que l'on a l'impression d'une continuité entre elles. Ainsi, si l'on envisageait la paléogéographie antécénomaniennne généralement indépendante par rapport à cette zone d'instabilité alors non active, on pourrait être conduit à faire coïncider, comme il a été fait jusqu'à présent, la zone permienne à faciès interne avec le faciès briançonnais de la période alpine proprement dite et à élever l'ensemble à l'état de sacro-sainte entité.

En conclusion, il faut lier les accidents du socle et du tégument de l'Argentera-Mercantour et ceux du socle et tégument pennique dans le même processus tectogénétique : ils sont le fait de la tectogenèse à regard apparent de poussée vers le Sud-Ouest qui individualisera l'anticlinorium pennique frontal, chevauchant un synclinorium de socle compris entre lui et l'anticlinorium du massif de l'Argentera-Mercantour.

L'anticlinorium de l'Argentera-Mercantour passe vers l'extérieur par atténuation des dislocations au vaste ensellement synclinal qui apparaît entre lui et la voussure des Maures-Estérel.

L'accident chevauchant limite du pennique ligure est l'un des accidents majeurs des Alpes Occidentales qui, sur cette transversale, soit peu important : c'est le véritable accident pennique frontal ou chevauchement pennique frontal.

Le serrage entre le socle pennique et le socle de l'Argentera-Mercantour est très réduit et ne pose pas, dans la conception qui a été exposée (qui résoud le problème de la place pour les unités charriées), celui du devenir du socle compris originellement entre eux.

Liaisons entre la tectonique du socle,  
la tectonique de couverture et la tectonique de  
gravité de la nappe du Flysch à Helminthoïdes

Il a été précédemment montré, d'une part en ce qui concerne l'Autochtone, que la liaison intime entre les dislocations primaires de couverture et celles du socle, d'autre part que le décoiffement successif de zones de plus en plus externes par la nappe du Flysch à Helminthoïdes ne pouvaient pas s'expliquer par la seule gravité.

La translation elle-même de la nappe de glissement qu'est la nappe du Flysch à Helminthoïdes demande l'intervention de déformations du socle, ne serait-ce que (dans la conception d'une ride monolithique), pour l'édification de celle-ci.

L'Oligo-Miocène ligure apporte, de par sa seule présence, des données très strictes sur cette liaison entre la déformation du socle et la translation de la nappe.

On doit concevoir, en effet, qu'au Priabonien inférieur ou moyen, au moment où la nappe se trouvait à l'endroit même où se déposera l'Oligo-Miocène ligure, celui-ci présentait une culmination par rapport au domaine externe vers lequel la nappe va se déplacer par gravité. Même si l'on admet que la pente nécessaire peut être très faible la culmination est relativement importante.

A l'Oligocène inférieur, au moment où la nappe va atteindre le domaine externe, le domaine briançonnais doit présenter une certaine culmination par rapport à celui-ci afin que la nappe puisse se déplacer par gravité. En arrière, la culmination ne s'est pas conservée dans la région où se déposera l'Oligocène ligure, et celle-ci est envahie par la transgression marine faisant suite localement à des faciès saumâtres.

En conséquence, on doit admettre, d'une part, que la culmination a gagné de proche en proche du Priabonien inférieur ou moyen à l'Oligocène depuis le domaine où se déposera l'Oligo-Miocène ligure jusqu'au domaine externe, d'autre part, que cette propaga-

tion s'est effectuée comme celle d'une onde (1); la phase de culmination au passage de l'onde a été suivie d'une phase de réajustement qui semble liée à des phénomènes de distension, dont on a l'indice même dans les dislocations qui affectent l'Oligocène-Miocène ligure en cours de dépôt.

La transversale des Alpes maritimes paraît être le seul endroit des Alpes Occidentales où, grâce aux jalons de l'Oligo-Miocène ligure on peut mettre en évidence ce déplacement d'une onde orogénique. Celle-ci ne permet pas seulement la translation de la nappe de glissement du Flysch à Helminthoïdes par ce jeu des déformations du substratum, elle semble être le moteur même de la tectogénèse et expliquer la migration constatée de celle-ci.

L'individualisation des lambeaux de charriage a été facilitée par la tectonique affectant dans leur patrie le socle-tégument et la couverture.

Les lambeaux de Subbriançonnais ont certes été arrachés par la nappe, mais on doit admettre une certaine disposition à l'arrachage due au dispositif structural qui s'était individualisé en même temps que la nappe se mettait en place. On a l'habitude d'admettre que ce sont les têtes anticlinales qui sont décoiffées. En réalité, la masse très plastique de flysch des synclinaux à enveloppe rigide peut présenter une nette tendance à l'éjection et former ainsi des copeaux de charriage à la moindre sollicitation.

Les unités parautochtones présentaient une ancienne prédisposition au décollement que la tectogénèse affectant le socle n'a pu qu'accentuer.

L'individualisation du berceau synclinal de socle entre Pennique et Argentera-Mercantour n'a fait que faciliter le départ des divers lambeaux de charriage qui étaient ainsi sollicités et avaient une tendance à se mettre en route par eux-mêmes, tendance dont la nappe du Flysch à Helminthoïdes a su profiter pour parachèver sa progression.

---

(1) Voir supra, p. 55

A propos du milieu dans lequel s'est  
réalisé le processus tectogénétique de la translation  
de la nappe du Flysch à Helminthoïdes

La translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes a pu avoir lieu à l'air libre ou dans le milieu marin. Pour résoudre ce problème nous n'avons guère de données autres que celles que nous apporte l'analyse de l'évolution du processus tectogénétique d'ensemble lui-même.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes a subi une translation de l'ordre de 60 à 80 km depuis le début de l'Eocène, moment où elle s'est mise en marche jusqu'à l'aube de l'Oligocène, soit durant quelques millions d'années. Il est bien difficile de ne pas admettre d'une part que si cette translation s'est effectuée à l'air libre il n'y ait pas eu érosion de la nappe en marche et du substratum situé à son front; d'autre part, que si cette translation s'est réalisée en milieu marin, il n'y ait pas eu sédimentation à la fois sur la nappe et sur le substratum. On n'a aucune trace, dans l'état actuel de nos connaissances, ni de l'existence de produits d'érosion, ni de ceux d'une sédimentation. C'est, certes, un fait troublant qui peut fournir un argument aux tenants acharnés de l'autochtonie; argument que ceux-ci n'ont d'ailleurs pas pensé à avancer car ces problèmes de tectogénèse paraissent leur être étrangers. L'absence, que (dans l'état actuel de nos connaissances) on constate de dépôts synorogéniques sur la nappe du Flysch à Helminthoïdes, paraît être l'indice que cette translation ne s'est pas effectuée en milieu aquatique. Il est bien difficile d'admettre, en effet, que s'ils avaient existé, on ne puisse en retrouver quelques traces, représentées au moins par des lambeaux pincés dans le substratum de la nappe.

En ce qui concerne les dépôts nés d'une érosion, à l'air libre, de la nappe, l'absence de traces effectives peut s'expliquer plus facilement; les produits d'érosion qui se sont déposés sur la nappe elle-même étaient superficiels et pouvaient plus difficilement être impliqués dans les dislocations de celle-ci si bien que l'érosion postérieure à la mise en place de la nappe a dû, dans tous les cas, les faire disparaître.

Les produits d'érosion qui ont été entraînés, notamment en avant du front de la nappe, ont pu se déposer, soit sur des domaines qui venaient d'émerger, soit sur des domaines émergés depuis longtemps (Cordillère tendasque), ou se sédimenter dans les bassins marins des différentes zones atteintes par la nappe.

Ces produits constituaient, à la surface des domaines émergés, une couverture superficielle. Dans les séries en cours de sédimentation elles représentaient les termes ultimes qui ont été impliqués dans les zones de broyage et d'écrasement.

La translation de la nappe s'effectuant avec l'aide de la progression de l'onde orogénique déformant le substratum, la pente nécessaire à la progression par gravité est ainsi perpétuellement renouvelée. On n'a guère besoin, comme dans une conception fondée sur une ride monolithique, d'une culmination importante. Celle-ci doit cependant exister, et dans l'essai de rétrotectonique qui a été tenté, il a été admis que cette culmination qui migrerait était de l'ordre de 1500 à 2000 mètres, et suffisait à donner une pente qui permettait la progression par gravité de la nappe. La pente minimum qui doit être réalisée pour que cette progression par gravité soit possible est difficile à apprécier; que l'on conçoive le phénomène à l'air libre ou sous l'eau, d'autant que les mouvements mêmes du substratum facilitent la progression. On pourrait admettre ainsi que la pente de 10 à 15 degrés reconnue comme suffisante pour les déplacements en milieu aquatique suffit pour les déplacements à l'air libre effectués dans de telles conditions.

Le déplacement de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en milieu aquatique ne permet pas de concilier les données afférentes à la migration de la culmination et celles de l'évolution paléogéographique des domaines intéressés par la passage de la nappe.

C'est à l'Oligocène inférieur, notamment, que cette opposition est la plus marquée. A cette époque les données paléogéographiques précisent que le domaine interne correspondant à la zone de dépôt de l'Oligo-Miocène ligure est émergé et subit une tectonique d'effondrement avec individualisation en cours de horsts et grabens où s'accumulent les conglomérats. Ce domaine est bordé, du côté externe, par la zone d'alimentation très localisée de ces conglomérats et, du côté interne, par une mer transgressive. Le domaine externe voit sa sédimentation se clooturer et l'émergence s'y réalise en même temps que la tectogénèse.

Dans la conception de la translation à l'air libre, ces données sont facilement coordonnées avec celles de l'existence de la culmination nécessaire à la progression de la nappe : la culmination du socle donne, d'un côté, la pente nécessaire à la progression de la nappe, de l'autre côté, le relief qui alimentera la zone continentale en dépression du secteur de dépôt de l'Oligo-Miocène ligure; la transgression marine sur ce domaine à partir du domaine interne trouve une explication toute naturelle.

Dans la conception de la translation en domaine marin, il faut admettre que toute la zone comportant la culmination du socle supportant la nappe du Flysch à Helminthoïdes est immergée,

ce qui conduit à considérer que le domaine situé en avant est particulièrement profond, alors que les données recueillies témoignent, au contraire, de la clôture de la sédimentation et de l'existence de zones émergées (massif de l'Argentera-Mercantour primitif, ride permienne de la cordillère tendasque). De plus, le domaine alimentant les conglomérats de base de l'Oligo-Miocène ligure devait être immergé, lui aussi, et la mer transgressive se trouvait du côté externe et non pas du côté interne comme c'est l'évidence.

Nous retiendrons, en conclusion, que, dans l'état actuel de nos connaissances et d'après les conceptions qui sont fondées sur celles-ci, la translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes à l'air libre, au moins sur la majeure partie de son parcours, nous paraît la plus vraisemblable et permet de retracer de la façon la plus satisfaisante l'évolution tectogénétique du domaine étudié en fonction de la paléogéographie.

#### La genèse des structures liées à la mise en place des nappes - Leur problème

Les structures chevauchantes qui affectent la partie superficielle de la couverture sédimentaire de l'Autochtone (Sénonien-Nummulitique) à la marge interne de l'Argentera-Mercantour s'expliquent, comme il a été indiqué précédemment, par l'amortissement de la tectonique de décoiffement des zones internes.

Les accidents comparables qui se moulent sur la terminaison axiale de l'Argentera-Mercantour et ceux du domaine où les nappes ont débordé par le Sud cette terminaison paraissent également dûs au mouvement en avant des nappes, mais ils pourraient avoir été repris par la tectonique transverse.

Le mouvement des nappes au Sud de la terminaison de l'Argentera-Mercantour paraît être un mouvement autonome qui ne semble plus être en liaison étroite avec la tectonique primaire socle-couverture. Sur la transversale de la marge interne de l'Argentera-Mercantour, la nappe du Flysch à Helminthoïdes et les lambeaux formant sa semelle sont venus se mettre en place dans le relativement étroit ensellement compris entre le socle de l'Argentera-Mercantour et le socle pennique. L'intensité du serrage entre ces deux socles et l'étroite liaison entre la tectonique les affectant et celle intéressant la nappe a conduit à ce que celle-ci et sa semelle de lambeaux de charriage ont largement chevauché la bordure interne de l'Argentera-Mercantour, lui-même en cours d'individualisation. Sur les transversales situées au Sud de la terminaison de l'Argentera-Mercantour, la nappe s'est au contraire rapidement affranchie de la tectonique primaire socle-couverture à laquelle sa progression était liée pour la

passage du domaine briançonnais. Elle est venue vraisemblablement déferler après avoir franchi les festons d'Alassio-Borghetto d'Arroscia et de Moglio-Testico dans le vaste ensellement correspondant au domaine du Flysch de Baiardo où elle n'a guère été freinée par celui-ci. La translation, sous la seule action de la gravité, a pu se poursuivre en l'absence de butoir et l'amortissement s'est effectué ainsi plus à l'Ouest que sur la transversale du massif de l'Argentera-Mercantour. Les accidents de décrochements, difficiles à mettre en évidence dans cette série plastique du Flysch à Helminthoïdes, peuvent être cependant reconnus localement (domaine de Ceriane, San-Remo, etc...) et témoignent, avec les distorsions constatées dans l'axe des plis, du débordement vers le Sud de la terminaison du massif ancien.

L'amortissement du phénomène se serait ainsi marqué, comme pour la couverture de la marge interne de l'Argentera-Mercantour, par des dislocations de la partie superficielle de la couverture sédimentaire (Sénonien-Nummulitique).

On pourrait admettre que les structures chevauchantes et orthogonales à la tectonique axée Nord-Ouest, Sud-Est, de la marge de l'Autochtone au Sud du Riou Frei, leur seraient ainsi dues. Il semble difficile, cependant, d'expliquer ce moulage des accidents sur la terminaison de l'Argentera-Mercantour, alors qu'on n'a localement aucun indice d'une déformation comparable des plis de la nappe et la mise en oeuvre de l'écaillage des couches profondes (jurassique) de la couverture dans le massif du Grammondo. On est tenté, par contre, de rattacher cet accident à ceux nés de la tectonique transverse. Une difficulté apparaît en ce que ces mêmes accidents, dans la partie sud-occidentale où ils sont les mieux représentés, sont tronçonnés par l'accident fondamental de la tectonique transverse, l'accident Monaco-Sospel-Breil, et qu'ils paraissent même antérieurs à la tectonique de décrochement du panneau de couverture de l'Arc de Nice.

Dans l'état actuel de nos connaissances, il semble qu'il faille considérer que ces accidents, liés originellement à la tectonique socle-couverture et à la mise en place des nappes, ont été repris avec plus ou moins d'intensité par la tectonique transverse. Ainsi, le moulage de ces accidents sur la terminaison de l'Argentera-Mercantour s'expliquerait d'autant mieux qu'au cours de la tectonique dite de l'Arc de Nice qui l'a précédé, l'individualisation du massif ancien avait été accentuée.

La genèse des écailles de Grammondo devait être liée d'abord à la tectonique socle-couverture, ensuite, alors qu'elles étaient déjà en cours d'individualisation, à la tectonique de mise en place des nappes. L'individualisation de ces écailles, au niveau où, sur la transversale de la terminaison du massif de l'Argentera-Mercantour la tectonique socle-couverture s'amortissait, provient vraisemblablement du fait que, sur cette transversale, celle-ci n'avait pas subi d'affaiblissement et qu'elle intéressa la marge du môle des Maures-Estérel.



La genèse des structures du système de l' Arc de Nice =  
la tectonique socle-couverture secondaire

La genèse de la structure de l'Arc de Nice paraît liée à l'accentuation de l'individualisation en cours du massif de l'Argentera-Mercantour, et à celle, corrélative de l'ensellement entre ce massif et celui des Maures-Estérel comme il a été précédemment suggéré.

On peut ainsi concevoir que la portion de couverture de la marge externe de l'Argentera-Mercantour qui n'était pas ancrée dans les dislocations du socle, s'est remise (au niveau de la base du jurassique) en mouvement, lequel mouvement a été facilité par le décollement né au cours de la tectonique socle-couverture primaire grâce à l'existence des gypses du Keuper. Cette translation vers le Sud a affecté un panneau de cette couverture, limité par des déchirures bordières plus ou moins parfaites. La déchirure bordière orientale s'est réalisée entre cette portion de couverture mobile et la couverture fixée par les nappes. La déchirure bordière occidentale s'est réalisée entre ce panneau mobile et un panneau, lui aussi mobile, mais limité dans son déplacement vers l'avant par les structures "provençales" toutes proches.

Le déplacement de la marge interne a été plus accentué vers l'Ouest que vers l'Est où la couverture est restée liée à celle de l'envoyage axial du massif ancien de par la plus grande individualisation du massif ancien dans ce domaine, et peut-être de la formation d'un ensellement local qui s'atténuait vers l'Est.

Le déplacement de la couverture post-triasique s'est accompagné de l'accentuation des structures disharmoniques de la tectonique primaire, et notamment, de l'individualisation de structures ou écaillés intercutanées affectant Jurassique-Crétacé inférieur et Crétacé supérieur dans la partie centrale du panneau de couverture.

Dans la partie frontale, par suite de l'accentuation de l'ensellement au pied du massif Maures-Estérel, le déferlement de couverture s'est accompagné de l'individualisation de structures chevauchantes de l'Arc de Nice proprement dit.

La genèse des structures de la tectonique transverse

La tectonique transverse est caractérisée par une série d'accidents (failles, pincées, pseudo-diapirs, chevauchements) axés Nord-Nord-Est, Sud-Sud-Ouest, témoignant d'un sens apparent de poussée vers l'Ouest-Nord-Ouest. Ces accidents intéressent aussi bien le socle et la couverture de l'Argentera-Mercantour que les nappes et vraisemblablement le domaine pennique.

Leur datation ne peut être envisagée que dans le domaine où existent le Miocène et le Pliocène qui y sont impliqués, c'est-à-dire dans le domaine de l'Arc de Nice proprement dit. On doit admettre cependant qu'ils sont postérieurs aux tectoniques paroxysmales dont la genèse vient d'être envisagée et qu'ils ont continué à jouer récemment.

La genèse de ces accidents doit être mise en liaison avec celle des accidents récents de la plaine du Pô. Ces accidents sont le signe tangible dans ce domaine de la tectonique posthume qui affecta le domaine alpin et notamment le signe du mouvement d'ensemble vers le Nord-Ouest du substratum pennique et de l'individualisation de la torsion que l'on peut constater, dans l'Arc alpin, à partir de Cuneo.

La tectonique transverse se superpose ainsi aux différentes tectoniques reprenant les accidents préexistants. Elle affecta le domaine étudié après une érosion déjà sensible de celui-ci. L'accident le plus spectaculaire est sans conteste l'accident Monaco-Sospel-Breil-La Brigue qui s'est localisé en grande partie sur la grande déchirure de couverture née avec la tectonique de l'Arc de Nice. La tectonique transverse s'applique ainsi sur cet accident de décrochement ayant subi une évolution morphologique accentuée, caractérisée essentiellement par la mise à jour des gypses et de la mylonite à la base de la couverture post-triasique décollée. Cette tectonique, profitant de ces facilités pré-tectoniques, conduisit à l'individualisation de structures très comparables à celles mises en évidence par L. Glangeaud dans le Jura (1947, 1949-50). Ainsi s'individualisèrent des pincées (L. Glangeaud et D. Schneegans, 1949-1950) et des structures analogues aux failles-plies (transanticlinal de Monaco de B. Gèze) dont la lèvre chevauchante est jalonnée par les gypses. Le serrage s'accompagna localement de l'extrusion des gypses et du rebroussement des lèvres du pseudo-diapir qui en résulta. Dans le domaine de la terminaison axiale du massif de l'Argentera-Mercantour s'individualisèrent, dans la prolongation de l'accident Monaco-Sospel-Breil, un champ de failles s'alignant entre Saorge et La Brigue et des structures synclinales et anticlinales obliques par rapport à celles de la tectonique primaire socle-couverture.

On doit admettre, comme il a été indiqué précédemment, que les structures superficielles nées de la tectonique liée à la mise en place des nappes, ont été reprises par cette tectonique transverse. Les accidents préexistants ont été ainsi déformés et sont venus se mouler sur la terminaison axiale du massif ancien, déjà très fortement individualisé.

Dans la partie méridionale de la marge interne du domaine autochtone, la tectonique transverse joue un rôle comparable. Sous l'action de cette tectonique, à sens apparent de poussée Ouest-Nord-Ouest, les écaillles du Grammocho ont été reprises. Là encore, l'érosion avait mis en évidence le coeur triasique de l'anticlinal du Grammocho et, grâce à ces facilités pré-tecto-

niques, la structure complexe que l'on observe actuellement a pu se réaliser.

B. Gèze a insisté sur l'importance, pour la compréhension du processus génétique des dislocations du domaine de l'Arc de Nice, des brèches de pente qui, se développant localement, sont impliquées, semble-t-il, dans ces dislocations. La conception qui vient d'être exposée, envisageant l'existence d'une tectonique transverse qui s'applique à un domaine où les structures individualisées ont été soumises à une érosion précoce, souligne le bien-fondé de l'observation de cet auteur.

La genèse des accidents transverses affectant le Subbriançonnais et la nappe du Flysch à Helminthoïdes, dont il a été fait précédemment mention, paraît liée à cette tectonique à sens apparent de poussée Ouest-Nord-Ouest. On pourrait peut-être même envisager que les accidents limitant les digitations du Parautochtone à base de décrochement et les accidents entre le Montjoie et la Cima della Saline sont nés de la même tectonique.

L'accident du Haut-val Sabbione dont il a été traité précédemment, doit être rapporté, lui-aussi, à cette tectonique transverse qui affecte ainsi le socle lui-même; celle-ci apparaît comme une tectonique posthume d'importance très appréciable, responsable des accidents de décrochement qui intéressent, sur différentes transversales, les Alpes occidentales; accidents dont on commence à mettre en évidence le rôle considérable dans le morcellement en panneaux décrochés les uns par rapport aux autres de ces Alpes occidentales.

La genèse des structures nées de la tectonique transverse est étroitement liée à l'évolution morphologique des structures préexistantes, et aux facilités pré-tectoniques dont L. Lutaud, (1937, 1955) a mis en évidence le rôle considérable.

La morphotectonique (L. Glangeaud) doit donc être prise en considération pour envisager la genèse des structures nées de la tectonique transverse.

#### Conclusions : l'échelonnement dans l'individualisation des structures, l'enchaînement et la chronologie de leurs genèses

La tectogénèse paroxysmale migrant depuis les zones internes atteint la marge du Briançonnais au Priabonien moyen, au moment où va cesser, dans ce domaine, la sédimentation.

Sur la transversale de la fenêtre de Castelvechio, les unités d'origine piémontaise (unité du Gallero-Pesalto et unité d'Arnasco) constituant vraisemblablement la semelle de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, atteignent, dès cette époque, avec les

festons frontaux de celle-ci, la marge externe briançonnaise où ils se mettent en place (il y a eu vraisemblablement diverticulation entre l'élément d'Arnasco et l'élément du Mont-Gallero Pesalto dont le premier paraît être la couverture du second).

Sur la transversale Marguareis-Col de Tende la nappe du Flysch à Helminthoïdes atteint, elle aussi, la marge briançonnaise, avec un certain retard, puisqu'elle n'est représentée, semble-t-il, que par le feston interne de San-Remo-Mt Saccarel.

Dès le Priabonien supérieur la nappe du Flysch à Helminthoïdes atteindra le Subbriançonnais où la sédimentation vient de cesser. Les festons de Moglio-Testico et d'Alassio-Borghetto d'Arroscia se mettent en place à la marge externe du Briançonnais et à la bordure interne du Subbriançonnais; le premier feston ayant dépassé le second.

Le feston de San-Remo-Mt Saccarel, qui les suit, vient se mettre en place, à son tour, sur le Subbriançonnais. Il décoiffe sur la transversale de la zone des lambeaux de charriage les structures en cours d'individualisation du fait de la tectonique socle-couverture qui s'y fait sentir, et arrache sur la transversale du Flysch de Baiardo des lambeaux de ce Flysch subissant, lui aussi, la tectogénèse.

La tectogénèse du socle paraît avoir été plus importante dès ce moment sur la transversale de l'Argentera-Mercantour où la cordillère tendasque et l'Argentera-Mercantour primitif ont joué le rôle de butoir.

A l'Oligocène inférieur, l'anticlinal de fond de la marge externe du pennique ligure s'individualise ainsi que l'ensellement entre celui-ci et l'Argentera-Mercantour primitif; l'accident pennique frontal s'ébauche.

Sur la transversale de l'Argentera-Mercantour, la nappe du Flysch à Helminthoïdes entraînant les lambeaux de charriage de Subbriançonnais atteint le domaine du Parautochtone, dont le décollement de la série au niveau du Trias supérieur est accentué. La nappe atteindra même, dès cette époque, le domaine de l'Autochtone où cesse la sédimentation du Flysch du complexe des grès d'Annot.

Sur la transversale située au Sud de la terminaison de l'Argentera-Mercantour, la nappe de Flysch à Helminthoïdes et sa semelle de copeaux de charriage de Flysch de Baiardo atteindront ainsi l'Autochtone.

Dans la partie interne du Briançonnais, la distension va se marquer par une fragmentation du socle par failles, les conglomérats prélevés au domaine émergé vont se déposer et se mêler

aux dépôts lacustres ou saumâtres, avant l'arrivée de la mer transgressive venant du domaine encore plus interne.

A l'Oligocène moyen, la structure de l'anticlinorium de fond de la marge externe du domaine pennique s'accroîtra ainsi que l'ensellement entre lui et le massif de l'Argentera-Mercantour où s'individualise, à son tour, un vaste anticlinorium de fond, celui-ci s'atténuant vers l'extérieur pour passer à l'ensellement entre celui-ci et le massif des Maures qui s'ébauchera franchement dès cette époque.

La tectonique sous-épidermique s'individualisera et les structures primaires socle-couverture naîtront.

Le serrage entre le socle pennique et le socle de l'Argentera-Mercantour conduisant à l'individualisation franche de l'accident pennique frontal préalablement ébauché se fera sentir.

La nappe du Flysch à Helminthoïdes qui a poursuivi sa translation a arraché sur la transversale du massif de l'Argentera-Mercantour le Parautochtone. Elle est venue reposer avec celui-ci et les copeaux du Subbriançonnais à sa base, sur la marge interne de l'Autochtone du massif de l'Argentera-Mercantour en cours d'individualisation.

Sur la transversale, au Sud de la terminaison de l'anticlinorium de l'Argentera-Mercantour, la nappe du Flysch à Helminthoïdes qui n'a pas été freinée par ce vousoir a subi une translation plus importante.

Les restes de couverture post-werfénienne décoiffés par le passage de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, tout en étant localement plus ou moins décollés à la base du Trias moyen, sont pincés dans les structures du socle pennique qui se sont individualisés.

La couverture briançonnaise a glissé en avant, sur son substratum permio-houiller et werfénien, et est venue chevaucher, dès cette époque, les structures où des restes de couvertures post-werféniennes ont été conservés tectoniquement. A son front s'individualisent des festons de faible ampleur qui s'encapuchonnent dans la nappe du Flysch à Helminthoïdes.

Dès cette période, l'exagération du serrage entre le socle pennique et le socle de l'Argentera-Mercantour va se marquer par l'écrasement de l'ensellement compris entre eux avec individualisation d'accidents de fond dans cet ensellement, et à la marge interne de l'anticlinorium de l'Argentera-Mercantour, et par l'individualisation du chevauchement frontal du socle pennique.

Ces dislocations s'accompagneront à la marge interne de l'Argentera-Mercantour de dislocations profondes ou superficielles, dans la couverture, nées, pour ces dernières, de l'avancée finale des nappes.

Avec le serrage ultime entre le socle pennique et le socle de l'Argentera-Mercantour se réalisera le synclinal de nappes chevauché localement par la couverture briançonnaise.

Sur la transversale, au Sud de la terminaison du massif de l'Argentera-Mercantour, la nappe du Flysch à Helminthoïdes et les copeaux situés à sa base ont dû progresser encore, réalisant pleinement le débordement du massif ancien que l'on constate.

Il faut situer, pendant cette période, l'individualisation de la torsion des plis de la nappe qui a été constatée.

Sur cette transversale, le serrage entre le socle pennique et le socle, prolongation de l'Argentera-Mercantour, n'a, semble-t-il, pas été aussi important, puisqu'on ne note d'une part, aucun chevauchement du socle pennique, d'autre part, aucune individualisation d'une voûture de socle. Les accidents ont eu lieu plus en avant, à la marge externe du domaine des Maures-Estérel, où se sont individualisées les écaillés de couverture du Grammondo.

Le massif de l'Argentera-Mercantour individualisé structurellement subit à la suite une épéiorogénèse, alors que l'ensellement entre lui et le massif des Maures-Estérel s'accroît corrélativement. La tectonique secondaire socle-couverture débuta alors. La couverture sédimentaire post-triasique fut ainsi remise en mouvement sous l'influence de la gravité pour la partie non ancrée dans les dislocations et non fixée par les nappes. Cette partie mobile forma un panneau autonome qui se désolidarisa ainsi du reste de la couverture. Des accidents de décrochement limitèrent ce panneau de couverture où s'individualisèrent les structures en écaillés intercutanées et les écaillés de couverture frontales de l'Arc de Nice. Le mouvement s'amortit dans l'ensellement accentué situé au pied des Maures-Estérel, et l'Autochtonie par le front soulignée par B. Gèze (1960) se réalisa.

L'ensemble du domaine étudié subit une période d'érosion. Les structures qui naquirent par la suite, dans tout le domaine étudié, du fait de la tectonique posthume transverse, témoignant, comme il a été signalé précédemment, de la reprise des structures préexistantes érodées.

L'âge de la tectonique socle-couverture secondaire ne peut être précisé dans le domaine étudié où n'apparaît, impliqué dans les accidents, aucun terme stratigraphique postérieur à l'édification des structures primaires socle-couverture, et des structures liées à la mise en place des nappes.

Il en est de même pour la tectonique transverse. Les données ne peuvent être cherchées que dans l'Arc de Nice proprement dit qui se situe en dehors du domaine étudié.

On doit admettre que la tectonique secondaire socle-couverture s'est développée au cours du Miocène, vraisemblablement dans la première moitié de celui-ci, et que la tectonique post-hume, dite tectonique transverse, fut réalisée, pour ses effets majeurs, avant le Pliocène, comme le propose B. Gèze (1961).

## CONCLUSIONS

L'interprétation structurale d'ensemble et le processus de la genèse des structures qui viennent d'être proposés expliquent les données structurales recueillies et répondent à celles fournies par l'étude paléogéographique.

Il reste à faire un ultime contrôle en tentant "un essai rétro-tectonique" dont P. Fallot a montré que c'était par la construction à l'échelle de profils retraçant suivant une transversale les différentes étapes de l'évolution paléogéographique et tectonique de la région envisagée, le seul garant de la "possibilité" de l'interprétation proposée.

Cet essai rétro-tectonique (pl. II) établi suivant la transversale Marguareis-terminaison axiale du massif de l'Argentera-Mercantour retrace l'histoire géologique du domaine étudié, depuis le Trias moyen, c'est-à-dire à partir du début même de la période alpine et tient compte, à ce moment, de l'état structural du substratum ante-Trias moyen.

L'évolution du substratum ante-Trias moyen au cours de l'histoire alpine aura une large influence sur celle-ci et la prise en considération de cette hérédité soit être envisagée dans les reconstitutions qui sont réalisées.

### Le substratum ante-Trias moyen

Le Werfénien recouvre la surface pénéplanée du substratum ante-Werfénien comprenant le Cristallin-Cristallophyllien, le Houiller et le Permien. Des reliefs émergeaient encore au milieu des dépôts de Werfénien comme on en a l'indication sur la transversale considérée; l'un d'entre eux a été notamment figuré.

Le substratum ante-Werfénien comporte, tout au moins dans le domaine externe pour lequel on possède les données fournies par A. Faure-Muret, des bassins de Permien qui avaient eu un caractère subsidant. On a admis que ces bassins étaient définis par l'existence de cassures qui avaient découpé le substratum Cristallin-Cristallophyllien en une suite de horsts et de grabens. Les horsts qui ne furent pas recouverts par les dépôts permien, comme A. Faure-Muret l'a indiqué, constituèrent des reliefs qui, pour certains, jouèrent leur rôle de barrière jusqu'au Werfénien.

Le dépositif des bassins permien du domaine externe a été envisagé en fonction des reconstitutions établies par A. Faure-Muret (1958) et qui intéressent la transversale considérée.



On a admis que la limite entre Permien externe et Permien interne était réalisée par une zone de horsts enserrant de petits graben où était conservé du Permien.

Les données sur le Permo-houiller à faciès interne sont fragmentaires. On a admis cependant l'existence d'un grand bassin de Houiller et de Permien. Il a été envisagé que l'extension du Houiller était plus réduite que celle du Permien qui, à ses marges, était ainsi étroitement solidaire du socle. Cette conception qui reste cependant fondée sur les données que l'on possède actuellement, permet d'envisager qu'au cours de l'évolution tectonique le Permien interne pourra jouer d'une façon assez autonome par rapport au socle, grâce à ce coussin de Houiller plastique. Il s'agit là, bien entendu, d'une hypothèse qui peut constituer une hypothèse de travail pour les recherches ultérieures.

Le contrôle du raccourcissement au cours de l'évolution paléogéographique et tectonique se fera en prenant en considération la longueur de la "surface pré-werfénienne".

### 1 - Trias supérieur

La sédimentation du Trias moyen a eu lieu. Les différences entre un faciès externe et un faciès interne ne correspondent qu'à des variations locales des conditions de sédimentation : le dépôt s'est effectué sur une plate-forme dans une mer apparemment peu profonde.

Le profil met en évidence que tout le domaine est émergé au Trias supérieur. Localement dans le domaine externe existent des lagunes où se déposent les gypses (on a admis que le domaine du Trias à faciès interne correspondait grosso modo à la limite d'extension des gypses; il est possible, en fait, qu'il y ait eu dans ce domaine dépôt de gypses qui auraient été érodés ultérieurement au cours du Lias.

### 2 - Infra-Lias et Lias inférieur

Le profil souligne l'émersion du domaine correspondant au Subbriançonnais et au Briançonnais, alors que la sédimentation marine s'effectue au moins pendant l'infra-Lias dans le domaine de l'Autochtone et du Parautochtone. L'existence d'un diverticule liasique qui sera rattaché au bassin de sédimentation du Lias du revers nord de l'Argentera, dépendance lui-même du bassin dauphinois-ultra dauphinois, est marquée.

### 3 - Lias moyen et supérieur

Le profil met en évidence que tout le domaine est émergé; le dispositif envisagé tient compte que l'érosion y sera peu importante puisqu'elle n'enlèvera pas les gypses protégés seulement par la faible couverture d'infra-Lias et de Lias inférieur.

### 4 - Dogger

Le profil montre l'existence du seuil tendasque, lui aussi peu prononcé, correspondant au Parautochtone et à la partie externe du Subbriançonnais (l'érosion y sera très faible) séparant un domaine externe (Autochtone) d'un domaine interne (partie interne du Subbriançonnais et du Briançonnais) où s'effectuera une sédimentation marine. Il est souligné graphiquement que la mer est peu profonde comme l'indique la présence dans les dépôts de faunes néritiques et d'Algues. Les conditions sont comparables dans les deux domaines marins qui sont, comme il a été indiqué précédemment, coalescents, plus au Sud, par disparition vraisemblable du seuil tendasque.

### 5 - Jurassique supérieur

Le profil met en évidence que tout le domaine est recouvert par une mer peu profonde où le seuil tendasque est cependant marqué. Il s'y localise des dépôts à caractère coralligène. La limite du faciès de Guillestre correspond à la limite de conditions de sédimentation vraisemblablement locales liées à l'existence de courants.

### 6 - Crétacé inférieur

Le profil souligne l'existence du seuil tendasque très réduit apparaissant au milieu d'une mer vraisemblablement peu profonde, comme l'indique la flore que l'on peut recueillir dans les divers dépôts.

### 7 - Cénomanién

Le profil met en évidence le début de l'individualisation de la topographie sous-marine subbriançonnaise. Celle-ci est schématisée. On a admis que les failles étaient à l'origine de cette ébauche de l'individualisation de la topographie sous-marine subbriançonnaise.

Le seuil tendasque rejoue concurremment, semble-t-il.

L'approfondissement du domaine extérieur au seuil tendasque est indiqué.

Le domaine briannonnais reste stable et la mer peu profonde qui y règne est le siège du déplacement de courants érosifs.

#### 8 - Sénonien terminal-Paléocène-Eocène terminal <sup>inv<sup>2</sup></sup>

Le profil met en évidence l'émergence sans déformation sensible du domaine externe (Autochtone) et du domaine de la cordillère tendasque en cours d'individualisation.

L'accentuation de l'individualisation du domaine subbriannonnais est marquée : les sillons où se déposent du flysch et les hauts fonds où la sédimentation pélagique est perturbée ont été schématisés.

La constance du domaine briannonnais où s'effectue le dépôt des calcschistes planctoniques apparaît nettement.

#### 9 - Lutétien supérieur

Le profil souligne :

- l'existence du cœur permien décoiffé de la cordillère tendasque dissymétrique dont la couverture post-triasique est décollée au flanc sud-sud-ouest alors qu'elle est restée adhérente au flanc nord-nord-est, cette différence a été expliquée par l'extension des gypses qui ont joué un rôle important dans l'individualisation du décollement et qui n'apparaissent qu'au flanc sud-sud-ouest (voir la limite des gypses précédemment envisagée);
- le raccordement entre la couverture décollée et celle non déformée de l'Autochtone par amortissement des dislocations au front du panneau décollé;
- l'existence du seuil du Chiamossero, tout local sur la transversale considérée, mais qui peut être la terminaison sud-orientale d'un Argentera-Mercantour primitif;
- l'existence d'une mer peu profonde déduite de la présence de faunes indubitablement néritiques, dans le domaine extérieur à la cordillère tendasque (Autochtone et Parautochtone);
- l'individualisation très prononcée du domaine subbriannonnais où l'opposition schématisée entre sillon à flysch et hauts fonds où s'effectue la sédimentation des calcaires à Algues, est marquée;
- l'inertie de la plate-forme briannonnaise où se déposent les calcaires à Algues indiquant par leur présence que la mer était peu profonde.

10 - Bartonien

Le profil met en évidence :

- la pérennité des conditions de sédimentation du Lutétien supérieur dans le domaine de l'Autochtone;
- le recouvrement par la mer du seuil lutétien supérieur du Chiamossero;
- l'individualisation du bassin du Flysch parautochtone;
- l'accentuation de la topographie sous-marine subbriançonnaise et l'émergence locale des hauts fonds qui, érodés, alimenteront en matériaux sédimentaires les brèches interstratifiées dans le flysch. L'enfouissement de la topographie subbriançonnaise sous les dépôts de flysch est marqué;
- l'inertie du domaine briançonnais où la sédimentation va se clôturer.

11 - Priabonien moyen

Le profil met en évidence la présence de la nappe du Flysch à Helminthoïdes reposant sur le domaine briançonnais où la sédimentation des termes ultimes de sa série vient de cesser. La translation par gravité de la nappe a été possible par l'existence en arrière d'une pente correspondant au flanc d'une culmination hypothétique mais vraisemblable, intéressant le socle.

Le profil souligne, en outre :

- que la sédimentation se clôture dans le domaine briançonnais;
- que le bassin du Flysch parautochtone est bien individualisé;
- qu'un approfondissement intervient dans le domaine autochtone où se déposent les marnes et marno-calcaires. On peut y voir la préparation du bassin du Flysch du complexe des grès d'Annot.

12 - Priabonien supérieur

Le profil souligne que la nappe du Flysch à Helminthoïdes s'est avancée jusqu'à la marge interne du noyau permien de la

cordillère tendasque et que sa partie frontale repose ainsi sur le Subbriançonnais.

La translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes n'a été possible que par le renouvellement de la pente, grâce à la migration de la culmination. Ce processus a été figuré.

Il a été admis que ces déformations à long rayon de courbure du socle entraînaient, en liaison avec des phénomènes disharmoniques au sein du Houiller, la déformation sensible du Permien à faciès interne. Celle-ci s'explique d'autant mieux que le serrage qui affecte socle et permo-houiller se marque en avant par le rejeu des accidents cassants du socle qui se déforment sous la poussée tangentielle.

Le profil met aussi en évidence que la couverture subbriançonnaise est tectonisée et que les copeaux qui lui seront ultérieurement prélevés sont, en quelque sorte, pré-individualisés.

Le profil montre, en outre, qu'à l'extérieur du noyau permien de la cordillère tendasque, le bassin du flysch du complexe des grès d'Annot est individualisé et que celui du Parautochtone participe à sa marge interne.

### 13 - Oligocène inférieur

Le profil met en évidence :

- que la sédimentation a cessé dans le domaine externe qui est vraisemblablement émergé;
- que la culmination a migré permettant par le renouvellement de la pente la progression de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et même celle de la couverture briançonnaise décollée qui est partie en avant;
- qu'une relaxation intervient à la marge interne de la culmination où se dépose l'Oligo-Miocène ligure;
- que la tectogénèse du Permien briançonnais jouant d'une manière disharmonique par rapport au socle, grâce au houiller plastique, est accentuée et que les déformations et le rejeu des accidents du socle à sa limite externe sont bien marqués.

On observe dans le détail :

- que la nappe du Flysch à Helminthoïdes a entraîné les copeaux prélevés à la couverture sédimentaire sub-briançonnaise constituée par des portions de séries séparées par simple clivage de celles restées adhérentes au tégument;
- que le chevauchement de la partie frontale du Briançonnais sur la marge interne en partie décoiffée de la couverture est réalisé;
- que la tectogénèse accentuée du socle-tégument conduit au rejeu de l'ancien niveau de décollement de couverture du Parautochtone, rendant possible le charriage ultérieur de cette partie de couverture;
- que la tectogénèse se fait déjà sentir dans le domaine externe proprement dit où les déformations apparaissent notamment dans le socle où les accidents anciens rejouent.

#### 14 - Oligocène moyen

Le profil met en évidence :

- la migration de la culmination et l'individualisation d'un fort ensellement compris entre le domaine interne proprement dit et le domaine de l'Argentera-Mercantour où la tectogénèse affecte le socle et la couverture;
- la transgression marine intervenant dans le domaine de dépôt de l'Oligocène ligure.

On observe dans le détail :

- l'individualisation de l'anticlinorium Bessimauda-Mte Vecchio;
- l'individualisation du synclinorium compris entre ce dernier et celui de l'Argentera-Mercantour avec la mise en place de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et de sa semelle de Subbriançonnais et de Parautochtone et l'individualisation du décollement à la base du Flysch autochtone;
- l'accentuation des accidents du socle dans ce domaine du synclinorium entre domaine à couverture permienne à faciès interne et domaine de l'Argentera-Mercantour et l'ébauche notamment de l'accident pennique frontal.

La transversale considérée qui a été idéalisée (c'est en réalité un compromis entre la transversale du Col de Tende et celle du Riou Frei, distantes de 4 km) est remarquable en ce que les zones paléogéographiques intermédiaires entre Briançonnais et Autochtone présentent leur maximum de réduction. En effet, le domaine parautochtone s'effile depuis le Nord-Est pour disparaître à hauteur de la Baissè de la Crocette et le domaine briançonnais voit le large bassin de flysch du Flysch de Baiardo s'effiler aussi et passer au domaine fort étroit de la zone des lambeaux de charriage s.str. qui se réduit encore à hauteur du Col de Tende.

Le lecteur jugera par lui-même si ces constructions montrent que notre interprétation cadre avec les conditions de sédimentation et les données spatiales et si nos conceptions méritent d'être retenues.

TROISIEME PARTIE

LA TECTOGENESE ALPES - APENNIN SEPTENTRIONAL

Une solution possible au problème de la liaison

Alpes - Apennin septentrional





## INTRODUCTION

L'attribution au Crétacé supérieur de la série du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes eut pour conséquence, compte tenu des faits tectoniques, l'individualisation d'une nappe qui ne pouvait avoir qu'une origine plus interne que le Briançonnais. Les données stratigraphiques et structurales recueillies en Ubaye-Embrunais permirent, là aussi, de définir une nappe de Flysch à Helminthoïdes, homologue de celle des Alpes maritimes. Elle ne pouvait avoir elle aussi, qu'une origine plus interne que le Briançonnais.

Les découvertes de Klippes jalonnant, entre Savoie et Méditerranée, le domaine alpin interne, étaient, certes, le garant que les conceptions fondées sur l'analyse stratigraphique et structurale n'étaient le simple point de vue de "nappistes" invétérés. La découverte récente de lambeaux de charriage de série ophiolitique piémontaise, pincés entre le substratum briançonnais de la nappe et celle-ci, est leur étonnante confirmation.

La nappe de l'Ubaye-Embrunais et celle des Alpes maritimes apparurent comme deux éléments tectoniques vraisemblablement autonomes, issus d'une même Patrie. On fut conduit à envisager que les divers témoins de Flysch à Helminthoïdes du Galibier, des Préalpes du Chablais et romandes pouvaient avoir une même origine, et appartenir aussi à un grand ensemble tectonique fragmenté certes, mais constituant un élément structural important des Alpes occidentales. ( M. Lanteaume et D. Haccard, 1960 ).

L'origine interne de ce grand ensemble tectonique conduisit à penser d'une manière toute nouvelle la paléogéographie alpine, mais aussi, comme on l'a vu, celle de l'Apennin en fonction des données récentes.

En réalité, les divers problèmes qui se posaient, tels que ceux de l'alimentation en matériel détritique, de la liaison entre la paléogéographie italique et dinarique, ou celui de la relation entre les zones paléogéographiques italo-dinariques et celles du domaine sud-alpin, conduisirent à envisager la paléogéographie de l'ensemble alpido-italo-dinarique, notamment au Crétacé supérieur.

Tout comme pour la paléogéographie, il apparaît très nettement qu'on ne peut comprendre l'évolution tectogénétique du domaine étudié sans prendre en considération, de par la présence du Flysch à Helminthoïdes, au moins celle de l'ensemble Alpes-Apennin sur la transversale des Alpes maritimes - Ligurie. En effet, il faut qu'en fonction de l'existence sur le domaine briançonnais et piémontais de la série oligo-miocène ligure post-orogénique, la translation de la nappe soit possible et

que les phénomènes tectogénétiques conduisant à cette translation s'harmonisent avec ceux qui ont conduit à l'établissement de la structure du Genovesato et de ses alentours; cela revient à poser dans son ensemble la question de la liaison entre les Alpes et les Apennins.

Le problème de la chronologie de la translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en fonction de l'existence de l'Oligo-Miocène ligure a été envisagé précédemment. C'est celui de la liaison entre les tectogénèses alpine et apennine qui nous intéresse ici.

#### La tectogénèse Alpes - Apennin et l'Oligo-miocène ligure

Il a été précédemment admis (voir supra) d'après l'état actuel de nos connaissances, que l'Apennin septentrional, constitué par les différentes unités tectoniques qu'on se plaît à y reconnaître, chevauche, par sa marge interne, la zone de Sestri-Voltaggio, la marge interne alpine représentée par le groupe de Voltri, accolé au Savonese.

La chronologie de la réalisation de la tectogénèse des Alpes et des Apennins et de l'affrontement par leur marge interne de ceux-ci, est dominée par la présence d'un manteau d'Oligocène discordant, bordure méridionale du bassin padan, qui, en continuité parfaite, repose à la fois sur le Briançonnais et piémontais ligure et sur une partie de l'Apennin.

- La tectogénèse majeure des zones alpines internes doit avoir eu lieu avant le dépôt de ces séries transgressives post-orogéniques. Il s'agit là, non seulement de la translation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, dont on a vu qu'elle était réalisable dans la marge de temps imparti, mais aussi de la genèse des structures du Briançonnais et Piémontais ligure<sup>1</sup>. Cette tectonique majeure doit donc avoir eu lieu avant le Stampien, âge vraisemblable, dans l'état actuel de nos connaissances, de la partie la plus ancienne de la base de l'Oligocène ligure<sup>2</sup>.

---

1" - dont le métamorphisme des "schistes lustrés" ligures et la translation de la nappe des "schistes lustrés" ligures.

2" - A. Boni, employant toujours le terme imprécis de Tongrien pour désigner le faciès conglomératique de base de l'Oligo-miocène ligure ne paraît pas s'être aperçu que la mer transgressive n'a pas recouvert tout le domaine d'un seul coup et que, suivant les endroits, ce "Tongrien" est stampien (stampien marin ou continental) ou aquitainien. Cet auteur, enfermé dans ses conceptions en est conduit à admettre des "intrusions diapiriques de roches vertes" dans

- Dans l'Apennin septentrional on est conduit, de la même façon, à admettre que la partie interne de celui-ci qui supporte l'oligo-miocène ligure à base stampienne, a subi sa tectogénèse paroxysmale avant le dépôt du Stampien. On ne peut admettre avec Berhmann (1958), du fait de la continuité du manteau d'Oligo-Miocène ligure à base stampienne qui forme un tout sans hiatus, des Alpes aux Apennins, que celui-ci s'était déposé sur la "nappe ligure" en marche. On peut difficilement envisager que cet Oligo-Miocène à base stampienne, qui est dans son ensemble, peu déformé, discordant sur les unités différentes, donc apparemment post-orogénique, ait eu une sédimentation synchrone de la mise en place des différentes unités qui le supportent.
- Il apparaît que l'affrontement par leur marge interne, des Alpes et des Apennins est, lui aussi, antérieur au dépôt de cet Oligo-Miocène ligure à base stampienne qui recouvre le contact anormal qui en a résulté.

Il faut donc conclure que la tectogénèse des zones internes alpines (Briançonnais s.l. et Piémontais s.l.), celle de la partie interne apennine et l'affrontement entre Alpes et Apennins par leur marge interne était réalisée dès le Stampien. Cette conclusion rejoint, en ce qui concerne le domaine alpin, celle qu'on avait tirée de l'étude tectonique d'ensemble précédemment réalisée, et que l'analyse rétrotectonique avait mise en évidence graphiquement. Pour l'Apennin, cette conclusion pose bien des problèmes pour lesquels, dans l'état actuel des connaissances, on ne peut, en toute honnêteté, que proposer des solutions.

---

ce Tongrien, "intrusions" qui ne sont en réalité que des reliefs accidentant le fond de la mer oligo-miocène et constituant des îles et des hauts fonds (Cl. Lorenz, communication orale). L'affleurement que A. Boni a montré au cours du 61ème Congrès de la Société géologique d'Italie pour illustrer ces théories est très caractéristique (Prasco, route d'Acqui à Ovada) : la surface des roches vertes constituant un relief dans le "Tongrien" montre un encroûtement d'Algues qui peut difficilement être lié au diapirisme de roches dont la plasticité est plus que douteuse.

Les caractères fondamentaux de la tectogénèse  
de l'Apennin septentrional

Les unités constitutives de l'Apennin septentrional sont, rappelons-le :

- L'Autochtone, apparaissant à la partie frontale des éléments charriés et dans des fenêtres dont celle des Apuanes est la plus spectaculaire.

L'Autochtone de la partie frontale externe correspond au domaine des Marches et d'Ombrie s.l., caractérisé par la Marnoso arenacea oligo-miocène et les formations comparables qui en sont vraisemblablement des variations de faciès, comme la formation argilo-gréseuse de Bobbio.

L'autochtone des Apuanes correspond, comme il a été indiqué précédemment à une série métamorphique dont les affinités vont à la série toscane.

- La nappe toscane qui est l'élément le plus inférieur de la superposition d'éléments chevauchants et dont la série est caractérisée par la présence du Macigno.
- La nappe de l'Alberese qui se superpose généralement à la précédente et est caractérisée par cet Alberese s.str., crétacé supérieur à la base, où il est représenté par les termes pietraforte, mais essentiellement éocène inférieur et moyen.
- La nappe ophiolitique et de l'Arenarie supérieure, qui est caractérisée par la série ophiolitique qui sert de semelle tectonique à la série de l'Arenarie supérieure d'âge crétacé moyen à supérieur, dont elle est la base stratigraphique.
- La nappe du Flysch à Helminthoïdes (nappe de l'Antola de P.Elter) qui représente l'élément le plus élevé de la superposition tectonique envisagée.

Le sens apparent de poussée déduit de la direction de refoulement des plis et du regard des chevauchements est, dans tout l'Apennin septentrional, en ce qui concerne la tectonique majeure, orienté sensiblement vers le Nord Est <sup>1</sup>". Les diverses unités s'ordonnaient donc comme il a été précédemment admis pour l'étude paléogéographique du Nord Est vers le Sud Ouest dans leur ordre de superposition ascendant.

---

<sup>1</sup>" - A l'encontre de ce qui avait été proposé par Staub, et en accord avec Wijkerslooth, Teichmüller et les auteurs italiens.

Ces diverses unités comportent, de l'intérieur vers l'extérieur, des séries dont les termes ultimes sont de plus en plus jeunes.

- La série du Flysch à Helminthoïdes du Genovesato (tout comme celle des Alpes maritimes) n'a fourni jusqu'à présent dans ses niveaux réputés les plus élevés, aucun indice de faune tertiaire. Il semble que, dans la partie externe de la nappe, la série du Flysch à Helminthoïdes crétacée soit complétée par une formation de calcaires et de marno-calcaires tertiaires, vraisemblablement paléocènes et éocènes inférieurs. Ces niveaux tertiaires de la Ligurie orientale ont un faciès particulier qui n'a d'ailleurs été observé ni dans le Genovesato, ni dans les Alpes maritimes franco-italiennes.
- L'Arenarie superiore, représentant le terme final de la série de la nappe ophiolitique, paraît devoir être rapportée dans son ensemble au Crétacé <sup>1</sup>". Cette formation ne semble pas comporter de niveaux tertiaires.

Il a été montré précédemment que l'Arenarie superiore ne représentait qu'une variation de faciès du Flysch à Helminthoïdes, et que, suivant les transversales considérées, on avait la succession Flysch à Helminthoïdes - Arenarie superiore - Alberese ou celle Flysch à Helminthoïdes - Alberese.

- Le Macigno clôturant la sédimentation de la nappe toscane est réputé oligocène supérieur. En effet, généralisant les phénomènes de resédimentation depuis Migliorini (1953), on a été amené en Italie à rajeunir beaucoup toute formation détritique en ne tenant peut-être pas assez compte des faunes qu'elles renferment. On doit admettre en réalité que l'âge du Macigno varie de l'intérieur vers l'extérieur. Ainsi, s'il est bien d'âge oligocène au niveau de la fenêtre de Pontremoli (Elter et Schwab, 1959), il n'est vraisemblablement que Priabonien à hauteur de la fenêtre du val d'Aveto (B. Labesse, renseignement oral).

Les niveaux terminaux du Macigno comportent fréquemment des blocs de taille variable allant de quelques décimètres à plusieurs centaines de mètres, de la nappe qui leur est superposée <sup>2</sup>". En général, la taille de ces Olistholithes croît au fur et à mesure que l'on s'élève dans la série. Ces olistholithes sont le résultat de l'érosion ou d'éboulement sous-marin du front de la nappe en marche.

On doit admettre que la zone de sédimentation du Macigno s'est déplacée dans le temps et dans l'espace en avant du

1" - Cette formation avait été précédemment ( P.Elter, 1960) rapportée à l'oligocène.

2" - Voir les descriptions d'Elter et Schwab (1959).

front des nappes en marche dont la tectogénèse s'effectuait dans le bassin même. C'est là l'un des caractères fondamentaux de la tectogénèse apennine, dont les véritables "argille scagliose" et les divers olisthostromes seront la preuve irréfutable.

La migration de l'orogénèse dans l'espace et dans le temps s'accompagnera de la migration du bassin à caractère flysch (Macigno) puis flysch-molasse (marnoso arenacea) qui s'individualisèrent au front même des nappes en cours de translation.

Ce processus, quoique discret, s'est réalisé d'une façon très précoce : on doit admettre en effet, de par l'existence dans la partie orientale des niveaux tertiaires liés au Flysch à Helminthoïdes créacé que la sédimentation continuait dans cette partie orientale alors qu'elle avait déjà cessé dans la partie occidentale, du fait que les sédiments étaient déjà mobilisés par l'individualisation de la future chaîne alpine.

La sédimentation de l'Alberese a dû se poursuivre dans de telles conditions, et la notion de bassin résiduel envisagée précédemment au cours de l'étude paléogéographique paraît prendre toute sa signification.

La tectogénèse en milieu marin, synchrone d'une sédimentation qui se réalise au front de la zone en cours de tectogénèse et migrant avec lui, est l'un des traits fondamentaux de l'évolution tectogénétique des Apennins.

Wijkerslooth fut certes le premier à soupçonner le rôle tectonique de la gravité dans la genèse des structures apennines. Merla (1951) et Trevisan (1952-53), s'appuyant sur les conceptions de Migliorini (1948-49) tentèrent d'expliquer par un mécanisme très astucieux l'autochtonie apparente de tout l'Apennin septentrional et l'existence d'un "Alloctone" représenté par les célèbres "Argilles scagliose". Les rides envisagées par Migliorini et utilisées par Merla et Trevisan pour assurer le déplacement de leur "Alloctone"<sup>1</sup> ne paraissent pas pouvoir être actuellement retenues. Les culminations qui leur correspondent localement sont liées à une tectonique posthume qui a repris des structures réalisées depuis longtemps : c'est une tectonique plio-quadernaire qu'il ne faut pas mépriser, tout au contraire, car en dehors de son action intrinsèque importante, elle brouille les données permettant de reconstituer les tectogénèses antérieures.

---

1" - L. Glangeaud paraît être le premier à avoir mis en évidence que les rides de Migliorini étaient statiques et non pas dynamiques. Il ne s'agissait pas de la migration d'une onde créant des culminations qui, en se déplaçant, donnaient les pentes continuellement renouvelées nécessaires à la translation par gravité de l'"Alloctone";

Les "Argille scagliose" n'ont pas la généralité qu'on voulait bien leur reconnaître, et bien des éléments considérés comme tels se révèlent être la superposition d'éléments structurés pour lesquels on peut établir l'existence d'une série stratigraphique.

Il ne faut pas nier les "Argille scagliose" pas plus que les Olistostromes ou les nappes dans l'Apennin. Il faut admettre, d'après les connaissances actuelles, que dans cet Apennin septentrional, se différencie un domaine où les nappes sont cohérentes d'un domaine où elles sont morcelées et où apparaissent corrélativement d'une façon exagérée les phénomènes de resédimentation s.l., ceux-ci conduisent à une généralisation des Olistostromes et à l'existence des "Argille scagliose".

G. Merla et les divers auteurs italiens admettaient l'existence d'une première phase étrusque qui avait eu lieu pendant l'Oligocène et était séparée de la seconde phase étrusque qui se prolongeait jusqu'au Pliocène, par une pause orogénique (*pausa orogenica*) qui intéressait l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur. On doit retenir cette conception dans son esprit, sinon dans sa lettre. En effet, le domaine où les nappes apparaissent cohérentes correspond à l'aire d'extension de l'Oligo-Miocène ligure à base stampienne, alors que celui où les nappes sont morcelées et où existe l'"Alloctone" des auteurs italiens représente la partie apennine où des terrains stampiens et post-stampiens sont impliqués dans les dislocations majeures.

Il faut donc admettre qu'avant le Stampien fut réalisée la genèse des nappes cohérentes, et qu'ultérieurement, la partie frontale de celles-ci fut impliquée dans des dislocations où se marque l'originalité de la tectogénèse apennine. C'est là un second trait fondamental de la tectonique apennine.

Les conceptions de Merla et Trevisan (1952-53) paraissent actuellement dépassées, et ces auteurs sont, par la continuité de leur effort dans la recherche objective des faits, les grands responsables de cette avance. Ces conceptions représentent, dans l'histoire de la géologie, l'une des hypothèses de travail les plus fructueuses.

---

c'était, tout au contraire, des rides qui s'individualisaient successivement comme il appert nettement dans le schéma de G. Merla sur l'évolution de l'Apennin (1951, pl. 14). L. Glangeaud a cependant en 1956 (voir la figure 2) en envisageant dès cette époque l'évolution du tectorogène mésogéen entre la Corse et l'Apennin, combiné sa conception sur la progression de l'onde de plissement paroxysmale, donc dynamique, avec celle de Merla et Trevisan, éminemment statique.

Elles furent à l'origine de la prise de conscience par la plupart des géologues de la migration de l'orogénèse et orientèrent bien des recherches en ce sens; elles conduisirent, en donnant une large place aux phénomènes de resédimentation, à des études stratigraphiques qui, voulant démontrer localement l'inexistence de cette resédimentation, durent s'appuyer sur des observations et des méthodes d'études nouvelles précises. Elles furent, en outre, bien que niant les nappes envisagées selon les conceptions classiques, le premier essai de reconstitution des phénomènes intimes présidant à la genèse des charriages.

L'évolution tectogénétique de l'Apennin septentrional proposée ici, s'inspire fortement de celle de G. Merla et L. Trevisan. Elle tient compte de l'état actuel des connaissances.

On peut envisager le mécanisme tectogénétique ci-après.

- 1 - A l'aube du Tertiaire, la tectogénèse affecta la partie interne de l'aire du Flysch à Helminthoïdes. Dans la partie externe du bassin genovesan, la sédimentation continua (= bassin genovesan résiduel comprenant le domaine de sédimentation du Flysch à Helminthoïdes crétacé complété par la série tertiaire et le domaine de l'Alberese).
- 2 - Au cours de l'Eocène inférieur et moyen, la tectogénèse gagna cette marge du domaine genovesan où la sédimentation cessa. Les éléments structuraux du Flysch à Helminthoïdes, de l'Arenarie supérieure et de l'Alberese s'individualisèrent au cours de cette période, progressivement de l'intérieur vers l'extérieur.
- 3 - Au Priabonien, la superposition des éléments structuraux du Flysch à Helminthoïdes, de l'Arenarie supérieure et de l'Alberese est réalisée, et, à la marge externe de cet ensemble, s'individualise la marge interne de la zone de sédimentation du Macigno.

Dès le Priabonien supérieur, différentes unités tectoniques superposées de Flysch à Helminthoïdes, d'Arenarie supérieure et d'Alberese se mettent en place dans le bassin du Macigno en cours de sédimentation, comme on en a l'indication précise.

- 4 - A l'Oligocène inférieur, la superposition des nappes de Flysch à Helminthoïdes, d'Arenarie supérieure et d'Alberese au Macigno priabonien est réalisée. Dans la partie interne de cet ensemble chevauchent, se réalise la transgression de l'Oligo-Miocène ligure à base stampienne. La partie externe est toujours soumise à la tectogénèse qui migre, précédée par l'individualisation progressive vers l'extérieur du Macigno.



5 - Après l'Oligocène inférieur, la partie frontale des nappes, séparée de leur corps, continuera sa translation dans le bassin du Macigno en cours de sédimentation : la progression de ces lambeaux de charriage s'y effectuera en même temps que se réalisera la migration de la zone de sédimentation du Macigno.

Dans un stade ultérieur, le Macigno supportant les nappes mises en place précédemment sera impliqué dans des charriages qui se feront toujours dans un bassin de sédimentation, celui de la Marnoso-arenacea. Les phénomènes d'érosion et d'éboulement sous marin du front de l'ensemble se mêleront aux copeaux de charriage préalablement mis en place sur le Macigno, qui pourront reprendre une translation autonome sous le seul effet de la gravité. On obtiendra ainsi dans le domaine apennin externe ces dispositifs complexes mi-tectoniques, mi-sédimentaires qui font l'originalité de celui-ci.

La tectogénèse Alpes-Apennins septentrional et le problème de l'espace nécessaire à la mise en place initiale des diverses unités tectoniques charriées

La symétrie de la migration dans le temps des orogénèses alpines et apennine, par rapport, grosso modo, au méridien de Gênes, suggère que ce secteur joua le rôle de zone de partage dans une chaîne à double déversement. C'était déjà le point de vue de Teichmüller et Schneider (1935) qui situaient cette zone de partage (Scheitelung) dans le Genovesato. L. Glangeaud (1956) envisageant la transversale Corse - Elbe - Apennin, considère que deux ondes de déformation s'étaient propagées en sens inverse de part et d'autre d'un édifice orogénique unique, le tectorogène mésogéen. Cet auteur situa (1957), approximativement selon le méridien de Gênes "l'axe du géosynclinal biliminaire" suivant lequel s'effectua, pour lui, le double déversement Alpes - Apennin. Berhmann (1958) envisagea lui aussi une zone de partage qu'il localisa dans le groupe de Voltri. En fait, cette zone de partage ne peut être trouvée ni dans le Genovesato où tout est apennin, ni dans le groupe de Voltri, comme il ressort des études de Locher (1957). Les données structurales actuelles mettent en évidence que la série apennine ligure repose en contact anormal sur le groupe de Voltri par l'intermédiaire des écailles de Sestri Voltaggio, c'est-à-dire que l'ensemble apennin est serré contre l'ensemble alpin; la cicatrice correspondant à cette zone de serrage pourrait être représentée par le cordon de "schistes lustrés" séparant le groupe de Voltri de la zone Sestri-Voltaggio.

Berhmann (1958) conscient qu'il n'y avait pas la place nécessaire pour concevoir la position initiale des séries charriées, avait pensé en retraçant l'évolution de la

transversale Corse - Elbe - Apennin (Fig.7) au déplacement du cadre corso-sarde vers l'Est et du socle péninsulaire italien vers l'Ouest. On retrouve là les conceptions prônées par L.Glangeaud (1956, Fig.2). P.Fallot, dernièrement à la suite de la minutieuse analyse qu'il a faite de ces problèmes de la liaison Alpes - Apennin concluait à son tour qu'on ne peut échapper, si les charriages sont réels, à l'idée du déplacement du socle. P.Fallot envisageait pour sa part que seul le socle italien s'était déplacé vers l'Ouest, et posait fort judicieusement la question du devenir du socle ainsi escamoté entre les deux mâchoires. L'explication fondée sur une hypothétique "Verschlussung" lui paraissait impensable, étant donné l'énorme masse de croûte qui aurait dû être ainsi "verschlusskt".

Il faut tout d'abord envisager la question du raccourcissement de la couverture.

L'Autochtone qui, dans les Apennins, a la position la plus interne, est celui qui apparaît en fenêtre aux abords de la Spezia, dans le rio Magra. Il est représenté par des Schistes métamorphiques qui peuvent être le substratum d'une quelconque des unités charriées et ne peut être pris en considération dans le calcul du raccourcissement dû à la tectogénèse. L'Autochtone le plus interne que l'on doit prendre en considération est celui qui possède une série permettant de se situer paléogéographiquement : l'Autochtone des Apuanes, avec sa série toscane est un excellent repère; d'autant plus qu'il est dans la position la plus interne par rapport au front des unités charriées où réapparaît l'autochtone des Marches et d'Ombrie.

On doit donc, en tout état de cause, situer les unités charriées apennines en arrière des Apuanes.

En envisageant la position originelle de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes, c'est quelques 500 km qu'il faut retrouver avant la tectogénèse entre le bras interne du Briançonnais et le méridien du moment des Apuanes. Actuellement, la distance mesurée suivant les sens apparents de poussée opposés, alpin et apennin, n'est que de l'ordre de 100 km. Le raccourcissement qu'on doit admettre paraît considérable. En fait, il correspond à trois phénomènes dont les effets s'ajoutent : le plissement pur et simple, les charriages, le chevauchement Apennin Alpes.

Le raccourcissement dans la couverture du fait de l'individualisation des plis déversés et couchés tels que ceux que l'on observe dans les structures apennines peut atteindre 40 à 50 %. C'est-à-dire que, si on envisage que la tectonique entre Briançonnais et Alpes Apuanes n'a été qu'une tectonique

de revêtement, on est conduit à admettre déjà un raccourcissement de l'ordre de 200 km. Comme il y a actuellement 100 km, on doit imputer aux charriages et au chevauchement Apennin - Alpes un raccourcissement de 200 km. Dans ces calculs du raccourcissement dû aux charriages, il faut tenir compte des charriages apennins, mais aussi du charriage des "schistes lustrés" alpins.

On peut conclure que le considérable raccourcissement qu'on doit admettre d'après les données actuelles sur l'extension des unités charriées dépliées peut être explicable. Il l'est d'autant plus que les chiffres sur lesquels est fondée l'extension des unités charriées dépliées sont pris très largement; on ne peut en effet, dans l'état actuel des connaissances, les obtenir qu'en se fondant sur l'extension maximale des diverses unités et en admettant leur continuité, c'est-à-dire sans faire intervenir le morcellement en éléments autonomes qui paraît être un fait établi.

Seule l'étude détaillée d'une transversale des Apennins au moins et l'établissement de profils rétrotectoniques permettraient de fonder ces chiffres sur des données plus précises.

En ce qui concerne le socle, le problème de son raccourcissement corrélatif au raccourcissement de la couverture pose un problème qui ne peut, dans l'état actuel de nos connaissances, être résolu - sans faire appel à la *Verschlungung* - qu'en prenant en considération certaines conceptions fort attachantes, mais très hypothétiques sur la discontinuité de la croûte sialique. Ces conceptions ont été précédemment envisagées au cours de l'étude paléogéographique de l'ensemble alpid-italo-dinarique. En se fondant sur elles, on a été ainsi conduit à admettre l'existence d'une zone sialique amincie ou simique (moins vraisemblable), sur laquelle s'était localisé le bassin genovesan et correspondant à un "hiatus" de socle entre le craton européen et le craton italo-dinarique.

Si l'on admet une certaine indépendance de ces cratons sur leur semelle siamo-sialique et de l'ensemble sur le sima (L. Glangeaud, 1956), on est conduit à considérer que le problème de l'espace ne se pose plus pour le socle : le serrage entre les cratons ainsi autonomes conduit à leur affrontement; seule, une faible partie du domaine à sial aminci est impliquée dans le serrage même, formant en quelque sorte un cal de suture entre des cratons. C'est la solution prônée par L. Glangeaud (1956, Fig. 2) pour la transversale Corse - Elbe - Apennin.

Ces vues sont certes très hypothétiques, mais un certain nombre de données concourantes militent en leur faveur sur la transversale même de Gênes.

Le contact anormal entre Alpes et Apennin se prolonge curieusement dans la plaine du Pô par le grand accident Pavie-Milan que T. Rocco (1955) a reconnu par géophysique et qui tronçonne les faisceaux de plis de la plaine du Pô en deux éléments. Cet accident affecte la zone pede alpine sur laquelle Gortani (1956) a attiré à juste raison l'attention, et qui comporte du Crétacé Paléocène avec des restes de Miocène. Les faisceaux de plis du compartiment oriental de la plaine du Pô viennent buter contre la lèvre pede alpine occidentale et tout indique un décrochement. Ces plis profonds de la plaine du Pô sont du Miocène inférieur et moyen, mais ont rejoué au Miocène supérieur et même au Pliocène; on doit donc admettre que s'il y a liaison entre le contact anormal Alpes-Apennin et l'accident Pavie-Milan, ce dernier, déjà individualisé avant le Stampien a rejoué ultérieurement.

P. Fallot a souligné combien les dislocations profondes de la plaine du Pô étaient d'obédience apennine. On est obligé de remarquer que si, à l'Est du grand accident Pavie-Milan, elles constituent l'avant pays apennin proprement dit, à l'Ouest il ne peut en être de même. Dans ce domaine, les dislocations se présentent comme l'avant pays du Piémontais et du Briançonnais ligure. Elles viennent se mouler au Nord contre le pays pede alpin bien représenté de Vercelli à l'Ouest de Turin et buter contre les Alpes à l'Ouest et au Sud Ouest, ou même s'y pincer dans la région de Cuneo. Tout se présente donc comme si les Alpes ligures avaient joué dans ce domaine le même rôle que les Apennins pour la zone située à l'Est de l'accident Pavie-Milan.

On est ainsi conduit à admettre la soudure du socle apennin et alpin et à envisager que, compte tenu d'une certaine inertie du bâti alpin, les Alpes ligures auraient été, par rapport aux accidents de la plaine du Pô, la prolongation des Apennins et auraient joué le même rôle (Lanteaume, sous presse). On peut admettre que les mouvements vers le Nord des Alpes ligures conséquemment à la soudure des socles devaient être esquissés avant le Stampien et que les dislocations aberrantes du groupe de Voltri à sens apparent de poussée vers le Nord que Locher (1957) a mises en évidence, en seraient l'indice. Cette conception explique la courbure insolite des Alpes ligures et répond à l'existence des accidents transverses mis en évidence dans les Alpes maritimes qui seraient ainsi liés au mouvement d'ensemble Alpes-Apennin vers le Nord.

- L'existence de batholites granitiques jalonnant la prolongation virtuelle de l'affrontement entre Alpes et Apennins peut souligner la présence de dislocations importantes du socle. Ce plutonisme granitique d'âge miocène et pliocène pour ses manifestations ultimes intéresse le domaine où on doit rechercher la ligne où la zone de partage entre Corse

et Apennin. Il est postérieur à la phase paroxysmale de serrage entre Alpes et Apennin qui doit être réalisée avant le Stampien.

Dans la conception d'un serrage entre les socles eux-mêmes, la localisation de ce plutonisme pourrait trouver son explication dans l'apparition de phénomènes de palingénèse liés aux perturbations que ce serrage entraînerait dans les couches profondes de la croûte sialique.

- Le métamorphisme des formations du groupe de Voltri représentant les schistes lustrés ligures ne peut s'expliquer par une surcharge : si ces formations représentent bien le substratum décoiffé de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes, métamorphisé ultérieurement, il ne peut y avoir surcharge du fait de la disparition de la couverture normale; on ne peut envisager, dans l'état actuel de nos connaissances, la surcharge de nappes que l'érosion aurait miraculeusement fait disparaître. On est ainsi conduit à admettre que ce métamorphisme ne peut être lié qu'à des phénomènes d'origine profonde. L'injection, au cours du serrage, de magnas pourrait être une explication.

En conclusion, la prise en considération d'un serrage entre le socle apennin et le socle alpin selon le processus qui a été envisagé, représenterait une solution au problème de l'espace socle nécessaire à la mise en place initiale des nappes de couverture alpines (Flysch à Helminthoïdes, Schistes lustrés).

Conception proposée de l'évolution tectogénétique de l'ensemble Alpes - Apennin septentrional. Une solution possible au problème de la liaison Alpes - Apennin septentrional

Le serrage qu'on est conduit à admettre entre l'ensemble alpin et l'ensemble apennin est lié, que l'on veuille envisager telle ou telle théorie en cours ou aucune théorie, à la mobilisation du socle de ces deux ensembles. Le serrage a eu pour conséquence l'éjection du matériel du bassin genovesan qui, pour une partie, eut une destinée alpine, pour l'autre une destinée apennine.

Si l'on admet, d'une part, le dispositif crustal que nous avons été amené à envisager, et, d'autre part, l'évolution de celui-ci selon le processus proposé, cette éjection serait ainsi liée au déplacement relatif opposé des mâchoires cratoniques européennes et italo-dinarique. (L. Glangeaud, 1956).

Le dispositif ainsi réalisé correspond au type des chaînes biliminaires ou bimarginées (L. Glangeaud, 1957, 1960), mais on doit faire remarquer plusieurs points.

- 1 - La dissymétrie du phénomène : le Flysch à Helminthoïdes constitue du côté alpin une nappe autonome qui franchit le domaine interne pour venir reposer sur la zone externe, suivie dans le temps par la nappe des Schistes lustrés, constituée apparemment par le substratum du Flysch à Helminthoïdes. Au contraire, dans le domaine apennin, le Flysch à Helminthoïdes reste, au moins au cours d'une première phase (la première phase étrusque des auteurs italiens), solidaire de son substratum d'Argillocisti, pour donner une nappe.

Les considérations stratigraphiques envisagées plus haut mettaient en évidence la continuité de la sédimentation au Tertiaire inférieur, limitée vraisemblablement au seul futur domaine apennin. Cela peut laisser entendre que l'éjection même ne s'est pas faite en même temps des deux côtés.

- 2 - L'évolution différente tant dans le temps que dans le type des structures réalisées dans chaque domaine. Après la phase de compression paroxysmale achevée avant l'Oligocène inférieur, la migration des ondes orogéniques post-paroxysmales (Glangeaud, 1956) opposées conduisit à l'individualisation de structures qui furent réalisées dans le domaine alpin et dans le domaine apennin d'une manière autonome. Leur réalisation fut en effet essentiellement fonction des conditions paléogéographiques et structurales et de la nature des matériaux impliqués, propres à chacun de ces domaines.

Il ressort de ces remarques que si l'on ne peut envisager une chaîne biliminaire ou bimarginée symétrique, c'est qu'existait dans le dispositif originel une dissymétrie manifeste. La mâchoire alpine n'était pas affrontée à une mâchoire apennine équivalente, et on retrouve les conclusions auxquelles l'analyse paléogéographique de l'ensemble alpido-italo-dinarique nous avait conduit.

On peut envisager que, par rapport au craton européen dont le domaine cratonique alpin représente la marge, le craton italo-dinarique correspondant dans la terminologie de L. Glangeaud à un élément intermédiaire des Mésogéides a pu seul se déplacer, repoussant devant lui le futur matériel alpin qui aurait été éjecté d'abord. Du côté apennin, le processus aurait évolué avec plus de nuances dans le matériel presque uniquement plastique, en l'absence d'un bourrelet liminaire, comparable au néocraton briançonnais dans le domaine alpin.

### Conclusions

On peut admettre dans l'état actuel de nos connaissances :

- 1 - La double destinée du matériel sédimenté dans le bassin genovesan: une partie eut une destinée alpine, l'autre apennine, fonction chacune de la tectogénèse propre aux Alpes et aux Apennins. En tout état de cause, le Flysch à Helminthoïdes à destinée alpine constitua une nappe autonome, décollée de son substratum, alors que celui à destinée apennine fut mobilisé dans une nappe où il resta solidaire de son substratum.
- 2 - L'individualisation des nappes alpines et apennines, le passage de la nappe alpine par dessus le domaine alpin interne, les dislocations et charriages des Schistes lustrés, la mise en place des nappes apennines du Flysch à Helminthoïdes, de l'Arenarie superiore et de l'Alberese sur la marge interne de la formation du Macigno, et la coalescence, par suite du serrage du domaine alpin et apennin, au moins en ce qui concerne la couverture avant le Stampien.
- 3 - L'étroite liaison postérieurement au Stampien, entre le domaine alpin ligure et le domaine apennin: le domaine alpin ligure joua, par rapport aux accidents miocènes et post-miocènes profonds de la plaine du Pô, le même rôle que les Apennins dont il paraît être purement et simplement la continuation. Seul, le rejeu de l'accident limite entre Alpes et Apennin, troubla cette homogénéité.

Les idées qui viennent d'être exposées ici ne sont que le fruit de réflexions tendant à envisager dans une vue d'ensemble les Alpes maritimes franco-italiennes et ligures, l'Apennin ligure et septentrional et le bassin padan sous l'angle du problème paléogéographique et tectonique posé par le Flysch à Helminthoïdes. Au cours de l'étude paléogéographique, cela nous a conduit à envisager la paléogéographie de l'ensemble alpido-italo-dinarique; trop d'incertitudes, trop peu de données objectives ne nous permettent pas d'envisager l'évolution tectogénétique de cet ensemble lui-même; les choses ne sont pas mûres, mais il semble d'ores et déjà que ce sera le seul moyen de comprendre et de mettre en évidence l'évolution tectogénétique propre des Alpes et des Apennins dans leur ensemble. En ce qui concerne le but plus limité que nous nous sommes fixé ici, nous pouvons envisager, d'un point de vue purement didactique, la tectogénèse de l'ensemble Alpes maritimes franco-italiennes et ligures, Apennin septentrional et bassin padan de la façon ci-après, en fondant celle-ci sur les conceptions crustales qui nous paraissent devoir être retenues comme une hypothèse valable.

a) Début du Tertiaire : Paléocène, Eocène inférieur et peut-être moyen

Serrage de l'élément intermédiaire apennin contre le bâti européen, conduisant à l'éjection du matériel ophiolitique et du Flysch à Helminthoïdes à destinée alpine; tectogénèse dans la partie interne du Flysch à Helminthoïdes à destinée apennine, et continuité de la sédimentation à la marge apennine du bassin genovesan (partie externe du Flysch à Helminthoïdes à destinée apennine et domaine de l'Alberese).

b) Eocène moyen et supérieur

du côté alpin

- décollement du Flysch à Helminthoïdes réalisé vraisemblablement dès l'Eocène moyen, donnant la nappe de glissement qui franchit le domaine alpin interne au cours du Priabonien moyen et se mit en place dans le domaine externe au cours du début de l'Oligocène.
- individualisation de la nappe des schistes lustrés au cours de l'Eocène moyen et mise en place, au plus tard à l'Eocène supérieur, après que la nappe du Flysch à Helminthoïdes ait quitté le domaine Briançonnais.

du côté apennin

- individualisation de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, de la nappe de l'Arenarie supérieure et de la nappe de l'Alberese qui viennent reposer avant le Stampien sur la marge interne du Macigno.

Corrélativement, individualisation depuis le début du Priabonien du bassin de sédimentation du Macigno, en avant des nappes en cours de translation.

Au cours de cette période, le serrage de l'élément apennin contre l'élément alpin conduit à la coalescence des couvertures alpines et apennines par leur marge interne et même au chevauchement des Apennins sur les Alpes ligures, à la coalescence du bâti européen avec l'élément italo-dinarique, par son bourrelet liminaire.

c) Oligocène

- sédimentation de l'Oligocène ligure à base stampienne, post-orogénique, sur le domaine interne alpin et interne apennin.
- tectogénèse alpine <sup>in</sup> externe pour mémoire (tectonique socle couverture, mise en place des nappes).



- morcellement à la partie frontale des nappes apennines et translation de ces lambeaux dans le bassin de sédimentation du Macigno avec déplacement corrélatif de la zone de sédimentation de celui-ci.

#### d) Miocène et Pliocène

- dans le domaine alpin, tectogénèse des zones externes pour mémoire (individualisation de l'Arc de Nice, puis tectonique transverse).
- dans les Apennins, tectogénèse du Macigno, supportant les lambeaux de nappe, conduisant à l'individualisation de la nappe toscane qui se met en marche et vient se mettre en place dans le bassin de la marnoso-arenacea: accentuation au front des nappes en cours de translation des phénomènes généraux de resédimentation, et de fragmentation de l'Alloctone.
- mouvement d'ensemble vers le nord du socle apennin et alpin ligure étroitement liés avec individualisation des structures de la plaine du Pô, confondues dans la même évolution tectogénétique que celle de l'Apennin dans le domaine de celle-ci.

On peut admettre que la première phase étrusque des auteurs italiens correspond à l'évolution tectogénétique jusqu'à l'aube de l'Oligocène, et que la seconde représente l'évolution ultérieure.

## En guise de conclusion

Les "Alpes maritimes franco-italiennes" s'intègrent dans les Alpes occidentales. C'est une réalité toute nouvelle, car si l'on soupçonnait ou on admettait implicitement la prolongation des Alpes jusqu'à la Méditerranée, celle-ci n'avait jamais été démontrée; tout au contraire, puisque les travaux menés du côté italien conduisaient à une inexplicable antinomie entre ces Alpes maritimes et le tronçon des Alpes occidentales, situé au Nord-Ouest de l'Argentera-Mercantour.

Les recherches menées d'une manière qui se voulait objective dans ce domaine où tout était à faire, certes, mais où on ne se heurtait pas aux "tabous" dominant la géologie de domaines devenus classiques, conduisirent à apporter des données nouvelles et à soumettre des conceptions qui intéressent l'ensemble des Alpes occidentales.

Les données devraient être contrôlées, discutées; les conceptions qui ont été exposées ne doivent pas, bénéficiant de la faveur d'un moment, être considérées comme la vérité, surtout par ceux à qui elles paraissent les plus séduisantes ou à qui elles apportent un appui dans la défense de leurs propres conceptions. Pour moi, j'espère me souvenir de l'enseignement dispensé par P. Fallot et ne considérer les données nouvelles que je crois avoir apportées que comme l'état des connaissances du moment, et les conceptions que j'ai fondées sur elles, que comme des hypothèses de travail.

L'étude de la transversale des Alpes maritimes montre que la compréhension de l'histoire géologique des Alpes occidentales ne peut être dissociée de celle de l'ensemble Alpido-italo-dinarique; cette compréhension ne peut être fondée que sur des études d'extrême détail, dont le but est de mettre en évidence l'intimité des phénomènes géologiques; extrême détail et prise en considération corrélatrice de grands ensembles, voilà, semble-t-il, le problème qui se pose actuellement au géologue qui désire comprendre et non pas seulement décrire. Il ne s'agit plus du travail d'un seul homme, même la plupart du temps d'une équipe, mais de l'association de plusieurs équipes travaillant en harmonie.

Bibliographie

Publications citées exclusivement dans le volume II; se reporter pour les autres à la liste bibliographique du vol. I.

- AUBOUIN J. (1957) - Un profil tectonique d'ensemble de la Grèce septentrionale moyenne. B.S.G.F., 6, t. VII, pp. 1135-1155.
- AUBOUIN J. (1958) - Essai sur l'évolution paléogéographique et le développement tecto-orogénique d'un système géosynclinal : le secteur grec des Dinarides. B.S.G.F., 6, t. VIII, pp. 731-748.
- AUBOUIN J. (1959) - A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. Nelle série, vol. 2, pp. 135-188.
- AUBOUIN J. (1960) - Essai sur l'ensemble italo-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. B.S.G.F., 7, t. II, pp. 487-526.
- AUBOUIN J. (1961) - Propos sur l'Orogénèse. Bull. trimestriel du Serv. Inf. Géol. du B.R.G.M. nos 52 et 53.
- BADOUX H. (1960) - Notice explicative de la feuille de Monthey. Atlas Géol. de la Suisse.
- BARBIER R. (1948) - Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém. Exp. C.G.F.
- BARBIER R. (1960) - Remarques sur le "Schéma structural des Alpes Maritimes franco-italiennes" de M. Lanteaume. C.R. somm. S.G.F., pp. 66-67.
- BEHRMANN R. (1958) - Die geotektonisch Entwicklung des Apennin Systems. Geotkt. Forschungen Stuttgart Bd 12 pp. 1-99.
- BONI et VANOSI (1960) - Ricerche e considerazioni sul Flysch della Liguria Occidentale. Atti dell'Istituto geol. della Università di Pavia vol. XI.
- BOURCART J. (1925) - Observations nouvelles sur la tectonique de l'Albanie moyenne. B.S.G.F., (4) t. XXV, pp. 391-428.
- COLOM G. (1957) - Sur les caractères de la sédimentation des géosynclinaux mésozoïques. B.S.G.F., (6), t. VII, pp. 1167-1187.

- DEBELMAS J. (1953) - Schéma structural du bassin de la Durance entre Queryères et Guillestre (Hautes Alpes). B.S.G.F., (6), t. III, p. 123.
- ELLENBERGER F. (1951) - Le géosynclinal briançonnais archaïque, et les renversements de subsidence (Reliefumkehrung) dans la préorogénèse alpine. C.R. somm. S.G.F., pp. 133-134.
- ELTER P. et SCHWAB K. (1959) - Nota illustrativa della carta geologica all'1/50.000 della regione Carro-Zeri Pontremoli. Bol. Soc. Geol. Ital., vol. 78.
- ELTER P., HACCARD D., LANTEAUME M., RAGGI C. (1961) - Osservazioni sui rapporti fra flysch ad Elmintoidi ed Arenaria superiore nell'Appennino Ligure e nelle Alpi Marittime. 61ème Congrès de la Soc. Geol. Ital.
- FABIANI et SEGRE (1951) - Schema strutturale delle regione Italiana. La Ricerca Scient., Contr. Sc. Geol., Vol. 22, p. 1.
- FAURE-MURET A. (1947) - Sur des affleurements de Trias pincés dans les schistes cristallins de la vallée de la Tinée. C.R. Ac. So., t. 224, pp. 1025-1027.
- GIDON M. (1955) - Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux. Thèse, Trav. Lab. Géol. Grenoble, 1954.
- GLANGEAUD L. (1946-47) - Orogénèse et pétrogénèse profonde d'après les théories géophysiques nouvelles. Revue Scientifique nos 3286-3287, fasc. 18.
- GLANGEAUD L. (1951) - Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. B.S.G.F. (6), t. I, pp. 735-762.
- GLANGEAUD L. (1956) - Corrélation chronologique des phénomènes géodynamiques dans les Alpes, l'Apennin et l'Atlas nord-africain. B.S.G.F., (6), t. VI, pp. 867-891.
- GLANGEAUD L. (1957) - Essai de classification géodynamique des chaînes et des phénomènes orogéniques. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. (2), vol. 1, fasc. 4, pp. 200-220
- GLANGEAUD L. et SCHNEGANS D. (1949-1950) - Caractères généraux du style Jurassien (et des types comtois et haut-jurassien), le style des plis de couverture du Jura. Bul. Soc. belge de Géol., t. 73, 1947.

- GLANGEAUD L., PRUVOST P., ROUTHIER - L'écorce terrestre. Introduction à la Géologie. Sté Nle de l'Encyclopédie française.
- GORTANI M. (1956) - Recenti progressi nella conoscenza strutturale dell'Italia. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, p. 143, Stuttgart.
- GINDRAT H. (1942) - Les écailles de St Florent (Corse). Thèse université de Genève.
- GUBLER - WAHL Y. (1929) - Schéma structural de la nappe de l'Ubaye dans les bassins du haut Verdon et du Bachelard. B.S.C.G.F., t. XXXII, n° 174.
- GUILLAUME A. (1961) - Géologie des unités situées entre l'Autochtone de l'Argentera et les couches triasiques du Monte Vecchio, (Province de Cuneo, Italie). B.S.G.F., (7), t. II, p. 951.
- HEIM A. (1946) - Problemas de erosion submarina y sedimentacion pelagica del presente y del pasado. Rev. del Museo de la Plata, Sec. geologia, t. IV, p. 125 (trad. FAURE-MURET A., 1952).
- KAY M. (1947) - Geosynclinal nomenclature and the craton : Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 31, pp. 1289-1293.
- KERKHOVE Cl. (1961) - Découverte d'Ophidites des Schistes Lustrés à la base de la nappe du Flysch à Helminthoïdes en Haute - Ubaye (Basses - Alpes). C.R.Ac.Sc., t.253, pp. 2389-2391.
- LAPORTE J. (1954) - Les écailles de Macineggio (Corse). B.S.G.F., (6) t. IV, p. 81.
- LEMCINE M. (1953) - Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au secondaire et au tertiaire. B.S.G.F., (6), t. III, pp. 105-120.
- LEMCINE M. (1960) - Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversales de Briançon et du Queyras). C.R. Somm. S.G.F., p. 62.
- LOCHER (1957) - Zur Geologie der gruppe von Voltri (Ligurien - Italien). Mitt. Geol. Inst. der Eidg. Techn. Hochschule u der Univ. Zürich, série C, Nr 71.

- LORENZ C. (1960 a) - Les couches à Lépidocyclines de Mollere (Piémont). Rev. Micropal., vol. 2, n° 4.
- (1960 b) - Données nouvelles sur la date de la transgression de l'Oligo-Miocène dans la région de Ceva - Millesimo (Piémont). C.R.Ac.Sc., t. 250, p. 1683.
- (1961) - Le bassin oligocène de Bagnasco (Italie, prov. de Cuneo). B.S.G.F. (7), t. III, n° 1.
- LUTAUD L. (1924) - Etude tectonique et morphologique de la Provence cristalline. Revue de Géogr., t. XII.
- (1935) - Sur la genèse des chevauchements et des écaillles de la Provence calcaire. C.R. Somm. S.G.F., p. 261.
- (1957) - La tectogénèse et l'évolution structurale de la Provence. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn. Nelle Série, vol. 1, p. 103-112.
- MERLA G. (1951) - Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll. Soc. Geol. Ital., t. LXX, pp. 95-382.
- MIGLIORINI (1948-1949) - I cunei composti nell'orogenesi. Boll. Soc. Geol. It., t. 67.
- NOPSCA (1921) - Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rundschau, Bd 12, pp. 1-19.
- PETROVIC K. (1956) - Yougoslavie. In lexique stratigraphique intern. vol. I, fasc. 12a. Paris, Centre nat. Rech. scient.
- PEYVE, A.V. et SINITZYN V.M. (1950) - Certains problèmes fondamentaux de la doctrine des Géosynclinaux. Izv. Akad. Nauk SSSR, Série Géol., n° 4, pp. 28-52.
- RENZ (1940) - Tektonik der griechischen Gebirge. Mem. Ac. Athènes.
- ROVERETO G. (1914) - Nuovi studi sulla stratigraphica e sulla fauna dell'Oligocene Ligure. Gênes.
- SACCO F. (1906) - Sur l'âge du gneiss du massif de l'Argentera. B.S.G.F. (6), t. 6, p. 484.
- STILLE H. (1941) - Einführung in den Bau Nordamerikas. Borntraeger, éd., Berlin.

- TEICHMULLER R. et SCHNEIDER J. (1935) - Die Genze von Alpen und Apennin. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., III, H. 3, Berlin.
- TREVISAN L. (1952) - La 55ème riunione estiva della Società Geologica Italiana à l'isola d'Elba 18-23 Set. Boll. Soc. Geol. Ital., t. LXX, pp. 434-470.
- TRUMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. B.G. Soc. America, vol. 71, pp. 843-908.
- WIJKERSLOOTH P. de (1934-1938) - Bau und Entwicklung des Apennins be sonders der Gebirge Toscanas. Thèse, Amsterdam, Geol. Inst.

## Table des figures dans le texte

	Pages
Fig. 1 - Essai de reconstitution de la Paléogéographie au Crétacé supérieur de l'ensemble alpido-italo-dinarique (externe), envisagé suivant la transversale passant par Gênes .....	41
2 - Carte schématique de la paléogéographie de l'ensemble alpido-italo-dinarique au Crétacé supérieur .....	63
3 - Coupes de l'accident des sources de la Roya (à hauteur du pont coté 1156).....	71
4 - Coupe des dislocations du socle-tégument dans la région du col Lubaire .....	73
5 - Coupes montrant les dislocations intercutanées de la couverture post-werfenienne et les relations de celle-ci avec le tégument permowerfenien.....	76
6 - Coupes de la voûte de l'anticlinal du Joug de l'Aigle - Cime de Pénas.....	79
7 - Coupe de la Pointe Bussaia .....	86
8 - Profil établi entre la marge interne du massif de l'Argentera-Mercantour et la marge externe du domaine Maures - Estérel, montrant schématiquement le dispositif né de la tectonique socle-couverture primaire .....	89 bis
9 - Carte géologique des abords méridionaux du col de Tende, entre le Fort de Morgon et Lamentargue .....	92
10 - Coupes du chevauchement de la Pie .....	94
11 - Coupes sériées du massif de la Marta, entre la caserne de la Marta au Sud et la cime 1433 au Nord .....	96
12 - Coupe du chevauchement de l'Arpette .....	98
13 - Coupe du synclinal de Piene .....	100
14 - Coupe des synclinaux et anticlinaux de la Mortola .....	102
15 - Coupe des écaillés du massif du Mt Grammondo - Mt Cuore .....	103
16 - Coupe de détail de la pincée du Sérus.....	106
17 - Coupe de la terminaison périclinale nord-ouest du synclinal de Piene.....	108
18 - Coupe des dislocations du Parautochtone en rive gauche du riu Frei (massif de la Grave)..	116



Fig. 19 - Coupe de la digitation de Pépin - Barres de Boaire (transversale du Port de Pépin.....	118
20 - Vue panoramique de la digitation de 2215 .....	120
21 - Vue du versant français du col de Tende (dessiné d'après une photographie prise depuis le Fort Taborde).....	122
22 - Coupes de l'unité de riuu Frei à riuu Frei supérieur .....	127
23 - Coupes de l'unité de riuu Frei entre la Baisse de la Crocette et Chambeuil.....	128
24 - Coupes de l'unité de riuu Frei dans la région de la cote 2220 .....	130
25 - Coupes de l'unité de 1827 entre la Baisse de la Crocette et 1827.....	130 bis
26 - Coupe de la zone des lambeaux de charriage dans la région de la cime de la Mole .....	132
27 - Coupe de la zone des lambeaux de charriage selon la transversale de Rocca Barbona .....	133
28 - Relations entre le feston de Moglio - Testico et celui de San Remo - Mt Saccarel dans la région du Passo San Giacomo.....	145
29 - Relations entre le feston d'Alassio Borghetto d'Arroscia et le feston de Moglio - Testico au Mont Frascinelle .....	146
30 - Profil établi suivant la transversale du Mte Nero, montrant schématiquement les relations probables entre les différents festons de la nappe du Flysch à Helminthoïdes et celles entre la nappe et son substratum tectonique...	148
31 - Coupe montrant les relations entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la zone des lambeaux de charriage d'une part, et le Briançonnais du Marguareis d'autre part, dans la région de la cime du Bec .....	150
32 - Coupe mettant en évidence les relations entre la nappe du Flysch à Helminthoïdes et la zone des lambeaux de charriage au Mt Saccarel.....	152
33 - Panorama du massif du Passo di Garlenda et de la Costa di Bottesima .....	153

Table des planches hors texte

Planche I - Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes des entours de la terminaison sud orientale du massif de l'Argentera-Mercantour

Planche II - Essai rétrotectonique établi suivant la transversale Marguareis - terminaison axiale du massif de l'Argentera-Mercantour, retraçant l'histoire géologique du domaine étudié du Trias moyen à l'Oligocène moyen

Planche III - Coupes sériées

Planche IV - Schéma structural d'ensemble des Alpes occidentales méridionales, de l'Apennin septentrional, du bassin padan, de la Corse et de l'île d'Elbe.

## Table des matières 1"

Pages

Première Partie

## Considérations paléogéographiques d'ensemble

Introduction.....	3
Chapitre I - Considérations paléogéographiques sur l'ensemble Autochtone - Parautochtone - Zone des lambeaux de charriage - Briançonnais .....	6
Chapitre II - Considérations paléogéographiques sur les formations constitutives de la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes et leur patrie supposée .....	32
Conclusions à l'étude paléogéographique .....	53

Seconde Partie

## Tectonique

Chapitre I - Etude structurale de l'Autochtone .....	65
Chapitre II - Etude structurale du Parautochtone .....	113
Chapitre III - Etude structurale de la zone des lambeaux de charriage .....	126
Chapitre IV - Etude structurale de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, et considérations sur ses rapports avec les unités tectoniques apparaissant à son front et à sa marge interne .....	136
Chapitre V - Tectonique d'ensemble .....	163
Conclusions .....	193

Troisième Partie

## La tectogénèse Alpes - Apennin septentrional

Introduction .....	202
Les caractères fondamentaux de la tectogénèse de l'Apennin septentrional.....	205
Conclusions .....	216

---

1" - Chaque chapitre comporte en tête un sommaire

En guise de conclusion

-----

Bibliographie

Table des figures

Table des planches hors-texte

### Planche III

#### Coupes sériées établies entre le Massif de l'Argentera-Mercantour et le Marguareis

A.- coupe par le Fort de Pépin ,B.- coupe par la cime du Coïn  
C.- coupe par le Brachyantoclinal de Tende ,La Pie et Camp Boaire.

I - Autochtone : 1.- Gneiss ,2.- Permien ,3.- Werfenien inférieur  
4.- Werfenien supérieur,5.- mylonite à la base du Trias moyen ,soulignant le décollement de celui-ci ,6.- Trias moyen ,7.- mylonite à la base du Malm ,8.- Malm ,9.- Crétacé inférieur, 10.- Sénonien ,11,Auvergien ,12 .- Priabonien ,13.- Flysch.

II - Parautochtone : 1.- mylonite à base de Gypse, 2.- Keuper ligniteux et Rhétien-Hettangien,3.- Malm,4.- Sénonien ,5.- Lutétien gréseux et Bartonien ,6.- Flysch post-bartonien

III - Zone des lambeaux de charriage : a, unité à série de type A ;b, unité de Riou Frei ;c, copeaux de charriage de Nummulitique et Jurassique.

IV - Nappe du Flysch à Helminthoides ( feston de San Remo- Mte Saccarel ) : 1.- complexe de base , 2.- série à dominante gréseuse ,3.- série à dominante calcaire

IV ( K ) : klippe supra-briançonnaise de complexe de base

V - Briançonnais du Marguareis : 1.- Jurassique ,2.Néocomien ,  
3.- Crétacé supérieur.

## Planche IV

### Schéma structural d'ensemble des Alpes occidentales méridionales de l'Apennin septentrional, du bassin padan, de la Corse et de l'île d'Elbe

Ce schéma est établi pour le bassin padan, d'après Rocco et Perconig, pour l'Apennin septentrional d'après P. Elter, pour l'île d'Elbe d'après L. Trevisan, pour la Corse d'après les travaux de Brouwer et collaborateurs, Gindrat, Routhier et collaborateurs, Laporte, pour les Alpes d'après Locher pour le groupe de Voltri et le schéma structural des Alpes internes occidentales entre Savoie et Méditerranée. La partie intéressant les Alpes parietales et ligures a été rédigée d'après les levés de M. Lanteau me, D. Haccard et Cl. Lorenz ( Oligocène Miocène ligure )

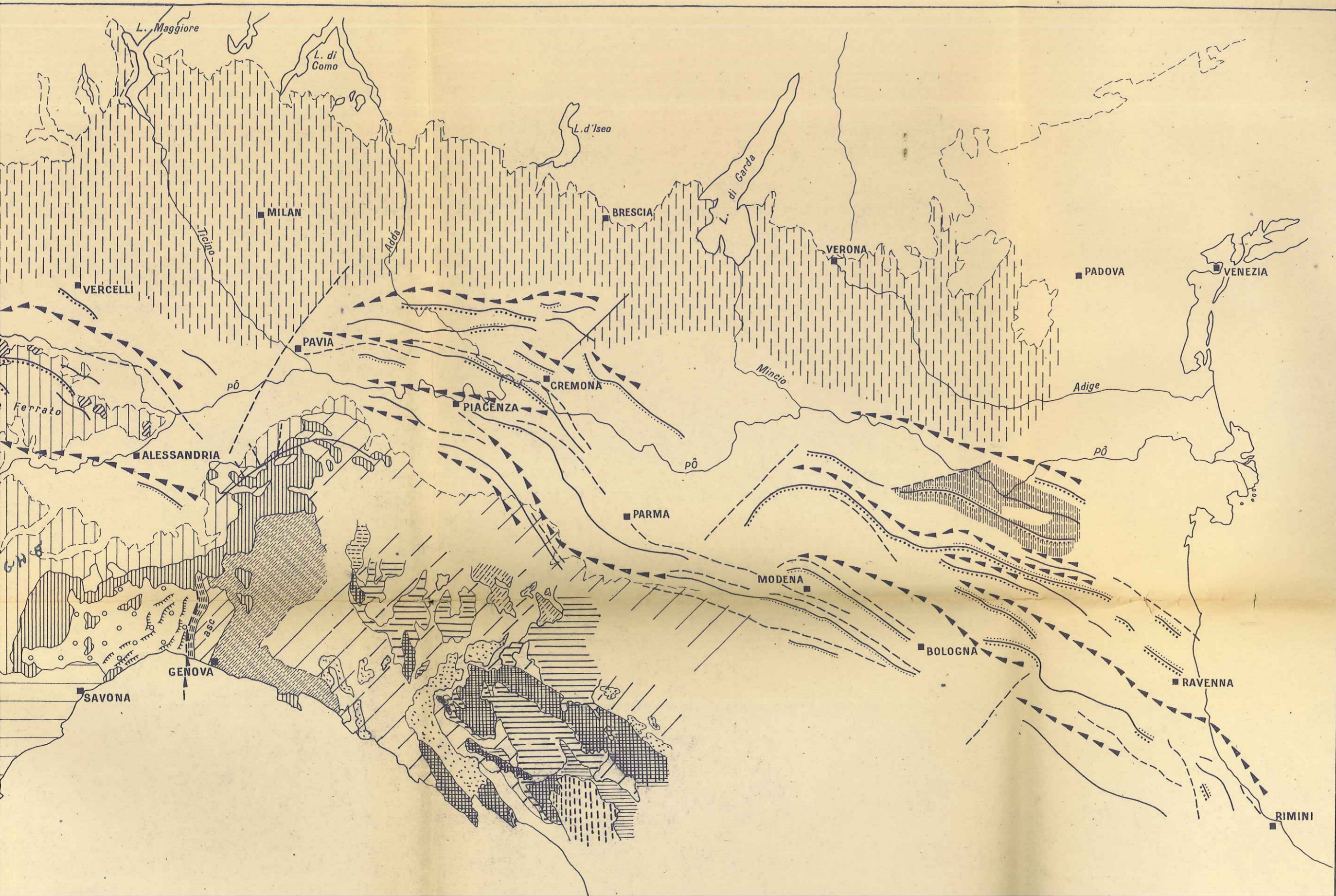
Domaine padan : 1;- limite du Quaternaire, 2.- Miocène et Pliocène, 3.- Oligocène ; A- Anticlinaux ( A-1, anticlinaux ayant rejoué jusqu'au Miocène supérieur, A-2, anticlinaux ayant rejoué au cours même du Pliocène - d'après P. Fallot, 1958 ) ; B- Synclinaux ; C- Faille ; D- Zone péde-alpine ; E- Horst de Ferrare.

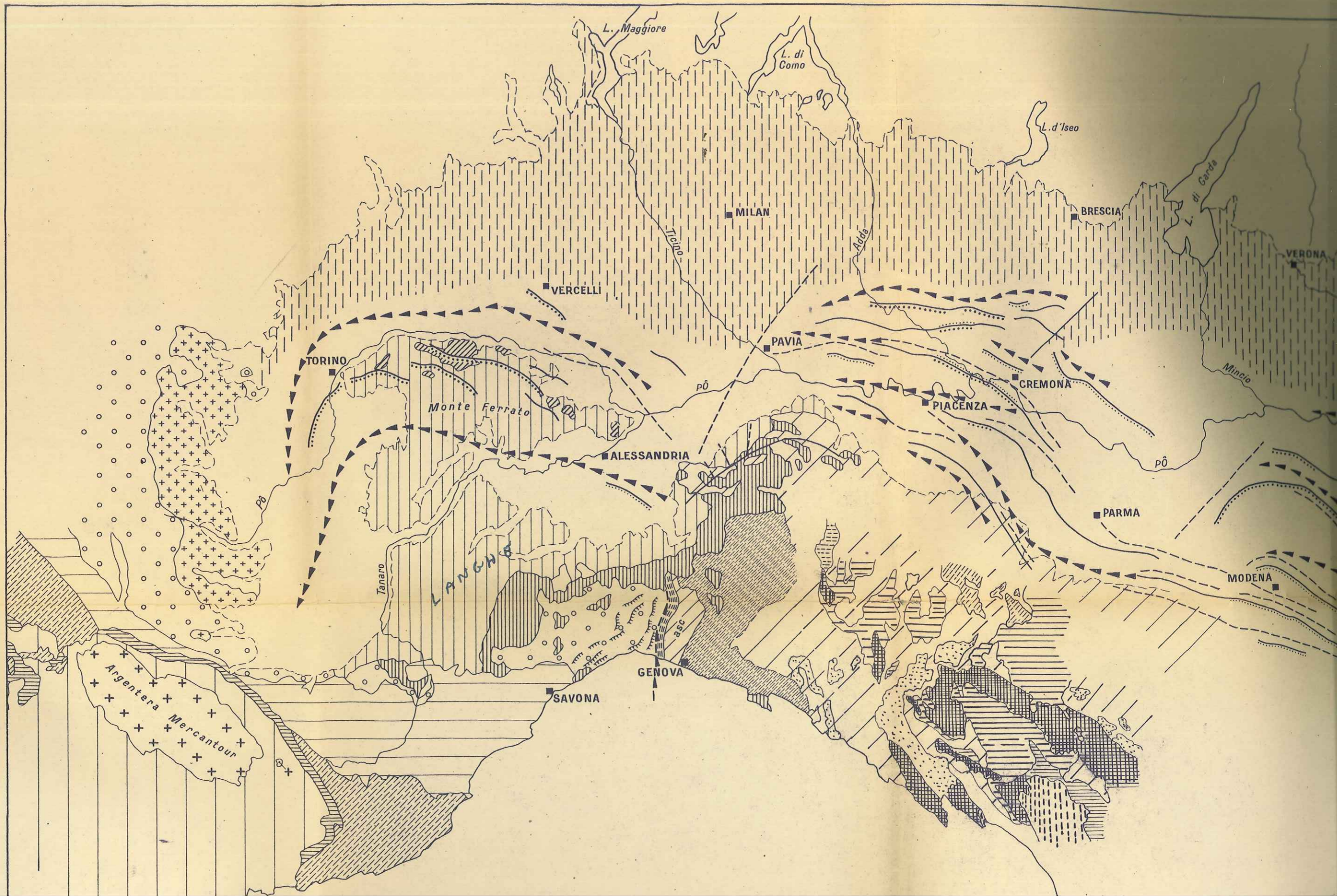
Alpes : Zone externe, 1- massif cristallin et cristalloyphyllicien, 2- couverture sédimentaire et dépendances ; zone interne, 3- zone subbriançonnaise, 4- zone brânçonnaise, 5- zone piémontaise, 6- massif cristallin interne ( Dora Maira ), 7- Nappe du Flysch à Helminthoides des Alpes maritimes franco-italiennes et de l'Ubaye Embrunais.

Corse : 1 - massif cristallin, 2- Balagne, Ecailles d'Oletta - St Florent, Ecailles intermédiaires de Corte, 3- Schistes lustrés corses, flysch de l'écaille de Maccinaggio, 5- terrains post-orogéniques oligo-miocènes.

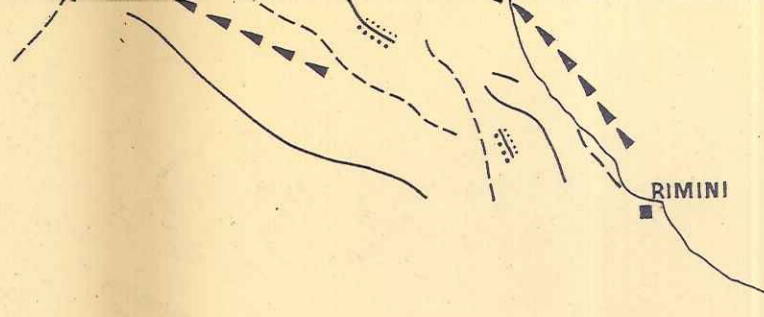
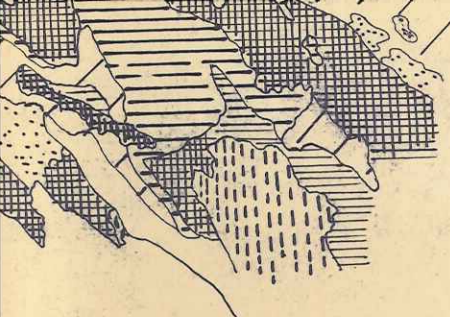
Apennins septentrional : 1- Flysch à Helminthoides du Genovesato et lambeaux de charriage, 2- Argilloscisti du Genovesato occidental ( asc ) et de la Ligurie ( série ophiolitifère ), 3- Arenarie supérieure, 4- Alberese, 5- Nappe toscane, 6- Autochtone des Apuanes et du rio Magra, 7 Autochtone probable de Bobbio. La zone de Sestri-Votaggio a été figurée en tireté

île d'Elbe : 1- Granite tertiaire (Monte Capanne), 2- Autochtone de L. Trevisan, 3- Allochtone (Unité V de L. Trevisan), 1 contact anormal





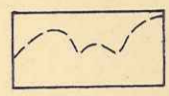




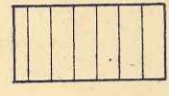
PISA

RIMINI

DOMAINE PADAN



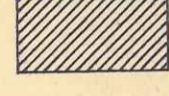
1 limite du IV



2 Miocène Pliocène

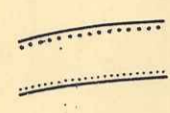


3 oligocène

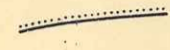


4

Antifel

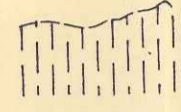
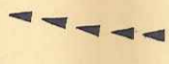


A<sub>1</sub> avant zone jusqu'au Mioc. sup.



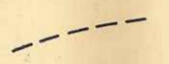
A<sub>2</sub> avant zone au cours du Pliocène

B synclinal



D zone périalpine

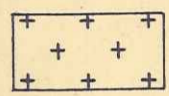
C faille



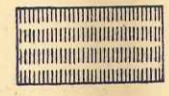
E Horst de Ferrare

ALPES

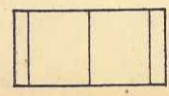
APENNINS



1 marip. crist. cat.



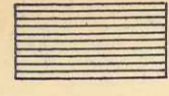
1



2 len. conc. se. dia.



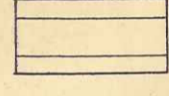
2



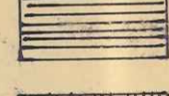
3 Subte.



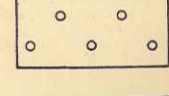
3



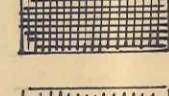
4 Brianç.



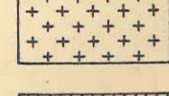
4



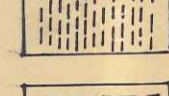
5 Picm.



5



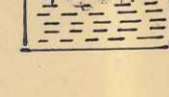
6 m. crist. int.



6



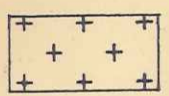
7 FH.



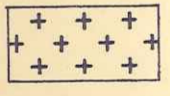
7

CORSE

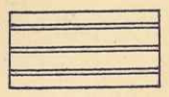
ILE D'ELBE



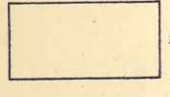
1



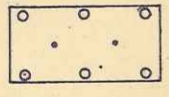
1



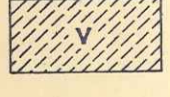
2



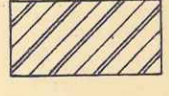
2



3



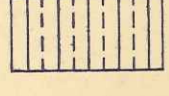
3



4

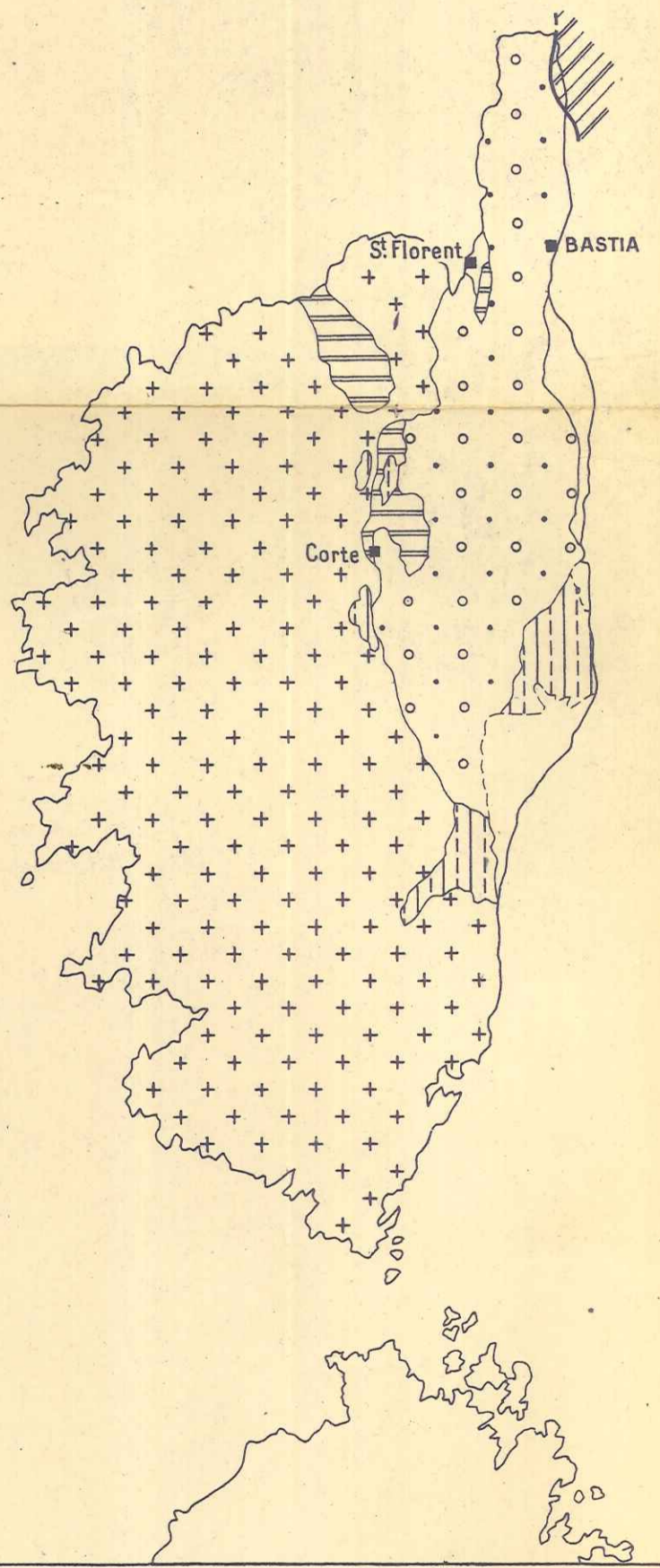
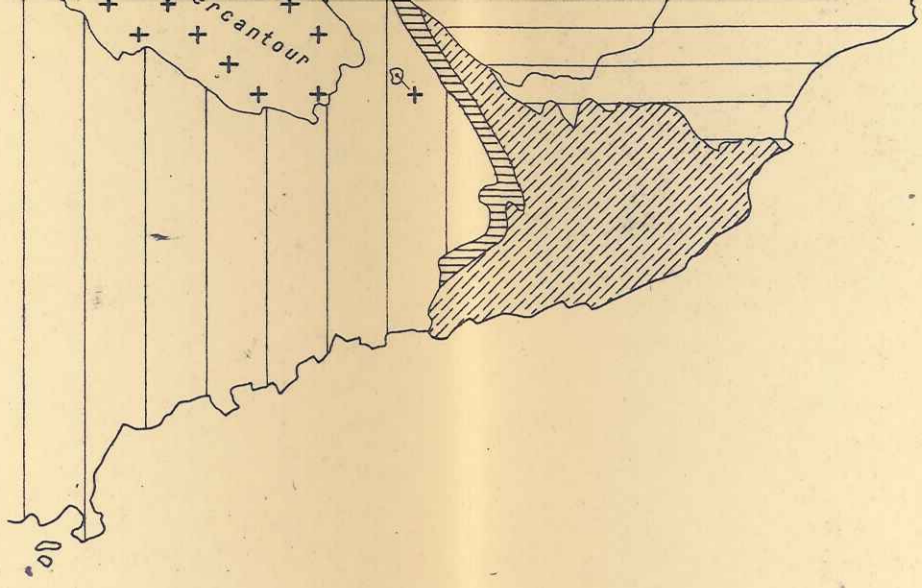


I



5

J



## Planche IV

### Schéma structural d'ensemble des Alpes occidentales méridionales de l'Apennin septentrional, du bassin padan, de la Corse et de l'île d'Elbe

Ce schéma est établi pour le bassin padan, d'après Rocco et Perconig, pour l'Apennin septentrional d'après P. Elter, pour l'île d'Elbe d'après L. Trevisan, pour la Corse d'après les travaux de Brouwer et collaborateurs, Gindrat, Routhier et collaborateurs, Laporte, pour les Alpes d'après Locher pour le groupe de Voltri et le schéma structural des Alpes internes occidentales entre Savoie et Méditerranée. La partie intéressant les Alpes maritimes et ligures a été rédigée d'après les levés de M. Lanteau me, D. Haccard et Cl. Lorenz ( Oligocène Miocène ligure )

Domaine padan : 1;- limite du Quaternaire, 2.- Miocène et Pliocène, 3.- Oligocène ; A- Anticlinaux ( A-1, anticlinaux ayant rejoué jusqu'au Miocène supérieur, A-2, anticlinaux ayant rejoué au cours même du Pliocène - d'après P. Fallot, 1958 ) ; B- Synclinaux ; C- Faille ; D- Zone pede-alpine ; E- Horst de Ferrare.

Alpes : Zone externe, 1- massif cristallin et cristallophyllien 2- couverture sédimentaire et dépendances ; zone interne, 3- zone subbriançonnaise, 4- zone brânçonnaise, 5- zone piémontaise, 6- massif cristallin interne ( Dora Maira ), 7- Nappe du Flysch à Helminthoides des Alpes maritimes franco-italiennes et de l'Ubaye E. brunais.

Corse : 1 - massif cristallin, 2- Balagne, Ecailles d'Oletta - St Florent, Ecailles intermédiaires de Corte, 3- Schistes lustrés corses, 4- flysch de l'écaille de Maccinagio, 5- terrains post-orogéniques oligo-miocènes.

Apennins septentrional : 1- Flysch à Helminthoides du Genovesato et lambeaux de charriage, 2- Argilloscisti du Genovesato occidental (asc) et de la Ligurie (série ophiolitifère), 3- Arenarie superiore, 4- Alberese, 5- Nappe toscane, 6- Autochtone des Apuanes et du rio Magra, 7 Autochtone probable de Bobbio. La zone de Sestri-Votaggio a été figurée en tireté

Île d'Elbe : 1- Granite tertiaire (Monte Capanne), 2- Autochtone de L. Trevisan, 3- Allochtone (Unité V de L. Trevisan), I co ntac anormal