



HAL
open science

**Les modalités de la transgression jurassique dans la zone
briançonnaise (Région de Briançon, Hautes Alpes).
Etude stratigraphique et sédimentologique**

Daniel Mercier

► **To cite this version:**

Daniel Mercier. Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (Région de Briançon, Hautes Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. Stratigraphie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1977. Français. NNT: . tel-00802396

HAL Id: tel-00802396

<https://theses.hal.science/tel-00802396>

Submitted on 19 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

T H È S E présentée
pour l'obtention
du
DIPLÔME de DOCTEUR de 3e CYCLE
à
L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
- Paris 6 -

spécialité : **SCIENCES DE LA TERRE**
mention : **GÉOLOGIE STRATIGRAPHIQUE**

par

Daniel MERCIER

**LES MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION
JURASSIQUE DANS LA ZONE BRIANÇONNAISE
(région de Briançon, Hautes-Alpes).
Étude stratigraphique et sédimentologique.**

soutenue le 12 janvier 1977, devant la Commission composée de :

MM. G. LUCAS	Président
J. AUBOUIN	Examineur
M. LEMOINE	"
J. DEBELMAS	"
P.-C. de GRACIANSKY	Rapporteur
P. CROS	Examineur

T H È S E présentée

pour l'obtention

du

DIPLÔME de DOCTEUR de 3e CYCLE

à

L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE
- Paris 6 -

spécialité : SCIENCES DE LA TERRE

mention : GÉOLOGIE STRATIGRAPHIQUE

par

Daniel MERCIER

**LES MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION
JURASSIQUE DANS LA ZONE BRIANÇONNAISE
(région de Briançon, Hautes-Alpes).
Étude stratigraphique et sédimentologique.**

soutenu le 12 janvier 1977, devant la Commission composée de:

MM. G. LUCAS	Président
J. AUBOUIN	Examineur
M. LEMOINE	"
J. DEBELMAS	"
P.-C. de GRACIANSKY	Rapporteur
P. CROS	Examineur

LES MODALITES DE LA TRANSGRESSION JURASSIQUE DANS LA ZONE
BRIANCONNAISE (REGION DE BRIANCON, HAUTES-ALPES)

ETUDE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

RESUME

La série stratigraphique du Jurassique briançonnais est caractérisée notamment par :

- une lacune entre Lias et Dogger, correspondant à l'émersion temporaire de la plate-forme carbonatée héritée du Trias ;

- le retour à la sédimentation de plate-forme, intervenant au cours du Bathonien ;

- le passage à la sédimentation pélagique profonde, réalisé dès l'Oxfordien moyen.

Les preuves de l'émersion du Lias-Dogger résultent d'arguments indirects, réunis également dans les Préalpes et la Vanoise. Les formations dites "sidérolitiques" de la région de Briançon ne peuvent cependant pas être rattachées à cet épisode malgré l'interprétation traditionnelle ; il semble qu'elles datent plutôt de la fin du Tertiaire ou du début du Quaternaire.

L'analyse stratigraphique et sédimentologique détaillée de la série transgressive du Jurassique moyen briançonnais a permis de reconnaître plusieurs discontinuités sédimentaires soulignées par des surfaces d'érosion et de discordance avec conglomérats, hard-grounds et filons sédimentaires, permettant de définir trois termes (ou séquences) principaux datés du Bathonien supérieur pour l'essentiel et par endroits de la base du Malm pour le plus élevé :

- Première séquence, dite des calcaires à Ostracodes, déposée dans des milieux protégés, très peu profonds, à caractère lagunaire.

- Deuxième séquence, dite des calcaires en plaquettes de la Lauze : elle comporte essentiellement des calcaires fétides, très riches en fossiles benthiques et caractéristiques de dépôts de plate-forme interne, avec un faible taux de subsidence.

- Troisième séquence, dite des calcaires massifs de Champcella :
 l'évolution des faciès y traduit une variation des conditions de dépôt depuis des milieux agités vers des milieux plus calmes dans lesquels viennent s'accumuler les produits transportés à partir des zones plus littorales ; il s'agit dès lors d'un environnement de plate-forme externe.

La sédimentation de cette troisième séquence est contemporaine d'une tectogenèse distensive qui détermine d'une part un début d'enfoncement et de l'autre la différenciation d'une morphologie marquée, responsable de la production de brèches, de l'existence de lacunes et d'érosions profondes atteignant par endroit le substratum siliceux permowérfénien.

Ces événements vont conduire au passage à la sédimentation en milieu pélagique profond, passage enregistré par une succession de faciès caractéristiques à partir des dépôts de plate-forme du Bathonien supérieur, à savoir :

- des calcaires plus ou moins microbréchiques, riches en Crinoïdes auxquels sont éventuellement associés des organismes pélagiques (Ammonites et Posidonomyes) ;

- des surfaces d'érosion et de condensation (hard-ground) ;

- des dépôts carbonatés ou siliceux sédimentés au voisinage ou au-dessous des surfaces de compensation des carbonates et datés de l'Oxfordien moyen.

Un tel enchaînement de faciès a été repéré en de nombreux endroits et à différentes époques dans le Jurassique méditerranéen ; il permet de comprendre de quelle façon un domaine de plate-forme a été intégré progressivement à la marge continentale puis au domaine bathypélagique de l'océan Téthysien.

SOMMAIRE

page

AVANT-PROPOS

Renseignements pratiques

CHAPITRE I : GENERALITES : LA ZONE BRIANCONNAISE DANS
 LA REGION DE BRIANCON

I -	Introduction	1
II -	La série stratigraphique briançonnaise	3
III -	Les grandes lignes de l'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque et au Cénozoïque.	5
IV -	Schéma structural de la zone briançonnaise	13
V -	Objet du présent travail	19

CHAPITRE 2 : LE PROBLEME DES FORMATIONS CONTINENTALES LIEES
 A L'EMERSION LIASIQUE DU DOMAINE BRIANCONNAIS

I -	Les formations rubéfiées du Briançonnais	31
II -	Conclusion	33

CHAPITRE 3 : LES FORMATIONS MARINES DU "DOGGER" BRIANCONNAIS

I-	INTRODUCTION	55
A.	Plan adopté et localisation des coupes	59
B.	Caractérisation sédimentologique des roches carbonatées	61
II-	LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE ROCHE CHARNIERE	67
A.	Coupe-type : la coupe du Ravin du Rochas Roux	71
B.	Quelques variations latérales	74
C.	Passage aux coupes de type Champcella	85
D.	Conclusion sur le "Dogger" de la nappe de Charnière	88

III-	LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE CHAMPCELLA ET SES PROLONGEMENTS SEPTENTRIONAUX	page 93
A.	Le "Dogger" dans la nappe de Champcella s.s. et la 2 ^e écaille	95
B.	Le "Dogger" dans la digitation des Aiguillons et la 3 ^e écaille	141
C.	Le "Dogger" dans la couverture externe du Houiller briançonnais	147
D.	Conclusion sur le "Dogger" de la nappe de Champcella s.l.	163
IV-	LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE	167
A.	Partie frontale de la nappe de Peyre-Haute	169
B.	Digitation de Maravoise : la tectonique cassante synsédimentaire d'âge jurassique ; les discontinuités internes au "Dogger"	189
C.	Unité de la Crête de Vars	235
D.	Conclusion sur le "Dogger" de la nappe de Peyre-Haute	253
V-	LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE RADICALE, LA NAPPE DU CHATELET S.S. ET LA DIGITATION DE LA FONT SANCTE	259
VI-	LE "DOGGER" DANS LES UNITES DU BRIANCONNAIS INTERNE	267
A.	Le "Dogger" dans la couverture interne du Houiller briançonnais et dans l'unité de Ceillac	270
B.	Le "Dogger" dans l'unité de Côte-Belle	274
C.	Le "Dogger" dans l'unité de la Crête des Granges et ses prolongements septentrionaux	276

CHAPITRE 4 : CONCLUSIONS	page 293
--------------------------	-------------

I -	Signification de la discontinuité entre Trias et "Dogger" briançonnais	297
II -	Les trois séquences sédimentaires du "Dogger" et les modalités de la transgression sur l'île briançonnaise	303
III -	Comparaison avec les régions voisines	309
IV -	Passage des dépôts de faible profondeur aux dépôts pélagiques profonds	313
V -	Conclusion générale	319

BIBLIOGRAPHIE	321
---------------	-----

LISTE DES TABLEAUX, FIGURES ET PLANCHES	347
---	-----

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	351
------------------------------------	-----

AVANT-PROPOS

Ce mémoire est l'aboutissement de plusieurs années de travail passées au Centre de Géologie Générale de l'École des Mines de Paris où Monsieur le Professeur M. LEMOINE m'accueillit en 1973. Pour la confiance qu'il m'a témoignée et sa très grande connaissance de la géologie alpine dont il m'a fait bénéficier, je tiens à ce qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je tiens également à exprimer ma plus vive reconnaissance à Monsieur le Professeur G. LUCAS, directeur de cette thèse. Son expérience de la géologie briançonnaise et sa culture quasi universelle, m'ont été précieuses à bien des instants.

Messieurs les Professeurs J. AUBOUIN et J. DEBELMAS ont bien voulu participer au Jury ; qu'ils soient remerciés à la fois de l'honneur qu'ils me font et de l'attention qu'ils m'ont apportée à cet égard !

Ma reconnaissance va évidemment vers tous les membres de l'"équipe briançonnaise" auprès desquels j'ai trouvé entrain, amitié et collaboration : MM. M. BOURBON, P.C. de GRACIANSKY et Madame J. MEGARD-GALLI. Ils ont été les compagnons de nombreuses courses en montagne auxquelles participait souvent G. BELLON. Une place toute particulière revient à P.C. de GRACIANSKY qui n'a épargné ni son temps, ni sa peine pour m'aider à mener cette étude à son terme, et qui a bien voulu faire partie de mon Jury.

J'ai retiré le plus grand profit d'entretiens avec MM. BEAUDOIN, P. CRÔS et J. DELFAUD ; je leur dois mon initiation à l'étude des bassins sédimentaires et notamment des carbonates de plate-forme. J'ai bénéficié également des avis précieux de MM. A. BAUD et D. HACCARD.

Je ne saurais oublier tous les spécialistes qui m'ont assuré leur concours : MM. E. FOURCADE, L. HOTTINGER, M. LYS et J. SIGAL (déterminations micropaléontologiques) ; Monsieur le Professeur G. MILLOT, M. LAMOUREUX et M^{elle} H. PAQUET (formations rubéfiées) ; MM. J.J. CHATEAUNEUF, R. FEYS et J.P. RAGOT (charbons) ; J.J. CHAUVEL (chlorites).

Ma reconnaissance s'adresse également à tout ceux qui, par leur efficacité et à l'obligeance desquels j'ai souvent fait appel, ont contribué à la réalisation de ce travail : M^{elles} D. BARBETTE, M. CLAVE, E. HILAIRE et MM. J. MEHAC, A. PINAULT, H. PINAULT et R. ROZAN pour l'édition de ce mémoire ; MM. M. FARRIEU et M. PINAULT pour la confection des nombreuses lames minces.

Je ne saurais oublier enfin mes parents et ma femme dont les encouragements et l'abnégation m'ont grandement aidé à trouver la liberté de temps et d'esprit indispensable pour la mise au point de ma thèse.

Je leur dédie ce travail.

+

+

+

RENSEIGNEMENTS PRATIQUES

Afin d'alléger le texte, la description de la plupart des coupes est portée en légende des figures correspondantes. Ces figures, de même que les planches photographiques, sont placées à la fin des grandes subdivisions.

Pour retrouver aisément les descriptions recherchées, le lecteur pourra se reporter aux pages 62 et 63 (localisation des coupes), 348 à 349 (liste des figures) et 351 (liste des planches photographiques).

- Systèmes de numérotation -

(72-23) numéro d'échantillon

72 désigne l'année du prélèvement

23 est un numéro d'ordre

nota : seuls les numéros d'ordre figurent le long des colonnes lithostratigraphiques ; l'année n'est mentionnée (par un chiffre entre parenthèses) que pour le premier échantillon en partant du haut.

(18) numéro de coupe (de 1 à 50).

Ce numéro est présent lors de chaque description et sur les figures. La liste des coupes avec les numéros correspondants se trouve pages 62 et 63.

(6) numéro en italique utilisé seulement dans le premier chapitre ; il se rapporte aux unités présentées sur le schéma structural. Voir légende pages 24 et 25.

(photo 14-5) désigne la photographie n° 5 de la planche 14.

GENERALITES : LA ZONE BRIANCONNAISE DANS LA REGION DE BRIANCON

	Page
I <u>INTRODUCTION</u>	3
II <u>LA SERIE STRATIGRAPHIQUE BRIANCONNAISE</u>	5
1/ <u>L'ensemble inférieur</u>	5
a) Le Permien supérieur et le Werfénien	5
b) Le Trias moyen et supérieur	6
c) Le Lias inférieur	8
2/ <u>La lacune du Lias supérieur et du Dogger inférieur</u>	8
3/ <u>L'ensemble supérieur</u>	8
a) Le Dogger supérieur	8
b) Les séries pélagiques du Malm à l'Eocène moyen	9
III <u>LES GRANDES LIGNES DE L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU DOMAINE BRIANCONNAIS AU MESOZOIQUE ET AU CENOZOIQUE</u>	13
IV <u>SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE BRIANCONNAISE</u>	19
1/ <u>Les unités du Briançonnais occidental</u>	20
a) La nappe de Roche Charnière	20
b) La nappe de Champcella	20
c) La nappe de Peyre-Haute s.l.	21
d) La nappe d'Assan s.s.	22
e) La faisceau de plis du Béal-Traversier et la nappe de l'Agnelil-Pategou	22
2/ <u>Les unités du Briançonnais oriental</u>	22
a) L'unité de Ceillac-Chiappera	22
b) Les unités de la Chapelue et de la Pointe de Rasis	22
c) La zone d'Acceglio	23
V <u>OBJET DU PRESENT TRAVAIL</u>	29

GENERALITES : LA ZONE BRIANCONNAISE DANS LA REGION DE BRIANCON

*Rappel stratigraphique, paléogéographique et structural ;
raisons d'une étude sédimentologique du Dogger briançonnais.*

I - INTRODUCTION

La zone briançonnaise, d'abord définie (Ch. LORY, W. KILIAN, M. GIGNOUX, L. MORET...) dans le pays briançonnais proprement dit, se suit sur toute la courbure de l'arc alpin occidental, depuis les Alpes Ligures au S jusqu'aux Alpes Savoyardes et Suisses au N (fig. I).

Elément de l'ensemble pennique, la zone briançonnaise est encadrée, vers l'extérieur (à l'W), par la zone subbriançonnaise et, vers l'intérieur (à l'E), par la zone piémontaise.

La région qui fait l'objet de ce travail comprend la totalité du pays briançonnais, ainsi qu'une partie du Queyras et de la Haute-Ubaye. Limitée au N par les massifs du Galibier et des Cerces et au S par le massif de la Font Sancte, elle est entièrement comprise dans le département des Hautes-Alpes. Cependant, j'aurai, à maintes reprises, l'occasion de faire référence, pour comparaisons, à d'autres secteurs de la zone briançonnaise (Ubaye, Vanoise, Préalpes Médiannes) ainsi qu'à d'autres zones tectoniques de l'ensemble pennique choisies sur la transversale de Briançon.

Du fait de la complexité de la géologie briançonnaise, il me paraît nécessaire de replacer cette étude dans son contexte général. Le premier chapitre sera donc consacré aux introductions stratigraphiques, paléogéographiques et structurales indispensables pour la bonne compréhension des faits sédimentologiques développés dans les chapitres suivants.

II - LA SERIE STRATIGRAPHIQUE BRIANCONNAISE

Au-dessus d'un socle cristallin anténamurien (massif du Ruitor ; ELLENBERGER, 1958 ; FABRE, 1961) et d'une puissante série continentale et détritique (molasses varisques) d'âge permo-carbonifère (FABRE, 1961 ; FEYS, 1963 ; BLOCH, 1966) repose, en discordance, une série mésozoïque et cénozoïque dans laquelle on peut reconnaître deux ensembles superposés :

- Un ensemble inférieur (Permien supérieur, Trias et Lias inférieur) puissant d'un millier de mètres environ et constitué par des dépôts de plate-forme, d'abord détritiques (fluviatiles ou côtiers), puis carbonatés (marins).

- Un ensemble supérieur (Dogger à Eocène moyen) peu épais (quelques centaines de mètres au plus), parfois lacunaire, représenté par des dépôts pélagiques essentiellement carbonatés puis détritiques.

Ces deux ensembles sont séparés par une lacune du Lias supérieur et du Dogger inférieur. Cette lacune correspond, au moins dans certaines régions du domaine Briançonnais, à une émersion. La base de l'ensemble supérieur (Dogger ou Malm) repose sur l'un quelconque des termes de l'ensemble inférieur.

I/ L'ensemble inférieur

a) Le Permien supérieur et le Werfénien sont détritiques. Le premier (quelques dizaines à 200 m), connu sous le faciès dit "Verrucano", passe progressivement vers le haut au second (50 à 200 m) qui, représenté par des quartzites blancs à grain fin, azoïques, massifs ou lités, à stratifications entrecroisées, ripple marks et fentes de dessiccation, s'est vraisemblablement déposé en milieu fluviatile ou en bordure d'une côte sablonneuse très plate. Le Werfénien supérieur (quelques m ou dizaines de m), représenté par des dolomies gréseuses, des pélites versicolores et des évaporites, jalonne des zones de dislocation et ne se rencontre qu'exceptionnellement en place.

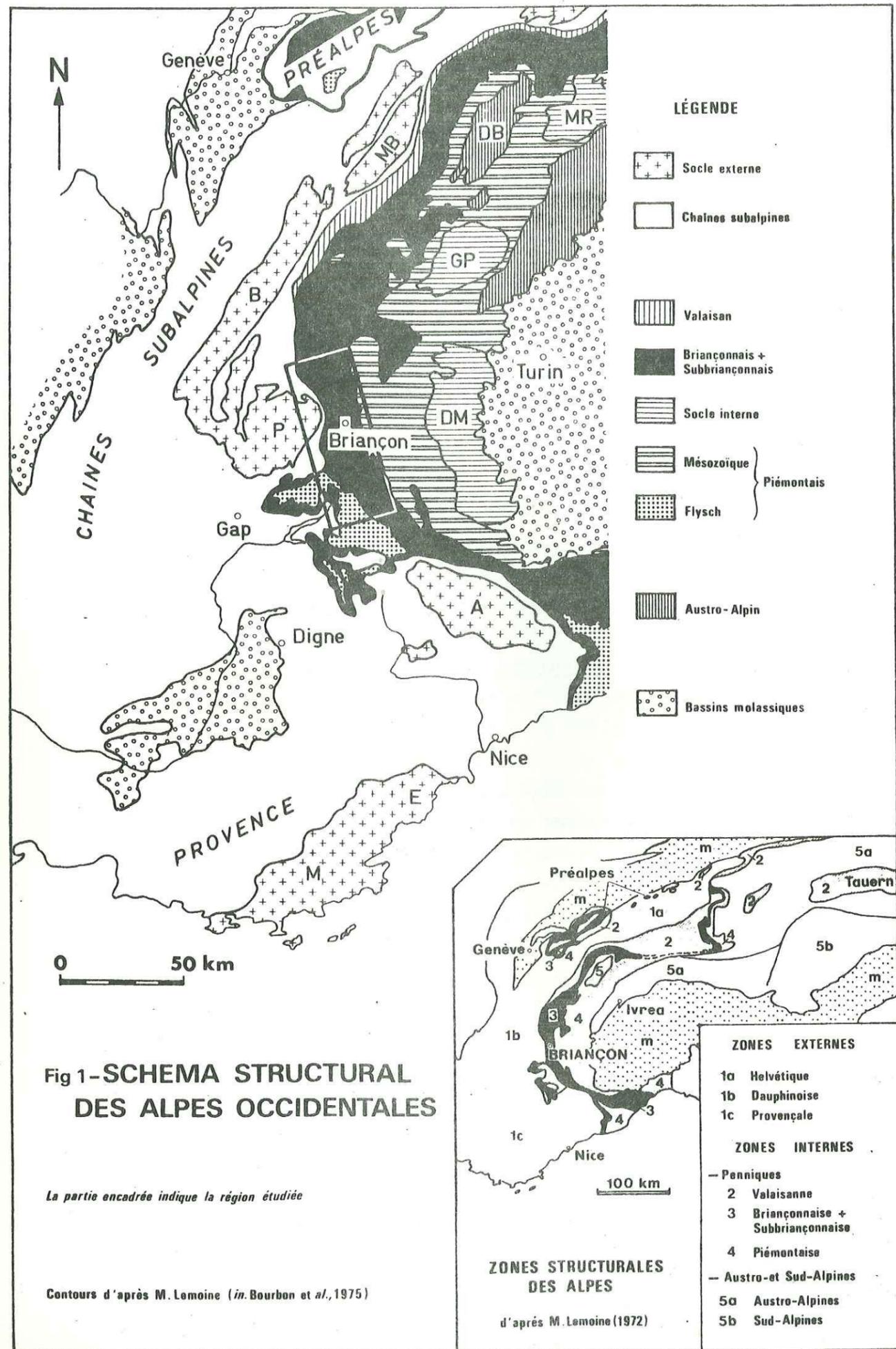


Fig 1 - SCHEMA STRUCTURAL DES ALPES OCCIDENTALES

La partie encadrée indique la région étudiée

Contours d'après M. Lemoine (in Bourbon et al., 1975)

b) Le Trias moyen et supérieur forme un ensemble à dominante carbonatée très épais (plus de 1 000 m). A. BAUD et J. MEGARD-GALLI (1975) y distinguent 6 cycles sédimentaires majeurs (fig. 2) :

- Cycle I (Anisien p.p.) (150 m). Ce cycle marque l'installation d'une sédimentation carbonatée de plate-forme. Il s'achève avec la mise en place de pélites versicolores (émersion généralisée).

- Cycle II (Anisien supérieur ? - Ladinien). Il comprend :

1) Les calcaires rubanés (100 à 200 m) constitués par une succession de séquences régressives se terminant par des dolomies claires. Des niveaux bréchiques, parfois grossiers, peuvent s'y intercaler. La partie supérieure des calcaires rubanés est dolomitique (dolomie noire). Ces dépôts caractérisent un milieu légèrement sursalé de "flat" intertidal.

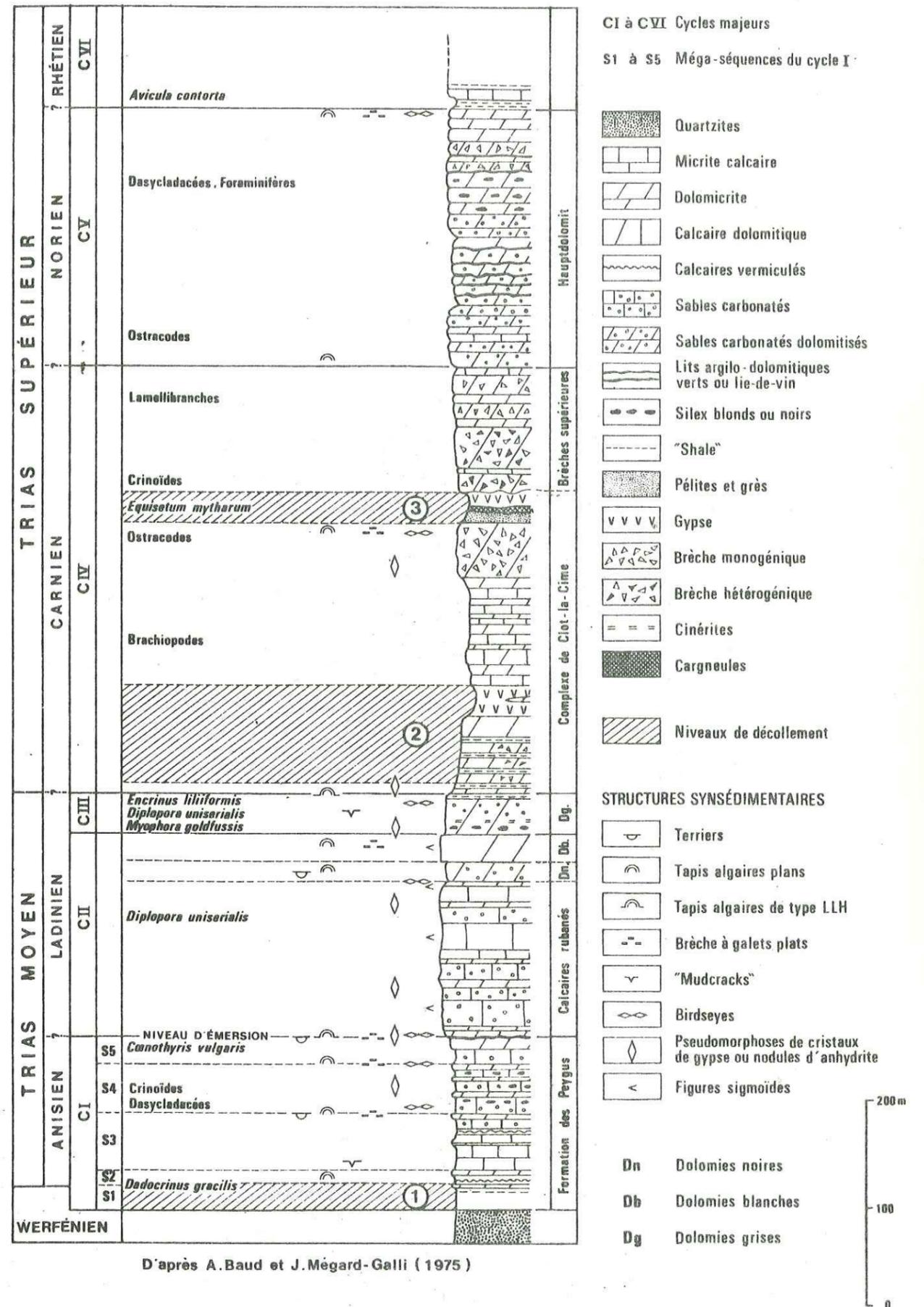
2) La dolomie blanche (20 m) déposée dans un milieu périodiquement émergé. Elle constitue la partie régressive du cycle II.

- Cycle III (Ladinien supérieur) (30 m). Il est représenté par la dolomie grise : grainstone fossilifère à stratifications obliques. Sa partie supérieure, régressive, voit l'installation d'un algal mat à birds-eyes et pseudomorphoses de gypse.

La succession dolomies noire et blanche (cycle II), puis grise (cycle III), forme une trilogie très caractéristique en Briançonnais et facilement repérable dans le paysage.

- Cycle IV (Carnien p.p.). Il est caractérisé par des dépôts carbonatés, détritiques et évaporitiques dans lesquels les formations bréchiques schisto-dolomitiques intraformationnelles prennent un développement considérable (MEGARD-GALLI, 1972). D'épaisseur variable (quelques dizaines à centaines de mètres), cet ensemble, qui s'est déposé en milieu extrêmement confiné, enregistre une activité tectonique syn-sédimentaire (brèches, glissements, failles...) importante, ressentie un peu partout dans la chaîne alpine (CROS et LAGNY, 1969).

Fig.-2-Coupe synthétique du Trias moyen et supérieur carbonaté à faciès briançonnais



- Cycle V (Carnien supérieur ? - Norien). Il correspond (MEGARD-GALLI, 1972 et 1974) à la reprise d'une sédimentation carbonatée rythmique (séquences régressives) en milieu infra- et supratidal avec émergences fréquentes : 250 à 300 m de dolomies bien litées avec interlits argileux et siliceux (faciès apparenté à celui de la "Hauptdolomit" des domaines sud-alpin et piémontais).

- Cycle VI (Rhétien p.p.). Le Rhétien est ici représenté sous son faciès classique du SW de la France : alternance d'argilites, dolomies et calcaires lumachelliques à *Avicula contorta* (10 à 50 m). Il est localement discordant (nappe de Peyre-Haute s.s.) sur le Norien sous-jacent.

c) Le Lias inférieur (Hettangien - Sinémurien) est constitué par une alternance de calcaires bien lités, oolithiques, bioclastiques ou finement détritiques, surmontée de calcaires dolomitiques, plus massifs et à zones siliceuses (40 m).

2/ La lacune du Lias supérieur et du Dogger inférieur

Elle est générale et paraît bien correspondre à une émergence du domaine Briançonnais. Celui-ci devait être alors une grande île allongée (sur plusieurs centaines de km) et soumise à l'action d'un climat latéritisant. Des formations latéritiques ou bauxitiques sont en effet connues dans les Préalpes médianes (GENGE, 1958 ; BADOUX et de WEISSE, 1959 ; VERNET, 1964a et b) ainsi qu'en Vanoise (ELLENBERGER, 1955 et 1958). Une érosion subaérienne est vraisemblablement à l'origine de la discordance cartographique observable entre les ensembles inférieur et supérieur.

3/ L'ensemble supérieur (fig. 3)

Cet ensemble, appelé série post-liasique Briançonnaise, est remarquable par sa faible épaisseur et ses lacunes stratigraphiques. Les dépôts qui caractérisent cette série, d'abord néritiques (Dogger supérieur), deviennent rapidement pélagiques (Malm à Eocène moyen).

a) Le Dogger supérieur, ou ce qui est classiquement considéré comme tel (0 à 50 m), est essentiellement calcaire. Sa base, datée par place du Bathonien, est souvent conglomératique avec, localement,

des intercalations de niveaux charbonneux. Les calcaires, généralement sombres et fétides, bioclastiques, graveleux ou oncolithiques, parfois lithoclastiques, se sont déposés en milieu marin calme et peu profond.

b) Les séries pélagiques du Malm à l'Eocène moyen. Elles sont de deux types (LEMOINE, 1953) :

I- Les séries lacunaires : ce sont les séries "classiques" décrites entre autres par W. KILIAN, M. GIGNOUX et L. MORET, F. BLANCHET et D. SCHNEEGANS dans l'ensemble de la zone Briançonnaise.

2- Les séries apparemment continues : elles rappellent, par certains caractères, celles de la zone subBriançonnaise et ne sont connues que dans la région même de Briançon.

I) Les séries lacunaires

- Le Malm : quand il existe, il repose sur le Trias, le Lias ou le Dogger et forme une barre calcaire de 10 à 30 m comportant :

- à la base, des calcschistes rouges dits "argoviens" ;
- puis des calcaires noduleux roses à Ammonites

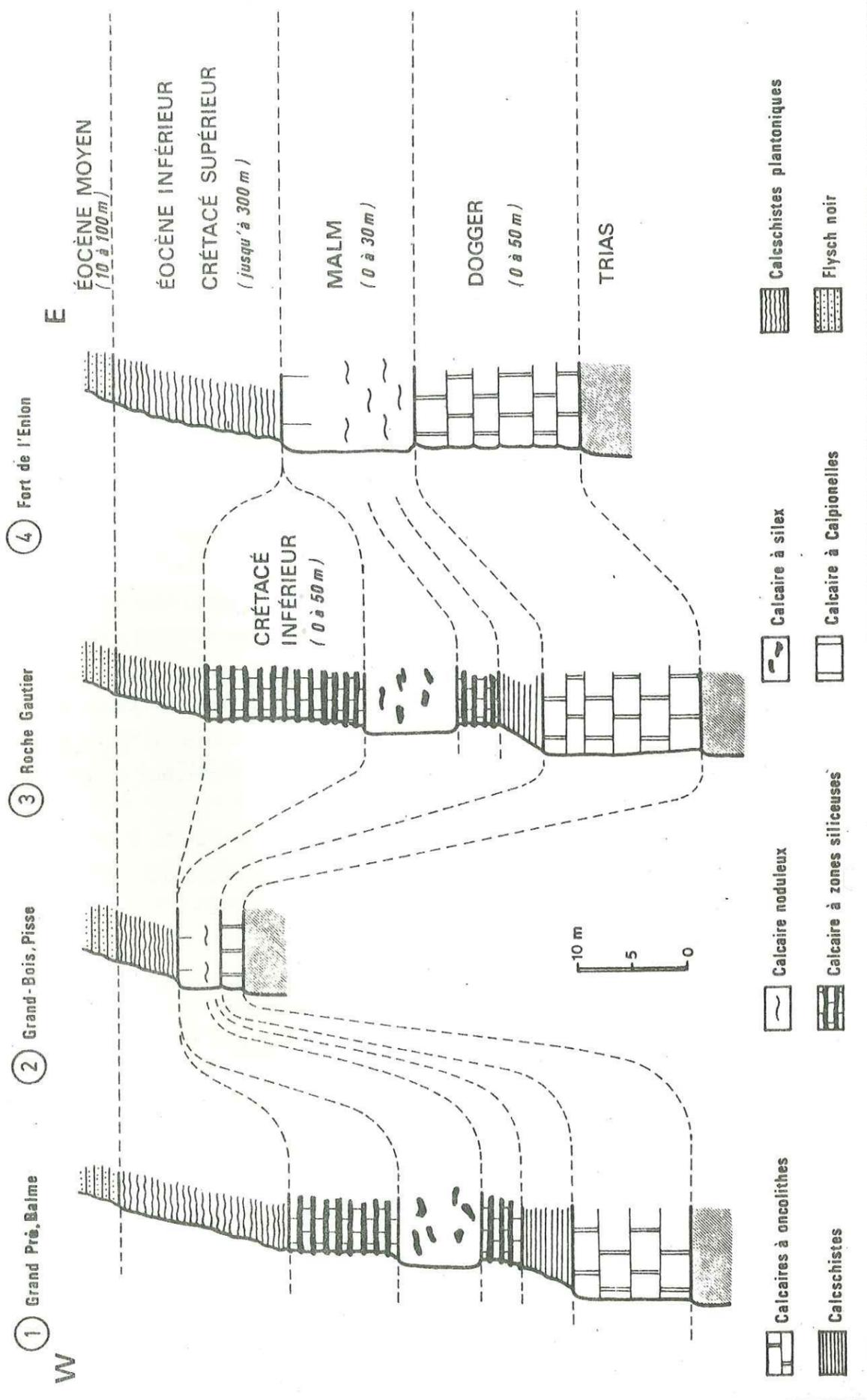
(faciès "ammonitico-rosso"), plus connus sous le nom de "Marbres de Guillestre", vraisemblablement d'âge oxfordien supérieur et kimméridgien (*Globigerinidae* et *Saccocomidae*) ;

- et au sommet, des calcaires massifs à grain fin, de couleur claire, du Portlandien et peut-être du Berriasien (Calpionelles et Radiolaires).

- Le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur (quelques m à 200 m) : calcaires plus ou moins marneux rouges, verts ou gris à *Globigerinidae* et *Globotruncanidae* ou *Globorotaliidae*, appelés "Calcschistes planctoniques" ou encore "Marbres en plaquettes". Ils reposent sur le Trias ou le Jurassique. Leur base est souvent marquée par un encroûtement ferrugineux et phosphaté ; un niveau analogue, ou un cordon de nodules phosphatés, souligne parfois la limite Crétacé - Tertiaire (BOURBON, 1971 a, b, c ; BOURBON et al., 1975).

- L'Eocène moyen (10 à 100 m) : schistes pélitiques ou argilo-pélitiques noirs, au sein desquels s'intercalent de minces bancs de grès ou de quartzites bruns, ainsi que, localement, des niveaux plus ou moins

Fig.3 - Quelques exemples de séries post-triasiques briançonnaises



lenticulaires de microbrèches pouvant contenir des Nummulites. Cet ensemble, improprement désigné sous le terme de "Flysch noir", succède presque toujours en concordance aux calcschistes planctoniques.

Dans ces séries lacunaires, il faut remarquer la lacune, vraisemblablement sous-marine, du Crétacé inférieur et moyen, lacune qui, parfois, peut englober la totalité du Crétacé.

Il semble que l'on puisse distinguer deux modes de répartition de ces séries (BOURBON, 1971a) :

- des aires étendues où la série reste pratiquement la même (par exemple toute la partie frontale de la nappe de Peyre-Haute) ;
- des zones où la série est extrêmement variable dans le détail, d'un point à l'autre, parfois à quelques mètres de distance (par exemple la "troisième écaille", autour de la klippe de Serre Chevalier).

2) Les séries apparemment continues (BOURBON et al., 1975)

- Le Malm (5 à 30 m), de bas en haut :
 - Calcschistes fissiles noirs, gris ou verdâtres, évoquant les "terres noires" oxfordiennes des zones externes, absents dans certaines coupes (5 à 15 m) ;
 - reposant sur la formation précédente ou directement sur le Dogger, 5 à 10 m de calcaires micritiques à Radiolaires et bandes siliceuses blanches, roses ou vertes (Oxfordien supérieur à Portlandien inférieur) surmontés par 2 à 10 m d'un calcaire massif clair à silex (Portlandien supérieur).
- Le Crétacé inférieur (5 à 50 m) : calcaire en petits bancs onduleux (Berriasien) et calcaires gris, lités, à zones siliceuses blanches (Néocomien post-berriasien ?)
- Le Crétacé supérieur et l'Eocène inférieur (10 à 100 m) : "Marbres en plaquettes" analogues aux précédents et pouvant succéder au Néocomien par l'intermédiaire :
 - soit de jaspes et pélites noirs d'âge non déterminé (SE de Champcella) ;
 - soit de quelques mètres de marnes schisteuses noires d'âge aptien-albien (DEBELMAS et LEMOINE, 1963) ;

- soit d'une croûte phosphatée.

- 1' Eocène moyen (quelques dizaines de mètres) : Flysch noir.

3) Signification des deux types de séries.

Les deux types de séries pélagiques post-Dogger se disposent approximativement suivant des aires parallèles aux unités structurales actuelles. Cette répartition devait, vraisemblablement, être liée au relief des fonds marins ("sea-mounts" et dépressions) : sur les "sea-mounts", l'action des courants serait à l'origine des lacunes observées dans les séries à sédimentation lacunaire, tandis que, dans les sillons, la sédimentation serait continue.

La profondeur des dépôts, voisine de celle du niveau de compensation de la calcite, expliquerait, par la dissolution des carbonates, la condensation stratigraphique (BOURBON et al., 1973).

III - LES GRANDES LIGNES DE L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU DOMAINE BRIANCONNAIS AU MESOZOIQUE ET AU CENOZOIQUE

Avec le dépôt des formations détritiques du Werfénien s'achève le nivellement du socle sialique varisque. C'est cette surface, très plate, que la mer transgresse à l'aube du Trias moyen.

*les
abords*

Dès lors, et jusqu'au Lias inférieur, une sédimentation carbonatée et/ou évaporitique de plate-forme subsidente s'installe dans le bassin briançonnais. Celui-ci apparaît comme une dépendance de la Téthys triasique dont il enregistre toutes les pulsations. La sédimentation sera marquée par trois faits dominants :

- 1) Transgression généralisée du Ladinien supérieur ;
- 2) Mobilité synsédimentaire au Carnien ;
- 3) Transgression généralisée de l'Infralias.

Les distensions liasiques, générales dans la chaîne alpine, conduisent au morcellement de la plate-forme triasique et à l'individualisation de domaines sédimentaires bien différenciés (fig. 4) : le domaine briançonnais émerge, tandis que les domaines qui l'encadrent restent franchement marins.

Au Dogger supérieur, le domaine briançonnais s'affaisse et le Malm inférieur voit la généralisation des faciès franchement pélagiques. Ce domaine, qui doit être représenté comme un système de "sea-mounts" et dépressions, se trouve progressivement porté à des profondeurs de plus en plus grandes. Il assure ainsi la liaison entre le domaine dauphinois, peu profond, et le domaine "océanique" piémontais.

Au Crétacé supérieur-Paléocène, la sédimentation s'uniformise (boues à Globigérines). Toutefois, une tectonique synsédimentaire est à l'origine de la mise en place d'importantes brèches d'escarpement.

A l'Eocène moyen, les mouvements de compression qui affectent des domaines extra-briançonnais, sont responsables de l'arrivée de matériel détritique ; avec le dépôt du Flysch noir se détermine l'histoire marine du domaine briançonnais.

Fig. 4 : Essais de coupes palinspastiques à travers les domaines paléogéographiques des Alpes occidentales.
(in : BOURBON et al., 1975).

Domaine paléogéographiques :

D = Dauphinois (Externe) ; SB = Subbriançonnais ;
B = Briançonnais *s. str.* ; B_A = Acceglien et Cottien (Briançonnais interne) ; P_p = pré-Piémontais ; P = Piémontais *s. str.* ;
SA = Sud-Alpin.

Ces coupes qui permettent de concevoir l'évolution paléogéographique des Alpes Occidentales au Jurassique sont purement théoriques.

Deux hypothèses de base ont été adoptées :

1. Tout le domaine des Alpes occidentales est en distension dès le Lias supérieur ;
2. Les Ophiolites de la zone piémontaise représentent les restes d'une ancienne "croûte océanique" du domaine correspondant. Autrement dit, la distension a progressivement séparé les cratons européen (domaines D, SB, B, B_A et P_p) et africain ou intermédiaire (SA) et donné naissance à un "océan piémontais néoformé au Jurassique".

Les coupes choisies représentent deux étapes marquantes de la dislocation puis de l'affaissement de la plate-forme carbonatée subsidente antérieure (triasique surtout) : La première de ces étapes, au Lias supérieur correspond au début de la distension, avec naissance supposée de failles normales et émergence du domaine briançonnais *sensu lato*. L'immersion et l'affaissement progressif de ce domaine conduisent à la deuxième étape représentée ici (Malm-début Crétacé) pour laquelle de nombreuses variantes sont envisageables. Deux d'entre elles ont été arbitrairement choisies :

1. Le domaine briançonnais, affaissé à une profondeur relativement grande, apparaît comme une simple transition entre les domaines pélagiques dauphinois relativement peu profond et piémontais plus profond.
2. Le domaine briançonnais apparaît comme un haut-fond pélagique relatif entre les domaines subbriançonnais et piémontais.

Dans tous les cas, le domaine briançonnais doit être représenté comme un système de "sea-mounts" et dépressions. Seule, l'interprétation faite en chaque point de la condensation du Malm-Crétacé inférieur (courants balayant des "sea-mounts" ou dépôts à grande profondeur) permet de choisir entre les différentes variantes.

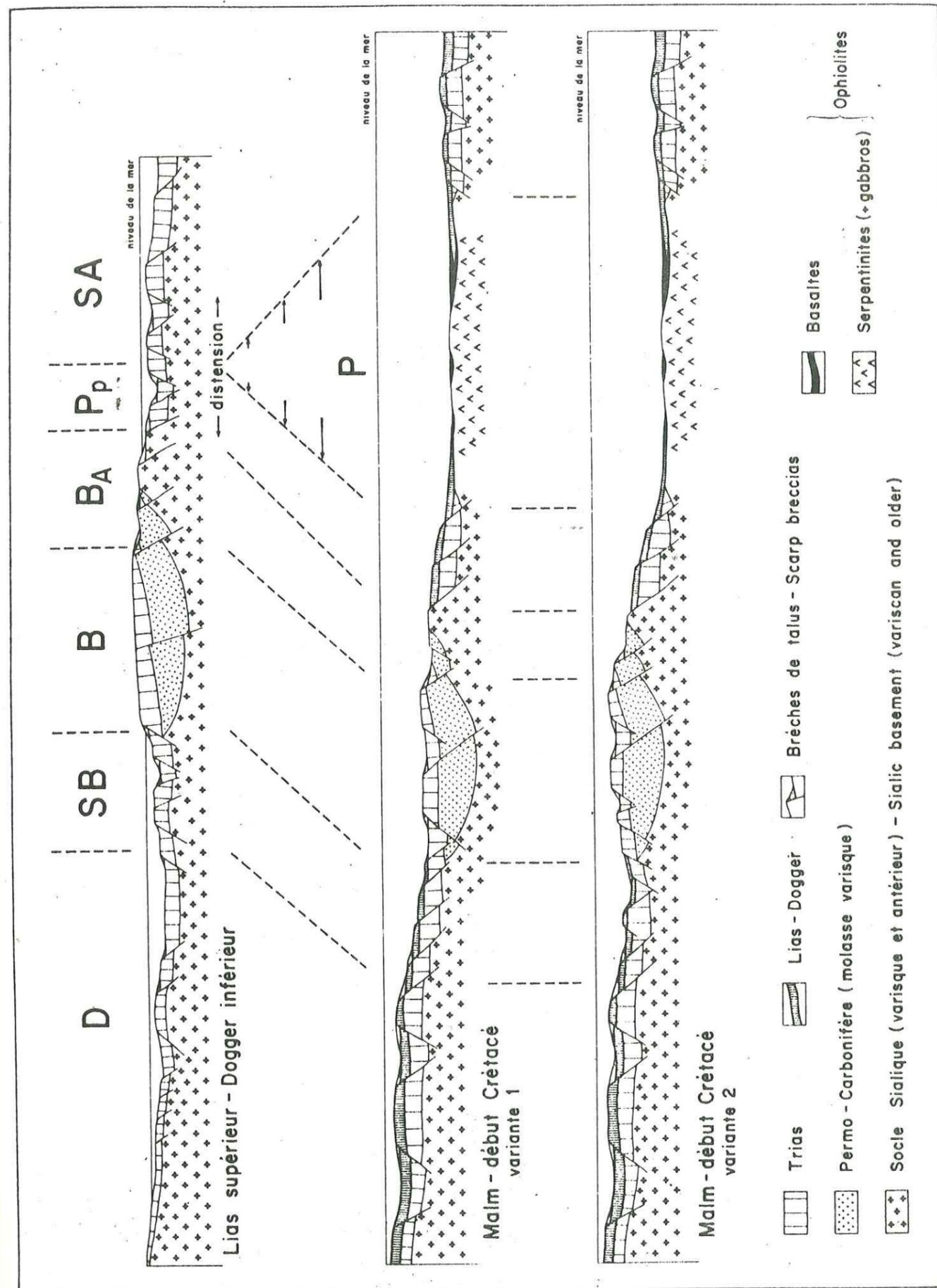


Fig. 4

Dès lors et jusqu'au milieu de l'Oligocène, le paroxysme tectonique prend son maximum d'intensité. Il est responsable, dans les zones internes, de la mise en place des nappes, du métamorphisme alpin et du rétrocharriage. Depuis la fin de l'Oligocène, réajustements verticaux (encore actuels) et phases de contraction se succèdent pour donner à la chaîne alpine son visage actuel.

IV - SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE BRIANCONNAISE

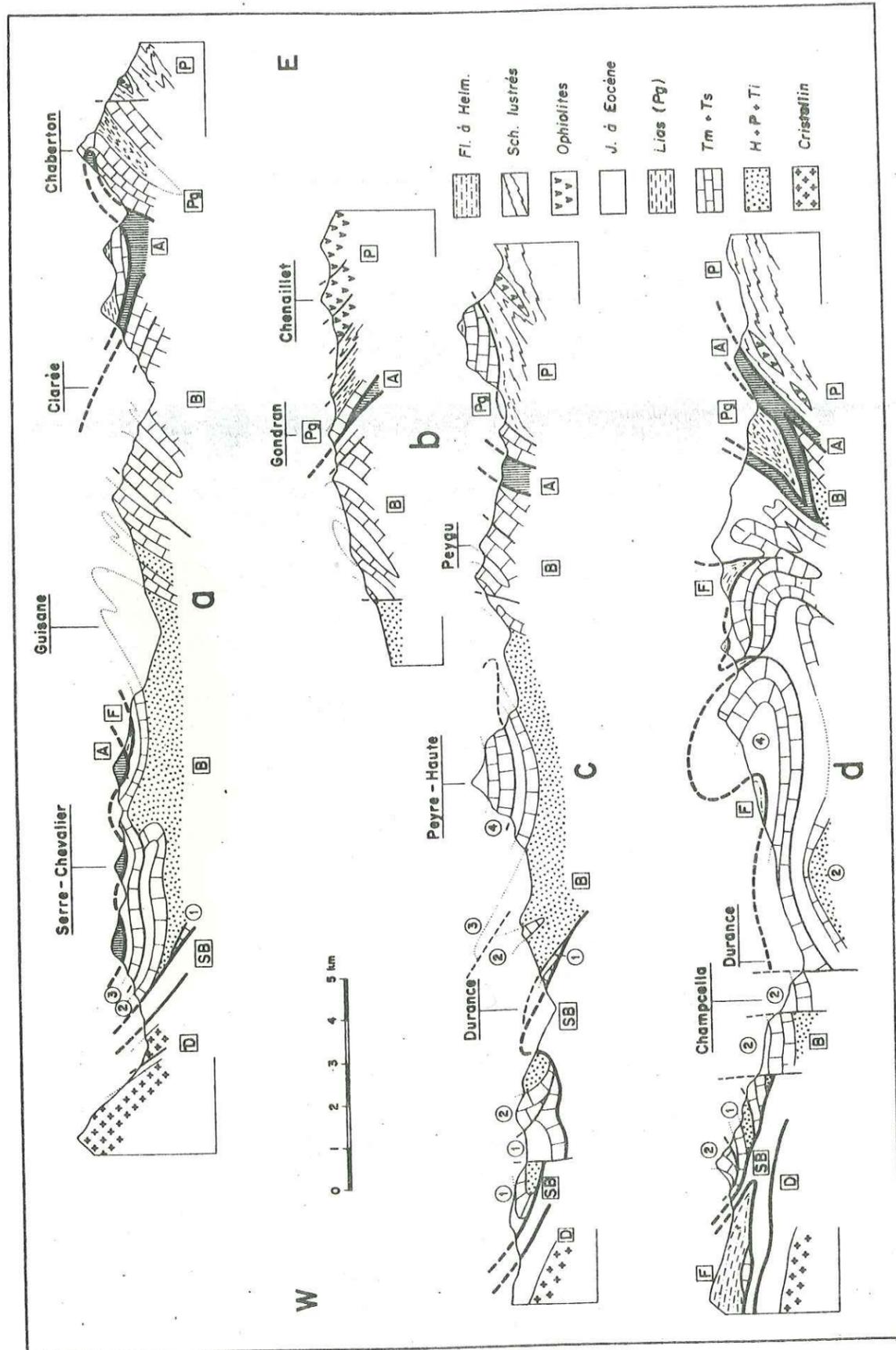


Fig. 5

La structure de la zone briannonnaise (fig. 5) est commandée par l'existence de trois surfaces de décollement intratriasiques passant au niveau (fig. 2) :

- 1) des schistes, cargneules et gypses du sommet du Werfénien. C'est le niveau de décollement majeur en Briançonnais ; il rend indépendant le substratum siliceux d'âge paléozoïque puis werfénien de sa couverture carbonatée post-werfénienne ;
- 2) des gypses interstratifiés dans le complexe schisto-dolomitique basal du Carnien inférieur ;
- 3) des gypses, pélites et grès à Equisetum du Carnien supérieur.

Le substratum (3, planche I) affleure largement dans la zone houillère briannonnaise, au N de Briançon. Vers le S, du fait d'un plongement axial généralisé, il s'ennoie :

- dans la vallée de la Durance, au NE de l'Argentière ;
- dans l'anticlinal du col des Ayes.

Fig. 5 : Coupes structurales schématiques à travers la zone briannonnaise entre Briançon et Guillestre (in BOURBON et al., 1975).
(voir emplacement des coupes sur le schéma structural de la zone briannonnaise, planche I).

Unités structurales majeures : D, zone externe dauphinoise.- SB, zone subbriannonnaise.- B, zone briannonnaise.- A, zone d'Acceglio (Ecailles intermédiaires).- Pg, zone prépiémontaise du Gondran.- P, zone piémontaise s.l.
Unités de couverture du Briançonnais externe : 1, Roche Charnière.- 2, Champcella.- 3, Condamine.- 4, Peyre-Haute externe.

Ce même anticlinal, déversé vers l'E, sépare deux régions d'inégale importance (DEBELMAS et LEMOINE, 1962) :

- à l'W, le Briançonnais occidental ou externe, essentiellement constitué d'un empilement de nappes de couverture poussées vers l'extérieur ;

- à l'E, le Briançonnais oriental ou interne, faisceau de plis et d'écaillés déversés vers l'E (rétrocharriage) et refoulés sur les Schistes lustrés piémontais (25).

I/ Les unités du Briançonnais occidental

a) La nappe de Roche Charnière (4)

Chevauchant l'étroite zone subbriançonnaise (2), la nappe de Roche Charnière représente l'unité briançonnaise la plus externe. Très laminée au S, cette unité se dilate vers le N (Tête de Gaulent, Tête d'Oréac) et disparaît aux environs de Vallouise. Plus au N, quelques lambeaux lui sont attribués et constituent la 1° écaille du massif de Montbrison (4).

b) La nappe de Champcella (6)

Surmontant la nappe de Roche Charnière en rive droite de la Durance, la nappe de Champcella représente la partie décollée de la série inférieure du Guil (7). Cette dernière, couverture normale du Houiller briançonnais, affleure en fenêtre dans les vallées du Guil, du Cristillan et du Rioubel. Au S de Champcella, un ensemble de petites écaillés isoclinales ou digitation du Ponteil-1'Aubrèau (5) constitue la partie occidentale de la nappe de Champcella. Au N de la Roche-de-Rame, une duplication de la nappe de Champcella forme la digitation des Aiguillons (7). Au N de l'Argentière, nappe de Champcella et digitation des Aiguillons se prolongent respectivement par les 2° et 3° écaillés du massif de Montbrison (6 et 7). Ces unités passent, en rive gauche de la Guisane (massifs du Galibier et des Cerces), à la couverture externe de la zone houillère briançonnaise (8).

c) La nappe de Peyre-Haute s.l.

I) au N du Guil

Superposée à la nappe de Champcella, elle est limitée, à l'W, par la faille de la Durance. Cette unité doit être subdivisée en deux parties :

- une partie frontale plongeant vers l'W ou nappe de Peyre-Haute s.s. (10) ; sa marge interne, rebroussée (série inverse), forme la digitation de Maravoise (11).

- une partie radicale ployée en une charnière anticlinale ou nappe de Peyre-Haute radicale (13).

Cette distinction est motivée par le fait que la séquence triasique de chaque partie est différente : Carnien sommital, Norien et éventuellement Rhétien pour la première, Anisien, Ladinien et Carnien inférieur pour la seconde. L'une comme l'autre disparaissent au S de Briançon.

2) au S du Guil

L'homologue de la nappe de Peyre-Haute s.l., au S du Guil, paraît être celle du Châtelet s.l. C'est l'élément tectonique majeur des massifs d'Escreins et de la Font Sancte ; on peut y distinguer trois unités se chevauchant d'W en E :

- La nappe du Châtelet s.s. ou digitation de Manoal (12) ;

- L'unité de la Crête de Vars (10) correspondant à la partie frontale de la nappe ;

- La digitation de la Font Sancte (13) représentant la partie la plus interne.

Le parallélisme entre ces trois unités et les montagnes N du Guil est difficile à établir du fait des nombreuses complications tectoniques. L'unité de la Crête de Vars se suit jusqu'à la partie frontale de la nappe de Peyre-Haute (présence de Norien dans les deux cas), tandis que la digitation de la Font Sancte se prolonge structurellement par les Crêtes occidentales d'Assan, partie interne de la nappe de Peyre-Haute. Si distinctes au N, parties frontale et interne (ou radicale) ne seraient séparées, au S du Guil (massif du Cugulet), que par une simple faille chevauchante. Ainsi, pour J.C. BARFETY, J. DEBELMAS et M. GIDON (1972), et malgré leurs séquences triasiques différentes, ces deux parties constitueraient une seule et même nappe.

d) La nappe d'Assan s.s. (17)

Elle chevauche la partie interne de la nappe de Peyre-Haute s.l. et est essentiellement constituée par du Trias moyen.

e) Le faisceau de plis du Béal-Traversier et la nappe de l'Agnelil-Pategou

Ces unités doivent leur individualisation à l'existence locale de niveaux de décollement à la base du Dogger et dans la partie inférieure des calcschistes du Crétacé supérieur.

Le faisceau de plis du Béal-Traversier, à matériel essentiellement jurassique, se subdivise en :

- 1- une unité inférieure (14) correspondant à la partie décollée du corps triasique de la nappe de Peyre-Haute radicale ;
- 2- une unité supérieure (18) correspondant à la partie décollée du corps triasique de la nappe d'Assan s.s.

Le matériel crétacé-éocène décollé des nappes de Peyre-Haute et d'Assan vient chevaucher la digitation de Maravoise (11) et constitue la nappe de l'Agnelil-Pategou (16).

2/ Les unités du Briançonnais oriental

a) L'unité de Ceillac-Chiappera (19)

Au S du Guil, l'unité de Ceillac-Chiappera est faite d'une série d'écailles et de replis souples intéressant surtout du matériel post-triasique. Au N, elle conserve les mêmes structures et devient solidaire de la nappe d'Assan s.s. ; elle forme alors la nappe d'Assan s.l. puis, à partir du col des Ayes, la couverture interne de la zone houillère briançonnaise (19).

b) Les unités de la Chapelue (20) et de la Pointe de Rasis (21)

A dominante triasique, elles sont toutes deux isoclinales et renversées vers l'ENE. Nettement individualisées au S du Guil, elles s'enfoncent au N sous l'unité prépiémontaise d'Arvieux (24). L'unité de

Côte-Belle (21) est probablement l'équivalent septentrional de celle de la Pointe de Rasis.

c) La zone d'Acceglio (23)

Elle jalonne, sous la forme d'écailles (Ecailles intermédiaires), le contact anormal majeur avec la zone piémontaise (24 et 25). Sur la transversale de Briançon, des lambeaux tectoniques, issus de la zone d'Acceglio, surmontent diverses unités briançonnaises et constituent, dans le massif de Serre Chevalier - Prorel, la 4^e écaille (23).

Planche I : SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE BRIANCONNAISE, entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes).

LEGENDE

- I Zones externes : massifs cristallins externes (Pelvoux), zones dauphinoise et ultra-dauphinoise.
- 2 Zone subbriançonnaise.

ZONE BRIANCONNAISE :

- 3 Socle briançonnais : Carbonifère, Permien et Werfénien inférieur.

Briançonnais externe :

- 4 Nappe de Roche Charnière, 1^e Ecaille.
- 5 Digitation du Ponteil-1'Aubrèau.
- 6 Nappe de Champcella, 2^e Ecaille.
- 7 Série inférieure du Guil, Digitation des Aiguillons, 3^e Ecaille (ou unité de la Condamine).
- 8 Couverture externe de la zone houillère briançonnaise.
- 9 Nappe des Aiguilles de Chambeyron.
- 10 Nappe de Peyre-Haute s.s. (partie frontale de la Nappe de Peyre-Haute s.l.), unité de la Crête de Vars.
- 11 Digitation de Maravoise (flanc inverse de Peyre-Haute s.s.).
- 12 Nappe du Châtelet s.s. (= digitation de Manoal).
- 13 Partie radicale de la nappe de Peyre-Haute s.l., digitation de la Font Sancte.
- 14 Unité inférieure du faisceau du Béal-Traversier (série post-triasique décollée de la partie radicale de la nappe de Peyre-Haute s.l.).
- 15 Flysch noir décollé de la nappe de Peyre-Haute s.l.
- 16 Nappe de l'Agnelil-Pategou (flysch noir et calcschistes décollés des unités de Peyre-Haute s.l. et d'Assan s.s.).
- 17 Nappe d'Assan s.s.
- 18 Unité supérieure du faisceau du Béal-Traversier (série post-triasique décollée de la nappe d'Assan s.s.).

Briançonnais interne :

- 19 Nappe d'Assan s.l., couverture interne de la zone houillère briançonnaise, unité de Ceillac-Chiappera (série, essentiellement post-triasique, décollée de la nappe d'Assan s.s.).
- 20 Unité de la Chapelue.
- 21 Unités de la Pointe de Rasis, de Côte-Belle.
- 22 Gypses exotiques et gypses de la Pointe de Rasis.
- 23 Zone d'Acceglia, écailles intermédiaires, 4^e Ecaille.

ZONE PIEMONTAISE :

- 24 Zone prépiémontaise, zone du Gondran.
- 25 Schistes lustrés indifférenciés et ophiolites.
- 26 Nappe du Flysch à Helminthoïdes.

- a faille.
- b faille crétacée du massif des Cerces.
- c chevauchements principaux.
- d chevauchements principaux secondairement renversés.
- e chevauchements à l'intérieur des grandes unités structurales (renversés ou non).

Planche I :

Schéma structural de la zone briançonnaise entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes).

établi d'après les levés géologiques de J.C. BARFETY, J. DEBELMAS, M. GIDON, J. GOGUEL, M. LEMOINE et B. TISSOT.

La légende du schéma structural est donnée pages 24 et 25 ; les numéros sont ceux utilisés dans le texte (Chapitre I, pages 19 à 23).

Les flèches donnent l'emplacement des coupes structurales schématiques à travers la zone briançonnaise représentées dans la figure 5 (page 18).

SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE BRIANCONNAISE

entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes)

d'après: J.C. Barfety, J. Debelmas, M. Gidon, J. Goguel, M. Lemoine et B. Tissot.

- 1 +
- 2
- Z BRIANCONNAISE
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- Z PIEMONTAISE
- 24
- 25
- 26
- a
- b
- c
- d
- e

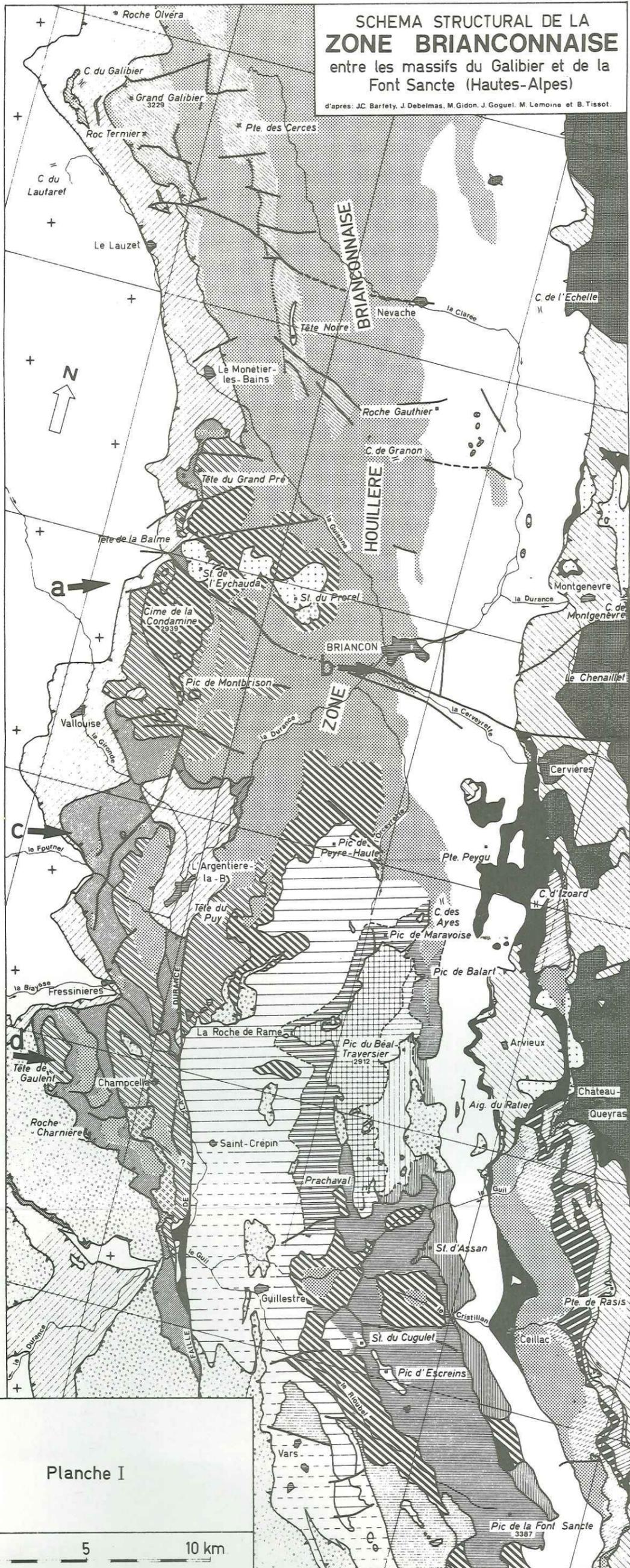


Planche I

0 5 10 km

V - OBJET DU PRESENT TRAVAIL

C'est à partir du Lias supérieur que la Téthys mésozoïque commence à s'individualiser ; le domaine briançonnais fait dès lors partie de la marge continentale nord du nouveau "domaine océanique" en voie de création (BOURBON et *al.*, 1973 ; LEMOINE, 1975) et acquiert des caractéristiques spécifiques par l'effet de la dislocation puis de l'affaissement différentiel de certaines parties d'une plate-forme carbonatée très étendue, du Trias et Lias inférieur. Resté à l'état de zone haute, sinon émergée, au moins pendant le Lias supérieur et le Dogger inférieur, le domaine briançonnais va s'enfoncer vers la fin du Dogger pour passer au régime pélagique probablement profond.

Les caractéristiques de la plate-forme carbonatée triasique du briançonnais, celles des dépôts pélagiques condensés jura-crétacés de la même région, sont l'objet d'études sédimentologiques approfondies. Restait à préciser les modalités du passage d'un milieu sédimentaire à l'autre, au cours du Dogger, ce dont le présent travail est l'objet. Plusieurs types de problèmes relatifs aux étapes principales peuvent être envisagés :

- les traces de l'émergence du Lias supérieur - Dogger inférieur sur la plate-forme briançonnaise ;
- le retour de la sédimentation marine de faible profondeur sur cette plate-forme (Bathonien supérieur) ;
- le passage à la sédimentation marine plus profonde (Callovien ? - Oxfordien).

LE PROBLEME DES FORMATIONS CONTINENTALES LIEES A L'EMERSION LIASIQUE
DU DOMAINE BRIANCONNAIS

	Page
I <u>LES FORMATIONS RUBEFIEES DU BRIANCONNAIS</u>	33
A) <u>REPARTITION DES AFFLEUREMENTS ET MODES DE GISEMENT</u>	36
B) <u>NATURE DES FORMATIONS RUBEFIEES</u>	37
1) <u>Description macroscopique des échantillons</u>	37
a) Les roches homogènes à grain fin	37
b) Les calcarénites	38
c) Les brèches monogéniques	38
2) <u>Microfaciès</u>	38
a) Les calcaires quartzeux rubéfiés	38
b) Nature du contact entre calcaire quartzeux rubéfié et roche encaissante ou éléments de brèche	39
c) Analyse minéralogique	39
d) Conclusion	40
C) <u>AGE DES FORMATIONS RUBEFIEES</u>	43
D) <u>ORIGINE ET MISE EN PLACE DES FORMATIONS RUBEFIEES</u>	45
II <u>CONCLUSION</u>	47

LE PROBLEME DES FORMATIONS CONTINENTALES LIEES A L'EMERSION LIASIQUE
DU DOMAINE BRIANCONNAIS

Attribution d'un âge récent à des formations rubéfiées considérées classiquement comme l'une des preuves les plus tangibles de l'émersion liasique en Briançonnais.

La lacune du Lias supérieur et du Dogger inférieur, les érosions souvent importantes des formations triasiques et le caractère néritique des premiers dépôts du Dogger ont été interprétés par tous les géologues comme étant le résultat d'une émersion ayant affecté la quasi totalité du domaine briançonnais.

A la faveur de cette hypothèse s'ajoute l'existence de formations continentales rencontrées en divers points de la zone briançonnaise. Ainsi, des niveaux bauxitiques sont connus dans les Préalpes médianes (GENGE, 1968 ; BADOUX et de WEISSE, 1959 ; VERNET, 1964, a et b) et en Vanoise (ELLENBERGER, 1955 et 1958).

En Briançonnais, des formations rubéfiées, interprétées par M. GIGNOUX (1936 a) comme étant des "sidérolithiques fossiles" venaient confirmer l'hypothèse d'une émersion infra-jurassique.

I - LES FORMATIONS RUBEFIEES DU BRIANCONNAIS

L'opinion de M. GIGNOUX (cf. ci-dessus) a été reprise par M. LEMOINE (1953) et J. DEBELMAS (1955 a). Ce dernier admet en outre "qu'il s'agit là d'une argile de décalcification, véritable terra rossa, témoignant d'un régime karstique fini-triasique et probablement liasique, mais en tout cas antérieur au Dogger qui ne referme jamais de semblables formations".

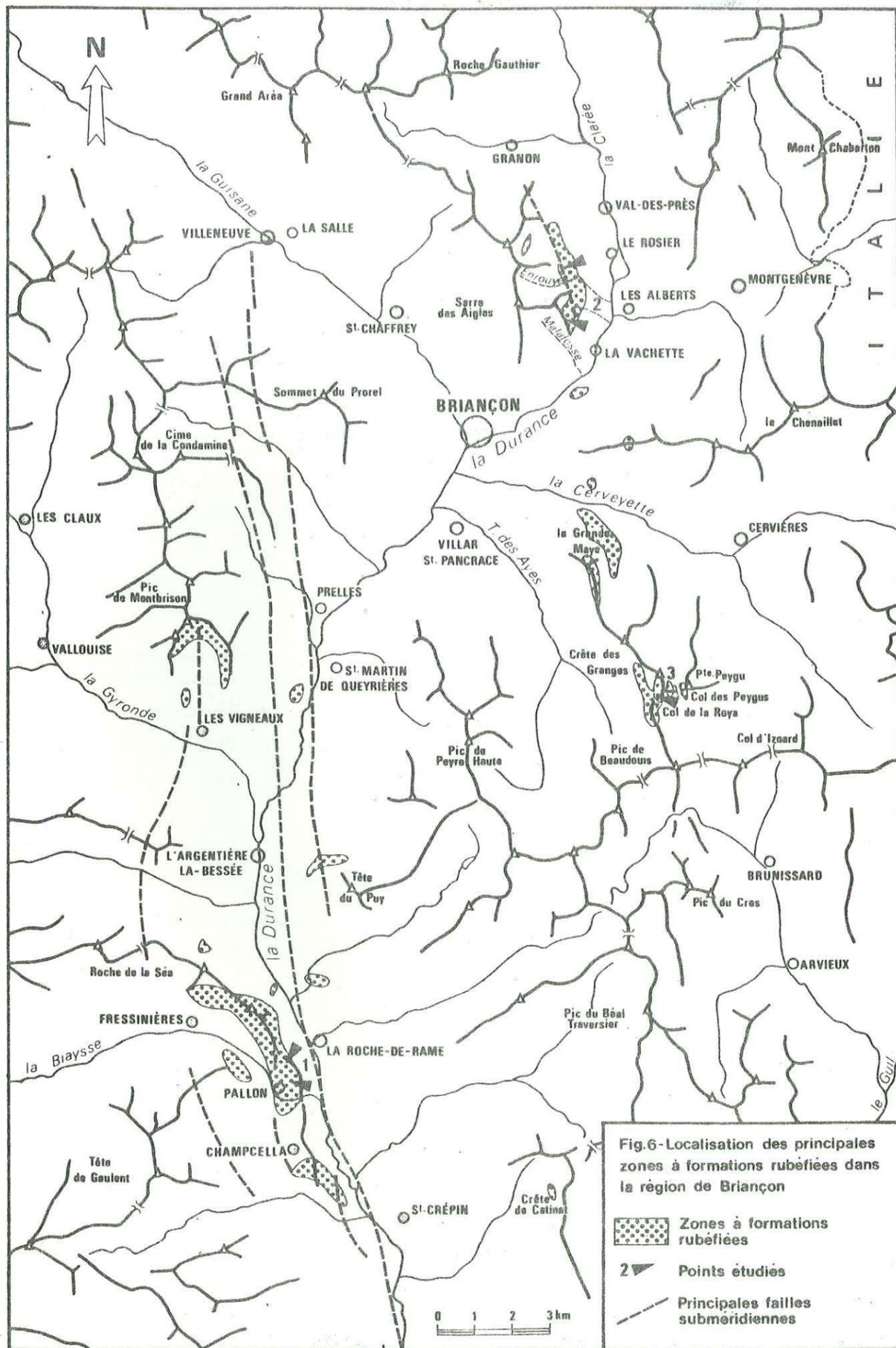


Fig. 6 : Localisation des principales zones à formations rubéfiées dans la région de Briançon.

On remarquera sur cette carte que la localisation des principales zones à formations rubéfiées coïncide avec celle des grandes failles subméridiennes décrites par BERFETY et al. (1968 et 1975).

Les principaux points étudiés sont :

- 1- La Côte des Traverses et les environs de Pallon, à 1'W de la Roche-de-Rame (photo 1-1) ;
- 2- Le versant oriental du Serre des Aigles, au NE de Briançon (photo 1-2) ;
- 3- La Crête des Granges et le col de la Roya, au NW du col d'Izoard (photo 1-3).

Les formations rubéfiées se retrouvent dans d'autres localités moins importantes ou plus difficiles d'accès. Ce sont notamment :

- le versant W de la Crête de Catinat ;
- les environs du lieu-dit Barrachin, au SE de Champcella ;
- le Chambon, au N de Champcella ;
- le Serre de la Garde et la Crête de la Roche Rouge, au SE de Freissinières ;
- la rive gauche de la Biaysse, depuis la Roche de Séa jusqu'à la Crête de l'Aiguille ;
- la Côte de Corbières, à l'E du Rocher Touard ;
- le versant S de la Tête d'Amont, au N des Vigneaux ;
- le versant W de la Pointe Peygu, au niveau du col des Peygus ;
- le fort de la Grande Maye et ses environs (ravin au NW du Bois Brulé et versant W du ravin de Chabreille, au NW de Terre Rouge) ;
- le point côté 1364, en rive droite de la Cerveyette ;
- le fort de l'Infernet, à l'E de Briançon ;
- la Grande Peyrolle, au N du Serre des Aigles ;
- Roche Gauthier ;
- Roche Olvera, au N du col du Galibier (ne figure pas sur la carte ; photo 1-4).

Toutefois, P. TERMIER et W. KILIAN (citation J. DEBELMAS) considéraient ces formations comme représentant les produits d'une altération actuelle des calcaires. Il importait donc de tester, sur le terrain, les points de vue opposés des auteurs précités.

A) REPARTITION DES AFFLEUREMENTS ET MODES DE GISEMENT

Les formations rubéfiées se rencontrent essentiellement dans deux zones allongées approximativement NNW-SSE (fig. 6) correspondant aux grands faisceaux de failles subméridiennes déjà mis en évidence par J.C. BARFETY et al. (1968 et 1975) :

1- En Briançonnais occidental, depuis le massif de Montbrison jusqu'aux environs de Champcella : dans ce cas, c'est la faille de la Durance (photo 1-1) ;

2- En Briançonnais oriental, depuis Roche Gauthier jusqu'au Pic de Beaudouis : ici, il s'agit de failles qui délimitent l'unité de la Crête des Granges, unité caractérisée par la présence d'une épaisse série norienne (photos 1-2 et 3).

Il est intéressant de noter ici le prolongement, vers le N, en dehors du secteur étudié, de ces zones à formations rubéfiées. Ainsi, ces dernières se rencontrent, pour la première zone, à la Roche Olvéra (photo 1-4), pour la seconde zone, dans la Vallée Etroite et le massif des Rois Mages (CABY, 1964).

Observables aussi bien dans les calcaires et dolomies triasiques que dans les calcaires jurassiques, les différents mode de gisement de ces formations rubéfiées peuvent être ramenés à trois types principaux :

1. Encroûtements pelliculaires des falaises ;
2. Infiltrations de matériel rubéfié le long des fissures, diaclases ou autres accidents d'origine tectonique ;
3. Ciment emballant les éléments (non altérés) d'une brèche monogénique vraisemblablement tectonique.

En aucun cas, il ne peut s'agir de niveau précis tels que couches ou horizons. Les poches, lorsqu'elles existent, sont de dimensions très réduites et sont liées à l'existence de vides laissés à l'intérieur du réseau de fractures.

De ce fait et malgré l'importance des colorations superficielles observables sur les flancs de certaines vallées, le volume du matériel rubéfié est très faible. Pour cette raison, une partie de l'échantillonnage a dû être effectué dans les cônes d'éboulis.

Il est important de noter, dès maintenant, l'étroite liaison existant entre la localisation des formations rubéfiées et la présence d'accidents d'origine tectonique.

B) NATURE DES FORMATIONS RUBEFIEES

1) Description macroscopique des échantillons

On peut les répartir en trois catégories principales :

- les roches homogènes, massives ou litées, à grain relativement fin, ayant l'aspect de briques ;
- les calcarénites à petits débris de roches carbonatées ou non, quartz, feldspaths, etc... ;
- les brèches monogéniques à éléments carbonatés jointifs ;

Selon la granulométrie et l'abondance des éléments d'origine détritique, tous les intermédiaires peuvent exister entre ces trois types.

a) Les roches homogènes à grain fin (photos 2-1 à 3)

Rugueuses au toucher, de couleur rouge brique, elles apparaissent essentiellement constituées de calcite, de quartz et d'hématite (72-97). La proportion en quartz est variable et peut parfois être suffisamment élevée pour que la roche présente l'aspect d'un grès à ciment calcaire (72-104).

La présence occasionnelle d'éléments détritiques granuloclassés détermine un litage de la roche. Celui-ci est souvent accentué par l'inégale répartition des oxydes de fer. L'importante hétérométrie des éléments et leur dispersion dans une matrice carbonatée abondante permet d'affirmer que, dans la plupart des cas, il s'agit de dépôts de très faible énergie (72-93 à 95).

Ce type de roche, que l'on rencontre dans tous les modes de gisement précités, est l'élément caractéristique des formations rubéfiées du Briançonnais.

b) Les calcarénites (photo 2-5)

Elles sont massives, leur grain est grossier et les éléments qu'elles contiennent sont variés (72-108) :

- fragments non jointifs de roches carbonatées (parfois calcite spathique pure), siliceuses ou alumino-siliceuses ;
- grains de quartz et feldspaths peu abondants ;
- granules d'hématite de taille millimétrique.

Le tout est enrobé dans un calcaire rubéfié du type précédent.

c) Les brèches monogéniques (photo 2-4)

De taille centimétrique ou décimétrique, anguleux et jointifs, leurs éléments sont de même nature que la roche qui contient la brèche. Ils sont cimentés par un calcaire rubéfié parfois riche en quartz. Les vides pouvant subsister entre les éléments sont fréquemment tapissés de calcite (géodes).

2) Microfaciès

a) Les calcaires quartzeux rubéfiés

Quel que soit leur mode de gisement (encroûtement, filon, poche, ciment de brèche), qu'ils soient lités ou massifs, leurs microfaciès présentent peu de différence. Toutefois cette uniformité cesse lorsque la roche a subi des contraintes tectoniques non négligeables. Il est donc nécessaire de distinguer deux cas :

1. Cas où la roche n'est pas ou est peu déformée

C'est le cas le plus fréquent ; la roche est alors vacuolaire (le diamètre moyen des vacuoles est de l'ordre de 0,5 mm). Carbonates, quartz et hématite en sont les principaux composants ;

Les carbonates : Ils sont prédominants et se rencontrent sous plusieurs formes :

- cristaux de calcite spathique à contours irréguliers et de taille inférieure à 0,1 mm (72-17, 79-108) ;
- calcite microcristalline (71-81, 72-87, 93 à 95) ;
- dolomite en rhomboédres de 0,05 mm (72-79) ;
- sidérite en petits cristaux de 0,1 mm (72-45).

Le quartz. Deux types peuvent co-exister :

- quartz anguleux monocristallins de 0,05 à 0,3 mm, avec inclusions solides fréquentes (72-104).
- plages millimétriques à contours complexes, de quartz microcristallins (72-87, 108).

L'hématite. Elle enrobe les cristaux de calcite spathique, de dolomite ou de quartz et se rencontre, dans certains échantillons (72-104, 108), à l'état de granules ou d'amas de taille millimétrique.

Feldspaths et phyllites font partie des minéraux peu abondants ou occasionnels.

2. Cas où la roche est déformée

Cette déformation est mise en évidence (72-20, 83) :

-par la recristallisation de la calcite, celle-ci est alors orientée et microcristalline ;

-par le déplacement des oxydes de fer qui, au lieu d'enrober les cristaux de calcite, viennent nourrir des stylolithes et des filonnets, disposés perpendiculairement aux contraintes, ou forment de petits amas amygdaloïdes épars.

De plus, calcite microcristalline et stylolithes sont fréquemment recoupés de veinules de calcite spathique.

b) Nature du contact entre calcaire quartzeux rubéfié et roche encaissante ou éléments de brèche.

Roche encaissante et éléments de brèche ne montrent aucune trace d'altération. Dans les deux cas, le contact avec le calcaire quartzeux rubéfié est net et régulier. Il peut se faire, soit directement, soit par l'intermédiaire d'une bande de calcite spathique sans trace d'oxyde de fer. Cette bande large de 0,5 à quelques millimètres, formée en une ou plusieurs fois (présence d'impuretés alignées parallèlement au contact), est antérieure à l'arrivée du matériel rubéfié.

c) Analyse minéralogique

L'analyse par diffraction des rayons X (tabl. 1 et 2) d'une vingtaine d'échantillons révèle, en général, une nette prédominance de la calcite et la présence de sidérite. La dolomite peut être abondante.

Après décalcification, l'analyse met en évidence :

-une quantité importante d'hématite (5 à 10 %) et de quartz ;

-une quantité moindre de feldspaths potassiques (microcline) et d'amphiboles.

L'analyse de la fraction argileuse (en quantité variable) montre une forte prédominance de l'illite. Celle-ci est bien cristallisée dans presque tous les échantillons. La kaolinite, également bien cristallisée, est subordonnée. Enfin, la montmorillonite n'est présente que dans un seul échantillon.

Aucune différence essentielle n'apparaît entre les différents échantillons prélevés dans les trois sites étudiés (fig. 6).

A titre de comparaison avec les roches carbonatées encaissantes (Aniso-Ladinien et Dogger) et des formations pédologiques récentes, le tableau 2 donne les résultats de l'analyse par diffraction des rayons X d'échantillons provenant de la Roche-de-Rame (Côte des Traverses). De cette comparaison, deux points sont à retenir.

1. Il n'y a pas d'hématite dans le calcaire du Dogger, pas plus que dans celui de l'Aniso-Ladinien. Dans le second cas, le fer se rencontre sous la forme de goethite.

2. Pour les autres minéraux, les différences sont sensibles mais non caractéristiques.

d) Conclusion

Les formations rubéfiées du Briançonnais ne peuvent se comparer avec le faciès "sidérolithique" tel qu'il est défini par les géologues (THURMANN, 1838 ; FLEURY 1909 ; MILLOT 1964 et 1967). Aucun des produits du remaniement des couvertures latéritiques tropicales n'y est représenté : il n'y a en effet ni argiles caractéristiques, ni hydroxydes d'alumine. Par contre, les feldspaths, normalement altérés dans les faciès "sidérolithiques", sont ici constamment présents.

Il s'agit tout simplement d'accumulations carbonatées qui ont fossilisé des produits quartzeux et des matériaux rubéfiés témoins d'anciennes pédogenèses.

Tableau I : Analyse minéralogique, par diffraction des rayons X, des formations rubéfiées du Briançonnais (H. PAQUET et M. THIRY ; Institut de Géologie, Strasbourg).

Echantillons	Minéraux non argileux de roche totale		Minéraux non argileux de résidu de décalcification				Minéraux argileux		
	Calcite	Dolomite	Quartz	Feldsp.	Amphiboles	Hématite	Kaolinite	Illite	Montmoril.
<u>La Roche-de-R.</u>									
72 - 72	10		5	2		3	1	9	
72 - 74	6	+	9	+		1	2	8	
72 - 75		+	7	1	+	2	1	2	
72 - 92			8	1		1	2	8	
72 - 97			6	1		3	2	8	
72 - 100	8	2	6	2		2	3	7	
72 - 101	9	1	7	1		2	2	8	
<u>La Vachette</u>									
71 - 80 (I)	10	+	+	+	+	10	2	8	
71 - 81 (I)	10	+	+	1		9		10	
72 - 20	10		1	+	+	9	2	7	1
72 - 25	10	+	1	+	+	9		10	
<u>Les Alberts</u>									
72 - 104	5		10	+		+	3	7	
72 - 113	10			+		10	1	9	
<u>C. des Granges</u>									
72 - 55						10			

(1) Echantillons M. BOURBON

Nota : Les chiffres utilisés ne donnent que des indications relatives.

Tableau 2 : Roches encaissantes, formations rubéfiées et formation pédologique récente des environs de la Roche-de-Rame. Analyse minéralogique (par diffraction des rayons X) et comparaison des résultats (M. LAMOUREUX ; ORSTOM).

Résidus de décarbonatation en % du produit	Calcite	Dolomite	Quartz	Feldsp.	Goethite	Hématite	Kaolinite	Illite
--	---------	----------	--------	---------	----------	----------	-----------	--------

Roches encaissantes : calcaires de l'Aniso-Ladinien (1) et du Dogger (2)

(1)	BLX9	1,1			+		3 à 5 %		nette	abond. ^{te}
(2)	BLX7' no	3,5			très abond. ^t	un peu		traces		très abond. ^{te}

Formations rubéfiées prélevées dans calcaires de l'Aniso-Ladinien (1) et du Dogger (2) :

(1)	BLX3	64,5			très abond. ^t	abond. ^t		5 à 7 %	beaucoup	beaucoup
	BLX8	non décarbonaté	très forte		abond. ^t			nette	un peu	un peu
	BLX9'	non décarbonaté	abond. ^{te}	abond. ^{te}	abond. ^t			7 à 10 %	très nette	très nette
	BLX9''	27,0	un peu	abond. ^{te}	très abond. ^t			5 à 7 %	+	+
	BLX10	6,8	abond. ^{te}	très abond. ^{te}	net			5 à 7 %	+	+
(2)	BLX12	26,0	abond. ^{te}	abond. ^{te}	très fort			3 à 5 %	+	+
	BLX7' Ro	10,8	un peu		+			nette		très nette

Formation pédologique récente, de couleur ocre :

BLX4	43,2				très abond. ^t	abond. ^t		traces	ou chlorite	nette
------	------	--	--	--	--------------------------	---------------------	--	--------	-------------	-------

C) AGE DES FORMATIONS RUBEFIEES

N'ayant livré aucun fossile, ces formations ne peuvent être datées avec certitude. Toutefois, quelques faits d'ordre stratigraphique, structural ou géomorphologique permettent d'apporter les précisions suivantes :

1) Très fréquentes dans les calcaires et dolomies du Trias moyen et supérieur, les formations rubéfiées se rencontrent également dans les calcaires jurassiques. C'est notamment le cas :

- dans les environs de Champcella (Dogger, Malm) ;
- à la Côte de Corbières (Malm) ;
- au Col de la Roya (Dogger) ;
- au pied du fort de la Grande Maye (Dogger) ;
- au Serre des Aigles, au NW de la Vachette (Dogger) ;

A ce propos, M. LEMOINE (1953) mentionne déjà l'existence de dépôts "sidérolithiques" rouges dans la partie supérieure du Dogger.

Une autre observation, de même nature que les précédentes, peut se faire à la Roche Olvéra (zone subbriançonnaise, au N du col du Galibier), dans les calcaires du Jurassique inférieur ou moyen.

La présence des formations rubéfiées dans des terrains déposés postérieurement à l'émersion liasique implique que cette dernière n'est pas à l'origine des phénomènes responsables de leur mise en place.

Du fait que le domaine briançonnais n'a pas subi d'autre émersion avant celle consécutive à la tectogénèse tertiaire, on est conduit à envisager, pour les formations rubéfiées, un âge tertiaire ou quaternaire.

2) Ceci est confirmé par le fait qu'elles sont localisées aux zones fortement diaclasées et plus précisément le long des grands accidents subméridiens tel que la faille de la Durance. De plus, les formations rubéfiées ne montrent, contrairement aux séries mésozoïques aucune trace de métamorphisme.

Bien que postérieures à la phase de tectonique tangentielle majeure du domaine briançonnais (Priabonien-Sannoisien) et peut-être à la tectonique cassante du Miocène, les formations rubéfiées ont toutefois été déformées, comme l'attestent des observations de détail faites

dans les environs de Pallon. En effet, de nombreux joints rubéfiés sont broyés ou déformés, des filons de calcaire rubéfié sont recoupés et souvent décalés par des filons de calcite spathique blanche.

En lame mince, certains échantillons paraissent avoir été recristallisés sous contrainte (cf. supra). Ils sont parfois microfaillés ou traversés par des filonnets de calcite.

S'il est difficile d'attribuer ces phénomènes à un (ou plusieurs) moment(s) précis de l'histoire alpine, ils ne doivent, toutefois pas surprendre. En effet, depuis le Pliocène, les mouvements verticaux (entre autres) sont permanents et se manifestent encore de nos jours. C'est le cas notamment de la faille de la Durance qui est toujours active et sismique (Plan de Phasy).

3) D'une manière générale, les failles et diaclases conservent l'empreinte d'un réseau hydrographique ancien en partie souterrain antérieur à ou contemporain du dépôt des formations rubéfiées. Ce réseau est matérialisé par l'existence fréquente de poches, grottes, cavités, concrétions, géodes de calcite, etc... Tout comme les formations rubéfiées qui lui sont liées, il paraît antérieur à la dernière glaciation et ce pour les raisons suivantes :

- il apparaît sur les flancs des grandes vallées et est donc antérieur au surcreusement glaciaire ;
- il est localement recouvert par des moraines (environs de Pallon) ;
- filons rubéfiés et roches encaissantes ont subi un poli glaciaire (environs de Pallon).

En conclusion, l'âge des formations rubéfiées du Briançonnais se situe vraisemblablement entre le Miocène moyen (grandes failles méridiennes, naissance des grandes vallées alpines) et le Pléistocène supérieur (glaciation würmienne).

D) ORIGINE ET MISE EN PLACE DES FORMATIONS RUBEFIEES

L'absence de l'hématite dans les roches encaissantes, la netteté de leur contact avec les formations rubéfiées et l'existence de figures sédimentaires traduisant un transport suivi d'un dépôt en milieu aqueux de faible énergie nous laissent supposer que ces formations rubéfiées doivent vraisemblablement provenir de l'érosion de sols fersiallitiques formés aux dépens de roches calcaires et surtout dolomitiques par décarbonatation et lixiviation intenses. Ce type d'évolution pédologique est fréquent dans les régions méditerranéennes mais se produit également sous climat tempéré humide (BORNAND, 1969 ; BOTTNER, et PAQUET, 1972 ; BRESSON, 1974 ; LAMOUREUX, 1966 et 1976 ; etc...). La rubéfaction ne serait pas liée à l'abondance du fer mais à son état : les particules cryptocristallines obtenues après altération hydrolytique des sesquioxides de fer contenus dans la roche-mère se fixent sur les minéraux argileux ou forment des amas à la faveur de phases de dessiccation (BRESSON, 1974). En Briançonnais, du fait de l'altitude (LAMOUREUX, 1972), ces sols fersiallitiques n'auraient pas pu évoluer vers la ferrallitisation et seraient restés très calcaires.

Pendant le transport, seules les bases hydrosolubles sont éliminées, les sesquioxides de fer, les minéraux argileux ou primaires restent en suspension. La précipitation des carbonates, due à la saturation des eaux et aux pertes en CO₂ par diminution de sa pression partielle, fige les produits rouges à l'intérieur des fissures.

Le phénomène s'est vraisemblablement poursuivi jusqu'à des périodes récentes du Quaternaire et est peut-être encore actuel. Les matériaux déposés prennent alors une couleur brune ou jaune et recouvrent les formations rubéfiées (photo 1-5). Quoique moins riches en hématite, leur composition minéralogique est peu différente de celle des formations rubéfiées. Il n'est pas impossible non plus que la rubéfaction se produise à l'air libre, postérieurement au dépôt, par "hématitisation lente" (LAMOUREUX, 1972).

Reconstitution schématique des évènements ayant présidé à la mise en place des formations rubéfiées de la Côte des Traverses, à l'W de la Roche-de-Rame.

II - CONCLUSION

Notre contribution à l'étude du Jurassique moyen briançonnais nous a conduit à assigner un âge beaucoup plus récent à ces formations rubéfiées réputées de faciès "sidérolithique" et considérées classiquement comme liées à la période d'émergence fini-liasique en Briançonnais.

Il ne s'agit pas en effet des produits de l'érosion de sols tropicaux mais simplement de calcaires rubéfiés riches en quartz résultant de l'érosion d'un sol fersiallitique, développé aux dépens de roches carbonatées sous climat tempéré humide, éventuellement méditerranéen.

Ce matériel d'origine pédologique s'est accumulé dans un réseau de fissures et de diaclases qui paraît bien lié à un système de grandes failles subméridiennes postérieur à la phase de tectonique tangentielle alpine majeure.

En conséquence, l'âge des processus générateurs se situe très probablement entre le Miocène et le Quaternaire.

Ainsi, l'émergence fini-liasique du domaine briançonnais ne peut être prouvée, en Briançonnais même, par l'existence de formations continentales. Divers auteurs ont cependant reconnu dans les brèches supra-ladiniennes, dans les lentilles charbonneuses de la base du Dogger ou dans le niveau "bauxitique" de la Lauze les indices d'une émergence. Nous verrons plus loin la nécessité de donner une interprétation différente à ces observations.

1- Miocène-Pliocène :

- Mise en place d'un faisceau de failles subméridiennes et individualisation, sur son tracé, de la vallée de la Durance.

- Sur les pentes, formation d'un sol fersiallitique au dépens de roches carbonatées, sous climat de type méditerranéen ou tempéré humide.

- Naissance d'un réseau hydrographique souterrain le long des fractures.

2- Début Quaternaire :

- Surcreusement glaciaire.

- Ecartement des fractures par intensification des phénomènes karstiques et appel au vide du compartiment aval ; éboulements et dépôt de brèches monogéniques à l'intérieur de ces "crevasses".

- Erosion progressive du sol fersiallitique dont les produits seront figés à l'intérieur du réseau karstique.

3- Actuel :

Les panneaux situés côté vallée se sont éboulés découvrant ainsi les formations rubéfiées et les brèches précédemment accumulées.

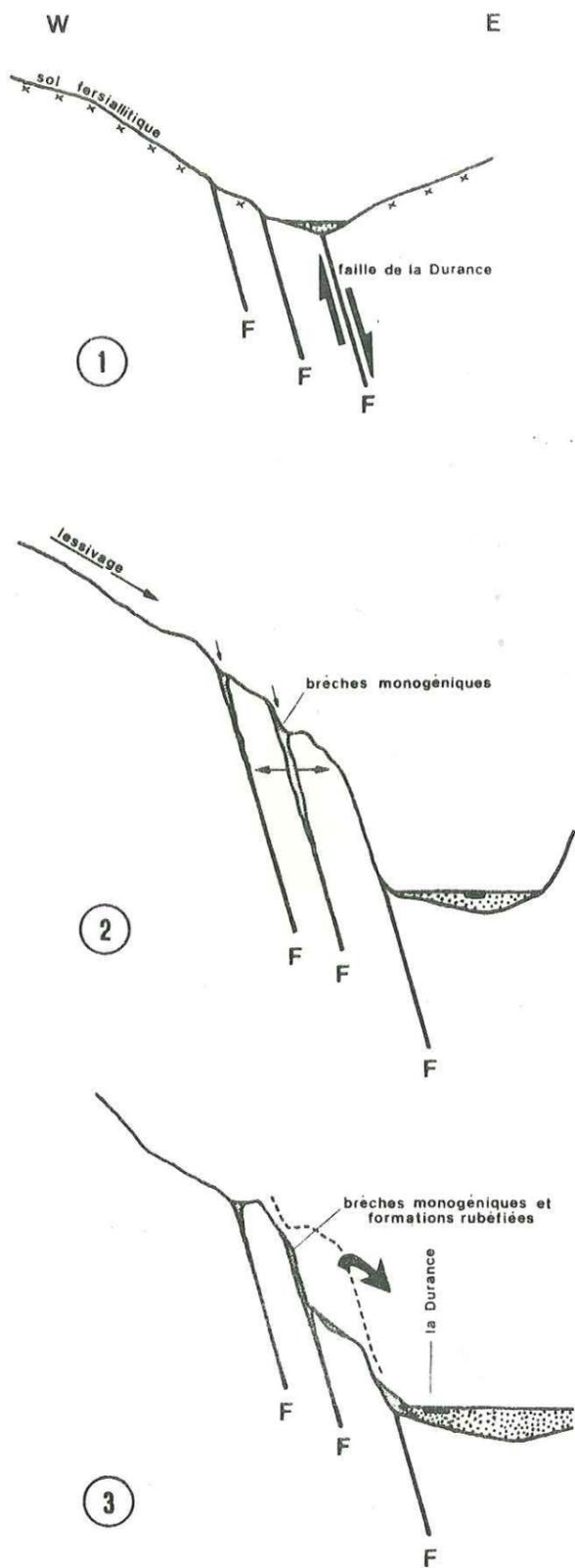


Fig. 7

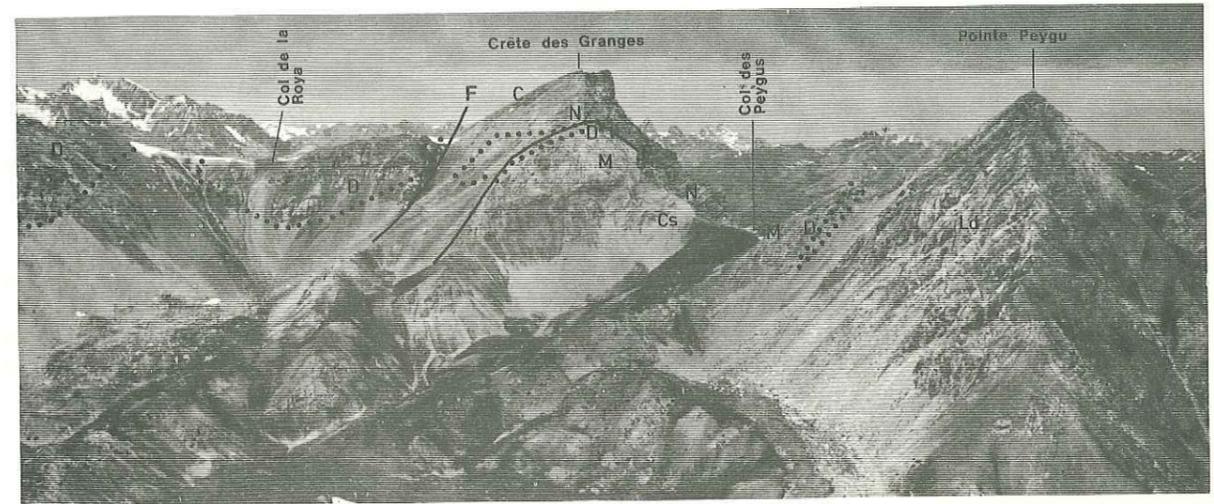
- Planche I :
1. Formations rubéfiées de la Côte des Traverses (W de la Roche-de-Rame)
RC : Nappe de Roche Charnière ; Ch : nappe de Champcella.
 2. Formations rubéfiées du versant oriental du Serre des Aigles (NE de Briançon) :
a) ravin de Malafosse (NW de la Vachette) ;
b) ravin de l'Enrouye (NW des Alberts).
 3. Formations rubéfiées de la Crête des Granges et du Col de la Roya (NW du Col d'Izoard).
L'unité de la Crête des Granges, constituée de Trias supérieur, de Dogger et de Malm en position inverse, est "coincée" entre deux séries de Trias moyen, Dogger, Malm et Crétacé supérieur appartenant à l'unité de Ceillac.
 4. Formations rubéfiées de la Roche Olvera (N du Col du Galibier).
Celles-ci apparaissent dans le jurassique moyen (Jm) et l'Oxfordien (Jo) de la zone subbriançonnaise (SB).
B : zone briançonnaise ; F : Flysch des Aiguilles d'Arves.
 5. Formation pédologique récente de couleur ocre recouvrant, localement, les formations rubéfiées de la Côte des Traverses.

Abréviations communes : W : Werfénien ; AL : Aniso-Ladinien (calcaires rubanés) ;
Ld : Ladinien supérieur dolomitique ; C : Carnien ; N : Norien ; D : Dogger ;
M : Malm ; Ci : Crétacé inférieur ; Cs : Crétacé supérieur ; F : Faille ; Ø : chevauchement.

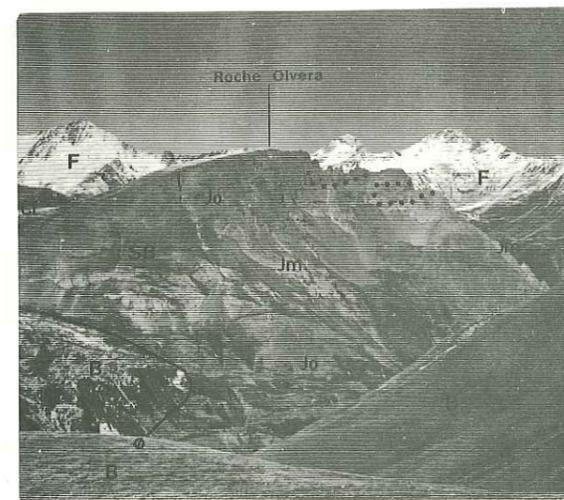


1

2



3



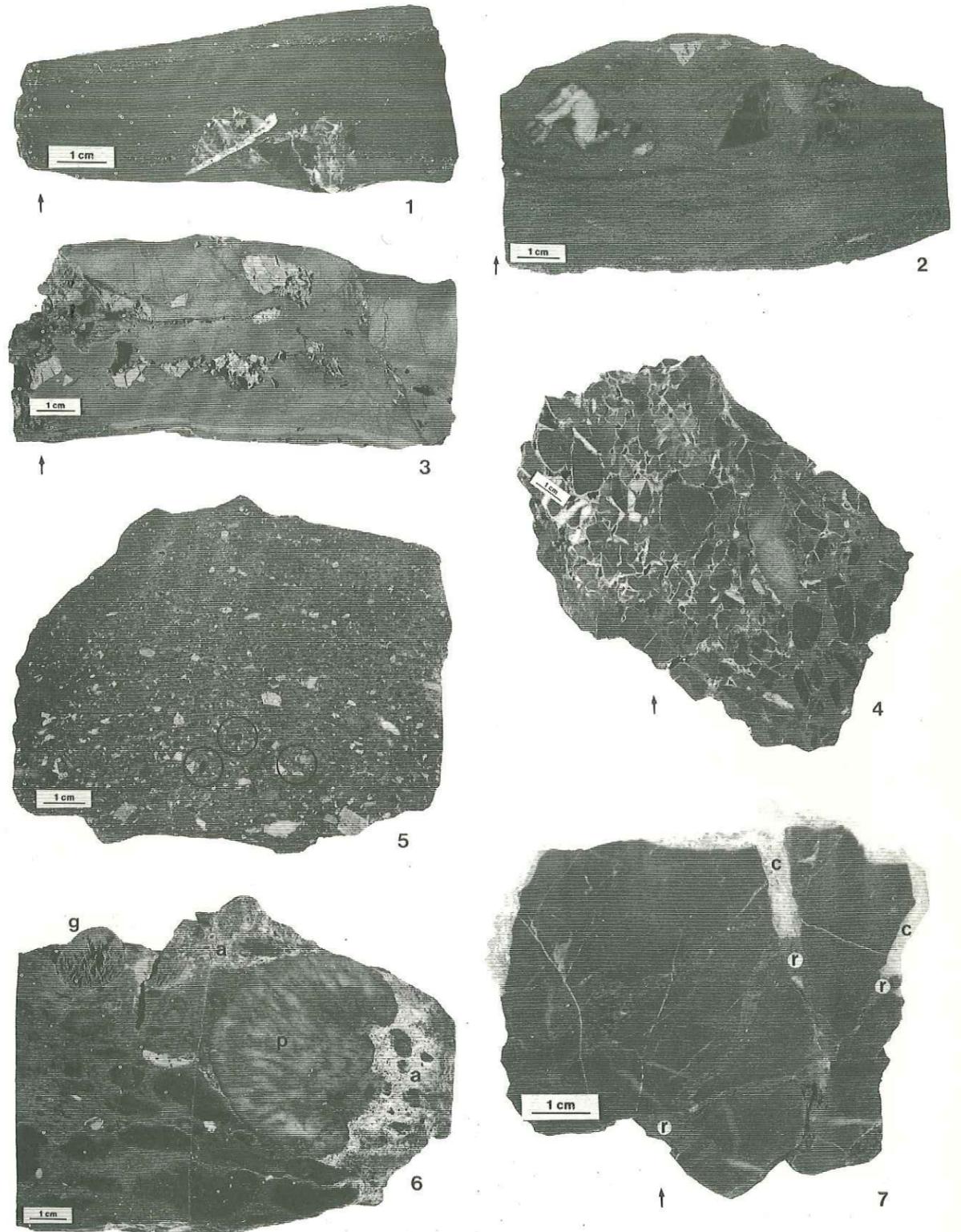
4

5

Planche 2 : Quelques aspects principaux qu'offrent les échantillons prélevés dans les formations rubéfiées du Briançonnais.

- 1-2-3. La Roche-de-Rame (respectivement 72-93, 72-88 et 72-94) : calcaires rubéfiés à éléments dolomitiques "cargneulisés". Observer le litage (laminites granuloclassées, stratifications obliques, etc.) de la roche.
- 4. La Roche-de-Rame (72-86) : brèche monogénique à éléments calcaires (Aniso-Ladinien) anguleux, centimétriques, jointifs, dans une matrice carbonatée rouge.
- 5. Les Alberts (72-108) : calcarénite à fragments de roches, grains de quartz, feldspaths et granules d'hématite (cercles).
- 6. La Vachette (72-23) : calcaire massif gris bleu du Dogger à oncolithes, polypiers (p) et galets de dolomie (g). Les bordures de l'échantillon sont altérées (a) et prennent alors une couleur blanc jaunâtre puis rouge. Le galet de dolomie (g) est entièrement "cargneulisé" et rubéfié. Ainsi la dolomie semble plus sensible à l'altération que le calcaire.
- 7. La Roche-de-Rame (72-91) : calcaire massif noir aniso-ladinien fissuré. Le calcaire rubéfié (r) s'est accumulé dans le fond des fissures, les vides laissés dans les parties supérieures sont comblés par de la calcite macrocristalline blanche (c).

Remarque : Certains de ces échantillons présentent une grande analogie, tant minéralogique que structurale, avec ceux décrits sous le nom de "cargneules polygéniques" par GRANDJACQUET et HACCARD (1973 et 1975) et attribués par eux au Néogène.



LES FORMATIONS MARINES DU "DOGGER" BRIANCONNAIS

	page
I INTRODUCTION	59
II LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE ROCHE CHARNIERE	71
III LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE CHAMPCELLA ET SES PROLONGEMENTS SEPTENTRIONAUX	93
IV LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE	167
V LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE RADICALE, LA NAPPE DU CHATELET S.S. ET LA DIGITATION DE LA FONT SANCTE	259
VI LE "DOGGER" DANS LES UNITES DU BRIANCONNAIS INTERNE	267

LES FORMATIONS MARINES DU "DOGGER" BRIANÇONNAIS

Définition des milieux de dépôts, individualisation de trois séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais, modalités du passage au Malm et mise en évidence d'une tectogénèse distensive synsédimentaire.

Sens donné au terme "Dogger"

Une grande uniformité de faciès caractérise les dépôts marins du Dogger de la zone briançonnaise si bien qu'à ce terme on associe, non pas un système, mais très fréquemment un faciès, celui des Couches à *Mytilus* des Préalpes médianes (SCHARDT, 1883 ; RENZ, 1935 ; GENGE, 1958 ; BADOUX, 1962 ; BADOUX et MENCANTON, 1962 ; LONFAT, 1965).

L'âge des Couches à *Mytilus* est mal établi. Dans les Préalpes médianes, leur base peut être datée avec certitude du Dogger (Bathonien ? - Callovien) mais elles semblent monter assez haut dans le Malm (Séquanien). En Briançonnais, nous verrons au cours de ce chapitre qu'elles ne sont pas exclusivement bathoniennes mais que, dans certains cas, il paraît possible de leur attribuer un âge oxfordien inférieur.

En conséquence, le mot Dogger sera écrit entre guillemets notamment lorsqu'il sera associé à l'idée de faciès.

I - INTRODUCTION

A - PLAN ADOPTE ET LOCALISATION DES COUPES

pages

61

B - CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE DES ROCHES
CARBONATEES

67

1/ Généralités sur la terminologie en pétrographie
des roches carbonatées

67

a) Les éléments figurés carbonatés (allochems)

67

b) La phase de liaison (orthochems)

68

2/ Classifications utilisées

68

I - INTRODUCTION

Localisation des coupes et caractérisation sédimentologique des roches carbonatées.

A - PLAN ADOPTÉ ET LOCALISATION DES COUPES

Près de 150 coupes ont pu être levées dans les formations marines du "Dogger" ; ce qui représente l'étude d'environ 1800 échantillons et presque autant de lames minces.

Une sélection s'imposait donc pour la présentation des résultats. Ainsi, une cinquantaine de coupes ont été retenues en raison de leur intérêt particulier, de leur situation ou de leur meilleur état de conservation. Elles sont localisées et repérées par un numéro sur le schéma structural de la zone briançonnaise (planche II) ; le numéro de chaque coupe est reporté dans le texte et sur les figures à chaque fois que celle-ci est mentionnée ou décrite.

L'ordre adopté pour la description des coupes est celui des unités structurales pris d'W en E, c'est-à-dire des unités externes vers les unités internes. Ainsi, ce chapitre sera subdivisé en 5 parties, à savoir :

- 1- coupes 4 à 8 : nappe de Roche Charnière ;
- 2- coupes 9 à 20 : nappe de Champcella s.l. ;
- 3- coupes 21 à 35 : nappe de Peyre-Haute s.s. ;
- 4- coupes 36 à 40 : nappe de Peyre-Haute radicale, nappe du Châtelet s.s. et digitation de la Font Sancte ;
- 5- coupes 41 à 50 : unités du Briançonnais interne (Ceillac, Crête des Granges et Côte Belle).

N°	Nom de la Coupe	coordonnées		feuille 1/20 000	descrip- tion page	figure n°
		X	Y			
<u>Zone subbriançonnaise</u>						
1	Les Sestrières	921,73	312,62	La Grave 8	310	50
2	La Lauzière	924,8	311,04	"	312	50
3	Tête de la Lauzière	929,98	282,82	Guillestre 1	-	50
<u>Nappe de Roche Charnière</u>						
4	Ravin du Rochas Roux	929,45	286,25	Guillestre 1	74	8
5	Chalets de la Pousterle	930,15	286,25	"	85	8
6	Les Houdourens	932,6	281,75	"	86	8
7	Peyre Tailla	934,5	282,25	"	88	8
8	Côte de Corbières	934,55	281,55	"	89	8
<u>Nappe de Champcella s.l.</u>						
9	Rochers Plats du Lac Blanc	923,9	314,3	La Grave 8	147	21
10	Collet de la Plagnette	925,22	318,31	La Grave 4	160	22
11	Tête de la Balme	929,7	300,2	Briançon 1	137	18
12	Col des Lauzes	932,55	282,8	Guillestre 1	114-129	17
13	Les Balmes	935,6	283,24	Guillestre 2	114	-
14	Pont du Villars	936,1	283,24	"	114-126	16
15	Le Chambon	935,05	278,86	"	113-124	15
16	Champcella-la Charhonnrière	935,1	278,05	Guillestre 6	113-122	14
17	Peyre Grosse	935,6	278,13	"	113-118	13
18	Soureliou	935,94	277,43	"	97	11-12
19	Col de Serre Chevalier	932,52	298,23	Briançon 5	141-144	20
20	Tête du Puy	936,55	284,38	Guillestre 2	141-142	19
<u>Nappe de Peyre-Haute s.s.</u>						
21	Lac de l'Ascension	939,5	286,2	Guillestre 2	170	23
22	Granges de Redon	944,02	266,2	Embrun 3	236	-
23	Crête de Vars, sommet 2578	947	266,17	"	235-238	37-38
24	Crête de Vars, sommet 2581,7	947,3	265,6	"	235-240	37-38
25	Crête des Couniets	949,3	262,9	Embrun 3	235-242	37-39

N°	Nom de la Coupe	coordonnées		feuille 1/20 000	descrip- tion page	figure n°
		X	Y			
<u>Nappe de Peyre-Haute s.s. (suite)</u>						
26	Vallouret	942,37	287,92	Guillestre 3	172-176	25
27	Rocher Roux	942,92	287,7	"	172-178	24-26
28	Maravoise	941,92	286,46	"	190-198	28
29	La Moulière	941,66	285,7	Guillestre 2	191-202	27-30
30	Torrent du Pansier	941,7	285,1	"	190-200	27-29
31	Le Louarp	941,58	283,9	"	195-206	31
32	Ravin du Grand Serre	941,31	282,9	"	195-208	32
33	Crête de Catinat (2)	942,09	276,64	Guillestre 6	196-222	34-35
34	Crête de Catinat (1)	942,7	275	Guillestre 7	196-220	33-35
35	Pic d'Escreins	947,6	269,88	"	197-224	35
<u>Nappe de Peyre-Haute radicale et digitation de la Font Sancte</u>						
36	Pic de Balart (inf.)	944,23	285,3	Guillestre 3	262	41
37	Pic de Balart (sup.)	944,20	284,84	"	262	41
38	Pic des Esparges Fines	944,54	283,45	"	262	41
39	Crête de la Saume	949,87	271,32	Guillestre 8	262	41
40	Lac des Neufs Couleurs	950,91	261,88	Embrun 4	262	42
<u>Unités du Briançonnais interne</u>						
41	Névache-le Cros	937,32	311,42	Névache 6	270	43
42	Roche Gauthier	938,2	307,08	Briançon 2	270	43
43	La Cochette	944,06	297,36	Briançon 7	270	43
44	Crête des Granges	944,45	291,36	"	276-279	46-47
45	Pic de Beaudouis	944,82	288,78	Guillestre 3	270	44
46	Clot la Cime	946,56	288,94	"	270	44
47	Combe la Roche	946,14	286,4	"	277-282	48
48	Crête de la Platte	947,03	281,26	"	270	44
49	La Clapière de Ceillac	950,82	273,13	Guillestre 8	270	44
50	Côte Belle	948,9	288,37	Guillestre 4	274	45

Planche II :

Schéma structural de la zone briançonnaise entre
les massifs du Galibier et de la Font Sancte
(Hautes-Alpes).

Localisation des coupes

Les coupes décrites dans ce mémoire sont repérées
par un numéro (de 1 à 50) ; leur dénomination et leurs
coordonnées sont rassemblées pages 62 et 63. Les
autres coupes non décrites ou seulement signalées sont
repérées ici par un petit cercle.

La légende du schéma structural est donnée pages
24 et 25.

SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE BRIANCONNAISE

entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes)

d'après: J.C. Barféty, J. Debelmas, M. Gidon, J. Goguel, M. Lemoine et B. Tissot.

- +
- 2
- Z. BRIANCONNAISE
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- Z. PIEMONTAISE
- 24
- 25
- 26
- a
- b
- c
- d
- e

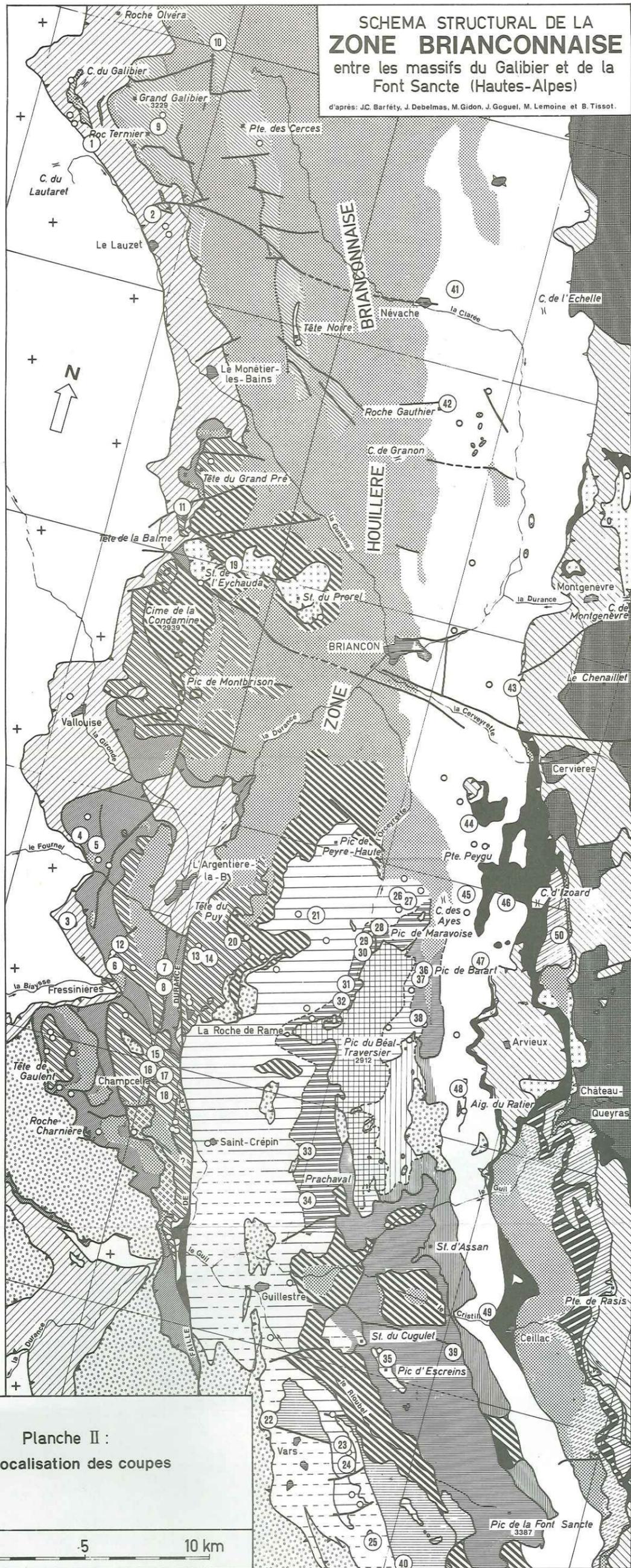


Planche II : Localisation des coupes

0 5 10 km

B - CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE DES ROCHES CARBONATEES

1/ Généralités sur la terminologie en pétrographie des roches carbonatées.

a) Les éléments figurés carbonatés (allochems).

Ce sont les éléments transportés ou individualisés par leurs caractères propres. Plusieurs types peuvent être distingués :

- Pellets : Granules ou agrégats de boue carbonatée, ovoïdes, dépourvus de structure interne, de taille inférieure à 0,15 mm.
- Gravelles : Fragments roulés de sédiment carbonaté, de taille supérieure à 0,15 mm.
- Intraclastes : Fragments anguleux ou subanguleux de sédiment carbonaté pénécontemporain du dépôt et remanié dans un état peu ou pas consolidé.
- Grapestones : Grains composites de forme lobée provenant de l'agglomération de grains carbonatés divers (pellets en général).
- Lithoclastes : Fragments généralement anguleux de roches formés et déposés mécaniquement à partir de roches carbonatées pré-existantes et lithifiées ; leurs caractères pétrographiques sont différents de ceux observés dans le sédiment étudié.
- Oolithes : Grains sphéroïdes fréquemment carbonatés présentant une structure radiale et/ou concentrique autour d'un noyau de nature variable ; leur taille est inférieure à 2 mm.
- Oncolithes : Grains de forme globuleuse constitués par des encroûtements algaires successifs, en couches plus ou moins concentriques, autour d'un nucleus quelconque ; leur taille est généralement supérieure à 2,5 mm et peut atteindre plusieurs centimètres.
- Bioclastes : Éléments fossiles transportés, entiers ou en fragments, enrobés ou non par une gangue carbonatée ; les organismes en position de vie ne sont pas inclus dans cette définition.

b) La phase de liaison (orthochems)

Les éléments figurés carbonatés sont sertis par une phase dite de liaison. Celle-ci est représentée soit par une matrice carbonatée fine, soit par un ciment de cristallinité supérieure ; elle est essentiellement constituée par de la calcite et/ou de la dolomite.

Trois classes de cristallinité ont été retenues :

- Micrite : Carbonates de cristallinité inférieure à 10 microns.
- Microsparite : Carbonates de cristallinité comprise entre 10 et 80 microns.
- Sparite : Carbonates de cristallinité supérieure à 80 microns.

2/ Classifications utilisées

Deux classifications seront utilisées en parallèle ; ce sont :

- La classification descriptive de FOLK (1959 et 1962)

Elle est basée sur la détermination des proportions relatives d'allochems (intraclastes, oolithes, bioclastes et pellets), de micrite et de sparite.

Le nom de la roche est fourni par la juxtaposition d'un préfixe en rapport avec la composition des allochems (intra-, ϕ o-, bio-, pel-) et d'un suffixe relatif à la phase de liaison (-micrite, -microsparite, -sparite).

- La classification texturale de DUNHAM (1962)

Elle reflète l'arrangement des constituants allochimiques et orthochemiques de la roche lors de son dépôt. Elle est fondée sur :

- la présence ou l'absence de boue carbonatée (particules de taille inférieure à 20 microns) ;
- la proportion de grains présents dans la roche (éléments de taille supérieure à 20 microns) ;
- la disposition "jointif" ou non "jointif" de ces grains.

Ces critères permettent de distinguer 4 types de roches carbonatées :

Grains		avec boue	sans boue
jointifs	> 10 %	PACKSTONE	GRAINSTONE
non jointifs		WACKESTONE	
	< 10 %	MUDSTONE	

Le lecteur trouvera de nombreux renseignements complémentaires et références ainsi qu'une abondante illustration dans les ouvrages ou publications de L. CAYEUX (1935), R.L. FOLK (1959 et 1962), W.E. HAM et L.C. PRAY (1962), R.J. DUNHAM (1962), A.V. CAROZZI et al. (1972), G. SCOLARI et R. LILLE (1973), ELF AQUITAINE (1975), F.J. PETTIJHON (1975) et G. LUCAS et al. (1976).

II - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE ROCHE CHARNIERE

	Page
A - <u>COUPE-TYPE : LA COUPE DU RAVIN DU ROCHAS ROUX</u>	74
a) La brèche hétérométrique	74
b) La microbrèche grise	74
c) La calcaire noduleux microbréchiq	75
B - <u>QUELQUES VARIATIONS LATÉRALES</u>	85
1/ <u>Coupe des Chalets de la Fousterle</u>	85
a) La brèche	85
b) Les calcaires rouges en poche dans la brèche	86
2/ <u>Coupe des Houdourens</u>	86
C - <u>PASSAGE AUX COUPES DE TYPE CHAMPCELLA</u>	88
1/ <u>Coupe de Peyre Tailla</u>	88
a) La microbrèche dolomitique	88
b) Le calcaire à oncolithes	88
c) Le Malm	89
2/ <u>Coupe de la Côte de Corbières</u>	89
D - <u>CONCLUSION SUR LE "DOGGER" DE LA NAPPE DE ROCHE CHARNIERE</u>	91

II - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE ROCHE CHARNIERE

Importance des érosions anté-"Dogger", prédominance des brèches dans les dépôts attribués au "Dogger" et modalités du passage aux faciès pélagiques du Malm.

Définie par M. GIGNOUX et L. MORET (1932, 1933 b et 1938) comme étant la plus basse et la plus externe des unités briançonnaises, la nappe de Roche Charnière n'a pas été l'objet d'études stratigraphiques et structurales détaillées autres que celle de J. DEBELMAS (1955 a). D'après cet auteur, elle présente une série stratigraphique tout à fait spécifique, caractérisée par l'importance des érosions post-triasiques. C'est ainsi que les divers étages compris entre le Dogger et le Paléocène sont susceptibles de reposer directement jusque sur l'Aniso-Ladinien et même sur le Werfénien (BOURBON et al., 1976).

Ces phénomènes sont constants au S de la vallée de la Biaysse et plus loin au N, au-delà du massif de Montbrison, dans la 1^{ère} écaïlle. *Au S de la Biaysse,* Les calcschistes planctoniques reposent ~~sur~~ directement sur les formations triasiques et débutent par un conglomérat souvent puissant, à éléments grossiers de Trias, de "Dogger" et de Malm (par exemple au S de la Tête de Gaultent). Quelques points font exception (DEBELMAS, 1955 a) dont celui, situé à l'E de l'Aiguillas (x = 931,9 ; y = 277,85), où les calcaires du "Dogger" rayinent la brèche carnienne.

Au N de la Biaysse par contre, le "Dogger" est conservé dans la plupart des cas ; il est surmonté, soit par le Malm, soit par le Crétacé supérieur-Paléocène (calcschistes planctoniques). Nous verrons plusieurs coupes, soit, successivement du N au S, d'abord, en rive gauche du Fournel, les coupes du Ravin du Rochas Roux (4, planche II) et des Chalets de la Pousterle (5) puis au N de Freissinières, la coupe des Houdourengs (6) et enfin, en rive droite de la Durance, les coupes de Peyre Tailla (7) et de la Côte de Corbières (8).

A - COUPE-TYPE : LA COUPE DU RAVIN DU ROCHAS ROUX (4)

Cette coupe, effectuée au sommet de la falaise dominant le lieu-dit la Bertrande, se trouve à l'extrémité W de l'éperon rocheux formant la rive droite du Ravin du Rochas Roux. Les couches ont un fort pendage vers l'W.

Il est facile d'y distinguer trois ensembles (fig. 8), soit de bas en haut : (a) brèche hétérométrique, (b) microbrèche grise, (c) calcaire noduleux microbréchique.

a) La brèche hétérométrique

Elle repose sur les calcaires de l'Aniso-Ladinien. Ceux-ci présentent une surface supérieure très irrégulière et sont recoupés par de nombreuses fissures remplies par la brèche du "Dogger" ou par un matériel plus fin, dolomitique, finement rubané.

La brèche, peu épaisse, (1 à 2 m maximum) est constituée, d'une part, par de gros blocs calcaires anguleux provenant du substratum, d'autre part, par des éléments polygéniques, calcaires ou dolomitiques, plus ou moins arrondis et de taille très variable. Tous ces éléments sont enrobés dans un calcaire à lithoclastes millimétriques abondants. Aucun granuloclasement, ni aucun litage ne sont observables.

b) La microbrèche grise

La brèche (a) passe progressivement vers le haut, par disparition des éléments les plus grossiers, à une microbrèche grise, massive, puissante d'une dizaine de mètres environ. Elle reste cependant mal triée et, si les éléments anguleux millimétriques dominent, ceux, arrondis et de taille centimétrique, sont cependant assez fréquents.

Dans sa partie supérieure, après une zone à gros silex diagénétiques décimétriques brun-jaune, la matrice calcaire devient plus abondante et les éléments grossiers plus rares.

La macrofaune est pauvre, elle se limite à quelques fragments de polypiers, solitaires ou coloniaux, ainsi qu'à quelques Bryozoaires.

Microfaciès : Les éléments détritiques, très abondants, anguleux ou émoussés, de taille millimétrique à centimétrique, azoïques, sont de nature très constante :

- micrites et pelmicrites ;
- dolomicrites, dolomicrosparites et oodolomicrosparites.

Leur origine est à rechercher dans les formations triasiques. Parmi les autres constituants, citons les gravelles micritiques souvent dolomités (10 %), les débris d'Echinodermes (10 %) et quelques rares débris de polypiers, Bryozoaires, Brachiopodes et Lamellibranches. Non jointifs, tous ces éléments sont emballés dans une micrite (wackestone) souvent recristallisée et chargée de grains et de rhomboèdres de dolomie.

Vers le haut, les grains deviennent jointifs (packstone) et les bioclastes beaucoup plus abondants. C'est le cas notamment des entroques (20 à 25 %). Les Foraminifères font une apparition timide avec quelques Trocholines (74-487). Il faut noter, en outre, la présence de Posidonomyes dans la partie tout à fait supérieure (73-8) de la microbrèche grise.

c) Le calcaire noduleux microbréchique

La microbrèche grise, litée et plus calcaire à sa partie sommitale, prend une couleur jaune puis, très rapidement rouge. Elle est alors noduleuse ; son aspect est très semblable à celui du calcaire de Guillestre.

Les nodules sont constitués de calcaire fin, de couleur rose, et les zones internodulaires par des filets argileux rouge sombre. Les éléments dolomitiques, anguleux ou émoussés, parfois cariés, de taille millimétrique, sont concentrés essentiellement dans les zones internodulaires (photo 3-5).

Ce calcaire noduleux microbréchique, épais tout au plus de quelques dizaines de centimètres, passe ensuite, vers le haut, au calcaire de Guillestre proprement dit. Ce dernier, très riche en entroques, également peu épais (quelques dizaines de centimètres) prend très rapidement un faciès plus argileux ("schistes rouges argoviens").

Microfaciès : Les nodules sont constitués (photos planche 4) par un calcaire micritique (wackestone), rarement microsparitique, particulièrement riche en *Posidonomyes*. La microfaune se compose en outre de *Globochaete alpina*, d'entrouques, de Foraminifères divers dont des *Spirillina*, de petits *Aptychus* et de Radiolaires. Les lithoclastes et les gravelles y sont peu nombreux, voire absents. Les petits cristaux anguleux de quartz, toujours présents, sont vraisemblablement néoformés.

Ces nodules sont séparés par des zones parcourues de minces filets argilo-ferrugineux et présentant tous les intermédiaires entre, d'une part, les nodules eux-mêmes tels qu'ils viennent d'être décrits et, d'autre part, un packstone où lithoclastes dolomitiques et débris d'Echinodermes sont les principaux composants (74-485). Les zones internodulaires apparaissent donc plus pauvres en calcite microcristalline et en bioclastes que les nodules.

Dans le faciès des "schistes rouges argoviens" (73-12), on observe la généralisation des filets argilo-ferrugineux, la calcite microcristalline a entièrement disparu et les seuls éléments représentés sont :

- les lithoclastes millimétriques de dolomie,
- les débris d'Echinodermes,
- les petits cristaux de quartz,
- quelques *Posidonomyes* et quelques débris d'*Aptychus*.

En conclusion, tout se passe comme si la microbrèche, incomplètement indurée, avait subi une dissolution différentielle. Celle-ci aurait respecté les parties de la roche précocement lithifiées (nodules) et provoqué la disparition des éléments les plus solubles dans les autres parties (zones internodulaires). Un tel mécanisme pourrait expliquer l'enrichissement relatif des zones internodulaires en lithoclastes dolomitiques et en entrouques. La matière argilo-ferrugineuse, concentrée en filets représenterait alors le résidu de cette dissolution. La généralisation du phénomène à l'ensemble du sédiment donnerait le faciès des "schistes rouges argoviens".

Ainsi, cette coupe nous montre, en moins d'un mètre, le passage continu et progressif entre la microbrèche grise attribuée au "Dogger" et les schistes rouges dits "argoviens", par l'intermédiaire du calcaire de Guillestre. Pendant cette évolution, le matériel sédimentaire a peu varié : aux lithoclastes dolomitiques et à la faune benthique est venue s'ajouter une faune pélagique. Par contre, l'action des phénomènes diagenétiques est primordiale ; ils traduisent l'apparition de nouvelles conditions physico-chimiques du milieu de sédimentation, milieu certainement de mer plus ouverte et peut-être plus profond que celui existant lors du dépôt de la microbrèche.

Planche 3 : Nappe de Roche Charnière (1)

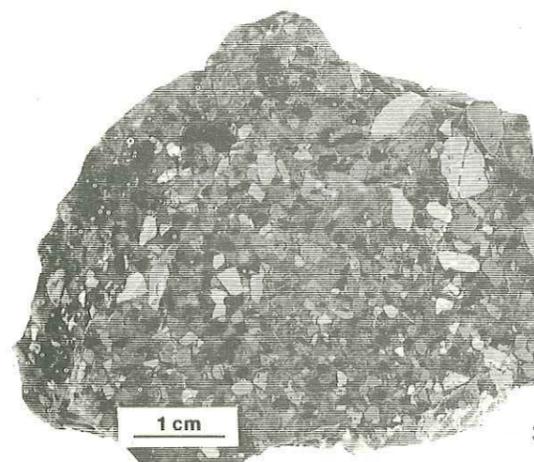
1. Chalets de la Pousterle (5, fig. 8) : Galet perforé de dolomie à la base de la brèche ; les éléments, relativement grossiers, sont cimentés par une microbrèche calcaire. Remarquer que le remplissage de la perforation donne une polarité différente de celle de la série (le haut est matérialisé par la flèche) traduisant ainsi le fait que ce galet est resédimenté.
2. Chalets de la Pousterle : Brèche à matrice dolomitique finement rubanée, en poche dans les calcaires anisiens (73-19).
3. Chalets de la Pousterle : Microbrèche à éléments dolomitiques et gravelles (73-21).
4. Chalets de la Pousterle (partie supérieure de la brèche, 74-476 bis) : Packstone à lithoclastes, gravelles et bioclastes (débris de polypiers et de coquilles diverses, entroques) roulés et micritisés.
5. Ravin du Rochas Roux (4, fig. 8) : Microbrèche noduleuse ; les zones nodulaires sont micritiques (wackestone) et a rares lithoclastes dolomitiques tandis que les zones inter-nodulaires sont argilo-ferrugineuses et présentent de nombreux lithoclastes (voir planche 4). Ce faciès permet le passage transitionnel entre la microbrèche grise et le calcaire noduleux de Guillestre.
6. Peyre Tailla (7, fig. 8) : Packstone à petits oncolithes ; la matrice est ici dolomitique (73-1).



1



2



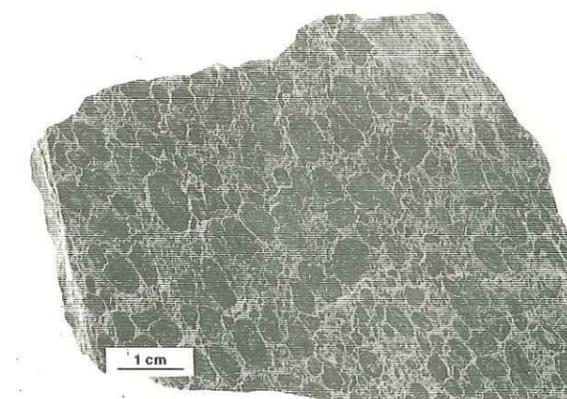
3



4



5



6

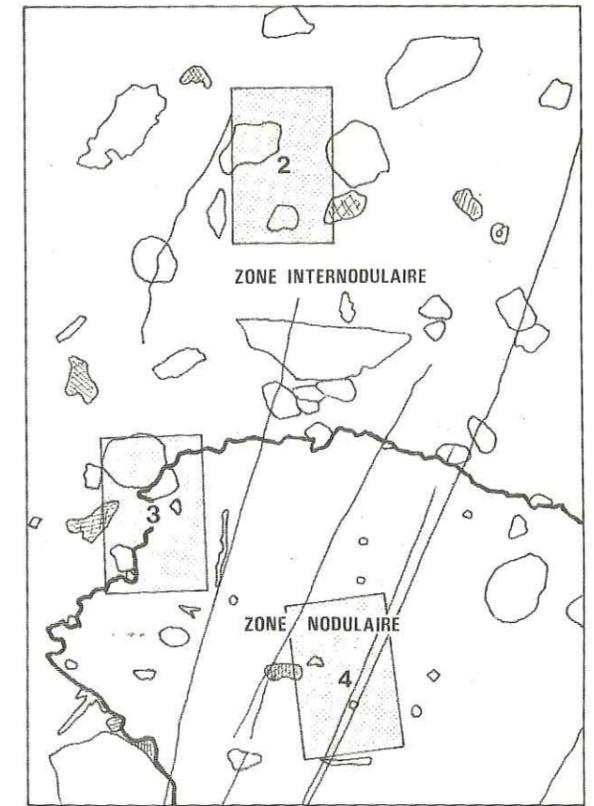
Planche 4 : Nappe de Roche Charnière (2) : la microbrèche noduleuse du Rochas Ruux

Echantillon 74-485 (4, fig. 8)

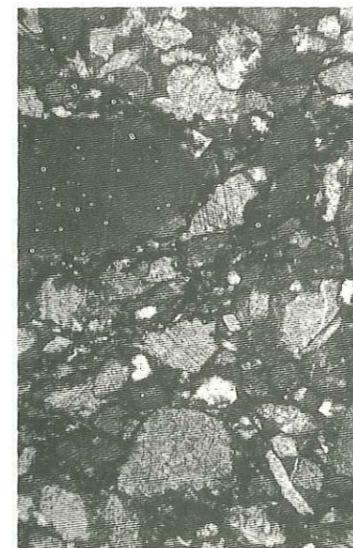
1. Vue d'ensemble et situation des photographies de détail.
2. Zone internodulaire : Elle montre une forte concentration en éléments dolomitiques de petite taille et en entroques séparés par des filets argilo-ferrugineux.
3. Contact entre zone internodulaire (à gauche) et zone nodulaire (à droite) : La limite est soulignée par une étroite bande parcourue de filets argilo-ferrugineux.
4. Zone nodulaire : Wackestone à Posidonomyes et Radiolaires ; les entroques et les lithoclastes dolomitiques apparaissant ici très disséminés.



↑ 1mm



1



↑ 0.3mm

2



↑ 0.3mm

3



↑ 0.3mm

4

B - QUELQUES VARIATIONS LATÉRALES.

1/ Coupe des Chalets de la Pousterle (5)

Déjà décrite par J. DEBELMAS (1955a), elle se situe à l'W des Chalets de la Pousterle, à l'extrémité orientale de la falaise qui prolonge la Tête d'Oréac vers l'E.

Cette coupe présente quelques différences notables avec la précédente. La brèche du "Dogger" y est moins épaisse (3 à 4 m) et est directement surmontée par les calcschistes planctoniques. Le Malm (?) se rencontre en poche dans la brèche, sous la forme de calcaires rouges.

a) La brèche

Elle présente de nombreuses analogies avec celle du Ravin du Rochas Roux, (cf. ci-dessus) :

- A la base, fissures plus profondes entaillant les calcaires aniso-ladiniens et comblées par des blocs provenant des épontes et par des éléments carbonatés, anguleux ou arrondis, d'origine diverse ; la matrice est soit un calcaire riche en éléments microbréchiques, soit un sédiment fin, dolomitique, de couleur ocre rose (78-19 ; photo 3-2).

- La brèche elle-même, grossièrement litée, avec éléments calcaires et dolomitiques provenant du Trias, roulés et perforés pour certains (photos 3-1 et 3).

- La partie supérieure microbréchique, avec polypiers branchus ou massifs et autres fossiles au sommet.

La particularité à souligner est l'existence, au sommet de ces brèches, d'une surface plane, perforée mais non minéralisée, témoignant d'une abrasion sous-marine. Elle est surmontée par un conglomérat peu épais (moins de 10 cm) à éléments non jointifs de dolomie triasique et de microbrèche grise du "Dogger", enrobés dans une matrice dolomitique rouge. Ce conglomérat passe, vers le haut, aux calcschistes planctoniques de couleur également rouge.

Microfaciès : La brèche, lorsqu'elle n'est pas entièrement recristallisée, montre la texture d'un wackestone, plus rarement celle d'un packstone. Les éléments, enrobés dans une matrice micritique (d'aspect parfois grumeleux) ou microsparitique, sont des lithoclastes essentiellement dolomitiques, des gravelles micritiques de taille et de forme variables,

des oncolithes peu abondants et des bioclastes généralement roulés et micritisés (photo 3-4).

Ces derniers, plus abondants dans la partie supérieure de la brèche, sont constitués par des débris d'Echinodermes (entrouques et radioles d'Echinides), de polypiers et d'Hydrozoaires, de tubes d'Annélides, de coquilles de Brachiopodes, de Lamellibranches et de Gastéropodes (Nérinées), de Bryozoaires^{et} par quelques Foraminifères dont des Trocholines et de rares Pseudocyclammines (74-483).

La dolomie diagénétique, en grains ou en rhomboédres, est toujours présente.

Dans la partie sommitale de la brèche (74-477), la matrice, plus abondante, devient franchement microsparitique (wackestone). La nature des bioclastes change progressivement ; entrouques et Posidonomyes y dominant nettement et, simultanément, comme dans la coupe précédente, le quartz néoformé apparaît.

b) Les calcaires rouges en poche dans la brèche

Sur le flanc de la falaise dominant le Fournel, une poche de quelques dizaines de centimètres de diamètre est comblée par des calcaires rouges, lités, microbréchiques à la base et fins au sommet. Il s'agit d'une dolosparite argilo-ferrugineuse, riche en lithoclastes dolomitiques anguleux, de taille millimétrique, et en entrouques. Vers le haut, la roche devient franchement litée et ses éléments sont granulo-classés. La matrice est alors plus abondante, moins dolomitique et renferme quelques Posidonomyes (74-481). Le faciès fin, qui succède à la microbrèche, est une dolomicrite ne contenant aucun élément figuré.

Ces calcaires rouges ne peuvent être datés avec précision ; leur faciès les rapproche néanmoins de certains calcaires du Malm.

2/ Coupe des Houdouengs (6)

Au N de Freissinières, les conditions d'affleurement et l'état de déformation des roches ne permettent de décrire qu'une seule coupe, celle des Houdouengs. Elle se situe à l'E du hameau, au pied de la falaise dominant la vallée de la Biaysse et au-dessus de la grande boucle que fait la route qui va de Freissinières au village des Roberts.

Le "Dogger" est représenté par un conglomérat massif, épais d'environ 3 mètres, qui ravine les calcaires dolomitiques de l'Anisolinien sous-jacent. Ce conglomérat, grossier, à éléments dolomitiques arrondis, perforés, jointifs, mal triés, pouvant atteindre 10 cm de diamètre, débute par une passée calcarénitique, à l'inverse des dispositions observées dans les coupes précédentes (4 et 5).

Microfaciès de la brèche : Celui-ci est très constant tout le long de la coupe, seul le diamètre des éléments détritiques est variable. Leur nature est presque exclusivement dolomitique (dolomicrite à dolosparite, podolosparite), ils sont arrondis, jointifs, parfois brisés *in situ*. La matrice, microsparitique, est très largement recristallisée et dolomitisée (rhomboédres). Elle renferme quelques feldspaths et quartz néoformés ainsi que de rares entrouques.

Comme dans la coupe des Chalets de la Pousterle, le conglomérat s'achève par une surface particulière, ici, recouverte d'un enduit rouille et surmontée des "schistes rouges argoviens" très calcaires (0,80 m) et d'un calcaire fin massif, à silex rouges et intercalations de calcschistes sombres (2 m environ). Une croûte verte sépare ce dernier des calcschistes planctoniques.

C - PASSAGE AUX COUPES DE TYPE CHAMPCELLA

1/ Coupe de Peyre Tailla (7)

Au lieu-dit Peyre Tailla, les dolomies du Ladinien et les calcaires jurassiques forment une petite barre rocheuse, très chaotique, qui s'élève vers le Rocher Touard et sépare le Bois Noir de la Côte de Corbières. La coupe la mieux dégagée et la plus complète se trouve au sommet de cette barre.

Le "Dogger" comporte deux termes : (a) une microbrèche dolomitique à la base et (b) un calcaire à oncolithes au sommet.

Le terme inférieur est séparé des dolomies blanches ladinienes par un calcaire gris à silicifications éparses et zones dolomitiques jaunes. Ce calcaire, très étiré, épais de 2 à 2,50 m, ne peut être daté avec précision. Son faciès (microsparite à rares entroques) semble le rapprocher du Ladinien supérieur (cycle III de A. BAUD et J. MEGARD-GALLI).

a) La microbrèche dolomitique

Elle est peu épaisse (2,50 m) et litée. Dans les deux bancs inférieurs, ses éléments, de taille millimétrique, sont jointifs et ont tendance à montrer un granuloclasement ; dans le banc supérieur, le grain est nettement plus fin.

Microfaciès : Calcarénite à ciment dolomitique et plages silicifiées. Les grains (dolomicrites et dolomicrosparites d'origine triasique), anguleux ou émoussés, sont assez bien classés.

b) Le calcaire à oncolithes (3 m)

Ce calcaire, de couleur gris clair, est peu fossilifère (polypiers, Bélemnites) et contient encore quelques lithoclastes dolomitiques. Les oncolithes, abondants, parfois jointifs (photo 3-6), sont très étirés. Leur taille varie de 1 à 10 mm environ. La matrice, plus jaune, est dolomitique.

La partie sommitale du calcaire à oncolithes paraît bréchifiée, elle est recouverte par une croûte siliceuse de couleur rouille ou par un enduit lie de vin (73-143).

Microfaciès : Micrite grumeleuse à oncolithes et entroques. Les oncolithes se distinguent difficilement de la matrice. Celle-ci est en partie dolomitisée (nombreux rhomboèdres de dolomie). Des cristaux de quartz néoformés abondent dans la partie supérieure du Dogger (73-143).

c) Le Malm

Il est représenté, de bas en haut, par :

- 2 à 3 m de "schistes" rouges et jaspes ferrugineux rouges ou brunâtres contenant quelques lithoclastes dolomitiques à leur base ;
- quelques bancs de calcaire à zones siliceuses grises (quartz automorphes abondants) ;
- calcaire noduleux blanc à rose (micrite à entroques) et silex rouges ;
- calcaire gris clair à zones siliceuses grises, se débitant en plaquettes dans sa partie supérieure.

2/ Coupe de la Côte de Corbières (8)

Elle se trouve sur le flanc S de l'éperon rocheux situé au pied du Rocher Touard. Par rapport à la précédente, cette coupe montre un fait essentiel : c'est la disparition du faciès microbréchique. On observe de bas en haut :

- les dolomies ladinienes ;
- le calcaire à oncolithes (wackestone à packstone) identique à celui de la coupe de Peyre Tailla (2 m) ;
- le hard-ground ferrugineux de couleur brune ;
- la base du Malm avec :
 - les "schistes" violacés ou verdâtres et radiolarites rouges à leur base (2 m) ;
 - les calcaires à zones siliceuses noires, alternant avec des schistes noirs.

A son sommet (73-17), le calcaire à oncolithes est plus riche en entroques ; il faut aussi y noter la présence de petits éléments anguleux de dolomie triasique et celle de quartz néoformé.

Coupes dans la nappe de ROCHE CHARNIÈRE

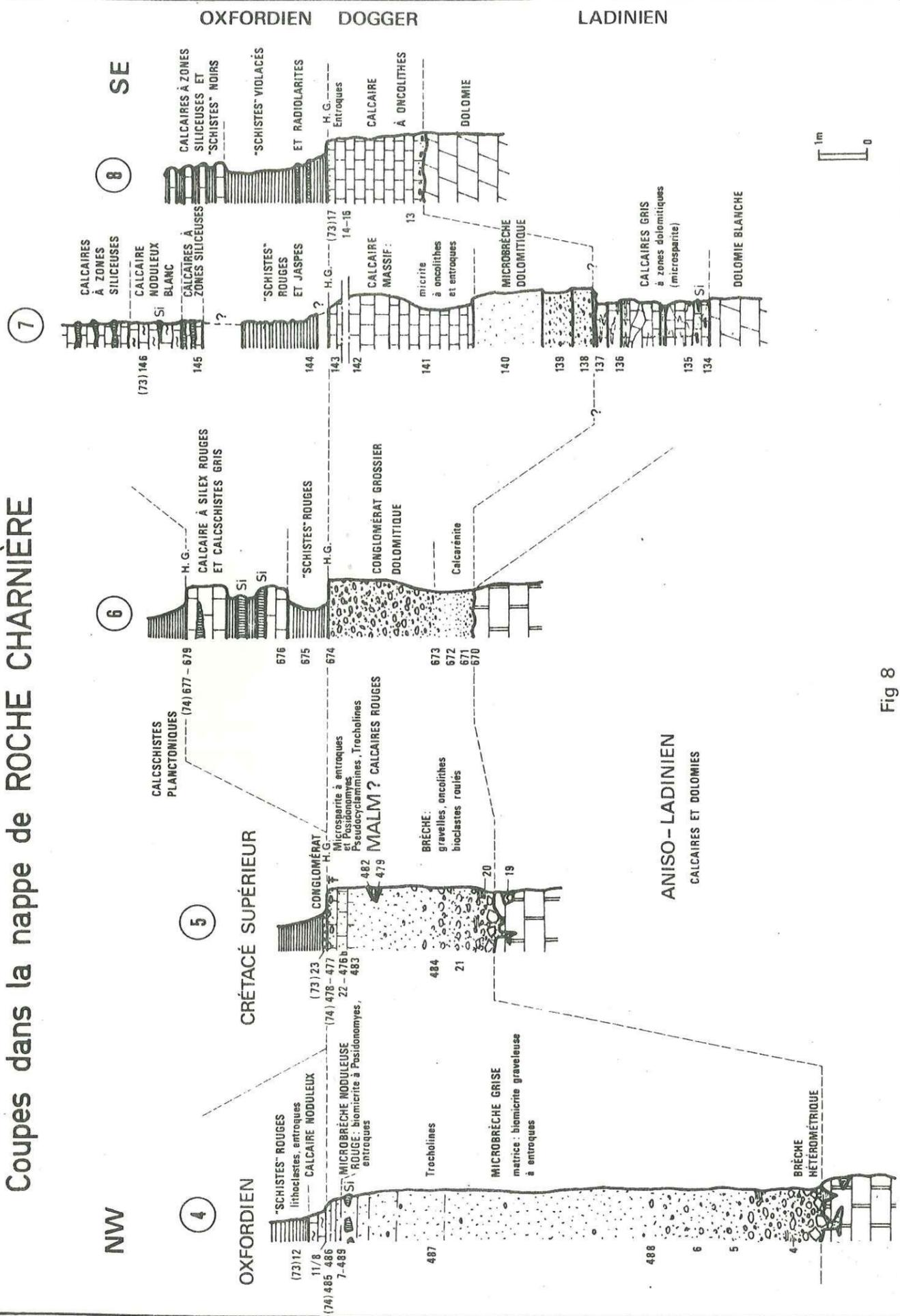


Fig 8

D - CONCLUSION SUR LE "DOGGER" DE LA NAPPE DE ROCHE CHARNIÈRE

L'étude et la comparaison des coupes appartenant à la nappe de Roche Charnière (fig. 8) nous révèlent :

1- L'existence d'une érosion qui a largement atteint les calcaires apiso-ladiniens à l'W et les dolomies ladiniennes à l'E. Aucune indication n'est fournie sur les conditions du milieu dans lequel elle s'est produite ; toutefois la phase finale semble bien être sous-marine et plus ou moins contemporaine du dépôt des brèches. (cf. ci-dessous).

2- L'importance des brèches dans les dépôts attribués au "Dogger". A l'W (coupes 4 et 5), celles-ci sont massives, peu épaisses (10 m au maximum), mal triées et constituées d'éléments dolomitiques enrobés dans une matrice calcaire abondante. Très grossières et hétérométriques à la base, elles sont plus fines au sommet. Les organismes, brisés, roulés et micritisés, sont plus abondants dans la partie supérieure. Vers l'E (coupe 6 à 8), les brèches, également peu épaisses, voire absentes, sont exclusivement dolomitiques.

3- L'apparition, vers l'E (coupes 7 et 8), de calcaires à oncolithes (wackestone à packstone). Ce faciès assure la transition vers des faciès analogues caractéristiques de la nappe de Champcella (cf. infra).

4- L'existence de deux types de passage des dépôts décrits précédemment aux formations attribuées au Malm (calcaire de Guillestre et calcschistes rouges à l'W ; calcschistes, radiolarites et calcaires à zones siliceuses à l'E) :

-1° type : le passage s'effectue sans discontinuité de sédimentation visible. Dans ce cas (coupe 4), il paraît progressif ; la partie sommitale de la microbrèche du "Dogger" devient plus calcaire (wackestone) et acquiert le faciès noduleux caractéristique des marbres de Guillestre. Cette évolution est soulignée par l'abondance des entroques et par l'apparition des Posidonomyes.

-2° type : le passage se fait par l'intermédiaire d'une surface de discontinuité majeure (hard-ground) liée à une phase d'ablation sous-marine. C'est le cas le plus généralement représenté (coupe 6 à 8).

Ainsi, avec ou sans discontinuité de sédimentation, le passage aux faciès pélagiques du Malm est marqué par une période d'activité physico-chimique importante accompagnée de phénomènes d'induration précoce, de dissolution et de minéralisation.

La minceur des dépôts classiquement attribués au Dogger, l'importance relative des faciès clastiques, leur mode de passage aux faciès pélagiques et la fréquence des érosions sous-marines sont caractéristiques du domaine de la nappe de Roche Charnière. Ce domaine est donc le siège d'une sédimentation complexe en milieu peu profond (plate-forme externe). Les apports ont une double origine : une origine lointaine avec des éléments provenant de milieux plus internes, voire littoraux (galets, bioclastes micritisés, intraclastes, etc...) et une origine locale avec un matériel pélagique à hémipélagique. Cette seconde origine tend à devenir prédominante du bas vers le haut.

III - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE CHAMPCELLA ET SES PROLONGEMENTS

SEPTENTRIONAUX

	Page
A - <u>LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE CHAMPCELLA S.S. ET LA 2° ECAILLE</u>	95
A1 - COUPES DU 1° TYPE	97
1/ <u>Coupe de Soureliou</u>	97
a) L'ensemble conglomératique	97
b) Les calcaires massifs bioclastiques à oncolithes ou calcaires de Champcella	104
c) La "microbrèche cendrée"	105
2/ <u>Variations dans la nappe de Champcella s.s.</u>	113
a) Les variations d'épaisseur	113
b) Les variations de faciès	114
3/ <u>Conclusion à l'étude des coupes du 1° type dans la nappe de Champcella s.s.</u>	115
a) Lithologie	115
b) Datation	116
c) Milieux de dépôt	117
A2 - COUPES DU 2° TYPE	137
B - <u>LE "DOGGER" DANS LA DIGITATION DES AIGUILLONS ET LA 3° ECAILLE</u>	141
1/ <u>La digitation des Aiguillons : coupe de la Tête du Puy</u>	141
2/ <u>La 3° écaille : Serre Chevalier, la Condamine et le Sablier</u>	141
C - <u>LE "DOGGER" DANS LA COUVERTURE EXTERNE DU HOULLER BRIANCONNAIS</u>	147
C1 - LE "DOGGER" DANS LE MASSIF DU GRAND GALIBIER	147
C2 - LE "DOGGER" DANS LES MASSIFS DE LA SETA, DES CERCES ET DE LA TETE NOIRE	159
D - <u>CONCLUSION SUR LE "DOGGER" DE LA NAPPE DE CHAMPCELLA S.L.</u>	163

III - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE CHAMPCELLA ET SES
PROLONGEMENTS SEPTENTRIONAUX

*Importance des faciès de plate-forme externe dans les
dépôts carbonatés attribués au "Dogger" ; les différents
modes de passage de ces faciès à ceux, pélagiques, du Malm.*

A - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE CHAMPCELLA S.S. ET LA
2° ECAILLE

De même que celle de Roche Charnière, la nappe de Champcella s.s. possède un développement maximum en rive droite de la Durance. Elle apparaît aux environs du Réotier où elle passe, vers l'W, à la digitation du Ponteil-1'Aubréau. Vers le N, la nappe de Champcella prend davantage d'importance et forme les falaises de Champcella et le haut massif de la Tête-de-Gaulent. Au-delà, elle se prolonge par la Roche de la Sèa et le Signal des Têtes puis, enfin (2^{ème} écaille), par le soubassement du massif de Montbrison, le sommet de la Tête de la Balme et celui de la Tête du Grand Pré (planche II).

En rive gauche de la Durance, elle n'apparaît que dans le bassin de la Roche-de-Rame et, plus au N, au Puy des Aiguillons.

Le "Dogger" de la nappe de Champcella, signalé et étudié pour la première fois par Ch. PUSSENOT (1930 et 1938) dans les environs mêmes de Champcella, a fait depuis l'objet des travaux de M. GIGNOUX et L. MORET (1938) et surtout de J. DEBELMAS (1955 a).

Deux types de coupe peuvent y être observés :

A1 - COUPES DU 1° TYPE

Caractéristiques de la nappe de Champcella S.S., les coupes du 1° type sont très bien représentées dans les environs de Champcella (fig. 9) et plus particulièrement au lieu-dit Soureliou.

1/ Coupe de Soureliou (18)

En raison de la densité des failles, je ne pourrai décrire le "Dogger" qu'au moyen de plusieurs coupes partielles numérotées de 1 à 5 (fig. 9, 10, 11 et 12). Elles se situent en rive gauche du torrent de Soureliou (SE de Champcella), à l'extrémité S ou SE de la falaise dominant la R.D. 38.

La comparaison des diverses coupes montre que le "Dogger" est formé par la superposition de trois termes :

- a. ensemble conglomératique à la base ;
- b. calcaires massifs bioclastiques à oncolithes ou calcaires de Champcella au milieu ;
- c. microbrèche crinoïdique ("microbrèche cendrée" des auteurs) au sommet.

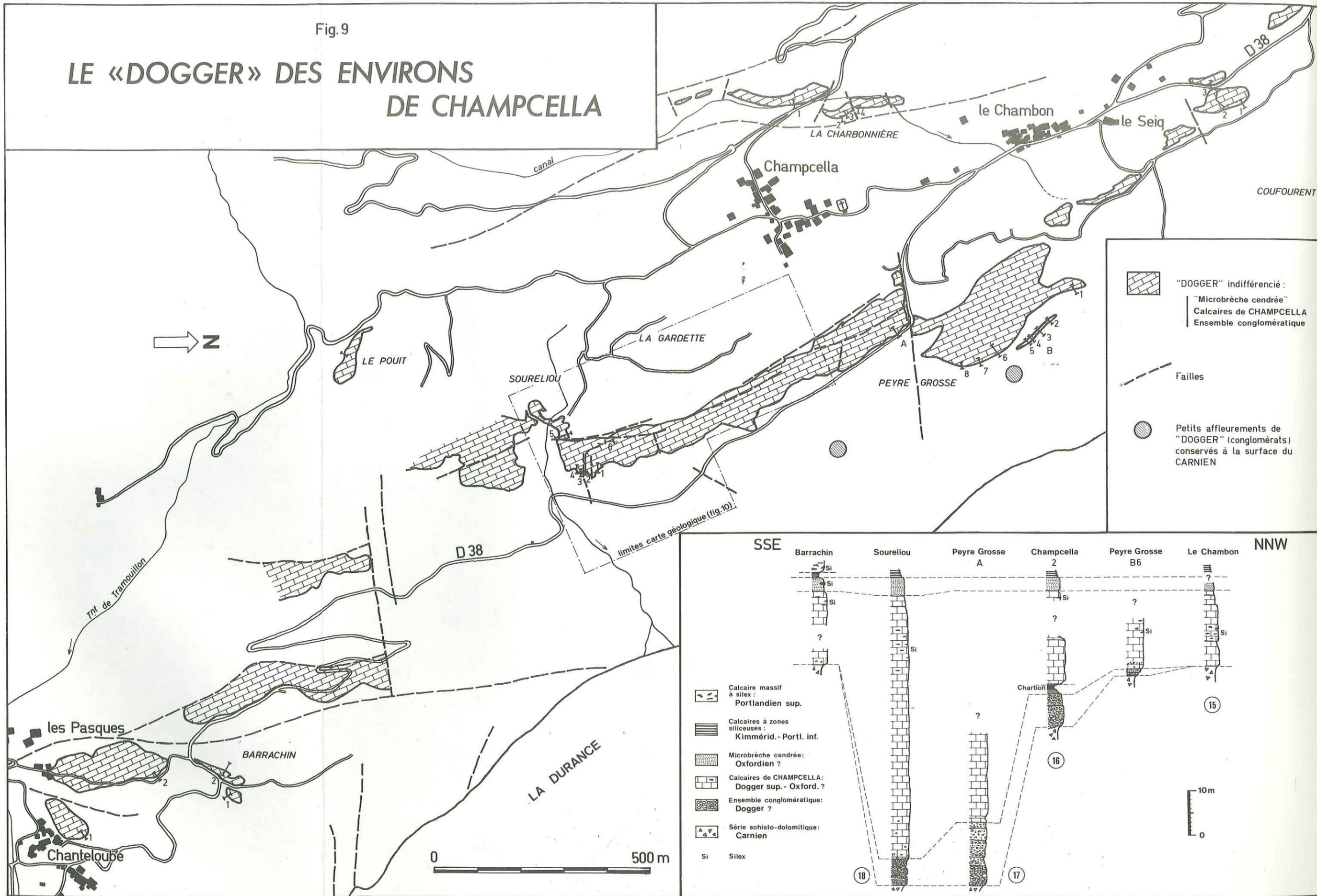
a) L'ensemble conglomératique (fig. 11)

Ici peu épais (jusqu'à 6 m), il ravine la série schisto-dolomitique sous-jacente attribuée au Carnien. Ses éléments, calcaires, dolomitiques ou siliceux, roulés ou anguleux, proviennent d'une part, des formations triasiques et principalement carniennes, d'autre part de formations jurassiques. La matrice, généralement abondante est soit calcaire, soit schisto-dolomitique et dans ce cas semblable à celle des brèches carniennes.

La forte hétérométrie, l'absence de classement, l'absence presque générale de litage et l'abondance de la matrice excluent, pour la mise en place de ces conglomérats, à la fois un transport grain par grain dans un milieu d'hydrodynamisme élevé et un transport en masse sur une longue distance. Il semble plutôt qu'il s'agisse d'un dépôt d'accumulation après un transport relativement court, au pied d'une pente par exemple.

Fig.9

LE «DOGGER» DES ENVIRONS DE CHAMPCELLA



CARTE GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DE SOURELIQU (SE de CHAMPCELLA)

Fig. 10

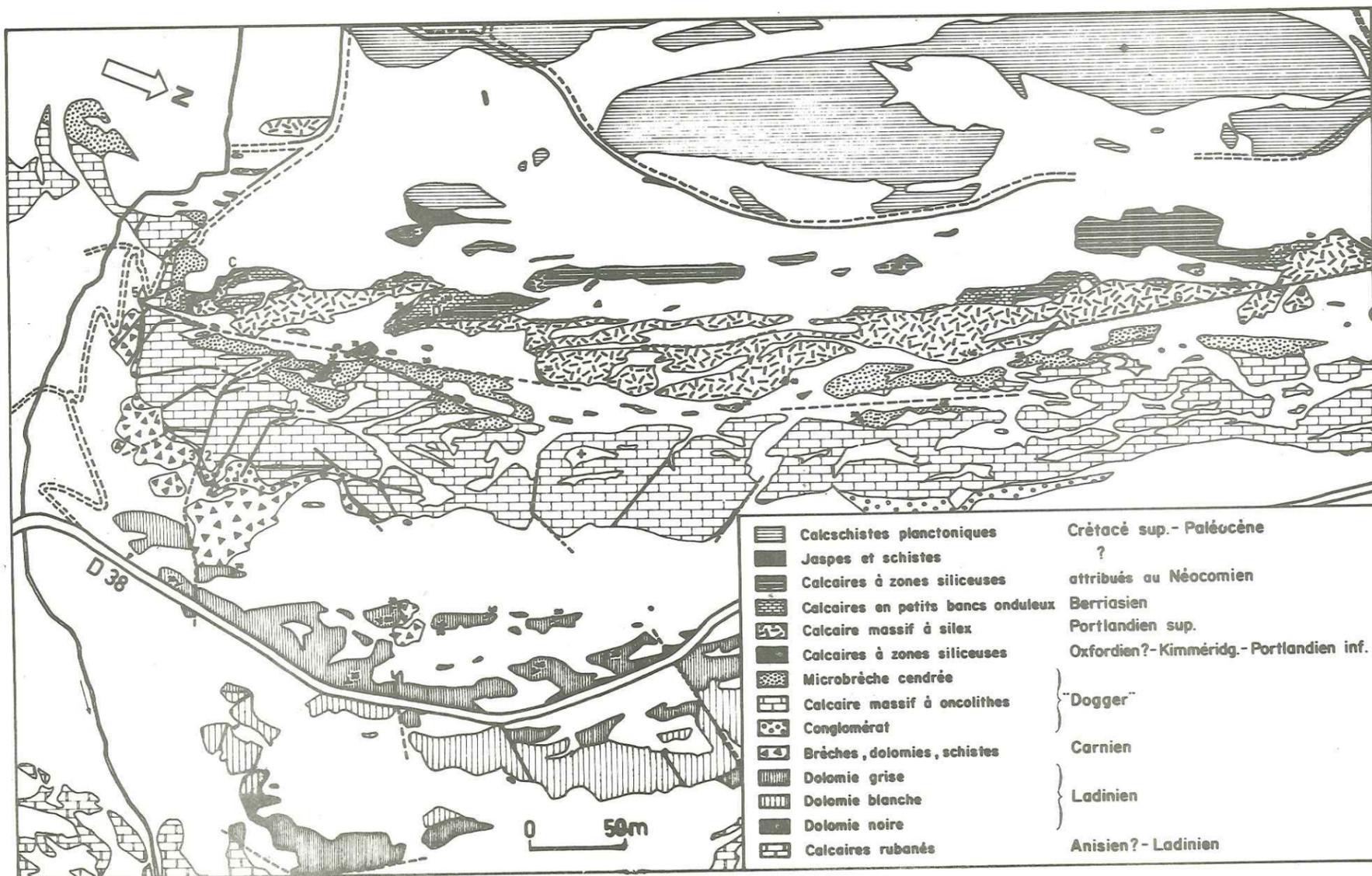


Fig. 11 : Coupe de Soureliou (18) - l'ensemble conglomératique.

Constituant la base du "Dogger" de Soureliou (fig. 12), l'ensemble conglomératique repose sur une série schisto-dolomitique attribuée au Carnien. Cet ensemble comprend deux types principaux de faciès :

1. Un faciès bréchiq ue d'aspect variable mais présentant toujours de fortes ressemblances avec celui des brèches dolomitiques carniennes.

Les éléments, généralement anguleux, sont calcaires (cas le plus fréquent), dolomitiques ou siliceux; Leur taille varie du millimètre à plusieurs décimètres. La matrice, noirâtre, grise, ocre ou jaune est soit calcaire (coupes 3 et 4), soit argilo-dolomitique (coupes 1b, 1c et 4).

Un cas particulier est fourni par la coupe 4 qui montre, dans sa moitié inférieure, une brèche grise où éléments calcaires et matrice calcaire se confondent aisément. Le caractère bréchiq ue est seulement mis en évidence par une légère dolomitisation préférentielle de la matrice. Cette brèche, vraisemblablement intraformationnelle, passe progressivement, vers le haut, au faciès précédemment décrit.

Microfaciès des calcaires en blocs dans la brèche : pelmicrite à microsparite grumeleuse et bréchiq ue. Les microfossiles sont rares ; citons seulement quelques *Valvulinidae* et quelques *Guttulinidae* dont la présence exclut pour ces éléments une origine dans le Trias et implique au contraire qu'ils sont d'âge jurassique (L. HOTTINGER).

2. Un faciès conglomératique qui, bien développé dans la coupe 1d où il atteint 6 m d'épaisseur, passe latéralement (coupes 1b et 1c) au faciès bréchiq ue précédent.

Les éléments de ce conglomérat sont, en général, jointifs et comprennent :

- des galets parfois perforés, de calcaire ou de dolomie dont le diamètre reste inférieur à 0,50 m ;
 - des blocs de dolomie de taille décimétrique à métrique ;
 - des galets de silex parfaitement roulés (photo 5-1) ;
- ces derniers sont petits, nombreux et disposés en lits, dans les coupes 1b et 1c ; ils sont plus gros (jusqu'à 10 cm de diamètre) et disséminés parmi les autres éléments dans la coupe 1d.

Blocs et galets sont enrobés dans une matrice calcaire grise, parfois dolomitisée (elle est alors jaunâtre) et riche en petits lithoclastes anguleux millimétriques.

Quelques débris végétaux sont visibles dans la partie supérieure du conglomérat.

Microfaciès de la matrice de ce conglomérat : Intramicrosparite graveleuse à entroques. Les gravelles micritiques, de taille millimétrique, sont, avec les lithoclastes dolomitiques ou siliceux, les éléments dominants. Les pellets sont généralement subordonnés, et les bioclastes ne sont représentés que par des entroques, de rares débris d'Algues et de Stromatoporidaés et quelques Lituolidés douteux. Tous ces éléments sont jointifs, mal classés et sont enrobés par de la calcite microcristalline, plus rarement spathique (packstone à grainstone).

18
Coupe de SOURELIOU (base)

CALCAIRE MASSIF BIOCLASTIQUE À ONCOLITHES

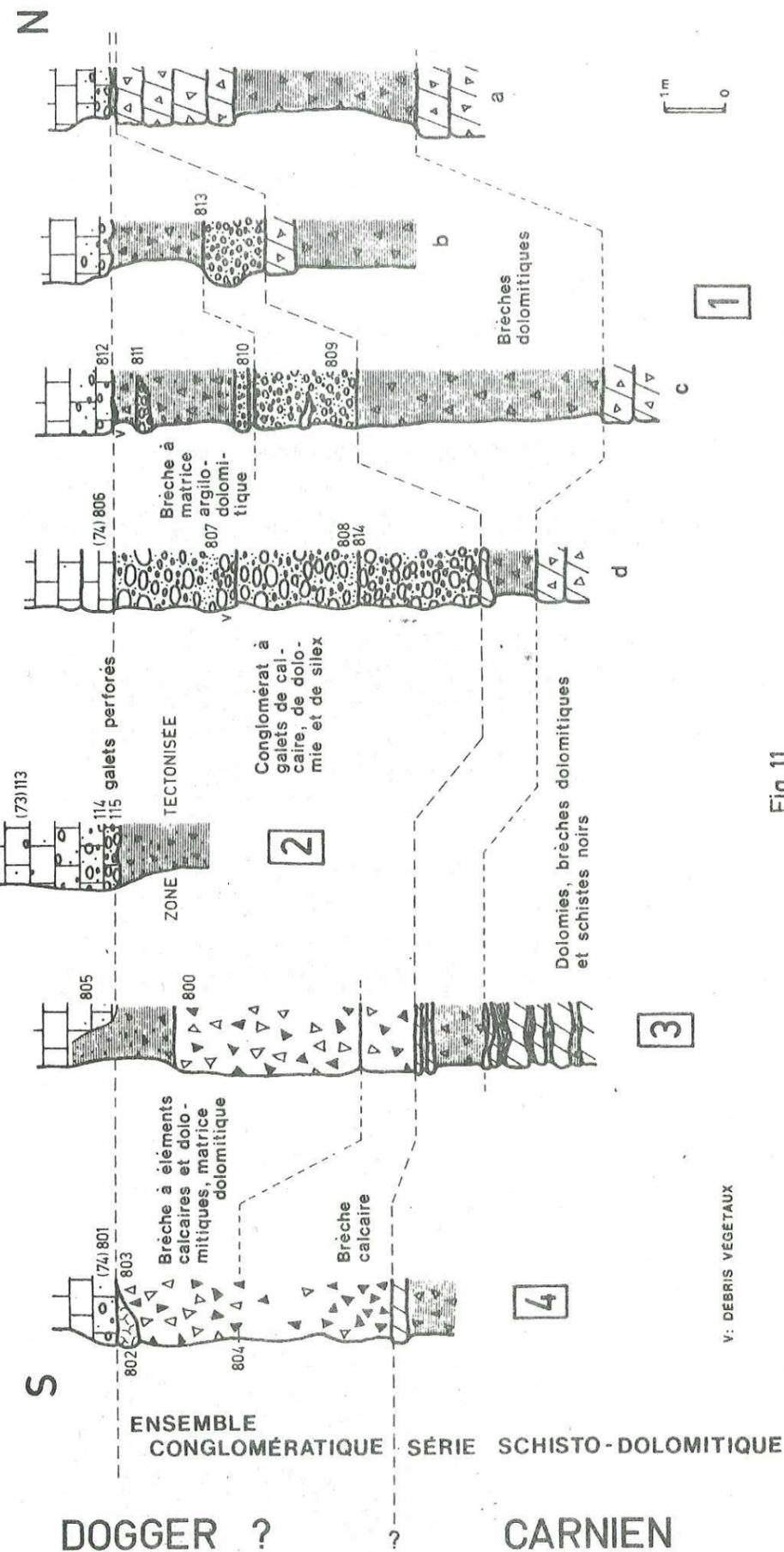


Fig. 11

Les silicifications sont fréquentes et se traduisent par la présence de quartz néoformés monocristallins, parfois automorphes (taille 0,1 mm) et celle de plages de silice microcristalline. La dolomitisation (rhomboédres et grains de dolomie) est souvent importante.

Ainsi, les éléments anguleux ou roulés de l'ensemble conglomératique ont une double origine :

- 1- du Trias et principalement du Carnien, c'est le cas des éléments dolomitiques et des silex ;
- 2- d'une formation jurassique antérieure ou contemporaine à l'ensemble conglomératique, c'est le cas d'une partie des éléments calcaires de la brèche et du conglomérat.

La forte hétérométrie (du millimètre au mètre) des éléments de l'ensemble conglomératique exclue l'idée de tout transport sur une longue distance. Cet ensemble est le résultat d'un remaniement sur place des brèches argilo-dolomitiques carniennes et de calcaires graveleux jurassiques. La présence de galets bien roulés de silex ne semble pas en contradiction avec cette conclusion. Quoique nettement moins abondants, de tels galets sont connus dans les brèches carniennes. Leur façonnement serait donc, en partie, hérité du Trias.

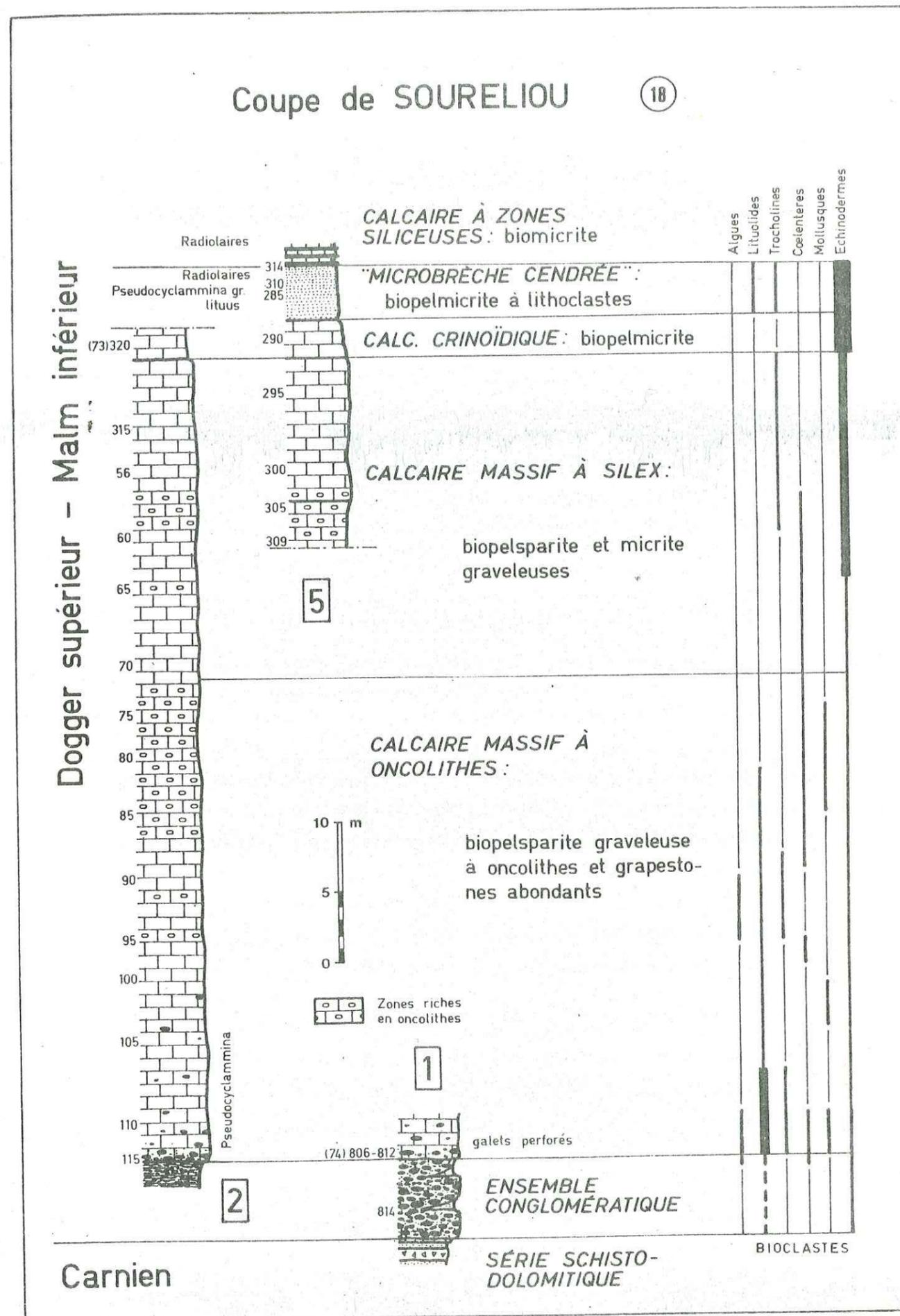


Fig. 12

b) Les calcaires massifs bioclastiques à oncolithes ou calcaires de Champcella.

Ces calcaires, noirs, fétides, à patine gris bleuté, auxquels je donnerai le nom de "calcaires de Champcella" sont typiques de la nappe du même nom. Très généralement recristallisés, ils forment une masse épaisse de 40 à 50 m pouvant être divisée en deux parties d'égale importance (fig. 12) :

1- Une partie inférieure, très sombre, à passées oncolithiques fréquentes ; sa base renferme de nombreux galets de dolomie triasique perforés et quelques silex roulés (photo 5-2).

2- Une partie supérieure, beaucoup plus claire en patine, à silex et fossiles épigénisés par la silice ; vers le haut, un enrichissement progressif en entroques (calcaire crinoïdique) annonce la "microbrèche cendrée".

Microfaciès des calcaires de Champcella :

1- Calcaire sombre à oncolithes (grainstone).

La base, riche en bioclastes (fig. 12), est constituée par une biopelsparite bien classée à pellets irréguliers, jointifs, de petite taille, et intraclastes micritiques anguleux, de forme allongée (73-113 ; photo 6-1). Lithoclastes et petits quartz anguleux sont fréquents.

Vers le haut, cette biopelsparite devient plus graveleuse et contient de nombreux grapestones et oncolithes. Les bioclastes sont moins abondants; seuls persistent quelques *Lituolidae*, des entroques, des débris de Lamellibranches et de Gastéropodes ainsi que des Hydrozoaires et des polypiers. Ces derniers ont leurs loges remplies de micrite ; un certain nombre d'entre eux servent de nucleus aux oncolithes. Intraclastes et bioclastes sont fortement micritisés.

2- Calcaire plus clair à silex (grainstone à packstone)

En lame mince il présente apparemment peu de différences avec le précédent. Cependant, la matrice devient progressivement de plus en plus abondante tandis que bioclastes et intraclastes

(à l'exception des entroques) deviennent moins nombreux que les pellets. La micritisation des intraclastes est encore très importante. Les silicifications (quartz et calcédoine) sont nettement tardives et postérieures à la dolomitisation.

Dans la partie supérieure (73-290 ; photo 6-2), la texture du calcaire est définitivement celle d'un packstone où pellets et entroques en sont pratiquement les seuls éléments (biopelmicrite). Ceux-ci sont bien classés et leur taille moyenne est d'environ 0,2 mm.

c) La "microbrèche cendrée"

Peu épaisse (4 à 5 m), elle marque le passage aux calcaires à zones siliceuses attribuées au Kimméridgien-Portlandien inférieur (BOURBON et al., 1975). Cette microbrèche est un calcaire gris clair à lithoclastes millimétriques abondants d'origine triasique. Ces derniers sont souvent disposés en lits, espacés de 5 cm environ et présentant parfois une ébauche de granuloclasement (photo 5-5). Les macrofossiles y sont rares.

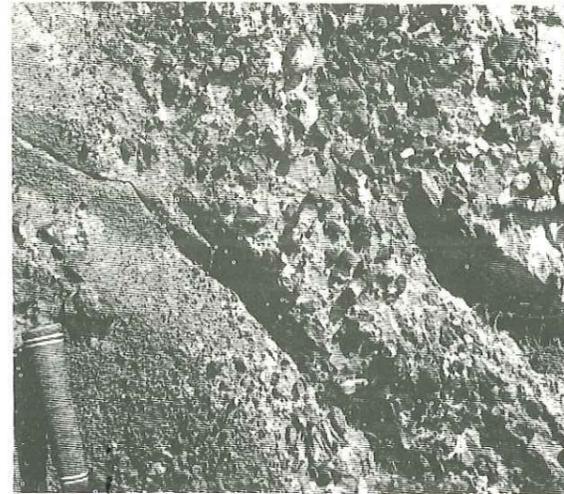
Microfaciès de la "microbrèche cendrée" :

En dehors des lithoclastes sus-mentionnés et de quelques grains de quartz, la microbrèche renferme des intraclastes micritiques, peu abondants, de taille millimétrique (gravelles), des pellets et des bioclastes. Tous ces éléments, inclus dans une micrite, plus rarement une microsparite, sont jointifs (packstone). La faune comprend des entroques, quelques débris d'Ophiures et des Foraminifères. Parmi ceux-ci, il faut citer des *Trocholina sp.*, des *Textularia* et des *Pseudocyclanmina gr. lituus*. Ainsi, la "microbrèche cendrée" apparaît comme une biopelmicrite graveleuse à lithoclastes (photo 6-3).

Dans la partie tout à fait supérieure (73-314 ; photo 6-4), la matrice se fait plus abondante et renferme des Radiolaires (wackestone). Cette observation montre que le passage aux calcaires à zones siliceuses (biomicrites à radiolaires et radiolarites) se fait d'une manière progressive ; il ne semble pas y avoir de lacune.

Planche 5 : Nappe de Champcella (1)

1. Soureliou (18-1d, fig. 11) : Conglomérat de base des calcaires de Champcella. Noter, l'abondance des galets de silex parfaitement roulés.
2. Soureliou (18-2, fig. 11) : Galets dolomitiques (alors perforés) et siliceux non jointifs à la base des calcaires de Champcella.
3. Peyre Grosse (17, fig. 13) : Base du conglomérat grossier et contact (ligne blanche) avec les brèches schisto-dolomitiques sous-jacentes attribuées au Carnien.
4. Barrachin : "Microbrèche cendrée" (mbr) et calcaires à zones siliceuses (czs) ; remarquer la déformation des silex traduisant la précocité des silicifications et l'existence de glissements synsédimentaires intervenus avant l'induration du sédiment (DEBELMAS, 1953b).
5. Barrachin : Litage et granuloclasement des éléments dolomitiques dans la "microbrèche cendrée".
6. Barrachin : Silex dans la "microbrèche cendrée" ; la silicification est postérieure au dépôt de la microbrèche puisque le litage des éléments dolomitiques se poursuit au travers du silex.



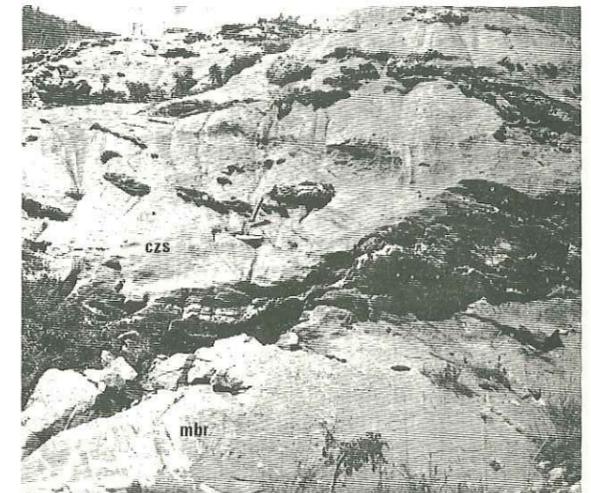
1



2



3



4



5



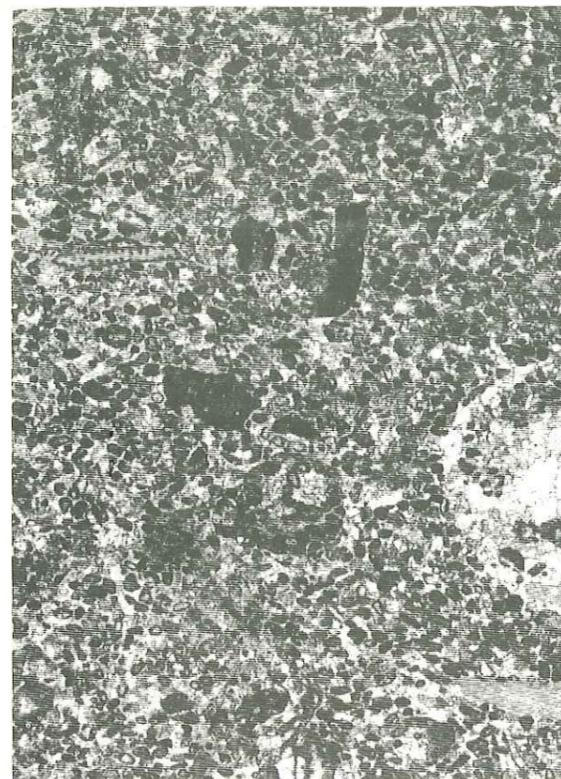
6

1. Base des calcaires de Champcella (73-113) : grainstone à pellets irréguliers, bioclastes (Lituolidés, Nérinées, entroques, débris d'Algues, de Brachiopodes et de Lamellibranches) et intraclastes micritiques anguleux (biopelsparite).

2. Calcaire crinoïdique constituant la partie sommitale des calcaires de Champcella (73-290) : packstone à entroques et pellets (biopelmicrite).

3. "Microbrèche cendrée" (73-313) : packstone à pellets, gravelles, entroques et lithoclastes dolomitiques (biopelsparite graveleuse).

4. Sommet de la "Microbrèche cendrée" (73-314) : wackestone à pellets, gravelles, bioclastes et lithoclastes dolomitiques ; parmi les bioclastes on peut reconnaître des Radiolaires (dans les zones plus micritiques), des entroques, des pièces calcaires de ventouse ambulacraire d'Echinide et des Foraminifères dont *Pseudocyclammina gr. lituus*, *Trocholina sp.* et *Textularia sp.*
Ce faciès assure la transition avec les calcaires à Radiolaires du Malm sus-jacent.



↑ 1 mm 1



↑ 1 mm 2



↑ 1 mm 3



↑ 1 mm 4

2/ Variations dans le "Dogger" de la nappe de Champcella S.S.

a) Les variations d'épaisseur

Elles sont très sensibles tant dans l'ensemble conglomératique que dans les calcaires de Champcella. C'est ainsi que dans les environs de Champcella (fig. 9), il est possible de distinguer :

1- des séries épaisses

Elles sont analogues à celles de Soureliou (cf. ci-dessus) ; citons cependant la coupe de Peyre Grosse (A) (17 ; fig. 13) où l'ensemble conglomératique atteint son épaisseur maximale (15 m) et montre une partie inférieure très grossière, fortement hétérométrique et une partie supérieure nettement plus calcaire, parfois litée, dans laquelle les éléments sont plus petits et mieux classés.

2- des séries réduites

Dans ces séries, l'ensemble du "Dogger" ne dépasse pas une vingtaine de mètres d'épaisseur (contre 60 m pour les séries épaisses). Elles sont bien représentées dans les environs de Champcella et notamment, du SE vers le NW, à Chanteloube, au lieu-dit Barachin, à Peyre Grosse (B), ainsi qu'au Chambon (15 ; fig. 15). En ces divers points, l'ensemble conglomératique atteint rarement plus d'un mètre d'épaisseur et peut même manquer.

La répartition de ces séries n'est pas quelconque ; alors que les séries réduites sont très généralement représentées dans cette partie de la nappe de Champcella S.S., les séries épaisses sont au contraire localisées aux environs immédiats de Soureliou.

Il est intéressant de noter que la limite de répartition de ces deux types de séries coïncide précisément avec le passage de failles transverses E-W. (fig. 9).

Il est à remarquer d'autre part que la coupe de Champcella-La Charbonnière (16 ; fig. 14) se situe dans le prolongement de la faille de Peyre Grosse et qu'elle représente un intermédiaire entre les deux types de série. Immédiatement au N (Champcella 3), le contact entre le conglomérat de base et la série schisto-dolomitique est très redressé ; plus au N, ce conglomérat disparaît (fig. 14 B).

Ces failles E-W sont donc probablement des paléofailles qui auraient délimité, au cours du Jurassique, un graben à l'intérieur duquel les dépôts du "Dogger" se seraient accumulés.

Cette disposition semble avoir subsisté au cours du Jurassique supérieur ; les calcaires massifs à silex du Portlandien supérieur montrent en effet, dans cette région, un épaissement significatif.

b) Les variations de faciès

1- Dans ce domaine, le fait essentiel est l'existence de lentilles charbonneuses et de débris végétaux dans la partie inférieure du "Dogger" :

- A Champcella-la Charbonnière (16 ; fig. 14), une lentille de charbon repose, par l'intermédiaire de calcschistes gris noir, sur le conglomérat grossier ; elle est surmontée par les calcaires de Champcella dont la base est soulignée par un lit de galets perforés.

- Au lieu-dit les Balmes (N de la Roche-de-Rame ; 13), une lentille de schistes charbonneux vient s'intercaler entre les brèches carniennes et les calcaires de Champcella.

- Au Pont du Villars (14 ; fig. 16), un calcaire à lithoclastes et débris charbonneux marque le passage entre l'ensemble conglomératique (ici riche en polypiers roulés) et les calcaires de Champcella.

Ainsi, ces niveaux charbonneux apparaissent non pas à la base du "Dogger" mais le plus souvent entre l'ensemble conglomératique et les calcaires de Champcella. Ils se sont donc déposés en milieu marin tout comme les conglomérats sous-jacents (cf. supra).

2- Un autre point important est, dans certaines coupes, la richesse des calcaires de Champcella en microfaunes. A cet effet, nous citerons plus particulièrement les coupes du Pont du Villars (14 ; fig. 16) et du Col des Lauzes (12 ; fig. 17). L'une comme l'autre renferment en abondance des Lituolidés, des Trocholines et des Nautiloculines. Celle du Pont du Villars (photos 8-2 à 5) montre notamment, parmi les Lituolidés, une forme du groupe *Pseudocyclamina lituus* attribuée par L. HOTTINGER au Jurassique supérieur.

3- Quelques faciès particuliers peuvent encore être cités pour mémoire :

- Au Chambon (15 ; fig. 15), un calcaire gris bleu à petits oncolithes, gravelles et Lituolidés (2 m) assure la transition entre le calcaire massif à silex et le calcaire crinoïdique.

- Au Serre des Audéals (N de la Roche-de-Rame ; x = 935,8 - y = 281,45), un calcaire massif gris clair (photo 8-6) appartenant vraisemblablement à la partie supérieure des calcaires de Champcella prend localement une structure noduleuse grossière (photo 8-7). Dans ce cas, les zones nodulaires restent calcaires (biopelmicrite graveleuse à entroques) tandis que les zones internodulaires, plus argileuses, riches en lithoclastes et entroques sont généralement silicifiées. Ailleurs, il est surmonté d'une microbrèche à grains dolomitiques et zones siliceuses (biopelmicrosparite à entroques).

3/ Conclusion à l'étude des coupes du 1° type dans la nappe de Champcella s.s.

a) Lithologie

1- Les conglomérats

Ils forment un ensemble parfois complexe, d'épaisseur variable (0 à 15 m environ), localement surmonté (Champcella, les Balmes) par des lentilles charbonneuses.

Les éléments de ces conglomérats sont arrondis ou anguleux, très mal classés et souvent grossiers, notamment à la base ; ils proviennent soit de formations triasiques et sont alors dolomitiques, calcaires ou siliceux, soit de formations jurassiques et sont dans ce cas exclusivement calcaires.

L'existence de microfaunes marines dans la matrice et la présence de galets perforés permettent d'affirmer que ces conglomérats se sont déposés en milieu marin.

2- Les calcaires de Champcella

Ce sont des calcaires massifs, noirs, à patine gris-bleuté, généralement fétides, riches en bioclastes roulés et micritisés. Leur épaisseur moyenne est de l'ordre de 20 m, celle-ci est nettement plus importante à l'E et au SE de Champcella (Sourelieu, Peyre Grosse) où elle peut atteindre une cinquantaine de mètres.

Ces calcaires comportent deux termes d'importance égale :

- un terme inférieur (grainstone) riche en oncolithes :

biopelsparite graveleuse à oncolithes et grapestones ;

- un terme supérieur (grainstone à packstone) caractérisé

par la présence de silex tardifs : biopelsparite et micrite graveleuses.

La partie sommitale des calcaires de Champcella s'enrichit en entroques (biopelmicrite à sparite) et passe progressivement à la "microbrèche cendrée".

3- La "microbrèche cendrée" (3 à 5 m)

Il s'agit d'un calcaire crinoïdique gris (biopelmicrite) à petits lithoclastes dolomitiques ; les silex y sont souvent présents (Le Chambon ; Barrachin, photo 5-6). Elle passe, vers le haut, aux calcaires à zones siliceuses.

b) Datation

L'état de conservation des macrofaunes du "Dogger" de la nappe de Champcella rend impossible toute détermination précise. Cependant certains polypiers ont pu être déterminés par J. ALLOITEAU comme *Thecoseris schardti*, Koby (DEBELMAS, 1955 a) ; ceux-ci caractérisent le Bathonien.

Il est à noter que nombre de ces polypiers sont remaniés, ainsi que l'atteste leur présence dans l'ensemble conglomératique et dans le charbon de Champcella.

Les microfaunes ont pu nous apporter quelques éléments complémentaires mais non décisifs. En effet, les calcaires de Champcella et la "microbrèche cendrée" renferment de nombreux Foraminifères et notamment des Trocholines (*T. palastiniensis* ?) et des Lituolidés dont *Pseudocyclamina* gr. *lituus*, *Nautiloculina oolithica* et *N. minusculis*.

Pseudocyclamina lituus (Yokoyama) s.s. n'apparaît qu'à l'Oxfordien et se poursuit jusque dans le Valanginien ; les autres formes sont connues dans le Bathonien mais prennent un développement important au cours du Jurassique supérieur.

Il est donc possible que les calcaires de Champcella et surtout la "microbrèche cendrée" ne soient pas exclusivement bathoniens mais qu'ils montent jusque dans l'Oxfordien.

Le passage continu (cf. ci-dessous) des calcaires du "Dogger" à ceux du Malm en certains points de la nappe de Champcella milite en faveur de cette hypothèse.

d. b. m.
Telf.
Bath. - Néb.
(Neurman)

c) Milieux de dépôt

1- Les conglomérats

Ils résultent de l'accumulation des produits de l'érosion et du remaniement en milieu marin (vraisemblablement d'énergie faible à modérée) de formations triasiques et jurassiques. Par conséquent, ils ne peuvent caractériser une émergence qui aurait immédiatement précédé le dépôt des calcaires du "Dogger". Il est à noter que cette accumulation s'est effectuée sur un fond accidenté et peut-être mobile et qu'elle est préférentielle dans les dépressions.

Troch
absolu

2- Les calcaires de Champcella et leur passage aux calcaires à zones siliceuses du Malm.

Les calcaires de Champcella représentent également des dépôts d'accumulation en milieu d'énergie modérée. Ce milieu est faiblement productif, favorable à la micritisation et se situe très vraisemblablement en plate-forme externe.

Le passage aux calcaires à zones siliceuses se fait en l'absence apparente de toute discontinuité majeure (Sourelieu) ; la sédimentation paraît continue et les variations de faciès sont progressives. On assiste ainsi à l'évolution des faciès de plate-forme externe (calcaires de Champcella) vers des faciès pélagiques à entroques et radiolaires en milieu de faible énergie, plus profond mais surtout de mer plus ouverte ("microbrèche cendrée" et calcaires à zones siliceuses).

Fig. 13 : Coupe de Peyre Grosse (17)

Cette coupe se situe (fig. 9) en bordure de la R.D. 38, à l'extrémité septentrionale de la falaise mentionnée à propos de la coupe de Soureliou (18). Elle présente, sur les autres coupes des environs de Champcella, la particularité de montrer un important développement des conglomérats de la base du "Dogger". Ceux-ci reposent directement sur la série schisto-dolomitique attribuée au Carnien et sont surmontés par les calcaires massifs à oncolithes ou calcaires de Champcella. Vers le haut la coupe est interrompue par des failles d'orientation NNW-SSE.

a) L'ensemble conglomératique

On peut y distinguer cinq termes qui diffèrent entre eux essentiellement par la taille et le classement de leurs éléments ainsi que par l'abondance relative de la matrice. De bas en haut :

- Conglomérat grossier (4 à 5 m) : Il est formé de gros blocs roulés de calcaire à grain fin, de couleur noire et patine grise légèrement violacée. Leurs dimensions varient de quelques cm à 1 m (photo 5-3). Entre ces blocs, on trouve d'autres éléments (photo 7-4), le plus souvent anguleux, de taille comprise entre quelques mm et 5 cm environ et de nature calcaire, dolomitique ou siliceuse (quartz, quartzites et silex). La matrice, légèrement argileuse, est peu abondante. Tous les éléments sont jointifs et généralement impressionnés (contacts stylolithisés ou calcitisés).

- Calcaire à lits microconglomératiques et galets épars (2 m) : Sa texture est celle d'un packstone. La matrice micritique à microsparitique, renferme en quantité égale des pellets et des entroques et en quantité moindre des lithoclastes d'origine triasique ainsi que du quartz détritique (biopelmicrite quartzeuse).

- Conglomérat à passées alternativement fines et grossières (3 à 4 m). Il est peu différent du conglomérat grossier. Ses éléments sont toutefois plus petits, mieux classés et présentent un litage bien visible dans la partie supérieure. Il contient en outre de rares bioclastes (débris de Bryozoaires et de Brachiopodes, entroques).

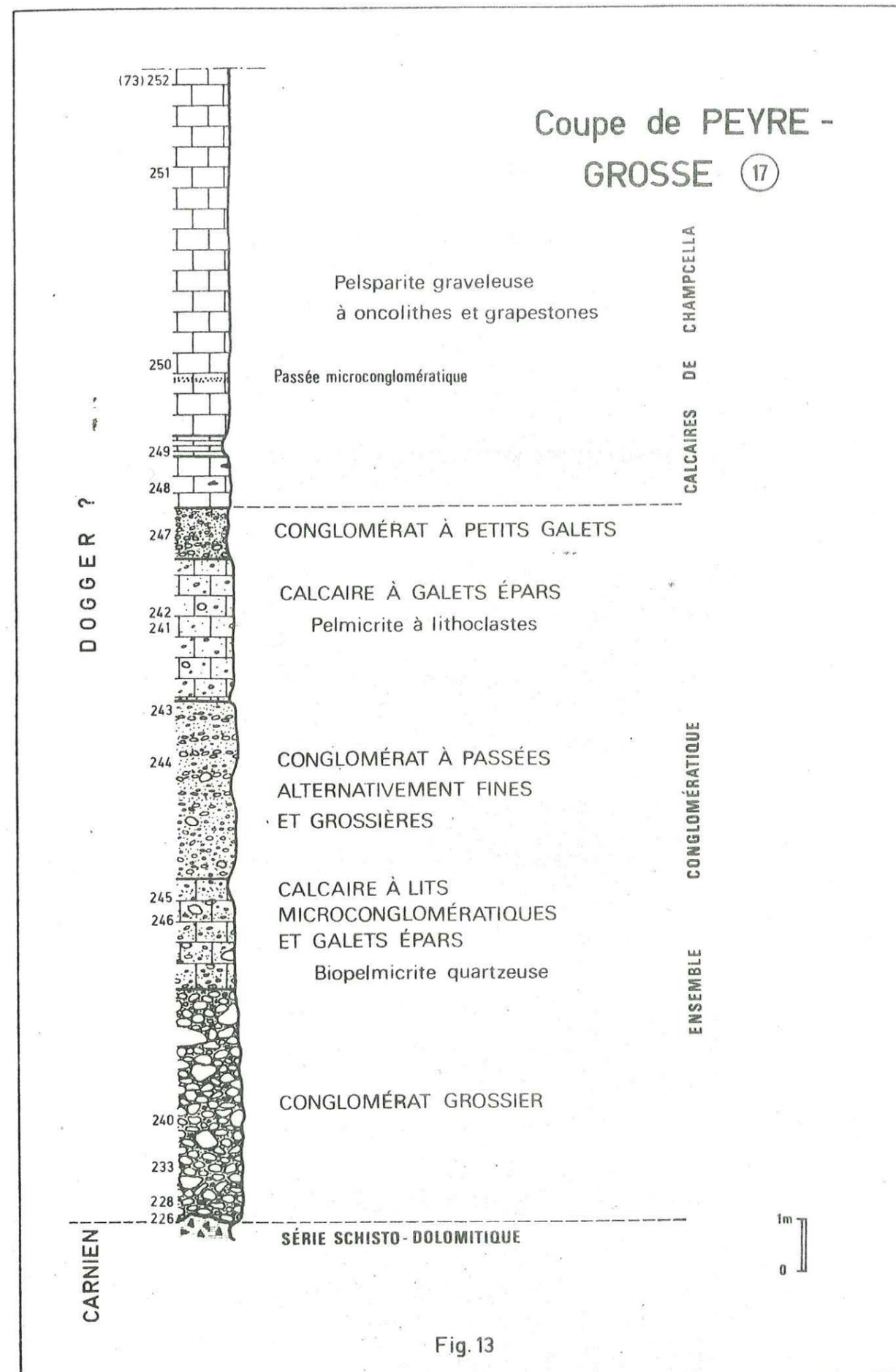
- Calcaire à galets épars (2 à 3 m) : pelmicrite très étirée à lithoclastes millimétriques et centimétriques abondants.

- Conglomérat à petits galets (1 m). Egalement très étiré, ce conglomérat montre, dans une matrice calcaire, des galets centimétriques, de nombreux éléments anguleux millimétriques, quelques bioclastes et oncolithes.

b) Les calcaires de Champcella

Ils sont massifs et riches en oncolithes, notamment vers leur base (73-249).

Microfaciès : Pelsparite graveleuse à oncolithes et grapestones. Les bioclastes sont peu abondants (débris d'Algues, polypiers, entroques etc...).



Remarque :

J. DEBELMAS (1955a, p. 36) a décrit, dans les environs de Champcella, des poches creusées dans les dolomies ladiniennes et remplies de brèches qu'il considérait comme résultant du remaniement, en milieu continental, des formations triasiques et que J. MEGARD-GALLI (1972) a attribué, depuis, au Carnien.

Deux de ces "poches", situées près de Peyre Grosse (fig. 9) ont un remplissage mixte : La brèche carnienne, est alors surmontée par un conglomérat à galets calcaires perforés identique à ceux décrits précédemment sous les calcaires de Champcella.

Malgré des conditions d'affleurement parfois mauvaises, il semble bien que les limites coïncident avec des failles ou des flexures et qu'il s'agisse plutôt de petits grabens ayant permis la préservation des parties hautes de la série triasique, voire la base du "Dogger". D'ailleurs on imagine difficilement un système de karst ayant entaillé les dolomies ladiniennes au cours du Carnien et qui aurait attendu le Dogger pour achever de se remplir.

Fig. 14 : Coupe de Champcella-La Charbonnière (16)

La particularité essentielle de cette coupe est la présence, à la base des calcaires de Champcella, d'une lentille de charbon. Elle se situe au lieu-dit la Charbonnière, immédiatement au NW du village de Champcella (fig. 9) et a déjà été décrite par J. DEBELMAS (1950 et 1955a). Ce charbon repose, par l'intermédiaire de calcschistes gris noirs (environ 1 m), sur un conglomérat grossier identique à celui de Peyre Grosse (17 ; fig. 13) et épais, ici, d'environ 7 à 8 m.

a) Les calcschistes gris noir

Le contact avec le conglomérat grossier sous-jacent n'est pas visible. Ces calcschistes ont un débit en plaquettes très irrégulières. Le matériel qui les compose est essentiellement détritique : lithoclastes dolomitiques et siliceux (taille moyenne 0,3 mm) dans une matrice calcaréo-argileuse. La pyrite y est non négligeable.

b) Le charbon

Il est broyé et calcitisé (photo 7-2). Son pouvoir réflecteur d'une valeur moyenne de 3,70 environ (CHATEAUNEUF et al., 1973) permet de le ranger dans la catégorie des anthracites. Au microscope, il paraît exclusivement composé de vitrain et ne montre aucune structure (photo 7-1).

Il semble parfois que la présence des calcschistes gris noir et du charbon soit ici le résultat d'un bourrage tectonique. L'ensemble est intimement broyé et renferme du matériel provenant des épontes (galets, polypiers).

c) Les calcaires de Champcella

Ils présentent les mêmes caractères que ceux de la coupe de Soureliou (18) et débutent par un lit, épais de 0,30 à 0,50 m, de galets perforés formant le toit du charbon. Ces galets sont calcaires, leur taille est comprise entre 5 et 30 cm.

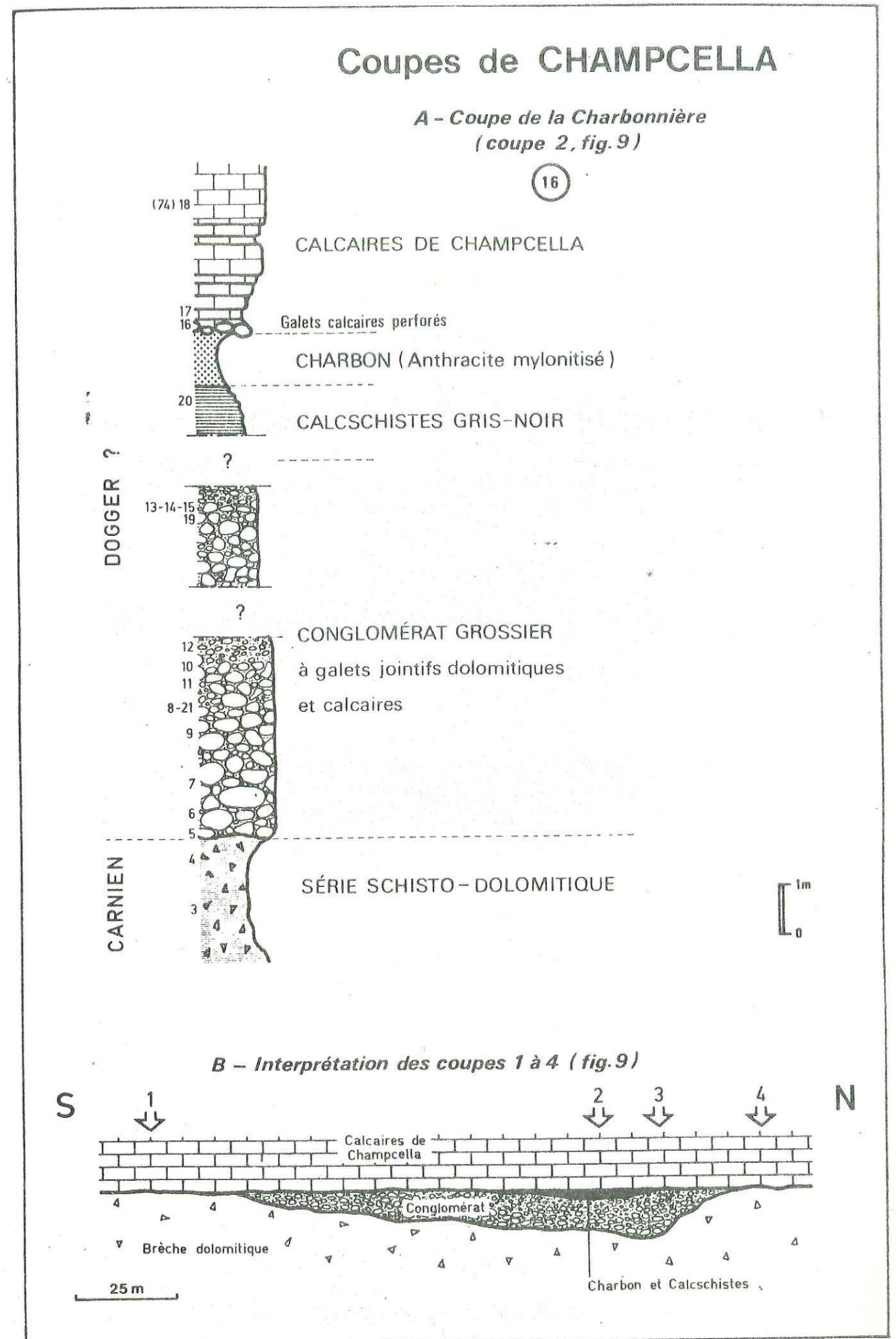


Fig. 14

Fig. 15 : Coupe du Chambon (15)

Situé en bordure de la R.D. 38, à la sortie N du village du Chambon (fig. 9), cette coupe montre, de bas en haut :

- un conglomérat peu épais (0,20 m), à galets calcaires et dolomitiques, reposant sur la série schisto-dolomitique attribuée au Carnien ;

- les calcaires de Champcella (15 m environ) avec une partie inférieure à oncolithes et une partie supérieure à silex ;

- un calcaire gris bleu (2 m) à petits oncolithes, gravelles, entroques et nombreux Lituolidés (photo 7-3) ; sa surface supérieure prend une patine rousse (oxydes de fer) et présente de nombreuses silicifications ;

- un calcaire crinoïdique gris bleu (1 m) passant vers le haut à un calcaire jaunâtre en plaquettes (0,10 m) ;

- la "microbrèche cendrée" (coupe partielle 3).

Le passage aux calcaires à zones siliceuses du Malm n'est pas visible.

Ainsi cette coupe présente, par rapport à celle de Soureliou (18), les particularités suivantes :

- réduction importante du conglomérat de base ;
- faible puissance des calcaires de Champcella ;
- apparition d'un nouveau faciès assurant la transition entre le calcaire massif à silex et le calcaire crinoïdique.

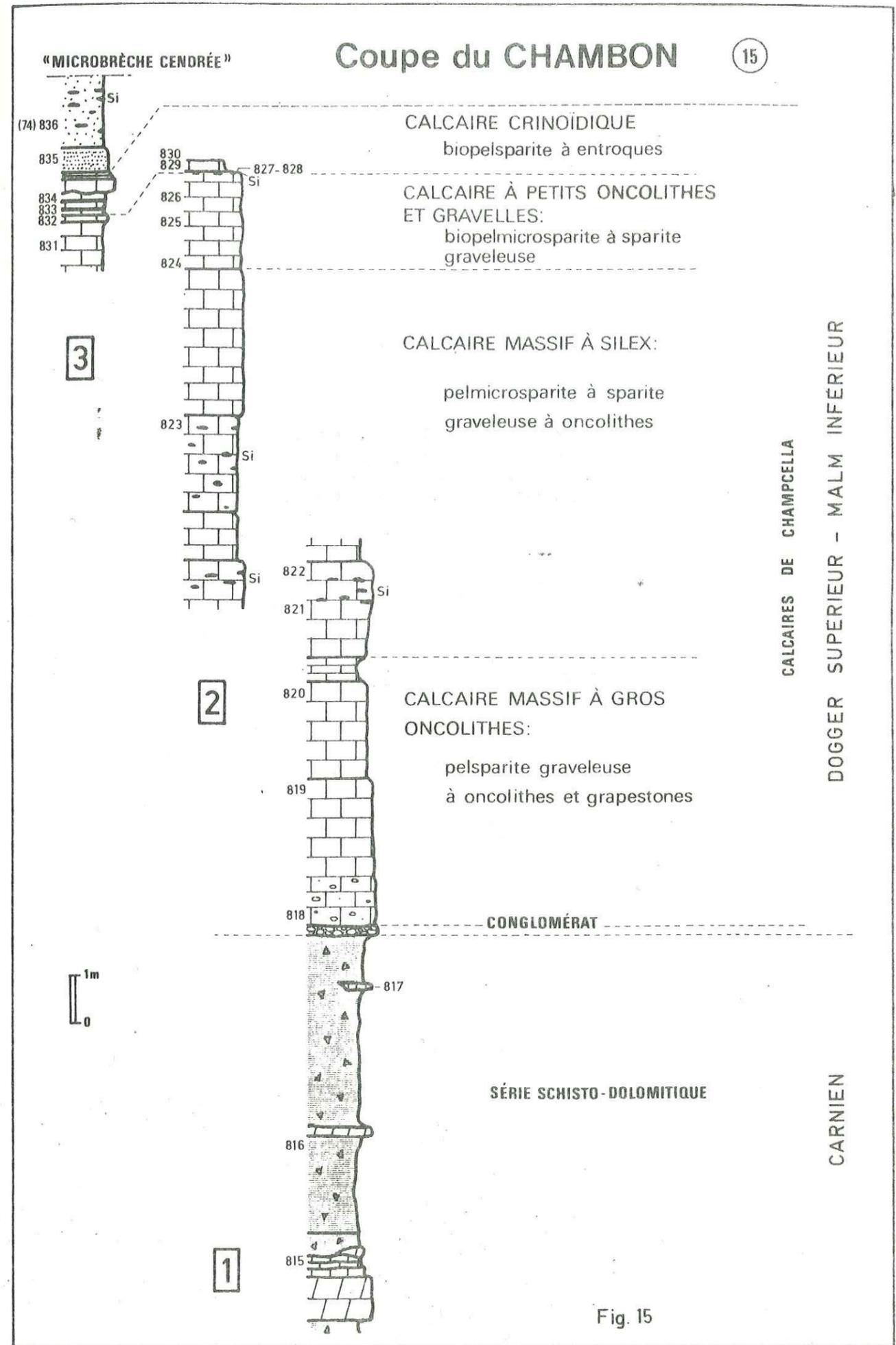


Fig. 16 : Coupe du Pont du Villars (14)

Elle se trouve immédiatement en amont du Pont du Villars, en bordure du sentier qui, en rive droite, longe le torrent de l'Ascension.

a) L'ensemble conglomératique
Il est constitué, de bas en haut :

1- d'un conglomérat grossier (1 m) polygénique à blocs et galets perforés, de toutes tailles (jusqu'à 0,80 m), enrobés dans une microbrèche jaunâtre dolomitique. Celle-ci est constituée de lithoclastes dolomitiques cariés, arrondis, de petite taille (de 0,1 à 4 mm environ), et de débris d'Echinodermes (packstone). Son histoire diagénétique est complexe :

- dolomitisation de la matrice (rhomboèdres de dolomie) ;
- stylolithisation importante, notamment au niveau des contacts éléments-matrice, et dissolution intergranulaire ;
- silicification sous la forme de cristaux de quartz de 0,05 mm (au niveau des contacts éléments-matrice) ou de mosaïque de silice (dans les cavités) puis calcitisation. La pyrite, souvent disposée en lits, est abondante.

L'aspect du conglomérat grossier est peu différent de celui de la brèche dolomitique sous-jacente attribuée au Carnien. De ce fait, leur limite commune est difficile à localiser.

2- d'un conglomérat à polypiers massifs (0,50 m) qui diffère du précédent par la taille plus modeste de ses éléments (jusqu'à 0,50 m) et par la présence de nombreux polypiers, notamment dans la partie supérieure.

b) Les calcaires de Champcella

La succession observée ici est, dans son ensemble, analogue à celle définie à Soureliou (18), de bas en haut :

1- Calcaire (packstone) à petits lithoclastes dolomitiques, quartz anguleux et débris charbonneux abondants (1 m). Il renferme quelques oncolithes et de nombreux bioclastes (Algues, Foraminifères, polypiers, Nérinées, débris d'Echinodermes, etc...) micritisés et encroûtés.

2- Calcaire massif à oncolithes (5 m) : il est plus micritique (packstone) que celui des environs de Champcella, et les oncolithes y sont nettement plus abondants. Il faut également noter la fréquence des Foraminifères dont des Trocholines, *Nautiloculina minusculis* et surtout *Pseudocyclammina lituus* (photos 8-2 et 3).

3- Calcaire massif à silex (5,50 m) avec oncolithes et surtout de nombreuses *Pseudocyclammina lituus* (photos 8-4 et 5).

4- Calcaire crinoïdique (1 m) : biopelmicrite à sparite, riche en entroques et contenant de nombreux lithoclastes et quelques petits galets de dolomie.

Les calcaires de Champcella se terminent ici par une surface plane (hard-ground) recouverte par place d'une mince croûte brune. Plus en aval, ils sont surmontés (DEBELMAS, 1955a) par des "schistes verdâtres" attribués au Malm.

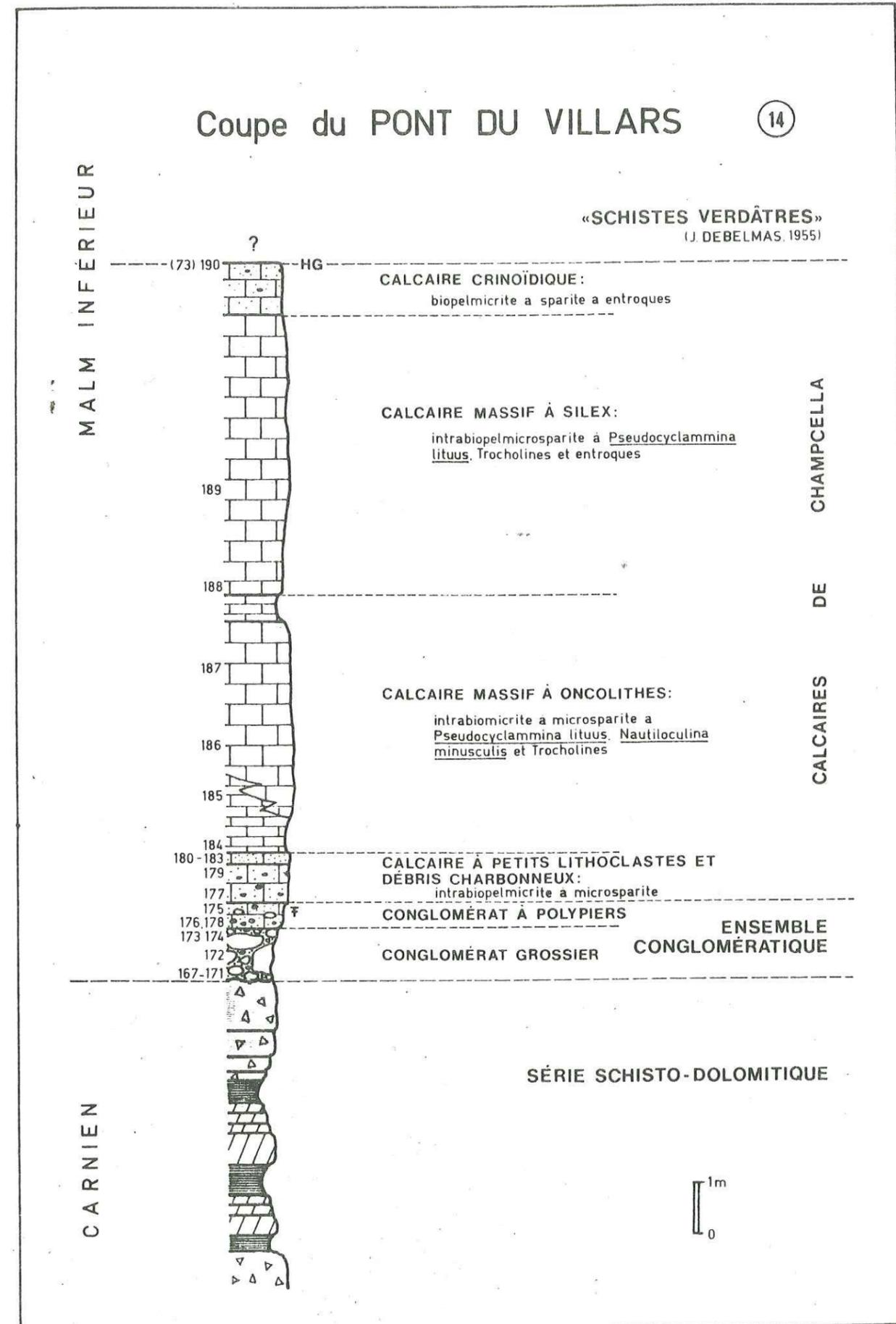


Fig. 16

Fig. 17 : Coupe du Col des Lauzes (12)

Seule la base du "Dogger" est visible à l'affleurement. On y observe, de bas en haut, la succession suivante :

1- Conglomérat grossier (1,50 m) à galets dolomitiques et lentille calcaire (grainstone) ;

2- Calcaire graveleux (2 m) en bancs épais de 0,20 à 0,50 m. Ce calcaire (grainstone) est très fossilifère et contient en particulier de gros Lituolidés, des Trocholines, des Nautiloculines (*N. minusculis* et *N. oolithica*), des entroques et de nombreux débris d'Algues, de Brachiopodes, etc...

3- Calcaire à oncolithes et fossiles (polypiers) silicifiés.

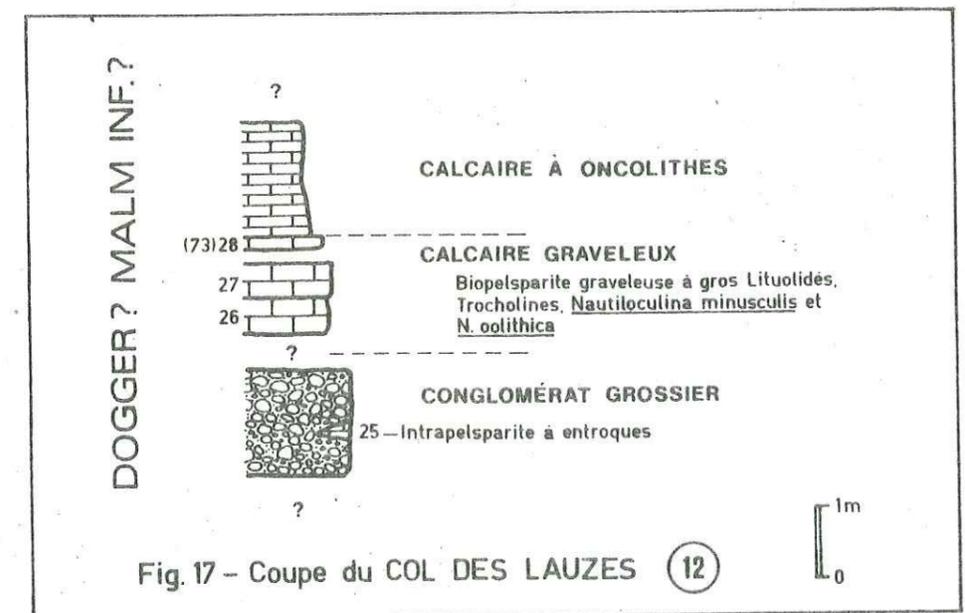
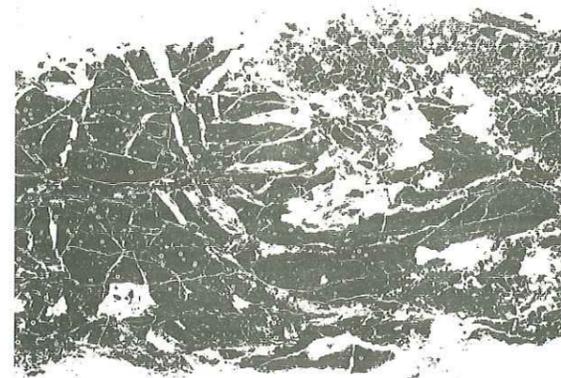


Planche 7 : Nappe de Champcella (3)

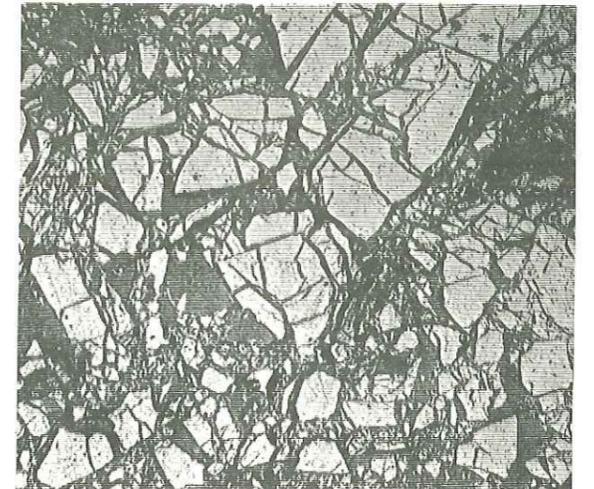
1. Charbon de Champcella (LM. 7841) : Celui-ci est mylonitisé et montre un réseau de fissures ouvertes ou comblées par de la calcite secondaire, éventuellement de la silice.
2. Charbon de Champcella : Section polie (P 2884) photographiée en lumière naturelle ; les fragments anguleux de vitrain (en blanc) sont cimentés par une calcite secondaire (en gris). Les vides apparaissent en noir.
3. Le Chambon (15, fig. 15) : Packstone à gravelles, petits oncolithes, entroques et Lituolidés (74-832) dans la partie supérieure des calcaires de Champcella.
4. Peyre Grosse (coupe B2, fig. 9) : Conglomérat à la base des calcaires de Champcella ; les éléments anguleux ou émoussés, hétérométriques, essentiellement calcaires et dolomitiques sont enrobés dans une matrice ici peu abondante (72-150).
- 5.6. Clot-du-Puy (SE de la Roche de la Séa) : Grainstones à bioclastes (polypiers et Hydrozoaires surtout) et intra-clastes oncolithisés et pellets à la base des calcaires de Champcella (73-279 et 262).

1 et 2 : photographies R. FEYS.



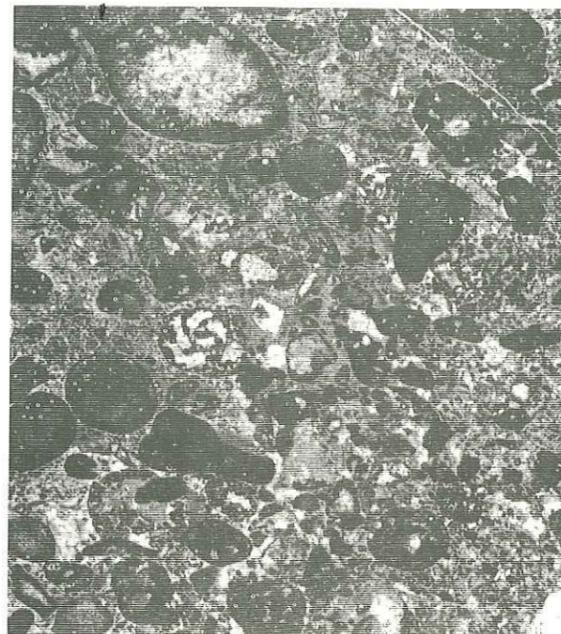
3 mm

1



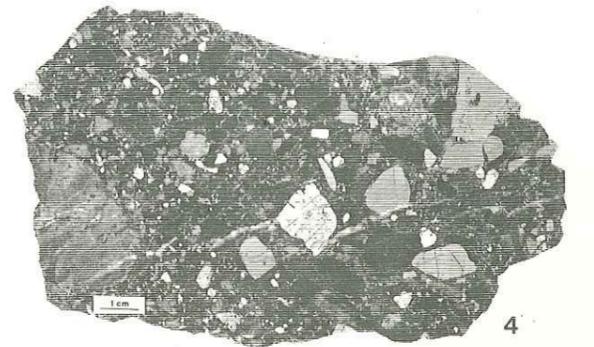
1 mm

2



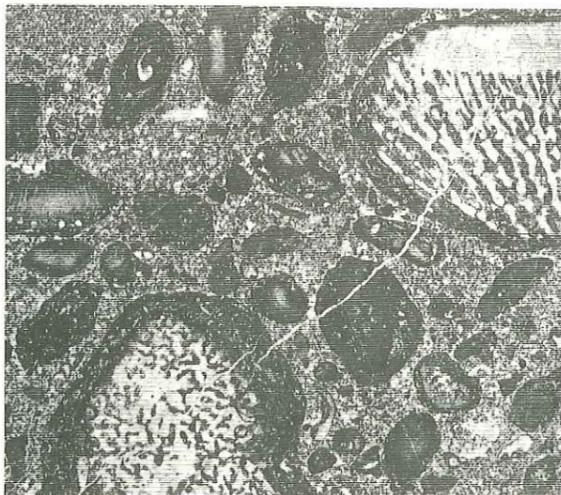
1 mm

3



1 cm

4



3 mm

5



2 mm

6

Planche 8 : Nappe de Champcella (4)

1. Soureliou : Lituolidé dans un grainstone à la base des calcaires de Champcella (73-113).
2. Pont du Villars (14, fig. 16) : Packstone à oncolithes, *Pseudocyclamina* gr. *lituus* (*) et Trocholines dans la partie inférieure des calcaires de Champcella (73-185).
- 3.4. Pont du Villars : *Pseudocyclamina* gr. *lituus* (*) dans les calcaires de Champcella (respectivement 73-185 et 188).
5. Pont du Villars : *Trocholina palastiniensis* (*) oncolithisée dans les calcaires de Champcella (73-188).
6. Serre des Audéals (N de la Roche-de-Rame) : Filon sédimentaire à matériel clastique fin (flèches) dans un calcaire massif à Algues, polypiers et Nérinées correspondant probablement à la partie supérieure des calcaires de Champcella (cf. p. 115).
7. Serre des Audéals : Structure noduleuse grossière au sommet du calcaire précédent (cf. ci-dessus) ; les zones inter-nodulaires, plus argileuses, sont silicifiées.

(*) détermination L. HOTTINGER.



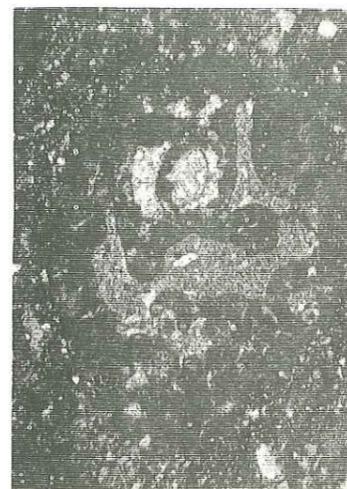
↑ 0,5 mm

1



↑ 2 mm

2



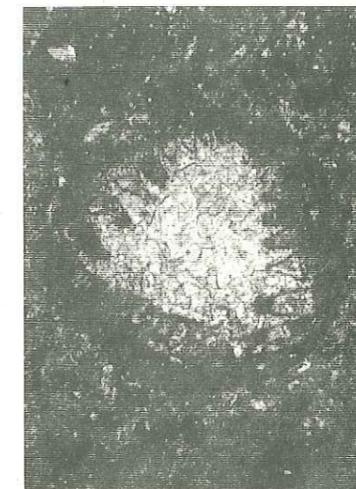
→ 0,3 mm

3



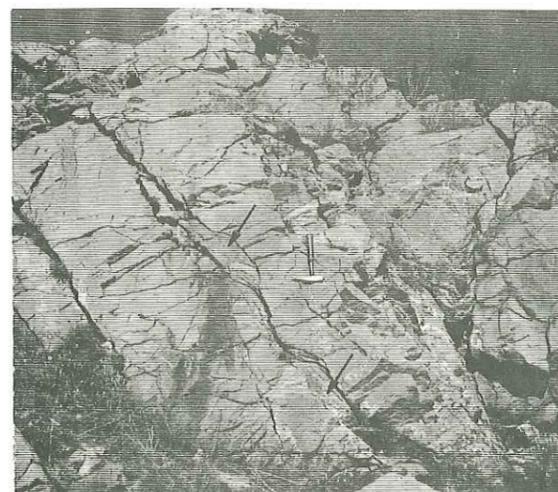
0,3 mm

4



0,3 mm

5



6



7

A2 - COUPES DU 2° TYPE

Elle s'observent principalement dans les unités rapportées à la 2° écaille et situées en rive droite de la Guisane et plus particulièrement dans les massifs de la Tête du Grand Pré et de la Tête de la Balme.

Ces coupes, notamment celle de la Tête du Grand Pré, ayant déjà été décrites dans de nombreux travaux (GIGNOUX et MORET, 1938 ; BYRAMJEE et POIMBOEUF, 1954 ; BARFETY, 1965), nous ne prendrons en exemple que la coupe de la Tête de la Balme (11 ; fig. 18) :

Elle débute par des calcaires noirs en plaquettes, absents à Champcella, mais qui se généraliseront dans les unités briançonnaises plus internes où ils sont datés du Bathonien supérieur (cf. infra). Le rapprochement entre les calcaires en plaquettes de la Tête de la Balme et ceux du Briançonnais interne se justifie par la similitude des microfaciès et celle des macrofaunes très abondantes dans les deux cas.

Au-dessus viennent des calcaires gris, massifs, à oncolithes et *Pseudocyclammina* gr. *lituus* puis à silex ; ces calcaires peuvent être assimilés à ceux de Champcella et comme eux datés du Dogger supérieur-Malm inférieur.

Le passage des calcaires de Champcella vers les formations typiquement pélagiques du Malm se fait en l'absence de la "microbrèche cendrée" mais au travers de calcaires en plaquettes riches en Posidonomyes. Ces derniers sont surmontés par des calcschistes et pélites noirs considérés comme oxfordiens par analogie aux séries subalpines (GIGNOUX, 1936 b) puis par des calcaires roses ou verdâtres à Radiolaires ("Argovien") et enfin par des calcaires à zones siliceuses comparables à ceux des environs de Champcella (cf. infra).

Ce type de succession se retrouve vers le N ; il est particulièrement net à la Tête du Grand Pré. Par contre, immédiatement au S de la Tête de la Balme, les "schistes oxfordiens" disparaissent et sont remplacés, selon J. GOGUEL (1940 b), par une surface "corrodée et ferrugineuse".

Ainsi, les coupes du 2° type diffèrent de celles du 1° type par l'apparition, sous les calcaires de Champcella, d'un nouveau terme attribuable au Bathonien supérieur et par le passage des faciès de plate-forme aux faciès pélagiques qui, dans ce cas, se fait par l'intermédiaire des "schistes oxfordiens".

Fig. 18 : Coupe de la Tête de Balme (11)

Située sur le versant N de la Tête de Balme, cette coupe montre la succession suivante, de bas en haut :

a) Calcaires noirs en plaquettes (8 m)

Ils sont micritiques (mudstones, plus rarement wackestones) et très fossilifères. Ils renferment notamment de nombreux débris de Lamelli-branches (*Ostrea*, *Alectryonia*, *Mytilus*...), des polypiers, des Bryozoaires, des Echinides, etc... En lame mince, on observe en outre des Lituolidés (74-75), des Nautiloculines, des "Siphovalvulines" et d'autres petits Foraminifères indéterminés.

b) Calcaires à débit prismatique (5 m)

Ils rappellent, au moins dans leur partie supérieure, ceux de Champcella. Ce sont des packstones riches en gravelles micritiques de taille millimétrique, en pellets, également micritiques, et en oncolithes. Les bioclastes sont essentiellement représentés par des Trocholines, des Lituolidés (*Pseudocyclammina* gr. *lituus*) et des entroques.

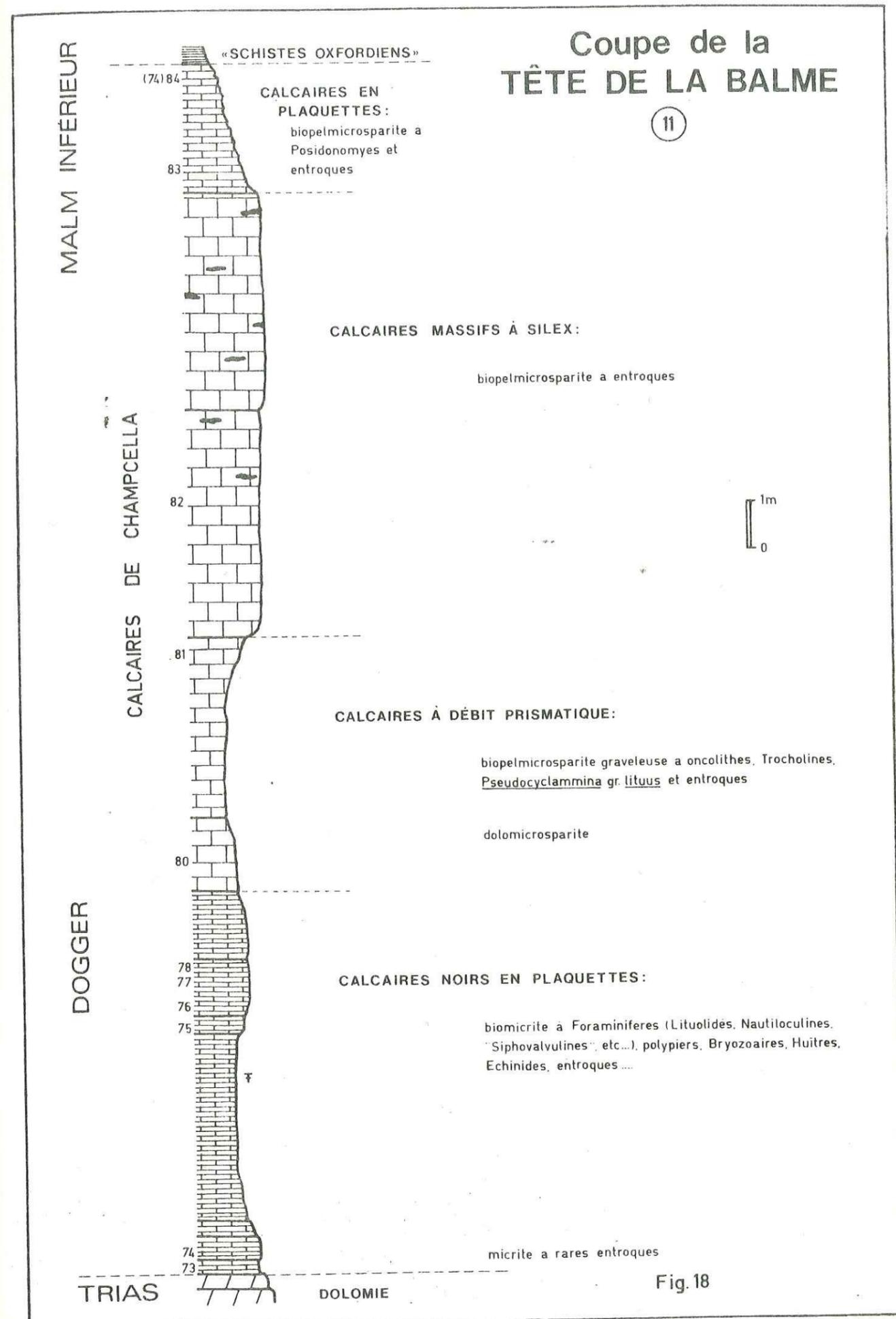
c) Calcaires massifs à silex (9 m)

Pellets et entroques, inclus dans une microsparite, en sont pratiquement les seuls éléments. De ce fait, ils présentent une grande analogie avec les calcaires crinoïdiques de la nappe de Champcella s.s.

d) Calcaires en plaquettes (3 m)

Leur passage avec les calcaires sous-jacents (c) est progressif. En lame mince, ils s'en distinguent par l'abondance des Posidonomyes. Les silicifications (plages de silice cryptocristalline) sont abondantes.

Les calcaires en plaquettes sont surmontés par des pélites et des calcschistes noirs ou verdâtres, azoïques, attribués à l'Oxfordien (GIGNOUX, 1936 b).



B - LE "DOGGER" DANS LA DIGITATION DES AIGUILLONS ET LA 3° ÉCAILLE

La digitation des Aiguillons apparaît à l'E de la Roche-de-Rame et forme, vers le N, une étroite zone anticlinale longeant la bordure occidentale du massif de Peyre-Haute.

Elle est réputée se prolonger, en rive gauche de la Durance, par la 3° écaille. Celle-ci constitue l'essentiel des montagnes situées à l'W de Briançon : Pic de Montbrison, Sommet du Sablier, Cime de la Condamine et soubassement de l'ensemble Serre Chevalier-Proréal.

1/ La digitation des Aiguillons : Coupe de la Tête du Puy (20)

Dans cette unité, les calcaires du "Dogger" se rencontrent essentiellement sur le versant S de la Tête du Puy (ou des Aiguillons). Ils sont plus franchement lithoclastiques et plus riches en entroques que ceux de Champcella ; ils sont par contre plus pauvres en oncolithes.

L'intérêt particulier de la coupe de la Tête du Puy (fig. 19) est de montrer d'une part, l'existence d'une surface d'arrêt de sédimentation soulignée par deux croûtes siliceuses au sommet des calcaires du "Dogger", et de l'autre, l'association des calcaires à zones siliceuses typiques de la nappe de Champcella et des marbres de Guillestre caractéristiques des unités à la fois plus internes (Peyre-Haute, Ceillac, etc...) et plus septentrionales (3° écaille, Galibier).

Ces caractéristiques, déjà soulignées par J. DEBELMAS (1955 a), font de la digitation des Aiguillons une unité de transition du point de vue de la répartition des faciès.

2/ La 3° écaille : Serre Chevalier, la Condamine et le Sablier

Le "Dogger" avec ses calcaires à faciès Champcella est bien représenté dans la majeure partie de la 3° écaille (Sablier, Condamine). Il subit toutefois d'importantes variations d'épaisseur, notamment sur le pourtour de la Condamine (BOURBON, 1972) et peut même disparaître. C'est ainsi que les marbres de Guillestre, qui ont remplacé définitivement les calcaires à zones siliceuses, sont amenés à reposer soit sur les brèches du Carnien (face S de la Condamine), soit sur les calcaires et dolomie du Trias moyen (Serre Chevalier).

Cette discontinuité sédimentaire entre les calcaires du "Dogger" et les marbres de Guillestre se retrouve, plus au N, dans la coupe du col de Serre Chevalier (19, fig. 20) où elle est soulignée par un horizon gréseux à stratifications obliques.

Fig. 19 : Coupe de la Tête du Puy (20)

Cette coupe, située le long du chemin du lac de l'Ascension, au SW du point 2453, comprend deux parties séparées par une importante lacune d'observation :

a- une partie inférieure constituée de calcaires noirs ; leur éventuel contact avec la série schisto-dolomitique carnienne sous-jacente est masqué par les éboulis.

b- une partie supérieure où l'on retrouve les faciès classiques du "Dogger" : calcaire massif à silex et calcaire crinoïdique.

a) Les calcaires noirs (4 m visibles)

Leur aspect est très particulier, ils sont d'un noir terne, parfois légèrement jaunâtre, massifs à leur base et en petits bancs noduleux au sommet. Leur texture est celle d'un mudstone dans lequel les seuls éléments figurés sont des pellets micritiques (74-372) et des bioclastes de petite taille. Parmi ces derniers, les Foraminifères prennent une grande importance.

b) Le calcaire massif à silex et le calcaire crinoïdique à lithoclastes (10 m)

Ils présentent de nombreux caractères communs, à savoir :

- la généralisation des silicifications qui se traduisent sous la forme de petits quartz anguleux néoformés, de silice en mosaïque ou encore de silice cryptocristalline diffuse ;

- l'abondance des entroques, généralement de grosse taille, et la présence constante de pellets.

Parmi les différences, il faut citer, d'une part la texture qui de grainstone dans la partie inférieure évolue, malgré la cristallisation de calcite syntaxiale autour des entroques, vers un packstone dans la partie supérieure et, d'autre part les lithoclastes de dolomie dont l'importance augmente nettement vers le haut.

Le calcaire crinoïdique est surmonté par une mince croûte siliceuse brune (74-382) elle-même surmontée par une autre croûte siliceuse, beaucoup plus épaisse et de couleur rouge (74-383).

Les calcaires à zones siliceuses de la nappe de Champcella s.s. font ici place à des calcschistes rouges ou gris. Ceux-ci passent progressivement à un calcaire noduleux blanc voisin du calcaire de Guillestre. Ce fait est général dans la digitation des Aiguillons (DEBELMAS, 1955 a).

Coupe inférieure de la TÊTE DU PUY

(20)

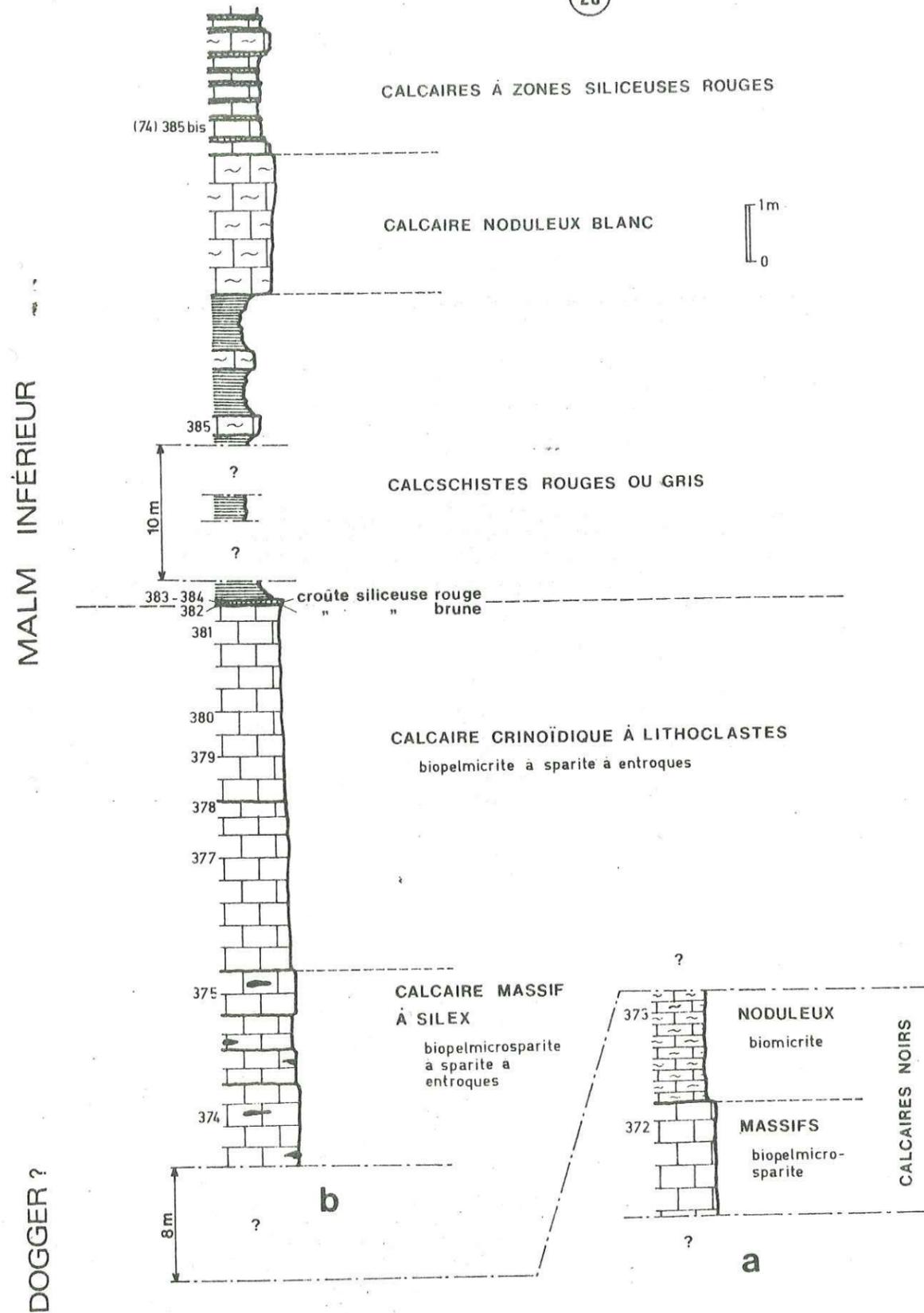


Fig. 19

Fig. 20 : Coupe du Col de Serre Chevalier (19)

Quoique très incomplète (le Trias et la base du Jurassique ne sont pas visibles à cet endroit) cette coupe, située sur le versant SW du Sommet de Serre-Chevalier, offre néanmoins un nouvel exemple de passage "Dogger"-Malm :

a) Les calcaires graveleux (10 à 12 m visibles)

Ils sont d'un gris sombre, légèrement bleuté, et renferment de nombreux gravelles étirés, de couleur rose, ainsi que quelques oncolithes, le tout dans une pâte micritique très fine (packstone). Un tel faciès est peu fréquent dans la nappe de Champcella s.l. ; citons toutefois celui du "Dogger" de la digitation du Ponteil-L'Aubréau (rive gauche du Torrent de Bouffard, au S du Ponteil : x = 935,3 ; y = 275,6).

Microfaciès : Ce sont des intrapelmicrosparites dans lesquelles les intraclastes (gravelles) prennent une grande importance. Ils sont généralement micritiques, arrondis ; leur taille n'excède pas 1 cm. Les pellets micritiques ou microsparitiques sont toujours subordonnés. Les bioclastes, peu abondants, sont représentés par des Foraminifères (Trocholines et autres formes indéterminables), par des débris d'Algues et d'Hydrozoaires ainsi que par des entroques.

b) Le grès à ciment calcitique (0 à 0,10 m)

Il forme un petit niveau brun, lenticulaire, présentant des stratifications obliques. En lame mince, les grains de quartz, monocristallins, de 0,1 à 0,3 mm de diamètre, apparaissent intensément calcitisés. La microfaune se limite à quelques entroques.

c) Le calcaire de Guillestre (2 à 4 m)

Il repose, par l'intermédiaire d'une surface très irrégulière, soit sur les calcaires graveleux, soit sur le grès à ciment calcitique. Faiblement noduleux, de couleur grise, beige ou rose, il est micritique et renferme une abondante microfaune composée de *Globigerinidae* puis de *Saccocomidae* (BOURBON et al., 1975).

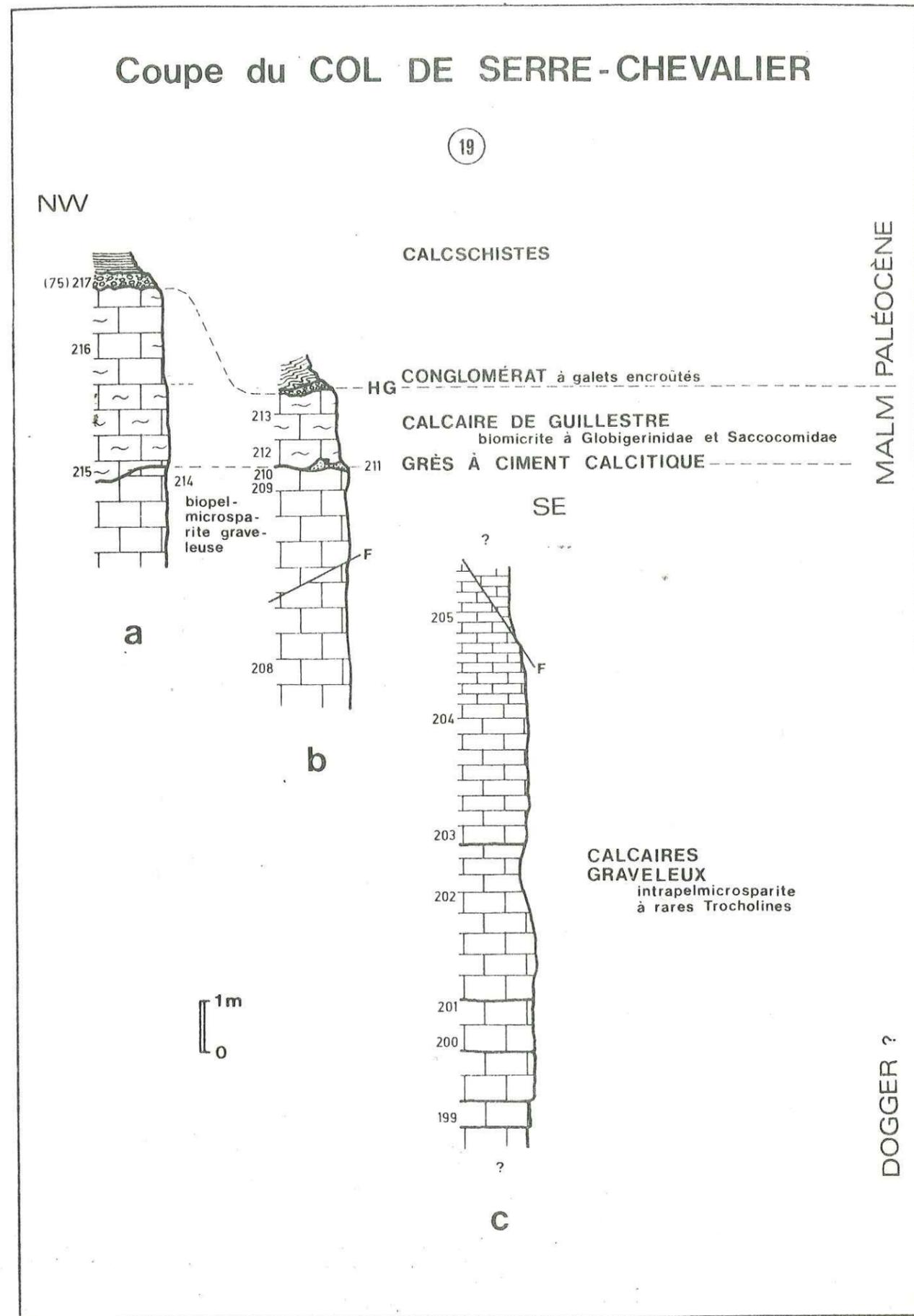


Fig. 20

C - LA COUVERTURE EXTERNE DU HOULLER BRIANCONNAIS

Elle affleure très largement dans deux zones à valeur synclinale, allongées NW-SE et respectivement représentées par :

- 1- Le massif du Grand Galibier, à l'W ;
- 2- Les massifs de la Séta, des Cerces et de la Tête Noire, à l'E.

Les principaux travaux relatifs à cet ensemble sont ceux de W. KILIAN (1892) D. SCHNEEGANS (1931), M. GIGNOUX et L. MORET (1938), J. LETOURNEUR (1942), B. TISSOT (1956), P. BULARD et J. DEBELMAS (1961), J.C. BARFETY (1965 et 1967) et L. DUQUESNOIS (1975).

CI - LE "DOGGER" DANS LE MASSIF DU GRAND GALIBIER

Comme dans la nappe de Roche Charnière (cf. supra), des formations bréchiques du Malm et du Crétacé supérieur reposent directement sur le Trias (Aniso-Ladinien et Carnien). Le "Dogger" n'est conservé qu'en quelques points d'une zone s'étendant au NE du Roc Termier sous les surfaces d'érosion sous-marine du Malm et/ou du Crétacé supérieur.

Coupes des Rochers Plats du Lac Blanc (9)

Malgré quelques variations de détail (fig. ZI), le "Dogger" est relativement uniforme et présente une succession semblable à celle du "Dogger" des environs de Champcella. Il repose, au moins localement, en discordance angulaire sur les dolomies et brèches dolomitiques attribuées au Carnien (photo 9-1). La surface de contact, très irrégulière, est intensément perforée (photo 9-3).

a) Le conglomérat (0 à 1 m)

Il ravine les brèches carniennes sous-jacentes et, est constitué de galets perforés, hétérométriques, non classés, jointifs, le plus souvent dolomitiques, dans une matrice dolomitique jaune à petits lithoclastes millimétriques (photo 9-4). Ce conglomérat ressemble en tout point à celui des environs de Champcella.

b) Le calcaire massif bioclastique (3 à 6 m)

Gris sombre, très fétide, ce calcaire se révèle être riche en bioclastes tels que Algues, Foraminifères (Trocholines, Nautiloculines), Hydrozoaires, polypiers, Lamellibranches, Bélemnites, Oursins plats, entroques, débris d'Ophiures, etc...

Ce calcaire semble bien être l'équivalent latéral des calcaires de Champcella dont il ne diffère que par sa faible épaisseur et sa pauvreté en oncolithes, pauvreté d'ailleurs compensée par l'abondance des intraclastes (gravelles).

c) La microbrèche grise (0,50 à 1 m)

Son passage avec le calcaire précédent est progressif et, comme dans la "microbrèche cendrée" des environs de Champcella, on enregistre une nette augmentation en débris d'Echinodermes ; les lithoclastes, très nombreux, essentiellement dolomitiques, ont une taille inférieure à 2 mm (photo 10-1). La microbrèche est fossilifère et renferme notamment des Lamellibranches, des Bélemnites et des Oursins. Sa matrice, calcaire et dolomitique, est peu abondante (packstone).

Des bandes siliceuses jaunes apparaissent localement au sommet de la microbrèche grise.

La partie supérieure de la microbrèche grise présente parfois un faciès noduleux (photo 9-5). Ce phénomène est tout à fait comparable à celui qui a été décrit dans la nappe de Roche Charnière à propos du calcaire noduleux microbréchiq ue du sommet de la coupe du Ravin du Rochas Roux (4). Les nodules sont constitués par la microbrèche grise telle qu'elle vient d'être décrite et les zones internodulaires par des filets ferrugineux brun rouge. En lame mince, ces zones internodulaires montrent une forte concentration en lithoclastes dolomitiques corrodés, en quartz et en entroques.

Dans la coupe 9a (fig. 21), les filets ferrugineux sont reliés à une croûte ferrugineuse qui sépare la microbrèche grise noduleuse des brèche sus-jacentes attribuées au Malm. Cette croûte, qui représente une zone d'intense stylolithisation (photo 10-6), s'accroît, tant vers le bas que vers le haut, par corrosion puis "digestion" des éléments dolomitiques des brèches (photos 10-2 à 4). Son existence apparaît donc comme résultant de l'action essentielle de phénomènes diagénétiques.

d) La microbrèche rouge (jusqu'à 0,80 m)

Elle n'est présentée que dans certaines coupes (fig. 21 b et c) ; dans ce cas, elle repose sur la microbrèche grise, soit directement (photo 9-6), soit par l'intermédiaire d'une croûte ferrugineuse. Ses éléments (lithoclastes dolomitiques, entroques et rares Bélemnites) sont jointifs et enrobés dans une matrice ferrugineuse rouge.

Microfaciès : Les lithoclastes dolomitiques, de taille comprise entre 0,1 et 2 mm prédominent nettement. Ils sont anguleux, impressionnés ; les plus gros sont perforés. Aucun classement ni aucun litage n'est observable. Les grains de quartz, anguleux, de petite taille (0,1 mm) sont toujours présents. Les entroques sont peu abondantes, leur réseau est généralement imprégné d'oxydes de fer. L'absence de toute matrice calcitique est caractéristique (photo 10-5).

Ici encore, on a l'impression que des phénomènes de dissolution ont entraîné la disparition des éléments les plus solubles et un enrichissement relatif en éléments résistants (lithoclastes dolomitiques, entroques). La matière argilo-ferrugineuse, résidu vraisemblable de cette dissolution, sert de liant à ces derniers. Ceci semble confirmé par la présence locale (x = 923,8 ; y = 314,4), au-dessus de la microbrèche rouge, d'un calcaire noduleux rose (wackestone) contenant tous les éléments de la microbrèche rouge avec, en plus, quelques Foraminifères (74-537) et Ammonites dans une micrite calcitique abondante. Le passage microbrèche rouge - calcaire noduleux est progressif.

En résumé, les calcaires à faciès Champcella constituent un ensemble peu épais encadré par deux discontinuités marquées :

- A la base, contact ravinant et localement discordant avec les brèches carniennes.

- Au sommet, enrichissement progressif en matériel clastique fin limité vers le haut par une surface de ravinement à la base d'une brèche grossière qui précède le dépôt des marbres de Guillestre ; il y a donc là une homologie avec les coupes de la 3° écaille. En d'autres points, apparition du faciès noduleux au sommet de la microbrèche et passage progressif à un faciès noduleux lui-même surmonté par la brèche grossière ; dans ce cas il y a analogie avec certaines coupes de la nappe de Roche Charnière.

Fig. 21 : Coupes des Rochers Plats du Lac Blanc (9)

Elles comportent, de bas en haut :

- Un conglomérat de base discontinu (0 à 1 m) à galets perforés.
- Un calcaire massif bioclastique à faciès Champcella (3 à 6 m).

Dans ce calcaire, la dolomitisation, très importante (rhomboédres et agrégats polycristallins), peut rendre les éléments méconnaissables et effacer toute structure.

Cependant, dans les cas les mieux préservés de la dolomitisation, la texture du calcaire est celle d'un packstone dans lequel les intraclastes micritiques ou microsparitiques sont les éléments dominants (intrapel- ou intrabiomicrite à microsparite). Les bioclastes y sont fréquemment micritisés (photo 10-7).

- Deux microbrèches superposées (l'ensemble 2 m maximum) respectivement grise et rouge et séparées soit par une surface de ravinement, soit par une croûte ferrugineuse.

Ces différents termes du "Dogger" sont en général surmontés par une brèche du Malm à éléments de Trias et de "Dogger".

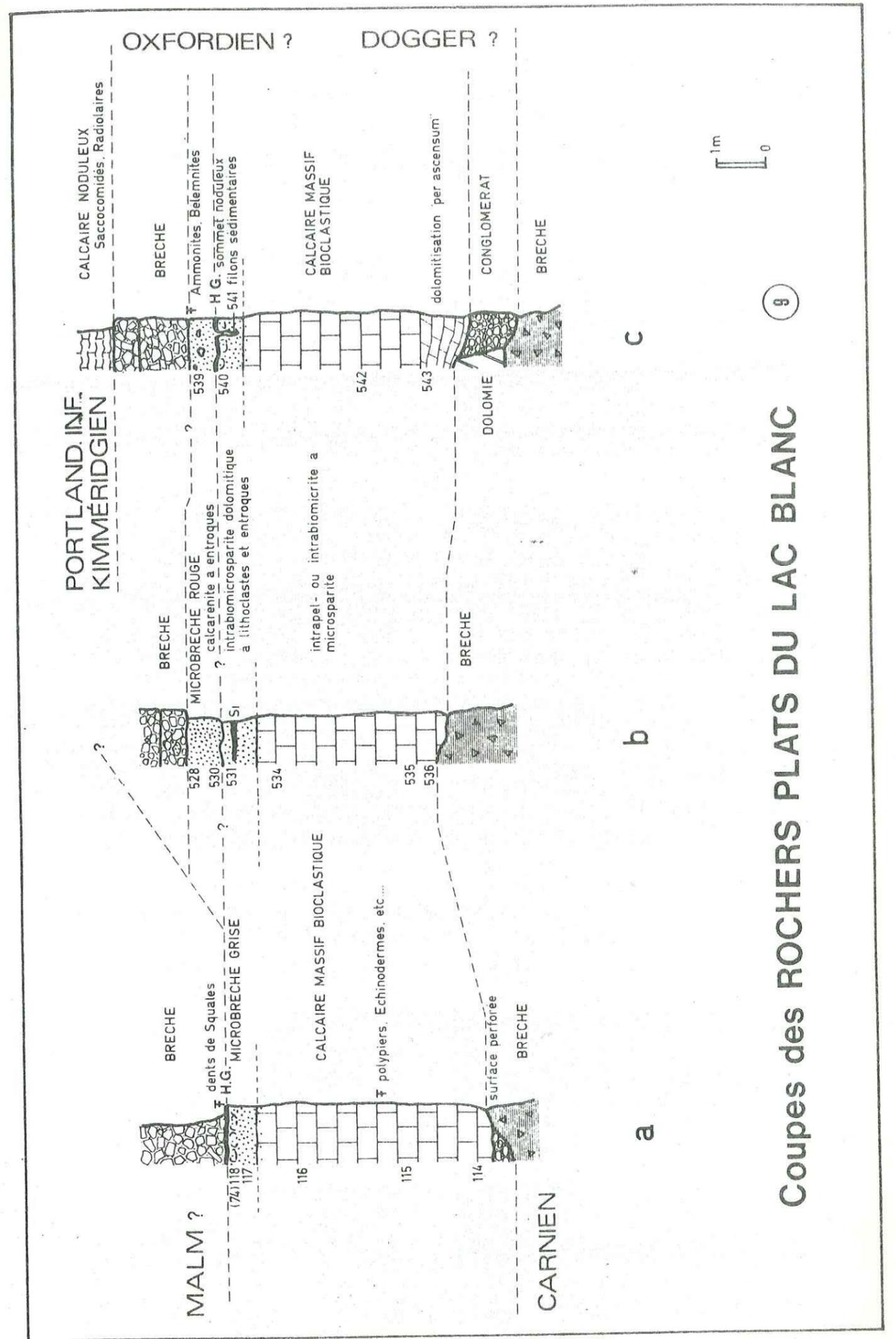


Fig. 21

Planche 9 : Rochers Plats du Lac Blanc

1. Discordance angulaire du calcaire massif bioclastique du "Dogger" sur les bancs de dolomie, attribués au Carnien ; ceux-ci, subverticaux, apparaissent en demi-fenêtre au centre de la photographie.
2. Dolomitisation *per ascensum* du calcaire massif bioclastique au contact des dolomies jaunes et argilites violacées triasiques.
3. Perforation par des lithophages de la surface supérieure des dolomies attribuées au Carnien ; l'échelle est donnée par une pièce de 5 centimes (flèche).
4. Conglomérat de base du "Dogger" : Il est constitué d'éléments dolomitiques très hétérométriques dans une matrice elle-même dolomitique et riche en petits lithoclastes millimétriques. D'épaisseur variable, ce conglomérat ravine la dolomie carnienne (d) sous-jacente.
5. Partie supérieure de la microbrèche grise ("Dogger") : Celle-ci présente une structure noduleuse avec des zones internodulaires riches en filets ferrugineux dont la concentration augmente vers le haut jusqu'à former une croûte ferrugineuse brune séparant ainsi la microbrèche grise de la brèche sus-jacente attribuée au Malm (br) ; voir également les micro-photographies de la planche 10.
6. Contact irrégulier entre la microbrèche grise (g) et la microbrèche rouge (r).

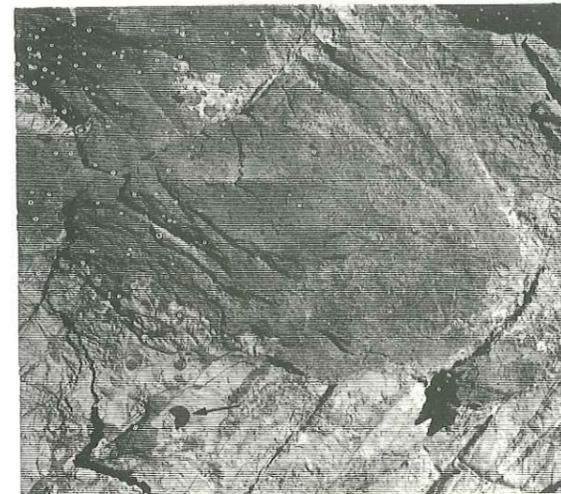
2-3-5 et 6 : photographies P.Ch. de GRACIANSKY.



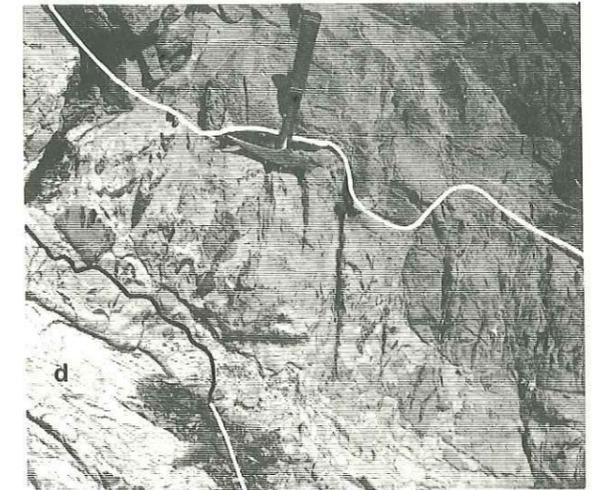
1



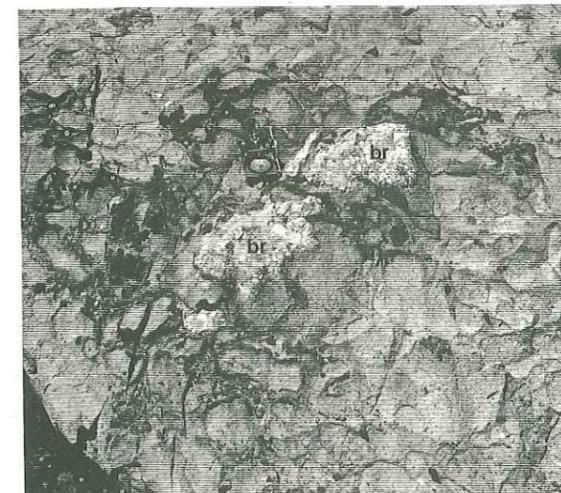
2



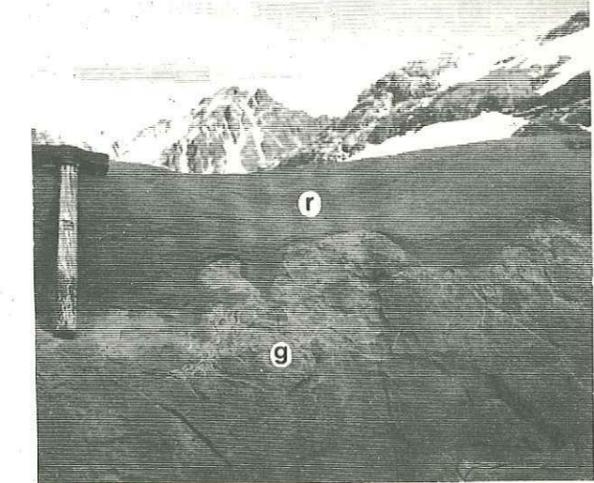
3



4



5



6

Planche 10 : Rochers Plats du Lac Blanc (suite)

1. Microbrèche grise (74-117) : Intrabiomicrosparite dolomitique à lithoclastes et entroques.
2. Croûte ferrugineuse (74-118) au contact microbrèche grise-brèche du Malm. Voir aussi la photographie 5-9 et se reporter aux photographies de détail ci-contre (3,4 et 6) dont l'emplacement est marqué par leur numéro respectif.
3. Croûte ferrugineuse (détail) : Constituée d'une succession de couches séparées par des résidus de dissolution non ferrugineux, elle représente le lieu de convergence de nombreux filonnets eux-mêmes ferrugineux. Quelques lithoclastes de la microbrèche sous-jacente montrent des figures de corrosion (flèche) dans lesquelles pénètrent les oxydes de fer.
4. Emission vers le haut, à partir de la croûte ferrugineuse, d'une digitation constituée de matière ferrugineuse semblant "digérer" les éléments dolomitiques de la brèche du Malm.
5. Microbrèche rouge (74-532) : Ses éléments, -lithoclastes dolomitiques, grains de quartz et entroques imprégnées d'oxydes de fer- sont enrobés dans une matrice argilo-ferrugineuse dépourvue de carbonates.
6. Sommet de la microbrèche grise à proximité de la croûte ferrugineuse sus-jacente (74-118) : Stylolithisation intergranulaire importante ; ce processus semble, après intensification, être à l'origine de la croûte ferrugineuse.
7. Entroques micritisées à la base du calcaire massif bioclastique (74-525).



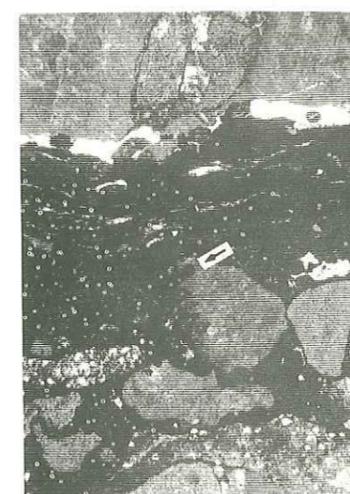
↑ 1mm

1



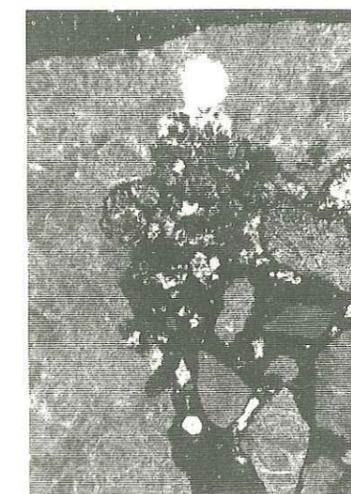
↑ 1mm

2



↑ 0,3mm

3



↑ 0,3mm

4



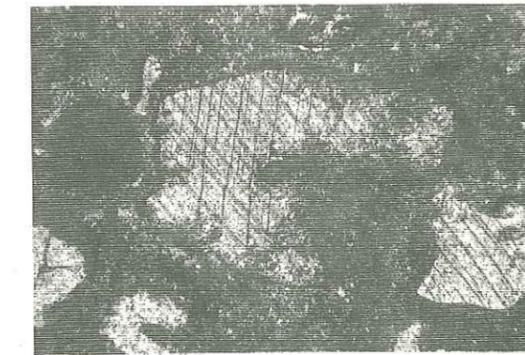
↑ 0,3mm

5



↑ 0,3mm

6



0,3mm

7

C 2 - LE "DOGGER" DANS LES MASSIFS DE LA SETA, DES CERCES ET
DE LA TETE NOIRE

De même que dans le massif du Galibier, le "Dogger" est ici rarement conservé. Seuls quelques affleurements discontinus ont échappé aux érosions d'âge essentiellement crétacé, du N au S : N du Plan des Moutons, Collet de la Plagnette, crête entre la Pointe de Lacha et le Pic de l'Aigle, Crête des Rochers Marions, N du Lac des Béraudes et versant oriental de la Tête Noire.

Les faciès du "Dogger" sont peu diversifiés et généralement clastiques avec un développement non négligeable des microbrèches. Toutefois, la coupe du Collet de la Plagnette (10 ; fig. 22) se distingue plus particulièrement par la présence, au-dessus d'une alternance de niveaux conglomératiques et de calcaires microbréchiques, de calcaires en plaquettes. Ces derniers sont fossilifères et présentent une certaine analogie avec ceux de la 2° écaille (Tête de la Balme) ou des unités plus internes (cf. infra).

Fig. 22 : Coupe du Collet de la Plagnette (10)

Située au N du Col des Rochilles, entre le Pic de l'Aigle, à l'W, et la Pointe de la Plagnette, à l'E, le Collet de la Plagnette montre la succession suivante, de bas en haut :

- dolomies ladiniennes
- brèches et schistes noirs (20 m)
- conglomérats et calcaires microbréchiques (7 m)
- calcaires en plaquettes (15 à 20 m)
- conglomérats grossiers et calcschistes du Crétacé supérieur.

a) Les brèches et schistes noirs

Les brèches, constituées d'éléments dolomitiques ou calcaires sombres dans une matrice argilo-dolomitique gris-jaunâtre, offrent quelques points communs avec celles attribuées au Carnien dans la nappe de Champcella. Les schistes noirs, pélitiques, fétides, à traces végétales (?), montrent un développement inhabituel. Leur ressemblance avec les schistes à *Equisetum* du Briançonnais oriental (RAGUIN, 1931 ; LEMOINE et al., 1952) les fait attribuer au Keuper (BULARD et DEBELMAS, 1961). Brèches et schistes sont accompagnés de bancs peu épais de dolomies et de calcaires noirs.

b) Les conglomérats et calcaires microbréchiques

Cinq passées conglomératiques à galets calcaires, dolomitiques et siliceux, de taille centimétrique, alternent avec des calcaires gris bleuté finement microbréchiques. Vers le haut, un conglomérat plus grossier et plus épais (2 m), à galets bien roulés, jointifs, calcaires et dolomitiques, de taille comprise entre 1 et 10 cm, couronne l'ensemble. Le sommet de ce conglomérat montre d'abondants débris végétaux.

Microfaciès : Matrice des conglomérats et calcaires microbréchiques possèdent des microfaciès analogues : pel- ou biopeldolosparite à entroques. Les éléments (pellets, bioclastes et lithoclastes) sont jointifs et bien classés, leur taille moyenne est de l'ordre de 0,1 mm. Les pellets sont micritiques et leur cœur est souvent occupé par un rhomboèdre de dolomie. En dehors des entroques, parfois abondantes (74-791), on peut citer, parmi les bioclastes, quelques débris de Dasycladacées, de rares Trocholines et Pseudocyclammines ainsi que quelques fragments de Brachiopodes. Vraisemblablement détritiques, les grains de quartz, anguleux et dolomités, sont toujours abondants. Les recristallisations sont importantes et l'intensité de la dolomitisation a détruit toute texture originelle.

c) Les calcaires en plaquettes

Ils débutent (coupe b) par un épisode massif, gris bleuté, riche en fossiles (polypiers, Nérinées) et oncolithes. Celui-ci passe rapidement aux calcaires en plaquettes, eux-mêmes très fossilifères : Lamellibranches (dont *Lima*), Gastéropodes, Brachiopodes et débris d'Echinodermes. Un niveau conglomératique peu épais vient vraisemblablement s'intercaler au sein des calcaires en plaquettes ; recouvert par les éboulis, il n'a pu être observé en place.

Microfaciès : Exception faite de leur base, encore dolosparitique, les calcaires en plaquettes sont très micritiques (wackestone à packstone). Oncolithes, pellets et bioclastes en sont les principaux éléments. Parmi les bioclastes, les Pseudocyclammines, les Trocholines et les entroques prennent une grande importance.

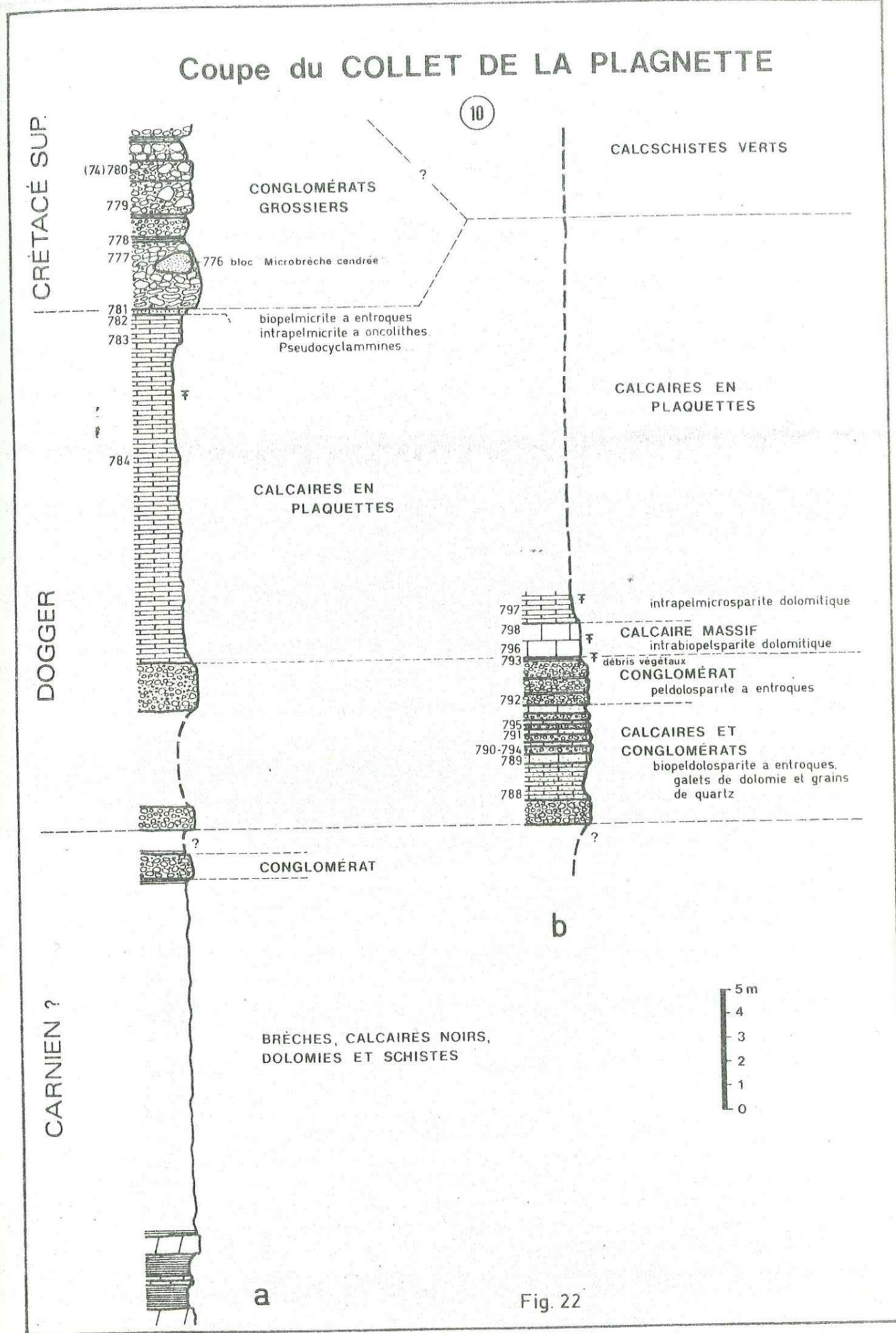


Fig. 22

d) Le Crétacé supérieur

Les calcaires en plaquettes sont directement surmontés, soit par un conglomérat grossier, très épais, à éléments métriques de Trias, de "Dogger" ("microbrèche cendrée") et de Malm, soit par les calcschistes verts puis rouges. Ces derniers montrent, par ailleurs, de nombreuses intercalations conglomératiques. Ainsi, la partie supérieure du "Dogger" et l'ensemble du Malm se trouvent tronqués au moment du dépôt du Crétacé supérieur. Ceci illustre bien l'importance des érosions crétacées et explique l'absence fréquente du Jurassique dans cette partie du Briançonnais.

D - CONCLUSION SUR LE "DOGGER" DE LA NAPPE DE CHAMPCELLA ET DE SES PROLONGEMENTS SEPTENTRIONAUX.

En règle générale, il repose sur le Carnien par l'intermédiaire d'une surface d'érosion. Toutefois, la digitation des Aiguillons et la 3° écaille font exception; le "Dogger" repose alors sur le Trias moyen. Une discordance angulaire locale a pu être mise en évidence dans le massif du Grand Galibier.

Deux types de coupe du "Dogger" peuvent être observée :

1- Les coupes de type Soureliau (18)

Ce sont les plus répandues et leurs caractères sont très constants dans l'ensemble de la nappe de Champcella s.s., dans la 3° écaille et dans le massif du Grand Galibier.

Ainsi, le "Dogger" débute par un ensemble conglomératique d'épaisseur très variable (0 à 15 m environ), à éléments fortement hétérométriques et empruntés à des formations triasiques et jurassiques. L'abondance de la matrice milite en faveur d'un dépôt en milieu de faible énergie. Les débris végétaux sont fréquents, surtout dans la partie supérieure des conglomérats et notamment à Champcella (16) et aux Balmes (13) où ils forment des lentilles de schistes charbonneux.

Au-dessus viennent les calcaires massifs bioclastiques à oncolithes ou calcaires de Champcella ; ils atteignent leur maximum de puissance (50 m environ) dans les environs mêmes de Champcella (17, 18) et se réduisent à 3 m au Rochers Plats du Lac Blanc (9). Ce sont essentiellement des faciès d'accumulation en milieu d'énergie modérée, peu productif et favorable à la micritisation (plate-forme externe). Les calcaires de Champcella passent progressivement vers le haut, à une microbrèche cri-noïdique ou "microbrèche cendrée". Cette dernière (0,50 à 5 m) semble traduire un certain approfondissement du milieu de dépôt et marque le passage aux faciès pélagique.

Cet ensemble, classiquement daté du Bathonien, est pour partie du moins attribuable au début du Malm.

2- Les coupes de type Tête de la Balme. (11)

Limitées à la 2° écaille et peut-être au Collet de la Plagnette (10), ces coupes diffèrent de celles du premier type par l'existence, à leur base, de calcaires sombres en plaquettes. Micritiques et très fossilifères (polypiers, Lamellibranches, etc...), ces calcaires sont caractéristiques d'un milieu très peu profond se situant vraisemblablement en plate-forme interne. Ils peuvent être attribués au Bathonien supérieur par comparaison avec des calcaires semblables connus dans le Briançonnais interne.

Les calcaires en plaquettes sont directement surmontés par des calcaires massifs analogues à ceux de Champcella.

Ainsi, les coupes du 2° type comportent deux termes qui correspondent à des milieux de dépôts différents. A la Tête de la Balme et contrairement à ce qui s'observe dans les unités plus internes, il n'y a pas entre ces deux termes de discontinuité sédimentaire clairement exprimée. Cependant, l'existence de cette discontinuité est suggérée dans les coupes du 1° type par la présence, à la base du terme supérieur (calcaires de Champcella), de formations conglomératiques qui s'appuient directement sur le substratum triasique.

Le passage au Malm

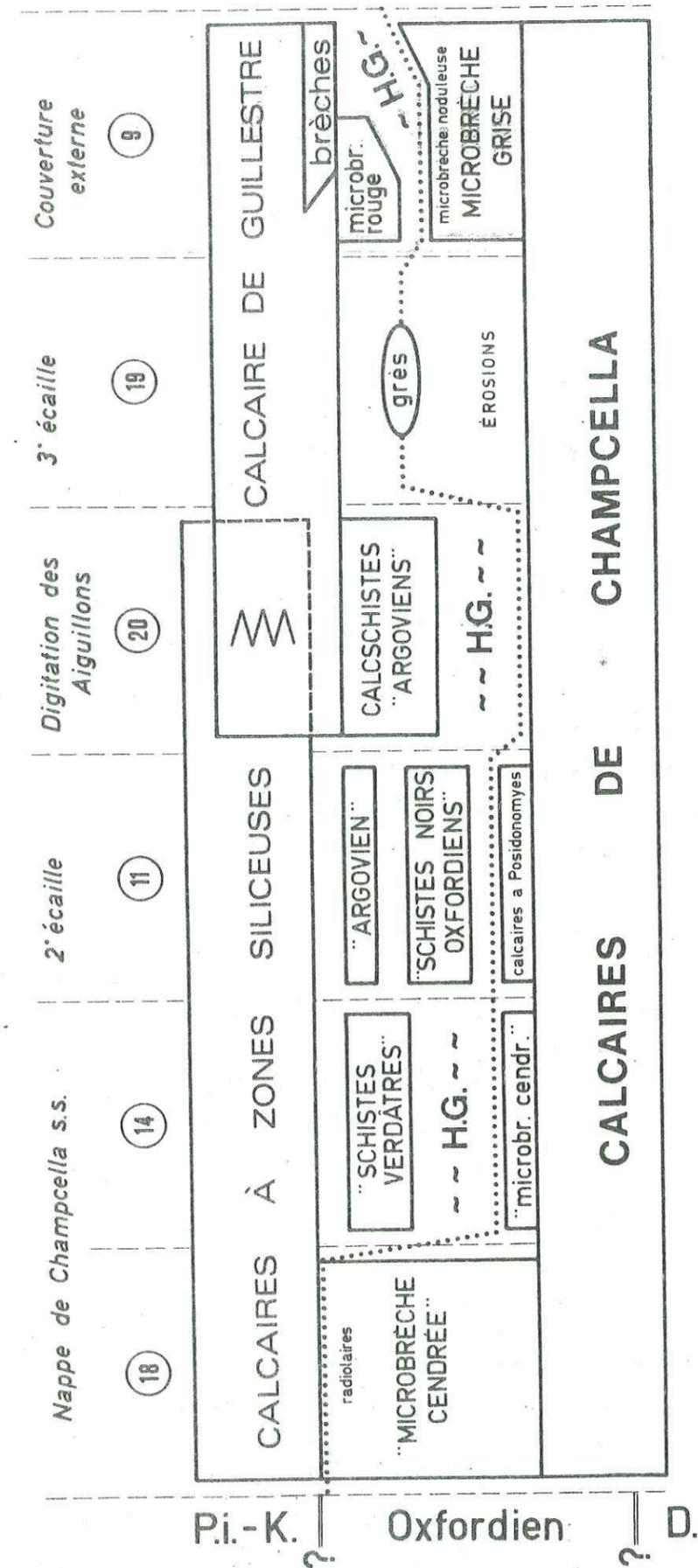
Le Malm est représenté par deux faciès caractéristiques : calcaires à zones siliceuses du Kimméridgien-Portlandien inférieur dans la nappe de Champcella s.s. et la 2° écaille, calcschistes rouges ou verts "argoviens" et calcaire de Guillestre de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien dans la 3° écaille et la couverture externe du Houiller briançonnais (tableau 3).

En première approximation, le passage se fait de trois manières différentes :

1- Par l'intermédiaire de la "microbrèche cendrée"

Dans le cas des calcaires à zones siliceuses, ce passage, au moins localement, semble progressif (Soureliau, 18). On observe, en effet, dans la partie supérieure de la microbrèche, un net enrichissement en radiolaires (wackestone).

Tableau 3 - Passage des calcaires de Champcella (faciès de plate-forme externe) soit aux calcaires à zones siliceuses, soit au calcaire de Guillestre (faciès pélagiques) dans la nappe de Champcella s.s.



..... Limite classique "DOGGER"-MALM P.i. Portlandien inférieur K. Kimméridgien D. Dogger stratigr.

Dans le cas du calcaire de Guillestre, la partie supérieure de la microbrèche grise prend un aspect noduleux et se rubéfie. Elle passe alors, soit à une croûte ferrugineuse, soit à la microbrèche rouge. Ce phénomène est tout à fait analogue à celui décrit dans la nappe de Roche Charnière (cf. supra) et peut s'expliquer par l'existence de dissolutions différentielles précoces ayant entraîné la disparition des éléments carbonatés les plus solubles.

2- Par l'intermédiaire des "schistes noirs oxfordiens"

La succession : calcaires massifs de Champcella, calcaires à Posidonomyes, "schistes noirs oxfordiens", calcschistes et calcaires (biomicrites à Radiolaires) dits "argoviens" et calcaires à zones siliceuses donne, là aussi, l'impression d'un passage continu. Toutefois, l'existence de discontinuités ne peut être exclue.

3- Par l'intermédiaire d'une ou plusieurs discontinuités sédimentaires

Ces discontinuités sont très généralement des surfaces d'érosions (abrasions sous-marines). Dans la plupart des cas, elles sont minéralisées (hard-ground) et leur fréquence semble plus grande dans le cas du passage au faciès "argovien" ou au calcaire de Guillestre que dans celui du passage aux calcaires à zones siliceuses.

En résumé : Le passage des calcaires du "Dogger" aux calcaires à zones siliceuses du Malm s'effectue en milieu calme et vraisemblablement réduit. Il est progressif, rapide et se matérialise par un apport en Radiolaires. Par contre lors du passage aux calcaires de Guillestre, la sédimentation est nettement plus troublée et s'effectue en milieu oxydé. Erosions, dissolutions et minéralisations en sont les principales caractéristiques.

Ainsi le "Dogger" de la nappe de Champcella s.l., essentiellement représenté par des faciès de plate-forme externe, ne montre aucune discontinuité sédimentaire interne ; il repose directement sur le substratum triasique et passe, avec ou sans discontinuité, au Malm à faciès pélagique.

IV - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE

- A - PARTIE FRONTALE DE LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE 169
 - 1/ Coupe du lac de l'Ascension : l'absence du "Dogger" 170
 - 2/ Coupes du vallon de l'Orceyrette : les discordances anté-"Dogger" et la tectonique cassante d'âge Jurassique. 172
 - 3/ La généralité de la discordance angulaire du Jurassique sur le Norien, le Rhétien ou le Lias. 175
- B - DIGITATION DE MARAVOISE : LA TECTONIQUE CASSANTE SYN-SEDIMENTAIRE D'AGE JURASSIQUE ; LES DISCONTINUITES INTERNES AU "DOGGER" 189
- B1- EXISTENCE DE PALEORELIEFS AU JURASSIQUE DANS LA DIGITATION DE MARAVOISE
 - 1/ Cas où le Jurassique est en concordance apparente sur le Norien 190
 - a) Les séries épaisses 190
 - b) Les séries peu épaisses 191
 - 2/ Cas où le Jurassique est nettement discordant sur le Norien 191
 - 3/ Reconstitution du paléorelief, répartition des faciès 194
- B2 - LES MODALITES DU PASSAGE DES DEPOTS SUR FONDS ACCIDENTES AUX DEPOTS CLASSIQUES DU "DOGGER" 195
- B3 - LES FACIES LAGUNAIRES : UNE NOUVELLE DISCONTINUITÉ INTERNE DANS LA PARTIE INFÉRIEURE DU "DOGGER" 196
- C - UNITE DE LA CRETE DE VARS 235
- D - CONCLUSION SUR LE "DOGGER" DE LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE 253
 - 1/ Les trois séquences sédimentaires du "Dogger" 253
 - a) Séquence 1 253
 - b) Séquence 2 254
 - c) Séquence 3 256
 - 2/ L'expression de la tectogénèse synsédimentaire. 256

IV - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE

Mise en évidence d'une tectogenèse distensive au cours du Jurassique et individualisation de trois séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais.

La dénomination de nappe de Peyre-Haute est réservée (cf. chapitre I) à l'ensemble constitué par :

A. la partie frontale (ou externe) de la nappe de Peyre-Haute s.l. ;

B. la digitation de Maravoise ;

C. l'unité de la Crête de Vars.

La partie radicale (ou interne) de la nappe de Peyre-Haute s.l. sera décrite ultérieurement (cf. infra) sous la dénomination de nappe de Peyre-Haute radicale. Cette séparation est motivée par le fait que leurs séquences triasiques sont différentes.

Par son style souple et par sa régularité, la nappe de Peyre-Haute s'oppose aux autres unités briançonnaises très généralement écaillées et parfois discontinues.

A - PARTIE FRONTALE DE LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE

Elle est entièrement située en rive gauche de la Durance et s'étend depuis le massif de Peyre-Haute au N, jusqu'aux environs de Guillestre au S.

Les travaux essentiels, relatifs à cette région, sont ceux de MORET, RAGUIN et SCHNEEGANS (1930), ROQUES (1936), GIGNOUX et MORET (1938) et surtout ceux de DEBELMAS (1953c, 1954, 1955 a et b, 1959).

Dans la partie frontale de la nappe de Peyre-Haute, le "Dogger" n'est présent qu'aux environs du Rocher Roux et au confluent des torrents du Pansier et de Bouchouze. Partout ailleurs, le Malm, sous

son faciès "marbres de Guillestre", repose :

- soit sur le Norien, par l'intermédiaire d'un hard-ground siliceux et ferrugineux, comme à Saint-Crépin (J. DEBELMAS, 1955 a ; M. BOURBON, 1971) ou au Monument du Colonel Bonnet à Guillestre (M. BOURBON et al., 1975) ;

- soit sur le Norien, le Rhétien ou le Lias inférieur, sans hard-ground, comme au lac de l'Ascension (21).

1/ Coupe du lac de l'Ascension (21) : l'absence du "Dogger"

Située au NW du Lac de l'Ascension, au pied de la Roche de la Moutière, c'est l'une des rares coupes du massif de Peyre-Haute qui, avec celle de la Crête de l'Aste (SW de la Tête du Peyron), permet d'observer l'ensemble de la série mésozoïque depuis le sommet du Norien jusqu'au Crétacé supérieur inclus.

a) Le Rhétien et le Lias (100 à 120 m)

Le Rhétien représenté par une alternance de calcaires lumachelliques à *Avicula contorta* et de schistes noirs, repose ici en concordance sur le Norien (dolomies blanches en gros bancs). Le passage, continu, se fait par l'intermédiaire d'une dizaine de mètres de dolomies jaunes alternant avec des schistes violacés, verts ou noirs ; vers le haut des calcaires biogènes se substituent progressivement aux dolomies (fig. 23 a).

La limite Rhétien - Lias est imprécise ; elle se place vraisemblablement sous les calcaires et dolomies en bancs métriques (Hettangien ?) qui surmontent les calcaires lumachelliques. Au-dessus, viennent des calcaires gris bleuté en bancs d'abord décimétriques et réguliers puis plus petits et légèrement ondulés auxquels succèdent un puissant ensemble massif (30 à 40 m) constitué de calcaires sombres, micritiques, peu fossilifères, alternant avec des zones grisâtres dolomitiques (photo 11-2) ; quelques silices apparaissent au sommet (photo 11-3). Cet ensemble est attribué, sans preuve paléontologique, au Sinémurien. Cependant, J. DEBELMAS (1955b) n'exclue pas la possibilité de l'existence, en ce point, d'une série compréhensive allant jusqu'au Dogger.

Coupe du lac de l'ASCENSION

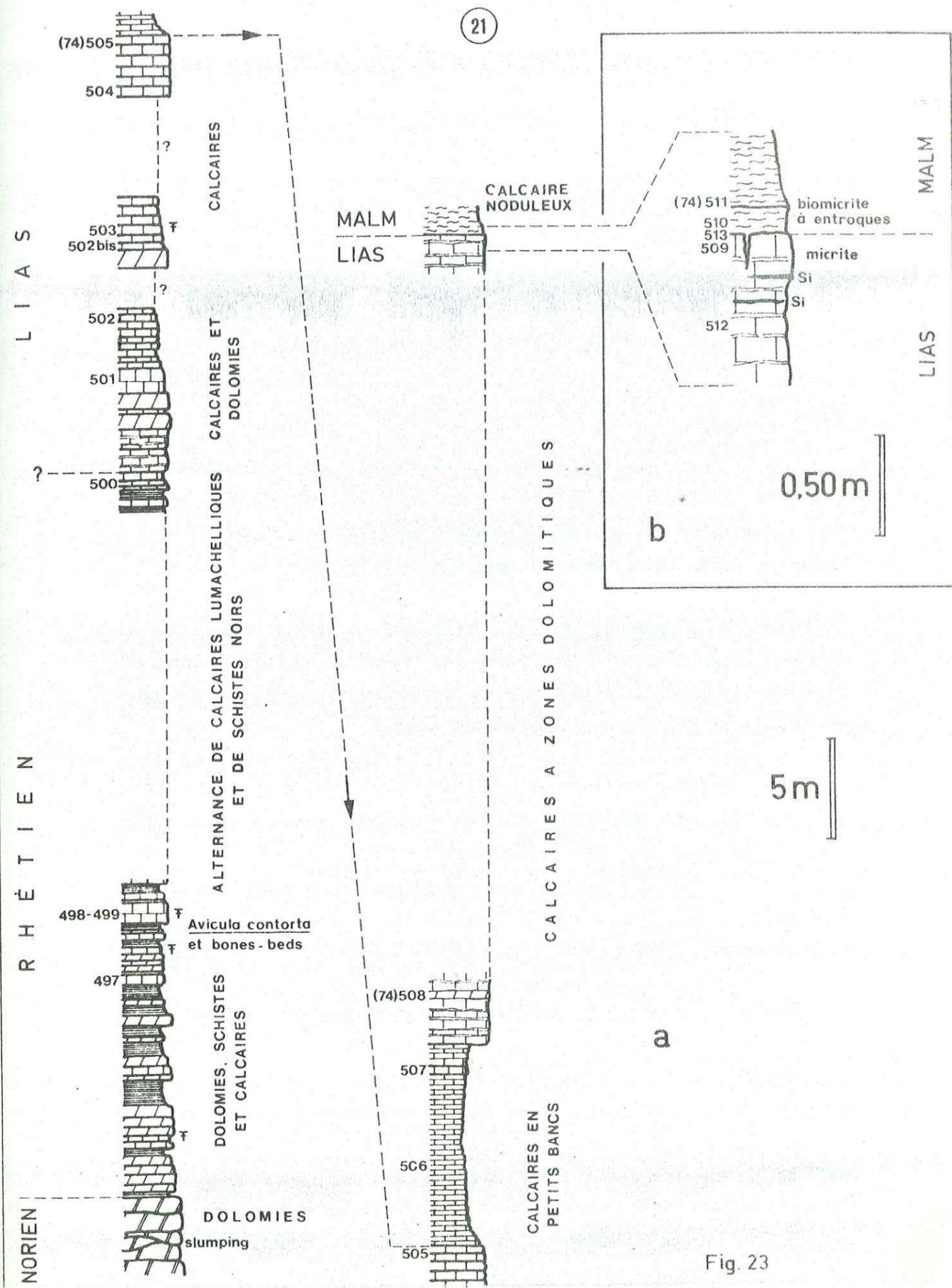


Fig. 23

b) Le Malm

Les calcaires à zones dolomitiques sont directement surmontés par le calcaire noduleux rouge de type Guillestre (fig. 23b). Le contact (photo 11-3) se fait sans hard-ground et n'est matérialisé que par un changement de couleur de la roche. Il est toutefois possible de déceler par endroits quelques ravinements et la présence de petits filons sédimentaires.

Dans cette région, sous la réserve due à J. DEBELMAS (1955 b) et indiquée ci-dessus, le "Dogger" n'est pas connu.

2/ Coupes du vallon de l'Orceyrette : les discordances anté-"Dogger" et la tectonique cassante d'âge jurassique

Les seuls affleurements de "Dogger" existant dans le vallon de l'Orceyrette sont situés à proximité immédiate des Chalets de l'Alp. Deux coupes sont possibles, la première se trouve au SW du lieu-dit Vallouret (26), la seconde, au Rocher Roux (27).

* La coupe du Vallouret (fig. 25) montre la présence de calcaires à oncolithes et *Pseudocyclamina maynci* (mudstones à wackestones), caractérisés par des faciès de plate-forme interne et surmontés par des calcaires pélagiques (wackestone) du Malm.

* Situé à l'ENE des Chalets de l'Alp, au pied du versant occidental de la Crête des Chalançhes, le Rocher Roux montre une double discordance angulaire (DEBELMAS et LEMOINE, 1957) :

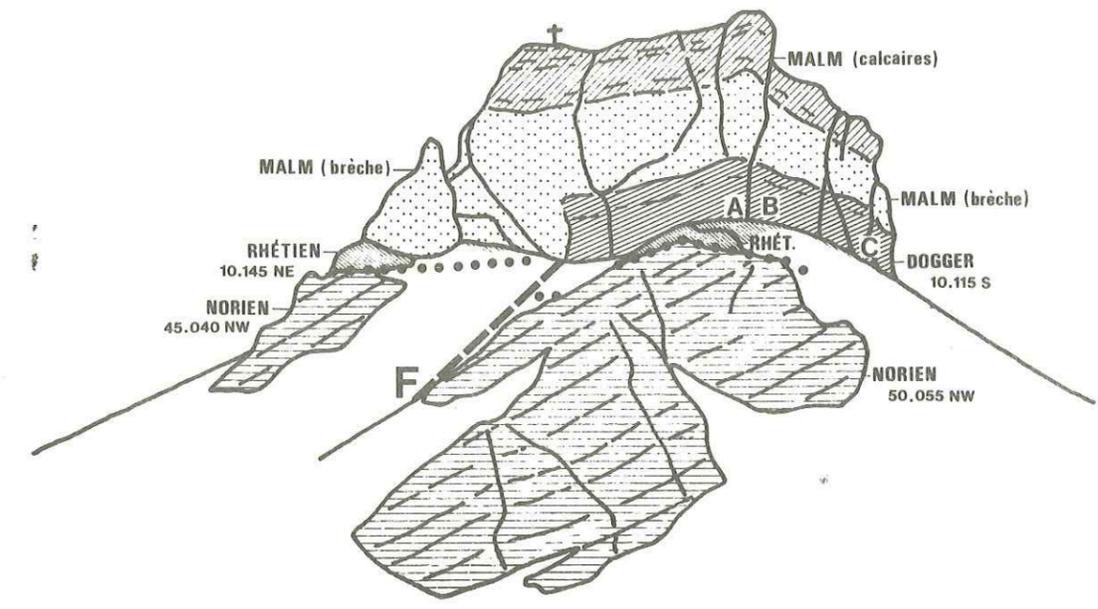
- 1 - du Rhétien (conglomérat, dolomies jaunes, calcaires lumachelliques et schistes noirs) sur le Norien (dolomies grises en gros bancs) ;
- 2 - du Jurassique moyen-supérieur sur le Rhétien.

Les coupes sont très différentes de part et d'autre d'un plan médian, vertical et approximativement orienté ENE-WSW. Ainsi, du côté NW, le "Dogger" est inconnu; une brèche du Malm à éléments de Trias et de "Dogger" repose directement, soit sur une brèche à éléments de Rhétien seuls, soit sur les dolomies jaunes et schistes violacés du Rhétien, soit sur la tranche des dolomies noriennes. Du côté SE, par contre, le "Dogger", analogue à celui de Vallouret, repose sur le Rhétien

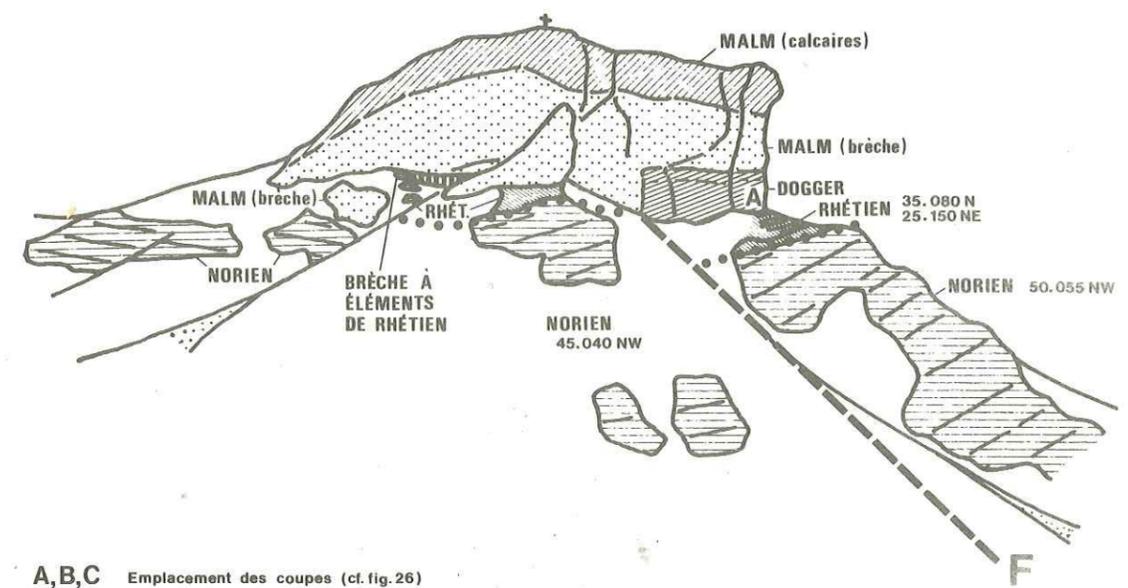
LE ROCHER ROUX

27

Coté SW



Coté NW



A,B,C Emplacement des coupes (cf. fig. 26)
 ●●●●● Limite Norien-Rhétien
 ——— Paléofaille probable

Fig. 24

par l'intermédiaire d'un mince niveau conglomératique et supporte un calcaire rose faiblement noduleux raviné par la brèche du Malm (fig. 26). La disparition du "Dogger" s'observe sur le côté W du Rocher Roux ; le contact avec la brèche du Malm est vertical (photo 11-4; fig. 24). D'autre part, de part et d'autre de ce plan, les pendages du Norien et du Rhétien sont légèrement différents (fig. 24).

Il semble bien que cette disposition soit commandée par l'existence d'une paléofaille à faible rejet. Dans ce cas, la brèche à éléments non transportés de Rhétien (dont des blocs décimétriques de schistes noirs) pourrait être interprétée comme une brèche d'origine tectonique. Du côté NW, elle surmonte le Rhétien en place. Cette paléofaille expliquerait également le contact stratigraphique vertical entre les calcaires du "Dogger" et la brèche du Malm. On aurait ainsi la fossilisation du plan de faille par la brèche du Malm. Par conséquent et dans cette hypothèse, l'âge de la faille serait post-"Dogger" et anté-brèche du Malm. A ce propos, il est important de noter que, dans la région du Rocher Roux, de nombreux filons sédimentaires ont montré l'existence d'une tectonique de distension d'âge callovo-oxfordien (BOURBON, 1969 ; BOURBON et GRACIANSKY, 1975). L'orientation probable de la paléofaille semble correspondre à l'une des directions relevées par ces auteurs (N. 80.E).

3/ La généralité de la discordance angulaire du Jurassique sur le Norien, le Rhétien ou le Lias

Cette discordance, décrite au Rocher Roux (DEBELMAS et LEMOINE, 1957) et considérée jusqu'à présent comme secondaire et localisée, est en fait générale dans presque tout l'ensemble du massif de Peyre-Haute.

Le Malm (et le "Dogger" au Rocher Roux) "fossilise" des paléoreliefs souvent importants. Cette "fossilisation" s'accompagne, en général, de nettes variations d'épaisseur avec un minimum pour les flancs des structures et un maximum pour les points bas.

Un très bel exemple en est donné par le versant SE de la Roche de la Moutière (photo 11-1) où les calcaires du Malm s'amincissent vers le haut et reposent sur la tranche des calcaires du Lias.

Nous verrons avec plus de détails (cf. infra), que cette discordance peut s'étendre à la partie de la digitation de Maravoise située immédiatement à l'E de la région considérée.

Fig. 25 : Coupe de Vallouret (26)

La base de la coupe de Vallouret n'est pas visible, le contact du "Dogger" avec le Rhétien étant masqué par la végétation. Elle débute par environ 6 m de calcaires gris à oncolithes. Ceux-ci sont surmontés par 20 à 25 m d'un calcaire fin, massif, à patine jaune puis gris clair. Dans leur partie supérieure, ces calcaires sont recoupés par des filons sédimentaires à matériel calcschisteux brun verdâtre. Une croûte ferrugineuse très irrégulière marque la fin de la coupe.

a) Les calcaires à oncolithes

Massifs, à cassure noire, ils forment des bancs de faible puissance. Il est possible d'y distinguer une partie inférieure plus riche en oncolithes (wackestone) d'une partie supérieure essentiellement micritique (mudstone).

Microfaciès : Trois types de microfaciès peuvent être retenus, de bas en haut :

- intramicrite et surtout intrapelmicrite graveleuses à oncolithes et *Pseudocyclammina maynci* ; lithoclastes dolomitiques et grains de quartz anguleux sont fréquents, surtout à l'extrême base de la coupe.

- biomicrite à spicules d'Eponges (Monactinellides) et *Pseudocyclammina maynci*. Ce microfaciès est très localisé (75-250).

- biomicrite et micrite à *Pseudocyclammina maynci* et autres Foraminifères (dont *Pfenderina*). Quelques rares entroques et des spicules apparaissent sporadiquement. Les oncolithes sont en nette régression.

b) Le calcaire massif

Le passage au calcaire massif n'est perceptible que grâce au changement de couleur de la roche. Celle-ci prend en effet une patine jaunâtre ou gris clair et apparaît en lame mince, comme étant une biomicrite (wackestone) à Globigérines, entroques et autres bioclastes dont quelques *Lagenidae* et *Spirillina*, des *Aptychus* et débris d'Ammonites, des Posidonomyes, etc...

La transition entre calcaire à oncolithes et calcaire massif à faune pélagique est brutale. L'absence d'éventuels termes intermédiaires est peut-être la conséquence d'érosions au cours du Malm.

Coupe de VALLOURET (26)

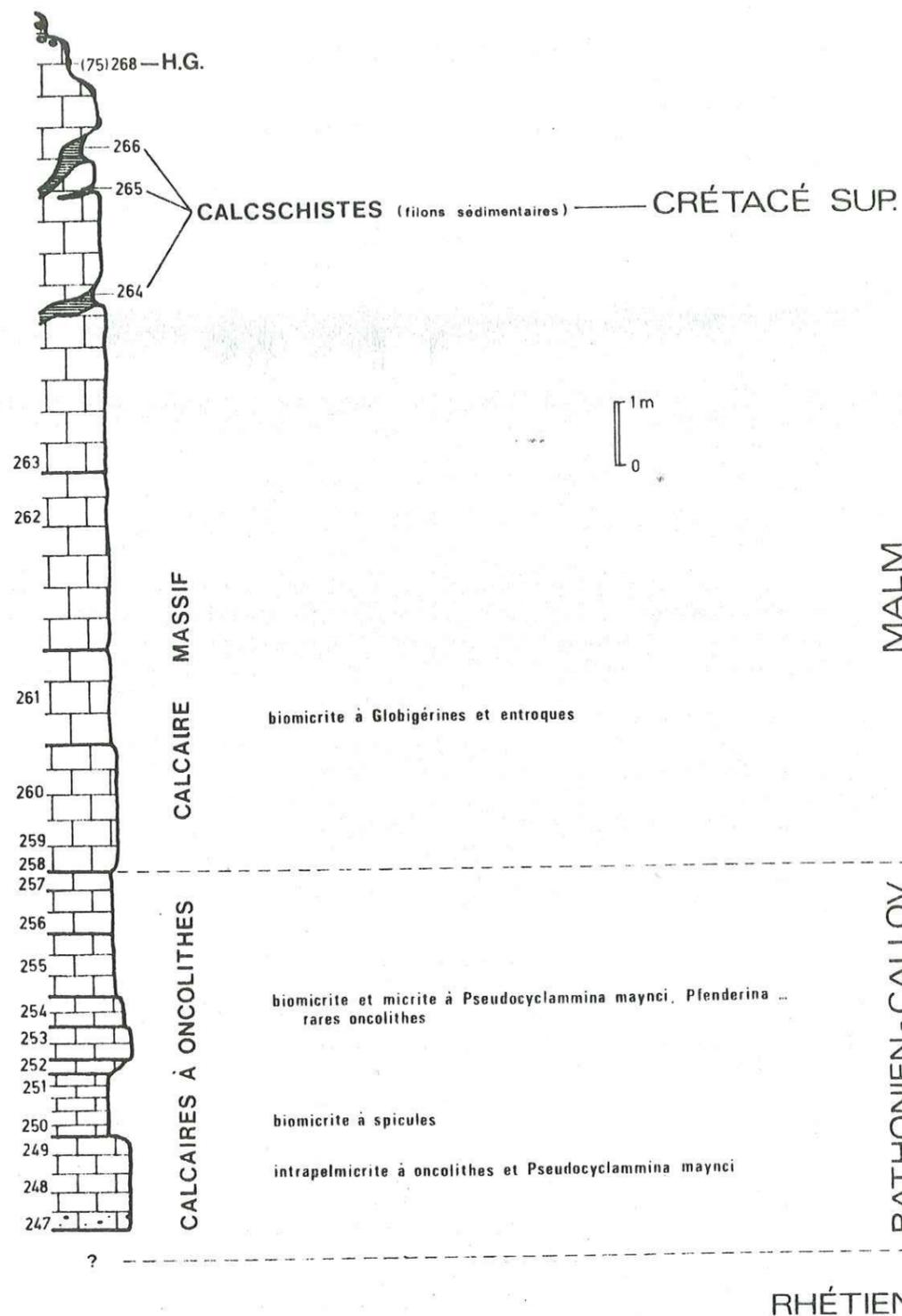


Fig. 25

Fig. : 26 : Coupes du Rocher Roux (27)

Quatre coupes, pour la plupart partielles ont été levées ; une seule (coupe b) sera décrite ici :

a) Les calcaires à oncolithes (4 m)

Comme dans la coupe de Vallouret (26, fig. 25) ils sont gris sombre, massifs et se présentent en bancs décimétriques. Il est également possible d'y distinguer une partie inférieure, riche en oncolithes, intraclastes et Nérinées (packstone puis wackestone) et débutant par un mince niveau conglomératique à éléments roulés de Trias et surtout de Rhétien (photo 12-1), d'une partie supérieure, essentiellement micritique (mudstone).

Les microfaciès eux-mêmes très comparables à ceux de la coupe de Vallouret, se répartissent de la manière suivante :

- à la base : intrapelmicrite et intrabiomicrite graveleuses à oncolithes, *Lituolidae* (dont *Pseudocyclammina* et *Nautiloculina*), *Pfenderina salernitana* et Nérinées ; les grains de quartz anguleux à subarrondis sont particulièrement abondants (taille comprise entre 0,5 et 0,6 mm).

- au tiers inférieur (74-43 à 45) : biomicrite à *Pseudocyclammina maynci* et spicules d'Eponges (Monactinellides) ; les oncolithes (photo 12-3), peu nombreux, sont de petite taille (de 3 à 5 mm)

- au sommet : micrite à rares oncolithes.

b) Les calcaires du Malm (2 à 3 m)

Ils forment des bancs décimétriques à hémimétriques de couleur généralement claire entre lesquels s'intercallent parfois de minces niveaux plus vivement colorés. Ainsi, on observe la superposition suivante, de bas en haut :

- Niveau micritique rose à Ostracodes et rares *Spirillina* (mudstone).

- Calcaire microsparitique gris, à grosses entroques, *Lagenidae*, *Epistomina*, *Pfenderina*, *Trocholina palastiniensis* et polypiers ; ce calcaire (packstone) renferme également des intraclastes (gravelles) et quelques oncolithes.

- Calcaire micritique jaune ou rose, à rares *Spirillina* (74-50) ; ce calcaire pénètre en filon, dans le calcaire précédent et forme un niveau d'une dizaine de centimètres d'épaisseur.

- Calcaire gris moucheté de noir (zone recristallisée), à oncolithes et *Pseudocyclammines* (wackestone) ; malgré sa très grande ressemblance avec les calcaires à oncolithes du Bathonien supérieur ce calcaire peut être considéré comme appartenant au Malm, ainsi qu'en témoigne la présence de *Lagenidae* trouvés dans l'échantillon 74-63 (coupe d).

- Calcaire micritique rose à grosses entroques, Radiolaires, Ammonites et débris de Lamellibranches (wackestone).

- Calcaire crinoïdique gris clair à gravelles micritiques, Posidonomyes, entroques, débris d'Ophiures et Ammonites (wackestone à packstone).

- Calcaire rose noduleux (faciès Guillestre) à Posidonomyes, entroques, Radiolaires et *Aptychus* (wackestone à packstone).

Coupes du ROCHER ROUX

(27)

W

E

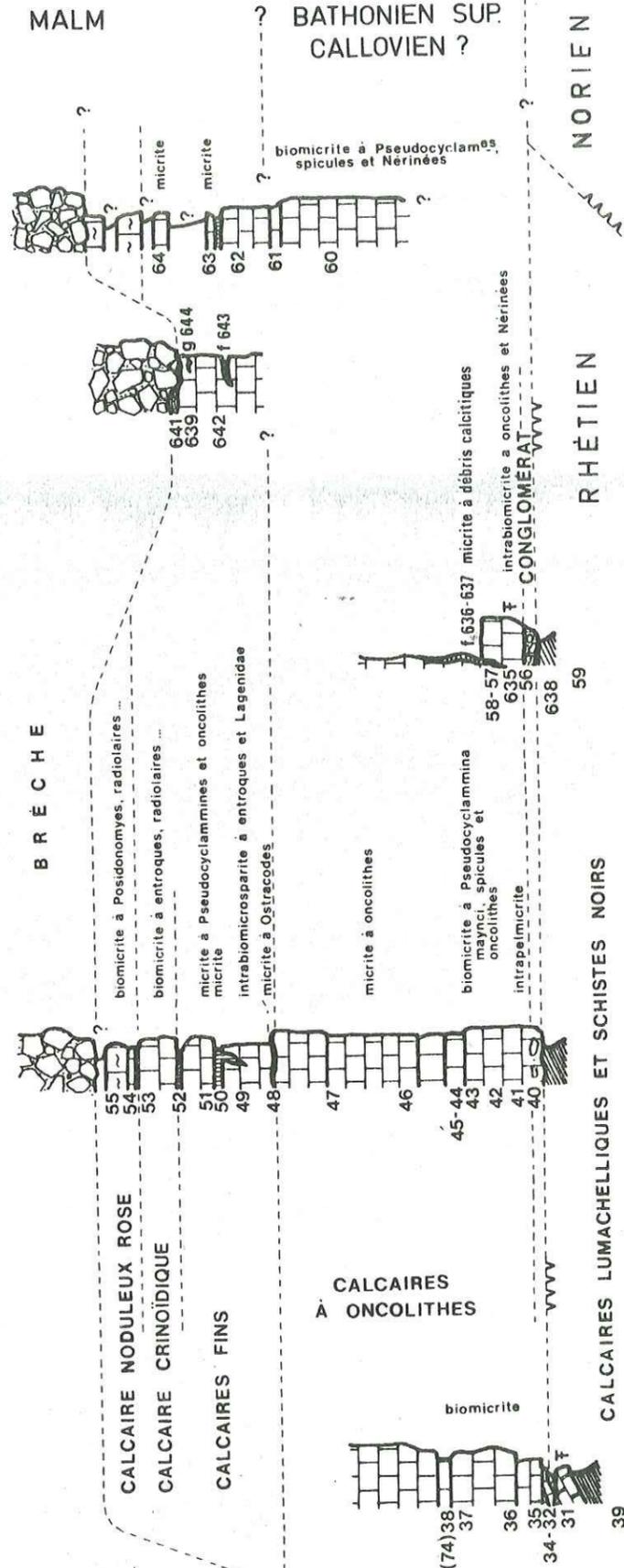


Fig. 26

a

b

c

d

1m

f: filons sédimentaires

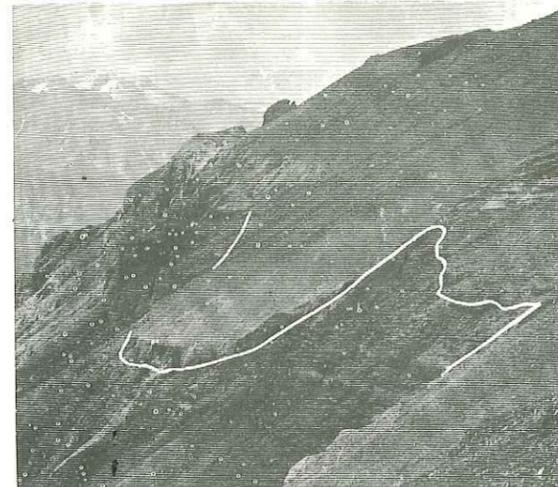
g: géodes

Quoique rapide, le passage micrite à oncolithes et Pseudocyclammines - biomicrite à entroques et faunes pélagiques semble ici moins brutal que dans la coupe de Vallouret. Oncolithes, gravelles, polypiers et Pseudocyclammines subsistent encore. Il s'agit toutefois, selon toute vraisemblance, d'un remaniement de certains termes du Bathonien supérieur.

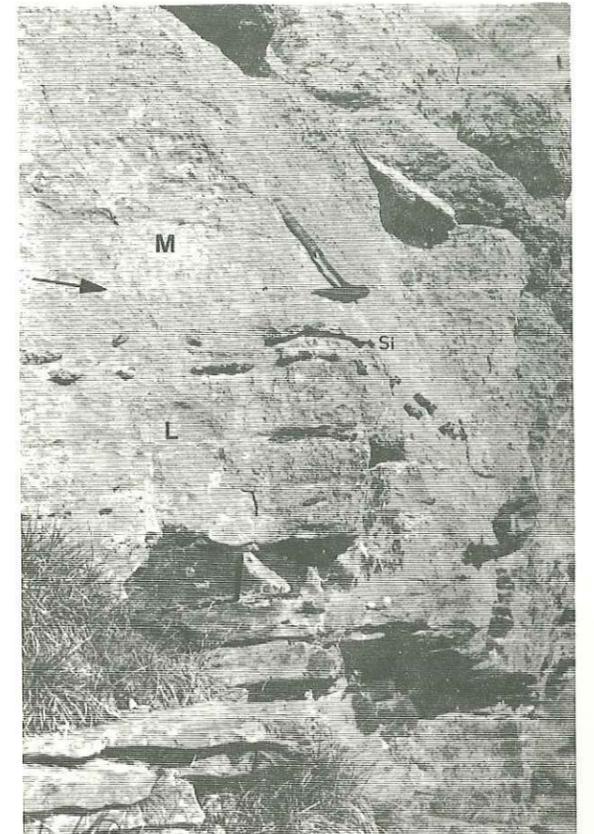
Le développement des faciès pélagiques biomicritiques du Malm, si important dans la coupe de Vallouret, est brusquement interrompu par le dépôt de la brèche. Ce type de sédimentation pélagique reprendra avec les calcaires de Guillestre qui couronnent le Rocher Roux (fig. 24).

Planche 11 : Nappe de Peyre-Haute (1) : Lac de l'Ascension et Rocher Roux.

1. Roche de la Moutière (versant SE) : Discordance angulaire du Malm sur le Rhétien-Lias inférieur ; remarquer l'amincissement vers le haut des calcaires du Malm.
2. Lac de l'Ascension (21, fig. 23) : Base des calcaires à zones dolomitiques attribués au Lias inférieur (c : calcaire, d : dolomie).
3. Lac de l'Ascension (21, fig. 23) : Contact des marbres de Guillestre du Malm (M) sur les calcaires à zones dolomitiques (et ici à silex - Si) attribués au Lias inférieur (L) ; ce contact, qui n'est visible que grâce à une variation de couleur des calcaires, passe par la pointe de la flèche et celle du marteau.
- 4.5. Rocher Roux (respectivement cotés SW et S) : Double discordance angulaire (1) du Rhétien sur le Norien et (2) du Jurassique sur le Rhétien et contact, localement vertical, entre les brèches du Malm et les calcaires du "Dogger" (se reporter à la fig. 24).
N : dolomies du Norien, R : dolomies, calcaires lumachelles et schistes noirs du Rhétien, D : calcaires du "Dogger", M : brèches et calcaires noduleux du Malm.



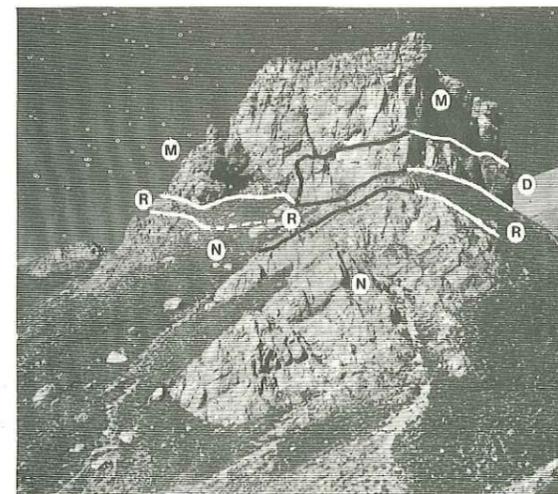
1



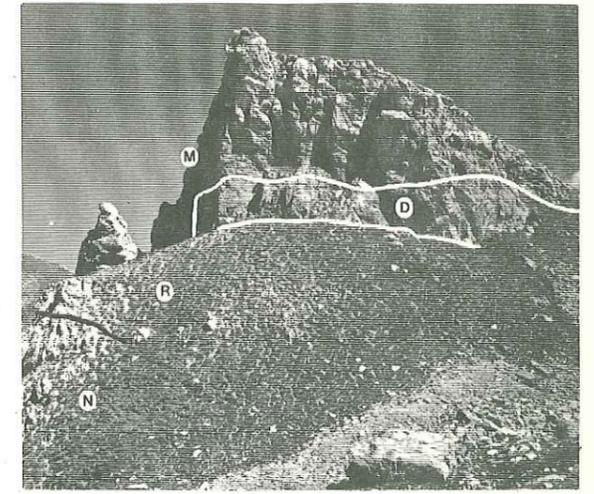
3



2



4



5

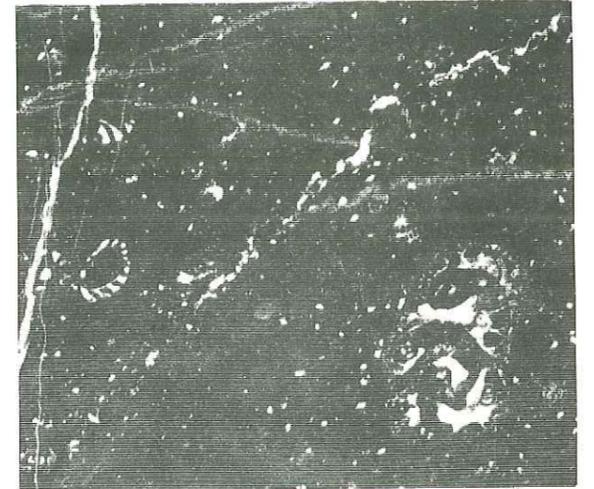
Planche 12 : Nappe de Peyre-Haute (2) : Rocher Roux et La Moulière

1. Rocher Roux (27, fig. 26) : Conglomérat de base du "Dogger" à éléments roulés de Trias et surtout de Rhétien (calcaires lumachelliques) dans une matrice graveleuse riche en grains de quartz (74-56).
2. Rocher Roux : *Pseudocyclamina maynci* (à droite) et *Pfenderina salernitana* (à gauche) dans les calcaires à oncolithes (74-36).
3. Rocher Roux : Oncolithes aux structures concentriques particulièrement nettes dans un mudstone (74-37).
- 4.5. La Moulière (29, fig. 30) : Grainstones à oolites micritisées (respectivement 74-398 et 427) ; observer le sédiment interne géopète, cryptocristallin (voir aussi photos 14-1 et 2).
6. La Moulière, base du calcaire massif (74-420) : Grainstone à gravelles et bioclastes (polypiers, Trocholines), roulés et micritisés ; une mince pellicule fibro-radiale isotrope entoure les grains. (pour plus de détails se reporter à la photographie 14-3).



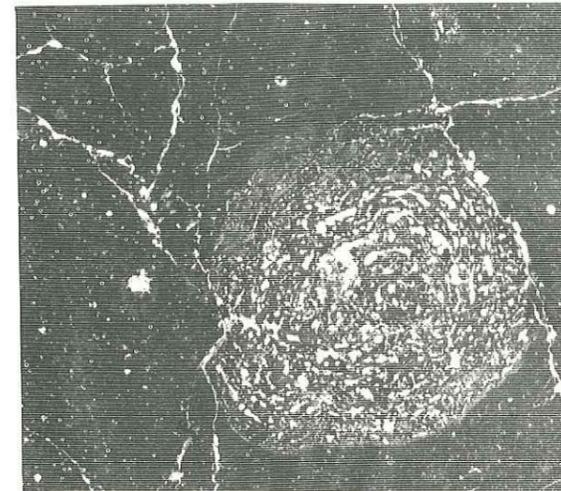
2 mm

1



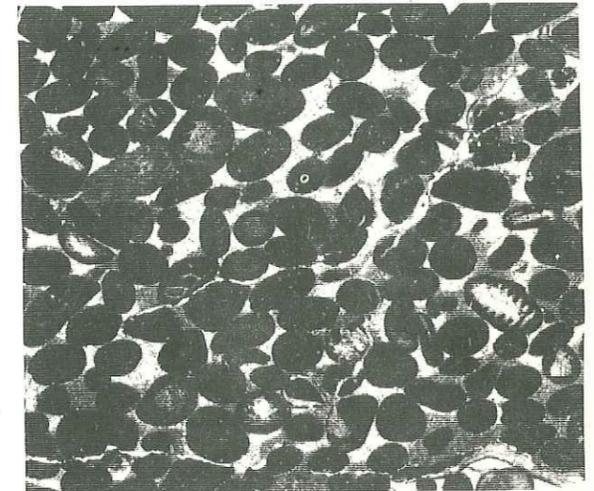
↑ 1 mm

2



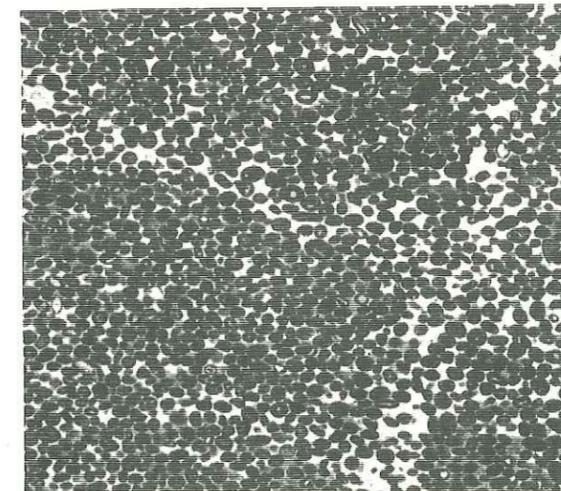
1 mm

3



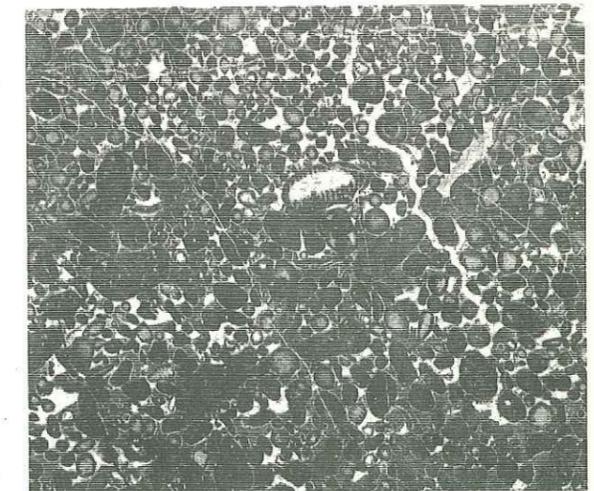
↑ 1 mm

4



↑ 1 mm

5



↑ 3 mm

6

B - DIGITATION DE MARAVOISE : LA TECTONIQUE CASSANTE
SYNSEDIMENTAIRE D'AGE JURASSIQUE ; LES DISCONTINUITES
INTERNES AU "DOGGER".

La digitation de Maravoise représente le rebroussement, vers l'W, de la marge interne de la nappe de Peyre-Haute dont elle est solidaire (MORET et *al.*, 1930 ; DEBELMAS, 1956).

D'abord très redressée et affectée de replis secondaires (Pic des Chalanches, Pic de Maravoise, flanc W du Roc de Chabriller), la digitation de Maravoise, prend, au S des chalets du Cougnet (Grand Serre de la Cavale, Crête des Crousas, Crête de Catinat) une position franchement renversée, presque horizontale, ainsi qu'un développement plus important.

De nombreuses coupes permettent de décrire la série jurassique de la digitation de Maravoise. Ce sont, du N au S (planche II) :

- Coupe de Maravoise (28) ;
- Coupes de la Moulière (29) et coupe du Torrent du Pansier (30), sur le flanc W de la Crête qui joint celle du Pansier au Roc de Chabriller ;
- Coupe du Louarp (31), à l'extrémité de la crête prolongeant vers le SW, le Roc de Chabriller ;
- Coupe du Ravin du Grand Serre (32), sur le versant NW de la Crête du Grand Vallon ;
- Coupes le long du versant W de la Crête de Catinat (33 et 34) ;
- Coupe du Pic d'Escreins (35), dans le prolongement amont du Ravin de la Rortie ; cette coupe paraît considérée par J.C. BARFETY et *al.*, (1972) comme appartenant à la partie radicale de la nappe de Peyre-Haute *s.l.* ; le choix fait ici tient compte des analogies de faciès.

Trois centres d'intérêt se dégagent de ces coupes :

1- l'extension de la discordance angulaire du Jurassique sur des formations antérieures, déjà observée dans le massif de Peyre-Haute (nappe de Peyre-Haute frontale), à la partie septentrionale de la digitation de Maravoise et la mise en évidence d'une paléotopographie complexe (coupes de la Moulière) ;

2- les modalités du passage des dépôts sur fonds accidentés aux dépôts classiques du "Dogger" (rive SE de la vallée de Bouchouze) ;

3- Le développement des faciès lagunaires dans la série jurassique, ceci dans la partie méridionale de la digitation de Maravoise (Crête de Catinat) et au Pic d'Escreins.

B1 - EXISTENCE DE PALEORELIEFS AU JURASSIQUE DANS LA DIGITATION DE MARAVOISE

Pour L. MORET, E. RAGUIN et D. SCHNEEGANS (1930), le Dogger n'est pas représenté dans cette partie de la nappe de Peyre-Haute. Ils signalent en outre, "des calcaires zoogènes à Polypiers, Oursins, Gastéropodes" qu'ils attribuent au Malm.

Par contre, J. DEBELMAS (1955 a et b) considère ces calcaires comme étant du Dogger, à l'exception, peut être de ceux du Pic de Maravoise où seul le Malm est mentionné (cf. carte géologique GUILLESTRE à 1/50 000, 1966).

Quoi qu'il en soit, les calcaires jurassiques (Dogger et/ou Malm) affleurent selon une bande plus ou moins continue, d'orientation méridienne, depuis le Pic de Maravoise jusqu'au Torrent du Pansier en passant par le Col Moulière (fig. 27). Ils reposent, tantôt en concordance apparente, tantôt en discordance angulaire nette sur les dolomies jaunâtres en gros bancs et interlits schisteux du Norien.

1/ Cas où le Jurassique est en concordance apparente sur le Norien.

C'est le cas le plus fréquent ; on peut toutefois y distinguer deux types de séries jurassiques s'opposant essentiellement par leur épaisseur.

a) Les séries épaisses

Elles se rencontrent de part et d'autre du lieu-dit la Moulière et sont aisément observables soit au N, au Pic de Maravoise (coupe 28, fig. 28), soit au S, en rive droite du Torrent du Pansier (coupe 30, fig. 27 et 29).

fonds?

Outre leur épaisseur relative (jusqu'à 30 m), elles ont en commun le caractère massif de leurs calcaires. Ceux-ci sont de deux types :

1- Calcaires gris généralement graveleux (packstone à grainstone) et peu fossilifères ; attribuables, au moins en partie, au "Dogger" ;

2- Calcaires gris, jaunes ou roses, parfois noduleux, à faune pélagique (wackestone), attribuables au Malm.

b) Les séries peu épaisses

Elles sont localisées au lieu-dit la Moulière (coupe 29, fig. 27 et 30). La réduction d'épaisseur affecte surtout les calcaires massifs gris du "Dogger" dont la puissance dépasse rarement une dizaine de mètres.

Les faciès sont très semblables à ceux de la coupe du Torrent du Pansier (cf. ci-dessus). La grande individualité du "Dogger" de la Moulière est la présence d'une lentille de calcaire oolithique (grainstone) à la base des coupes les plus méridionales (fig. 30 d, e et f ; photos 12-4 et 5, 14-1 et 2).

2/ Cas où le Jurassique est nettement, discordant sur le Norien.

Cette discordance s'observe en deux endroits (fig. 27) :

1- A l'amont du thalweg situé au NE du point côté 2248 ;

2- Au sommet situé à l'ESE du Col Moulière, face N (altitude 2640 m environ).

Dans le premier cas, un calcaire gris, laminé, à faciès "Dogger" (3 m environ), surmonté par le calcaire noduleux de Guillestre (5 m visibles), repose sur la tranche des bancs de dolomie grise du Norien (fig. 27 A).

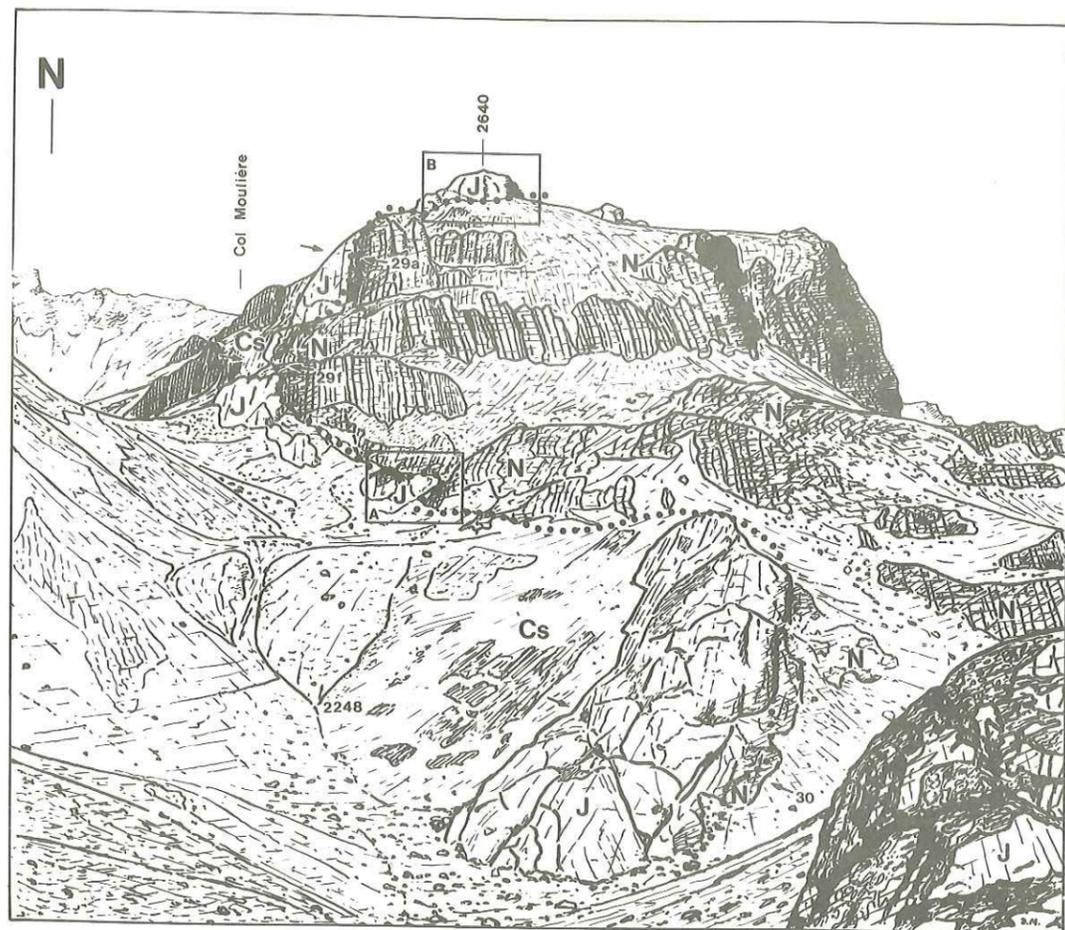


Fig. 27 : Panorama sur le paléorelief jurassique de la Moulière
(SW du Pic de Maravoise).

La figure montre vers la droite les bancs très redressés et parallèles de dolomie norienne (N) recoupés par la surface de base (ligne pointillée) des calcaires jurassiques (J). Ceux-ci sont épais au premier plan (coupe 30), très réduits au-dessus du point 2248 (rectangle A : emplacement du flanc S du paléorelief), un peu plus épais vers la ligne de crête (coupes 29 : sommet du paléorelief) et réduits à nouveau derrière la ligne de crête sauf localement (rectangle B, cote 2640). L'ensemble est ennoyé sous les calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur (Cs).

A : Détail montrant la discordance du calcaire massif jurassique (Jm) sur les dolomies noriennes (N) au flanc S du paléorelief.

B : Détail de la discordance du calcaire à Ammonites et à entroques du Jurassique supérieur (Js) sur les dolomies noriennes (N) du flanc N du paléorelief.

C : Coupe interprétative et colonnes lithologiques permettant de comparer les épaisseurs.

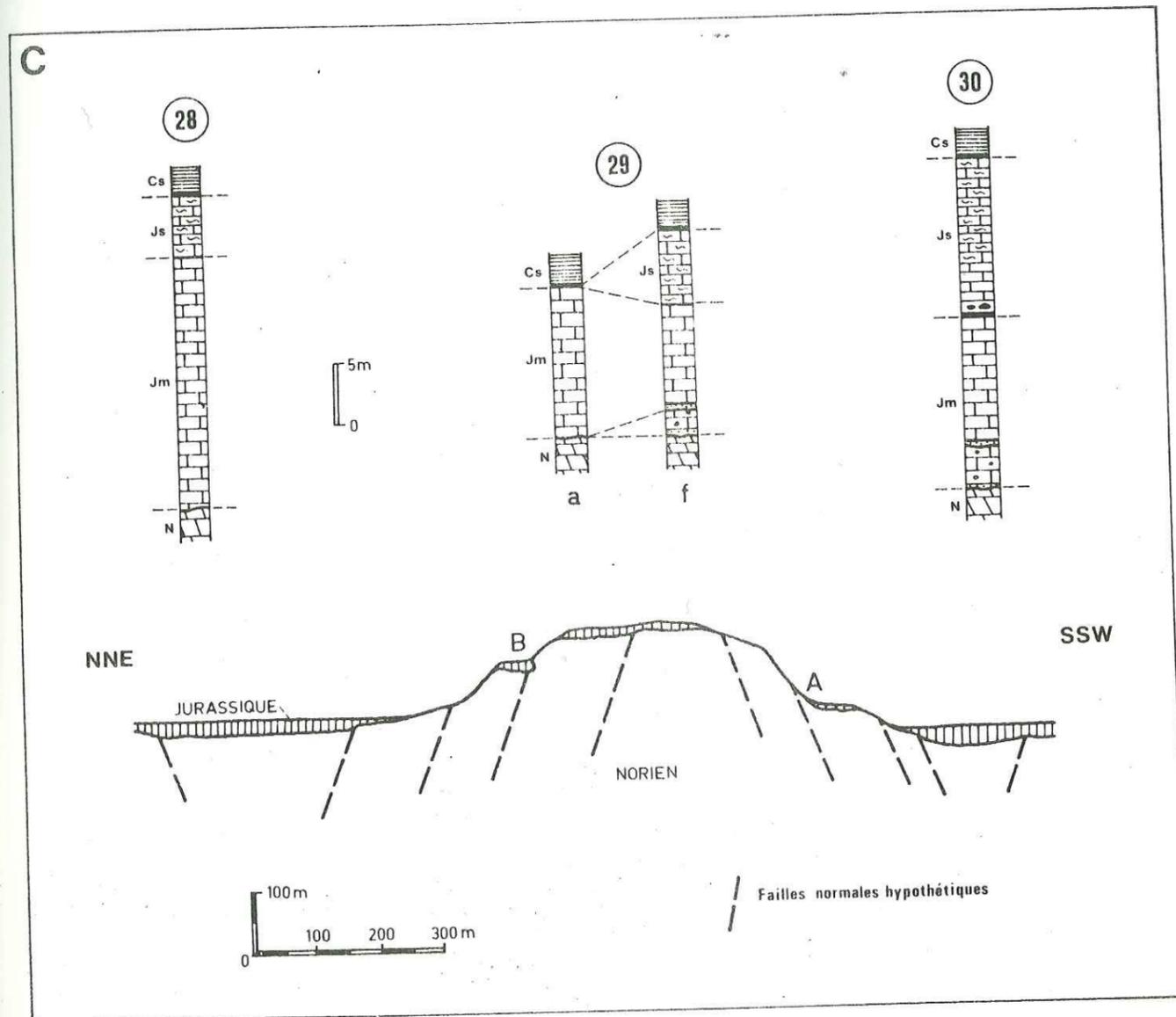
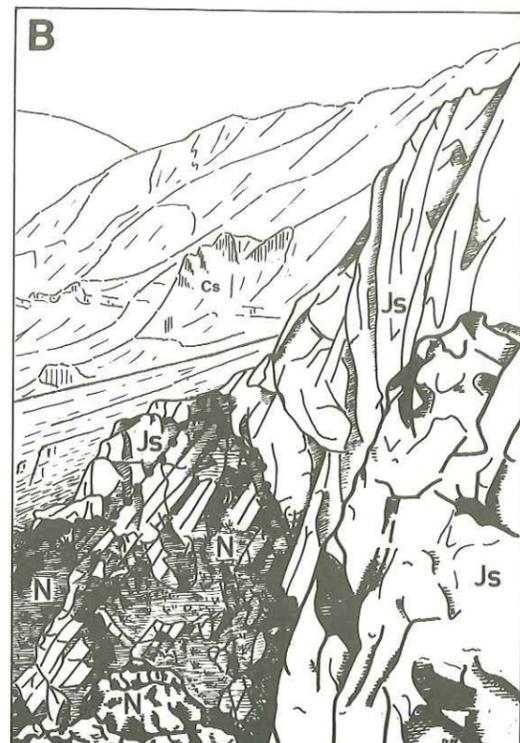
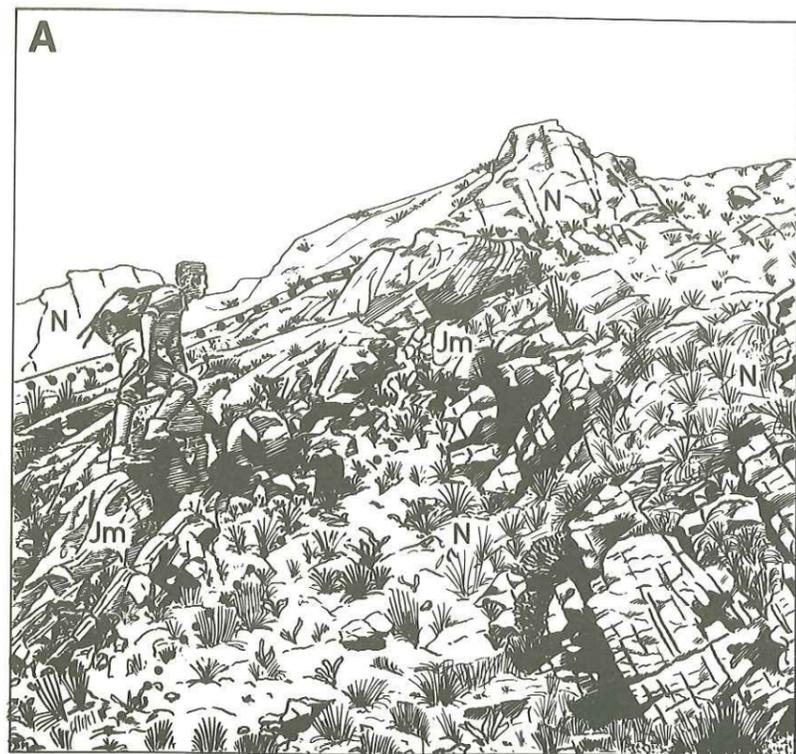


Fig. 27

Dans le second cas, deux types de calcaires massifs attribuables au Malm moulent un paléorelief formé de dolomie norienne en bancs très redressés. Ces calcaires, aux limites communes peu nettes sont :

- d'une part, des calcaires gris, roses ou jaunâtres, pétris d'Ammonites (biomicrite à Ammonites et Ostracodes) ; ce faciès se rencontre également au SW du Rocher Roux ;

- d'autre part, des calcaires gris à entroques et Ammonites dont le faciès rappelle celui des calcaires du Pic de Balart et du Col du Lauzon (cf. infra) dont la faune est d'âge tithonique (THIEULOY, 1963). La surface du paléorelief montre, dans le détail, des dénivellées importantes pouvant atteindre une vingtaine de mètres (fig. 27 B).

Ainsi, dans les zones où le Jurassique repose en discordance angulaire sur le Norien, il faut remarquer la minceur et la discontinuité des dépôts, la variabilité des faciès, l'absence possible du "Dogger" et l'existence, visible sur place, d'une paléotopographie très accidentée.

3/ Reconstitution du paléorelief, répartition des faciès

La surface de base du Jurassique présente une ondulation très marquée avec une flèche de l'ordre de 200 m environ, tandis que les bancs de dolomies noriennes restent plans sous cette surface (fig. 27) : la forme de celle-ci ne peut donc pas être rapportée à un pli. Par conséquent, l'idée qui s'impose est celle d'un paléorelief façonné aux dépens des dolomies noriennes, ces dernières étant horizontales lors de la sédimentation jurassique.

Si, acceptant l'idée de ce paléorelief, on compare les épaisseurs du Jurassique, on constate que les dépôts sont d'autant plus puissants (25 à 30 m) de part et d'autre du paléorelief, qu'ils sont plus minces (10 à 15 m) à son sommet et enfin qu'ils ne subsistent sur ses flancs que dans des pièges résultant d'irrégularités locales de la topographie. Dans les deux premiers cas, le Jurassique est subparallèle au Norien ; il est nettement discordant dans le troisième (fig. 27 A et B).

Ainsi, qu'en témoignent les discordances angulaires, les variations d'épaisseur et la présence d'oolithes jointives exclusivement

au sommet du paléorelief, celui-ci devait déjà être ébauché dès le "Dogger". Cependant, la différenciation peu accusée des faciès du "Dogger" et du Malm laisse penser que les dénivellées et les pentes ne pouvaient être alors aussi importantes qu'elles ne le paraissent actuellement. La présence de filons sédimentaires à remplissages datés du Malm et du Crétacé supérieur, particulièrement nombreux au sommet, suggère, que ce paléorelief n'a cessé d'évoluer sous sa couverture sédimentaire en cours de dépôt pendant la durée du Mésozoïque. Ceci pourrait rendre compte de la surface d'érosion qui amène les calcschistes planctoniques à reposer par l'intermédiaire d'un hard-ground, soit sur le calcaire noduleux de Guillestre, soit sur le calcaire gris du "Dogger". L'apparition du Malm à Ammonites adhérant directement au Norien (flanc N du paléorelief) suggère que celui-ci venait d'être dénudé seulement à ce moment. L'image d'un paléorelief mobile au cours du Mésozoïque dans cette partie du massif de Peyre-Haute se retrouve donc là encore.

B2 - LES MODALITES DU PASSAGE DES DEPOTS SUR FONDS ACCIDENTES AUX DEPOTS CLASSIQUES DU "DOGGER"

Une bande d'affleurements jurassiques pratiquement continus longe le flanc SE du vallon de Bouchouze jusqu'à l'extrémité SW de la Crête de l'Alp Gaston où la série du "Dogger" se complète vers le bas. Deux coupes sont prises comme type : celle du Louarp (31) et celle du Ravin du Grand Serre (32).

La coupe du Louarp (fig. 31) est analogue à celles de la Moulière et du Torrent du Pansier (29 et 30, cf. supra). Elle montre cependant l'existence d'oolithes vraisemblablement remaniées dans le ciment d'une brèche synsédimentaire à la base des calcaires massifs à oncolithes (13 m).

La coupe du ravin du Grand Serre (fig. 32) est plus éloignée de celles correspondant au paléorelief : au-dessous des calcaires massifs à oncolithes et Foraminifères apparaissent des calcaires en dalles (7 m) très riches en Foraminifères du Bathonien supérieur et dont le sommet est marqué par un niveau à oolithes.

La division des calcaires du "Dogger" en deux parties, l'une inférieure, tendre à l'érosion, l'autre supérieure donnant lieu à une falaise abrupte est classique à partir de ce point tant vers le S que vers l'E dans le Briançonnais interne. Il n'y a pas ici de discontinuité nettement marquée séparant ces deux termes, mais nous verrons plus loin la signification de la dualité observée.

On peut cependant souligner dès maintenant le fait que le terme inférieur correspond à des dépôts de plate-forme interne et que le terme supérieur correspond, lui, à des dépôts de plate-forme externe.

B3 - LES FACIES LAGUNAIRES : UNE NOUVELLE DISCONTINUITÉ INTERNE DANS LA PARTIE INFÉRIEURE DU DOGGER

La bande d'affleurements jurassiques décrite précédemment en rive gauche du Torrent de Bouchouze (coupe du Ravin du Grand Serre) se prolonge vers le S ; d'abord très discontinue, elle réapparaît, toujours en série renversée, au niveau de la Crête des Crousas puis sur le flanc occidental de la Crête de Catinat jusqu'aux Ourgières (photo 15.1).

On peut y reconnaître (fig. 33 et 34), au-dessus des dolomies noriennes et localement en discordance sur celles-ci, un ensemble de trois termes superposés, de bas en haut :

1- Schistes, charbonneux à leur base, alternant avec des calcaires à Ostracodes ;

2- Calcaires fossilifères en plaquettes débutant par un conglomérat ravinant le terme précédent ;

3- Calcaires en plaquettes et calcaires massifs alternant ; ce terme est directement surmonté par le calcaire noduleux de Guillestre (Malm).

Le terme moyen (2) peut être rendu homologue du terme inférieur de la coupe du Ravin du Grand Serre (fig. 32). En effet il commence lui aussi par un conglomérat peu développé et comporte le même faciès avec les mêmes faunes caractéristiques du Bathonien supérieur ; ils sont surmontés des mêmes calcaires gris qui passent vers le haut au calcaire

de Guillestre. Mais ils sont séparés ici des dolomies noriennes par une vingtaine de mètres de dépôts qui présentent dans leur ensemble un caractère séquentiel correspondant à un milieu lagunaire faiblement subsident (fig. 33).

Cette coupe est parmi l'une des plus complètes que l'on peut observer dans le "Dogger" des environs de Briançon. Elle montre en effet la superposition de dépôts correspondant à trois types de milieu : le premier, lagunaire, très peu profond et protégé, le second de plate-forme interne, peu profond et d'énergie modérée et le troisième de plate-forme externe, plus profond et d'énergie souvent forte.

Sur cette coupe précise, la discontinuité sédimentaire qui sépare les dépôts lagunaires des dépôts de plate-forme interne est soulignée par un conglomérat. Les deux termes supérieurs passent ici en continuité apparente et la limite est arbitraire. Il faut se rendre plus au S, au Pic d'Escreins et à la Crête de Vars, pour trouver une discontinuité entre ces deux termes. Ainsi la coupe du Pic d'Escreins (fig. 35) montre des termes identiques à ceux depuis la Crête de Catinat ; la base du terme moyen est alors matérialisée par un niveau gréseux et celle du terme supérieur par un horizon oolithique.

Fig. 28 Coupe de Maravoise (28) : premier exemple de série épaisse au pied d'un paléorelief.

Cette coupe se situe à la base de l'éperon N de la Crête du Pansier, prolongement occidental du Pic de Maravoise. Là, des calcaires massifs gris clair (a) reposent en concordance apparente sur les dolomies noriennes ; ils sont surmontés par des calcaires (b), d'abord noduleux et rouges, puis massifs et blancs, attribuables au Malm.

a) Les calcaires massifs (environ 20 m)

Dans leur moitié inférieure, ils ne montrent aucune stratification nette et sont traversés par de nombreux filonnets jaunes riches en entroques (75-42 : packstone). Dans leur moitié supérieure par contre, ils sont nettement stratifiés et se présentent en bancs décimétriques à métriques.

L'ensemble est très généralement recristallisé ; toutefois deux types de faciès peuvent encore être observés :

- à la base : pelmicrosparite et intrapelsparite graveleuse à oncolithes, Trocholines et entroques (packstone à grainstone) ; les quartz automorphes néoformés y sont très nombreux.
- au sommet : biopelmicrosparite à sparite à entroques.

Ainsi, ces calcaires massifs paraissent très différents des calcaires du Vallouret (26) ou du Rocher Roux (27), géographiquement très proches. Ils ressembleraient davantage aux calcaires de Champcella.

b) Les calcaires du Malm (4 à 5 m)

Ils débutent par un calcaire à patine jaune (75-31) formant un banc épais de 10 cm. Comme nous le verrons, ce niveau est très constant à la base du calcaire noduleux rouge (faciès Guillestre), tant dans la nappe de Peyre-Haute que dans les unités du Briançonnais interne. C'est une biomicrite (wackestone) à Radiolaires, entroques, Globigérines, Posidonomyes et autres bioclastes, tels que *Lagenidae*, *Spirillina*, *Ammonites*, *Aptychus*, *Gastéropodes*, etc.

Le calcaire noduleux rouge (biomicrite à Radiolaires et Ammonites) est ici peu épais (2 m environ), il est surmonté par un calcaire massif blanc, par endroit légèrement noduleux, à Radiolaires et Globigérines à sa base.

NB : Les dolomies du Norien présentent, dans leur partie supérieure, des cavités irrégulières dont les parois sont tapissées de calcite macrocristalline (géodes) ; les vides subsistant ont été ultérieurement comblés par une micrite rose-saumon ou rouge ; de telles cavités sont fréquentes à la Moulière où l'une d'entre elles a livré des *Globotruncana* du Crétacé supérieur (cf. infra et photo 13-2).

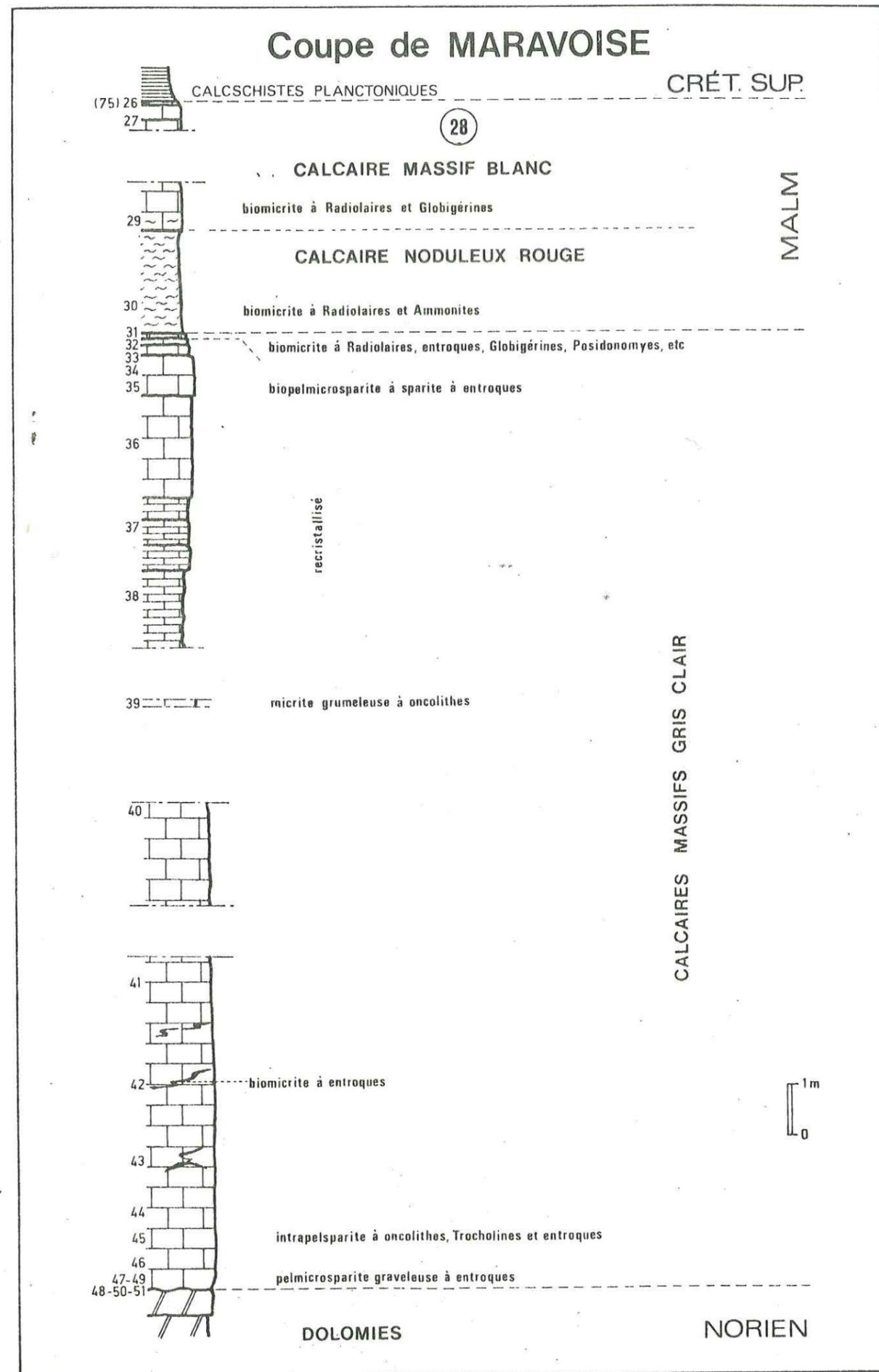


Fig.28

Fig. 29 : Coupe du Torrent du Pansier (30) : deuxième exemple de série épaisse au pied d'un paléorelief.

Située en rive droite du Torrent du Pansier, dans le prolongement septentrional du Roc de Chabriller, cette coupe permet d'observer l'ensemble de la série jurassique. Celle-ci comporte, de bas en haut :

a) Ravinant les dolomies noriennes sous-jacentes, des calcaires gris à lithoclastes millimétriques et intercalations conglomératiques (3 à 4 m). Ces calcaires (packstones) sont riches en pellets et gravelles micritiques (pelmicrites à microsparites graveleuses) et renferment de nombreuses Kilianines. Les conglomérats peu épais (0,10 à 0,30 m), aux limites très irrégulières, sont constitués d'éléments dolomitiques le plus souvent anguleux dans une matrice carbonatée peu abondante. La présence des Kilianines permet d'attribuer un âge bathonien supérieur à ces calcaires et conglomérats.

b) Un calcaire massif gris clair (10 m) peu fossilifère, à gravelles et pellets (packstone à grainstone). Ce calcaire renferme des niveaux jaunâtres, plus ou moins concordants, à structure laminée. Ces niveaux, notés "L" sur la figure 29, sont constitués d'une micrite à entroques riche en débris calcitiques monocristallins.

c) Des calcaires gris, parfois légèrement rosés, attribuables au Malm ; ceux-ci sont massifs et localement noduleux. Leur base, plus jaunâtre, à nodules Fe-Mn, est une biomicrite, d'abord à entroques, Radiolaires, *Lagenidae*, *Spirillina* et *Posidonomyes* (packstone) puis à Globigérines, Radiolaires et *Ammonites* (wackestone). Ces calcaires, puisant d'une douzaine de mètres environ, sont couronnés par une croûte minéralisée rouge.

Coupe du TORRENT DU PANSIER (30)

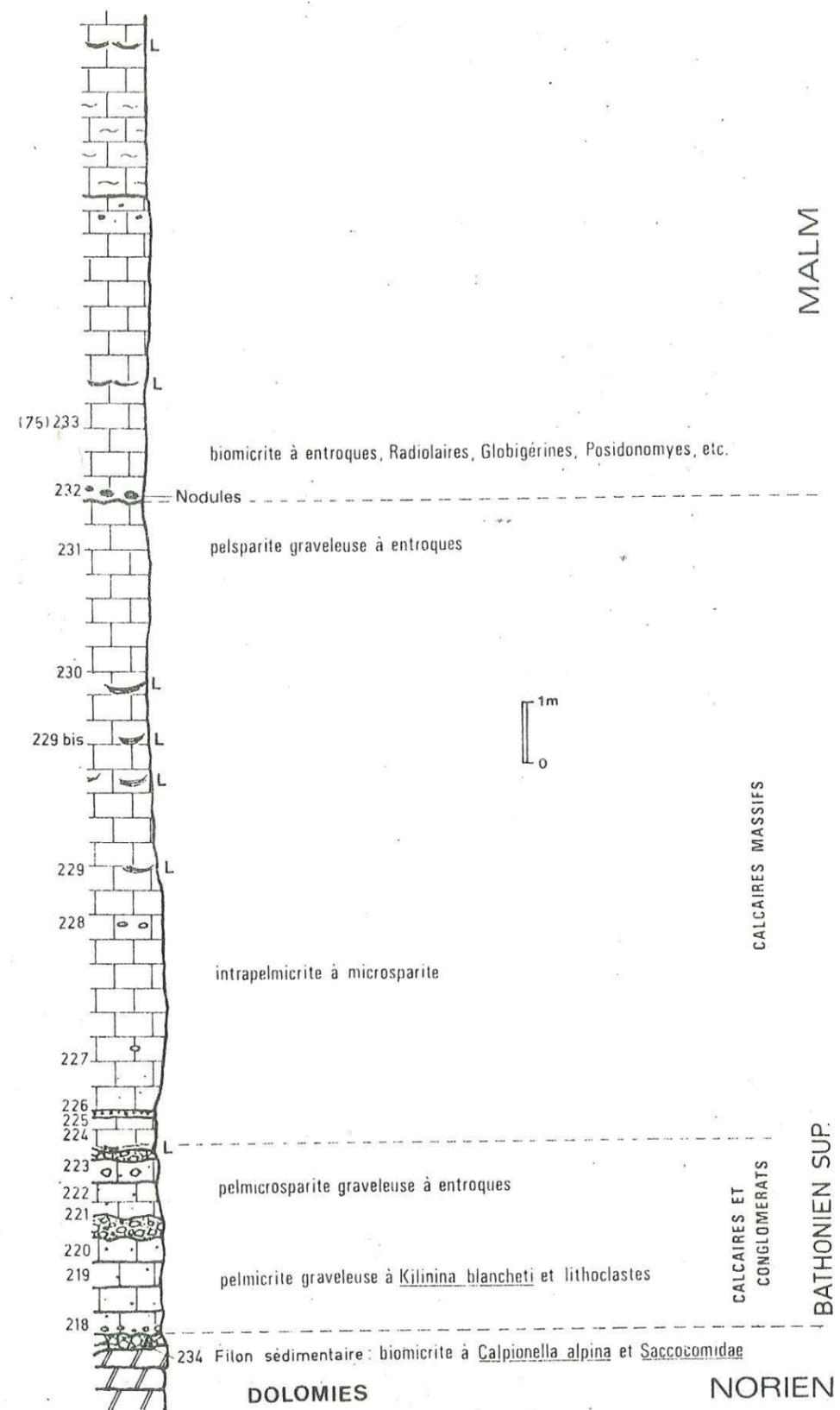


Fig. 29

Fig. 30 : Coupes de la Moulière (29) : exemples de séries minces au sommet d'un paléorelief

Les différentes coupes, notées de a à f, s'échelonnent sur le versant occidental du vallon de la Moulière (S du Col Moulière) entre les cotes 2550 m et 2450 m (fig. 27). Les affleurements du Jurassique sont très discontinus, on peut néanmoins y relever deux types de coupe :

1- Les coupes septentrionales (coupes a, b et c). Elles ne présentent que les calcaires massifs gris clair avec, parfois, un mince niveau conglomératique à la base ; ces calcaires (10 à 12 m) sont alors surmontés, soit (coupes a et b) par une croûte minéralisée lie de vin, verdâtre ou brune, au moins en partie d'âge cénomanién ou turonien, puis par les calcschistes du Crétacé supérieur, soit (coupe c) par le calcaire noduleux rouge du Malm. Il est donc intéressant de noter, localement, le non-dépôt ou l'érosion du Malm.

2- Les coupes méridionales (coupes d, e et f). La série jurassique est alors plus diversifiée avec, de bas en haut :

- calcaire oolithique (2 m) à fines intercalations conglomératiques ;
- conglomérat à petits galets de dolomie triasique (jusqu'à 0,60 m) ;
- calcaire massif gris clair (8 m) ;
- calcaire noduleux rouge du Malm.

Dans les deux types de coupe, calcaires et conglomérats ravinent les dolomies noriennes sous-jacentes. De plus, un système de sills et de filons sédimentaires à remplissages de nature et d'âge variés recoupe aussi bien les calcaires jurassiques que les dolomies noriennes.

a) Le calcaire oolithique (photos 12-4 et 5 ; 14-1 et 2)

De petite taille (de 0,3 à 0,8 mm), les oolithes sont jointives et bien classées. Elles sont très généralement micritisées et de ce fait, leur structure concentrique reste diffuse. Les nucléus sont formés par des débris d'organismes tels que Trocholines, Echinodermes et Gastéropodes. Les oolithes composites sont assez rares.

Parmi les autres éléments constitutifs du calcaire oolithique, on peut citer des pellets (de même taille que les oolithes) et quelques bioclastes dont des Foraminifères (*Kilianina sp.*, *Trocholina palastiniensis*), des débris de Brachiopodes et des entroques.

Tous ces éléments sont enrobés d'une calcite sparitique, parfois microsparitique (grainstone). Un sédiment interne géotrope, cryptocristallin, apparaît localement (photo 11-2) ; il peut devenir prédominant (packstone), notamment à proximité des intercalations conglomératiques.

b) Le conglomérat

Il couronne le calcaire oolithique et vient localement reposer (coupes 29 b et c) sur le Norien. Le passage calcaire oolithique-conglomérat se fait par augmentation progressive du nombre et de la taille des éléments dolomitiques. Ceux-ci sont généralement roulés, souvent jointifs et enrobés dans une dolomicrite à dolomicrosparite.

Le passage conglomérat-calcaire massif sus-jacent est progressif il est toutefois souligné en plusieurs points, par un niveau finement rubané à lithoclastes dolomitiques épars. C'est notamment le cas dans la coupe 29e (74-414) où ce niveau est constitué par l'alternance de calcarénites et de micrites (photo 13-1). Les lits calcarénitiques (packstone) sont excessivement riches en *Saccocomidae* et en entroques (photo 14-4) et renferment également *Calpionella alpina* (photo 14-5), des *Aptychus*, ainsi que quelques débris d'Ophiures et de Lamellibranches.

Coupes de la MOULIÈRE

29

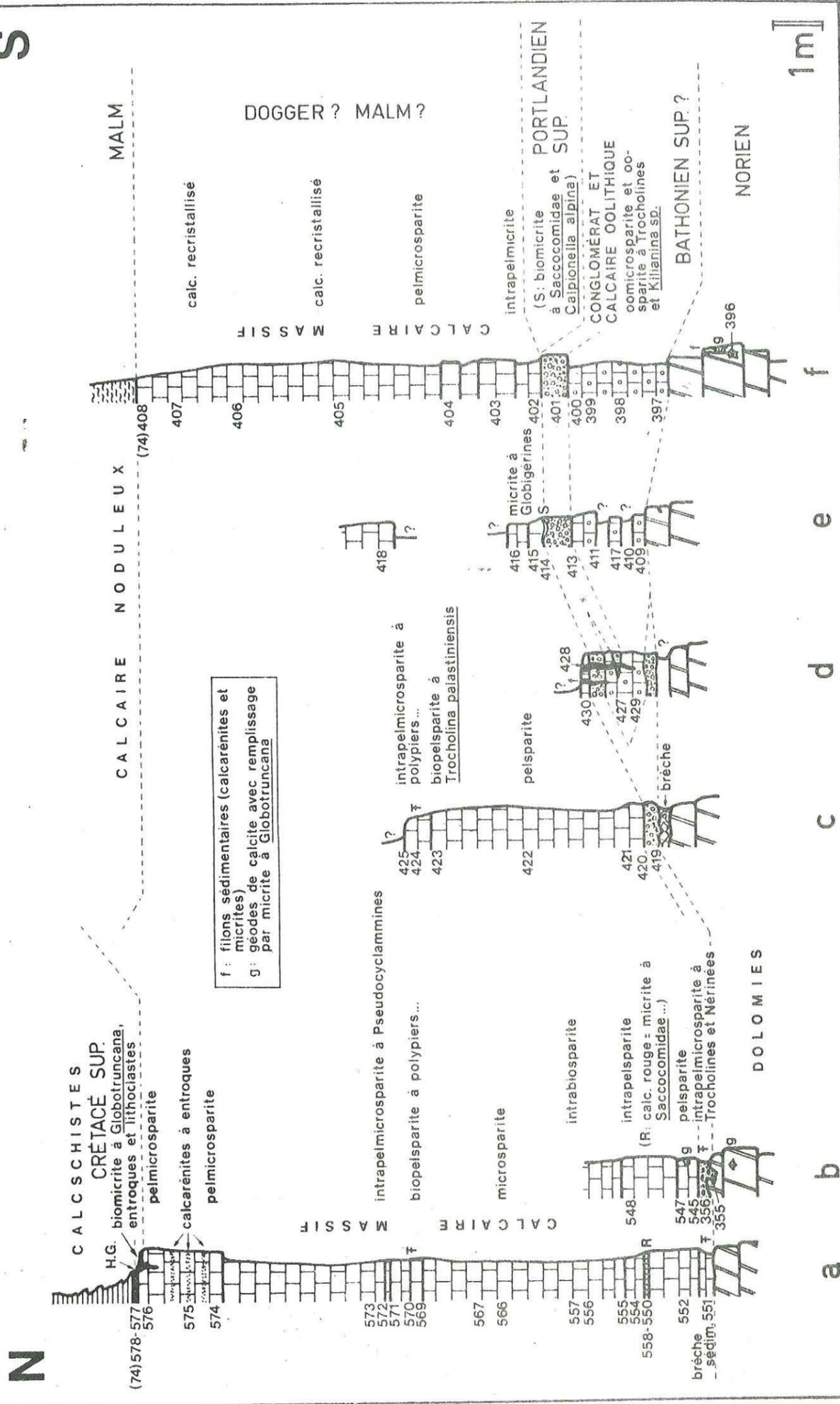


Fig. 30

L'âge vraisemblablement portlandien supérieur de ce niveau est en contradiction avec celui classiquement attribué aux termes supérieurs de la coupe à savoir : Dogger pour le calcaire massif gris clair et Oxfordien supérieur à Portlandien inférieur pour le calcaire noduleux de Guillestre. Cette observation nous amène soit à rajeunir, au moins localement, ces termes supérieurs, soit à interpréter le niveau à Saccocomidae et Calpionella alpina comme étant un sill sédimentaire. L'hypothèse d'un sill est celle qui s'harmonise le mieux avec le contexte géologique régional mais le passage graduel (photo 13-1) avec les formations du mur et du toit ne milite pas en faveur d'une telle interprétation.

c) Le calcaire massif gris clair (photo 12-6)

Il est très semblable à celui décrit dans la coupe du Torrent du Pansier (fig. 29). C'est un packstone ou grainstone riche en pellets et intraclastes. Les bioclastes (*Trocholina palastiniensis*, *Pseudocyclammina* et entroques) y sont toujours nettement subordonnés, à l'exception d'une zone médiane où Algues, Polypiers, Hydrozoaires et Mollusques abondent. Dans ce cas les bioclastes, de taille centimétriques, sont roulés, micritisés et cimentés par de la calcite micro- ou macrocristalline. Un enrichissement en pellets et entroques s'observe vers le sommet du calcaire massif.

Localement et à la base (coupe 29e ; 74-415), un banc micritique jaunâtre à petits débris dolomitiques (mudstone) renferme quelques *Globigerinidae*.

d) Des sills et filons sédimentaires (photos 13-2 à 4)

Très abondants et diversifiés, ils peuvent être regroupés en 3 catégories principales :

1- Niveaux calcaires rouges (mudstone) ne dépassant pas quelques cm d'épaisseur et apparemment concordants (sills) avec le calcaire massif (c) qui les contient (coupes 29 a et b) ; ces niveaux renferment de rares *Spirillina*, quelques entroques et *Saccocomidae* et peuvent ainsi être rapportés au Malm.

2- Brèches et calcarénites à éléments de calcaire gris ("Dogger") et de calcaire noduleux (Malm) en filons dans le calcaire gris ; les éléments sont cimentés par un calcaire lie de vin à débris d'Echinodermes (packstone). Une brèche très voisine encroûte le sommet du calcaire gris (coupe 29a) ; elle contient en plus de nombreux éléments phosphatés et une microfaune abondante du Cénomanién ou du Turonien (*Globotruncana renzi*, *G. linnei*, *G. helvetia*, "grosses" Hedbergelles, etc... ; détermination J. SIGAL).

3- Cavités à parois irrégulières, concaves, tapissées de calcite macrocristalline et à remplissage micritique de couleur beige à rouge (photos 13-2 et 3). Ces cavités, déjà reconnues au Rocher Roux et au Pic de Maravoise (cf. infra), affectent aussi bien les dolomies noriennes que le calcaire massif gris clair ; l'une d'entre elles (coupe 29 f, 74-396) a livré des *Globotruncana* du Sénonien.

Fig. 31 : Coupe du Louarp (31)

Située au-dessus des chalets du Cougnet et à l'extrémité de la crête prolongeant, vers le SW, le Roc de Chabrilier, la coupe du Louarp montre, en concordance sur les dolomies du Norien, la série suivante, de bas en haut :

- des calcaires massifs gris du "Dogger" (14 m environ) d'abord en bancs métriques puis sans stratification apparente ;
- le calcaire noduleux rouge de Guillestre (Malm) ;
- les calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur.

L'extrême base des calcaires massifs est une biomicrite bréchifiée à Ostracodes, Foraminifères et Nérinées (wackestone) ; les éléments ainsi constitués sont cimentés par une microsparite à petits quartz anguleux, oolithes, gravelles et bioclastes (photo 14-3). Cette brèche sédimentaire est surmontée par un niveau conglomératique à gros galets de dolomie perforés puis par un calcaire (packstone) riche en quartz, pellets et bioclastes dont des Pseudocyclammines.

Les calcaires en bancs métriques de la partie inférieure sont des packstones essentiellement constitués d'oolithes bien classées (taille moyenne 0,5 mm), parfois brisées, à structure interne peu visible et de bioclastes également brisés et micritisés (photo 14-4) ; les pellets y sont nettement subordonnés. La faune se compose de Lituolidés, de débris de Brachiopodes et de Lamellibranches ainsi que d'entroques.

Les calcaires massifs sans stratification nette de la partie supérieure rappellent ceux de Champcella (cf. supra) ; comme eux, ce sont des wackestones, des packstones et des grainstones où dominent successivement, de bas en haut, les oncolithes et bioclastes (polypiers, Lituolidés, Mollusques), puis les pellets et petits Foraminifères (Trocholines, Nautiloculines) et enfin les entroques qui marquent le passage aux calcaires pélagiques du Malm.

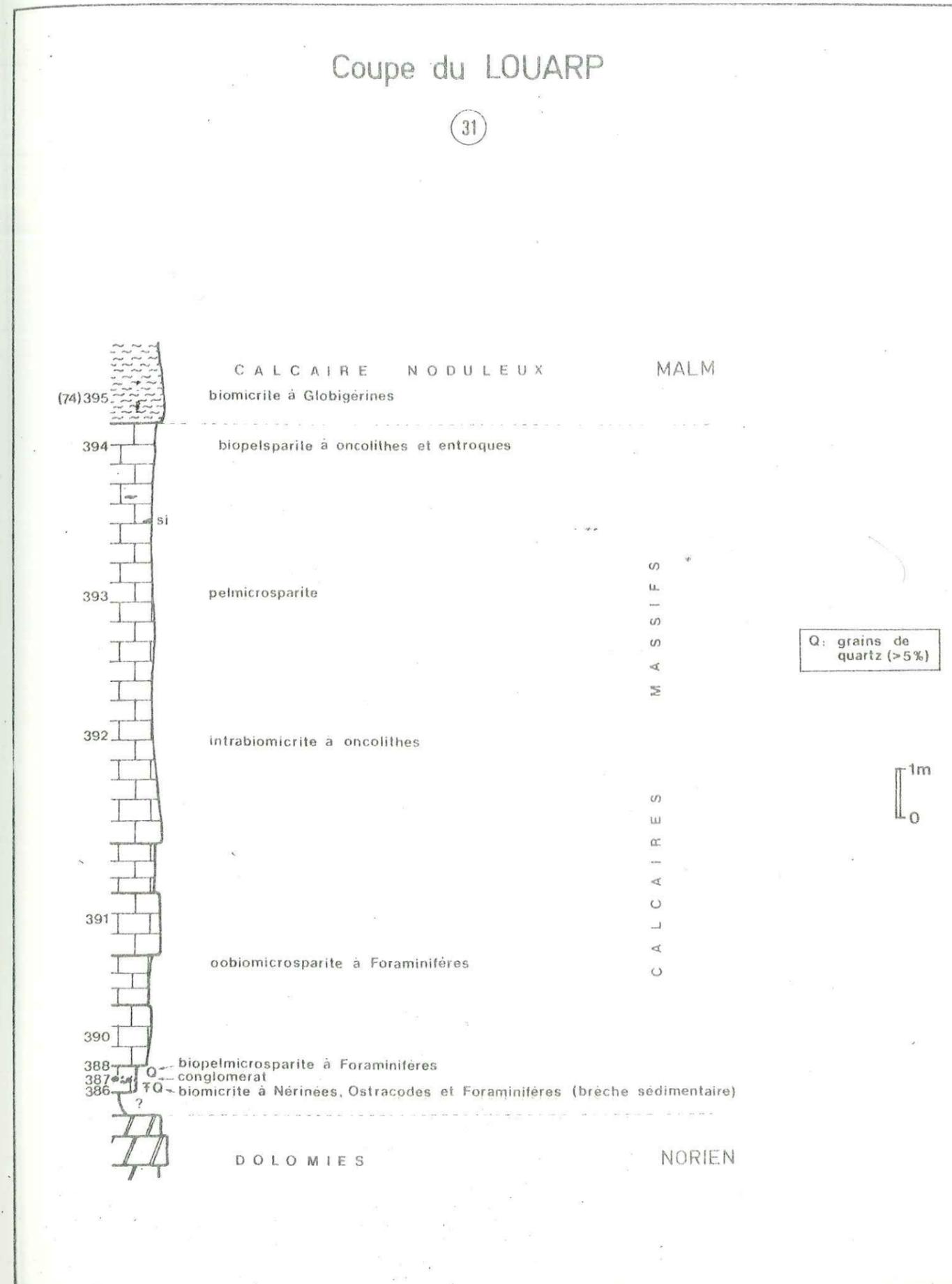


Fig. 31

Fig. 32 : Coupe du Ravin du Grand Serre (32)

Situé au S des chalets du Gougnet, le Ravin du Grand Serre entaille la falaise dominant au SE le Torrent de Bouchouze. La coupe, faite en rive droite du ravin, montre la superposition suivante, de bas en haut (stratigraphiquement) :

- Banc de dolomie à patine jaune ; interlits schisteux (Norien).
- Ensemble calcaire assez sombre, se débitant en dalles de 1 à 3 cm d'épaisseur (environ 10 m).
- Banc calcaire, légèrement noduleux, à grain fin, gris rosé à verdâtre (0,50 m).
- Calcaire massif à patine gris clair (10 m).
- Calcaire massif blanc rosé ou gris très clair (1 m) passant progressivement au calcaire noduleux rouge de Guillestre.

a) Les calcaires en dalles

Ils débutent par un conglomérat très peu développé, formé de galets dolomitiques non jointifs. Sombres en cassure, ces calcaires montrent une patine alternativement grise et rousse. Les calcaires à patine rousse sont plus sableux (grains de dolomie et de quartz) et ravinent les calcaires à patine grise ; ils présentent parfois des stratifications entrecroisées peu nettes. Les fossiles sont relativement abondants : Lamellibranches, Gastéropodes et Brachiopodes. Ces derniers forment, à environ 3 mètres de la base, une véritable lumachelle (74-316). Vers le haut, les calcaires en dalles deviennent oolithiques (74-325 et 326) et renferment alors des débris de polypiers ainsi que de nombreux petits éléments dolomitiques. Le passage aux calcaires massifs se fait par l'intermédiaire de calcaires gris clair, parfois rosé, à grain fin contenant de rares fossiles.

Microfaciès : (photos 14-5 à 8). Ce sont des packstones dans lesquels les pellets de taille variable prédominent nettement ; les bioclastes y sont bien représentés et notamment les Foraminifères avec *Kilianina blancheti* (formes A et B). Les oncolithes, lorsqu'ils existent, sont toujours subordonnés. Les quartz, en petits grains anguleux de 0,1 mm sont toujours présents et peuvent, dans certains niveaux, représenter jusqu'à 10 % des constituants.

Dans la lumachelle à Rhynchonelles (74-316), les pellets sont mieux classés et de petite taille (0,1 mm) et les Kilianines font place à des Pseudocyclammines et à des Trocholines.

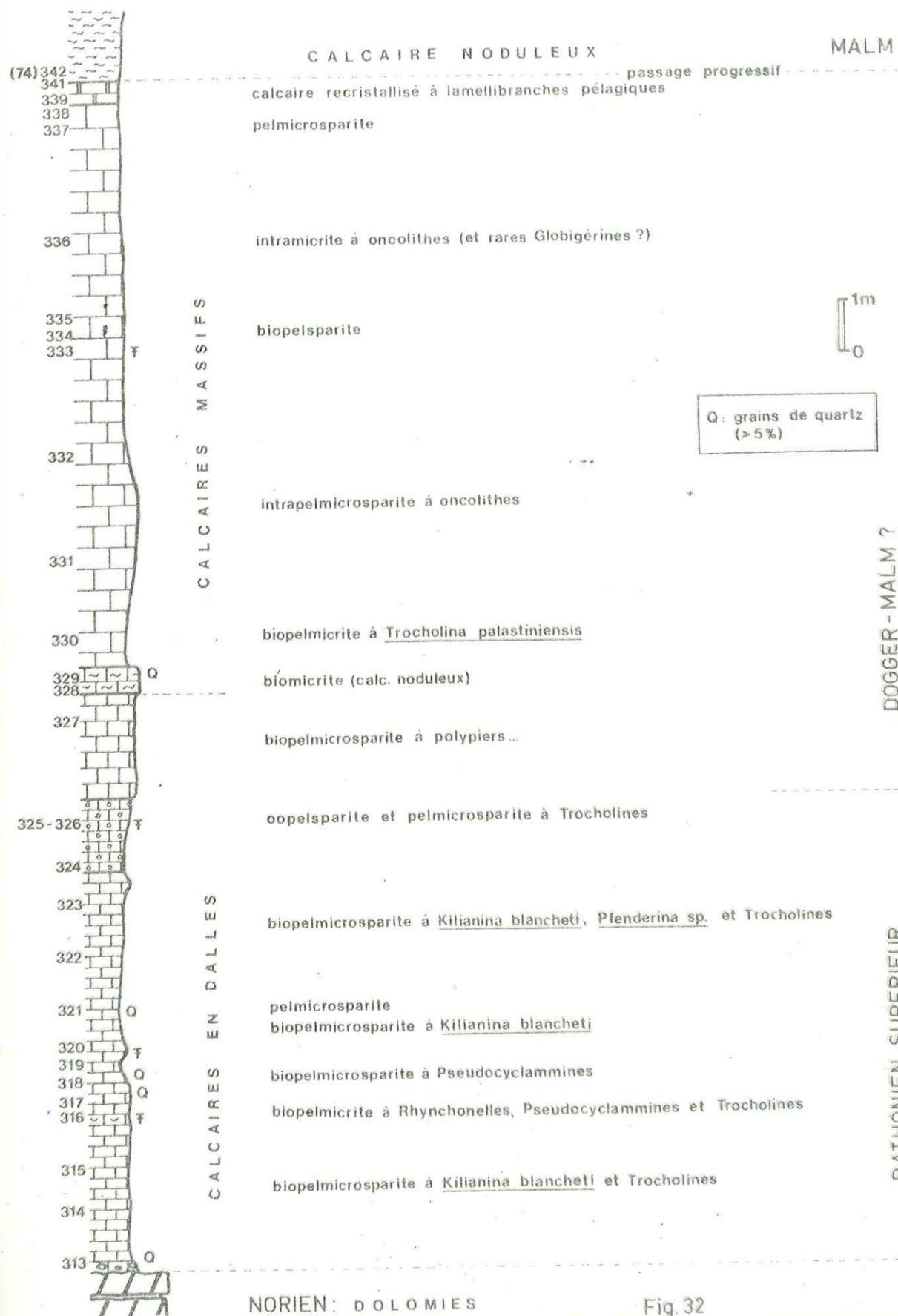
Dans le niveau oolithique (wackestone puis grainstone), les pellets restent prédominant et sont de même taille que les oolithes (0,5 à 0,7 mm). Celles-ci, abondamment micritisées, sont parfois difficiles à reconnaître. Dans ce niveau, la microfaune n'est représentée que par quelques Trocholines et des entroques.

b) Les calcaires massifs.

Ils sont analogues à ceux décrits précédemment dans les différentes coupes de la digitation de Maravoise. Ce sont des packstones et plus généralement des grainstones à intraclastes, oncolithes et pellets. Les bioclastes sont essentiellement des Foraminifères (Trocholines), des polypiers, des débris de Mollusques et des entroques.

Coupe du Ravin du GRAND SERRE

32



NORIEN: DOLOMIES

Fig. 32

Les deux particularités sont, d'une part l'existence d'un banc de calcaire fin légèrement noduleux (mudstone à quartz et rares bioclastes) dans la partie inférieure, d'autre part le passage progressif au calcaire de Guillestre (biomicrite à Globigérines et Radiolaires) par l'intermédiaire d'un niveau calcaire gris clair à blanc rosé riche en Posidonomyes.

Planche 13 : Nappe de Peyre-Haute (3) : La Moulière

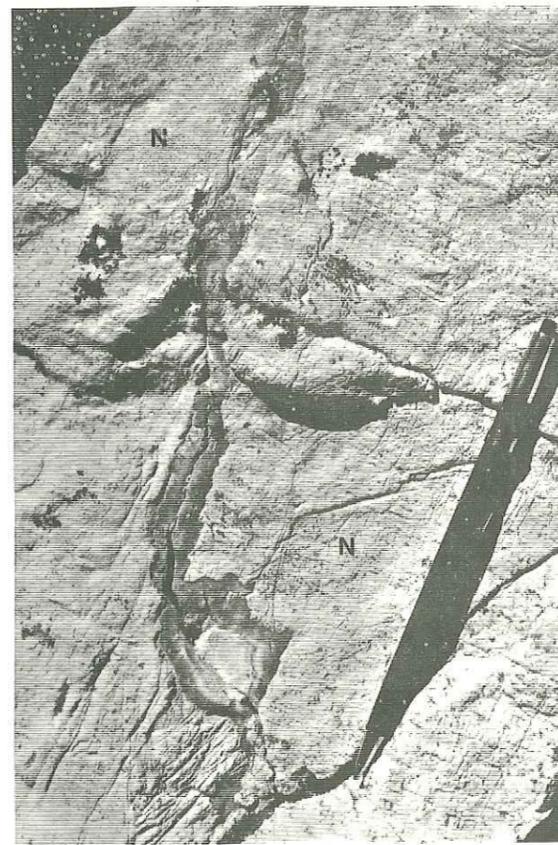
1. Niveau à *Saccocomidae* et *Calpionella alpina* au passage conglomérat-Calcaire massif ; ce niveau, finement rubanée, à lithoclastes et petits galets dolomitiques paraît bien faire corps avec le conglomérat sous-jacent et semble ne pouvoir être considéré comme un sill sédimentaire (se reporter à la légende de la figure 30 et aux photographies 14-4 et 5). La flèche indique le haut stratigraphique.

- 2.3. Fissures et cavités tapissées par de la calcite macrocristalline et remplies d'une micrite à *Globo truncana* du Sénonien dans les dolomies noriennes (N).

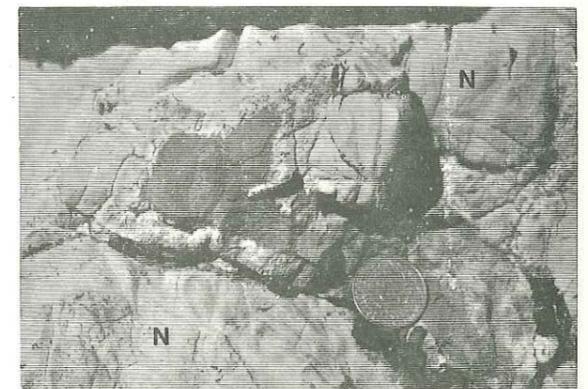
4. Filon sédimentaire (74-428) traversant l'une des intercalations conglomératiques du calcaire à oolithes.



1



2



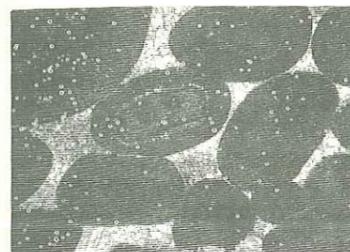
2



4

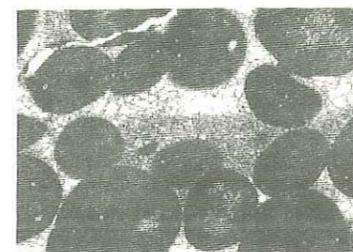
Planche 14 : Nappe de Peyre-Haute (4) : La Moulière, Le Louarp et le Ravin du Grand Serre

1.2. La Moulière, calcaire oolithique (74-398) : Oolithes micritisées à noyau et structures radiaires peu visibles ; les vides entre les oolithes ont été comblés en 2 temps : (1) colmatage incomplet géopète par un sédiment interne micritique et (2) précipitation d'un ciment sparitique.



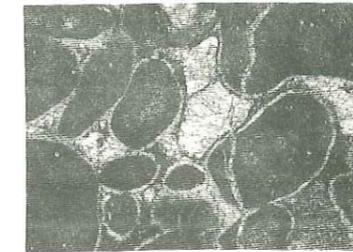
↑ 0,4 mm

1



↑ 0,4 mm

2



→ 0,4 mm

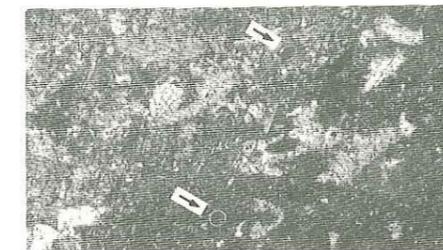
3

3. La Moulière, base du calcaire massif (74-420) : Dépôt d'un sédiment interne et précipitation de calcite macrocristalline (voir ci-dessus) sont ici précédés d'un concrétionnement pelliculaire isotrope des grains par de la calcite fibro-radiée.



1 mm

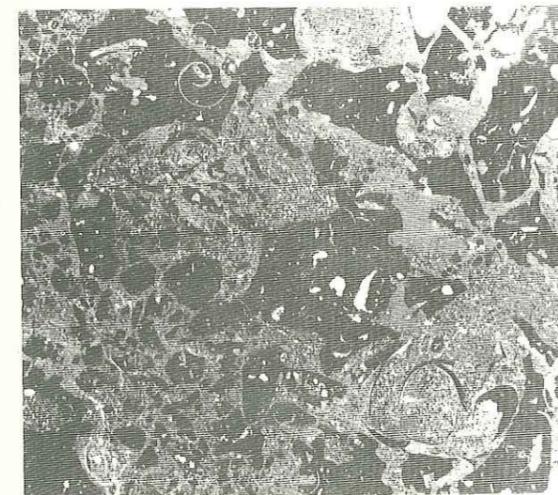
4



↑ 0,3 mm

5

4.5. La Moulière : niveau à *Saccocomidae* et *Calpionella alpina* (flèches) ; il renferme en outre de nombreuses entroques et des *Aptychus* (respectivement 74-414 A et C). Les relations entre ce niveau et les termes qui l'encadrent sont discutées fig. 30 et photo 13-1.



2 mm

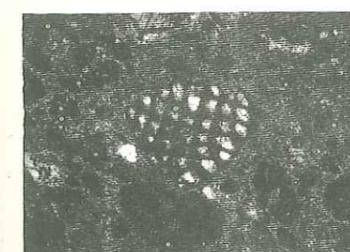
6



↑ 1 mm

7

6. Le Louarp (31, fig. 31) : Brèche sédimentaire à l'extrême base des calcaires massifs (74-389) ; les éléments (biomicrite à Nérinées, Ostracodes et Foraminifères) sont cimentés par une microsparite à oolithes, gravelles, bioclastes et grains de quartz.



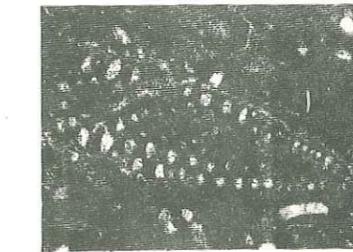
0,2 m

8



0,4 mm

9



0,2 mm

10

(*) détermination L. HOTTINGER.

Fig. 33 : Coupe de la Crête de Catinat (34)

Le "Dogger", en série inverse, n'affleure dans sa totalité que dans la partie de la Crête de Catinat située au S de Prachaval (photo 15-1). Les deux coupes présentées ici ont été effectuées sur le versant occidental de cette crête, la première (a) au lieu-dit la Balme Rousse (SW de Prachaval), la seconde (b) au-dessus du Grand Bachas. Seule la partie inférieure du "Dogger" est ici décrite.

Le "Dogger" débute par des schistes noirs très charbonneux à leur base et localement (coupe 34 a) discordants sur les dolomies noriennes qu'ils ravinent (photo 15-2). Au-dessus vient une alternance de calcaires noirs et de calcschistes rubéfiés à patine lie de vin ; quelques récurrences de schistes noirs s'observent encore dans la partie inférieure de cet ensemble (coupe 34 b). Calcaires noirs et calcschistes rubéfiés sont des mudstones ou plus fréquemment des wackestones à Ostracodes (photo 15-5).

Vers le haut, les calcaires à Ostracodes sont partiellement dolomitisés ; ils présentent alors des vides de forme irrégulière ultérieurement comblés par de la calcite macrocristalline qui peuvent être rapportés à des *fenestrae* ou birds-eyes. (photo 15-4). Les niveaux dolomitisés se répartissent en trois zones principales (coupe 34 b). Ces zones, très caractéristiques, matérialisent des séquences d'ordre inférieur constituées de bas en haut par la succession suivante : calcschistes rubéfiés, calcaires à Ostracodes, calcaires dolomitiques à Ostracodes et Mollusques et enfin dolomie à *fenestrae* ; quelques niveaux à intraclastes viennent parfois s'y intercaler. Cette succession est brutalement interrompue par un horizon charbonneux surmonté d'un conglomérat à éléments mal triés de dolomie triasique et de calcaire à Ostracodes. Quoique peu épais (0,10 à 0,20 cm), ce conglomérat est très constant ; il va nous permettre de corréler cette coupe avec celle de la figure 34 dans laquelle sera décrite la partie supérieure du "Dogger".

Coupe de la Crête de CATINAT (1)

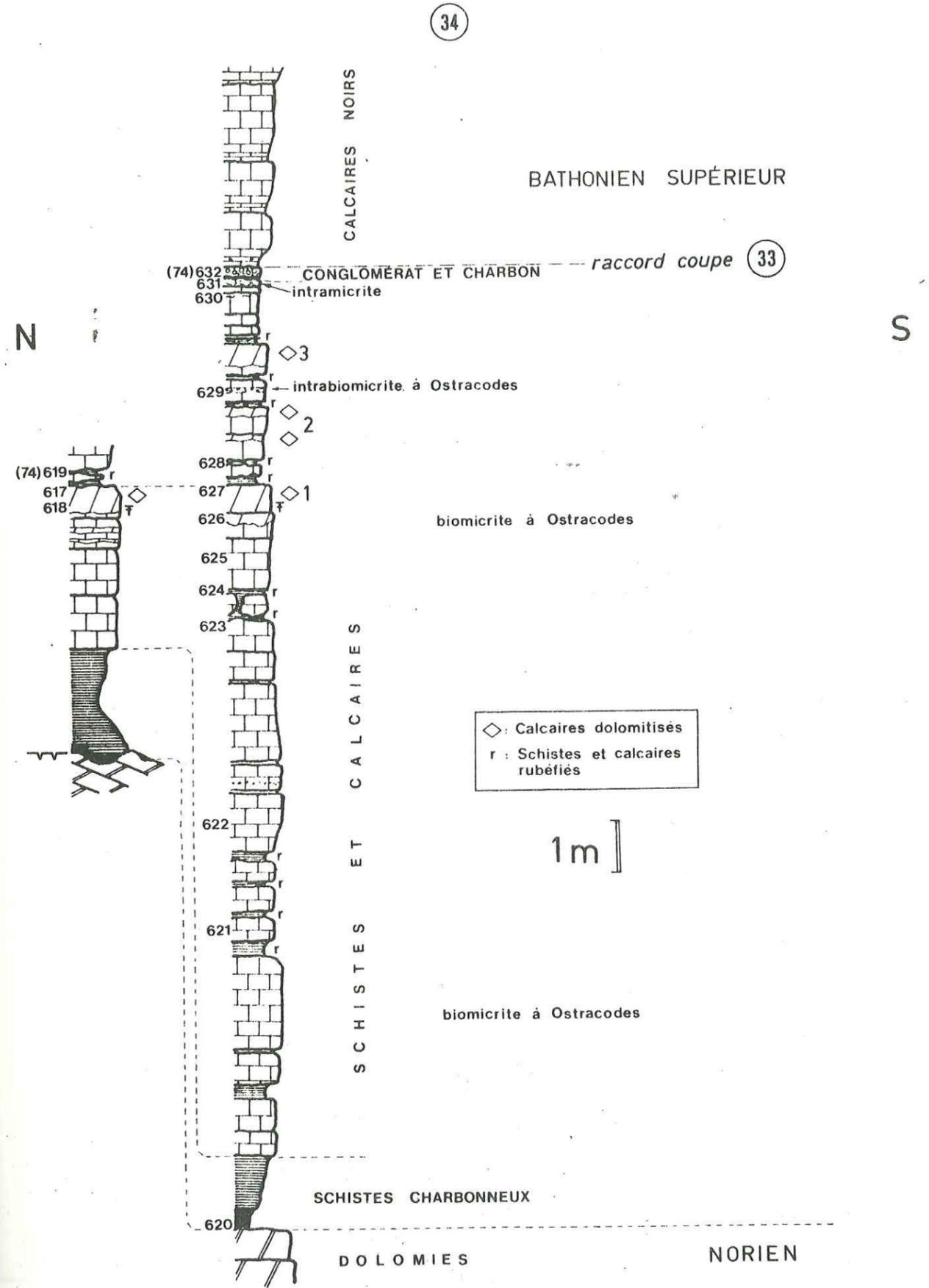


Fig. 33

Fig. 34 : Coupe de la Crête de Catinat (33)

Située sur le flanc occidental de la Crête de Catinat, à l'W du point 2416, cette coupe montre la partie supérieure du "Dogger"; elle complète donc vers le haut celle de la fig. 33. On retrouve en effet, et toujours en série inverse, les calcaires noirs à Ostracodes surmontés par un conglomérat ici légèrement plus épais (0,50 m).

Ce conglomérat, comme précédemment, est constitué d'éléments arrondis et mal classés, jointifs ou non, de dolomie triasique, de calcaire à Ostracodes et de calcschistes rubéfiés dans une matrice calcaire sombre. Il renferme en outre des petits grains de quartz (0,2 mm), des gravelles micritiques, des débris carbonneux et une faune marine très pauvre constituée de Foraminifères et de débris d'Echinodermes.

Au-dessus du conglomérat viennent des calcaires fissiles noirs, peu épais (0,50 m), à débris de Nérinées et petits grains de quartz (mudstones). Ils sont surmontés par 3,50 m de calcaires noirs plus massifs (wackestones) à petits oncolithes, gravelles et Foraminifères. (*Kilianina blancheti*, *Orbitamina elliptica*, *Pseudocyclamina maynci*, etc...) du Bathonien supérieur (photos 16-1 à 3). Des calcaires gris, alternativement en plaquettes et massifs, leur succèdent; ce sont d'abord (photos 16-4) des packstones à petits gravelles, pellets et Foraminifères (*Kilianina blancheti*, *Orbitamina elliptica*, *Pfenderina* sp., *Trocholina palastiniensis*) puis (photos 16-5) des grainstones bien classés à gravelles ou pellets et rares bioclastes (*Trocholines* roulées, entroques). Cet ensemble, puissant d'une quinzaine de m environ, montre donc deux types de faciès superposés qui se distinguent notamment par la nature de leur microfaune et le dynamisme des dépôts. Ceux du deuxième type (grainstone) passent brutalement vers le haut au calcaire noduleux du Malm.

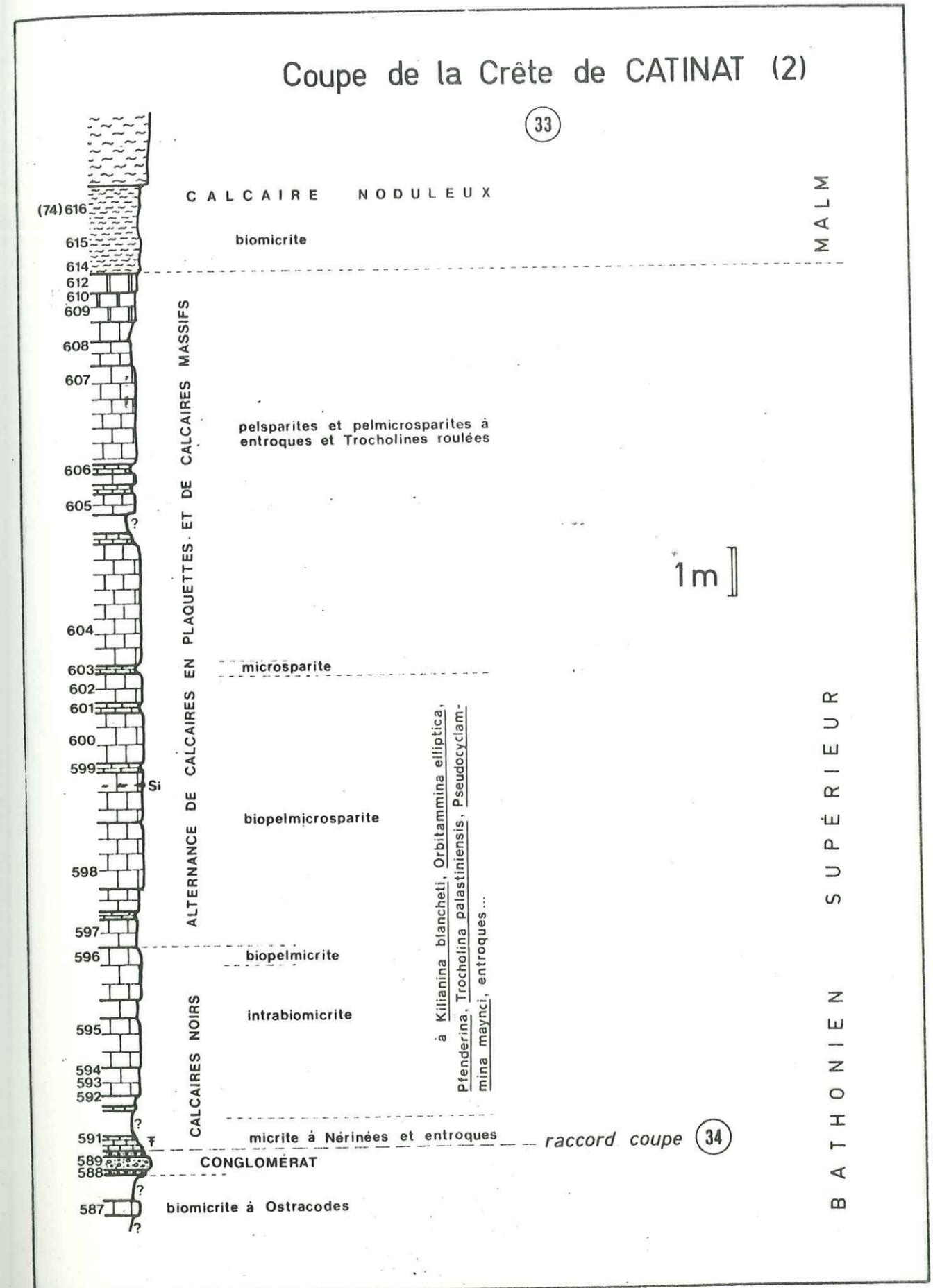


Fig. 34

Fig. 35 : Coupe du Pic d'Escreins (35); comparaison avec le "Dogger" de la Crête de Catinat (coupes 33 et 34).

Située au pied N du Pic d'Escreins, dans le prolongement amont du Ravin de la Rortie, cette coupe est la réplique de celle de la Crête de Catinat (coupes 33 et 34). On en retrouve en effet les différents termes mais leurs limites sont plus précises. Ainsi, on observe de bas en haut :

- 1- dolomie massive à patine grise (Carnien ou Norien ?)
- 2- terme inférieur avec :
 - calcaires noirs en plaquettes, patine violacée à rouge, à débris de coquilles et Ostracodes (12 m environ);
 - calcaires dolomitiques massifs, localement silicifiés, à interclations de calcschistes rubéfiés (2 m) ; les calcaires dolomitiques sont riches en Ostracodes (photo 16-6) et montrent des fenestrate, des bioturbations et quelques laminations algaires.
- 3- terme moyen avec :
 - grès à ciment calcaire (0,20 m) ; peut être parallélisé avec le niveau conglomératique de la Crête de Catinat;
 - schistes noirs (0,20 m)
 - calcaires en plaquettes fines puis plus épaisses (20 m)
- 4- terme supérieur avec :
 - calcaire massif gris sans stratification nette (grainstone) d'abord oolithique (photo 16-7) puis à gravelles et pellets ; il passe continuellement au
- 5- calcaire noduleux rouge du Malm.

Ainsi la base des deux termes supérieurs peut-être précisée grâce à l'existence de niveaux détritiques (grès) ou à forte énergie (grainstone à oolithes).

La base du terme inférieur ne présente ici aucune différenciation ; toutefois, plus au N et en rive gauche du Ravin de la Rortie, le Dogger débute par des conglomérats à gros galets dolomitiques et calcaires intercalés dans des schistes noirs souvent charbonneux et à débris végétaux (10 m visibles). Ces conglomérats se présentent en lentilles d'épaisseur métrique ; leur surface supérieure est parfois encroûtée d'oxydes de fer. Cette succession traduit une sédimentation de type deltaïque.

Coupe du Pic d'ESCREINS (35)

Comparaison avec le "Dogger" de la Crête de Catinat

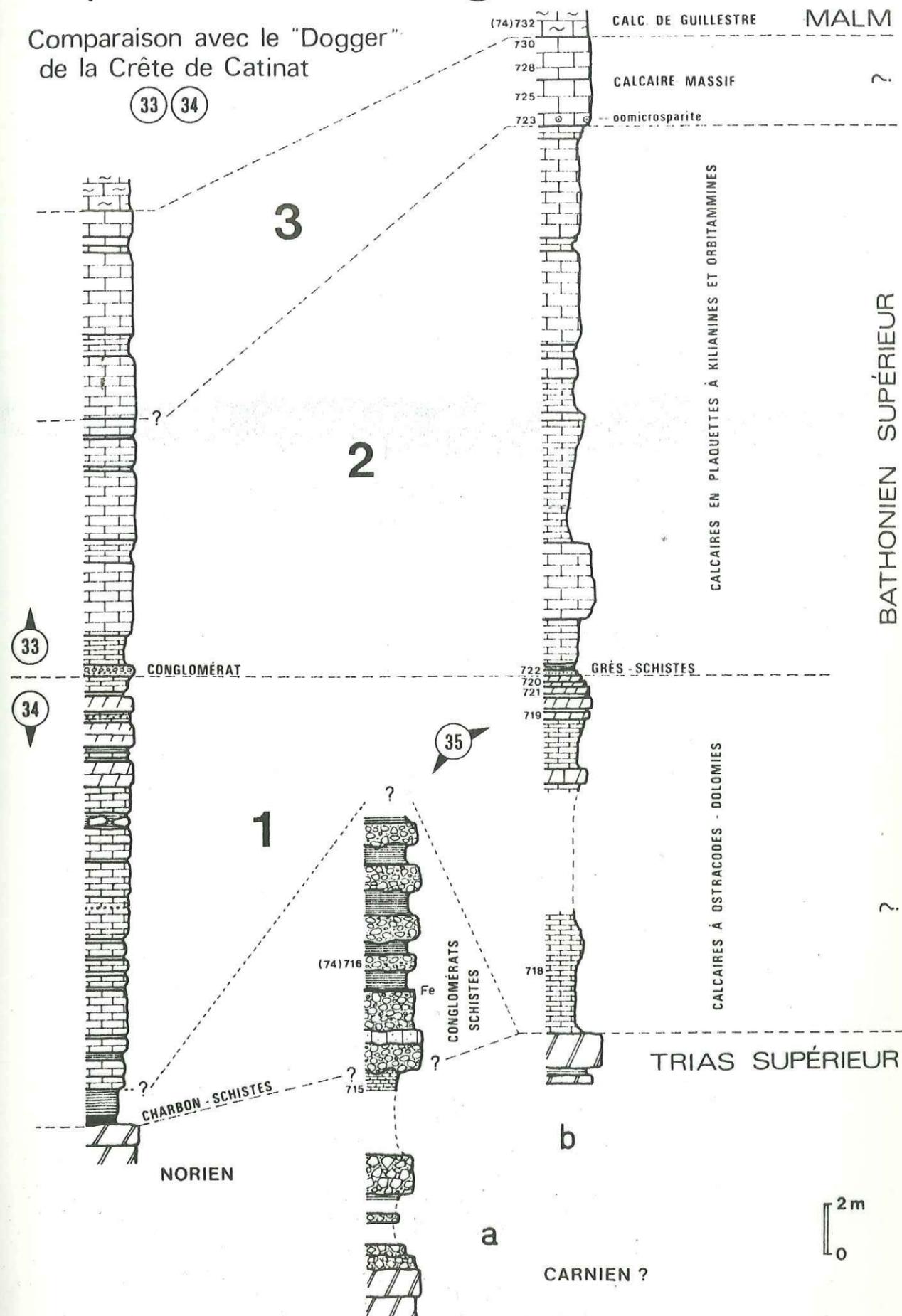
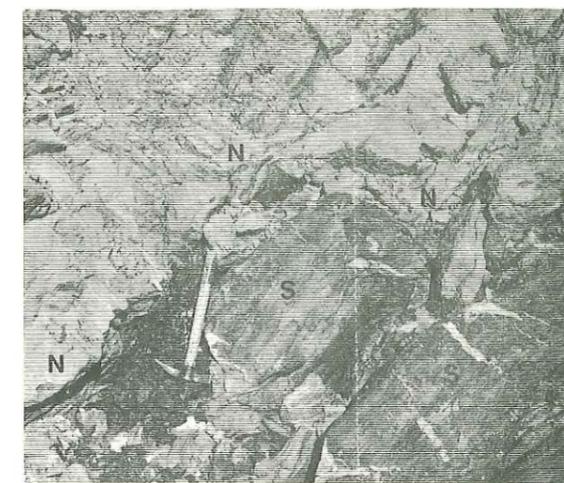
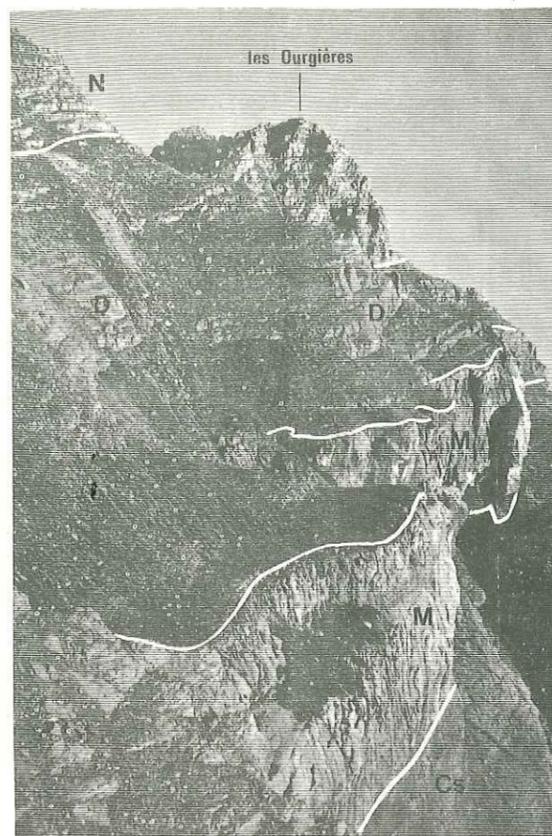
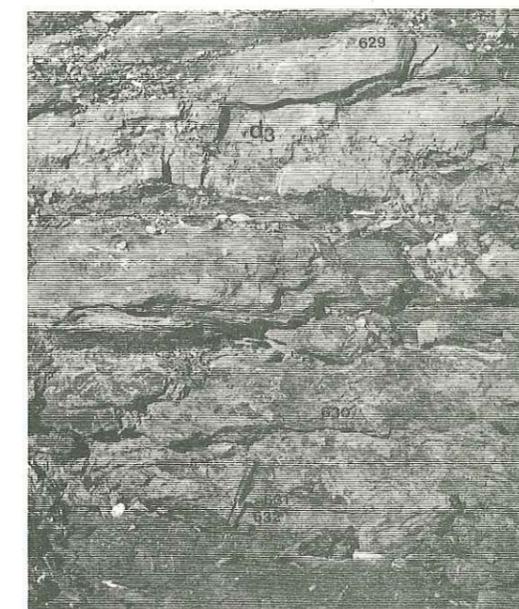


Planche 15 : Nappe de Peyre-Haute (5) : Crête de Catinat

1. Vue d'ensemble du Jurassique (série inverse) du versant W de la Crête de Catinat : le "Dogger" (D) y détermine une vire continue encadrée par les falaises constituées respectivement par les dolomies du Norien (N) et les calcaires noduleux du Malm (M).
Cs : Calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur.
2. Discordance angulaire locale entre les dolomies noriennes (N) et la base de la séquence I représentée ici par une lentille de charbon et des schistes charbonneux (S) ; la série est renversée.
3. Partie supérieure de la séquence I (Calcaires à Ostracodes et calcaire dolomitique à *fenestrate*-d₃) surmontée par le conglomérat de base (74-632) avec niveau charbonneux de la séquence II (cf. fig. 33) ; la série est renversée.
4. Calcaire dolomitique à *fenestrate* (74-617) dans la séquence I.
5. Biomicrite à Ostracodes (73-202) dans la séquence I.



2



3

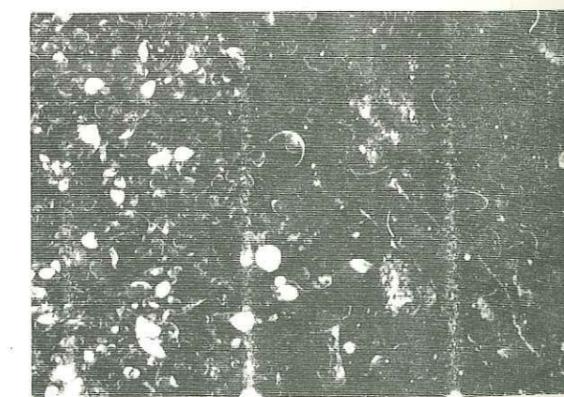
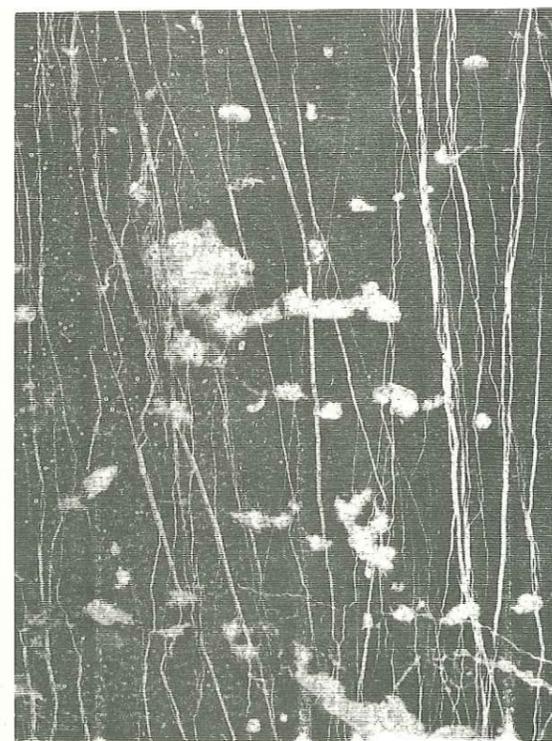


Planche 16 : Nappe de Peyre-Haute (6) : Crête de Catinat et Pic d'Escreins

1. Crête de Catinat (33, fig. 34) : Wackestone à *Kilianina blancheti* et *Orbitammina elliptica* (*) à la base de la séquence II. (74-595).

- 2.3.4. Crête de Catinat : *Kilianina blancheti* (*) dans les calcaires de la séquence II (2 et 3 : 74-592, 4 : 74-600).

5. Crête de Catinat : Grainstone à pellets déformés au sommet de la séquence III (74-612).

6. Pic d'Escreins (35, fig. 35) : Packstone à Ostracodes (74-721) dans la partie supérieure de la séquence I.

7. Pic d'Escreins : Grainstone à oolithes déformées déterminant la base de la séquence III (74-724).

(*) détermination L. HOTTINGER.



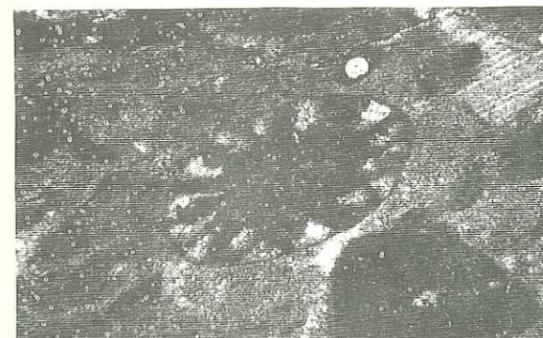
↑ 1mm



↑ 0,3mm



↑ 0,3mm



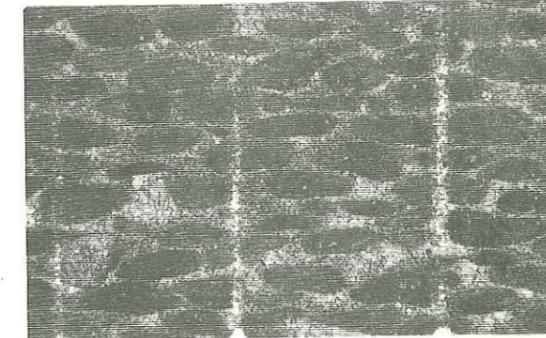
0,2mm



↑ 0,3mm



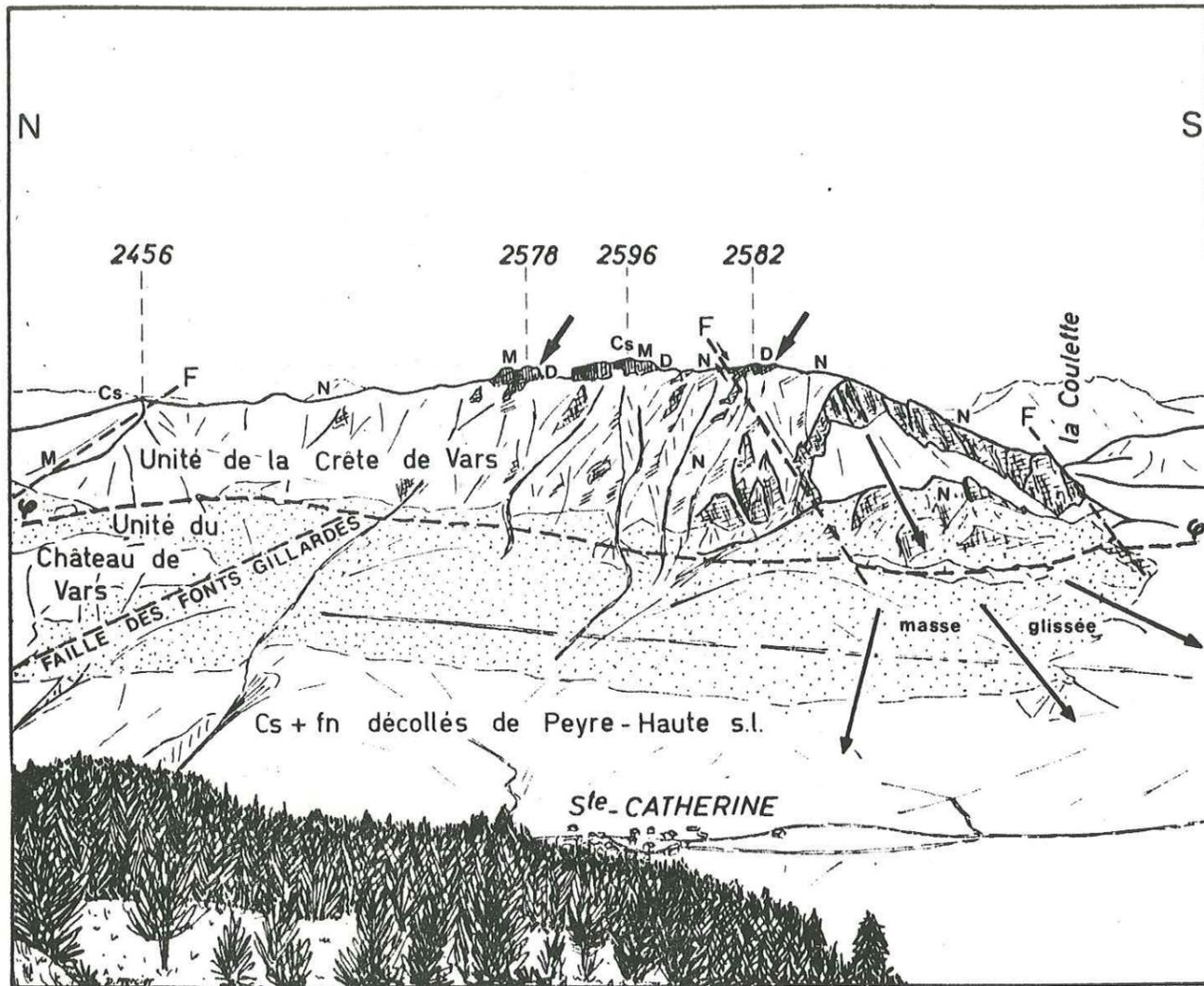
0,3mm



0,3mm

La Crête de VARS

vue du Lac de Peyrol



D Dogger	Cs Crétacé sup.	F faille
N Norien	M Malm	φ chevauchement de l'unité de la Crête de Vars

↙ emplacement des coupes 23 et 24 (fig. 38)

Fig. 36

C - UNITE DE LA CRETE DE VARS

Considérée par M. GIDON (1955 d) comme une digitation de la nappe du Châtelet dont elle serait séparée par un contact anormal (fig. 36), cette unité a fait l'objet des travaux détaillés de F. BLANCHET (1934) et M. GIDON (1966).

Elle prolonge vers le S la nappe de Peyre-Haute (partie frontale) et s'étend sur les deux rives de la vallée du Chagne (fig. 37). En rive gauche, elle ne dépasse pas la latitude de Vars (Granges de Redon, 22) ; en rive droite, elle est essentiellement représentée par la partie sommitale des crêtes de la Scie et de Vars. Selon M. GIDON, une troncature basale la limite, vers le S, à la Crête des Couniets.

Le "Dogger", dont l'existence fut soupçonnée à la Crête de Vars dès 1883 par Ch. LORY, n'affleure qu'au S d'une ligne E-W joignant les points 1871 (NW de Rebrun) et 2508 (Crête de Vars). Il est particulièrement bien développé à la Crête de Vars ainsi que plus au SE, au delà du Col de la Coulette et à la Crête des Couniets.

Trois parties peuvent être distinguées dans le "Dogger" de cette unité :

a) A la base, des schistes carbonneux et des calcaires noirs micritiques, parfois dolomitiques, à Nérinées, Ostracodes et débris végétaux ; ceux-ci contiennent par endroits (72-173 ; 74-734 et 75-87) : *Orbitamina elliptica*, *Kilianina blancheti*, *Pseudocyclamina maynci* du Bathonien supérieur.

Cette partie inférieure est bien caractérisée à la Crête de Vars même (coupes 23 et 24, fig. 38 et sur^{le} versant E, entre les sommets 2578 et 2596) ; on peut vraisemblablement lui rapporter les schistes carbonneux et les calcaires noirs formant la base du "Dogger" de la Crête des Couniets (coupe 25 a, fig. 39).

b) Au milieu, des calcaires précédés ou non d'un conglomérat à galets polygéniques. Lorsqu'il existe et notamment à la Crête de Vars, ce conglomérat ravine les calcaires de la partie inférieure sous-jacente jusqu'à atteindre parfois les dolomies noriennes (fig. 37), ce qui représente par conséquent une discontinuité marquée.

Les calcaires sont tantôt massifs et alors essentiellement micritiques (mudstone à wackestone : partie N de la Crête de Vars, coupe 23, fig. 38 et Granges de Redon, coupe 22), tantôt en plaquettes et alors très riches en fossiles (wackestone à packstone : partie S de la Crête de Vars, coupe 24, fig. 38 et coupe 25, fig. 39). Dans les deux cas, ces calcaires renferment des oncolithes et des bioclastes (*Kilianina blancheti*, *Orbitammina elliptica*, polypiers, etc...) et peuvent donc être également attribués au Bathonien supérieur. Localement (Crête des Couniets), la base de cette partie est marquée par un grainstone à oolithes et pellets.

c) Au sommet, des calcaires massifs gris clair à oncolithes, intraclastes et bioclastes micritisés (packstones). Cette partie supérieure n'est bien représentée qu'à la Crête des Couniets (coupe 25a, fig. 37 ; fig. 39). A la Crête de Vars, elle semble manquer, sauf peut-être au sommet 2596 où un calcaire massif paraît raviner des calcaires en plaquettes sous-jacents (photo 17-5). A la Crête des Couniets, elle est localement absente (coupes 25 b et c, fig. 39) ; elle est alors remplacée par une alternance de calcaires à oncolithes et de brèches (packstones) à *Kilianina blancheti* et Trocholines.

Le Malm peut reposer sur l'une ou l'autre des deux parties supérieures (fig. 37). Les érosions croissent en importance du S vers le N ; de ce fait, le Malm repose sur le Norien dès la Crête de la Scie. Son faciès est très généralement celui des marbres de Guillestre avec un hard-ground à la base. Cependant, à la Crête des Couniets, le Malm est réduit à moins de 2 m de calcaires gris à Globigérines, *Saccocomidae* et nodules phosphatés.

La succession des trois termes du "Dogger" de l'unité de la Crête de Vars peut être comparée avec celles qui ont été reconnues à la fois à la Crête de Catinat et au Pic d'Escreins (cf. infra). L'évolution verticale des faciès est analogue : les premiers dépôts du "Dogger" caractérisent ici un milieu marin protégé avec influences continentales ; les dépôts sus-jacents, de plate-forme interne, indiquent une mer ouverte ; enfin les dépôts supérieurs montrent des conditions de sédimentation en plate-forme externe.

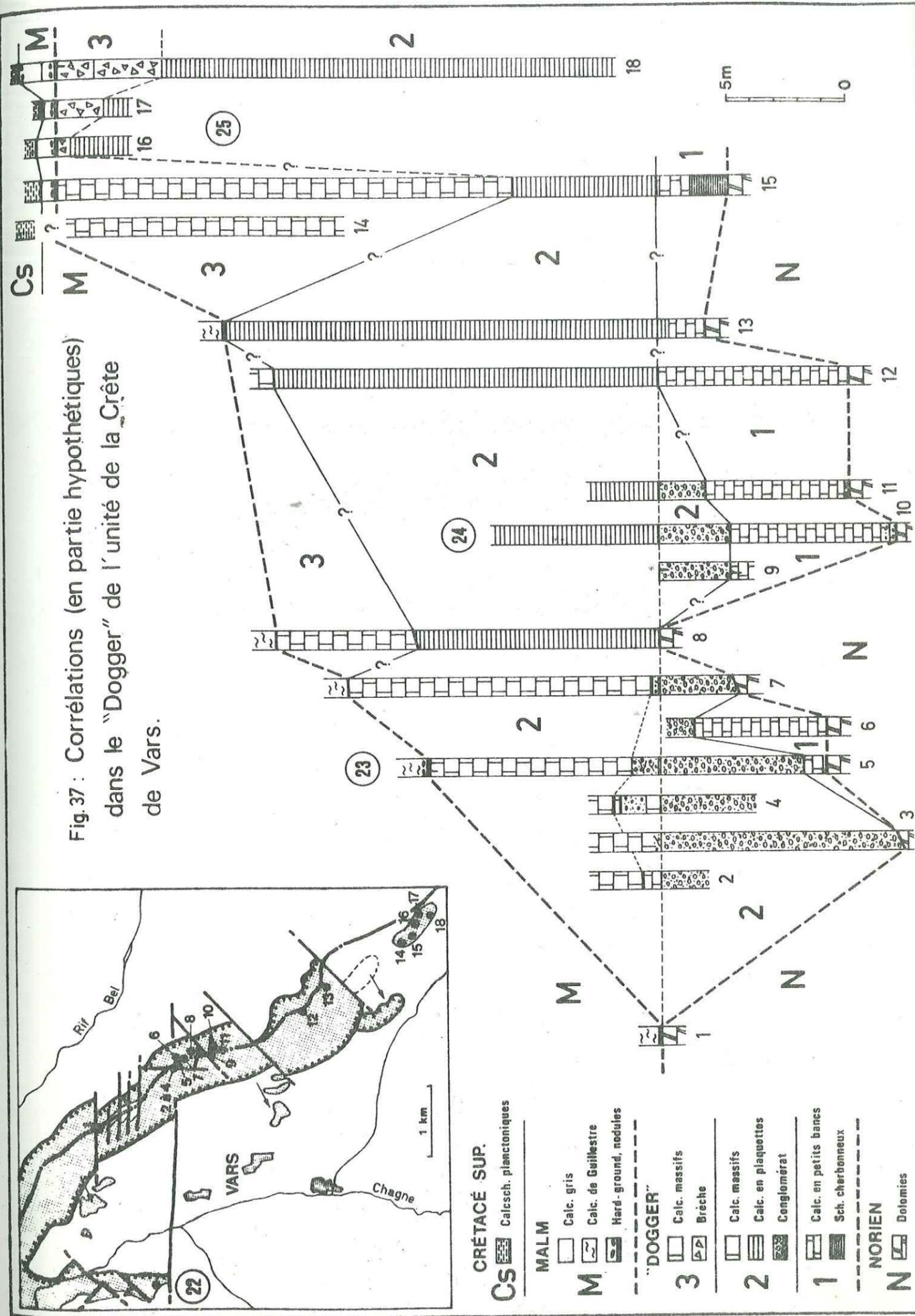


Fig. 38 : Coupes de la Crête de Vars (23 et 24)

Les deux coupes ont été relevées à la Crête de Vars (fig. 36), l'une septentrionale (23), au sommet 2578, coté W, l'autre méridionale (24), au sommet 2581,7, coté S.

Le contact avec les dolomies noriennes sous-jacentes est difficilement observable. Cependant, Ch. LORY (1883) signale, reposant sur les "Calcaires du Briançonnais", "...de minces couches de marnes feuilletées charbonneuses, dans lesquelles on a fait des recherches de combustibles ; une de ces couches, épaisse de 0,56 m, est pétrie de fossiles indéterminables, surtout de gastéropodes turriculés..." Ces couches sont aujourd'hui enfouies sous les éboulis ; quelques traces noires peuvent encore être aperçues en divers points du flanc E de la Crête de Vars et notamment à l'aplomb du sommet 2578 (x = 947,06 ; y = 266,15).

1/ Coupe septentrionale de la Crête de Vars (23 ;

photo 17-1)

Trois termes principaux peuvent être retenus dans cette coupe, de bas en haut :

- Calcaires dolomitiques à Nérinées (1 m environ) ;
- Conglomérat (5,50 m) ;
- Calcaires massifs (9 m).

a) Les calcaires dolomitiques à Nérinées

Ils affleurent en bancs d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur ; les surfaces de banc sont, pour certains d'entre eux, très irrégulières.

La partie inférieure de ces calcaires dolomitiques possède une patine jaune, parfois colorée de rouge par la présence d'oxydes de fer ; leur cassure est d'un noir mat. Outre quelques galets à la base et des fragments millimétriques de dolomie triasique, ils renferment de nombreuses Nérinées (photo 18-2). Celles-ci, bien conservées et jointives dans les bancs inférieurs (packstone), se retrouvent à l'état de débris dans les bancs supérieurs (packstone puis wackestone). Il est vraisemblable que ces couches sont celles que Ch. LORY décrit comme pétries de Gastéropodes turriculés.

La partie supérieure, gris jaunâtre à beige clair, est nettement dolomitique.

Microfaciès :

En dehors des Nérinées très abondantes (de 10 à 40 %), on peut noter la présence de rares débris de Brachiopodes ; quelques Foraminifères (*Pseudocyclamina* et *Kilianina*) apparaissent dans le dernier banc calcaire (72-173 et 175). Quoique toujours présents, les lithoclastes dolomitiques sont peu nombreux. L'ensemble de ces grains, lithoclastiques et bioclastiques, est enrobé dans une matrice micritique, parfois microspartitique.

Ces biomicrites ont subi une dolomitisation importante. Celle-ci est matérialisée par l'abondance des rhomboèdres de dolomie rencontrés essentiellement dans la matrice. L'aspect microspartitique observé dans certaines lames est le résultat de cette dolomitisation.

L'existence d'une micrite, vraisemblablement vadose, à l'intérieur de cavités dont les parois sont tapissées de calcite géodique (72-41 et 182) laisse penser à une induration précoce de la roche et à sa karstification en milieu sub-aérien (photo 18-1).

La présence de pyrite, de stylolithes et, localement, de petits quartz automorphes montre l'importance des phénomènes diagénétiques plus tardifs.

Les dolomies crypto- à microcristallines, ou dolomicrites, de la partie supérieure sont azoïques. Elles ne renferment que de rares lithoclastes dolomitiques.

Coupes de la Crête de VARS

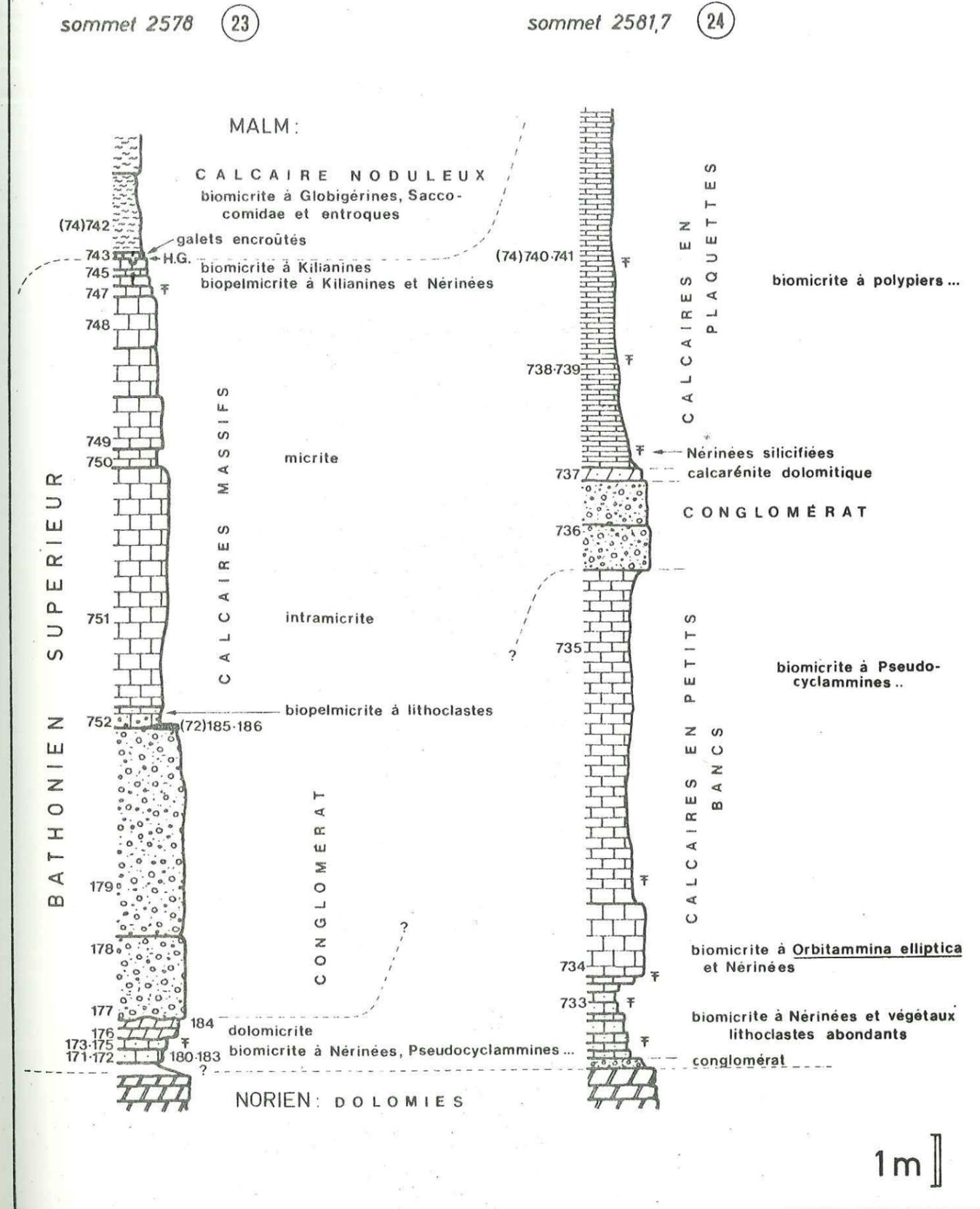


Fig. 38

b) Le conglomérat

Très homogène dans son ensemble, relativement puissant, massif, il ravine le banc dolomitique sous-jacent. Calcaires ou dolomitiques, les galets qui le composent sont bien roulés, jointifs et souvent impressionnés (photo 17-3). Leur taille n'excède pas cinq centimètres (calcirudite) et leur classement est médiocre. La matrice, de couleur jaune, est dolomitique. La majorité des éléments du conglomérat (micrites, dolomicrites, oosparites, etc.) provient des formations triasiques. Cependant, certains d'entre eux (oo- et pelmicrosparites) sont vraisemblablement issus de formations plus récentes (Lias et/ou Dogger ?).

Le conglomérat est ici surmonté par quelques centimètres de calcaires dolomitiques rose jaunâtre, finement stratifiés, détritiques et se débitant en plaquettes (72-185 et 186). Les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser quels sont les rapports géométriques entre ces calcaires et le reste de la coupe. Toutefois en divers points de la Crête de Vars et notamment plus au N (x = 945,98 ; y = 266,20), ils se retrouvent formant 2 niveaux sensiblement parallèles et espacés de 0,50 à 1 m (photo 17-4). Les lithoclastes y sont abondants (20 %), polygéniques et arrondis. Ils montrent un léger granoclassement et sont orientés ; leur taille reste inférieure à trois millimètres. La matrice, finement micritique, présente un aspect "nuageux" souligné par la dolomitisation. La faune est peu diversifiée : Entroques, radioles d'Echinides, Lamellibranches pélagiques (?).

c) Les calcaires massifs

Le passage du conglomérat aux calcaires massifs se fait d'une manière progressive : la matrice se charge en pellets et bioclastes tandis que les galets, de taille plus petite, disparaissent rapidement (packstone). Parmi les bioclastes, il faut citer quelques Foraminifères dont les Trocholines, des Polypiers, des débris de Lamellibranches et des entroques.

Les calcaires massifs, essentiellement micritiques (mudstone), ont une couleur d'un gris légèrement rosé. Ils ne renferment que quelques oncolithes et de rares bioclastes (Foraminifères, entroques).

Vers le haut, les calcaires massifs changent d'aspect. Les bancs, d'abord mal individualisés, puis métriques (74-748 à 750), deviennent décimétriques. La couleur des calcaires varie du gris rosé au vert clair en passant par le gris beige et le jaune. Toujours micritiques, ils renferment davantage de bioclastes (wackestone) parmi lesquels on peut reconnaître des débris de Brachiopodes, de Gastéropodes (Nérinées), de Lamellibranches et des entroques. En lame mince, ils montrent, en plus des bioclastes déjà cités, de nombreuses sections de *Kilianina blancheti* (jusqu'à 5 %). Dans la partie tout à fait supérieure, la fréquence des pellets diminue ; le passage biopelmicrite (74-747 et 746) - biomicrite (74-745) est progressif.

d) Le Malm

Les calcaires massifs du Dogger sont surmontés d'une croûte siliceuse et ferrugineuse. Les premiers dépôts carbonatés du Malm sont représentés par un calcaire noduleux (faciès des "marbres de Guillestre") lie de vin, riche, surtout dans les zones internodulaires, en débris d'Echinodermes. Ce calcaire est une biomicrite à Globigérines, *Spirillina*, *Saccocomidae*, Lamellibranches pélagiques et entroques. A sa base, il contient des galets de Trias et de Dogger ; certains sont perforés (74-744), d'autres sont encroûtés (74-743).

2/ Coupe méridionale de la Crête de Vars (24)

Comme dans la coupe précédente, trois termes peuvent être différenciés, ce sont de bas en haut :

- Calcaires en petits bancs (10 m) ;
- Conglomérat (1,80 m) ;
- Calcaires en plaquettes (7 m visibles).

a) Les calcaires en petits bancs

Ils débutent par un niveau conglomératique surmonté par des calcaires noirs à lithoclastes dolomitiques (3 m). Ces calcaires (wackestones) sont riches en Nérinées et en morceaux de bois calcitisés (photo 17-2) ; ils renferment en outre, dans leur partie supérieure, *Orbitamina elliptica* (formes A et B) (photos 18-3, 5 et 6).

Au-dessus, viennent des calcaires noirs en bancs décimétriques (mudstones à wackestones) à débris de Nérinées et de Lamellibranches, *Pseudocyclamina maynci*, *Pfenderina* et *Nautiloculina*.

b) Le conglomérat

Quoique moins épais, il est semblable à celui de la coupe précédente (photo 18-4).

c) Les calcaires en plaquettes

Ce sont des calcaires micritiques (wackestones), très fossilifères à gros polypiers et Hydrozoaires perforés (avec lithophages en place). On peut également citer la présence d'Algues, de tubes d'Annelides, de Lamellibranches non brisés, de Belemnites, d'Oursins, d'entroques, etc...

Fig. 39 : Coupe de la Crête des Couniets (25)

La Crête des Couniets est pour l'essentiel constituée de flysch noir (Eocène), cependant deux rochers, situés sur son versant SW, possèdent du matériel mésozoïque. Le premier (point 2563) montre, en série inverse (coupe a) la succession des dolomies noriennes, des calcaires du "Dogger" et du Malm, des calcschistes du Crétacé supérieur ; le second, situé légèrement plus au S (NW du point 2677) est formé par un anticlinal déversé vers le SW, dont le flanc normal est laminé et dont le flanc inverse, mieux conservé, montre (coupes b et c) une succession analogue à la précédente, exception faite du Norien qui n'affleure pas ici.

Coupe a

Puissant d'une trentaine de mètres, le Dogger forme une falaise abrupte. Au sommet de celle-ci, une vire (observable du côté SE) marque l'emplacement de schistes noirs à traces carbonneuses et d'un conglomérat à galets perforés de dolomie norienne. Le Malm et le Crétacé supérieur n'apparaissent qu'au pied SW de cette falaise (x = 949,0 ; y = 263,05).

La base du "Dogger" mérite une attention particulière. En effet, au-dessus des schistes noirs on trouve un calcaire noir à grain fin, en bancs massifs (1,50 m) dans lequel on n'observe que quelques petits Foraminifères indéterminables et des oncolithes (mudstone à wackestone). Ce calcaire est surmonté par 2 m d'un calcaire à petits galets et lithoclastes dolomitiques. En lame mince, il apparaît être un grainstone à oolithes micritisées et pellets bien classés (photo 18-7) semblable à ceux décrits dans la digitation de Maravoise (fig. 30 et 32) et au Pic d'Escreins (fig. 35). Au-dessus du calcaire à oolithes viennent des calcaires en plaquettes puis des calcaires massifs identiques à ceux décrits dans la coupe c (cf. ci-dessous). La présence de ce niveau oolithique permet d'établir des corrélations avec d'autres coupes et de définir une discontinuité dans la succession.

La passage au Malm s'effectue par l'intermédiaire d'une zone riche en stylolithes ferrugineux et par l'apparition de nodules phosphatés.

Coupes b et c

Elles débutent avec des calcaires en plaquettes gris bleuté formant le coeur de l'anticlinal précédemment décrit ; ce sont des wackestones ou des packstones à oncolithes et bioclastes (*Kilianina blancheti*, *Orbitamina elliptica*, etc...).

Vers le haut, ces calcaires en plaquettes deviennent plus massifs et se chargent progressivement en lithoclastes dolomitiques, annonçant ainsi l'ensemble bréchi que les surmonte. Cet ensemble, inexistant dans la coupe a, est encore peu épais dans la coupe b et prend son développement visible maximal (5 m) dans la coupe c. Il débute par une alternance de bancs décimétriques constitués respectivement de brèches à éléments dolomitiques et de calcaires à oncolithes eux-mêmes chargés en lithoclastes et se termine par un banc massif, épais (1,50 m) d'une brèche à matrice calcaire abondante. Les calcaires à oncolithes sont des packstones contenant, en plus des oncolithes, des intraclastes parfois perforés (avec lithophages en place) et des bioclastes brisés et micritisés (*Dasycladacées*, *Kilianina blancheti*, *Trocholines*, *Brachiopodes*, *entroques*, etc...). Les éléments des brèches sont jointifs, mal classés, de taille centimétrique à décimétrique ; dans le banc supérieur, ils peuvent être émoussés et perforés et montrent un léger granulo-classement inverse.

Dans la partie sommitale du "Dogger" (75-159), de nombreux stylolithes ferrugineux apparaissent ainsi que quelques filons sédimentaires qui pénètrent dans la brèche sous-jacente. Le calcaire (biopelmicrite à entroques) se charge alors en petits grains de quartz anguleux ; ceux-ci peuvent représenter jusqu'à 50 % des particules.

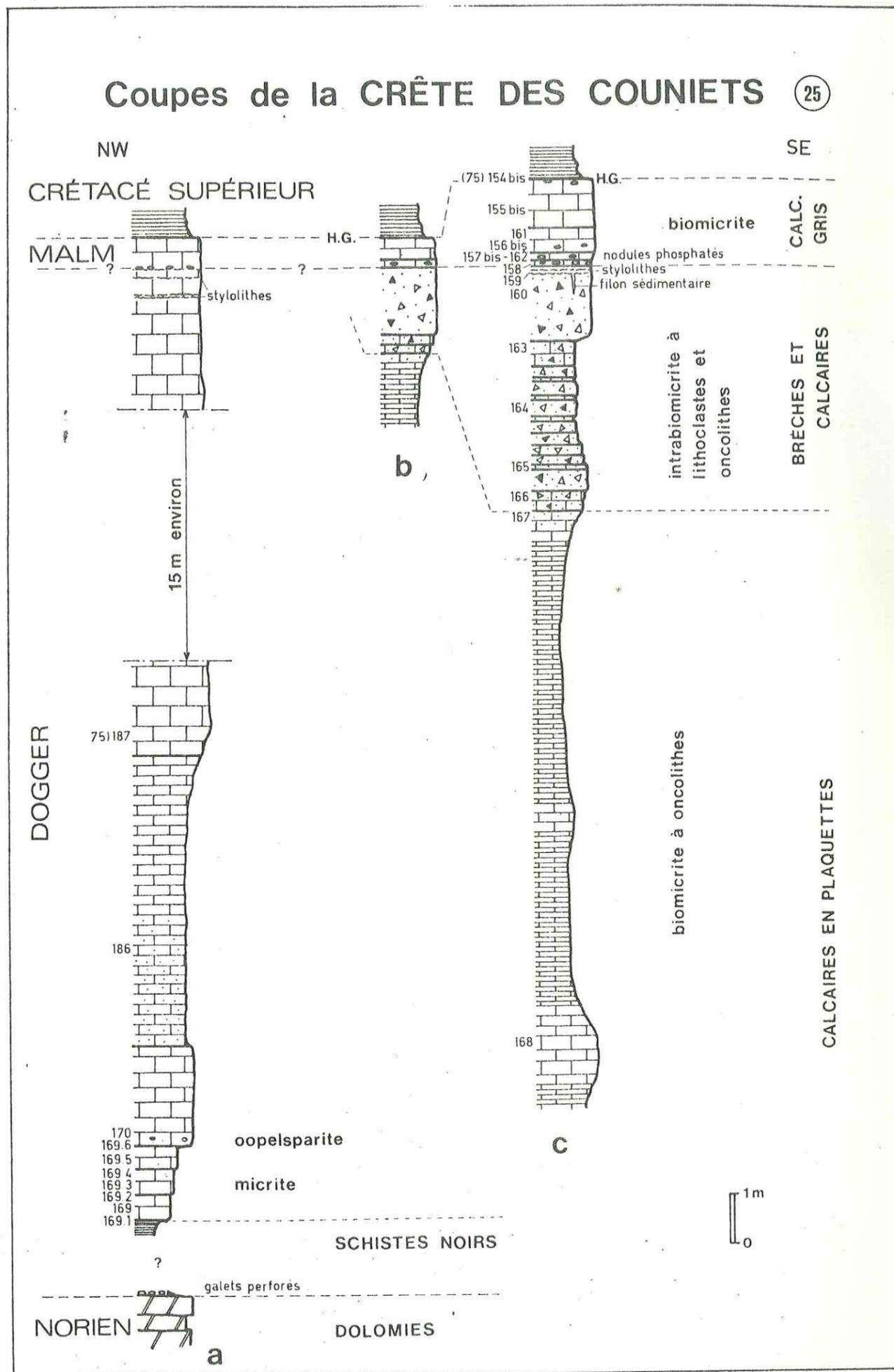


Fig. 39

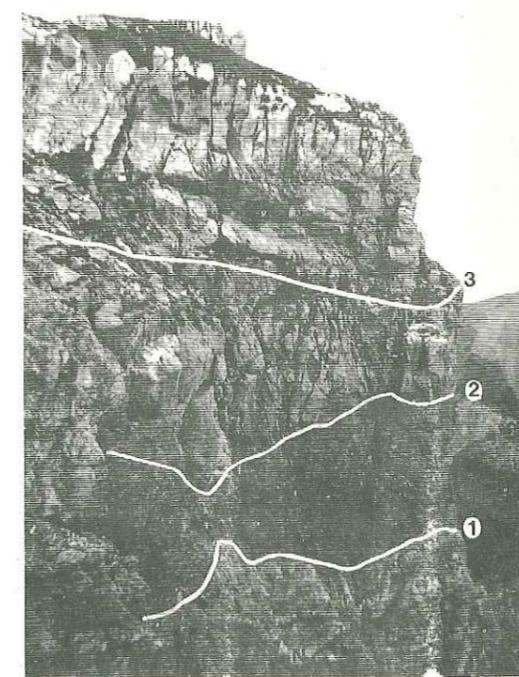
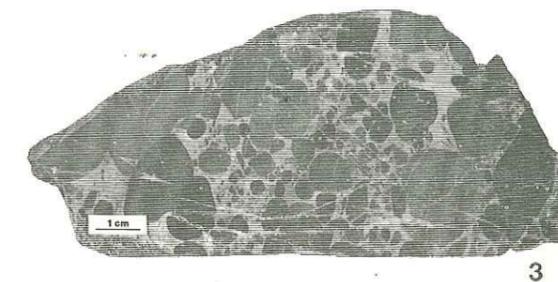
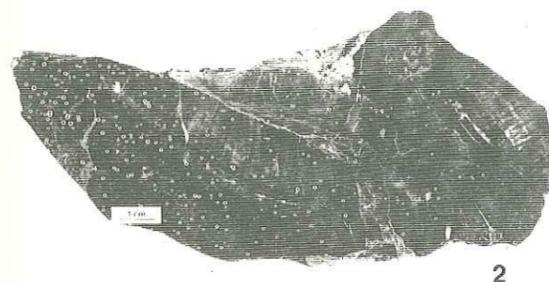
Le Malm est très réduit et ne dépasse jamais 2 m d'épaisseur. Il est représenté par un calcaire massif gris (non noduleux) dont la base et le sommet renferment de nombreux nodules phosphatés. Ce calcaire est un wackestone d'abord à Globigérines puis à *Saccocomidae*. Un hard-ground minéralisé le sépare des calcschistes planctoniques du Crétacé supérieur.

Implication structurale :

L'interprétation structurale proposée par M. GIDON (1955 d et 1966) sur le prolongement de l'unité de la Crête de Vars jusqu'à la Crête des Cuniets, au S, doit être précisée. En effet, à la Crête des Cuniets même, la série mésozoïque n'est pas réduite au seul "Dogger" en position normale ; elle est au contraire complète (Norien à Eocène) et forme une structure anticlinale avec un flanc inverse bien développé.

Planche 17 : Nappe de Peyre-Haute (7) : Crête de Vars

1. Sommet 2578 de la Crête de Vars (fig. 36) : Il montre (23, fig. 38) la superposition sur le Norien des calcaires dolomitiques à Nérinées (séquence I) puis du conglomérat de base des calcaires massifs (séquence II) ; les calcaires de Guillestre courent l'ensemble.
2. Sections transversales de bois calcitisés (74-733) trouvés dans la partie inférieure des calcaires à lithoclastes et Nérinées (24, fig. 38).
3. Conglomérat de base des calcaires massifs : Les galets, calcaires ou dolomitiques, sont jointifs et souvent impressionnés ; la matrice est dolomitique (72-42).
4. Niveaux clastiques calcaréo-dolomitiques (flèches) dans la partie basale des calcaires massifs de la séquence II.
5. Sommet 2596 de la Crête de Vars (fig. 36) : Les calcaires en plaquettes de la séquence II paraissent être ravinés par les calcaires massifs sus-jacents de la séquence III.
 1 : limite dolomies noriennes-calcaires en plaquettes ;
 2 : limite calcaires en plaquettes-calcaires massifs ;
 3 : limite calcaires massifs-calcaires de Guillestre.



4

5

Planche 18 : Nappe de Peyre-Haute (8) : Crêtes de Vars et des Couniets

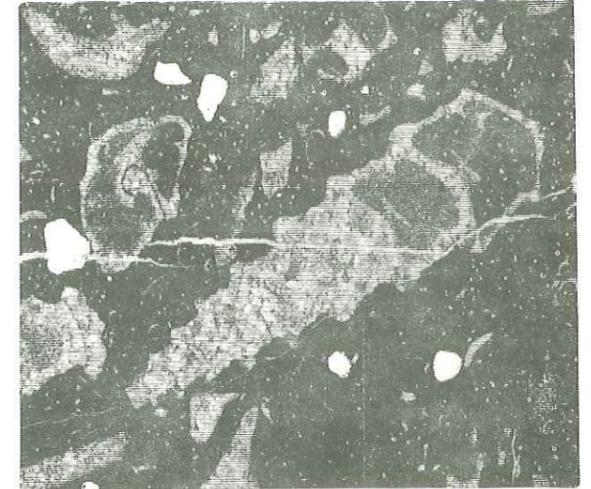
1. Crête de Vars, calcaires à Nérinées (23, fig. 38) : Micrite vadose à l'intérieur de cavités dont les parois sont tapissées de calcite macrocristalline (72-41).
2. Crête de Vars (23, fig. 38) : Packstone à Nérinées et débris végétaux (72-36).
3. Crête de Vars (24, fig. 38) : Wackestone à *Orbitamina elliptica* (*), débris végétaux et lithoclastes dolomitiques ; la matrice est fortement dolomitisée (74-734).
4. Crête de Vars (24, fig. 38) : Conglomérat à la base des calcaires en plaquettes (74-736) ; les éléments, souvent bien roulés, proviennent essentiellement de formations triasiques mais certains d'entre eux (oopelsparites) semblent issus de formations plus récentes (Lias et/ou Dogger ?).
- 5.6. Crête de Vars : *Orbitamina elliptica* (*), sections axiale et transverse oblique ; se reporter ci-dessus à la photographie 3.
7. Crête des Couniets (25a, fig. 39) : Grainstone à oolites micritisées (79-170) représentant la base probable de la 2^e séquence (calcaires en plaquettes).

(*) détermination L. HOTTINGER.



2 mm

1



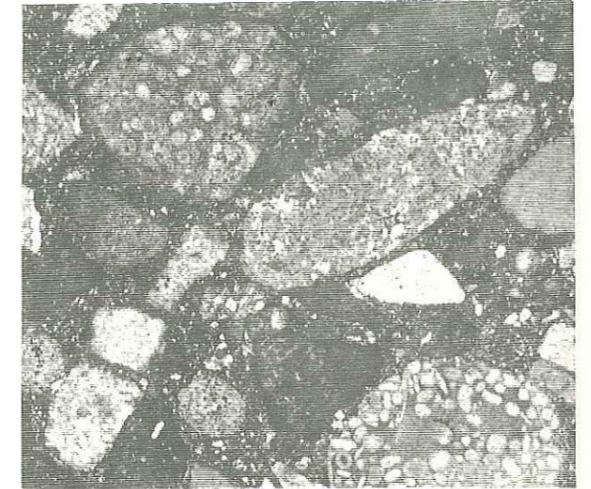
2 mm

2



↑ 1 mm

3



2 mm

4



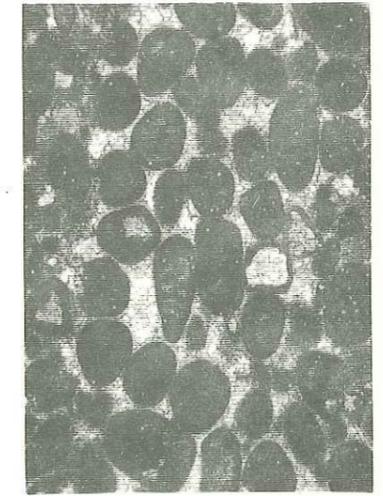
← 0.3 mm

5



← 0.3 mm

6



← 0.3 mm

7

D - CONCLUSION SUR LE "DOGGER" DE LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE

1/ Les trois séquences sédimentaires du "Dogger"

L'analyse sédimentologique du "Dogger" de la nappe de Peyre-Haute a permis d'y individualiser trois termes superposés ou séquences, limitées chacune par une discontinuité sédimentaire résultant de phénomènes d'érosion.

a) Séquence 1

Elle repose tantôt en concordance, tantôt en discordance angulaire marquée sur les dolomies noriennes ou exceptionnellement (Rocher Roux et environs) sur les calcaires rhétiens.

Deux types de succession peuvent y être observés, correspondant à des milieux un peu différents :

1- milieux lagunaires avec influence marine réduite

A la base, les apports détritiques (éléments carbonatés, quartz, argiles, débris végétaux) ont une importance notable ; ils s'organisent en séquences de type deltaïque (Ravin de la Rortie, au N du Pic d'Escreins ; fig. 35).

Les faciès plus typiquement lagunaires apparaissent ensuite avec une alternance de calcschistes et de calcaires noirs à Ostracodes (mudstones à wackestones).

Au sommet enfin, le milieu devient plus marin avec quelques cycles courts, transgressifs-régressifs, montrant, au-dessus des calcschistes et calcaires noirs à Ostracodes, des calcaires à débris de Mollusques couronnés par des dolomies à laminations algaires et à *fenestras*.

Cette succession, visible sur une vingtaine de mètres, est localisée à la Crête de Catinat et au Pic d'Escreins.

2- milieux protégés avec influences marines prédominantes (plate-forme interne).

Des calcaires noirs, parfois oncolithiques, à Nérinées, *Orbitammina elliptica*, *Kilianina blancheti* et *Pseudocyclammina maynci* (wackestones à packstones) viennent s'intercaler ou même se substituer aux faciès précédents. Des cavités microkarstiques (Crête de Vars) enregistrent quelques émergences localisées.

Ce type de succession est bien caractérisé à la Crête de Vars (fig. 38) ; on peut lui rapporter les calcaires formant la base du "Dogger" de la Crête des Couniets (fig. 39, coupe 25 a) et peut-être ceux du Vallouret et du Rocher Roux (fig. 24 et 26) ou encore ceux de l'extrême base du "Dogger" du Louarp (fig. 31).

b) Séquence 2

Elle ravine la séquence 1 et plus généralement elle s'étend sur les dolomies noriennes (fig. 37 et 40).

La discontinuité sédimentaire limitant les séquences 1 et 2 est soulignée soit par des conglomérats à éléments de Trias supérieur, de Lias (?) et de Dogger (1^o séquence) avec ou sans débris végétaux (Crête de Catinat, Crête de Vars), soit par des grès à ciment calcitique (Pic d'Escreins), soit par des calcaires (grainstones) à lithoclastes et oolithes (Crête des Couniets).

Au-dessus de ces niveaux repères viennent des calcaires en plaquettes gris bleuté très fossilifères à gravelles et pellets (wackestones ou packstones).

La faune, très caractéristique, est constituée de Foraminifères (*Kilianina blancheti*, *Orbitamina elliptica*, *Pseudocyclamina maynci*, etc...), de polypiers souvent perforés, de Rhynchonelles, de Nérinées, de Lamellibranches, de Bélemnites, d'Oursins, de Crinoïdes, etc...

Des horizons à oolithes ou à pellets bien classés (grainstones) peuvent apparaître vers le haut.

Ces faciès sont constants dans la nappe de Peyre-Haute, là où le "Dogger" est conservé (Grand Serre de la Cavale, Crête de Catinat, Pic d'Escreins, partie S de la Crête de Vars et Crête des Couniets). Des calcaires oolithiques ou à pellets (grainstones) à la base du "Dogger" de la Moulière (fig. 30) et du Torrent du Pansier (fig. 29) et d'autre part des calcaires massifs (mudstones à oncolithes puis wackestones à *Kilianina blancheti*) de la partie N de la Crête de Vars (fig. 38, coupe 23) et ceux, identiques, des Granges de Redon (coupe 22) ont été rattachés également à la 2^o séquence.

De la séquence 1 à la séquence 2, le milieu se maintient en plate-forme interne mais devient plus ouvert ; la subsidence reste faible.

RÉPARTITION DES TROIS SÉQUENCES DU "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE ; INTERPRÉTATION

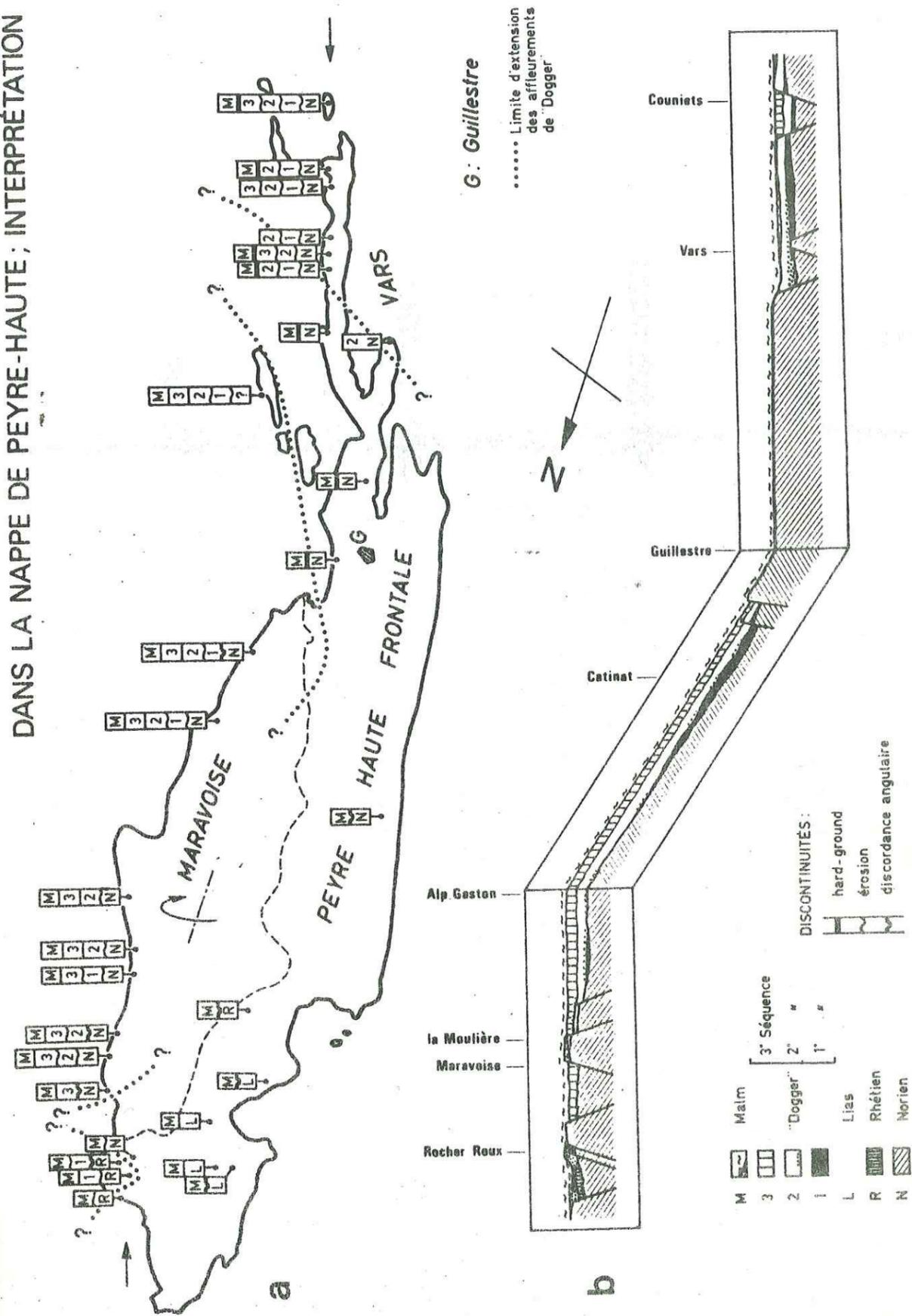


Fig. 40

La plus largement représentée dans la nappe de Peyre-Haute, elle repose sur l'une ou l'autre des deux séquences antérieures ou encore directement sur les dolomies noriennes.

La discontinuité de base est marquée soit par un niveau conglomératique peu épais (La Moulière, Torrent du Pansier, Le Louarp), soit par un grainstone à oolithes (Pic d'Escreins), soit par une variation brutale de faciès de part et d'autre d'une surface localement ravinante. Elle peut aussi ne pas être matérialisée (Crête de Catinat).

Les faciès de la séquence 3 sont principalement représentés par des calcaires massifs gris à intraclastes, oncolithes, gravelles, pellets et bioclastes en proportion relative variable (packstones à grainstones).

Les bioclastes sont en général peu abondants (Trocholi-nes, Pseudocyclammes) à l'exception de certains horizons dans lesquels les débris de polypiers et de Mollusques dominant (La Moulière) ; les entroques sont toujours prédominantes dans la partie supérieure.

Ces faciès correspondent à des milieux un peu plus profonds que ceux des séquences précédentes et situés en plate-forme externe. Ils marquent le début de l'enfoncement de la plate-forme et du passage aux faciès pélagiques du Malm.

La transition des faciès de plate-forme (séquence 3) aux faciès du Malm (calcaire noduleux de Guillestre) est soit progressive, mais rapide (Grand Serre de la Cavale, Crête de Catinat, Pic d'Escreins), soit brutale, par l'intermédiaire d'une nouvelle surface d'érosion encroûtée, comportant localement des nodules phosphatés, ceci dans les parties les plus affectées par la tectogénèse synsédimentaire.

2/ L'expression de la tectogénèse synsédimentaire

La réalité d'une tectogénèse d'âge Jurassique est mise en évidence par l'existence de filons sédimentaires à remplissages multiples, pour partie d'âge callovo-oxfordien (Rocher Roux, Pic de Maravoise, La Moulière), de paléofailles (Rocher Roux) et de discordances angulaires (Rocher Roux, La Moulière, etc...).

La tectogénèse synsédimentaire a eu pour conséquence la création de reliefs déterminant la répartition des faciès, l'épaisseur des dépôts et commandant par endroits les reprises d'érosion, la production de conglomérats et en somme la répartition des discontinuités (fig. 40).

Les lacunes ont une importance croissante d'Est en Ouest dans le "Dogger" de la nappe de Peyre-Haute ; celui-ci manque même totalement dans sa partie frontale, qui paraît ainsi avoir été soumise à des déformations accentuées. Cette singularité se maintiendra d'ailleurs jusqu'au Crétacé supérieure où M. BOURBON (comm. orale) a reconnu dans la même région une relative abondance de brèches sédimentaires intercalées dans les calcschistes planctoniques.

Cette tectogénèse est typiquement distensive. La subsidence, qui s'exprime avec des fortunes différentes depuis le Trias, doit donc lui être rapportée. Celle-ci est très lente, sinon nulle, pendant la durée du dépôt des deux premières séquences ; le passage des conditions de plate-forme interne à externe entre les séquences 2 et 3 montre que la subsidence commence à s'accélérer ; elle devient très rapide entre les moments du dépôt des calcaires de la séquence 3 et des calcaires de Guillestre.

V - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE RADICALE,
LA NAPPE DU CHATELET S.S. ET LA DIGITATION DE
LA FONT SANCTE

	page
1/ Les calcaires en plaquettes	262
2/ Les calcaires massifs	265
3/ Conclusion	265

V - LE "DOGGER" DANS LA NAPPE DE PEYRE-HAUTE RADICALE, LA NAPPE
DU CHATELET S.S. ET LA DIGITATION DE LA FONT SANCTE

*Reconnaissance des deuxième et troisième séquences dans
le "Dogger" de ces unités.*

Ces unités, aux structures parfois complexes (travaux de J. DEBELMAS, M. GIDON et M. LEMOINE), forment un ensemble aligné NW-SE qui s'étend depuis le Pic de Balart (S du col des Ayes) jusqu'au col de la Portiola (NW de la Tête de Sautron). Elles constituent des massifs élevés tels que ceux du Béal Traversier, d'Escreins, de la Font Sancte, des Houerts, du Brec de Chambeyron et de Saint-Ours.

Dans ces unités, le "Dogger" est bien développé, souvent puissant et affleure très largement. Il repose très fréquemment sur les brèches dolomitiques attribuées au Carnien, plus rarement sur les calcaires et dolomies du Trias moyen. Ses faciès sont très constants notamment dans la nappe de Peyre-Haute radicale (unité inférieure du faisceau du Béal Traversier incluse) et dans la digitation de la Font Sancte avec la superposition de deux termes faciles à distinguer à l'affleurement : il s'agit, (1) à la base, des calcaires en plaquettes et, (2) au sommet, des calcaires massifs. Cette distinction paraît plus difficile dans la nappe du Châtelet et d'une manière générale au S de l'Ubaye. En règle générale, l'état de recristallisation des calcaires ne permet plus leur étude micrographique.

Les coupes représentatives choisies (fig. 41 et 42) sont :

- nappe de Peyre Haute radicale : coupe inférieure du Pic de Balart (36) ;
- unité inférieure du faisceau du Béal Traversier : coupe supérieure du Pic de Balart (37) et coupe du Pic des Esparges Fines (38) ;

- digitation de la Font Sancte : coupe de la Crête de la Saume (39) ;
- nappe du Châtelet s.s. : coupe du Lac des Neuf Couleurs (40).

1/ Les calcaires en plaquettes

a) Dans la nappe de Peyre-Haute radicale, (fig. 41, coupes 36 à 38), ils débutent par des schistes noirs associés à des encroûtements ferrugineux et surmontés d'un banc de calcaire micritique gris à Ostracodes (74-221 et 289). Ce faciès présente quelques analogies avec ceux décrits dans la séquence I de la nappe de Peyre-Haute s.s. (cf. supra) et interprétés comme représentant un milieu protégé, très peu profond et vraisemblablement lagunaire.

Les calcaires en plaquettes proprement dits, qui peuvent atteindre jusqu'à 50 mètres de puissance, sont représentés par des niveaux décimétriques à métriques, alternativement tendres à l'altération et plus résistants et alors massifs. (photo 19-1). Les uns comme les autres montrent en surface des pellets ou des gravelles généralement bien classés et de nombreux débris de fossiles (Brachiopodes, Lamellibranches, Nérinées...). Certains de ces niveaux sont relativement riches en petits lithoclastes dolomitiques. Les lames minces montrent parfois la présence, dans ces calcaires, de fantômes de Kilianines (74-226 et 293).

b) Dans la partie étudiée ici de la digitation de la Font Sancte, les calcaires en plaquettes possèdent les mêmes caractères que ceux de la nappe de Peyre-Haute radicale ; cependant ils ne présentent pas, à leur base, les faciès particuliers décrits ci-dessus.

c) Dans la coupe du Lac des Neuf Couleurs, les calcaires en plaquettes sont mieux conservés et ont livré une riche faune du Bathonien (KILIAN, 1893 ; BLANCHET, 1934). Il est possible d'y distinguer deux ensembles (fig. 42) :

- un ensemble inférieur constitué de packstones riches en bioclastes, pellets, gravelles et peut-être oolithes micritisées (2 à 3 m visibles).
- un ensemble supérieur constitué de mudstones à bioclastes (5 m environ).

LE "DOGGER" DANS LES NAPPES DE PEYRE-HAUTE RADICALE ET DE LA FONT SANCTE

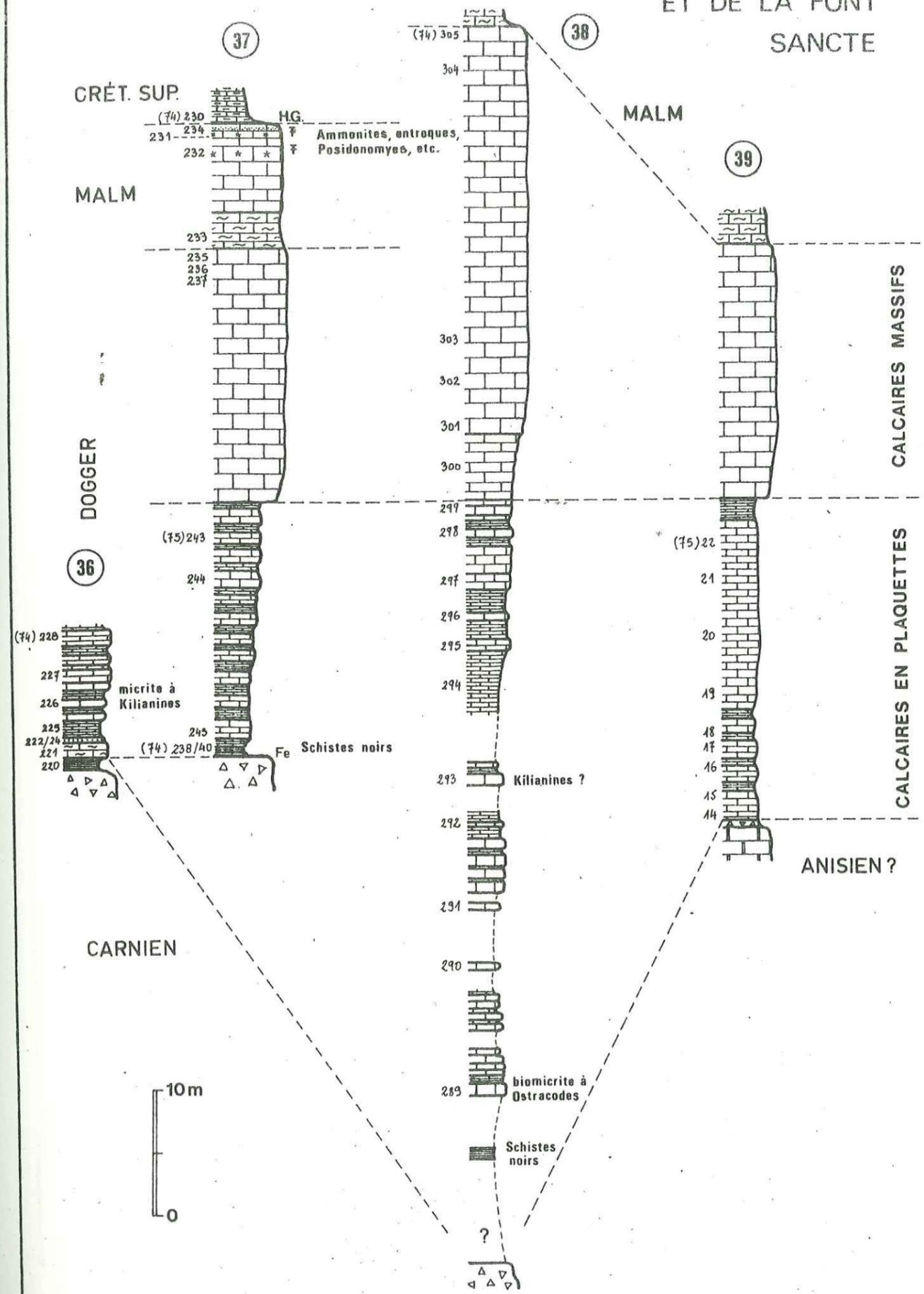


Fig. 41

Coupe du Lac des Neuf Couleurs

40

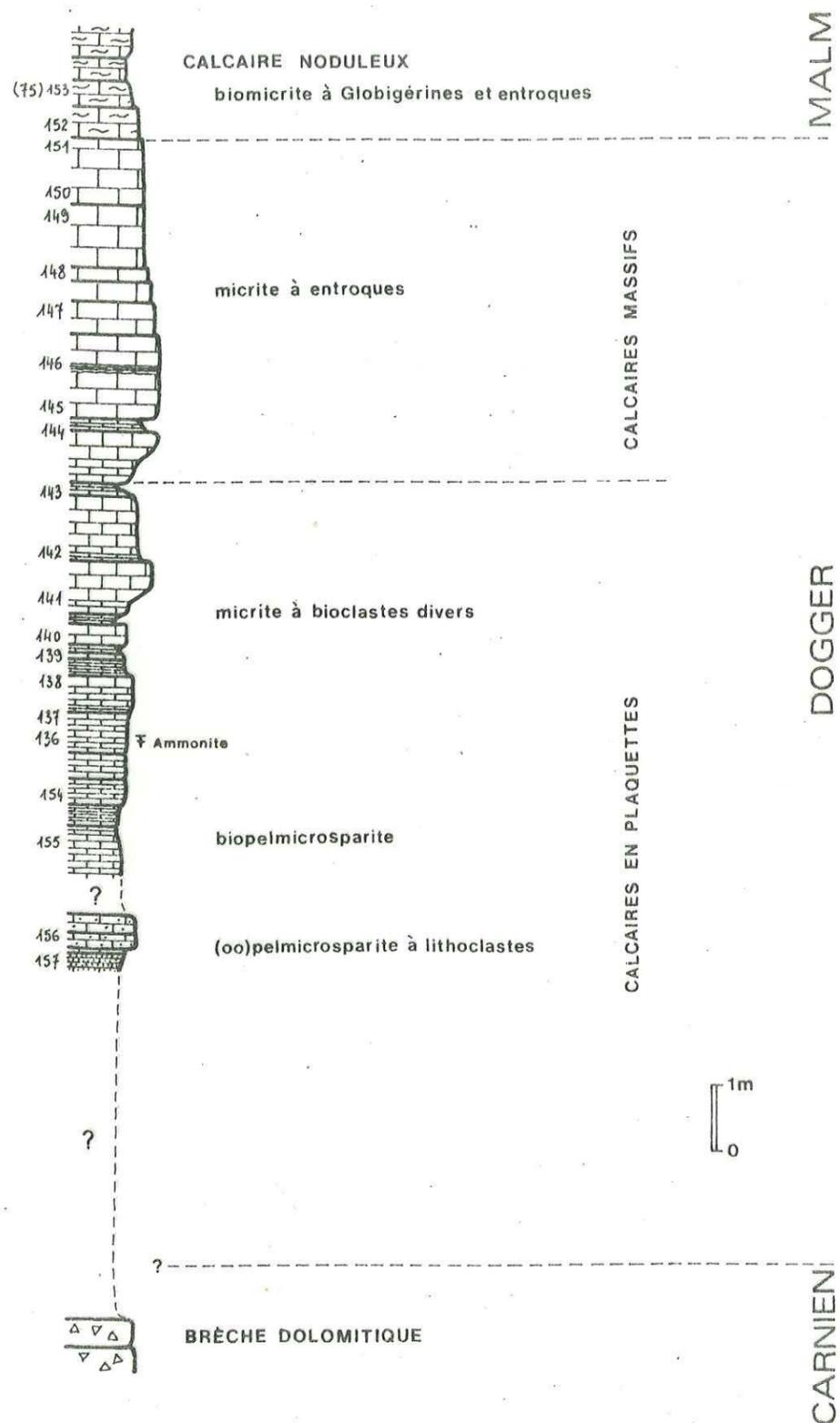


Fig. 42

2/ Les calcaires massifs

Ce sont des calcaires gris clair très recristallisés dans lesquels il n'est possible de distinguer que de rares fantômes d'oncolithes et de bioclastes. Leur puissance peut atteindre jusqu'à 40 mètres.

Les calcaires massifs passent très rapidement, et sans discontinuité visible, vers le haut aux calcaires noduleux de Guillestre. Ces derniers ont ici, à leur base seulement, une couleur jaune sur quelques décimètres d'épaisseur au maximum. Aux Fonts de l'Alpe (point 2246, à l'W du Pic du Béal Traversier), le passage calcaires massifs-calcaires noduleux semble plus progressif : les calcaires massifs s'enrichissent alors en entroques et prennent une couleur gris rosé.

3/ Conclusion

La comparaison des deux termes du "Dogger" de la nappe de Peyre-Haute radicale, de celle du Châtelet s.s. et de la digitation de la Font Sancte avec ceux de la nappe de Peyre-Haute s.s. (cf. supra) permet de les rapporter respectivement à la 2° et à la 3° séquence. La singularité tient ici à l'absence de conglomérat à la base (sauf au S de l'Ubaye).

La présence d'une faune localement abondante (Lac des Neuf Couleurs) et ailleurs de Kilianines vient encore confirmer l'âge bathonien de cette 2° séquence.

VI - LE "DOGGER" DANS LES UNITES DU BRIANCONNAIS INTERNE

	page
A - LE "DOGGER" DANS LA COUVERTURE INTERNE DU HOULLER BRIANCONNAIS ET DANS L'UNITE DE CEILLAC	270
1/ Les calcaires en plaquettes : séquence II	270
2/ Les calcaires massifs : séquence III	271
3/ Les différents faciès du Malm	271
4/ Conclusion	271
B - LE "DOGGER" DANS L'UNITE DE COTE-BELLE	274
C - LE "DOGGER" DANS L'UNITE DE LA CRETE DES GRANGES ET SES PROLONGEMENTS SEPTENTRIONAUX	276
1/ Les calcaires en plaquettes : séquence II	276
2/ Les calcaires massifs : séquence III	277
3/ Conclusion	277

VI - LE "DOGGER" DANS LES UNITES DU BRIANÇONNAIS INTERNE

Reconnaissance des séquences II et III dans le "Dogger" du Briançonnais interne ; développement des faciès détritiques dans la séquence II ; existence d'un niveau à oolithes chloriteuses sous la Crête des Granges. Notion de la proximité d'une terre émergée, fournissant le matériel détritique.

Nous distinguerons dans le Briançonnais interne trois ensembles, d'après l'âge des terrains supportant le "Dogger" :

- les unités à Trias moyen-Carnien basal, solidaires ou non du socle siliceux sous-jacent (Carbonifère à Werfénien), à savoir au N du col des Ayes, certaines parties de la couverture interne du houiller briançonnais et au S, de l'unité de Ceillac, auxquelles s'ajoute, en position plus interne, l'unité de Côte Belle ;
- l'unité à Carnien moyen seul, de Clôt la Cime (W immédiat du col d'Izoard) ;
- l'unité à Carnien supérieur-Norien de la Crête des Granges qui se prolonge vers le Nord en direction de Névache.

Pour des raisons d'analogie des coupes relevées, nous exposerons les particularités relatives au "Dogger" de ces unités avec le groupement suivant :

- A) couverture interne du houiller briançonnais et unité de Ceillac, en adjoignant la coupe de Clôt la Cime ;
- B) unité de Côte Belle ;
- C) unité de la Crête des Granges et son prolongement septentrional.

A - LE "DOGGER" DANS LA COUVERTURE INTERNE DU HOUILLER BRIANÇONNAIS ET DANS L'UNITE DE CEILLAC

Comme dans les unités de Peyre-Haute radicale et de la Font Sancte, le "Dogger" se présente ici sous ses deux termes reconnaissables facilement dans la morphologie : à la base, les calcaires en plaquettes venant en retrait à l'érosion, rapportés à la 2^e séquence et, au sommet, les calcaires massifs homologues de ceux de Champcella et attribuables à la 3^e séquence.

Ici encore, l'état de recristallisation n'en permet pas l'étude en lame mince, mais seulement à l'affleurement.

Sept coupes alignées selon une direction approximativement méridienne ont été choisies à cet effet ; ce sont du N au S (fig. 43 et 44) : les coupes de Névache (41 a, b et c), de Roche Gauthier (42), de la Cochette, à l'E de Briançon (43), du Pic de Beaudouis (45), de Clôt la Cime (46), de la Crête de la Platte (48) et de Ceillac (49).

1/ Les calcaires en plaquettes : séquence II

Ils reposent, à de rares exceptions près, sur les brèches schisto-dolomitiques attribuées au Carnien et débutent généralement par un conglomérat peu épais à éléments de Trias surtout (photo 19-2) ou par des niveaux microbréchiques. Localement, ce conglomérat est surmonté de schistes riches en quartz (Névache) ou de schistes charbonneux (Roche Gauthier).

Au-dessus, les calcaires en plaquettes (10 à 20 m) sont tout aussi fossilifères qu'ailleurs en Briançonnais et leur surface montre de nombreux pellets et gravelles souvent bien classés. Leur particularité tient à l'abondance des grains de quartz, des lithoclastes de petite taille et des galets de dolomies. Ces éléments sont susceptibles de former de petits niveaux (grès intercalés dans les calcaires en plaquettes au Pic de Beaudouis, conglomérat à la Crête de la Platte) ou au contraire d'envahir progressivement la série (La Cochette)

jusqu'à devenir prédominants (Ceillac). Laminations parallèles granulo-classées, stratifications obliques (souvent entrecroisées - Ceillac) et figures de ravinement témoignent de leur mise en place dans un milieu plutôt agité. A Ceillac, dans la partie inférieure des calcaires en plaquettes, galets, lithoclastes et intraclastes sont "oncolithisés" (photo 19-3).

2/ Les calcaires massifs : séquence III

A Névache, ils débutent par un conglomérat très peu épais à galets bien roulés de quartzite et reposent soit sur les calcaires en plaquettes (41 a), soit directement sur le Carnien (41 c).

Partout ailleurs, ils succèdent directement aux calcaires en plaquettes et constituent un ensemble monotone largement recristallisé dans lequel on ne distingue que de rares fantômes d'oncolithes ou de bioclastes brisés indéterminables. Leur épaisseur varie de quelques mètres à une vingtaine de mètres.

3/ Les différents faciès du Malm

Deux ensembles principaux de faciès font suite au "Dogger". Le premier, de type Champcella - 2^e écaille, comprend des schistes noirs "oxfordiens" surmontés des calcaires à zones siliceuses (Roche Gauthier) ; le second, de type Peyre-Haute, est représenté par les calcaires noduleux de Guillestre (Pic de Beaudouis, Clôt la Cime, Crête de la Platte, Ceillac, etc...).

La superposition de ces deux types s'observe à Névache où les calcaires à zones siliceuses surmontent les calcaires de Guillestre (LEMOINE, 1950 a).

4/ Conclusion

Dans la couverture interne du houiller briançonnais et dans l'unité de Ceillac, les séquences II et III du "Dogger" sont représentées par leur faciès classique en Briançonnais, respectivement : calcaires en plaquettes et calcaires massifs.

La particularité des calcaires en plaquettes tient ici dans l'abondance des éléments clastiques ou détritiques terrigènes, inconnue plus à l'Ouest. La base des calcaires massifs est localement ravinante et est alors soulignée par un conglomérat à galets siliceux. Tout ceci tend à suggérer l'existence d'une zone d'alimentation, peut-être émergée, située plus à l'E.

Le "Dogger" dans la couverture interne de la zone houillère briançonnaise

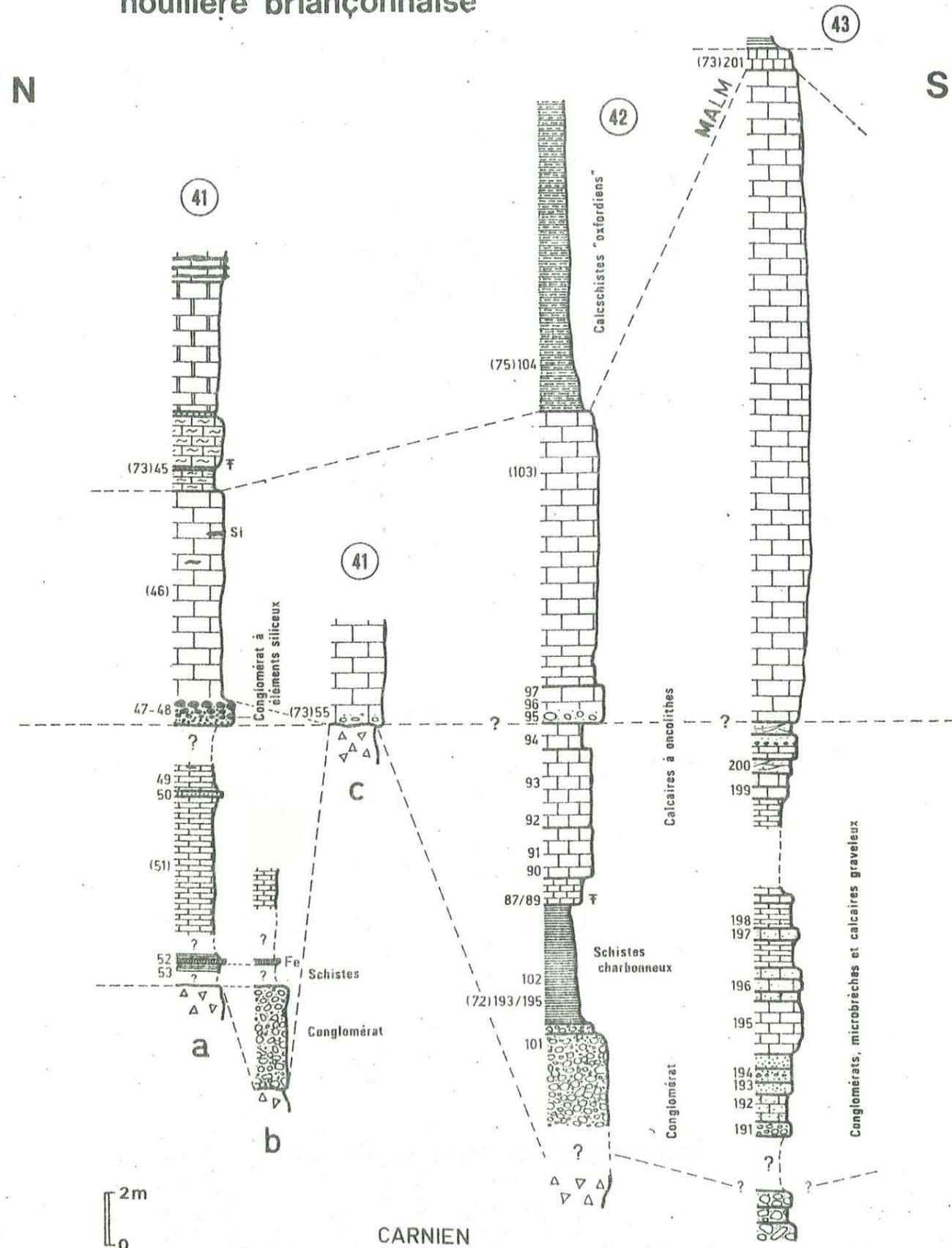


Fig. 43

Le "Dogger" dans l'unité de Ceillac

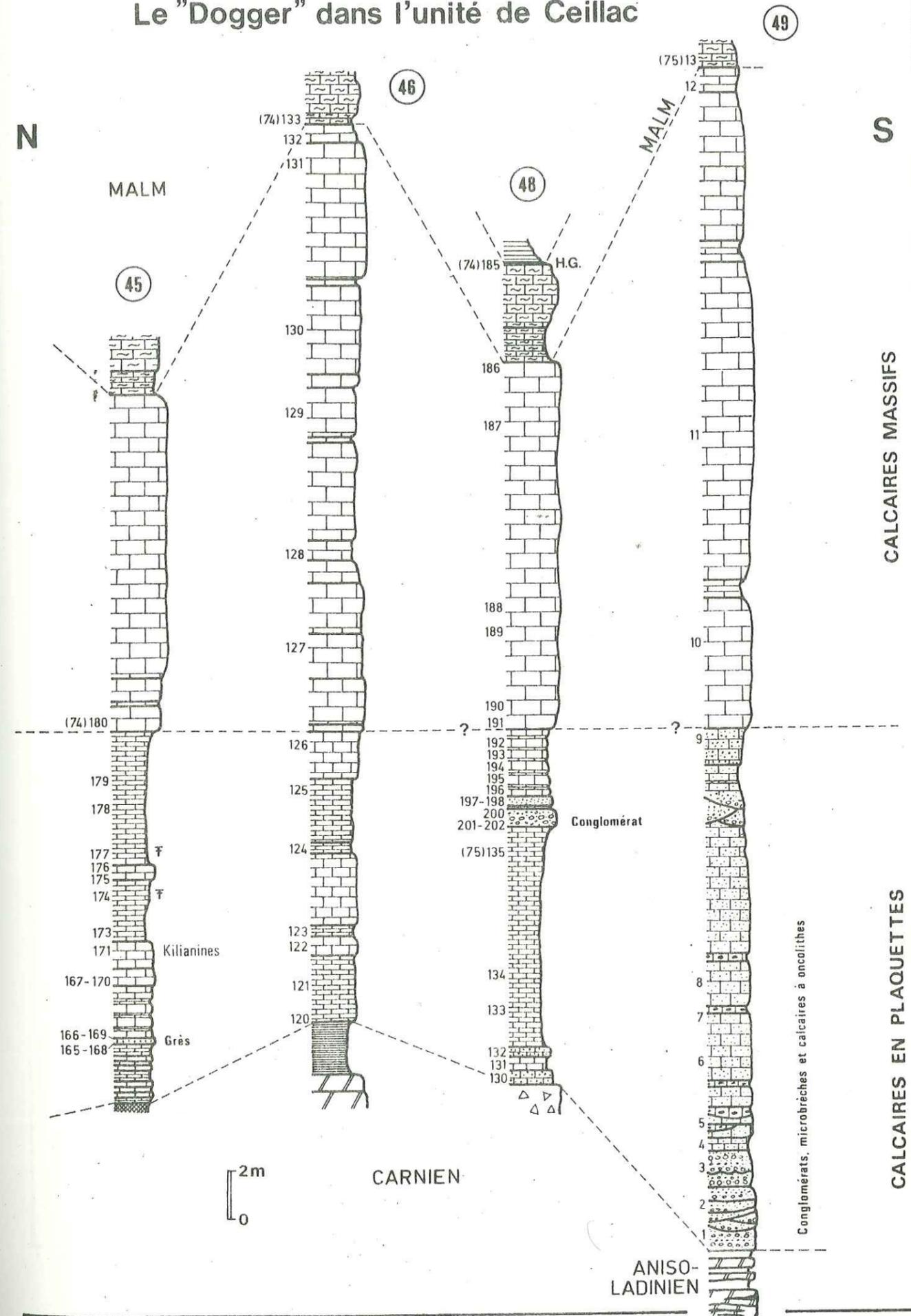


Fig. 44

B - LE "DOGGER" DANS L'UNITE DE COTE-BELLE

L'unité de Côte-Belle, prolongement septentrional de l'unité de la Pointe de Rasis, est l'unité briançonnaise comportant du "Dogger" la plus interne connue sur la transversale de Briançon.

La série mésozoïque qui affleure sur l'éperon S de la Crête de Côte-Belle (E du Col d'Izoard) est renversée et montre successivement (fig. 45) des brèches dolomitiques attribuables au Carnien inférieur, une puissante masse (40 m environ) de calcaires dont la plus grande partie représente le "Dogger" et une petite partie seulement le Malm, un hard-ground minéralisé et enfin les calc-schistes du Crétacé supérieur.

Le "Dogger" comprend, ici encore, deux termes que l'on peut paralléliser avec les deux séquences supérieures :

- à la base, des calcaires noirs (packstones) en petits bancs très recristallisés, pétris de lithoclastes dolomitiques et de petits oncolithes à noyau constitué par des lithoclastes, des bioclastes ou des intraclastes ; ils représentent la 2^e séquence ;

- au-dessus des calcaires massifs gris recristallisés (30 m) dans lesquels ne sont visibles que quelques passées microbréchiques ; ils représentent la 3^e séquence.

La limite avec le Malm est difficile à préciser ; on peut lui attribuer les calcaires cristallins gris clair surmontant les calcaires massifs du "Dogger".

Ainsi le "Dogger" de l'unité de Côte-Belle montre de nombreuses affinités avec celui de l'unité de Ceillac et principalement avec la coupe de Ceillac (49), notamment par l'abondance des lithoclastes. Cela confirme le caractère plus détritique du "Dogger" vers l'E du Briançonnais.

Coupe de CÔTE-BELLE (50)

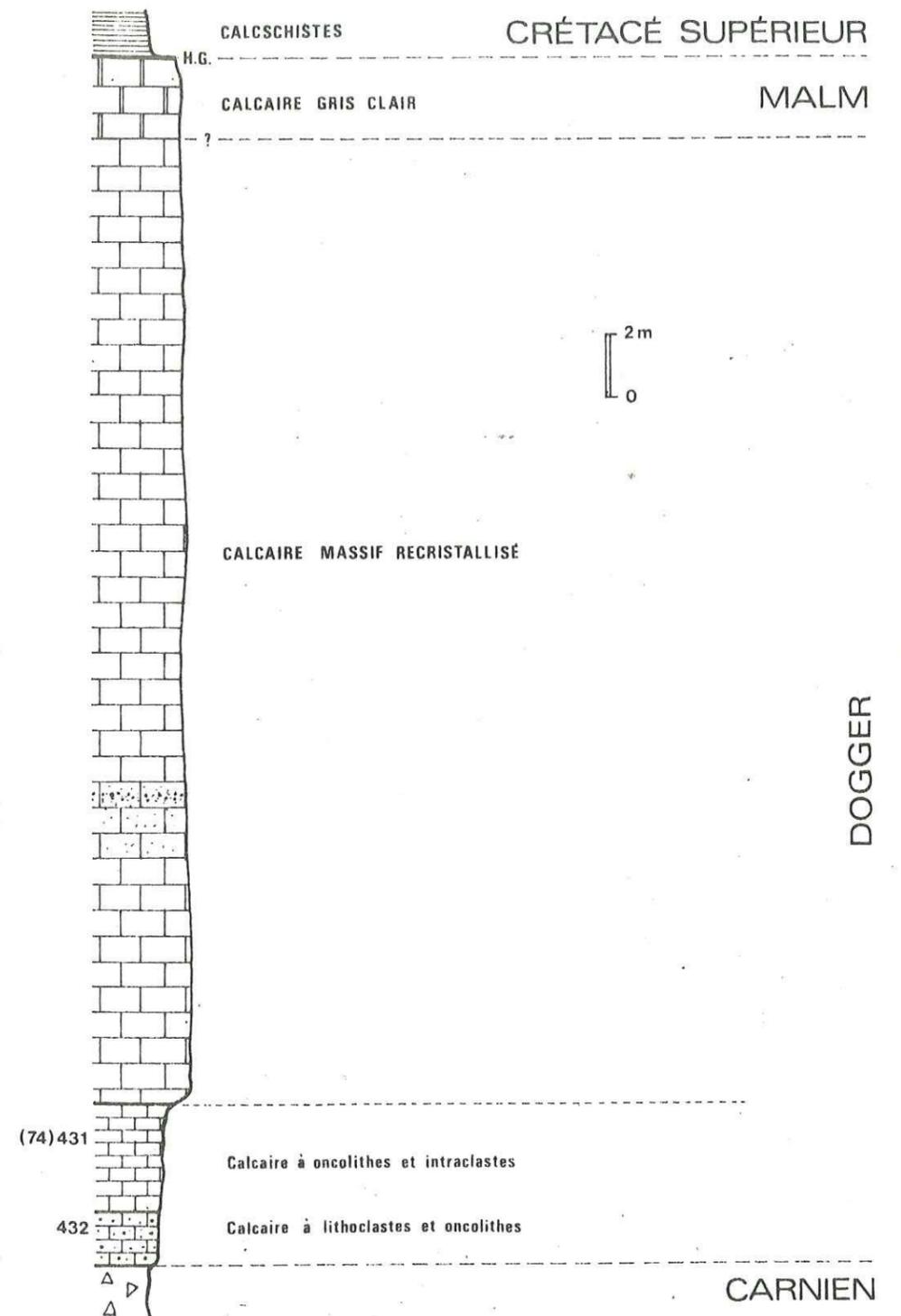


Fig. 45

C - LE "DOGGER" DANS L'UNITE DE LA CRETE DES GRANGES ET SES
PROLONGEMENTS SEPTENTRIONAUX

Cette unité forme une bande à valeur synclinale relativement continue depuis les environs de Névache au N jusqu'à Brunissard au S et constitue entre autres les massifs de l'Enlon (E de Roche Gauthier), du Serre des Aigles (photo 1-2), de la Crête des Granges (photo 1-3) et de Combe la Roche. Les coupes présentées ici sont prises dans ces deux derniers massifs où elles montrent une série mésozoïque déversée vers l'E. Cette série comporte en discordance sur le Trias supérieur, (Carnien supérieur et Norien ; MEGARD-GALLI, 1972 a) un "Dogger" très bien développé, parfois puissant, dans lequel il est possible de reconnaître les deux séquences supérieures (photo 19-5). Ce "Dogger" est surmonté, à la Crête des Granges, par le Malm à faciès noduleux.

1/ Les calcaires en plaquettes : séquence II

Ils sont semblables à ceux qui sont connus ailleurs dans le Briançonnais ; leur patine est toutefois plus violacée. Les faunes très abondantes ont permis, ici encore, de dater la séquence II du Bathonien.

a) à la Crête des Granges (fig. 46 et 47), trois faciès principaux peuvent être distingués dans les calcaires en plaquettes :

- 1- à l'extrême base et très localement, un calcaire micritique à Ostracodes (0,20 m maximum) ;
- 2- au-dessus ou directement sur le Norien, un calcaire brun à gris jaunâtre à oolithes chloriteuses (0 à 2 m) (tableau 4 et photos 20-1 à 7) ;
- 3- les calcaires en plaquettes proprement dits (2 à 6 m) très fossilifères (PUSSENOT, 1930) et alternant avec des horizons plus schisteux.

La présence du faciès à oolithes chloriteuses, souligne le caractère transgressif de la séquence II ; celle d'une chlorite ferrifère (bavalite, détermination J.J. CHAUVEL) et d'hématite tant dans les oolithes et intraclastes que dans la matrice, traduit la proximité d'une terre émergée. Il semble en effet que, dans la nature actuelle et aux

latitudes intertropicales, la précipitation chimique (ou biochimique) du fer sous la forme de phyllites ferrifères ne soit possible que si le milieu est fortement réducteur (matière organique abondante, enfouissement très lent) et situé dans le prolongement d'un débouché fluvial.

b) à Combe la Roche, le faciès à oolithes chloriteuses n'existe pas ; la base est ici marquée (fig. 48) par un calcaire micritique sombre riche en lithoclasts, quartz et bioclastes. Ce calcaire présente de petites cavités aux contours lobés avec remplissage calcitique géotrope (photo 19-4) ; peut-être est-ce l'indice d'une émergence temporaire ?

2/ Les calcaires massifs : séquence III

Ils sont très épais (70 m environ à la Crête des Granges), lités et présentent des faciès très voisins de ceux observés jusqu'alors en Briançonnais.

A la Crête des Granges (fig. 46), ils débutent par une alternance de conglomérats à galets de dolomie triasique et de calcaires graveleux (1 à 5 m). Au-dessus viennent des packstones très fossilifères (Pseudocyclammines, Trocholines, polypiers, entroques) à intraclastes, oncolithes et localement oolithes. Vers le haut, les calcaires massifs sont abondamment recristallisés.

A Combe la Roche, le conglomérat de base n'apparaît pas et les calcaires massifs, entièrement recristallisés, présentent des faciès analogues à ceux des calcaires de la Crête des Granges.

3/ Conclusion

Le "Dogger" de l'unité de la Crête des Granges est spécialement épais, notamment les calcaires massifs. Les séquences II et III avec leurs faciès classiques, respectivement de plate-forme interne puis externe, y sont parfaitement bien définies. La séquence II (calcaires en plaquettes), discordante sur le Norien, débute localement par un niveau carbonaté à oolithes chloriteuses resédimentées qui traduit l'existence d'une zone émergée proche, source du fer. Quant à la séquence III (calcaires massifs), sa base est matérialisée par un conglomérat. Les phénomènes de fragmentation, de micritisation des particules, notamment de bioclastes sont ici très nets. Ceci confirme la notion, générale pour la 3^e séquence, du dépôt dans des conditions de sédimentation de plate-forme externe, d'un matériel hérité de la zone littorale.

Tableau 4 : A- Analyses chimiques d'échantillons prélevés à la base du niveau à oolithes chloriteuses de la Crête des Granges. (fig. 46 et 47).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	H ₂ O 110°	H ₂ O 1000°	ε
72-66	23,82	20,43	36,67	2,90	1,70	0,12	0,90	1,46	0,10	0,06	0,68	9,19	98,03
72-66 (D)	24,88	21,20	37,82	2,39	0,75	0,11	0,92	1,53	0,08	0,06	0,63	8,34	98,71
72-70	14,63	10,75	32,02	1,78	17,80	0,04	3,36	0,51	0,07	0,09	0,33	17,93	99,31
72-70 (D)	21,96	15,76	49,84	0,48	0,06	0,07	5,07	0,89	0,06	0,05	0,38	3,51	98,13
72-224	24,93	20,54	35,10	3,30	2,38	0,11	1,05	1,44	0,08	0,07	0,65	9,39	99,04
72-224(D)	26,71	21,82	37,25	2,41	0,20	0,11	1,12	1,61	0,05	0,06	0,77	7,47	99,58

(D) : Echantillons décarbonatés.

B- Comparaison des formules obtenues pour les chlorites de la Crête des Granges avec les formules de deux bavalites types des minerais de fer de l'Ordovicien breton (J.J. CHAUVEL).

Crête des Granges :

72-66 : (Si_{2,78} Al_{1,22}) Fe₃ (Al_{1,56} Fe_{0,17} Mg_{0,4})

72-224 : (Si_{2,96} Al_{1,04}) Fe₃ (Al_{1,80} Fe_{0,10} Mg_{0,4})

Ordovicien breton :

Bavalite de Bas-Vallon : (Si_{2,56} Al_{1,43}) Fe₃ (Al_{1,46} Fe_{1,19} Mg_{0,4})

Bavalite de St Aubin
des Châteaux : (Si_{2,65} Al_{1,35}) Fe₃ (Al_{1,99} Fe_{0,4} Mg_{0,2})

Fig. 46 et 47 : Coupe de la Crête des Granges (44)

Située sur le versant oriental de la Crête des Granges, au S de la bergerie de la Lauze, cette coupe montre, en série inverse, la succession suivante (photo 19-5) :

- dolomies du Norien ;
- calcaires du "Dogger", discordants sur les dolomies précédentes avec, de bas en haut :
 - (a) calcaires en plaquettes (6 m),
 - (b) conglomérats et calcaires massifs (70 m environ) ;
- calcaires noduleux du Malm.

a) Les calcaires en plaquettes

Ils débutent, très localement, par un petit niveau calcaire à Ostracodes (72-205) et Nérinées, ailleurs, par un calcaire à oolithes chloriteuses considéré jusqu'alors comme étant une bauxite. Ce dernier passe graduellement vers le haut aux calcaires en plaquettes proprement dits.

1- Le calcaire à oolithes chloriteuses

Décrit pour la première fois par C. PUSSENOT (1930), ce calcaire se présente en plaquettes irrégulières de couleur ocre noirâtre à la base puis de plus en plus claire jusqu'au gris jaunâtre au sommet. Il renferme de nombreuses oolithes noires (photos 20-1 et 2) d'abord jointives (packstone) puis dispersées dans une matrice carbonatée (wackestone).

Les analyses minéralogiques et chimiques (tableau 4) effectuées par J.J. CHAUVEL et les observations en lame mince ont révélé que les enveloppes concentriques de ces oolithes étaient généralement constituées par une chlorite ferrifère, la bavalite, plus rarement par de l'hématite ou des carbonates (photo 20-6).

Les indices de reprise et de remaniement sont multiples ; en effet :

- les noyaux des oolithes sont souvent des fragments d'oolithes (photo 20-5) ou des intraclastes chlorito-carbonatés complexes (photo 20-7) ;
- certaines oolithes montrent plusieurs phases d'oolithisation séparées par des phases d'abrasion ;
- quelques oolithes présentent des traces d'oxydation ;
- nombre d'oolithes sont écaillés (photo 20-6) ou brisées.

En dehors des oolithes, ce calcaire renferme, en moindre abondance des intraclastes chlorito-carbonatés ou carbonatés parfois légèrement oolithisés, des lithoclastes et petits galets de dolomie, des bioclastes (Foraminifères dont *Pseudocyclamina maynei*, débris de coquilles, Ostracodes, *Cidaridae*, débris végétaux, etc...), ainsi que de nombreux petits zircons (photo 20-4) et tourmalines.

La matrice, peu abondante et chlorito-ferrugineuse à la base (72-70 et 224 ; photo 20-1 et 3) devient progressivement plus abondante et carbonatée vers le sommet (photo 20-2) ; elle est en partie dolomitisée.

2- Les calcaires en plaquettes

Alternant avec des calcschistes gris noir, ces calcaires à patine violacée sont des mudstones, plus rarement des wackestones très fossilifères ; leur faune, découverte et datée du Bathonien dès 1909 par C. PUSSENOT, comprend notamment des Rhynchonelles (*R. hopkinsi*, M'COY), des Lamellibranches (*Mytilus*, *Lima*, *Pecten*, *Alectryonia*, *Pholadomya* etc...) des Nérinées, des Natices et des oursins.

b) Les conglomérats et les calcaires massifs

Ils forment un ensemble particulièrement puissant avec : (1) à la base, une alternance de calcaires noirs, graveleux, bioclastiques (packstones) et de niveaux conglomératiques à éléments dolomitiques le plus souvent roulés, parfois perforés, de taille inférieure à 5 cm et, (2) au-dessus, des calcaires massifs noirs à passées riches en bioclastes et notamment en polypiers. Ces calcaires sont bien conservés dans leur partie inférieure où ils montrent, en lame mince, de nombreux intraclastes (gravelles), des pellets et des bioclastes pour la plupart brisés, roulés et micritisés (Pseudocyclamines, Trocholines, Lamellibranches, entroques, etc...) ; leur partie supérieure par contre est abondamment recristallisée.

Coupe de la Crête des Granges (1)

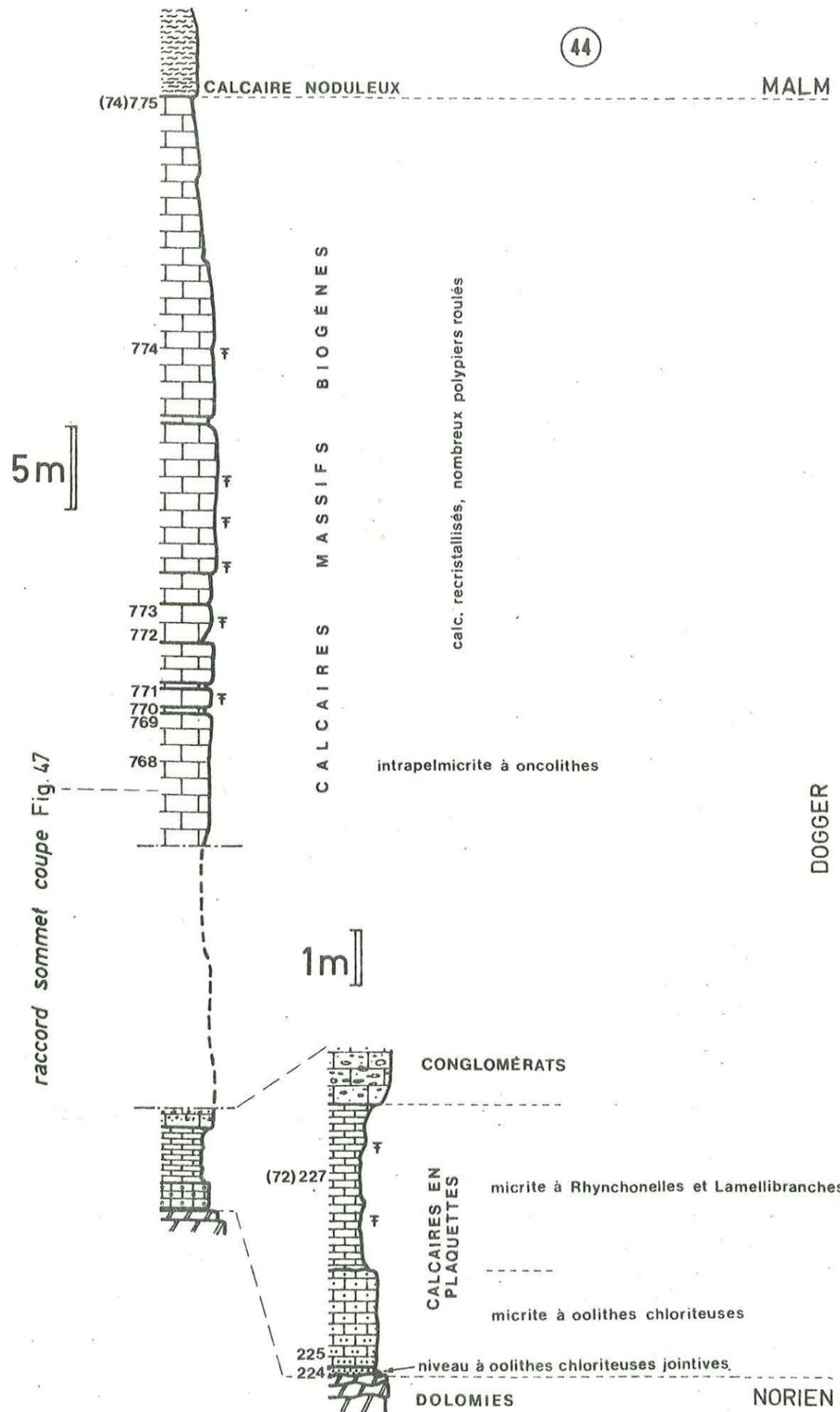


Fig. 46

Coupe de la Crête des Granges (2)

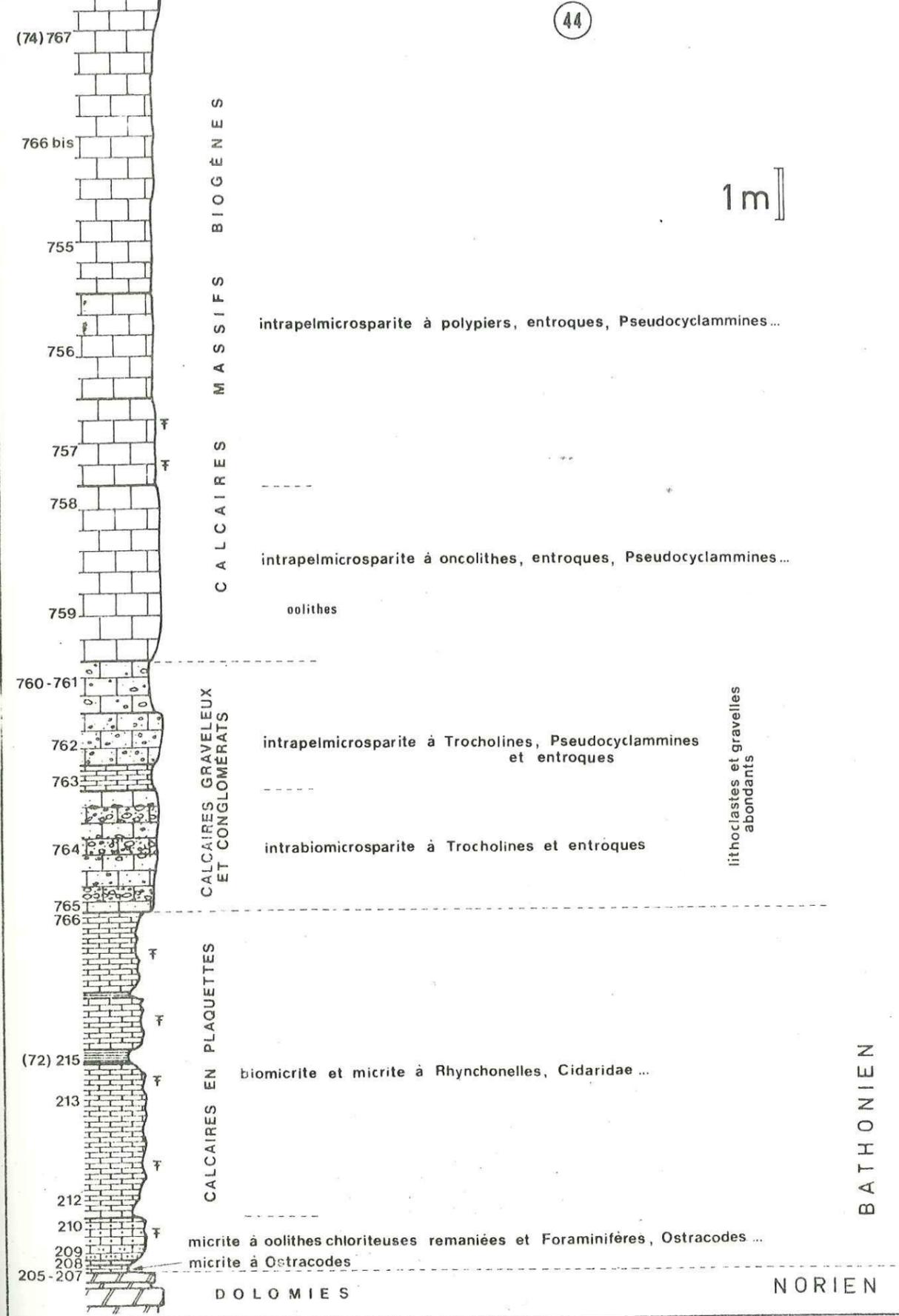


Fig. 47

Fig. 48 : Coupe de Combe la Roche (47)

Cette coupe se trouve à mi-pente sur le flanc NE de la Crête de Combe la Roche, au lieu-dit "Les Roches" ; elle montre, en série inverse, les dolomies du Norien ravinées par les calcaires du "Dogger". Ceux-ci comprennent de bas en haut :

a) des calcaires en plaquettes

On peut y distinguer une partie inférieure, à patine noire ou rouille, riche en débris végétaux et encadrée par deux bancs plus massifs à lithoclastes dolomitiques et bioclastes (75-55 et 60 ; photo 19-4) et une partie supérieure bien développée, à patine gris bleuté, constituée par l'alternance de niveaux tendres se débitant en plaquettes et de niveaux plus durs. Ce sont des mudstones ou des wackestones très fossilifères à Rhynchonelles, Térébratules, Nérinées, Lamellibranches (Pecten, Huîtres), *Cidaridae*, Crinoïdes, etc...

b) des calcaires massifs

Leur limite inférieure est imprécise. Elle correspond peut être à l'arrivée de lithoclastes dolomitiques, d'intraclastes micritisés, d'oncolithes et à l'apparition d'une faune représentée surtout par des Trocholines et des entroques (75-70) ; parallèlement la matrice devient moins abondante (wackestones et surtout packstones). Vers le haut, ces calcaires sont entièrement recristallisés et prennent une patine gris clair.

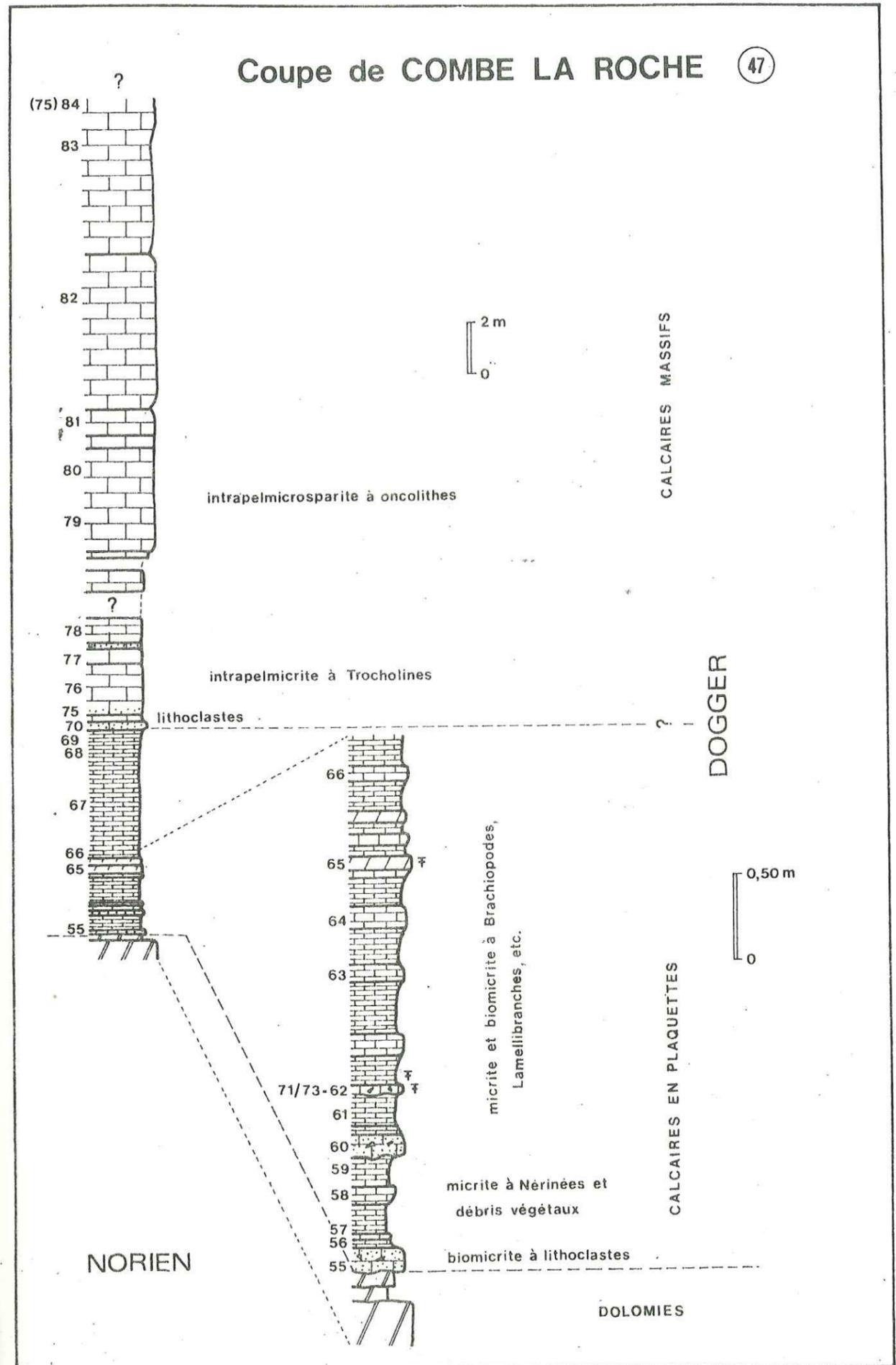


Fig.48

En résumé, le "Dogger" des unités du Briançonnais internes est caractérisé par la constance de ses faciès, avec, à la base, des calcaires bioclastiques en plaquettes (dépôts de plate-forme interne ; séquence II) et, au-dessus, des calcaires massifs (dépôts de plate-forme externe ; séquence III). Les calcaires de la séquence II sont nettement plus riches en quartz détritique dans ce domaine qu'ailleurs plus à l'W en Briançonnais ; leur base est marquée sous la Crête des Granges par un niveau à oolithes chloriteuses dont les caractéristiques géochimiques traduisent aussi l'idée de la proximité d'une terre émergée qui ne pourrait être dès lors que située dans un domaine plus interne encore, maintenant engagé sous les nappes d'origine piémontaise.

Par ailleurs, on soulignera l'analogie de diverses caractéristiques sédimentologiques de détail entre les coupes du "Dogger" de la nappe de Peyre Haute et de la Crête des Granges, qui sont toutes deux des unités à Norien, analogies qui en rejoignent d'autres, observées au niveau du Malm et du Crétacé (BOURBON et HOFFERT, 1976). Dans le même ordre d'idées, on peut rendre comparables les unités de Ceillac et de Champcella.

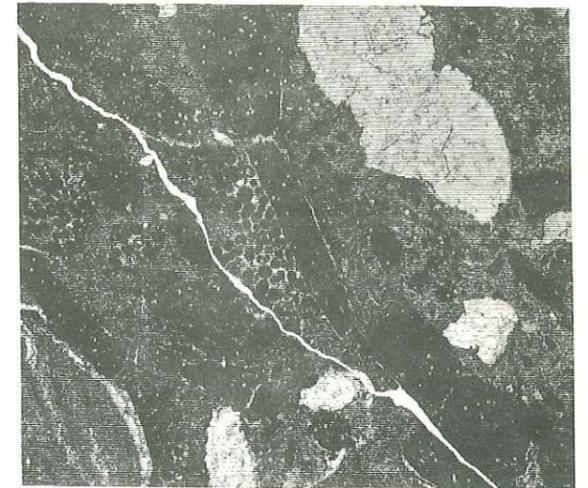
1. Pic de Balart : série supérieure (fig. 41, coupe 37) formée par les brèches dolomitiques du Carnien (C), les calcaires du "Dogger" (D) et ceux du Malm (M) ; le "Dogger" offre ici son aspect typique avec, à la base, des calcaires en plaquettes (séquence II) constitués d'une alternance de niveaux tendres et de niveaux plus résistants à l'érosion surmontés par les calcaires massifs (séquence III).

2. Roche Gauthier : conglomérat de base de la séquence II (74-101) à éléments essentiellement dolomitiques ou siliceux provenant des formations triasiques. Remarquer les éléments constitués par un grainstone à oolites dont l'origine est peut-être à rechercher dans les calcaires du Lias ; il est à noter que ces derniers n'affleurent pas en Briançonnais interne et qu'ils sont localisés uniquement dans la nappe de Peyre-Haute.

3. La Clapière de Ceillac : packstone à oncolithes dans la séquence II ; les nucleus des oncolithes sont en grande majorité des galets de dolomie, moins fréquemment des intraclastes. Ce faciès, peu commun en Briançonnais, illustre l'importance que prennent les éléments détritiques vers l'E.

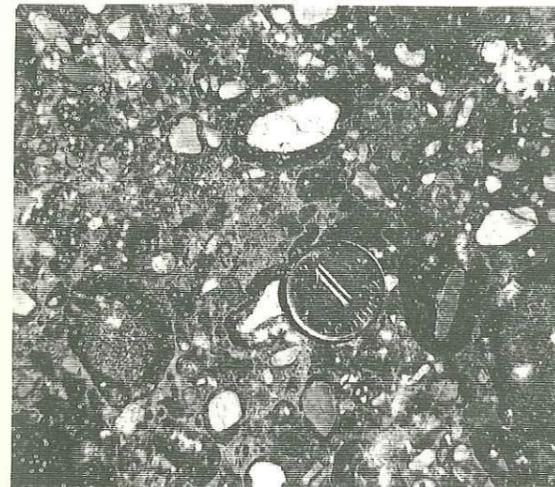
4. Combe la Roche : calcaire (wackestone) à lithoclastes et bioclastes, à la base de la séquence II (fig. 48) ; remarquer les cavités aux contours irréguliers, à remplissage calcitique géotrope qui suggèrent une induration précoce du sédiment (microkarstification ? ou synérèse ?).

5. Crête des Granges : discordance angulaire des calcaires du "Dogger" (séquences II et III) sur les dolomies du Norien (série renversée) ; d = surface de discordance.



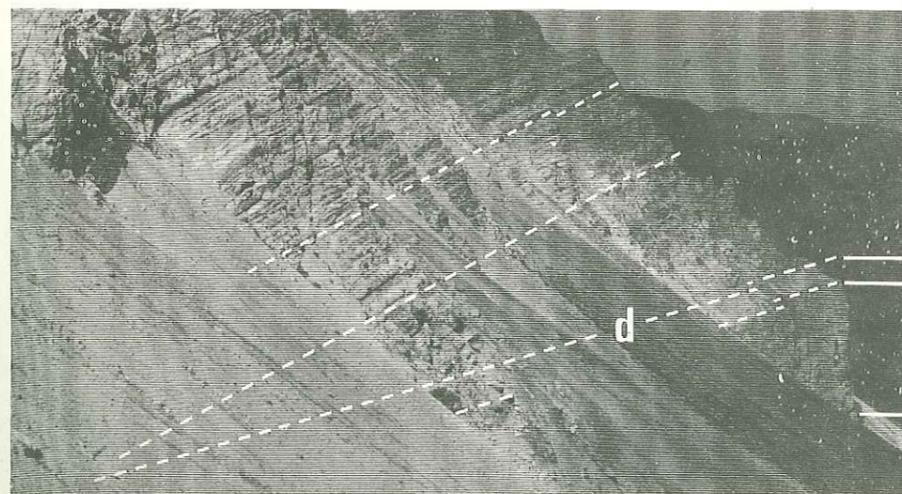
1

2



3

4



NORIEN

calcaires en plaquettes

calcaires massifs

DOGGER

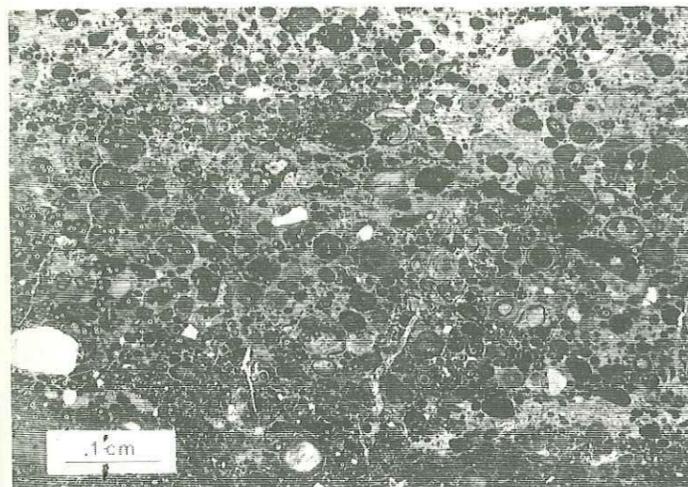
MALM

5

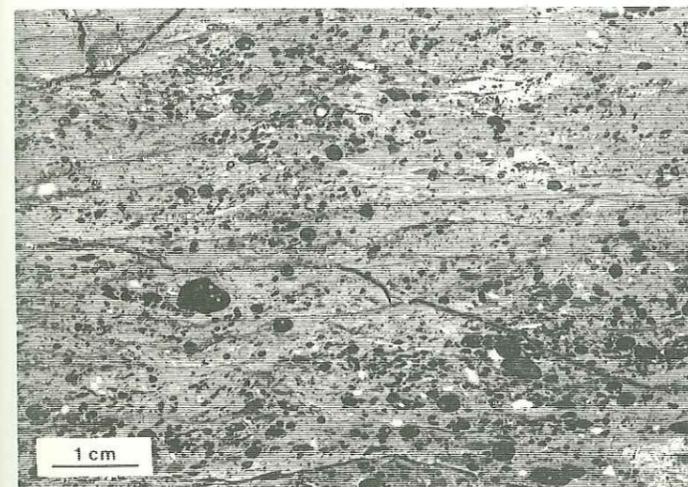
Planche 20 : Briançonnais interne (2) : calcaire à oolithes chloriteuses de la Crête des Granges

1. Echantillon 72-224 prélevé à la base du niveau oolithique (fig. 46) : les éléments figurés, pour la plupart chloriteux (oolithes, intraclastes oolithisés), sont jointifs et enrobés dans une matrice carbonatée et chloriteuse (packstone) ; noter la présence de petits lithoclastes et de galets de dolomie.
2. Echantillon 72-217 prélevé au sommet du niveau oolithique : les éléments figurés, chloriteux ou carbonatés (oolithes, intraclastes, bioclastes), sont moins nombreux que dans l'échantillon précédent ; la matrice y est plus abondante et plus nettement carbonatée (wackestone).
3. Oolithes chloriteuses et intraclastes déformés dans une matrice opaque essentiellement chloriteuse, à la base du calcaire (72-70).
4. Zircons et rhomboèdres de dolomie dans une matrice chlorito-carbonatée (72-66).
5. Oolithe chloriteuse dont le noyau est constitué par un fragment d'oolithe.
6. Oolithe dont les enveloppes concentriques sont successivement chloriteuses (ou hématitiques) et carbonatées (72-216).
7. Intraclaste oolithisé chloriteux avec fentes de retrait (synérèse), indice d'une induration précoce (72-224).

3 à 7 : microphotographies J.J. CHAUVEL.



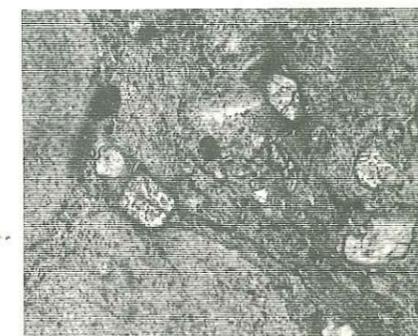
↑ 1



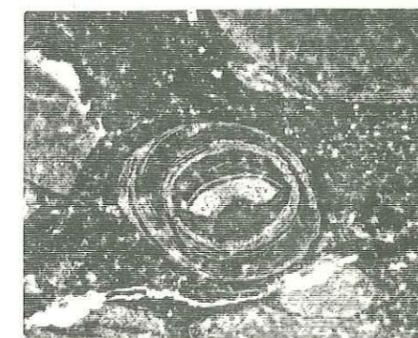
↑ 2



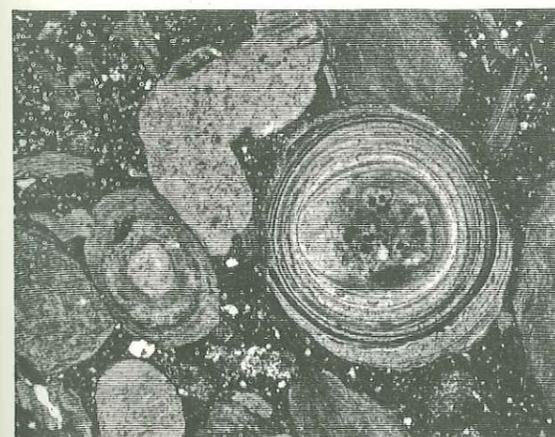
0,4 mm 3



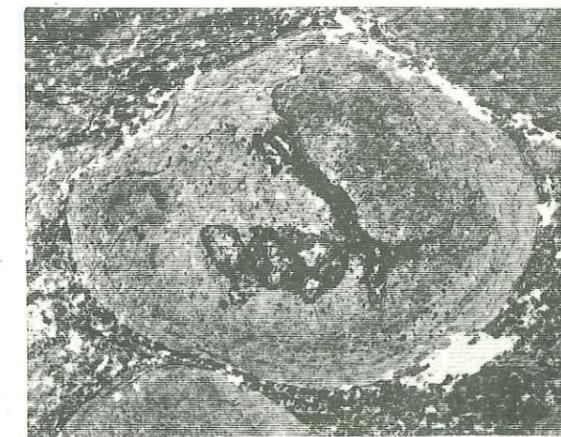
0,05 mm 4



0,4 mm 5



0,4 mm 6



0,4 mm 7

CONCLUSIONS

	page
I <u>SIGNIFICATION DE LA DISCONTINUITÉ ENTRE TRIAS ET "DOGGER" BRIANCONNAIS</u>	297
II <u>LES TROIS SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES DU "DOGGER" ET LES MODALITÉS DE LA TRANSGRESSION SUR L'ÎLE BRIANCONNAISE</u>	303
1/ Première séquence, dite des calcaires à Ostracodes	303
2/ Deuxième séquence, dite des calcaires en plaquettes de la Lauze	304
3/ Troisième séquence, dite des calcaires massifs de Champcella.	304
III <u>COMPARAISONS AVEC LES RÉGIONS VOISINES</u>	309
A - LE "DOGGER" DES ENVIRONS DE BRIANCON ET CELUI D'AUTRES RÉGIONS APPARTENANT À LA ZONE BRIANCONNAISE	309
B - LE "DOGGER" BRIANCONNAIS ET LE "DOGGER SUB- BRIANCONNAIS SUR LA TRANSVERSALE AU NORD DE BRIANCON	310
C - LE "DOGGER" BRIANCONNAIS ET SON HOMOLOGUE POSSIBLE DANS LE DOMAINE PIÉMONTAIS	312
IV <u>PASSAGE DES DÉPÔTS DE FAIBLE PROFONDEUR AUX DÉPÔTS PÉLAGIQUES PROFONDS</u>	313
V <u>CONCLUSION GÉNÉRALE</u>	319

CONCLUSIONS

L'image qui est donnée actuellement (BOURBON et al., 1975, 1976a) du Briançonnais au Lias supérieur - Dogger inférieur est celle d'une grande plate-forme émergée, séparant la mer delphino-helvétique à l'W, de l'océan piémontais en cours d'approfondissement à l'E. Sur cette grande île dont il reste les témoins depuis les Alpes ligures jusqu'aux nappes préalpines chablaisiennes et vaudoises, la mer est revenue progressivement à partir du Bathonien, laissant des dépôts de plus en plus profonds qui préluèrent aux effondrements généralisés consécutifs à l'ouverture téthysienne. Ces dépôts sont connus dans la bibliographie classique et les cartes géologiques sous le nom de "Dogger" (1). Ce sont les homologues des "Couches à Mytilus" des auteurs suisses.

Des réponses ont été apportées aux questions suivantes :

- signification de la discontinuité entre Trias et "Dogger" ?
- contenu lithologique et discontinuités internes aidant à comprendre les modalités de la transgression sur l'île briançonnaise ?
- relations avec les dépôts contemporains des régions voisines ?
- passage des dépôts de faible profondeur aux dépôts pélagiques profonds ?

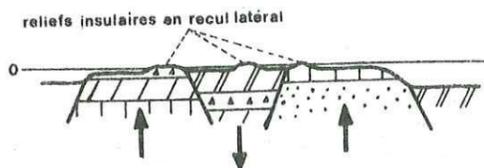
Toutes ces questions se ramènent en fait au problème de la dislocation de la plate-forme carbonatée briançonnaise et son intégration à la marge continentale du domaine océanique téthysien.

(1) ce mot est placé ici entre guillemets à cause de l'appartenance probable d'une partie de la formation qu'il désigne au Malm basal.

Fig. 49 A : Hypothèses concernant le mode d'ablation différentielle d'une partie des terrains triasiques au cours du Lias.

Dans l'hypothèse où les brèches dolomitiques supra-ladiniennes sont partout d'âge carnien et où le Norien, le Rhétien et le Lias inférieur ont recouvert continûment l'ensemble du domaine briançonnais, deux modes d'ablation d'une partie de ces terrains sous le Dogger peuvent être envisagés :

1- "nivellement phréatique"
ELLENBERGER (1958)



2- décoiffement anté-
"Dogger"

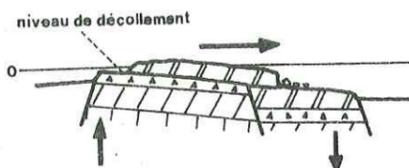
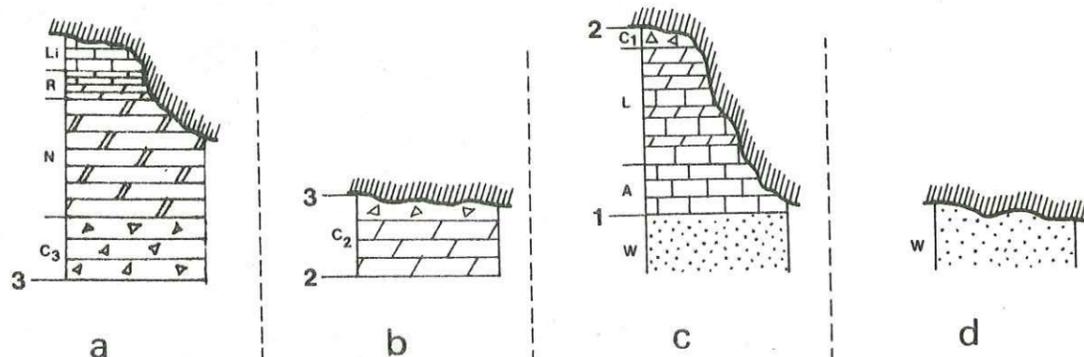


Fig. 49 B : Les différents types d'unités briançonnaises caractérisées par l'âge du substratum qui a reçu les premiers dépôts du Jurassique.



nappe de Peyre-Haute
s.s. et unité de la
Crête des Granges

Clot la Cime

nappes de Roche-
Charnière, de
Champcella et de
Peyre-Haute radica-
le, digitation de
la Font Sancte et
partie du Briançon-
nais interne.

Acceglio

W : Werfénien ; A : Anisien ; L : Ladinien ; C₁, C₂, C₃ : Carnien basal, moyen, supérieur ; N : Norien ; R : Rhétien ; Li : Lias inférieur
1-2-3 : niveaux de décollement (cf. fig. 2).

C'est ce que pourrait laisser supposer le fait suivant : chacune des unités briançonnaises peut être caractérisée -entre autres- par l'âge du substratum qui a reçu les premiers dépôts du Jurassique moyen-supérieur, à savoir (planche III, fig. 49 et tableau 5) :

- a) nappe de Peyre-Haute s.s. et l'unité de la Crête des Granges : Carnien supérieur, Norien, Rhétien et Lias inférieur ;
- b) unité de Ceillac p.p. (Clot la Cime) : Carnien moyen seul ;
- c) nappe de Roche Charnière, nappe de Champcella, nappe de Peyre-Haute radicale, faisceau du Béal Traversier, digitation de la Font Sancte, nappe du Châtelet s.s., nappe d'Assan, unité de Ceillac p.p. et unité de Côte-Belle : (Werfénien), Anisien, Ladinien et Carnien basal.
- d) zone d'Acceglio : Werfénien.

Or chacune de ces tranches de terrain correspond à ce qui sépare précisément deux niveaux gypseux, c'est-à-dire de décollement potentiel (MEGARD-GALLI, 1972a et fig. 2). Il est donc possible qu'un système de décoiffements d'âge Lias supérieur ou Dogger inférieur ait isolé chacune des assises et mis à nu les différents niveaux cités, les préparant alors à une érosion modeste (fig. 49). Une telle explication permet de rendre compte des types de superpositions stratigraphiques observés ; cependant, l'hypothèse de la tectogenèse de glissement conduit nécessairement à une morphologie très différenciée, avec de fortes dénivellées, ce qui est contradictoire avec l'observation faite de la régularité et de l'uniformité des faciès de plate-forme carbonatée du Dogger.

Ne peut-on imaginer encore que les dolomies noriennes ne se sont déposées que dans certaines unités et qu'ailleurs l'histoire des dépôts triasiques s'arrête aux brèches (DEBELMAS, 1955a) attribuées ici au Carnien basal ?

Mais il faut avouer que tout ceci n'est que pure hypothèse et qu'aucune trace tangible de l'histoire relative à cette période ne nous permet de donner la préférence à telle ou telle proposition.

Planche III :

Age du substratum des premiers dépôts du Jurassique.

Liaison avec les unités structurales actuelles.

Substratum d'âge :	directement surmonté par		Unités structurales
	le "Dogger"	le Malm	
Lias inférieur		⊙	nappe de Peyre-Haute s.s.
Rhétien	●	○	unité de la Crête des Granges
Norien	◆	◇	zone prépiémontaise
Carnien moyen	▲		Clôt la Cime
Carnien basal	▼	▽	Toutes les autres unités briançonnaises
Anisien-Ladinien	■	□	Cas particuliers pour la zone d'Acceglio :
Werfénien		☆	Permo-werfénien seul

La légende du schéma structural est donnée pages 24 et 25.

ZONE BRIANCONNAISE

entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes)

- 1 +
- 2 [diagonal lines]
- Z BRIANCONNAISE
- 3 [dots]
- 4 [horizontal lines]
- 5 [diagonal lines]
- 6 [diagonal lines]
- 7 [diagonal lines]
- 8 [diagonal lines]
- 9 [diagonal lines]
- 10 [horizontal lines]
- 11 [horizontal lines]
- 12 [horizontal lines]
- 13 [horizontal lines]
- 14 [horizontal lines]
- 15 [horizontal lines]
- 16 [grid]
- 17 [horizontal lines]
- 18 [horizontal lines]
- 19 [horizontal lines]
- 20 [diagonal lines]
- 21 [diagonal lines]
- 22 [diagonal lines]
- 23 [dots]
- Z PIEMONTAISE
- 24 [diagonal lines]
- 25 [solid black]
- 26 [dots]
- a [dashed line]
- b [dotted line]
- c [solid line]
- d [solid line]
- e [solid line]

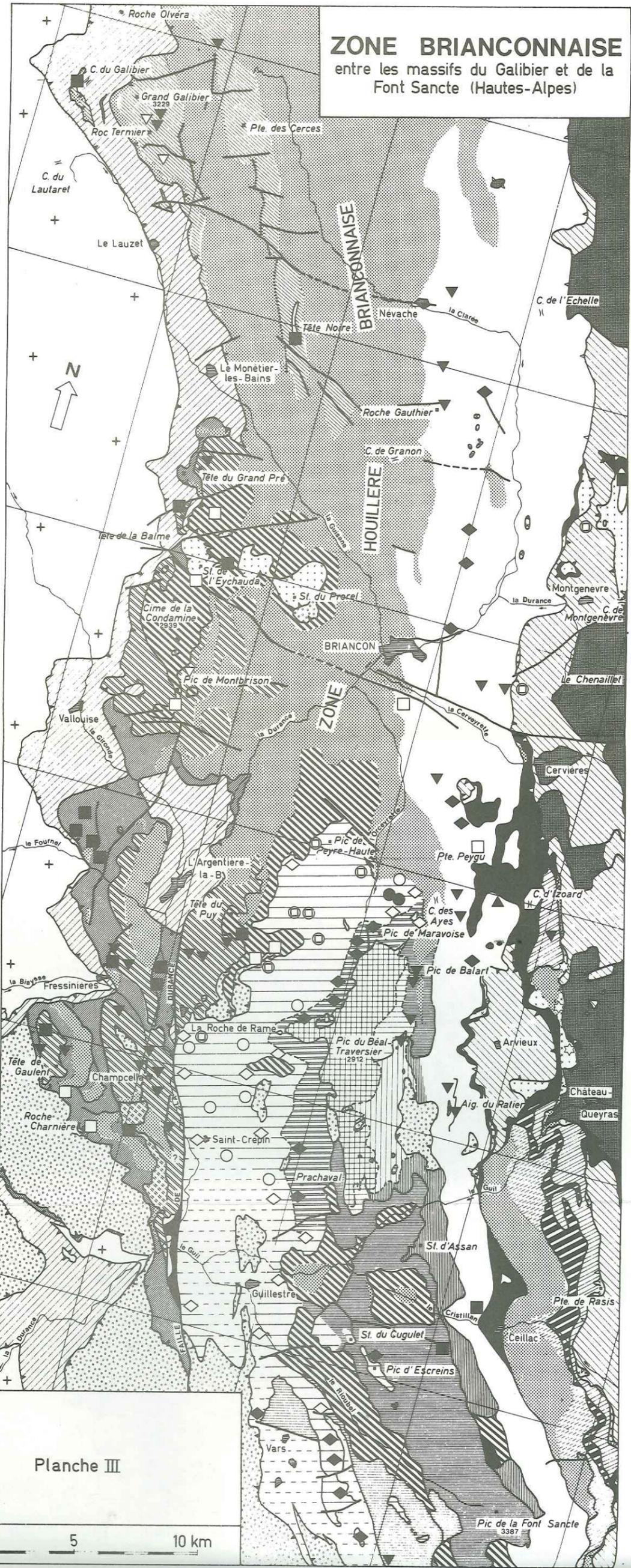


Planche III

0 5 10 km

II - LES TROIS SEQUENCES SEDIMENTAIRES DU "DOGGER" ET LES MODALITES
DE LA TRANSGRESSION SUR L'ILE BRIANCONNAISE

Les coupes les plus complètes du "Dogger" montrent la superposition de trois séquences sédimentaires principales séparées par des surfaces d'érosion, soulignées chacune par des conglomérats et parfois des hard-grounds ou des filons sédimentaires.

La séquence basale n'est connue jusqu'à présent que dans la nappe de Peyre-Haute ; la seconde a une extension plus vaste, notamment vers le Briançonnais interne ; la séquence sommitale est connue sur presque toute la surface du Briançonnais (planche IV).

Pour des raisons de commodité, chacune de ces séquences sera désignée ici par un nom spécifique.

1/ Première séquence, dite des calcaires à Ostracodes

Sa limite inférieure est marquée par un conglomérat d'épaisseur généralement réduite surmontant le Norien ou plus rarement le Rhétien (Rocher Roux).

Deux types de milieux de dépôts ont été reconnus, suivant les points :

- Milieux lagunaires avec influences marines réduites : Ils sont caractérisés par des dépôts organisés en sous-séquences de type deltaïque d'abord (conglomérats, schistes, charbons), puis de plate-forme carbonatée sub-émergée (calcaires noirs à Ostracodes, dolomies à fenestreae). On les rencontre dans la partie médiane de la nappe de Peyre-Haute (Crête de Catinat, Pic d'Escreins) où ils étaient peut-être protégés des influences marines par de légers reliefs (voir par exemple les horsts de la Moulière et de Guillestre ; fig. 40).

- Milieux protégés avec influences marines prédominantes : Il leur correspond, outre les faciès évoqués ci-dessus (mais alors non organisés en séquences), des calcaires de plate-forme interne à Foraminifères, Nérinées et oncolithes. Ces milieux se répartissent aux extrémités septentrionales (vallée de l'Orceyrette) et méridionale (Crête de Vars) de la nappe de Peyre-Haute. Des *Pseudocyclamina maynci* et *Pfenderina salernitana* du Bathonien supérieur ont été trouvées dans ces niveaux.

2/ Deuxième séquence, dite des calcaires en plaquettes de la Lauze.

Cette nouvelle séquence repose sur la précédente et, dans le domaine où elle en déborde l'aire de répartition, ^{elle repose} directement sur le Trias, vers le Briançonnais interne (nappe de Peyre-Haute radicale, digitation de la Font Sancte, couverture interne de la zone houillère briançonnaise, unités de Ceillac et de la Crête des Granges) ainsi qu'en quelques points du Briançonnais externe (2^e écaille et peut-être massif de la Séta). Elle est inconnue dans la nappe de Roche Charnière.

La limite inférieure est marquée par une surface d'érosion qui recoupe soit la séquence I, soit le Trias ; elle est souvent soulignée par un conglomérat auquel sont associés des débris végétaux (massif de la Séta, nappe de Peyre-Haute, Briançonnais interne). Localement, ce conglomérat peut être remplacé par un faciès particulier à oolithes chloriteuses (Crête des Granges).

Le faciès le plus constant -et très reconnaissable- est celui de calcaires fétides (mudstones à wackestones) très fossilifères (Foraminifères, polypiers, Rhynchonelles, Lamellibranches, Nérinées, Oursins, etc...) se débitant en plaquettes. Vers l'E (Briançonnais interne) ces calcaires se chargent en matériel détritique (quartz, lithoclastes).

Le milieu de dépôt correspond toujours à celui de plate-forme interne (faible profondeur, conditions d'énergie modérées, activité biologique importante) mais il est ici plus ouvert que dans le cas de la première séquence.

La dénomination de calcaires en plaquettes de la Lauze a été donnée en mémoire de C. PUSSENOT (1930) qui dès 1909 avait découvert et daté le premier le Bathonien fossilifère sur la transversale de Briançon, à la Lauze, près de Cervières. Cet âge a été confirmé depuis en de nombreux points du Briançonnais (BLANCHET, 1934 ; AUROUZE et BIZON, 1958 ; HOTTINGER, *in litt.*).

3/ Troisième séquence, dite des calcaires massifs de Champcella

La séquence supérieure est la plus largement représentée en Briançonnais, pratiquement dans toutes les unités, sauf localement où elle a probablement été érodée à diverses reprises entre le Malm et le Crétacé supérieur.

La limite inférieure correspond là encore à un conglomérat associé localement à des charbons et bien développé dans les environs de Champcella et à la Crête des Granges, plus réduit ailleurs (Peyre-Haute et couverture interne du Houiller briançonnais) ; en d'autres points le passage de la séquence II à la séquence III est marqué par une variation de faciès brutale (2^e écaille, Peyre-Haute, Briançonnais interne) ou localement par un grainstone à oolithes (Pic d'Escreins).

Le calcaire massif de Champcella comporte des grainstones et des packstones à intraclastes, oncolithes, gravelles, pellets, débris de fossiles micritisés ; il s'enrichit progressivement en entroques vers le haut, il comporte au sommet, seulement en Briançonnais externe des brèches (nappe de Roche Charnière) et des microbrèches (nappe de Champcella). Les faciès, dans cette troisième séquence, évoluent du bas vers le haut d'une manière qui suggère l'existence de variations dans les conditions du dépôt : à la base il s'agit de sédiments de milieux agités (grainstones) passant progressivement vers le haut à un milieu plus calme (packstones) ; la nature des éléments varie progressivement : les entroques se substituent du bas vers le haut aux oncolithes et aux débris de coquilles diverses ; simultanément les silicifications apparaissent. Par ailleurs les conglomérats basaux sont caractérisés par une forte hétérométrie des éléments et par le fait qu'ils sont dispersés dans une abondante matrice : ceci suggère qu'ils ont été mis en place en masse sur le fond marin.

Les conditions de la sédimentation déduites de ces observations caractérisent des sites un peu plus profonds que ceux de la séquence II, recevant du matériel sédimentaire à partir de milieu relativement plus littoraux : on est donc passé maintenant en plate-forme externe. Cette évolution est commandée par une tectogenèse typiquement distensive amorcée depuis le Trias (BAUD et MASSON, 1975) et qui a pour conséquence la subsidence enregistrée au cours de notre séquence III.

Quant à l'âge de ces calcaires de Champcella, ils ont été rapportés jusqu'alors au Dogger, notamment sur la foi de déterminations de polypiers faites par J. ALLOITEAU pour le compte de J. DEBELMAS (1955). Les microfaunes (Pseudocyclammînes surtout) ont, par contre, un cachet plus évolué que celles du Bathonien supérieur ; d'après L. HOTTINGER et par comparaison avec celles des Préalpes valaisannes, elles pourraient être rattachées aussi bien au Malm (p. 116). Il n'est donc pas exclu que les calcaires du "Dogger" atteignent l'Oxfordien dans la nappe de Champcella où le passage aux calcaires à zones siliceuses, bien datés du Malm, est transitionnel.

Planche IV :

Extension des principaux faciès du "Dogger".

Séquence I, dite des calcaires à Ostracodes

- ◆ faciès de milieux lagunaires prédominants.
- ◇ faciès de milieux marins protégés.

Séquence II, dite des calcaires en plaquettes de la Lauze

- faciès de plate-forme interne
- faciès de plate-forme interne avec conglomérat de base.

Séquence III, dite des calcaires massifs de Champcella

- faciès de plate-forme externe
- faciès de plate-forme externe avec conglomérat de base
- ▼ brèches et microbrèches saules

La légende du schéma structural est donnée pages 24 et 25.

ZONE BRIANCONNAISE

entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes)

- 1
- 2
- Z BRIANCONNAISE
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- Z PIEMONTAISE
- 24
- 25
- 26
- a
- b
- c
- d
- e

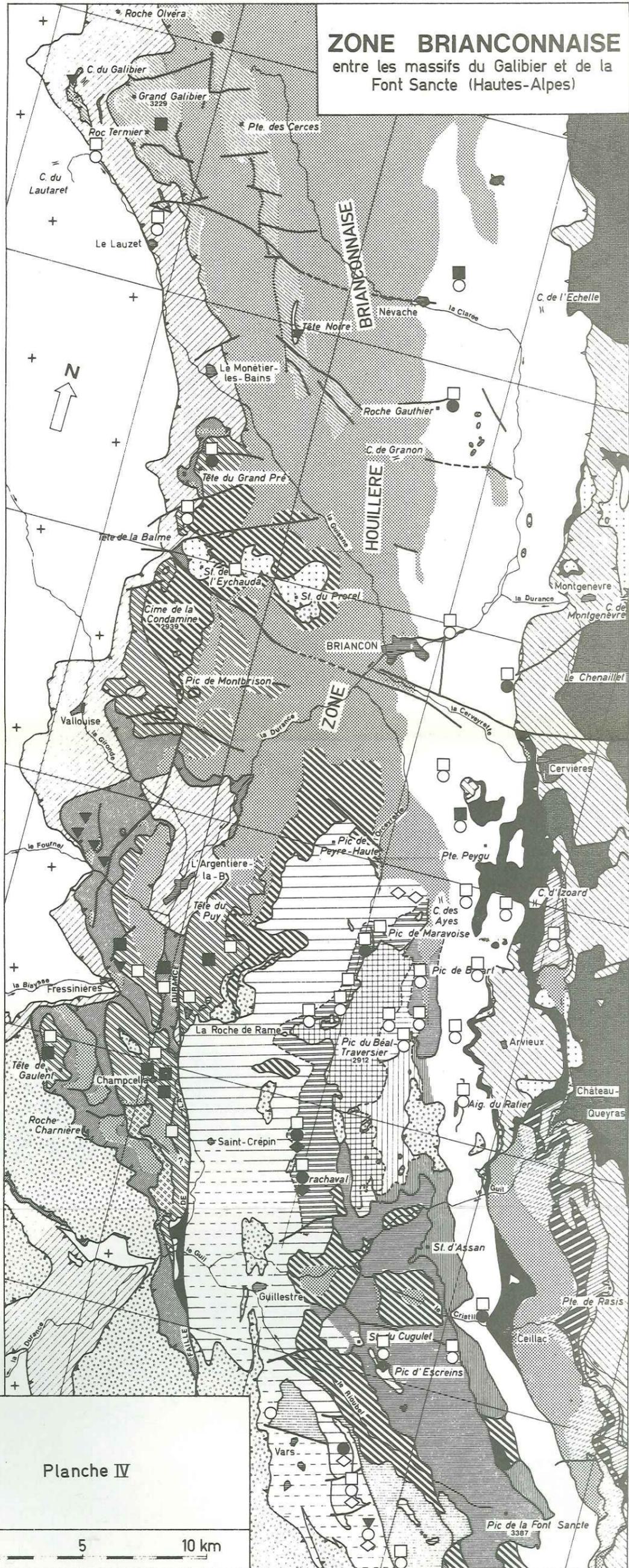


Planche IV

0 5 10 km

III - COMPARAISONS AVEC LES REGIONS VOISINES

A - LE "DOGGER" DES ENVIRONS DE BRIANCON ET CELUI D'AUTRES REGIONS APPARTENANT A LA ZONE BRIANCONNAISE

Le "Dogger" de la zone briançonnaise présente une suite de faciès réellement caractéristiques qui contrastent avec les faciès pélagiques marneux ou marno-calcaires à Ammonites du domaine dauphinois (BEAUDOIN, 1975). Il s'agit, au-dessus du Trias et localement de dépôts continentaux, de formations de plate-forme carbonatée avec des calcaires en plaquettes riches en débris de fossiles (plate-forme interne) et des calcaires massifs (plate-forme externe) : cette succession existe aussi bien en Haute-Uribe (GIDON, 1962), en Vanoise (Coupe du Chalet du Mone ; ELLENBERGER, 1958 p. 281), dans les Préalpes du Chablais (BADOUX, 1962 ; BADOUX et MERCANTON, 1962) où les "Couches à *Mytilus*" montent assez haut dans le Malm (RABOWSKY, 1918).

La transversale de la zone briançonnaise au droit de la Vanoise mérite une attention particulière pour les points de comparaison qu'elle peut offrir avec celle de Briançon ; on y rencontre deux groupes d'unités (ELLENBERGER, 1958) :

- un ensemble externe, qui est le prolongement direct de la zone houillère briançonnaise, mais dont la couverture mésozoïque (qui serait l'homologue des séries étudiées dans ce mémoire) a disparu par érosion récente.

- un ensemble interne, où la couverture mésozoïque par contre est connue.

On ne peut donc comparer ici le Dogger briançonnais qu'avec son homologue appartenant à un domaine à la fois plus interne et situé plus au N. Deux traits peuvent être soulignés ; d'une part, c'est la présence sous le Dogger typique de Vanoise, de bauxites -preuve matérielle de l'émersion au cours du Lias supérieur-Bajocien- maintenant transformées en niveaux à chloritoïde (ELLENBERGER, 1955). C'est d'autre part la polarité très nette, reconnue par F. ELLENBERGER, concernant l'importance du détritisme terrigène et notamment quartzeux qui augmente d'W en E jusqu'à la présence de véritables quartzites au début du Dogger. Cela conduisit F. ELLENBERGER à concevoir l'existence vers l'E, d'une terre émergée au Dogger. Un gradient comparable dans la répartition du quartz détritique se retrouve d'ailleurs dans les Préalpes (BADOUX, 1962 ; BADOUX et MERCANTON, 1962).

Z. J. Acylo

Dans la région de Briançon, la preuve directe d'une émergence entre Lias et Dogger n'a pu être apportée, ainsi qu'il a été dit plus haut ; on rencontre bien des conglomérats à galets roulés et de petits corps charbonneux, mais ceux-ci sont resédimentés en milieu marin jusque sur la plate-forme externe, à partir d'une source qui n'est pas dans le domaine d'affleurement actuel. Etant donné par ailleurs que les traces les plus importantes de détritisme quartzeux se rencontrent en Briançonnais interne, on peut évoquer là encore l'existence au Jurassique d'une terre émergée s'étendant loin à l'E des affleurements du Briançonnais actuel, érodée assez profondément et caractérisée par une morphologie assez plate ; il peut s'agir de la zone d'Acceglio, où les calcaires du Jurassique reposent directement sur les quartzites werféniens. Cette zone jouerait le rôle à cet égard de ce que F. ELLENBERGER (1958) avait désigné sous le nom de "terre pennique". La reconquête par la mer de la grande île briançonnaise serait intervenue à partir du bassin dauphinois de plus en plus tardivement des zones externes vers les zones internes.

Dans une conception paléogéographique cylindriste, ce territoire émergé aurait disparu sous les unités charriées d'origine plus interne pour la transversale de Briançon ; il serait en partie conservé (série de Val d'Isère-Ambin) en Vanoise.

B - LE "DOGGER" BRIANÇONNAIS ET LE "DOGGER" SUBBRIANÇONNAIS SUR LA TRANSVERSALE AU NORD DE BRIANÇON

La zone subbriançonnaise est ici constituée d'un empilement d'écailles décollées au sommet du Trias ; elles peuvent être regroupées en deux digitations respectivement du Petit-Galibier et du Lauzet-Roche Olvera.

D'après J. DEBELMAS (1961b) ainsi que d'après nos propres observations, le "Dogger" de la digitation du Petit-Galibier comporte trois termes superposés de bas en haut, soit directement au-dessus du Trias (coupe des Sestrières, fig. 50) :

- des calcaires très fossilifères, en plaquettes ayant livré un polypier (*Cladophyllia radiata*, KOPY) daté du Bajocien-Bathonien supérieur ;
 - des calcaires massifs en gros bancs ;
 - une brèche puissante assimilée à la brèche du Télégraphe (définie plus au N, entre Valloire et la vallée de la Maurienne).
- Au-dessus viennent des calcschistes noirs réputés oxfordiens.

LE DOGGER DANS LA ZONE SUBBRIANÇONNAISE

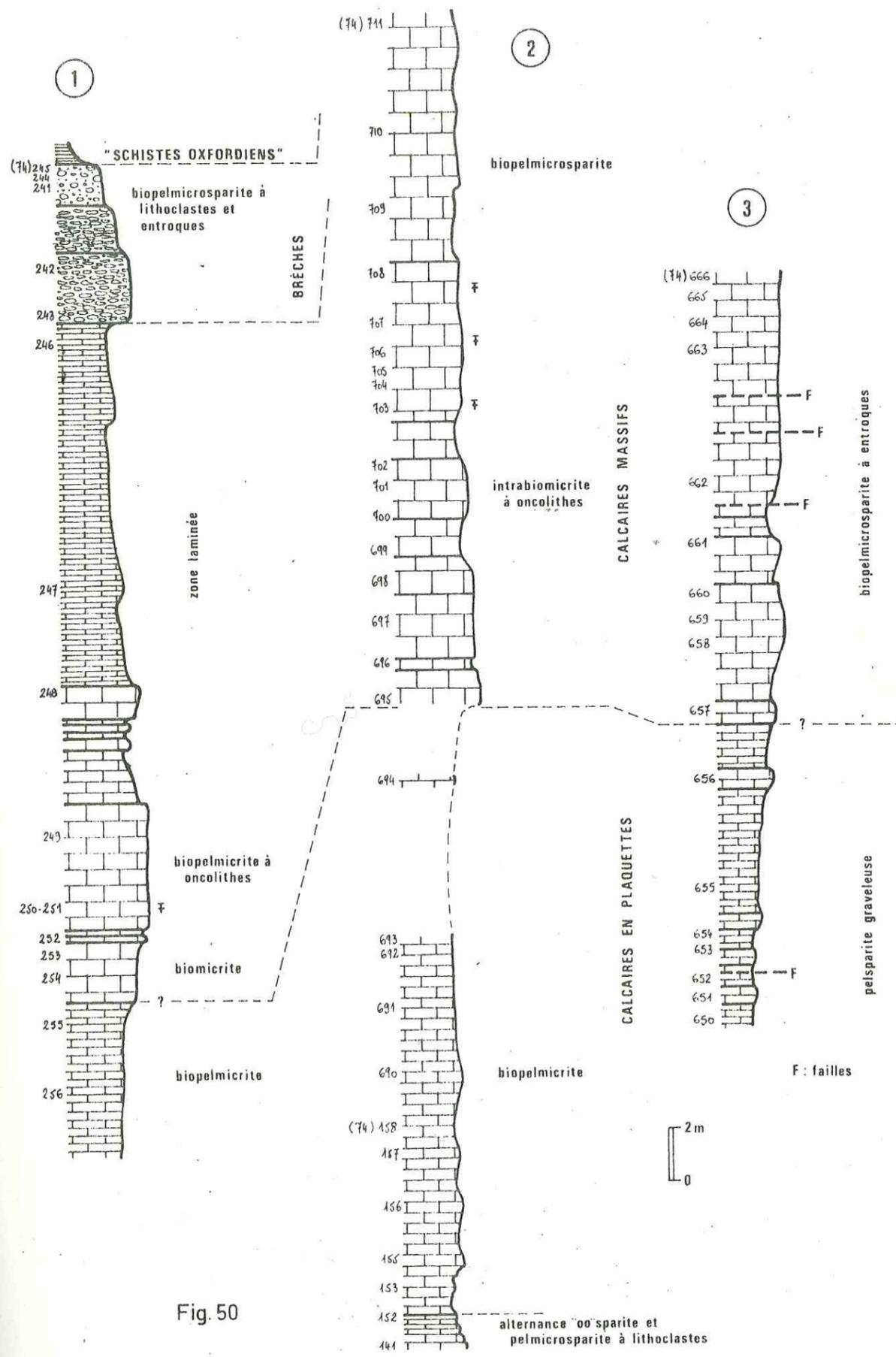


Fig. 50

Dans la digitation du Lauzet-Roche Olvera, plus interne que la précédente, une succession comparable se retrouve (coupe de la Lauzière, fig. 50), à ceci près que la brèche du Télégraphe est remplacée par de simples intercalations microbréchiques (BARBIER, 1963).

Ainsi, dans les domaines briançonnais et subbriançonnais au Nord de Briançon, retrouve-t-on, de la même manière :

- le contact direct du "Dogger" avec le Trias, et l'absence du Lias, ainsi que J. DEBELMAS l'a clairement démontré (1961) ;
- le même ordre de grandeur des épaisseurs ;
- la superposition de faciès de plate-forme interne (calcaires en plaquettes très fossilifères) et de plate-forme externe (calcaires en bancs massifs) ;
- l'existence d'un niveau bréchi que au sommet du "Dogger" comme dans les unités briançonnaises externes (nappes de Roché Charnière et de Champcella).

Les brèches sommitales sont plus puissantes et plus grossières dans l'unité subbriançonnaise externe, suggérant ainsi la polarité dans la direction des transports.

Il est donc pas possible de distinguer radicalement pour le Dogger les domaines paléogéographiques briançonnais et subbriançonnais aux environs de Briançon. La zone de passage des dépôts de plate-forme avec les dépôts pélagiques à Ammonites (type dauphinois) a maintenant disparu, ou au moins, a été oblitérée par l'effet des chevauchements alpins. La situation est assez différente de celle qui a été observée plus au N entre Maurienne et Tarentaise, où, dans la zone subbriançonnaise, le Lias est présent et où les coupes sont plus puissantes et plus continues (BARBIER, 1948). Nous retenons seulement ici l'idée de l'unicité des domaines briançonnais et subbriançonnais au Lias et au Dogger pour les transversales du Galibier et de Briançon.

C - LE "DOGGER" BRIANÇONNAIS ET SON HOMOLOGUE POSSIBLE DANS LE DOMAINE PIÉMONTAIS.

Il apparaît ainsi que des masses importantes de carbonates de plate-forme triasiques (jusqu'à 1.000 m d'épaisseur ; cf. supra) ont disparu, probablement par érosion entre Lias et Dogger, puisque le Jurassique vient à reposer par endroits directement jusque sur le socle varisque briançonnais (zone d'Acceglio).

niels au sous dépôts!

Le problème du sort de ces matériaux se pose dès lors : on sait qu'au-dessus du Lias à *Amioceras* de la série du Gondran, viennent des brèches et des microbrèches granulo-classées qui, bien que non datées, pourraient représenter le Lias supérieur-Dogger (M. LEMOINE, 1967 et 1971) ; on peut donc imaginer qu'une partie des produits de l'érosion de l'île briançonnaise étaient épandus sur les pentes sous marines de l'océan piémontais ; il faut constater cependant qu'aucune formation détritique comparable n'est connue du côté dauphinois, mais étant donné l'importance des rapprochements tectogéniques entre la zone briançonnaise et le domaine externe, ceci ne démontre pas pour autant la notion -d'ailleurs envisageable- d'un profil asymétrique pour l'île briançonnaise, avec des escarpements de failles du côté piémontais et une pente douce du côté du Massif Central français.

IV - PASSAGE DES DEPOTS DE FAIBLE PROFONDEUR AUX DEPOTS PELAGIQUES PROFONDS

L'évolution des faciès au travers des trois séquences du "Dogger" traduit -nous l'avons vu- une ouverture progressive vers le large et un approfondissement des milieux de dépôts, mais ceci toujours sur une plate-forme ; à partir du Malm, cet approfondissement va s'accélérer rapidement et la sédimentation va devenir typiquement pélagique et va même se produire par endroits au-dessous du niveau de compensation des carbonates (BOURBON, 1976).

Les datations obtenues montrent que cet enfoncement a été très rapide puisqu'il se situe entre la date du dépôt des calcaires de Champcella (Dogger supérieur - tout début du Malm) et du marbre de Guillestre (Oxfordien moyen). On ne peut cependant penser que cet enfoncement a été brutal ; on peut dire tout au plus qu'il n'y a quasiment pas eu de sédiment pour enregistrer les événements relatifs à la période correspondante.

Le passage des calcaires de plate-forme aux dépôts pélagiques se fait au travers d'une succession de faciès assez constante d'une coupe à l'autre du Briançonnais, à savoir :

- 1) des sédiments de plate-forme carbonatée : il s'agit, de dépôts de lagune, puis de plate-forme interne à haute productivité biologique, ensuite de zone turbulente, enfin de plate-forme externe alimentée à partir de la zone littorale ;

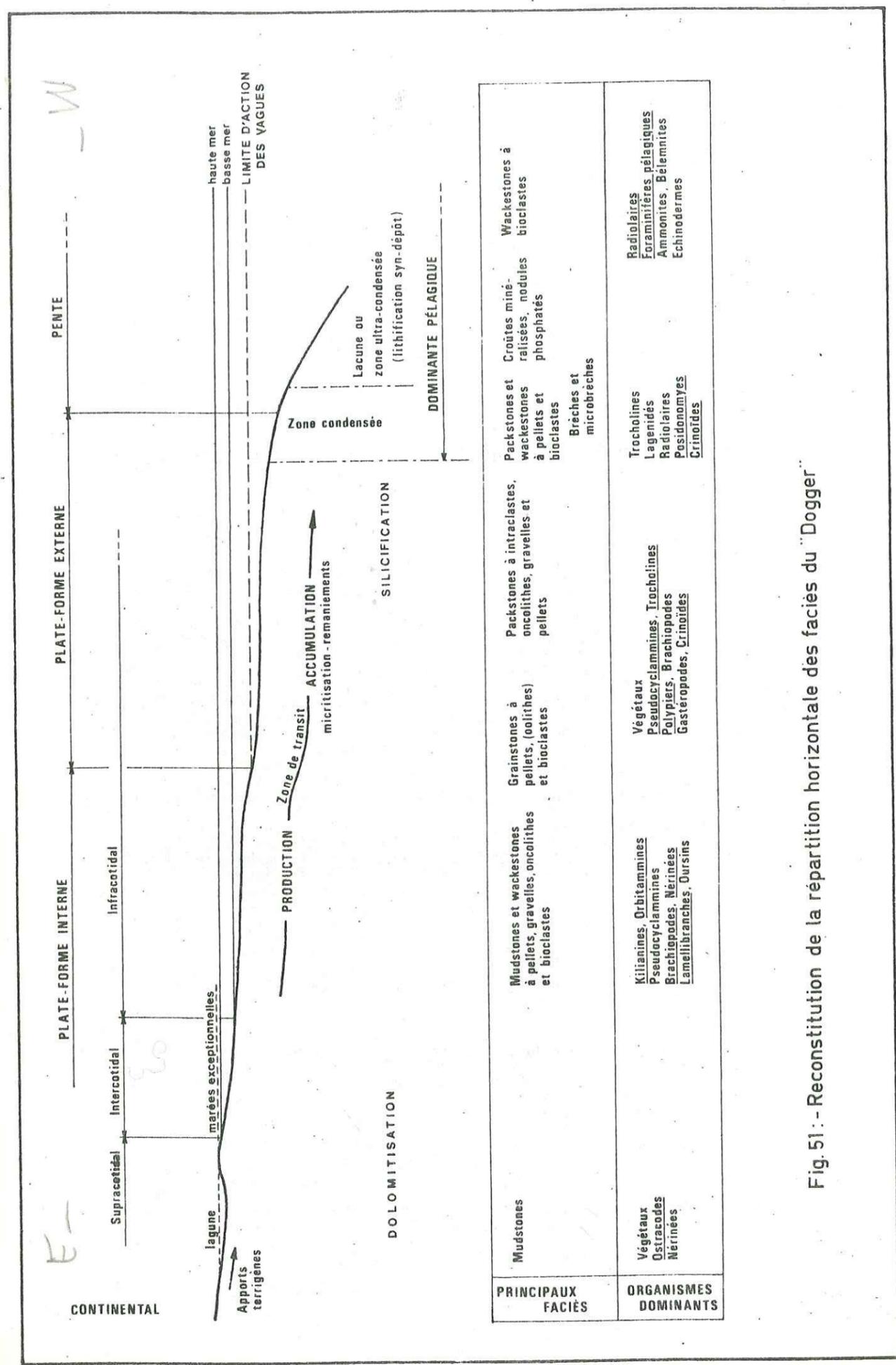


Fig. 51: - Reconstitution de la répartition horizontale des faciès du "Dogger"

2) des calcaires crinoïdiques, associés à des organismes pélagiques (Ammonites, Posidonomyes), en corps parfois lenticulaires, ou très minces, mais toujours présents ;

3) des dépôts condensés de pentes sous-marines, cette condensation traduisant l'appauvrissement de la sédimentation carbonatée, l'arrêt des apports issus de la plate-forme et la raréfaction de la sédimentation pélagique, étant peut-être due à l'influence de courants profonds et à l'instabilité des dépôts sur des pentes trop fortes pour qu'ils puissent s'y conserver. Ces dépôts sont minces mais il peut y avoir apparence de continuité entre les faciès moins profonds et plus profonds (nappe de Peyre-Haute, p. 209) ; le passage des uns aux autres peut être accompagné de la production de matériel détritique (brèches et microbrèches ; nappe de Roche Charnière : p. 74 ; nappe de Champcella, p. 105 ; Galibier, p. 148). Il peut y avoir aussi une réelle discontinuité soulignée par une surface durcie (nappe de Roche Charnière), avec des encroûtements siliceux, ou des nodules phosphatés (Crête de Vars, p. 240-244).

4) des formations pélagiques de mer profonde (BOURBON, 1976), soit carbonatées et déposées au-dessus de la surface de compensation de l'aragonite (marbre de Guillestre), ou entre les surfaces de compensation de l'aragonite et de la calcite, (calcaires à zones siliceuses de la nappe de Champcella), soit siliceuses, et alors au-dessous de la surface de compensation de la calcite (nappe de Roche Charnière, p. 89).

L'un des intérêts principaux de l'évolution de cette série jurassique briançonnaise tient à la généralité du modèle sédimentologique auquel elle peut être rapportée ; un tel enchaînement de faciès caractéristiques a en effet été enregistrée dans des conditions paléogéographiques comparables dans le Trias des Alpes calcaires septentrionales (SANTHEIN, 1965), et fort souvent dans le Lias et le Jurassique méditerranéens, en divers points et à divers étages suivant l'âge variant avec le lieu des effondrements pré-téthysiens (AUBOUIN, 1964 ; CROS, 1966 ; JENKINS, 1971 a et b ; BERNOULLI et JENKINS, 1974).

Si maintenant l'on applique la loi de WALTER-GOLOWKINSKY et que l'on considère une telle succession comme étant à l'image des dispositions paléogéographiques à une époque donnée, le profil obtenu (fig. 51) illustre ce qu'a pu être l'aspect de la transversale à la côte de l'île briançonnaise à la fin du Jurassique moyen. Une telle image a d'ailleurs été fort transitoire, puisque des dépôts de plate-forme interne datés du Bathonien supérieur allaient être recouverts de formations pélagiques profondes dès l'Oxfordien moyen.

Planche V :

Répartition des types de faciès intermédiaires entre
le "Dogger" de plate-forme et le Malm bathypélagique".

faciès intermédiaires :

- ▼ brèches
- ★ "microbrèche cendrée" : packstones à lithoclastes, entroques et pellets.
- ⊙ microbrèche noduleuse ou microbrèche rouge
- ☆ wackestones ou packstones à entroques et Posidonomyes
- ◐ hard-grounds { surmontant le "Dogger"
- ▼ hard-grounds { surmontant le Trias
- hard-grounds et nodules phosphatés
- ☆ faciès divers à entroques

faciès du Malm bathypélagique sus-jacent :

- G calcaire noduleux de Guillestre
- S calcaires à zones siliceuses
- R pélites et jaspes (radiolarites)
- O calcschistes et pélites dits "oxfordiens"
(~ Terres noires).

La légende du schéma structural est donnée pages 24 et 25.

ZONE BRIANCONNAISE

entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes)

- 1 [Symbol]
- 2 [Symbol]
- Z BRIANCONNAISE
- 3 [Symbol]
- 4 [Symbol]
- 5 [Symbol]
- 6 [Symbol]
- 7 [Symbol]
- 8 [Symbol]
- 9 [Symbol]
- 10 [Symbol]
- 11 [Symbol]
- 12 [Symbol]
- 13 [Symbol]
- 14 [Symbol]
- 15 [Symbol]
- 16 [Symbol]
- 17 [Symbol]
- 18 [Symbol]
- 19 [Symbol]
- 20 [Symbol]
- 21 [Symbol]
- 22 [Symbol]
- 23 [Symbol]
- Z PIEMONTAISE
- 24 [Symbol]
- 25 [Symbol]
- 26 [Symbol]
- a [Symbol]
- b [Symbol]
- c [Symbol]
- d [Symbol]
- e [Symbol]

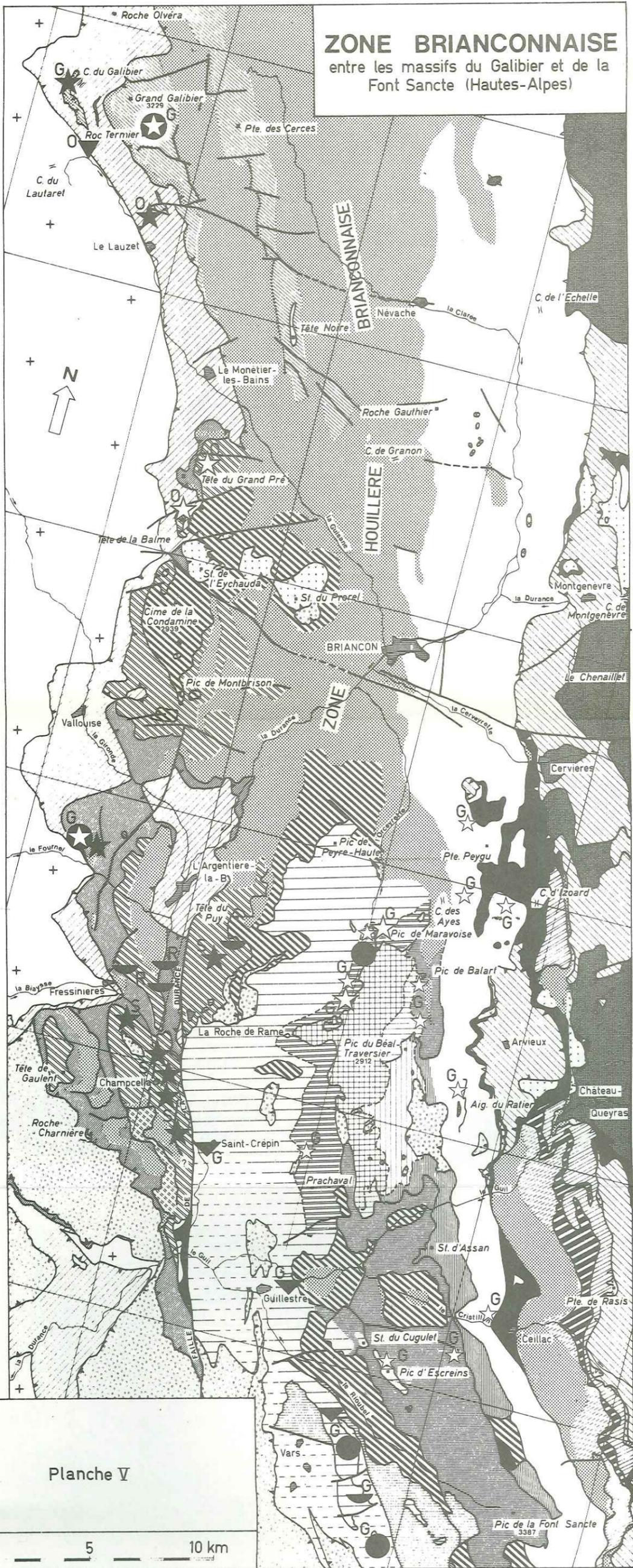


Planche V

0 5 10 km

V - CONCLUSION GENERALE

Les observations présentées permettent d'esquisser ce que fut l'histoire de la région briançonnaise au milieu du Jurassique.

Au départ, il y avait l'immense plate-forme épivarisque, continue de l'Europe à l'Afrique, et supportant une couverture régulière et continue, puissante par endroits, faite de sédiments carbonatés, évaporitiques ou finement détritiques et déposés à fleur d'eau.

A partir du Lias moyen, intervient une "révolution paléogéographique" (BOURBON et al., 1973) qui conduisit à la "désintégration" de cette plate-forme, c'est-à-dire à la différenciation d'une morphologie contrastée, avec des zones où la sédimentation devenait franchement pélagique (Lombardie ; BERNOULLI, 1964 ; CASTELLARIN, 1965), d'autres où la profondeur n'était probablement pas extrême, mais où la vitesse de subsidence était à peu près compensée par l'importance des apports sédimentaires (le domaine helvético-dauphinois), d'autres encore qui émergeaient, à savoir la zone briançonnaise, et quelques annexes du côté subbriançonnais.

Cette phase a été mise en relations avec l'ouverture de la Téthys (BERNOULLI et JENKYNS, 1974) et la logique de l'émersion briançonnaise faisant exception dans ce contexte a été discutée par M. LEMOINE (1975) et par M. BOURBON et al., (1976a).

Les soulèvements qui ont engendré cette émersion, enregistrée par des dépôts continentaux locaux, ont été fort inégaux suivant les unités briançonnaises, comme en témoignent les profondeurs différentes des niveaux d'érosion atteints dans chacune d'elles ; mais il n'y a aucune indication en faveur de l'existence de reliefs élevés pendant cette période ; on n'a pas pu reconstituer non plus les mécanismes ayant présidé à l'ablation des terrains qui manquent : érosion sub-aérienne banale ? érosion par dissolution en milieu karstique ? ou glissement de panneaux de la couverture le long d'horizons gypseux privilégiés ? chacune de ces hypothèses rencontrant des contradictions dans les faits.

Toujours est-il qu'au Bathonien, l'île briançonnaise, très vaste le long des structures actuelles, depuis les Alpes ligures jusqu'aux Préalpes suisses au moins, probablement très large aussi entre la mer delphino-helvétique et l'océan piémontais, présentait une surface assez aplanie sur laquelle la mer est revenue.

Contradict - avec p. 310

Dans un premier temps, il n'y a que des lagunes à Ostracodes, installées dans les creux et recevant des débris végétaux de leurs rives. Dans un second temps, après un épisode d'enfoncement relatif léger accompagné d'une reprise de l'érosion et de la production de conglomérats, la sédimentation de plate-forme interne s'installe sur la presque totalité de l'île briançonnaise ; il s'agit d'un milieu de faible énergie, protégé des influences de la mer ouverte, riche en matière organique et colonisé par une abondance de petits invertébrés. Certains îlots sont encore hors d'atteinte de la mer, l'érosion se poursuit à leur niveau ; elle alimente la sédimentation en quartz détritique, surtout en Vanoise et quelque peu en Briançonnais interne (unité de Ceillac).

Ailleurs, la nouvelle reprise de l'érosion qui marque l'épisode suivant dans l'enfoncement du Briançonnais et le troisième temps de son histoire au Dogger a probablement fait disparaître ce qui venait de se déposer ; vers la fin du Bathonien en effet, l'immersion se généralise ; elle est dès lors définitive jusqu'à l'heure de l'orogénèse alpine ; la sédimentation passe alors en chaque point par une phase de turbulence, puis redevient plus tranquille, en milieu de mer ouverte ; des galets, des débris végétaux et du matériel bioclastique se resédimentent dans ce milieu à partir de la zone littorale proche.

Vers la fin du Callovien ou le début de l'Oxfordien, le mouvement d'enfoncement récemment commencé va s'accélérer, créant par endroits des pentes trop fortes pour que des sédiments puissent s'y conserver ; des filons sédimentaires s'ouvrent par places, et se remplissent de sédiment frais témoignant du caractère distensif de ces déformations qui sont simultanément enregistrées par la production de brèches parfois puissantes mais d'extension locale.

Le Briançonnais apparaît désormais comme une aire de sédimentation située pour certaines de ses parties à une profondeur voisine de celle de la compensation des carbonates et localisée entre la mer épicontinentale subalpine d'un côté et les fonds océaniques en cours de création de l'autre. L'un des caractères spécifiques du Briançonnais est le retard avec lequel cette zone paléogéographique a été incorporée à l'océan Téthysien ; la connaissance du détail de son histoire au Dogger était indispensable pour interpréter une telle singularité.

Carlier

B I B L I O G R A P H I E

- ABBAS M., (1974).- Métamorphisme des argiles dans le Rhétien des Alpes Sud-occidentales. Etude minéralogique et géochimique. Thèse 3^e cycle, Strasbourg, 73 p.
- AGIP MINERARIA, (1959).- Atlante delle Microfacies Italiane. S. Donato Milanese - Milano.
- AUBOUIN J., (1964).- Réflexions sur le faciès "Ammonitico rosso". Bull.Soc.Géol.Fr., (7), t. VI, p. 475-501.
- AUROUZE G. et BIZON J.J., (1958).- Rapports et différences des deux genres de Foraminifères : *Kilianina* (Pfender) et *Meyendorffina* n. gen. Rev.Micropal., vol. I, n° 2, p. 67-74.
- BADOUX H., (1962).- Géologie des Préalpes valaisannes (Rive gauche du Rhône). Mat.Carte Géol. Suisse, NS, 113.
- BADOUX H. et MERCANTON Ch.H., (1962).- Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais. Eclogae geol.Helv., 55, p. 135-188.
- BADOUX H. et de WEISSE G., (1959).- Les bauxites siliceuses de Dréveneuse (Préalpes valaisannes). Bull.Soc.vaud.Sc.Nat., 67, n° 300, p. 169-177.
- BARBIER R., (1942).- Les zones subbriançonnaise et ultradauphinoise au Nord du Pelvoux. Ann.Univ.Grenoble, t. XVIII. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 23.
- BARBIER R., (1948).- Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère. Mém.Serv.Carte Géol.Fr., 291 p.

BARBIER R., (1951).- La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. Ses conséquences pour une corrélation d'ensemble des zones penniques de ces trois pays. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 29, p. 3-46.

BARBIER R., (1963).- La zone subbriançonnaise dans la région du Galibier. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 39, p. 247-257.

BARBIER R., BLOCH J.P., DEBELMAS J., ELLENBERGER F., FABRE J., FEYS R., GIDON M., GOGUEL J., GUBLER Y., LANTEAUME M., LATREILLE M. et LEMOINE M. (1963).- Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée.
In : Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot.
Mém.HS Soc.Géol.Fr., t. 2, p. 331-377.

BARBIER R. et DEBELMAS J., (1961).- Les domaines de sédimentation dans la zone subbriançonnaise. C.R.Ac.Sc., t. 252, p. 916-918.

BARBIER R. et DEBELMAS J., (1966).- Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au Nord du Pelvoux (Alpes occidentales). Géol.Alpine, t. 42, p. 97-107.

BARFETY J.C., (1965).- Etude géologique des environs du Monétier-les-Bains (Hautes-Alpes), zones subbriançonnaise et briançonnaise. Thèse 3e cycle, Grenoble.

BARFETY J.C., (1967).- Au sujet d'une série post-triasique inhabituelle dans la zone briançonnaise, près de Névache (Hautes-Alpes). Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 43, p. 41-45.

BARFETY J.C., (1968).- Importance des failles et des glissements superficiels dans le massif de Montbrison et ses environs - Briançon (Hautes-Alpes). Géol. Alpine, t. 44, p. 49-54.

BARFETY J.C., (1972).- Les variations du Trias médio-supérieur dolomitique et leur répartition dans la zone briançonnaise entre la Vallée Etroite et le Guil (Hautes-Alpes). C.R.Ac.Sc., t. 274, p. 636-639.

BARFETY J.C., DEBELMAS J. et GIDON M., (1972).- Contribution à l'étude du Carnien briançonnais : la coupe remarquable de Cugulet, près de Guillestre (Hautes-Alpes). Géol.Alpine, t. 48, p. 159-163.

BARFETY J.C., et GIDON M., (1975).- La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France). C.R.Ac.Sc., t. 281, p. 1677-1680.

BARFETY J.C., GIDON M. et KERCKHOVE C., (1968).- Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises. C.R.Ac.Sc., t. 267, p. 394.

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

BAUD A., (1972).- Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. Eclogae geol.Helv., 65, p. 43-55.

BAUD A. et MASSON H., (1975).- Preuves d'une tectonique de distension dans le domaine briançonnais : failles conjuguées et paléokarst à Saint Triphon (Préalpes médianes, Suisse). Eclogae geol.Helv., 68, p. 131-145.

BAUD A. et MEGARD-GALLI J., (1975).- Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase préocéanique : cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes. IX^{ème} Congrès International de Sédimentologie Nice. Thème 5 - Synthèse sédimentologique des bassins sédimentaires, t. 1, p. 45-50.

BEAUDOIN B., (1975).- Le Bassin subalpin au Jurassique : évolution sédimentaire d'une zone mobile diversifiée. IX^{ème} Congrès International de Sédimentologie, Nice - Thème 5, Synthèse sédimentologique des bassins sédimentaires, t. 1, p. 51-60.

BERNOULLI D., (1964).- Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Geol.Karte Schweiz Beitr., NS, vol. 118, 134 p.

BERNOULLI D. et JENKYN H.C., (1974).- Alpine, Mediterranean, and central Atlantic Mesozoic facies in relation to the early evolution of the Tethys. In : Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Soc. of Ec.Paleont. and Mineral., Sp. pub. n° 19, p. 129-160.

- BERTRAND L., (1909).- Observations à propos des faciès néritiques du Bathonien dans les Alpes.
Bull.Soc.Géol.Fr., (4), t. 9, p. 344.
- BIENNER F., FEYS R. et LOUIS M., (1958).- Des "charbons" d'origine marine. Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. 8, p. 131-135.
- BLANCHET F., (1923).- Aperçu tectonique et stratigraphique sur le Massif d'Escreins (Hautes-Alpes).
Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 151, t. XXVII, p. 167-168.
- BLANCHET F., (1930).- Sur quelques faits nouveaux ou peu connus de la géologie du Briançonnais méridional (Massif d'Escreins, Hautes-Alpes).
C.R.Ac.Sc., t. 191, p. 849.
- BLANCHET F., (1933).- Sur l'âge des Marbres de Guillestre, roche caractéristique du Malm du Briançonnais.
C.R.Ac.Sc., t. 196, p. 632.
- BLANCHET F., (1934).- Etude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes et Basses-Alpes).
Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 19, (Thèse) Grenoble.
- BLANCHET F., (1936).- Sur l'extension du Bathonien dans les zones intra-alpines au sud de la Guisane.
C.R.Ac.Sc., t. 202, p. 232.
- BLANCHET F., (1938).- Sur la tectonique de la rive gauche de la Durance aux environs de la Roche de Rame (Hautes-Alpes) et ses rapports avec les nappes du Guil.
C.R.Ac.Sc., t. 207, p. 1429.
- BLOCH J.P., (1966).- Le Permien du domaine briançonnais ligure.
Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa, p. 99-115.
- BORNAND M., (1969).- Les sols rouges du confluent Rhône-Isère.
Sci. du Sol, n° 2, p. 3-27.
- BOTTNER P.P., (1971).- La pédogenèse sur roches mères calcaires dans une séquence bioclimatique méditerranéo-alpine du Sud de la France.
Thèse Sc. Montpellier, 280 p.
Mém.Serv.Carte Géol. Als.Lorr.

- BOTTNER P.P. et PAQUET H., (1972).- La pédogenèse sur roches mères calcaires tendres dans les étages bioclimatiques montagnard, subalpin et alpin dans les Préalpes françaises du Sud. Sc.Sol, n° 1, p. 63-78.
- BOURBON M., (1969).- Filons sédimentaires dans le Trias dolomitique du massif de Peyre-Haute au Sud de Briançon (zone briançonnaise).
C.R.Ac.Sc., t. 269, p. 305-307.
- BOURBON M., (1971a).- Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des lacunes et des condensations de la série pélagique briançonnaise. Thèse 3^e cycle, Fac.Sci.Paris.
- BOURBON M., (1971b).- Un exemple de série pélagique extrêmement condensée, en zone briançonnaise, au Nord-Ouest de Serre-Chevalier (Hautes-Alpes).
C.R.Ac.Sc., t. 273, p. 1899-1902.
- BOURBON M., (1971c).- Structure et signification de quelques nodules ferrugineux, manganésifères et phosphatés liés aux lacunes de la série crétacée et paléocène briançonnaise.
C.R.Ac.Sc., t. 273, p. 2060-2062.
- BOURBON M., (1972).- Un exemple de série pélagique condensée avec variations d'épaisseur très rapides dans le Malm briançonnais : les coupes de la Condamine, à l'Ouest de Briançon (Hautes-Alpes).
C.R.Ac.Sc., t. 274, p. 2631-2634.
- BOURBON M., (1976).- Reconstitution paléomorphologique de fonds marins sur la marge nord-téthysienne : le Jurassique supérieur et le Crétacé briançonnais dans les unités de Roche Charnière et de Champcella et dans le massif Galibier-Cerces. Colloque final de l'ATP : "Géodynamique de la Méditerranée Occidentale et de ses abords" (sous presse).
- BOURBON M., CARON J.M., GRACIANSKY P.C.de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et MERCIER D., (1976).- The Mesozoic evolution of the Western Alps : birth and development of a part of the spreading oceanic Tethys and of its european continental margin.
XXV^e Congrès-Assemblée plénière de Split, Yougoslavie.
Symposium sur l'Histoire Structurale des Bassins Méditerranéens (sous presse).

BOURBON M., CHENET P.Y., FAURE P., GIDON M. et REAU J., (1976).-
Existence au Malm-Crétacé de profondes érosions à la marge
externe de la zone briançonnaise (Alpes du Sud).
C.R.Ac.Sc. (sous presse).

BOURBON M. et HOFFERT M., (1976).- Nature et répartition des minérali-
sations liées aux lacunes dans le Mésozoïque et le Paléocène
pélagiques briançonnais (région de Briançon). Essai de com-
paraison avec certaines minéralisations des océans actuels.
Colloque final de l'ATP : "Géodynamique de la Méditerranée
Occidentale et de ses abords" (sous presse).

BOURBON M. et GRACIANSKY P.C. de, (1975).- L'enregistrement d'un épi-
sode de tectonique cassante par un système de filons syn-
sédimentaires en Briançonnais (Alpes Occidentales fran-
çaises). IX^e Congrès International de Sédimentologie, Nice.
Thème 4, Tectonique et Sédimentation, t. 1, p. 27-32.

BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, LEMOINE M., MEGARD-GALLI J. et
MERCIER D., (1975).- Carbonates de plate-forme et séries pélagiques
condensées dans le Mésozoïque de la zone briançonnaise
(Alpes françaises).
Excursions A5 et Z5, IX^e Congrès International de Sédimen-
tologie, Nice 1975.

BOURBON M., GRACIANSKY P.C. de, MEGARD-GALLI J. et LEMOINE M., (1973).-
L'évolution paléogéographique du domaine briançonnais au
Mésozoïque : carbonates de plate-forme subsidente, révolu-
tion du Lias supérieur, instauration progressive d'un régime
pélagique profond. C.R.Ac.Sc., t. 277, p. 769-772.

BOUROULLEC J., DELFAUD J., GAUTHIER J. et LENGUIN M., (1973).- Etude
sédimentologique de la plate-forme interne du Quercy
(SW France), du Bathonien au Callovien.
Bull.Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 7, n° 2, p. 437-497.

BOUROULLEC J. et DELOFFRE R., (1969).- Interprétation sédimentologique
et paléogéographique des microfaciès jurassiques du
Sud-Ouest aquitain.
Bull.Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 3, n° 2, p. 287-328.

BRESSON L.M., (1974).- La rubéfaction récente des sols en climat tempéré
humide. Séquence évolutive sur fluvio-glaciaire calcaire
dans le Jura Méridional. (Etude de Microscopie intégrée).
Thèse 3^e cycle, Paris, 197 p.

BULARD P. et DEBELMAS J., (1961).- Contribution à l'étude de la zone
briançonnaise : le massif de la Sêta (Savoie) (Feuille de
La Grave au 50.000^e). Bull.Serv.Carte Géol. Fr., n° 264,
t. LVIII, p. 113-130.

BYRAMJEE R. et POIMBOEUF F., (1954).- Etude géologique de la bordure
externe de la zone briançonnaise entre le col de Méa et
l'Alpe du Lauzet. D.E.S., E.N.S.M.P., inédit.

CABY R., (1964).- Etude géologique du bord interne de la zone brian-
çonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre
Modane et la Vallée Etroite (Savoie, Haut Val de Suse).
Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 40, p. 131-186.

CAROZZI A.V., BOUROULLEC J., DELOFFRE R. et RUMEAU J.L., (1972).-
Microfaciès du Jurassique d'Aquitaine.
Bull.Centre Rech.Pau SNPA, vol. spéc., 1, 594 p.

CASTELLARIN A., (1965).- Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria
del limite tra "piattaforma veneta" e "bacina lombardo"
a nord di Riva del Garda.
Gior.Geologia, ser. 2, vol. 38, p. 11-212.

CAYEUX L., (1935).- Les Roches sédimentaires de France : Roches
carbonatées. Masson, Paris, 447 p.

CHATEAUNEUF J.J., DEBELMAS J., FEYS R., LEMOINE M. et RAGOT J.P.,
(1973).- Premiers résultats d'une étude des charbons
jurassiques de la zone briançonnaise.
C.R.Ac.Sc., t. 276, p. 1649-1652.

CHENET P.Y. et FAURE P., (1976).- Paléotectonique synsédimentaire et
reconstitution de paléoenvironnements dans le Jurassique
et le Crétacé de la nappe de Roche Charnière et de la
klippe frontale de Champcella.
D.E.S., E.N.S.M.P., inédit.

CROS P., (1966).- Contribution à l'étude du Jurassique moyen et
supérieur des Dolomites italiennes. C.R.Ac.Sc., t. 262,
p. 1621-1624.

- CROS P. et LAGNY P., (1969).- Paléokarsts dans le Trias moyen et supérieur des Dolomites et des Alpes carniques occidentales. Importance stratigraphique et paléogéographique. Sciences de la Terre, t. XIV, n° 2, p. 139-195.
- DEBELMAS J., (1950).- Sur la présence de charbon dans le Jurassique moyen briançonnais, près de Champcella (Hautes-Alpes). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 246-247.
- DEBELMAS J., (1951).- Une coupe transversale naturelle du versant sud du massif de la Tête de Gaudent (Hautes-Alpes). Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. I, p. 185.
- DEBELMAS J., (1952).- Les phénomènes de dolomitisation de la fin du Trias, dans le massif de Gaudent (Hautes-Alpes). 77^e Congrès des Sociétés Savantes à Grenoble, Gauthier-Villars, Paris.
- DEBELMAS J., (1953a).- Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaudent, au sud de Briançon, près d'Argentière (Hautes-Alpes). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 30.
- DEBELMAS J., (1953b).- Exemples de glissements sous-marins dans le Dogger et le Malm briançonnais. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 30, p. 107-109.
- DEBELMAS J., (1953c).- Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. 3, p. 123.
- DEBELMAS M., (1954).- Conceptions nouvelles sur la structure de la zone intra-alpine du Sud : les montagnes entre Vallouise et Guillestre. Géol. Alpine, t. 42, fasc. 2.
- DEBELMAS J., (1955a).- Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Mém.CarteGéol.Fr., 171 p.
- DEBELMAS J., (1955b).- Contribution à la connaissance du massif de Peyre-Haute au Sud de Briançon (Hautes-Alpes) : Les Montagnes de l'Alpavin et de l'Aguelil (feuille de Guillestre au 50.000^e). Bull.Carte Géol.Fr., n° 246, fasc. B, tome LIII, p. 15-27.

- DEBELMAS J., (1956).- Remarques sur la structure du secteur central du Massif de Peyre-Haute, au S de Briançon, Hautes-Alpes (zone briançonnaise). La cordillère de Maravoise. C.R.Ac.Sc., t. 242, p. 1746-1748.
- DEBELMAS J., (1957).- Quelques remarques sur la conception actuelle du terme "cordillère" dans les Alpes internes françaises. Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. 7, p. 463-474.
- DEBELMAS J., (1959).- Contribution à l'étude de la zone briançonnaise au Sud de Briançon (Hautes-Alpes) : les montagnes entre Guil et Cristillan (feuille de Guillestre au 50.000^e). Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 257, t. LVI, p. 173-186.
- DEBELMAS J., (1960).- Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au Sud de Guillestre (Hautes-Alpes) : Les Montagnes de Cugulet et de la Saume. Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 261, t. LVII, p. 127-135.
- DEBELMAS J., (1961a).- L'âge des "calcaires de Vallouise", zone briançonnaise, à l'Est du Pelvoux, C.R.Ac.Sc., t. 252, p. 299.
- DEBELMAS J., (1961b).- La zone subbriançonnaise entre Vallouise et le Monétier (Hautes-Alpes) (feuille Briançon au 1/50.000^e). Bull.Carte Géol.Fr., n° 264, t. LVIII, p. 131-146.
- DEBELMAS J., (1963).- Plissement paroxysmal et surrection des Alpes franco-italiennes. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 39, p. 125-171.
- DEBELMAS J. (1975).- Les Alpes et la théorie des plaques. Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn., (2), vol. XVII, p. 195-208.
- DEBELMAS J. et coll., (1970).- Alpes (Savoie et Dauphiné). Coll.Guides Géologiques régionaux, Masson Ed., Paris.
- DEBELMAS J. et GIDON M., (1958).- Les coupes du Guil et de l'Ubaye, au travers de la zone briançonnaise (Hautes et Basses-Alpes). Essai de corrélation tectonique. Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. 8, p. 641-650. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 328.
- DEBELMAS J. GIDON M., HACCARD D., LEMOINE M. et PERRIAUX J., (1964).- Compte-rendu de la Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France dans le Briançonnais (Hautes-Alpes) en Sept. 1964. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 433-471.

- DEBELMAS J. et LEMOINE M., (1957).- Discordance angulaire du Rhétien sur le Trias dans le massif de Peyre-Haute au Sud de Briançon. Importance de l'érosion anté-rhétienne dans la zone briançonnaise. Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. 7, p. 489-493.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., (1962).- Remarques sur la structure de la zone briançonnaise dans le massif de Peyre-Haute entre Briançon et la vallée du Guil (Hautes-Alpes). Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 38, p. 205-217.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., (1963a).- Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie du Trias dans le Briançonnais sensu stricto. Colloque sur le Trias de la France et des régions limitrophes, Montpellier 1961. Mém. B.R.G.M., n° 15, p. 232-242.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., (1963b).- Contribution à la connaissance de la partie sud-orientale du Massif de Peyre Haute (zone briançonnaise au Sud de Briançon) : Le Massif du Béal-Traversier et ses alentours. (Feuille de Guillestre au 50.000^e). Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 269, t. LIX, p. 187-207.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., (1964).- La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents. L'Information Scientifique, n° I, p. 1-33.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., (1965).- Le Crétacé inférieur dans les zones internes des Alpes occidentales franco-italiennes. Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon, 1963, Mém. B.R.G.M., n° 34, p. 723-732.
- DEBELMAS J. et LEMOINE M., (1970).- The Western Alps : Palaeogeography and Structure. Earth-Sci.Rev., 6, p. 221-256.
- DEBELMAS J. et MICHEL R., (1961).- Silicifications par altération climatique dans les séries alpines. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 37, p. 7-14.
- DEBELMAS J. et POTIE L., (1960).- Sur l'âge du "Malm" briançonnais. C.R.Ac.Sc., t. 250, p. 3862-3864.

- DELFAUD J. et GAUTHIER J., (1968).- Contribution à la connaissance de l'environnement de dépôts carbonatés de plate-forme. Caractères géochimiques et sédimentologiques du Jurassique Nord-aquitain. Bull.Centre Rech. Pau-SNPA, vol. 2, n° 2, p. 347-384.
- DERIN B. et REISS Z., (1966).- Jurassic microfacies of Israel. Israel Inst.Petrol., Tel-Aviv.
- DUNHAM R.J., (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Classification of carbonate rocks, a symposium Amer.Assoc.Petrol.Geol., Mem. 1, p. 108-121.
- DUQUESNOIS L., (1975).- Etude sédimentologique du Malm et du Crétacé briançonnais dans le Massif du Galibier (Hautes-Alpes). D.E.S., E.N.S.M.P., 91 p., inédit.
- ELF AQUITAINE, (1975).- Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1- Eléments d'analyse. Elf-Aquitaine, Centre de Recherches de Boussens et de Pau, 173 p.
- ELLENBERGER F., (1950).- Subsidence et transgressions dans la Vanoise (zone du Briançonnais au Nord de l'Arc). C.R.Ac.Sc., t. 230, p. 1409-1411.
- ELLENBERGER F., (1953).- La coupe du Roc du Bourget (Maurienne) et l'âge du Dogger à Mytilus dans la Vanoise. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 87-89.
- ELLENBERGER F., (1955).- Bauxites métamorphiques dans le Jurassique de la Vanoise (Savoie). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 29-32.
- ELLENBERGER F., (1958).- Etude géologique du pays de Vanoise. Mém.Serv.Carte Géol.Fr., 561 p.
- ELLENBERGER F. et LEMOINE M., (1955).- Les faciès prépiémontais et le problème du passage de la zone du Briançonnais aux Schistes lustrés piémontais. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 146-148.

- FABRE J., (1961).- Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et Tarentaise (Alpes de Savoie).
Thèse, Paris, 1958. Mém. B.R.G.M., 2, 315 p.
- FAIL J.P. et ROBERT J.P., (1954).- Massif de Peyre-Haute. Le Pays du Lauzet au S de la Crête de Pategou.
D.E.S., E.N.S.M.P., inédit.
- FEYS R., (1960).- Des "charbons" provenant d'algues marines ?
Proceeding of the international Committee for Coal Petrology nr. 3. First international congress on Coal Petrology in Heerlen (Netherlands) 10-13 september 1958, p. 93-95.
- FEYS R., (1963).- Etude géologique du Carbonifère briançonnais (Hautes-Alpes). Mém.B.R.G.M., n° 6.
- FLEURY E., (1909).- Le sidérolitique suisse. Contribution à la connaissance des phénomènes d'altération superficielle des sédiments.
Mém.Soc. Fribourgeoise, Sc.Nat., 6, 260 p.
- FOLK R.L., (1959).- Practical petrographic classification of limestones. Bull.Amer.Assoc.Petrol.Geol., 43, 1, p. 1-38.
- FOLK R.L., (1962).- Spectral subdivision of limestone types.
In Classification of carbonate rocks, a symposium. Amer.Assoc.Petrol.Geol., Mem. 1, p. 62-84.
- GENGE E., (1958).- Ein Beitrag zur stratigraphie der südlichen klippendecke im Gebiet Spillgerten-Seehorn.
Eclogae geol.Helv., 51, n° 1, p. 151-228.
- GIDON M., (1954).- Observations tectoniques sur la haute vallée de l'Ubaye. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 193.
- GIDON M., (1955a).- La tectonique des unités briançonnaises en rive gauche de l'Ubaye (Basses-Alpes).
C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 21.
- GIDON M., (1955b).- Tectonique des Roches de St-Ours, près Larche (Basses-Alpes). Présence de Flysch à Helminthoïdes en Briançonnais. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 35-38, err. p. 344.

- GIDON M., (1955c).- Remarques sur la prolongation de la nappe supérieure du Guil dans les massifs d'Escreins et de Chambeyron (Hautes et Basses-Alpes).
C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 330-332.
- GIDON M., (1956).- Précisions sur deux unités briançonnaises : les unités de Sautron et du Haut-Rouchouze (frontière franco-italienne, environs de Larche (Basses-Alpes).
C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 133-135.
- GIDON M., (1957a).- Schéma structural de la zone briançonnaise en Haute Ubaye et en Haute Maïra.
Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 33, p. 75-78.
- GIDON M., (1957b).- Structure de la lisière orientale du massif d'Escreins (zone briançonnaise, Hautes-Alpes).
Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. 7, p. 811-817.
- GIDON M., (1958).- Structure du massif de la Font Sancte (zone briançonnaise, Hautes-Alpes). Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 34, p. 169.
- GIDON M., (1962).- La zone briançonnaise en Haute-Ubaye (Basses-Alpes) et son prolongement au SE. Thèse Grenoble.
Mém.Carte Géol.Fr., 272 p.
- GIDON M., (1966).- Contribution à la connaissance de la zone briançonnaise au Sud de Guillestre (Hautes-Alpes) : les montagnes de Vars (feuilles d'Embrun au 50.000^e et de Gap au 80.000^e).
Bull.Serv. Carte Géol.Fr., n° 278, t. LXI, p. 163-184.
- GIGNOUX M., (1929a).- Révision de la feuille de Briançon au 1/80.000^e. Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 176, t. 33.
- GIGNOUX M., (1929b).- Observations géologiques sur la bordure occidentale du massif de Pierre Eyrautz (Briançonnais).
C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 139.
- GIGNOUX M., (1936a).- Sidérolitique et formations rouges dans les nappes des Alpes françaises au Sud et à l'Est du Pelvoux.
C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 114-116.

GIGNOUX M., (1936b).- Stratigraphie de la bordure W du Briançonnais et le Galibier ; origine de la "4^e écaille" briançonnaise. Bull.Soc.Géol.Fr., (5), t. 6, p. 155-163.

GIGNOUX M., (1937).- Stratigraphie de la zone du Briançonnais aux environs de la Roche de Rame (Hautes-Alpes). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 89.

GIGNOUX M. et MORET L., (1933a).- Les unités structurales externes de la chaîne alpine entre le Pelvoux et la Durance. C.R.Ac.Sc., t. 196, p. 830-833.

GIGNOUX M. et MORET L., (1933b).- Les unités structurales internes de la chaîne alpine, entre le Pelvoux et la Durance. C.R.Ac.Sc., t. 196, p. 1064.

GIGNOUX M. et MORET L., (1938).- Description géologique du bassin supérieur de la Durance. Trav.Lab.Géol. Grenoble, t. 21, 295 p.

GIGNOUX M. et MORET L., (1938-39).- Remarques complémentaires à notre "Description géologique du bassin supérieur de la Durance". Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 22, p. 45-58.

GIGNOUX M., MORET L. et LORY P., (1932).- Révision de la feuille de Gap au 1/80.000^e. Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 187, t. XXXVI.

GIGNOUX M., MORET L. et SCHNEEGANS D., (1934).- Observations géologiques dans le bassin de la Haute Durance entre Gap et la frontière italienne. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 18, p. 5-23.

GIGNOUX M. et RAGUIN E., (1933).- Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais. C.R.Ac.Sc., t. 192, p. 102.

GIGNOUX M. et SCHNEEGANS D., (1934).- Sur l'âge des "Calcaires de Vallouise" près Briançon (Hautes-Alpes). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 66.

GOGUEL J., (1939a).- Structure de la 3^e écaille dans la chaîne de Montbrison (Briançonnais). C.R.Ac.Sc., t. 209, p. 632.

GOGUEL J., (1939b).- La base des écaïlles briançonnaises et la série subbriançonnaise dans la chaîne de Montbrison. C.R.Ac.Sc., t. 209, p. 693.

GOGUEL J., (1939c).- La zone briançonnaise sur la rive droite de la Guisane et la "quatrième écaille". C.R.Ac.Sc., t. 209, p. 765.

GOGUEL J. (1939d).- Stratigraphie des unités briançonnaises dans le massif de la Condamine. C.R.Ac.Sc., t. 209, p. 836.

GOGUEL J., (1940a).- Sur les montagnes comprises entre Briançon et Vallouise. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 55.

GOGUEL J., (1940b).- Tectonique de la chaîne de Montbrison. (Feuille de Briançon au 1/50.000^e). Bull.Serv.Carte Géol.Fr., n° 203, t. XLII, p. 187-201.

GOGUEL J., (1942).- La chaîne de Montbrison, essai de coordination tectonique (feuille de Briançon au 1/50.000^e). Bull.Serv. Carte Géol.Fr., n° 211, t. 43, p. 109.

GOGUEL J., (1943).- Les confins du Briançonnais et des schistes lustrés entre le Guil et le Cristillan. (feuille de Guillestre au 50.000^e). Bull.Carte Géol.Fr., n° 212, t. XLIV, p. 213-222.

GRACIANSKY P.C. de et MERCIER D., (1976).- Séquences sédimentaires dans le "Dogger" briançonnais et ouverture téthysienne. C.R.Ac.Sc., t. 283, p. 475-478.

GRANDJACQUET C. et HACCARD D., (1973a).- Mise en évidence de la nature sédimentaire et de l'âge néogène de certaines séries de "cagneules" et de gypses des chaînes subalpines méridionales ; implications structurales. C.R.Ac.Sc., t. 276, p. 2369-2372.

GRANDJACQUET C. et HACCARD D., (1973b).- Certaines séries à gypses et cagneules réputées triasiques des chaînes subalpines méridionales sont des sédiments tertiaires. Première réunion annuelle des Sciences de la Terre, Paris p. 212.

- GRANDJACQUET C. et HACCARD D., (1975).- Analyse des sédiments polygéniques néogènes à faciès de cargneules associés à des gypses dans les Alpes du Sud. Extension de ces faciès au pourtour de la Méditerranée occidentale. Bull.Soc.Géol.Fr., (7), t. 17, p. 242-259.
- GUBLER-WAHL Y., (1953).- Roche Chevalière : klippe briançonnaise du Cirque de Restefonds (Basses-Alpes). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 93-96.
- HAM W.E. et PRAY L.C. (1962).- Modern concepts and classification of carbonate rocks.
In Classification of carbonate rocks, a symposium.
Amer.Assoc.Petrol.Geol., Mem. 1, p. 2-19.
- HOLLMANN R., (1962).- Über Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore un Monte Baldo (Malm ; Norditalien). Neues Jb. Geol.Paläont.Mh., p. 163-179.
- HOTTINGER L., (1971).- Larger Foraminifera of the Mediterranean Jurassic and their stratigraphic use.
Ann.Inst.Geol.Publ. Hungarici, vol. LIV, 2, p. 497-504.
- JENKYN H.C. (1971a).- The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. Lethaia, 4, p. 327-352.
- JENKYN H.C. (1971b).- Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. Geol.Rundsch., 60, p. 471-488.
- JENKYN H.C., (1974).- Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic : a diagenetic model. Spec.Publ. int.Ass.Sediment., 1, p. 249-271.
- KILIAN W., (1892).- Sur l'existence du Jurassique supérieur dans le massif du Grand-Galibier.
Bull.Soc.Géol.Fr., (3), t. 20, p. 21.
- KILIAN W., (1893).- Nouvelles observations géologiques dans les Alpes françaises.
C.R.Ac.Sc., t. 116, p. 275.

- KILIAN W., (1900a).- Sur la structure de la partie méridionale de la zone du Briançonnais. C.R.Ac.Sc., t. 130, p. 188.
- KILIAN W., (1900b).- Nouvelles observations géologiques dans les Alpes delphino-provençales. Feuille de Gap au 80.000^e. Bull.Serv.Carte Géol.Fr., t. XI, n° 75.
- KILIAN W., (1903).- Le Jurassique moyen dans la zone du Briançonnais. Assoc.française Av.Sc., Congrès d'Angers, t. I, p. 201.
- KILIAN W., (1909).- Sur les faciès néritiques du Bathonien dans les Alpes. Bull.Soc.Géol.Fr., (4), t. 9, p. 342-344.
- KILIAN W., (1914).- A propos du Bathonien intra-alpin.
Bull.Soc.Géol.Fr., t. 19, p. 15.
- KILIAN W. et HAUG E., (1899).- Sur le bord externe du Briançonnais, entre Freyssinières et Vars. C.R.Ac.Sc., t. 129, p. 351.
- KILIAN W. et PUSSENOT Ch., (1913).- La série sédimentaire du Briançonnais oriental. Bull.Soc.Géol.Fr., (4), t. 13, p. 17.
- KILIAN W. et REVIL J., (1916).- Sur les discontinuités de sédimentation et les niveaux de brèches dans les Alpes françaises. C.R.Ac.Sc., t. 163, p. 685.
- LAMOUREUX M., (1966).- A propos de la formation des sols rouges méditerranéens, sous climat humide et subhumide du Liban. C.R. Conf. sur les sols méditerranéens, S.E.C.S., Madrid, p. 285-296.
- LAMOUREUX M., (1972a).- Etude de sols formés sur roches carbonatées. Pédogénèse fersiallitique au Liban. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 245 p.
- LAMOUREUX M., (1972b).- Etat et comportement du fer dans les sols formés sur roches carbonatées au Liban. Sci. du Sol, n° 1, p. 85-101.
- LATREILLE M., (1961).- Les nappes de l'Embrunais entre Durance et Haut-Drac. Thèse Grenoble, 1957.
Mém.Carte Géol.Fr., 205 p.

- LAVERGNE M. et LEGRENEUR J., (1954).- Etude géologique du massif du Béal-Traversier. D.E.S., E.N.S.M.P., inédit.
- LEDUC J., (1954).- Etude géologique du massif constitué par les crêtes des Crousas, des Pareis et de Catinat. D.E.S., E.N.S.M.P., inédit.
- LEFEVRE R., (1965).- Etude géologique de la terminaison méridionale de la bande d'Acceglio-Longet (Alpes cottiennes, Italie). Thèse 3^e cycle Géodynamique. Fac.Sc., Paris, 236 p.
- LEFEVRE R., (1974).- Un ensemble allochtone ultrabriançonnais disjoint : les nappes à faciès Acceglio. C.R.Ac.Sc., t. 278, p. 1935-1938.
- LE GUERNIC J., (1966).- Etude géologique des limites du Briançonnais et du Piémontais entre le Cristillan et la Maira (zone du Roure). Thèse 3^e cycle, Grenoble.
- LE GUERNIC J., (1967).- La zone du Roure : contribution à l'étude du Briançonnais interne et du Piémontais en Haute-Ubaye. Géol. Alpine, t. 43, p. 95-128.
- LEMOINE M., (1950a).- Le Jurassique supérieur et le Crétacé près de Névache (Briançonnais, Hautes-Alpes). C.R.Ac.Sc., t. 230, p. 1679-1680.
- LEMOINE M., (1950b).- Observations sur la transgression du Jurassique supérieur à Notre-Dame-des-Neiges, près Briançon (Hautes-Alpes). C.R.Ac.Sc., t. 230, p. 2033-2035.
- LEMOINE M., (1951a).- Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'Est de Briançon. C.R.Ac.Sc., t. 232, p. 86-88.
- LEMOINE M., (1951b).- Données nouvelles sur la géologie du Briançonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaïlle. Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. I, p. 191-204.
- LEMOINE M., (1952).- Le décollement de la couverture briançonnaise et ses conséquences. C.R.Ac.Sc., t. 234, p. 1195-1197.
- LEMOINE M., (1953).- Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire. Bull.Soc.Géol.Fr., (6), t. 3, p. 105-120.

- LEMOINE M., (1960a).- Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone briançonnaise. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 97-99.
- LEMOINE M., (1960b).- Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversales de Briançon et du Queyras). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 102-104.
- LEMOINE M., (1961a).- Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses-Alpes) (Schéma structural). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 37, p. 97-119.
- LEMOINE M., (1961b).- La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales. Rev.Géogr.Phys.Géol.Dyn., (2), vol. IV, p. 163-180.
- LEMOINE M., (1963).- Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes cottiennes. Geol.Rundsch., 53, p. 113-132.
- LEMOINE M., (1964).- Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon. C.R.Ac.Sc., t. 259, p. 845-847.
- LEMOINE M., (1967).- Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol.Rundsch., 56, p. 320-335.
- LEMOINE M., (1971).- Données nouvelles sur la série du Gondran, près Briançon (Alpes Cottiennes). Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 47, p. 181-201.
- LEMOINE M., (1972).- Eugeosynclinal Domains of the Alps and the Problem of Past Oceanic Areas. International Geological Congress, 24^e session, section 3, p. 476-485, Montréal 1972.

- LEMOINE M., (1975).- Mesozoic Sedimentation and Tectonic. Evolution of the Briançonnais Zone in the Western Alps--Possible Evidence for an Atlantic-type Margin between the European Craton and the Tethys. IX^{ème} Congrès International de Sédimentologie, Nice. Thème 4, Tectonique et Sédimentation, t. 2, p. 211-216.
- LEMOINE M., RICOUR J. et TRÜMPY R., (1952).- Données paléontologiques nouvelles sur le gisement triasique de Cervières (Hautes-Alpes). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 241-242.
- LETOURNEUR J., (1942).- Observations sur le massif de la Tête Noire, entre le Monetier-les-Bains et Névache (Briançonnais). C.R.S.Soc.Géol.Fr., 13, p. 138-139.
- LONFAT F., (1965).- Géologie de la partie centrale des Rochers de Château d'Oex...
Mat.Carte Géol. Suisse, N.S., 120.
- LORIOU de P. et SCHARDT H., (1883).- Etude paléontologique et stratigraphique des couches à *Mytilus* des Alpes vaudoises.
Mém.Soc.Paléont.Suisse, T.X., n° 2, 140 p.
- LORY Ch., (1883).- Note sur deux faits nouveaux de la géologie du Briançonnais (Hautes-Alpes). Bull.Soc.Géol.Fr., (3), t. 12, p. 117-120.
- LUCAS G. (1955a).- Caractères pétrographiques de calcaires noduleux, à faciès "Ammonitico rosso", de la région méditerranéenne.
C.R.Ac.Sc. Paris, t. 240, p. 1909-1911.
- LUCAS G., (1955b).- Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès "Ammonitico rosso". C.R.Ac.Sc. Paris, t. 240, p. 2000-2002.
- LUCAS G., (1955c).- Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès "Ammonitico-rosso".
C.R.Ac.Sc. Paris, t. 240, p. 2342-2344.
- LUCAS G., CROS P. et LANG J., (1976).- Les Roches sédimentaires.
2- Etude microscopique des roches meubles et consolidées.
Doin, Paris, 503 p.

- MAYNC W., (1959).- Biocaractères et analyse morphométrique des espèces jurassiques du genre *Pseudocyclamina* (Foraminifères). I. *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA). Rev.Micropal., vol. 2, n° 3, p. 153-172.
- MAYNC W., (1961).- Note sur le genre *Orbitamina* (Foraminifère) et sa répartition stratigraphique. Rev.Micropal., vol. 4, n° 1, p. 7-16.
- MEGARD-GALLI J., (1972a).- Le Norien dans la zone briançonnaise : découverte d'un gisement fossilifère et considérations paléogéographiques. C.R.Ac.Sc., t. 274, p. 2443-2445.
- MEGARD-GALLI J., (1972b).- Données nouvelles sur le Carnien dans la zone briançonnaise entre Briançon et la vallée du Guil : conséquences tectoniques et paléogéographiques.
Géol.Alpine, t. 48, p. 131-142.
- MEGARD-GALLI J., (1974).- Age et caractéristiques sédimentologiques du Trias dolomitique des unités piémontaises externes (zone du Gondran), en Arc et Ubaye (Alpes occidentales).
Géol.Alpine, t. 50, p. 111-129.
- MILLOT G., (1964).- Géologie des argiles.
Masson et Cie Ed., Paris, 499 p.
- MILLOT G., (1967).- Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges).
Sedimentology, 8 (1967), p. 259-280.
- MORET L., RAGUIN E. et SCHNEEGANS D., (1930).- Note préliminaire sur la constitution géologique du massif de Pierre Eyrautz (Hautes-Alpes). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 218-220.
- PETTIJOHN F.J., (1975).- Sedimentary rocks
Third Edition. Harper et Row, New York, 628 p.
- PFENDER J., (1933).- Sur un Foraminifère nouveau du Bathonien des montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes) : *Kilianina blancheti* nov. gen., nov. sp. Ann.Univ.Grenoble, nouv.Sér., sect.Sc. et Méd., t. X, n° 1-2, p. 243-252.

POTIE L., (1957).- Les nappes du Guil dans la partie nord des Montagnes d'Escreins. Dipl.Et.Sup. Grenoble (inédit).

PUSSENOT Ch., (1930).- La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Grenoble, Imp. Allier.

PUSSENOT Ch., (1938).- Les "oolithes" du Bathonien briançonnais. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 19.

RABOWSKY F., (1918).- Sur l'âge des couches à Mytilus. Bull.Soc. Vaud.Sc.Nat., vol. 52, p. 77-82.

RAGUIN E., (1931).- A propos du Trias briançonnais. C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 54.

RENZ H.H., (1935).- Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes. Eclogae geol.Helv., 28, p. 141-247.

ROQUES M., (1936).- Structure géologique de la partie méridionale du massif de Pierre-Eyraudz (Hautes-Alpes). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 18, p. 17-30.

SARHTHEIN M., (1965).- Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich, von Innsbrück, Austria. Vehr.Geol.Bundesanst., 1-2, p. 119-162.

SCHNEEGANS D., (1931).- Observations sur la série stratigraphique du Massif du Grand Galibier (Briançonnais occidental). C.R.S.Soc.Géol.Fr., p. 60-63.

SCOLARI G. et LILLE R., (1973).- Nomenclature et classification des roches sédimentaires (Roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). Bull. B.R.G.M., IV, n° 2, p. 57-127.

STURANI C., (1965).- Sur quelques Nérinées caractéristiques du Dogger briançonnais (s.l.). Acc.Lincei, Rend.d.Cl.fis., mat e nat., (8), vol. XXXVIII, fasc. 6, p. 902-904.

STURANI C., (1967).- Réflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen (Lumachelle à "Posidonia alpina" auctt.). Boll.Soc.Geol.Ital., 86, p. 445-467.

THIEULOY J.P., (1963).- Nouveaux apports à la faune tithonique du col du Lauzon (Hautes-Alpes). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 39, p. 283-302.

THURMANN J., (1838).- Réunion extraordinaire à Porrentry. Discussion sur le Bohnerz, p. 376-379. Bull.Soc.Géol.Fr., vol. 9, p. 356-450.

TISSOT B., (1956).- Etude géologique des massifs du Grand-Galibier et des Cerces (zone briançonnaise, Hautes-Alpes et Savoie). Trav.Lab.Géol.Grenoble, t. 32, p. 3-193.

VERNET J.P., (1964a).- Formation latéritique dans la nappe des Préalpes médianes rigides du Chablais. C.R.Ac.Sc., t. 258, p. 6483-6485.

VERNET J.P., (1964b).- Latérite alumineuse jurassique dans la nappe des Préalpes médianes du Chablais (Savoie). Groupe français des Argiles.

VEYRET P., (1957).- Analyse de la thèse de J. DEBELMAS. Géol.Alpine, t. 45, fasc. II, p. 423.

Cartes Géologiques

à 1/80000 :	189 Briançon
	200 Gap
	201 Larche Aiguilles
à 1/50000 :	798 La Grave
	847 Guillestre
	871 Embrun
	895 Barcelonnette

LISTE DES TABLEAUX, FIGURES ET PLANCHES

- Tableaux -

page

1 -	Analyse minéralogique, par diffraction des rayons X, des formations rubéfiées du Briançonnais	41
2 -	Roches encaissantes, formations rubéfiées et formation pédologique récente des environs de la Roche-de-Rame. Analyse minéralogique (par diffraction des rayons X) et comparaison des résultats	42
3 -	Passage des calcaires de Champcella (faciès de plate-forme externe) soit aux calcaires à zones siliceuses, soit au calcaire de Guillestre (faciès pélagiques) dans la nappe de Champcella s.l.	165
4 -	Analyses chimiques d'échantillons prélevés à la base du niveau à oolithes chloriteuses de la Crête des Granges	278
5 -	Age du substratum de chacune des 3 séquences du "Dogger"	

- Figures -

page

1 -	Schéma structural des Alpes occidentales	4
2 -	Coupe synthétique du Trias moyen et supérieur carbonaté à faciès briançonnais	7
3 -	Quelques exemples de séries post-liasiques briançonnaises	10
4 -	Essais de coupes palinspastiques à travers les domaines paléogéographiques des Alpes occidentales	15
5 -	Coupes structurales schématiques à travers la zone briançonnaise entre Briançon et Guillestre	18
6 -	Localisation des principales zones à formations rubéfiées dans la région de Briançon	34
7 -	Reconstitution schématique des événements ayant présidé à la mise en place des formations rubéfiées de la Côte des Traverses, à l'W de la Roche-de-Rame	46
8 -	Coupes dans la nappe de Roche Charnière (4 à 8)	90

9 -	Le "Dogger" des environs de Champcella	98
10 -	Carte géologique des environs de Soureliou (SE de Champcella)	99
11 -	Coupe de Soureliou (base) (18)	101
12 -	Coupe de Soureliou (18)	103
13 -	Coupe de Peyre-Grosse (17)	119
14 -	Coupe de Champcella (16)	123
15 -	Coupe du Chambon (15)	125
16 -	Coupe du Pont du Villars (14)	127
17 -	Coupe du col des Lauzes (12)	129
18 -	Coupe de la Tête de la Balme (11)	139
19 -	Coupe inférieure de la Tête du Puy (20)	143
20 -	Coupe du Col de Serre-Chevalier (19)	145
21 -	Coupes des Rochers Plats du Lac Blanc (9)	151
22 -	Coupe du Collet de la Plagnette (10)	161
23 -	Coupe du Lac de l'Ascension (21)	171
24 -	Le Rocher Roux	173
25 -	Coupe de Vallouret (26)	177
26 -	Coupes du Rocher Roux (27)	179
27 -	Panorama sur le paléorelief jurassique de la Moulière (SW du Pic de Maravoise)	192
28 -	Coupe de Maravoise (28)	199
29 -	Coupe du Torrent du Pansier (30)	201
30 -	Coupes de la Moulière (29)	203
31 -	Coupe du Louarp (31)	207
32 -	Coupe du Ravin du Grand Serre (32)	209
33 -	Coupe de la Crête de Catinat (1) (34)	221
34 -	Coupe de la Crête de Catinat (2) (33)	223

35 -	Coupe du Pic d'Escreins (35) : comparaison avec le "Dogger" de la Crête de Catinat	225
36 -	La Crête de Vars vue du Lac de Peyrol	234
37 -	Corrélations (en partie hypothétiques) dans le "Dogger" de l'unité de la Crête de Vars	237
38 -	Coupes de la Crête de Vars (23 et 24)	239
39 -	Coupes de la Crête des Cuniets (25)	243
40 -	Répartition des trois séquences du "Dogger" dans la nappe de Peyre-Haute ; interprétation	255
41 -	Le "Dogger" dans les nappes de Peyre-Haute radicale et de la Font Sancte (37 à 39)	263
42 -	Coupe du Lac des Neuf Couleurs (40)	264
43 -	Le "Dogger" dans la couverture interne de la zone houillère briançonnaise (41 à 43)	272
44 -	Le "Dogger" dans l'unité de Ceillac (45, 46, 48 et 49)	273
45 -	Coupe de Côte-Belle (50)	275
46 -	Coupe de la Crête des Granges (1) (44)	280
47 -	Coupe de la Crête des Granges (2) (44)	281
48 -	Coupe de Combe la Roche (47)	283
49 -	A - Hypothèses concernant le mode d'ablation différentielle d'une partie des terrains triasiques au cours du Lias B - Les différents types d'unités briançonnaises caractérisées par l'âge du substratum qui a reçu les premiers dépôts du Jurassique	298
50 -	Le "Dogger" dans la zone subbriançonnaise (1 à 3)	311
51 -	Reconstitution de la répartition horizontale des faciès du "Dogger"	314

PLANCHES

I	Schéma structural de la zone briançonnaise entre les massifs du Galibier et de la Font Sancte (Hautes-Alpes)	27
II	Localisation des coupes	65
III	Age du substratum des premiers dépôts du Jurassique. Liaison avec les unités structurales actuelles	301
IV	Extension des principaux faciès du "Dogger"	307
V	Répartition des types de faciès intermédiaires entre le "Dogger" de plate-forme et le Malm bathypélagique	317

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

	page
1 - Les formations rubéfiées du Briançonnais	49
2 - Quelques aspects principaux qu'offrent les échantillons prélevés dans les formations rubéfiées du Briançonnais	53
3 - Nappe de Roche Charnière (1)	79
4 - Nappe de Roche Charnière (2) : la microbrèche noduleuse du Rochas Roux (microfaciès)	83
5 - Nappe de Champcella (1)	107
6 - Nappe de Champcella (2) : coupe de Soureliou (microfaciès)	111
7 - Nappe de Champcella (3)	131
8 - Nappe de Champcella (4)	135
9 - Massif du Galibier : les Rochers Plats du Lac Blanc (1)	153
10 - Massif du Galibier : les Rochers Plats du Lac Blanc (2) (microfaciès)	157
11 - Nappe de Peyre-Haute (1) : Lac de l'Ascension et Rocher Roux	183
12 - Nappe de Peyre-Haute (2) : Rocher Roux et La Moulière (microfaciès)	187
13 - Nappe de Peyre-Haute (3) : La Moulière	213
14 - Nappe de Peyre-Haute (4) : La Moulière, Le Louarp et le Ravin du Grand Serre (microfaciès)	217
15 - Nappe de Peyre-Haute (5) : Crête de Catinat	227
16 - Nappe de Peyre-Haute (6) : Crête de Catinat et Pic d'Escreins (microfaciès)	231
17 - Nappe de Peyre-Haute (7) : Crête de Vars	247
18 - Nappe de Peyre-Haute (8) : Crêtes de Vars et des Couniets (microfaciès)	251
19 - Nappe de Peyre-Haute radicale et Briançonnais interne (1)	287
20 - Briançonnais interne (2) : calcaire à oolithes chloriteuses de la Crête des Granges	291