

Age et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (zone du Gondran), entre Arc et Ubaye (Alpes occidentales)

par Joséphine MÉGARD-GALLI *

RÉSUMÉ. — Les unités de la zone du Gondran, actuellement en position piémontaise frontale, comportent une série triasique puissante de 400 à 900 m, suivant les localités s'échelonnant de la Vanoise aux Alpes maritimes italiennes (Monte Galero).

Par suite de l'existence de niveaux de décollement dans le Carnien gypsifère, ces unités ne comportent que du Norien daté paléontologiquement et exceptionnellement un peu de Carnien.

Les structures sédimentaires reconnues jusqu'alors sont comparables à celles de la « Hauptdolomit » et caractérisent les milieux infra-, inter- et supratidaux ; il s'agit de dépôts carbonatés de plate-forme subsidente.

ABSTRACT. — Structurally, the triassic units of the Gondran Zone are located in the frontal part of the « Piedmont tectonic Zone », from the Vanoise to the Italian Maritime Alps (Mte Galero). They display mostly carbonate series which thickness varies between 400 and 900 m.

Due to the presence of decollement levels in the Carnian gypsum, these units are only made of fossiliferous Norian carbonates.

The sedimentary structures are similar to these of the « Hauptdolomit » and indicate deposition within the sub, inter and supratidal zones on a subsiding platform.

Introduction.

La carte géologique au 1/80 000 de Briançon (LEMOINE, 1973) montre que, de part et d'autre d'un contact anormal chevauchant qui se suit continûment du N au S, deux groupes de massifs de Trias carbonaté peuvent être distingués, qui diffèrent essentiellement par les caractères de leur série post-triasique. A l'W de ce contact anormal majeur, une série triasique calcaire et dolomitique plus ou moins complète supporte une série post-triasique de type *briançonnais* ; à l'E, on trouve au contraire de puissantes masses presque uniquement

dolomitiques, surmontées d'une *série post-triasique piémontaise externe*, la série du Gondran. C'est au Trias dolomitique de ces massifs que nous nous intéressons ici.

On sait (LEMOINE, 1961) que ces massifs montrent souvent un déversement vers l'E (Cha-

* Laboratoire de Géologie structurale de l'Université de Montpellier et Centre de Recherches de Géologie générale de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Je remercie MM. LEMOINE et DE GRACIANSKY pour l'aide qu'ils m'ont apportée sur le terrain et durant la rédaction de ce travail. Je remercie également MM. BERNOULLI et JENKYNs pour les remarques qu'ils firent lors d'une excursion commune dans le Briançonnais.

berton) ou même d'importants rétrocharriages (Acles, Rochebrune) sur la masse principale des Schistes lustrés piémontais. A l'exception d'une partie de l'unité du Chaberton, ce Trias dolomitique piémontais externe est en position normale dans la plupart de ces massifs, puisqu'il y est recouvert en concordance par du Rhétien et du Lias.

Cette étude a pour but de déterminer l'âge de la série triasique qui affleure dans les unités piémontaises externes de la zone du Gondran dont jusqu'ici le sommet seulement était daté du Norien (voir *infra*). Autrement dit, *la totalité de cette formation est-elle norienne* comme le supposait FRANCHI (1929) *ou bien est-elle analogue à une série piémontaise du type de celle qui a été décrite par MICHARD (1967) dans le Val Maira et le Val Grana (Alpes cottiennes méridionales)*; là, un Rhétien et un Lias comparables à ceux de la série du Gondran reposent sur une épaisse formation dolomitique où A. MICHARD a pu mettre en évidence la présence du Norien, du Carnien et du Ladinien dolomitiques, ce dernier surmontant un Anisien plus calcaire.

Dans ce travail nous avons également essayé de préciser les conditions de dépôt de cette monotone et puissante série carbonatée en étudiant quelques aspects sédimentologiques.

I. LA SÉRIE TRIASIQUE DE LA ZONE DU GONDRAN

On sait que le Trias briançonnais n'apparaît pas dans sa totalité en une coupe continue, mais que quatre types de coupes se présentent différemment dans le paysage (MÉGARD-GALLI, 1972).

A l'inverse, le Trias des unités piémontaises externes est, à l'affleurement, semblable à lui-même, depuis l'Ubaye (massif du Péouvou) jusqu'au Sud de l'Arc (massif du Grand Argentier). Il s'agit d'une série dolomitique régulièrement litée, dont l'épaisseur atteint 400 à 800 mètres, très monotone, où les bancs ont des patines alternativement grises et blanches sans que des faisceaux de bancs d'une patine déterminée puissent être distingués (à l'inverse du Ladinien briançonnais), à l'exception, toutefois, du sommet de la série qui a un aspect homogène et est très clair. On y observe souvent des intercalations de brèches à éléments et ciment

dolomitiques, qui ont rarement une valeur stratigraphique. Vers le haut, le passage au faciès Rhétien se fait sur quelques mètres par une transition ménagée où l'on voit alterner des dolomies à patine claire, analogues à celles du Norien sous-jacent, et des dolomies à patine jaune ou ocre, des calcaires noirs parfois lumachelliques et des schistes dolomitiques ou pélitiques gris ou noirs, c'est-à-dire des faciès analogues à ceux du Rhétien sus-jacent.

L'allure générale de cette formation évoque la Hauptdolomit des Alpes orientales, comme l'avait noté R. STAUB et comme l'ont remarqué les géologues autrichiens M.E. CLAR et A. TOLLMANN lors de la réunion de la Société Géologique de France en 1964 (voir *in* DEBELMAS *et al.*, p. 446 et 447). Elle rappelle aussi beaucoup certaines séries du Trias supérieur briançonnais où figurent le Carnien bréchtique et le Norien épargnés par l'érosion antérieure au Dogger.

A) Localisation des coupes.

Deux coupes bancs par bancs ont été relevées successivement du Nord vers le Sud (fig. 1); au pied de la tête de Cloutzau (versant italien), au pied de la Crête des Grands Becs¹, sur le flanc sud du massif du Chaberton (Clavières, située au pied du col du Montgenèvre, versant italien), dans le massif du Lasseron et à la Charvie (massif de Rochebrune).

La plupart de ces coupes ne permettent de caractériser que le sommet de la série et le passage au Rhétien. Seule la coupe du Lasseron (face NW à l'E de Cervières), continue depuis la cote 1 900 mètres jusqu'à la cote 2 770 mètres dans une série sub-horizontale, permet d'étudier les termes les plus anciens de cette série. Une étude photo-géologique du massif Lasseron-Rochebrune et un contrôle systématique de la polarité dans les carbonates (voir *infra*) permettent d'affirmer qu'il n'y a pas de redoublements tectoniques, que la série triasique est continue dans le Lasseron (fig. 2), où elle est affectée seulement par des petites failles normales, et qu'elle atteint dans ce massif une épaisseur de 750 à 800 mètres.

¹ On accède à ces sommets par le col de Désertes qui domine la petite ville italienne d'Oulx située entre Bardonnecchia et Sestrière.

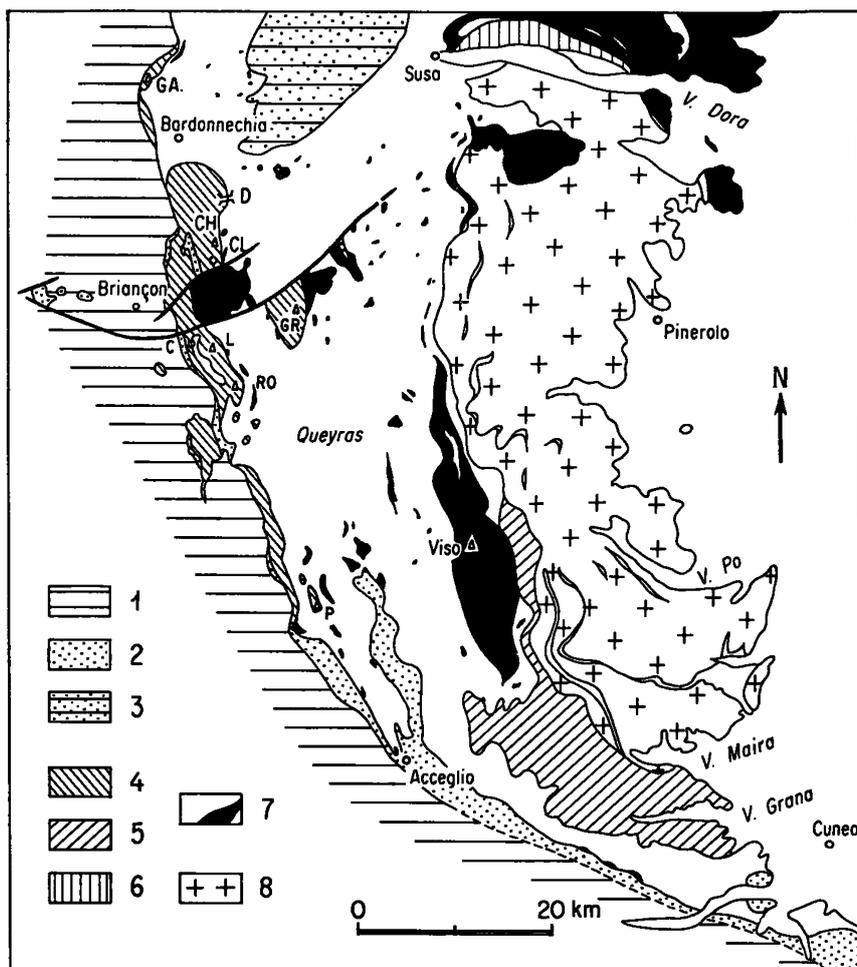


Fig. 1. — Localisation des unités piémontaises frontales dans les Alpes cottiennes franco-italiennes (d'après M. LEMOINE, 1971).

1, Zone Briançonnaise ; 2, Zone d'Acceglio et écaillés intermédiaires ; 3, Demi fenêtre d'Ambin (Briançonnais interne) ; 4, Unités piémontaises frontales ; 5, Domaine des unités à matériel triasico liasique des vals Grana et Maira ; 6, Domaine des unités à matériel triasique du val de Susa ; 7, Calcschistes piémontais (en blanc) et ophiolites (en noir) ; 8, Massif pré-triasique Dora Maira ; G.A., Grand Argentier ; RO, Rochebrune ; Ch, Chaberton ; L, Lasseron ; G.R., Grand Roc ; P, Pecuvou ; D, Désertes ; C, Cervières ; CL, Clavières.

B) Lithologie.

Nous avons tenté de reconstituer (fig. 3) une coupe stratigraphique synthétique du Trias dolomitique des unités piémontaises externes. En fait, nous avons considéré la coupe du Lasseron comme type à cause de sa continuité et des conditions d'observations favorables, à l'exception toutefois du sommet de la série (*Z. lo.*) mieux observé à la

Charvie et au Chaberton. Une partie importante de la série étant formée de dolomies cryptalgaires², tout raccord latéral est assez illusoire. Nous avons cependant tenté de mettre en évidence certaines unités lithologiques ou certains bancs qui peuvent servir de repères cartographiques sur le terrain.

² Dolomies finement laminées dont les laminations sont attribuées à des algues (Cyanophycée).

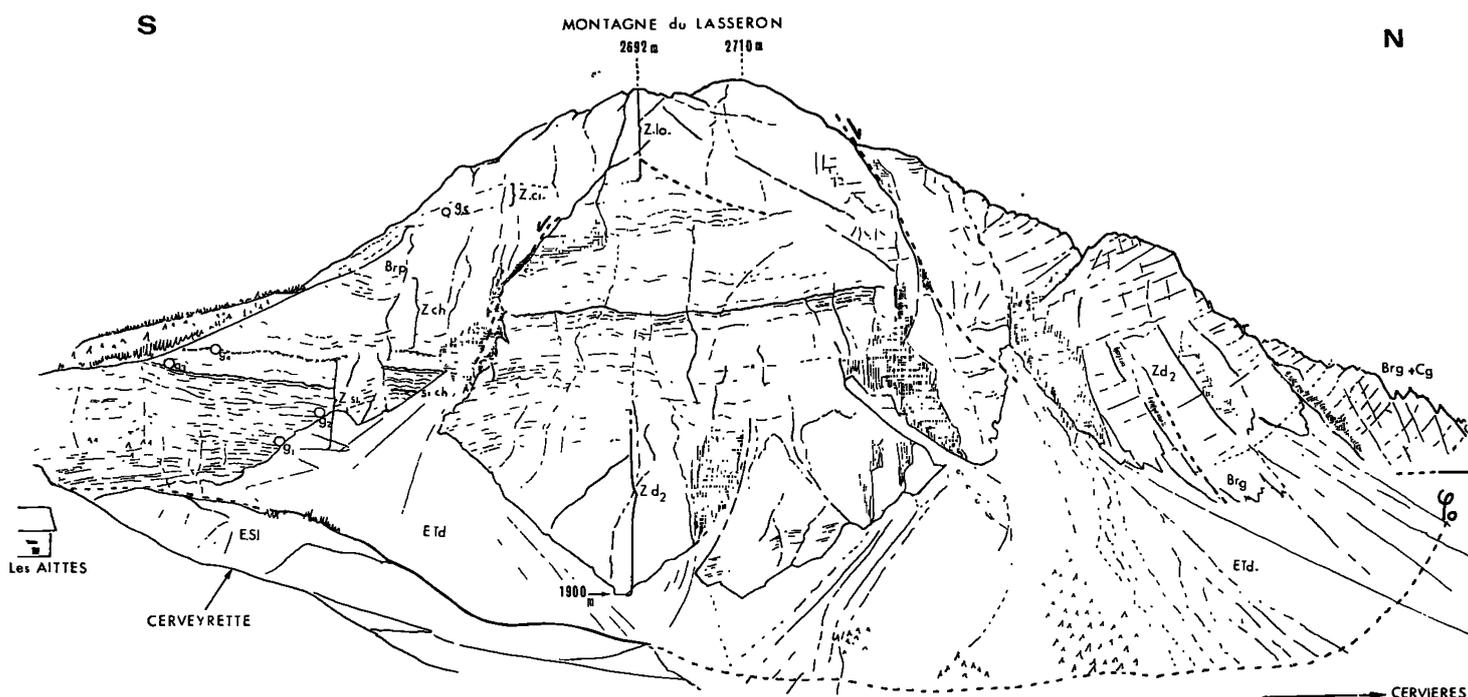


Fig. 2. — Panorama de la face E du massif du Lasseron (chaîne de Rochebrune).

Unités lithologiques : *Br.g. + Cg*, Brèche grise cargneulisée ; *Zd₂*, Dolomies saccharoïdes noires ; *Z si.*, Zone à silex comportant un niveau de dolomie à cherts noirs *si.ch.* ; *Z.ch.*, Zone grise à chenaux ; *Br.p.*, Brèche polydolomitique ; *Z.Ci.*, Zone à interlits schisto-dolomitiques verts ; *Z. lo.*, Zone à « loferites ». — Gisements fossilifères : *G₁*, Myophories indéterminées ; *G₂*, Foraminifères : *Glomospirella cf. parallela* ou *expansa* et *Glomospirella sp.* ; *G₃*, *Myophoria aff. inaequicostata* ; *G₄*, « Grainstone » à macro et micro-fossiles silicifiés : *Worthenia contabulata* ; *Gryphoporella curvata* ; foraminifères indéterminés ; *G₅*, Foraminifères : *Glomospirella sp. friedli* ?

Au-dessus de l'importante masse de cargneules qui soulignent le rétrocharriage du Trias dolomitique sur les Schistes lustrés de Cervières on trouve de bas en haut :

a) Une centaine de mètres de dolomies grises cryptalgaires (*Z. d1*), cargneulisées et réduites tectoniquement à un sable dolomitique (*Br. g + Cg*). Latéralement, ces dolomies grises alternativement claires et sombres passent à une brèche polydolomitique peu hétérométrique et à ciment dolomitique (*Br. g*). Cette brèche a localement une trentaine de mètres d'épaisseur et une faible continuité latérale.

Nous avons reconnu des brèches polydolomitiques identiques à celle du Lasseron dans le Massif du Gran Roc (niveau 1a d'âge carnien et 4c d'âge carnien-norien, fig. 3 (a) (c), dans le massif du Grand Argentier, qui appartient à la zone du Gondran, et dans le massif Briançonnais de Clot-la-Cime (Carnien). Le processus de bréchification n'est pas

élucidé bien que, à Clot-la-Cime, il soit clairement dû aux glissements synsédimentaires.

b) Le niveau *Z. d2* correspond à un bon repère cartographique dans le massif du Lasseron (faces W et NW). Il s'agit d'un faisceau de 200 m d'épaisseur de dolomies noirâtres, saccharoïdes et mal stratifiées, qui correspond à la dolomitisation secondaire de dolomies cryptalgaires. On peut voir (fig. 2 et 3) certains bancs isolés de dolomie blanche et de véritables enclaves de dolomies détritiques et cryptalgaires qui témoignent de la nature des sédiments avant cette phase de dolomitisation tardive. La dolomitisation diminue beaucoup au sommet du faisceau *Z. d2* et la stratification des dolomies rubanées réapparaît tandis que d'importants niveaux schisto-dolomitiques noirs s'intercalent dans la série et peuvent éventuellement servir de niveaux repères.

c) La zone à silex *Z. si.* est remarquablement rubanée sur une épaisseur de 150 mètres (fig. 2).

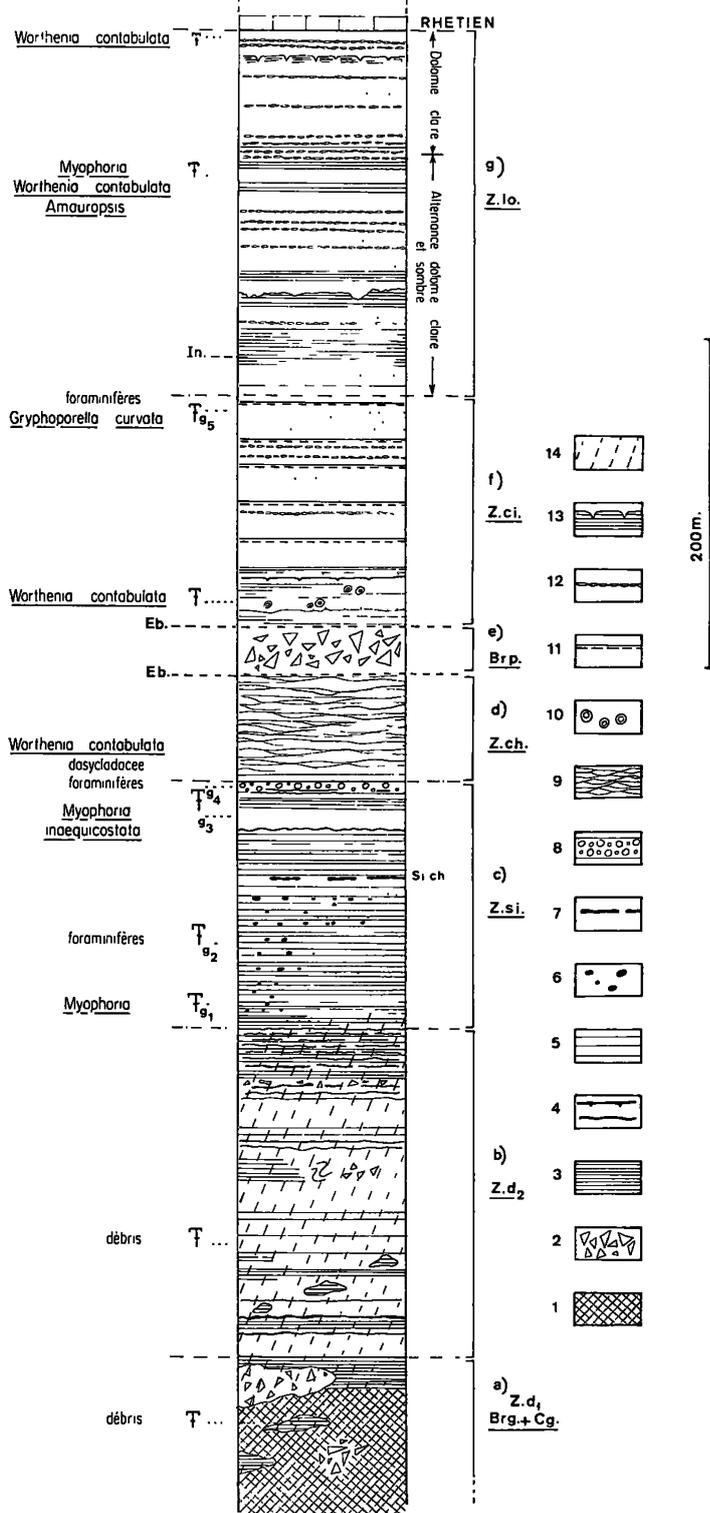


Fig. 3. — Coupe stratigraphique synthétique du Norien de la série du Gondran, principalement d'après la coupe du Lasseron (le sommet est figuré d'après la coupe de Clavières).

Zd₁ (*Br.g* + *Cg*), Brèche grise cargneulisée ; *Zd₂*, Dolomies noires saccharoïdes ; *Z.si.*, Zone à silex ; *si.ch.*, Lit à cherts noirs ; *Z.ch.*, Zone grise à chenaux ; *Br.p.*, Brèche polydolomitique ; *Z.ci.*, Zone à interlits schisto dolomitiques verts ; *Z.lo.*, Zone à « loferites » ; *Eb.*, Eboulis ; *In.*, Interruption stratigraphique (fin de la coupe levée au Lasseron ; *g₁*, *g₂*, etc., Gisements fossilifères.

1, Cargneules ; 2, Brèche polydolomitique grise ; 3, Dolomie à laminations cryptalgaires ; 4, Interlits schisto-dolomitiques noirs ; 5, Dolmicrite à pellets et bioclastes ; 6, Silice en « choux-fleurs » ; 7, Voir *si.ch.* ; 8, « Grainstone » silicifié ; 9, Dolmicrite à grains, nombreux chenaux ; 10, Oncolites ; 11, Interlits schisto-dolomitiques verts ; 12, « Loferite » ; 13, Polygones de dessiccation ; 14, Dolomie structurale.

La sédimentation est rythmique avec répétition de la séquence du bas vers le haut : 1) schistes dolomitiques noirs ; 2) dolomie grise algair ou détritique ; 3) dolomie blanche. L'épaisseur de ces séquences est variable (0,5 m à plusieurs mètres). La totalité de *Z. si.* contient de la silice qui s'exprime ainsi : cherts noirs (un seul niveau *si. ch.*) et quartz blanc en lits centimétriques ou en « choux-fleurs » alignés dans la stratification. La silice peut aussi cimenter un sable carbonaté en épigénisant les fossiles qu'il contient. Nous reviendrons dans des travaux ultérieurs sur ces phases de silicification et le moment où elles interviennent dans l'histoire du sédiment. Le sommet de la zone silicifiée offre quelques bancs repères intéressants (fig. 2 et 3) :

- le lit à cherts noirs, *si. ch.* (fig. 2) ;
- le contact mamelonné entre le sommet des dolomies rubanées grises et blanches (*Z. si.*) et la base de la zone grise chenalisée (*Z. Ch.*) (voir fig. 2, sous le gisement fossilifère g3) ;
- le dernier niveau silicifié de la zone (*Z. Ci.*) correspond à un « grainstone³ » riche en macro-fossiles silicifiés (gisement fossilifère g4) dont les grains sont essentiellement oolitiques et le ciment siliceux. Ce banc brun en patine, de 0,30 m à 1 m, ne peut échapper à l'observation de près sur le terrain.

d) *La zone grise à chenaux (Z. ch.)* épaisse de 75 mètres environ, comprend un ensemble de séquences de 1,70 m à 3 m d'épaisseur. Chaque séquence est constituée de bas en haut par un lit schisto-dolomitique noir et par des bancs réguliers de dolomie grise à grains (« packstone-wackestone⁴ » et laminations cryptalgaires rapprochées) ; ces bancs correspondent pour la plupart à des remplissages de chenaux (surfaces de ravinement à la base). L'homogénéité de *Z. ch.* constitue en soi un bon repère cartographique (fig. 2).

e) *Une brèche polydolomitique (Br. p.)* de 20 à 30 mètres d'épaisseur a été observée sur la face E du Lasseron. Ses relations stratigraphiques avec (*Z. ch. et Z. Ci.*) n'ont pu être clairement observées. Cette brèche polydolomitique est très hétérométrique, certains éléments atteignent le mètre cube, le ciment dolomitique entre les éléments est quasi inexistant. N'ayant pas observé cette brèche ailleurs, je doute de sa continuité latérale.

f) *La zone à interlits schisto-dolomitiques verts (Z. Ci.)* a 80 à 100 mètres d'épaisseur. Elle com-

prend des bancs de dolomies grises cryptalgaires et détritiques qui alternent avec des bancs de dolomie blanche et cinq niveaux très minces (1 à 10 cm) de schistes dolomitiques verts formant fréquemment le ciment des brèches conglomératiques monogéniques à éléments de dolomie jaune kaki. Ces interlits verts sont précédés vers le haut de *Z. Ci.* par l'apparition de « loferites⁵ » (FISCHER, 1964, et cf. *infra*).

Ces argilites vertes sont très comparables sur le terrain aux cinérites découvertes dans le Trias moyen briançonnais (CABY et GALLI, 1964) ; elles existent également dans le Norien du Trias piémontais où MICHARD les assimile à des métacinérites spilitiques (MICHARD, 1967, p. 169 à 172). Etant donné la fréquence et le grand nombre de ces niveaux dans le Trias moyen et supérieur ainsi que dans le Rhétien des Alpes internes et externes, il est nécessaire de vérifier si ces interlits verts correspondent ou non à des émissions volcaniques plus ou moins éloignées du bassin de sédimentation. L'examen de lames minces a surtout révélé l'influence du métamorphisme alpin et l'extrême finesse du matériel considéré, à l'exception toutefois du tuf volcanique du lieu dit La Lauze (Sud de Modane), dont certains grains sont visibles à l'œil nu.

D'un point de vue minéralogiques, les diagrammes de rayons X, aimablement effectués au Laboratoire de Géochimie de Strasbourg, révèlent essentiellement de l'illite et de la chlorite. Ces deux minéraux seraient, selon N. CLAUER, manifestement néoformés au cours du métamorphisme alpin. D'un point de vue chimique, les 12 analyses effectuées sur des niveaux verts pris à différents points des séries briançonnaise et piémontaise frontale montrent des teneurs très variables en Na₂O (0,30 à 3,80 %) et en K₂O (2,26 à 11,30 %). Nous ne pouvons nous prononcer sur une perte en Na au cours du métamorphisme alpin pour ces roches à grains fins (interlits schisto-dolomitiques verts). Par contre, pour le tuf volcanique de la Lauze, la forte teneur en K₂O (11,30 %) est due à l'abondance des feldspaths potassiques et la pauvreté en Na₂O (0,30 et 1 %) semble donc être originelle.

³ Sable carbonaté dont les grains jointifs sont unis par un ciment (DUNHAM R.J., 1962).

⁴ Boue carbonatée contenant des grains jointifs (packstone), ou non (wackestone) (DUNHAM R.J., 1962).

⁵ « Loférite » : sédiment criblé de trous qui sont alignés dans la stratification (porosité originelle).

Les données minéralogiques et chimiques évoquées ci-dessus ne permettent donc pas de conclure à l'origine, volcanique ou non, de ces roches. Notons de plus (A. BAUD, thèse à paraître) que les minéraux argileux provenant des pélites vertes de la base de la formation anisienne de St-Triphon (canton de Vaud), dans la série à cachet briançonnais non métamorphique des Préalpes médianes, comprennent essentiellement : l'illite, la chlorite, la montmorillonite et parfois la corensite, cette dernière pouvant être interprétée comme caractéristique de milieux lagunaires.

g) La zone à « loférités » (*Z. lo.*) a été observée dans le massif du Lasseron et son prolongement vers le Sud (Cime de la Charvie et Crête du Peyron). Nous l'avons également observée au pied de la Crête des Grands Becs, et étudiée en détail sur le flanc S du massif du Chaberton au droit de Clavières. Dans toutes ces coupes, on peut observer le passage progressif du Trias dolomitique au Rhétien fossilifère. La zone à « loférités » (200 à 250 m d'épaisseur) se repère aisément : 1) parce qu'elle est surmontée par le Rhétien ; 2) parce qu'elle comprend, dans des sites bien exposés (flanc S du col de Désertes par exemple), deux faisceaux distincts et cartographiables. Le plus élevé, directement surmonté du Rhétien, est formé de dolomies homogènes à patine blanche ; vers le haut, les dolomies blanches alternent avec de fins et nombreux interlits argilitiques noirs. Le faisceau inférieur, sombre et rubané, correspond à l'alternance monotone de dolomies blanches et de dolomies grises ; ces dolomies claires et sombres sont toutes des dolmicrites à laminations cryptalgaires et/ou à pellets et agrégats (photos 3 et 4, pl. II).

A Clavières, par exemple, la zone à « loférités » (*Z. lo.*) comporte en alternance 18 fois, stratigraphiquement de haut en bas :

- des « packstones-wackestones » gris clair et sombre dont les grains, parfois visibles à l'œil nu, soulignent la stratification oblique : parfois, cette boue dolomitique à grains fins est intensément bioturbée (photo 2, pl. II) ;
- des dolomies blanches ou gris clair à grains très fins et nombreuses laminations cryptalgaires qui s'ordonnent en tapis (« algal-mat ») ; ces dolpeldismicrites sont riches en « birdseyes » *sl.* : pores, fentes (photo 3 et 4, pl. II), « mud-

craks » (photo 5, pl. II), brèches à galets plats (« flat-pebble conglomerates »), etc.

Tous ces bancs contiennent indifféremment le même gastéropode : *Worthenia contabulata* Costa ;

- des argilites noires qui peuvent exister aussi au toit des dolomies blanches.

C) Caractéristiques sédimentologiques de la série.

L'étude et l'essai d'interprétation des structures sédimentaires observées ont été entreprises dans l'espoir de comprendre les processus qui aboutirent au Trias supérieur, au dépôt d'une masse aussi considérable de carbonates de plate-forme, ceci à la lumière des modèles relatifs à la nature actuelle.

1. Les structures sédimentaires rencontrées.

A l'instar de B.H. PURSER et J.-P. LOBREAU (1972) nous classerons ces figures en :

- structures organo-sédimentaires ;
- structures de diagenèse précoce ;
- structures de diagenèse tardive.

1° LES STRUCTURES ORGANO-SÉDIMENTAIRES.

a) Les laminations cryptalgaires.

Ce sont soit des laminations planes, soit des oncolites ; elles sont nombreuses et ont une part fondamentale dans l'édification de cette série carbonatée ; par contre, nous n'avons pas observé de dômes stromatolitiques vrais.

• Laminations cryptalgaires planes.

L'examen de la photo 1 (pl. II) montre que les laminations cryptalgaires (lm en blanc sur la photo) sont très rapprochées et souvent froncées. Des petites vacuoles, suggérant des vésicules algaires (FISCHER, 1964, fig. 14, 16B, 19C), sont liées aux laminations. Entre les zones laminées s'intercalent des boues dolomitiques bioclastiques (sombres sur la photo) contenant des débris de lamellibranches, de nombreux ostracodes, parfois des chitinozoaires et localement des oncolites (on) moulées par les laminations algaires sus-jacentes. Des lentilles de dolsparite sont associées aux laminations cryptalgaires. De même un certain nombre de cavités intergrains, de formes irrégulières et de plus grande

taille, abondent dans les zones bioclastiques. Ces « birdseyes » *s. l.* sont, dans les deux cas, bien alignés dans la stratification et suggèrent plutôt un dégazage sous-marin (production d'oxygène par les tapis algaires) qu'un sédiment en voie de dessiccation. Des laminations de ce type abondent actuellement dans la zone intertidale (GINSBURG, 1955).

Il existe d'autres types de laminations algaires planes non pas rapprochées mais au contraire isolées ; chaque lamination est ici le résultat d'une micritisation de la surface des grains sédimentaires par des algues perforantes. Ces algues fabriquent de fines croûtes qui stabilisent le sédiment en le lithifiant précocement (PURSER et LOBREAU, 1972). Dans nos lames, des laminations (lm) de ce type sont illustrées ici (photos 3 et 2, pl. II) ; parfois on a une véritable surface d'encroûtement (voir *infra*, et photo 6, pl. II).

• Les oncolites.

Elles sont localisées à certains niveaux de la série (base de la zone à interlits schisto-dolomitiques verts, *Z. ci.*). Ces oncolites de taille centimétrique et de forme dissymétrique sont contenues dans une boue dolomitique à « pellets » et débris de fossiles. La présence de boue dans la matrice et la forme de l'oncolite tendent à caractériser des milieux calmes confinés de faible énergie.

b) *Les terriers.*

Nous avons surtout observé ici des « terriers remplis » (PURSER et LOBREAU, 1972). Ces cavités, souvent branchues, ici ovoïdes en section (photo 2, pl. II) et alignées dans la stratification, déforment quelques laminations algaires isolées dans une boue dolomitique à « pellets » ; elles sont remplies par un sédiment granulaire, non classé ; enfin, leurs bords sont flous et passent progressivement au sédiment encaissant. Les auteurs précités interprètent ces figures sédimentaires comme le produit d'une bioturbation de sédiments non consolidés infratidaux.

c) *Les « structures œillées » ou « birdseyes » *sl.**

Dans les sédiments triasiques de la série du Gondran, la porosité originelle intergranulaire est obturée diagénétiquement par une dolsparite qui est limpide en lame mince (photo 3, pl. II) et en relief sur les surfaces d'altération (photo 4, pl. II). PURSER et LOBREAU (1972) utilisent des termes descriptifs « structures œillées laminées, rappro-

chées », etc. SHINN (1968) désigne ces vacuoles, au vu de leurs formes, sous le nom de « planar vugs » ou « planar birdseyes » ; antérieurement FISHER (1964) préfère utiliser pour la porosité des sédiments triasiques de la série de Lofér, les termes de « shrinkage pores », « sheets cracks », etc., qui ont un sens nettement plus génétique que les termes utilisés par SHINN et PURSER.

Dans tous les cas observés, les vacuoles et les fentes ne recourent pas les grains (photo 6, pl. II) et les laminations, mais proviennent d'espaces intergranulaires agrandis ; de plus ils sont alignés dans la stratification (photos 1, 3, 4, pl. II).

Une « loférite à pellets » au sens de FISHER (1964) est figurée sur la photo 3, pl. II. C'est un sable dolomitique à pellets dont les grains ménagent des vides primaires (p, « shrinkage pores » ou « keystonevugs ») alignés dans la stratification. Les grains sont essentiellement des pellets, les uns assez caractéristiques semblent d'origine fécale, tandis qu'une origine algale peut être envisagée pour la plupart des autres. Notons aussi dans cette lame mince quelques laminations isolées situées précisément là où la granulométrie change. D'après FISHER, le « shrinkage pore » dans ce type de sédiment est surtout lié à l'activité algale (dégazage et dessiccation de certaines couches riches en matière organique). Remarquons aussi que les pores fusionnent fréquemment et s'ordonnent en fentes (f) très similaires aux fentes de dessiccation observées ailleurs à plus grande échelle à ce même niveau de la série.

Tous les auteurs précités admettent que la présence des « birdseyes » implique une *lithification synsédimentaire précoce du sédiment liée à une émergence cyclique et temporaire* se rencontrant seulement dans les zones inter et supratidales de la nature actuelle, quelle que soit la diversité des mécanismes envisagés pour la création de ces vides (DEELMAN, 1972).

2° LES STRUCTURES DE DIAGÈNESE PRÉCOCE ET LA DOLOMIE SYNSEDIMENTAIRE.

Selon PURSER et LOBREAU (1972) *ces structures résultent de la lithification précoce de sédiments, souvent stromatolitiques.* Cette cimentation précoce et rapide est liée au contact « air-eau » ou « plan d'eau intergranulaire », c'est-à-dire au niveau de la mer. Ces structures sont donc de première importance dans l'interprétation des paléomilieux sédi-

mentaires ; ces structures résultant d'une diagenèse précoce sont nombreuses dans la partie sommitale du Norien de la série du Gondran ; ce sont : des fentes synsédimentaires horizontales et/ou verticales, des brèches sédimentaires, des surfaces d'encroûtements algaires. Notons enfin la présence d'une dolomitisation synsédimentaire dans cette série, où ne subsiste aucun banc calcaire, et son importance en tant qu'indicateur de milieu.

a) *Effets dus à la dessiccation.*

Les figures sédimentaires résultant de la dessiccation sont nombreuses, ce sont : de vrais polygones de dessiccation, des cupules, des brèches à galets plats (« flat-pebble conglomerates »), des « planars birdseyes » alignés entre les laminations cryptalgaires.

• Les polygones de dessiccation.

On en trouve, par exemple, au toit d'une dalle de dolmicrite affleurant sur une surface de 200 m² environ (coupe de la Charvie, chaîne de Rochebrune, photo 5, pl. II). Les polygones sont de taille décimétrique (20 à 40 cm de dimension maximum). Toute la surface porte des traces serrées de bioturbations (te) qui pénètrent dans la dolomie sur 10 à 15 cm d'épaisseur, les fentes de retrait sont enduites de schistes dolomitiques noirs en partie enlevés par l'érosion.

• Les cupules de dessiccation.

D'échelle centimétrique, elles sont fréquentes dans les tapis algaires (alternance fine de laminations algaires et de dolmicrite laminaire). Ces cupules sont minces et se soulèvent à leurs extrémités ; souvent elles sont alignées dans la stratification, parfois elles sont retournées, bousculées et donnent une brèche d'un type bien particulier.

• Les brèches à galets plats (« flat-pebble conglomerates »).

Ce sont des brèches sédimentaires monogéniques à éléments centimétriques anguleux et plats, alignés dans la stratification. Ces brèches, dont les éléments ne subissent pratiquement pas de déplacement, semblent bien provenir de la dessiccation sur place d'une boue carbonatée en voie de lithification. Si l'on suit latéralement un de ces niveaux, il n'est pas rare de voir les galets plats ou les galettes de dessiccation se dissocier et former une brèche monogénique non orientée dont les éléments restent anguleux pour la plupart. La continuité latérale de ces niveaux sur plusieurs kilomètres parfois ne me

paraît pas compatible avec l'idée que ces brèches soient des « edge-wise breccia » déposées exclusivement dans des chenaux de marée (SHINN *et al.*, 1969 ; ROEHL, 1967 ; BOSELLINI, 1967 ; PIALLI, 1971).

b) *Les surfaces d'encroûtement algaires.*

La photo 6, pl. II, montre un « packstone » dont les grains sont constitués par des clastes de dolomie, des agrégats, des pellets, des foraminifères et des vésiculaires algaires appelées « catagraphes » par les Russes (MASLOV, 1953) ou *Vésicularites* (REITLINGER). Ces vésicules ont été également observées par MONTY (1965) dans des sédiments actuels et interprétées comme représentant des colonies d'Algues unicellulaires. Les vésicules algaires (photo 6, pl. II) sont entièrement recristallisées à l'exception de l'enveloppe qui est riche en matière organique.

On remarque un changement de granulométrie de part et d'autre d'une zone blanche ondulée (se), qui correspond à des laminations cryptalgaires alignées dans la stratification. A la lumière des photos et des schémas donnés par PURSER et LOBREAU pour le Bathonien du Bassin de Paris, il est tentant d'interpréter cette zone blanche comme une surface d'encroûtement algair (se) qui stabilise le sédiment tout en aidant à sa lithification. En effet, les sédiments sous-jacents à cette surface « micritisée » ont été indurés avant le dépôt de la couche suivante, du fait même de l'existence de cette micritisation. On peut donc conclure à un arrêt de la sédimentation entre ces deux dépôts successifs. Enfin, ce type de surface d'encroûtement constitue, en soi, un bon critère de polarité.

c) *Autres exemples de lithification synsédimentaire précoce.*

• Les glissements synsédimentaires.

Chaque fois qu'il est possible d'observer les relations existant entre un niveau glissé et la brèche qui en résulte, on note que tous les éléments de cette brèche, qu'elle soit mono ou polygénique, sont anguleux, ce qui tend à prouver que le matériel était lithifié précocement.

• Les filons sédimentaires.

Un bel exemple est visible dans la zone à « lofêrites » Z. lo. de Clavières. Le filon mesure environ 0,20 m de hauteur ; son remplissage s'est fait en

deux temps. Les épontes du filon étaient en partie au moins consolidées lors du premier remplissage qui est synsédimentaire, le second remplissage par une dolsparite est beaucoup plus tardif.

d) *La dolomitisation synsédimentaire.*

Dans le Norien briançonnais, quelques bancs calcaires ont échappé à la dolomitisation. Par contre le Norien des unités piémontaises externes est dolomitique dans sa totalité. Plusieurs phases de dolomitisation sont visibles en lames minces et deux phases, au moins, se distinguent sans ambiguïté sur le terrain. Une dolomitisation synsédimentaire précoce a affecté la totalité de la série en conservant parfaitement la texture originelle et les structures sédimentaires. Cette dolomitisation semble avoir été favorisée par la nature même des sédiments originaux qui sont des bancs carbonatés à grain fin, riches en matière organique (« algal mat »). Les structures synsédimentaires observées dans cette série sont comparables dans leur ensemble à celles rencontrées dans les « tidals-flats » actuels et anciens (SHINN, ILLING, PURSER, 1972). Notons enfin que cette première phase de dolomitisation précoce n'a jamais le caractère local et sécant des dolomitisations tardives ou structurales.

3° LES STRUCTURES SÉDIMENTAIRES DE DIAGENÈSE TARDIVE.

Notre but n'est pas d'étudier ici ces structures ; il est cependant important de les reconnaître car, beaucoup plus tardives que les structures synsédimentaires, elles tendent à effacer ces dernières et peuvent affecter l'épaisseur même de la série.

Les deux processus diagénétiques les plus courants dans cette série carbonatée sont des processus de remplacement et de dissolution. Il peut y avoir remplacement des carbonates soit par un autre carbonate (dolomite), soit par de la silice, soit par les deux à la fois. Ces processus de remplacement ne sont pas synchrones. Les phénomènes de dissolution sont sans doute très importants dans l'interprétation de la série, mais nous ne les avons pas quantifiés. Il peut s'agir de dissolution karstique, de dissolution diagénétique le long des bancs ou encore de dissolution stylolitique.

a) *Le remplacement.*

L'examen minutieux de lames minces permet dans les cas favorables de reconstituer la chronologie

des processus diagénétiques si toutefois il n'y a pas eu recristallisation ou encore une dolomitisation tardive trop importante. On peut, par exemple, établir la chronologie suivante dans le cas précis d'une lame provenant du niveau g4 de la zone siliceuse (fig. 2) :

- 1) dolomitisation synsédimentaire précoce d'un sable carbonaté (oolites, plus bioclastes) ;
- 2) cimentation des vides subsistant dans les fossiles et entre les grains par de la silice (maintenant du quartz) ;
- 3) dolomitisation tardive qui tend à effacer la structure interne des grains et à remplacer une partie de la silice intergranulaire.

Dans un autre cas, dans le faisceau Zd2 par exemple, la dolomitisation structurale est seule décelable.

b) *La dissolution.*

Les niveaux schisto-dolomitiques, noirs, apparaissent rythmiquement dans la série et localisés sous la zone à silex posent le problème de leur origine. Plusieurs hypothèses sont à envisager :

1) Ou bien ~~ces argiles correspondent~~ à des apports détritiques venus du continent. Trois modalités sont alors possibles :

— l'apport en argiles est brutal et rapide et correspond à un événement « catastrophique » temporaire ;

— l'apport en argiles est continu et la sédimentation calcaire est interrompue momentanément du fait d'un rapport élevé argiles/carbonates. On peut envisager à la manière de WÜRSTER (1964) un milieu lagunaire euxinique parcouru par de faibles courants responsables de l'apport argileux ;

— ces argilites noires pourraient être aussi l'équivalent des niveaux rouges ou verts dans les séquences de type « Lofer » (FISHER, 1964, p. 109-110 et 113). Ici les eaux météoriques, riches en argiles et en fer ferrique, apportent les produits du démantèlement de la plate-forme en partie émergée. Cette hypothèse admet des émergences cycliques.

2) Ou bien *ces argiles sont résiduelles et résultent de phénomènes de dissolution intervenant à différents stades de la diagenèse*, suivant diverses modalités possibles :

- la dissolution karstique implique une certaine géométrie du réseau et amène à envisager des émergences au sein de la série. Les observations faites jusqu'à présent ne permettent pas de retenir cette hypothèse ;
- de la dissolution diagénétique le long des bancs⁶ est suggérée par les interlits schisto-dolomitiques noirs particulièrement nombreux dans la zone *Zd2*. La base du banc sus-jacent aux argiles est ondulée et la stratification interne de ce banc suit ces ondulations. Y aurait-il ici une dissolution différentielle le long des interfaces et avant consolidation ? Pour le vérifier, il faudrait prouver que les argiles sont de même nature minéralogique dans l'encaissant et dans l'interlit argileux. Il faudrait également chercher la proportion d'argiles contenues dans ces interlits schisto-dolomitiques afin de tenter d'évaluer la quantité de carbonates à dissoudre pour obtenir ces joints. Malheureusement ce type d'analyse n'est pas viable dans cette région affectée par le métamorphisme alpin ;
- la dissolution par stylolites parallèles à la stratification n'est certainement pas négligeable, vu le grand nombre de stylolites présents dans cette série, qu'ils soient d'origine stratigraphique (PARK et SCHOT, 1968) ou tectonique (ARTHAUD et MATTAUER, 1972).

2. Conclusions.

Malgré une étude sédimentologique encore partielle, on peut admettre que le Norien de la série du Gondran est un dépôt de plate-forme dont les faciès sont tantôt infratidaux de faible profondeur, tantôt intertidaux et supratidaux. On peut y individualiser un certain nombre d'ensembles lithologiques ayant des caractéristiques sédimentologiques qui leur sont propres. Leur étude permet d'arriver à des conclusions préliminaires qui sont autant d'hypothèses de travail pour le futur :

1° Quelle que soit l'unité lithologique considérée, elle correspond à un certain nombre de séquences superposées verticalement dont le détail et la logique sont encore en cours d'étude.

2° Ce caractère séquentiel très net, l'épaisseur même de la série (600 à 800 mètres de sédiments auxquels s'ajoutent les carbonates dissous, érodés, etc.), la période relativement courte et inférieure à

10 Ma durant laquelle s'est déposée cette série conduisent à l'idée d'un dépôt franchement subsident.

3° Il apparaît que la base de la série triasique du Gondran (*Zd2*, *Z. si.*) se caractérise surtout par des dépôts infratidaux de faible profondeur à tendance euxinique (vu la grande quantité d'argiles), alors que son sommet (*Z. ci.* et *Z. lo.* surtout) comporte des dépôts de type intertidal et supratidal et abonde en critères sédimentologiques prouvant l'émergion.

Un inventaire même sommaire des structures sédimentaires permet de constater combien les critères de polarité sont nombreux dans les carbonates ; cet outil est précieux dans des zones particulièrement tectonisées. Ces critères sont principalement :

- les stratifications entrecroisées et obliques, nombreuses dans les sables carbonatés ;
- les micro-ravinements ;
- les remplissages géopétales ; notons à ce sujet que si le remplissage partiel des fossiles est connu depuis longtemps, il n'est valable qu'utilisé statistiquement, alors que le remplissage géopétale d'un seul filon sédimentaire, d'une seule fente de dessiccation, d'un pore ou d'une cavité suffit à lui seul à indiquer la polarité ;
- les terriers verticaux et les perforations s'ouvrent généralement vers le haut et sur un joint ayant valeur de diastème ;
- les surfaces d'encroûtement et d'usure sont parfois décelables sur le terrain, ou encore à la loupe binoculaire ;
- les polygones de dessiccation, les brèches à galets plats résultant du remaniement de ces croûtes desséchées, les cupules de dessiccation (dessiccation de tapis algaires) constituent également d'excellents critères de polarité.

D) Age de la série triasique des unités piémontaises externes.

1. Historique.

En 1891, DIENER signale, au pied S du Chaberton, près du synclinal de Rhétien de Clavières, des diplopores qui ont été déterminés avec doute par GUMBEL, qui leur attribue un âge norien. En

⁶ Hypothèse émise sur le terrain par MM. BERNOULLI et JENKYNS.

1911, FRANCHI trouve au sommet du Chaberton : *Avicula exilis* Stopp, tandis que MATTIROLO découvre à la Grande Roche une forme évoquant un *Turbo*.

Ces fossiles, tous voisins du Rhétien, et dont la détermination est douteuse pour certains, ne suffisent pas à établir avec certitude l'âge norien de la totalité de la série. Cependant, en 1929, FRANCHI admet pour hypothèse de travail que la formation triasique du Chaberton est l'équivalent de la « Dolomie Principale » et que la totalité du Trias piémontais externe est d'âge norien.

2. Inventaire de la faune et de la flore présents dans cette série.

Une recherche systématique des fossiles a été effectuée tout au long du levé des coupes. En particulier il était essentiel de dater la base de la série, c'est-à-dire les niveaux inférieurs du massif du Lasseron (fig. 2) où sont localisés les principaux gisements fossilifères : g1, g2, g3, etc.).

Les méthodes utilisées pour dégager les fossiles sont traditionnelles : lames minces, attaque ménagée à l'acide acétique. Cette dernière méthode est très efficace et néanmoins fort longue lorsque l'encaissant est lui-même dolomitique. Ainsi, le dégagement d'un gastéropode de taille centimétrique peut-il durer plusieurs mois.

LA FAUNE.

a) Les gastéropodes :

— *Worthenia contabulata* Costa (pl. I, fig. 1, 2, 3, 4, 6). Pour la synonymie, voir la thèse de MICHARD, p. 175. Nous avons déterminé cette *Worthenia* après avoir consulté la plupart des ouvrages cités dans la synonymie de A. MICHARD et après avoir comparé les quelque 50 individus dégagés avec les exemplaires du Cuneese que cet auteur a eu l'amabilité de nous confier. Pour les descriptions et discussions paléontologiques on se reportera à la thèse de A. MICHARD, p. 176-177. Nous partageons également les conclusions auxquelles aboutit cet auteur qui sont de ne voir, malgré les variabilités sensibles d'un individu à l'autre, qu'une seule espèce de *Worthenia* et de considérer que *Worthenia contabulata* Costa est bien une espèce norienne de localisation sud-alpine et mésogéenne.

— Les autres gastéropodes. Ce sont :

- cf. *Amauropsis sanctae crucis* Wissmann (pl. I, fig. 9). Voir in MICHARD, pl. XV, fig. 1, 2, 3) ;

- de nombreux gastéropodes du genre : *Omphaloptycha* sp. Voir in ELLENBERGER, pl. 8, fig. 22, 24 ;

- des *Chemnitzia* ;

- des *Zygopleura* (*Loxonema*) ;

- un échantillon aff. le genre *Coelostylina* (pl. I, fig. 8). Cet individu est associé à *Worthenia contabulata*, et à des Myophories ;

- une autre *Worthenia* trouvée à proximité du Rhétien : cf. *Trypanostylus Konincki*. Voir in Martin SCHMIDT, p. 275, fig. 753. Cette *Worthenia* est associée à *Worthenia contabulata*, *Omphaloptycha* sp., *Loxonema* sp., des dasycladacées indéterminées ;

- Notons encore *Procerithium*. Voir in ELLENBERGER et MICHARD. Cet individu est associé dans nos séries à *Worthenia contabulata*.

b) Les lamellibranches :

- *Myophoria* aff. *inaequicostata* Klipst (pl. I, fig. 5 et 9). Pour la synonymie et la description paléontologique on se reportera à la thèse de MICHARD (p. 172-173). J'ai effectivement consulté la plupart des ouvrages anciens cités par MICHARD et j'en conclus que l'espèce présente ici est *Myophoria* aff. *inaequicostata*, qui est citée indifféremment dans le Carnien et le Norien des Alpes calcaires septentrionales et du Sud-alpin. J'ai dégagé de nombreux fragments de Myophories provenant de la partie supérieure de la série, à ce niveau. *Myophoria* voisine avec *Amauropsis* et *Worthenia contabulata* Costa (pl. I, fig. 9). L'échantillon représenté pl. I, fig. 5 provient du gisement g3 qui est particulièrement riche en individus ;

- Les autres lamellibranches : Ce sont : *Gervilleia* (*Perna*) *exilis* Stoppani, pl. I, fig. 4. Voir in MICHARD, pl. XV, p. 434. Ce lamellibranche est associé ici à *Worthenia contabulata*.

- Autres fragments indéterminables mais non attribuables à des Megalodontidés. Remarquons ici, comme dans les Alpes cottiennes, l'absence de cette famille si largement répandue et diversifiée dans le Sud-alpin, les Alpes calcaires septentrionales et dans le Rhétien de la série du Gondran.

c) *Les foraminifères.*

On trouve de bas en haut de la série :

- *Glomospirella cf. parallela* ou *expansa*, pl. I, fig. 7 ;
- *Glomospirella friedli* ;
- *Glomospirella sp.* ;
- *Agathammina ? sp.* ;
- des fantômes d'Involutines indéterminés.

Le gisement g2 situé très bas dans la série est très riche en *Glomospirella cf. parallela* ou *expansa* et en *Glomospirella sp.* Ces foraminifères⁷ sont tous d'affinité norienne.

d) *Nombreux ostracodes indéterminés.*

LA FLORE.

Elle est représentée par un seul genre de Dasycladacée déterminable en lame mince, vu la taille des échantillons et leur manque de calcification .

• *Gryphoporella curvata* (Gumbel) Pia (pl. I, fig. 5). Cette détermination a aimablement été confirmée par P. CROS. Voir in MICHARD, pl. XV, fig. 1. La synonymie est donnée dans PIA (1920, p. 91) et ZANIN BURI (1965, p. 488). Cette espèce abonde dans le Norien austro-alpin, en Grèce, en Calabre, dans les chaînes Bétiques, ainsi que dans le Norien piémontais.

3. Age de la totalité de la série triasique des unités piémontaises externes.

L'ensemble des fossiles déterminés indique un âge norien. Les gisements (g1, g2, g3, g4, g5) trouvés dans la partie inférieure de la série sont d'affinité norienne ou carno-norienne. Nous pouvons donc conclure à un âge norien de cet ensemble lithologique sans pouvoir fixer, bien entendu, de limite lithologique précise entre Carnien et Norien, car la sédimentation carbonatée est continue d'un ensemble à l'autre là où le passage a pu être observé : dans les séries briançonnaises (MÉGARD-GALLI, 1972), piémontaises externes (MÉGARD-GALLI et CARON, 1972), dans les séries piémontaises s.s. (MICHARD, 1967). Nous pouvons, par contre, affirmer que le faciès carnien à schistes dolomitiques noirs, à lentilles de gypse et grès fossilifères n'est pas représenté ici. On peut donc admettre avec S. FRANCHI que la formation étudiée ici est l'équi-

valent de la « Dolomie Principale » des domaines austro-alpin et sud-alpin.

II. PLACE DE LA SÉRIE DU GONDRA DANS LA PALÉOGÉOGRAPHIE ALPINE AU TRIAS

CONCLUSIONS

Il ressort de cette étude et des travaux antérieurs que le *Trias des unités piémontaises externes est fort incomplet et limité à ses termes supérieurs, par suite de l'existence de décollements au niveau du Carnien gypsifère.*

En effet, depuis les Alpes maritimes italiennes (Mte Galero ; BLOCH et GALLI, 1964) jusqu'au S de Modane (le Grand Argentier ; CABY, 1964), il s'agit essentiellement du faciès « Hauptdolomit » daté du Norien. Le Carnien n'est présent avec certitude que dans le massif du Gran Roc où il a été daté (MÉGARD-GALLI et CARON, 1972), et où il comporte des schistes dolomitiques noirs, des grès à plantes et des gypses qui sont fortement tectonisés ; dans le Grand Argentier, on a retrouvé les mêmes faciès bien que dépourvus de fossiles caractéristiques. Mais dans le reste des unités piémontaises externes, la « Hauptdolomit » repose sur un coussinet de gypses et cargneules en partie « exotiques » accompagnant ou relayant les « Ecailles intermédiaires ». Parfois, comme c'est le cas dans le Queyras (Crête de Tancignon, rive gauche du Rif des Flottes), il ne subsiste au sein des Schistes lustrés qu'un lambeau de Carnien (grès à plantes, schistes dolomitiques noirs et dolomies cryptalgaires), tandis que la « Hauptdolomit » est partie plus avant⁸. Il est donc logique de penser avec M. LEMOINE que le décollement généralisé de ces unités piémontaises externes s'est fait principalement au niveau du Carnien gypsifère (Grand Argentier, Lasseron, Grand Roc), ou encore qu'il y a eu troncature basale plus haut dans la série (col de Désertes, Rochebrune, Péouvou).

⁷ Ces foraminifères ont été déterminés par L. ZANINETTI à qui j'adresse mes remerciements.

⁸ Voir thèse de 3^e cycle de P. TRICART qui a eu l'amabilité de me montrer ce lambeau de Trias supérieur en pays piémontais.

Par contre, les séries triasiques piémontaises décrites par A. MICHARD (1967) dans les Vals Maïra et Grana (Province de Cuneo, ou Cuneese, Italie) s'opposent à la fois à celles du Gondran et à celles du Briançonnais s.s. : en effet, dans le Cuneese, les décollements n'interviennent qu'à la base ou au sein de l'Anisien, en individualisant des unités où les séries stratigraphiques sont continues à travers le Ladinien, le Carnien et le Norien. Ce fait est dû à la continuité de la sédimentation carbonatée du Carnien au Norien : il n'y a pas trace de gypses ni de grès à *Equisetum*, comme dans certaines coupes des Alpes Orientales (LEONARDI, 1955). Le bassin y était donc dépourvu de lagunes à gypses et était protégé des influences continentales, ailleurs responsables de la formation des lentilles gréseuses à végétaux.

De plus, dans le Cuneese, le Ladinien est sous forme de dolomies graveleuses, biodétritiques,

fétides, à gros débris d'algues, avec des ravine-ments marqués (faciès « villanovien » de BLOCH et MICHARD, 1962). Cette caractéristique du Trias du Cuneese le rapproche franchement des faciès sud-alpins, par exemple de ceux du Monte San Giorgio (Luganese, Italie), selon A. MICHARD (1967). D'ailleurs, la flore et la faune (ammonites notamment) ont elles aussi des affinités sud-alpines marquées.

A partir du Norien, au contraire, il ne semble plus intervenir de différences paléogéographiques, et cela jusqu'au milieu du Lias au moins : en effet, en Vanoise, dans les unités briançonnaises à Norien, dans la zone du Gondran et dans le Cuneese, le Norien est représenté partout par le faciès « Hauptdolomit » et est suivi par un Rhétien et un Lias assez homogènes.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD (F.) et MATTAUER (M.) (1972). — Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques parallèles à la stratification ; leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc) (*B.S.G.F.* (7), t. XIV, p. 12 à 17, 5 fig.).
- BLOCH (J.P.) et GALLI (J.) (1964). — Découverte du Norien fossilifère dans le domaine briançonnais ligure (Unité du Monte Galero, Alpes maritimes italiennes) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, p. 841-844).
- BLOCH (J.-P.) et MICHARD (A.) (1962). — Sur le Trias des Alpes sud occidentales. Trias du Cuneese et Trias ligure (*C. R. som. S. G. F.*, p. 72-74, 1 fig.).
- BOSELLINI (A.) (1967). — La tematica deposizionale della Dolomia principale (Dolomiti Prealpi Venete) (*Boll. Soc. Géol. It.*, 86, 133-169, 26 fig.).
- CABY (R.) (1964). — Etude géologique du bord interne de la zone briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la vallée Etroite (Savoie haut Val de Suse) (*Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, 40, p. 131-136).
- CABY (R.) et GALLI (J.) (1964). — Existence de cinérites et tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise (*C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 259, p. 417-420).
- DEBELMAS (J.), GIDON (M.), HACCARD (D.), LEMOINE (M.), PERRIAUX (J.) (1965). — Compte rendu de la réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Guillestre en septembre 1964 (*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 11, p. 434-471).
- DEELMAN (J.C.) (1972). — On mechanisms causing birdseye structures (*N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, H. 10, p. 582-595, with 7 figures in the text, Stuttgart).
- DIENER (C.) (1891). — Der gebirgsbau der westalpen, Vienne.
- DUNHAM (R.J.) (1962). — Classification of carbonate rocks according to depositional texture (Memoir n° 1, *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, p. 108-121).
- ELLENBERGER (F.) (1958). — Etude géologique du Pays de Vanoise (*Mém. expl. Carte géol. France*, 560 p., 42 pl., 8 pan.).
- FISCHER (A.G.) (1964). — The lofer cyclothems of the alpine triassic. Symposium on Cyclic sedimentation (*Bull. 169, V, 1, State Geol. Survey of Kansas*, 107-149).
- 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. Com. Geol. It.*, 41, 3, 37 p.).
- FRANCHI (S.) (1929). — Sulla tettonica delle Alpi cozie franco italiane (*Mem. descr. Carta geol. It.*, 22, a. 7, 63 p.).

- GINSBURG (R.N.) (1955). — Recent stromatolitic sediments from south Florida (*J. Sedim. Petrol.*, vol. 25, U.S.A.).
- ILLING (L.V.) *et al.* (1965). — Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf (*S.E.P.M.* sp. Publ. n° 13, p. 89).
- 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, p. 97-119).
- LEMOINE (M.) (1970). — Carte géologique de la France au 1/80 000, Briançon (3^e édition) (*B.R.G.M.*).
- MÉGARD GALLI (J.) (1972). — Le Norien dans la zone briançonnaise : découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 274, p. 2443-2445).
- MÉGARD-GALLI (J.) (1972). — Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil : conséquences tectoniques et paléogéographiques (*Géologie Alpine*, t. 48, fasc. 1).
- MÉGARD-GALLI (J.) et CARON (J.-M.) (1972). — Découverte de Carnien fossilifère associé à du gypse en pays piémontais (massif du Gran Roc, Alpes cottiennes septentrionales, Italie) (*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 275, n° 18).
- MICHARD (A.) (1967). — Etude géologique dans les zones internes des Alpes cottiennes (*Thèse*, éd. du C.N.R.S., Paris, 447 p.).
- MONTY (C.) (1965). — Geological and Environmental significance of Cyanophyta (*Thèse inédite* Princeton).
- PARK (C.) (WON and SCHOT (Erik H.) (1968). — Stylolites : their nature and origine (*J. Sedim. Petrol.*, vol. 38, n° 1, p. 175-191, fig. 1-14).
- PERRY O ROEHL (1967). — Stony mountain (Ordovician) and Interlake (silurian) facies analogs of recent low-energy marine and subaerial carbonats Bahamas (*Americ. Assoc. of Petro. Geologists Bulletin*, vol. 51, n° 10, oct. 1967).
- PIALLI (G.) (1971). — Facies di Piana cotidale nel calcare massiccio dell'Apennino umbro-marchigiano (*Boll. Soc. Geol. It.*, 90, 481-507, 15 ff.).
- PURSER (B.-H.) (1972). — Dolomitisation synsédimentaire dans le Bathonien de Dijon (*C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 3).
- PURSER (B.-H.), LOBREAU (J.-P.) (1972). — Structures sédimentaires et diagénétiques précoces dans les calcaires bathoniens de la Bourgogne (Extrait du *Bulletin du B.R.G.M.*, deuxième série, section IV, n° 2).
- SHINN (E.A.) *et al.* (1965). — Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas (*S.E.P.M.*, sp. Publ., n° 13, p. 112-123, Tulsa).
- SHINN (E.A.) (1968). — Selective dolomitisation of recent sedimentary structures (*J. Sedim. Petrol.*, vol. 38, p. 612-616, Tulsa).
- SHINN (E.A.) (1968). — Practical significance of birdseye structures in Carbonate Rocks (*J. Sedim. Petr.*, vol. 38, p. 215-223, Tulsa).
- SHINN (E.A.), LLOYD (M.), GINSBURG (R.N.) (1969). — Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros island, Bahamas (*J. Sedim. Petr.*, vol. 39, p. 1202-1228, fig. 1-37, Tulsa).
- WURSTER (P.) (1964). — Geologie des Schilfsandsteins (*Mitt. Geol. Staatsinst.*, Hamburg 33, Text 140 S., Atlas 15 K.).

Manuscrit déposé le 25 février 1974

PLANCHE I

Les échantillons 1-2-3-4-5-6 ont été extraits par attaque ménagée à l'acide acétique. L'échelle est donnée par du papier millimétré.

- 1 : *Worthenia contabulata* Costa. Face dorsale d'un worthenidé montrant de la base à l'apex trois tours superposés, le dernier tour très élevé, de profil rectangulaire est souligné par deux carènes bien visibles sur la photographie. Provenance : coupe de la Charvie.
- 2 : *Worthenia contabulata* Costa. Vue apicale de l'individu précédent montrant :
 - 1) la spire très plate, qui surmonte l'avant-dernier tour et le dernier tour. Cette spire est soulignée par la carène apicale qui constitue une sorte de bourrelet ;
 - 2) la partie supérieure du dernier tour qui est un large plateau au profil concave.
- 3 : *Worthenia contabulata* Costa. Face aperturale montrant :
 - le péristome,
 - la fente ombilicale (voir flèche) profonde et non obturée,
 - le profil rectangulaire du dernier tour.Provenance : coupe de la Charvie.
- 4 : *Worthenia contabulata* Costa en coupe verticale ($\times 1$). Section naturelle visible à l'affleurement et très caractéristique de l'espèce, on remarque : le développement très important du dernier tour, ainsi que les carènes qui soulignent, en particulier, le deuxième et le troisième tour. Cette dolmicrite sombre contient, en outre, de nombreuses sections de fins lamellibranches (voir flèche). Plusieurs ont été dégagés et correspondent à *Gervilleia (Perna) exilis* Stopp. (voir in A. MICHARD, p. 434, pl. XV).
- 5 : *Myophoria aff. inaequicostata* Klipst. Section naturelle montrant la forme triangulaire et costulée de la coquille (l'apex et le crochet sont érodés). Cette section a été soumise à une attaque ménagée à l'acide acétique, ce qui a permis de dégager les côtes postérieures (6) bien que l'une d'elles et les ornements soient très endommagés par l'attaque acide. Sur cet exemplaire, les côtes antérieures ne sont pas visibles ainsi que diverses ornements ; ceci à cause de l'épigénie dolomitique qui est ici très grossière. Provenance : Massif du Lasseron, gisement (g3) dans la zone à silex.
- 6 : *Worthenia contabulata* Costa. Echantillon incomplet, néanmoins, la face aperturale est conservée. L'ombilic n'est plus visible, il a été obturé par l'élargissement du bord columellaire (voir flèche) qui orne le péristome. Provenance : coupe de la Charvie.
- 7 : *Glomospirella cf. parallela* ou *expansa* (détermination L. Zaninetti), en coupe équatoriale ($\times 100$). Dans cette lame, deux phases de cimentation sont visibles : l'une fibreuse entoure les grains (voir flèche) et est syn-sédimentaire ; l'autre, microsparitique, est localement obturée par la dolomitisation (non visible sur ce fragment de lame mince). Provenance : Massif du Lasseron, gisement (g2) dans la zone à silex.
- 8 : Dolmicrite à fragments de lamellibranches et de Dasycladacée. Il s'agit de *Gryphoporella curvata* (Gumbel) Pia ($\times 4$) (détermination confirmée par Pierre CROS). Les manchons algaires sont très fins et incomplètement recristallisés, ce qui permet de distinguer les pores larges et contigus sans groupement particulier. Provenance : Pied de la Crête des Grands Becs (versant N. du col de Désertes).
- 9 : Dolmicrite blanche à *Worthenia contabulata*, *Amuropsis sanctae*, *Myophoria inaequicostata* ($\times 1$) (voir à gauche sur photo) et un gastéropode ($\times 1$) à droite, qui *aff.* le genre *Coelostylina*. Provenance : cf. 8.

Pl. I



1



2



3



4



5



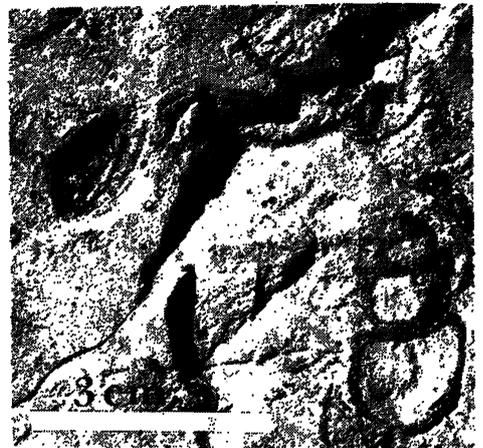
6



7



8



9

PLANCHE II

Structures sédimentaires dans le Norien de la zone du Gondran
(la flèche en haut à gauche indique le haut stratigraphique de la série, sauf pour 5
qui représente la photo d'un sommet de banc).

1 : *Laminations cryptalgaires planes* (stromatolites horizontaux) et quelques *stromatolites concentriques* (oncolites) (empreinte photographique négative ($\times 2$) provenance Clavières.

lm, Laminations planes ; on, Oncolites ; b, Bioclastes ; p, « Birdseyes ».

2 : *Terriers fermés* (empreinte photographique négative ($\times 3,5$), provenance Clavières.

te, Terriers ;

lm (liséré blanc gondolé), Laminations cryptalgaires ; fo, Bioclastes (taches noires) section d'ostracodes et de gastéropodes de petite taille à remplissage géopétale (non visible sur la photo).

3 : « *Loférite à pellets* » (empreinte photographique négative ($\times 3$), provenance Clavières.

p, « Shrinkage pore » } « birdseyes »
f, Fente de dessiccation }

lm, Lamination cryptalgare (en blanc).

Remarquer :

1) le changement brutal de granulométrie dans le haut de la lame ;

2) te, Terrier qui correspond à de la bioturbation, il déforme la texture originelle du sédiment.

4 : « *Loférite* » à l'affleurement ($\times 1$), provenance Clavières. Les pores (p) alignés dans la stratification,

sont fortement en relief (en blanc) car remplis diagenétiquement par des macrocristaux de dolomite qui sont plus résistants que la matrice. La matrice (sombre) est une dolpelmicrite fine. Une section (cernée de noir) de test de *Worthenia contabulata* Costa à remplissage géopétale confirme la polarité de la série. v, Vide rempli par dolsparite ; s, Sédiment.

5 : *Polygones de dessiccation* « mudcracks ». Coupe de la Charvie (Massif de Rochebrune). La surface des polygones montre clairement les traces d'une intense bioturbation (te) sur au moins 10 cm d'épaisseur. Des schistes noirs pénètrent les fentes entre les polygones.

6 : *Surfaces d'encroûtement algaires*. Empreinte photographique négative ($\times 6$), provenance Clavières.

« Packstone, grainstone ».

— grains : cl (clastes de dolomie), ag (agregats), pe (pellets), foraminifères (non visibles sur la photo), ve (vésicules algaires).

— p (pore), se (surface d'encroûtement).

Remarquer le changement de granulométrie au-dessus de la surface d'encroûtement algare.

— la matrice est recristallisée en une dolsparite néomorphique, la grande cavité visible en bas à droite correspond probablement à un terrier rempli postérieurement par une macro-dolsparite.

Pl. II

