

Zeitschrift:	Archives des sciences [1948-1980]
Herausgeber:	Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève
Band:	19 (1966)
Heft:	3
Artikel:	Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s. 1. : des Préalpes romandes et chablaisiennes
Autor:	Elter, Giulio / Elter, Piero / Sturani, Carlo
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-739334

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 05.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

SUR LA PROLONGATION DU DOMAINE LIGURE
DE L'APENNIN DANS LE MONFERRAT
ET LES ALPES ET SUR L'ORIGINE
DE LA NAPPE DE LA SIMME s.l.
DES PRÉALPES ROMANDES ET CHABLAISIENNES¹

PAR

Giulio ELTER², Piero ELTER³, Carlo STURANI⁴ et Marc WEIDMANN⁵

A la mémoire d'EMILE ARGAND
pour le cinquantième anniversaire de la parution de
« Sur l'arc des Alpes occidentales » (*Eclog. geol. Helv.*,
14, 2, 1916).

PARTIE I

INTRODUCTION ET SOMMAIRE

Nous envisageons dans ce travail, sur la base de données connues et d'observations inédites, certains aspects de la géologie: 1^o de l'Apennin septentrional, 2^o du Monferrat, 3^o de la partie insubrienne des Alpes piémontaises, 4^o de la nappe de la Simme s.l. dans les Préalpes romandes et chablasiennes.

Ces études ont été effectuées par deux d'entre nous (G. E. et C. S.) pour le Piémont, par P. E. pour l'Apennin et par M. W. pour les Préalpes.

Les faits suivants ont pu être mis en évidence:

a) prolongement des flysch ligures, crétacés et éocènes, de l'Apennin septentrional dans le soubassement de la série molassique oligo-miocène du Montferrat;

¹ Travail exécuté avec l'aide du Consiglio Nazionale delle Ricerche et du Fonds national suisse pour la Recherche scientifique. Présenté lors de la séance du 1^{er} mars 1966 de la Société vaudoise des Sciences naturelles (voir *Bull. SVSN*, 65, 9, 1966, p. 268).

² Istituto di Geologia, Palazzo Carignano, Torino, Italie.

³ Istituto di Geologia, via S. Maria 53, Pisa, Italie.

⁴ Istituto di Geologia, Palazzo delle Scienze, Catania, Italie.

⁵ Laboratoire de Géologie, Palais de Rumine, Lausanne, Suisse.

- b) prolongement des formations actuellement visibles en place dans la zone insubrienne jusque dans le soubassement du Monferrat, où elles ont représenté la source, au Crétacé puis à l'Oligo-Miocène, d'une partie des éléments détritiques que l'on rencontre respectivement dans le Crétacé à faciès ligure et dans la série molassique de cette région. Prolongement de ces mêmes formations insubriennes au-delà du Monferrat, jusqu'au cœur de l'Apennin septentrional;
- c) caractère ligure de la nappe de la Simme s.l., dont les flysch cénonano-turoniens sont entièrement constitués par des faciès aisément assimilables aux termes les plus typiques de certaines unités ligures de l'Apennin septentrional (flysch du Monte Cassio-Monte Caio);
- d) coïncidence du cadre paléogéographique originel de la nappe de la Simme s.l. avec celui des roches mésozoïques restées en place dans le Canavese et appartenant à la couverture des unités alpines qui se prolongent dans le Monferrat et l'Apennin.

L'interprétation de ces faits, en partie ignorés jusqu'ici, en partie connus mais quelque peu négligés, nous a conduit à admettre que le domaine ligure de l'Apennin septentrional devait se prolonger dans le bâti structural alpin proprement dit, où il constituait la zone d'origine de la nappe de la Simme s.l.

SUMMARY

In the present study, and on the basis of known information and unpublished observations, the authors consider certain aspects of the geology of 1) the Northern Apennines, 2) the Monferrat zone, 3) the insubric part of the Piedmont Alps, 4) the Simme nappe (taken in the widest sense) situated in the Pre-Alps of Suisse romande and Chablais.

The investigations were conducted by two of us (G. E. and C. S.) for the Piedmont area, by P. E. in the Apennines, and by M. W., where the Pre-Alps are concerned.

The following facts have come to light:

- a) Continuation of the Ligurian flysch deposits, of Cretaceous and Eocene age, from the Northern Apennines right through to the underlying rocks of the Monferrat Oligo-Miocene molasse series;
- b) Continuation of the formations which are at present visible (and *in situ*) in the insubric part of the Alps right through to the above mentioned underlying rocks of the Monferrat, where they constituted the source, first during Cretaceous then Oligo-Miocene times, of a part of the detritic elements that one encounters both in the Cretaceous deposits of Ligurian facies and in the molasse series of this region.

Continuation of these same insubric formations beyond the Monferrat zone, right to the heart of the Northern Apennines;

- c) Ligurian character of the Simme nappe, whose Cenomano-Turonian flysch deposits are entirely made up of facies easily paralleled with the most typical lithologies of certain Ligurian units belonging to the Northern Apennines (Monte Cassio-Monte Caio flysch);
- d) Coincidence of the original paleogeographical context of the Simme nappe with the Mesozoic rocks which remained in position in the Canavese zone, and which belong to the cover of the Alpine units traceable through the Monferrat zone right to the Northern Apennines.

The interpretation of these facts, some of which were not previously known, others having been available but somewhat ignored, has led the authors to conclude that the Ligurian domain of the Northern Apennines must have stretched right into the main structural Alpine edifice, where it constituted the zone from which the Simme nappe was formed.

REMERCIEMENTS

Nous remercions tous ceux qui nous ont généreusement prêté leur concours. Ce sont les professeurs P. BRÖNNIMANN et M. VUAGNAT de Genève, Prof. J. KLAUS et Dr O. Büchi de Fribourg, Dr E. GASCHE de Bâle, M^{me} L. KOEHN-ZANINETTI et J. BERTRAND de Genève, Dr M. BURRI et Dr S. AYRTON de Lausanne, Dr M. GOVI de Turin, Dr A. DECANDIA, Dr B. MONTEFORTI, Prof. G. GIANNINI, Dr G. GIGLIA, Prof. R. NARDI, Dr G. RAGGI, Prof. M. TONGIORGI de Pise, Prof. G. ZANZUCCHI de Parme, Dr K. J. REUTTER de Berlin, et surtout C. CARON de Fribourg.

Que les professeurs H. BADOUX de Lausanne, R. MALARODA de Turin et L. TREVISAN de Pise trouvent ici l'expression de notre vive gratitude pour les critiques et suggestions qu'ils ont bien voulu nous faire après avoir lu le manuscrit de ce travail.

Enfin, nous tenons à remercier le Comité de la Société de Physique et d'Histoire naturelle de Genève d'avoir bien voulu accepter l'impression de ce travail dans son périodique les *Archives des Sciences*, dont les rédacteurs se sont acquis toute notre reconnaissance.

PARTIE II

LA ZONE LIGURE DE L'APENNIN SEPTENTRIONAL¹

CHAPITRE PREMIER

INTRODUCTION

L'ensemble ligure de l'Apennin est constitué par un complexe d'argiloschistes, d'ophiolites et de flysch, dont le plus caractéristique est le flysch à Helminthoïdes, qu'on retrouve en couverture anormale au-dessus des éléments des séries calcaires toscane et, en partie, ombrienne.

Reconnu comme allochtone et défini par STEINMANN (1913, 1925) sous le nom de « Ligurikum », il a été longtemps considéré par les géologues italiens comme une masse chaotique (les « argille scagliose ») résultant d'une série d'éboulements successifs à la faveur des pentes orogéniques qui se formaient dans le soubassement en suivant le déplacement de l'orogenèse de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne.

Les études récentes ont abouti à des conclusions différentes; selon les conceptions de l'Ecole de Pise, l'Apennin septentrional est en partie le résultat d'un empile-

¹ Pour tout ce qui concerne cette partie II, on se reportera à la carte tectonique de l'Apennin ligure (pl. V), ainsi qu'aux figures 1 et 2.

ment de nappes et l'ensemble ligure est lui-même constitué par plusieurs unités tectoniques.

Il représente dans l'Apennin le complexe structural le plus élevé et d'origine la plus interne. Cette origine doit être recherchée dans un vaste bassin de sédimentation d'où, selon les conceptions de LANTEAUME, sont également issus des éléments tectoniques à destination alpine, notamment la nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes. Le bassin se situait donc dans une position interne, aussi bien par rapport aux Alpes que par rapport à l'Apennin.

Les unités tectoniques qui composent l'ensemble ligure sont constituées par des portions de séries décollées à différents niveaux compris entre le Malm et l'Eocène: il s'agit de nappes de couverture n'ayant gardé aucun rapport avec le socle originel qui n'est d'ailleurs pas connu directement. Nous nous bornerons ici à décrire uniquement les unités que l'on trouve dans l'Apennin ligure; ces unités peuvent subir des variations plus au Sud. Nous y distinguerons tout d'abord:

1. Une unité que nous pourrions définir comme « sub-ligure », constituée par une série exclusivement tertiaire et dont l'origine doit se situer à l'extérieur du domaine ligure, entre celui-ci et la zone toscane: il s'agit de l'unité des « argiles et calcaires » (« Kalk-Ton-Serie » de REUTTER, 1961)

2. Des unités ligures s. str. caractérisées par un flysch crétacé supérieur très développé et par une forte charge d'ophiolites.

Parmi ces dernières, nous distinguerons encore, surtout pour simplifier notre exposé:

2. a) Des unités ligures, qu'on retrouve sur les deux flancs de l'Apennin et dont l'origine et même la position paléogéographique dans le bassin ligure peuvent, dans une certaine mesure, être considérées comme bien définies, dans l'état actuel de nos connaissances: ce sont, dans l'ordre de superposition: l'unité du Monte Caio, l'unité du Monte Gottero et l'unité du Monte Antola.

2. b) Des unités qu'on trouve à l'extérieur des précédentes, sur le versant padan de l'Apennin, et dont l'origine est l'objet d'opinions assez différentes: ce sont principalement (nous faisons abstraction des unités mineures qui peuvent toujours se rattacher à celle-ci) l'unité, ou plutôt l'ensemble d'unités, du Monte Sporno-Farini d'Olmo-Monte Penice et l'unité du Monte Cassio. Ce sera un des buts de ce travail de leur donner une place dans la paléogéographie du bassin ligure.

1. L'UNITÉ DES « ARGILES ET CALCAIRES »

Elle constitue une pseudo-couverture de la nappe toscane et des éléments toscans externes (Bobbio-Cervarola-Trasimeno).

Elle est constituée par une série qui semble jusqu'ici entièrement comprise dans l'Eocène. Son terme le plus caractéristique est représenté par des argiloschistes noirs,

parfois rouges et verts, à intercalations de couches de calcaires, de calcarénites et de grès calcaires à Nummulites. Cette formation est parfois surmontée par des calcaires blancs à Globigérines et *Globorotalia* et par une formation détritique comprenant des conglomérats à éléments surtout cristallins, dont le ciment, d'une couleur verte caractéristique, est constitué par plus de 50% de matériel pyroclastique très frais avec une prédominance de cristaux idiomorphes d'andésine: les conglomérats de Petrignacola (ZANZUCCHI, 1963 a).

L'unité forme en général une couverture mince (réduite parfois à quelques mètres) avec des accumulations locales pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres. Décollée au niveau de l'Eocène, elle forme, comme nous l'avons dit, une pseudo-couverture ayant entièrement suivi, après sa mise en place, les mouvements tectoniques des éléments toscans. Cette mise en place a eu lieu dans le bassin de sédimentation du « macigno » et des grès de Bobbio-Cervarola. La partie supérieure de ces derniers est en effet parsemée d'olistolites provenant de la série des « argiles et calcaires ».

La série des « argiles et calcaires » s'apparente par certains aspects aux faciès ligures, par d'autres à la « scaglia » toscane. Il est assez naturel de la considérer comme provenant d'une zone intermédiaire entre le domaine ligure et la zone de sédimentation toscane (P.ELTER, GRATZIU et LABESSE, 1964).

Certains auteurs, dont l'un d'entre nous (P.E., 1962) ont cru y voir une série diverticulée de la partie la plus externe des Ligurides. Dans l'état actuel des connaissances, cette conception se heurte à des difficultés qui concernent surtout les rapports entre les Ligurides et les grès de Ranzano dont nous parlerons plus loin. Il semble plus logique de considérer l'unité des « argiles et calcaires » comme étant issue d'un bassin sub-ligure externe par rapport au domaine ligure s. str.

CHAPITRE 2

LES UNITÉS LIGURES

1. ENCADREMENT PALÉOGÉOGRAPHIQUE

Ces unités sont liées paléogéographiquement entre elles par un élément dont P. ELTER et RAGGI (1965 a et b) ont montré récemment l'importance: **la ride du Bracco**.

Cette ride, formée essentiellement par des ophiolites et leur couverture sédimentaire, et comportant peut-être un noyau cristallin, a séparé, au cours du Crétacé, avec un maximum au Cénomanien-Turonien, les bassins des flysch du Monte Gottero et du Monte Antola d'un côté (SW) et du flysch du Monte Caio de l'autre (NE), en fournissant le matériel des olistostromes qu'on trouve intercalés dans ces séries.

Elle a évolué ensuite, vraisemblablement au cours de l'Eocène, en une nappe comportant un flanc inverse, formé par la marge interne de la série du Monte Caio, et un flanc normal formé par la série du Monte Gottero, chevauché à son tour par la série plus interne du Monte Antola. La ride du Bracco peut donc être considérée comme un excellent exemple de géanticinal à tectonique embryonnaire au sens d'ARGAND.¹

Les unités du Monte Caio et du Monte Gottero sont devenues ensuite indépendantes par un cisaillement au niveau des ophiolites. Cette phase de mouvements tectoniques représente la tectogenèse ligure: elle a eu lieu à l'intérieur du bassin même et sa fin est marquée par le dépôt discordant des grès molassiques oligocènes de Ranzano (PIERI, 1961). Ce n'est qu'au cours du Miocène que cet ensemble déjà plissé et charrié se mettra en place définitivement en chevauchant la zone toscane par l'intermédiaire de l'unité sub-ligure des « argiles et calcaires » qui l'avait précédé.

2. L'UNITÉ DU MONTE CAIO

Elle se présente sous forme d'une série en grande partie renversée, au point qu'il serait tentant d'y voir un immense flanc inverse. En réalité ce rôle n'est joué que par sa marge interne, qui a formé, comme nous l'avons dit, un flanc inverse au cours de l'évolution de la ride du Bracco. Plus à l'extérieur, le renversement est dû à la présence d'autres plis couchés qui correspondent le plus souvent à de grands synclinaux; on n'observe que rarement des anticlinaux, ce qui nous fait soupçonner qu'ils ont été érodés en cours de plissement ou immédiatement après.

La série est constituée par un flysch à Helminthoïdes crétacé sup.-paléocène et d'un « complexe de base » cénomanien-turonien (comprenant peut-être l'Albien en quelques points). Ce « complexe de base » n'est conservé, dans sa position stratigraphique, que dans les zones plus internes, le décollement s'étant produit dans la plupart des cas à la base du flysch. On le retrouve toutefois, sous forme d'une sorte d'accumulation de petits éléments tectoniques décollés et poussés vers l'avant, sur le dos renversé de la partie frontale de la nappe, dans la région de Berceto-Bardi.

Le « complexe de base » de la marge interne s'appuie, par un contact stratigraphique, sur les ophiolites du Malm-Néocomien issues de la ride du Bracco, par la seule intercalation de petites et rares lames de radiolarites et calcaires à Calpionelles.

Il est constitué ici par une série d'argiloschistes versicolores à niveaux de calcaires pélagiques et grès fins parfois très manganésifères. Dans ces argiloschistes s'intercalent

¹ Remarquons cependant que, si l'histoire tectonique du Bracco semble avoir commencé déjà au Jurassique inférieur (voir partie VIII), elle ne se marquait que par des mouvements verticaux; son évolution ultérieure en anticinal dissymétrique, puis en nappe, n'a débuté qu'au Crétacé. Le correctif apporté par TRÜMPY (1957) aux conceptions d'ARGAND se trouve donc parfaitement vérifié ici.

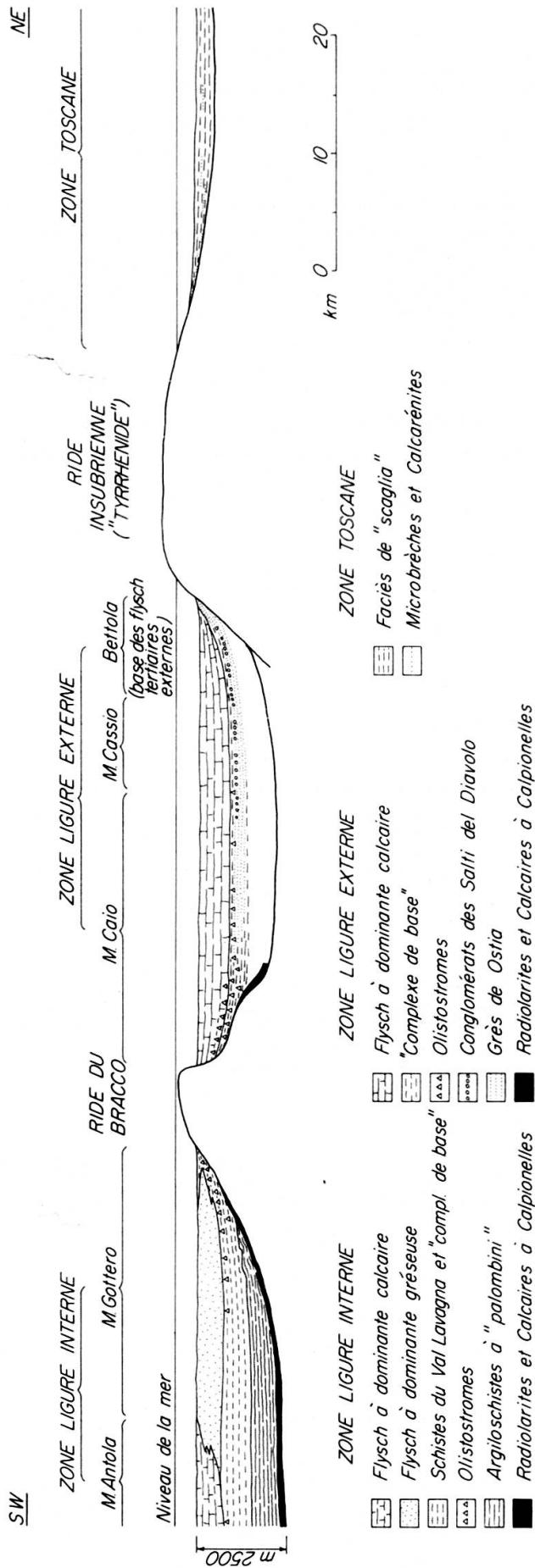


Fig. 1

Coupe schématique montrant la répartition des zones paléogéographiques de l'Apennin ligure au Crétacé supérieur. On a supposé dans ce schéma un passage latéral entre les grès du Monte Gottero et le flysch du Monte Antola, ceci en tenant compte de l'âge paléocène du sommet des grès (cf. PASSE-RINI, 1965). En fait un tel passage n'est jamais visible et notre coupe devra éventuellement être modifiée.

avec une fréquence variable, mais souvent d'une façon régulière, des couches de grès plus ou moins grossiers, à granoclassement marqué, dont la fraction détritique est constituée presque entièrement par des grains de diabase et de serpentine. A ces grès sont associés de gros bancs de brèche polygénique à ciment argileux abondant, dans lequel sont dispersés des éléments anguleux, non classés, mais parfois alignés selon un semblant de stratification. Les éléments sont surtout des fragments de « palombini » et, par fréquence décroissante, de radiolarite, de calcaires à Calpionelles, de roches vertes et de granites (il s'agit des granites qui sont habituellement associés aux roches vertes de l'Apennin¹).

En étroite liaison avec les brèches, on trouve enfin une grande quantité de blocs d'ophiolites, parfois de granites, ainsi que des paquets d'« argille à palombini » pouvant atteindre de très grandes dimensions (jusqu'à plusieurs km) et qui ont été interprétés comme étant d'origine clastique (BORTOLOTTI, 1961, 1963). Tous les éléments des brèches, ainsi que les gros blocs isolés, dérivent du cortège des ophiolites ligures et de leur couverture sédimentaire.

Le « complexe de base » du Monte Caio peut être considéré comme un flysch dont la fraction détritique provient des ophiolites et de leur couverture sédimentaire et, plus précisément, de la partie de cette couverture qui correspond à la lacune entre les ophiolites et le « complexe de base ».

C'est cette observation qui a conduit P. ELTER et RAGGI (1965 *a* et *b*) à envisager une ride ophiolitique (la ride du Bracco) causée par des mouvements tectoniques précoces qui auraient eu leur maximum au Cénomanien-Turonien.

Le « complexe de base » dans la région Berceto-Bardi est, comme nous l'avons dit, déplacé tectoniquement et désarticulé dans des lames tectoniques qui s'entassent les unes sur les autres. On peut toutefois reconstituer une petite série stratigraphique; celle-ci comporte, à la base du flysch, un complexe identique à celui que nous venons de décrire, truffé de blocs d'ophiolites de toutes dimensions. Ce complexe repose à son tour, par un contact tectonisé mais presque certainement stratigraphique originellement, sur un flysch gréseux également cénomano-turonien, auquel les géologues de l'école de Berlin ont donné le nom de **grès de Ostia** (SAMES, 1963).

Il s'agit d'une série pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres, caractérisée par une alternance très monotone de grès un peu micacés à ciment calcaire et de marnes sableuses. Les couches gréseuses et marneuses ont sensiblement la même épaisseur qui peut varier d'un minimum de quelques centimètres à un maximum de 1 ou 2 mètres, l'épaisseur moyenne étant de 10 centimètres. Les grès, comme les marnes, présentent à l'affleurement une couleur d'altération beige qui rend la formation très facilement reconnaissable. A la cassure les grès sont généralement gris, parfois un peu verdâtres par la présence de chlorite d'altération des micas.

¹ A ces granites sont fréquemment associées (notamment près du Passo del Rastello, feuille La Spezia) des brèches granitiques qui ne manquent pas d'évoquer celles de Levone dans le Canavese (voir partie VI, paragraphe 3).

Ils sont nettement granoclassés et présentent souvent de belles figures de sédimentation (flute cast, convolute lamination, etc...), ainsi que de nombreuses pistes de limnivores sur les surfaces de base, dont certaines sont très caractéristiques: ayant quelques cm d'épaisseur, nettement trilobées, on les attribue au groupe connu sous le nom de *Scolicia* FENTON. Une autre caractéristique de ces grès réside dans une forte charge en éléments charbonneux, dont la plupart sont disposés à plat sur les surfaces des couches.

Les grès de Ostia peuvent être définis comme des sub-grauwackes (PETTIJOHN) dont la fraction gréseuse est formée par des grains de quartz et, nettement subordonnés, de feldspath, biotite et muscovite. A ces éléments s'ajoutent des grains de roches sédimentaires (calcaires fins, calcaires organogènes, radiolarites) et quelques éléments volcaniques. La série gréseuse peut contenir de temps en temps des couches de calcarénites qui sont souvent fossilifères et contiennent une microfaune avec l'association *Ticinella roberti-Rotalipora apenninica*.

Les grès deviennent parfois grossiers (1-2 mm) et, surtout dans la partie supérieure, on peut y trouver des microconglomérats souvent caractérisés par la présence de petits galets dolomitiques à patine jaune. Un de ces microconglomérats, affleurant près du Monte Cavallo, vers le contact avec le « complexe de base », s'est révélé être une sub-grauwacke grossière à ciment calcaire et éléments polygéniques de quelques mm de diamètre qui sont nettement arrondis; les gros grains, formés par un seul minéral, sont en quartz, plagioclases surtout acides, orthose altérée avec quelques lamelles de muscovite et biotite; on note en plus des éléments de roches:

a) *cristallines*: roches intrusives acides avec l'association quartz-plagioclase-orthose,
schistes quartzeux à muscovite,
gneiss acides,
roches effusives acides.

b) *sédimentaires*: ils sont plus abondants et on note, en ordre de fréquence décroissant:

- calcaires très fins à Calpionelles,
- calcaires grumeleux à grain grossier,
- dolomies contenant parfois des fantômes d'oolithes,
- radiolarites et calcaires siliceux à spicules de spongaires,
- fragments de tests de mollusques,
- calcaires à grandes oolithes.

Le ciment est constitué par de la calcite grossièrement cristallisée.

Le flysch du Monte Caio est un flysch à Helminthoïdes typique, à dominante calcaire, constitué par une succession de turbidites pouvant atteindre un millier de m. d'épaisseur. Les couches montrent une séquence fondamentale constituée de trois termes:

a) une calcarénite plus ou moins gréseuse à la base (calcaire détritique grumeleux à spicules de spongiaires parfois très nombreux et autres débris d'organismes); la fraction gréseuse y est caractérisée par des grains de quartz, des plagioclases altérés, quelques paillettes de mica et accessoirement des grains plus ou moins rares de glauconie; on y trouve souvent des foraminifères pélagiques mal conservés, parmi lesquels les *Globotruncana* permettent une datation du Sénonien¹. La calcarénite est de couleur foncée ou grise avec une patine d'altération rousse. Les bases des bancs s'ornent de figures de sédimentation (flute casts, etc...), de pistes diverses, rarement d'empreintes d'Inocérames et, tout à fait exceptionnellement, d'ammonites indéterminables.

b) un calcaire gris, gris-foncé ou noir, devenant progressivement plus marneux et se débitant en plaquettes vers le haut. En surface, il représente une patine d'altération gris-blanchâtre à grandes taches ocreuses, jaunes et rousses très caractéristiques.

c) un argiloschiste gris-foncé ou verdâtre, contenant fréquemment des laminites détritiques reproduisant souvent la séquence de base à petite échelle et des minces couches de grès micacés.

Ce flysch montre une certaine variabilité latérale le long de la transversale de l'Apennin, surtout en ce qui concerne les proportions relatives des trois termes de la séquence: dans les zones internes, la partie calcaire (*b*) est dominante; les couches, avec bien entendu des exceptions, montrent une partie calcarénitique assez mince (parfois de quelques centimètres seulement) et peu distincte; le terme calcaire est constitué par un pourcentage élevé de carbonate de calcium et ne devient marneux que dans la partie la plus haute; les argiloschistes sont aussi réduits si bien que les couches calcaires sont peu espacées; la couleur est en général très sombre, voire noire, avec une patine gris-blanchâtre.

Vers l'extérieur, sur le versant padan, la dominante devient marneuse. Les couches sont très nettement espacées par plusieurs mètres d'argiloschistes gris foncés, verdâtres, contenant des laminites nombreuses (*c*); la base calcarénitique est très bien visible grâce à sa patine rousse qui la différencie nettement; le terme calcaire (*b*) est marneux dès sa base et tend à se débiter entièrement en plaquettes; la couleur à la cassure est grise et devient rapidement blanchâtre par altération; le rapport d'épaisseur entre calcarénite et calcaire marneux est en moyenne autour de 1 à 7; l'aspect d'ensemble est imposant, l'espacement des couches et les couleurs contrastées permettent d'apercevoir de loin la stratification et même la polarité des couches.

Le flysch du Monte Caio est en grande partie sénonien; au sommet on trouve parfois un passage graduel à une formation de calcaires et marnes rougeâtres, où ZANZUCCHI et BARBIERI (1965) ont signalé une microfaune paléocène.

¹ Suivant l'usage courant, nous incluons le Maestrichtien dans le Sénonien.

A la base du flysch du Caio, surtout en Ligurie, on trouve encore des intercalations de brèches ophiolitiques et des blocs d'ophiolites et de granite provenant de la ride du Bracco.

3. L'UNITÉ DU MONTE GOTTERO

Elle est constituée par une série décollée au niveau des ophiolites et comporte souvent un deuxième niveau de décollement à la base du flysch gréseux crétacé-paléocène qui a déterminé un début de diverticulation. La série, qui est généralement normale, présente de bas en haut la succession suivante:

1. *Malm-Berriasien*:

- a) ophiolites en grandes masses comprenant des serpentinites, des lherzolites et des péridotites, des gabbros, des spilites et des diabases à pillows.
- b) radiolarites et jaspes rouges et verts, parfois avec une forte teneur en manganèse¹.
- c) calcaires blancs, gris, roses, souvent à silex, à Calpionelles et radiolaires.

Ces deux dernières formations contiennent parfois des intercalations de tufs basiques ainsi que de petites lentilles de diabase.

2. *Berriasien-Barrémien*: *Formation des «argiles à palombini»*. Argiloschistes sombres à intercalations assez régulières de bancs de calcaires plus ou moins siliceux, d'une épaisseur moyenne de 30-40 cm (dépassant rarement 1 m.), de fréquence variable, mais le plus souvent espacés de 1 à 3 m. Ces calcaires dits «palombini» contiennent des radiolaires, des fantômes de petites Globigérines et, vers la base de la formation, quelques Calpionelles. L'épaisseur totale peut atteindre 200-300 m.

3. *Crétacé moyen-supérieur*: *Formation des «schistes du Val Lavagna»*. Schistes argilo-silteux, un peu sériciteux, gris jaunâtre, souvent rubanés en couches régulières de quelques centimètres: gris vert-gris beige; ces schistes se débitent facilement en dalles et contiennent des intercalations de grès fins gris foncé, finement lités, un peu calcaires, plus fréquents vers le haut de la formation. L'épaisseur, variable, peut atteindre plusieurs centaines de mètres.

4. *Albien (?) — Paléocène*: *Série des grès du Monte Gottero*. Puissante série d'un flysch constitué par de gros bancs de grès feldspathiques grossiers granoclassés, alternant avec des argiloschistes intercalés de laminites du même grès. A différents niveaux, mais surtout à la base, la formation contient des intercalations versicolores

¹ On trouve parfois, notamment dans la région du Monte Chiappozzo (feuille Pontremoli au 1:100 000), des microbrèches à éléments de granite intercalées dans la série des radiolarites. Ceci rend encore plus facile la comparaison de cette série avec le coupe du Bric Filia dans le Canavese (voir partie VI, § 2).

de schistes rouges, verts, bleutés, noirs, avec des petits lits de calcaires siliceux, de calcarénites et de grès souvent très manganésifères. Ces intercalations deviennent plus importantes vers le NW et finissent par remplacer latéralement les grès en se confondant alors avec les schistes du Val Lavagna sous-jacents.

Du point de vue de l'âge, la première intercalation versicolore a fourni une microfaune albienne (DALLAN et RAGGI, 1961) dont, à notre avis, on ne peut exclure le remaniement. Plus haut, on retrouve des microfaunes cénomano-turonien-nes (*Rotalipora apenninica*, *Ticinella roberti*, *Pithonella ovalis*) ; ces microfaunes persistent jusqu'au sommet de la série, ce qui avait conduit REUTTER (1961) à envisager un âge albo-cénomanoien pour l'ensemble des Grès du Monte Gottero.

Toutefois, PASSERINI (1965) a récemment signalé des Globorotalidés paléocènes dans les argiles versicolores sommitales, ce qui ferait supposer que les Grès du Monte Gottero sont en partie maestrichtiens et se terminent dans le Paléocène.

Dans les zones internes, la série du Monte Gottero est relativement complète (l'absence locale de quelques termes pouvant être attribuée à la tectonique) à partir des ophiolites basales. A l'approche de la ride du Bracco elle tend à se réduire par l'apparition d'une lacune progressivement plus étendue des termes sédimentaires inférieurs. Les termes supérieurs (à partir des schistes du Val Lavagna) s'enrichissent en même temps de brèches grossières formées aux dépends des terrains qui ont disparu et reposent donc directement sur les roches vertes.

De ce fait, il résulte que la série du Monte Gottero est étroitement liée à celle du Monte Caio par l'intermédiaire des roches vertes du Bracco.

4. L'UNITÉ DU MONTE ANTOLA

Elle constitue la grande « dalle » de flysch à Helminthoïdes du Genovesato, s'étendant de Chiavari à Varsi à travers le massif du Monte Antola.

Elle s'appuie, le long de son bord externe (Val Lavagna, Val Trebbia), en discordance sur les autres unités par l'intermédiaire de son « complexe de base » constitué d'argiloschistes versicolores avec localement quelques blocs clastiques d'ophiolites et de brèches à éléments de « palombini ».

A sa marge interne, dans la zone Sestri-Voltaggio, la série semble se compléter vers le bas (IBBEKEN, 1962 et GÖRLER, 1962) par une succession analogue à celle du Monte Gottero (à l'exclusion des grès) qui comprendrait en plus des termes jurassiques et triasiques à la base.

Par sa position, l'unité du Monte Antola est à la fois interne et occidentale par rapport au Monte Gottero. Elle se rattache à cette série par une partie de ses termes stratigraphiques et par la présence de brèches dans le « complexe de base ». D'un autre côté, comme l'a montré LANTEAUME (1962), elle est étroitement liée au flysch à Helminthoïdes à destination alpine des Alpes Maritimes.

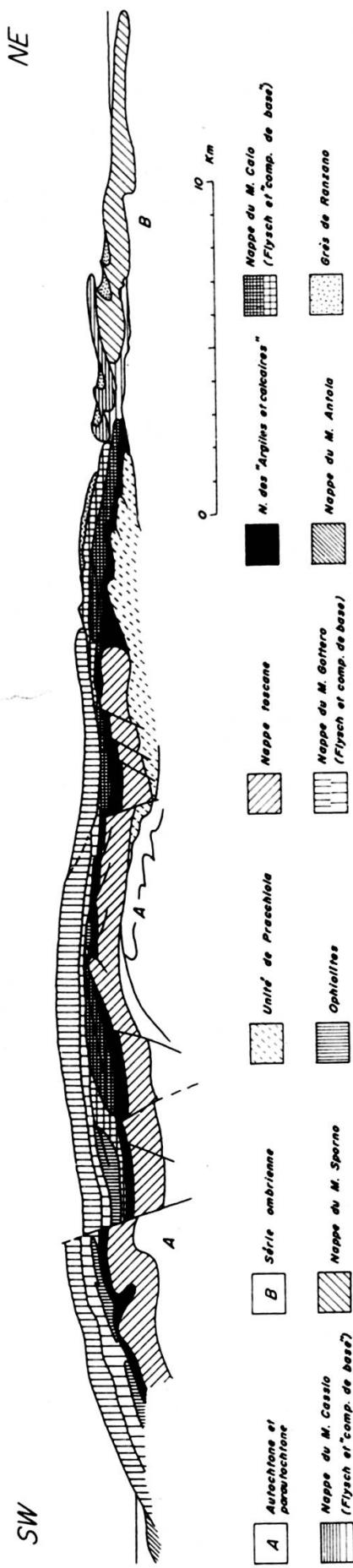


Fig. 2

Coupe schématique à travers l'Apennin ligure montrant les rapports entre les différentes unités tectoniques. Le tracé de la coupe (SW-NE) correspond à la ligne Levanto-Formovo-Taro. La présence d'éléments se rapportant à la zone ombrienne est ici purement hypothétique et correspond, en partie, à la situation que l'on observe beaucoup plus loin, dans les régions situées à l'E de Florence.

L'ensemble que nous venons de décrire offre un cadre assez harmonieux où tous les éléments apparaissent étroitement liés au point de vue paléogéographique. C'est en tenant compte de ce cadre que nous devons chercher une solution au problème de l'origine des autres éléments ligures qu'on retrouve sur le côté externe, padan, de l'Apennin.

5. LES FLYSCH DU GROUPE MONTE SPORNO — PENICE

Dans la zone externe de l'Apennin ligure, le long de la Plaine du Pô, on trouve, dans une série de structures plus ou moins alignées, un puissant flysch éocène qui, selon les localités et les auteurs qui les ont étudiées, a pris des noms différents : Monte Sporno, Monte Dosso, Farini d'Olmo, Pietra dei Giorgi et Monte Penice.

Ce flysch est formé par une association monotone de calcarénites à Nummulites, Alvéolines et Discocyclines, de calcaires blancs à Globigérines et Globorotalidés, de marnes et d'argiles blanchâtres, verdâtres, parfois rouges, et de grès.

Au Monte Penice, où seul l'Eocène est représenté (LABESSE et MAGNÉ, 1963), le flysch est lié stratigraphiquement aux « argiles et calcaires » et s'appuie tectoniquement sur la formation sub-toscane de la fenêtre de Bobbio. Son origine interne par rapport à la zone toscane est ici clairement prouvée.

Dans la région de Farini d'Olmo, Pietra dei Giorgi et Monte Dosso, le flysch Eocène passe vers le bas à un flysch à Helminthoïdes crétacé supérieur du type Monte Caio, dont on observe parfois un peu du « complexe de base » du type argiles versicolores (BRAGA, 1965). Vers le haut, d'après le même auteur, il est surmonté par les grès oligocènes de Ranzano par l'intermédiaire d'une formation d'argiles bariolées (marnes du Monte Piano) dont l'âge est éocène supérieur, le tout étant en concordance. A l'exception du Monte Penice, cette série n'affleure qu'en fenêtre sans que son substratum soit visible.

Cette situation a conduit plusieurs auteurs à y voir un autochtone externe par rapport à la zone toscane. Cette conception est soutenable si on examine la question dans un cadre très local, mais elle se heurte à de grandes difficultés si on essaie de la replacer dans le contexte général. Il est en effet très difficile de trouver une place pour ces flysch dans le cadre paléogéographique externe où les séries toscanes, ombriennes et abruzzaises forment un ensemble paléogéographique étroitement lié et harmonieux.

Même si on ne voit pas toujours une liaison directe entre les différentes structures, celles-ci sont relativement bien alignées et le flysch éocène se présente toujours sous des faciès très semblables, voire identiques.

On peut, si l'on veut, admettre qu'il puisse être distribué dans diverses sous-unités tectoniques, mais il est tout à fait invraisemblable qu'il soit originaire de zones de sédimentation tout à fait différentes. L'origine interne et le substratum

tectonique du flysch du Penice sont connus, nous l'avons vu plus haut; si l'on admet, comme nous le faisons, une équivalence paléogéographique entre ce flysch du Penice et le flysch Farini d'Olmo-Monte Sporno, il en résulte une origine interne pour ce dernier aussi.

En concevant les choses de cette façon, l'unité (ou les unités) en question, liées à la fois aux « argiles et calcaires » et au flysch à Helminthoïdes, ne peuvent provenir que d'un sillon éocène situé à la marge externe du bassin du Flysch à Helminthoïdes, entre celui-ci et la zone toscane.

6. L'UNITÉ DU MONTE CASSIO

Elle est constituée par une série de klippes alignées le long de la marge padane. Ces klippes flottent en général sur un substratum constitué par différents termes d'éléments tectoniques rattachables au Monte Sporno-Monte Penice, externes par rapport au front de l'unité du Monte Caio.

C'est seulement dans le Val Baganza que la grande klappe qui forme le synclinal du Monte Cassio semble chevaucher partiellement sur l'unité du Monte Caio. Cette observation avait conduit l'un de nous (P.E., 1960) à envisager une origine interne et à rattacher le Monte Cassio à la nappe du Monte Antola. Mais récemment ZANZUCCHI (1963b) a montré que ce chevauchement peut être interprété comme étant dû à une tectonique transversale et qu'il n'a qu'une importance très locale. Il s'ensuit que la question de l'origine du Monte Cassio est encore ouverte et rien n'empêche de le considérer comme externe par rapport au Monte Caio.

La série comprend, de bas en haut:

1. Des grès à microfaune cénomanienne-turonienne inférieure qui, tout en étant un peu plus calcaires, réalisent le faciès des Grès de Ostia.
2. Au sommet des grès, des conglomérats polygéniques grossiers, formant quelques intercalations lenticulaires: ce sont les **Conglomérats des Salti del Diavolo (ou du Val Baganza)**.
3. Des argilites versicolores (s'intercalant déjà dans la partie supérieure des grès) avec des bancs de calcarénites et de calcaires verts, gris verts, gris clairs, des calcaires marneux et des grès plus ou moins grossiers. Les calcarénites contiennent parfois des Orbitolines. Les argilites emballent en outre des blocs (olistolites) de roches vertes, d'argiles à « palombini », de calcaires à Calpionelles et de radiolarites, lesquelles sont parfois liées stratigraphiquement à des schistes à *Aptychus* (ZANZUCCHI, 1961).
4. Un flysch à Helminthoïdes néocrétacé présentant des analogies très marquées avec la partie la plus externe du flysch du Monte Caio (fig. 3).

5. Un flysch paléocène-éocène semblable aux flysch du groupe Monte Sporno-Penice mais d'épaisseur beaucoup plus faible et passant, d'une façon apparemment concordante, à la série oligocène des grès de Ranzano (PIERI, 1961).



Fig. 3

Vue du flysch à *Helminthoïdes* sénonien de l'Unité du Monte Cassio.
Rive gauche du Val Baganza. (Photo H. Masson)

Mise à part cette partie sommitale, la série est donc très semblable à celle de l'unité du Monte Caio. L'élément caractéristique est toutefois donné par les conglomérats des Salti del Diavolo qui méritent une étude particulière.

7. LES CONGLOMÉRATS DES SALTI DEL DIAVOLO

Ils ont été l'objet d'une belle étude de SAMES (1963 et 1965). D'autre part, des recherches inédites ont été effectuées par l'un de nous (P.E.) en collaboration avec C. GRATZIU.

Les conglomérats forment plusieurs intercalations lenticulaires dont la principale, puissante de plusieurs dizaines de mètres, est celle des Salti del Diavolo, dans le Val Baganza. Le conglomérat est ici formé par des galets de dimensions moyennes comprises entre 2 et 10 cm., avec toutefois des éléments qui peuvent mesurer plus d'un mètre

de diamètre (SAMES signale un bloc de granite de trois mètres de diamètre). Les petits éléments sont généralement très bien arrondis; les plus grands le sont beaucoup moins. Tous ces éléments sont différents des séries de l'Apennin ligure, sauf quelques fragments de couches et des gros galets mous qui ont visiblement été arrachés aux formations immédiatement sous-jacentes (grès de Ostia, argilites versicolores). Il n'existe pas un véritable classement des éléments; on peut toutefois remarquer que, sur l'épaisseur totale du banc, les gros galets sont cantonnés vers la base, tandis qu'au sommet, le conglomérat devient moins grossier pour passer ensuite à un grès relativement fin. Par contre, un granoclassement très net, du type des turbidites, s'observe dans les bancs mineurs du conglomérat qui précèdent ou suivent le niveau principal, et qui sont formés par un microconglomérat ayant visiblement la même composition.

Les éléments de roches cristallines sont nettement subordonnés aux éléments de roches sédimentaires; celles-ci sont en très grande majorité des roches siliceuses; on a nettement l'impression que les roches ont été sélectionnées au cours de l'érosion et du transport selon leur résistance à l'usure, si bien que le conglomérat a un cachet franchement résiduel. Même en tenant compte de cette restriction, on peut essayer de reconstituer une série stratigraphique très sommaire qui a alimenté le conglomérat: nos conclusions rejoignent celles de SAMES quant à l'origine austro-alpine des éléments.

Enumérés dans l'ordre chronologique (présumé ou certain), les galets étudiés dessinent le cadre suivant:

PRÉ-TRIAS:

- a) granites et pegmatites à feldspath rose, du type Baveno;
- b) gneiss à deux micas et kinzigites à biotite, sillimanite (partiellement altérée en muscovite), un peu de cordiérite et quelques petits grenats;
- c) ignimbrites quartzifères roses et tufs porphyriques de type permien;
- d) micaschistes divers.

TRIAS:

- a) quartzites plus ou moins micacés verdâtres;
- b) dolomies claires ou grises avec parfois des fantômes d'oolithes;
- c) calcaires dolomitiques presque complètement silicifiés, très riches en Diplopores et foraminifères (semblables au Ladinien d'Arona);
- d) calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques graveleux, parfois dolomitiques, de type rhétien probable;
- e) dolomies lumachelliques avec rares fantômes de Diplopores.

LIAS:

- a) calcaires siliceux et calcaires à silex verdâtres ou foncés, un peu détritiques (filets argileux, grains de quartz, rares paillettes de muscovite et de biotite chloritisée); ces calcaires contiennent des foraminifères benthiques (*Textularia* sp., Valvulinidés, Miliolidés) et de très nombreux radiolaires et spicules de spongiaires en partie épigénisés par de la calcite; la roche est imprégnée par du quartz microcristallin qui peut devenir prépondérant; on observe alors des îlots de calcaire non silicifié et de nombreux rhomboèdres de calcite isolés, à structure zonée, mise en évidence par des impuretés;
- b) calcaires spathiques grossiers gris ou rosés, à grosses entroques.

MALM:

- a) calcaires un peu siliceux, à très nombreux spicules de spongiaires calcaires et siliceux, radiolaires, foraminifères benthiques et prismes d'échinodermes. On y note également de fréquentes sections de *Stomiosphaera moluccana* WANNER, des *Saccocoma-Lombardia* probables et des « Protoglobigérines »;
- b) radiolarites vertes.

TITHONIQUE-NÉOCOMIEN:

- a) calcaires blancs à silex du type « maiolica », à Calpionelles et *Saccocoma-Lombardia*.

CRÉTACÉ INFÉRIEUR:

- a) calcaires fins, blancs ou gris clair, à fantômes de petites Globigérines primitives;
- b) calcarénites un peu gréseuses à galets mous et pseudo-oolithes d'un calcaire grumeleux fin, à nombreuses Calpionelles et Textularidés; la fraction détritique siliceuse de ces calcarénites est peu abondante: surtout quartz, rares plagioclases et biotite chloritisée; on note en outre quelques fragments de roches diverses parmi lesquelles des roches effusives et des schistes micacés; le ciment, abondant, est constitué par de la calcite largement cristallisée.

CHAPITRE 3**CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES**

Dans les pages précédentes, nous avons exposé quelles étaient les étroites liaisons paléogéographiques existant entre les différentes unités ligures. Ces liaisons n'intéressent pas seulement les unités internes (Monte Antola, Gottero et Caio), dont l'origine ligure n'est actuellement mise en discussion par personne, mais elles s'étendent aussi aux unités ligures externes du Monte Cassio et du Monte Sporno-Penice.

En particulier, il existe une forte ressemblance entre la partie la plus externe de l'unité du Monte Caio et l'unité du Monte Cassio. Toutes deux comprennent en effet des grès de Ostia à la base, des argiles versicolores à olistolites et un flysch à Helminthoïdes tout à fait semblable.

Les microconglomérats du Monte Cavallo se trouvent dans la même position que les conglomérats des Salti del Diavolo et on remarque immédiatement une forte analogie dans leurs composants.

Il en résulte très probablement que les flysch du Monte Cassio sont tout simplement le prolongement de la partie externe du Monte Caio et, de ce fait, constituent avec la base crétacée du flysch éocène du Monte Sporno-Penice, la zone marginale externe du bassin du flysch à Helminthoïdes.

La différence entre les unités ligures internes et externes doit être recherchée surtout dans le fait que les premières ont subi au cours de l'Eocène une importante phase tectonique (phase ligure) qui n'a pas atteint les secondes. Dans celles-ci, la sédimentation a continué au cours de l'Eocène et de l'Oligocène, voire jusqu'à

l'Helvétien, pour cesser seulement au moment où tout l'ensemble est venu se mettre en place sur la zone toscane (phase toscane).

Cette situation peut expliquer d'autres caractères différents, par exemple la présence d'un clivage de fracture très net dans les « complexes de base » des unités internes, lequel manque complètement dans les unités externes dont le « complexe de base » n'a subi qu'une seule phase tectonique et se présente sous la forme d'argilites très peu diagénisées.

D'autres géologues, et SAMES (1963 et 1965) en particulier, ont interprété d'une façon différente les rapports entre les unités ligures externes en s'inspirant d'une conception autochtoniste ou du moins en n'admettant que des charriages très limités.

C'est ainsi que SAMES envisage pour les unités externes un bassin de sédimentation « émilien », séparé du bassin ligure par la zone toscane. Ces deux bassins se rejoindraient au NW par disparition de la zone toscane ce qui expliquerait les analogies de faciès.

Le bassin « émilien » serait donc externe par rapport à la zone toscane et parallèle à la Plaine du Pô.

Différentes objections nous font difficilement accepter cette interprétation :

1. Une partie des éléments tectoniques que SAMES considère comme « émiliens » repose, directement ou indirectement, sur l'unité des « argiles et calcaires ». L'origine interne (par rapport à la zone toscane) de cette unité est admise par REUTTER et SAMES (1964). On doit donc en conclure que ces éléments supérieurs doivent provenir d'une zone plus interne que la zone toscane, à moins d'envisager un rétrocharriage. Mais, lorsqu'on tient compte du déversement des plis vers la Plaine du Pô, rien ne permet de considérer un tel mouvement comme probable.

2. La présence d'ophiolites dans les séries « émiliennes » devrait être expliquée par un magmatisme dans ce même bassin. En réalité, ces ophiolites sont associées à des brèches formées par des éléments typiquement ligures et, comme l'a montré BORTOLOTTI, doivent elles-mêmes être considérées comme des olistolites englobés dans les terrains du Crétacé supérieur. Tout indique une provenance ligure qui, dans l'hypothèse de SAMES (existence d'un bassin « émilien ») aurait dû se faire en glissant à travers la zone de sédimentation de la « scaglia toscana »; or, dans celle-ci, on ne trouve aucune trace du passage des ophiolites.

3. Le bassin « émilien » devrait, d'après SAMES, se situer à la bordure externe de la zone toscane. En réalité, la zone toscane passe vers l'extérieur à la zone ombrienne et les deux séries sont semblables et étroitement liées entre elles. En effet, on connaît depuis longtemps la migration progressive des faciès gréseux de l'intérieur vers l'extérieur des zones toscanes-ombriennes : les faciès gréseux sont oligocènes dans la zone toscane (macigno) et miocènes dans la zone ombrienne, les grès oligo-miocènes du Monte Falterona faisant la transition aussi bien stratigraphique que géographique ; ces faits furent mis en évidence par MIGLIORINI (1945) et confirmés

encore tout récemment par NARDI (1965) avec une interprétation un peu différente. On ne comprend donc pas quelle serait la place d'un bassin « émilien » avec son flysch à Helminthoïdes néocrétacé dans cet ensemble parfaitement harmonieux.

4. On ne peut considérer le problème de la position paléogéographique des Ligurides sans tenir compte des rapports entre l'Apennin septentrional et les Alpes méridionales. AUBOUIN (1960 et 1963) a montré les correspondances existant entre les zones isopiques des Alpes méridionales et celles de l'Apennin. Les conceptions d'AUBOUIN peuvent être discutées dans le détail, mais il est cependant évident que l'Apennin septentrional se relie aux Alpes méridionales s.l. à travers la Plaine du Pô, laquelle n'est qu'un accident tardif lié à des mouvements plio-quaternaires. Un bassin « émilien », parallèle à la Plaine du Pô ne serait donc pas simplement externe par rapport à la zone toscane, mais complètement transversal aux zones isopiques de l'ensemble Apennin-Alpes méridionales, ce qui est tout à fait inconcevable.

On doit nécessairement conclure de cette discussion que tous les éléments à affinités ligures comportant un flysch à Helminthoïdes néocrétacé proviennent d'un même domaine de sédimentation, interne par rapport aux séries toscanes de l'Apennin.

Une origine non ligure de l'unité du Monte Cassio étant ainsi exclue, le problème de l'alimentation des conglomérats se pose d'une façon aigüe et ne peut pas être abordé dans le cadre restreint de l'Apennin. Nous y reviendrons plus loin, dans la dernière partie de ce travail.

PARTIE III

LE SOUBASSEMENT DU MONFERRAT

1. INTRODUCTION

Par Monferrat, au sens géologique du terme, nous entendons la région qui s'étend au S du Pô, entre Turin et la confluence du Tanaro, et qui est caractérisée par la réapparition, au-delà de la cuvette pliocène d'Asti et de la plaine quaternaire d'Alexandrie, de la bordure molassique oligo-miocène des Alpes ligures et de l'Apennin septentrional.

Cette réapparition est liée à l'existence de déformations tectoniques ayant affecté le Monferrat au Pliocène et ayant provoqué l'extrusion diapirique des termes les plus récents (néocrétacés) du soubassement de la molasse. Ce style tectonique particulier (anticlinaux ayant plus ou moins évolué vers des diapirs, dans le noyau

desquels apparaît le soubassement de la série molassique) représente une autre caractéristique, moins connue peut-être, de la géologie de cette région.

2. RAPPORTS DU SOUBASSEMENT AVEC LA COUVERTURE MOLASSIQUE: « TONGRIEN » ET « GASSINNIEN »

La série molassique du Monferrat débute par un complexe plus ou moins grossièrement détritique, qui a été attribué au « Tongrien » sur la Carte géologique italienne (levers de SACCO), mais dont le contenu paléontologique (*Nummulites fichteli*, *N.intermedius*) ne prouve qu'un âge génériquement oligocène. L'étude de ses rapports avec le soubassement anté-oligocène est rendue difficile par le diapirisme et les conditions d'affleurement défavorables. On peut néanmoins établir que la base de ce « Tongrien » est localement discordante sur des termes variés du substratum. En d'autres endroits, cependant, on observe des passages continus aux couches sous-jacentes. Celles-ci sont alors représentées par un ensemble de marnes verdâtres, d'argiles bariolées rouges ou grises à microfaunes pélagiques (*Globorotalia*), et de grès conglomératiques auxquels s'ajoutent très souvent des bancs plus ou moins épais de calcaires graveleux et de calcaires bioclastiques à *Nummulites*, Discocyclines et Mélobésières. C'est le « Gassinien » de SACCO (1889), rapporté ensuite au Bartonien par ce même auteur (1935), au Lutétien par PREVER (1907) et au « Jungeozän » par BEETS (1940), mais dont la position chronologique exacte (Eocène supérieur-Oligocène inférieur?) est loin d'être établie de façon définitive¹.

Le « Gassinien » apparaît donc intercalé entre le « Tongrien » et des terrains plus anciens. Il fait cependant défaut en de nombreux endroits, notamment dans toute la partie orientale du Monferrat, et les formations avoisinantes, qu'il devrait surmonter, n'ont pas partout le même âge. Nous croyons peu vraisemblable que ces rapports particuliers soient exclusivement secondaires; en partie au moins, ils peuvent dépendre de discontinuités stratigraphiques primaires et du caractère localement transgressif du « Gassinien ».

3. LES TERRAINS « ANTÉ-GASSINIENS »

Au-dessous du « Gassinien », les parties visibles du soubassement sont assez hétérogènes. SACCO, qui a levé les feuilles au 1 : 100000 Vercelli, Mortara et Ales-

¹ Les riches faunes des calcaires de Gassino, jadis étudiées par de nombreux auteurs (PREVER pour les *Nummulites*, BELLARDI et SACCO pour les Mollusques, PARONA pour les Nautiloïdes, DE ALESSANDRI pour les Poissons, AIRAGHI pour les Echinodermes, etc.) comportent — du moins d'après les listes fournies par ces auteurs — un mélange de formes lutétiennes et priaboniennes, voire même oligocènes. Ce mélange peut tenir aussi bien à des récoltes peu soignées et à des déterminations inexactes, qu'à un remaniement des fossiles plus anciens, ce qui ne serait point étonnant, vu le faciès détritique de ces calcaires (souvent il s'agit de véritables brèches calcaires à galets mous d'argile et à gravillons de roches siliceuses).

sandria de la Carte géologique italienne, tout en y distinguant les faciès argileux des faciès calcaires, a attribué tous ces terrains à l'Eocène inférieur et moyen. Dans sa carte plus récente et plus détaillée du Monferrat occidental, BEETS a distingué, sous le nom d' « argille scagliause » notre complexe C, (voir ci-dessous), dont il a fait du Néocrétacé, tandis qu'il a attribué tout le reste à l'Eocène inférieur (« Alteozän »).

Nous avons pu y distinguer les termes suivants:

A) Des calcaires plus ou moins argileux, à Fucoïdes, exploités pour la fabrication du ciment dans la région de Casale, et qui sont associés à des grès calcaires et interstratifiés dans des argiles; l'âge de cette formation est paléocène-éocène; il est basé sur des Nummulites et Discocyclines signalées il y a longtemps par SACCO (1889) et PREVER (1909) et a été confirmé récemment par des études micropaléontologiques (BONI, 1961). Notre complexe A pourrait être comparé à la couverture paléocène-éocène du Flysch du Monte Cassio, aux divers flysch du groupe Monte Sporno-Penice, à l'unité des « argiles et calcaires ».

B) Un flysch à dominante calcaire, d'âge essentiellement sénonien, qui a donné lieu à d'autres exploitations pour le ciment dans la région de Lauriano; des calcaires marneux clairs à Fucoïdes y alternent en bancs épais avec des calcaires finement détritiques blonds à glauconie et à spicules, et avec des schistes argileux sombres très subordonnés. Ce flysch peut être étudié dans les anciennes carrières au S de Monte da Po et de Lauriano; il affleure également, dans des conditions moins favorables, près de La Fabbrica, au S de Brusasco. Les couches plus franchement détritiques nous ont fourni (G. ELTER, 1960) quelques microfaunes du Maestrichtien (*Globotruncana stuarti*, *G. arca*, *G. elevata*, etc.) et montrent tous les caractères des turbidites (de belles empreintes de courant peuvent être observées sur les moëllons dont sont faits les murs des maisons de La Pietra, lesquels proviennent d'une petite carrière juste au-dessous de ce village). La faible épaisseur des lits argileux, ainsi que le caractère presque azoïque (radiolaires seulement) des faciès marno-calcaires, permettent de distinguer ce flysch sénonien B des calcaires à ciment tertiaires de Casale, dont il a été question sous A. On constate une identité presque parfaite entre le flysch sénonien B et le flysch contemporain du Monte Cassio.

C) Un complexe argileux, chaotique, n'affleurant qu'au cœur des diapirs, dans lesquels on peut reconnaître les termes désarticulés de formations plus anciennes, d'âge albien-turonien. C'est dans les collines au S de Lauriano et de Monte da Po que ce complexe C peut être étudié le plus aisément, tout autour de La Pietra.

Quand on arrive à ce village, après avoir traversé au Nord les basses collines boisées et cultivées où affleurent en série très redressée les grès du « Tongrien » et le « Gassinién », on est frappé par un brusque changement dans le paysage: les cultures et les bois font place à une lande désolée où d'amples déchirures dans le manteau végétal mettent à nu des argiles versicolores à allure chaotique. Le sol, qu'une basse broussaille n'arrive pas partout à couvrir, est parsemé de blocs de

roches diverses, originellement interstratifiées dans les argiles; ça et là, des pitons rocheux isolés, à demi-enfouis sous les ronces, pointent curieusement dans le paysage; de vastes coulées boueuses, elles aussi couvertes d'une maigre végétation, occupent enfin le fond des vallons, débordant sur les formations avoisinantes. On est là dans le cœur du diapir. La morphologie si particulière qu'on vient de décrire évoque immédiatement à l'esprit celle des « argille scagliose » de l'Apennin émilien; nous verrons, en abordant la description de ces terrains, que les analogies avec l'Apennin ne s'arrêtent pas là.

Bien que l'extrusion diapirique de la masse argileuse ait presque complètement désarticulé les bancs des roches plus rigides, primitivement interstratifiés dans les argiles, et les ait empâtés de façon chaotique, on peut tout de même arriver à reconstruire l'allure originale de cette formation d'après ce qu'on voit directement sur le terrain et à l'aide de comparaisons avec l'Apennin.

Dans ces argiles versicolores, grises, rouges ou vertes, étaient donc interstratifiés:

1. Des calcaires marneux à Fucoïdes, de couleur crème, rougeâtre ou verdâtre; quelques bancs relativement peu disloqués sont visibles dans le ravin juste en-dessous de La Pietra, vers Novarese.

2. Des calcaires siliceux à grain très fin et à mouchetures de pyrite, de couleur verte vive.

3. Des calcaires graveleux ou microbréchiques, généralement gréseux, passant à des microbrèches à gravillons de calcaires à Calpionelles et à débris d'Orbitolines.

4. Des grès micacés gris à patine beige, avec de nombreux débris charbonneux disposés à plat suivant la stratification (tous les termes de transition existent entre ces grès et les calcaires graveleux décrits en 3).

5. Des conglomérats polygéniques à galets de roches cristallines et sédimentaires, noyés dans un ciment arkosique grossier; ils forment des affleurements d'extension assez remarquable (voir partie IV, paragraphe 2).

5 bis. Des brèches ayant la même composition que les précédents (galets de roches sédimentaires plus abondants), parfois en tronçons de bancs métriques à granoclassement vertical assez net.

6. Des brèches monogéniques de roches sédimentaires, ayant l'aspect de gros « olistolites » fracturés au cours de leur mise en place et dont les éléments ont été très peu dispersés. Ces brèches donnent les pitons rocheux dont il a été question plus haut.

7. Des poudingues à galets uniquement sédimentaires, à surface impressionnée, formant notamment une masse considérable sur la rive droite du Rio Novarese.

Dans d'autres structures du Monferrat, les formations décrites ci-dessus peuvent inclure des lentilles d'ophiolites.

L'existence de termes de passage entre la plupart de ces roches montre que l'on a affaire à un ensemble homogène tant au point de vue sédimentologique que chronologique. Cet ensemble rappelle d'une façon frappante le « complexe de base » du flysch de l'unité ligure du Monte Cassio. Les argiles, les calcaires marneux, les calcaires graveleux et microbréchiques, les grès micacés correspondent en fait à des faciès typiques de cette formation. La présence de *Ticinella*, de *Thalmanninella tycinensis*, d'*Orbitolines* (dont la première mention est due à PREVER, en 1907) et de fragments d'*Inocérames* dans les calcaires graveleux de Lauriano confirme, au point de vue chronologique, cette analogie avec l'Apennin, qui devient particulièrement frappante au niveau des conglomérats. Comme l'a déjà remarqué SAMES (1963 et 1965), les conglomérats de Lauriano sont absolument identiques à ceux du Val Baganza (ou des Salti del Diavolo), appartenant au « complexe de base » du Monte Cassio. Les brèches-olistolites décrites en 6) peuvent être comparées à leur tour avec les olistolites de calcaires à Calpionelles, qu'on observe également dans le « complexe de base » du Monte Cassio. Nous reviendrons avec plus de détail sur ces faciès grossièrement détritiques du Crétacé, au moment de décrire leur composition.

Une partie des terrains comparables au « complexe de base » du Monte Cassio se retrouve en d'autres points du Monferrat: par exemple au S et à l'ENE de Marcorengo (feuille géologique Vercelli), où l'on observe des conglomérats du type 5-7, ainsi que dans le grand pli diapirique qui occupe les collines au NE d'Alexandrie (feuilles géologiques Mortara et Alessandria).

Au cœur du diapir de Marmorito, entre Cocconato et Albugnano (angle SW de la feuille Vercelli), apparaissent par contre des lentilles de roches ophiolitiques (lherzolites serpentinisées), emballées comme d'habitude dans des argiles versicolores. Les brèches ophiolitiques étant rares dans le « complexe de base » du Monte Cassio, il y aurait dans ce cas un autre terme de comparaison possible: le « complexe de base » du Monte Caio, où ce type de roches est beaucoup mieux développé.

Il en est vraisemblablement de même pour la masse serpentineuse de Piancerreto (feuille Vercelli); celle-ci est située dans l'axe de l'anticlinal de Salabue et est entièrement entourée par les conglomérats du « Tongrien », qui viennent buter par faille contre la serpentine au NE, tandis qu'ils la recouvrent en transgression sur les autres côtés. Au point de vue lithologique, il s'agit d'une lherzolite plus ou moins serpentinisée et cataclasée que traversent en tous sens des veines d'asbeste et de calcite. Des fragments d'une roche diabasique sombre sont localement associés à la lherzolite. Comme il est hautement invraisemblable que cette masse serpentineuse soit enracinée en profondeur, et comme, à quelques centaines de mètres de là, le cœur de l'anticlinal est occupé par un flysch à dominante calcaréo-marneuse, il nous semble que la brèche serpentineuse de Piancerreto est en tous points comparable aux grands olistolites de roches vertes et à leur cortège de brèches qui lardent le « complexe de base » du flysch du Monte Caio dans l'Apennin.

PARTIE IV

LES ÉLÉMENTS REMANIÉS DU SOUBASSEMENT PROFOND DU MONFERRAT

INTRODUCTION

Les formations les plus anciennes affleurant actuellement dans cette région sont, comme on vient de l'exposer, assimilables aux « complexes de base » albo-turoniens ou cénomano-turoniens de certaines unités ligures de l'Apennin. Quels sont, en profondeur, les termes plus anciens de cette série ?

Des données indirectes, mais du plus haut intérêt, nous sont fournies par l'étude des faciès grossièrement détritiques du Crétacé, ainsi que des horizons conglomératiques bien plus récents, interstratifiés à plusieurs niveaux de la série molassique (« Tongrien » notamment).

Toute une série de roches sédimentaires, allant du Trias au Néocomien, ainsi que des éléments du socle anté-triasique, y sont représentés. Dans les niveaux plus récents (« Tongrien », etc...) s'y ajoutent des éléments issus des formations anté-oligocènes à faciès ligure que l'on vient de décrire. Nous verrons que, dans un cas comme dans l'autre, le transport de la plupart de ces éléments détritiques a été relativement court: *ils ont donc une origine locale*.

Tout en tenant compte de l'aspect hypothétique que comporte ce procédé et du voile d'incertitude qui nous cache les structures tectoniques profondes de cette région, nous pensons pouvoir assimiler — en partie au moins — à la série reconstituée grâce à l'inventaire des éléments de ces niveaux détritiques grossiers, les parties les plus profondes et non affleurantes du soubassement s.l. du Monferrat et des régions limitrophes (cuvette pliocène d'Asti au S, plaine quaternaire du Pô à l'W et au N.).

2. LES CONGLOMÉRATS ET LES BRÈCHES DU CRÉTACÉ

Nous venons de voir que les argiles affleurant au cœur des diapirs du Monferrat, et notamment dans celui de Lauriano, sont très riches en niveaux de brèches et de conglomérats, que l'on retrouve à peu près identiques dans le « complexe de base » du Monte Cassio, dans l'Apennin.

Nous donnerons d'abord l'inventaire complet des roches représentées dans ces faciès détritiques; ensuite nous décrirons séparément les principaux types de brèches et de conglomérats rencontrés dans la région de Lauriano.

1) **Les éléments du socle siliceux anté-triasique** sont tous assimilables aux constituants les plus typiques des unités structurales alpines connues sous les noms de zone du Canavese, zone d'Ivrée, Massif des Lacs et que l'on peut grouper dans

un ensemble majeur: *la zone insubrienne* d'ARGAND (1911) et de SPITZ (1919)¹. Il s'agit de schistes cristallins anté-hercyniens particulièrement semblables à ceux qui affleurent dans le Biellese: kinzigites, «diorites d'Ivrée» (très rares), gneiss à deux micas, souvent granitisés (veines aplitiques ou gros yeux de feldspath potassique rosé), gneiss micaschisteux clairs; de granites et de pegmatites hercyniens, rosés, du type Baveno-Biellese-Canavese; de porphyrites, rhyolites, tufs et ignimbrites rhyolitiques, correspondant aux volcanites permiennes si bien développées dans le domaine insubrien; enfin, de conglomérats du type «verrucano alpin».

2) Les roches sédimentaires (Trias à Crétacé). Le Trias est représenté par des dolomies blondes, un peu siliceuses et localement très fossilifères (Dasycladacées, Mollusques), pratiquement identiques aux dolomies ladiniennes d'Arona, sur le Lac Majeur.

Le Lias inférieur à moyen est représenté par deux types de faciès originellement hétéropiques et tout à fait caractéristiques du domaine insubro-lombard. D'un côté, il s'agit de calcaires spathiques (Crinoïdes), de couleur beige à rose clair, fossilifères (brachiopodes et lamellibranches du Carixien, jadis étudiés par PARONA, 1891), et de brèches à éléments de dolomies ladiniennes dans un ciment de calcaire spathique. C'est le faciès connu sous les noms de «Hierlatzkalk», «Broccatello», etc..., qui caractérise les seuils sous-marins à sédimentation réduite dans les domaines austro-alpin et insubro-lombard (Luganais, Gozzano, Canavese). De l'autre côté il s'agit de calcaires siliceux gris ou blonds (ou bicolores) à spicules de spongiaires, de véritables silexites et de spongolites qui correspondent aux faciès de sillons dans le domaine insubro-lombard; ils y sont connus à partir du sillon du Monte Generoso («Lombardischer Kieselkalk») jusqu'au Monte Fenera et à Sostegno dans le Biellese, vers l'Ouest; ils semblent par contre faire défaut dans le Canavese.

Les représentants du Lias supérieur et du Dogger n'ont pas été rencontrés dans ces conglomérats, du moins à ce jour.

Des radiolarites vertes, plus rarement rouges, sont génériquement rapportables au Jurassique supérieur et trouvent leur équivalent dans les séries lombardes et du Canavese.

Le Tithonique-Néocomien est abondamment représenté par des calcaires pélagiques clairs, à radiolaires et Calpionelles, souvent un peu siliceux, à lits de silex gris ou brun; dans les fragments de plus grande taille, on remarque aussi un rubanement déterminé par l'alternance de ces faciès fins avec des lits de calcaires graveleux et gréseux (micas abondants), contenant des petits *Aptychus* costulés et

¹ Ces auteurs y comprenaient donc les secteurs des Alpes méridionales («Dinarides») proches de la ligne insubrienne et caractérisés par une couverture sédimentaire partiellement ou totalement érodée. La prolongation orientale de cette zone a été nommée «zone orobique» par DE SITTER (1960-1963). La limite interne de la zone insubrienne n'est pas définie avec précision, c'est une limite d'érosion; la limite externe par contre est nettement marquée par la ligne insubrienne et nous verrons plus loin (partie VI, § 1) que cette ligne doit se situer à l'extérieur de la «zone du Canavese».

des *Rhyncholites*. Ce faciès est aisément comparable à la « maiolica » lombarde, ainsi qu'au Tithonique supérieur-Berriasiens du Canavese (coupe du Bric Filia). La présence de *Calpionellites neocomiensis* montre que ce faciès monte assez haut dans le Crétacé inférieur (jusqu'à l'Hauterivien, suivant la distribution de cette espèce admise par MAGNÉ et SIGAL, 1965), c'est-à-dire jusqu'à comprendre les niveaux qui sont déjà développés sous le faciès des « argiles à palombini » dans le Canavese et dans les unités ligures de l'Apennin.

Pour terminer cet inventaire, il faut encore signaler la présence d'éléments beaucoup plus récents: calcaires graveleux à *Archaeolithothamnium* et Polypiers probablement crétacés moyen-supérieur, calcarénites à gravillons de calcaires à Calpionelles, grès micacés du type « Ostia », galets mous d'argile verte ou rouge; tout ceci indique un remaniement des termes néritiques ou pélagiques pénécontemporains du dépôt des brèches et conglomérats.

Les conglomérats à éléments cristallins et sédimentaires forment deux gros paquets dans la Regione Roncheia, au S de Lauriano, respectivement sur la gauche et sur la droite du vallon du Rio Piano. Les éléments de roches sédimentaires sont plus abondants dans le paquet occidental (sur la gauche du vallon); ils deviennent par contre nettement subordonnés dans l'autre. D'autres lambeaux beaucoup plus petits s'observent dans les ravins à l'W et au NW de La Pietra.

Au point de vue de leur composition, pratiquement toutes les roches décrites ci-dessus y sont représentées, y compris les éléments pénécontemporains. La taille des galets et des blocs varie de quelques millimètres à plus d'un mètre et il n'y a généralement pas de classement, sauf en de rares niveaux de sable grossier sans galets qui soulignent l'allure de la stratification. Les galets sont plus ou moins bien roulés, suivant les points, et l'on peut passer à des faciès bréchiques; les plus gros blocs, tous de roches cristallines, sont à peine émoussés. La matrice du conglomérat est donnée par un sable arkosique grossier sur le fond duquel ressortent les gravillons de radiolarites vertes, de feldspath potassique rouge et de calcaires à Calpionelles clairs.

Les conglomérats à éléments sédimentaires forment notamment un gros piton rocheux, de 200 mètres de long sur 100 de large et 60 de haut, sur la rive droite du Rio Novarese, en face des maisons du même nom et au S de Monte da Pô. Ces conglomérats diffèrent des précédents par: l'absence d'éléments cristallins (sauf des quartz laiteux ne dépassant d'ailleurs pas le cm), le plus haut degré d'émoussé des galets, un classement plus net, la proportion des éléments fins beaucoup plus faible. 80% des galets est formé par les calcaires siliceux et les spongolithes du Lias, auxquels s'ajoutent des dolomies triasiques, des calcaires spathiques beiges (Lias), des radiolarites vertes, de très rares calcaires à Calpionelles et des marbres micacés gris vraisemblablement anté-houillers. Tous ces galets sont impressionnés.

Dans le lit du torrent et à leur limite méridionale (mais ici d'une façon moins claire) ces conglomérats passent stratigraphiquement à un ensemble de sables micacés,

argiles vertes et grès du type « Ostia », comportant encore quelques lits congolératiques; leur liaison avec des faciès assez typiques du « complexe de base » du Monte Cassio et par conséquent leur âge cénonanien-turonien, nous semblent donc très probables. Il peut s'agir d'un faciès latéral particulier des conglomérats décrits plus haut ou, plus probablement, d'un autre niveau d'âge légèrement différent mais faisant partie du même ensemble.

Les brèches-olistolites à éléments sédimentaires se classent, au point de vue de leur composition, en deux types. Le premier est presque entièrement formé de blocs de « maiolica » auxquels s'ajoutent de très rares éléments de radiolarites et, à la périphérie seulement, de roches cristallines. Cette brèche forme les deux pitons rocheux qui affleurent au voisinage de La Pietra, qui leur doit d'ailleurs son nom. Le deuxième type est représenté par un seul bloc, énorme (plus de 15.000 m³ visibles), pointant au milieu de la Regione Roncheia, quelques 200 m. au N de Cascina Boggetto, où il a été découvert par SISMONDA il y a plus de cent ans (1860). Dans sa partie SE et pour les 4/5^e environ, il est constitué par des dolomies ladinianes blondes, fossilifères (cf. *supra*); le coin NW est par contre formé de calcaires spathiques beiges, très fossilifères (brachiopodes et lamellibranches du Carixien); vers leur contact avec la partie dolomitique du bloc, ces calcaires liasiques s'enrichissent en fragments de dolomie, ce qui témoigne de leur nature originellement transgressive. Jusqu'en 1930 environ, une carrière était ouverte dans la partie liasique du bloc, exploitée comme pierre à chaux et comme gravier.

PARONA s'est occupé à plusieurs reprises (1891, 1902, 1930) de ce bloc énigmatique, dont il a étudié la faune, montrant l'âge carixien et les affinités insubriennes des calcaires spathiques, ainsi que l'identité des dolomies avec celles d'Arona. Dans sa dernière note sur ce sujet (1930), PARONA interprétait ce bloc comme étant un « noyau » mésozoïque entraîné en surface par l'extrusion diapirique des « argiles écailleuses » et il y voyait la réapparition, au centre du Monferrat, de la « bande calcaire insubro-pédémontaine du Biellese-Canavese », au-delà de son enfouissement sous les dépôts tertiaires et quaternaires de la plaine du Pô.

PARTIE V

LES CONGLOMÉRATS OLIGOCÈNES

1. INTRODUCTION

La base de la série molassique du Monferrat, c'est-à-dire le « Tongrien », se présente sous deux faciès hétéropiques: d'un côté il s'agit de dépôts deltaïques grossiers, pouvant atteindre des puissances remarquables; de l'autre, il s'agit d'un

faciès gréso-argileux à sédimentation rythmique. Ce dernier faciès correspond au dépôt, au large des deltas, de leur matériel plus fin repris en charge par des mécanismes divers, et caractérise les secteurs où le passage du « Tongrien » au « Gassinien » sous-jacent est continu.

Le faciès deltaïque grossier se rencontre plutôt dans les secteurs où le « Gassinien » fait défaut, ou bien il le couvre en légère discordance et en remanie les bancs calcaires plus résistants. L'étendue des faciès deltaïques est remarquable, non seulement dans les parties du Monferrat les plus voisines des Alpes (anticlinal de Gassino), mais aussi au centre (Piancerreto) et à son extrémité orientale (collines au Nord d'Alexandrie). Par rapport à la limite morphologique interne, actuelle, des Alpes, depuis le Groupe de Voltri jusqu'au Lac Majeur, la situation de tous ces dépôts deltaïques grossiers du « Tongrien » varie d'un minimum de 30 à un maximum de 80 km. La taille des galets est le plus souvent décimétrique et les blocs dépassant le mètre ne sont pas rares (à Piancerreto notamment, donc dans la partie du Monferrat la plus éloignée des Alpes!). La taille et le poids de ces éléments limitent la possibilité d'un transport, par des cours d'eau subaériens d'abord et par les courants marins ensuite, sur de longues distances; les phénomènes de resédimentation sont également à exclure, vu le caractère deltaïque du dépôt et l'absence de tout indice dans ce sens. La source de la plupart de ces éléments détritiques était par conséquent très proche de leur lieu de dépôt.

Pour interpréter correctement les données qu'on peut tirer de l'étude de ces conglomérats oligocènes, il faut essayer d'imaginer quelles étaient les conditions structurales et morphologiques du Monferrat à l'époque de leur dépôt; ceci, en faisant rigoureusement abstraction de ce qui est dû aux mouvements tectoniques, aux phases d'érosion et de sédimentation, ayant successivement intéressé l'ensemble du Monferrat et des régions avoisinantes. Il faudra donc souligner un certain nombre de considérations:

Le « Tongrien » du Monferrat est strictement homologue des « Grès de Ranzano » dans l'Apennin septentrional ainsi que du « Tongrien » des Alpes ligures, c'est-à-dire qu'il correspond à des formations transgressives et post-orogéniques, reposant sur des structures déjà achevées (par la « phase ligure » et la « phase alpine paroxysmale » respectivement). Il n'y a aucune raison pour penser que le Monferrat n'ait pas été atteint par une phase tectonique importante à cette époque; la présence et le caractère mêmes des conglomérats « tongriens » dans cette région nous le démontrent.

Il devait par conséquent exister, tout près ou au cœur même du Monferrat, des secteurs exondés où était mis à nu le soubassement profond, déjà affecté par cette phase tectonique. Ces zones exondées, atteintes un peu en retard par la transgression « tongrienne » ont pu représenter la source d'une partie importante de ces dépôts deltaïques, notamment en ce qui concerne les éléments de plus grande taille.

La limite morphologique Alpes-plaines du Piémont a été façonnée après le « Tongrien », par le jeu combiné de l'érosion tertiaire et quaternaire et de saccades tectoniques qui se sont poursuivies jusqu'au Pliocène, voire même jusqu'au Quaternaire (GABERT 1963). Il n'y a donc aucune raison pour faire terminer les parties les plus internes du bâti structural alpin avec cette ligne morphologique, qui recoupe obliquement leurs limites. Il est par contre tout à fait admissible qu'à l'origine ces unités internes (zone insubrienne en premier lieu, et zone Sesia) se prolongeaient bien au-delà de cette limite, en suivant la courbure de l'arc alpin, en direction du Monferrat et des régions limitrophes (cuvette pliocène d'Asti, Langhe), dont elles représenteraient en fin de compte le soubassement s.l. (voir le schéma structural, pl. IV).

2. LES CONGLOMÉRATS « TONGRIENS »

L'analyse pétrographique des conglomérats « tongriens » va maintenant nous montrer le bien-fondé de ces hypothèses.

L'étude détaillée de ces conglomérats dans tout le Monferrat n'étant pas encore achevée, nous nous bornerons à l'examen de trois stations, choisies à l'extrême occidentale (anticlinal de Gassino) et au centre de cette région (Piancerreto).

Dans l'anticlinal de Gassino le « Tongrien » atteint une puissance de 500 mètres; trois horizons conglomératiques principaux, à faciès deltaïque, y sont séparés par des niveaux marno-sableux peu puissants. Notre première station se trouve dans le premier niveau conglomératique, sur le flanc SE de l'anticlinal, au Km 35 de la route de La Rezza (feuille topographique au 25.000^e « Settimo torinese », point de coord. 074951). Les conglomérats, très frais, affleurent sur plus de 20 mètres de puissance dans la tranchée de la route. Les galets sont tous bien roulés, de taille variable entre 2 et 50 cm (5-15 cm en moyenne); des lits plus ou moins grossiers alternent assez régulièrement et, dans chacun, le classement est assez bon. Suivant leur source, les éléments peuvent être regroupés de la façon suivante:

- a) Zone des schistes lustrés: marbres micacés sombres, jaspes métamorphiques à veines d'épidote, dolomies cristallines (?); ils sont tous très rares (moins de 5%) et petits.
- b) Zone Sesia: gneiss albítiques, micaschistes à glaucophane, amphibolites, éclogites, quartzites filoniens (?); au total ils ne dépassent pas 15-20%.
- c) Serpentines et lherzolites, pouvant venir des schistes lustrés, des masses ultramafiques insérées dans la zone Sesia près de Lanzo et même de la zone insubrienne (Canavese); très rares (5% ou moins).
- d) Roches pré-triasiques du socle insubrien: « gabbros » et « gabrodiortes » de la zone d'Ivrée (rare); granites rouges, rosés, verts et blancs, parfois cataclasés, identiques à ceux de Baveno, du Biellese et du Canavese (Belmonte) (de loin les plus abondants); tufs et ignimbrites rhyolitiques; conglomérat écrasé à cachet houiller (les affleurements les plus proches se trouvent dans le Biellese; un seul bloc a été observé); conglomérats du type « verrucano alpin » (très abondants).
- e) Roches mésozoïques de la série du Canavese: dolomies triasiques grises, analogues à celles de Montalto Dora; grès à ciment de calcaire spathique rosé (Lias de Montalto); calcaires gris comparables à ceux du Torrent de Levone; radiolarites rouges; calcaires beiges à Calpionelles; calcaires « palombini ».

f) Roches crétacées à faciès ligure, connues à l'affleurement dans le Monferrat pour la plupart: conglomérats et grès arkosiques grossiers du type Lauriano-Val Baganza; grès micacés gris à ciment calcaire (type « grès d'Ostia »); calcaires marneux à Fucoides; calcaires gréseux et grès-calcaires blonds du flysch sénonien; grès feldspathiques grossiers gris, compacts (subgrauwackes), ayant probablement fait partie du même flysch sénonien.

g) Calcaires à Nummulites, etc., issus du « Gassinien » sous-jacent (deux galets sur tout l'affleurement).

Les éléments de roches siliceuses anté-triasiques (socle insubrien et zone Sesia) représentent 60-75 % environ.

Une deuxième station a été prise à 1 km de la précédente, dans le deuxième horizon conglomératique et à peu près sur l'axe de l'anticlinal; elle se situe dans une ancienne carrière près de Tetti Roba, entre Castiglione et Cordova (feuille topo. « Settimo », coord. 063947). Au point de vue sédimentologique, il n'y a pratiquement pas de différence et l'inventaire des roches est encore le même (plusieurs types y font cependant défaut). Les éléments sédimentaires carbonatés atteignent ici par contre le 75%; dans une forte proportion, il s'agit de blocs parallélépipédiques à peine émoussés, mesurant $25 \times 15 \times 8$ cm en moyenne, de calcaires gréseux et de grès calcaires blonds du flysch sénonien. Un galet de calcaire nummulitique « gassinien » a également été observé. Si l'on compare ces conglomérats du « Tongrien » de Gassino avec ceux, post-aquitaniens, de la même région, ou avec les alluvions actuelles des fleuves qui descendent des Alpes en face des Collines de Turin (Doire Ripaire, Stura de Lanzo, Orco, Chiusella), on est frappé par leur composition tout à fait différente: dans ces derniers les roches penniques (gneiss, micaschistes et éclogites de la zone Sesia; schistes lustrés, roches vertes, gneiss des massifs Dora-Maira et Grand Paradis) prennent une importance de plus en plus remarquable au fur et à mesure que l'on monte dans la série, alors que le rôle des éléments insubriens et « ligures » devient extrêmement faible, voire nul.

La troisième station a été prise à Piancerreto, tout près de la masse serpentineuse, dans la première carrière que l'on rencontre en montant. Les conglomérats qui viennent buter par faille contre la serpentine, au NE, seront analysés d'abord. Il s'agit d'un horizon très puissant, entièrement conglomératique, sans stratification nette, à éléments bien roulés allant de quelques centimètres à plus d'un mètre. Suivant leur source ils peuvent être regroupés de la façon suivante:

a) Zone Sesia: amphibolites à glaucophane et gneiss albitiques, rares et n'atteignant pas 5%

b) Socle pré-triasique insubrien: « diorites » d'Ivrée (rares); granites rouges, rosés, verts et blancs, particulièrement semblables à ceux du Canavese et très abondants, aussi en blocs métriques (il est bon de rappeler que les affleurements les plus voisins — Canavese et Biellese — se trouvent à 55 km d'ici); rhyolites (rares); « verrucano alpin » (très abondant).

c) Roches mésozoïques à cachet insubrien, particulièrement voisines, voire identiques, à la série du Canavese: brèche à éléments de dolomies triasiques grises et ciment polyphasé de calcaires spathiques rosés et de schistes argilo-gréso-hématifiques rouges (« Macchia vecchia » des carrières de Montalto, Lessolo et Vidracco), plusieurs blocs, dont un dépassant le mètre; radiolarites rouges ou noirâtres, et schistes siliceux décalcifiés de la même couleur; calcaires « palombini ».

d) Roches vertes non métamorphiques, à cachet ligure: lherzolites, diabase à texture ophitique, spilites microgrenues rouges et vertes, spilites variolitiques (ne dépassant pas 10% au total).

e) Roches d'âge crétacé-éocène à faciès ligure, connues à l'affleurement dans le Monferrat: calcaires marneux et marnes siliceuses claires, friables, en blocs non émoussés de très grande taille; calcarénites à gravillons de calcaires à Calpionelles; calcaires à Fucoïdes; grès grossiers gris, compacts (subgrauwackes).

f) Roches carbonatées légèrement métamorphiques et d'âge vraisemblablement mésozoïque, mais d'origine inconnue; calcaires recristallisés noirs, albitisés, à lits micacés et à patine brune, évoquant certains faciès très calcaires et peu métamorphiques des schistes lustrés; ils sont relativement abondants (plus du 5%), en blocs de 30-50 cm criblés de trous de Lithodomus; marbres clairs à lits phylliteux, évoquant les « marbres chloriteux » du Briançonnais interne (ce qui n'implique nullement une pareille origine).

Les éléments insubriens (*b,c*) sont de loin les plus abondants.

Dans les placages de « Tongrien » directement transgressifs sur la masse serpentineuse, l'inventaire est encore le même, mais les galets de lherzolite, comme il fallait s'y attendre, deviennent beaucoup plus abondants.

Dans les trois cas envisagés, l'ensemble des faciès insubriens (socle et couverture, du Trias au Barrémien) et des faciès ligures (Albien-Cénomanien à Eocène) dépasse aisément 75-80%. Tout se passe donc comme si le soubassement s.l. du Monferrat, ayant alimenté ces conglomérats, était constitué:

par un socle anté-triasique de type insubrien particulièrement riche en granites du type Baveno-Belmonte (Canavese);

par un Trias et un Jurassique de type insubrien, pratiquement identiques à ceux du Canavese;

par un Crétacé de type ligure, débutant par les « argiles à palombini » (qui sont aussi le terme le plus récent actuellement conservé dans le Canavese) et comportant une assez forte charge d'ophiolites, sous la forme soit d'épanchements sous-marins d'âge Tithonique-Néocomien, soit d'olistolites et de brèches dans le « complexe de base » cénomanien.

La présence de roches venant de la zone Sesia jusqu'à Piancerreto, bien qu'en quantité nettement subordonnée, nous montre également que cette unité pouvait se prolonger bien plus au SE que sa limite actuelle avec la plaine du Piémont, en bordant vers le S et le SW cet ensemble insubro-ligure et en passant à peu près sous l'emplacement actuel de la cuvette pliocène d'Asti (voir notre schéma structural, pl. IV)¹.

Ces conclusions diffèrent sensiblement des interprétations adoptées jusqu'ici, depuis les anciens auteurs, qui situaient entièrement à l'intérieur des limites morphologiques actuelles des Alpes et de l'Apennin la source de tout le matériel détritique tongrien, pour arriver à BEETS, qui n'admet une origine locale que pour les galets

¹ La persistance d'une ride ou d'un haut fond de direction EW sur cet emplacement, au cours du Miocène, pourrait expliquer les différences très remarquables qui existent entre les séries mio-cènes des Langhe et des Collines de Turin.

ligures et fait venir tout le reste des unités penniques, ou à GABERT (1963), qui considère, à la suite de BEETS, Alpes et Monferrat comme étant deux domaines complètement étrangers, quoique limitrophes.

3. LES CONGLOMÉRATS CHATTIENS ET AQUITANIENS

La série qui fait suite au « Tongrien » correspond aux dépôts d'un bassin molassique marin qui a occupé le domaine du Monferrat jusqu'à la fin du Miocène. La répartition horizontale et verticale des faciès, l'épaisseur de la série pouvant dépasser 2.000 mètres, sa continuité dans la plus grande étendue du domaine (interrompue par la présence de hauts fonds et de discontinuités dans la partie orientale du Monferrat seulement), indiquent qu'il s'agit d'un bassin subsident qui a atteint la profondeur d'un millier de mètres vers la limite Aquitanien-Burdigalien (faciès des marnes siliceuses à *Bathysiphon* et Ptéropodes). Des faciès détritiques grossiers interstratifiés à plusieurs niveaux de la série indiquent d'autre part la persistance de zones exondées au voisinage du bassin.

Nous nous limiterons dans ce travail à l'examen du Chattien et de l'Aquitainien et nous n'aborderons pas les termes plus récents pour lesquels nous manquons encore de données suffisamment précises. Les premiers niveaux conglomératiques postérieurs au « Tongrien » sont interstratifiés dans une formation d'âge chattien-aquitainien, dont les parties moyenne et sommitale sont bien datées par *Miogypsinoides complanatus* et *Miogypsa gunteri*, respectivement. Les conglomérats sont surtout développés à l'extrême occidentale du Monferrat, dans les Collines de Turin, où la présence de ces niveaux détritiques grossiers (ainsi que d'autres plus récents, burdigaliens et helvétiens) a provoqué de longues discussions concernant leur genèse et l'origine de leur matériel. On trouvera un excellent résumé de toutes ces discussions, centrées sur la difficulté de faire venir des Alpes des blocs de 10 m³, dans l'ouvrage de GABERT (1963).

Les conglomérats chattiens et aquitaniens ont une composition globale qui varie beaucoup d'un point à l'autre¹; en gros on peut y distinguer des roches ligures mélangées en proportions variables (0-30%) avec du matériel alpin. Ce dernier est représenté par les mêmes constituants non ligures qui entrent dans la composition des conglomérats tongriens sous-jacents (voir plus haut): roches siliceuses du socle insubrien et formations sédimentaires de sa couverture mésozoïque (série du Canavese), schistes cristallins pré-triasiques et ultramafites mésozoïques de la zone Sesia, roches piémontaises. Leurs proportions ont toutefois changé sensiblement, en particulier en ce qui concerne les ultramafites, qui y jouent un rôle très important (de 30 à 99% suivant les stations).

¹ L'étude des galets, jadis effectuée par PERETTI (1928), a été récemment reprise par l'un de nous (C. S.) avec la collaboration des élèves de l'Institut géologique de Turin.

Parmi les roches sédimentaires à cachet insubrien apparaissent, entre autres, des types tout à fait caractéristiques de la marge occidentale de ce domaine: brèches granitiques à rares éléments triasiques, identiques à la brèche de Levone, et calcaires « palombini », très abondants.

Les éléments ligures sont représentés à leur tour par des faciès qui nous sont désormais familiers: brèches et conglomérats polygéniques du type Lauriano; brèches à éléments de calcaires à Calpionelles; brèches à éléments d'ophiolites non métamorphiques (lherzolites et spilites) correspondant à celles de Piancerreto; argilites versicolores, calcaires marneux verts, calcarénites, grès gris à débris charbonneux, etc..., évoquant les faciès albiens-turoniens associés à ces mêmes brèches et conglomérats; calcaires marneux et calcarénites gréseuses à patine blonde des flysch sénoniens et éocènes du Monferrat, etc...

Comme l'a montré BEETS (1940) ces conglomérats dessinent un certain nombre de deltas sous-marins successifs, axés à peu près WNW-ESE. Des blocs de plusieurs m³ y sont mélangés à des galets décimétriques et à du gravillon centimétrique, le tout étant pris dans un ciment tantôt gréseux, tantôt pélitique (paraconglomérats ou tilloïdes). Les roches d'origine piémontaise s'y présentent généralement sous la forme de galets parfaitement roulés et émoussés, ayant sans doute subi un transport torrentiel préalable; leur proportion décroît assez sensiblement suivant les regroupements par taille, avec l'augmentation de celle-ci. Les roches insubriennes et les faciès ligures forment inversément la plupart des blocs dépassant un demi-mètre; ceux-ci sont souvent mal roulés et semblent s'être écroulés dans la mer depuis une côte en falaise. Ce fait est particulièrement évident dans le cas des faciès ligures, des calcaires à Calpionelles et des « palombini », qui sont en plus criblés de trous de Lithodomus. Tout cela est en accord avec une origine plus lointaine des roches piémontaises, par rapport aux faciès insubriens et ligures, qui devaient par contre affleurer le long d'une côte toute proche. Enfin, l'examen des structures sédimentaires (granoclassement vertical fréquent bien qu'à peine ébauché, typique des fluxoturbidites; chenaux d'érosion sous-marine; coulées de boue entraînant les plus gros blocs et remplissant ces chenaux; empreintes en croissant, flute casts, etc...), actuellement étudiées par l'un de nous (C.S.), nous montre d'abord qu'il s'agissait de deltas sous-marins et ensuite que les apports détritiques se sont tous faits du même côté, c'est-à-dire de l'Ouest vers l'Est, des Alpes vers les Collines de Turin.

Tous ces faits indiquent la présence d'une côte escarpée, située sur l'emplacement de la plaine quaternaire qui sépare actuellement les Collines des Alpes. Nous rejoignons en celà les résultats de GABERT (1963)¹, avec une différence importante en ce

¹ Mais seulement en ce qui concerne les conglomérats miocènes, puisque nous ne pouvons pas accepter les conclusions de cet auteur sur l'origine des conglomérats du « Tongrien ». Nous devons également faire remarquer que GABERT signale des conglomérats dans l'Eocène supérieur des Collines de Turin, qui ne sont pas autre chose que le « Tongrien » (ceci à la suite de PREVER qui attribuait au Bartonien le « Tongrien » de SACCO).

qui concerne la constitution de cette côte: des formations identiques aux flysch ligures post-néocomiens du Monferrat y jouaient un rôle important, à côté des roches prolongeant dans ce secteur, actuellement disparu, la zone Sesia et les parties les plus externes du domaine insubrien (zone du Canavese).

PARTIE VI

LE SECTEUR PIÉMONTAIS DU DOMAINE INSUBRIEN

1. LA SÉRIE MÉSOZOÏQUE DU CANAVESE; SITUATION TECTONIQUE

Les roches sédimentaires qui affleurent actuellement dans le Canavese représentent les lambeaux les plus occidentaux, les plus externes et les mieux conservés, de la couverture du secteur piémontais de la zone insubrie.

Avec leur socle pré-triasique, ces roches font partie de la «zone du Canavese» des auteurs, comprise entre la zone Sesia et la «zone d'Ivrée» et longeant un accident tectonique d'importance majeure (la ligne insubrie ou du Tonale) qui, à l'Ouest du Lac de Côme, prend aussi le nom de ligne du Canavese. Cette ligne a toujours été considérée comme interne par rapport à la «zone du Canavese», séparant celle-ci de la zone insubrie. Cependant, d'après les recherches récentes de BAGGIO (1963 *a*, 1963 *b*, 1965 *a*, 1965 *b*), le socle de la «zone du Canavese» ne montre pratiquement aucune différence substantielle par rapport à celui du domaine insubrien. Ses constituants sont en effet représentés par des granites analogues aux granites insubriens (Biellese, Baveno, etc.); par des rhyolites et des tufs parfaitement comparables aux volcanites permianes du Biellese-Val Sesia et du Lac Majeur-Luganais; par des gabbros et gabrodiortes identiques à ceux de la «zone d'Ivrée»; enfin par des schistes cristallins, parfois granitisés, qu'on retrouve dans toute la zone insubrie.

D'autre part, des contacts anormaux caractérisent aussi bien la limite externe (avec la zone Sesia) que la limite interne (avec la «zone d'Ivrée») de la «zone du Canavese». Entre les deux, il est par conséquent plus logique que ce soit la limite externe qu'il faut faire coïncider avec un accident tectonique majeur, étant donné qu'elle sépare deux ensembles nettement différenciés: socle insubrien du Canavese d'un côté, schistes cristallins de la zone Sesia de l'autre. C'est précisément la conclusion, à laquelle nous souscrivons, qui est celle de BAGGIO.

Par la constitution de son socle pré-triasique et sa position plus interne par rapport à la ligne du même nom, la «zone du Canavese» apparaît ainsi liée au domaine insubrien, dont elle représenterait la partie marginale externe. Au point de vue structural, la «zone du Canavese» est caractérisée par un écrasement à peu

près général de ses constituants; cet écrasement est évidemment lié aux dislocations tardo-alpines, qui ont déterminé l'affaissement de la zone insubrienne le long de la ligne du Canavese et qui ont surtout affecté ses parties marginales.

Une remarque importante encore: l'attribution de la « zone du Canavese » au domaine insubrien ne concerne que les terrains qui affleurent dans la région du même nom. En effet, on rapporte généralement à la prolongation vers le NE de cette unité une étroite bande de terrains mésozoïques et plus anciens, qui longe la ligne du Canavese dans tout son développement. Les recherches récentes de BIANCHI et Gb. DAL PIAZ (1963) et de CARRARO (1966) ont cependant montré que ces terrains appartiennent, dans le Biellese, à la couverture permo-carbonifère de la zone Sesia. On doit donc en conclure qu'une «zone du Canavese » s.l. n'existe pas en tant qu'unité tectonique homogène et bien individualisée, et que, suivant les endroits, on est en présence des parties marginales externes de la zone insubrienne ou internes de la zone Sesia, ayant acquis des caractères apparemment semblables à ceux de la « zone du Canavese » à la suite de leur proximité avec la ligne insubrienne et la zone d'écrasement qui l'accompagne.

2. STRATIGRAPHIE

De multiples difficultés s'opposent à une reconstruction stratigraphique satisfaisante. On est en effet en présence de roches écrasées, qui donnent des affleurements de faible ampleur, dispersés et de qualité fort variable. En plus, l'extrême rareté des fossiles permet la datation paléontologique de deux ou trois niveaux seulement.¹

Des dolomies grises, exploitées dans de nombreuses carrières comme pierre à chaux, représentent le terme le plus ancien de la série mésozoïque, sans qu'aucun contact primaire à la base de cette formation soit cependant conservé. Selon NOVARESE (1929) et PARONA (1924) elles représentent le Trias moyen ; des traces de Dasycladacées, non retrouvées par la suite, y ont été signalées par ISSEL (1893). A notre avis, ces roches représentent l'équivalent probable des dolomies aniso-ladinianes de San Salvatore dans le Luganais. Leur subdivision en Aniso-Ladinien, Carnien, Norien et Rhétien, proposée par BAGGIO (1965 b), ne nous semble justifiée ni au point de vue paléontologique, ni au point de vue des comparaisons de faciès avec des séries triasiennes datées.

Le terme post-triasique le plus ancien est représenté par des calcaires spathiques rose clair (Crinoïdes), fossilifères dans l'ancienne carrière sous le Château de Montalto Dora: *Spiriferina*, bélémnites, gastéropodes et une seule ammonite de la base du Sinémurien: *Metophioceras cf. gracile* SPATH; voir SPITZ (1919 b) et STURANI (1965). Ces calcaires, correspondant aux faciès typiques connus sous le nom de « Steinbergkalk », « Hierlatzkalk » et « Broccatello », forment des placages encroûtant les

¹ Les recherches palynologiques effectuées par l'un de nous (M. W.) n'ont guère donné de résultat stratigraphiquement utilisable.

dolomies triasiques; assez souvent ils sont également représentés, à l'état de galets et aussi de ciment, dans une brèche grossière à éléments de dolomies triasiques et ciment polyphasé. Celle-ci forme le remplissage de filons sédimentaires dans les dolomies triasiques¹ et présente par là une remarquable analogie, déjà notée par BERNOULLI (*in BAGGIO, 1965 b*), avec les brèches du même type qui sont connues dans le Luganais sous le nom de « macchia vecchia » et qui ont fait récemment l'objet d'une belle étude de la part de F. WIEDENMAYER (1963). Sur la base de l'interprétation proposée par cet auteur, on peut considérer cette brèche du Canavese comme le produit d'une tectonique synsédimentaire ayant intéressé à plusieurs reprises les sédiments en cours de dépôt sur les dolomies triasiques, ainsi que ces dernières; ces sédiments sont actuellement représentés par les différentes phases du ciment de la brèche. D'après nos observations, ce sont: les calcaires spathiques rose clair du Sinémurien basal; des calcaires compacts rouges, fossilifères (carrières de Lessolo: Echinodermes, petits Gastéropodes, « *Spirillina* » *ticinensis* (SCHWEIGHAUSER) encore sinémuriens (Lotharingien compris); des calcaires lithologiquement analogues, mais pouvant correspondre à un niveau plus récent (équivalent des calcaires domériens de Besazio, par exemple); des calcaires gréseux rouges, parfois verts, à débris d'Echinodermes et à nodules phosphatés-manganésifères; des grès feldspathiques rouges sans fossiles; des schistes argileux rouges flammés de vert, également azoïques. Les trois derniers termes débordent souvent des filons sédimentaires de « macchia vecchia », pour former des placages directement sur le Trias. Cela est particulièrement évident dans les carrières de Lessolo et Vidracco, ainsi que dans la petite série exposée le long de la route de Vidracco à Issiglio (feuille géologique Ivrea au 1: 100 000); dans cette dernière localité (fig.4), on observe le passage stratigraphique des schistes rouges, représentant la phase non datée la plus récente dans le ciment de la brèche, à une série de radiolarites que l'on peut rapporter au Jurassique supérieur, par comparaison avec les « *radiolariti* » et « *rosso ad Aptici* » de Lombardie.

On peut donc en conclure que la série représentée dans le ciment de la brèche du type « macchia vecchia »:

est clairement condensée et vraisemblablement lacunaire (à notre avis, et par comparaison avec le Luganais, la plus grande partie du Lias devrait y être représentée);

fait directement suite aux dolomies triasiques, avec lacune probable de tout le Trias supérieur;

est directement suivie par la série des radiolarites du Jurassique supérieur.

Ceci montre qu'on est en présence d'un seuil, lié à la paléotectonique liasique responsable de la genèse de la « macchia vecchia ».

¹ Bien visibles dans les carrières en activité de Montalto, Lessolo et Vidracco

La série des radiolarites est liée stratigraphiquement, comme nous l'avons vu, aux phases les plus récentes, et non datées, du ciment de la « macchia vecchia ». Cette série comporte un ou plusieurs niveaux de radiolarites rouges ou vertes, à

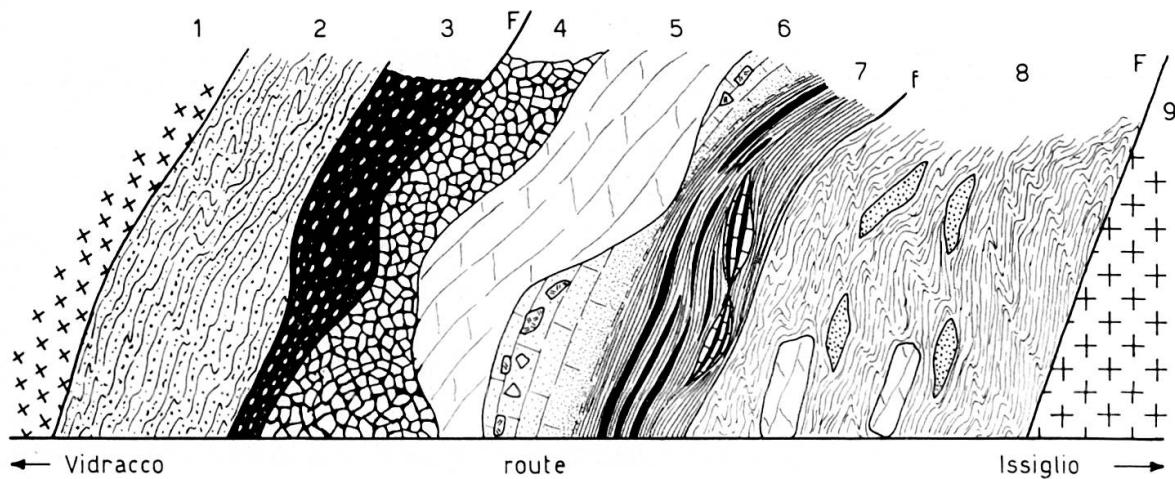


Fig. 4

Coupe levée dans la tranchée de la route de Vidracco à Issiglio (Val Chiusella), 300 m au S du pont sur la Chiusella et de la bifurcation pour Vistrorio. Cette coupe montre la superposition stratigraphique du complexe des radiolarites au-dessus des termes liasiques de la série du Canavese. La longueur de l'affleurement figuré schématiquement est d'environ 25 m.

- 1) Rhyolites permianes plus ou moins intensément laminées. 2) Schistes gréseux arkosiques permians. 3) Mince lame de « Verrucano » écrasé. 4) Brèche liasique à éléments de dolomie triasique et ciment argilo-hématifique rouge. 5) Gros blocs de dolomie triasique. 6) Calcaires gréseux rouges, liasiques, à débris de Crinoïdes et galets de dolomie et de calcaire spathique rosé du Sinémurien; cette série passe vers le haut à des grès rouges. 7) Schistes argilo-siliceux rouges à lits de radiolarites (enduits manganésifères fréquents) et à lentilles de calcaire rouge contenant des bandes de silex. 8) Schistes silto-argileux verts, bruns ou gris, à blocs de dolomie triasique et bancs de grès arkosiques bouddinés et tronçonnés. 9) Granite clair avec bandes mylonitiques. F) Contacts mécaniques majeurs. f) Contact stratigraphique faiblement tectonisé.

enduits manganésifères fréquents, auxquelles s'associent de rares calcaires rouges à grain très fin, sans fossiles, et surtout des schistes argilo-siliceux ou silteux, rouges, bruns, jaunâtres ou verts. Des lits gréseux (arkosiques) et des crachées de graviers siliceux (granites et rhyolites très altérés), ainsi que des blocs isolés de granite et de dolomies triasiques, se rencontrent avec une certaine fréquence dans la partie basale de cette formation, qui est généralement caractérisée par des couleurs plus sombres, souvent noirâtres (tranchée d'accès aux carrières de Vidracco; carrières en activité de Lessolo, etc...¹). A la rigueur, cette partie basale de la série des radiolarites du Canavese pourrait encore appartenir au Dogger, cela sans preuve paléontologique.

Des lits détritiques à graviers siliceux s'observent également au toit des radiolarites (carrière inférieure du Bric Filia). Celles-ci passent, par l'intermédiaire de calcaires siliceux rouges et verts, à une formation pélagique interstratifiée de lits détritiques, décrite récemment par BAGGIO (1963 b) qui y a découvert des Calpion-

¹ L'analyse palynologique de ces faciès a révélé l'existence de microfossiles organiques carbonisés et indéterminables.

nelles (carrières abandonnées du versant SW du Bric Filia, au Nord de Castellamonte, feuille Ivrea).

Il s'agit de calcaires pélagiques beiges, à nodules et lits de silex, alternant plus ou moins régulièrement sur une vingtaine de mètres avec des calcaires graveleux et finement gréseux (micas abondants), des schistes sombres, des grès micacés fins et des microbrèches à gravillons siliceux anté-triasiques¹. Deux ou trois lits détritiques plus grossiers sont cantonnés à la base de cette formation, que les Calpionelles (*C. alpina*, *C. elliptica* et *Tintinnopsella carpathica*, d'après BAGGIO) permettent d'attribuer au Tithonique supérieur-Berriasien.

Par l'intermédiaire d'une quinzaine de mètres de calcaires argileux sombres en petits bancs, alternant avec des schistes et quelques lits gréseux fins, l'on passe ensuite à une série de schistes argileux foncés (concentrations manganésifères abondantes) où sont noyés de temps en temps quelques gros bancs de calcaires argileux sombres, plus ou moins siliceux, à grain très fin et à patine claire².

Ce dernier niveau peut être encore attribué au Néocomien-Barrémien; il est en tout cas absolument identique aux « argiles à palombini » qui caractérisent le Néocomien-Barrémien dans les unités ligures de l'Apennin.

Les « argiles à palombini » du Bric Filia représentent le niveau le plus récent de la série du Canavese. L'inventaire des formations secondaires de cette région n'est cependant pas encore complet. Des terrains d'attribution chronologique incertaine, mais vraisemblablement plus anciens et en tout cas pas plus jeunes que ce niveau, caractérisent les parties plus externes de la zone du Canavese, à son extrémité SW, dans la région de Levone. Ce sont des brèches granitiques (brèches de Levone), des calcschistes sans fossiles et des ophiolites.

3. LA COUPE DU TORRENT DE LEVONE

En remontant ce torrent depuis les dernières maisons du village de Levone, on traverse d'abord du granite clair écrasé, puis on entre, sans qu'on puisse définir une limite, dans une brèche granitique, jadis signalée par NOVARESE (1929) qui en faisait du Permien, tout en ne se prononçant pas clairement sur sa nature primaire ou secondaire (brèche de friction).

Cette brèche contient des éléments dolomitiques (très abondants et bien visibles dans le lit du dernier affluent de droite du torrent) et rhyolitiques, en plus des éléments de granite aplitique, prépondérants. A l'entrée des anciennes carrières de Levone,

¹ D'après nos observations, il s'agit de turbidites (granoclassement vertical très net, traces de load-casts et de convolute laminations). BAGGIO (1963b) signale des éléments de roches insubriennes dans les niveaux les plus grossiers.

² On les voit affleurer particulièrement bien dans la tranchée de la route Castellamonte-Borgiallo, au lieu dit Forchetta dei Boschi, près du Bric Filia, ainsi que sur la route allant à Villa Castelnuovo, près de la Maddona della Guardia.

on note aussi le passage du ciment arkosique de la brèche à des schistes noirs à lits détritiques de composition également arkosique. Cette brèche présente donc des caractères sédimentaires indubitables. bien qu'elle puisse prendre un aspect de roche cristalline cataclasée et laminée, surtout près du passage presque insensible au granite écrasé de Levone.

Après l'écaillle triasique exploitée dans les carrières (dont il ne reste actuellement à peu près rien) et une lame de granite aplique clair et écrasé, on rencontre ensuite une série très replissée et écrasée où alternent régulièrement des schistes sombres et des calcaires gris en lits décimétriques, tous deux azoïques¹, auxquels s'ajoutent des blocs détritiques de granite, des lits arkosiques et des lentilles de brèche identique à celle rencontrée plus en aval. Cette série, qui affleure sur une centaine de mètres environ, vient buter à l'W contre les mylonites des roches de la zone Sesia qui jalonnent la ligne du Canavese. Du côté opposé, le contact avec les granites apliques est également mécanique.

La brèche de Levone est certainement post-triasique. Ceci est démontré par les galets dolomitiques qu'on y observe, et par le fait que les schistes noirs, auxquels la brèche passe stratigraphiquement, sont ailleurs associés à la série des radiolarites qui affleure dans les carrières de Levone. Il est cependant possible qu'on soit ici en présence du résultat de phénomènes paléotectoniques analogues à ceux qui ont déterminé ailleurs la formation de brèches du type « macchia vecchia ». Autrement dit, les éléments de la brèche de Levone pourraient dériver, du moins en partie, d'une paléofracturation du granite et de sa couverture, à une époque non précisable, mais en tout cas post-triasique et antérieure au dépôt des radiolarites. Cette interprétation semble être confirmée par le fait que la brèche forme à l'intérieur du granite des pincées pouvant correspondre à d'étroits grabens et au remplissage de diaclases (NOVARESE mentionne des « filons et des dikes » de cette brèche dans le granite; 1929, p.79). L'aspect de cataclasite et les passages au granite mylonitisé sont en partie l'effet de la tectonique tardo-alpine, qui a évidemment affecté aussi la brèche. Il est cependant probable que la paléotectonique y ait joué son rôle.

Quoi qu'il en soit, la brèche de Levone indique la présence d'un seuil. On ne saurait expliquer autrement son existence, ainsi que ses rapports avec le granite d'un côté, la série des radiolarites de l'autre. L'existence de ce seuil est aussi démontrée par la présence de blocs détritiques de granite et de brèches dans la série des schistes et des calcaires azoïques.

L'âge de cette dernière série doit être en partie postérieur à celui de la brèche, ce qui ne signifie pas qu'il soit plus récent que les radiolarites, comme le pense BAGGIO (1965 a) qui parallélise cette formation calcaro-schisteuse avec le Néocomien-Barrémien du Bric Filia. Nous sommes en effet plutôt tentés d'en faire le dépôt d'un sillon bordant le seuil correspondant à la brèche, et alimenté par celui-ci. En tout

¹ Aussi au point de vue du contenu palynologique.

cas, cette série ne saurait être confondue avec les «argiles à palombini» du Néocomien-Barrémien. On note par contre une certaine ressemblance avec les faciès dits de «Allgäu», de certaines unités austroalpines: par exemple, et d'après la description de CORNELIUS (1935-1951), avec les «liassische Kalkschiefer» de l'Err-Bernina.

4. LES OPHIOLITES

La série des radiolarites qui fait suite à la brèche de Levone est caractérisée par des intercalations d'ophiolites. L'une d'elles, qui n'avait pas encore été signalée jusqu'ici, affleure sur la gauche des gorges du torrent de Levone, en amont des carrières. Il s'agit d'une lentille de cent mètres de long sur dix de large, constituée en partie par de la serpentinite et en partie par du gabbro saussuritisé; les rapports entre ces deux types lithologiques, ainsi qu'avec les roches encaissantes (schistes pélitiques jaunâtres à intercalations de radiolarites), sont visiblement tectonisés.

Une deuxième lentille serpentineuse correspond à celle qui a été figurée par NOVARESE sur la feuille Torino de la carte géologique italienne, quelque 200 mètres au NW du Pesmonte, et qui est encore bien visible dans la tranchée du sentier qui monte à ce sommet; elle s'appuie ici tectoniquement sur la lame de dolomie triasique exploitée autrefois dans les carrières de cette région.

Enfin, la masse beaucoup plus considérable de lherzolites serpentinisées du Pesmonte, ayant fait l'objet d'une étude pétrographique de FENOGLIO (1933), apparaît en contact avec les schistes pélitiques de la série des radiolarites qui la séparent, suivant les endroits, des granites, des rhyolites ou des calcschistes analogues à ceux qui affleurent dans le lit du torrent de Levone. Ces roches sédimentaires, séparant la lherzolite des roches du socle, forment cependant une bande d'épaisseur très réduite, pouvant disparaître localement. Pour BAGGIO (1965 a) la masse lherzolitique du Pesmonte serait pré-triasique; cet auteur tend ainsi à nier l'existence des ophiolites mésozoïques dans le Canavese, pourtant affirmée de façon très nette par NOVARESE (1929). Cet âge pré-triasique est prouvé, selon BAGGIO, par le fait que les roches lherzolitiques du Pesmonte seraient associées à des constituants du socle pré-triasique du Canavese, et seraient par là comparables aux ultramafites pré-triasiques du socle insubrien de la zone d'Ivrée. Nous remarquerons à ce propos que les lherzolites de la zone d'Ivrée sont considérées comme pré-triasiques parce que liées par des passages lithologiques aux gabbros et aux gabbrodiorites qui caractérisent cette partie du socle insubrien; la lherzolite du Pesmonte, au contraire, n'apparaît nulle part associée à des roches semblables, mais vient tectoniquement en contact avec des granites, des rhyolites ou des roches mésozoïques, indifféremment.

A cette absence de preuves d'un âge pré-triasique, on peut opposer d'autres arguments, qui plaident en faveur d'un âge mésozoïque comme le soutenait NOVARESE. D'abord, leur association constante avec la série des radiolarites n'est pas nécessaire-

ment dépourvue de signification, malgré la nature mécanique des contacts (qui est d'ailleurs la règle dans le cas des ultramafites). Ensuite, l'apparition des ophiolites dans ce secteur de la marge insubrienne externe correspond à celle d'ophiolites dans la zone Sesia. Ces dernières, représentées par des lherzolites plus ou moins serpentinisées et des gabbros, apparaissent sur la même transversale que celles du Canavese, à des distances qui, dans certains cas, ne dépassent pas 200 mètres (coupe du torrent de Levone), et deviennent de plus en plus importantes vers le SW, jusqu'à intéresser toute la largeur de la zone Sesia et constituer l'énorme masse de Lanzo-Mte Musiné. Etant donné également l'identité pétrochimique entre les ophiolites du Canavese et celles de la zone Sesia (constatée par FENOGLIO), il nous semble plus logique d'étendre aux premières l'âge mésozoïque qu'on attribue unanimement aux secondes depuis NOVARESE (1929) et qui vient d'être confirmé par les études récentes de NICOLAS (1966)¹.

PARTIE VII

LA NAPPE DE LA SIMME s. I. DANS LES PRÉALPES ROMANDES ET CHABLAISIENNES

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Nous ne donnerons pas ici une synthèse complète de la Nappe de la Simme s. I.: c'est une tâche considérable qui demandera encore du temps et à laquelle C. CARON (Centre de Recherches géodynamiques de Thonon et Institut de Géologie de Fribourg) s'est attaché dans le cadre de sa thèse. Les études actuellement publiées donnent une assez bonne idée de la stratigraphie et des relations structurales de cette nappe (voir ci-dessous), quoique les contradictions et les incertitudes demeurent nombreuses.

Le cadre de nos recherches est plus restreint; il se limite d'une part au « substratum » de la Simme, conservé en écailles plus ou moins désarticulées dans le flysch, et d'autre part aux éléments des conglomérats du flysch (poudingues de la Mocausa, conglomérats du Hunsrück, niveaux grossiers du Flysch à Helminthoides); ceci dans l'espoir d'une reconstitution de la série stratigraphique complète de cette nappe et de son cadre paléogéographique originel. Des observations inédites de terrain et de laboratoire complètent les données publiées par de nombreux auteurs, données que nous avons abondamment utilisées.

¹ On ne discute ici que les masses basiques situées au SW de l'Orco.

CHAPITRE 2

BIBLIOGRAPHIE

Les travaux mentionnés ci-dessous permettront au lecteur intéressé de consulter tous les travaux importants qui traitent de la Nappe de la Simme s. l. Pour les périodes antérieures à 1950, nous renvoyons aux revues bibliographiques rédigées par JEANNET (1913), RABOWSKY (1920) et KLAUS (1953). On trouvera la mention des principaux travaux parus de 1950 à 1960, ainsi qu'une discussion du problème du Flysch à Helminthoïdes, dans BADOUX et WEIDMANN (1963). Il convient d'y ajouter, pour le Simmental, les thèses de WEGMÜLLER (1953), ARBENZ (1947) et MARTI (1960); pour la région de Saanen-Château-d'Œx, celles de FAVRE (1952), DOUSSE (1965) et LONFAT (1965), ainsi que la récente note de CARON (1965). Les travaux suivants traitent tous des flysch crétacés de la Simme s. l. situés en avant ou au-dessus de la Nappe de la Brèche du Chablais: CHESSEX (1959), A. GUILLAUME, BERNHEIM et HAAS (1962, cum bibl.), LOMBARD et LAURENT (1963), WEIDMANN (1963), CARON (1964, cum bibl.), CARON et WEIDMANN (en prép.).

Le problème des ophiolites et des granites en liaison avec la Nappe de la Simme s. l. a été repris récemment par SALIMI (1965) qui en donne une bibliographie complète.

On trouvera dans les travaux de JEANNET (in HEIM, 1922), TRÜMPY (1960, cum bibl., 1965) et BADOUX (1963, 1967) des vues plus synthétiques sur la Nappe de la Simme s. l.

A l'Oligocène, cette nappe recouvrait la zone préalpine d'un épais manteau et elle a fourni par érosion la quasi-totalité des éléments des poudingues et nagelfluh chattiens. Les remarquables études de SPECK (1953) et de TRÜMPY et BERSIER (1954) nous fourniront de précieux renseignements. Voir également à ce sujet MATTER (1964).

Des travaux cités ci-dessus, nous pouvons considérer comme acquis un certain nombre de faits: la Nappe de la Simme s. l. est actuellement représentée en de nombreux points isolés, d'étendue plus ou moins restreinte, depuis le Bas-Simmental jusqu'en Chablais; la série stratigraphique d'ensemble comprend des écailles d'âges divers provenant du « substratum » anté-flysch de la nappe et une épaisse série de flysch datée de l'Albien (?) - Cénomanien au Maestrichtien, dont il n'est nulle part possible d'observer une coupe continue, mais qu'il faut reconstituer à partir d'observations dispersées d'un bout à l'autre des Préalpes. De telles reconstitutions sont délicates, surtout en ce qui concerne le flysch, car les variations de faciès, tant latérales que verticales, sont certainement importantes (H. GUILLAUME, 1955). Cette série stratigraphique primitive est actuellement scindée en plusieurs sous-unités dont l'architecture et les rapports mutuels ne sont pas encore débrouillés avec certitude sur l'ensemble des Préalpes (CARON, 1965). La nappe de la Simme représente l'unité supérieure de l'édifice préalpin (Niesen exclu), car elle surmonte les nappes des Préalpes Médianes et de la Brèche.

Nous considérerons donc dans ce travail la nappe de la Simme dans son sens le plus large qui comprend les sous-unités suivantes que nous ne définirons pas, à dessein, avec trop de précision, puisque leur étude est actuellement en cours:

- 1) « Nappe de la Simme s. str. » des anciens auteurs, à « lentilles » triasiques (?), jurassiques et infracrétaées et flysch cénomano-turonien (séries dites de la Manche, de la Mocausa, des grès à Hiéroglyphes, etc...).
- 2) « Nappe du Flysch à Helminthoïdes » (ou du Plattenflysch), à flysch sénonien.
- 3) « Nappe des Gets » (ou Flysch des Gets), à « lentilles » de granites, calcaires liasiques, ophiolites, argiles à « palombini » et flysch (albo-) cénomano-turoniens, (séries des Gets, du Hundsrück, du Kalberhöni, etc...) ¹.

Au point de vue géographique, nous nous restreindrons aux Préalpes romandes et chablasiennes; la question encore controversée des flysch des Alpes schwytzoises (JEANNET, 1941; SPECK, 1953; HANTKE et TRÜMPY, 1964) ne sera pas abordée ici dans le détail, de même que celle, plus lointaine encore, des divers flysch crétacés de l'Ubaye-Embrunais, des Alpes Maritimes et des Alpes Orientales.

CHAPITRE 3

LES « ÉCAILLES » MÉSOZOÏQUES ANTÉ-FLYSCH

1. LES « ÉCAILLES » DE LA NAPPE DE LA SIMME S. STR.

On en connaît un certain nombre, isolées au sein du flysch cénomano-turonien de la Simme s. str.; certaines ont été décrites avec plus ou moins de précision. Nous en donnons ci-dessous un bref inventaire qui ne prétend pas être exhaustif:

BECK et GERBER (1925), ainsi que BIERI (1946) signalent sur leurs cartes une lentille de « Trias » au NW d'Erlenbach (Simmental); cette lentille n'est pas décrite avec détail et elle se trouve enclavée dans un flysch dont on sait maintenant qu'il appartient à la nappe de la Simme. Il est possible que nous ayons là un lambeau du « substratum » de la nappe, le seul actuellement connu qui soit d'âge triasique. Nous remercions C. CARON qui a attiré notre attention sur cet affleurement que nous n'avons pas examiné personnellement.

RABOWSKY (1909 et 1920) décrit brièvement une série d'écailles de « calcaires liasiques, radiolarites et calcaires à *Aptychus* » dans tout le Simmental et dans la haute Vallée du Gros-Mont, il signale des fossiles aaléniens et tithoniques-néocomiens

¹ Notre conception de la Nappe des Gets diffère, comme on le verra, des interprétations proposées par JAFFÉ (1955), STAUB (1958) ou TRÜMPY (1965 et in HANTKE et TRÜMPY, 1964).

dans l'écaille de la Gueyraz, sur laquelle nous reviendrons. Simultanément, JEANNET (1909 et 1913) donne une description détaillée des radiolarites et calcaires à *Aptychus* du Torrent de Nairvaux, Préalpes Vaudoises. De nombreux auteurs reprennent ensuite de façon plus ou moins précise l'étude des affleurements décrits par RABOWSKY et JEANNET et en découvrent d'autres: TSCHACHTLI (1941), CAMPANA (1943), TERCIER et alii (1945), CHENEVART (1945), KLAUS (1953), WEGMÜLLER (1953), GRÜNAU (1959), MARTI (1960). Toutes ces écailles sont comprises dans le flysch cénomanien-turonien; nous parlerons plus loin des écailles incluses dans le flysch de la région des Gets (Haute-Savoie).

Indiscutablement, la meilleure et la plus complète de toutes ces coupes est celle de la Gueyraz, haute Vallée du Gros-Mont, Préalpes fribourgeoises; CHENEVART (1945) en donne un profil détaillé dont nous avons pu vérifier la qualité sur le terrain et que nous reprenons ici (fig. 5), complété et modifié par des observations et attributions stratigraphiques nouvelles. Les épaisseurs données par CHENEVART nous semblent un peu exagérées; nous avons donc légèrement corrigé l'échelle de son dessin. Les fossiles, lames minces et échantillons de roche des collections JACCARD, JEANNET, RABOWSKY, LUGEON (Musée géol. Lausanne), CAMPANA, CHENEVART, TERCIER (Musée et Institut géol. Fribourg) ont été revus et certaines déterminations corrigées par l'un de nous (C.S.).

1. CAMPANA (1943, p. 54 et carte au 1: 25 000) signale à Gerbex, col des Sciernes, synclinal de Château-d'Œx, un gros banc de « brèche à Echinodermes » fossilifère: Crinoïdes, Brachiopodes, Bryozoaires, Lamellibranches, tous indéterminables, qu'il attribue au flysch cénomanien. Nous avons revu cet affleurement: le contact avec les schistes argileux du flysch est nettement mécanique; le banc de calcaire spathique mesure environ 2 m de puissance, il est localement graveleux (grains de dolomie, de calcaire à pâte fine, de glauconie et de quartz), nous n'avons pas retrouvé d'autres macrofossiles que ceux cités par CAMPANA, par contre les lames minces nous ont livré *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. et quelques dents de poissons; ce calcaire passe ensuite graduellement à une série, visible sur 80 cm environ, de calcaire siliceux sombre et tacheté, encore un peu spathique, riche en spicules siliceux, sans foraminifère déterminable; ce dernier passe à son tour à quelques minces bancs de spongolithé tout à fait typique et stérile; la suite de la coupe est recouverte de flysch soliflué et de moraine. RABOWSKY (1920, pp. 98-107) décrit à plusieurs reprises des lentilles de « calcaire à entroques » associés de façon plus ou moins étroite aux « calcaires liasiques », radiolarites et calcaires à *Aptychus* du Simmental. Ce sont (coll. RABOWSKY) des calcaires spathiques en général grossiers, de couleur gris sombre, rose, verdâtre ou violacée, contenant fréquemment des petits gravillons dolomitiques et parfois des grains assez roulés de calcaire oolithique et de calcaire à pâte fine; les grosses entroques, radioles, fragments de coquilles sont abondants; aucun micro- ou macro-fossile caractéristique n'y a été découvert jusqu'ici. Des calcaires spathiques de ce type, à microfaune rhéto-liasique (voir plus loin), sont assez courants parmi les éléments des poudingues de la Mocausa, fait déjà souligné par CAMPANA (1943, p. 55) et SPECK (1953, p. 107). Nous proposons d'attribuer toutes ces lentilles de calcaire spathique au Lias inférieur-moyen et de les considérer comme faisant partie du « substratum » mésozoïque de la Simme s. str. L'association de ces lentilles avec des calcaires tachetés et des spongolithes, ainsi que la présence de roches identiques en éléments dans les poudingues de la Mocausa permettent une telle attribution stratigraphique. Notons cependant que plusieurs auteurs signalent des brèches échinodermiques à Orbitolines cénomaniennes interstratifiées dans le flysch et également remaniées dans les poudingues de la Mocausa (voir KLAUS, 1953, p. 113).

2. LA COUPE DE LA GUEYRAZ

2. La coupe de la Gueyraz proprement dite commence avec ce niveau 2; le contact mécanique avec le flysch cénomanien sous-jacent est localement souligné par des sources et des petits glissements: calcaires siliceux à patine claire, cassure légèrement tachetée gris sombre, certains bancs sont très siliceux et contiennent même des petits silex allongés, d'autres sont plus marneux et légèrement micacés:

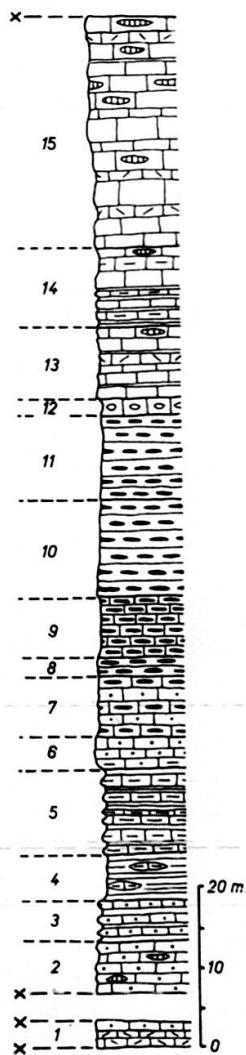


Fig. 5.

Coupe lithologique schématique de l'« échelle » de la Gueyraz,
Préalpes fribourgeoises (d'après CHENEVART, 1945, modifié et complété).
Légende détaillée dans le texte.

bélemnite indét. (coll. M. W.; coll. Tercier, provenant probablement du même niveau)
radiolaires, abondants
spicules calcaires, abondants
« filaments », abondants (voir PEYRE, 1959).

Age: Lias moyen-supérieur indéterminé.

3. Alternance de calcaires semblables à 2 et de schistes marneux, un peu siliceux et finement micacés, à patine beige, dans lesquels apparaît

Chondrites du type *affinis*.

Age: Lias supérieur indéterminé.

4. Schistes marneux comme dans 3 prédominant largement sur des calcaires tachetés, siliceux et un peu marneux, à cassure gris sombre et patine beige qui contiennent

« *Posidonia* » sp. ?

Lamellibranches indét. (petites huîtres ?)

Chondrites du type *affinis*.

Age: Lias supérieur indéterminé.

5. Alternance irrégulière de schistes marneux plus ou moins siliceux, relativement riches en pyrite, beiges ou bruns, et de calcaires marneux et siliceux, à patine brune ou beige clair et cassure grise foncée, tachetée; ces calcaires sont en bancs de 2-15 cm d'aspect schistoïde, ou de 20-30 cm, plus massifs. On y trouve des micro-lits pétris de coquilles brisées et indéterminables, quelques ammonites naines pyritisées et de rares fossiles calcaires

« *Posidonia* » sp. abondantes (coll. RABOWSKY, CHENEVART, TERCIER, M. W.)

Mytilus sp. ? (coll. M. W.)

Pectinidé ? (coll. TERCIER)

Gastéropodes indét. de petite taille

Cancellophytus du type *scoparius*

Chondrites du type *affinis*

spicules calcaires, abondants

« filaments », abondants

radiolaires, rares

foraminifères arénacés indét., très rares.

Microfaciès (pl. I, fig. 1) très semblable à celui de l'Aalénien de la Breggia figuré par CITA (1965, pl. XXII).

C'est très probablement de ce niveau que proviennent les ammonites récoltées par RABOWSKY et par CHENEVART:

Leioceras cf. *opalinum*

Hammatoceras (s. l.) sp.

Leioceras sp.

ammonites indét.

ainsi que celles, également indéterminables, qui furent récoltées par TERCIER dans les lentilles du Gros-Mont et du Jeu-de-Quille, où CAMPANA (p. 27) ne signale que des petites huîtres.

Age : « Aalénien. »

6. Calcaires très siliceux, cassure gris très sombre, non tacheté, patine gris-brun foncé, devenant verdâtre vers le sommet, stériles. GRÜNAU (1959, p. 92) fait mention d'une communication orale du professeur J. TERCIER, selon laquelle la présence du Bajocien serait démontrée dans la Nappe de la Simme; un échantillon de la coll. TERCIER (Inst. géol. Fribourg) porte en effet le libellé « Bajocien — Gros Mont »; c'est un calcaire siliceux sombre, stérile, ressemblant beaucoup aux calcaires du niveau 6 de la Gueyraz.

RABOWSKY n'a pas donné de description détaillée de ses « Calcaires liasiques » du Simmental, la troisième partie de sa thèse n'ayant jamais paru; il y signale cependant une empreinte d'ammonite (p. 68). CAMPANA décrit sommairement les lentilles de Scierne-Picats. WEGMÜLLER et MARTI nous donnent un peu plus de détail, sans rien qui puisse compléter ou modifier la coupe de la Gueyraz.

Age du niveau 6 : Bajocien ?

Précisons bien que notre rapide enquête n'a pas permis de retrouver les éventuels fossiles qui ont motivé l'attribution d'âge de TERCIER.

N. B. : les niveaux 6-9 affleurent relativement mal.

7. Les calcaires très siliceux deviennent franchement verts, localement flammés de rouge, très diaclasés en menus parallélépipèdes:

radiolaires, rares.

8. Radiolarite encore assez calcaire, vert clair, diaclasée:

radiolaires, abondants.

9. Radiolarite rouge, en bancs de 2-5 cm, flammée de gris et de vert clair, encore assez calcaire à la base, devient verte et complètement siliceuse au sommet, avec de minces lits argilo-siliceux sombres.

Nous n'avons pas retrouvé le niveau de calcaire noduleux signalé par CHENEVART (p. 149, niveau 8). La lame mince et l'échantillon correspondant à ce niveau (coll. CHENEVART, n° R3, Musée et Inst. géol. Fribourg) nous montrent un calcaire noduleux rouge-rosé taché de gris-vert clair avec des « nodules » de calcaire à pâte fine emballés dans un « ciment » finement spathique et légèrement marneux; « ciment » et « nodules » sont pétris d'organismes:

Saccocoma-Lombardia, très abondant

Globochaete alpina, très abondant

sections d'*Aptychus*, courantes

embryons d'ammonites, courants

radiolaires, rares, mais nets (CHENEVART souligne leur absence).

Il est très probable que le niveau 8 de CHENEVART est en fait un bloc glissé de notre niveau 12; en effet, nous avons trouvé plusieurs de ces blocs, parfois assez volumineux, plantés à différents niveaux de la coupe. Les microfaunes, micro- et macrofaciès du niveau 12 en place, des blocs manifestement glissés et de l'échantillon R3 de CHENEVART sont rigoureusement identiques, compte tenu des faibles différences qu'il peut y avoir au sein d'un niveau de 4 m d'épaisseur. Nous pensons donc que le niveau 8 de CHENEVART n'existe probablement pas.

10. Radiolarite verte en petits bancs de 2-8 cm, compacte, diaclasée, localement flammée de rouge-rose:

radiolaires, très abondants.

11. Radiolarite d'un rouge magnifique, très pure, en petits bancs réguliers de 3-8 cm; au sommet la roche devient un peu plus calcaire:

radiolaires, très abondants.

On observe parfois, dans les niveaux 7-11, des taches et des enduits d'aspect métallique sur les surfaces de diaclase; il s'agit probablement d'oxyde de manganèse, déjà signalé par JEANNET en 1921

(in HEIM, p. 620). JEANNET (1913) nous donne une minutieuse description des radiolarites du torrent de Nairvaux et y cite les genres de radiolaires suivants: *Cenosphaera*, *Xyphostylus*, *Dictyomitra*, *Saurodoceras*; il fait la revue des autres affleurements connus à cette époque; CAMPANA et RABOWSKY ne donnent guère de détails sur les radiolarites de la région des Sciernes-Picats et du Simmental, dont on trouvera quelques descriptions plus précises dans les thèses de WEGMÜLLER, TSCHACHTLI et MARTI; ces derniers soulignent que le contact calcaires siliceux-radiolarites est graduel, mais très rapide, contrairement à ce que l'on observe à la Gueyraz. Notons encore que l'on ne peut attribuer sans autre toutes les radiolarites de la Nappe de la Simme au substratum jurassique-infracrétagé, CAMPANA (1943, p. 56) en effet pense avoir démontré l'existence de radiolarites cénomanianes, ce qui semble encore douteux, car KLAUS (pp. 114-115) est loin de partager cet avis.

Age des niveaux 7-11: Bathonien ? - base du Tithonique inférieur ?

12. Les radiolarites assez calcaires, rouges ou rosées, du sommet du niveau 11 passent graduellement sur 50 cm à un calcaire noduleux typique rouge flammé de gris et de vert clair, puis viennent deux ou trois bancs de 5-7 cm de radiolarite rouge, puis le faciès noduleux s'installe définitivement, avec toutefois des récurrences lenticulaires de radiolarite rouge dans le premier mètre de ce niveau 12. Les calcaires noduleux réalisent parfaitement le faciès « ammonitico rosso » (ou mieux « rosso ad Aptichi ») à « nodules » de calcaire à pâte fine et « ciment » de calcaire marneux ou spathique fin à moyen (voir ci-dessus, niveau 9); leur microfaciès (pl. I, fig. 2) est exactement semblable à ceux figurés par CITA (pl. XXVIII-2, XIX-1-2 et XXX-1); certaines surfaces de couche sont pavées d'*Aptychus* le plus souvent brisés; on observe également des lits de 2-3 cm qui sont de véritables lumachelles à *Aptychus*. Ce niveau 12 est bien visible au NW, N et NE du point 1902 de la figure 11 de CHENEVART. Il nous a fourni (coll. M. W.) les fossiles suivants, récoltés en place:

bélemnite indét., 1 ex.

Aptychus, très nombreux

Saccocoma-Lombardia, très abondant

Globochaete alpina, très abondant

gros spicules calcaires, courants

stomiosphères, abondants

ostracodes, très rares

radiolaires, très rares

Robulus sp. ?, très rares

Nannoconus sp. ?, très rares.

Un bloc glissé, provenant indubitablement de ce niveau, a livré (coll. M.W.):

Perisphinctidé, gen. et sp. ind.,

ammonites indét.

JEANNET (p. 77) signale dans la partie supérieure de la colline de la Hochmatt, ce qui pourrait correspondre à notre niveau 12, les fossiles suivants, dont l'un a conservé sa gangue de calcaire marneux rougeâtre légèrement spathique (coll. RABOWSKY):

une section d'ammonite, indét.

Aptychus, plusieurs ex.

dent de Sélaciens, 1 ex.

Des niveaux rosés ou rougeâtres, « légèrement spathiques ou grenus », sont notés à la Brendelspitz¹ et dans le Simmental par JEANNET (p. 77) et RABOWSKY (p. 65 et passim). Le contact radiolarites-calcaires du type « maiolica » des lentilles d'Ibergeregg (HANTKE et TRÜMPY, p. 617) se fait également par un niveau rouge-rose à *Saccocoma* et *Aptychus*, du type « rosso ad Aptichi ».

Le contact supérieur du niveau 12 avec les calcaires à Calpionelles n'est pas mécanique, quoique très brusque; les 3 cm d'argile verte signalés par CHENEVART (p. 150) à ce contact ont une extension très locale.

Age du niveau 12: Tithonique moyen.

¹ Tout récemment, MM. C. CARON, M. LEMOINE et C. PAGE y ont découvert en éboulis des blocs à faciès « ammonitico rosso » typique (comm. orale).

13. Calcaire compact à patine grise très claire, cassure conchoïdale gris verdâtre très clair, non tachetée, pâte fine, légèrement siliceuse, en bancs de 10-40 cm; on note quelques zones allongées décimétriques plus siliceuses, exceptionnellement des petits silex, quelques délit argileux sombres très minces, quelques niveaux à pâte finement spathique.

Aptychus, courants

brachiopode (*Pygope* ?), coll. M. W., à 6 m de la base du niveau

Calpionella alpina, courantes

Nannoconus steinmanni, abondant

Lombardia-Saccocoma, abondant

radiolaires, courants

Globochaete alpina, courants

stomiosphères, rares

sclérites d'holothuries, rares.

La faunule signalée par RABOWSKY (p. 65) provient probablement de la base du complexe des niveaux 13-15, il s'agit de:

Phylloceras isotypum BEN.

Simoceras volanense OPP.

S. biruncinatum QUENST.

Aptychus euglyptus OPP.

Pygope janitor PICT.

Ces fossiles n'ont pas été retrouvés dans la collection RABOWSKY; nous n'avons donc pas pu en réviser la détermination.

Age : Tithonique supérieur ?

14. Calcaire à patine gris clair, cassure grise, souvent tachetée; la pâte est localement un peu marneuse, les stylolithes sont courants, minces délit argileux noirs fréquents, petits silex noirs rares.

Aptychus, rares

radiolaires, très abondants, bien conservés

fins spicules calcaires, abondants

petites entroques, rares

stomiosphères, rares

« Protoglobigérines », (*Gubkinella* sp.) rares

nous n'avons pas trouvé de Calpionelles dans l'unique lame mince taillée dans ce niveau.

15. Complexe de calcaires compacts gris clair, souvent tachetés, à pâte fine, avec stylolithes en bancs de 5-10 cm, délit argileux rares, pâte parfois siliceuse; on observe des niveaux de calcaire à silex en lits de plus de 1 m de longueur, des calcaires spathiques fins ou grossiers, parfois grano-classés, des brèches intraformationnelles, des minces lits de lumachelle à *Aptychus*, enfin des bancs de calcarénites à ciment abondant de calcaire fin à radiolaires et stomiosphères et éléments grano-classés subanguleux (2-10 mm) de calcaire très siliceux à Calpionelles, grosses entroques, débris de lamellibranches à coquille très épaisse et (?) calcaires dolomitiques; ces bancs ont un caractère de turbidite assez net.

Aptychus, abondants

bélemnite, indéf., coll. M. W.

débris de brachiopodes (?)

Calpionella alpina, courante

C. elliptica, abondante

Tintinnopsella carpathica, très rare

radiolaires, rares

ostracodes, rares.

Age : Tithonique-Berriasiens.

CHENEVART (p. 151) cite, à part des *Aptychus*, deux ammonites indéterminables, dans les niveaux de base d'après sa description. JEANNET, CAMPANA, WEGMÜLLER et MARTI signalent tous

des *Aptychus*, des Calpionelles et des radiolaires. Les types lithologiques décrits ci-dessus dans les niveaux 13-15 se retrouvent partiellement dans la lentille de Scernes-Picats: calcaires spathiques, calcaires lumachelliques à *Aptychus* et grosses entroques (jusqu'à 8 mm de diamètre), calcaires finement siliceux, calcaires fins à *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpathica*, *Nannoconus steinmanni*, « Protoglobigérines » (coll. LUGEON et M. W.).

Précisons pour terminer que nous n'avons jamais trouvé de Nannoconidé ou de Calpionelle caractéristique du Néocomien-Barrémien.

3. LES « ÉCAILLES » DE LA NAPPE DES GETS

Du moment qu'il est actuellement quasi certain que les Flysch des Gets, ainsi que les flysch à roches vertes du Haut-Simmental, font partie d'une sous-unité bien distincte dans la Nappe de la Simme s. l., nous ne pouvons pas compléter la coupe de la Gueyraz à l'aide des lentilles que l'on observe dans la région des Gets. Nous donnerons donc séparément un bref résumé de ces éléments du substratum visibles en lentilles dans les flysch, sans nous prononcer pour l'instant sur leur position structurale et leur mode de formation. On trouvera par ailleurs plus de détails dans les travaux déjà cités de JAFFÉ (1955); A. GUILLAUME, BERNHEIM et HAAS (1962); SALIMI (1965); CARON et WEIDMANN (en prép.), ainsi que dans la thèse (en prép.) de J. BERTRAND.

Les termes les plus anciens sont des granites plus ou moins altérés, minutieusement décrits par JAFFÉ et SALIMI et récemment datés du cycle hercynien (BERTRAND *et alii*, 1965, p.22)¹.

Les granites conservent souvent leur manteau d'arkoses que l'on peut raisonnablement attribuer au Permo-Carbonifère.

En un point (affleurement de la Rosière, JAFFÉ, pp. 7-15), on observe en repos stratigraphique sur les arkoses ou sur le granite² une mince semelle calcaire, surmontée avec un contact très probablement primaire, quoique tectonisé, par des diabases et brèches diabasiques du complexe ophiolitique; les calcaires avaient été attribués au Portlandien par JAFFÉ, sur la base de *Favreina salevensis* (PAR.).

L'un de nous (M. W.) a revu cette localité en compagnie de J. BERTRAND qui a bien voulu autoriser la publication de nos observations communes, tirées du terrain et de l'examen des lames minces des collections JAFFÉ, BERTRAND et M. W.

Les conditions d'observation sont défavorables: il ne nous est donc pas possible de donner une coupe suivie, ni de définir avec sûreté la nature des contacts entre les divers termes de la série. Nos observations apportent cependant quelques complé-

¹ STAUB (1958 et *in* SPECK, p. 77, note infrapag. 54a) mentionne des « merkwürdige rote Granite » sur le Plateau des Gets. Aucun auteur ne cite de tels granites et les géologues qui travaillent actuellement dans cette région ne les ont jamais observés (Prof. M. VUAGNAT, J. BERTRAND, C. CARON, M. W.). Il s'agit sans doute d'une confusion de la part de STAUB.

² La série est en fait renversée; nous rétablissons l'ordre normal des successions pour la clarté de l'exposé.

ments à celles de JAFFÉ et, d'autre part, s'intègrent bien dans les données plus générales abordées dans ce travail, comme nous le verrons par la suite.

Nous donnons ci-dessous un inventaire des divers termes lithologiques rencontrés aux points 1, 3, 4, 5 de la carte de JAFFÉ (fig. 2, p. 8):

1) Le calcaire de la base de la série, là où il est visible, remanie des gravillons arkosiques et des gros grains de quartz; c'est un calcaire gris clair, spathique fin, stérile, à ciment marneux peu abondant.

2) Le type le plus courant est un calcaire bréchique gris plus ou moins sombre, à éléments divers millimétriques ou centimétriques et à ciment de nature variable (polyphasé ?): calcaire spathique, calcaire fin plus ou moins siliceux, calcaire marneux; ce ciment, qui est assez souvent remplacé par des encroûtements phosphatés et siliceux, est stérile, à part quelques prismes d'échinodermes et de rares ostracodes. Les éléments de cette brèche semblent être de même nature dans chaque échantillon, mais ils varient d'un affleurement à l'autre. Les plus courants sont des calcaires oolithiques-pseudoolithiques contenant souvent des gravillons de calcaire à pâte fine et, peut-être, de calcaire dolomitique; on y note des prismes d'échinodermes, des gros spicules calcifiés, de rares débris roulés de bivalves, des foraminifères le plus souvent indéterminables (*Frondicularia* sp. ?), quelques sections de coprolithes, dont *Favreina salevensis* (PAR.) et, dans une lame mince, des structures ressemblant à *Microtubus communis* FLÜGEL. Les autres éléments reconnus dans cette brèche calcaire sont: calcaires aphanitiques organogènes; calcaires gréseux; calcaires spathiques à ciment abondant et fin, avec spicules, entroques, débris de coquilles et une section de *Spirillina* sp. ?; calcaires lumachelliens et spathiques à pâte fine légèrement marneuse et griseuse qui contient des fragments de brachiopodes, des spicules, des entroques, quelques foraminifères arénacés indéterm., des débris phosphatés, une dent de poisson.

3) Calcaire spathique gris clair, très grossier, à gravillons de calcaire fin, entroques, spicules grêles et très fréquentes surfaces de dissolution silico-phosphatées.

4) Calcaire organogène gris-clair, à pâte fine, un peu griseux, avec spicules grêles, entroques et nombreux foraminifères: Miliolidés, *Nodosaria* sp., *Glomospirella* sp., *Involutina* sp. ?

5) Calcaire siliceux sombre, à pâte fine, stérile.

6) Calcaire marneux fin, sombre, dans lequel nagent de nombreuses entroques, des débris de coquilles, de bryozoaires, des fragments phosphatés, une dent de poisson, *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp. ?, Lagénidés. On note également la présence de plusieurs surfaces de dissolution et de diaclases remplies de matériel phosphaté.

7) A une dizaine de mètres à l'W du point 3 de JAFFÉ, nous avons découvert quelques blocs, certainement en place, à la surface desquels ressortent en relief de nombreux *Pentacrinus* sp.; c'est un calcaire à patine grise, cassure très foncée, à pâte fine, légèrement marneuse et griseuse, contenant de grosses entroques, des radioles, des spicules plus ou moins calcifiés et quelques ostracodes.

Il faut renoncer à l'âge jurassique supérieur attribué par JAFFÉ à cette série sédimentaire, puisque *Favreina salevensis* (PAR.) est actuellement connu du Trias au Tertiaire. Les fossiles cités ci-dessus ne permettent pas de détermination stratigraphique précise, néanmoins cette association plaide en faveur d'un âge génériquement liasique pour la plupart des termes de notre série.

Les ophiolites et brèches ophiolitiques se trouvent la plupart du temps en paquets isolés dans les flysch des Gets, l'affleurement de la Rosière étant une heureuse exception. Ces roches vertes ne sont pas encore datées avec précision, mais on peut, à notre avis, leur attribuer un âge jurassique supérieur (-crétacé inférieur ?), bien que SALIMI (1965, p.263) indique un âge campanien-maestrichtien pour la spilite de

Moosbach (Simmental). Mais cette unique datation isotopique, par une seule méthode, ne saurait être déterminante, surtout pour des roches passablement tectonisées.

Des roches de type radiolarites ne sont pas rares dans les flysch des Gets; certaines sont en étroite relation avec les ophiolites (La Pierre à Feu, torrent des Bounaz, etc...), d'autres sont probablement interstratifiées dans le flysch cénomanien (CARON et WEIDMANN, en prép.).¹

A. GUILLAUME, BERNHEIM et HAAS (1962) ont décrit sous le nom de « flysch III » des séries de calcaires à pâte fine et de schistes argileux sombres, à Calpionelles, stomiosphères, « Protoglobigrines », *Nannoconus* sp. et radiolaires, qui sont plus ou moins nettement associées aux granites et ophiolites; on note parfois dans les lentilles de calcaire fin des zones siliceuses nuageuses et exceptionnellement des silex. Ce « flysch III », dont les affinités avec les argiles à « palombini » de l'Apennin septentrional ont déjà été soulignées par A. GUILLAUME, doit dater du Néocomien-Barrémien par comparaison avec l'Apennin et le Canavese.

CHAPITRE 4

LES ÉLÉMENTS DES CONGLOMÉRATS DES FLYSCH

1. INTRODUCTION

Nous n'avons pas voulu faire une étude complète (et pourtant bien nécessaire!) de ces conglomérats; des raisons d'ordre matériel et le manque de temps nous en empêchent actuellement. Les résultats de cette étude sont cependant très intéressants et, à certains égards, décisifs.

Jusqu'ici la littérature ne nous apprend rien de très précis et de très complet sur les éléments des conglomérats des flysch de la Simme s. 1. Les descriptions des divers géologues qui, depuis STUDER (1834), s'intéressèrent aux conglomérats de la Mocausa, puis à ceux du Hundsrück et aux niveaux grossiers du Flysch à Helminthoïdes sont, soit vagues et très générales, soit assez détaillées mais très partielles: SARASIN (1894, pp. 20-22), JEANNET (1913, pp. 92-95), CAMPANA (1943, *passim*). SPECK (1953, pp. 104-115 et *passim*) semble avoir été le premier à s'attaquer sérieusement, et avec succès, à ce problème. Il reste encore beaucoup à faire et notre contribution n'a certainement pas vidé le sujet de son intérêt, notamment en ce qui concerne les flysch du Simmental et le Flysch à Helminthoïdes.

¹ Le problème de la « Brèche du Crêt » (JAFFÉ, 1955 et STAUB, 1958) ne sera pas abordé ici, les données actuellement disponibles étant encore trop fragmentaires.

Nous n'avons pas fait de prélèvement selon les règles de la statistique et la plupart des échantillons étudiés ont été choisis sur le terrain à cause de leur nature exceptionnelle ou parce qu'ils contenaient des fossiles macroscopiques ou visibles à la loupe. Nous ne nous hasarderons donc pas à donner des estimations de fréquence des diverses catégories de roches rencontrées. De même nous n'avons pas étudié la granulométrie et la morphométrie des éléments.

2. PROVENANCE DU MATÉRIEL ÉTUDIÉ

Les stations échantillonnées sont les suivantes :

- 1) Conglomérats du Hundsrück; combe de Schlündi, depuis le sommet des éboulis jusqu'aux grès grossiers du sommet du Hundsrück, plusieurs bancs de conglomérats et microbrèches.
- 2) Conglomérats de la Mocausa; au S du chalet de la Gueyraz (CHENEVART, 1945, fig. 11)
- 3) Conglomérats de la Mocausa à Orbitolines; Rodomonts-Devant (CAMPANA, 1943, pl. II).
- 4) Conglomérats de la Mocausa; région Scierne-Picats-La Verdaz, plusieurs affleurements (CAMPANA, pl. II).
- 5) Conglomérats de la Mocausa; butte de La Soupla près de La Laitemaire (CAMPANA, *passim* et pl. II).
- 6) Conglomérats de la Mocausa; Scierne au Cuir (CAMPANA, pl. II).
- 7) Conglomérats de la Mocausa; ruisseau des Tenasses, au SW de Château-d'Œx.
- 8) Conglomérats de la Mocausa; butte des Riaux, S de Château-d'Œx.
- 9) Conglomérats de la Mocausa; chemin du Pont-Turrian, S de Château-d'Œx.
- 10) Conglomérats de la Mocausa; Les Châtelards, massif de Corjon (FAVRE, 1952, p. 105).
- 11) Conglomérats de la Mocausa; les Crêtes, nouvelle route du barrage de l'Hongrin.
- 12) Conglomérats de la Mocausa; faciès des schistes à galets (définition *in* CAMPANA, p. 55); torrent à l'W de Grenier Neuf, rive gauche du Grand Hongrin.
- 13) Micropoudingue de la Mocausa; SE de Sur Greyloz.
- 14) Conglomérats de la Mocausa; torrent du Leysay (JEANNET, 1913; TWERENBOLD, 1955).
- 15) Conglomérats de la Mocausa; route des blondins du barrage de l'Hongrin, S de La Jointe.
- 16) Conglomérats de la Mocausa; faciès des schistes à galets; ravines au SSE de La Coulat.
- 17) Conglomérats de la Mocausa; ruisseau à l'W de Trablaz (TWERENBOLD, 1955).
- 18) Conglomérats de la Mocausa; torrent de Nairvaux, plusieurs niveaux (JEANNET, 1913).
- 19) Conglomérats de la Mocausa; Clarive près Novel (BADOUX et GUIGON, 1958).
- 20) Conglomérats de la Mocausa; col de Queffait (GAGNEBIN, 1939).
- 21) Conglomérats et microcgl. type Mocausa; série du Fouyet; ravins de Pantiaz (CARON, 1964).
- 22) Conglomérats et microcgl. type Mocausa; série du Fouyet; arête des Follys (CARON, 1964).
- 23) Conglomérats type Mocausa; arête de Coicon (CARON et WEIDMANN, en prép.).
- 24) Conglomérats type Mocausa; chalets de Lens (CARON et WEIDMANN, en prép.).
- 25) Conglomérats type Mocausa; faciès des schistes à galets; torrent du Chesnay sur Le Lindaret (CARON et WEIDMANN, en prép.).
- 26) Conglomérats du type Mocausa; faciès des schistes à galets; route nationale 202, Les Eis (CARON et WEIDMANN, en prép.).
- 27) Conglomérats type Mocausa; arête au NNW de l'hôtel du Plenay (CARON et WEIDMANN, en prép.).
- 28) Conglomérats type Mocausa; chemin Les Grosses-La Villa, SW de l'Encrenaz (CARON et WEIDMANN, en prép.).
- 29) Conglomérats type Mocausa, faciès des schistes à galets; ruisseau de Bonave, NW de Mont Caly (CARON et WEIDMANN, en prép.).

- 30) Conglomérats type Mocausa; combe de Plaine Dranse, NW de la Pointe de Chésery (CARON et WEIDMANN, en prép.).
 31) Conglomérats type Mocausa; ruisseau des Perrières, W de Les Clos (CARON et WEIDMANN, en prép.).
 32) Conglomérats type Mocausa; ruisseau de Colerin (CARON, 1962).
 33) Conglomérats type Mocausa; ruisseau de la Champane près l'Encrenaz (CARON et WEIDMANN, en prép.).

Quelques échantillons isolés proviennent de bancs de conglomérats de la Mocausa ou de microbrèches du Flysch à *Helminthoïdes* dispersés sur l'ensemble du territoire. Comme on peut le constater d'emblée, de vastes surfaces actuellement occupées par la Nappe de la Simme s. l. n'ont pas été prospectées, notamment tout le Simmental.

En plus de nos récoltes personnelles, nous avons révisé les collections (roches et lames minces) des Instituts et Musées de Géologie de Fribourg et Lausanne, rassemblées par les géologues suivants: H. BADOUX, A. BERSIER, G. BOTTERON, B. CAMPANA, C. CARON, Ch. CHENEVART, P. FALLOT, G. FAVRE, P. FREYMOND, E. GAGNEBIN, Y. GUIGON, F. JACCARD, A. JEANNET, J. KLAUS, M. LUGEON, G. MATHEZ, J. NORBERT, F. RABOWSKY, M. de RAHM, J.-P. SCHUMACHER, J. TERCIER, R. TRÜMPY, E. TWERENBOLD, M. WEIDMANN. D'autre part, on a également revu des collections de galets de poudingue du Mont-Pèlerin récoltés par M. LUGEON, A. BERSIER et R. TRÜMPY.

3. AGE DES CONGLOMÉRATS

Comme l'a démontré H. GUILLAUME dès 1955, le faciès conglomératique Mocausa ou type Mocausa se retrouve, interstratifié dans le flysch gréseux, gréocalcaire, schisto-gréseux ou schisteux, durant tout le Crétacé supérieur. Nous envisageons ici le faciès Mocausa dans son sens le plus large, qui ne correspond pas partout exactement à celui de la localité-type, le chalet de la Mocausa (dénommé La Verdaz sur les cartes récentes) et situé dans la partie supérieure du Vallon des Sciernes-Picats (ou de Vert-Champs), tel qu'il a été décrit en 1834 par STUDER. Les stations de prélèvement ne sont pas toutes datées avec précision; la plus grande partie se rapporte au Cénomanien et au Turonien inférieur, la station 1 date du Turonien inf.-moy. (KLAUS, p. 100), les stations 21 et 22 de l'Albien-Cénomanien (WEIDMANN, 1963) et la station 32 du Sénonien inférieur (CARON, 1962). Les échantillons isolés de grès grossiers et de microbrèches du Flysch à *Helminthoïdes* peuvent être rapportés au Maestrichtien, parfois au Sénonien inférieur.

Nous avons déjà dit plus haut que la Nappe de la Simme s. l. se subdivise en plusieurs sous-unités, dans lesquelles on trouve des conglomérats de la Mocausa ou type Mocausa; chacune de ces sous-unités nous a fourni plusieurs stations. Nous examinerons ensemble les galets provenant de toutes les stations (donc de conglo-

mérats ou microbrèches d'âges différents) et discuterons ensuite, s'il y a lieu, les rapports et différences constatés entre les diverses sous-unités.

La quasi-totalité des types de roches que nous allons décrire se retrouve dans les poudingues molassiques, surtout chattiens. Nous n'en ferons mention que dans certains cas particuliers. D'autre part, nous citerons quelquefois des galets trouvés dans le Chattien qui n'ont jusqu'ici pas été retrouvés dans la Nappe de la Simme, mais dont le faciès est inconnu dans les autres unités préalpines; à ce propos, nous rappelons une fois pour toute qu'il n'est pas absolument certain que tous les galets des poudingues chattiens proviennent de la Nappe de la Simme s. l., par érosion des lentilles jurassiques-infracrétacées (ou plus anciennes et actuellement inconnues dans les Préalpes) et des poudingues de la Mocausa ou du type Mocausa.

Pour ne pas multiplier exagérément les points d'interrogation, précisons bien que nos attributions stratigraphiques sont hypothétiques en l'absence de microfossiles déterminables.

Nous ne citerons pas toutes les possibilités de comparaison que l'on peut envisager pour la provenance de nos galets, mais seulement celles qui nous semblent les plus probables. On trouvera une discussion plus détaillée dans les travaux de SPECK et de TRÜMPY et BERSIER, qui ont formulé et discuté beaucoup des comparaisons reprises ici.

4. DESCRIPTION DES ÉLÉMENTS

1. ROCHES CRISTALLINES

1. a) *Granites banaux* : La station 1 ne nous a pas fourni de véritable granite; tous nos échantillons ont un cachet gneissique-migmatitique plus ou moins net (voir ci-dessous). Par contre, la station 7 a fourni un petit galet (diamètre 4,5 cm) de pegmatite à quartz, orthose, oligoclase et biotite verte. Les grès grossiers et microbrèches des flysch des Gets contiennent très rarement des petits éléments de granite à microcline micropertitique et biotite. TSCHACHTLI cite dans les congolomérats du Hunsrück des granites dont il souligne l'analogie avec ceux des brèches ophiolitiques du Jaunpass, minutieusement décrits par GRÜNAU (1945) et SALIMI (1965): granite albitique à biotite, granite albitique à biotite et grenat, aplites. JAFFÉ (1955) distingue dans la région des Gets deux types de granites, présents aussi bien en grandes lames cartographiables qu'en éléments dans les brèches ophiolitiques polygéniques: granites albitiques à biotite, granites à albite et orthose.

Age : cycle hercynien (BERTRAND *et alii*, 1965).

Provenance : Ce sont des roches de type banal et peu caractéristique. TSCHACHTLI (p. 69) souligne les affinités des granites du congolomérat du Hunsrück avec ceux de la « zone du Canavese », ceci sans donner de détail. Toutes les variétés que nous avons décrites ci-dessus se retrouvent dans la zone insubrienne.

1. b) *Granites roses type Baveno* : Nous n'avons pas trouvé de tels granites dans les poudingues de la Mocausa des Préalpes; ils sont cités, en revanche, par SPECK (p. 108) dans des congolomérats de type Mocausa remaniés dans la nagelfluh chattroise, et par TRÜMPY et BERSIER (p. 147) en galets isolés dans leur station S, située au sommet de la série des poudingues chattiens du Mont-Pèlerin.

Age : Cycle hercynien.

Provenance : Zone insubrienne (Canavese, Biellese, Baveno).

1. c) *Gneiss* : Courants dans la station 1 : gneiss gris très clair, porphyrique, granitisé et albitisé à orthose-muscovite-biotite avec du microcline micropertitique poeciloblastique xénomorphe en grandes plages, apatite et zircon sont accessoires; roche très semblable, patine gris verdâtre mais avec de gros porphyroblastes de microcline et des plagioclases « myrmékitisés », témoignant d'un important métasomatisme potassique qui semble tardif, apatite, zircon et mineraux sont accessoires; gneiss œillé et rubané, verdâtre, à muscovite-biotite montrant un métasomatisme alcalin assez important. Un échantillonnage assez complet permet de voir tous les types allant du granite gneissique aux schistes micacés, en passant par les gneiss rubanés peu ou pas alcalins et les micaschistes albitiques (voir ci-dessous). Il faut noter l'absence apparente des variétés amphibolitiques et dioritiques. SALIMI signale dans les brèches ophiolitiques du Jaunpass des granites gneissiques à albite-biotite, des gneiss granitiques à grenat et des gneiss granitiques à structure cataclasique. Des gneiss de nature non précisée sont cités au Hundsrück par TSCHACHTLI et par KLAUS. Des microbrèches du Flysch à Helminthoïdes de la région Pierre du Moëllé-Haut-Vallon du Leysay nous ont fourni quelques débris de gneiss à microcline-muscovite. Il en est de même à la station 22.

Age : Cycle hercynien.

Provenance : Peu caractéristique en général; le Dr M. Govi, de Turin, a bien voulu examiner nos lames minces de roches cristallines et n'y a rien vu qu'il ne connaisse pas dans la zone insubrienne.

1. d) *Micaschistes et schistes micacés* : La station 1 nous a fourni passablement de roches de ce type; les véritables micaschistes sont très rares: micaschistes à muscovite-chlorite-biotite-albite très altérée; par contre, les schistes micacés sont abondants: schistes quartzifères à muscovite-biotite chloritisée et, comme accessoires, minéraux, tourmaline, apatite, zircon, cette roche est remarquable par la présence d'un magnifique « strain-slip cleavage » donnant des microplis souvent en chevrons, patine et cassure noire, très forte linéation; schistes quartzifères à chlorite-muscovite, avec mineraux, tourmaline, zircon, apatite, sphène-leucoxène, ici aussi, présence de « strain-slip cleavage » et de « kink-bands » dans les lits riches en muscovite, patine et cassure gris-vert foncé, litage très prononcé. Les stations 13, 16, 22, 29 ont toutes fourni des galets de schistes micacés et chloriteux à « strain-slip cleavage ». Presque toutes ces roches ont subi une calcification secondaire parfois très importante. KLAUS (p. 76) signale dans l'affleurement de brèche polygénique de Oberberg, interstratifié dans le Flysch à Helminthoïdes, des « éléments cristallins du type des micaschistes ». Les niveaux grossiers du Flysch à Helminthoïdes du synclinal de Leysin contiennent également des « micaschistes » (TWERENBOLD, pp. 86 et 93) et des schistes à muscovite-biotite-chlorite à patine brune. Le flysch maestrichtien du Kummigalm montre, d'après WEGMÜLLER (p. 106), des schistes micacés à staurotide. SPECK (p. 108) note des conglomérats de type Mocausa à « stark geschieferete Gneise, mit alle Über-gängen zu quartzreichen Glimmerschiefer ».

Age : Cycle hercynien.

Provenance : Même remarque que pour 1. c).

1. e) *Marbres* : A la station 1, plusieurs galets de marbre à patine et cassure brunes, texture imbriquée, grain fin, parfois cataclasiques, pigment ferrugineux abondant, ainsi qu'un galet de marbre blanc, grain grossier; stations 5, 11, 16, 32: marbre blanc-jaunâtre, très pur, grain moyen; station 26: un galet de marbre blanc-beige, grain fin, moucheté de quartz (néoformation ?); des galets de marbre gris et blanc sont signalés par SPECK (p. 73) dans la nagelfluh du Rigi.

Age : Cycle hercynien.

Provenance : Même remarque que pour 1. c).

1. f) *Porphyres quartzifères et granophyres* : Station 1: Deux petits galets dans une microbrèche, leur micro- et macrofaciès correspondent de façon presque parfaite avec le galet XI de TRÜMPY et BERSIER (p. 148), la teinte de la cassure étant plus verdâtre que rose. De tels galets, gris sombre, roses, rouges sont décrits par SPECK dans la nagelfluh du Rigi et dans les poudingues de type Mocausa qui y sont remaniés. La station 29 nous a fourni un élément très altéré assimilable à un granophyre. Il est souvent très délicat de faire la différence entre les éléments de porphyre quartzifère et des roches très voisines et également fréquentes que nous classerons avec les tufs; c'est le cas de roches très semblables au galet S. h.c. 19 de TRÜMPY et BERSIER (p. 148), que ces auteurs ont assimilées au porphyres quartzifères.

Age : Très probablement Permien.

Provenance : Exactement semblables aux roches du complexe effusif et pyroclastique du Permien insubrien (DE SITTER, 1939); les granophyres sont particulièrement caractéristiques d'après le Dr M. Govi.

1. g) *Tufs volcaniques* : Courants à la station 1: cassure et patine verdâtres ou vert foncé, à mouchetures grises ou blanches de 0,1-4 mm de diamètre, mésostase très fine, séricito-chloriteuse, très riche en minéraux, partiellement calcitisée, parfois à structure fluidale nette; dans une lame, la pâte semble à peine dévitrifiée; les phénocristaux qui nagent dans cette pâte sont anguleux, brisés, non jointifs, parfois subidiomorphes: quartz craquelé et magnifiquement corrodé, plagioclases acides très altérés, biotite verte plus ou moins chloritisée et associée à du mineraï, l'apatite est parfois très abondante, les accessoires sont: epidote, sphène, zircon: les proportions des éléments par rapport à la pâte varient énormément; on peut distinguer dans nos échantillons des tufs vitreux (?), des tufs cristallins surtout et des tufs agglomératiques (pl. I, fig. 3). A la station 18, un galet de tuf très fin, bien lité, quartzo-chloriteux, non porphyrique, avec passage brusque à un tuf porphyrique à quartz-plagioclase-mineraï-épidote nageant dans une mésostase cryptocristalline, cette roche est dure, compacte, de couleur rose-brun avec de petites mouchetures sombres. Une lame taillée dans un grès du Flysch à Helminthoïdes du synclinal de Leysin nous a montré un fragment de tuf très fin et un autre de rhyolite, tous deux mal conservés et douteux. KLAUS (p. 77) signale des « éléments éruptifs vitreux » dans le Flysch à Helminthoïdes d'Oberberg.

Age : Vraisemblablement Permien, certains peuvent être ladiniens.

Provenance : Même remarque que pour 1. f).

1. h) « *Roches basiques* » : station 7: un galet de porphyrite amygdalaire à structure intersertale divergente, mésostase microlithique de séricite-calcite-mineraï-chlorite et phénocristaux d'oligoclase-andésine (?) très altérés, fréquentes amygdales remplies de biotite fibroradiée, de calcite ou de calcédoine, l'ensemble de la roche semble avoir subi un fort métasomatisme; à la station 16, un galet de porphyrite à structure intersertale divergente, très riche en chlorite, avec des phénocristaux de plagioclase indéterminable, on note une calcitisation et une silicification secondaire très importante, par métasomatose probablement. Ces deux roches, de même que le galet S4 de TRÜMPY et BERSIER (p. 148), ne semblent pas, d'après M. le professeur M. VUAGNAT, faire partie du cortège ophiolitique: elles ont nettement subi une métasomatose et un métamorphisme et s'apparenteraient davantage aux massifs basiques hercyniens de la zone insubrienne qu'aux ophiolites alpines. Les roches suivantes pourraient éventuellement faire partie du cortège ophiolitique alpin, mais leur état de conservation, la faible dimension des galets répertoriés, ainsi que leur rareté empêchent de trancher affirmativement; nous les maintiendrons dans les « roches basiques » au sens large: à la station 18, un galet d'une roche à pâte très fine, composée uniquement de lamelles enchevêtrées de serpentinite et de biotite avec chlorite et mineraï comme minéraux accessoires; à la station 14, une lame taillée dans un microconglomérat polygénique du flysch montre plusieurs fragments de serpentinite très calcifiée; il en est de même à la station 15; à la station 1, un grès microbréchique formant le ciment des conglomérats du Hunsrück nous a livré plusieurs grains de serpentinite à chlorite et de porphyrite à chlorite-serpentinite-plagioclase (?); à la station 19, BADOUX et GUIGON (p. 383) ont trouvé un galet de roche basique qui ne serait pas sans analogie avec certains mélaphyres triasiques austro-alpins; un grès micacé grossier du Flysch à Helminthoïdes de la région de la Pierre-du-Moëllé contient de rarissimes fragments très calcifiés de porphyrite à albite-chlorite.

Age : Cycle hercynien pour la majorité des galets cités; Trias; d'autres pourraient être d'âge Jurassique sup.-Crétacé inf.

1. i) *Ophiolites et roches voisines* : Les ophiolites indiscutables sont fréquentes dans les grès, microbrèches et microconglomérats du flysch des Gets; les stations 26, 29, 33 nous en ont fourni de menus éléments (CARON et WEIDMANN, en prép.); le plus souvent, ces roches détritiques sont sans relation directe avec les affleurements de roche verte. Notons que JAFFÉ (p. 139) affirme que « ... les termes du flysch, notamment ses grès, ne contiennent jamais le moindre débris, même microscopique, de roche ophiolitique ou granitique. »; cette affirmation est formellement démentie par plus d'une vingtaine de nos lames minces provenant de niveaux grossiers très divers de la série des Gets. Aucune des autres stations ne nous a fourni des éléments nettement ophiolitiques; il est à remarquer toutefois que certains galets classés dans les « roches basiques » (voir sous 1. h) pourraient

s'y rapporter et que notre échantillonnage n'est pas assez serré pour mettre en évidence de façon systématique toutes les catégories de roches très rares. Les éléments ophiolitiques sont, par contre, très abondants dans les brèches polygéniques associées aux roches vertes intrusives ou extrusives, dans le Simmental comme dans la région des Gets (SALIMI, p. 261). Le problème de la répartition des galets ophiolitiques dans les nagelfluh molassiques est fort important, vu les conséquences qui en découlent lors de la reconstitution cinématique de l'orogenèse alpine. Après VUAGNAT (1952, p. 93), MATTER (p. 350) fait le bilan de nos connaissances actuelles et souligne l'absence de débris d'ophiolites dans le Chattien et l'Aquitaniens, après un beau développement à l'Eocène sup.-Oligocène inf. et avant une nouvelle et massive récurrence dès l'Aquitaniens supérieur; il note également que: « Im Rigifächer fanden ESCHER-HESS, RENZ, SPECK, im Blumenfächer BECK, einige seltene Ophiolithgerölle ». Ces rares galets « ophiolitiques » de la molasse chattienne pourraient fort bien être de la même famille que le galet S4 de TRÜMPY et BERSIER (cf. ci-dessus), c'est-à-dire des porphyrites appartenant au cycle hercynien; seul un spécialiste pourrait trancher la question en reprenant l'étude comparée de tous les éléments ophiolitiques connus dans les nagelfluh et les grès et congolomérats de la Simme s.l.

Age : Jurassique sup.-Crétacé inf.

1. j) *Quartz polycristallin* : Courant en petits éléments translucides ou blanc laiteux dans les poudingues de la Mocausa et, plus fréquents, dans les grès et microbrèches du Flysch à Helminthoïdes; ils proviennent de filons de quartz et, plus probablement, « de la destruction de granites grossiers originairement pauvres en feldspaths et en micas » (VUAGNAT, 1952); il est impossible de leur attribuer une origine plus précise.

2. ROCHES SÉDIMENTAIRES DÉTRITIQUES

2. a) *Arkozes s. str.* : Type très fréquent, présent dans presque toutes les stations, trouvé également en abondance dans le Flysch à Helminthoïdes. La description très précise de TRÜMPY et BERSIER (p. 133, type I) nous dispense d'y revenir longuement; précisons toutefois que, dans certaines variétés, le ciment séricito-siliceux occupe un volume important et que, aux débris énumérés par ces deux auteurs, on peut ajouter: rares fragments de porphyres quartzifères, de rhyolites (déjà notés par ARGAND, in JEANNET, 1913, p. 93), de serpentinites, de porphyrites à structure intersertale et d'amphiboles très altérées. On peut observer tous les termes de passage d'une arkose typique à un quartzite plus ou moins micacé d'une part, et à un grès siliceux feldspathique d'autre part. Les arkozes sont particulièrement abondantes dans les stations 1, 21, 22 et dans les flysch des Gets.

Age : Carbonifère sup.-Werfénien.

Provenance : Roches peu caractéristiques en général, bien représentées dans le domaine insubro-lombard (série de Servino, Verrucano *p.p.*, etc.).

2. b) *Grès arkosiques* : Roches assez fréquentes dans les mêmes stations que ci-dessus; les éléments sont mieux triés et le ciment séricito-siliceux plus abondant et mieux réparti que dans les arkozes s.str., on y observe parfois de rares grains de calcite, dolomie et jaspe rouge, verte ou noire. Nous n'avons pas trouvé les grès arkosiques roses signalés par TRÜMPY et BERSIER (p. 134, type II) dans leur station S, en étroite liaison avec les granites rouges de type Baveno. SPECK (p. 108) signale des types semblables sous la dénomination de « rote Granitbrekzie » et en fait une variété du faciès conglomératique Mocausa, résultat d'une « transgression du flysch directement sur le socle cristallin ». Des grès arkosiques, on passe graduellement aux grès polygéniques plus ou moins calcaires se rapprochant des grès du flysch de type Hunsrück ou Weissenburg.

Age : Carbonifère sup.-Werfénien, ou plus récent, jusqu'à Cénomanien.

Provenance : Même remarque que pour 1. b) en ce qui concerne les grès arkosiques rouges en relation avec les granites de type Baveno. Les autres grès arkosiques peuvent être comparés à certains niveaux liasiques (?) du Canavese (coupe de Levone).

2. c) *Quartzites* : Répartis assez régulièrement dans la majorité des stations, plus fréquents dans la station 1. On peut y distinguer deux types différents: I) comprend des quartzites toujours micacés à muscovite prédominante sur la biotite, pas de grains carbonatés primaires, texture cataclasique, recristallisation importante, litage plus ou moins bien marqué, l'ensemble de la roche a

un caractère épimétamorphique bien marqué; II) comprend des quartzites micacés ou non, à muscovite et séricite, minéraux accessoires courants (zircon, grenat, tourmaline, sphène, apatite, mineraï), parfois légèrement feldspathiques, parfois aussi avec un peu de dolomie et de calcite en grains détritiques, litage assez net, pas de recristallisation de l'ensemble. Cette subdivision est évidemment un peu arbitraire, car on observe des termes de passage entre les deux types. Des quartzites microconglomératiques de faciès Verrucano ont été signalés par SPECK (p. 32) et par MATTER (p. 355) dans les nagelfluh.

Age: Type I): Cycle hercynien.

Type II): Carbonifère sup.-Werfénien.

Provenance: Même remarque que pour 1. d) et 2. a); des quartzites du type II) sont notamment connus dans le Canavese.

2. d) *Grès micacés plus ou moins feldspathiques, à ciment calcaro-séricito-siliceux*: Ce ne sont pas des grès de type flysch, ils s'en distinguent nettement par l'absence de granoclassement, de « lamination » et surtout par la nature de leurs éléments et du ciment et, dans une certaine mesure, par leur stérilité.

Type I: *Grès rouges, roses et bruns*: Stations 5, 15 et 18 (JEANNET, p. 94): nombreux galets de grès rouges lie-de-vin, très fins, durs, micacés, ciment calcaro-siliceux peu abondant, souvent riche en limonite, les éléments sont anguleux: quartz, calcite-dolomie-ankérite, muscovite-séricite, minérais, minéraux lourds (zircon, sphène, apatite, grenat), feldspath, quelques petits prismes d'échinodermes; station 16: un galet de grès gris-brun foncé, très riche en muscovite, stérile, envahi de calcite secondaire et un galet de grès gris-rosé, fin à moyen, micacé, très ferrugineux; station 22: un petit galet de grès micacé lie-de-vin, à ciment assez argileux.

Age: Probablement Lias, par comparaison avec le Canavese.

Provenance: Concordance parfaite (surtout les grès rouges) avec le Lias de la coupe de Vidracco, Canavese.

Type II: *Grès verts, rouillés*: Stations 8 et 9: deux petits galets de grès fin-moyens, peu micacés, cassure vert foncé, patine rouille, ciment chlorito-séricito-limonistique, éléments anguleux bien triés de quartz, micropegmatite, myrmékite, chlorite, muscovite, porphyrite altérée (?), porphyre quartzifère, minérais, stérile.

Age et provenance: Indéterminés, peut-être faciès latéral des arkoses.

Type III: *Grès sombres*: Stations 1, 10, 16, 18, 29: grès en général fins, toujours micacés à muscovite, ciment calcaire ou calcaro-sériciteux, cassure gris-bleu ou gris foncé, éléments anguleux de quartz, plagioclases altérées, calcite-dolomie, chlorite, minéraux lourds, minérais, stériles, sauf deux galets avec de rares prismes d'échinodermes et un galet avec un foraminifère arénacé indéterminable.

Age et provenance: Indéterminés.

2. e) *Grès glauconieux*: Stations 2, 5 et 18: grès fins-moyens, sombres, glauconie rare ou courante, peu micacés, ciment calcaire, éléments anguleux de quartz, calcaire-dolomie, plagioclases, « roches basiques » (?), rhyolite (?), quelques prismes d'échinodermes, un foraminifère arénacé douteux. Ce ne sont probablement pas des grès de type flysch.

Age et provenance: Indéterminés.

2. f) *Grès de type flysch*: Ces grès sont courants ou même abondants dans presque toutes les stations. Il nous semble inutile d'en faire une description précise, car de telles roches sont maintenant bien connues par les nombreux travaux cités au début de ce chapitre; le ciment est calcaire, parfois très abondant, très souvent glauconieux, les éléments anguleux à subarrondis sont très variés, le quartz étant en général largement dominant; on y retrouve en petits grains des débris de presque toutes les roches présentes dans les conglomérats; la microfaune est en moyenne très pauvre et ne consiste qu'en petites Globigérines et *Hedbergella*, exceptionnellement loges brisées de *Globotruncana*. La station 32 est particulièrement riche en galets de grès calcaires, parfois très glauconieux et quartzitiques, parfois silteux, qui sont très fossilifères (petites Globigérines à cachet albo-cénomanien).

Age: Albien à Turonien.

2. g) *Microconglomérat de type flysch* : Un unique élément, subarrondi, de 3-4 cm de diamètre, provenant de la station 7: ciment calcaire peu abondant; les éléments, principalement calcaires, sont assez bien arrondis et triés: calcaires fins à radiolaires et Calpionelles, calcaires plus ou moins siliceux, calcaires spathiques fins, spongolithes, calcaires pseudo-oolithiques aphanitiques, calcaires dolomitiques, quartz, quartzites micacés, porphyres quartzifères, plagioclases altérés, tufs vitreux (?), arkoses, marbres à chlorite et à serpentine, porphyrites, radiolarites vertes, silex sombres, minéraux lourds et grains phosphatés rares; les organismes sont abondants: gros spicules partiellement calcifiés, entroques, radioles, Lithothamnies (?), débris de bivalves, bryozoaires, *Textularia* sp., *Robulus* sp., foraminifères arénacés indéf., une Orbitoline très douteuse observée à la loupe sur la cassure. Le macro- et le microfaciès de ce galet ont un « cachet flysch Simme » très prononcé, mais nous n'avons jamais observé en place une telle roche dans le flysch; les éléments cristallins, bien que très variés, sont peu abondants, si bien que ce microconglomérat se rapprocherait plutôt du type Mocausa que du type Hundsrück; peut-être notre galet provient-il d'une zone paléogéographique intermédiaire et actuellement inconnue dans les Préalpes.

Age : Albien-Cénomanien.

Provenance : Des roches tout à fait semblables sont visibles dans les structures diapiriques du Monferrat (Lauriano), ainsi que, à l'état de galets, dans les conglomérats des Salti del Diavolo (Apennin).

2. h) *Brèche polygénique calcaréo-dolomitique* : Un unique élément de 12 cm de diamètre à la station 10: brèche polygénique, patine jaunâtre, cassure grise, ciment calcaréo-dolomitique peu abondant, éléments anguleux-subanguleux de 0,1-5 cm de diamètre: calcaires à pâte fine avec de rares spicules calcaires, calcaires oolithiques fins et grossiers, calcaires dolomitiques grenus, calcaires oolithiques aphanitiques avec vagues débris de coraux (?), calcaires pseudo-oolithiques, calcaires marneux; l'ensemble est fortement recristallisé et, semble-t-il, dolomitisé. SPECK (p. 80) signale des « polygène Dolomitbrekzien » assez semblables qu'il attribue au Norien.

Age : Trias, éventuellement supérieur.

Provenance : Austro-Alpin en général (cf. SPECK).

2. i) *Brèche intraformationnelle dolomitique* : Un unique galet de petite taille trouvé à la station 14: éléments anguleux de dolomie saccharoïde fine dans un ciment dolomitique un peu plus fin, cassure gris clair, patine gris jaunâtre. SPECK (p. 80) décrit des « monogene Dolomitbrekzien » dont certaines sont typiquement atectoniques; c'est à ce groupe que se rattache notre galet.

Age et provenance : Voir 2. h).

2. j) *Brèche calcaire du type « macchia vecchia »* : Deux galets aux stations 4 et 17: calcaire bréchique rose-beige et gris rosé, à éléments calcaires divers subanguleux-subarrondis, de 3-6 cm de diamètre, nageant dans une pâte abondante de calcaire spathique grossier très fossilifère, parfois gréseux. Les éléments sont surtout des calcaires à pâte fine, organogènes, des calcaires dolomitiques aphanitiques, des calcaires légèrement spathiques; on note dans le ciment spathique: entroques (jusqu'à 8 mm de diamètre), radioles, débris phosphatés, débris de bivalves, *Hemigordius* sp., *Nodosaria* sp., *Robulus* sp., et, dans les éléments fossilifères: une section d'ammonite de 1 cm de diamètre, embryons d'ammonites, débris d'échinodermes, petits gastéropodes, spicules calcaires, ostracodes, sclérites d'holothuries, *Nodosaria* sp., *Lagena* sp., *Involutina* sp. (pl. I, fig. 4).

Age : des éléments: Trias-Lias inf.

du ciment: Lias inf.

Provenance : Seuil du Luganais, Austro-Alpin en général, Canavese; ce type de faciès se retrouve en éléments dans les conglomérats crétacés de Lauriano.

3. ROCHES SÉDIMENTAIRES SILICEUSES

Toutes les stations sont très riches en débris de radiolarites et de silex. Il nous semble inutile de décrire ces roches en détail, nous ne ferions que répéter ce que SPECK (pp. 85-86, 92-94, 96, 106) et TRÜMPY et BERSIER (pp. 135-136) en ont déjà dit; nous nous contenterons de citer les types rencontrés au cours de notre étude:

3. a) *Radiolarites s. str.* : Rouges, vertes, flammées de rouge, vert et gris, avec formes de passage aux calcaires siliceux gris verdâtres très clairs, parfois très riches en radiolaires magnifiquement conservés, de formes très diverses.

Age : Callovien (?) - Tithonique.

3. b) *Silex des calcaires type « maiolica »* : Gris sombre, noirs, verdâtres, plus ou moins riches en radiolaires.

Age : Tithonique sup.-Néocomien.

3. c) *Silex du Lias* : Gris bleutés, noirs, brun noir, rares radiolaires, parfois spicules.

Age : Lias inf. ?-moy.-sup.

La distinction entre les deux types de silex à l'état de galets ne nous semble pas aussi facile que veut bien l'affirmer M. RICHTER (*in SPECK*, p. 94) : les termes de passage et la calcification souvent importante empêchent de classer à coup sûr chaque échantillon dans sa catégorie. Notons encore que certains galets de radiolarite rouge et verte, remaniés surtout dans le Flysch à *Helminthoïdes*, pourraient être d'âge cénonanien (CAMPANA, p. 56), mais il est impossible de les distinguer du type 3. a).

Provenance (a, b et c) : Lombardie, Canavese, etc...

4. ROCHES CARBONATÉES MAGNÉSIENNES

4. a) *Dolomies saccharoïdes* : Relativement courantes dans toutes les stations, ainsi que dans le Flysch à *Helminthoïdes*; patine blanche, grise, brune ou jaunâtre, avec une croûte pulvérulente claire; cassure grise, claire ou foncée; grain variable, de très fin à très grossier; rares petits grains de quartz et paillettes de mica; semble parfois légèrement bitumineux; des fantômes de structure primaire et des microfossiles se laissent parfois deviner.

Age : Dolomie Principale norienne pour la plupart des galets: Trias-Rhétien indéterminé pour les autres.

Provenance : Ubiquiste; Austro-Alpin en général.

4. b) *Calcaires dolomitiques* : Très fréquents dans toutes les stations; ils sont de types très divers et présentent tous les termes de passage plus ou moins aphanitiques entre les dolomies entièrement saccharoïdes du type 4. a) et des calcaires oolithiques, pseudo-oolithiques, calcaréniques, graveleux, etc... à micro - ou macrofossiles déterminables parfois, dont la dolomitisation est à peine esquissée (voir WIEDENMAYER, pp. 573-576). Nous examinerons plus loin chacun de ces derniers types, dans les paragraphes consacrés aux calcaires. Précisons que nos estimations du degré de dolomitisation ne reposent pas sur les méthodes de coloration.

Age : Trias-Rhétien-Lias (?).

Provenance : Austro-Alpin en général.

5. ROCHES CALCAIRES

5. a) *Calcaires à pâte fine* : Les divers types des roches de cette catégorie sont parmi les plus répandus, dans toutes les stations, avec les radiolarites et les calcaires dolomitiques-dolomies. On observe tous les types de passage entre eux, aussi ne décrirons-nous pas avec précision l'un ou l'autre de nos échantillons choisis arbitrairement comme « type », mais nous essayerons de dégager une impression d'ensemble, avec tout ce que cela peut présenter d'artificiel:

Type I: Calcaire à patine gris clair, parfois rosée ou verdâtre, cassure grise ou gris clair, souvent tachetée, pâte très fine, stylolithes courants, parfois zones siliceuses plus ou moins diffuses représentant des amores de silex; la microfaune est toujours abondante, représentée soit par l'association radiolaires-Calpionelles (*C. alpina*, *C. elliptica*, *C. indét.*, *Tintinnopsis carpathica*), soit par les radiolaires seuls, accessoirement on y note de fins spicules calcaires, des petits prismes d'échinodermes, des stomiosphères, des ostracodes, des « Protoglobigérines ».

Age : Tithonique sup.-Berriasiens.

Provenance : Ubiquiste, zone insubro-lombarde.

Type II: Calcaire semblable à I, mais en général un peu plus sombre, nettement moins tacheté, stylolithes exceptionnels, pâte fine légèrement siliceuse à gréseuse, radiolaires abondants, fins spicules calcaires courants, Calpionelles rares à très rares.

Age et provenance: Comme pour le type I.

Type III: Calcaire semblable à II, non tacheté, sans stylolithe, pâte toujours un peu siliceuse, à fins spicules calcaires abondants et radiolaires rares ou absents.

Age: Tithonique sup.-Néocomien, Lias.

Provenance: Comme pour le type I.

Type IV: Calcaire semblable à III, toujours un peu grumeleux, siliceux et très légèrement marneux, allure détritique nette, pas de fine lamination, à radiolaires, Calpionelles, *Saccocoma-Lombardia*, stomiosphères, ostracodes, spicules, « Protoglobigérines » en proportions variables.

Age et provenance: Comme pour le type I.

Type V: Calcaire semblable à IV, mais avec de fines laminations, parfois un certain grano-classement, petits gravillons remaniés de calcaire à pâte fine, parfois pseudo-oolithique; même microfaune que dans IV, mais nettement concentrée dans certains niveaux; le caractère de turbidite est prononcé.

Age: Tithonique sup.-Néocomien.

Provenance: Lombardie, Canavese (coupe du Bric Filia), en éléments dans les conglomérats de Lauriano.

Des roches se rapportant à l'un ou l'autre de ces types sont citées, sous la dénomination de « calcaires à *Aptychus* », par tous les auteurs travaillant dans la Nappe de la Simme s. l.; nous y avons effectivement trouvé des *Aptychus* dans les stations 5, 15 et 18; de tels galets sont également abondants dans les poudingues molassiques. A la station 5, nous avons trouvé un galet du type III qui porte l'empreinte d'un *Harpoceratinae* gen. ? sp. ? (voir sous 5. c).

5. b) *Calcaires à pâte fine, roses, organogènes*: Stations 5, 17, 18, 19: Calcaire compact à patine gris rosé, gris-beige ou rose, à stylolithes, pâte d'aspect porcelainé de même teinte que la cassure, très fine, dans laquelle les microfossiles sont abondants: grosses entroques, fins spicules calcaires, radioles et plaques d'oursins, débris de coraux, d'algues, de petits lamellibranches et gastéropodes, ostracodes, radiolaires (?), foraminifères, parmi lesquels on peut distinguer: *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Frondicularia* sp. ?, Lagénidés, Textularidés, Miliolidés, etc... SPECK décrit (p. 83) des « dichte Rätkalke » et (p. 87) des « bunte, dichte Kalke » attribués au Lias-Dogger qui présentent beaucoup d'affinité avec nos calcaires organogènes à pâte fine; il en est de même avec les « rote Kalke » liasiques de MATTER (p. 357) et certains « calcaires organogènes » de TRÜMPY et BERSIER (p. 145) attribués *pro parte* au Jurassique. D'autre part, un galet de la coll. LUGEON, récolté dans les poudingues chattiens de Rivaz, nous a livré, dans une pâte calcaire très fine de couleur rose brique, une association exactement semblable à celle des « nodules » de calcaire fin du niveau 12 de la coupe de la Gueyraz (voir plus haut): *Saccocoma-Lombardia*, *Aptychus*, radioles, stomiosphères, *Globochaete alpina*, radiolaires, spicules, sclérites d'holothuries, *Robulus* sp. Nous n'avons pas trouvé de galet aussi typique du « Rosso ad Aptichi » dans les poudingues de la Mocausa.

Age: Lias (inférieur-moyen ?); Tithonique inférieur.

Provenance: Lombardie, ride d'Arzo, Canavese.

5. c) *Calcaires siliceux*: Cette dénomination vague recouvre en fait un très grand nombre de types, représentés dans presque toutes les stations. Nous avons déjà vu plus haut (3. a), 5. a. II, III, IV, V) les calcaires siliceux clairs à pâte fine, attribuables pour la plupart au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Les termes de passage entre les divers types présentés ci-dessous sont très fréquents, aussi une classification rigoureuse est-elle illusoire. Comme on pourrait reprendre presque sans retouche, pour nos échantillons, l'excellente description de TRÜMPY et BERSIER (pp. 139-142), nous nous contenterons d'énumérer les types principaux et de donner un inventaire de la microfaune.

Type I: Calcaires siliceux, tachetés, sombres; à spicules grêles en voie de calcification, rares entroques, petits gastéropodes, « filaments » (voir REYRE, 1959), ostracodes et foraminifères (*Lagena* sp., *Dentalina* sp. *Robulus* sp. ?).

Type II: Calcaires siliceux et marneux, sombres ou clairs; petites entroques, fins spicules et radiolaires calcifiés, « filaments », bryozoaires, petits fragments de lamellibranches et gastéropodes, ostracodes, foraminifères indéf., souvent arénacés. Les calcaires de ce type contiennent presque tous de menus quartz détritiques et des petites paillettes de muscovite.

Type III: Calcaires siliceux compacts à zones siliceuses, sombres ou clairs, avec des zones siliceuses nuageuses ou des petits silex assez bien délimités; radiolaires, fins spicules calcaires ou siliceux, rares petites entroques.

Type IV: Calcaires siliceux spongolithiques; à spicules épais ou grêles, radiolaires, tous deux abondants et plus ou moins calcifiés, petites entroques, « filaments », foraminifères (Textularidés, Lagénidés ?).

Type V: Calcaires siliceux lumachelliques et spongolithiques, à coquilles entières, mais indéterminables, de lamellibranches, gastéropodes, brachiopodes; même microfaune que le type IV.

Type VI: Calcaires spongolithiques gréseux; les types IV et V se chargent souvent de matériel détritique fin: quartz, dolomie, calcaire dolomitique, calcaire à pâte fine, glauconie parfois.

Type VII: Calcaires spongolithiques spathiques; par augmentation de la taille et du nombre des débris d'échinodermes toujours présents dans les types IV et V.

Des calcaires siliceux attribuables à l'un ou l'autre de ces types sont très abondants dans les poudingues molassiques (Kieselkalke et Fleckenmergelkalke selon SPECK), et les microfaunes déterminées par TRÜMPY et BERSIER et SPECK sont semblables à celles que nous signalons avec, en plus: *Nodosaria* sp., *Frondicularia* sp., *Cornuspira* sp., *Spirillina* sp., Miliolidés; par contre les macrofossiles déterminables ne semblent pas être très rares; nous en donnons une liste en précisant l'auteur de la détermination:

« <i>Posidonia</i> » sp.	TR.-B.
<i>Rhynchonella</i> (<i>Calcirhynchia</i>) <i>plicatissima</i> (QUENST.)	TR.-B.
<i>Belemnites</i> sp.	SP.
<i>Phylloceras</i> (<i>Partschiceras</i>) <i>partschi</i> STUR.	SP.
<i>Polymorphites</i> (<i>Uptonia</i>) <i>jamesoni</i> (Sow.)	SP.
<i>P. costatus</i> (QUENST.) ?	SP.
<i>Aegoceras</i> cf. <i>sagittarius</i> BLAKE ?	SP.
<i>Arieticeras</i> (<i>Seguenziceras</i>) cf. <i>algovianum pauperculum</i> BETT.	SP.
<i>Harpoceras</i> cf. <i>pectinatum</i> MENEGH.	SP.
<i>Paltopleuroceras</i> <i>spinatum</i> (BRUG.) ?	SP.
<i>Lytoceras</i> <i>audax</i> MENEGH. ?	SP.
<i>Harpoceras</i> sp. ?	TR.-B.
<i>Dactylioceras</i> <i>commune</i> (Sow.)	SP.
<i>D. cf. raristriatum</i> (QUENST.)	SP.
<i>D. cf. subanguinum</i> MENEGH.	SP.
<i>Ericytes</i> cf. <i>fallifax</i> ARKELL	SP.

Cette faune couvre donc l'ensemble du Lias, de l'Hettangien(?) - Sinémurien à l'« Aalénien » compris. Il y a une identité parfaite de la lithologie entre les galets fossilifères des nagelfluh et ceux des types I-VII, provenant des conglomérats de la Simme. Des recherches plus poussées livreraient certainement d'autres ammonites dans les éléments du conglomérat de la Mocausa.

Age : (Hettangien-)Sinémurien-« Aalénien ».

Provenance : Faciès courants en Lombardie jusque dans le Biellese; très abondants (jusqu'à 80%) en galets dans les conglomérats de Lauriano et dans ceux des Salti del Diavolo.

5. d) *Calcaires gréseux*: Les calcaires de ce type sont courants dans de nombreuses stations; diverses variétés, plus rares, spongolithiques, spathiques, pseudo-oolithiques, etc., ont été ou seront énumérées sous d'autres rubriques plus précises. Les plus abondants sont des calcaires sombres, non recristallisés, à quartz détritiques courants, micas et souvent glauconie, fréquemment avec de

fines laminations granoclassées, à spicules calcaires grêles, entroques, bryozoaires, foraminifères arénacés, petites Globigérines et loges brisées isolées. Ils se rattachent certainement au flysch et passent graduellement aux grès calcaires des types 2. f) et 2. g). JEANNET (p. 90) note dans le conglomérat des Crêtés de fréquents éléments de calcaires gréseux à *Orbitolina plana* d'Arch.

Age : Albien-Turonien.

Provenance : Flysch; on retrouve des éléments très semblables, avec débris d'*Orbitolines*, dans les conglomérats de Lauriano et du complexe de base de diverses unités de l'Apennin.

5. e) *Spongolithes* : Ici aussi, nous renvoyons le lecteur à la minutieuse description de TRÜMPY et BERSIER (pp. 136-138); toutefois, il faut mentionner que nous n'avons pas retrouvé toutes les variétés distinguées par ces deux auteurs. Nos galets de spongolithe sont présents presque partout, mais ils sont souvent rares, sauf dans la station 5; ce sont en moyenne des roches qui semblent plus calcaires que celles des poudingues chattiens, sombres, d'aspect grenu, pétries de spicules soit épais et massifs, soit grêles et allongés; on y rencontre d'autres organismes toujours très peu abondants: petites entroques, ostracodes, foraminifères indéf., minuscules gastéropodes.

Age et provenance : Probablement comme pour les calcaires siliceux 5. c).

5. f) *Calcaires lumachelliques* : Ces galets sont très rares en réalité et, si on en connaît proportionnellement beaucoup, c'est parce que les géologues qui ont échantillonné les poudingues de la Mocausa ont toujours eu l'attention attirée par les macrofossiles. Nous décrirons séparément chacun de nos galets:

Station 3: Un galet de lumachelle gris foncé (coll. CAMPANA), à pâte légèrement spathique profondément recristallisée, nombreux exemplaires bien conservés de *Avicula (Oxytoma) dumortieri* ROLL. (dét. C. S.) et, dans la pâte, entroques, bryozoaires, radioles, un foraminifère arénacé indéterminé.

Age : Sinémurien sup.

Provenance : Lauriano, bassin du Monte Nudo (?).

Station 5: Un galet de calcaire lumachellique massif (coll. LUGEON), gris foncé, pâte fine, localement pseudo-oolithique, profondément recristallisé, nombreux brachiopodes et lamellibranches indéterminables (*Avicula* sp.?), très rares et petits gastéropodes, rares spicules calcaires, foraminifères indéterminés.

Age : Rhétien probable.

Provenance : Lombardie.

Station 6: Un galet très proche du type 5. c) V; calcaire lumachellique pétri de fines coquilles indégageables de bivalves, pâte grise, recristallisée, très riche en gros spicules calcaires roulés et usés; le caractère pseudo-oolithique est encore nettement visible localement; rares foraminifères indéterminables, une section d'*Aciculella* sp.

Age : Rhétien possible.

Provenance : Lombardie.

Station 10: Un galet taillé dans une colonie de polypiers, probablement *Thecosmilia* sp.

Age : Rhétien probable.

Provenance : Lombardie.

Stations 15 et 20: Deux galets de calcaire lumachellique gris clair à petits lamellibranches et gastéropodes indéterminés, pâte presque complètement dolomitisée où l'on reconnaît encore de vagues foraminifères, quelques entroques et des spicules.

Age : Trias sup.-Lias inf. (?).

Provenance : Lombardie.

Station 5: Un petit galet de calcaire lumachellique gris clair, pâte fine, organogène, légèrement spathique et siliceuse, quelques plages à structure pseudo-oolithique; nombreux débris de lamellibranches à coquille très épaisse (Ostréidés probables), rares petits brachiopodes, fins spicules cal-

caires, grosses entroques, ostracodes, algues indéterminées, foraminifères: Orbitolines, Miliolidés, Textularidés.

Age: Crétacé inférieur (et moyen ?).

Provenance: Nous avons là un faciès « suburgonien » inconnu en Lombardie et dans le Canavese; il est par contre bien connu dans les zones alpines externes, mais il faut aller jusque sur la ride frioulane pour retrouver un faciès semblable dans l'Austro-Alpin; il nous semble que l'on peut rechercher l'origine de ce galet (et de quelques autres très proches) sur une des rives du bassin du Canavese, peut-être sur sa rive interne qui correspond à la ride dite « insubro-lombarde » dont il sera question plus loin et qui, dès le Jurassique supérieur, sépare le bassin du Canavese du « sillon lombard ». On peut faire la même hypothèse pour les galets de calcaire oolithique-oncolithique datés du Malm (voir sous 5. i) III). SPECK (p. 103) propose une autre origine pour ces galets « suburgoniens »: des calcaires spathiques organogènes cénonmaniens, interstratifiés dans le flysch de la Nappe de la Simme s. str., ont parfois un faciès très proche et peuvent fort bien avoir été remaniés dans les conglomérats de la Mocausa; cette hypothèse, valable pour certains galets, ne sauraient cependant être acceptée pour les galets à *Salpingoporella muhlbergi* du Barrémien-Aptien et à *Pseudotextulariella* du Valanginien (voir plus loin la description de ces galets).

Station 5: Un galet de calcaire lumachellique calcarénitique gris clair (coll. LUGEON), pâte plus ou moins fine, recristallisée, avec éléments de calcaire clair à pâte fine, calcaire dolomitique jaunâtre, rares quartz; gros débris de brachiopodes et d'Ostréidés, entroques, fins spicules calcaires, coraux, algues indé., nombreux foraminifères: Orbitolinidés, Textularidés, Miliolidés. *Haplophragmoides* sp., *Ammobaculites* sp.

Age: Crétacé inférieur (et moyen ?).

Provenance: Même remarque que pour le galet précédent.

SPECK (p. 113) a trouvé dans la station 18 des gros éléments de calcaire lumachellique du Rhétien, il n'en donne malheureusement pas de description précise. FAVRE (p. 105) note des calcaires lumachelliques à la station 10. CAMPANA (p. 55) signale des galets de calcaire organogène « à Polyliers, Mollusques, Algues, Miliolidés, etc. », qu'il attribue à l'Urgonien et dont l'un contient des Calpionelles indubitables. Dans les poudingues chattiens, TRÜMPY et BERSIER (p. 145) notent un galet de lumachelle oolithique d'âge peut-être Rhétien. SPECK (p. 80-83) y a trouvé plusieurs galets de lumachelle à bivalves rhétiens: *Ostrea picteti* MORT., *Gervilleia precursor* QUENST., *G. inflata*, SCHAFH. ?, *Avicula contorta* PORTL., *A. exilis* STOPP., *Cardita austriaca* HAUER, *Anomya Picteti* STOPP. *Terebratula gregaria* SUESS, *Cardium* sp., *Modiola* sp., *Cardita* sp., *Nucula* sp. ?, *Alectryonia* sp. petits gastéropodes, coraux divers dont *Thecosimilia clathrata* EMMR., une dent de *Paralepidotus* STOLLEY.

5. g) *Calcaires spathiques*: Ces calcaires sont relativement fréquents dans presque toutes les stations; nous décrirons les principaux types en ne donnant de détails que pour les échantillons fossilifères.

Type I: Calcaires spathiques fins: stations 2, 3, 5, 19, 28, 29, 31, Flysch à Helminthoïdes: calcaires gris clair, roses, beiges, à petites entroques nageant dans une pâte fine toujours abondante, souvent en voie de dolomitisation, organismes rares: spicules calcaires grêles, radioles, foraminifères indéterminés; à la station 5, un galet de calcaire finement spathique beige clair à débris de bivalves, radioles, bryozoaires, Solenoporacées, rares foraminifères: *Planinvoluta carinata* LEISCHN., cf. *Tetra-taxis* sp., *Lenticulina* sp.

Age: Rhétien (peut-être Rhétien-Lias inf. pour les autres galets).

Provenance: Zone de Lombardie, ride du Luganais ?

Type II: Calcaires spathiques grossiers: stations 5 et 12: calcaires grossièrement spathiques jaunâtres, gris foncé, rosés, à grosses entroques non roulées, ciment calcaire fin, recristallisé, peu abondant, quelques radioles, débris d'algues, rarissimes foraminifères indéterminés.

Age: Rhétien-Lias inf. ?

Provenance: Zone de Lombardie, ride du Luganais ?

Type III: Calcaires spathiques siliceux: stations 15 et 18: calcaires spathiques moyens à grossiers, gris clair, ciment calcaire peu abondant, grosses entroques et radioles partiellement silicifiées, débris de bivalves, *Robulus* sp., *Nodosaria* sp., *Involutina* cf. *liasica* (JONES) ?.

Age : Lias inférieur.

Provenance : Zone de Lombardie, ride du Luganais ?

Type IV: Calcaires spathiques graveleux et gréseux: stations 3, 4, 5, 15, 16, Flysch à Helminthoïdes: calcaires gris, clairs ou foncés, beiges, rosés, spathiques en général grossiers, parfois lumachelliennes, à grains détritiques divers (calcaires: dolomitiques, à pâte fine, siliceux et gréseux, à spicules calcaires, spathiques fins, pseudo-oolithiques; quartz monocristallin ou en agrégats), souvent roulés, ciment peu abondant de calcaire à pâte fine ou en voie de dolomitisation; les organismes sont abondants: entroques parfois énormes, spicules épais ou grêles, radioles, coquilles entières ou brisées de bivalves et gastéropodes, ostracodes, bryozoaires, coraux, algues diverses (Cyanophycées, Solenoporacées), foraminifères; seuls ces derniers permettent de diviser ces calcaires en deux groupes d'âge probablement différent:

- 1) Textularidés, Miliolidés. cf. *Tetrataxis* sp., *Planiinvoluta carinata* LEISCHN., *P. cf. deflexa* LEISCHN. (pl. II, fig. 1).

Age : Rhétien.

Provenance : Ride du Luganais ?

- 2) *Nodosaria* sp., *Haplophragmoides* sp., *Frondicularia* sp., *Robulus* sp., *Ammodiscus* sp., *Trocholina* sp., *Hemigordius* sp. ?, *Involutina liasica* (JONES).

Age : Lias inférieur.

Provenance : Ride du Luganais ?

Nous rattacherons au type IV un unique galet provenant de la station 7: calcaire détritique et spathique gris-vert foncé, à nombreuses et très grosses entroques brunes et ciment calcaire fin; les éléments détritiques sont: quartz, chlorite, biotite, plagioclase, serpentinite, quartzites micacés, tufs cristallins, calcaires à pâte fine, calcaires siliceux, calcaires dolomitiques, grosses oolithes, zircons, apatite; on note les organismes suivants dans le ciment: coraux, algues ?, *Haplophragmoides* sp. ?, *Nodosaria* sp., *Robulus* sp. ?

Age et provenance : Indéterminé, probablement flysch remanié.

CAMPANA (p. 55) et SPECK (p. 107) notent des « brèches à Echinodermes » attribuées au Lias dans leurs poudingues de la Mocausa. KLAUS (p. 113) a signalé dans la station 2 un galet de calcaire spathique rougeâtre à *Orbitolina mamillata* D'ARCH. du Cénomanien; toujours dans un poudingue de type Mocausa, SPECK (p. 107) a trouvé une « Echinodermen brekzie » très gréseuse, avec des Orbitolines, qu'il attribue à l'Albien-Cénomanien. La plupart des types I-IV décrits ci-dessus sont signalés par SPECK (pp. 86-89) et par TRÜMPY et BERSIER (pp. 143-144) dans les poudingues chattiens. MATTER (p. 357) y note un galet de calcaire spathique rougeâtre, légèrement siliceux et glauconieux, à Bélemnites, *Involutina* cf. *liasica* (JONES) et *Astacolus* sp. attribué au Lias.

5. h) *Calcaires oolithiques*: Ces galets sont très rares, en général de petite taille; on peut y distinguer deux types nettement différents:

Type 1: Calcaires oolithiques s. str.; stations 4, 8, 19, 27, 28: calcaires gris très clair, oolithes de 0,1-0,8 mm de diamètre, presque jamais brisées, parfois géminées, cortex bien développé, nucleus indistinct, ciment de calcite hyaline plus ou moins finement cristallisé, rares organismes roulés: fragments de bivalves et de gastéropodes, radioles, gros spicules calcifiés, entroques, rares foraminifères indéterminables; l'ensemble est parfois plus ou moins dolomitisé.

Age : Indéterminé.

Type II: Calcaires oolithiques graveleux et siliceux: ces calcaires, déjà signalés par KLAUS (p. 100) ne se trouvent que dans les stations 1, 27 et dans les microconglomérats signalés par JAFFÉ dans la coupe du Vuargne: calcaires gris très clairs, à ciment calcaire plus ou moins hyalin et recristallisé, magnifiques oolithes bien calibrées, souvent brisées, de 0,5-1 mm de diamètre, dont le nucleus est soit un grain de calcaire, soit un débris d'organisme roulé ou un foraminifère, cortex bien déve-

loppé; les éléments détritiques, anguleux-subarrondis, sont: calcaire à pâte fine, calcaire dolomitique stérile, calcaire dolomitique organogène, calcaire siliceux fin, calcaire lumachellique et spathique fin, quartz mono - ou polycristallin, tuf vitreux légèrement porphyrique à structure fluidale, tuf cristallin. Nombreux organismes: débris de bivalves et de gastéropodes, entroques parfois énormes (jusqu'à 10 mm de diamètre), coraux, radioles, spicules épais, bryozoaires, Cyanophycées, foraminifères pour la plupart indéterminables: *Robulus* sp. ?, Miliolidés, Rotalidés; les quartz néogènes sont courants, certains organismes et même le ciment sont en voie de silicification.

Age : indéterminé, Lias (?).

*En éléments dans les poudingues châtiniens, SPECK (p. 98) signale des calcaires oolithiques gris à *Trocholina alpina* (LEUP.) du Malm, ainsi que (p. 83) des calcaires oolithiques gris, brun-rouge, bruns, parfois échinodermiques et lumachelliques, avec *Frondicularia* sp., *Involutina* sp. ?, Miliolidés, qu'il attribue au Rhétien. TRÜMPY et BERSIER (p. 144) n'ont trouvé qu'un seul galet véritablement oolithique à Trocholines et ils l'attribuent au Berriasien-Valanginien.*

Provenance : On connaît des calcaires oolithiques dans le Rhétien du Luganais; les galets du type II présentent une grande ressemblance avec les éléments oolithiques à coprolithes des brèches liasiques intercalées entre le granite et les diabases de la coupe de la Rosière (voir part. VII, chap. 3, paragr. 3).

5. i) *Calcaires pseudo-oolithiques* : Relativement courants, nous y distinguerons trois types:

Type I: Calcaires pseudo-oolithiques s. str.; stations 1, 5, 12, 15, 19, 24, 28, 29, 31, Flysch à Helminthoïdes: calcaires gris-clair, gris beige ou gris jaunâtre, nombreux débris d'organismes roulés, quelques rares vraies oolithes, pâte toujours fine, abondante, dolomitisée, avec passage graduel aux calcaires dolomitiques aphanitiques; débris de mollusques, de coraux et d'algues (oncolithes ?), Ostracodes, parfois petites entroques et spicules calcaires, les foraminifères sont souvent nombreux.

Station 5: *Trochammina* sp., *Trocholina* cf. *crassa* K.-T., *Angulodiscus* sp., *Aulotortus sinuosus* K.-T., *Glomospirella* sp., *Macroporella* sp. ?, Diplopores indéf., *Solenopora* sp., Codiacées, Cyanophycées (pl. III, fig. 2).

Age : Trias sup.

Station 11: *Agathammina austroalpina* K.-T., *Angulodiscus tumidus* K.-T., *Trocholina* sp., *Angulodiscus* sp., Lagénidés.

Age : Trias sup.

Station 19: *Aulotortus sinuosus* WEINSCH., *Angulodiscus tumidus* K.-T., *Glomospirella* sp., *Semiinvoluta* sp., Miliolidés, Diplopores indéf., *Solenopora* sp., *Aciculella* sp. (pl. III, fig. 1).

Age : Trias sup.

Station 7: Diplopores indéf., Solénoporacées, Textularidés, *Glomospira* sp. ?

Age : Trias moy.-sup.

Station 15: *Trochammina* sp., Miliolidés, *Solenopora* sp., Cyanophycées, *Microtubus communis* FLÜGEL (pl. II, fig. 2).

Age : Rhétien probable.

Station 12: *Trochammina* sp., *Trocholina* sp., cf. *Tetrataxis* sp., *Archaeodiscus* sp. ?, Miliolidés, Textularidés.

Age : Trias sup.-Rhétien.

Type II: Calcaires pseudo-oolithiques spathiques; on trouve dans ce type: des calcaires très semblables au type I, mais plus riches en débris d'échinodermes; les foraminifères sont plutôt rares.

Stations 1, 5, 12: *Trochammina* sp., foraminifères indéterminables.

Age : Trias supérieur probable.

Station 3: Un galet de calcaire gris foncé, à structure pseudo-oolithique nette, très spathique, pâte fine, recristallisée, très légèrement dolomitique, à débris d'organismes peu roulés: mollusques, bryozoaires, coraux, Solénoporacées, ostracodes, *Planiinvoluta carinata* LEISCHN., Textularidés.

Age : Rhétien.

Provenance : Austro-Alpin en général.

Type III: Calcaires pseudo-oolithiques et oncolithiques, que l'on peut séparer en deux groupes d'après la microfaune et la présence de dolomie:

1) Stations 6 et 19: Calcaires pseudo-oolithiques dolomitiques, quelques débris graveleux, grosses oncolithes abondantes, débris de bivalves, radioles, algues diverses, Miliolidés, *Trochammina* sp. SPECK (pp. 113-114) cite dans notre station 18 des calcaires gris-brun, attribués au Malm, avec *Trocholines*, Miliolidés et un organisme indéterminé (Taf. 12, Fig. 35-37) qui se révèle être une *Triasina* sp. indubitable; les « *Trocholina alpina* » déterminées par SPECK dans ce galet sont donc des *Trocholina* sp. triasiques.

Age: Trias supérieur.

Stations 5, 7 et 16: Trois galets de calcaire oncolithique-oolithique-pseudo-oolithiques, quelques débris graveleux, souvent riches en quartz néogène, débris de gastéropodes, bivalves et échinodermes, algues diverses (*Clypeina* sp., *Thaumatoporella* cf. *parvovesiculata* (RAIN.), Cyanophycées, *Parachaetetes* sp. ?), coraux, ostracodes, *Protopeneroplis cribra* WEINSCH., *Conicospirillina basiliensis* MOHLER, *Trocholina* cf. *elongata* (LEUP.), *Trocholina* spp., Textularidés, Miliolidés, foraminifères sessiles indéterminables (pl. II, fig. 3). Dans ses poudingues de type Mocausa remaniés dans la nagelfluh chattienne, SPECK note (p. 107) des calcaires gris clair, oolithiques-oncolithiques ou oolithiques, à pâte grumeleuse légèrement recristallisée, avec *Trocholina alpina* (LEUP.), petites *Nautiloculina* sp., Textularidés, débris d'algues, radioles.

Age: Malm.

Provenance: Même remarque que pour 5. f).

MATTER (p. 358) décrit des calcaires oncolithiques-oolithiques parfois gréseux à microfaune typique du Malm. Les calcaires pseudo-oolithiques signalés par TRÜMPY et BERSIER (pp. 144-145) dans les poudingues du Mont-Pèlerin et attribués au Crétacé inférieur (Berriasien-Valanginien et Urgonien) ont pour la plupart un microfaciès très différent de nos galets et se rattachent très certainement à l'Ultrahelvétique; deux ou trois autres galets, dépourvus de microfossiles caractéristiques, pourraient fort bien se rapprocher de nos calcaires pseudo-oolithiques rhétiens ou infracrétacés.

5. j) *Calcarénites*: Des galets de ces roches sont assez rares, mais ils sont présents dans de nombreuses stations.

Type I: Calcarénites pseudo-oolithiques: stations 5, 8 et 9; quatre galets de calcaire gris très clair, plus ou moins dolomitises, à éléments roulés de calcaires divers, gros débris de bivalves et de gastéropodes, ciment fin, abondant, avec ostracodes, débris d'échinodermes, *Macroporella* sp., Diplopores indé., *Solenopora* sp., Cyanophycées, *Involutina* spp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Semiinvoluta* sp. ?, *Hemigordius* sp., *Trochammina* sp., Miliolidés, Variostomidés (pl. II, fig. 4).

Age: Trias moyen-supérieur.

Provenance: Austro-Alpin en général, voir 5. i). I.

Station 5: Un galet de calcaire gris cendré, dolomitique, à nombreux débris roulés de calcaires pseudo-oolithiques, spathiques, coralligènes, etc..., ciment fin, Cyanophycées, grosses entroques, coraux, *Planiinvoluta* cf. *deflexa* LEISCHN. ? *Trocholina* sp. ?

Age: Rhétien probable.

Provenance: Austro-Alpin en général, voir 5. i).

Station 10: Un galet de calcarénite pseudo-oolithique très fine, pâte de calcaire fin à radiolaires abondants et de formes très variées, petits spicules siliceux, granoclassement net dans les lits grossiers à éléments de calcaires à pâte fine, calcaires grumeleux, petites entroques, menus débris de coquilles; on trouve dans la pâte et dans les lits granoclassés: radiolaires, *Textularia* sp., *Pseudotextulariella* sp. ?, Miliolidés. Cet échantillon se rattache au type 5. a). V en plus grossier.

Age: Néocomien (Valanginien).

Provenance: Voir 5. a). V.

Type II: Calcarénites pseudo-oolithiques et spathiques: calcaires gris clair, parfois rosés, à éléments roulés de calcaires divers, les débris organiques roulés sont également abondants, certains galets sont lumachelliques.

Stations 5 et 3: Calcarénite pseudo-oolithique peu spathique, à éléments de calcaires: à pâte fine à stomiosphères, aphanitique dolomitique, pseudo-oolithique, siliceux, spathique fin et de silex, ciment calcaire plus ou moins hyalin, très organogène: algues diverses (*Lithoporella* sp. ?), coraux, entroques, débris de lamellibranches, coprolithes (?), nombreux foraminifères: *Pseudotextulariella* sp., Orbitolinidés, Miliolidés, *Spirillina* sp., foraminifères arénacés indéterminés.

Age: Valanginien.

Provenance: Voir 5. f).

Station 5: Un galet très semblable avec des éléments détritiques de calcaires siliceux fins, calcaire dolomitique, calcaire à pâte fine à radiolaires et Calpionelles indéterminées, avec entroques, radioles, débris de bivalves, oncolithes, coraux ?, *Glomospira* sp., Textularidés, Rotalidés.

Age: Probablement Crétacé inférieur.

Provenance: Voir 5. f).

Stations 8, 12, 16, 29; Flysch à Helminthoïdes: plusieurs galets, toujours dolomitisés, à éléments roulés de calcaire dolomitique organogène, calcaire à spicules grêles, calcaires siliceux, avec nombreux débris de bivalves, de gastéropodes et de coraux, Cyanophycées, Solenoporacées, grosses et fines entroques, spicules partiellement ou complètement calcifiés, ostracodes, nombreux foraminifères: *Planiinvoluta carinata* LEISCHN., *Semiinvoluta* sp. ?, *Involutina* sp., *Trocholina* spp., *Trochammina* sp., *Glomospira* sp., *Haplophragmoides* sp., Textularidés, Miliolidés ?

Age: Rhétien.

Provenance: Austro-Alpin en général.

5. k) *Calcaires marneux*: C'est une catégorie presque absente dans nos poudingues. Nous avions déjà vu ci-dessus une variété légèrement marneuse des calcaires siliceux (« Fleckenmergelkalke » de SPECK). A part cela, nous n'avons trouvé (station 3) qu'un seul galet de calcaire marneux non siliceux, à grain fin, avec *Frondicularia* sp., Lagénidés, probablement du Lias. Nous pouvons y rattacher éventuellement un petit galet (station 19) de calcaire faiblement marneux et grumeleux avec *Involutina* cf. *liasica* (JONES). TRÜMPY et BERSIER (p. 158) ont déjà noté à propos des poudingues du Mont-Pèlerin que les calcaires marneux et les sédiments argileux en général ont été presque totalement éliminés au cours du transport fluviatile. Probablement est-il de même en ce qui concerne les poudingues de la Mocausa. Notons encore que des galets argileux, marneux ou silteux provenant du flysch, sont remaniés dans les grès granoclassés et les poudingues du flysch cénomano-turonien et surtout du Flysch à Helminthoïdes; SPECK en signale (p. 107) dans ses poudingues de type Mocausa.

5. l) *Calcaires noduleux*: Nous n'avons pas trouvé de véritable calcaire noduleux dans nos stations; seuls certains galets de calcaire rosé ou verdâtre, à pâte fine, à microfaune tithonique ou liasique (voir sous 5. b) pourraient représenter des « nodules » isolés de leur gangue marneuse. SPECK (pp. 87-88) a trouvé dans la nagelfluh du Rigi des calcaires noduleux attribués au Lias (« Ammonitico Rosso » ou « Adnetherkalk »).

5. RÉPARTITION DES ÉLÉMENTS DANS LA NAPPE DE LA SIMME S.L.

Certaines tendances se dégagent au terme de cette étude et nous allons les esquisser brièvement... en soulignant leur caractère provisoire encore:

— la « Nappe de la Simme s. str. » est caractérisée par des éléments surtout sédimentaires dont les affinités avec les provinces insubrienne et lombarde en général sont nettes; elle ne semble pas contenir de roches ophiolitiques alpines; les roches cristallines du socle hercynien y sont très rares, mais les arkoses permocarbonifères y sont courantes; les roches du complexe effusif et pyroclastique permien sont présentes en

petite quantité; il est très probable que les granites rouges du type Baveno, connus actuellement uniquement dans le Chattien (à l'état de galets isolés ou en éléments dans des conglomérats de type Mocausa remaniés) proviennent de la « Nappe de la Simme s. str. »

— la « *Nappe des Gets* », à laquelle nous rattachons à titre provisoire le flysch du Hundsrück et du Kalberhöni est caractérisée avant tout par ses « lentilles » de roches ophiolitiques et de granites hercyniens; les éléments de ses niveaux grossiers comprennent les mêmes roches sédimentaires, mais beaucoup moins abondantes et diversifiées que celles de la « Simme s. str. », des roches cristallines hercyniennes en abondance, des roches ophiolitiques alpines, des roches effusives et pyroclastiques permianes et, semble-t-il, pas de granite de type Baveno. Parmi les roches sédimentaires, les calcaires oolithiques graveleux et siliceux (type 5. h). II), semblables aux calcaires liasiques à coprolithes de la Rosière, semblent également être caractéristiques de la « *Nappe des Gets* ».

— la « *Nappe du Flysch à Helminthoides* » est caractérisée par le grand nombre des éléments de type flysch et d'âge albo-turonien remaniés, ainsi que par la coexistence en proportions variables des éléments sédimentaires, cristallins, effusifs de tous âges.

Ces différences de composition dépendent aussi bien des modalités de dépôt dans le (ou les) bassin(s) du flysch au cours d'une même période que de l'évolution de l'apport détritique tout au long du Crétacé supérieur. Nous tenterons dans un chapitre ultérieur de tirer parti de ces données et de les intégrer dans un cadre paléogéographique plus général.

Sur un plan plus régional et préalpin, nous ajouterons encore quelques remarques suggérées par cette étude: la présence d'un « corps de la nappe » (TRÜMPY et BERSIER, p. 161) avec sa « kristalline Kernmasse » (SPECK, p. 115) est loin d'être certaine et nous pensons plutôt que l'immense masse actuellement érodée de la Nappe de la Simme s.l. n'était composée que de flysch emballant de nombreuses écailles d'âges, de natures et de dimensions très divers. Le volume considérable de la molasse conglomératique chattienne nous semble provenir davantage du démantèlement des conglomérats de la Simme que de l'érosion d'un « corps de la nappe » anté-flysch; cette impression est confirmée par le caractère résiduel des poudingues du Mont-Pèlerin et par la proportion notable et assez constante de galets de flysch depuis la base jusqu'au sommet de la série étudiée par TRÜMPY et BERSIER (voir également FALLOT, 1956).

A propos de la molasse, disons encore que nos déterminations d'âge et de faciès des galets des poudingues de la Simme permettent d'attribuer à cette dernière nappe un rôle de « fournisseur » encore plus grand que ne le pensaient TRÜMPY et BERSIER (p. 161) et de diminuer d'autant le rôle des Préalpes Médianes et de l'Ultra-

helvétique. A ces deux unités étaient attribués, entre autres, tous les galets de calcaires pseudo-oolithiques et oolithiques d'âge Crétacé inférieur, ainsi que les calcaires organogènes plus ou moins oncolithiques-oolithiques du Malm. Or ces roches se retrouvent en éléments dans les poudingues de la Mocausa, si bien qu'il ne reste à la nappe des Préalpes Médianes et à l'Ultrahelvétique que de rares galets dont l'attribution est certaine.

PARTIE VIII

COMPARAISONS ET DISCUSSIONS

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Au cours des sept parties précédentes, nous avons exposé un certain nombre de faits, connus ou inédits, concernant la géologie de régions apparemment indépendantes les unes des autres. Nous allons maintenant reprendre toutes ces observations, les discuter, les comparer et les grouper, tenter enfin la reconstitution d'une image synthétique d'ensemble. Nous suivrons le même chemin que dans les parties descriptives, partant de l'Apennin et aboutissant à la nappe de la Simme des Préalpes, après avoir passé par le Monferrat et le Canavese (voir cartes des planches IV et V).

Une telle démarche implique nécessairement la discussion de certains problèmes généraux concernant les Alpes; quelques-uns ont été abordés ici, d'autres effleurés seulement, d'autres encore volontairement laissés de côté pour des raisons fort diverses, dont la plus évidente réside dans le fait que notre but et nos moyens sont forcément limités.

CHAPITRE 2

LES RAPPORTS ENTRE DOMAINE INSUBRIEN ET DOMAINE LIGURE

1. LA RIDE INSUBRO-LOMBARDE DANS L'APENNIN LIGURE

L'association des galets formant le conglomérat des Salti del Diavolo indique clairement une origine insubro-lombarde. Une alimentation directe à partir des zones insubrienne et lombarde et à travers la Plaine du Pô, qui a été envisagée par SAMES (1963 et 1965), n'est pas concevable si l'on considère, comme nous le faisons,

que l'Unité du Monte Cassio appartient au bassin ligure, donc qu'elle est interne par rapport à la zone toscane. En effet, cette alimentation aurait dû se faire à travers le bassin de la « scaglia » (zone toscane); or on ne trouve pas dans cette dernière formation des galets cristallins, ou même des faciès gréseux au cours du Crétacé supérieur. Le problème de l'alimentation des conglomérats se pose alors de façon aigüe.

Ce problème est lié d'autre part à la question plus générale de l'alimentation des autres formations détritiques à éléments cristallins de l'Apennin septentrional: conglomérats éocènes de Petrignacola, grès de Ranzano et « macigno » oligocènes, etc... Les anciens auteurs résolvaient cette question en supposant l'existence d'une « Tyrrhénide », chaîne actuellement effondrée située dans la mer Tyrrhénienne. Cette conception n'est plus acceptable si on place cette chaîne à l'intérieur de la zone ligure, ceci pour les raisons suivantes. Il faut tout d'abord tenir compte de la présence du Flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes, dont l'origine, comme l'a montré LANTEAUME, ne peut être recherchée en ignorant le flysch du Genovesato (unité du Monte Antola); or il serait difficile de trouver une place pour une ride dans un tel cadre. De plus, une ride à l'intérieur de la zone ligure ne semble pas pouvoir résoudre le problème de l'alimentation des flysch externes oligocènes en Toscane et miocènes en Ombrie. Nous savons en effet que la phase ligure a plissé et exondé une grande partie de la zone ligure avant l'Oligocène, ce qui est prouvé par l'absence de sédimentation dans les unités les plus internes dès le Paléocène, ainsi que par la transgression en discordance des conglomérats de Ranzano sur ces mêmes unités. Les flysch externes, surtout formés de grès feldspathiques, n'ont certainement pas été alimentés par cette zone ligure émergée ou, à plus forte raison, par une ride encore plus interne.

Cependant, depuis la mise en évidence des mécanismes d'apport par courant de turbidité, ce problème semble ne plus inquiéter les auteurs; il nous paraît toutefois que sa solution, grâce à la seule intervention des courants de turbidité, et sans se préoccuper des distances que le matériel détritique aurait dû parcourir, n'est pas satisfaisante.

La comparaison avec les courants de turbidité des océans actuels, capables de parcourir des distances considérables, n'est pas nécessairement valable lorsqu'il s'agit des sillons étroits et très allongés du géosynclinal alpin. Il ne faut pas oublier que les courants de turbidité sont dépendants de la gravité et que, pour se déplacer, ils ont besoin d'une pente, si faible soit-elle. Et il est bien difficile de concevoir un sillon incliné toujours dans le même sens sur des centaines de kilomètres; la direction donnée par les figures de sédimentation à la base des couches n'indique nullement l'origine du matériel détritique, mais seulement la direction du courant au moment du dépôt; cette direction est presque toujours parallèle à l'allongement du sillon, ce qui semble très normal. Mais cela ne signifie aucunement que le dépôt primaire, non resédimenté, ne se soit pas fait à partir des bords mêmes du sillon. Une alimentation

longitudinale devient encore plus improbable lorsqu'on tient compte de la dimension des galets des conglomérats et des distances considérables qu'ils auraient dû parcourir sur des pentes nécessairement très faibles.

D'un autre côté, il ne faut pas perdre de vue le fait que les flysch de l'Apennin ne semblent pas toujours être des sédiments très profonds.

Tous ces problèmes peuvent se résoudre clairement si l'on suppose classiquement que l'alimentation des faciès détritiques ligures et toscans s'est faite à partir d'une ride émergée séparant les deux bassins. Cette ride peut parfaitement se placer entre la zone toscane et la zone ligure¹ et être actuellement cachée sous les nappes de recouvrement, entre la structure toscane de La Spezia et le Massif de Voltri.

La même ride qui a alimenté les conglomérats des Salti del Diavolo et les grès de Ostia en matériel insubro-lombard au cours du Crétacé supérieur peut aussi avoir fourni le matériel détritique des conglomérats éocènes de Petrignacola et des grès de Ranzano oligocènes d'un côté, de même que, de l'autre côté, elle a pu alimenter le « macigno » oligocène.

Les conglomérats de Petrignacola, d'après une étude inédite de C. GRATZIU, ont parfois une composition très semblable aux conglomérats des Salti del Diavolo, mise à part la présence d'un fort pourcentage de matériel pyroclastique qui indique un volcanisme actif contemporain du dépôt. Un examen des éléments des conglomérats intercalés dans la série des grès de Ranzano permet de constater qu'une partie des galets provient des formations ligures déjà émergées et qu'il s'y associe de nombreux éléments cristallins comprenant des granites de type Baveno. Dans le « macigno » par contre, des conglomérats à éléments cristallins très grossiers ne sont présents que dans les zones les plus internes, notamment dans la structure de La Spezia; l'état d'altération de ces conglomérats n'a pas permis jusqu'ici une étude suffisamment précise, mais on peut cependant remarquer que la présence de faciès particulièrement grossiers dans une partie relativement interne de la zone toscane semble indiquer une alimentation provenant précisément du côté interne. Alors que la plus grande part du matériel détritique des grès de Ranzano est de provenance ligure interne, le « macigno », lui, ne montre pas un tel matériel ligure.

Les deux bassins oligocènes devaient donc être séparés, l'alimentation de l'un et de l'autre en matériel cristallin pouvant être expliquée facilement par la présence de la ride médiane, composée de roches insubro-lombardes.

En résumé, nous pouvons dire qu'à l'Eocène et à l'Oligocène une partie au moins du matériel clastique provient d'un même domaine émergé, qu'il s'agisse de la zone toscane ou de la zone ligure. Ceci indique la permanence de cette ride depuis le Crétacé supérieur au moins et jusqu'à l'Oligocène.

¹ A part son emplacement, cette ride peut très bien correspondre, si on le veut, à la « Thyrénide » des anciens auteurs. En outre, nos conclusions rejoignent celles, acquises de façon indépendante et dans une optique très différente de la nôtre, par le récent travail de BOCCALETTI et SAGRI (1966).

Il est bien évident que, si l'on admet la possibilité d'une prolongation du domaine insubro-lombard dans l'Apennin ligure, cette prolongation doit passer sous l'emplacement actuel de la Plaine du Pô, qui est une structure très récente; de plus, si cette prolongation, sous la forme d'une ride émergée dès le Crétacé supérieur, a constitué la marge externe du bassin ligure dans l'Apennin septentrional, il y a des chances pour que la même disposition se retrouve plus au N dans le Piémont et même dans les Alpes¹.

2. LE BASSIN LIGURE DU MONFERRAT

Nous avons déjà vu dans la partie descriptive de ce travail que les termes visibles du soubassement anté-« gassiniens » du Monferrat sont identiques à certaines séries ligures de l'Apennin, notamment au « complexe de base » et au flysch du groupe Monte Caio-Monte Cassio pour les termes crétacés, ainsi qu'au flysch du groupe Monte Sporno-Penice et à l'unité subligure des « argiles et calcaires » pour les termes paléocènes-éocènes (calcaires à ciment de Casale).

Mais les analogies avec l'Apennin ne s'arrêtent pas là: il y a de très nombreux points communs entre les « marnes du Monte Piano » et le « Gassiniens » d'une part et entre les « grès de Ranzano » et le « Tongrien » d'autre part. De multiples raisons nous empêchent toutefois de pousser plus loin notre analyse comparative.

Si d'une part la phase tectonique du Pliocène a mis à jour une partie du soubassement de la série molassique du Monferrat, qui sans cela nous serait inconnu, elle a d'autre part rendu pratiquement impossible l'interprétation des rapports qui devaient exister avant le Pliocène entre les différentes parties de ce soubassement, à cause des clivages et du mélange chaotique qu'elle y a provoqués (ces terrains, rappelons-le, n'affleurent maintenant que dans des conditions extrusives et diapiriques). Cette impasse concerne aussi bien l'interprétation des rapports stratigraphiques originels entre les formations pré-« tongriennes », que celle des structures tectoniques profondes du Monferrat, antérieures à la phase tectonique pliocène. En effet, les discordances qu'on observe dans le Monferrat à des niveaux équivalents aux « marnes de Monte Piano » (= « Gassiniens ») et aux « grès de Ranzano » (= « Tongrien ») nous montrent que la phase tectonique ligure de l'Apennin a également affecté cette région. Nous sommes cependant dans l'impossibilité d'établir si les conditions structurales déterminées par cette phase ligure ont été les mêmes dans ces deux domaines ou non. Il faut également tenir compte du fait que la tectonique des nappes ligures de l'Apennin (notamment en ce qui concerne les unités internes) a ultérieurement subi d'importantes modifications à la suite des déplacements de grande envergure de la phase toscane, laquelle a également affecté les parties pré-tortoniennes de la

¹ Le terme d'externe est employé ici par rapport à l'Apennin, ce qui correspond évidemment au contraire (= interne) dès que l'on se rapporte aux Alpes.

couverture molassique (le soi-disant « néo-allochtone »), alors que la série molassique du Monferrat semble par contre être demeurée bien en place.

En conclusion, on ne dispose pas d'éléments suffisants pour choisir entre ces deux hypothèses :

1) les parties actuellement visibles du soubassement du Monferrat constituaient à l'origine une série unique;

2) elles pourraient par contre se répartir entre plusieurs éléments tectoniques, caractérisés par des séries différentes et comparables aux unités ligures de l'Apennin, mais dont les rapports réciproques et l'existence même ne peuvent être établis.

Dans un cadre paléogéographique plus général, et malgré ces incertitudes, une constatation d'importance capitale doit être retenue: *le prolongement dans le Monferrat du bassin d'où sont issues plus au SE certaines unités ligures (Monte Caio-Monte Cassio, Monte Sporne-Penice, unité des « argiles et calcaires »). D'une manière plus générale, ce sont donc les séries ligures déposées du côté externe (par rapport à l'Apennin) de la ride du Bracco qui se prolongent dans le Monferrat.*

3. LA RIDE INSUBRO-LOMBARDE ET LA RIDE DU BRACCO DANS LE MONFERRAT

Les formations les plus anciennes affleurant actuellement dans le Monferrat datent de l'Albien-Cénomanien (« complexe de base » du type Caio-Cassio). Nous pouvons avoir une idée de la nature de leur substratum stratigraphique et de leur position paléogéographique, en examinant de plus près leurs faciès détritiques grossiers.

L'inventaire des éléments des brèches et conglomérats de Lauriano, tel qu'il a été donné dans la partie descriptive (partie IV), correspond presque point par point, même en ce qui concerne la présence d'éléments remaniés pénécontemporains du dépôt ainsi que de galets calcaires impressionnés, à l'inventaire dressé pour les conglomérats crétacés des Salti del Diavolo de l'Apennin (unité du Monte Cassio); ceci confirme encore une fois l'identité parfaite au point de vue lithologique des faciès détritiques grossiers des deux régions et, par conséquent, l'identité de la source du matériel.

En conclusion, nous retiendrons les points suivants:

1) les faciès détritiques grossiers de Lauriano se retrouvent, identiques, dans le « complexe de base » de l'unité ligure du Monte Cassio;

2) dans les deux cas, le matériel détritique est d'*origine insubro-lombarde*;

3) les caractères sédimentologiques nous prouvent une alimentation à partir d'une ride partiellement émergée;

4) l'association de brèches et de conglomérats, ainsi que la présence d'olistolites, indiquent que le lieu de dépôt était relativement proche des bords de la ride; ces derniers devaient se présenter sous forme de falaises (vraisemblablement des escarpements de failles) et il est probable que des secousses tectoniques étaient à l'origine de la formation des brèches-olistolites, ainsi que de la resédimentation en eau profonde des conglomérats polygéniques (voir à ce sujet l'interprétation sédimentologique des conglomérats des Salti del Diavolo et de Lauriano dans SAMES, 1963 et 1965).

Quant à la position de cette ride, il nous semble plus logique de chercher son emplacement sur le *bord externe (par rapport à l'Apennin) du bassin ligure*, c'est-à-dire immédiatement au N du Monferrat actuel. L'absence de faciès « argiles à palombini », qui caractérise le Valanginien-Barrémien dans les parties moyennes et internes du sillon d'où sont issues les unités ligures de l'Apennin, ainsi que l'absence complète d'ophiolites (nous ne parlons ici que de la région de Lauriano), nous semblent confirmer cette manière de voir.

La présence de brèches ophiolitiques et d'olistolites de roches vertes (type « complexe de base » du Monte Caio) en d'autres points du Monferrat (Piancerreto, Marmorito) pourrait, dans cette optique, suggérer l'existence d'une deuxième ride, à matériel ophiolitique, bordant vers le S le bassin ligure du Monferrat. On aurait là le prolongement septentrional tout naturel de la ride du Bracco. Cela, il faut l'admettre, est beaucoup plus hypothétique.

La prolongation du domaine insubrien jusqu'aux abords du Monferrat et encore plus loin vers le SE constitue le substratum stratigraphique des séries ligures crétacées et plus récentes. Le Monferrat joue donc un rôle important dans la mise en évidence de cette étroite liaison entre domaine insubrien et domaine ligure; il représente le maillon essentiel de la chaîne que nous essayons de reconstituer et qui devait relier les Alpes et l'Apennin.

D'autres éléments militent en faveur de notre interprétation: l'examen de la série molassique oligocène du Monferrat, et plus particulièrement l'analyse pétrographique et sédimentologique de ses conglomérats (voir partie V), nous a déjà montré l'importance de cette liaison, ainsi qu'un reflet de l'extension géographique primitive du domaine insubrien et de sa couverture ligure.

CHAPITRE 3

CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL DE LA SÉRIE INSUBRIENNE DU CANAVESE

1. CONSIDÉRATIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES

D'après les faits exposés dans la partie VI, on peut résumer la série mésozoïque du Canavese de la façon suivante: Trias moyen, Sinémurien inférieur,

formations représentées dans le ciment des brèches de type « macchia vecchia », liasiques lorsqu'elles sont datées, série des radiolarites, calcaires à Calpionelles du Tithonique supérieur-Berriasiens et argiles à « palombini » infracrétacées. En dessous des radiolarites, cette série correspond donc à une sédimentation de haut-fond typique avec niveaux condensés et discontinuités stratigraphiques, dont l'une, pouvant éventuellement correspondre à une émersion, se situe entre les dolomies du Trias moyen et les calcaires fossilifères du Sinémurien inférieur; il est possible qu'une autre lacune existe localement entre la « macchia vecchia » et les radiolarites.

Le caractère pélagique de la série des radiolarites et l'absence de faciès moins profonds qui puissent s'y substituer latéralement indiquent que des conditions de dépôts profonds se sont installées dans toute la marge insubrienne du Canavese à partir d'une date qui n'est pas fixée avec précision, mais qui est en tous cas antérieure au Tithonique supérieur et postérieure à la formation des brèches de type « macchia vecchia »; ce sillon recevait cependant des apports détritiques (intercalations micro-bréchiques granoclassées dans la série des radiolarites et calcaires à Calpionelles); il s'est maintenu durant tout le Tithonique supérieur et le Néocomien-Barrémien qui sont représentés, comme on l'a vu plus haut, par des faciès nettement pélagiques. Par contre, avant la formation de ce sillon, les conditions paléogéographiques étaient plus complexes; en effet, l'existence d'un seuil, qui en constitue l'aspect le plus remarquable, comporte nécessairement celle de sillons; l'évolution et l'origine même de ce seuil ont dû avoir été réglées par des mouvements le long de paléofailles, dont l'existence est d'ailleurs prouvée par les brèches tectoniques syngénétiques; ces mêmes mouvements ont dû déterminer, de part et d'autre du seuil, des zones effondrées suffisamment profondes pour que s'y déposent des sédiments nettement différenciés par rapport à ceux de la ride.

Tout ceci permet d'expliquer l'existence du sillon correspondant aux schistes et calcaires azoïques du torrent de Levone qui, très vraisemblablement comme on l'a vu, sont plus anciens que les radiolarites. Il faut cependant ajouter la remarque suivante: les calcaires et schistes azoïques, ainsi que la brèche associée aux granites de Levone représentent les affleurements les plus externes de la « zone du Canavese ». La brèche de Levone, d'autre part, présente des caractères très particuliers par rapport à ceux de la « macchia vecchia » des localités classiques. Il est par conséquent très probable que le seuil correspondant à la brèche de Levone et délimitant du côté interne le sillon des calcaires et schistes azoïques ne soit pas le même que celui de Montalto-Lessolo-Vidracco¹.

En résumé, le Mésozoïque du Canavese indique l'existence de conditions paléogéographiques particulières entre le Trias moyen et le dépôt des radiolarites, caractérisées par une succession de seuils et de sillons et des différences de faciès très nettes,

¹ On doit alors envisager la possibilité d'un nouveau sillon, situé entre les seuils de Levone et de Montalto-Lessolo-Vidracco, dont les sédiments n'affleurent pas actuellement.

le tout étant réglé par une paléotectonique ayant joué à plusieurs reprises au cours de la sédimentation. L'évolution de la paléogéographie a déterminé ensuite, dès le Tithonique supérieur, le dépôt de sédiments pélagiques profonds de faciès uniforme sur toute l'étendue du Canavese.

2. CONSIDÉRATIONS STRUCTURALES

En faisant du Mésozoïque du Canavese et de son substratum la « racine » de la nappe de la Simme (ou « nappe rhétique »), E. ARGAND (1910) le considérait comme paléogéographiquement distinct du Sudalpin (ou « Dinarides »); et c'était la conséquence logique d'une conception que l'on retrouve dans d'autres interprétations postérieures de la « zone du Canavese » et selon laquelle: 1) la ligne insubrienne (ou du Canavese, ou du Tonale) matérialise la limite externe des Alpes méridionales (ou Dinarides) et 2) les nappes austroalpines doivent s'enraciner à l'extérieur de ou « dans » cette ligne insubrienne.

ARGAND plaçait la nappe de la Simme (et la « zone du Canavese ») dans le Pennique supérieur, STAUB (1924) la plaça tout d'abord dans l'Austroalpin inférieur puis (1958) dans l'Austroalpin moyen, etc... Pour ces auteurs, le Mésozoïque du Canavese ne pouvait avoir de relation avec le domaine sudalpin, puisque la ligne insubrienne les séparait. Inversément, et pour la même raison, BAGGIO (1963 et 1965) exclut toute possibilité de rattachement du Mésozoïque du Canavese à des unités penniques supérieures ou austroalpines en démontrant qu'il faisait partie des Alpes méridionales.

En réalité, la nécessité d'un choix rigoureux de ce genre est seulement apparente, puisqu'elle dépend d'une façon de concevoir les rapports entre domaines austroalpins et sudalpins qui ne se justifie pas au point de vue paléogéographique. Nous devons maintenant sortir quelque peu des limites du sujet traité ici pour en expliquer les raisons.

Puisque les Alpes méridionales se différencient de l'ensemble austroalpin par leur autochtonie, il apparaît logique, d'un point de vue exclusivement structural, d'attribuer à leur domaine tout ce qui est interne par rapport à la ligne insubrienne; cette ligne semble en effet être toute proche, et même coïncider, avec la limite externe d'un ensemble qui, du moins au niveau du socle, n'est pas chevauchant, ou représente tout au plus, dans ses confins les plus externes, la zone de transition à des chevauchements.

Cependant, les Alpes méridionales ne doivent pas être définies uniquement d'un point de vue structural, mais elles doivent correspondre, dans le cadre général de l'évolution paléogéographique des Alpes au Secondaire et au Tertiaire, à des aires de sédimentation plus internes que celles d'où sont issues les nappes austroalpines.

Ceci se vérifie dans les Alpes orientales, où les séries sudalpines *a*) sont bien délimitées du côté externe par la ligne insubrienne, *b*) se situent nettement en arrière des zones que l'on considère actuellement comme étant la patrie des nappes des Alpes Calcaires Septentrionales (FALLOT, 1954; TOLLMANN, 1963) et *c*) montrent des faciès qui, au cours du Jurassique et du Crétacé notamment, les placent dans une province paléogéographique bien différenciée par rapport aux séries austroalpines qui se sont déposées plus au N sous des faciès très différents.

Mais cette coïncidence entre définition structurale et définition paléogéographique des Alpes méridionales ne se vérifie plus lorsqu'on se déplace vers l'W. En effet, le système de grands décrochements des Giudicarie (ligne judicarienne), comme l'a montré TREVISAN (1939), substitue latéralement à la zone de Trente une autre zone de faciès qui correspond plus ou moins à ce que J. AUBOUIN (1963) a nommé « zone de Lombardie » et représente une zone isopique plus externe que la zone de Trente. La série lombarde est caractérisée par un Lias pélagique pouvant atteindre des épaisseurs énormes (3-4 km pour le seul Lias inférieur, comme vient de le montrer BERNOULLI, 1964), par un Dogger plus ou moins réduit, par les radiolarites du Jurassique supérieur et par les faciès pélagiques tithonique inférieur-barrémien de la « maiolica » qui sont beaucoup plus puissants ici que dans la zone de Trente où ils portent le nom de « biancone »; la série lombarde se termine enfin par environ 1500 m. d'un flysch crétacé moyen et supérieur surmonté de sa couverture éocène. En réalité, ce « sillon lombard » (AUBOUIN, 1963) est assez complexe, puisque, à l'E (Bresciano), les faciès pélagiques de la « scaglia rossa » se substituent au flysch crétacé et le Lias tend à devenir plus néritique, tandis qu'à l'W (Luganais), les faciès particuliers que nous avons déjà mentionnés (« brocatello », « macchia vecchia », etc...) indiquent l'existence de seuils interrompant la régularité du « sillon lombard » au cours du Lias.

Ce sillon se poursuit vers le NE, au-delà de la ligne insubrienne, ce qui est confirmé par les analogies de faciès entre séries lombardes et séries austroalpines qui ont été signalées depuis longtemps par HAUG (1908-1911), qui ont été confirmées ensuite par les études de DE SITTER et DE SITTER-KOOMANS (1949) et tout récemment par celles de BERNOULLI (1964).

Nous y ajouterons les considérations suivantes: les nappes austroalpines peuvent être considérées dans leur ensemble comme directement ou indirectement dérivées d'un bloc austro-sudalpin unique, dont la partie externe, correspondant aux nappes, a chevauché la zone pennique (Gb. DAL PIAZ, 1936; FALLOT, 1954). On peut admettre que l'ampleur des chevauchements diminue latéralement vers l'W, jusqu'à s'annuler complètement dans le secteur des Alpes Pennines-Alpes Graies; mais les parties externes du bloc unique austro-sudalpin n'ont pas disparu pour autant; elles doivent en effet s'intégrer graduellement, à commencer par leurs éléments les plus internes, aux parties non chevauchantes du bloc, celles-ci s'élargiront donc progressivement vers l'extérieur. C'est ce que l'on constate effectivement si notre hypothèse du pro-

longement du sillon lombard dans le domaine austro-alpin est exacte: à l'E de la ligne judicarienne, les Alpes méridionales sont représentées, à leur marge, par la zone de Trente; ensuite elles s'élargissent progressivement vers l'W en englobant graduellement le domaine austroalpin qui devient ainsi partie intégrante des Alpes méridionales et constitue la « zone de Lombardie ».

En définitive, on arrive à la conclusion suivante: les définitions structurale et paléogéographique des Alpes méridionales ne coïncident pas et le domaine lombard, sudalpin au point de vue structural, doit plutôt être rapproché paléogéographiquement du domaine austroalpin.

A la lumière de ces considérations disparaissent les incompatibilités qui avaient été érigées entre appartenance austroalpine et appartenance sudalpine ou dinarique de la « zone du Canavese ». Les analogies, prétendues ou réelles, du Mésozoïque du Canavese avec la zone de Lombardie, que BAGGIO (1963 et 1965) a soulignées, n'ont donc pas la valeur démonstrative que voudrait leur attribuer cet auteur; en effet, les affleurements de Mésozoïque du Canavese ne peuvent pas être seulement les parcelles préservées de l'érosion d'une série sudalpine entièrement autochtone qui n'a aucun rapport avec des lambeaux de recouvrement austroalpins; et inversément, les termes de confrontation nécessaires pour essayer d'établir la position paléogéographique du Mésozoïque du Canavese ne sont plus limités aux seules nappes austroalpines et de la Simme, mais englobent également des séries sudalpines qui ont le sensible avantage d'être plus proches.

3. RAPPORTS ET DIFFÉRENCES ENTRE LE MÉSOZOÏQUE INSUBRIEN ET LA ZONE DE LOMBARDIE: LE BASSIN LIGURE DU CANAVESE ET LA RIDE INSUBRO-LOMBARDE

La couverture mésozoïque du domaine lombard n'est représentée, dans son secteur le plus proche du Canavese, que par les lambeaux de Crevacuore, Sostegno, Monte Fenera et Maggiora, où malheureusement l'érosion n'a épargné que le Trias moyen et, plus localement, sa couverture transgressive attribuée au Domérien par PARONA (1924). La situation n'est guère plus favorable vers l'E, dans les lambeaux de Gozzano, qui sont constitués par des calcaires liasiques à faciès de « brocatello » (Pliensbachien inférieur, selon PARONA, 1924) reposant sur les volcanites permianes. Dans les affleurements de la rive occidentale du Lac Majeur, seul le Trias n'a pas été érodé (dolomie d'Arona attribuée au Trias moyen par PARONA, 1892): il faut donc traverser ce lac pour trouver des séries plus complètes.

Des hétéropies marquées et des phénomènes de resédimentation caractérisent ici les dépôts liasiques. D'après les interprétations récentes de WIEDENMAYER (1963) et BERNOULLI (1964), ces phénomènes ont été déterminés par une paléotectonique qui a joué à plusieurs reprises et qui, en modelant une topographie mouvante et complexe de seuils et de sillons, en a réglé les conditions de sédimentation.

Comme on l'a vu plus haut, c'est un cadre paléogéographique assez semblable qui semble avoir régné à la même époque dans le Canavese.

Mais il faut souligner des différences considérables entre zone lombarde et couverture mésozoïque du domaine insubrien. Tout d'abord, l'absence actuelle dans la « zone du Canavese » du Trias supérieur et du Rhétien et surtout la présence de faciès particuliers, à savoir les brèches granitiques, les calcaires et schistes azoïques de Levone.

En ce qui concerne les termes post-liasiques, le Luganais-Varesotto est caractérisé par une distribution plus uniforme des faciès pélagiques qui contraste avec la paléogéographie tourmentée des périodes précédentes. Nous avons constaté une évolution semblable dans le Canavese, où l'on note cependant une différence importante : le caractère typiquement ligure des calcaires à Calpionelles, limités comme dans l'Apennin au Tithonique supérieur-Berriasiens, auxquels succède le faciès des « argiles à palombini », typiquement ligure lui aussi. La présence très probable d'ophiolites associées aux radiolarites est également un caractère ligure. Il est impossible de comparer directement les terrains post-barrémiens du Luganais avec ceux du Canavese, puisque ces derniers ne sont plus représentés à l'affleurement; on peut cependant y parvenir indirectement en considérant certains aspects du Monferrat et de l'Apennin que nous avons exposés au cours du chapitre précédent et que nous rappellerons brièvement.

L'étude du Monferrat et de l'Apennin nous a révélé l'existence d'une ride constituée de terrains insubro-lombards qui a alimenté dès la fin du Crétacé inférieur les conglomérats interstratifiés dans les flysch ligures; il est tout à fait logique d'admettre que cette ride n'était pas restreinte à l'Apennin et au Monferrat, mais qu'elle se prolongeait dans les Alpes; les effets combinés de la tectonique tertiaire et de l'érosion quaternaire ne nous permettent pas de situer exactement sa position, mais il est cependant certain, vu l'inventaire pétrographique des galets, qu'elle se rattachait en même temps au domaine lombard et au domaine insubrien; il est donc vraisemblable de la situer à la limite de ces deux domaines. Une telle position s'intègre fort bien dans le cadre paléogéographique d'ensemble, comme nous allons le voir.

En effet, le Luganais-Varesotto appartient déjà à un domaine à sédimentation continue depuis le Jurassique supérieur (radiolarites) jusqu'au Paléocène, voire à l'Eocène inférieur, tout d'abord en faciès pélagique puis, dès la fin du Crétacé inférieur et pendant tout le Crétacé supérieur, en faciès flysch. Comme AUBOUIN (1963) l'a mis en évidence, ce flysch représente le remplissage terrigène d'un sillon par des apports provenant de l'W; vers l'E, les dépôts deviennent de moins en moins détritiques et passent finalement aux faciès pélagiques de la « scaglia » néocrétacée du secteur oriental de la « zone de Lombardie ». Il n'y a pas trace de ride dans ce vaste domaine qui s'étend du Lac Majeur au Lac de Garde; c'est donc à l'W du Lac Majeur qu'on doit rechercher son emplacement.

Une telle position permet d'expliquer facilement les différences de faciès constatées dans les terrains post-berriasiens entre le Canavese et le domaine lombard. Au Crétacé supérieur, nous avions donc un bassin oriental, « lombard », où se déposait le flysch du Luganais, alimenté et limité vers l'W par une ride émergée. A l'W de cette ride s'ouvrait un nouveau bassin qui doit représenter la prolongation du bassin des flysch ligures du Monferrat et de l'Apennin. Le Canavese s'est donc séparé du domaine lombard pour poursuivre de façon autonome sa propre évolution paléogéographique et structurale. On peut faire coïncider avec le Malm le début de cette séparation, au vu de la présence d'ophiolites dans le Canavese qui, si elles sont mésozoïques, doivent être associées de façon primaire aux radiolarites; la présence d'intercalations microbréchiques granoclassées dans la série des radiolarites du Canavese (coupe du Bric Filia) indique également la proximité d'une terre émergée au Tithonique supérieur-Berriasien. La différenciation paléogéographique est ensuite tout à fait nette dès le Valanginien et son accentuation au Crétacé moyen-supérieur a été vraisemblablement précipitée par la surrection définitive de cette *ride insubro-lombarde*.

CHAPITRE 4

LE CADRE PALÉOGÉOGRAPHIQUE ORIGINEL DE LA NAPPE DE LA SIMME S. L.

1. RECONSTITUTION DE LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DE LA SIMME S. L. ET DE SON SUBSTRATUM

Les données permettant une telle reconstitution sont:

- 1) la composition lithologique et l'âge des flysch,
- 2) les éléments des faciès grossiers des flysch,
- 3) les écailles mésozoïques anté-flysch.

La présence de ces dernières dans le flysch peut s'expliquer de diverses manières, qui d'ailleurs ne s'excluent pas mutuellement: écailles glissées dans le bassin lors du dépôt des flysch et provenant d'escarpements de faille ou de falaises bordant la mer (olistolites), écailles arrachées au substratum du flysch lors du départ de la nappe, ou encore écailles formées à partir d'un « corps de nappe » primitivement continu qui se serait désarticulé lors de la progression de cette immense masse plastique vers et dans les bassins externes des nappes de la Brèche et des Préalpes médianes (voir TRÜMPY et BERSIER, p. 161).

Les données permettant une reconstitution stratigraphique peuvent donc avoir une zone d'origine assez étendue au point de vue paléogéographique, zone qui recouvre le substratum proprement dit du bassin où se déposait le flysch, les flancs de ce bassin, les rides exondées aux bords (ou au milieu ?) du bassin, rides qui fournissaient aux cours d'eau le matériel que ces derniers roulaient jusqu'aux deltas et que des mécanismes divers reprenaient en charge pour le sédimentier définitivement dans les profondeurs du bassin. D'autre part, nos données résultent d'une synthèse de l'ensemble de la nappe de la Simme s. l. et il est probable que des variations latérales de faciès existent, aussi bien au niveau des flysch qu'au niveau des terrains soumis à l'érosion qui alimentaient les conglomérats. En ce qui concerne ces derniers, seul le matériel compact et résistant au transport est parvenu jusqu'au bassin, donc jusqu'à nous; tous les niveaux tendres des zones d'alimentation ont disparu et c'est autant de lacunes dans notre série stratigraphique reconstituée.

Tout ceci nous oblige donc à considérer, du moins pour l'instant, nos divers éléments de reconstitution comme un tout et la série stratigraphique ainsi rétablie n'est qu'un reflet synthétique d'une vaste province paléogéographique et non pas l'image réelle d'une (ou de plusieurs) série(s) stratigraphique(s). Nous en voulons pour preuve le fait que le même étage peut être représenté par des faciès très différents; c'est le cas:

- 1) du Lias inférieur-moyen à faciès soit profond (« Fleckenmergelkalke », « Kieselkalke »), soit néritique (« brocatello », « macchia vecchia »);
- 2) du Malm à faciès soit profond (radiolarites, « rosso ad Aptici », « maiolica »), soit périrécifal (calcaires oolithiques-oncolithiques);
- 3) du Crétacé inférieur à faciès soit profond (« maiolica », argiles à « palombini »), soit périrécifal (calcaires oolithiques et coralligènes à Orbitolines et Milioles).

Le schéma que l'on propose ci-dessous apporte quelques compléments et précisions à ceux que SPECK (1953, p. 112) et TRÜMPY et BERSIER (1954, p. 160) ont déjà publiés.

Termes visibles dans les différentes sous-unités de flysch de la Simme s. l.:

Sénonien: flysch gréso-calcaire à rares niveaux conglomératiques; faciès Flysch à Helminthoïdes ou Plattenflysch.

Turonien-Cénomanien-Albien (?): flysch schisteux versicolore et manganésifère, schisto-gréseux, gréseux, conglomératique; faciès de la « Manche », des « Grès à Hiéroglyphes », de la « Mocausa », etc.

Termes visibles sous forme d'olistolites, d'écailles diverses ou de galets:

Aptien (?)-Barrémien-Berriasien: schistes et calcaires fins à Calpionelles; faciès des argiles à « palombini ».

Aptien-Néocomien : calcaires pseudo-oolithiques, oolithiques, lumachelliques, à Orbitolines et Milioles; faciès « sub-urgonien ».

Berriasien-Tithonique supérieur : calcaires fins à Calpionelles et *Aptychus*, à niveaux siliceux et intercalations de schistes sombres et de turbidites; faciès « maiolica ».

Tithonique moyen (?): calcaires noduleux à *Saccocoma* et *Aptychus*; faciès « rosso ad Aptici ».

Malm : calcaires oolithiques et oncolithiques à Clypéines et foraminifères.

Tithonique-Dogger (?): radiolarites, ophiolites et brèches ophiolitiques.

Dogger inférieur (?) - *Lias inférieur* : calcaires siliceux et marneux, tachetés, spongolithiques, à silex; faciès « Allgäu », « medolo », « Fleckenmergelkalke », « selcifero », etc.

Lias moyen-Lias inférieur : calcaires colorés noduleux, oolithiques-pseudo-oolithiques, spathiques, graveleux, lumachelliques, bréchiques; faciès « brocatello », « Hierlatzkalk », « Steibergkalk », etc.

Lias : grès sombres, grès arkosiques, grès rouges, partie gréseuse du ciment des brèches à faciès « macchia vecchia ».

Rhétien : calcaires et lumachelles divers, souvent dolomitiques; faciès lombard.

Norien (?): dolomie saccharoïde, brèches dolomitiques; faciès « Dolomie principale ».

Trias supérieur-Trias moyen : calcaires divers, dolomitiques, à Diplopores et foraminifères.

Trias inférieur-Permien supérieur : quartzites, grès feldspathiques, arkoses, grès arkosiques; faciès « Servino-Verrucano ».

Permien moyen-Permien inférieur : porphyres quartzifères, granophyres, tufs, arkoses, grès arkosiques.

Carbonifère supérieur (?): arkoses, grès arkosiques.

Socle hercynien : granites de type Baveno, granites divers, gneiss divers, migmatites, micaschistes divers, schistes et grès micacés, marbres, porphyrites, serpentinites, etc.

Les fossiles permettent d'assurer certaines des datations proposées ci-dessus, d'autres sont hypothétiques et reposent sur des comparaisons de faciès; on fera la part des unes et des autres en se reportant aux descriptions détaillées de la partie VII.

2. AFFINITÉS LIGURES DES FLYSCH CRÉTACÉS DE LA SIMME S. I.

Le caractère ligure des flysch de la nappe de la Simme s.l. nous fournit l'indication la plus importante en vue de la restitution du cadre paléogéographique de cette nappe. A. GUILLAUME, BERNHEIM et HAAS (1962) ont souligné la remarquable ressemblance de leur « flysch III » des Gets avec les argiles à « palombini » de l'Apennin ligure; plus récemment SAMES (1963 et 1965) a mis en évidence les analogies entre certains faciès des flysch Simme de la région du Jaunpass et les grès de Ostia des séries ligures. Nous avons pu nous-mêmes nous convaincre du caractère ligure de l'ensemble des flysch néocrétacés de la Simme s.l., compte tenu d'une certaine variabilité des faciès, qui existe d'ailleurs également dans les flysch de l'Apennin.

Le flysch à Helminthoïdes (ou Plattenflysch) sénonien de la nappe de la Simme s.l. ne diffère pratiquement pas des flysch à Helminthoïdes à dominante calcaire de Ligurie; il n'est toutefois pas possible de le rapprocher d'un faciès plutôt que d'un autre, dans l'état actuel de nos connaissances du moins.

Par contre, on peut comparer facilement et même dans les détails, tous les faciès albo(?)cénomano-turoniens de la Simme s.l. avec ceux, contemporains,

du « complexe de base » de l'ensemble Monte Caio-Monte Cassio : les argiloschistes versicolores et manganèsifères sont, ici comme là, associés aux mêmes séries schistogréseuses et gréseuses. La position stratigraphique et les faciès des termes conglomératiques (Mocausa, Hundsrück, Salti del Diavolo, etc...) présentent aussi certaines analogies.

En particulier, le flysch de la nappe des Gets dans son ensemble et le « complexe de base » du Monte Caio se comparent très aisément ; ces analogies, qui deviennent parfois des identités frappantes, se situent aussi bien au niveau des flysch renfermant les lentilles qu'au niveau des lentilles elles-mêmes. Il nous semble par conséquent fort probable que les lentilles anté-flysch de la nappe des Gets sont en fait des olistolites tout à fait semblables à ceux qui caractérisent le « complexe de base » du Monte Caio. Et cela nous conduit tout naturellement à penser que cet ensemble des Gets est lié paléogéographiquement à la surrection d'une ride qui représenterait, dans le bassin de la Simme s.l., quelque chose d'analogue à la ride du Bracco dans le bassin ligure de l'Apennin.

Nous concluerons en insistant sur les grandes ressemblances entre les flysch de la Simme et les séries ligures de l'Apennin, en particulier celles du Monte Cassio-Monte Caio. Nous insisterons également, et par voie de conséquence, sur les analogies qui devaient exister entre les bassins où se sont sédimentés ces deux ensembles, en rappelant que le bassin ligure devait se prolonger dans le Canavese, après avoir passé dans le Monferrat, où affleurent également des terrains comparables aux flysch de la Simme, mais malheureusement dans des conditions trop défavorables pour permettre des comparaisons aussi fructueuses que celles que nous venons de faire entre Simme et Apennin ; notons toutefois que les conglomérats de la Mocausa sont identiques à certains des faciès grossiers visibles dans le Monferrat (conglomérats du Rio Novarese, Lauriano).

3. NATURE ET ORIGINES DES « ÉCAILLES » ANTÉ-FLYSCH DE LA SIMME S.L.

On vient de voir que les lentilles emballées dans le flysch de la nappe des Gets proviennent probablement d'une ride comparable à celle du Bracco, c'est-à-dire d'un géanticinal formé essentiellement par des ophiolites et leur couverture sédimentaire (radiolarites, argiles à « palombini ») et comportant un noyau cristallin avec couverture mésozoïque réduite (granite et série liasique de la Rosière).

JAFFÉ (p. 14) a déjà donné un excellent résumé de l'évolution chronologique de la suite granite-calcaires-diabases actuellement visible sous forme d'olistolite dans le secteur de la Rosière ; il nous est possible de compléter et de corriger ce schéma avec l'interprétation suivante :

Après l'arénisation du granite hercynien, intervient le dépôt d'une série de calcaires néritiques liasiques qui remanient l'arkose et, peut-être, des dolomies

triasiques actuellement cachées par la couverture quaternaire ou, plus probablement, enlevées par une phase d'érosion précédant le dépôt des calcaires liasiques. Tout au long du Jurassique inférieur (et moyen ?), le secteur actuellement visible à la Rosière devait correspondre à un haut-fond partiellement émergé (dépôts de calcaires nérithiques parfois gréseux), balayé par des courants (hard-ground et surfaces de dissolution silico-phosphatées), haché par un réseau de failles affectant aussi bien les couches déjà indurées que les sédiments en voie de dépôt (brèches à ciment polyphasé, écrasements et recristallisations importants). Ce jeu incessant et simultané de dépôts, d'érosions et de saccades tectoniques ne nous a laissé qu'une série très mince, condensée et lacunaire, parfois même absente puisque le magma diabasique s'est localement épandu directement sur le granite.

Examinons maintenant séparément le cas des lentilles isolées dans le flysch de la nappe de la Simme s. str. La plus remarquable est celle de la Gueyraz, dont nous avons décrit la série stratigraphique (partie VII, chapitre 3) et qui suggère les comparaisons suivantes, en grande partie déjà formulées par SPECK (1953, p. 112):

Niveau 1: peut très facilement se rapprocher des calcaires bioclastiques d'âge liasique inférieur-moyen du type Hierlatz (zone insubrienne, austroalpin en général: WIEDENMAYER, 1963);

Niveaux 2-6: rappellent presque sans doute les faciès « lombardische Kieselkalke », « Allgäuschichten », « medolo », « selcifero » (BERNOULLI, 1964);

Niveaux 7-11: série d'affinité typiquement lombarde: (GRÜNAU, 1959; BERNOUILLI, 1964);

Niveau 12: le passage radiolarites-« maiolica » est exactement semblable à celui que décrit PASQUARÈ (1960) à Bellavista (Tessin);

Niveaux 13-15: très proches des calcaires à Calpionelles du Canavese, la présence de niveaux spathiques et microbréchiques rappelant par certains côtés la coupe du Bric Filia récemment décrite par BAGGIO (1963).

L'ensemble de la coupe a un cachet insubro-lombard indubitable qui est totalement étranger à la ride du Bracco et à son équivalent probable dans le domaine de la Simme s. l.

Les écailles de type Gueyraz peuvent être de natures diverses, comme on l'a vu. S'il s'agit d'olistolites, elles pourraient provenir de la ride insubro-lombarde dont on a mis en évidence le rôle important dès le Crétacé inférieur à la limite entre les domaines lombard et insubrien. La série stratigraphique de la Gueyraz, avec ses caractères mixtes, mi-lombards, mi-insubriens, pourrait fort bien s'intégrer dans ce cadre paléogéographique. S'il s'agit d'un « corps de nappe » dissocié ou d'écailles entraînées lors du départ de la nappe des flysch, elles doivent alors provenir du substratum proprement dit du flysch, donc du domaine insubrien, et plus probable-

ment de sa marge interne. Dans ce cas, les caractères insubro-lombards de la série de la Gueyraz peuvent fort bien s'expliquer par la sédimentation nettement hétéropique qui, on l'a montré, a régné sur la marge insubrienne interne entre le Trias et le dépôt des radiolarites.

De toutes manières, une localisation précise du lieu d'origine de nos écailles ne peut être donnée, dans l'état actuel de nos connaissances du moins, pour les raisons suivantes: 1) les séries de la marge insubrienne interne ne sont plus (ou seulement partiellement) conservées à cause de l'érosion; 2) les séries de type Gueyraz sont pincées avec des contacts anormaux dans les flysch cénomano-turoniens; 3) leur série stratigraphique semble s'arrêter avec le Berriasien et nous n'en connaissons donc pas les termes infracrétaçés qui permettraient un choix définitif entre le domaine lombard (faciès « maiolica » tithonique-barrémien) et le domaine insubrien (faciès « maiolica » tithonique-berriasien suivi du faciès argiles à « palombini » néocomien-barrémien).

4. ORIGINE DES ÉLÉMENTS DES CONGLOMÉRATS

Nous avons déjà vu que les zones d'origine des galets pouvaient être très étendues au point de vue paléogéographique et nous pouvons, dans cet ordre d'idée, distinguer quatre lots de galets dont certains sont plus ou moins caractéristiques de l'une ou l'autre des sous-unités de la nappe de la Simme s. l.:

1) galets de type flysch dérivant vraisemblablement du remaniement des couches déjà déposées; association caractérisant surtout la nappe du Flysch à Helminthoïdes;

2) galets ayant la même composition que les olistolites du flysch des Gets, donc vraisemblablement la même origine (ophiolites, granites, etc...); ils ne sont abondants que dans la Nappe des Gets;

3) galets de roches sédimentaires à faciès insubro-lombard (Trias-Néocomien) et de leur soubassement permo-carbonifère (volcanites permianes, grès arkosiques et arkoses) ou plus ancien (granites, migmatites, schistes cristallins); cette association, surtout les éléments sédimentaires, caractérise la nappe de la Simme s.str.;

4) galets d'origine inconnue (calcaires du Malm et du Crétacé inférieur, à faciès périrécifal), trouvés seulement et rarement dans la nappe de la Simme s. str.

Nos quatre lots indiquent donc des provenances différentes: des couches immédiatement sous-jacentes aux niveaux détritiques grossiers (1) et de deux rides distinctes présentant, l'une une constitution semblable à la ride du Bracco de l'Apennin (2), et l'autre séparant le domaine insubrien du domaine lombard (3); quant aux calcaires périrécifaux du lot 4), nous devons leur trouver une autre origine. Il s'agit en effet

de faciès complètement étrangers à la ride du Bracco et nous devons aller jusque sur la ride frioulane pour en retrouver de semblables dans le domaine austro-sudalpin. Il est toutefois vraisemblable que ces galets dérivent plus simplement de la ride insubro-lombarde elle-même. Nous avons vu en effet que cette ride n'est actuellement plus visible à l'affleurement (du moins dans son intégrité), mais seulement remaniée sous forme de galets dans des formations d'affinité ligure. Rien n'empêche d'admettre qu'au Malm et au Crétacé inférieur se déposaient localement des sédiments périrécifaux sur les parties hautes de cette ride (cf. aussi les galets de calcaire crétacé à polypiers et *Archaeolithothamnium* dans les conglomérats polygéniques associés au « complexe de base » de Lauriano, dans le Monferrat).

5. PALÉOGÉOGRAPHIE DU BASSIN DE LA SIMME S.L.

De ce qui précède, nous retiendrons que le bassin des flysch crétacés de la Simme s.l. a été partiellement alimenté par une ride se situant entre la zone insubrienne et la zone lombarde et que les ophiolites et granites des flysch des Gets doivent provenir d'une ride différente, comparable à celle du Bracco. Par analogie avec l'Apennin, on peut admettre que cette deuxième ride délimitait extérieurement (par rapport aux Alpes = intérieurement par rapport à l'Apennin) le bassin des flysch et que ses relations avec les flysch des Gets devaient être très étroites, comme elles le sont entre le « complexe de base » du Monte Caio et la ride du Bracco.

En conclusion, nous pouvons esquisser maintenant un modèle de la paléogéographie du bassin d'où sont issues les masses allochtones de la Simme s.l. :

1) Ce bassin se situait sur la prolongation du bassin néocrétacé ligure de l'Apennin et du Monferrat; plus exactement, il semble correspondre au secteur compris dans l'Apennin, entre la ride du Bracco et la prolongation méridionale de la ride insubro-lombarde, laquelle a alimenté les conglomérats du Val Baganza. Il est bien entendu que la validité de cette localisation relativement précise est limitée par la possibilité de variations longitudinales des conditions paléogéographiques et par l'éventualité que le flysch à dominante calcaire sénonien de la Simme s.l. (nappe du Flysch à Helminthoïdes ou du Plattenflysch) ne provienne pas de la couverture stratigraphique normale des flysch cénomano-turoniens. Nous estimons cependant que ces deux possibilités, et surtout la deuxième, sont peu vraisemblables.

2) Ce bassin présentait des liaisons paléogéographiques étroites avec la couverture de la zone insubrienne et avec la ride insubro-lombarde.

3) Le substratum même du bassin nous reste en grande partie inconnu. Si les écailles du type Gueyraz sont des écailles arrachées tectoniquement lors du départ de la nappe et non des olistolites, on peut alors en déduire que la série stratigraphique du substratum était proche de celle du Canavese, tout en présentant des caractères de type lombard.

6. LA PATRIE DE LA NAPPE DE LA SIMME S.L.

La patrie de la Simme doit donc coïncider avec la prolongation du bassin ligure dans les Alpes. Ce sont les affleurements mésozoïques du Canavese, en tant que restes épargnés par l'érosion d'une zone certainement plus large qui matérialisent actuellement cette patrie. Les considérations qui suivent semblent confirmer la validité de cette hypothèse, formulée sous une forme un peu différente il y a plus de cinquante ans par E. ARGAND (1910) et souvent reprise depuis (voir notamment FALLOT, 1956).

La nappe de la Simme doit s'enraciner à l'extérieur des séries lombardes du Luganais-Varesotto, car elle ne peut pas dériver de la couverture néocrétacée de ces séries. Seul le Mésozoïque du Canavese remplit les conditions paléogéographiques nécessaires pour être compris dans les « racines » de la Simme. Il occupe en effet une situation externe par rapport à la ride insubro-lombarde qui a contribué à l'alimentation de la Simme. Ses termes les plus récents (argiles à « palombini » du Néocomien-Barrémien) peuvent parfaitement correspondre au substratum stratigraphique immédiat des flysch décollés de la nappe. En outre, les affleurements les plus externes du Canavese (région de Levone) sont caractérisés par des ophiolites vraisemblablement associées à des radiolarites et par une brèche particulière (la brèche de Levone) qui relie directement le couple radiolarites-ophiolites à un socle granitique. Ces rapports stratigraphiques inhabituels rappellent ceux qui semblent avoir caractérisé d'une part la ride du Bracco dans l'Apennin et d'autre part la ride analogue dont on a signalé le rôle important dans le domaine de la Simme s.l.

Il est peut-être prématuré d'identifier le seuil de Levone avec la ride qui a alimenté les flysch des Gets en éléments détritiques et en olistolites, mais cette éventualité mérite d'être envisagée, surtout à la lumière de nos observations dans le secteur de la Rosière où les rapports granite-ophiolites sont clairement visibles et caractérisés par une paléotectonique synsédimentaire jurassique typique des seuils du domaine insubrien. La coupe de la Rosière est d'autre part très importante parce qu'elle permet d'expliquer l'absence de termes d'âge intermédiaire entre granites et ophiolites qui semble avoir caractérisé également la ride du Bracco dans l'Apennin et dans sa prolongation septentrionale.

Nous ne discuterons pas ici le problème de la délimitation occidentale du bassin ligure de la Simme-Canavese. C'est un problème très actuel, puisque l'on tend depuis quelques années à enracer dans le domaine piémontais interne (ou « ultra ») les flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye-Embrunais (BARBIER *et alii*, 1960-1963, chap. III et V); d'autre part R. TRÜMPY a proposé récemment de séparer de la nappe de la Simme s.l. les flysch des Gets et de les éléver au rang d'unité nouvelle et indépendante (« nappe

du Col des Gets »), qui serait le pendant occidental des couvertures secondaires de la nappe de Sella: nappe de la Platta de la Basse-Engadine et zone d'Arosa des Alpes de Schwytz et des Grisons (HANTKE et TRÜMPY, 1964; TRÜMPY, 1965); cette nouvelle unité, version moderne de la « nappe rhétique » de STEINMANN, est attribuée (avec un point d'interrogation, il est vrai) au domaine pennique et enracinée dans le «Hochpenninikum », entre Mont-Rose et Dent-Blanche. Ces problèmes ne peuvent être résolus actuellement avec certitude au niveau des racines, à cause de la disparition presque totale de la couverture de la zone Sesia; par contre, au niveau des nappes, des arguments indiscutables apparaîtront certainement en faveur de l'une ou l'autre des interprétations proposées par ces auteurs ou par nous-mêmes, mais il faudra attendre pour cela les résultats des travaux actuellement en cours sur ces zones¹ (Ubaye-Embrunais, Préalpes romandes et chablasiennes, Ibergeregg, Grisons). Cependant, on peut déjà formuler un argument qui tend à exclure les flysch des Gets du « Hochpenninikum »: les caractères très particuliers de la série liasique de la Rosière ne rappellent en rien ceux des schistes lustrés.

En formulant le voeu que nos collègues étudiant ces régions veuillent bien porter une attention critique au présent travail, nous désirons encore souligner trois points:

a) L'étroite liaison paléogéographique existant dans l'Apennin entre deux formations comparables au Flysch des Gets d'une part et au flysch cénonoman-turonien de la Simme s. str. d'autre part; ces deux formations apparaissent dans le domaine ligure comme étant des variations de faciès au sein d'une même série stratigraphique et, en partie aussi, d'une même unité tectonique (complexe du Monte Caio-Monte Cassio).

b) Le caractère plus vraisemblablement pennique supérieur qu'austroalpin inférieur de la nappe de la Dent-Blanche et de la Zone Sesia, ce qui n'oblige par ailleurs nullement à considérer cette nappe comme étant plus externe que la Zone d'Arosa et la nappe de la Platta, puisque, comme on l'a vu, la « frontière » entre domaine pennique et domaine austroalpin n'est pas une ligne idéale tracée sur une carte et puisqu'il faut soigneusement faire la part de ce qui est d'ordre structural ou d'ordre paléogéographique dans les définitions de ces deux domaines.

c) Dans ce cadre général, le secteur le plus externe du Canavese (seuil de Levone) semble correspondre à la zone de passage à un autre domaine qui, on est tenté de le supposer sur la base de la présence des ophiolites, se rattache aux parties les plus internes du domaine pennique; les résultats récents obtenus par NICOLAS (1966) dans cette zone s'intègrent particulièrement bien dans le schéma que nous proposons ici.

¹ La question des galets de roches vertes dans les poudingues molassiques devra également être revue (HANTKE et TRÜMPY, p. 617), de même que, par voie de conséquence, la cinématique des nappes préalpines.

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS

1. INTRODUCTION

Une conclusion fondamentale se dégage de tout ce qui a été exposé jusqu'ici: le domaine ligure de l'Apennin se prolonge dans le Monferrat et, au-delà, dans les Alpes proprement dites, où il constitue la nappe de la Simme s.l. et ce qui reste de sa patrie dans le Canavese. Des relations paléogéographiques étroites relient ces éléments que l'on considérait jusqu'ici comme étant complètement étrangers l'un à l'autre: soubassement ligure du Monferrat et Canavese, nappe de la Simme et Monferrat, complexe ligure de l'Apennin et domaine insubrien.

Les caractères actuels de ces différentes parties du domaine ligure restent néanmoins nettement différenciés, malgré cette communauté d'origine. Cela est dû au fait que leur évolution paléogéographique et structurale n'a pas été la même à partir d'une certaine époque que l'on ne peut pas préciser rigoureusement, d'autant plus que son âge a pu varier d'un point à l'autre, mais qui est en tous cas postérieure au dépôt des flysch néocrétacés. Nous consacrerons pour terminer quelques lignes à ces différentes évolutions paléogéographiques et tectoniques, en nous limitant toutefois aux cas particuliers de la Nappe de la Simme et de l'Apennin.

2. EVOLUTION STRUCTURALE DE LA NAPPE DE LA SIMME S.L. ET DES APENNINS

Ici les différences dépendent avant tout de la destination alpine de la nappe de la Simme qui, dès le début de sa translation, a progressé en sens opposé aux mouvements des masses allochtones ligures¹. On peut à cela donner deux explications:

Dans une première interprétation, on peut admettre que la nappe de la Simme représente la prolongation des flysch crétacés des Alpes Maritimes et de leur poursuite dans l'Ubaye-Embrunais. Selon LANTEAUME (1962), ces flysch à destination alpine sont issus d'un vaste bassin ligure commun aux Alpes et à l'Apennin et ils sont vraisemblablement plus externes (par rapport aux Alpes = plus internes par rapport à l'Apennin) que ceux des éléments à destination apennine. Dans ce cas, la nappe de la Simme s.l. n'aurait en commun avec le complexe ligure de l'Apennin

¹ Le terme de « sens opposé » pouvant prêter à confusion si on considère l'aspect géographique actuel de l'ensemble Alpes-Apennins, nous rappellerons ici que « interne » par rapport aux Alpes correspond à « externe » par rapport aux Apennins.

que son origine à partir d'un grand bassin commun. Nous avons vu cependant que les constituants de la Simme s.l. se situent, au moins au niveau des flysch cénonoman-turoniens, sur la prolongation septentrionale du bassin ligure et, plus précisément, de la portion de ce bassin d'où sont issues les unités les plus externes (par rapport à l'Apennin) du complexe ligure de l'Apennin, c'est-à-dire les nappes du Monte Caio-Monte Cassio.

Dans une deuxième interprétation, on peut invoquer un changement longitudinal de l'évolution structurale du domaine ligure consistant dans l'inversion complète du sens des déversements tectoniques: les unités correspondant à la même zone du bassin ligure commun ont progressé vers l'E dans l'Apennin et vers l'W ou le N (selon la courbure de l'arc alpin) dans les Alpes. En faveur de cette deuxième hypothèse, nous noterons: 1) la position vraisemblablement très interne (par rapport aux Alpes) de la zone de patrie de la Simme, à proximité de la ride insubro-lombarde délimitant le bassin ligure du côté interne; 2) l'absence de toute trace d'éléments ligures déversés vers l'E sur le domaine austro-sudalpin, dans des régions où l'érosion ne saurait être tenue pour responsable de leur disparition.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

Ne seront cités ici que les travaux dont il a été question dans le texte.

- ARBENZ, K., 1947. Geologie des Hornflußgebietes (Berner Oberland). *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 92.
- ARGAND, E., 1910. Sur la racine de la nappe rhétique. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 24, 2^e partie.
— 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants. Essai de carte structurale. *Comm. géol. suisse*, carte sp. 64.
- AUBOUIN, J., 1960. Essai sur l'ensemble alpino-dinarique et ses rapports avec l'arc alpin. *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 2.
— 1963. Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales; Lombardie et Vénétie; Slovénie occidentale, Yougoslavie). *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 5.
- BADOUX, H., 1960-1963. A propos des Préalpes du Chablais. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot. *Soc. géol. France*, tome II.
— 1967. Introduction à la géologie de la Suisse, in Guide géologique de la Suisse, 2^e éd., Wepf, Bâle.
- et GUIGON, Y., 1958. Présence du flysch cénonanien dans les Préalpes valaisannes. *Eclog. geol. Helv.*, 51, 2.
- et WEIDMANN, M., 1963. Sur l'âge du Flysch à Helminthoides des Préalpes romandes et chablasiennes. *Eclog. geol. Helv.*, 56, 2.
- BAGGIO, P., 1963a. Osservazioni geologiche sulla zona del Canavese nel tratto Cuorgnè-Issiglio. *Atti Acc. Sc. Torino*, 97.
— 1963b. Sulla presenza di una serie titonico-cretacea nel Canavese s. s. *Atti Ist. ven. Sc. Lett. Art.*, 121.
- 1965a. Geologia della zone del Canavese nel settore occidentale Levone-Cuorgnè. *Mem. Acc. Patav. Sc. Lett. Art.*, 121.
— 1965b. Caratteri stratigrafici e strutturali del Canavese s. s. nella zona di Montalto Dora. *Mem. Ist. geol. Padova*, 25.

- BARBIER, R. et alii, 1960-1963. Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot. *Soc. géol. France*, t. II.
- BECK, P. et E. GERBER, 1925. Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1 : 25 000. *Comm. géol. suisse*, carte sp. 96.
- BEETS, C., 1940. Die Geologie des westlichen Teiles der Berge von Monferrato zwischen Turin und Murisengo. *Leidsche Geol. Med.*, 12.
- BERNOULLI, D., 1964. Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 118.
- BERTRAND, J. et alii, 1965. Déterminations d'âges « plomb total » sur des zircons de la chaîne alpine, 3^e série. *Bull. suisse Min. Pétr.*, 45.
- BIANCHI, A. et DAL PIAZ, Gb., 1963. Gli inclusi di « micascisti eclogitici » della zona Sesia nella formazione porfiritica permiana della zona del Canavese fra Biella ed Oropa. *Giorn. Geol.*, 2a, 31.
- BIERI, P., 1964. Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes. *Eclog. geol. Helv.*, 39, 1.
- BOCCALETTI, M. et M. SAGRI, 1966. Lacune della serie toscana. *Mem. Soc. geol. It.*, 5, 1.
- BONI, A., 1961. Per la geologia dell'Appennino settentrionale ad Ovest della linea La Spezia-Piacenza. *Atti Ist. geol. Univ. Pavia*, 12.
- BORTOLOTTI, V., 1963. Sulla posizione delle rocce della serie ofiolitifera nell'Appennino settentrionale a SE del Taro e della Magra. *Boll. Soc. geol. It.*, 82, 3.
- 1964. Osservazioni preliminari sulla posizione delle rocce ofiolitiche nelle zone di Berceto (Parma), di Boccasuolo (Modena), dei Monti Livornesi e di Pomarance (Pisa). *Boll. Soc. geol. It.*, 83.
- BRAGA, G., Geologia delle Valli Nure e Perino (Appennino Piacentino). *Atti Ist. geol. Univ. Pavia*, 17.
- CAMPANA, B., 1943. Géologie des nappes préalpines au NE de Château-d'Œx. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 82.
- CARON, C., 1962. Nouvelles données sur le Flysch à Helminthoïdes des Préalpes du Chablais. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 255.
- 1964. Faciès et extension de la Nappe de la Simme entre le Brévon et la frontière franco-suisse (Préalpes du Chablais). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 258.
- 1965. L'appartenance tectonique des flysch du Kalberhöni (Préalpes romandes, Suisse); considérations sur la Nappe de la Simme. *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 7.
- et M. WEIDMANN, en préparation. Sur les flysch de la région des Gets (Haute-Savoie).
- CARRARO, F., 1966. Scoperta di una serie carbonifera di copertura degli gneis Sesia. *Boll. Soc. geol. It.*, 85.
- CHENEVART, C., 1945. Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises). *Mém. Soc. frib. Sc. nat.*, 12.
- CHESSEX, R., 1959. La géologie de la haute vallée d'Abondance, Haute-Savoie, France. *Eclog. geol. Helv.*, 52, 1.
- CITA, M. B., 1965. Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the Southern Alps (Northern Italy). *Int. Sed. Petr. Ser.*, vol. VIII. *Brill*, Leyden.
- CORNELIUS, H. P., 1935-1950-1951. Geologie der Err-Julier Gruppe. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 70.
- DALLAN, L. et G. RAGGI, 1961. Sull'età delle formazioni dell'Alberese e dell'Arenaria superiore nell'Appennino settentrionale (Val di Taro e alta Valle dello Scoltenna). *Boll. Soc. geol. It.*, 80, 2.
- DOUSSE, B., 1965. Géologie des Rochers de Château-d'Œx (partie orientale). *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 119.
- ELTER, G., 1960. Osservazioni preliminari sull'età dei terreni preoligocenici del Monferrato. *Rend. Acc. Linc.*, 8a, 29, 6.
- ELTER, P., 1960. I lineamenti tettonici dell'Appennino a NW delle Apuane. *Boll. Soc. geol. It.*, 78, 2.
- 1962. Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 4, 5.
- C. GRATZIU et B. LABESSE, 1964. Sul significato dell'esistenza di una unità alloctona constituita da formazioni terzarie nell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. It.*, 83, 2.

- ELTER, P., et G. RAGGI, 1965a. Contributo alla conoscenza dell'Appennino Ligure: 1) Osservazioni preliminari sulla posizione delle ophioliti nelle zone di Zignago (La Spezia). 2) Considerazioni sul problema degli olistostromi. *Boll. Soc. geol. It.*, 84, 3.
- et G. RAGGI, 1965b. *Idem*: 3) Tentativo di interpretazione delle brecce ophiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenitici nell'Appennino Ligure. *Boll. Soc. geol. It.*, 84, 5.
- FALLOT, P., 1954. Les dilemmes tectoniques des Alpes orientales. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 78 B.
- 1956. Promenade d'hypothèse en hypothèse. *Ver. k. nederl. geol.-mijn. Genoots., geol. ser.*, 16.
- FAVRE, G., 1952. Les Préalpes médianes entre l'Hongrin inférieur et la Sarine. Région de la Dent de Corjon. *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 41.
- FENOGLIO, M., 1933. Studi petrografici sulla zona del Canavese. Gabbri anfibolici, lherzoliti e serpentinite. *Per. Min.*, 4.
- GABERT, P., 1962. Les plaines occidentales du Po et leurs piedmonts. Thèse, *Impr. Louis Jean*, Gap.
- GAGNEBIN, E., 1939. Découverte d'un lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 208.
- GÖRLER, K., 1962. Stratigraphie und Tektonik des südlichen und mittleren Abschnittes der Zone Sestri-Voltaggio einschliesslich der angrenzenden Gebiete (Prov. Alessandria und Genova). *Diss. math.-nat. Fak.*, Fr. Univ. Berlin.
- GRÜNAU, H., 1945. Das Ophiolitvorkommen von Hauen am Jaunpass. *Bull. suisse Min. Pétr.*, 25, 2.
- 1959. Mikrofazies und Schichtung ausgewählter, jungmesozoischer, radiolaritführender Sedimentserien der Zentralalpen. *Int. Sed. Petr. Ser.*, vol. 3. *Brill*, Leyden.
- GUILLAUME, A., P. BERNHEIM et J. HAAS, 1962. Le pays du flysch du secteur des Gets (Haute-Savoie). *Bull. Serv. Carte géol. France*.
- GUILLAUME, H., 1955. Observations sur le flysch de la nappe de la Simme. *Eclog. geol. Helv.* 48, 2.
- HANTKE, R. et R. TRÜMPY, 1964. Bericht über die Excursion A der Schweizerischen geologischen Gesellschaft in die Schwyzter Alpen. *Eclog. geol. Helv.*, 57, 2.
- HAUG, E., 1908-1911. Traité de Géologie II: Les périodes géologiques. *A. Colin*, Paris.
- HEIM, Alb., 1922. Geologie der Schweiz, Bd. II, 2. Hälfte. *Tauchnitz*, Leipzig.
- IBBEKEN, H., 1962. Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnittes der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scrivatal (Prov. Alessandria und Genua). *Diss. math.-nat. Fak.*, Fr. Univ. Berlin.
- ISSEL, A., 1893. Appunti geologici sui colli di Baldissero (Canavese). *Boll. Soc. geol. It.*, 12.
- JAFFÉ, F., 1955. Les ophiolites et les roches connexes de la région des Gets (Chablais, Haute-Savoie). *Bull. suisse Min. Pétr.*, 35, 1.
- JEANNET, A., 1909. La nappe rhétique dans les Préalpes vaudoises. *C. R. Acad. Sc. Paris*, séance du 24 janvier.
- 1913. Stratigraphie de la Nappe rhétique, in Etudes stratigraphiques dans les Préalpes vaudoises. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 34.
- 1941. Geologie der Oberen Sihltaler-Alpen (Kanton Schwyz). *Ber. schwyz. naturforsch. Ges.*, 3.
- KLAUS, J., 1953. Les Couches Rouges et le Flysch au SE des Gastlosen (Préalpes romandes). *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 42.
- LABESSE, B., 1962. Sur les ophiolites et brèches associées dans l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 4.
- et J. MAGNÉ, 1963. Nouvelles données stratigraphiques sur la région de Bobbio (Apennin septentrional, Italie). *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 5.
- LANTEAUME, M., 1962. Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes de Flysch à Helminthoides des Alpes et des Apennins. *Bull. Soc. géol. France*, 7^e sér., 4.
- LOMBARD, Aug. et R. LAURENT, 1963. Age et nature du flysch de la région de Mieussy (Haute-Savoie, France). *Arch. Sc. Genève*, 16, 1.
- LONFAT, F., 1965. Géologie des Rochers de Château-d'Œx (Rüбли-Gummfluh). *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 120.
- MAGNÉ, J. et J. SIGAL, 1965. Les Calpionelles du Crétacé inférieur. *Mém. BRGM*, 34.

- MARTI, J., 1960. Geologie des Unteren Diemtigtals (Berner Oberland). *Diss. Univ. Bern.*
- MATTER, A., 1964. Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet. *Eclog. geol. Helv.*, 57, 2.
- IGLORINI, C. I., 1945. Le fasi orogenetiche nell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. geol. It.*, 64.
- NARDI, R., 1965. Schema geologico dell'Appennino toscano-emiliano tra il Monte Cusna et il Monte Cimone e considerazioni sulle unità tettoniche dell'Appennino. *Boll. Soc. geol. It.*, 84.
- NICOLAS, A., 1966. Interprétation des ophiolites piémontaises entre le Grand-Paradis et la Dora Maïra. Conséquences paléogéographiques et structurales. *Bull. suisse Min. Pétr.*, 46, 1.
- NOVARESE, V., 1929. La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. *Mem. descr. Carta geol. It.*, 22.
- PARONA, C. F., 1891. Fossili del Lias medio del conglomerato terziario di Lavriano. *Atti Acc. Sc. Torino*, 24.
- 1892. Sull'età della dolomia di Arona. *Rend. Ist. lomb.*, 25.
- 1902. Nuove osservazioni sui massi di calcare rosso a Brachiopodi del Lias medio compresi nelle argille scagliose di Lavriano. *Atti Acc. Sc. Torino*, 38.
- 1924. Trattato di Geologia. *F. Vallardi*, Milano.
- 1930. Affioramenti di terreni mesozoici presso Lavriano Po nelle colline di Torino. *Atti Acc. Sc. Torino*, 55.
- PASQUARÈ, G., 1960. Sulla presenza di *Nannoconus* e *Saccocoma* nei livelli superiori del « Rosso ad Aptici » di Bellavista (Canton Ticino). *Eclog. geol. Helv.*, 53, 2.
- PASSERINI, P., 1965. Rapporti fra le ophioliti e le formazioni sedimentarie fra Piacenza e il Mare Tirreno. *Boll. Soc. geol. It.*, 84, 5.
- PERETTI, L., 1928. Le formazioni conglomeratiche aquitaniane dei colli di Superga. *Boll. Soc. geol. It.*, 46.
- PEYRE, Y., 1959. Etude sur les organismes du Jurassique présentant en section taillée l'aspect de filaments. *Rev. Micropal.*, 2, 2.
- DAL PIAZ, Gb., 1935-1936. La struttura geologica delle austriadi. Nota III. *Atti Acc. Sc. Torino*, 71.
- 1936. La struttura geologica delle austriadi. Nota IV. *Studi trentini di Sc. nat.*, 17.
- PIERI, M., 1961. Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-1959 dai geologi dell'AGIP Mineraria. *Boll. Soc. geol. It.*, 80, 1.
- PREVER, P. L., 1907. Aperçu géologique sur la colline de Turin. *Mém. Soc. géol. France*, 4^e, I.
- 1909. Le formazioni ad Orbitoidi di Rosignano Piemonte e dintorni. *Boll. Soc. geol. It.*, 28, 1.
- RABOWSKY, F., 1909. Sur l'extension de la Nappe rhétique dans les Préalpes bernoises et fribourgeoises. *C. R. Acad. Sc. Paris*, séance du 25 janvier.
- 1920. Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 35.
- REUTTER, K. J., 1961. Zur Stratigraphie des Flysches im ligurischen Apennin. *N. Jb. Geol. Pal.*, Mh., 11.
- et C. W. SAMES, 1964. Fazieszusammenhänge im Nordapennin. *Z. deutsch. geol. Ges.*, 114, 3.
- SACCO, F., 1889. Il bacino terziario e quaternario del Piemonte. Milano.
- 1935. Note illustrative dei fogli Torino, Vercelli, Asti, Alessandria, Carta geol. It., *R. Uff. geol. Roma*.
- SALIMI, F., 1965. Etudes pétrographiques des roches ophiolitiques des Préalpes romandes. *Bull. suisse Min. Pétr.*, 45, 1.
- SAMES, C. W., 1963. Beitrag zur Gliederung des Kreideflysches zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien). *Geol. Jb.*, 81.
- 1965. Zur Bildung konglomeratischer Mudflows und graderter Konglomerate. Mit einer paläogeographischen Auswertung des Baganza-Konglomerats aus dem Kreideflysch des Nordapennins. *Max Richter-Festschrift*, Clausthal-Zellerfeld.
- SARASIN, C., 1894. L'origine des roches exotiques du flysch. *Arch. Sc. Genève*, 3^e pér., 31 et 32.
- SISMONDA, A., 1860. Communicazione verbale intorno alla scoperta di alcuni fossili liassici in un calcare esistente nella regione Roncheia presso Lavriano. *Mem. Acc. Sc. Torino*, 2a, 20.
- DE SITTER, L. U., 1939. Les porphyres luganais et leurs enveloppes. *Leidsche Geol. Med.*, 11, 1.

- DE SITTER, L. U., 1960-1963. La structure des Alpes lombardes. Livre à la mémoire du professeur P. Fallot. *Soc. géol. France*, tome II.
- et C. M. DE SITTER-KOOMANS, 1949. The Geology of the Bergamasca Alps. *Leidsche Geol. Med.*, 14, 8.
- SPECK, J., 1953. Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee. *Diss. Univ. Zürich*.
- SPITZ, A., 1919a. Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 4.
- 1919b. Liasfossilien aus dem Canavese. *Verh. Geol. Reichsanst.*, 11.
- STAUB, R., 1924. Der Bau der Alpen. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 52.
- 1958. Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 103.
- STEINMANN, G., 1913. Über Tiefenabsätze des Oberjuras im Apennin. *Geol. Rundschau*, 4, 7.
- 1925. Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? *Geol. Rundschau*, 16, 4.
- STUDER, B., 1834. Geologie der westlichen Schweizer-Alpen. *K. Groos*, Heidelberg u. Leipzig.
- STURANI, C., 1964. Prima segnalazione di Ammoniti del Lias del Canavese. *Rend. Acc. Linc.*, 8a, 37, 6.
- TERCIER, J. et alii, 1945. Compte-rendu des excursions de la Soc. géol. Suisse dans les Préalpes fribourgeoises. *Eclog. geol. Helv.*, 38, 2.
- TOLLMANN, A., 1963. Ostalpen-Synthese. *Verl. F. Deuticke*, Wien.
- TREVISAN, L., 1939. Il gruppo di Brenta. *Mem. Ist. Geol. Padova*, 13.
- TRÜMPY, R., 1957. Quelques problèmes de paléogéographie alpine. *Bull. Soc. géol. France*, 6^e sér., 7.
- 1960. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. geol. Soc. Am.*, 71.
- 1965. Zur geosynkinalen Vorgeschichte der Schweizer Alpen. *Umschau*, 18.
- et A. BERSIER, 1954. Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. Pétrographie, statistique, origine. *Eclog. geol. Helv.*, 47, 1.
- TSCHACHTLI, B. S., 1941. Über Flysch und Couches Rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen). *Diss. Univ. Bern*.
- TWERENBOLD, E., 1955. Les Préalpes entre la Sarine et les Tours-d'Aï, région des Monts-Chevreuils. *Bull. Soc. frib. Sc. nat.*, 44.
- VENZO, S. et alii, 1965. Carta geologica 1: 100 000 della provincia di Parma e zone limitrofe. Epreuve d'imprimerie distribuée aux participants de la réunion annuelle de la Société géologique italienne, Parma, 1965.
- VUAGNAT, M., 1952. Pétrographie répartition et origine des microbrèches du flysch nordhelvétique. *Mat. Carte géol. Suisse*, NS, 97.
- WEIDMANN, M., 1963. Un nouveau lambeau de la nappe de la Simme dans les Préalpes du Chablais. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, 311, 68.
- WEGMÜLLER, W., 1953. Geologie des Niederhorn-Kummigalm Gebietes. *Diss. Univ. Berne*.
- WIEDENMAYER, F., 1963. Obere Trias bis mittlere Lias zwischen Saltrio und Tremona (Lombardische Alpen). Die Wechselbeziehungen zwischen Stratigraphie, Sedimentologie und syngeneticischer Tektonik. *Eclog. geol. Helv.*, 56, 2.
- ZANZUCCHI, G., 1961. Scisti ad aptici nelle argille scagliose. *Atti Soc. it. Sc. nat.*, 100.
- 1963a. La geologia dell'alta Val Parma. *Mem. geol. It.*, 4, paru en 1964.
- 1963b. Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel flysch dell'Appennino emiliano. *L'Ateneo Parmense*, 34, 2.
- et F. BARBIERI, 1965. Communication présentée à la réunion annuelle de la Société géologique italienne, Parma, 1965. A paraître dans le *Boll. Soc. geol. It.*

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
Partie I. INTRODUCTION ET SOMMAIRE	279
Summary	280
Remerciements	281
Partie II. LA ZONE LIGURE DE L'APENNIN SEPTENTRIONAL	281
Chap. 1. <i>Introduction</i>	281
1. L'unité des « argiles et calcaires »	282
Chap. 2. <i>Les unités ligures</i>	283
1. Encadrement paléogéographique	283
2. L'unité du Monte Caio	284
3. L'unité du Monte Gottero	289
4. L'unité du Monte Antola	290
5. Les flysch du groupe Monte Sporno-Penice	292
6. L'unité du Monte Cassio	293
7. Les conglomérats des Salti del Diavolo	294
Chap. 3. <i>Considérations paléogéographiques</i>	296
Partie III. LE SOUBASSEMENT DU MONFERRAT	298
1. Introduction	298
2. Rapports du soubassement avec la couverture molassique: « Tongrien » et « Gassinién »	299
3. Les terrains anté-« gassiniens »	299
Partie IV. LES ÉLÉMENTS REMANIÉS DU SOUBASSEMENT PROFOND DU MONFERRAT	303
1. Introduction	303
2. Les conglomérats et les brèches du Crétacé	303
Partie V. LES CONGLOMÉRATS OLIGOCÈNES	306
1. Introduction	306
2. Les conglomérats « tongriens »	308
3. Les conglomérats chattiens et aquitaniens	311
Partie VI. LE SECTEUR PIÉMONTAIS DU DOMAINE INSUBRIEN	313
1. La série mésozoïque du Canavese; situation tectonique	313
2. Stratigraphie	314

	Pages
3. La coupe du torrent de Levone	317
4. Les ophiolites	319
 Partie VII. LA NAPPE DE LA SIMME S. L. DANS LES PRÉALPES ROMANDES ET CHABLAISIENNES	320
Chap. 1. <i>Introduction</i>	320
Chap. 2. <i>Bibliographie</i>	321
Chap. 3. <i>Les « écailles » mésozoïques anté-flysch</i>	322
1. Les « écailles » de la nappe de la Simme s. str.	322
2. La coupe de la Gueyraz	324
3. Les « écailles » de la nappe des Gets	328
Chap. 4. <i>Les éléments des congolomérats des flysch</i>	330
1. Introduction	330
2. Provenance du matériel étudié	331
3. Age des congolomérats	332
4. Description des éléments	333
5. Répartition des éléments dans la nappe de la Simme s. l.	347
 Partie VIII. COMPARAISONS ET DISCUSSIONS	349
Chap. 1. <i>Introduction</i>	349
Chap. 2. <i>Les rapports entre domaine insubrien et domaine ligure</i>	349
1. La ride insubro-lombarde dans l'Apennin ligure	349
2. Le bassin ligure du Monferrat	352
3. La ride insubro-lombarde dans le Monferrat	353
Chap. 3. <i>Cadre paléogéographique et structural de la série insubrienne du Canavese</i>	354
1. Considérations paléogéographiques	354
2. Considérations structurales	356
3. Rapports et différences entre le Mésozoïque insubrien et la zone de Lombardie; le bassin ligure du Canavese et la ride insubro- lombarde	358
Chap. 4. <i>Le cadre paléogéographique originel de la nappe de la Simme s. l.</i>	360
1. Reconstitution de la série stratigraphique de la Simme s. l. et de son substratum	360
2. Affinités ligures des flysch crétacés de la Simme s. l.	362
3. Nature et origines des « écailles » anté-flysch de la Simme s. l. .	363
4. Origine des éléments des congolomérats	365

	Pages
5. Paléogéographie du bassin de la Simme s. l.	366
6. La patrie de la nappe de la Simme s. l.	367
Chap. 5. <i>Conclusions</i>	369
1. Introduction	369
2. Evolution structurale de la nappe de la Simme s. l. et de l'Apennin septentrional	369
BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE	370
TABLE DES MATIÈRES	375

LÉGENDES DES FIGURES PLANCHE I

Fig. 1 : Microfaciès du niveau 5 de la coupe de la Gueyraz. Calcaire marneux et siliceux à « filaments » et radiolaires. « Aalénien. » Lum. //, gross. env. 19 ×.

Fig. 2 : Microfaciès du niveau 12 de la coupe de la Gueyraz. Calcaire noduleux rouge à *Saccocoma-Lombardia* et radiolaires. Tithonique moyen. Lum. //, gross. env. 19 ×.

Fig. 3 : Tuf cristallin à quartz, plagioclases et biotite chloritisée. Elément du conglomérat du Hundsrück, station 1. Permien. Lum. +, gross. env. 19 ×.

Fig. 4 : Microfaciès des calcaires spathiques bréchiques du type « macchia vecchia »: éléments sombres de calcaire fin rosé et ciment spathique grossier beige. Elément du conglomérat de la Mocausa, station 4. Lias inférieur. Lum. //, gross. env. 19 ×.

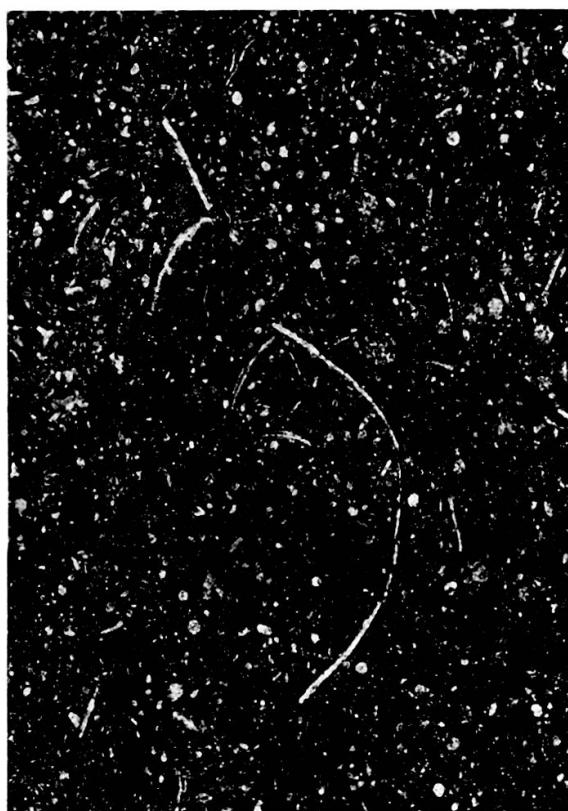


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

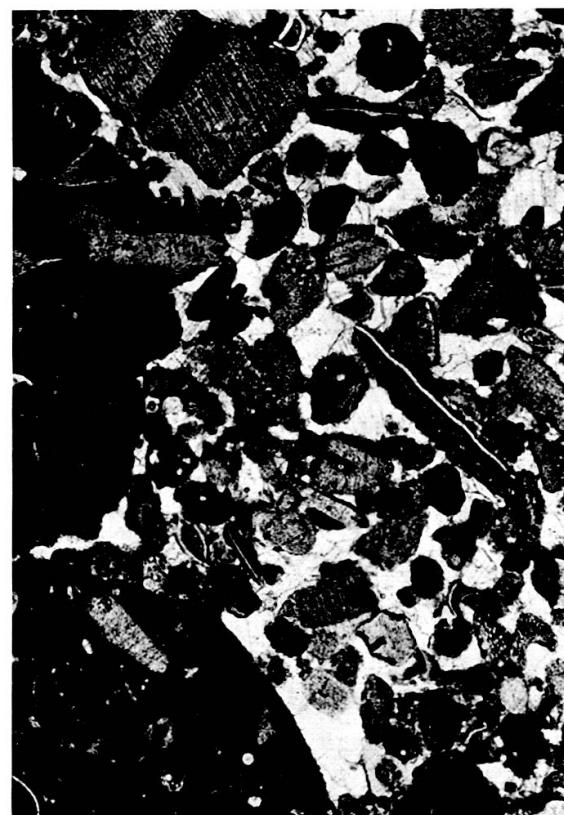


Fig. 4.

LÉGENDES DES FIGURES PLANCHE II

Fig. 1 : Microfaciès des calcaires spathiques fins, organogènes, à *Planiinvoluta carinata* LEISCHN. Elément du conglomérat de la Mocausa, station 5. Rhétien. Lum. //, gross. env. 19 ×.

Fig. 2 : Microfaciès des calcaires pseudo-oolithiques dolomitiques à *Microtubus communis* FLÜGEL. Elément du conglomérat de la Mocausa, station 15. Rhétien. Lum. //, gross. env. 19 ×.

Fig. 3 : Microfaciès des calcaires oncolithiques à *Clypeina* sp. et foraminifères divers. Elément du conglomérat de la Mocausa, station 7. Malm. Lum. //, gross. env. 19 ×.

Fig. 4 : Microfaciès des calcarénites pseudo-oolithiques dolomitiques et organogènes à algues (*Macro-porella* sp.). Elément du conglomérat de la Mocausa, station 5. Trias moyen-supérieur. Lum. //, gross. env. 19 ×

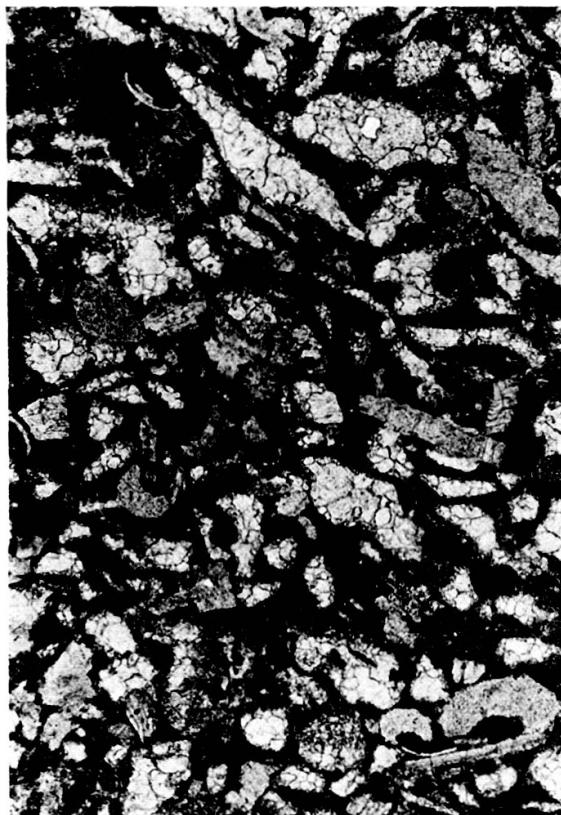


Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

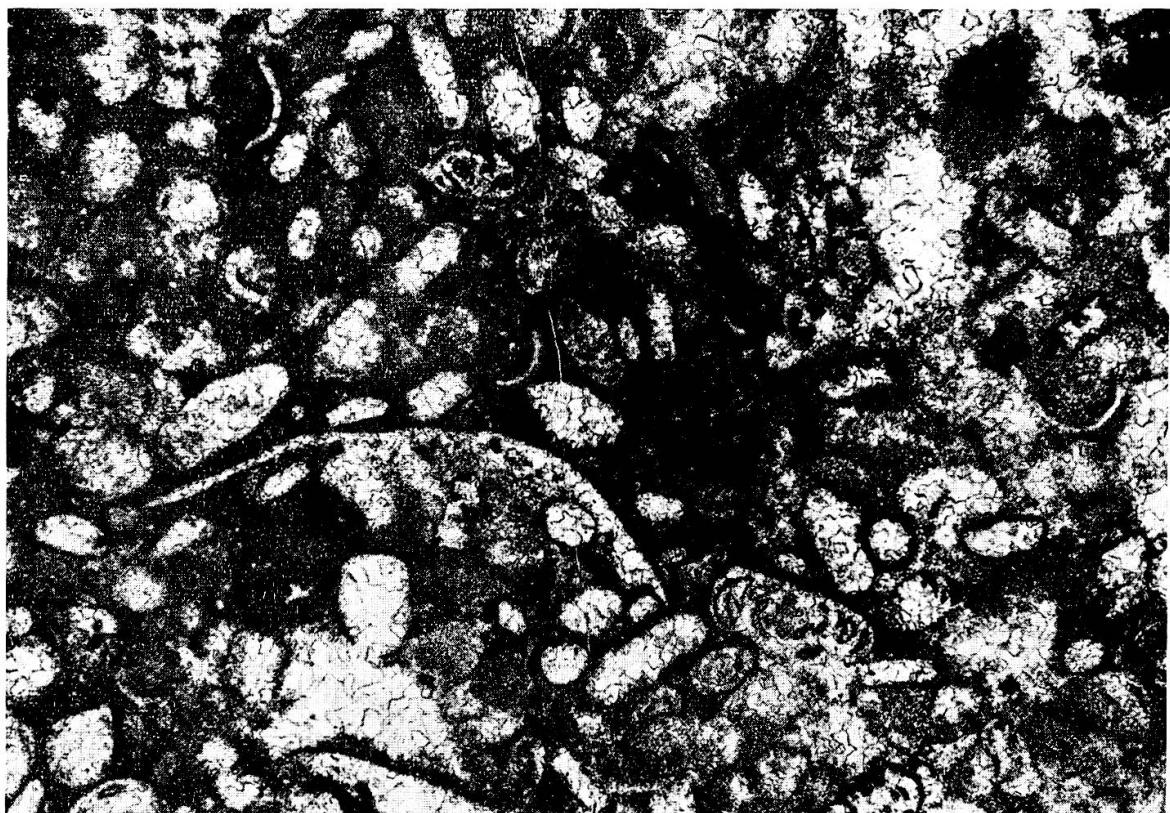


Fig. 1 : Microfaciès des calcaires pseudo-oolithiques fins à foraminifères divers (*Aulotortus sinuosus* WEYNSCH.). Elément du conglomerat de la Mocausa, station 19. Trias supérieur. Lum. //, gross. env. 9,5 ×.

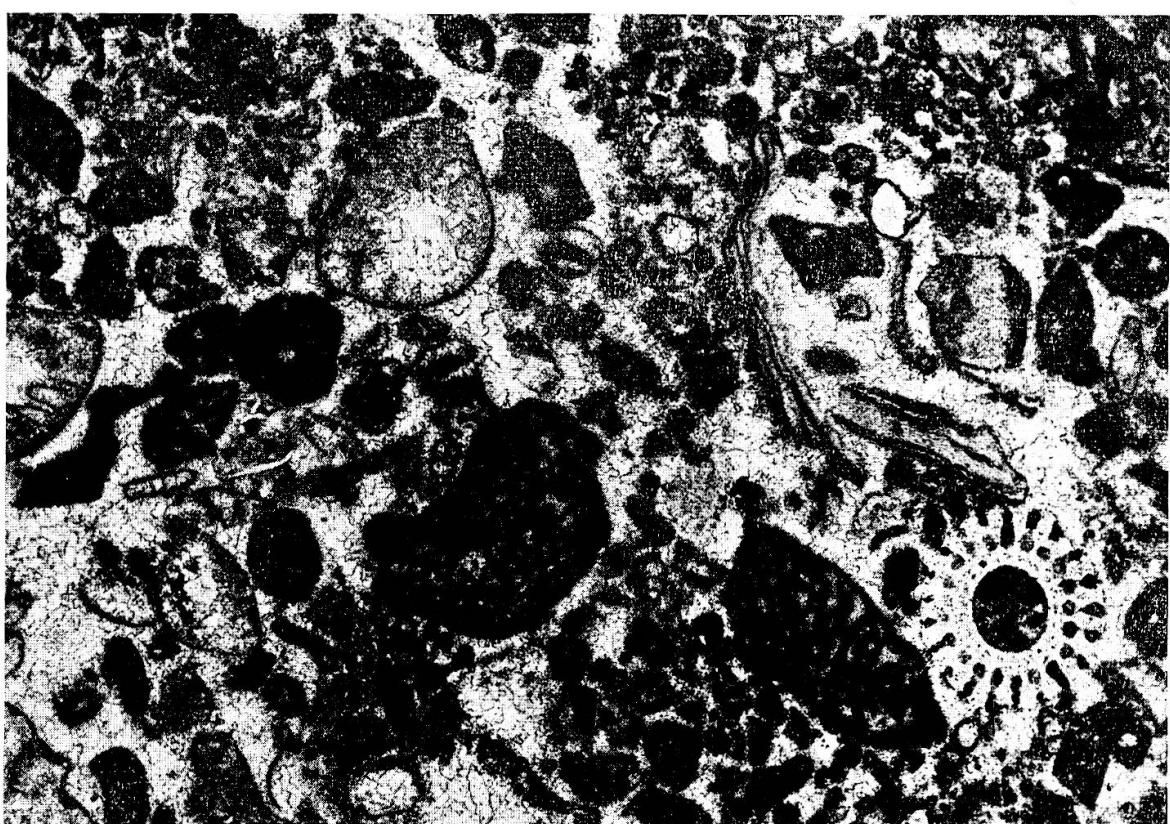
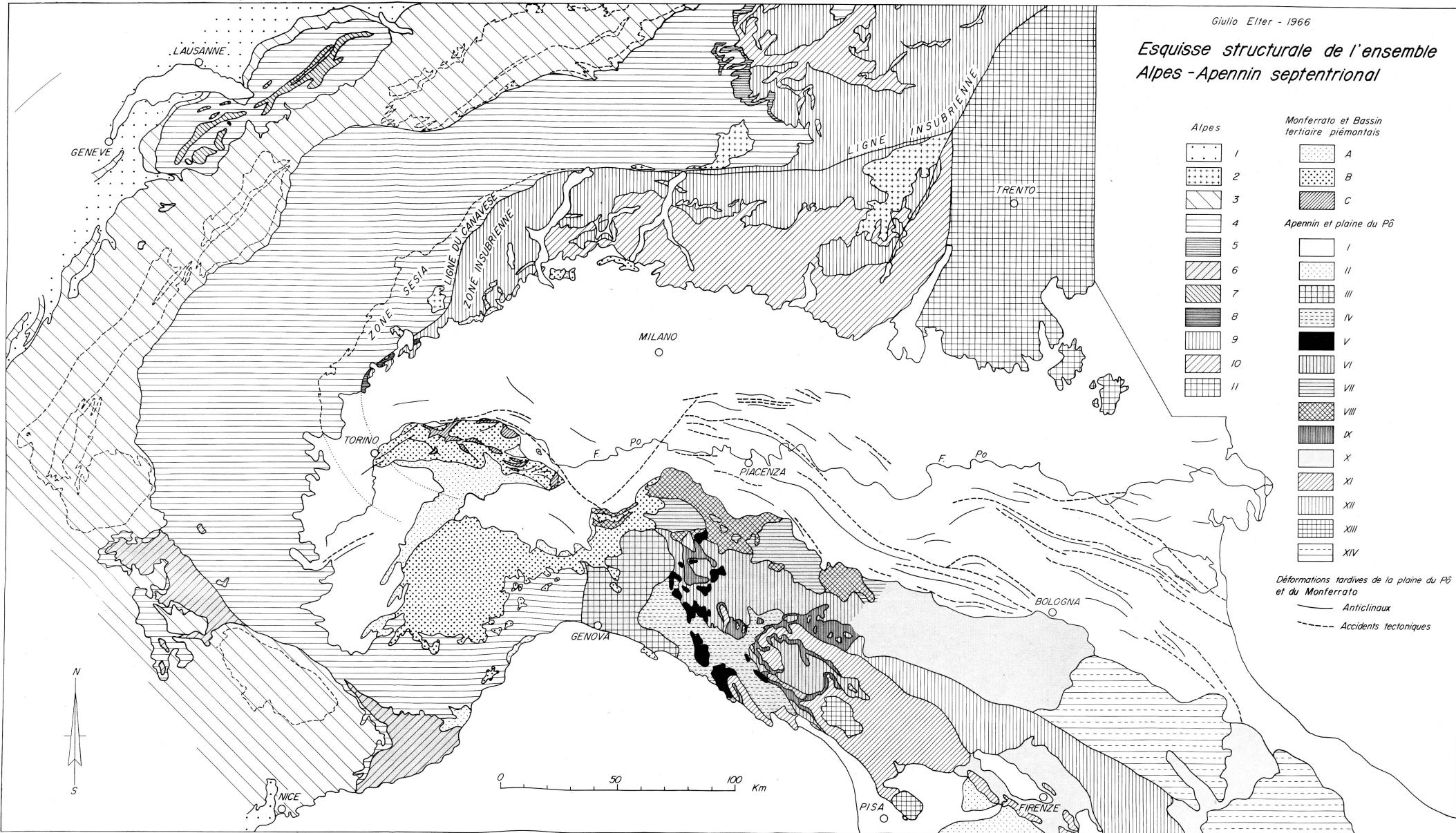


Fig. 2 : Microfaciès des calcaires pseudo-oolithiques organogènes à algues, échinodermes et *Trocholina* spp. Elément du conglomerat de la Mocausa, station 16. Trias supérieur. Lum. //, gross. env. 9,5 ×.

Giulio Elter - 1966

Esquisse structurale de l'ensemble Alpes-Apennin septentrional



Esquisse structurale de l'ensemble Alpes-Apennin septentrional.

Alpes : 1) Tertiaire post-alpin et Jura. 2) Massifs intrusifs tardo-alpins (Traversella, Biella, Bregaglia, Adamello, etc.). 3) Zone externe (massifs cristallins externes, zone helvétique s.l., zone dauphinoise s.l., zone provençale s.l., etc.). 4) Zone pennique. 5) Nappe de la Platta et écaillles d'Arosa. 6) Flysch de l'Ubaye-Embrunais et des Alpes-Maritimes. 7) Nappe de la Simme s.l. 8) Mésozoïque du Canavese. 9) Infrastructure (Permo-Carbonifère compris) de la zone insubrienne, des unités austro-alpines et de la zone de Lombardie. 10) Couverture mésozoïque et tertiaire des unités austro-alpines et de la zone de Lombardie. 11) Alpes méridionales s. str.

Monferrato et bassin tertiaire piémontais s. l.: A) Pliocène. B) Oligo-Miocène. C) Soubassement ligure du Monferrato.

Apennin et plaine du Po : I) Quaternaire et Tertiaire post-nappe («Neo-autochton») de la marge externe de l'Apennin. II) Tertiaire post-nappe («Neo-autochton») de la Toscane maritime. III) Nappe du Monte Antola. IV) Nappe du Monte Gottero. V) Ophiolites de la ride du Bracco. VI) Nappe du Monte Caio. VII) Unité du Monte Cassio. VIII) Unités du Monte Penice-Farini d'Olimo-Monte Sporno, etc. IX) Nappe des «argiles et calcaires». X) Unités ligures indifférenciées. XI) Nappe toscane. XII) Unité de Bobbio-Pracchiola-Falterona. XIII) Autochton toscane. XIV) Zone ombrione.

P. ELTER 1966

SCHEMA STRUCTURAL
DE L'APENNIN LIGURE

0 10 20 Km

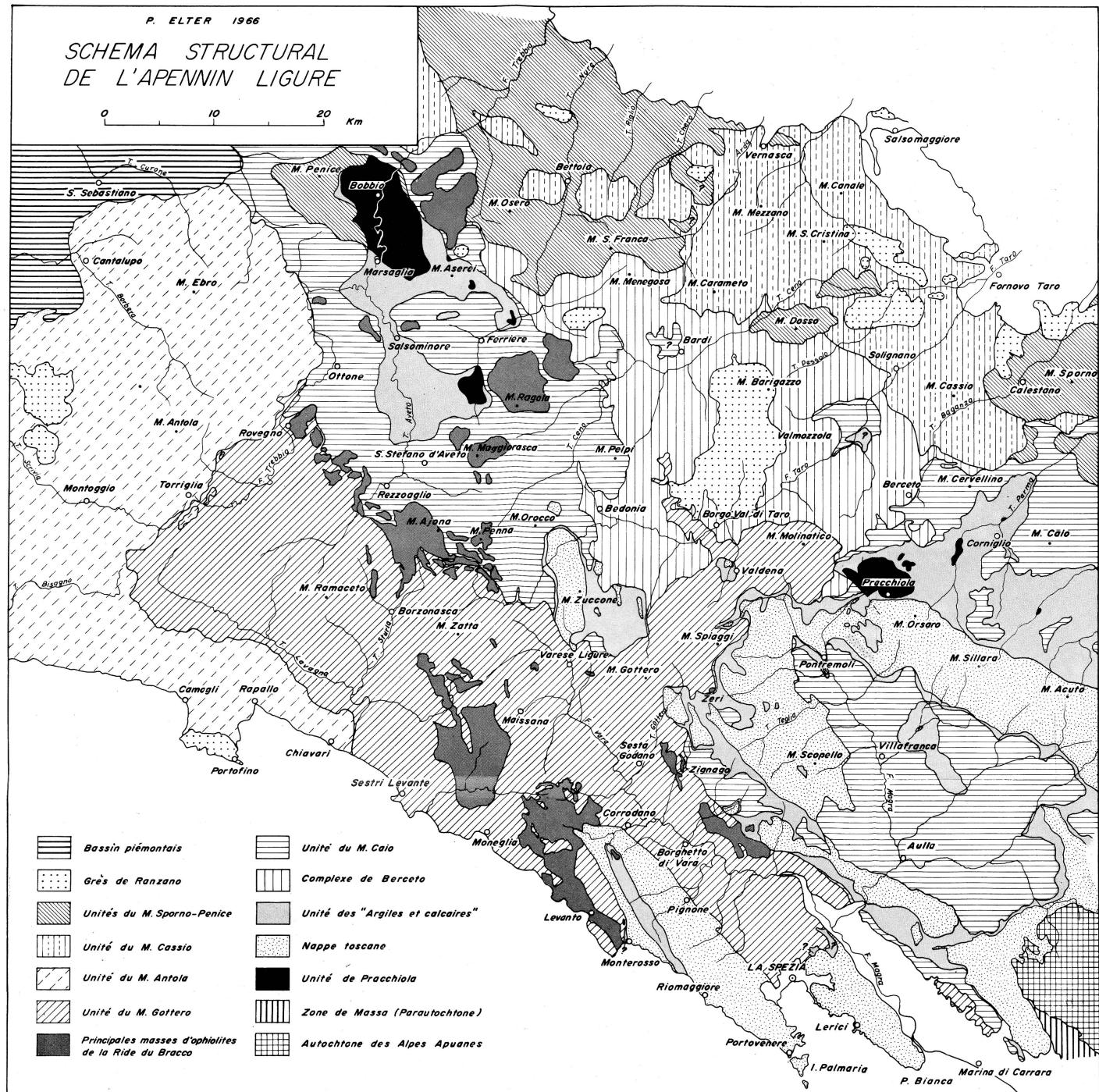


Schéma structural de l'Apennin ligure.

Dressé en grande partie d'après des observations et des levés personnels ou en collaboration avec G. RAGGI pour le côté ligure de l'Apennin et le haut Val Taro. Pour les autres régions, on a consulté les cartes géologiques de l'Italie au 1:100 000^e et on a largement utilisé la carte au 1:100 000^e de la Province de Parme (VENZO et alii, 1965) et la carte au 1:50 000^e du Val Nure de BRAGA (1965). Les cartes schématiques de BONI (1961) et de SAMES (1963) ont également été consultées.