
**LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE
DE L'ARGENTERA-MERCANTOUR
DANS LE SECTEUR COMPRIS
ENTRE LES BARRICATE ET VINADIO
(HAUTE VALLÉE DE LA STURA DI DEMONTE, ITALIE)**

par Carlo **STURANI** ¹

Riassunto.

Partendo da un rilevamento di dettaglio alla scala 1 : 12 500, l'autore ha potuto estendere anche al settore compreso tra le Barricate e Vinadio (Valle Stura di Demonte, Massiccio dell'Argentera), le suddivisioni litostratigrafiche e le datazioni stabilite più ad Ovest, nella serie autoctona dei valloni del Puriac e del Lauzanier (C. STURANI, 1962).

Per quanto riguarda la stratigrafia, i fatti più salienti emersi dal nuovo rilevamento sono : 1) la comparsa di un Keuper scistoso notevolmente sviluppato, in sostituzione dell'orizzonte delle « carnirole superiori ». 2) Il rinvenimento del *Dimyopsis emmerichi* Von Bistram (= *D. intusstriatum* auct.) entro ai calcari rosei interposti tra le peliti variegiate del Keuper sommitale ed i calcari a Grifee del Sinemuriano, tanto al Colle Cialdoletta presso Sambuco che al Puriac, il quale ha permesso di confermare su basi paleontologiche sicure l'attribuzione di quei livelli al Retico-Hettangiano, fatta in precedenza per inquadramento. 3) La possibilità di distinguere su basi paleontologiche le varie zone del Sinemuriano (s. l.) nella serie liassica del Colle Cialdoletta ; ciascuna di

¹ Istituto di Geologia dell'Università di Torino et VI^a Sezione del Centro Nazionale per lo Studio Geologico e Petrografico delle Alpi del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

queste zone è rappresentata dalla specie-guida e da altre altrettanto caratteristiche. 4) La scoperta delle « marne nere » dell'Aptiano-Cenomaniaco, localmente ben sviluppate anche in questo settore. 5) Il rinvenimento di Ippuriti e di Acteonelle (queste ultime già segnalate da S. FRANCHI e non più ritrovate in seguito) nella potente serie calcareo-dolomitica del Cretaceo superiore. 6) Il rinvenimento, dopo molte infruttuose ricerche, di *Nummulites aturicus* nei calcari eocenici del Lauzanier, che ha rimesso in questione l'età della trasgressione nummulitica; i dati paleontologici attualmente in nostro possesso forniscono indicazioni apparentemente contraddittorie, poichè la trasgressione è stata ovunque preceduta, nella regione tra la testata della Valle della Tinea ed il Monte Nebius, dal deposito di livelli continentali, limnici o salmastri, almeno in parte sicuramente equivalenti agli strati a *Cerithium diaboli* del Priaboniano basale; la presenza di quest'ultimo caratteristico fossile era già stata segnalata nella serie del Rio Conforent (C. STURANI, 1962, t. 10, f. 2); la presenza sporadica di *N. aturicus* al di sopra può forse trovare spiegazione ricordando che secondo J. BOUSSAC questa specie può talora rinvenirsi anche nelle « couches de base du Priabonien ».

Per quanto riguarda la tettonica, è importante sottolineare che le caratteristiche strutturali attualmente osservabili nella regione retrostante al Massiccio dell'Argentera, tanto nella sua serie di copertura che nelle unità più interne, sovrascorse, permettono di riconoscere assai chiaramente gli effetti di più fasi tettoniche successive, nettamente distinte.

Le deformazioni della serie autoctona sono essenzialmente imputabili ad una fase tardiva di compressione, avvenuta dopo l'arrivo e la messa in posto delle falde, e ad una successiva fase di collasso delle zone più interne, esplicitasi in questo settore mediante la formazione di una serie di faglie subverticali che troncano tutte le strutture preesistenti. Questi movimenti tardivi hanno quasi completamente cancellato — sovrapponendosi ad esse — le deformazioni della serie autoctona che potrebbero eventualmente essere dovute all'arrivo delle falde, ossia alla fase principale dell'orogenesi.

Avant-propos, avec un aperçu sommaire sur les principaux résultats de ce travail.

Dans ma thèse (C. STURANI, 1962) j'ai décrit la série autochtone à l'extrémité nord-occidentale du Massif de l'Argentera-Mercantour, c'est-à-dire du secteur compris entre le vallon du Lauzanier et la vallée de la Stura à la hauteur de Bersezio, où cette série est brusquement tronquée par un accident subvertical à direction NNW-SSE (grande faille de Bersezio). De nombreuses trouvailles de fossiles m'avaient permis de dater

de façon assez satisfaisante la plupart des niveaux de la série autochtone dans le Vallon du Pourriac. Trois campagnes de levés détaillés sur le terrain et l'étude des microfaciès au laboratoire m'avaient également accoutumé aux faciès caractéristiques des différents niveaux ; pour cette raison j'espérais pouvoir étendre assez rapidement aux régions voisines les subdivisions stratigraphiques établies dans la série du Pourriac, surtout en m'appuyant sur les analogies de faciès, même lorsque les fossiles pouvaient faire défaut.

Dans ce but, après quelques excursions préliminaires rapides dans les environs de Sambuco, au mois de juillet 1962 j'ai entrepris le lever du secteur compris entre les Barricate et Vinadio, à l'échelle 1/12 500^e. Le schéma géologique au 1/50 000^e (fig. 9) a été obtenu par la réduction de ces levés détaillés.

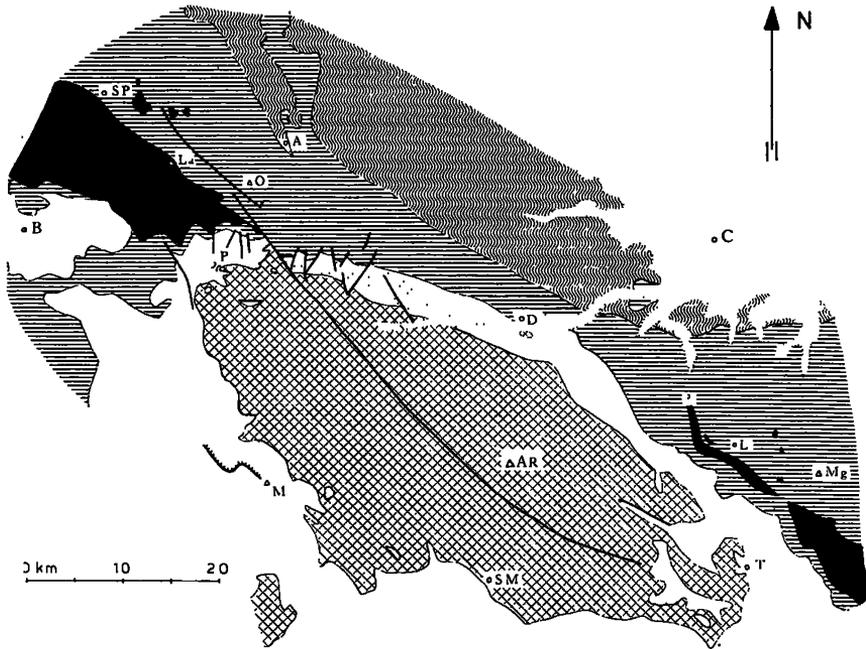


Fig. 1. — Schéma tectonique simplifié (échelle 1/800 000^e), montrant la position de la région étudiée par rapport au massif de l'Argentera et aux unités internes.

Quadrillé oblique : socle ancien et Permo-Werfénien adhérent; *en blanc* : sa couverture sédimentaire (le secteur étudié en pointillé); *hachures horizontales* : domaine briançonnais l. s. (Flysch noir, zone subbriançonnaise, zone briançonnaise pp. d., Permo-Houiller « axial », zone d'Acceglio); *en noir* : nappe du Flysch à Helminthoïdes; *hachures verticales ondulées* : zone du Piémont (Schistes lustrés prépiémontais, id. ophiolitifères, socle relatif).

A, Acceglio; AR, Cime de l'Argentera; B, Barcelonnette; C, Cuneo; D, Demonte; L, Limone Piemonte; La, Larche; M, Mounier; Mg, Marguareis; O, Oronaye (Tête de Moysse); P, Col du Pourriac; SM, Saint-Martin-Vésubie; SP, Saint-Paul-sur-Ubaye; T, Tende.

Comme il fallait s'y attendre, plusieurs formations ne nous ont pas dévoilé grand-chose de nouveau par rapport à ce qu'on en connaissait déjà dans le secteur avoisinant du Pourriac. Un certain nombre de faits nouveaux ou remarquables résultent néanmoins de cette étude : la présence d'un Keuper schisteux assez puissant, qui relaie latéralement les cargneules supérieures ; la belle série liasique du Colle Cialdoletta où on a pu reconnaître les différentes zones du Sinémurien ; la découverte des « marnes noires » de l'Aptien-Cénomaniens assez bien développées, et la trouvaille d'Hippurites et d'Actéonelles dans le Crétacé supérieur, pour ce qui concerne la stratigraphie.

Au point de vue de la tectonique, il faut souligner que les déformations de la série de couverture du revers interne du massif mettent en évidence, avec une clarté presque didactique, la succession de plusieurs phases tectoniques indépendantes, comme l'ont établi, pour les zones internes, les travaux récents de J. DEBELMAS, F. ELLENBERGER, G. ELTER, M. GIDON, M. LEMOINE, R. MALARODA, A. MICHARD, etc...

Ce travail est le fruit de mes recherches et de mon expérience en Argentera depuis 1958 ; mais il n'aurait pas été concevable sans les multiples aides et conseils que j'ai reçu de la part de tant de collègues et d'amis.

Je veux dire d'abord toute ma gratitude à mon Maître, M. le Professeur R. MALARODA, qui pendant ces années m'a sans cesse prodigué son aide et ses conseils bienveillants.

M. le Professeur J. DEBELMAS a bien voulu accueillir cette note dans les « Travaux » de son Institut ; j'ai largement profité de ses suggestions et de ses conseils ; en plus, il s'est soumis à la tâche de rendre présentable mon français : je lui exprime ici ma sincère reconnaissance.

J'ai également profité des conseils et des idées de G. ELTER et M. LANTEAUME, qui ont accepté de lire le manuscrit de ce travail. Mes collègues de l'Institut Géologique de Turin, par des discussions franches et amicales, m'ont fait profiter de leur expérience et de leurs observations, souvent inédites, élargissant le champ de mes connaissances et me conduisant ainsi à revoir et mieux préciser certaines hypothèses de travail. F. CARRARO et B. FRANCESCHETTI, en particulier, ont bien voulu mettre à ma disposition leurs levés et des photos du secteur étudié ; je les remercie tous très cordialement.

Travaux précédents.

Nos connaissances géologiques sur cette partie de l'autochtone sont demeurées longtemps fort incomplètes et fragmentaires. Comme pour bien d'autres secteurs des Alpes Occidentales, c'est à S. FRANCHI, parmi

les anciens auteurs, qu'on doit les observations les plus nombreuses et les plus exactes ; il signala notamment la présence d'Actéonelles dans le Crétacé supérieur autochtone des environs de Sambuco (1894 a, p. 72-73) et décrivit très soigneusement la série liasique et infraliasique du Colle Cialdoletta, dont il donna une liste de fossiles recueillis dans le Sinémurien (1894 b, p. 256-257). Il fut le premier à reconnaître clairement dans ce secteur la séparation tectonique entre la couverture autochtone de l'Argentera et les terrains « à faciès briançonnais », représentant la couverture plus ou moins décollée du Permo-Houiller « axial » ; il reconnut en même temps la présence d'importantes fractures à la périphérie du massif (« faille de Bersezio - Colle della Maddalena », etc.) (1906, p. 125). Les connaissances géologiques de S. FRANCHI sur cette région sont résumées dans les feuilles Dronero-Argentera et Demonte de la Carte Géologique Italienne au 1/100 000^e, qui sont admirables pour l'époque, mais qui sont loin d'être parfaites, surtout en ce qui concerne la délimitation et la datation des niveaux mésozoïques de la série autochtone.

Parmi les auteurs contemporains, A. FAURE-MURET et G. SUTER (1949), en étudiant les conditions tectoniques de la couverture sédimentaire du massif, sur le revers italien, ont cru y voir des écaillages importants, voire même un redoublement du Jurassique, et son décollement général au niveau des cargneules ; ce point de vue sera discuté plus loin.

A. FAURE-MURET et P. FALLOT (1954), en suivant l'intéressante « formation à *Microcodium* » sur le porteur du massif, en décrivent les caractéristiques à travers la région étudiée (Rio Conforent, Il Pilone, Monte Nebius) et signalent pour la première fois la structure de ce dernier (« anticlinal légèrement déversé au NE »).

La structure anticlinale du Nebius est confirmée ensuite par Y. GUBLER (1955), qui fait très justement remarquer que « ce plissement en retour de la couverture de l'Argentera a provoqué le repliement en synclinal de la nappe subbriançonnaise déjà en place ».

Dans le remarquable mémoire d'A. FAURE-MURET (1955) consacré à l'étude du revers français du massif, on trouve aussi quelques observations sur la région qui nous intéresse ; en particulier l'auteur signale la présence du Werfénien près de Vinadio et l'extension du Malm à faciès dauphinois jusqu'à la hauteur de cette ville ; en outre, sur son esquisse géologique au 1/100 000^e, la limite Jurassique-Crétacé dans les environs de Bersezio et aux Barricate est placée beaucoup plus bas que sur le 1/100 000^e italien (levé par S. FRANCHI), ce qui correspond mieux à la réalité.

Depuis 1955, l'Institut Géologique de l'Université de Turin a consacré une grande partie de son activité à l'étude systématique du revers italien du massif. Pour ce qui concerne la région en étude, R. MALARODA

(1956, 1960) a signalé la présence des quartzites werféniennes à *ripple-marks* près de Pietraporzio (1956, p. 2444), l'existence d'un niveau à galets de rhyolites, quartzites et migmatites au sommet de la série crétacée, à travers toute la région, depuis Entraque jusqu'à la Cima delle Lose (1956, p. 2444 ; 1960, p. 1368, 1370 ; 1963) et la présence de niveaux à galets de migmatites dans le Jurassique, entre Aisone et Vinadio.

B. FRANCESCHETTI (1960) confirma l'abaissement de la limite Jurassique - Crétacé aux Barricate, grâce à la trouvaille de microfaunes à *Globotruncana* sur la gauche du Rio Conforent, dans des calcaires auparavant attribués au « Giura-Lias » par S. FRANCHI ; il fit aussi quelques observations sur la structure des Barricate et sur sa genèse, que je ne partage pas complètement.

Au même temps étaient présentées à Padoue les deux thèses (inédites) de F. CARRARO et de L. EZECHIELI (secteur entre le Rio Conforent et Sant'Anna di Sambuco, et secteur entre Sant'Anna et Vinadio, respectivement), accompagnées par des cartes et des coupes géologiques au 1/10 000^e. Malgré plusieurs imprécisions, surtout en ce qui concerne la délimitation et la datation des différents niveaux, ces levers ont représenté un point de départ précieux pour mon travail. F. CARRARO (1961 a, 1961 b, 1962) publia ensuite les résultats plus intéressants de son travail et ses coupes géologiques ; pour la série autochtone, en général, il confirme ce qu'on en connaissait déjà d'après les travaux de S. FRANCHI, A. FAURE-MURET, Y. GUBLER, etc., mentionnés ci-dessus ; ses coupes géologiques peuvent être considérées en tout cas comme la première représentation assez correcte de la structure de l'autochtone dans ce secteur ; il reconnut en outre une partie du tracé de la faille suivie par le Vallone della Madonna.

Tout récemment Y. GUBLER, J. ROSSET et J. SIGAL (1961) ont donné une description très détaillée de la série crétacée des Barricate ; je discuterai plus loin quelques-unes de leurs conclusions stratigraphiques.

Enfin, dans ma thèse (C. STURANI, 1962), j'ai signalé la présence d'un niveau à *Cerithium diaboli* sur la droite du Rio Conforent, entre la formation à *Microcodium* et les calcaires nummulitiques, et donné une première description détaillée de la série liasique du Colle Cialdoletta, que je reprendrai plus loin.

STRATIGRAPHIE

Trias.

La série autochtone débute aussi dans ce secteur avec les quartzites du Werfénien ; on les observe toutefois seulement en deux endroits : près de Castello, au NE de Pietraporzio (cf. R. MALARODA, 1956, et F. CARRARO, 1961 a), et au débouché du vallon de Neraissa, non loin de Vinadio, sous le point coté 1094 (cf. A. FAURE-MURET, 1955, p. 208). Ailleurs, d'après S. FRANCHI (1906, p. 125) et A. FAURE-MURET (1955, p. 208), leur absence serait stratigraphique.

Au-dessus des quartzites (ou du socle ancien, lorsqu'ils font défaut) vient partout une série assez puissante de cargneules, dans laquelle est vraisemblablement représenté seul le niveau des cargneules inférieures, peut-être avec des bancs dolomitiques ou calcaréo-dolomitiques du Trias moyen, broyés et empâtés dans leur masse et par conséquent mal reconnaissables.

Le Keuper est au contraire remarquablement développé, avec des faciès qu'on n'avait pas encore rencontré au Pourriac, où cet étage est représenté par les cargneules supérieures (avec gypse) et par un mince horizon-repère de pélites lie-de-vin, directement surmonté par les calcaires dolomitiques du Rhétien-Hettangien. Au-delà de Pietraporzio, vers l'Est, au-dessous des mêmes pélites lie-de-vin, au lieu des cargneules supérieures, apparaît une formation assez puissante de schistes noirs, qu'on peut facilement prendre pour des Terres noires du Malm, ce qui, en effet, est arrivé à S. FRANCHI, A. FAURE-MURET, G. SUTER, F. CARRARO, L. EZECHIELI et moi-même². Ces schistes comportent à leur base des niveaux calcaires ou calcaréo-dolomitiques.

Dans le fond du ravin du Rio di Ciardola, à l'Est de Sambuco, la série du Keuper affleure dans des conditions très favorables et se montre vraisemblablement avec sa puissance d'origine près du point coté 1503, au-dessous du petit noyau synclinal liasique qui sera décrit plus loin. La série comporte, de bas en haut, les termes suivants :

- 1) cargneules inférieures ;
- 2) marnes dolomitiques de couleur violette foncée, avec taches vertes ; vers le sommet de ce niveau on observe des fragments non roulés de cargneules 2-3 mètres ;

² M. LANTEAUME m'a signalé oralement que Mme Y. GUBLER, au cours d'une excursion dans les environs de Sambuco, lui avait montré dans l'autochtone des schistes noirs rappelant par leur faciès et leur position les « schistes à *Equisetum mitharum* » du Keuper; il s'agit vraisemblablement des mêmes schistes dont il est question ci-dessus.

3) après quelques bancs très fracturés de dolomie à patine claire, jaunâtre, on passe ensuite à une série de calcaires en lits de quelques centimètres, veinés de gris-bleuâtre et de blanc-rosé ou de beige ; fréquemment on y observe des vermiculures dolomitiques ; certains bancs semblent contenir de menus débris de Crinoïdes ; à son toit, ce niveau se termine avec un mince *hard-ground* ferrugineux 30 mètres ;

4) Au-dessus viennent 50-60 mètres de schistes noirs, luisants ; les surfaces de stratification-schistosité sont souvent très finement plissottées, ce qui leur donne une apparence soyeuse caractéristique³. Vers leur toit, ces schistes prennent une teinte jaunâtre 50-60 mètres ;

5) ils sont surmontés par des calcaires jaunes, bréchiques (fragments de cargneules) 4-8 mètres ;

6) ceux-ci passent à des pélites lie-de-vin, vertes ou brunâtres, très caractéristiques, à débit écailleux 4-5 mètres.

La puissance normale des schistes noirs, telle qu'on la voit au Rio di Ciardola, est d'environ 50-60 mètres ; mais ailleurs ce niveau plastique a subi des épaisissements remarquables, tandis que les niveaux calcaires (3) sont allés former des écailles au milieu des schistes. C'est ce qu'on observe en montant de Sambuco au Colle Cialdoletta, par Sant'Anna ; ce petit village est lui-même situé sur une de ces écailles calcaires, où apparaissent des faciès plus massives, localement lumachelliques (gros Bivalves indéterminables, à test épais, épigénisé par de l'ankerite).

Les calcaires jaunes bréchiques (5) et les pélites lie-de-vin (6) se retrouvent identiques au Pourriac, au-dessous du Rhétien-Hettangien à *Dimyopsis emmerichi* ; j'ai déjà exposé dans ma thèse (C. STURANI, 1962, p. 20) les raisons pour lesquelles je place encore ces deux niveaux dans le Keuper plutôt que dans le Rhétien, comme l'a suggéré A. FAURE-MURET.

L'attribution des autres niveaux (2-4) au Keuper a été faite par encadrement, faute de fossiles ; en principe on ne peut pas exclure que les niveaux inférieurs (2-3) appartiennent encore au Trias moyen.

Sur les feuilles Dronero-Argentera et Demonte de la Carte Géologique Italienne au 1/100 000^e, levés par S. FRANCHI dans cette région, ces schistes sont marqués comme « Lias », au même titre que le Lias véritable, le Dogger et les Terres noires du Malm ; dans la feuille Dronero-Argentera, en plus, le Rhétien qui affleure à la base des parois sous le Colle Cialdoletta (« R »), est clairement séparé par un contact anormal des schistes « liasiques » qui affleurent au-dessous. Cette confusion doit

³ On peut les observer aisément aussi tout près de Sambuco, au débouché du Vallone della Madonna, en rive droite, dans les déblais d'anciennes fortifications.

avoir influencé par la suite les observations de A. FAURE-MURET et G. SUTER dans le ravin du Rio di Ciardola ; en effet ces deux auteurs y ont pris les schistes du Keuper pour du Jurassique et ils ont cru voir, pour cette raison, des écaillages importants et des redoublements dans la partie inférieure de la série autochtone. F. CARRARO (1961 *b*, pl. II, coupe 5), L. EZECHIELI (thèse) et moi-même (1962, p. 24), nous avons suivi l'interprétation de ces auteurs, par suite d'une connaissance superficielle ou indirecte de la région.

En effet il n'en est rien : le contact entre cargneules (1) et marnes dolomitiques violettes (2) en bas, d'une part, celui des schistes noirs (4) et des calcaires bréchiqes jaunes (5) en haut, d'autre part, sont parfaitement normaux, stratigraphiques et non mécaniques. Les schistes noirs du Keuper s'observent sur une distance de quelques dizaines de kilomètres, depuis la hauteur de Pietraporzio jusqu'à Vinadio, et plus loin encore vers l'Est. S'il s'agissait de Jurassique, l'on concevrait fort mal cette sorte d'injection régulière de « Terres noires » entre les cargneules et les pélites lie-de-vin sur une distance aussi grande.

Rhétien, Lias, Dogger.

Le Rhétien-Hettangien, le Sinémurien et le Dogger forment ensemble une barre calcaire atteignant 100-150 mètres de puissance, entre le Keuper schisteux et les Terres noires du Malm ; cette barre calcaire est encore divisée en deux par une vire schisteuse peu puissante, correspondant au Toarcien.

Encore assez mal reconnaissable à la hauteur de Pietraporzio, où l'on ne peut guère distinguer le Lias du Dogger, cette barre ne devient évidente qu'à partir de Sambuco vers l'Est ; elle joue alors un rôle important dans la morphologie et offre de bons affleurements. On la voit près de Case Buisun et au débouché du Vallone della Madonna, où elle vient buter par faille contre les cargneules ; plus à l'Est on la suit presque sans interruption depuis les parois sous le Colle Cialdoletta jusqu'aux maisons de Neraissa superiore, en passant par le sommet des ravins du Rio di Ciardola et le Monte Varirosa. Dans le Vallon de Neraissa cette barre disparaît sous le Quaternaire ; en plus, elle doit être affectée par un accident subvertical (voir le schéma géologique, fig. 9). Elle réapparaît plus bas, vers la confluence du Rio Borbone, avec des faciès peu ou pas fossilifères et moins aisément reconnaissables ; elle remonte ensuite jusqu'à former l'épéron (côte 1233) sur lequel est bâti le Forte Neghino.

Nous allons voir maintenant la série qu'on peut y reconnaître dans les parois sous le Colle Cialdoletta (cf. S. FRANCHI, 1894 *b*, p. 256, et C. STURANI 1962, p. 23-24) (de bas en haut ; voir les fig. 2 et 4) :

- 4) schistes de couleur jaunâtre ;
 5) calcaire marmoréen jaune citron, veiné de vert et de violet, à patine jaune, faisant saillie 3-4 mètres ;
 6) pélites lie-de-vin, localement bréchiques à la base .. 5 mètres ;
 7) marnocalcaires noduleux gris bleuté ou beige, localement fossilifère (Crinoïdes, *Dimyopsis emmerichi* Von Bistram (= *D. intusstriatum* auct.)⁴ et autres Bivalves indéterminables), formant vire .. 4 mètres ;

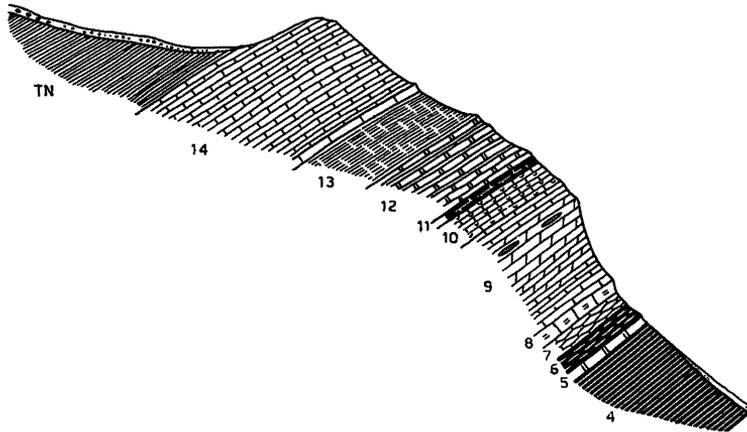


Fig. 2. — Coupe des parois sous le Colle Cialdoletta (d'après une photographie), montrant la succession des niveaux inférieurs de la série jurassique. Pour la description détaillée des niveaux 4-14, voir p. 92-93.

TN, Terres noires du Malm.

- 8) banc saillant de calcaire beige rosé, contenant les mêmes fossiles que le niveau précédent 3-4 mètres ;
 9) calcaires sombres assez bien lités, à grain fin, contenant des Brachiopodes et des Lamellibranches à test épigénisé par de l'ankérite. Les accidents dolomitiques (vermiculures, lits centimétriques, etc.) y sont fréquents ; vers le haut ces calcaires passent à de véritables dolomies cristallines cendrées, en gros bancs saillants, avec lits décimétriques de silex noir 30-40 mètres ;
 10) calcaires organo-detritiques sombres, fétides, à Gryphées, Rhynchonelles, Gastéropodes et autres fossiles 5-6 mètres ;

⁴ Je viens de reconnaître également cette espèce sur du matériel recueilli au Pourriac, dans le niveau 3b de la série décrite dans ma thèse (p. 19).

11) suivent 3-4 bancs saillants de calcaires sombres semblables aux précédents, séparés par de minces lits schisteux ou par des croûtes sili- ceuses ; ce niveau a fourni une très belle faune du Sinémurien (zones à *bucklandi*, *semicostatum*, *turneri* et *obtusum*; voir après) . . . 1,50 à 2 m;

12) au-dessus viennent des calcaires argileux sombres, à grain très fin, bien lités, comportant de temps en temps quelque banc saillant plus franchement calcaire. Vers la base on y trouve des *Oxynoticeratidae* (*Gle- viceras* ou *Radstockiceras* n. sp.) de taille géante ; dans les premiers trois ou quatre mètres suivants on trouve de très nombreux *Echioceras raricostatum* (Ziet.), *Echioceras* cf. *fastigatum* Truem. et Will., *Lepte- chioceras nodotianum* (d'Orb.), *Paltechioceras* sp., etc. ; plus haut j'ai trouvé des Bélemnites, des Térébratules et un fragment d'Ammonite à tours épais, ornés de côtes simples qui se bi- ou trifurquent vers la moitié des tours, après avoir donné naissance à un tubercule épineux (*Coeloceras* ? ou *Apoderoceras* ? sp.) (signalée comme *Vicinodiceras* sp dans ma thèse, p. 24) ; ce niveau se termine enfin avec un banc saillant couvert par un beau *hard-ground* ferrugineux 10 mètres env. ;

13) suivent une douzaine de mètres de schistes marneux feuilletés, sombres, sans fossiles, attribuables au Toarcien soit par encadrement, soit par comparaison avec le Toarcien fossilifère du Pourriac (C. STURANI, 1962, p. 22, 41-44) 12 mètres ;

14) le Dogger débute par un puissant banc calcaire faisant saillie, suivi par 50-70 mètres (parfois plus) de calcaires sombres bien lités, à toucher rugueux, non fossilifères mais absolument identiques aux cal- caires à « *Cancellophycus* », Bélemnites tronçonnées et Ammonites du Bajocien supérieur, qui affleurent des deux cotés du col du Pourriac 50-70 mètres.

Les calcaires du Dogger sont couverts à leur tour par les Terres noires du Malm, qui affleurent au sommet de la Comba Sapet.

Quant à l'âge de tous ces niveaux et aux comparaisons entre la série que je viens de décrire et celle du Pourriac (C. STURANI, 1962, p. 19 et suiv.), il est possible de dégager les conclusions suivantes. Les niveaux 4-6 appartiennent encore au Keuper (voir plus haut). Le Rhétien-Hettan- gien doit correspondre aux niveaux 7-9, datés par *Dimyopsis emmerichi* et par encadrement ; il sont assez différents du Rhétien-Hettangien du Pourriac (en particulier le niveau 9) ; certains faciès, comme les calcaires beige rosé à *Dimyopsis* et articles de *Pentacrinus*, se retrouvent néan- moins identiques dans les deux localités.

Les calcaires à Gryphées, comme au Pourriac, correspondent à la partie inférieure de la zone à *bucklandi* du Sinémurien ; ici prédominent les formes à crochet assez recourbé, intermédiaires entre *L. obliquata* (Lamk.) et *L. arcuata* (Sow.), mais plus proches à cette dernière.

Les calcaires à Arietitidés (niv. 11) ont un faciès tout à fait semblable à ceux du Pourriac, mais ils sont encore plus condensés (1,50-2 mètres, contre 3-4 mètres). Je me suis efforcé d'y recueillir les Ammonites banc par banc, autant que possible ; j'ai pu ainsi reconnaître, de bas en haut :

11 a) un ou deux bancs à *Arietites* sp. du groupe de *bucklandi* (Sow.), *Pararnioceras meridionale* (Reynes), *Coroniceras* (*Primarietites*) sp., *Paracoriceras* cf. *gmuendense* (Oppel), *Agassiceras nodulatum* (S. Buckm.), *Arnioceras* sp., *Nannobelus acutus* (Miller), *Lima succincta* Schloth., *Avicula sinemuriensis* d'Orb., *Pentacrinus* sp., etc. (le test des Ammonites est le plus souvent épigénisé par de l'ankérite et leur remplissage est rarement silicifié) ;

11 b) un ou deux bancs à *Pararnioceras alcynoë* (Reynes), *Coroniceras* (*Primarietites*) cf. *isis* (Reynes), *Arnioceras semicostatum* (Y. et B.), *A. hartmanni* (Oppel), *A. mendax* Fucini, *A. falcaries* (Quenst.), *A. cf. insigne* Fucini, *Angulaticeras dumortieri* (Fucini), *Angulaticeras* sp., *Cenoceras* sp., *Nannobelus acutus* (Miller), *Lima succincta* Schloth., *Pentacrinus tuberculatus* Miller, etc. (les Ammonites sont presque toujours silicifiées) ;

11 c) enfin, un dernier banc pétri de grands *Asteroceras obtusum* (Sow.) (voir C. STURANI, 1962, pl. IV, f. 2) ; à la base on y trouve de rares *Caenisites turneri* (Sow.), isolés.

Le niveau 11 a comprend vraisemblablement la partie supérieure de la zone à *bucklandi* et une partie de celle à *semicostatum* (sous-zones à *reynesi* et à *scipionianum*). Le terme 11 b correspond au reste de la zone à *semicostatum* (sous-zone à *sauzeanum*) ; il est remarquable d'y rencontrer le genre *Angulaticeras* qui, d'après la plupart des auteurs, serait ailleurs cantonné dans des zones plus élevées (z. à *obtusum* et à *oxynotum*)⁵. Le niveau 11 c, enfin, embrasse la zone à *turneri* et une partie de celle à *obtusum* (sous-zone à *obtusum*).

Au point de vue chronologique les calcaires à Arietitidés du Colle Cialdoletta (niv. 11) sont donc l'équivalent presque parfait de ceux du Pourriac. Là-bas les calcaires à Arietitidés se terminent avec la zone à *obtusum* (y compris les sous-zones à *stellare* et à *denotatum*) et sont couverts par un *hard-ground* siliceux mammellonné auquel correspond une lacune embrassant les zones à *oxynotum*⁶ et à *rariocostatum* du Sinémurien supérieur, ainsi que tout le Lias moyen. Ici au Colle Cialdoletta,

⁵ Cependant, R. MOUTERDE et H. TINTANT (1961, p. 289) signalent *Angulaticeras* cf. *lacunatum* (J. Buckm.) au sommet de la zone à *semicostatum*, dans le Sinémurien-type de Semur.

⁶ L'*Oxynoticeras* ? *dennyi* (Simps.) du Pourriac, décrit et figuré dans ma thèse (p. 39; pl. II, f. 4), doit être rapporté au genre *Cymbites*, qui débute vers la limite entre la zone à *turneri* et celle à *obtusum* et monte jusque dans le Lias moyen (O. SCHINDEWOLF, 1961). Il ne reste ainsi aucune preuve certaine de la présence de la zone à *oxynotum* dans les calcaires à Arietitidés du Pourriac, présence que j'avais d'ailleurs admise comme très douteuse (C. STURANI, 1962, p. 22).

après une courte lacune embrassant la partie supérieure de la zone à *obtusum* et toute la zone à *oxynotum* (remplacées par une mince croûte siliceuse qui recouvre la surface corrodée du banc à *Asteroceras*), la sédimentation a repris dès le début de la zone à *raricostatum* : en effet les *Gleviceras* ou *Radstockiceras* n. sp., qu'on trouve à la base du niveau suivant (12), montrent déjà le degré d'évolution caractéristique des *Oxynoticeratidae* de la partie inférieure de cette zone (sous-zone à *densinodulum*) ; le reste de la zone à *raricostatum* est très bien représenté dans les 3-4 mètres suivants (avec l'espèce-guide et d'autres aussi caractéristiques) ; le sommet du niveau appartient déjà à la partie basale du Lias moyen (*Coeloceras* ? ou *Apoderoceras* ? sp.), le reste de cet étage étant toujours absent (*hard-ground* ferrugineux).

Le Toarcien et le Dogger, datés par encadrement et par comparaison avec ceux du Pourriac, mais ici non fossilifères, n'appellent pas beaucoup de commentaires.

La série liasique du Colle Cialdoletta que je viens de décrire est fort intéressante sous plusieurs points de vue. D'abord sous le point de vue historique, puisque elle est connue depuis 1757, grâce à l'« *Oryctographiae Pedemontanae Specimen...* » de Charles ALLIONI ; ensuite, à ma connaissance, elle est la seule localité italienne où l'on puisse distinguer assez aisément les zones (voire même quelques sous-zones) du Sinémurien, comme dans les régions classiques ; enfin pour la richesse de sa faune, où sont représentés pratiquement tous les marqueurs de zone (sauf *O. oxynotum*). Comme celle du Pourriac, la faune sinémurienne du Colle Cialdoletta présente beaucoup plus d'affinités (absence des *Phylloceratina*, etc.) avec celles contemporaines de la province européenne extra-alpine (Bassin anglo-parisien, Jura, Bassin du Rhône), qu'avec celles du domaine méditerranéen (Alpes méridionales et orientales, Appennins, Sicile, etc.) ou celle du Langeneckgrat, qui appartient à un domaine intermédiaire (Préalpes médianes, cf. D. T. DONOVAN, 1958). Au point de vue paléogéographique, le Lias du Colle Cialdoletta, comme celui du Pourriac, appartient vraisemblablement à la zone ultradauphinoise (au sens très large du terme), bien que ses rapports avec la zone à Lias réduit, à affinités provençales (cf. A. FAURE-MURET, 1955, p. 225), ne soient pas encore bien connus.

Malm.

Le Malm, dans tout le secteur entre les Barricate et Vinadio, est encore sous le faciès dauphinois tout à fait semblable à celui du Pas de la Cavale et du Pourriac.

Dans la partie inférieure, on a des Terres noires assez typiques (beaux affleurements derrière la Caserma di Neraissa, au sommet du Rio dei

Pini); vers leur toit on observe des intercalations de bancs calcaires micro-bréchiques, à patine rouille, comme au Pourriac⁷.

Sur les Terres noires, également dans cette région, vient la barre calcaire terminale du Malm (Kimméridgien-Tithonique) qui se termine avec un banc très puissant (5-10 mètres), excellent repère pour tracer la limite Jurassique-Crétacé. Ce banc, doué d'une continuité latérale remarquable, est le même que celui qui affleure au Pas de la Cavale et dans les hauts vallons du Pourriac et de Ferriere, où j'avais trouvé des Calpionelles dans les faciès les plus fins. Dans la région comprise entre les Barricate et Vinadio, ce banc tithonique débute aussi à sa partie inférieure par une brèche à éléments calcaires étirés, dont plusieurs ont une couleur rougeâtre caractéristique; à côté de ceux-ci on remarque également des fragments de silex et de rares cailloux centimétriques de roches cristallines à composition granitiques⁸. Ce fait, que j'avais déjà signalé au Pas de la Cavale et au Pourriac (C. STURANI, 1962, p. 131 et suiv.), est du plus grand intérêt, bien qu'il ne soit pas aisément explicable, du moins d'après nos connaissances actuelles sur la paléogéographie de l'Argentera au Jurassique.

Crétacé.

La série crétacée est magnifiquement exposée dans les parois des Barricate, dans les pentes sur la droite du Rio Conforent, sous le Monte Arpet, sur les parois du Bersaio (Rocce Bianche) et sur celles du Nebius.

Dans le secteur M. Arpet-Bersaio-Nebius, elle débute par une cinquantaine de mètres (parfois moins) de calcaires sombres en bancs décimétriques, qui par leur faciès et leur position, rappellent de près le Néocomien de la série du Pourriac et du Pas de la Cavale. Ici non plus ils n'ont pas fourni de fossiles caractéristiques.

Ce Néocomien probable est suivi par une épaisseur variable (30-100 mètres) de schistes marneux sombres, luisants, admettant quelques intercalations plus franchement calcaires, dans lesquelles je n'ai trouvé que de rares Bélemnites; par leur faciès et leur position stratigraphique ils peuvent être comparés aux « marnes noires » de l'Aptien-Cénomani

⁷ Après une nouvelle excursion, je viens de trouver un beau spécimen d'*Euspidoceras perarmatum* (Sow.) au toit des Terres noires, au niveau où apparaissent ces microbrèches, non loin du col du Pourriac. Dans le même gisement j'avais déjà recueilli : *Sowerbyceras* sp. du groupe de *tortisulcatum* (d'Orb.), *Peltoceras transversarium* (Quenst.), *Taramelliceras* sp., *Perisphinctes* sp. (C. STURANI, 1962, p. 53). La nouvelle trouvaille confirme l'âge oxfordien supérieur (z. à *transversarium*) du niveau en question.

⁸ Je les ai observés notamment sur l'arête qui descend du Monte Nebius vers le col coté 2015, où se trouve la Caserma di Neraissa.

inf., développées sur le revers français du massif (cf. FAURE-MURET, 1955, p. 272-281); dans ce cas, ce niveau serait beaucoup mieux développé ici qu'au Pourriac, où il est plus calcaire et de puissance plus réduite. Il est à remarquer qu'un peu plus à l'Ouest, dans les parois des Barricate, on n'observe plus ni le Néocomien, ni les marnes noires (lacune ?, ou érosion postérieure au dépôt ?), comme l'ont déjà fait remarquer Y. GUBLER, J. ROSSET et J. SIGAL (1961). Ce niveau plastique a joué un rôle important dans le décollement partiel de la série superposée et dans son repliement indépendant (anticlinal couché du Nebius, voir plus loin).

Au-dessus des marnes noires vient une série calcaire (assez souvent calcaréo-dolomitique) très puissante, assez bien litée, dans laquelle certains bancs peuvent atteindre plus de deux ou trois mètres de puissance. Les faciès dolomitiques clairs, assez recristallisés, y sont fréquents; parfois la dolomitisation envahit la plupart de la série: c'est ce qu'on observe dans les parois du Bersaio (Rocce Bianche), qui doivent leur nom à ce phénomène. C'est bien dans ces faciès dolomitiques qu'on trouve les Actéonelles signalées par S. FRANCHI entre Moriglione et il Pilone; je les ai retrouvées dans les éboulis au pied des parois du Bersaio.

Les lits et les nodules de silex, ainsi que les fossiles silicifiés, sont fréquents dans cette série calcaréo-dolomitique; en particulier, en remontant par le chemin muletier qui conduit de Pietraporzio aux cols Vallonetto et Montagnetta, entre les cotes 1800 et 1900 sur la droite du Rio Conforent, on observe, au milieu des puissants bancs calcaires gris, de nombreux lits lumachelliques à fossiles entièrement silicifiés; parmi ceux-ci j'ai reconnu des Madréporaires, de petits Gastéropodes, de nombreux Radiolitidés et un échantillon d'*Hippurites* sp., proche d'*H. socialis* Douv. du Coniacien-Santonien.

Cette série calcaire ou calcaréo-dolomitique, qui à l'origine devait être formée surtout par des calcaires graveleux ou organo-détritiques en gros bancs, recristallisés et dolomités par la suite, par comparaison avec les séries du Lauzanier, du Pourriac et de l'Andelplan, décrites dans ma thèse (p. 65 et suiv.), et avec celle des Barricate (Y. GUBLER, J. ROSSET et J. SIGAL, 1961), doit correspondre à une partie indéterminée du Turonien supérieur, au Coniacien et à une partie du Santonien, la partie inférieure du Turonien faisant défaut, ici comme au Pourriac (lacune probable).

Le sommet de la série, sur les derniers 50-100 mètres (suivant les points), est représenté par des calcschistes plus tendres, comportant de temps en temps quelques bancs saillants de calcaires graveleux ou organo-détritique, généralement gréseux. Au milieu de ce niveau, donc très haut dans la série, se trouve un horizon caractéristique de grès blancs à ciment calcaire, passant à des conglomérats à galets de quartzites et de rhyolites

(« porfidi quarziferi » des géologues italiens), qui ont déjà fait l'objet de nombreuses observations par R. MALARODA (1956, 1957, 1690, 1963), moi-même (in R. MALARODA, 1960, et C. STURANI, 1962) et par Y. GUBLER, J. ROSSET et J. SIGAL (1961).

Par comparaison avec la série du Pourriac, les derniers 50-100 mètres que je viens de décrire, plus calschisteux et comportant ce niveau à cailloux de roches siliceuses, pourraient être attribués au Santonien supérieur. Mais en comparant les conclusions stratigraphiques de Y. GUBLER, J. ROSSET et J. SIGAL pour la série crétacée des Barricate avec ce que j'avais écrit à ce sujet sur la série du Pourriac (C. STURANI, 1962, p. 66-69) se pose la question du Campanien et du Maestrichtien.

En étudiant la série du Pourriac, j'avais admis que le Crétacé franchement marin se terminait avec le Santonien⁹ et que le Campanien était représenté dans la partie inférieure de la « formation à *Microcodium*¹⁰ »; je n'avais pas trouvé du Maestrichtien datable avec certitude.

Mais Y. GUBLER, J. ROSSET et J. SIGAL (1961) viennent de signaler au toit de la série des Barricate, au-dessous des premiers *Microcodium*, une association à *Globotruncana marginata*, *Glt. linnei*, *Glt. lapparenti*, *Glt. cfr. arca* et *Glt. cfr. caliciformis*, ces deux dernières espèces pouvant déjà indiquer le Campanien-Maestrichtien. Il est alors possible que les *Microcodium* aient fait leur apparition aux Barricate plus tard qu'au Pourriac; ceci, bien entendu, à condition que l'identification de *Glt. cfr. arca* et de *Glt. cfr. caliciformis* par les auteurs cités ci-dessus soit correcte, ce qu'on ne peut malheureusement pas contrôler, faute d'illustrations.

Formation à *Microcodium*¹¹.

Dans tout le secteur étudié, entre le Crétacé supérieur et le Nummulitique transgressif, apparaît cette formation fort intéressante sous plusieurs points de vue. (C. STURANI, 1962, p. 98 et suiv.).

⁹ Le toit de la série crétacée du Pourriac est daté par l'association : *Globotruncana lapparenti coronata*, *Glt. lapparenti tricarinata*, *Glt. groupe de linnei*, *Glt. concavata concavata* (C. STURANI, 1962, fig. 15 E; pl. XII, f. 4); cette dernière espèce, dont la détermination ne me semble pas faire de doute, est envisagée dans tous les travaux récents (voir par exemple : H. S. EDGELL, A record of *Globotruncana concavata* (Brotzen) in Northwest Australia, *Rév. Micropal.*, 5, 1962) comme caractéristique du Coniacien sup.-Santonien, seule sa variété *carinata* Dalbiez (= *Glt. ventricosa* auct.) pouvant parfois dépasser la limite Santonien-Campanien.

¹⁰ La partie inférieure de la formation à *Microcodium* du Pourriac est datée par quelques microfaunes (C. STURANI, 1962, fig. 15 F), dans lesquelles paraissent plusieurs espèces (*Glt. cfr. arca*, *Glt. aff. arca*, *Glt. conica*, *Glt. fornicata*), qui manquent complètement dans la série sous-jacente.

¹¹ Je viens de découvrir que le nom de *Microcodium*, établi par GLUCK en 1914, doit tomber en synonymie de *Paronipora*, établi en 1903 par G. CAPEDE sur des échantillons de ces *Problematica* recueillis par F. SACCO dans le vallon du Pourriac, et attribués par G. CAPEDE

Entre le thalweg de la Stura à la hauteur de Servagno et le Monte Bersaio, cette formation n'atteint jamais une puissance supérieure à 2-3 mètres (localement elle peut même être absente); elle y est représentée par des faciès calschisteux clairs, souvent assez siliceux, au milieu desquels sont noyés des touffes de ces Algues *incertae sedis*. Sur la droite du Rio Conforent, entre le toit de la formation à *Microcodium* et la base du Nummulitique transgressif apparaissent les couches à *Cerithium diaboli* (C. STURANI, 1962, p. 108; pl. X, f. 2).

Dans l'axe du pli couché du Nebius, c'est-à-dire sur la crête secondaire entre la Cordiera et le Vallone degli Spagnoli, la formation à *Microcodium* devient conglomératique et augmente sensiblement de puissance; les éléments du conglomérat ont été empruntés au Crétacé sousjacent; leur dépôt a été accompagné de l'érosion des niveaux calschisteux sommitaux de la série crétacée (y compris également le niveau détritique à galets de rhyolites et de quartzites), de telle façon que se réalisent des conditions semblables à celles observées au Lauzanier (C. STURANI, 1962, pl. I, f. 4). Il semble donc assez vraisemblable que cet anticlinal du Nebius ait été ébauché déjà vers la fin du Crétacé, avant d'être déversé au NE et accentué pendant une phase tardive de l'orogénèse alpine.

Quelques dizaines de mètres à l'Est de la cime du Nebius on observe enfin, au toit de la formation, des niveaux à Cyclophoridés (*Dissostoma* ?) et leurs opercules, identiques à ceux déjà connus au Camp des Fourches, au Lauzanier, au Pourriac, etc. (C. STURANI, 1962, pl. IX, f. 3-7).

Nummulitique.

Le Nummulitique est représenté dans la région étudiée par ce qu'on appelait autrefois la « trilogie priabonienne » : calcaires nummulitiques transgressifs à la base, schistes à Globigérines au milieu, puissante série détritique à faciès « Grès d'Annot » au sommet. Je n'ai pas grand-chose à ajouter sur ce qu'on en connaissait déjà (cf. A. FAURE-MURET et P. FALLOT, 1954; F. CARRARO, 1961 a; D. STANLEY, 1961), d'autant plus qu'il ne présente pas des différences remarquables par rapport au Nummulitique du Lauzanier et du Pourriac (C. STURANI, 1962, p. 116 et suiv.), sauf une augmentation locale de puissance des calcaires nummulitiques, qui peuvent comporter par endroits (Monte Nebius) un conglomérat de base.

aux *Tetracoralla* (1). Il me paraît pourtant bien difficile de changer un nom consacré par l'usage, surtout pendant ces dernières années; en tout cas je reviendrai sur cette question de nomenclature dans une autre occasion.

Il faut au contraire revenir sur la question des « grandes Nummulites » et sur l'âge de la transgression nummulitique dans cette partie du massif (cf. C. STURANI, 1962, p. 120-123).

Je viens finalement de découvrir par hasard au Lauzanier, dans un bloc non en place, des exemplaires de *N. aturicus* (*N. perforatus* auct.), espèce qui m'avait échappé jusqu'à présent, malgré de longues recherches poursuivies avec acharnement pendant trois campagnes de levés : je me souviens fort bien des heures passées à genoux sur la grande dalle des calcaires nummulitiques de la Croix, au Lauzanier, cherchant en vain ces fantomatiques *Nummulites perforatus* mentionnées par J. BOUSSAC; hélas, je n'avais pas eu assez de chance ! Ce sont J. BOUSSAC, A. FAURE-MURET et Y. GUBLER qui avaient raison; c'est M. MAINGUY et moi-même qui avions tort lorsque nous mettions en doute la présence de cette espèce dans ce secteur de l'autochtone. D'ailleurs, la présence, maintenant hors de discussion, de *Nummulites aturicus* ne simplifie pas le problème. Au contraire.

Dans toute la région depuis le Camp des Fourches jusqu'au Monte Nebius, les premiers dépôts du Nummulitique transgressif (représentés soit par un conglomérat de base à *Meretrix villanovae* et rares Nummulites indéterminables, soit par des calcaires faiblement gréseux peu ou point fossilifères) reposent sur les couches à Gastéropodes terrestres, d'eau douce ou saumâtre, d'âge déjà éocène, qui couronnent la formation à *Microcodium*. Au Camp des Fourches, ce sont des niveaux à opercules de Cyclophoridés; au Lauzanier on voit ces couches à Cyclophoridés (*Dissostoma mumia* ?) et leurs opercules, auxquels s'ajoutent des Planorbes écrasés (*P. euomphalus*, d'après P. JODOT, in Y. GUBLER, 1961), suivies par un mince horizon plus détritique à *Melanopsis carinata*, *Melania muricata* (d'après Y. GUBLER, 1961) *Melania* sp., *Palaeocyclotus exaratus*, Lamellibranches limniques indéterminables, etc.; à l'Enchastraye on a une succession semblable : couches à opercules de Cyclophoridés au-dessous, couches détritiques à *Melanopsis carinata*, *Melania* sp., *Neritina* sp., etc. au-dessus; sur la crête entre la Cima delle Lose et la Punta dell'Inciano appaissent des couches à *Dissostoma mumia* ? et leurs opercules, accompagnés par *Palaeoglandina* cfr. *naudoti*; à la Fontana Salavecchia et à Bersezio on voit des couches à Pulmonés écrasés indéterminables et opercules de Cyclophoridés, suivies par des niveaux à *Diastoma costellatum* mut. ? et Cérithes indéterminables; sur la droite du Rio Conforent on a également des couches à petits Pulmonés indéterminables et des niveaux à *Cerithium trochleare diaboli* bien reconnaissable; au Monte Nebius, enfin, ce sont encore les faciès à Cyclophoridés et leurs opercules.

Dans ma thèse j'avais conclu que ces niveaux à Gastéropodes étaient au moins en partie l'équivalent continental des couches à *Cerithium diabolii* et devaient par conséquent appartenir — au moins dans leur partie la plus élevée — au Bartonien, la présence éventuelle de *N. aturicus* au-dessus pouvant s'expliquer en rappelant que d'après J. BOUSSAC (1911, p. 75) cette espèce peut parfois se rencontrer encore « dans les couches de base du Priabonien ».

En effet, voici la distribution verticale de quelques-unes des espèces de Mollusques mentionnées ci-dessus, principalement d'après le *Fossilium Catalogus (Gastropoda extramarina tertiaria)* de W. WENTZ et l'ouvrage de J. BOUSSAC sur le Nummulitique alpin :

Palaeocyclotus exaratus Sandb. : Bartonien;

Melanopsis carinata Sow. : Bartonien-Rupélien (débuterait dès l'Auver-sien d'après J. BOUSSAC);

Planorbis euomphalus Sow. : Bartonien-Lattorfien;

Tarebia acuminata (Sow.) (= *Melania muricata* Woods) : Lattorfien-Rupélien;

Cerithium trochleare LK. *diabolii* Brogn. : Bartonien;

Meretrix villanovae Desh. : très abondante au Bartonien, les rares formes signalées dans des gisements auversiens étant douteuses, même d'après J. BOUSSAC.

Mme Y. GUBLER, en signalant ces faunes à Pulmonés du Lauzanier (1961), voit le problème sous un point de vue opposé; pour elle la présence de *N. aturicus* met hors de doute l'âge lutétien supérieur de la transgression; ces « Pulmonés d'eau douce connus jusqu'alors du Ludien seulement... » (ce qui de toute façon n'est pas exact) « ... dans ce point des Alpes auraient fait leur apparition plus tôt, avant le Lutétien supérieur ».

Une troisième hypothèse, intermédiaire entre les deux points de vue exposés ci-dessus, admettant que la base des calcaires nummulitiques change rapidement d'âge selon les points, c'est-à-dire que la limite Lutétien-Priabonien tombe au milieu des calcaires nummulitiques au Lauzanier et dans les autres localités où l'on a signalé *N. aturicus*, au milieu du niveau à Pulmonés au Rio Conforent et dans les autres endroits où se trouvent les Cérithes, me semble très peu vraisemblable.

Aussi la question reste ouverte. Je tiens toutefois à souligner que des rectifications d'âge éventuelles, concernant le sommet du Crétacé franchement marin, ou la transgression nummulitique, ne modifient aucunement la reconstruction paléogéographique (régression générale) de l'Argentera au passage Crétacé-Tertiaire, que j'avais esquissée dans ma thèse.

TECTONIQUE

Rapports entre socle et couverture.

La surface qui sépare le socle cristallophyllien de sa couverture sédimentaire, dans le secteur étudié est toujours très inclinée, de 45° ou plus, vers le NNE; en quelques endroits (notamment au débouché des Barricate, dans le fond du Rio di Ciardola, etc.) elle est même redressée presque à la verticale. Dans ces derniers cas, la nature mécanique du contact est généralement évidente.

Loin d'être un plan régulier, cette surface présente des ondulations transversales, comme on peut le voir au Castello, près de Pietraporzio, et à la hauteur de Sambuco, où elle est affectée par la faille du Vallone della Madonna et par une de celles du système du Rio Bianco, qui délimitent un coin effondré.

Je viens de dire que la nature du contact entre le socle et sa couverture est souvent mécanique : au débouché des Barricate, ce sont les Terres noires du Malm qui viennent buter directement contre le gneis¹²; ailleurs ce sont généralement les cargneules. Mais il faut souligner qu'en d'autres points (entre Pietraporzio et Moriglione, et sur tout le revers SW du Monte Autes, par exemple), bien qu'assez redressé, le contact semble parfaitement normal.

A mon avis, la tectonisation locale des contacts est en grande partie contemporaine du redressement et tient surtout à l'énergique surrection finale du massif, plus qu'au décollement général de la couverture et à son charriage sur le socle vers le Sud, antérieurs à ce redressement, comme le voudraient A. FAURE-MURET et G. SUTER (1949).

Rôle des niveaux plastiques ; disharmonies tectoniques.

Quant aux déformations de la couverture, elles ont été beaucoup influencées par l'alternance de niveaux plastiques et de niveaux rigides, ce qui a déterminé des disharmonies tectoniques assez nombreuses, mais jamais très fortes.

Les niveaux plastiques sont, de bas en haut, les suivants : cargneules, schistes noirs du Keuper, Terres noires du Malm, marnes noires de

¹² Le contact se voit très bien sur la route nationale, 150 mètres au N du point coté 1356, et en rive gauche de la Stura près du torrent, quelque cent mètres à l'Est; les Terres noires tectonisées à la proximité du contact perdent leur teinte noire caractéristique et deviennent jaunâtres par oxydation.

l'Aptien-Cénomaniens inf. Ils séparent des complexes rigides d'importance différente : calcaires triasiques (niv. 3, à la base des schistes du Keuper) ; Rhétien-Hettangien-Sinémurien-Dogger ; Kimméridgien-Tithonique-Néocomien ; Crétacé supérieur-Nummulitique-Grès d'Annot. Le Toarcien et les schistes à Globigérines du Priabonien sup., eux aussi très plastiques, n'ont pas joué un rôle comparable à cause de leur puissance beaucoup plus faible.

Déformations de la couverture ; le pli couché du Nebius.

Dans toute cette région la série autochtone montre des pendages assez forts vers le NNE ; en remontant les vallons du Rio Bianco et de la Madonna, qui l'entament profondément, on voit qu'en profondeur, et dès qu'on s'éloigne du socle, tous les niveaux tendent à se redresser de plus en plus.

En outre, le complexe rigide Crétacé sup. - Nummulitique, à partir du Bersaio vers l'Est, se décolle au niveau des marnes noires de l'Aptien-Cénomaniens et dessine un anticlinal couché vers le Nord (fig. 3, 4, 5). A la hauteur du Vallone della Madonna, la charnière de cet anticlinal est brusquement déplacée par la grande faille que suit ce vallon (fig. 3, 4, 5) ; sur la gauche, dans les parois du Bersaio, elle se trouve à 1 700 mètres environs ; on y voit très bien les marnes noires du Crétacé moyen épaissies et plissottées de façon de remplir le noyau de l'anticlinal ; le premier banc calcaire du Crétacé supérieur est plié en coude, presque à angle droit ; les autres, de plus en plus hauts, s'adaptent à cette structure en augmentant chaque fois le rayon de courbure. Sur l'autre côté du vallon (fig. 3) on voit en bas les calcaires néocrétacés plongeants de 75°-80° vers le NNE se redresser d'abord à la verticale, puis se renverser jusqu'à dessiner la charnière, qui se trouve ici vers 1 950-2 000 mètres sur les parois de la Cordiera ; au-dessus, dans le flanc normal, le pendage s'affaiblit rapidement. Aussi de ce côté on voit très bien les schistes noirs du Crétacé moyen s'épaissir et s'adapter au cœur de l'anticlinal.

Au-dessous, dans le secteur compris entre les vallons de la Madonna et de Neraissa, les deux autres complexes rigides inférieurs (Kimméridgien-Tithonique-Néocomien et Rhétien-Lias-Dogger) ne participent pas à cette structure, mais montrent simplement des pendages de plus en plus forts avec la profondeur, jusqu'à devenir subverticaux (fig. 5).

Cet anticlinal couché du Nebius se poursuit très loin vers l'Est, comme l'a montré R. MALARODA dans ses travaux (1957, p. 104 ; pl. XIII, coupe 10). Vers l'Ouest il s'amortit assez rapidement et passe à une simple flexure ; ceci est dû vraisemblablement à la disparition, depuis



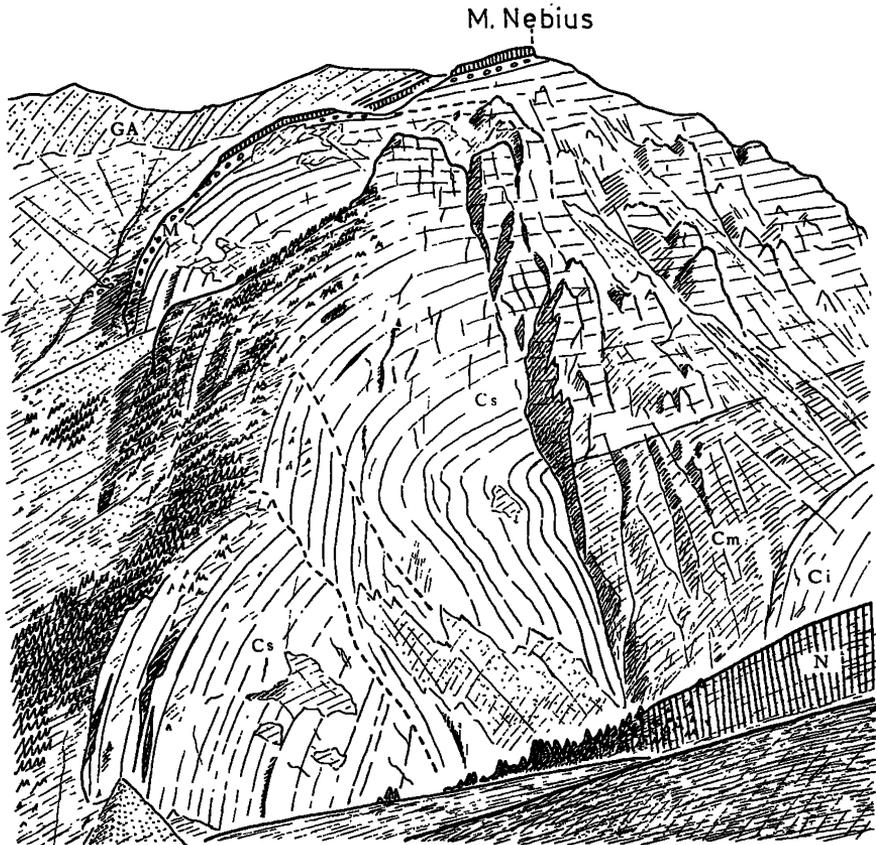


Fig. 3 a-b. — La crête de la Cordiera et le Mont Nebius vus des prairies sur le revers Est du Colle Piconiera (Photo F. CARRARO). On aperçoit bien la charnière du pli couché du Nebius, et son déplacement oblique par la faille du Vallone della Madonna.

Ci, Crétacé inf.; Cm, schistes noirs de l'Aptien-Cénomancien; Cs, Crétacé sup.; M, formation à *Microcodium*; N, calcaires nummulitiques (barré vertical); GA, Grès d'Annot. Comparer avec les fig. 4 et 5.

le Monte Arpet, des marnes noires de l'Aptien-Cénomaniens, au niveau desquelles s'est fait ailleurs le décollement.

Ce pli couché du Nebius est bien enraciné en profondeur, vers le Nord, du moins à la hauteur du Vallone della Madonna où on en voit les parties les plus profondes.

Les accidents chevauchants du Rio di Ciardola.

Vers le sommet des ravins du Rio di Ciardola (fig. 6), la barre calcaire du Rhétien-Lias-Dogger est affectée par une faille à direction SW-NE, inclinée vers le NW. Le secteur Est, soulevé, est légèrement gauchi vers le Nord, de telle façon qu'il s'insinue entre le Dogger et le Rhétien-Sinemurien du secteur affaissé, chevauchant sur une centaine de mètres les calcaires de ces derniers niveaux.

Cet effort tangentiel se traduit, dans le secteur surélevé, chevauchant, par un recourbement de la barre calcaire qui a écrasé les Terres noires

Fig. 4. — Le Vallone della Madonna et la Vallée de la Stura
vus depuis les parois sous le Colle Cialdoletta.

En premier plan, à droite, le sommet de ces mêmes parois avec les niveaux fossilifères liasiques (9, calcaires dolomitiques et dolomies cendrées du sommet de l'Hettangien; 10, calcaires à Gryphées; 11 *a-b c*, calcaires à Ariétitidés du Sinémurien; etc., voir p. 93. Dans le niv. 12, un astérisque marque le banc à *Oxynticeratidae* géants, trois gros points noirs marquent les bancs à *Echioceras*).

P, Pietraporzio; F, failles; X, socle cristallophyllien; SB, Subbriannonnais; pour les autres lettres, voir la figure suivante.

Fig. 5. — Coupes sériées, à l'échelle 1/25 000^e, dans le massif du Nebius.

La première, F-F, correspond au tracé simplifié de la faille du Vallone della Madonna; on a représenté les structures du secteur Ouest, affaissé. La deuxième et la troisième ont une orientation SW-NE. Celle en dernier plan a été obtenue en projetant sur un plan N-S la crête M. Autes - M. Nebius - M. Salè - M. Omo.

Le niveau de base étant le même pour les quatre coupes, on obtient ainsi un effet panoramique : c'est à peu près ce qu'on verrait depuis la crête du Bersaio en direction de l'Est. On peut apprécier également de façon directe le déplacement oblique causé par la faille du Vallone della Madonna.

Les structures du Subbriannonnais ont été dessinées d'après les coupes et les photos (édites ou inédites) de F. CARRARO.

Cg, cargneules; Tc, calcaires triasiques (niv. 3); Ks, schistes noirs du Keuper; Km, marnes bariolées du Keuper sommital; I, Infralias (calcaires et dolomies du Rhétien-Hettangien); S, Sinémurien et Pliensbachien inf.; Ls, Lias sup. schisteux; D, Dogger; TN, Terres noires; K, Kimméridgien; Ti, banc tithonique; Ci, Crétacé inf.; Cm, schistes noirs de l'Aptien-Cénomaniens; Cs, Crétacé sup. (le niveau à galets de roches siliceuses, au sommet de la série, est indiqué par un astérisque, juste sous la cime du Nebius); M, formation à *Microcodium* (remarquer la base discordante); N, calcaires nummulitiques; PS, Priabonien sup. schisteux; GA, Grès d'Annot; φ P, front pennique; R, Rhétien subbr.; L, Lias subbr.; JD, Jurassique moyen-sup. subbr. sous le faciès dolomitique; JC, *id.*, sous le faciès calcaire; T, Trias subbr. du Monte Omo.

1, Sant'Anna; 2, Colle Cialdoletta; 3, Cordiera; 4, Vallone degli Spagnoli; 5, Ciardola grande; 6, cote 1810; 7, cote 2015; 8, Colle Mourà delle Vinche; 9, Colle Serour; 10, Colle Salè.

en dessus. Il s'agit donc d'un chevauchement intercutané de très faible ampleur, *transversal* par rapport à la direction générale de l'autochtone.

En plus, au-dessous de l'accident que je viens de décrire, on observe au milieu des schistes noirs du Keuper un noyau synclinal de calcaires du Rhétien-Hettangien, accompagnés par les marnes lie-de-vin du Keuper ; le passage aux schistes noirs du Keuper, en bas, est parfaitement tranquille, de nature stratigraphique (voir p. 91) ; en haut, au contraire, le flanc inverse de cette structure a été complètement étiré, et les mêmes schistes noirs du Keuper, tectonisés et emballant une écaille de calcaires triasiques (niv. 3), chevauchent directement le Rhétien-Hettangien du noyau synclinal. Dans ce deuxième cas on a affaire avec un écaillage intercutané *longitudinal*, vraisemblablement antérieur au précédent, mais lui aussi d'ampleur très limitée (quelques centaines de mètres au plus).

En tout cas il n'y a là aucune trace des écaillages importants, voire même d'un redoublement de la série jurassique, qu'avaient cru voir A. FAURE MURET et G. SUTER (1949).

Age et causes des accidents longitudinaux (pli couché du Nebius et chevauchement inférieur du Rio di Ciardola).

Si l'on excepte probablement l'écaillage intercutané inférieur du Rio di Ciardola, je ne connais pas, *dans ce secteur de l'autochtone*, de déformations qui pourraient être mises en rapport avec l'avancée et la mise en place des nappes internes (subbriançonnaises, briançonnaises et du Flysch à Helminthoïdes), c'est-à-dire avec la phase principale de l'orogénèse, qui a dû se produire, ici, après le dépôt des Grès d'Annot autochtones et avant celui des premiers conglomérats postparoxysmaux péri-alpins (notamment des conglomérats sannoisiens à *Natica crassatina* de Barrême — voir J.-C. CHAUVEAU et M. LEMOINE, 1961, p. 171, 177).

S'il en existe d'autres (par exemple, décollement général de la série au niveau des carneules, mouvements différentiels des niveaux rigides par rapport aux niveaux plastiques, laminations, etc.), elles ne sont pas évidentes et auraient été masquées par les effets des mouvements successifs ; de toute façon, même si l'on ne peut certainement pas exclure *a priori* leur existence, je doute qu'elles aient eu *ici* l'ampleur que leur ont attribuée certains auteurs ; nous verrons plus loin que l'existence d'un décollement de la série de couverture sur le revers externe du massif n'implique pas forcément celle d'accidents de nature, d'ampleur et de sens tout à fait comparables, dans la série de couverture du revers interne, puisqu'il est fort probable qu'elles ont suivi une évolution tectonique assez indépendante, grâce à la solution de continuité réalisée pendant la phase d'érosion anténummulitique.

Le redressement de l'autochtone sur le revers interne du massif ainsi que la genèse du pli couché du Nebius et de quelques autres accidents longitudinaux sont dus, à mon avis, à une phase plus tardive de l'orogénèse, lorsque les nappes étaient déjà bien en place.

Y. GUBLER (1955) l'a démontré très clairement pour ce qui concerne certaines structures du Subbriançonnais et leurs rapports avec le pli couché du Nebius.

Toutes ces différentes unités tectoniques (autochtone, nappes briançonnaises et subbriançonnaises, Flysch à Helminthoïdes, etc.) ont été en quelque sorte serrées et repliées les unes avec les autres, entre le Massif de l'Argentera, dont commence la surrection énergétique, et des môles plus internes, jouant un rôle comparable.

On peut rapporter à ces mouvements postérieurs à l'arrivée des nappes :

1) le repliement et certains écaillages des nappes briançonnaises et subbriançonnaises déjà en place (voir M. GIDON, 1962 *a-b* ; J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1962, et observations personnelles) ;

2) Le chevauchement de la partie frontale du Briançonnais sur la marge interne de la nappe du Flysch à Helminthoïdes, et le repliement du fond de celle-ci en synclinal, phénomène très évident sur le revers italien du col de Larche (observations personnelles), et à l'autre bout du massif (cf. M. LANTEAUME, 1958 ; A. ALESINA, 1962) ;

3) L'implication de la base de la nappe de l'Ubaye-Embrunais dans des écailles de Grès d'Annot autochtones (Y. GUBLER, 1952) ;

4) Le rétroécaillage intense de la marge interne du Briançonnais, et son rétrocharriage sur les schistes lustrés (R. MALARODA, 1957 ; M. GIDON, 1962 *a-b* ; A. MICHARD, 1962 *b* ; J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1962 ; etc.) ;

5) Le plissement du fond de la nappe des schistes lustrés et son intrication avec des écailles de Permo-Houiller briançonnais, gardant parfois encore leur couverture mésozoïque réduite (« séries d'Acceglio ») (voir ante) ;

6) Il est également vraisemblable que l'intumescence du massif ancien sous cet effort de compression ait été accompagnée par la formation (ou par une reprise) d'écaillages dans le socle, dont les plus importants donnent lieu à des intrications avec des niveaux parfois assez élevés de la série de couverture (coin listrique du Molino Vecchio près de Bersezio — C. STURANI, 1962 ; écailles de gneiss des environs de Demonte — R. MALARODA, 1957 ; écaille de gneis à la sortie Sud du tunnel du col de Tende — A. FAURE-MURET et P. FALLOT, 1957), et ne sauraient être envisagés comme entièrement antérieurs au décollement de la couverture.

En particulier, revenant au pli couché du Nebius, on peut envisager qu'il soit dû à un basculement de la partie supérieure, rigide, de la série autochtone, après son redressement. Ce mouvement différentiel a évidemment été facilité par la présence de niveaux plastiques, tels que les marnes noires de l'Aptien - Cénomaniens. On a aussi vu que l'emplacement de l'axe de cette structure avait été en quelque sorte préfiguré par les faibles plissements tardicrétacés (voir p. 99). Il faut enfin souligner le jeu de l'érosion contemporaine des mouvements : cette déformation par gravité, qui a donc un caractère superficiel, n'aurait pas pu se dérouler sous le poids des nappes.

Pour ne pas tomber dans des schématisations excessives, je veux toutefois faire remarquer que toutes ces causes — compression, surrection et redressement, basculement, érosion, etc. — ont dû jouer presque en même temps, et que leurs effets ont dû se superposer et interférer les uns avec les autres de façon complexe.

Les failles tardives.

Je viens de dire que la surrection finale du massif a dû débiter en même temps que la reprise des poussées tangentielles, qui en ont été la cause ; *mais elle a duré plus longtemps* ; en effet, aux accidents dont on vient de parler tout à l'heure s'ajoutent de très nombreuses failles, qui recoupent aussi bien la surface de chevauchement du Subbriançonnais sur l'Autochtone (front pennique), que le pli couché du Nebius, et représentent donc avec toute évidence les effets d'une phase tectonique encore plus tardive.

Parmi ces failles on peut distinguer deux systèmes : celles obliques, dirigées environs SSE-NNW, *grosso modo* parallèles à la grande faille de Bersezio, qui relèvent comme celle-ci le secteur SW et qui intéressent aussi le socle ; et celles transversales, à direction SW-NE, qui relèvent le secteur SE et qui ont un caractère plus superficiel, n'intéressant pas le socle dans la plupart des cas. Le jeu entrecroisé de ces deux systèmes délimite souvent des coins effondrés ou surélevés (notamment aux Barriate, au Monte Arpet et à la hauteur de Sambuco).

Les failles transversales réalisent une structure « en escalier », grâce à laquelle la partie rigide de l'autochtone s'adapte au plongement axial du socle vers le NW ; à ce point de vue le Monte Nebius semble correspondre à une culmination. Suivant ces failles transversales, les déplacements des blocs rigides se sont faits tantôt verticalement (failles de Comba della Sagna, au Pourriac), tantôt obliquement (faille du Vallone della Madonna, près de Sambuco), comme le montrent les rides sur les miroirs. Assez souvent des écailles des niveaux rigides ou des paquets de Terres

noires ont été coincés le long de ces failles, comme on le voit très bien dans celle du Vallone della Madonna (fig. 4). Enfin, il faut remarquer que ces accidents cassants transversaux se prolongent assez loin dans le Subbriannonnais, comme me l'ont confirmé oralement mes collègues B. FRANCESCHETTI et F. CARRARO.

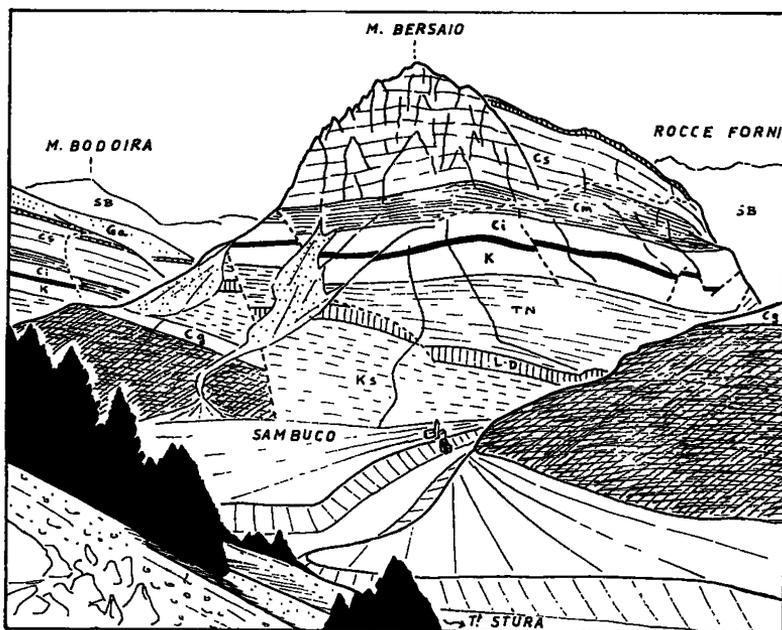


Fig. 7. — Le Monte Bersaio et le cône de déjection de Sambuco, vus du Sud.

On peut apprécier le déplacement de la limite socle-couverture causé par la faille du Vallone della Madonna (sur la droite) et par une de celles du système du Rio Bianco (au centre), qui délimitent un coin effondré. Une partie des dépôts quaternaires (terrains éluviaux et morainiques) n'ont pas été représentés, ainsi que les maisons de Sambuco, à l'exception de l'église.

Les failles obliques (SSE-NNW) sont en rapport avec le soulèvement énergétique du massif, ou mieux, si l'on préfère, avec l'effondrement par collapse des zones plus internes, au moment où sont cessés les efforts tangentiels de compression. Elles sont vraisemblablement contemporaines, ou presque, des précédentes. Comme l'a déjà remarqué M. GIDON, elles présentent d'étroites analogies avec les failles (de la Durance, etc.) décrites plus au Nord par J. DEBELMAS (1955).

Parmi ces failles obliques c'est l'accident majeur de Bersezio (C. STURANI, 1962, p. 135 et suiv., fig. 28) qui va retenir plus particulièrement notre attention. Comme je l'ai déjà fait remarquer dans ma thèse et comme il résulte clairement des cartes et des levés inédits de C. DE POL (1961) et de R. SACCHI (1961), le tracé de cet accident se raccorde vers le SE, dans le socle ancien, avec celui de la mylonite de Fremamorta. D'après le schéma d'A. FAURE-MURET (1955, pl. V), il semble que cette faille alpine n'ait pas suivi sur toute sa longueur le tracé de la mylonite ancienne, mais qu'elle la recoupe en plusieurs points à la hauteur de la Cime de l'Argentera. De toute façon cet accident alpin traverse obliquement d'un bout à l'autre tout le massif, sur presque 50 kilomètres. Vers le NW, la faille de Bersezio entre en plein dans le Briançonnais, suivant l'axe du vallon de Roburent¹³. Avant de mourir, vers le sommet de ce vallon, elle court très proche et presque parallèle à la grande faille des lacs du Roburent (M. GIDON, 1962 *b* et observations personnelles), qui prend son origine brusquement à la hauteur du Bric et se prolonge en territoire français sur une quinzaine de kilomètres. Il est fort probable qu'en profondeur, dans le socle, ces deux accidents, de rejet tout à fait comparable, viennent fusionner en un seul. Ainsi cette dislocation unique se suivrait sur une distance de presque 70 kilomètres (50 dans le socle + 5 des Barricate au débouché du Vallone di Roburent + 15 de la faille du Roburent), avec un rejet de l'ordre de 1 000-1 500 mètres.

Avec la grande faille du Camp des Fourches, cet accident majeur délimite dans le socle une sorte de horst oblique par rapport à l'axe du massif (C. STURANI, 1962, fig. 31); c'est la raison pour laquelle on n'observe pas de variations régulières, périclinales, des pendages de la couverture autour de son ennoyage nord-occidental (fig. 8).

Comme nous l'avons fait remarquer, M. GIDON (1962 *b*) et moi-même (C. STURANI, 1962, p. 144), le tracé de ces failles tardives a pu être influencé par les limites d'érosion des différentes unités tectoniques superposées et par le réseau hydrographique de l'époque. Il est en tout cas certain qu'elles ont influencé à leur tour d'une façon frappante l'emplacement du réseau hydrographique actuel.

Il reste enfin à remarquer le rôle passif des nappes briançonnaises déjà en place, qui par leur poids et leur position ont pu causer l'effondre-

¹³ La vallée de la Stura, depuis la confluence du vallon de Roburent jusqu'à la Maison cantonnière au-dessus de Grangie, suit un autre accident subvertical de rejet comparable, mais en sens inverse par rapport au précédent; il s'agit du chevauchement tardif de la partie frontale du Briançonnais (nappe de Rocca Peroni) sur la marge interne du Flysch de l'Embrunais, qui a été redressé ensuite à la verticale pendant les dernières phases de soulèvement du massif (STURANI, 1962, pl. XIV). Auparavant, S. FRANCHI (1906) et M. GIDON (1962 *b*) pensaient que la faille de Bersezio se prolongeait vers Argentera et le col de Larche, suivant la vallée de la Stura.

ment et le gauchissement de certains blocs faillés de l'autochtone, lorsque le massif se soulevait ; c'est notamment le cas du coin effondré de Servagno.

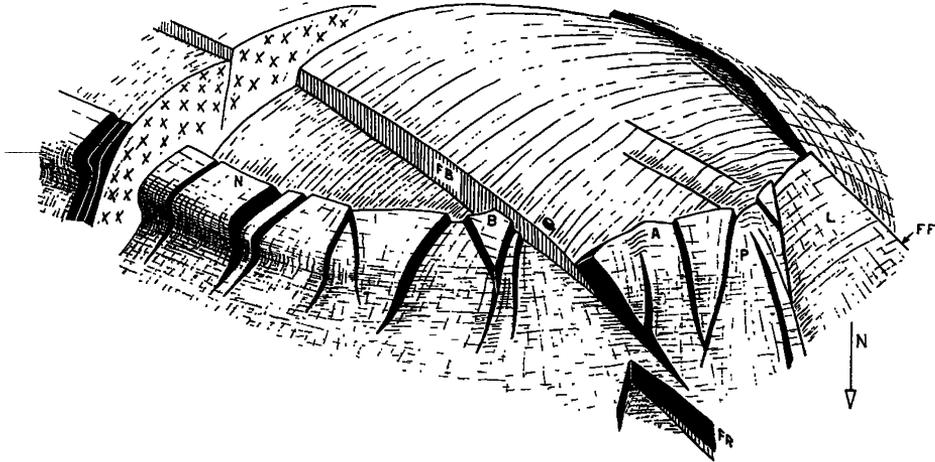


Fig. 8. — Tectonogramme simplifié et très schématique de l'engorgement nord-occidental de l'Argentera, pour montrer le réseau des accidents cassants qui intéressent la série de couverture. Les nappes internes n'ont pas été représentées. Echelle approximative : 1/200 000°.

N, Monte Nebius; B, Barricate; A, Andelplan; P, Pourriac; L, Lauzanier; FB, faille de Bersezio; FR, faille de Roburent; FF, faille du Camp des Fourches.

REMARQUES GÉNÉRALES SUR LA TECTONIQUE

Après avoir examiné les traits structuraux de la région en étude et après avoir essayé de les interpréter, je voudrais revenir sur quelques problèmes d'intérêt plus général, qui se posent en fonction de cette interprétation.

Evolution tectonique indépendante des séries de couverture sur les deux revers du massif.

P. FALLOT et ses élèves ont démontré depuis longtemps que la série de couverture du revers externe du massif, décollée au niveau des carneules triasiques, a glissé sur le socle vers le Sud-Ouest sur une distance de plusieurs kilomètres. Ce glissement a été accompagné par la formation de plis couchés et d'écaillages intercutanés importants.

Si l'on n'admet pas l'existence d'une phase d'érosion anténummulitique, qui aurait privé la partie centrale du massif de sa couverture mésozoïque, réalisant ainsi une solution de continuité entre les deux revers, on est forcément amené à envisager un décollement de cette couverture et son charriage sur le socle tant sur le versant externe que sur le revers interne du massif, avec une ampleur et dans un sens tout à fait comparables. Je crois pourtant avoir apporté (C. STURANI, 1962) plusieurs preuves de l'existence de cette phase d'érosion anténummulitique, jadis admise aussi par S. FRANCHI et par L. BERTRAND. Du reste, tout le monde est d'accord pour admettre que le socle siliceux a été atteint par l'érosion au moment du dépôt des grès d'Annot, donc bien avant que ce décollement ait atteint son maximum, même dans l'hypothèse où il aurait débuté avant la mise en place définitive des nappes (A. FAURE-MURET, 1955, p. 302), ce qui, en tout cas, ne me semble pas suffisamment démontré.

Il est donc vraisemblable que les séries de couverture sur les deux revers du massif ont subi une évolution tectonique assez indépendante.

Celle du revers externe a glissé vers le Sud sur une distance qui nous est assez bien connue (P. FALLOT et A. FAURE-MURET 1949). On peut se demander si son décollement et son refoulement sont simplement dus au jeu de la gravité (et aux déformations du socle), ou bien s'ils ont été en quelque mesure déclanchés par l'avancée de la nappe du Flysch de l'Embrunais; nous reviendrons plus loin sur ce point, à propos de l'extension originaire de cette dernière. En tout cas, ce glissement de la couverture du revers externe a dû être accentué pendant la surrection finale du massif.

La couverture du revers interne du massif a pu localement demeurer autochtone; ailleurs elle a peut-être glissé sur le socle vers le Sud et a pu subir des écaillages (voir le chevauchement inférieur du Rio di Ciardola et l'écaillage des calcaires triasiques du niv. 3), sous la poussée des nappes internes. L'ampleur de ce décollement nous est ici inconnu, mais elle doit être à mon avis bien au-dessous de celle du revers externe du massif. De toute façon, on a vu que ce type de déformations de l'autochtone est peu évident dans la région étudiée, où elles ont été généralement masquées par les effets des mouvements successifs. Plus tard, lors de la surrection énergique du massif, la partie supérieure de la série de couverture du revers interne a certainement glissé en sens inverse, vers le NNE, sur quelques centaines de mètres (pli couché du Nebius).

Evolution tectonique du massif ancien.

Comme l'a déjà fait remarquer A. FAURE-MURET (1955, p. 301), d'après la distribution des faciès au Trias et au Jurassique rien n'indique

l'existence d'un bombement permanent du socle sur l'emplacement du futur massif de l'Argentera (voir cependant p. 96).

Les choses changent quelque peu à partir du Crétacé supérieur. La distribution des faciès graveleux à Rudistes et à Mélobésiés, la présence de galets granitiques (migmatites) dans certains niveaux de conglomérats, l'absence même de cet étage en quelques endroits (haut Val Grande) où le Nummulitique repose directement sur les calcaires récifaux du Malm à faciès provençal (J. BOUSSAC, 1912, p. 67; F. CAMPANINO, thèse inédite), nous montrent que des changements assez importants viennent de se produire : c'est l'ébauche du futur massif de l'Argentera (voir également R. MALARODA, 1963).

Le dépôt des poudingues à *Microcodium* correspond à une phase de mouvements assez importants, suivie par l'émersion générale prolongée de toute la zone externe des Alpes, y compris ce « paléomassif » de l'Argentera; il est pourtant vraisemblable que ses contours ont dû être assez différents de la disposition actuelle.

Après la phase de submersion par la mer nummulitique, le dépôt des Grès d'Annot indique un nouveau soulèvement du massif.

Au moment de l'arrivée des nappes il devait pourtant représenter un obstacle assez faible. En tout cas, si l'on veut comprendre le rôle qu'il a pu jouer en ce moment-là vis-à-vis de ces nappes et de leur évolution tectonique successive, il est indispensable de séparer nettement, dans les structures que l'on voit aujourd'hui, ce qui est dû à la phase tardive de compression et de redressement, et ce qui lui était antérieur.

Au moment de leur mise en place, les nappes briançonnaises se sont arrêtées contre la marge interne du massif, plus par inertie qu'à cause de cet obstacle; en effet dans l'Embrunais, où il n'y a jamais eu d'obstacle semblable, leur partie frontale visible ne dépasse guère une ligne longitudinale joignant les marges internes des deux massifs du Pelvoux et de l'Argentera.

Le Flysch de l'Ubaye-Embrunais¹⁴, au contraire, après avoir été déchargé du haut du dos des nappes briançonnaises, a pu s'étaler largement devant elles, sur l'autochtone.

Quelle était son extension originare ? A-t-il été détourné vers les bassins de l'Ubaye-Embrunais et de San Remo-Alassio par l'obstacle du massif de l'Argentera ? Ou bien l'a-t-il couvert d'un bout à l'autre, la disposition actuelle en deux bassins séparés étant postérieure, à cause de la surrection successive du massif et du jeu de l'érosion ? La réponse

¹⁴ *Flysch noir briançonnais* et *subbriançonnais*, pétri d'écaillés mésozoïques issues de ces deux complexes, traîné devant et sous le *Flysch néocrétacé à Helminthoïdes*, d'origine plus interne (M. LANTEAUME, 1958; C. KERCKHOVE, 1958; M. GIDON, 1962 b).

à ces questions est des plus délicates, puisqu'on est obligé de travailler dans le domaine insidieux des hypothèses.

Je pense que dans une certaine mesure les deux hypothèses envisagées ci-dessus ne sont pas incompatibles; il faut voir quelle est leur importance relative pour expliquer les structures actuelles.

Il est vraisemblable qu'au cours de sa mise en place la nappe du Flysch à Helminthoïdes a pu se morceler en un certain nombre de tronçons transversaux et que ceux-ci ont pu être attirés vers ces bassins déprimés, tournant ainsi l'obstacle du massif de l'Argentera, pour faible qu'il ait été. Dans ce cas, la partie centrale du massif n'aurait jamais été couverte tectoniquement par le Flysch à Helminthoïdes; elle a dû pourtant être couverte au moins par les « Flyschs noirs » subbriançonnais et briançonnais issus des unités de ces deux complexes en arrière du massif, puisque les pincées qu'on y observe actuellement entre les écaïlles mésozoïques ne représentent évidemment qu'une partie assez faible du volume original de ces Flyschs éocènes (voir les coupes du Subbriançonnais de F. CARRARO (1961 *b*)).

Il est en tout cas certain qu'à cette époque-là l'aire occupée par le massif devait être beaucoup plus réduite qu'actuellement.

Les terminaisons respectivement sud-orientale et nord-occidentale des deux bassins du Flysch à Helminthoïdes (de l'Embrunais et de San Remo-Alassio) épousent le contour actuel du massif et s'effilent en biseau derrière lui, se prolongeant beaucoup plus loin qu'il ne résultait des études et des cartes géologiques précédentes. Le Flysch de l'Embrunais disparaît à la hauteur de Bersezio, par le jeu combiné de l'érosion et du relèvement axial (C. STURANI, 1962, p. XIV). A l'autre bout du massif, A. ALESINA, F. CAMPANINO et L. ZAPPI (thèses inédites) ont suivi le Flysch à Helminthoïdes du Bassin de San Remo-Alassio jusque dans le Val Grande, et même plus loin vers le NW (fig. 1). Ces deux localités extrêmes ne sont séparées que par 50 kilomètres à vol d'oiseau.

Aux deux bouts du massif, la surface structurale inférieure de la nappe du Flysch à Helminthoïdes est ployée en synclinal assez aigu, dont le plan axial est déversé au SW. A la hauteur du col de Larche (Colle della Maddalena) elle est pincée entre la couverture du massif ancien au SW et la partie frontale des nappes briançonnaises au NE; elle ne vient toutefois pas en contact direct avec les terrains de ces deux complexes mais flotte sur un coussinet de Flysch noir issu des nappes briançonnaises et subbriançonnaises : à l'extérieur, une véritable mylonite de Flysch noir (cf. C. KERCKHOVE, 1958), emballant des paquets de carneules et de gypse et des écaïlles variées (Dogger à *Mytilus* briançonnais très fossilifère, Malm, marbres en plaquettes, grès à grandes Nummulites, etc.), le sépare des Grès d'Annot autochtones; sur sa marge interne,

le contact se fait également par l'intermédiaire du Flysch noir, qui vient s'enraciner en de nombreux synclinaux au milieu des marbres en plaquettes de la retombée frontale des nappes briançonnaises (D. SCHNEEGANS, 1938, p. 237, et observations personnelles). A la hauteur du Val Grande, à l'autre bout du massif, le synclinal de nappe du Flysch à Helminthoïdes est pincé entre le Flysch nummulitique de l'Unité du col de Tende (parautochtone pour M. LANTEAUME, subbriançonnaise externe pour R. MALARODA ainsi que pour R. BARBIER et J. DEBELMAS, 1961) et le Flysch noir avec écailles à faciès briançonnais (Dogger, Malm pélagique, marbres en plaquettes, calcaires nummulitiques, etc), qui supporte à son tour le Trias du Monte Vecchio.

En plus, aux deux bouts du massif, des lambeaux de Flysch à Helminthoïdes, abandonnés sur le dos des nappes briançonnaises au cours de sa mise en place, ont été respectés par l'érosion et permettent d'établir une liaison avec sa « patrie » lointaine, pennique ou ultrapennique (M. GIDON, 1962 *b*; A. GUILLAUME, 1962).

Il est évident que la terminaison en biseau et la structure synclinale de la nappe du Flysch à Helminthoïdes sont secondaires et tiennent, d'un côté, au serrage, qui a remis en mouvement la partie frontale des nappes briançonnaises et qui a déclenché la surrection tardive du massif ancien; de l'autre, au jeu de l'érosion qui l'a précédée, accompagnée et suivie.

Il s'en suit que, même dans l'hypothèse où les Flyschs à Helminthoïdes de ces deux bassins auraient été séparés très précocement, ils ont dû recouvrir une bonne partie du massif ancien et de sa couverture, avant sa surrection énergique, et avant d'être eux-mêmes entamés par l'érosion.

Il y a cinquante ans, L. BERTRAND (1908) étudiait certaines déformations de l'autochtone sur le revers externe du massif (accidents du Mounier et du vallon de Roya, dont l'étude a été reprise ensuite par P. FALLOT et A. FAURE-MURET, 1949); il les mettait en rapport avec le passage et la mise en place de la nappe du Flysch de l'Embrunais, et en tirait un argument pour démontrer sa plus grande extension originaire.

Or, l'interprétation tectonique de ces accidents esquissée par L. BERTRAND paraît aujourd'hui périmée (d'après une communication orale de M. LANTEAUME); il serait donc imprudent d'en vouloir tirer à tout prix un argument en faveur d'une reconstruction paléotectonique quelconque, pour séduisante qu'elle soit. L'intérêt de ces idées de L. BERTRAND demeure néanmoins très actuel. A quelle époque ont dû débiter le décollement et le glissement de la couverture sur le revers externe du massif? L'avancée de la nappe du Flysch ne serait-elle pas en partie responsable de ce décollement et des déformations qui l'ont accompagné? Est-ce que des témoins directs (sous forme de klippen minuscules), ou plus

vraisemblablement indirects (sous forme d'accidents tectoniques de l'autochtone en rapport avec le passage de cette nappe) existent encore sur le revers externe du massif, où ils auraient pu échapper aux recherches jusqu'à présent ? On ne sait. Mais je pense que de nouvelles recherches dans ce sens seraient vraiment souhaitables

Encore sur l'âge des accidents tardifs.

On vient de voir que le soulèvement et la forme actuelle du massif, ainsi que les structures de sa couverture sédimentaire dans la région étudiée, sont pour la plupart postérieurs à l'arrivée des nappes (phase paroxysmale). On a vu également que ces mouvements tardifs se sont déroulés en deux temps : 1) reprise des poussées orogéniques, serrage, intumescence du massif ancien, genèse de l'« éventail » biançonnais, etc. (voir p. 109); 2) effondrement, par collapsé, des zones internes (cf., entr'autres, R. MALARODA, 1957, p. 115), tectonique de distension à la périphérie du massif et genèse des accidents cassants.

L'âge de ces derniers ne pose pas de gros problèmes : cette tectonique de distension, rigide, est connue en beaucoup d'autres régions, où elle est généralement datée de la fin du Miocène (cf., entre autres, J. AUBOIN, 1962, p. 656 et suiv.); on sait en tout cas que des accidents semblables ont joué encore à plusieurs reprises pendant le Pliocène et le Quaternaire.

La reprise des poussées orogéniques et le serrage posent au contraire des problèmes beaucoup plus délicats, soit pour leur interprétation générale, soit pour leur datation. Ont-ils suivi de près la phase paroxysmale, dont on ne devrait pas à la rigueur les séparer du point de vue mécanique, ou bien s'agit-il de quelque chose d'assez indépendant, une période de calme s'étant écoulée entre les deux ?

C'est dans l'étude des dépôts tertiaires du Bassin Piémontais, où tous ces mouvements orogéniques ont dû être enregistrés, qu'il faut probablement chercher la réponse à ces questions, en particulier pour savoir si cette phase tardive est, elle aussi, antérieure — ou non — à la transgression de l'Oligo-Miocène ligure, dans les régions où celui-ci repose sur le Permo-Houiller biançonnais et « fossilise » le contact entre ce dernier et les schistes lustrés piémontais (secteur compris entre Mondovì, Ceva et Bagnasco).

Dans l'hypothèse où ces mouvements auraient suivi de près la phase paroxysmale, on pourrait envisager qu'ils correspondent simplement à l'arrivée et à l'amortissement de l'onde orogénique d'intumescence du socle, venant du NE dans ce secteur, un peu en retard sur les écaillés et les nappes de la couverture. Il me semble pourtant que cette phase

tardive correspond à une suite de phénomènes à la fois plus complexe et plus générale¹⁵ (voir p. 109), ses effets n'étant pas limités au massif de l'Argentera, ni même, de façon plus générale, aux massifs externes, puisqu'ils intéressent également les zones internes, autant dans leur soubassement que dans les nappes issues de la couverture. Ceci a été mis en évidence depuis longtemps sur bien d'autres transversales des Alpes Occidentales (voir notamment les travaux de Gb. DAL PIAZ (1949) et de G. ELTER (1961, p. 41, 61, 100), pour le secteur du Val d'Aoste¹⁶.

— Pour rester dans des secteurs avoisinant l'Argentera, il suffit d'envisager le rétrocharriage du Permo-Houiller briançonnais sur les schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes méridionales. Depuis que les belles études récentes de M. LEMOINE (1960 *a-b-c*; 1961 *a-b*), M. GIDON (1962 *b*), A. MICHARD (1961 *c*, 1962 *b*) et R. LEFÈVRE (1962) ont démontré la complète allochtonie de ceux-ci vis-à-vis du Permo-Houiller briançonnais, c'est-à-dire qu'on a étendu jusqu'ici la notion d'une « nappe des schistes lustrés¹⁷ », on est forcément amené à envisager deux phases tectoniques bien distinctes : 1) mise en place de cette nappe sur le Briançonnais, pendant la phase paroxysmale; 2) serrage final avec rétrocharriage de la marge interne du Briançonnais sur cette même nappe et repliement de sa surface structurale inférieure en synclinaux et anticlinaux aigus (cf. M. GIDON, 1962 *a-b*).

¹⁵ La solution de ce problème dans un sens ou dans l'autre présente un intérêt plus vaste qu'il ne semble à première vue, puisqu'elle est étroitement liée à celle d'autres questions aussi délicates et encore plus importantes, concernant en particulier l'allochtonie ou la parautochtonie du soubassement de la zone pennique (Permo-Houiller axial et massif Dora-Maira, dans ce secteur), ou encore l'ampleur, l'extension longitudinale et l'emplacement du « front pennique » dans le socle, ainsi que le moment de sa formation par rapport au décollement et aux écaillages de la couverture.

¹⁶ Je n'ai point la prétention de donner ici un aperçu complet de tous les travaux, dont plusieurs déjà assez anciens, qui mentionnent plus ou moins directement le problème de cette phase tardive (« phase insubrienne » d'E. ARGAND) et de ses effets.

¹⁷ Nappe qui comprend autant les « Schistes Lustrés ophiolitifères » (unités IV et IV' d'A. MICHARD, 1961 *c*) que les « Schistes Lustrés prépiémontais » (unités I et III d'A. MICHARD); la séparation tectonique majeure se plaçant, à mon avis, entre séries briançonnaises « internes » et séries « prépiémontaises », plutôt qu'entre ces dernières et les « Schistes Lustrés ophiolitifères », qui auraient simplement cheminé plus loin, étant plus plastiques et n'ayant pas de semelle calcaréo-dolomitique rigide, triasique, à la différence des unités prépiémontaises I et III d'A. MICHARD.

L'allochtonie des séries prépiémontaises vis-à-vis du Permo-Houiller briançonnais et de sa couverture, plus ou moins réduite, est confirmée indirectement par la notion, acquise assez récemment, que ces domaines étaient nettement différenciés, au point de vue paléobiologique et paléogéographique, dès le Ladinien (A. MICHARD, 1961 *a-b*; 1962 *a*; A. MICHARD et C. STRURANI, 1963). Il faudra donc en tenir compte, notamment dans l'interprétation des niveaux de brèches qu'on rencontre dans ces séries prépiémontaises, quelque cent mètres au-dessus du Sinémurien réduit fossilifère (STRURANI, 1961), et dans la recherche des sources de ce matériel détritique, qui ne sont pas forcément situées dans le domaine briançonnais (sur sa marge interne), comme on l'a envisagé jusqu'à présent (voir notamment M. LEMOINE, 1960 *b* et 1961 *b*).

Il est du reste remarquable que les travaux récents de l'école de Pise (P. ELTER, 1960; E. GIANNINI, R. NARDI et M. TONGIORGI, 1962; et autres) aient mis en évidence, dans l'Appennin septentrional et en Toscane, une succession comparable sous plusieurs points de vue : 1) mise en place des nappes (phase paroxysmale, d'âge oligocène); 2) phases tardives, consistent en : plissement du substratum des nappes et de leurs surfaces de charriage; rétrocharriage vers l'Ouest de certaines structures (pli couché en retour de La Spezia); écoulement par gravité de paquets allochtones sur le « neoautochtone »; tectonique de distension rigide, par failles normales, affectant tous les complexes, etc. Ces mouvements tardifs auraient débuté ici au Tortonien et se seraient poursuivis pendant le Pliocène et le Quaternaire; en plus, « entre la phase paroxysmale et les phases ultérieures on a eu une période de repos, caractérisée par le dépôt d'une série continue de terrains néoautochtones » (E. GIANNINI, R. NARDI et M. TONGIORGI, 1962, p. 71).

Il faut enfin souligner que la phase tardive de compression a mis en jeu des forces considérables; si la tectonique de couverture qui en est résultée est parfois la plus évidente, il ne faut pas oublier que ce serrage s'est fait avant tout au niveau du socle, qui a subi des déformations importantes soit dans le soubassement de la zone dauphinoise (intumescence et écaillage des massifs externes) que dans celui des unités tectoniques plus internes.

Fig. 9. — Schéma géologique, à l'échelle 1/50 000^e, de la région étudiée, d'après les levés originels au 12 500^e.

La partie à l'Ouest de la faille du Rio Conforent, d'après des levés inédits de B. FRANCESCHETTI, complétés par des observations personnelles pour le Jurassique et le tracé des failles.

1, quartzites werféniens; 2, cargneules; 3, calcaires triasiques (niv. 3) et schistes noirs du Keuper; 4, calcaires bréchiqes jaunes et marnes bariolées du Keuper sommital; 5, Rhétien, Hettangien, Sinémurien et Pliensbachien inf.; 6, Toarcien schisteux (à l'Ouest de Sambuco, le Toarcien et le Dogger n'ont pas été séparés du Lias inférieur); 7, Dogger; 8, Terres noires; 9, calcaires kimméridgiens; 10, banc tithonique; 11, Crétacé inf.; 12, schistes noirs de l'Aptien-Cénomaniens; 13, Crétacé sup.; 14, formation à *Microcodium* (cartographiée seulement dans le massif du Nebius; ailleurs a été réunie au Nummulitique); 15, calcaires nummulitiques et schistes à Globigérines du Priabonien sup.; 16, Grès d'Annot; 17, Subbriançonnais; 18, Briançonnais.

A, failles; B, principaux chevauchements; C, charnière des plis; D, gisements fossilifères; FB, grande faille de Bersezio.

BIBLIOGRAPHIE

- ALESINA (A.) (1962). — Geologia dell'alta Val Vermenagna tra Vernante e Limone Piemonte (Alpi Marittime). Thèse Univ. Turin (inédate).
- ALLIONI (C.) (1757). — *Oryctographiae pedemontanae specimen exhibens corpora fossilia terrae adventitiae*, Paris, 1757.
- AUBOIN (J.) (1961). — Propos sur l'orogénèse (*Bull. trim. du S.I.G. du B.R.G.M.*, 13, 1961; 48 p.).
- (1962). — Propos sur les géosynclinaux (*B.S.G.F.*, sér. 7, 3, 1962, 1961; p. 629-711).
- BARBIER (R.) et DEBELMAS (J.) (1961). — Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise (*C. R. Ac. Sc.*, 252, 1961; p. 916-918).
- BERTRAND (L.) (1896). — Etude géologique du Nord des Alpes-Maritimes (*B.C.G.F.*, 9, 1896).
- (1908). — Sur l'extension originelle probable des nappes de charriage alpines dans les Alpes-Maritimes (*B.S.G.F.*, sér. 4, 8, 1908; p. 136-143).
- BOUSSAC (J.) (1911). — Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. C.G.F.*, 1911).
- (1912). — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. C. G. F.*, 1912).
- CAMPANINO (F.) (1963). — Geologia dell'alta Val Grande, affluente di sinistra della Val Vermenagna (Alpi Marittime). Thèse Univ. Turin (inédate).
- CAPEDER (G.) (1904). — Sulla *Paronipora penicillata* nuovo genere di Corallario fossile, appartenente alla famiglia delle Favositidi (*Riv. It. Pal.*, 10, 1904; p. 59-61; pl. II-III).
- CARRARO (F.) (1960). — Studio geologico del fianco sinistro della Valle Stura di Demonte nel tratto compreso tra Pontebernardo e Sambuco. Thèse Univ. Padoue (inédate).
- (1961 a). — Osservazioni sulla geologia della regione compresa tra Pontebernardo e Sambuco (fianco sinistro della Valle Stura di Demonte, Alpi Marittime) (*Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., mat., nat.*, ser. 8, 30, 1961; p. 373-381).
- (1961 b). — Condizioni tettoniche del Complesso Subbrianzone in nella regione sulla sinistra della Val Stura di Demonte fra Pontebernardo e Sambuco (*Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., mat., nat.*, ser. 8, 31, 1961; p. 439-447).
- (1962). — Tettonica del complesso brianzone in nella regione sulla sinistra della Val Stura di Demonte fra Pontebernardo e Sambuco (*Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., mat., nat.*, ser. 8, 32, 1962; p. 100-104).
- CHAUVEAU (J.-C.) et LEMOINE (M.) (1961). — Contribution à l'étude géologique du synclinal tertiaire de Barrême (moitié Nord) (Feuille de Digne au 1/50 000^e) (*B.C.G.F.*, 58, 1961; p. 147-178).
- DAL PIAZ (Gb.) (1949). — Nuova scaglia di Trias e pieghe trasversali dei calcescisti nella gola della Dora di Verney presso Chapontaille (Alta Valle d'Aosta) (*Ann. Hébert et Haug*, 7, 1949; p. 133-141).
- DEAN (W. T.), DONOVAN (D. T.) et HOWARTH (M. K.) (1961). — The Liassic Ammonite zones and subzones of the North-West European Province (*Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, 4, 1961; p. 435-505).
- DEBELMAS (J.) (1955). — Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes) (*Mém. C. G. F.*, 1955).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) (1962). — Remarques sur la structure de la zone briançonnaise dans le Massif de Peyre-Haute entre Briançon et la vallée du Guil (Hautes-Alpes) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 38, 1962; p. 205-217).

- DE POL (C.) (1961). — Gneiss, migmatiti e graniti della regione M. Vaccia - M. Autes (Massiccio dell'Argentera, Alpi Marittime) (*Rend. Ist. Lombardo Sc. Lett.*, 95, 1961; p. 457-484).
- DONOVAN (D. T.) (1958). — The Lower Liassic Ammonite fauna from the fossile bed at Langeneckgrat, near Thun (Median Prealps) (*Mém. Suiss. Pal.*, 74, 1958).
- ELTER (G.) (1960). — La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe (*Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 22, 1960).
- ELTER (P.) (1960). — I lineamenti tettonici dell'Appennino a Nord Ovest delle Apuane (*B.S.G.I.*, 79, 1960; p. 273-312).
- EZECHIELI (L.) (1960). — Studio geologico della regione sulla sinistra della Val Stura di Demonte tra Sambuco e Vinadio (Alpi Marittime). Thèse Univ. Padoue (inédate).
- FALLOT (P.) et FAURE-MURET (A.) (1949 a). — Sur la géologie de l'Ouest du Mounier (Alpes-Maritimes) (*C. R. Ac. Sc.*, 228, 1949; p. 523-525).
- (1949 b). — Sur un mode particulier de charriage (*C. R. Ac. Sc.*, 228, 1949; p. 789-792).
- (1949 c). — Sur l'extension du décollement de la série de couverture subalpine (*C. R. Ac. Sc.*, 228, 1949; p. 616-619).
- FAURE-MURET (A.) (1955). — Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires (*Mém. C. G. F.*, 1955).
- FAURE-MURET (A.) et FALLOT (P.) (1954). — La formation à *Microcodium* au pourtour de l'Argentera-Mercantour (*B.S.G.F.*, sér. 6, 4, 1954; p. 111-138).
- (1957). — Feuilles Le Boréon, Viève, Saint-Martin-Vésubie et Tende au 1/50 000°. Liaisons tectoniques et stratigraphiques (*B.C.G.F.*, 55, 1957; p. 39-48).
- FAURE-MURET (A.) et SUTER (G.) (1949). — Sur la tectonique du revers italien de l'Argentera-Mercantour (*C. R. Ac. Sc.*, 228, 1949; p. 405-408).
- FRANCESCHETTI (B.) (1960). — Nuove osservazioni sulla geologia della regione montuosa posta a Nord della Stura di Demonte fra Pietraporzio e Bersezio (Alpi Marittime) (*Rend. Acc. Lincei, Cl. Sc. fis., mat., nat.*, ser. 8, 29, 1960; p. 87-94).
- FRANCHI (S.) (1894 a). — Contribuzione allo studio del Totonico e del Cretaceo nelle Alpi Marittime italiane (*B.R.C.G.I.*, 25, 1894; p. 31-83).
- (1894 b). — Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne 1891-92-93 (*B.R.C.G.I.*, 25, 1894; p. 231-258).
- (1898). — Sulla geologia di alcuni punti delle Alpi Marittime e Cozie (*B.S.G.I.*, 17, 1898; p. 261-271).
- (1906). — Sulla tettonica della zona del Piemonte (*B.R.C.G.I.*, 37, 1906; p. 118-144).
- (1926). — Passaggi graduali a forme cristalline, calcescitose e marmoree nel Nummulitico e nel Cretaceo fossiliferi, nelle Valli del Gesso e della Stura di Cuneo (*Rend. Acc. Lincei*, ser. 6, 3, 1926; p. 257-261).
- GASTALDI (B.) (1877). — Su alcuni fossili paleozoici delle Alpi Marittime e dell'Appennino Ligure, studiati da G. Michelotti (*Mem. Acc. Lincei*, ser. 3, 1, 1877).
- (1878). — Sui rilievi geologici fatti nelle Alpi Piemontesi durante la campagna del 1877 (*Mem. Acc. Lincei*, ser. 3, 2, 1878).
- GIANNINI (E.), NARDI (R.) et TONGIORGI (M.) (1962). — Osservazioni sul problema della falda toscana (*B.S.G.I.*, 81, 1962; 81 p.).
- GIDON (M.) (1962 a). — A propos de l'éventail Briançonnais (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1962; p. 12-13).
- (1962 b). — La zone Briançonnaise en haute Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au Sud-Est. Thèse Univ. Grenoble, 1958 (*Mém. C. G. F.*, 1962).

- GUBLER (Y.) (1952). — Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1952; p. 31-33).
- (1955). — L'Eocène subbriançonnais au NE du massif de l'Argentera (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1955; p. 82-86).
- (1958). — Etude critique des sources du matériel détritique dans le Tertiaire des Alpes françaises du Sud : formation détritique de Barrême, Flysch « Grès d'Annot » (*Ecl. Geol. Helvet.*, 51, 1958; p. 942-977).
- (1961). — Présence de Gastéropodes pulmonés sous l'Auverisien marin du Lauzanier (*Congr. Avanc. Sc.*, Genève, 1961).
- GUBLER (Y.), ROSSET (J.) et SIGAL (J.) (1961). — L'âge crétacé supérieur des calcaires des « Barricate » et de la série dell'Andelplan (couverture sédimentaire du Mercantour) dans la haute Stura (Italie) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 37, 1961; p. 133-142).
- GUÉRIN (S.), LAUGIER (R.) et MOUTERDE (R.) (1961). — Le Sinémurien supérieur ou le problème du Lotharingien. Etude détaillée du stratotype : le Lotharingien de Lorraine. Dans « Colloque sur le Lias français » (*Mém. B. R. G. M.*, n° 4, 1961; p. 307-318).
- GUILLAUME (A.) (1962). — Sur les Flyschs du Massif du Marguareis et de ses abords (Alpes Maritimes). Mise au point des données actuelles (*B.S.G.F.*, 80, 1962 (1961); p. 147-163).
- KERCKHOVE (C.) (1958). — Note préliminaire sur le Flysch à Helminthoïdes de l'Ubaye (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1958; p. 329-331).
- LANTEAUME (M.) (1958). — Schéma structural des Alpes maritimes franco-italiennes (*B.S.G.F.*, sér. 6, 8, 1958; p. 651-674).
- LANTEAUME (M.) et HACCARD (D.) (1960). — Mise au point sur la stratigraphie du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. Considérations sur les Flyschs à Helminthoïdes alpins (*C. R. Ac. Sc.*, 251, 1960; p. 2733-2735).
- LEFÈVRE (R.) (1962). — Observations sur le Mésozoïque à faciès briançonnais des environs d'Acceglio (Alpes cottiennes, Italie); découverte du Crétacé supérieur fossilifère (*C. R. Ac. Sc.*, 254, 1962; p. 1110-1112).
- LEMOINE (M.) (1960 a). — Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1960; p. 97-98).
- (1960 b). — Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversales de Briançon et du Queyras) (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1960; p. 102-104).
- (1960 c). — Découverte d'une microfaune du Crétacé supérieur au col du Longet (sources de l'Ubaye, Basses-Alpes); conséquences tectoniques et paléogéographiques (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1960; p. 234-235).
- (1961 a). — Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses-Alpes) (Schéma structural) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 37, 1961; p. 97-119).
- (1961 b). — La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales (*Rev. Géogr. phys., Géol. dyn.*, 4, 1961; p. 163-180).
- MAINGUY (M.) (1937). — La transgression nummulitique à l'Ouest du Mercantour (*B.S.G.F.*, sér. 5, 7, 1937; p. 401-418).
- MALARODA (R.) (1956). — L'Istituto di Geologia dell'Università di Torino. Attività svolta durante l'anno 1955 (*La Ricerca Scientifica*, 26, 1956; p. 2439-2447).
- (1957). — Studi geologici sulla dorsale montuosa compresa tra le basse valli della Stura di Demonte e del Gesso (Alpi Marittime) (*Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 20, 1957; 127 p.).

- MALARODA (R.) (1960). — Istituto di Geologia di Torino. Attività svolta durante il quadriennio 1956-1959 (*La Ricerca Scientifica*, 30, 1960; p. 1366-1378).
- (1963). — Les faciès à composants détritiques dans le Crétacé autochtone des Alpes maritimes italiennes (*Geol. Rundsch.*, sous presse).
- MICHARD (A.) (1959). — Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes cottiennes, Italie) (*B.S.G.F.*, sér. 7, 1, 1959; p. 52-61).
- (1961 a). — Présence dans le Val Grana d'une faune à « *Myophoria inaequi costata* » Klipst. du Trias supérieur austro-alpin (*C. R. Ac. Sc.*, 252, 1961; p. 1639-1641).
- (1961 b). — Présence dans le Val Grana de Dasycladacées austro alpines d'âge anisien terminal-ladinien dans des dolomies à faciès « Villanovien » (*C. R. Ac. Sc.*, 252, 1961; p. 1810-1812).
- (1961 c). — Schéma structural du massif triasico-liasique Maira-Grana dans ses rapports avec les schistes lustrés et le massif Dora-Maira (Alpes cottiennes) (*C. R. Ac. Sc.*, 253, 1961; p. 2726-2728).
- (1962 a). — Premières données paléontologiques et stratigraphiques sur le Trias du massif Maira-Grana (Alpes cottiennes méridionales) (*B.S.G.I.*, 80, 1962 (1961); p. 31-101).
- (1962 b). — Le lambeau de Roccasparvera : un élément de la zone d'Acceglio isolé dans les schistes lustrés des Alpes cottiennes méridionales (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1962; p. 217-218).
- MICHARD (A.) et STURANI (C.) (1963). — Détermination de quelques Céphalopodes, notamment Ammonoïdés, dans les dolomies triasiques du Val Grana (Alpes cottiennes méridionales) (*C. R. Somm. S. G. F.*, 1963; p. 11-13).
- MOUTERDE (R.) et TINTANT (H.) (1961). — Le Sinémurien de Semur. Dans « Colloque sur le Lias français » (*Mém. B. R. G. M.*, n° 4, 1961; p. 287-295).
- RICOUR (J.) (1948). — Quelques remarques sur *Equisetum mytharum* (Heer) et sur ses gisements dans l'Est et le Sud-Est de la France (*B.S.G.F.*, sér. 5, 18, 1948; p. 255-270).
- SACCHI (R.) (1961). — Geologia della regione a Sud-Ovest di Vinadio (Massiccio Cristallino dell'Argentera) (*B. Serv. G. I.*, 81, 1961; p. 223-256).
- SACCO (F.) (1911). — Il gruppo dell'Argentera (*Mem. R. Acc. Sc. Torino*, ser. 2, 61, 1911; p. 457-516).
- SARROT-REYNAULD (J.) (1961). — Le Lias des Alpes et des chaînes subalpines françaises. Dans « Colloque sur le Lias français » (*Mém. B. R. G. M.*, n° 4, 1961; p. 85-93).
- SCHNEEGANS (D.) (1938). — La géologie des nappes de l'Ubaye-Embrunais entre la Durance et l'Ubaye (*Mém. C. G. F.*, 1938).
- SCHINDEWOLF (O.) (1961). — Die Ammoniten-Gattung *Cymbites* im Deutschen Lias (*Palaeontogr.*, Abt. A, 117, 1961; p. 193-232).
- STANLEY (D. J.) (1961). — Etudes sédimentologiques des Grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. Thèse Univ. Grenoble, 1961; 158 p.
- STURANI (C.) (1961). — Osservazioni preliminari sui calcescisti fossiliferi dell'alta Valgrana (Alpi Cozie meridionali) (*B.S.G.I.*, 80, 1961; p. 225-237).
- (1962). — Il complesso sedimentario autoctono all'estremo nord-occidentale del Massiccio dell'Argentera (Alpi Marittime) (Thèse Univ. Turin, 1961) (*Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 22, 1962).
- WENTZ (W.) (1923-1930). — Gastropoda extramarina tertiaria. Dans « *Fossilium Catalogus* », parties 17, 18, 20-23, 32, 38, 40, 56; 1923-1930; 3387 p.