Géologie Alpine, t. 47, 1971, p. 45-67

Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestriere (Alpes Cottiennes, Italie)

par Jean-Michel CARON

SOMMAIRE. — Etude stratigraphique et tectonique d'une partie de la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes, située entre Briançon et Torino. Deux ensembles structuraux peuvent y être distingués : à la base, des écailles de micaschistes (Permien ?) et de quartzites triasiques portant les restes d'une mince couverture mésozoïque (zone d'Acceglio ?). Au-dessus vient un ensemble comprenant : une série Trias-Lias, une série de brèches polygéniques et de roches vertes, et enfin une série de calcschistes d'âge indéterminé. Il est malheureusement difficile de savoir si ces trois séries formaient à l'origine une série sédimentaire unique ou s'il s'agit d'unités d'origines paléogéographiques différentes.

Au point de vue tectonique, trois épisodes de plissements sont décelables : successivement ESE-WNW, puis E-W, enfin NE-SW.

ABSTRACT. — Stratigraphical and tectonical study of a part of the Piemontais zone in the Franco-Italian Alps, between Briançon and Torino. Two structural parts may be distinguished : at the basis, scales of micaschists (Permian ?) and Triassic quartzites bearing a few remnants of a thin Mesozoïc cover (Acceglio zone ?). Above come strata comprising : a Triassic-Liassic sequence, a sequence with polygenetic breccias and ophiolites, a sequence of undated calcschists. It is difficult to precise if these three sequences are part of one single primitive series or are three units of different paleogeographic origin.

In a tectonical point of view, three foding phases are clearly detectable : successively ESE-WNW, then E-W, finally E-W.

INTRODUCTION

La région étudiée est située en Italie, dans les Alpes Cottiennes septentrionales (fig. 1, 2 et 3). Au Sud de Sestriere, elle est drainée par les torrents formant les cours supérieurs de la Dora Riparia et du Chisone. Sestriere se trouve à une vingtaine de kilomètres en ligne droite à l'Est de Briançon.

Dans une vaste zone comprise entre le Briançonnais à l'Ouest et le massif Dora-Maira à l'Est, entre le massif d'Ambin au Nord et le massif du Mont Viso au Sud, affleurent essentiellement des terrains rapportés à la formation des « Schistes lustrés piémontais s.l. ». Les montagnes qu'ils constituent sont à première vue très monotones. Pourtant, la carte géologique italienne au 1/100 000e (feuille n° 66, Cesana Torinese) indique au centre de cette zone « de calcschistes » deux massifs constitués en partie de dolomies triasiques et de roches vertes : le massif du Gran Roc et le massif Monte Banchetta - Punta Rognosa - Monte Sises.

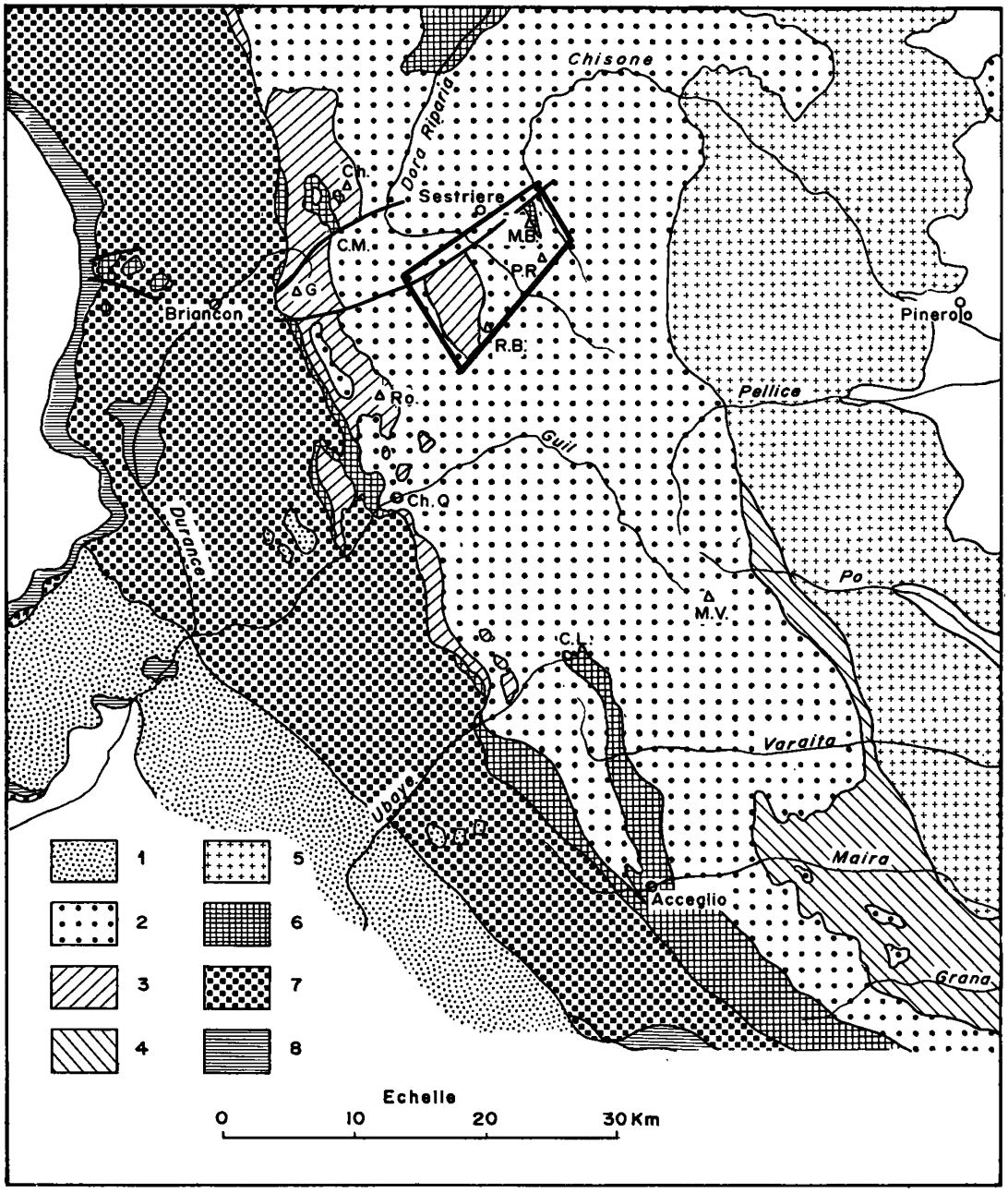


Fig. 1. — Esquisse structurale des Alpes cottiennes franco-italiennes (d'après M. LEMOINE, 1963, légèrement modifié).

1, Nappe du Flysch à Helminthoïdes ; 2, Schistes lustrés piémontais ; 3, « Série du Gondran » ; 4, Séries en position interne à affinités piémontaises (Trias moyen-supérieur calcaro-dolomitique et calcshistes) ; 5, Massif Dora Maira ; 6. Zone d'Acceglio, « écailles intermédiaires » et massif d'Ambin ; 7, Zone briançonnaise s.s. ; 8, Zone subbriançonnaise.

Secteur étudié entouré d'un trait fort.

Ch., Chaberton ; Ch. Q. Château-Queyras ; C. L. Col du Longet ; C. M., Col de Montgenèvre ; C. R., Col de la Roue ; G., Gondran ; M. B., Monte Banchetta ; M. V., Mont Viso ; P. R., Punta Rognosa ; R. B., Roc del Boucher ; Ro., Grand Pic de Rochebrune.

On pouvait donc être tenté de commencer par ces deux massifs l'étude des Schistes lustrés piémontais s.l. des Alpes Cottiennes septentrionales.

Ce terrain n'a guère été parcouru par les géologues après avoir alimenté en partie les controverses entre S. FRANCHI (1911, 1929) et P. TERMIER (1925) à propos de l'existence du charriage des formations piémontaises sur les formations briançonnaises [1]. Ultérieurement, la géologie des zones internes des Alpes franco-italiennes a progressé notamment sous l'impulsion de F. ELLENBERGER (1958) et M. LEMOINE (1961, 1963 ; J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957). Plus récemment, trois thèses ont eu trait plus précisément au domaine des Schistes lustrés piémontais dans les Alpes Cottiennes méridionales (A. MICHARD, 1966-67), à ses roches vertes dans la région des Stura di Lanzo (A. NICOLAS, 1966), à son soubassement constituant le massif Dora-Maira (P. VIALON, 1966).

PREMIERE PARTIE

ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE

Trois séries ont été reconnues. Deux d'entre elles possèdent des affinités piémontaises indiscutables ; l'autre (celle des écailles siliceuses) est comparable au Briançonnais interne.

I. — Les écailles siliceuses (« zone d'Acceglio »).

Des formations assez bien individualisées à l'affleurement jalonnent la base du versant oriental du Monte Banchetta (fig. 3). Il est probable, par comparaison avec d'autres régions, qu'elles appartiennent à une même série originelle dilacérée ensuite en échardes tectoniques.

A) *Permo - Werfénien.*

a) *Porphyroïdes muscoviteuses et jadéitiques.*

Deux blocs ayant à l'affleurement 2 m d'épaisseur pour 5 m de longueur constituent les seuls témoins observés de cette formation (J.-M. CARON et P. SALIOT, 1969). La roche est très compacte et cohérente, grise en patine et en cassure, constellée de granules gris-vert (restes de jadéite).

Par comparaison avec les « métagreywackes » et les « porphyroïdes œillées muscoviteuses et jadéitiques » de la bande d'Acceglio - col du Longet (R. LEFÈVRE, 1965 ; R. LEFÈVRE et A. MICHARD, 1965), on peut admettre que les porphyroïdes muscoviteuses et jadéitiques dérivent du remaniement de produits d'éruptions volcaniques acides. Ce faciès est également connu dans le massif d'Ambin (S. LORENZONI, 1963). R. LEFÈVRE (1965) propose d'y voir du Néopermien inférieur. M. GAY (1970) décrit au SW du massif d'Ambin des micaschistes à jadéite peut-être apparentés aux porphyroïdes muscoviteuses et jadéitiques décrites ici. Cet auteur rapporte le « groupe d'Ambin », dont les micaschistes à jadéite font partie, au Stéphano-Permien. Il n'est pas possible, ici, étant donné l'exiguïté de l'affleurement, de discuter de l'attribution de ce (ou ces ?) faciès.

b) *Schistes verts à chloritoïde.*

Ces schistes assez compacts, de teinte vert sombre tirant sur le bleu, sont associés à l'affleurement avec les porphyroïdes muscoviteuses et jadéitiques sans que l'on puisse préciser les rapports originels de ces deux faciès.

Le chloritoïde y est très abondant et bien développé. Il témoigne de la richesse en fer et en alumine de ce niveau qui pourrait dériver plus ou moins indirectement d'anciens sols lessivés. A. MICHARD (1966-67) rapporte des faciès analogues au Permien s. l.

c) *Micaschistes et gneiss chlorito-albitiques.*

Ces micaschistes et gneiss constituent à l'affleurement l'essentiel des écailles siliceuses. Le faciès le plus banal est fait de micaschistes verts riches en quartz, albite, chlorite et mica blanc à affinités

[1] Pour un historique plus complet, voir F. ELLENBERGER (1958), A. MICHARD (1966-67), J.-M. CARON (1970 *b*).

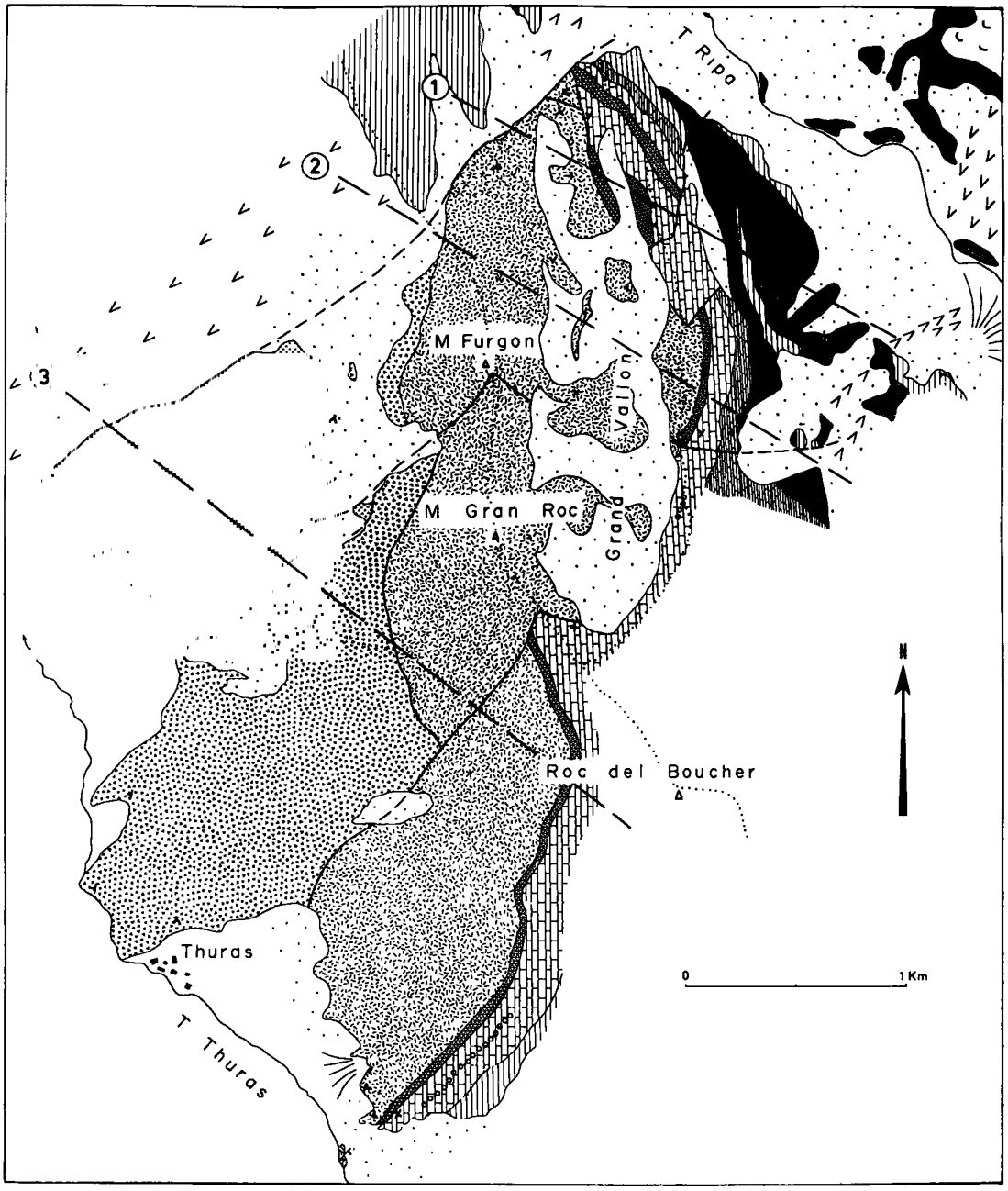


Fig. 2. — Carte géologique du massif du Gran Roc (Sestriere, Italie).

Légende : voir fig. 3. — 1, 2, 3, Localisation des coupes de la fig. 12.

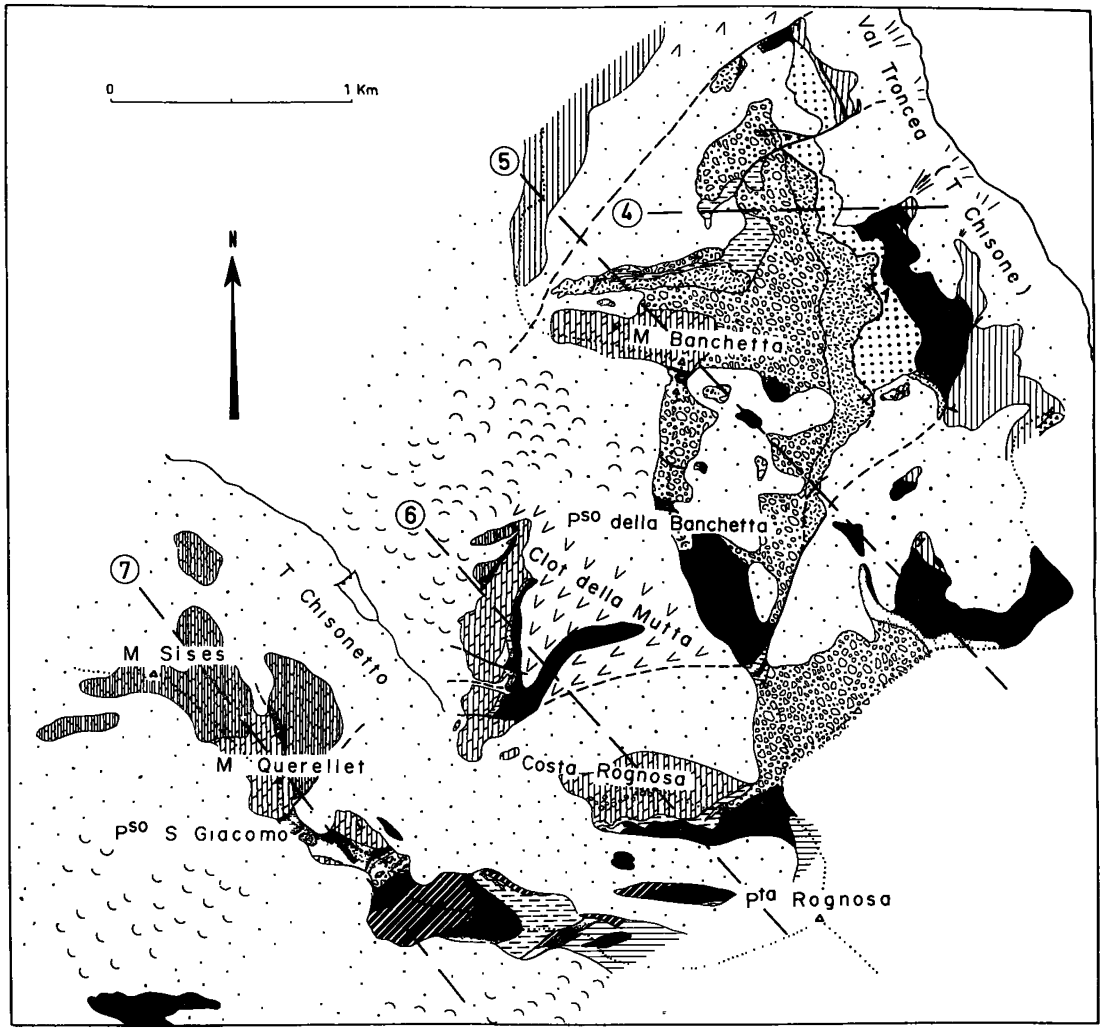
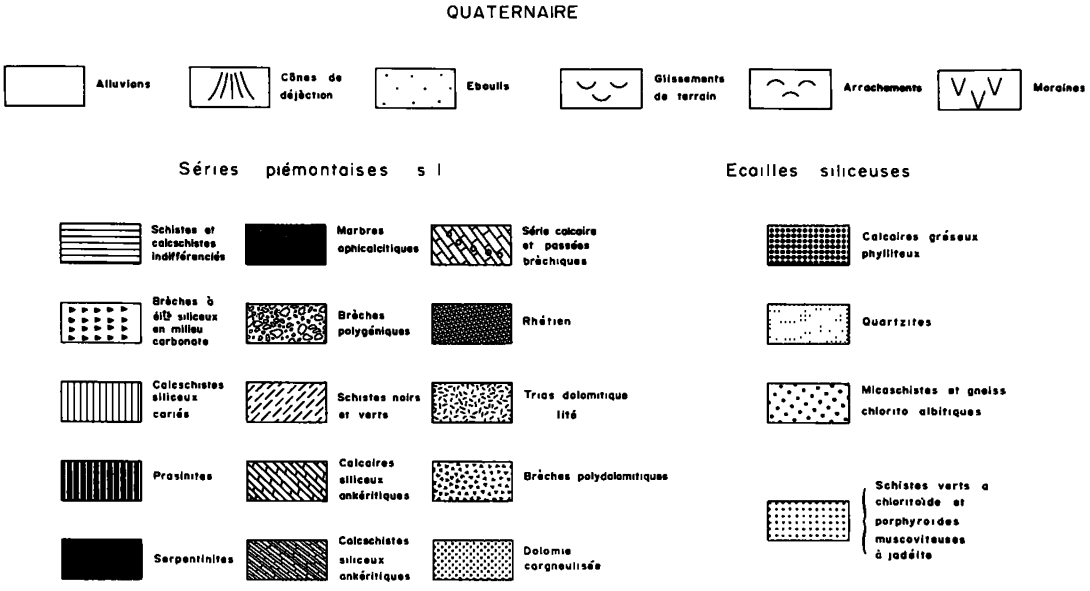


Fig. 3. — Carte géologique du massif Monte Banchetta - Punta Rognosa - Monte Sises (Sestriere, Italie).

Légende commune aux fig. 2 et 3. — 4, 5, 6, 7, Localisation des coupes de la fig. 13.



Légende des fig. 2 et 3.

phengitiques. Ces micaschistes verts contiennent par endroit des intercalations de gneiss chlorito-albitiques verts (plus cohérents et à litage mieux individualisé), de micaschistes chlorito albitiques gris (à lits de quartz et de mica à affinités muscovitiques), de quartzites blancs.

Dans la région du col du Longet (zone d'Acceglio), D. LEBLANC (1962) a mis en évidence la parenté qui existe entre tous les faciès chlorito albitiques et une roche volcanique actuellement métamorphisée en une prasinite lawsonitique. Ces micaschistes et gneiss chlorito-albitiques pourraient appartenir au Permien s. l. (cf. M. GAY, 1964, 1970 ; R. LEFÈVRE, 1965 ; A. MICHARD et P. VIALON, 1966). Les intercalations quartzitiques apparaissent plutôt vers le sommet structural (et peut-être stratigraphique) de la série.

d) *Quartzites.*

Le volume des quartzites dans les écailles siliceuses est restreint par rapport à celui des mica schistes chlorito-albitiques. On y observe des faciès microconglomératiques blancs et des faciès plus micacés, feuilletés. Ces quartzites sont comparables à ceux classiquement attribués au Werfénien dans les Alpes franco-italiennes (F. ELLENBERGER, 1958 ; M. GAY, 1964, 1970 ; D. LEBLANC, 1962 ; R. LEFÈVRE, 1965 ; A. MICHARD, 1959, 1966-67 ; A. MICHARD et P. VIALON, 1966) et peut-être à une partie basale de ceux ci (faciès microconglomératiques).

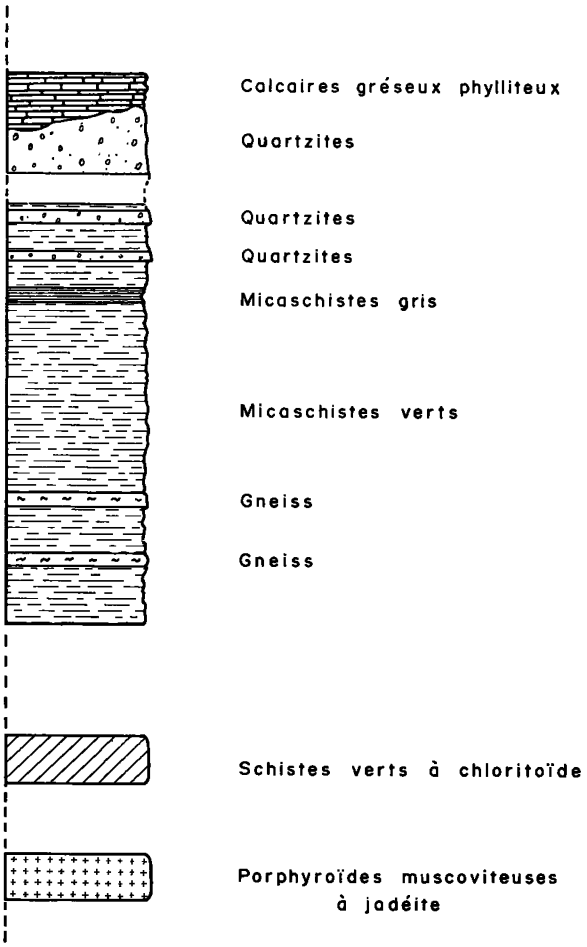


Fig. 4. — Reconstitution de la série hypothétique des écailles siliceuses.

B) *Calcaires gréseux phylliteux (Jurassique ?).*

Les calcaires gréseux phylliteux des écailles siliceuses sont en général associés aux quartzites. On les confondrait aisément, hors de leur contexte, avec certains faciès de type Schistes lustrés. Mais il est heureusement possible d'observer en un point la transgression directe des calcaires sur les quartzites. Ces calcaires sont riches en grains de quartz et de dolomie, d'origine probablement détritique.

En haute Ubaye, M. LEMOINE (1963) a montré que des calcaires fortement gréseux à leur base, transgressifs sur le Permien ou le Werfénien, « sont du Jurassique peut-être moyen, en tout cas supérieur » (présence de Calpionelles). Dans la région d'Acceglio, R. LEFÈVRE (1965) rapporte également au Jurassique supérieur de tels calcaires gréseux. En tout cas, ces calcaires sont ici très probablement post-triasiques : ils contiennent des grains détritiques de dolomie.

C) *Conclusions.*

Ainsi la série des écailles siliceuses (fig. 4) est elle caractérisée par la transgression de calcaires mésozoïques (peut-être jurassiques ?) sur des quartzites werféniens. Ce caractère, ainsi que l'ensemble des faciès décrits, l'apparentent indubitablement à la zone d'Acceglio (Briançonnais interne) telle qu'elle a été décrite dans la bande d'Acceglio -

col du Longet (J. DEBELMAS et M. LEMOINE, 1957 ; D. LEBLANC, 1962 ; R. LEFÈVRE, 1965 ; A. MICHARD, 1959), dans le massif d'Ambin (J. GOGUEL et M. GAY, 1962 ; M. GAY, 1964, 1970) et dans certaines « écailles intermédiaires » (M. LEMOINE, 1963).

Pour autant que la tectonique permette d'en juger, les traits particuliers des écailles siliceuses du Monte Banchetta sont les suivants :

— grande importance relative des micaschistes chlorito-albitiques ;
— absence d'anagénites permiennes ;
— grande réduction des quartzites werféniens peut-être due à l'érosion (les calcaires gréseux phylliteux sont transgressifs sur des quartzites conglomératiques qui représentent probablement un niveau assez bas de la formation). Cette réduction est à mettre en parallèle avec l'érosion importante des quartzites observée par D. LEBLANC (1962) au col du Longet et par M. GAY (1964, 1970) dans le massif d'Ambin ;
— réduction de la série mésozoïque très peu différenciée.

Les écailles siliceuses du Monte Banchetta soulignent donc probablement la présence d'un témoin sous-jacent de la zone d'Acceglio, jalon entre les demi-fenêtres de la bande d'Acceglio - col du Longet au Sud et du massif d'Ambin au Nord.

II. — Les séries piémontaises s. l.

A) *Le Trias et le Lias du Gran Roc.*

a) *Cargneules et faciès associés.*

L'angle NW du massif du Gran Roc est constitué presque essentiellement par des cargneules, ou plus précisément par des dolomies en voie de cargneulisation. Il semble bien en certains points que la roche originelle ait été une brèche à éléments de dolomies variées.

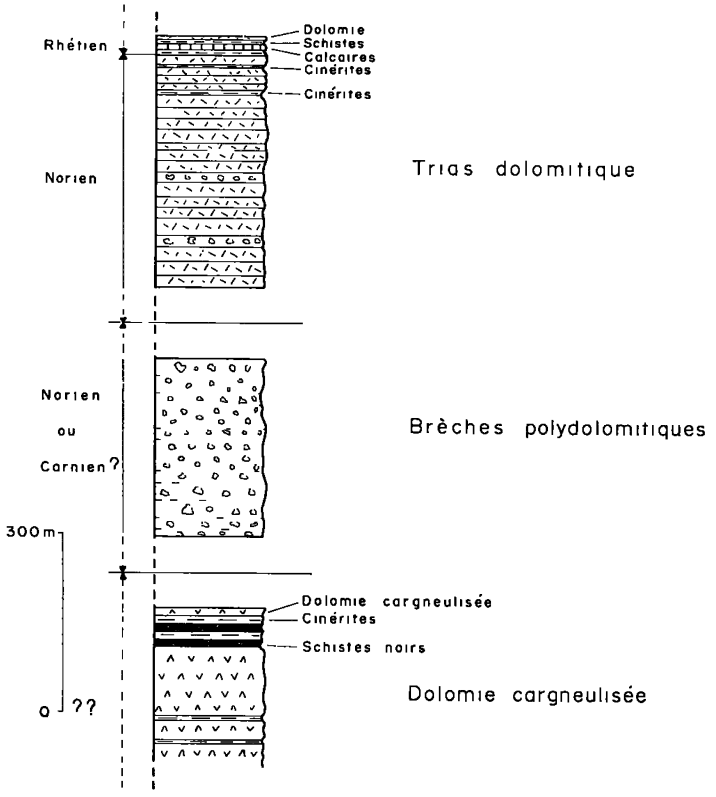


Fig. 5. — Reconstitution schématique de la série triasique du Gran Roc.

En liaison avec ces dolomies cargneulisées, on peut observer des niveaux micacés onctueux de teinte ocre jaune à vert pâle. Par comparaison avec le Trias dolomitique de régions voisines (R. CABY et J. GALLI, 1964 ; A. MICHARD, 1966-67), ces niveaux micacés pourraient représenter d'anciennes cinérites. Les « métacinérites » affleurant au sommet structural des cargneules sont associées à des schistes noirs charbonneux à grain très fin.

La position stratigraphique de cet ensemble est tout à fait problématique, d'autant plus que les contacts avec les formations voisines sont anormaux ou masqués.

b) *Brèches polydolomitiques.*

Des brèches à éléments dolomitiques de type varié sont bien développées dans le versant occidental du massif du Gran Roc, dont elles forment la partie moyenne. La taille des éléments est inférieure à 10 cm. La puissance de la formation est d'au moins 300 m.

On connaît des brèches polydolomitiques comparables, si ce n'est aussi bien développées, dans la série du Grand Argentier - Mélézet (R. CABY, 1964), dans le massif du Grand Pic de Rochebrune (M. LEMOINE, comm. orale), dans le Briançonnais (J.-C. BARFÉTY, M. GIDON et M. LEMOINE, 1970). Ces brèches sont volontiers attribuées au Carnien ou au Norien basal. Il pourrait donc en être de même pour les brèches polydolomitiques du Gran Roc.

c) *Dolomies litées (Norien).*

La ligne de crête et le revers oriental du massif du Gran Roc sont formés de dolomies litées en bancs métriques. Le type dominant est constitué par une dolomie grise à patine claire, à grain très fin et à odeur fétide. Il existe de rares bancs bréchiques intraformationnels, monogéniques. Les surfaces de bancs sont fréquemment gondolées et jaunies. Vers le sommet des dolomies, sont parfois localisés dans les interbancs des enduits phylliteux de teinte rose ou verte qui représentent probablement l'équivalent des « métacinérites spilitiques » signalées par R. CABY (1964), A. MICHARD (1966-67), J.-C. BARFÉTY, M. GIDON et M. LEMOINE, 1970).

On peut proposer un âge norien pour ces dolomies, sur la foi des analogies de faciès avec du Norien daté (F. ELLENBERGER, 1958 ; A. MICHARD, 1966-67 ; J.-C. BARFÉTY, M. GIDON et M. LEMOINE, 1970) et du passage continu au « Rhétien ».

(La série triasique est schématisée en figure 5.)

d) *Alternances dolomitiques, calcaires et calcschisteuses (Rhétien).*

Ces alternances, tout à fait caractéristiques dans le paysage (patine ocre) et à l'affleurement, forment un liséré continu à l'Est et au Sud des dolomies. Epais de 10 à 30 m, ce « Rhétien » est constitué de calcaires et calcschistes plus ou moins plaquetés dans lesquels s'individualisent :

1) vers la base :

— des dolomies à cristaux noirs automorphes d'albite et à patine ocre, en plusieurs bancs métriques, analogues aux dolomies noriennes toutes proches ;
— deux niveaux de schistes noirs épais de 30 à 80 cm, encadrant un banc dolomitique.

2) vers le sommet :

— des lumachelles rares à débris de tests de Gastéropodes, Lamellibranches, Brachiopodes, dans un fond de calcaires sombres ;
— des calcaires rubanés de dolomie soulignant des figures de slumping ou de brèches intraformationnelles.

Au sommet de cet ensemble d'alternances, un gros banc calcaire plus ou moins bien individualisé (jusqu'à 5 ou 6 m) peut contenir des Coralliaires fasciculés (*Thecosmilia* = « *Rhabdophyllia* ») déjà signalés par S. FRANCHI (1929).

L'ensemble de ces faciès est analogue jusque dans le détail à ceux attribués au Rhétien

— par R. CABY (1964) dans la « série du Grand Argentier - Mélézet » ;
— par F. ELLENBERGER (1958) dans la « série de la Grande Motte » ;
— par M. LEMOINE (1961, 1963) dans la « zone du Gondran » ;
— par A. MICHARD (1966-67) dans les Alpes Cottiennes méridionales.

e) *Calcaires spathiques (Rhétien - Hettangien ?).*

Au-dessus du banc calcaire massif terminant les alternances décrites ci-dessus viennent une trentaine de mètres de calcaires spathiques gris à noirs.

Les bancs plus ou moins irréguliers sont séparés par des lits à débit plus fin (à l'origine plus marneux). On observe parfois des niveaux plus siliceux où la silice s'est rassemblée en cherts. Le sommet des calcaires spathiques noirs est en général représenté par un second banc plus massif (5 à 10 m) et souvent plus siliceux.

Ces niveaux de calcaires spathiques semblent ici mieux individualisés que dans les séries énumérées ci-dessus, où les auteurs les groupent dans le « Rhétien - Hettangien ? ». Le repère lithostratigraphique le plus constant à ce niveau serait le banc massif de calcaire siliceux qui termine l'ensemble comprenant du Rhétien certain et de l'Hettangien problématique.

f) *Calcaires à microbrèches.*

Au-dessus des calcaires spathiques, les calcaires se chargent de grains de quartz et de dolomie d'origine détritique. En même temps, ils prennent une patine rousse (présence d'ankérite). Des calcaires originellement plus marneux, à patine gris clair, sont souvent interstratifiés dans ces calcaires siliceux.

Les premières brèches des « Schistes lustrés » sont situées dans la moitié supérieure de cet ensemble de calcaires siliceux roux et de calcaires marneux gris. Un premier niveau bréchique tout à fait local contient uniquement des éléments de calcaire spathique noir dans un fond de calcaires marneux gris. Plus haut, les éléments corres-

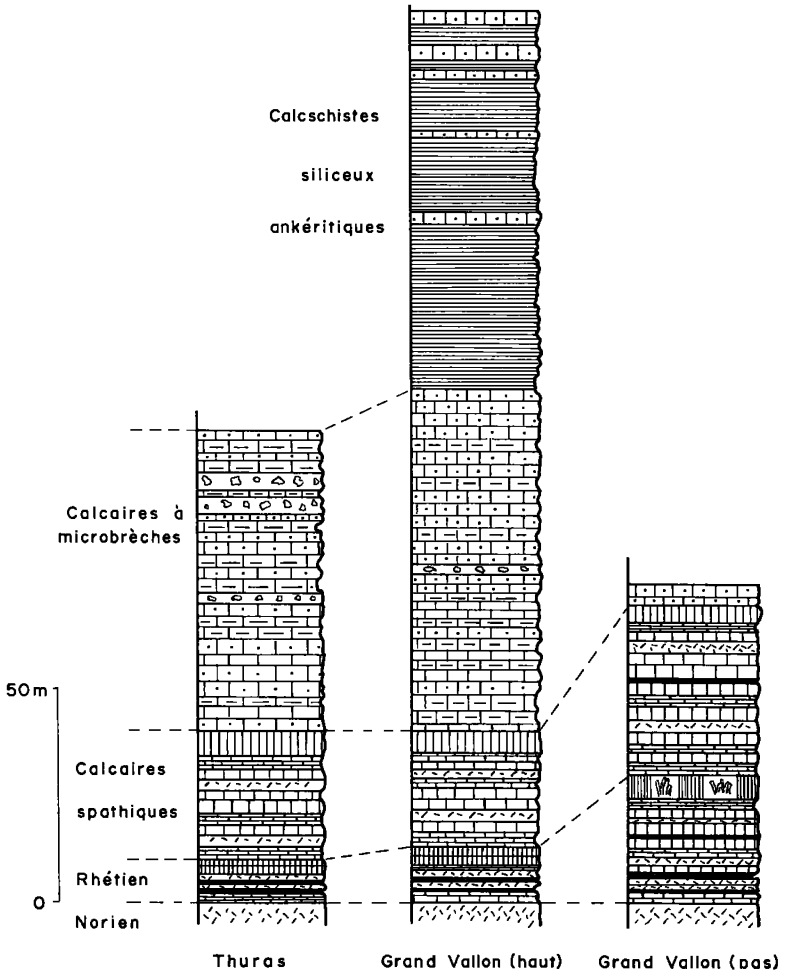


Fig. 6. — Le Rhétien et le Lias du Gran Roc.

pondent à une série plus profondément entamée : on observe, à côté de calcaires infraliasiques, des dolomies à cachet norien.

Cet ensemble pourrait être analogue à celui que A. MICHARD (1966-67) rapporte au « Sinémurien s. l. inférieur » (calcaires siliceux) et au « Sinémurien s. l. moyen » (microbrèches). Il faut remarquer que dans la « série du Gondran » (M. LEMOINE, 1961, 1963), actuellement plus proche géographiquement, les premières brèches apparaissent peut-être plus haut dans la série. M. LEMOINE suppose que la « formation détritique rousse » qui contient ces brèches pourrait correspondre au Lias moyen, et peut-être aussi au Lias supérieur et au Dogger. Il est donc sensible que, rapidement au-dessus du Rhétien, les attributions stratigraphiques et les corrélations deviennent beaucoup plus incertaines en l'absence de fossiles.

g) *Calcschistes siliceux ankéritiques.*

A partir de ce niveau, la continuité de la série devient elle aussi plus hypothétique. En effet, le faciès des calcschistes est tel que d'une part il est difficile de le reconnaître à coup sûr en dehors de son contexte, d'autre part un contact anormal pourrait y prendre place sans être décelable.

Ces calcschistes sont homogènes et monotones, à débit confus et stratification peu visible, très tectonisés. On peut pourtant différencier des passées plus schisteuses, noires à patine rouille, et, surtout vers le sommet « stratigraphique », des bancs plus compacts de calcaires siliceux zonés.

Ces calcschistes pourraient être équivalents à ceux que A. MICHARD (1966-67) attribue au « Sinémurien s. l. supérieur ». Dans la série décrite par cet auteur (vallon de Narbona), les calcschistes passent progressivement à une barre calcaire (Rocche la Bercia) surmontant une vire à Ammonites. Les bancs calcaires du sommet des calcschistes siliceux ankéritiques du Gran Roc pourraient marquer l'amorce de cette transition.

Dans le revers oriental du massif du Gran Roc affleure ensuite une bande de serpentinite qui jalonne selon toute probabilité un contact anormal.

La série du Gran Roc (fig. 5 et 6) est comparable, au moins en première approximation, avec les séries énumérées au paragraphe *d*) ci-dessus, séries qui sont toutes situées à la marge externe ou à la base de l'ensemble des « Schistes lustrés piémontais s. l. ».

B) *La série du Chisonetto.*

Cette série affleure essentiellement dans les versants situés autour du petit lac de retenue qui alimente Sestriere en eau potable, dans le fond de la vallée du Chisonetto. Des recoupements entre plusieurs séries partielles permettent de reconstituer la série représentée en figure 7. On peut admettre que la série est figurée en position normale pour les raisons suivantes :

— les quelques granoclassements observés confirment cet ordre ;
— la série du Chisonetto est alors comparable, au moins en partie, avec celle proposée par A. MICHARD (1967) en Vals Grana et Maira ;
— une hypothèse simple consiste à admettre que les calcschistes siliceux ankéritiques de la série du Chisonetto sont équivalents à ceux du sommet de la série liasique du Gran Roc. On pourrait alors reconstituer une série complète entre le Trias dolomitique et les prasinites (en accordant à celles-ci une valeur de repère stratigraphique).

a) *Calcschistes siliceux ankéritiques.*

Ils sont analogues aux calcschistes siliceux ankéritiques de la série du Gran Roc, sachant qu'il est difficile de les identifier avec certitude hors de leur contexte.

On peut y différencier (d'autant plus nettement que l'on s'élève dans la série) des passées décamétriques de calcaires siliceux ankéritiques plus ou moins zonés et des schistes très noirs, compacts, à patine rousse et microlits quartzeux.

Au passage avec le faciès suivant, ces « schistes quartzeux » prennent un développement notable. De teinte noire ou verte (chlorite et fuchsite), ils peuvent être associés à un niveau à stilpnomélane (J.-M. CARON, 1970 *a*).

On pourrait comparer ces calcschistes siliceux ankéritiques aux « marno-calcaires et calcaires siliceux » du Sinémurien s. l. supérieur (cf. A. MICHARD, 1966-67).

b) *Calcaires siliceux ankéritiques.*

Il s'agit de calcaires compacts, lités, à patine blonde ou rousse et à cassure grise. La silice y est abondante mais diffuse, bien qu'elle ait tendance à se rassembler à la base et au sommet des bancs. Les grains dolomitiques y sont bien moins abondants que dans le Lias calcaire du Gran Roc.

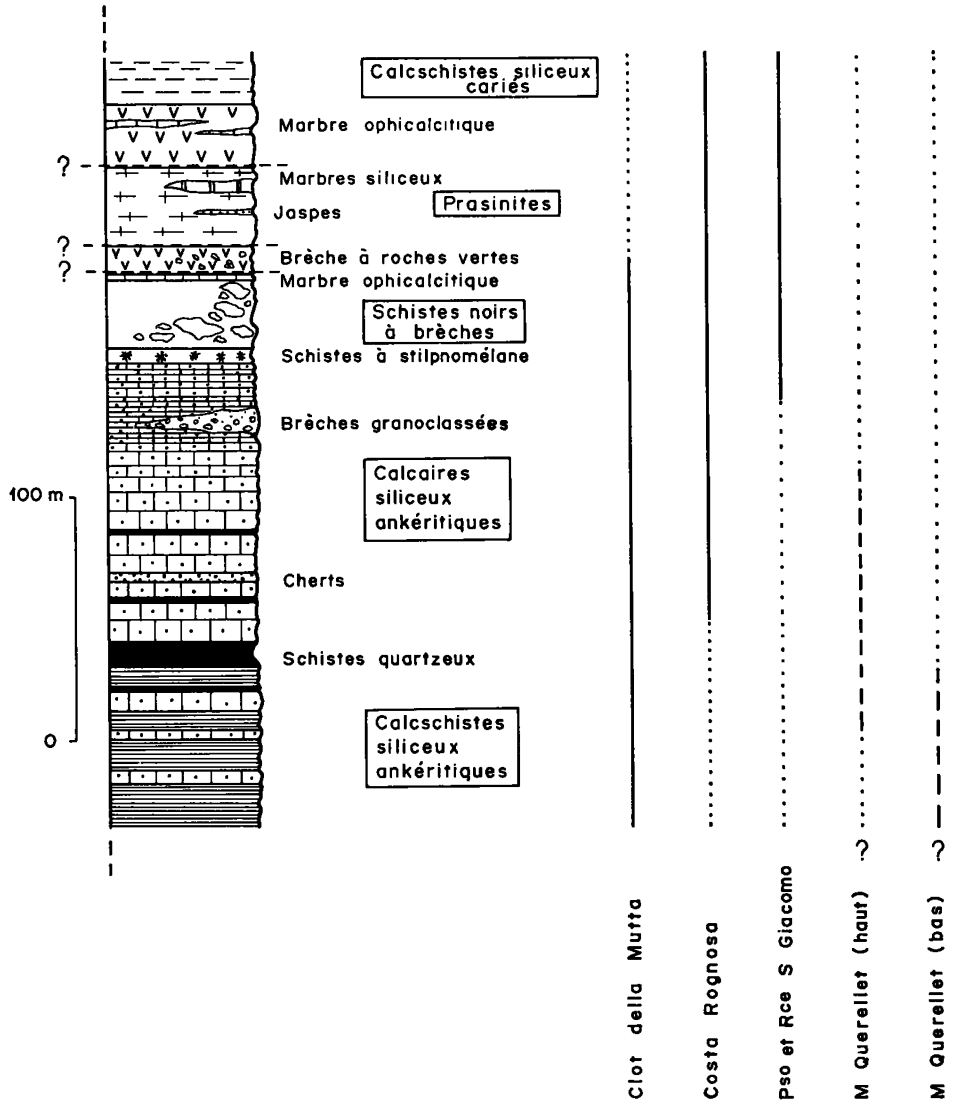


Fig. 7. — Reconstitution schématique de la série du Chisonetto.

A droite, extension et recouvrement des séquences partielles (voir leur localisation sur la fig. 3).

On observe par place, vers la base de ces calcaires, des lits de cherts. D'autre part, de gros pisolites ferrugineux rouille sont fréquents. Enfin il est probable que certaines figures soient attribuables à des slumpings.

Dans la Costa Rognosa, on remarque de loin un niveau plus cohérent qui souligne des replis. Il s'agit de brèches granoclassées à éléments de dolomies, de calcaires noirs et de calcschistes dans un ciment très réduit.

A la base de ces calcaires on observe encore des passées de schistes quartzeux verts. Déjà un peu au-dessous des brèches, et jusqu'au sommet des calcaires siliceux ankéritiques, le débit devient plus fin, souligné par des lits schisteux ou calcschisteux noirs.

Ce faciès évoque les « calcaires de la Bercia » et la « formation bréchique Narbona - Castellar » (Lias moyen ?) de A. MICHARD (1966-67).

c) *Schistes noirs et verts à brèches.*

Une formation de brèches polygéniques à développement variable succède aux calcaires siliceux ankéritiques. Dans certains affleurements (J.-M. CARON, 1969), ces brèches sont particulièrement développées (aspect chaotique) et propices à l'étude de leurs éléments constitutifs. Dans d'autres affleurements, leur importance est plus réduite, la matrice schisteuse mieux observable, et il est plus facile de les replacer dans leur contexte.

On peut y observer les éléments suivants :

— calcaires siliceux roux à ségrégation de silice ;
— calcaires, schistes et calcschistes d'origine probablement liasique ;
— calcaires spathiques noirs ;
— dolomies variées ;
— brèches polydolomitiques ;
— dolomies à galets de quartzite ;
— quartzites compacts purs (werféniens) ;
— quartzites à galets de calcaire ou de dolomie (quartzites « reconstitués ») ;
— micaschistes et quartzo-micaschistes chloriteux et albitiques, fréquemment « reconstitués ».

Ces éléments proviennent donc d'une série homologue de celle décrite ici (Trias et Lias de type piémontais), ainsi que d'une série siliceuse. Leur taille peut varier d'une échelle millimétrique à une échelle plurihectométrique (pour les blocs surtout dolomitiques).

La base de la formation bréchique est constituée de schistes noirs et de schistes verts à stilpnomélane (J.-M. CARON, 1970 *a*) où le quartz se rassemble très rarement en lits. La matrice des brèches est faite de schistes noirs violacés compacts et homogènes. Ces schistes peuvent parfois laisser la place à des alternances schisteuses et quartzeuses évoquant un flysch.

Ainsi, bien qu'à propos de certains blocs de grande taille on puisse parfois hésiter entre l'hypothèse « écaille tectonique » et l'hypothèse « olistolite », la formation des brèches polygéniques doit très probablement son origine à des processus sédimentaires. Le caractère sédimentaire des intercalations bréchiques dans les schistes lustrés est attesté par des faciès de « dilution » de ces brèches.

Il serait possible, d'après les caractères décrits, de voir dans les brèches polygéniques de la série du Chisonetto un équivalent des « couches de Valliera » (cf. A. MICHARD, 1966-67).

d) *Roches vertes et faciès associés.*

Des roches vertes occupent une position constante au-dessus des schistes noirs à brèches de la série du Chisonetto. Mais à ce niveau également la continuité de la série est hypothétique.

On y observe :

— des serpentinites massives à restes de pyroxènes et de plagioclases ;
— des prasinites à pillow lavas et brèches de pillow lavas plus ou moins bien conservés, et à faciès rubanés évoquant des pyroclastites ;
— des faciès bréchiques, vers la base des roches vertes, à éléments de roches vertes voisinant avec des éléments d'origine sédimentaire analogues à ceux de la série sous-jacente ;
— une passée siliceuse évoquant des jaspes ;
— des marbres siliceux clairs qui semblent « interstratifiés » avec les prasinites (ce sont des calcaires compacts à grain fin, bien cristallisés, à silice inégalement répartie) ;
— des marbres ophicalcitiques à calcite rose et amphiboles.

e) *Calcschistes siliceux cariés.*

Ce qui fait suite à ces roches vertes est beaucoup moins bien différencié. De plus, on observe souvent à la base de l'ensemble supérieur un feston de serpentinite laminée et de marbres ophicalcitiques qui pourrait jalonner un contact anormal dont l'âge et l'ampleur restent indéterminés. Cet

ensemble supérieur est constitué essentiellement de calcschistes siliceux noirs à patine rousse (ankérite), à grain fin et à débit confus. Des « caries », c'est-à-dire des vacuoles irrégulières rousses, correspondent à des points de dissolution des carbonates.

Une hypothèse simple est de considérer que cette série du Chisonetto (ou au moins sa base dans le cas de la superposition de plusieurs unités) représente la suite de la série du Gran Roc ou d'une série triasique et infraliasique analogue. Ce schéma s'accorderait par ailleurs avec la succession proposée par A. MICHARD (1966-67) dans les Vals Grana et Maira. Il existe pourtant, au moins au niveau des roches vertes, certaines différences dont il faudra rendre compte.

C) *Autres formations de type piémontais.*

a) *Calcschistes.*

Il faut bien remarquer qu'il est souvent délicat d'identifier les faciès de type Schistes lustrés hors de leur contexte. C'est pourquoi bon nombre d'affleurements ont été cartographiés en « calcschistes indifférenciés ».

On peut pourtant reconnaître des faciès à dominante plus calcaire, ou plus siliceuse, ou plus phylliteuse. Il faudrait étudier dans le détail les séquences partielles et chercher si elles trouvent leur place dans des séries reconnues ou bien si elles appartiennent à des séries d'âge ou d'origine paléogéographique différents. Cette dernière éventualité serait séduisante pour des séries épaisses et monotones affleurant au Nord du terrain étudié.

b) *Brèches à éléments siliceux en matrice carbonatée.*

Au SE du Monte Banchetta affleurent des calcaires clairs à éléments siliceux. Ces éléments, de taille centimétrique à métrique, peuvent être constitués de quartzites ou de micaschistes chlorito-albitiques. Il n'est pas toujours possible de savoir s'il s'agit de blocs d'une certaine taille ou de faciès « reconstitués » par l'assemblage des grains de la roche mère.

Ces faciès, d'attribution pour le moment indéterminée, semblent prendre une extension notable lorsque l'on se rapproche du massif Dora-Maira (c'est-à-dire vers l'Est).

c) *Roches vertes et marbres ophicalcitiques.*

Pour ce qui est des roches vertes, on peut reconnaître à l'affleurement tous les intermédiaires entre :

— des serpentinites écrasées, laminées, sans structure nette, souvent associées à des marbres ophicalcitiques. Ces serpentinites jalonnent des contacts anormaux et ont une valeur comparable à celle des gypses dans des zones plus externes ;

— des serpentinites massives, où l'on peut reconnaître d'anciens pyroxènes et plagioclases, parfois associées à des prasinites.

D) *Conclusions.*

Si l'on admettait que la série du Gran Roc et la série du Chisonetto forment un ensemble continu, on aurait alors une série où l'on reconnaîtrait :

— un Trias dolomitique épais ;

— une série jurassique bien développée et riche en brèches ;

— un ensemble ophiolitique réduit (Malm - Néocomien ?).

La présence de brèches abondantes à divers niveaux de la série souligne l'existence d'une zone instable durant les temps mésozoïques. Il est tentant (et maintenant classique) de localiser cette zone instable à la marge externe de la zone piémontaise s. l., au voisinage d'un Briançonnais interne.

Pour ce qui est des brèches, il faut remarquer que :

— d'une part on ne peut pas pour le moment déterminer le sens des apports détritiques (depuis l'extérieur, depuis l'intérieur, ou longitudinalement ?) ;

— d'autre part, à partir du Lias, les éléments de ces brèches semblent reconstituer une « stratigraphie inverse » d'une série mésozoïque piémontaise et d'un socle siliceux : calcaires et calcschistes, puis calcaires, calcschistes et dolomies, puis calcaires, calcschistes, dolomies, quartzites et micaschistes.

DEUXIÈME PARTIE

ANALYSE STRUCTURALE

Le charriage d'ensemble des formations piémontaises sur les formations briançonnaises est attesté par la superposition de Schistes lustrés piémontais à roches vertes sur les « écailles siliceuses » d'affinités ultrabriançonnaises. Mais aucune manifestation tectonique de détail n'a pu être rapportée à cet épisode de charriage.

Un certain nombre de déformations successives ont été observées. Outre des fractures, trois épisodes de plissements ont affecté dans cet ordre le terrain étudié :

— plis de direction primitive ESE - WNW ;
— plis de direction primitive E - W ;
— plis tardifs de direction NE - SW.

I. — Les plis.

A) *Plis ESE-WNW.*

Des plis précoces sont bien reconnaissables à l'échelle de l'affleurement ou de la plaque mince, en particulier dans le fond de la vallée du Chisonetto. Ces plis synschisteux, accompagnés de linéations de fronces, sont de type semblable aplati à intrafoliaire. Il est aisé de les identifier lorsqu'ils sont remaniés par des plis ultérieurs. Il est au contraire beaucoup plus difficile d'en définir correctement la direction première. Il y a pourtant une forte présomption pour que les charnières de ces plis aient eu à l'origine une direction voisine de N110° à N120°. Ces plis sont synchrones ou légèrement tardifs par rapport à des minéraux de métamorphisme tels que des amphiboles trémolitiques ou crossitiques, des chlorites ou des micas blancs. Il faut remarquer que les paragenèses correspondantes traduisent probablement un stade relativement tardif du métamorphisme alpin (cf. J.-M. Caron, 1970 *b*).

B) *Plis E-W.*

Les plis les mieux marqués à toutes échelles ont une direction approximative E - W. Ces plis de style variable (chevrons, plis concentriques, plis concentriques aplatis) sont fréquemment accompagnés d'une schistosité de type « strain slip cleavage », voire de cisaillements le long de plans parallèles aux plans axiaux. Les axes de ces plis et les linéations associées ont une orientation voisine de N80°-10°W. Cette orientation peut être basculée par des plis ultérieurs. Le déversement de ces plis vers le Sud est général. Par ailleurs, ces structures postérieures à l'essentiel des épisodes métamorphiques sont parfois accompagnées de recristallisations de chlorite et de mica blanc.

C) *Plis NE-SW.*

Des plis de direction NE - SW sont rares à l'affleurement, non identifiables en plaque mince, et essentiellement décelables dans le paysage et par la dispersion qu'ils provoquent dans la direction des plis antérieurs.

La figure 8 montre ainsi une dispersion des linéations de direction originelle E - W autour de

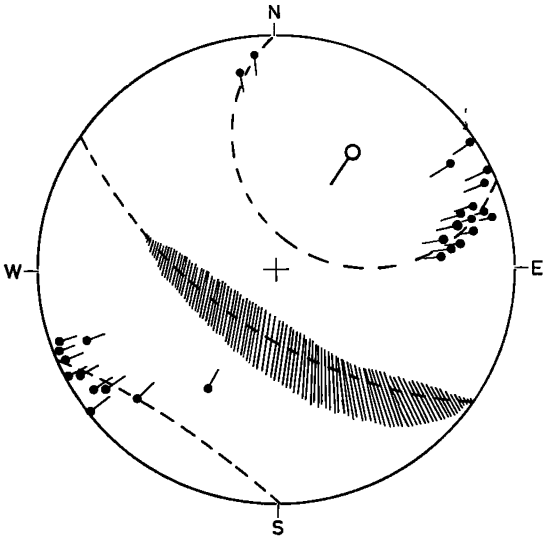


Fig. 8. — Dispersion de linéations « de type E-W » autour d'un pli d'axe N 35°-30° SW (Clot della Mutta). En hachures, zone de dispersion des pôles des plans formant l'enveloppe du pli. Projection stéréographique, hémisphère supérieur.

la charnière d'un pli plurihectométrique visible sur le versant oriental du haut Chisonetto (falaises situées sous le « Clot della Mutta »). L'orientation de l'axe qui régit la dispersion est N35°-30°SW. Cette direction correspond assez bien à celles de rares plis métriques observés en divers points du terrain étudié.

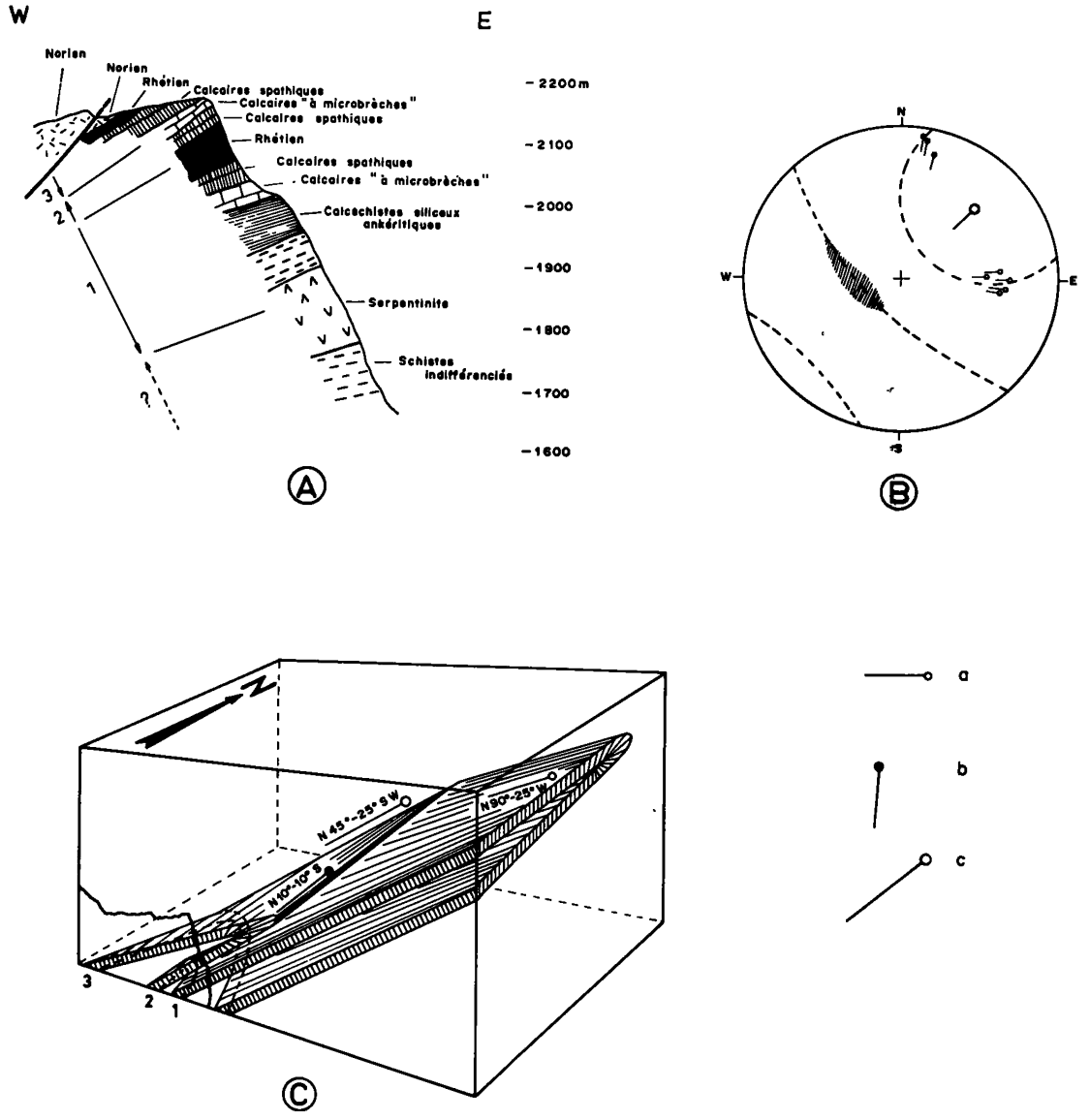


Fig. 9.

A) Coupe de la base nord-orientale du massif du Gran Roc.

B) Dispersion des linéations « de type E-W ».

En hachures, zone de dispersion des pôles des plans formant l'enveloppe des plis. Projection stéréographique, hémisphère supérieur.

C) Interprétation de la structure de la base nord-orientale du massif du Gran Roc.

Sur la face E-W antérieure, localisation de la coupe 9 A. — a, Linéations « de type E-W » dans l'ensemble 1 ; b, Linéations « de type E-W » dans les ensembles 2 et 3 ; c, Axe du pli régissant la dispersion des linéations « de type E-W ».

Une autre démonstration de l'influence des plis tardifs de direction NE - SW est observable dans la base nord-orientale du massif du Gran Roc. Une coupe E - W dans la base de ce massif montre successivement, de bas en haut (fig. 9) :

— une bande de serpentinite dessinant un synforme d'axe E - W déversé vers le Sud ;

— des calcschistes indifférenciés ;

— un ensemble (1) en position inverse allant du Lias « à microbrèches » au Rhétien ;

— un ensemble (2) en position normale du Rhétien au Rhétien - Hettangien ? ;

— un ensemble (3) en position inverse du Rhétien - Hettangien ? au Norien, cisaillé à son sommet structural par un contact anormal ;

— des dolomies noriennes.

Quelques mesures de linéations « de type E - W » sont reportées sur le stéréogramme adjacent. Elles sont de direction

— E - W pour l'ensemble inverse inférieur (1) ;

— N - S pour les ensembles normal et inverse supérieurs (2) et (3).

Ceci peut être interprété à la lumière du stéréogramme de la figure 8. La structure correspondrait à un ancien synclinal de direction E - W (déversé vers le Sud), ultérieurement basculé suivant une direction N - S et formant alors lui-même le flanc inverse d'un nouveau synclinal déversé au SE, d'axe voisin de N45°-25°SW (NE - SW) (fig. 9). Cette interprétation rend compte de la superposition des séries normales et inverses et du basculement des linéations. La structure est ensuite compliquée par des fractures inverses.

A une échelle kilométrique, les plis NE - SW sont bien décelables car ils basculent les linéations et les axes des plis « E - W » en bandes alternées où prédominent les directions E - W ou bien N - S (fig. 10 et 11).

Les plis de direction NE - SW sont en général de type concentrique. Ils sont postérieurs au métamorphisme. Une schistosité fruste de fracture les accompagne parfois. Leur direction axiale est voisine de N40°-25°SW. Il faut remarquer que ces plis semblent localisés géographiquement au voisinage d'une faille majeure subverticale de direction NE - SW.

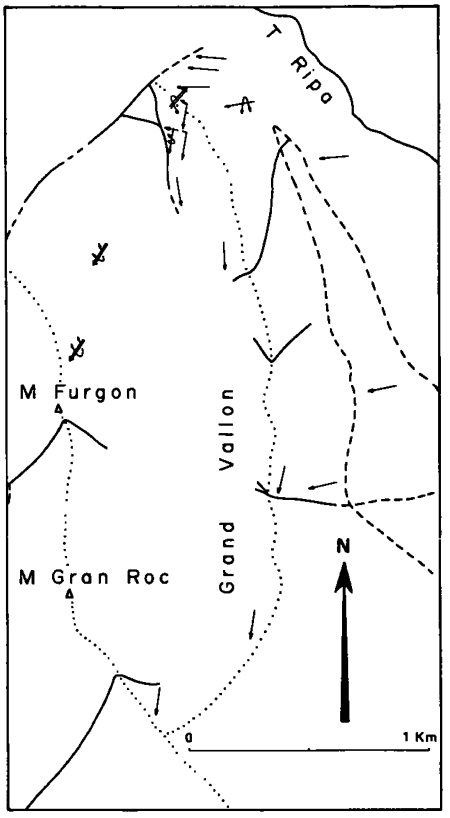


Fig. 10. — Carte des linéations et des axes de plis de la partie orientale du massif du Gran Roc.

Flèches en tiretés : linéations préoces « ESE WNW ». — Flèches simples : linéations et charnières intermédiaires « E-W ». — Flèches doubles : charnières tardives « NE-SW ».

II. — Les fractures.

A) *Fracture majeure.*

La faille subverticale précitée limite au NW les massifs du Gran Roc et du Monte Banchetta et semble être un trait majeur de la structure de cette région. Elle se prolonge vers l'Ouest jusqu'au bord oriental du massif cristallin du Pelvoux. Elle a été étudiée en Briançonnais par M. Lemoine (1964). Selon cet auteur, elle représenterait un accident ancien ; dans la zone briançonnaise au moins, le compartiment septentrional aurait joué en « horst » du Jurassique à l'Eocène, en graben ensuite. D'autre part, au Nord de cette faille et jusqu'au

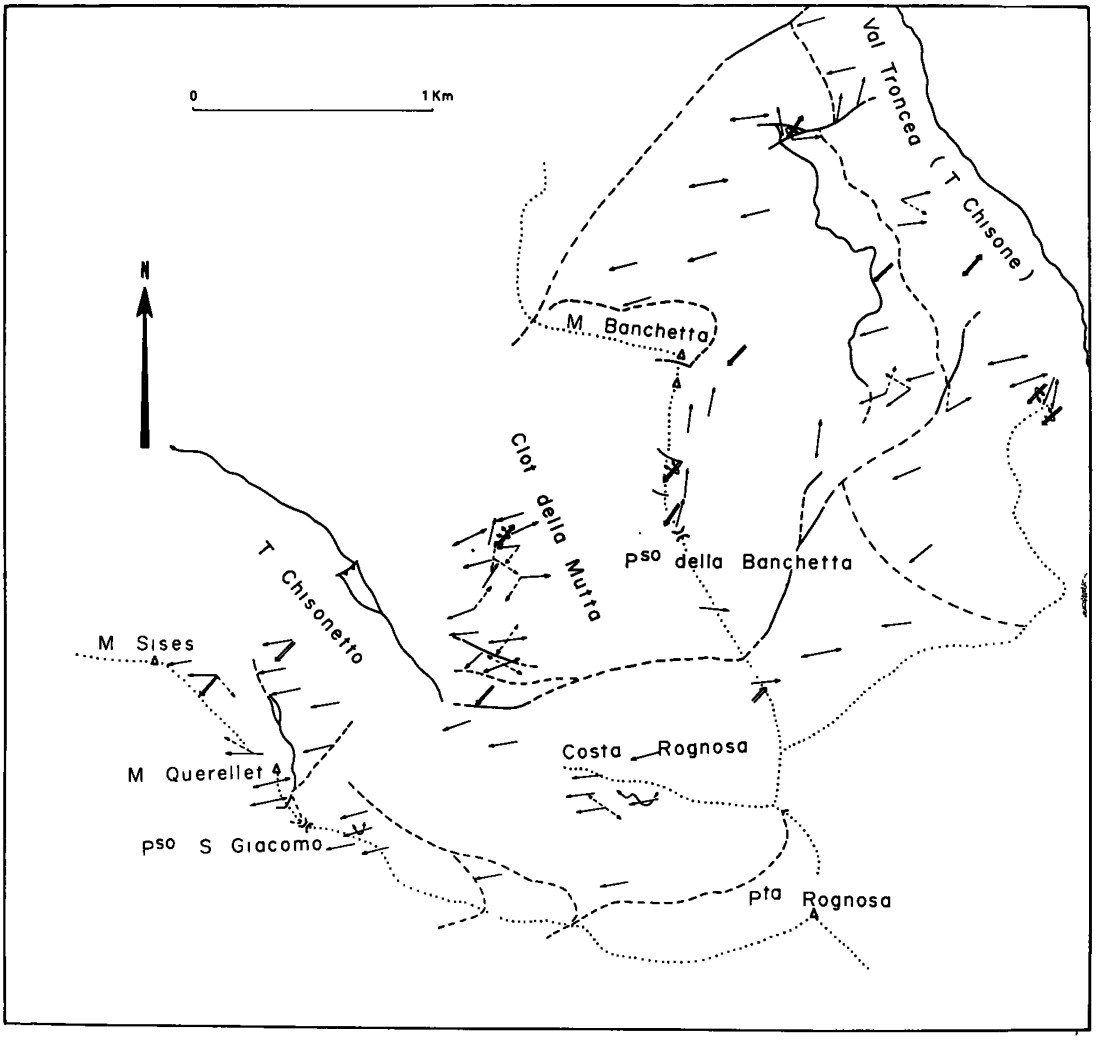


Fig. 11. — Carte des linéations et des axes de plis du massif Monte Banchetta - Punta Rognosa - Monte Sises.

Flèches en tiretés : linéations précoces « ESE WNW ». — Flèches simples : linéations et charnières intermédiaires « E W ». — Flèches doubles : charnières tardives « NE SW ».

Montgenèvre, « il n'y a pas trace de renversements ni de rétrocharriages, tandis qu'au Sud la chaîne de Rochebrune montre un important rétrocharriage vers l'Est sur les Schistes lustrés ».

Dans la région de Sestriere, il faut remarquer que cette faille se transforme probablement en flexure au niveau du Monte Sises. Tout se passe comme si cette faille, intéressant le Briançonnais sous-jacent, était bien individualisée au contact des môles compétents que constituent le Trias dolomitique du Gran Roc et les brèches polygéniques chaotiques du Monte Banchetta. Elle s'amortit probablement dans les calcschistes.

B) *Fractures mineures.*

Des fractures répétées tout à fait tardives (postérieures aux plis NE - SW), de direction approximative ENE - WSW, ont un pendage fort, tantôt vers le NNW, tantôt vers le SSE.

D'autres contacts anormaux plus plats sont d'attribution moins certaine. Certains sont des

cisaillements associés aux plis E - W. D'autres sont antérieurs ou postérieurs aux plis NE - SW. Certains de ces contacts, qui semblent antérieurs aux plis NE - SW, pourraient être responsables de « rétroécaillages » vers l'Est ; c'est peut-être le cas de ceux qui limitent et hachent les écailles siliceuses.

Des coupes sériées de direction perpendiculaire aux axes des plis tardifs permettent de préciser l'influence des diverses déformations sur la structure du massif du Gran Roc (fig. 12) et du massif Monte Banchetta - Punta Rognosa - Monte Sises (fig. 13).

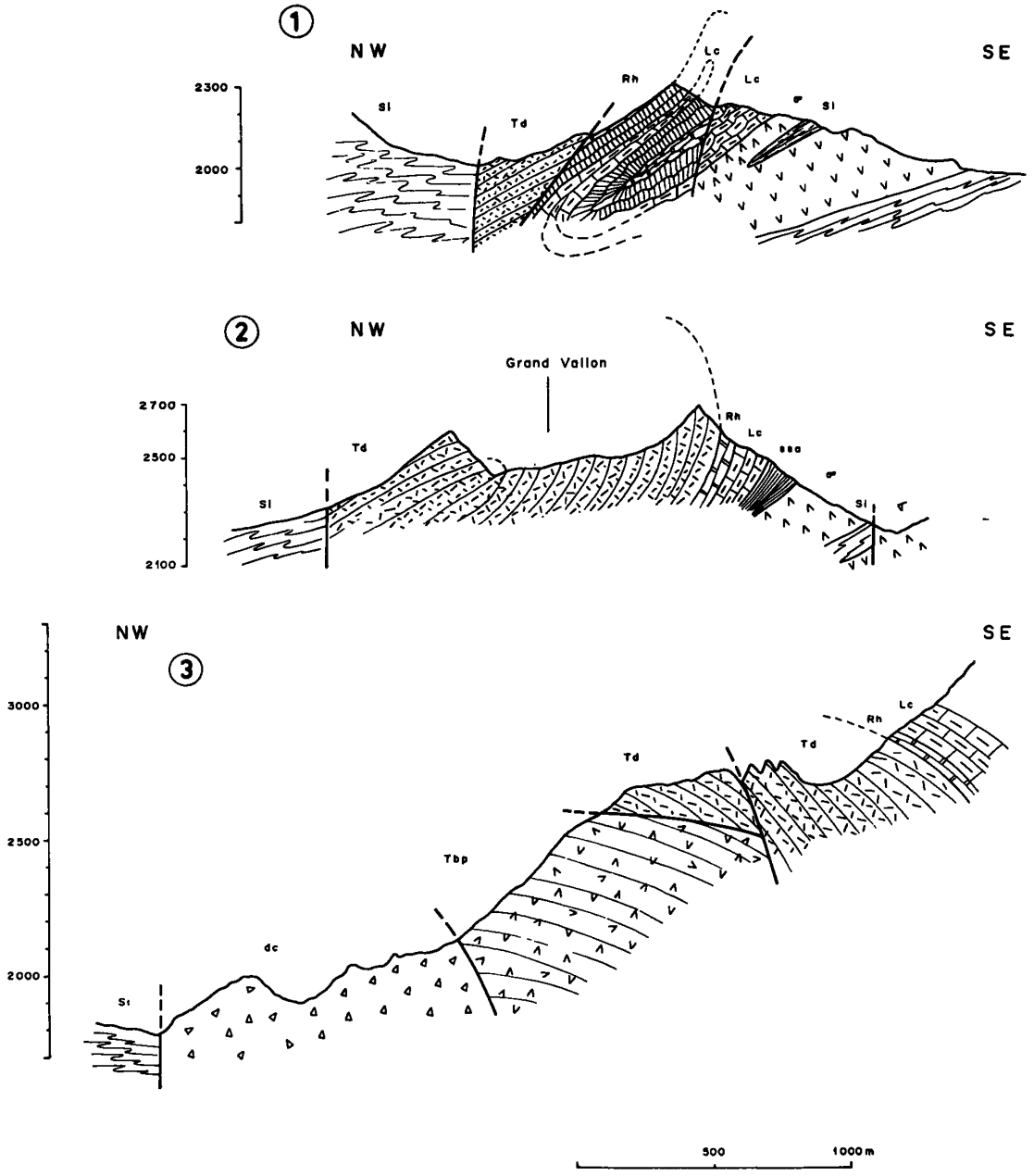


Fig. 12. — Coupes dans le massif du Gran Roc (localisation sur la fig. 2).

dc, Dolomie cargneulisée ; Lc, Lias calcaire ; Rh, Rhétien ; si, Schistes indifférenciés ; ssc, Calcschistes siliceux ankéritiques ; Tbp, Brèches polydolomitiques ; Td, Trias dolomitique lité ; σ, Serpentinite.

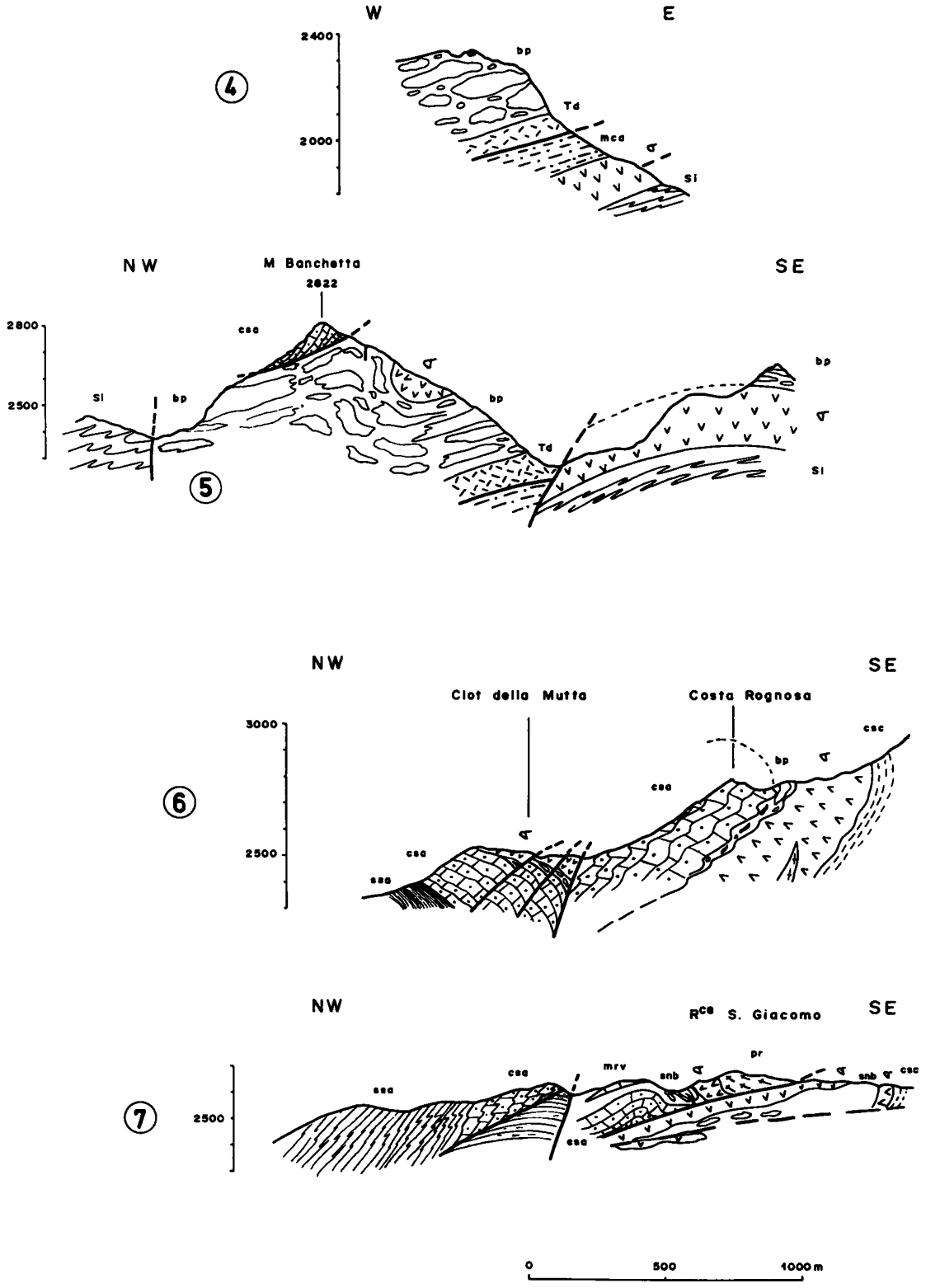


Fig. 13. — Coupes dans le massif Monte Banchetta - Punta Rognosa - Monte Sises (localisation sur la fig. 2).

bp, Brèches polygéniques ; csa, Calcaires siliceux ankéritiques ; csc, Calcschistes siliceux cariés ; mca, Mica schistes chlorito-albitiques ; mrv, Marbres ophicalcitiques ; pr, Prasinites ; si, Schistes indifférenciés ; snb, Schistes noirs à brèches ; ssa, Calcschistes siliceux ankéritiques ; Td, Trias dolomitique lité ; σ, Serpentinite.

CONCLUSIONS

Deux ensembles lithostratigraphiques et paléogéographiques distincts ont été reconnus :

1) des écailles siliceuses qui sont constituées pour l'essentiel de micaschistes probablement permiens et de quartzites werféniens. Une couverture très réduite de calcaires gréseux et phylliteux post-triasiques (jurassiques ?) est transgressive sur les quartzites. Ces écailles siliceuses présentent donc des affinités avec la marge interne de la zone briançonnaise ou zone d'Acceglio.

2) un ensemble piémontais d'origine plus interne qui est formé d'une « série du Gran Roc » triasico-liasique, d'une « série du Chisonetto » à brèches polygéniques et roches vertes, et de calcschistes jusqu'ici indifférenciés. Il reste à préciser si ces trois sous-ensembles constituent une série unique ou si l'ensemble piémontais est subdivisé en plusieurs unités d'origine paléogéographique différente.

En ce qui concerne les structures, les phases de déformation souple les plus nettes sont successivement :

— des plis de direction primitive ESE - WNW ;
— des plis de direction primitive E - W ;
— des plis tardifs de direction NE - SW.

Ces plis sont « transverses » à l'allongement de la chaîne qui est ici N - S. Les directions premières des axes des plis « ESE - WNW » et « E - W » sont localement basculées par des plis ultérieurs. Des fractures diverses compliquent la structure d'ensemble des deux massifs étudiés.

En fait, tant pour les problèmes lithostratigraphiques que structuraux et pétrographiques, l'étude entreprise s'inscrit dans un cadre plus vaste : celui des zones internes et plus particulièrement de la zone piémontaise des Alpes Cottiennes, qui fait actuellement l'objet d'une étude concertée. La confrontation et le recoupement des résultats obtenus entre la Stura di Demonte au Sud et le massif d'Ambin au Nord s'avèrent indispensables. On peut ainsi espérer lever quelques-unes des incertitudes qui pèsent sur la géologie de cette région, secteur capital pour la compréhension du cadre structural des Alpes occidentales.

BIBLIOGRAPHIE

BARFETY (J.-C.), GIDON (M.), LEMOINE (M.) (1970). — Observations nouvelles et hypothèses sur le Trias supérieur de la zone briançonnaise près de Briançon (*C. R. Acad. Sc.*, Paris, 270, 2900-2902).

CABY (R.) (1964). — Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suse) (*Tr. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 40, 131-136).

CABY (R.), GALLI (J.) (1964). — Existence de cinérites et de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise (*C. R. Acad. Sc.*, Paris, 259, 417-420).

CARON (J.-M.) (1969). — Sur des brèches polygéniques chaotiques intercalées dans les Schistes lustrés piémontais au Monte Banchetta près de Sestrière (Alpes Cottiennes, Italie) (*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 112).

— (1970). — Etude d'un stilpnomélane des Schistes lustrés piémontais (*Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, 93, 133-136).

— (1970 *b*). — Contribution à l'étude géologique de la région de Sestriere (Alpes Cottiennes, Italie) (Thèse 3e cycle, 188 p.).

CARON (J. M.), SALIOT (P.) (1969). — Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes (*C. R. Acad. Sc.*, Paris, 268, 3153-3156).

DEBELMAS (J.), LEMOINE (M.) (1957). — Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (*C. R. som. Soc. Géol. Fr.*, 38).

ELLENBERGER (F.) (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 561 p.).

FRANCHI (S.) (1911). — Il Retico quale zona di transizione fra la dolomia principale ed il Lias a « facies piemontese » — calcescisti con Belemniti e pietre verdi — nell'alta Valle di Susa (*Boll. R. Comit. Geol. d'It.*, 41, 3, 37 p.).

— (1929). — Sulla tettonica delle Alpi cozie franco-italiane, Mem. descr. (*Carta geol. It.*, 22, a, 7, 63 p.).

GAY (M.) (1964). — Premiers résultats de l'étude géologique du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes) (*89e Congr. Soc. savantes*, 153-162).

— (1970). — Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco italiennes). Evolution paléogéographique anté-alpine (*Bull. B.R.G.M.*, 3, 5-81).

GOGUEL (J.), GAY (M.) (1962). — Interprétation des témoins internes de la couverture du massif d'Ambin (*C. R. som. Soc. Géol. Fr.*, 123).

LEBLANC (D.) (1962). — Etude géologique de la région du col du Longet (Alpes maritimes franco italiennes) (Diplôme, Paris, 82 p.).

LEFÈVRE (R.) (1965). — Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio - Longet (Thèse 3e cycle, Paris, 254 p.).

LEMOINE (M.) (1961). — 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. Fac. Sc. Grenoble*, 37, 97 119).

— (1963). — Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes Cottiennes (*Geol. Rundsch.*, 53, 113-131).

— (1964). — Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon (*C. R. Acad. Sc.*, Paris, 259, 845 847).

LORENZONI (S.) (1963). — Metagrovacche in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, affioranti nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpi cozie) (*Cons. Naz. Ric. Sc.*, 3, 8, 1059-1066).

MICHARD (A.) (1959). — Contribution à l'étude géolo gique de la zone d'Acceglio - Longet dans la Haute-Varaita (Alpes Cottiennes, Italie) (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 52-61).

— (1967). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes (*Ed. du C.N.R.S.*, Paris, 447 p.).

MICHARD (A.), VIALON (P.) (1966). — Permo Trias, Permien s. l. et Permo Carbonifère métamorphisés des Alpes Cottiennes internes : les faciès « verrucano » et les séries volcano détritiques du massif Dora Maira (*Atti Sympos. sul Verrucano*, Pise, 116 135).

NICOLAS (A.) (1966). — Etude pétrochimique des Roches vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises), suivi de : Le complexe Ophiolites - Schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis ; tectonique et métamor phisme (Thèse, Nantes, 2 t., 299 p.).

TERMIER (P.) (1925). — Compte rendu d'une excursion géologique dans les hautes vallées de la Dora Riparia, de la Maira et de la Stura en compagnie de MM. Secondo Franchi, Wilfrid Kilian et Eugène Raguin (*Bull. Soc. Géol. Fr.*, 25, 839-855).

VIALON (P.) (1966). — Etude géologique du massif cristallin Dora Maira, Alpes Cottiennes, Italie (Thèse, Grenoble, 293 p.).

Institut de Géologie de l'Université,
1, rue Blessig,
67 - Strasbourg.

Manuscrit déposé le 23 février 1971.

PLANCHE I.

1) Panorama du massif du Gran Roc (depuis le Monte Sises vers le SSW). Point culminant : le Roc del Boucher, avec vers la droite le Gran Roc, le Monte Furgon et la Cima del Bosco. En avant du Gran Roc et du Monte Furgon, le « Grand Vallon ». Entre le Monte Furgon et la Cime del Bosco, passage de la faille majeure signalée dans le texte.

2) Panorama vers l'ENE (depuis le Passo San Giacomo). De droite à gauche au premier plan : la Punta Rognosa, le Passo della Banchetta, le Monte Banchetta. En avant du Monte Banchetta, replat et falaises du Clot della Mutta. Au fond à gauche, le massif d'Ambin.

3) Brèches polygéniques (versant septentrional de la Punta Rognosa). On distingue des éléments quartzitiques (blancs), calcaires (sombres) et dolomitiques (gris).

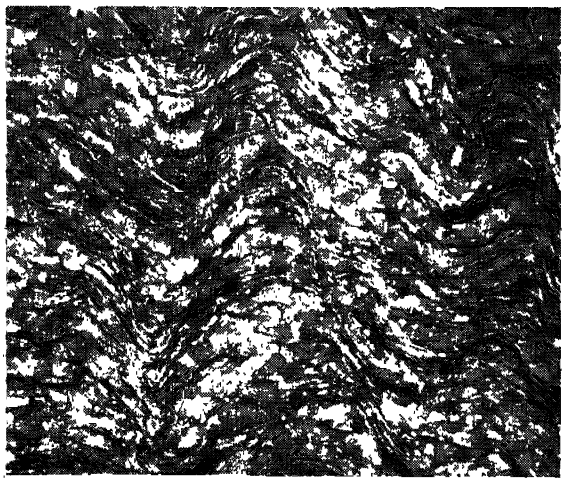
4) Pillow lavas peu déformés (Rocce San Giacomo).

1) Pli « NE-SW » métrique. Monte Sises. Regard au SW.

2) Plis « W-E » dans les calcaires siliceux ankéritiques du Clot della Mutta.

3) Plis « ESE-WNW » dans les calcaires siliceux ankéritiques du Clot della Mutta.

4) On distingue en haut la charnière d'un pli intrafoliaire « ESE WNW ». Les plis en chevron, « de type E-W », sont postérieurs. Sommet des calcaires siliceux ankéritiques, Costa Rognosa.



5) Plis « E-W » accompagnés d'une schistosité de type « strain slip cleavage ». Calcschistes siliceux ankéritiques. Clot della Mutta (L.N., × 10).

6) Pli « ESE-WNW » dessiné par des amphiboles bleues et déformé par des plis « E-W ». Schistes noirs et verts, Costa Rognosa (L. N., × 10).