



HAL
open science

Evolution tectono-sédimentaire d'un bloc basculé au cours du Jurassique : le massif du Rochail-Lauvitel (Alpes occidentales, France) . Sédimentologie, stratigraphie et tectonique synsédimentaire

Fernando Pinto-Bull

► **To cite this version:**

Fernando Pinto-Bull. Evolution tectono-sédimentaire d'un bloc basculé au cours du Jurassique : le massif du Rochail-Lauvitel (Alpes occidentales, France) . Sédimentologie, stratigraphie et tectonique synsédimentaire. Tectonique. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1988. Français. NNT : . tel-00509909

HAL Id: tel-00509909

<https://theses.hal.science/tel-00509909>

Submitted on 17 Aug 2010

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.



PINTO-BULL (F.)
Ex. n° 1

T H E S E

PRESENTEE PAR

13 JAN. 1989

Fernando PINTO-BULL

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.48.43

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR

DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I

(ARRETE MINISTERIEL DU 5 JUILLET 1984)

(SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE)

EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE D'UN BLOC BASCULE AU COURS DU JURASSIQUE :

LE MASSIF DU ROCHAIL-LAUVITEL (ALPES OCCIDENTALES, FRANCE)
SEDIMENTOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

d

Thèse soutenue le 30 juin 1988 devant la commission d'examen

M. M. GIDON	Professeur Grenoble 1	Président
M. H. ARNAUD	Maître de Conférences Grenoble 1	Rapporteur
M. M. ROUX	Professeur Lyon 1	Rapporteur
M. M. LEMOINE	Directeur de recherche CNRS Villefranche sur Mer	Examinateur
M. S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT	Maître de Conférence Grenoble 1	Directeur

Travail conduit sous la direction de M. Simon AMAUDRIC DU CHAFFAUT

GRENOBLE

13 JAN. 1989

T H E S E

PRESENTEE PAR

Fernando PINTO-BULL

UNIVERSITE DE GRENOBLE II
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
1 RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.43.43

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I
(ARRETE MINISTERIEL DU 5 JUILLET 1984)
(SPECIALITE : SCIENCES DE LA TERRE)

EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE D'UN BLOC BASCULE AU COURS DU JURASSIQUE :
LE MASSIF DU ROCHAIL-LAUVITEL (ALPES OCCIDENTALES, FRANCE)
SEDIMENTOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

Thèse soutenue le 30 juin 1988 devant la commission d'examen

M. M. GIDON	Professeur Grenoble 1	Président
M. H. ARNAUD	Maître de Conférences Grenoble 1	Rapporteur
M. M. ROUX	Professeur Lyon 1	Rapporteur
M. M. LEMOINE	Directeur de recherche CNRS Villefranche sur Mer	Examineur
M. S. AMAUDRIC DU CHAFFAUT	Maître de Conférence Grenoble 1	Directeur

Travail conduit sous la direction de M. Simon AMAUDRIC DU CHAFFAUT

GRENOBLE

NMB 100 79024

AVANT-PROPOS

Cette étude a été réalisée au sein du laboratoire "géologie structurale et sédimentaire" de l'Institut Dolomieu grâce à un contrat financé par l'Institut Français du Pétrole.

C'est avec plaisir qu'au terme de ce travail j'exprime ma reconnaissance à toutes les personnes qui ont contribué à son aboutissement, par leur appui scientifique ou leur soutien moral, ainsi qu'à celles qui ont accepté de le juger :

- M. GIDON pour son aide sur le terrain, ses conseils et pour l'honneur qu'il me fait de présider le jury de thèse.

- M. LEMOINE qui a bien voulu me faire confiance en me soumettant ce sujet, et qui malgré ses multiples occupations m'a prodigué ses conseils et fait partager sa connaissance des problèmes alpins.

- H. ARNAUD et A. ARNAUD-VANNEAU qui m'ont aidé grâce à leur compétence en sédimentologie des carbonates et dont les nombreuses remarques et critiques ont guidé ce manuscrit.

- M. ROUX de l'Université de Lyon, qui m'a fait profiter de son expérience des problèmes liés aux crinoïdes et pour la détermination de ces derniers.

- S. DUCHAFFAUT pour son aide sur le terrain, ses conseils et sa disponibilité malgré l'éloignement.

- R. MOUTERDE (Université Catholique de Lyon) et R. ENAY (Université de Lyon) qui ont effectué les déterminations des ammonites du Jurassique.

- J. REMANE (Université de Neuchatel, Suisse) qui a effectué les déterminations des calpionelles.

- J.C. BARFETY qui m'a permis d'utiliser sa minute de terrain et indiqué l'emplacement de la plupart des affleurements à étudier.

- TH. DUMONT pour ses conseils, ses suggestions sur le terrain, et pour la lecture des manuscrits.

- J.L. PAIRIS pour ses conseils lors de la détermination des calpionelles.

Mes remerciements vont aussi au gouvernement sénégalais pour l'aide matérielle qu'il m'a accordée au cours de mes premier et second cycles universitaires.

Je remercie également le personnel technique de l'Institut Dolomieu, l'équipe du Parc National des Ecrins (secteur de Valbonnais) et les habitants de Villard-Reymond.

Enfin, et surtout, un grand merci à mon épouse Bahia, à ma famille et à mes amis qui m'ont toujours soutenu et encouragé. Je leur dédie ce travail ainsi qu'à ma mère qui aurait aimé en voir l'accomplissement.

RESUME

L'étude de la série jurassique de la couverture du massif cristallin externe (Rochail-Lauvitel) a permis de préciser les différentes étapes de l'évolution d'un bloc basculé de ce secteur de la paléo-marge de la Téthys jurassique.

L'étude sédimentologique a permis de distinguer 12 faciès caractérisant des milieux de dépôts compris entre les étages supralittoral et bathyal. L'analyse séquentielle met en évidence les différentes étapes d'approfondissement de ces milieux de dépôt au cours du rifting téthysien, en fonction des variations biologiques et de la microfaune typique. Du point de vue séquentiel, l'Hettangien est représenté par une méga-séquence d'approfondissement découpée en cinq séquences limitées par des horizons de discontinuité. Les corrélations des différentes coupes ont permis de montrer que les variations d'épaisseur de l'Hettangien sont d'origine tectonique, mais résultent également de l'existence d'une paléo-topographie qui n'était pas plane.

L'étude stratigraphique a permis, au point de vue paléontologique, de situer avec précision l'activité tectonique et l'approfondissement qui se sont produits au cours de l'Hettangien supérieur, de confirmer l'hétérochronie de la formation des Calcaires du Petit Renaud, et de mettre en évidence l'existence d'une série normale du Jurassique supérieur au sein de la formation des Calcaires du Paletas. La confrontation de l'étude sédimentologique et de l'étude stratigraphique permet d'affiner les corrélations entre les différentes coupes.

L'étude paléo-structurale a permis la mise en évidence d'une activité qui a été perçue différemment par la sédimentation.

- Au cours de l'Hettangien : apparition de failles normales synsédimentaires limitant de petits demi-grabens qui se sont arrêtés de fonctionner au début du Sinémurien.

- L'érosion qui se manifeste sur les zones hautes entre le Domérien et l'Oxfordien moyen, est responsable du développement d'une formation biodétritique particulière sur les pentes du demi-graben : les Calcaires du Petit Renaud.

- De l'Oxfordien moyen au Néocomien, la poursuite de l'instabilité des dépôts sur les pentes est responsable de la mise en place de deux paquets glissés.

MOTS-CLES

Massif cristallin externe ; Téthys ; Rifting ; Bloc basculé ; Paléo-marge ; Analyse séquentielle ; Sédimentologie ; Séquence ; Horizon de discontinuité ; paléo-topographie ; demi-graben ; Série jurassique ; Hettangien ; Sinémurien ; Oxfordien ; Néocomien ; Stratigraphie ; Tectonique synsédimentaire. Corrélation.

ABSTRACT

Study of the jurassic serie of the outer crystalline massif cover (Rochail-Lauvitel), has permitted to define the various evolution stages of a tilted block in this paleo-margin sector of the jurassic Tethys.

Sedimentological study has permitted to distinguish 12 facies which characterize deposit media between the supralittoral and bathyal layers. Sequential analysis reveals the various deepening steps of such deposit media during the thetysian rifting, according to biological variations and typic microfauna. From a sequential standpoint, the Hettangian is represented by a deepening mega-sequence divided into five sequences limited by discontinuity skylines. Correlating the various sections has permitted to demonstrate that Hettangian thickness variations have a tectonic origin, but also result from the existing non-plane paleo-topography.

Stratigraphic study has permitted, from a paleontological standpoint, to single out precisely the tectonic activity and deepening wich occurred during the upper Hettangian, to confirm the formation heterochrony of the "Petit Renaud Limestone", and to reveal the existence of a normal upper jurassic series within the "Paletas Limestone" formation. Confrontation of sedimentological and stratigraphical studies provides a tighter correlation of these various sections.

Paleo-structural study has revealed an activity which had been interpreted differently through sedimentology.

- During the **Hettangian** : appearance of normal synsedimentary faults bounding small semi-grabens which stopped being active during the early Sinemurian.
- The erosion occurring on the upper parts between the **Domerian and the Middle Oxfordian** is responsible for the development of a particular biotrititic formation on the semi-graben slopes : the "Petit Renaud Limestone".
- Between the **Oxfordian and the Neocomian**, the maintenance of deposition instability on the slopes is responsible for the the settling of two slided packs.

KEY-WORDS

Outer crystalline massif; Tethys; Rifting; Tilted block; Paleo-margin; Sequential analysis; Sedimentology; Sequence; Discontinuity line; Paleo-topography; semi-graben; Jurassic series; Hettangian; Sinemurian; Oxfordian; Neocomian; Stratigraphy; Synsedimentary tectonics; Correlation.

RESUMO

O estudo da série jurássica da cobertura do massiço cristalino externo (Rochail-Lauvitel) permitiu precisar as diferentes etapas da evolução de um "bloc basculé" deste sector da paleomargem da Tétis jurássica.

O estudo sedimentológico fez com que se distinguissem 12 "faciès" caracterizando meios de depósitos situados entre os níveis supralitoral e batial. A análise sequencial põe em evidência as diferentes etapas de aprofundamento desses meios de depósitos no decorrer do "rifting" tetisiano, em função das variações biológicas e da microfauna típica. Do ponto de vista sequencial, o "Hettangien" é representado por uma macro-sequência de aprofundamento dividida em cinco sequências limitadas por horizontes de discontinuidade. As correlações dos diferentes cortes permitiram mostrar que as variações de espessuras do "Hettangien" são de origem tectónica ; porém, resultam igualmente da existência duma paleo-topografia que não era plana.

O estudo estratigráfico permitiu, no ponto de vista paleontológico, situar com precisão a actividade tectónica e o aprofundamento que se produziram no decorrer do "Hettangien" superior, confirmar a heterocronia da formação dos "Calcaires du Petit Renaud", e pôr em relevo a existência de uma série normal do Jurássico superior no seio da formação dos "Calcaires du Paletas". O confronto do estudo sedimentológico e do estudo estratigráfico permite precisar as correlações entre os diferentes cortes.

Mercê do estudo paleo-estrutural evidencia-se uma actividade que foi registada diferentemente pela sedimentação.

- Durante o "Hettangien" : presença de falhas normais sinsedimentárias limitando pequenos "demi-grabens" que deixaram de funcionar no início do "Sinémurien".
- A erosão que se manifesta nas zonas altas entre o "Domérien" e o "Oxfordien moyen" é responsável pelo desenvolvimento de uma formação bio-detrítica particular nas vertentes do "demi-graben" : os "Calcaires du Petit Renaud".
- Do "Oxfordien moyen" ao "Néocomien", a continuação da instabilidade dos depósitos nas vertentes é responsável pela existência de dois "paquets glissés".

CHAPITRE I - INTRODUCTION GENERALE

I) PRESENTATION GENERALE

II) CADRE GEOGRAPHIQUE

III) HISTORIQUE

- 1) L'exploration (XIX^e siècle)
 - a) Les précurseurs
 - b) Les stratigraphes (2^e moitié du XIX^e et début du XX^e siècle).
- 2) Les recherches modernes
 - a) Affinement de l'outil stratigraphique et mise en évidence d'une paléotectonique liasique en dehors du domaine étudié
 - b) Découverte du rôle des paléofailles
 - c) Le concept de marge passive appliqué aux Alpes

IV) CADRE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE

IVa) Cadre structural

- 1) Tectonique alpine
- 2) Tectonique distensive héritée

IVb) La série lithologique normale

- A) Le Trias
- B) Le Lias
 - 1) Le "Lias calcaire" (Hettangien-Domérien p.p.)
 - a) Les calcaires néritiques (Hettangien)
 - b) Les calcaires argileux gris hémipélagiques (Hettangien sup. à Domérien p.p.)
 - 2) Le "Lias marneux"
- C) Le Dogger et le Malm
 - 1) Le Dogger
 - 2) Le Jurassique supérieur

IVc) Les faciès particuliers

- 1) Les "calcaires du Petit Renaud"
- 2) Les "calcaires du Paletas"

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : plalour@ujf-grenoble.fr

01 SEP. 2003

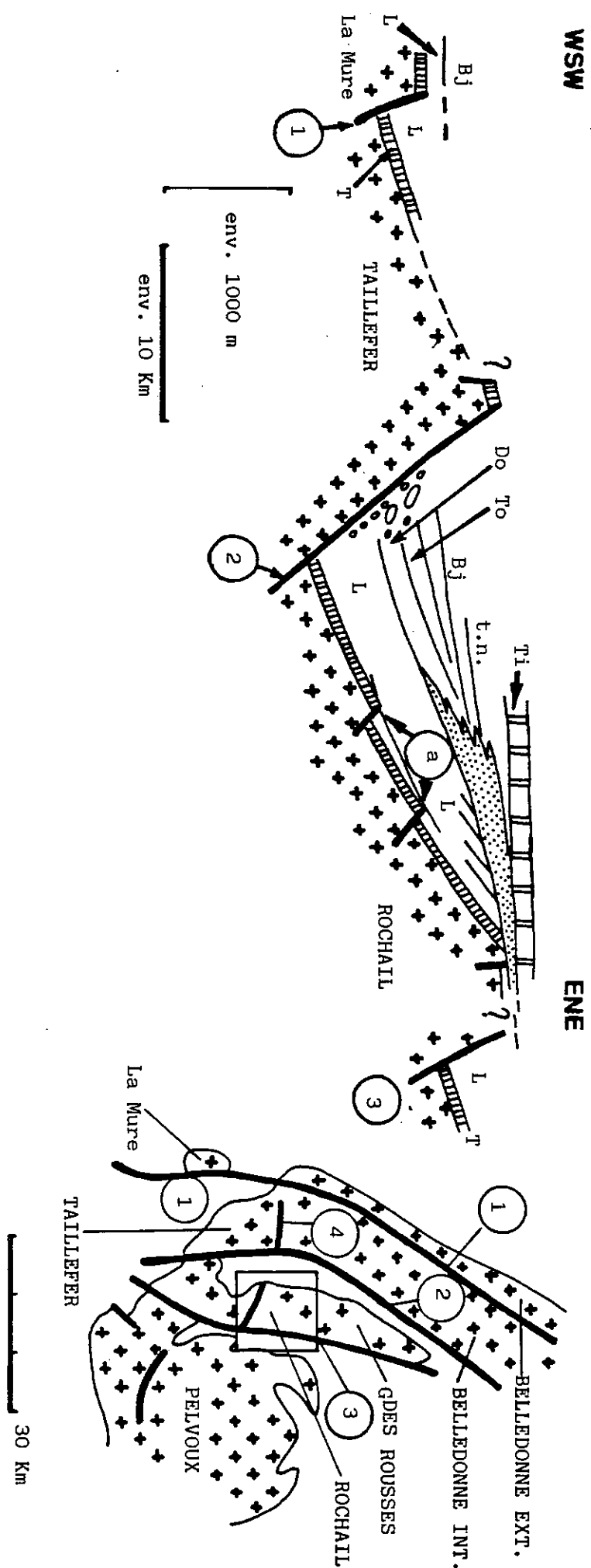


Fig. 1 : Schéma simplifié des relations entre les massifs cristallins de La Mure (prolongement sud de Belleodonne externe), Taillefer (Sud de belleodonne interne) et Rochail (prolongement sud des Grandes Rousses) vers la fin du Malm (données d'après BARFETY et al., 1979 et BARFETY et GIDON, 1982) (extrait de LEMOINE, 1983).

Le socle pré-triasique est indiqué par des croix ; T, Trias ; L, Lias ; Do, Domérien ; To, Toarcien ; Bj, Bajocien ; t.n., "Terres noires" (Bathono-Oxfordien) ; Ti, Tithonien. A droite, schéma structural simplifié, montrant les principaux accidents synsédimentaires d'âge jurassique. 1, accident médian de Belleodonne, passant à la faille Est du Dôme de La Mure ; 2, faille d'Ornon ; 3, groupe d'accidents de la bordure orientale du bloc des Grandes Rousses-Rochail ; 4, faille transversale du Taillefer ; a, ébauche de blocs basculés datant de l'Hettangien-Sinemurien, n'ayant plus évolué par la suite. Pointillé : faciès de haut-fond ou de pente (calcaires crinoïdiques, calcaires noduleux, etc), Lias supérieur à Oxfordien.

□ : localisation du secteur étudié.

CHAPITRE I - INTRODUCTION GENERALE

I Présentation générale

Cette étude entre dans le cadre des travaux de l'équipe "marges continentales alpines", animée par M. Lemoine, dont l'objectif est la reconstitution de l'évolution de la marge continentale passive européenne de la Téthys ligure. Le sujet porte sur l'évolution tectono-sédimentaire d'un bloc basculé au cours du Jurassique : le demi-graben de Bourg d'Oisans dont le socle cristallin correspond au massif du Rochail-Lauvitel (fig1)

Les couches du Jurassique diminuent progressivement d'épaisseur sur la bordure orientale du demi-graben (Barfétý et Gidon, 1982) ; ce dernier est limité à l'Ouest par une importante faille liasique (la faille du col d'Ornon : Barfétý et Gidon, 1979). La dépression structurale de Bourg d'Oisans correspond au demi-graben (Lemoine et al., 1981) dont le remplissage a été ultérieurement déformé par serrage.

Ce demi-graben dégagé par l'érosion, permet grâce aux observations de terrain, en continu et à toutes les échelles, d'étudier les différents processus de son remplissage sédimentaire, ce qui permet d'apporter des éléments de comparaison avec certains profils sismiques réalisés en mer notamment sur certaines marges continentales passives. Le début du rifting peut être étudié ici avec précision car les différents événements tectoniques et sédimentaires sont fidèlement enregistrés dans de petites structures scellées, comme les demi-grabens du lac du Vallon à remplissage de Lias inférieur. Ces petites structures associées à des failles normales à faible rejet, ont un grand intérêt : en effet, dans l'état actuel des choses, les profils sismiques des marges continentales actuelles, ne permettent pas de déceler leurs équivalents en raison de leur faible dimension.

Afin de caractériser le rifting liasique ainsi que l'évolution de l'ensemble de ce bloc basculé, je me suis intéressé à tous les éléments permettant de mettre en évidence une tectonique synsédimentaire, une subsidence plus ou moins saccadée, et l'apparition des paléopentes responsables des modifications des paléoenvironnements.

Deux types d'études ont été menées parallèlement :

-1) Une étude sédimentologique associée à une étude des microfaciès (analyse séquentielle) dans les différentes formations. La variation des peuplements de crinoïdes a été spécialement analysée car c'est un critère important dans la mise en évidence des variations de la profondeur des milieux de

dépôt.

-2) Une analyse structurale de la fracturation synsédimentaire liée au rifting liasique, dans le but de mettre en évidence les différentes périodes de crises tectoniques au cours du Jurassique (Grand et al., 1987).

II Cadre géographique

Le secteur étudié a pour cadre régional le Dauphiné (Isère), et se situe principalement dans le parc national des Ecrins, à environ 60km au Sud-Est de Grenoble (fig.2). Il correspond à une bande Nord-Sud, étroite, de 15km de long et de 5km de large, limitée au Nord par la localité de Bourg d'Oisans, au Sud par le village de Valsenestre, à l'Ouest par le massif du Taillefer qui est le prolongement méridional de la chaîne de Belledonne, et à l'Est, partiellement par les plaines alluviales de la Romanche (Bourg d'Oisans) et du Vénéon (fig.3a).

III Historique

1) L'exploration (XIX^e siècle)

a) Les précurseurs

Au cours de la première moitié du XIX^e siècle, le but des recherches était de distinguer les principales formations.

C'est en 1828-34 qu'Elie de Beaumont parle pour la première fois des calcaires de "La Frey".

La distinction Trias-Lias n'est pas encore établie bien que dans la région, des dolomies soient décrites par P. Dausse (1835) et des spilites par S. Gras (1841).

b) Les stratigraphes (2^e moitié du XIX^e et début du XX^e siècle).

Les recherches dans les séries monotones et peu fossilifères du Lias-Dogger avaient pour but de dater et de reconnaître les différents étages ainsi que leurs limites, pour la réalisation des cartes au 1/80 000 ème.

Ch. Lory (1860-64) met en évidence le Rhétien à Champ, ce

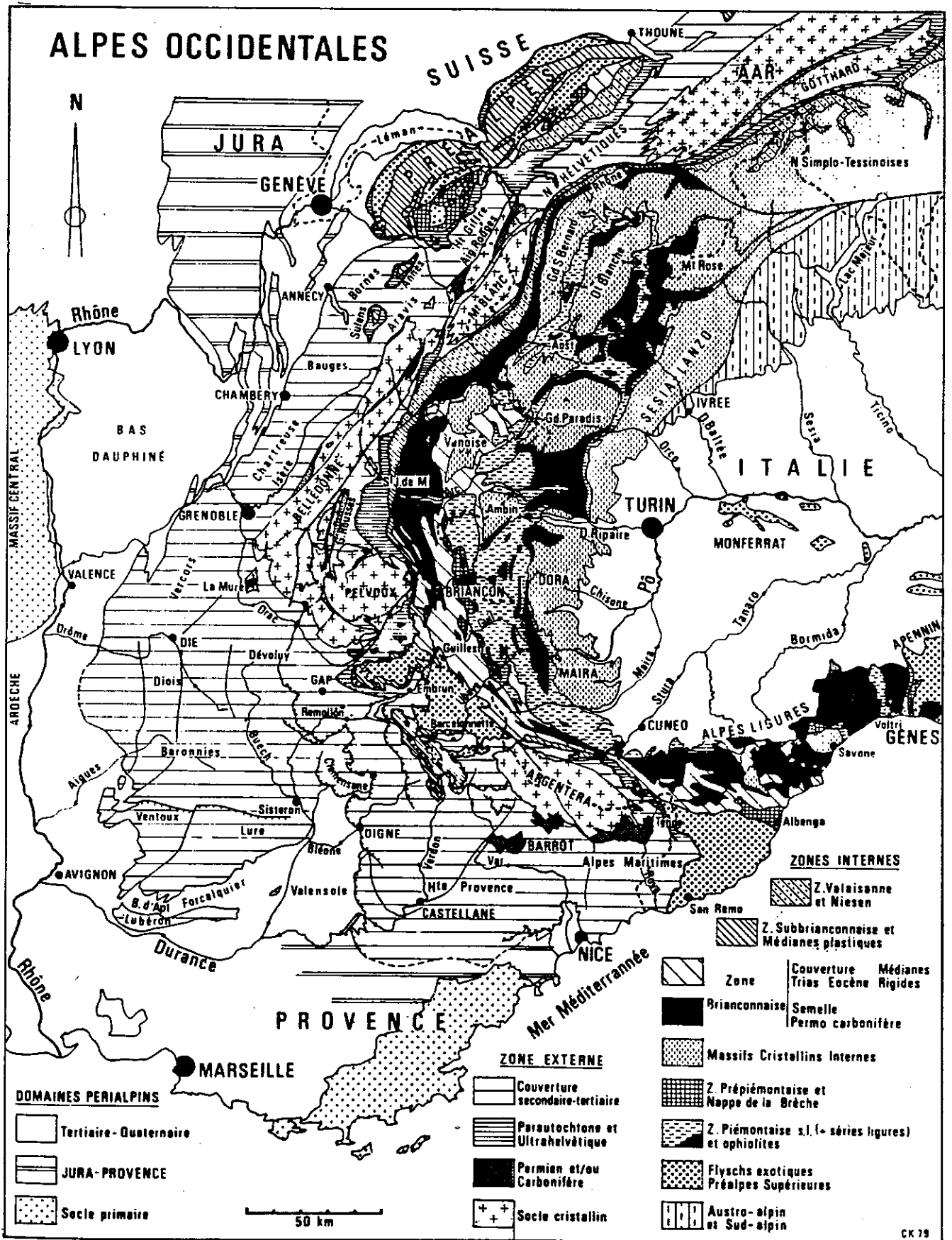


Fig. 2 - Carte structurale des Alpes occidentales (d'après C. Kherkhove, 1979)

qui lui permet de placer la limite entre le Trias et le Lias.

E. Haug (1881) définit une région à faciès dauphinois caractérisée par une série épaisse. Il y subdivise le Lias en deux parties : un Lias inférieur calcaire et un Lias supérieur schisteux.

P. Lory décrit les divers faciès et les zones d'ammonites du Jurassique inférieur et moyen (1903, 1905 et 1913). Il attribue, par encadrement, les calcaires de Laffrey au Lias.

W. Kilian et J. Revil (1904 à 1912) insistent sur le contraste existant entre les séries épaisses, vaseuses et monotones (faciès géosyclinaux) et les séries réduites à entroques et brèches des régions surélevées de La Mure et du Rocheray.

Dans leur ouvrage classique sur la géologie dauphinoise, M. Gignoux et L. Moret (1944) considèrent les sédiments jurassiques comme des dépôts de talus continental et non plus de centre de bassin contrairement à Haug (1881).

2) Les recherches modernes.

La deuxième étape de l'évolution de la recherche conduisit à faire l'inventaire de toutes les structures liées à la période distensive jurassique afin de les replacer dans leur contexte initial de marge passive ; c'est ainsi que de nombreuses structures interprétées initialement comme ayant une origine liée à la tectonique compressive alpine, s'expliquent dès lors par des phénomènes d'effondrement ou de glissements contemporains de la sédimentation.

a) Affinement de l'outil stratigraphique et mise en évidence d'une paléotectonique liasique en dehors du domaine étudié.

C'est grâce aux recherches des géologues pétroliers dans la région située entre La Mure et Digne, que la stratigraphie du Lias-Dogger fut clairement détaillée (avec l'aide de R. Mousterde, cf. colloque du Lias, 1961) ; le rôle de la paléotectonique y est également envisagé.

La stratigraphie du Lias au Malm progresse grâce à M. Bornuat (1962) et J. Reboul (1962) pour la région de Bourg d'Oisans ; c'est au second en particulier que l'on doit la découverte au Grand Renaud, d'une série réduite montant jusqu'au Crétacé (1961).

Dans la région de La Mure, J. Sarrot-Reynauld et J Haudour (1961) utilisant les travaux miniers, mettent en évidence des variations de faciès entre des séries épaisses vaseuses (liasiques) et des séries réduites parfois à entroques ; une tectonique liasique avec création de horsts et de grabens est déjà, pour ces auteurs, responsable de ces variations de faciès.

b) Découverte du rôle des paléofailles.

Au Sud-Ouest de Grenoble, la découverte de nombreux olistostromes, olistolites et brèches synsédimentaires, a confirmé le caractère escarpé et instable des bords de certaines zones de sédimentation et permis la mise en évidence de phénomènes d'effondrements ou de glissements contemporains de la sédimentation. Ces phénomènes apparaissent liés aux jeux d'accidents distensifs :

- sur le dôme de La Mure et à l'extrémité sud de Belledonne (Barfély et al., 1970) ;

- sur le rebord oriental du massif du Taillefer (Barfély et al., 1979 et 1984). Les conglomérats du col d'Ornon avaient été repérés pour la première fois en 1964 par Vernet et interprétés comme des brèches liées à la tectonique alpine ;

- dans les montagnes du Beaumont (M. Gidon et al., 1980-81) ;

- sur la bordure ouest du synclinal d'Arsine (M. Gidon et al., 1982).

L'activité synsédimentaire des accidents distensifs est également mise en évidence grâce à la présence de discordances et de séries réduites du Lias inférieur et moyen en bordure de massifs anciens, contrastant avec les dépôts plus épais qui les séparent (Barfély et al., 1980 ; Gidon et al., 1980-81 ; Barfély et al., 1982).

Barfély et al. (1983) montrent que durant le Jurassique, les différents épisodes de basculements synsédimentaires du massif du Rochail-Lauvitel sont responsables de l'apparition de séries réduites (avec calcaires noduleux à entroques) au Sud de Bourg d'Oisans et jusqu'à Valsenestre.

c) Le concept de marge passive appliqué aux Alpes.

C'est sur le thème de l'évolution d'un secteur de marge passive que furent proposés divers sujets de thèse :

- en 1981, P. Baron étudie la tectonique synsédimentaire du Trias et du Lias inférieur sur la bordure ouest du massif du Pelvoux ;
- en 1982, G. Adline s'intéresse à l'aspect volcanologique des spilites sur la bordure ouest du Pelvoux ;
- en 1985, Th. Bas met en évidence les caractéristiques du rifting liasique notamment d'après le mode de dépôt et les caractéristiques paléontologiques des faunes de crinoïdes.

Barfély, Gidon et Mousterde (1983) dressent un inventaire des dispositifs sédimentaires variés témoignant d'une activité tectonique pendant le Jurassique dans la couverture des massifs cristallins externes au Sud-Est de Grenoble : amincissements des divers termes de la série, inclusion de matériel détritique grossier (brèches, olistolites) et développement local de faciès inhabituels dans la série dauphinoise.

Ces différents travaux contribuent à la reconstitution de la marge européenne de la Thétys ligure au cours du Jurassique (Lemoine, 1983 ; Lemoine et al., 1984 et 1986).

IV Cadre structural et stratigraphique

Le massif cristallin du Rochail-Lauvitel se situe dans la zone externe des Alpes occidentales où il correspond au prolongement méridional du massif des Grandes Rousses (fig. 1 et 2).

IVa) Cadre structural

1) Tectonique alpine

Elle a énergiquement replissé la couverture sédimentaire du bloc basculé jurassique ; ces déformations sont dues à plusieurs phases de serrage selon des directions successives variant de Nord-Sud à Est-Ouest (Barfély et Gidon, 1983). Il en résulte des synclinaux et des anticlinaux de longueur d'onde déca- à hectométrique qui s'organisent en plis d'ordre supérieur de dimension kilométrique (Gratier, 1973 ; Gratier et Vialon, 1979) visibles sur les cartes géologiques au 1/50000.

Du Nord au Sud, deux synclinaux majeurs (fig.3a) se terminent contre la bordure du massif cristallin. Au Nord, le synclinal de Villard Raymond (fig 3a) a une direction sensiblement Nord-Sud ; au Sud, le synclinal du lac Labarre, d'orientation N 120, relaye vers le Sud-Est celui de Villard Raymond car il

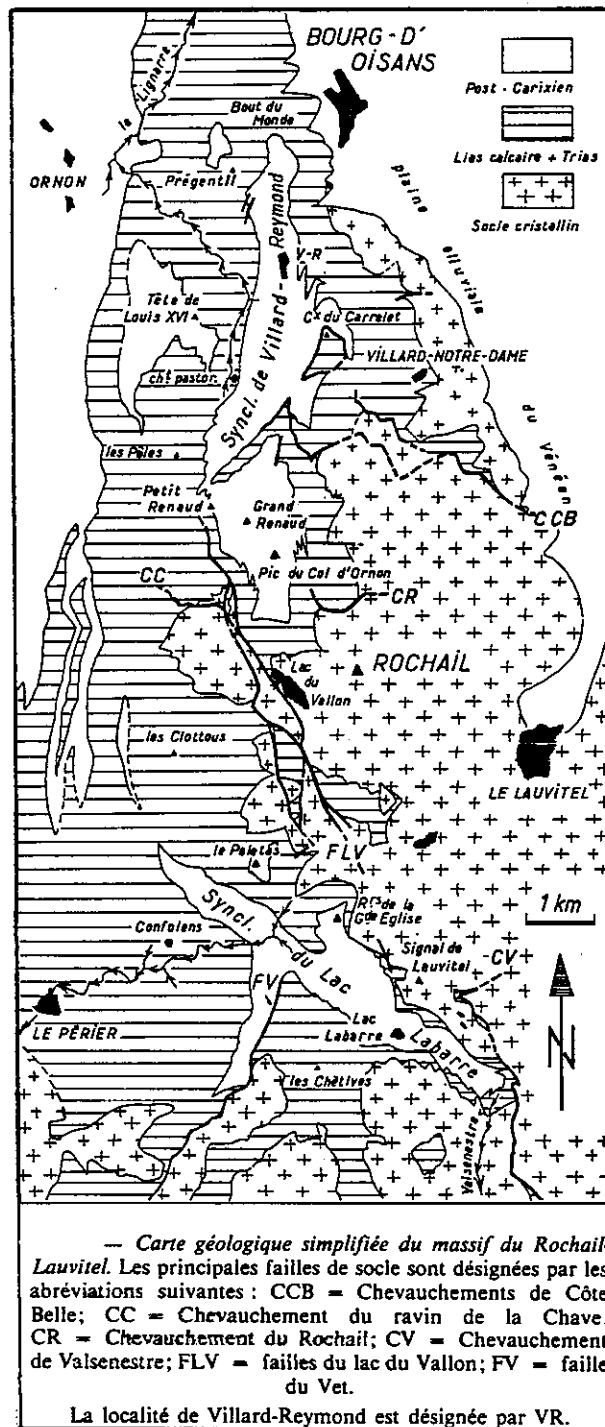
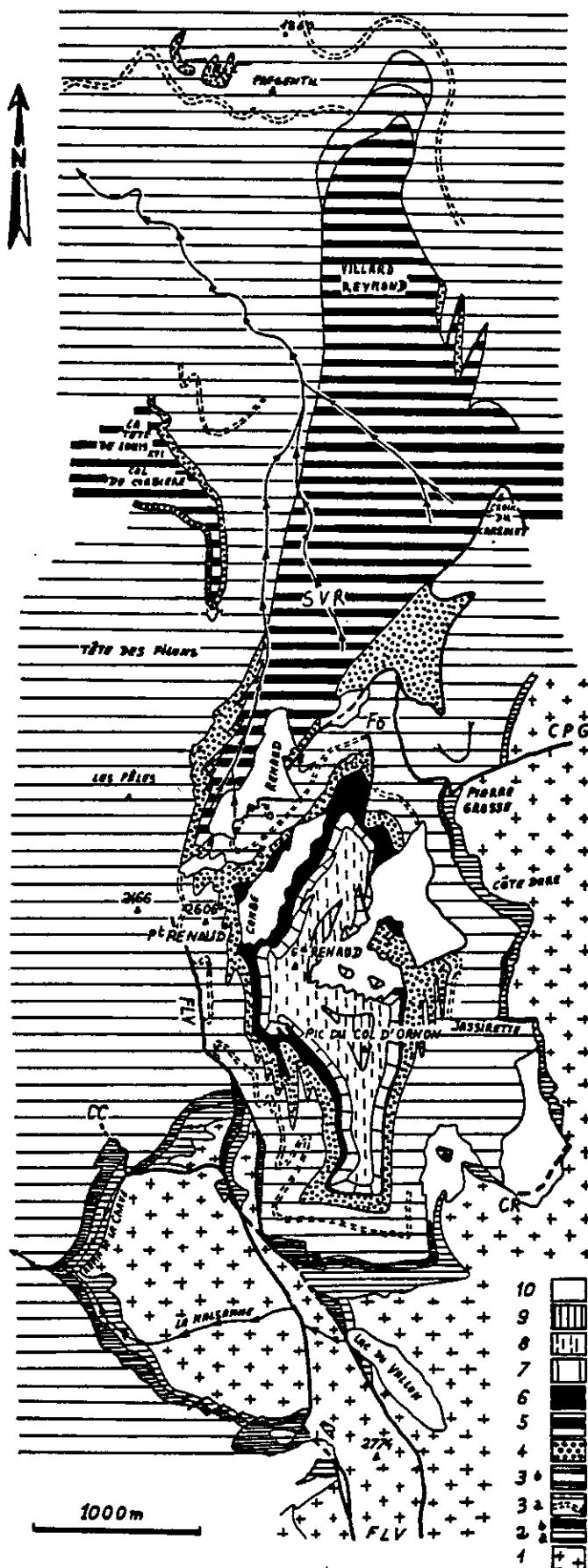


Fig. 3a - Carte géologique du secteur étudié
(d'après J.C. Barlétty et M. Gidon, 1983)

(voir le détail de cette carte sur les figures 3b et 3c)



- 1 = Cristallin; 2 = Trias (2a = dolomies et grès basaux; 2b = spilites); 3 = Lias calcaire (le double tireté correspond au niveau rouille du Lotharingien supérieur); 3b = Lias schisteux
 4 = Calcaires noduleux et encrinétiques du Petit Renaud; 5 = Dogger argilo-calcaire; 6 = Terres Noires (Bajocien supérieur à Oxfordien, « Argovien » inclus); 7 = Calcaires du Malm supérieur (Séquanien-Tithonique); 8 = Berriasien; 9 = Valanginien; 10 = Quaternaire.

Légende des notations tectoniques :

SVR = synclinal de Villard-Reymond; A = anticlinal du clot de la Selle; Fo = faille oxfordienne du versant NE du Grand Renaud; CPG = chevauchement de Pierre Grosse; CC = chevauchement de la Chave; CR = chevauchement du Rochail; FLV = failles du lac du Vallon.

Sur cette carte le symbole \mp désigne le point de datation paléontologique de la combe orientale du grand Renaud. Les autres points de récoltes paléontologiques des Terres Noires sont localisés sur la fig. 10.

On remarquera que la limite de développement des faciès argilo-calcaires du Dogger coïncide avec la trace axiale de l'anticlinal du Clot de la selle (A) : au S de celui-ci on ne trouve plus, sous les Terres Noires, que des faciès nodulo-encrinétiques de la formation du Petit Renaud. Noter également la coïncidence entre la disparition vers le N, dans les couches supérieures du Lias calcaire, des failles du lac du Vallon et la terminaison méridionale du flanc ouest du synclinal de Villard-Reymond.

Fig. 3b - Carte géologique de la montagne du Grand Renaud et du synclinal de Villard Reymond. (d'après J.C. Barféty et M. Gidon, 1983 ; complété dans la partie supérieure).

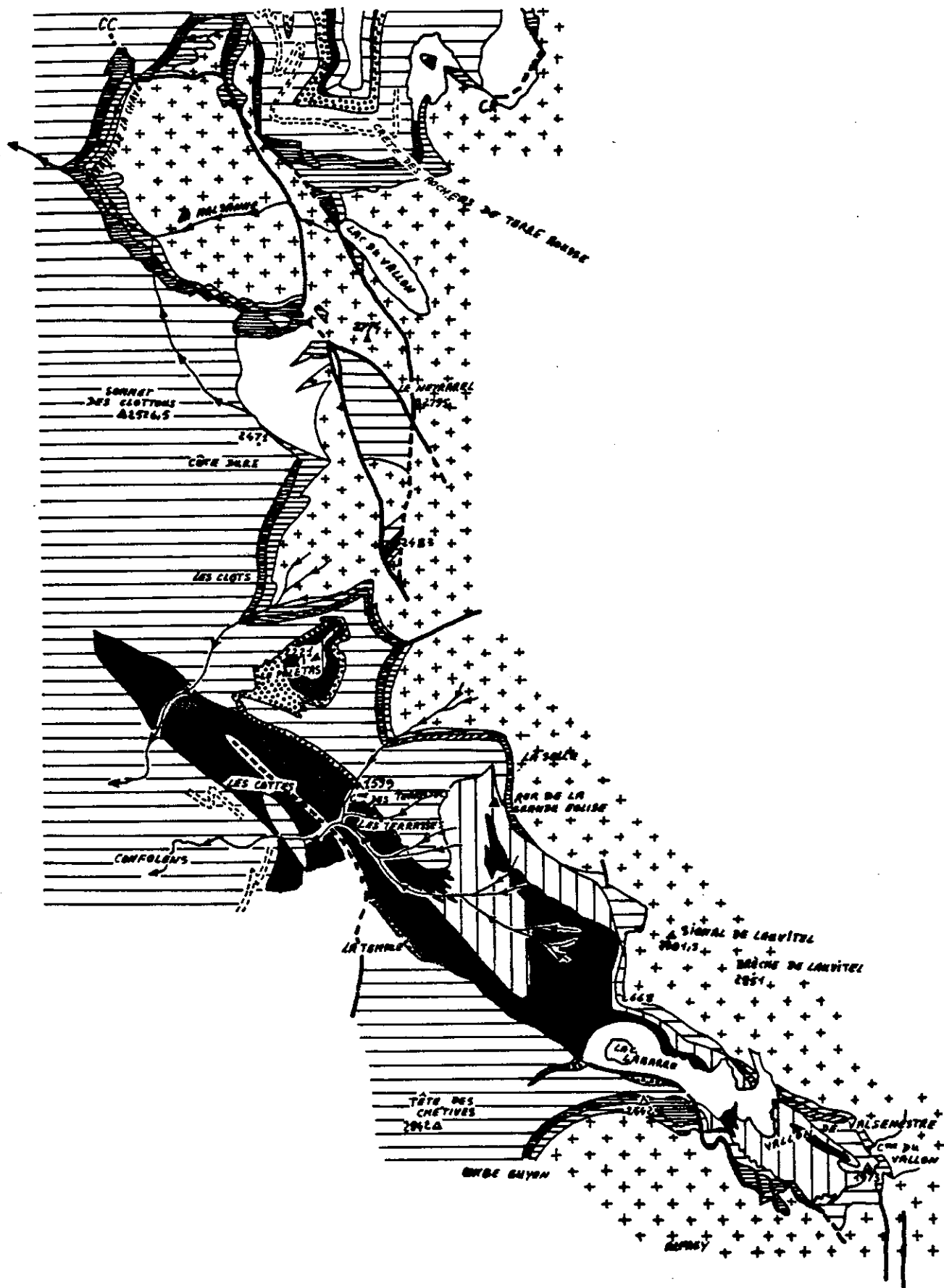


Fig. 3c - Carte géologique du synclinal du lac Labarre
(la légende est identique à celle de la figure 3b)

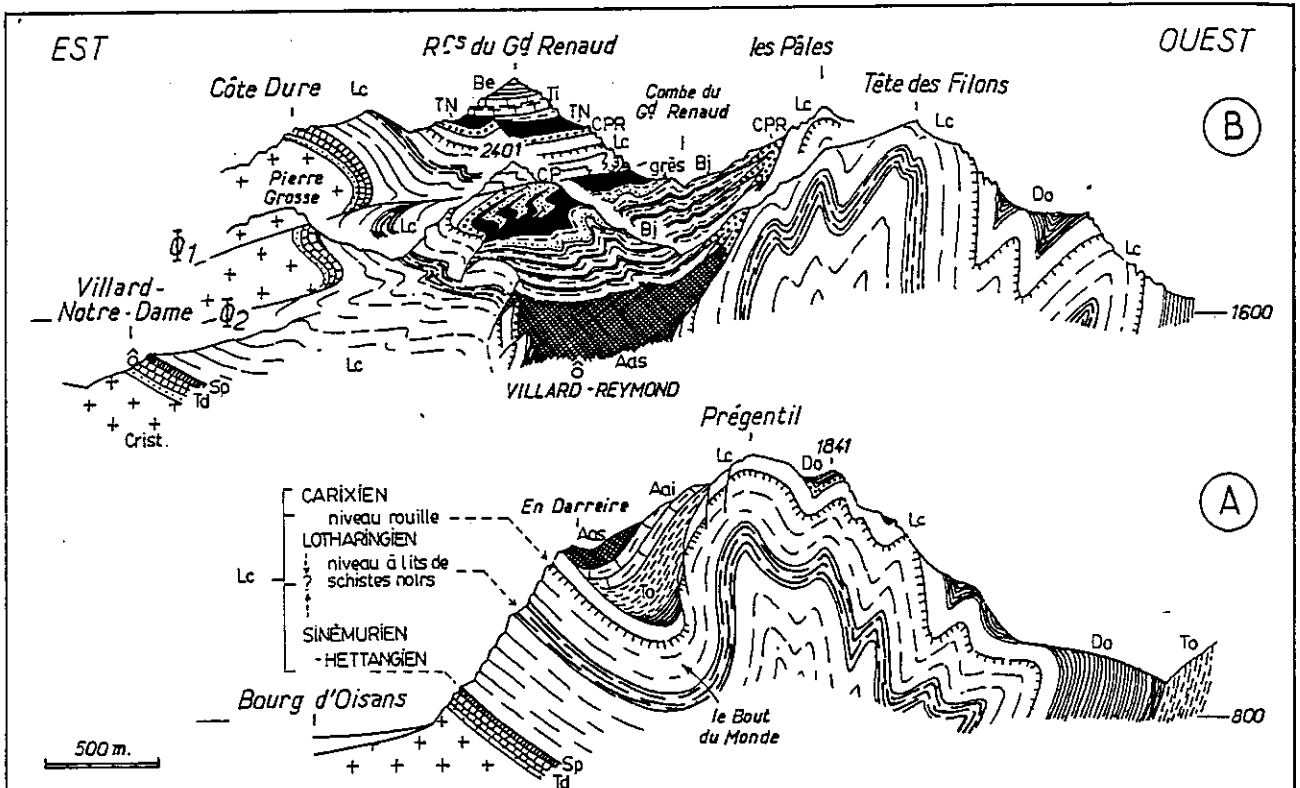


Fig. 3d— Structure du synclinal de Villard-Reymond et de ses marges.

Contrairement à la coutume on a choisi d'orienter les coupes avec l'Ouest à droite, de façon à fournir une vue des structures qui soit plus conforme à celle offerte par les versants montagneux.

A) Coupe montrant les parties profondes de la structure, à la latitude du sommet de Prégentil (extrémité N du synclinal), d'après les données fournies par les pentes dominant Bourg d'Oisans. La coupe représente la structure qui est visible depuis les pentes opposées (rive droite de la Romanche), par exemple depuis Villard-Reculas.

Noter la dissymétrie des grands plis (déversement vers l'E) et surtout la discordance des couches du cœur synclinal sur celles du Lias dans les flancs.

B) Coupe montrant les parties plus élevées de la structure (construite par combinaison de trois coupes sériées dans le versant nord du Grand Renaud) : l'image obtenue est celle que l'on a de ce massif depuis l'Alpe d'Huez et surtout depuis les abords de Villard-Reymond.

Comme sur la coupe A on constate la discordance des couches du cœur synclinal sur celles des flancs. On notera en outre les accidents du flanc gauche (oriental) qui sont apparemment synsédimentaires, d'âge jurassique moyen. Les hauts versants sont affectés par le chevauchement de Pierre Grosse (Φ1), parallèle à celui de Côte Belle (Φ2), qui rompt les plis déversés du Clot de la Selle (secteur du point 2401); il faut préciser que la disposition exacte des assises dans le soubassement du point 2401 (passages latéraux entre Terres Noires et calcaires du Paletas et du Petit Renaud) est assez largement interprétative car mal observable. On notera également, au dessus du point 2401 de la crête de la Croix de la Garde, la faille oxfordienne, cachetée par le Tithonique, des Rochers du Grand Renaud (voir aussi fig. 7).

Légende des notations stratigraphiques (valable aussi pour les figures suivantes), de haut en bas :

Vai = Valanginien; Be = Berriasien; Ti = Tithonique; Seq = « Séquanien »; Arg = « Argovien »; TN = Terres Noires; Bj = Bajocien; Aas = Aalénien supérieur; Aai = Aalénien inférieur; To = Toarcien; Do = Domérien; Lc = Lias calcaire (voir les détails de la succession en marge gauche de la coupe A); Sp = Spilites triasiques; Td = Dolomies triasiques; CP = Calcaires du Paletas; CPR = Calcaires du Petit Renaud.

(figures et texte de J.C. Barfétty et M. Gidon, 1983)

naît là où le précédent s'efface (Barféty et Gidon, 1983).

2) Tectonique distensive héritée

Parmi les déformations visibles actuellement dans la couverture sédimentaire, il faut faire la part des accidents précoces (n'ayant souvent pratiquement pas rejoué comme la faille du lac du Vallon, notée FLV sur la figure 3b) et des accidents alpins (chevauchement de Côte Belle, noté CCB sur la figure 3a). En effet, la paléotectonique a joué un rôle important dans la mesure où un certain nombre de structures alpines sont héritées ou guidées par la tectonique distensive du prifiting car la plupart de ces accidents impliquent le socle. C'est le cas de certains chevauchements correspondant initialement à des accidents distensifs (failles normales).

IVb) La série lithologique normale

Dans la région étudiée, la succession lithologique présente des variations d'épaisseur importantes d'Ouest en Est, ainsi que des lacunes dues à l'érosion et/ou à l'absence de dépôts. La description de la série se fera par tranches successives, car il n'est pas possible d'observer la série complète sur un seul affleurement.

A) Le Trias (d'après J. Reboul, 1962, P. Baron, 1981 et G. Adline, 1982)

Sur le socle cristallin, ces auteurs citent de bas en haut trois ensembles (fig.4) :

- Les grès de base : cette formation ne s'observe qu'en quelques endroits. Il s'agit d'une succession de bancs décimétriques de grès résultant de l'altération du socle cristallin ; le ciment siliceux à la base devient dolomitique au sommet. Epaisseur = 0-1m.

- Les dolomies : la patine est ocre à rousse. Le dépôt s'est fait sous une faible tranche d'eau (quelques mètres au plus) en milieu confiné avec un régime hydrodynamique calme. On distingue de la base vers le sommet (Baron, 1981) :

- un faisceau de bancs demi-métriques plus ou moins lenticulaires, dolomitiques et brèchiques ;
- un niveau de schistes noirs fins ;
- une alternance d'argilites et de bancs dolomitiques demi-métriques à métriques.

Ces dolomies sont localement datées vers leur base, du

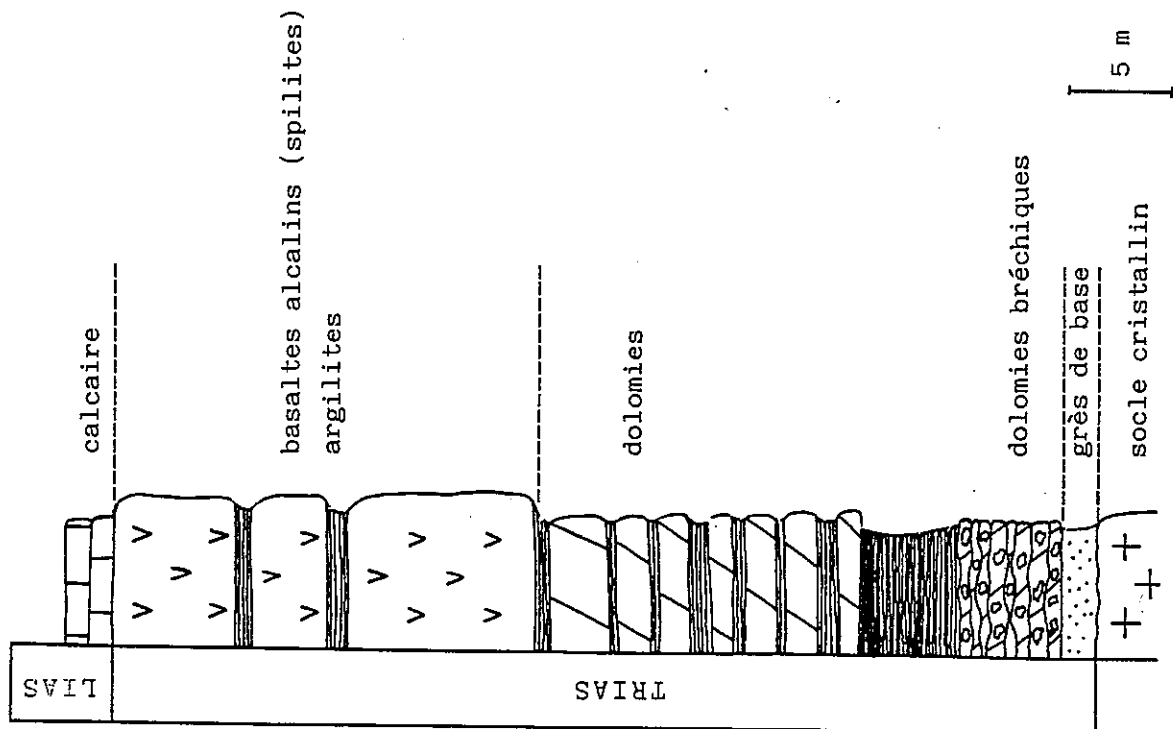


Fig. 4 - Coupe synthétique du Trias des environs de Bourg d'Oisans (données d'après P. Baron, 1981)

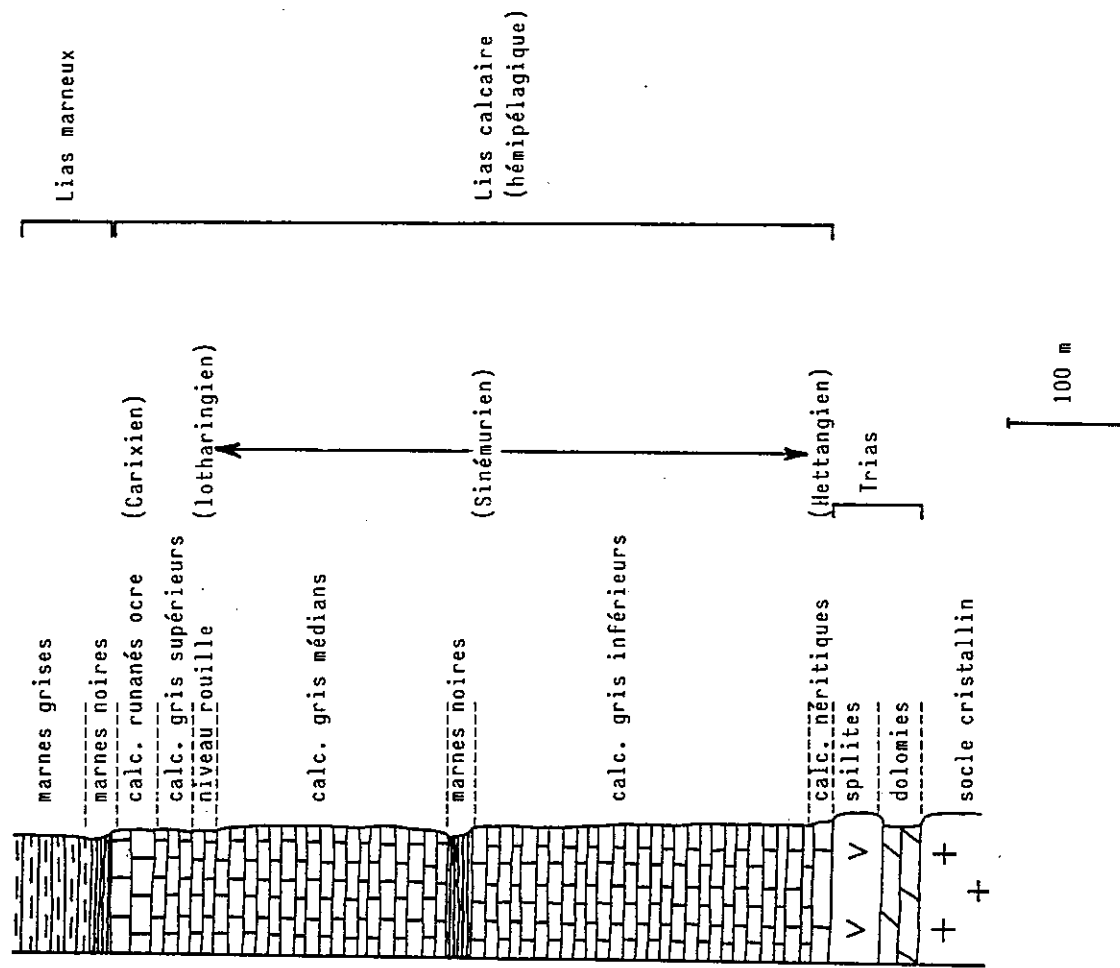


Fig. 5 - Coupe synthétique de la série liasique des environs de Bourg d'Oisans (données d'après J.C. Barféty et M. Gidon, 1983 et J.C. Barféty, 1985).

Trias moyen ou début du Trias supérieur (Baron, 1981) : l'essentiel de la formation est donc attribué au Trias supérieur. Leur épaisseur est de 25 à 30 mètres.

- Les basaltes alcalins (souvent appelés spilites) : ils se présentent sous forme de coulées volcaniques, intercalées de cinérites, mises en place en milieu subaérien à partir de fissures dans le socle (G. Adline, 1982). L'épaisseur de l'ensemble des coulées varie de 0 à 30 mètres.

B) Le Lias (d'après Barfétty et Gidon, 1983, Barfétty, 1985)
(fig.5)

Le Lias peut être subdivisé en deux unités lithologiques différentes : d'une part, le "Lias calcaire" qui comprend le Lias inférieur et la base du Lias supérieur, et d'autre part, le "Lias schisteux" qui comporte le sommet du Lias supérieur.

1) Le Lias calcaire (Hettangien-Domérien p.p.).

Les dépôts de Lias calcaire subissent une variation d'épaisseur d'Ouest en Est. Cette variation est due à deux phénomènes distincts : d'une part, à un épaississement de cette formation à l'aplomb du demi-graben, d'autre part, à l'érosion partielle des termes supérieurs situés sur le demi-horst. Les falaises situées au Nord et au Sud de Bourg d'Oisans montrent deux coupes complètes du Lias calcaire sur près de 700 m d'épaisseur.

a) Les calcaires néritiques (Hettangien)

L'épaisseur de cette formation est très variable dans le secteur étudié (0 à 30 mètres). Elle présente des alternances de bancs calcaires gris (du type grainstone) décimétriques à demi-métriques et de marnes en lits centimétriques. Les débris de coquilles (bivalves, gastéropodes etc...) existent pratiquement dans tous les bancs ; à la base, la fréquence des madréporaires associés à des encroûtements algaires indique un milieu peu profond.

L'étude sédimentologique de cette formation est résumée dans le deuxième chapitre de ce travail ; elle a porté sur une dizaine d'affleurements existant dans la partie centrale de la zone cartographiée (fig.3a et 3b).

b) Les calcaires argileux gris hémipélagiques (Hettangien sup. à Domérien p.p.)

Ces calcaires micritiques à spicules et à entroques dispersées ont une texture de type mudstone ; on y trouve quelques ammonites. Ces calcaires argileux alternent avec des marnes, et suivant l'importance de ces dernières, cette formation donnera soit des vires, soit des ressauts dans la topographie.

On distingue de bas en haut :

- un niveau gris inférieur à bancs de calcaires argileux dominants par rapport aux marnes ;
- une vire constituée par des marnes noires ;
- des calcaires gris médians ;
- des calcaires à patine rouille du Lotharingien supérieur ;
- des calcaires gris supérieurs ;
- des calcaires rubanés ocre à grosses bélemnites ; ce niveau est attribué au Carixien par analogie de faciès (J.C. Barfély et M. Gidon, 1983 et J.C. Barfély, 1985). La partie supérieure de ces calcaires est datée du Domérien.

2) Le "Lias marneux" (Domérien sup. p.p. - Toarcien).

Au Domérien, les marnes brunes montrent des intercalations de calcaires argileux, tandis qu'au Toarcien les marnes deviennent grises et ont un aspect argenté.

c) Le Dogger et le Malm (d'après Barfély et Gidon, 1983, et Barfély, 1985)

1) Le Dogger

- On observe de bas en haut quatre ensembles lithologiques.
- Les marnes de l'Aalénien inférieur qui sont plus argileuses que celles du Toarcien.
 - Les argilites noires à nodules silico-alumineux de l'Aalénien supérieur. Elles affleurent largement aux abords du village de Villard Raymond.
 - Des marnes noires contenant des bancs de calcarénites sombres à patine ocre.
 - Des calcschistes clairs attribués au Bajocien par analogie de faciès avec d'autres formations datées par ammonites au niveau du col situé entre le Petit Renaud et le Grand Renaud. La découverte de deux ammonites en rive droite de la combe du Grand Renaud, sous la crête de la croix de la Garde, a permis d'attribuer la partie supérieure de cette formation à la base

S

N

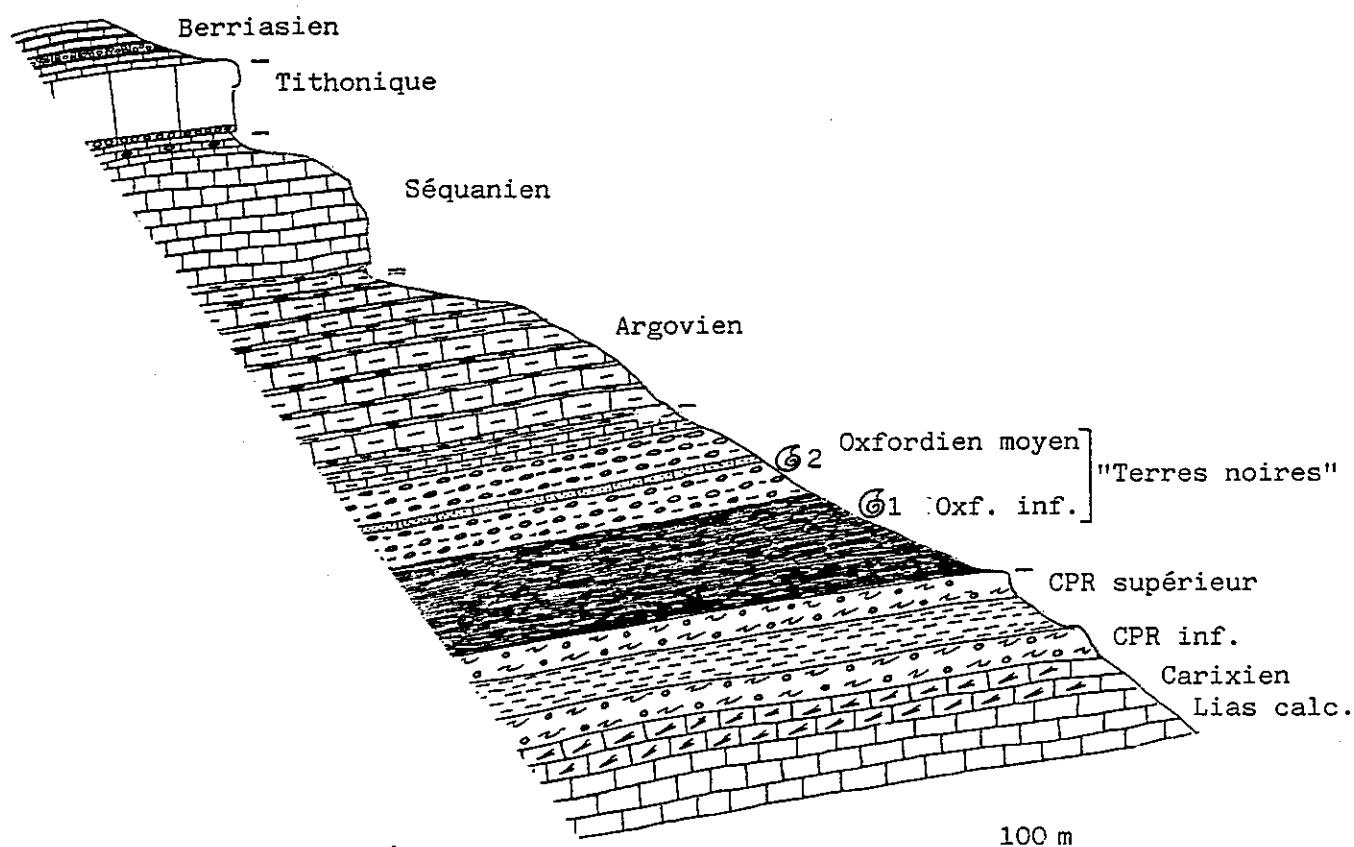


Fig. 6 - Coupe du Jurassique supérieur du versant NE du Grand Renaud
(d'après J.C. Barféty et M. Gidon, 1983).

CPR inférieur et supérieur : niveaux des "calcaires du Petit Renaud" inférieur et supérieur.

⊗ : ammonites ayant permis des datations (détermination R. ENAY).

- 1 : - *Phylloceras* (*Holcophylloceras*) *mediterraneum* NEUM.
- *Perisphinctes* (*Otosphinctes*) cf. *intercedens* ILOV.

sommet de l'OXFORDIEN INFÉRIEUR (ou OXFORDIEN MOYEN ?)

- 2 : - *Sowerbyceras* *tortisulcatum* (d'ORB.)
- *Lissoceratoides* cf. *erato* (d'ORB.)
- *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) cf. *rotoides* RONDCH.
- *Campylites* sp.

OXFORDIEN MOYEN.

du Bathonien.

2) Le Jurassique supérieur (d'après Barfétv et Gidon, 1983 et Barfétv, 1985).

L'arête nord du Grand Renaud est un secteur particulièrement favorable pour l'étude du Jurassique supérieur (fig. 6).

On observe de bas en haut :

- des "Terres Noires" supérieures (datées par ammonites de l'Oxfordien inférieur et moyen) caractérisées par des intercalations de marnes schisteuses et de lits de grosses miches ou de lits discontinus, d'épaisseur décimétrique, de calcaires finement silteux à patine pourpre ;
- des calcaires argileux en gros bancs et à patine souvent ocreuse, datés par ammonites de l'Argovien ;
- des calcaires moins argileux à litage plus fin, de l'Oxfordien supérieur (Séquanien) ;
- un niveau décamétrique de calcaires argileux à bancs plus petits et riches en joints marneux ;
- la barre calcaire Tithonique plus massive (datée par des Calpionelles) ;
- des calcaires en petits bancs du Néocomien.

Chacun de ces termes a une épaisseur quatre fois moindre que celle qu'ils atteignent dans les chaînes subalpines. Les "Terres Noires", elles-mêmes, subissent d'un point à l'autre d'importantes variations d'épaisseur allant de 0 à plus de 100m

IVc) Les faciès particuliers (d'après Barfétv et Gidon, 1983 ; Barfétv, 1985)

La tectonique distensive a permis le basculement du bloc du Rochail-Lauvitel le long de la faille du col d'Ornon. Ce mouvement est responsable de la création de pentes sur lesquelles se sont développées deux formations particulières.

1) Les "calcaires du Petit Renaud"

Les différentes périodes d'érosion sur les zones hautes, en particulier après le dépôt du sommet du Lias calcaire, seraient à l'origine de l'apparition d'une formation biodétritique particulière : épaisse de quelques dizaines de mètres et reposant directement sur le Lias calcaire, cette formation des "calcaires du Petit Renaud" passe latéralement aux formations comprises entre le Lias supérieur et le Malm

inférieur, et se développe de Villard Reymond jusqu'à Valsenestre. Elle est constituée par des calcaires gris à patine souvent ocreuse voire brunâtre ; des galets de calcaires gris, une texture noduleuse ainsi que des niveaux encrinétiques y sont fréquents.

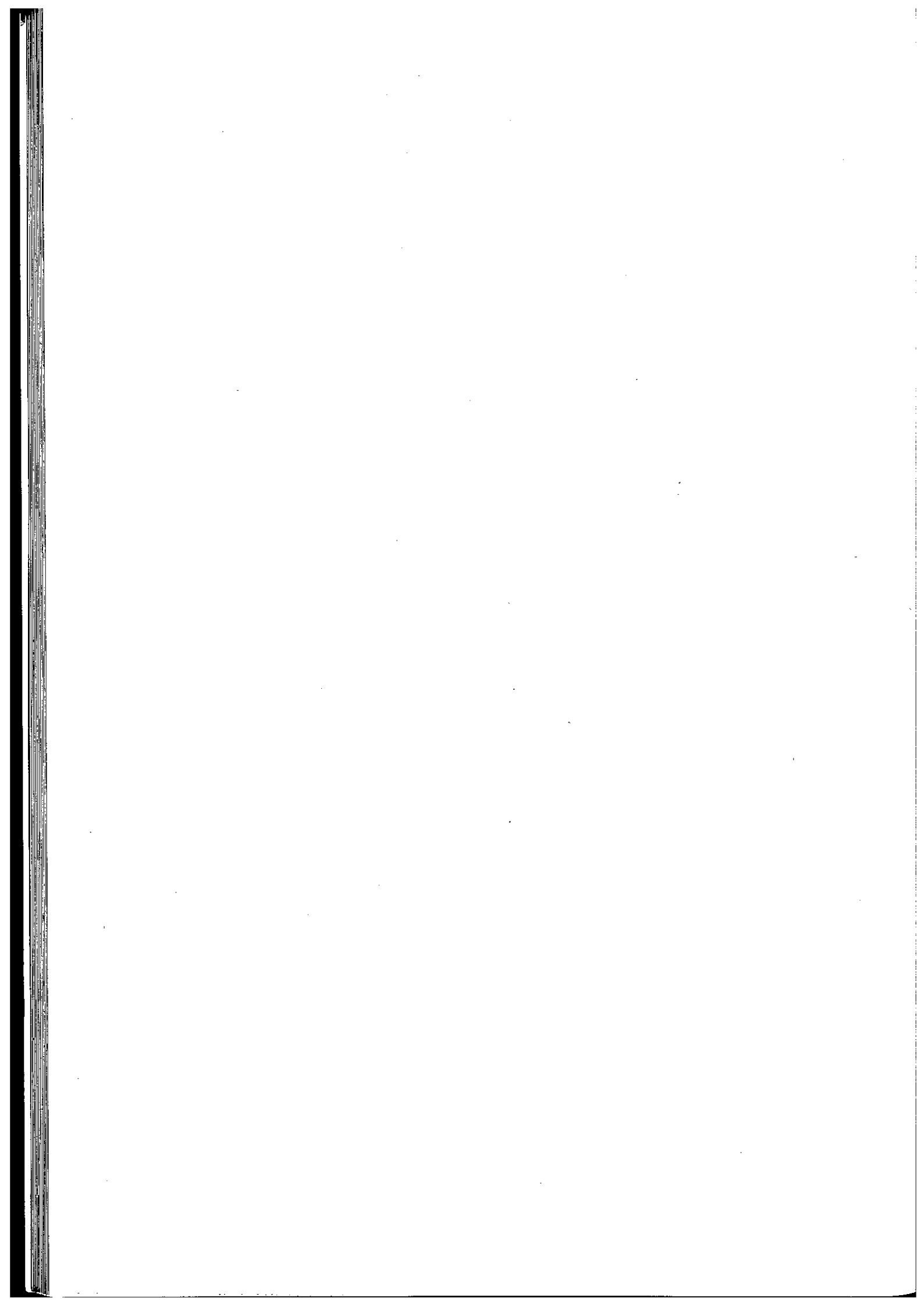
Il s'agit d'une formation probablement compréhensive, condensée, dont la limite supérieure est diachrone car cette formation se développe dans l'intervalle Lias supérieur - Dogger.

Les auteurs ont interprétés ces calcaires comme des dépôts proximaux de pentes sous-marines attestant des basculements synsédimentaires apparus dès la fin du Lias.

2) Les "calcaires du Paletas"

Cette formation calcaire puissante de plus de 100 m en général, se développe dans les hauts vallons de Confolens et de Valsenestre. Ce sont des calcaires gris clair, en patine comme en cassure, dont la pâte est fine, micritique et riche en radiolaires calcitisés. Les figures de glissements synsédimentaires (slumps, faisceaux contournés) existent dans plusieurs niveaux de cette formation ; les faciès noduleux bien connus dans le Tithonique, y sont fréquents.

Barféty et Gidon (1983) ont interprété ces calcaires comme un équivalent latéral des "Terres Noires". En effet, on observe des passages latéraux sur quelques dizaines de mètres, voire moins, caractérisés par l'apparition dans la matrice marneuse noire, de nodules calcaires qui deviennent de plus en plus nombreux au point de n'être plus séparés que par des membranes millimétriques qui s'épaississent accidentellement.



CHAPITRE II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I) INTRODUCTION

- a) Présentation de l'étude
- b) Plan de l'étude

II) PRINCIPAUX LITHOFACIES RENCONTRES

A) LES FACIES DES ETAGES MEDIO- A SUPRALITTORAUX

Faciès 1 : pelmicrosparite à keystone vugs.

B) LES FACIES DE L'ETAGE INFRALITTORAL

1a) Faciès 2 : oobiosparite

1b) Faciès 2A : biosparite à polypiers

2) Faciès 3 : pelbio-ooosparite à éléments légèrement micritisés

3a) Faciès 4 : pelbiosparite à échinodermes et grosses coquilles micritisées

3b) Faciès 4A : pelbiosparite à éléments de petite taille disposés en lits

4) Faciès 5 : pelsparite à peloïdes de petite taille associés à de fines coquilles de bivalves

5) Reconstitution des milieux de dépôt des faciès 2, 3, 4 et 5

C) LES FACIES DE L'ETAGE CIRCALITTORAL

1a) Faciès 6 : pelmicrosparite à spicules et biophase micritisée abondante

1b) Faciès 6B : pelmicrosparite à éléments roulés

2) Faciès 7 : biopelmicrosparite à spicules

3) Faciès 8 : biomicrite à crinoïdes et abondants spicules (plus de 30% de spicules)

3b1) Faciès 8A : biosparite à crinoïdes et concrétions algaires

3b2) Faciès 8B : biomicrite à polypiers

4) Faciès 9 : biomicrite à spicules (moins de 20%)

5) Faciès 10 : micrite pauvre en bioclastes

6) Reconstitution des milieux de dépôt

D) LES FACIES DE TRANSGRESSION

Faciès 11

E) LES FACIES PELAGIQUES

1) Faciès 12A : biomicrite à calpionelles

2) Faciès 12B : biomicrite à radiolaires

3) Reconstitution des milieux de dépôt

F) CONCLUSION

CHAPITRE II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1) Introduction

a) Présentation de l'étude.

La caractérisation des milieux de dépôt a été faite à partir d'une étude descriptive des formations à l'affleurement et en lames minces. L'étude de ces dernières permet de définir différents faciès grâce à la faune, aux figures sédimentaires et à la granulométrie. Certains de ces éléments sont caractéristiques d'un milieu de dépôt donné ; ils permettent donc de définir des paléoenvironnements par comparaison avec des milieux de dépôt fossiles ou actuels bien connus.

Le classement des faciès les uns par rapport aux autres se fait en fonction des variations des éléments significatifs qui les caractérisent.

Une évolution verticale (analyse séquentielle) de chaque succession a été ensuite établie en agençant verticalement des faciès en fonction du classement précédent.

L'agencement latéral des faciès permet de visualiser leur répartition paléogéographique par application de la loi de Walther (1893-1894) pour qui l'enchaînement vertical des milieux de dépôt est représentatif de leur évolution latérale ou horizontale.

b) Plan de l'étude

La première partie correspond à la description des faciès. Ces faciès caractérisant les différents milieux de dépôt sont classés du milieu de dépôt le moins profond vers le plus profond, et numérotés de 1 à 12. Le matériel détritique spilitique est un élément supplémentaire, pouvant ou non exister selon les cas, qui n'est pas pris en compte pour la caractérisation d'un faciès.

La taille moyenne des éléments sera notée T_m .

La seconde partie correspond à la description de l'agencement vertical des faciès. A cet effet, chaque coupe sera accompagnée d'une courbe d'évolution verticale des faciès et de colonnes illustrant les différents pourcentages en éléments.

II) Principaux lithofaciès rencontrés

A) Les faciès des étages supra- à médiolittoraux

Les faciès typiques des étages supra- à médiolittoraux caractérisent des milieux émergés ou proches de l'émersion.

- Faciès 1 : Pelmicrosparite à keystone vugs

Tm = 0,1mm ; lame type : FPB 242

Localisation : coupe du Paletas (fig. 10).

Age : Hettangien.

Sur le terrain, ce faciès se présente dans un banc décimétrique à demi-métrique de calcaire intercalé entre deux niveaux d'argilites décimétriques à demi-métriques. Le banc est ocre en patine et noir en cassure ; il a une épaisseur irrégulière.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone constitué uniquement de petits peloïdes. Les keystone vugs nombreux, correspondent à de petites cavités montrant plusieurs étapes de remplissage de calcite sparitique. Les débris d'échinodermes sont rares.

Interprétation : ces keystone vugs caractérisent des dépôts de plages des domaines médio- à supralittoraux.

B) Les faciès de l'étage infralittoral

Ces milieux peu profonds sont caractérisés par :

- le développement d'une microfaune infralittorale de grande taille, à tests généralement épais ;
- une forte micritisation des débris due à la prolifération d'algues et de champignons microscopiques qui se développent à faible profondeur.

Chaque type de dépôt est caractérisé par un faciès possédant une ou plusieurs variantes qui portent le même numéro de faciès, avec en index la lettre A ou B. Ce sont des faciès équivalents latéralement, qui occupent la même position sur le profil théorique de la plate-forme.

1a) Faciès 2 : Oobiosparite.

Tm : 0,1 à 0,22 mm ; lame type : FPB 244

Coupe : Le Paletas (fig. 10) ; âge : Hettangien

Coupes concernées : le Paletas, la Vivolle, les Clottous.

Sur le terrain, ce faciès se présente en bancs décimétriques à demi-métriques de calcaires fins, roussâtre en patine et gris-noir en cassure.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone à oolites (30 à 40 % du volume total du sédiment) associés à des bioclastes émoussés. Les oolites ont un cortex concentrique fibroradié ; le nucleus correspond à de petits bioclastes indéterminables. Les oolites ainsi que les bioclastes sont parfois légèrement micritisés. Les bioclastes correspondent à des débris de coquilles de bivalves.

Interprétation : les oolites micritisées caractérisent des milieux de dépôt peu profonds ; de plus, il n'existe pas encore d'articles de crinoïdes associés à ces oolites. Ces faciès correspondraient donc probablement à des dépôts de l'étage infralittoral supérieur.

1b) Variante de ce faciès : cette oobiosparite passe latéralement à une biosparite à polypiers (faciès 2A).

- Faciès 2A : Biosparite à polypiers.

Lame type : FPCA 1

Coupe : la Chave (fig. 14) ; âge : Hettangien.

Coupes concernées : la Chave et le demi-graben situé au Nord du lac du Vallon.

Sur le terrain, ce faciès se présente en bancs massifs demi-métriques à métriques de calcaires bioclastiques gris clair, riches en galets et fins débris spilitiques. L'aspect vacuolaire de ces calcaires est dû à la dissolution de nodules d'oxyde de fer. Ils renferment une faune abondante représentée surtout par des débris de lamellibranches à tests épais, de gros gastéropodes, et des polypiers.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone grossier contenant essentiellement des bioclastes émoussés (50 à 70 % du volume total du sédiment) et parfois des lithoclastes arrondis de calcaire bioclastique de même nature. Le matériel détritique spilitique est important (10 à 15 %).

Nature des bioclastes : il s'agit essentiellement de gros débris émoussés de coquilles de bivalves et de gros gastéropodes mêlés à des débris de polypiers et de coquilles de plus petite taille.

Interprétation : ce sable grossier à débris émoussés indique un régime hydrodynamique assez élevé. L'association de débris de grosses coquilles, de gros gastéropodes et de polypiers caractérise des dépôts de faible profondeur

(infralittoral).

2) Faciès 3 : Pelbio-oosparite à éléments légèrement micritisés.

Tm = 0,20mm ; lame type : FPB 247

Coupe : le Paletas (fig. 10) ; âge : Hettangien

Coupes concernées : le Paletas et la Vivolle.

Sur le terrain, ce faciès correspond à des bancs décimétriques de calcaire finement bioclastique, gris ocre en patine et gris en cassure.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone à peloïdes (30 % du volume total du sédiment), oolites et à bioclastes. Ces derniers sont mal conservés et micritisés ; il en est de même pour certaines oolites.

Nature des bioclastes :

- petits fragments de coquilles, micritisés ;
- plaques d'échinodermes (10 %).

Interprétation : l'enrichissement de ce faciès en peloïdes qui se mêlent aux oolites et bioclastes micritisés caractérise des dépôts légèrement plus profonds que ceux du faciès précédent ; cette hypothèse est déduite de la diminution de la granulométrie. De plus, la présence d'échinodermes indique qu'il s'agit d'un milieu marin ouvert.

3a) Faciès 4 : Pelbiosparite à échinodermes et grosses coquilles micritisées.

Tm = 0,11 à 0,17mm ; lame type : FPB 252

Coupe : le Paletas (fig. 10) ; âge : Hettangien.

Coupes concernées : le Paletas, la Vivolle, la Chave et le demi-graben situé au Nord du lac du Vallon.

Sur le terrain, ce faciès correspond à des bancs décimétriques de calcaires gris ocre en patine et gris en cassure. Ces calcaires sont riches en coquilles de bivalves (cardinies), gryphées (huîtres) et gastéropodes.

En lame mince, ce faciès correspond à un grainstone contenant essentiellement des peloïdes (45 % du volume total du sédiment) et des bioclastes. La taille moyenne des peloïdes est inférieure à celle des peloïdes du faciès précédent. Les grosses coquilles présentent des encroûtements algaires.

Nature des bioclastes : il s'agit essentiellement de débris de coquilles de brachiopodes costulés, des gastéropodes entiers et des plaques d'échinodermes.

Interprétation : l'augmentation du pourcentage en peloïdes indique une diminution de l'hydrodynamisme qui pourrait être en relation avec une profondeur plus importante (diminution de la granulométrie). Toutefois, le milieu de dépôt se situe encore dans l'étage infralittoral ainsi que l'attestent les grosses coquilles à encroûtement algaire.

3b) Variante de ce faciès : cette pelbiosparite passe latéralement à une biosparite à éléments de petite taille disposés en lits.

- Faciès 4A : biosparite à éléments de petite taille disposés en lits

Lame type : FPL 3 ; coupe : demi-graben situé au Nord du lac du Vallon (fig. 13).

Age : Hettangien.

Du point de vue macroscopique, ce faciès est semblable au faciès 2A, mais les bancs de calcaires bioclastiques sont irréguliers et d'épaisseur décimétrique.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone à bioclastes (60 % du volume total du sédiment) de même nature que ceux présents dans le faciès précédent ; les éléments qui sont beaucoup plus usés, bien classés, se disposent parfois en lits millimétriques parallèles à la stratification. Le ciment est sparitique. Le matériel spilitique (20 %) est présent sous forme d'extraclastes arrondis de 1mm de diamètre.

Les bioclastes sont constitués par des débris de coquilles de bivalves et par de petits gastéropodes entiers.

Interprétation : par rapport au faciès 2A, ce faciès correspond à un milieu de dépôt légèrement plus profond car il y a absence de polypiers, d'une part, et d'autre part, il y a eu transport (bon classement) et dépôt dans un milieu calme (éléments arrondis disposés en lits bien classés).

4) Faciès 5 : Pelsparite à peloïdes de petite taille associés à de fines coquilles de bivalves

Tm = 0,08 à 0,11mm ; lame type : FPB 249

Coupe : le Paletas (fig. 10) ; âge : Hettangien.

Coupes concernées : le Paletas, la Vivolle et les Clottous.

Sur le terrain, ce faciès se rencontre dans des bancs

identiques à ceux du faciès précédent.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone à peloïdes de petite taille (60 à 65 % du volume total du sédiment). Les bioclastes sont rares (1 à 3 %). Le sédiment est dans l'ensemble bien classé et plus fin que dans les faciès précédents, mais il n'existe pas de granoclasement.

Nature des bioclastes : il s'agit de :

- coquilles fines ;
- petits débris usés de coquilles ;
- rares entroques.

Quand on passe des faciès 3 aux faciès 4 puis 5, le pourcentage en peloïdes augmente tandis qu'ils deviennent de plus en plus fins ; le pourcentage en bioclastes reste sensiblement constant. Cette tendance traduit un approfondissement par rapport au milieu de dépôt du faciès 2.

5) Reconstitution des milieux de dépôt des faciès 2, 3, 4 et 5.

Ce groupe de faciès comprend quatre types principaux : les oobiosparites (2), les peloobiosparites (3), les pelbiosparites (4) et les pelsparites (5). L'évolution verticale et horizontale des faciès est marquée par une diminution du pourcentage en oolites corrélativement à une augmentation des peloïdes ainsi que par une diminution de la granulométrie. Les faciès accompagnés de l'index A (2A et 4A) n'existent que dans les coupes réduites : on y observe surtout un classement des bioclastes ainsi qu'une diminution de leur taille moyenne. Ce groupe de quatre faciès se caractérise par une cimentation sparitique des éléments.

La faune est essentiellement constituée de gros gastéropodes, de bivalves à coquilles épaisses, de polypiers dans certains cas particuliers, et de coquilles fines dans les niveaux les "plus profonds".

Du point de vue paléogéographique, ce groupe de faciès correspond à des milieux de dépôts plus profonds par rapport à ceux des faciès à keystone vugs (1) qui caractérisaient des dépôts de plage de l'étage supra à médiolittoral. Les dépôts correspondant à ces quatre faciès peuvent être replacés dans l'étage infra à circalittoral supérieur (nature, usure et micritisation des éléments) car l'absence d'articles de crinoïdes indique qu'il ne s'agit pas encore de dépôts de l'étage circalittoral franc.

Les oolites micritisées sont fréquemment associées à des bioclastes émoussés ou non ; elles indiquent l'existence d'un

milieu oolitissant puis le dépôt de ces oolites associées à des bioclastes, à proximité, dans des milieux ayant un régime hydrodynamique suffisamment faible pour qu'il puisse y avoir accumulation sans qu'il n'y ait oolitisation des bioclastes. Les variantes des différents faciès contiennent des bioclastes usés mais non oolitisés parfois associés à des polypiers ; elles caractérisent des milieux agités et peu profonds.

Par la suite, l'augmentation du pourcentage en peloïdes indique une augmentation de la profondeur en relation avec une diminution de la granulométrie.

C) Les faciès de l'étage circalittoral

Les dépôts du domaine circalittoral sont représentés par quatre faciès qui ont en commun une faune caractéristique par sa nature (articles de crinoïdes et spicules de spongiaires), sa taille, son abondance, et par l'apparition de nouvelles associations biologiques en même temps que disparaît progressivement la faune infralittorale.

1a) Faciès 6 : Pelmicrosparite à spicules et biophase micritisée abondante.

Lame type : CLO 12 ; coupe : les Clottous (fig. 9).
Age : Hettangien.

Sur le terrain, ce faciès correspond à un banc demi-métrique de calcaire ocre, d'aspect sableux, contenant de grosses coquilles de bivalves (Cardinies).

En lame mince, il s'agit d'un grainstone contenant des peloïdes (30% du volume total du sédiment) ; les spicules (diamètre : 0,2 mm) sont abondants (25% du volume total du sédiment) et associés à quelques gastéropodes et débris de coquilles.

1b) Variante de ce faciès : dans la coupe des Clottous, on note la présence d'une biomicrosparite à éléments roulés, au sein de ce faciès 6.

-Faciès 6A : Biomicrosparite à éléments roulés

Tm : 0,7 mm ; lame type : CLO 13.
Coupe : les Clottous (fig. 9) ; âge : Hettangien.

Sur le terrain, ce faciès correspond à un banc décimétrique de calcaire granuleux, ocre en patine et gris en

cassure ; ce calcaire d'aspect oolitique contient de grosses coquilles de bivalves (Cardinies).

En lame mince, il s'agit d'une microsparite essentiellement constituée d'éléments arrondis (gastéropodes et lithoclastes) correspondant à 40% du volume total du sédiment. Ces éléments arrondis ne possèdent pas de véritable cortex ; ils ne sont pas jointifs, et leur surface est corrodée. La matrice présente de petites plages de cristallisation de dolomite (petits cristaux automorphes dus à une dolomitisation secondaire).

Interprétation : ce faciès à gros gastéropodes roulés ne semble pas caractériser un milieu de dépôt particulier, mais il correspondrait plutôt à un niveau remanié et resédimenté (coulée de sables bioclastiques).

2) Faciès 7 : Biopelmicrosparite à spicules

Lame type : CLO 10 ; coupe : les Clottous (fig. 9)
Age : Hettangien.

Sur le terrain, ce faciès correspond à une alternance de bancs décimétriques de calcaires ocre assez fins, et de joints marneux centimétriques.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone contenant des spicules (25 à 30 % du volume total du sédiment) de petite taille (0,15 mm de diamètre) associés à des peloïdes, quelques gastéropodes, des débris de coquilles et des Tubiphytes sp..

Interprétation : les faciès 6 et 7 sont pratiquement équivalents ; ils ne diffèrent que par le fait que le premier présente une biophase micritisée importante qui indiquerait un milieu de dépôt moins profond que celui du faciès 7. Les Tubiphytes sont caractéristiques des dépôts de plate-forme externe. Les milieux de dépôt de ces deux faciès appartiendraient à l'étage circo-littoral supérieur.

3a) Faciès 8 : Biomicrite à crinoïdes et abondants spicules (plus de 30% de spicules).

Lame type : CLO 15 ; coupe : les Clottous (fig. 9).
Age : Hettangien.

Coupes concernées : les Clottous, le Paletas, la Vivolle, la Chave et le demi-graben situé au Nord du lac du Vallon.

Sur le terrain, ce faciès se présente en bancs décimétriques de calcaires gris ocre en patine et gris en cassure.

En lame mince, il s'agit d'un packstone-wackestone contenant environ 40 à 60 % de bioclastes. La micrite présente par endroits une dolomitisation secondaire importante caractérisée par de petits cristaux automorphes. Le matériel détritique spilitique est peu important (1 à 3 %).

Nature des bioclastes : il s'agit de petits spicules de spongiaires (45 % ; diamètre : 0,15mm) associés à des encrines (10% et plus rarement 45% dans le cas de l'échantillon FPB 256) et des fragments de coquilles.

Interprétation : l'apparition des articles de crinoïdes indique que le milieu de dépôt se situe désormais dans l'étage circalittoral franc.

3b) Variantes de ce faciès : il s'agit des faciès 8A (biosparite à crinoïdes) et 8B (biomicrite à polypiers) ; le premier ne se rencontre que dans la partie supérieure des coupes réduites, tandis que le second n'existe que dans certaines coupes épaisses (en contrebas des Clottous, et le Paletas).

3b1) Faciès 8A : Biosparite à crinoïdes et concrétions algaires

Lame type : FPL 7

Coupe : demi-graben du lac du Vallon (fig. 13).

Sur le terrain, les bancs sont identiques à ceux du faciès 4A.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone contenant essentiellement des bioclastes arrondis (40 à 50 % du volume total du sédiment). Les éléments ne sont pas classés. Le matériel détritique spilitique est important (15 à 20 %).

Nature des bioclastes : il s'agit essentiellement :
-de débris arrondis de coquilles de lamellibranches et de gastéropodes ;
-de débris de crinoïdes assez bien conservés (20 % du volume total du sédiment) ;
-de fragments de concrétions algaires et de Girvanelles (encroûtements tubulaires).

Interprétation : l'apparition des crinoïdes indique un milieu de dépôt appartenant à l'étage circalittoral. Néanmoins, l'usure des bioclastes est liée à un régime hydrodynamique important. En effet, ce faciès n'existe que dans les coupes

réduites correspondant à des dépôts dans des zones hautes.

3b2) Faciès 8B : Biomicrite à polypiers

Lame type : FPB 259 ; coupe : le Paletas.

Age : Hettangien.

Sur le terrain, il s'agit d'un banc demi-métrique de calcaire gris-ocre en patine, dans lequel les polypiers sont abondants.

En lame mince, il s'agit d'un Packstone-wackestone essentiellement constitué de débris de polypiers (40 % du volume total du sédiment). Les tests de petits gastéropodes et les entroques sont rares.

Interprétation : la présence d'un faciès à polypiers intercalé entre des faciès à encrines et spicules est la manifestation de l'installation de conditions de vie particulières. En effet, bien qu'il s'agisse d'un niveau remanié, on ne retrouve jamais ces polypiers associés à différents bioclastes dans les faciès précédents. Ce n'est donc pas un niveau remanié quelconque, mais plutôt une variante du faciès 8, de par sa position dans les coupes.

4) Faciès 9 : Biomicrite à spicules (moins de 20%)

Lame type : CLO 25 ; coupe : les Clottous.

Age : Hettangien.

Sur le terrain, les bancs sont identiques à ceux du faciès précédent.

En lame mince, il s'agit d'une micrite finement bioclastique dont les spicules constituent les éléments majoritaires (20% du volume total du sédiment). Les autres éléments sont constitués par de fines coquilles, des gastéropodes et des plaques d'échinodermes ; ces dernières semblent provenir d'oursins irréguliers (spatangidae). Il existe également de rares lagenidae (Nodosaridae).

Interprétation : l'absence d'articles de crinoïdes, la diminution du pourcentage en spicules, la présence de plaques d'échinodermes irréguliers ainsi que celle des rares foraminifères indiqueraient un milieu de dépôt plus profond que ceux des faciès précédents ; ces milieux de dépôt appartiendraient à l'étage circalittoral inférieur.

5) Faciès 10 : Micrite pauvre en bioclastes

Lame type : FPB 226

Coupe : crête des rochers de Terre Rousse.

Age : Hettangien sup. (p.p.)-Sinémurien.

Sur le terrain, il s'agit d'une alternance de bancs de calcaires argileux gris et de marnes. Deux ammonites de l'Hettangien (Schlotheimia angulata) ont été trouvées à la base de cette formation ; le reste de la coupe est datée du Sinémurien par de nombreuses ammonites (dont un Arnioceras).

En lame mince, ce faciès correspond à un mudstone contenant 5 à 10% de petits spicules associés à de rares entroques et fins bioclastes.

Interprétation : ces faciès hémipélagiques caractérisés par des micrites pauvres en bioclastes (moins de 12% en général) présentent tous les caractères d'une sédimentation de bassin qui sont : l'agencement en bancs décimétriques montrant l'alternance de calcaires argileux gris et de marnes, les ammonites fréquentes et la texture mudstone.

Ces faciès correspondent donc à un milieu de dépôt calme, marin franc, ouvert sur le large (c'était déjà le cas pour les faciès 6, 7, 8 et 9), relativement profond et appartenant à l'étage circalittoral inférieur ou bathyal. Ce faciès caractérise les sédiments déposés au fond du bassin dauphinois.

6) Reconstitution des milieux de dépôt

Les sédiments de l'étage circalittoral sont représentés par des pelbiomicrosparites à spicules, des biomicrites à abondants spicules et crinoïdes, puis par des biomicrites à spicules moins abondants. Les bancs de calcaires sont soit ocre en patine (dépôts d'âge Hettangien), ou soit gris (dépôts d'âge Hettangien supérieur-Sinémurien).

La présence de rares foraminifères (Lagenidae) associés aux spicules dans le faciès 9, indique un milieu de dépôt se situant à une profondeur compatible avec l'apparition de cette microfaune qui était absente dans les faciès précédents. Toutefois, la persistance des coquilles (tout d'abord épaisses puis fines) en quantité importante, indique qu'elles ont été transportées, car elles appartiennent à des espèces relativement peu profondes (leur nature est la même que celles des coquilles infralittorales).

Du point de vue paléogéographique, le groupe des faciès 6

à 9 caractérise des milieux de dépôt plus profonds que ceux de l'étage infralittoral (2 à 5).

Du point de vue sédimentologique, on observe progressivement la disparition des peloïdes puis la variation des différentes associations ; c'est ainsi que l'association spicules de spongiaires-articles de crinoïdes est progressivement remplacée par celle à spicules peu abondants-plaques d'échinodermes irréguliers. Ce groupe de faciès (6 à 9) correspondrait donc à des dépôts de l'étage circalittoral supérieur et inférieur ; ils annoncent le passage aux faciès (10) correspondant à des milieux de dépôt profonds appartenant au domaine de bassin : ces faciès hémipélagiques sont caractérisés par des biomicrites à bioclastes peu abondants (essentiellement des spicules).

D) Les faciès de transgression - Faciès 11

Lame type : CLO 6 ; coupe : les Clottous

Age : Hettangien

Coupes concernées : les Clottous, le Paletas et la Vivolle.

Sur le terrain, ce faciès est connu à la base des coupes épaisses et intermédiaires, et probablement dans la partie supérieure de la coupe de la Vivolle. Du point de vue lithologique, ces bancs de calcaires bioclastiques ou non, sont fins voire sublithographiques ; ils sont parfois beige en patine.

En lame mince, il s'agit :

- soit du mélange de deux faciès différents ; on observe parfois le passage d'une micrite à petits peloïdes et oolites, à une sparite à oolites, et ce, au sein d'un même échantillon ;
- soit d'une biomicrite à polymorphididae et à éléments irrégulièrement répartis ; les polymorphididae sont des marqueurs de faciès de transgression (Th. Boisseau, 1987) ;
- soit d'une micrite dolomitisée ne contenant pratiquement aucun bioclaste (échantillon FPV 12).

Interprétation : ces faciès de transgression sont peu répandus, et hormis la patine beige de certains bancs, ils ne peuvent être mis en évidence que grâce à l'étude des lames minces. En effet, la succession verticale de ces faciès de transgression ne correspond pas au même type de faciès défini précédemment : les variations sont ici très rapides, tel le passage Pelmicrite-Oosparite-Biomicrite.

Ces faciès caractérisés par un enrichissement brutal en micrite et parfois par une diminution brutale du nombre des bioclastes, représentent une perturbation dans l'évolution des milieux de dépôts ; celle-ci correspondrait vraisemblablement à

une brutale augmentation de la profondeur.

E) Les faciès pélagiques

Les coupes concernées par ces faciès seront décrites dans le sixième chapitre de travail.

Les calcaires pélagiques diffèrent des calcaires argileux hémipélagiques par le fait que la fraction argileuse est ici inférieure à 10%. Des lits de silex, discontinus ou non, se rencontrent parfois interstratifiés dans ces calcaires.

La macrofaune est rare, mais les Aptychi sont parfois fréquents et concentrés dans certains niveaux.

La microfaune est essentiellement représentée par des Saccocomidae, des radiolaires et des calpionelles.

1) Faciès 12A : Biomicrite à calpionelles

Lame type : FPB 308.

Coupe : rocher de la Grande église.

Formation : calcaires du Paletas.

Age : Tithonique-Berriasien.

Sur le terrain, ce faciès correspond à une alternance de bancs décimétriques de calcaires gris clairs, bréchiques, à joints marneux peu épais.

La macrofaune est représentée par de rares ammonites indéterminables (mauvais état de conservation).

En lame mince, il s'agit d'une micro-brèche de micrite fine et claire à calpionelles, remaniée dans une micrite plus sombre contenant également le même type de calpionelles.

Cette microfaune est représentée par :

- des Calpionella alpina et des Tintinnopsella carpathica ;
- des Saccocomidae ;
- de rares entroques, indéterminables.

Ce cortège est significatif des étages Tithonique et Berriasien basal.

2) Faciès 12B : Biomicrite à radiolaires

Lame type : FPB 300.

Coupe : rocher de la Grande église.

Formation : calcaire du Paletas.

Age : Tithonique.

Sur le terrain, ce faciès peut se présenter sous deux aspects lithologiques différents :

- une alternance de bancs décimétriques de calcaires gris clairs et de marnes centimétriques ;
- des calcaires massifs, gris clairs à blancs, sublithographiques : ces calcaires forment une barre dans la topographie.

Des lits de silex, des galets mous, des bancs dissociés et déformés par glissement, ainsi que des niveaux noduleux, sont fréquents dans cette formation.

La macrofaune est représentée essentiellement par d'abondants Aptychi (Laevaptychus du Jurassique supérieur) concentrés dans un niveau bréchique existant à la base de la barre massive (voir coupe de la crête des rochers de Terre rousse) ; les rares ammonites rencontrées dans cette formation, n'ont pu être déterminées à l'exception d'un Perisphinctidae pouvant appartenir à plusieurs groupes de l'Oxfordien supérieur au Tithonique.

En lame mince, il s'agit d'une micrite claire contenant des radiolaires calcitisés auxquels s'associent parfois quelques Saccocomidae. Certains tests de radiolaires présentent encore leur épines : la dissolution de l'opale des tests laisse un vide qui est ensuite rempli de calcite microcristalline tapissant les parois, puis de calcite cristalline grossière remplissant le pore.

3) Reconstitution du milieu de dépôt des calcaires pélagiques

Dans les différentes coupes du Jurassique supérieur, la succession habituelle des faciès est la suivante : 12B-12A-12B.

Du point de vue paléogéographique, ce groupe de faciès caractérise des milieux de dépôt situés hors de l'influence des apports en matériel détritique provenant des continents : ces milieux appartiendraient aux étages bathyal ou abyssal. Les radiolaires et les calpionelles sont du plancton qui ne peut fournir aucun critère de profondeur des milieux de dépôt ; ce sont des organismes vivant sous une certaine tranche d'eau, si bien que la présence ou l'absence de leur test dans les sédiments est surtout due aux variations des conditions physico-chimiques du milieu marin. Toutefois, l'absence d'autres organismes pourrait signifier que les radiolaires et les Saccocomidae sont des formes calcaires particulièrement résistantes à la dissolution : en effet, elles sont présentes dans toutes les coupes jusqu'à l'apparition des calpionelles au

Jurassique supérieur.

Ces milieux de dépôt caractérisés par des calcaires fins, se situent bien au-dessus de la CCD (profondeur de compensation de la calcite) et même de l'ACD (profondeur de compensation de l'aragonite) car d'une part, il n'existe aucun dépôt siliceux à l'exception des accidents siliceux (lits de silex) et d'autre part, on observe la présence d'ammonites dont le test est en aragonite.

Du point de vue sédimentologique, la profondeur influe uniquement sur la fraction pélagique en diminuant le pourcentage en matériel détritique d'origine continentale.

F) Conclusion

L'étude sédimentologique des faciès du Jurassique à permis de reconstituer les milieux de dépôt d'un secteur de la marge nord de la Téthys ligure.

Ces 12 faciès permettent la mise évidence des milieux de dépôt caractéristiques des étages supralittoral à bathyal.

Les milieux médio- à supralittoraux sont caractérisés par des faciès possédant des structures sédimentaires particulières (keystone vugs) qui correspondent à des milieux temporairement émergés, comme par exemple des plages.

Les milieux infralittoraux peu profonds, faciès 2 à 5, sont caractérisés par :

- un ciment généralement sparitique ;
- une faune de bivalves à coquilles épaisses, d'huîtres, de Cardinies et de gastéropodes ;
- une micritisation importante des débris ;
- l'existence d'oolites et de bioclastes usés caractérisant des milieux agités ;
- la présence de polypiers témoignant de milieux peu profonds ;
- une diminution progressive des oolites qui sont remplacées par d'abondants peloïdes.

Les faciès de transgression sont des faciès particuliers qui se surimposent aux faciès originels en donnant des successions de faciès incohérentes ; ils témoignent d'une perturbation importante dans l'évolution sédimentologique traduisant un approfondissement brutal des milieux de dépôt.

Les milieux circalittoraux (faciès 6 à 11) sont caractérisés par :

- un ciment microsparite puis micritique ;
- de grosses coquilles de bivalves qui sont progressivement remplacées par de fines coquilles ;
- des éléments peu ou pas micritisés.
- la présence de peloïdes dans les faciès de l'étage circalittoral supérieur, puis leur disparition dans ceux de l'étage circalittoral inférieur ;
- l'apparition des articles de crinoïdes et des spicules de spongiaires indiquant un changement de la faune dû à une augmentation de la profondeur ; les articles de crinoïdes sont progressivement remplacés par des plaques d'échinodermes irréguliers associées aux spicules qui deviennent moins nombreux (faciès 9).

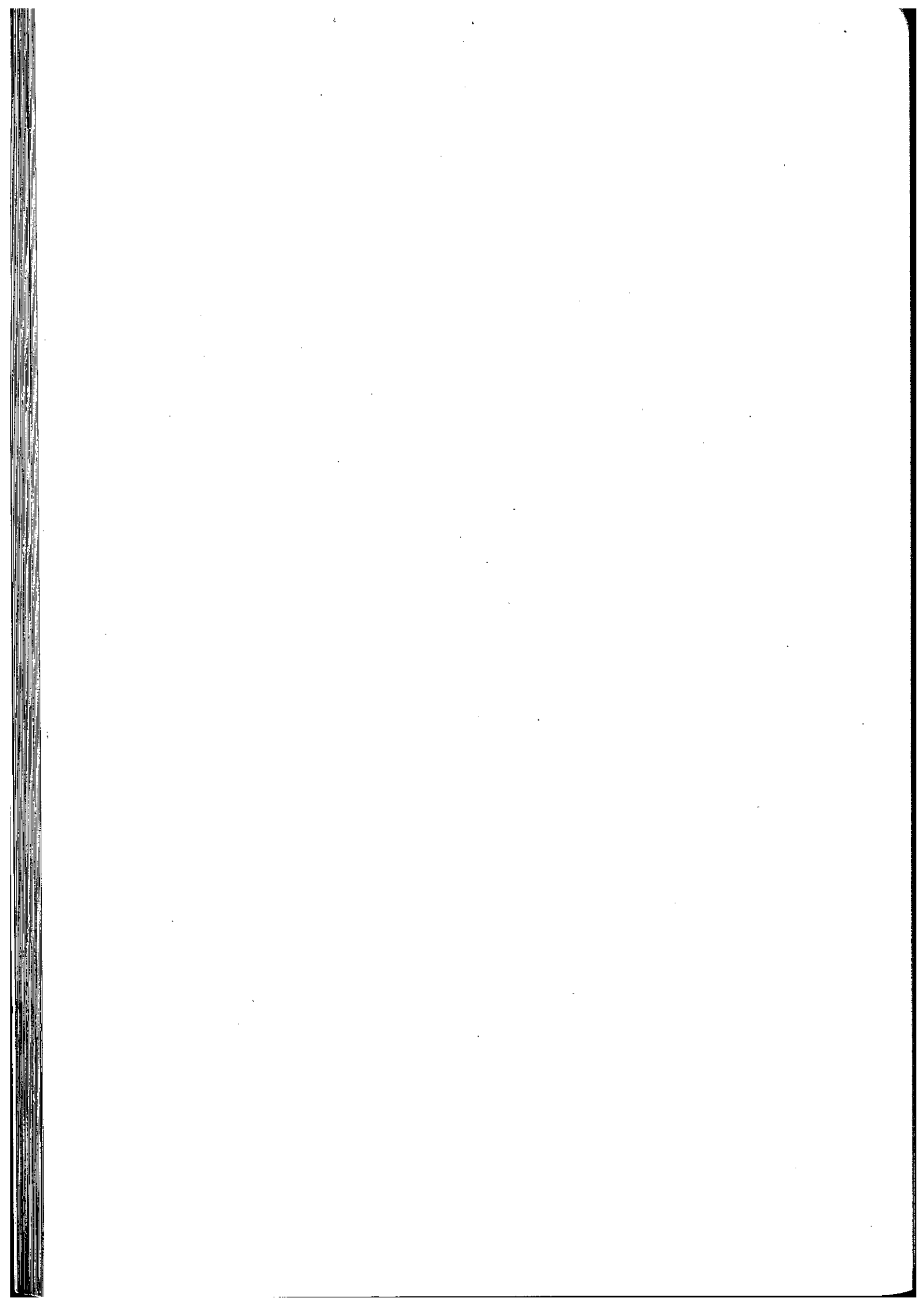
L'apparition des faciès dans lesquels les spicules et les bioclastes sont moins abondants (faciès 9) annonce le passage aux faciès hémipélagiques de bassins caractéristiques des dépôts de l'étage circalittoral inférieur. Ces faciès sont pauvres en spicules et en bioclastes.

Ces faciès hémipélagiques se sont développés jusqu'au Malm inférieur.

Les faciès pélagiques du Jurassique supérieur correspondent à des dépôts profonds (étages bathyal à abyssal) caractérisés par :

- un ciment micritique clair ;
- une teneur en carbonates de calcium supérieure à 90% ;
- l'apparition des radiolaires, des *Saccocomidae* puis des calpionelles.

Cet approfondissement résulte de la subsidence continue des milieux de dépôt au cours du Jurassique, sans toutefois passer sous la CCD car il n'existe aucun sédiment essentiellement siliceux.



CHAPITRE TROIS - EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE AU COURS DE
L'HETTANGIEN

I) INTRODUCTION

II) LES CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES : DEFINITIONS ET METHODES

III) DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES DIFFERENTES COUPES

A) Les Clottous

1) Description de la coupe

- a) La séquence 1
- b) La séquence 2
- c) La séquence 3
- d) La séquence 4
- e) La séquence 5

2) Interprétation

B) Le Paletas

1) Description de la coupe

2) Interprétation

- a) Evolution séquentielle
- b) Bréchification des bancs

3) Conclusion

C) La Vivolle

1) Description de la coupe

2) Interprétation

D) Demi-graben situé au Nord du lac du Vallon

1) Description de la coupe

2) Interprétation.

E) Talweg en aval de La Chave

IV) CONCLUSION - EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE AU COURS DE
L'HETTANGIEN

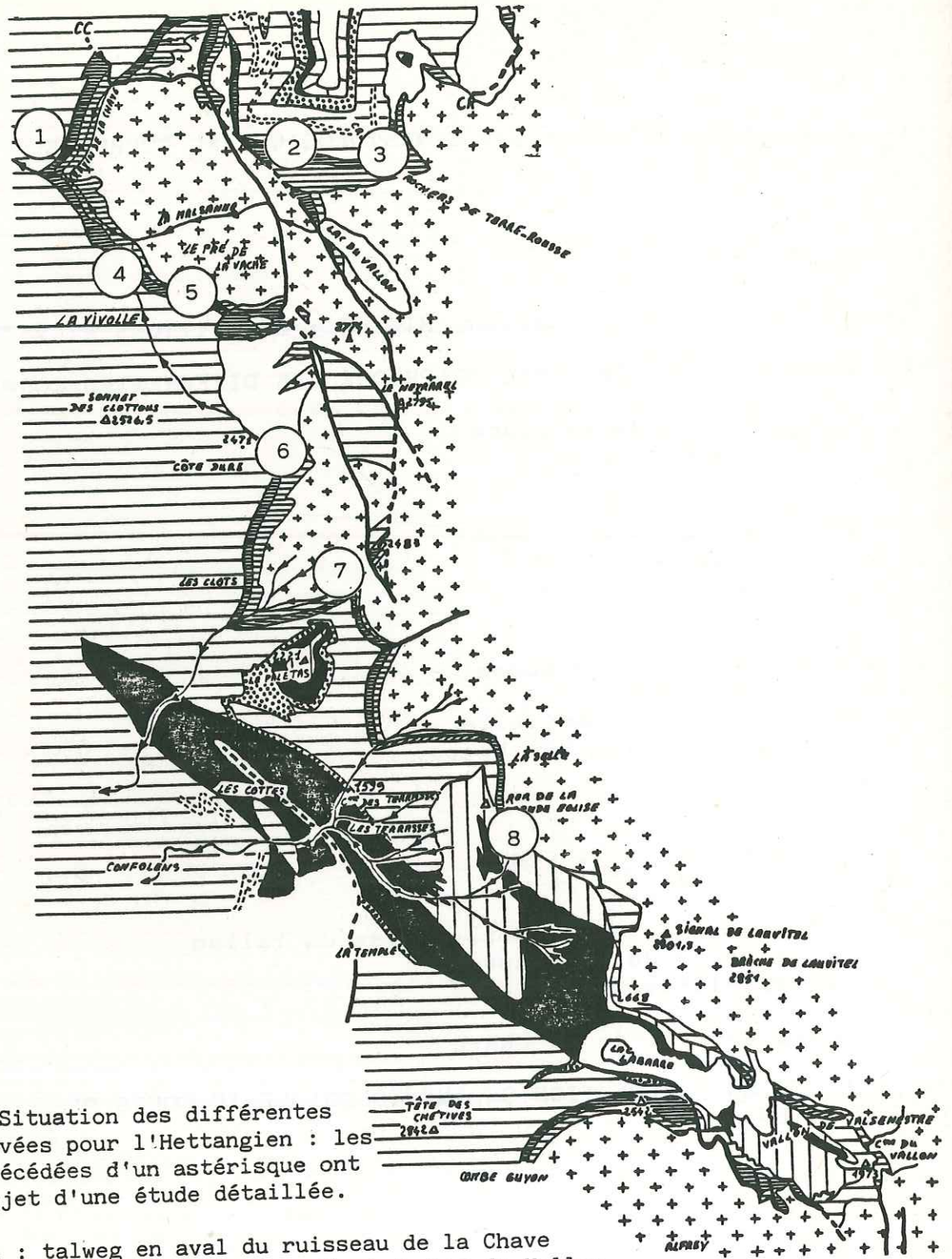


Fig. 7 - Situation des différentes coupes levées pour l'Hettangien : les coupes précédées d'un astérisque ont fait l'objet d'une étude détaillée.

- * coupe 1 : talweg en aval du ruisseau de la Chave
- * coupe 2 : demi-graben situé au Nord du lac du Vallon
- coupe 3 : col du Rochail
- * coupe 4 : la Vivolle
- coupe 5 : demi-graben situé au Sud du Pré de la vache
- * coupe 6 : les Clottous
- * coupe 7 : le Paletas
- coupe 8 : le rocher de la Grande église

CHAPITRE III - EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE AU COURS DE L'HETTANGIEN

I) Introduction

Les différentes coupes levées dans l'Hettangien se répartissent en trois groupes (fig. 7) :

- des coupes épaisses (les Clottous et le Paletas) dans lesquelles les sédiments hettangiens reposent sur les argilites triasiques.
- une coupe intermédiaire (la Vivolle).
- des coupes réduites (demi-graben situé au Nord du lac du Vallon et talweg situé en aval de la Chave). Dans ces deux derniers groupes, les sédiments hettangiens reposent sur les spilites triasiques.

Il semble donc que la paléotopographie n'était pas plane, mais qu'elle présentait des bosses (coulées volcaniques) et des creux : les variations d'épaisseur de l'Hettangien ne sont donc pas uniquement d'origine tectonique.

Dans la région étudiée, l'Hettangien est représenté par deux formations superposées.

- La formation 1 est constituée d'une alternance de bancs décimétriques à demi-métriques de calcaires plus ou moins bioclastiques, grossiers, gris clair à ocre en patine ; la base de cette formation a été datée par ammonites de l'Hettangien inférieur (Caloceras langei), tandis que sa partie supérieure correspond probablement à de l'Hettangien supérieur (Schlotheimia sp.).

L'épaisseur de cette formation varie de 0 à 30 m. ; cette épaisseur dépend de la position de la formation par rapport aux coulées de spilites (cf. paragraphe précédent).

- La formation 2 (Hettangien sup. p.p.- Sinémurien) montre une alternance régulière de bancs décimétriques à demi-métriques de calcaires argileux gris et de marnes. Cette formation initialement attribuée en totalité au Sinémurien, a pu être datée de l'Hettangien supérieur, à sa base, grâce à la découverte de deux ammonites (Schlotheimia angulata et Schlotheimia sp.).

J'ai levé huit coupes dans le but d'établir une lithostratigraphie précise de l'Hettangien ; leur localisation est indiquée sur la carte de la figure 7. Seules les cinq coupes les plus représentatives de la succession hettangienne ont fait l'objet d'une étude détaillée ; les autres, sont décrites plus succinctement à la fin de ce chapitre (fig. 24).

La description des coupes se fait de la plus épaisse vers la plus réduite.

II) Les corrélations stratigraphiques : définitions et méthodes

Les différentes coupes présentent des variations latérales de faciès ; pour pouvoir faire des corrélations entre ces différentes coupes, il est nécessaire de repérer , grâce à une étude sédimentologique fine, les événements majeurs qui ont perturbé l'évolution normale de la sédimentation. Ces événements se traduisent par une modification des milieux de dépôt. Ils peuvent être considérés comme isochrones dans une région de superficie restreinte, et déterminent alors des horizons de discontinuité correspondant à une modification isochrone des paramètres biochimiques du milieu marin. Cette dernière se traduit dans les séries géologiques soit par une variation lithologique, soit par une rupture ou une inversion brusque de la courbe d'évolution des microfaciès, soit enfin, par une interruption de la sédimentation. Ces horizons de discontinuité limitent des séquences qui sont des unités lithostratigraphiques constituées d'un ensemble de roches sédimentaires admettant des passages latéraux et/ou verticaux de faciès et limités par des horizons de discontinuité isochrones (H. Arnaud, 1981).

L'étude sédimentologique des différentes coupes de l'Hettangien a permis de mettre en évidence 5 horizons de discontinuité. Chacun d'eux présente des caractères propres qui facilitent leur identification : ils sont notés de A à E, du plus ancien au plus récent.

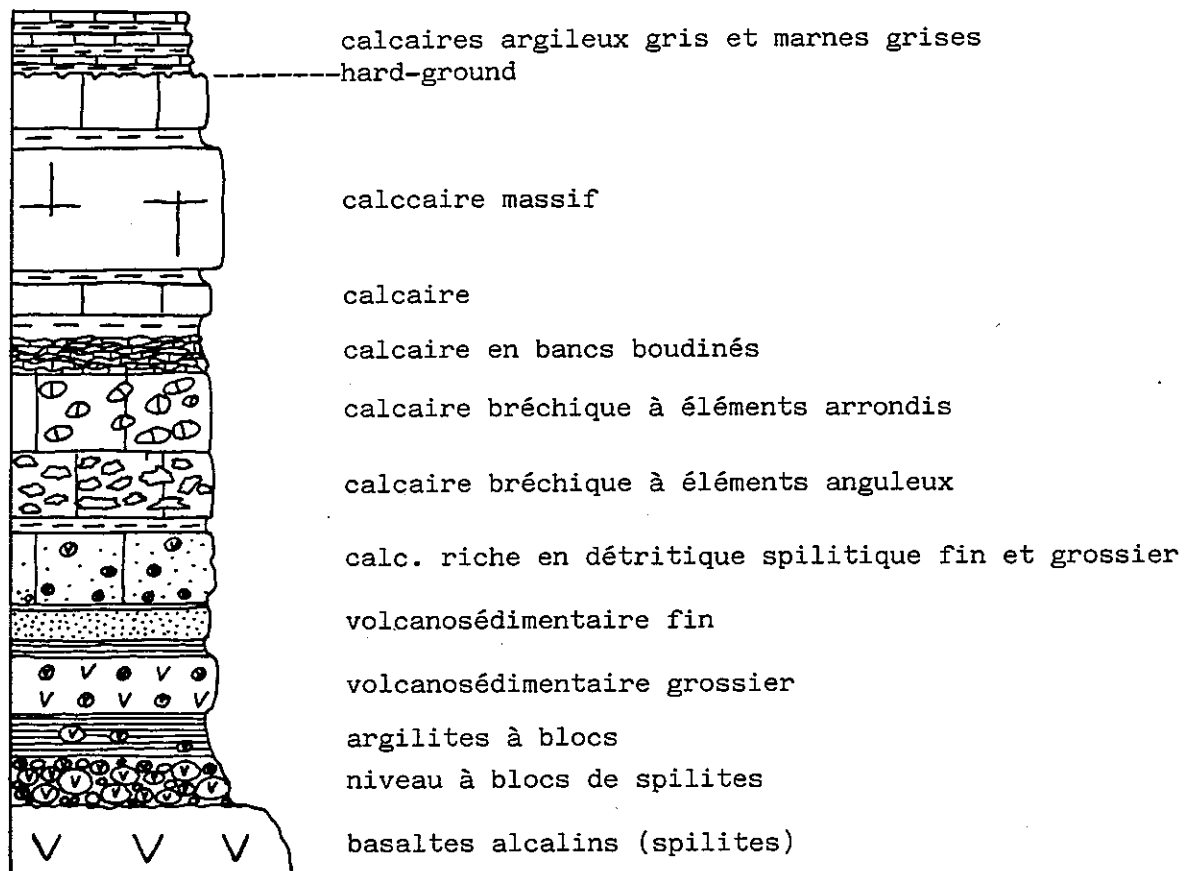
III) Description lithostratigraphique des différentes coupes

A) Les "Clottous" (coupe n°6, fig. 9)

1) Description de la coupe

La formation 1 est ici épaisse de 30 m. Elle repose sur les dolomies triasiques par l'intermédiaire d'une dizaine de mètres d'argilites noires (tufs et cendres volcaniques) ; les coulées volcaniques sont ici absentes. La coupe peut être levée sans difficultés car les affleurements sont parfaitement accessibles (fig.9).

L'Hettangien est ici caractérisé par cinq séquences.

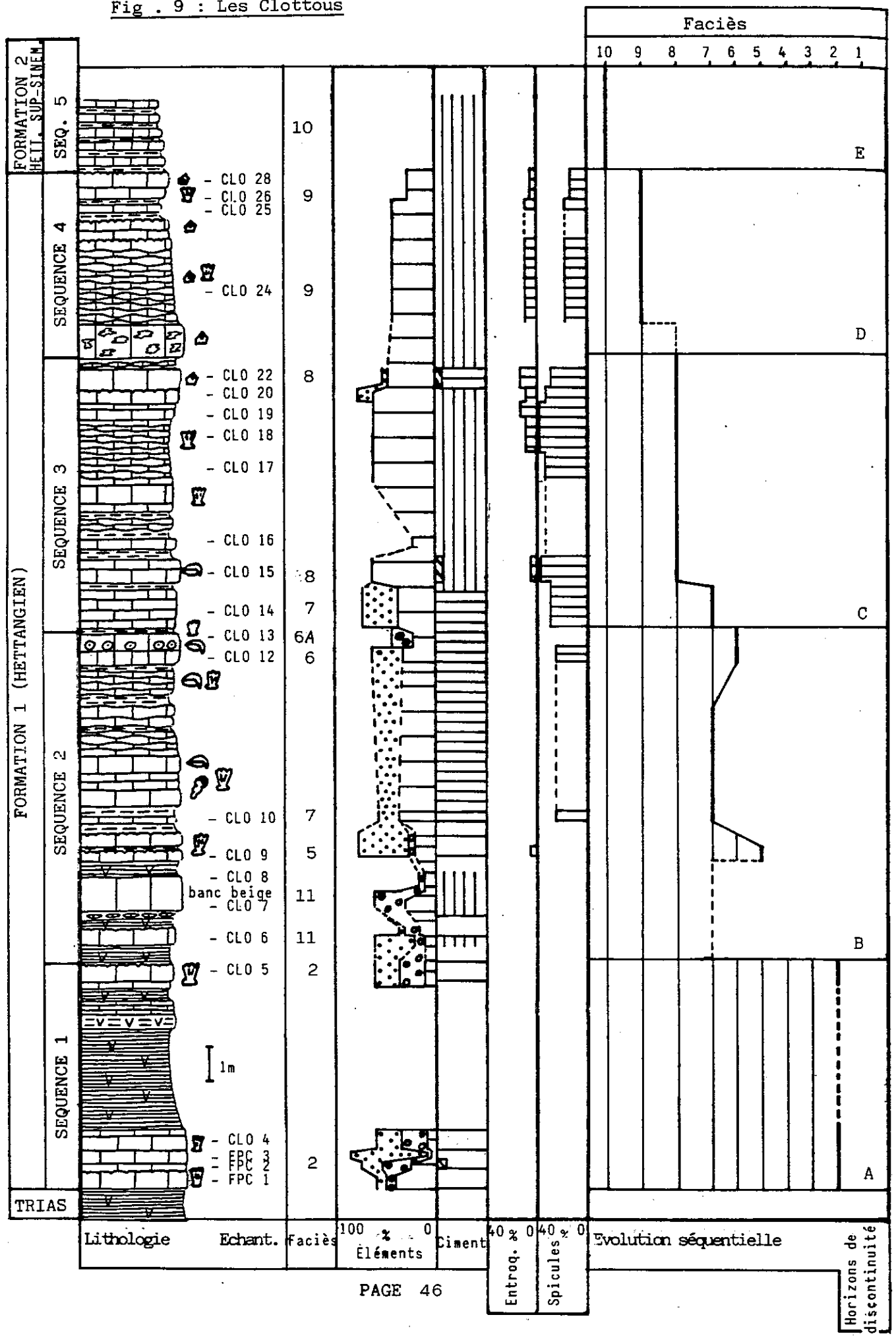


Légende de la lithologie (sans échelle)

<u>Organismes</u>	<u>Eléments</u>	<u>Ciment</u>
⊕ ammonites	— bioclastes	— sparite
∧ spicules de spongiaires	°° oolithes	≡ microsparite
⊠ crinoïdes	∴ peloides	micrite
/ débris d'échinodermes	●● intraclastes roulés	//// dolomite
⊖ brachiopodes	VV détritique spilitique	
⊖ bivalves		
⊖ gastéropodes		
⊖ polypiers		
⊖ encroûtements algaires		

Fig. 8 - Légende des figurés employés dans l'étude sédimentologique de l'Hettangien.

Fig . 9 : Les Clottous



a) La séquence 1 (intervalle A-B)

Elle débute par l'apparition d'un niveau à bancs de calcaires ocre au dessus des argilites noires ; ces bancs contiennent de grosses coquilles épaisses de bivalves, disposées sans orientation, ainsi que des galets de basaltes. La surface supérieure du premier banc présente un encroûtement ferrugineux.

Ce premier niveau à bancs calcaires est surmonté par un niveau d'argilites, vert-foncé à noir, contenant quelques galets et boules de spilites.

La séquence se termine par un banc de calcaire ocre à grosses coquilles, dont la surface supérieure est ravinée.

Du point de vue faciologique, les bancs constituant cette première séquence correspondent à des oobiosparites (faciès 2) déposées dans des milieux peu profonds ; il s'agit d'oolites associées à des coquilles épaisses, non usées et partiellement micritisées.

b) La séquence 2 (intervalle B-C)

Cette séquence débute par un ensemble de deux bancs calcaires : la surface supérieure du premier est ravinée ; le second est beige en patine. Ils sont constitués par des faciès de transgression.

En patine, les calcaires constituant cette séquence sont identiques à ceux de la séquence 1. La séquence 2 se termine par un banc de calcaire sableux grossier.

Du point de vue faciologique, si l'on compare cette séquence à la séquence précédente, la taille moyenne des grains (peloïdes) diminue par rapport à celle des oolites de la séquence précédente ; les spicules (7) qui apparaissent ensuite sont remplacés par un faciès à biophase micritisée (6), puis par une bio^{micro}sparite à bioclastes roulés (6B).

c) Séquence 3 (intervalle C-D)

Elle est caractérisée par :

- la disparition progressive des grosses coquilles ;
- l'apparition des articles de crinoïdes ;
- l'existence de petits bancs dissociés ayant un aspect de

faisceaux noduleux.

Du point de vue faciologique, la base de cette séquence correspond au faciès le plus profond de la séquence précédente (7) passant au faciès à crinoïdes et spicules abondants (8).

d) Séquence 4 (intervalle D-E)

Cette séquence débute par un banc bréchique à éléments dolomitisés (horizon de discontinuité D) ; dans la partie supérieure de cette séquence, on note la présence de fréquents hard-grounds à la surface supérieure des bancs.

Du point de vue faciologique, cette séquence est caractérisée par un seul type de faciès ; il s'agit du faciès à spicules et plaques d'échinodermes irréguliers (9) dans lequel le pourcentage en spicules diminue par rapport à celui des faciès de la séquence précédente.

e) Séquence 5 (au-dessus de l'horizon de discontinuité E)

Elle correspond à la formation 2 caractérisée par un changement de lithologie ; il s'agit d'une alternance monotone de calcaires argileux gris et de marnes.

Du point de vue faciologique, il s'agit d'un mudstone dans lequel les spicules sont peu abondants (faciès 10).

Au Sud-Ouest, à environ 700 mètres de la coupe des Clottous, la formation 1 présente au sein de sa séquence 3, un banc de calcaires à polypiers remaniés ; la formation 1 se termine par un banc de calcaires noduleux.

2) Interprétation

Cette coupe montre que les dépôts hettangiens ne reposent pas toujours sur les basaltes en coulées : ici, le substratum est constitué de tufs volcaniques.

Les cinq séquences montrent le passage d'une sédimentation de milieu peu profond (éléments micritisés) à une sédimentation en milieu calme et profond (séquence 4).

L'agencement des faciès est le suivant :
2-11-5-7-6-6B-7-8-9-10.

La séquence 1 ne présente qu'un seul type de faciès caractérisé par l'association d'oolites et de grosses coquilles

micritisées. Les oolites qui proviennent d'un milieu agité (oolitisant) se sont resédimentés dans un milieu moins agité (coquilles peu usées) et peu profond (coquilles épaisses, micritisées). La micritisation des éléments caractérise des dépôts de l'étage infralittoral.

La séquence 2 débute par des faciès de transgression (11) liés probablement à d'importantes modifications des conditions de sédimentation. Au-dessus de ces faciès, la diminution de la taille des éléments (remplacement des oolites par des peloïdes) indique qu'il y a eu un approfondissement, mais celui-ci ne semble pas avoir été très important car les bioclastes sont encore micritisés ; ces derniers peuvent, en outre, avoir été transportés. Le passage aux dépôts de l'étage circalittoral se fait progressivement par l'apparition des spicules de spongiaires (7) parfois accompagnés d'une biophase micritisée (6) ; cette dernière serait probablement liée à une phase de comblement (c'est ce qui apparaît sur la courbe d'évolution séquentielle).

La présence à la fin de cette séquence d'un banc de calcaires à bioclastes roulés (6B) peut s'expliquer par deux hypothèses de mise en place : il pourrait s'agir soit de la fin d'un épisode régressif déjà amorcé par des faciès indiquant une phase de comblement, ou soit d'une coulée de sables bioclastiques resédimentée dans un environnement à spicules de spongiaires. Il semble que la deuxième hypothèse soit la bonne car la mise en place de cette biosparite à éléments roulés se fait brutalement, sans passage progressif avec les faciès à spicules sous-jacents.

L'approfondissement n'est pas très important au cours de cette séquence car on observe la persistance des grosses coquilles de bivalves. Cet approfondissement se poursuit au cours de la séquence 3 comme l'attestent la disparition progressive des grosses coquilles et l'apparition des articles de crinoïdes et des spicules de spongiaires (étage circalittoral).

Dans la séquence 4, les spicules qui deviennent moins abondants sont associés à des plaques d'échinodermes irréguliers et à de rares foraminifères (9) : cette nouvelle association correspondrait à des milieux de dépôt de l'étage circalittoral inférieur. Les fréquents bancs de calcaires à entroques interstratifiés dans cette séquence, correspondraient à des coulées de sables bioclastiques ; les ensembles de bancs les plus épais se terminent généralement par un hard-ground indiquant que la mise en place de ces coulées a été brutale, et qu'elle a été suivie par des arrêts de sédimentation. Cette séquence se termine d'ailleurs par un hard-ground au dessus duquel repose la séquence 5 ; elle se caractérise par l'apparition d'une sédimentation hémipélagique de bassin (10) correspondant à un approfondissement très marqué des milieux de

dépôt qui deviennent plus profonds, contiennent des ammonites mais sont pauvres en bioclastes.

L'évolution séquentielle de cette coupe montre donc l'existence de deux événements majeurs : le premier est situé entre les séquences 1 et 2 (horizon B) tandis que le second est situé entre les séquences 4 et 5 (horizon E).

B) Le Paletas (coupe n°7, fig.10)

Cette coupe se situe à 1200m au Sud-Est et en contrebas de celle des Clottous (coupe n°6). Les affleurements présentent des plis dus à la tectonique alpine. On peut néanmoins reconstituer la partie inférieure à moyenne ainsi que la partie supérieure de la formation 1. La fin de la coupe est masquée par la végétation.

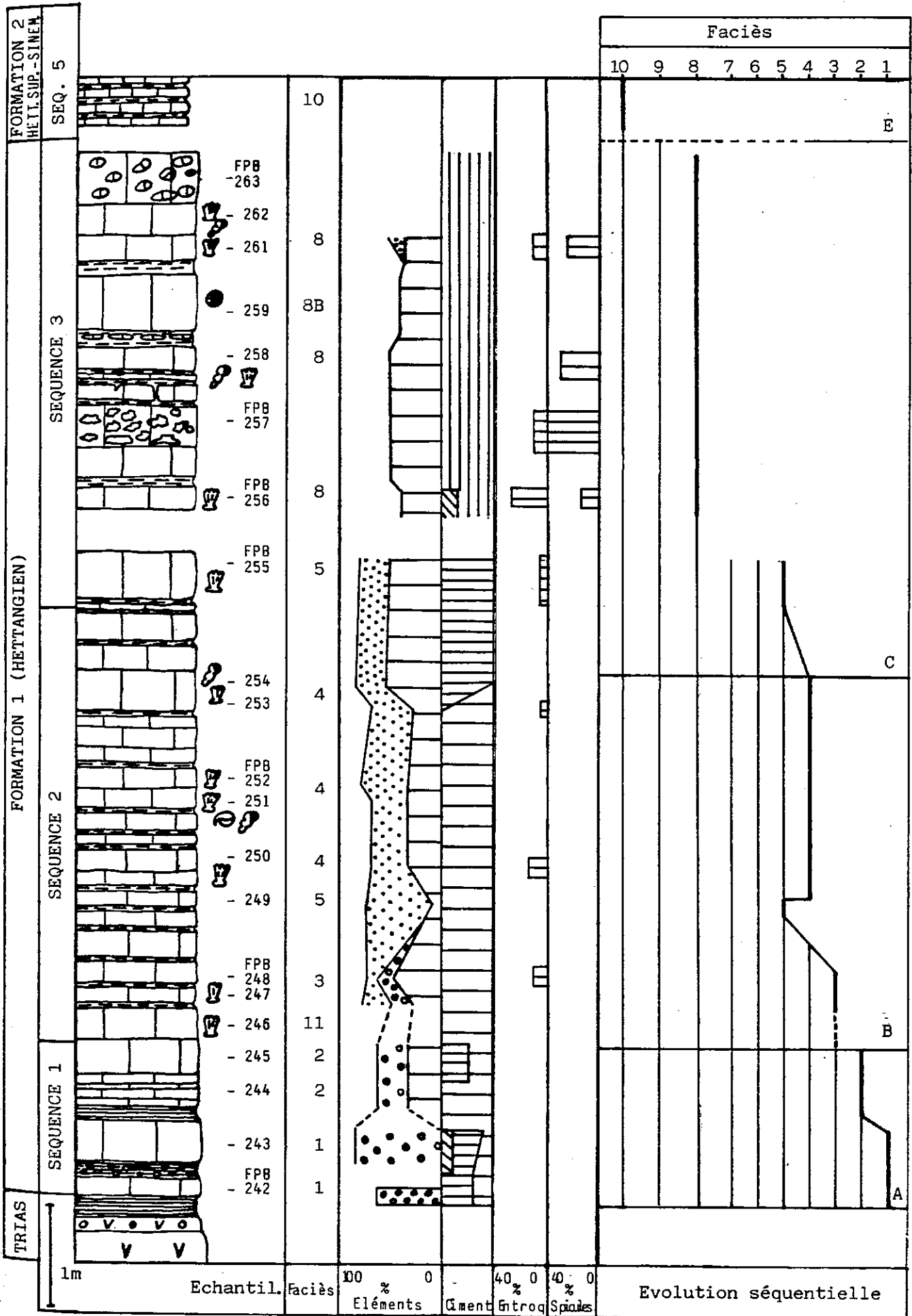
1) Description de la coupe

La partie inférieure et moyenne de la formation 1 correspond à une alternance de bancs décimétriques à demi-métriques de calcaires coquilliers gris-ocre et d'interlits marneux peu épais. La faune est constituée par de grosses coquilles de bivalves, de Cardinies, de gastéropodes et par des polypiers. Ces bancs présentent parfois une altération rouille à la surface supérieure.

Du point de vue faciologique, on peut mettre en évidence deux séquences dans cette première partie de la coupe. La séquence 1 montre le passage des faciès à keystone vugs (1) à des oobiosparites (2) à bioclastes usés mais non oolitisés. La séquence 2 débute par des faciès de transgression (11) passant à des pelbiosparites (3) puis à pelbiosparites à peloïdes de petite taille (5) ; ces peloïdes sont ensuite associés à de grosses coquilles encroûtées par des laminations stromatolitiques (4). Si on se réfère à l'évolution des faciès de la séquence 2 de la coupe des Clottous, l'horizon de discontinuité C devrait se situer à la fin du faciès 4, c'est à dire au niveau de l'échantillon FPB 254 ; malheureusement, le banc de calcaires sableux existant aux Clottous est ici absent, probablement à cause de l'interruption de la coupe par les éboulis et la végétation.

La deuxième partie de la coupe montre tout d'abord des bancs présentant autant à leur surface inférieure qu'à leur surface supérieure des fentes de tension remplies d'un sédiment ocre, puis des bancs bréchiques à matrice dolomitique ocre. Dans les premiers bancs, la brèche est constituée d'éléments anguleux à matrice peu abondante (fig. 11) ; dans les derniers bancs, par contre, ces éléments deviennent émoussés et la

Fig.10 - Coupe de l'Hettangien du Paletas.



matrice abondante. Parmi ces bancs bréchiques, il existe un banc de calcaires à polypiers solitaires.

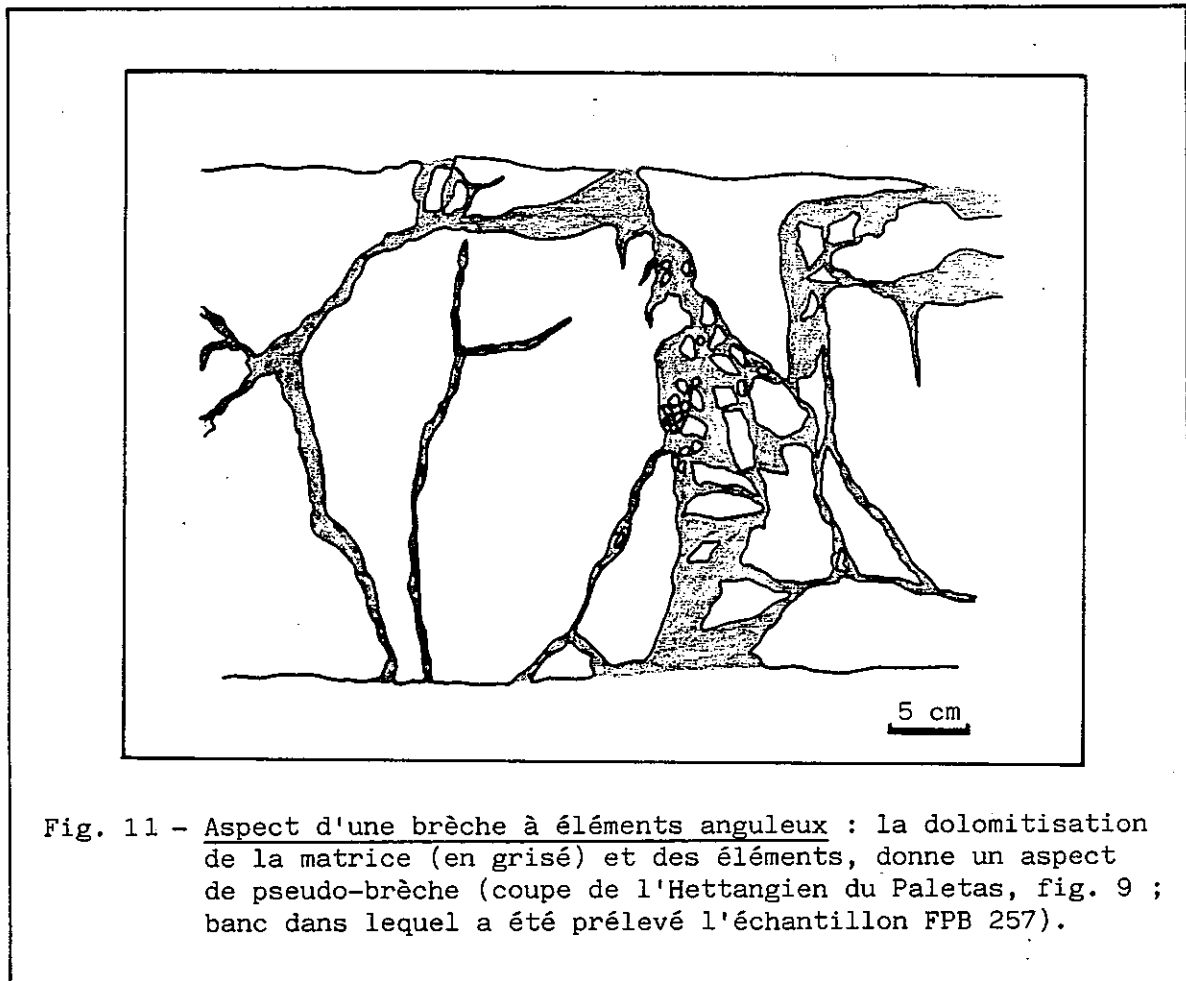


Fig. 11 - Aspect d'une brèche à éléments anguleux : la dolomitisation de la matrice (en grisé) et des éléments, donne un aspect de pseudo-brèche (coupe de l'Hettangien du Paletas, fig. 9 ; banc dans lequel a été prélevé l'échantillon FPB 257).

Du point de vue faciologique, la deuxième partie de la coupe ne présente qu'une seule séquence dans laquelle les spicules abondants sont associés à des articles de crinoïdes (8) avec une variante à polypiers (8B).

La fin de la coupe peut s'observer 600 m au Nord-Ouest, au niveau de l'intersection entre les couches et le sentier (vers 1950 m d'altitude) : elle est caractérisée par un niveau de calcaires noduleux dont la matrice liant les différents éléments est dolomitique et de teinte rouille. La formation 2 repose sur ce niveau de calcaires noduleux.

2) Interprétation

a) Evolution séquentielle

Cette coupe montre dans l'ensemble une évolution progressive des milieux de dépôt, depuis les faciès à keystone vugs (caractérisant les dépôts de plages de l'étage médio- à supralittoral) jusqu'aux faciès hémipélagiques des dépôts de bassin. Cet approfondissement progressif se fait par un premier à-coup peu marqué au-dessus de l'horizon de discontinuité B.

La légère tendance au comblement qui s'observe dans la coupe des Clottous est également présente dans cette coupe, à la différence près qu'elle affecte ici des faciès (5-4) moins profonds qu'aux Clottous (7-6).

Le fait qu'il manque une partie de la coupe, ne permet pas de raccorder correctement la courbe d'évolution séquentielle ; il n'est donc pas possible de vérifier, ici, la progressivité de cet enfoncement.

Le passage de la formation 1 à la formation 2 est certainement brutal, car la lithologie et le faciès sont différents de part et d'autre de l'horizon de discontinuité E.

La profondeur des milieux de dépôt de la formation 1 ne semble pas être très importante ainsi que le démontre la fréquence des grandes coquilles épaisses existant à tous les niveaux de la formation.

b) Bréchification des bancs

La partie supérieure de la coupe permet d'observer le processus de bréchification des bancs. Les fentes de tension remplies d'un sédiment ocre annoncent la dissociation des bancs qui lorsqu'elle est poussée finit par donner des brèches. Les éléments anguleux de ces brèches s'emboîtent parfaitement les uns dans les autres, et sont liés par une matrice ocre peu abondante ; ils sont dus au démantèlement et à la resédimentation quasiment sur place des bancs à la suite d'une instabilité du substratum. Les gros éléments usés contenus dans la brèche du dernier banc semblent résulter d'une usure à la suite d'un transport. Toutefois, d'après la teinte ocre de la matrice liant les éléments des brèches, il semblerait qu'un processus de dolomitisation (de la matrice et partiellement des éléments) se soit développé au sein de ces niveaux bréchiques en accentuant le caractère bréchique initial.

L'examen d'une lame mince réalisée dans un échantillon de brèche à matrice abondante (faciès 8), révèle qu'il s'agit de "galets mous" de biomicrite à spicules et entroques liés par une matrice de sable à entroques. Le pourcentage en entroques est plus important dans la matrice que dans les galets mous qui contiennent, quant à eux, beaucoup plus de spicules. Ceci semble indiquer que le sédiment initial (biomicrite à spicules et entroques) a été remanié alors qu'il n'était pas encore induré, puis associé aux entroques provenant d'une coulée de sables bioclastiques. De telles coulées de sables à entroques qui se sont resédimentées dans un environnement de biomicrite à spicules et encrines, existent également dans la coupe des Clottous.

3) Conclusion

L'évolution des faciès montre un approfondissement généralisé de milieux de dépôts dans lequel on peut observer une phase de comblement. L'agencement des faciès est le suivant : 1-2-11-3-5-4-5-...-8-8A-8-...-10

Cette coupe est complémentaire de celle des Clottous (coupe n°6) dans la mesure où elle montre des faciès de plage (1) suivis des faciès de transgression (11), la présence d'un banc de calcaires à polypiers (8B), et l'évolution de la bréchification des bancs dont le terme extrême correspond à la brèche à lithoclastes arrondis de biomicrite à spicules (visibles en contrebas des Clottous).

C) La Vivolle (coupe n°4, fig.12)

1) Description de la coupe

L'affleurement correspond à une paléodépression (fig. 20) limitée à l'Est par le front de deux coulées de spilites triasiques. La formation 1 repose en accordance sur le fond de la paléodépression par l'intermédiaire d'un niveau d'argilites à intercalation de volcanosédimentaire grossier ; la formation 1 repose en onlap, à l'Est, directement sur la surface supérieure des coulées, qui est oxydée et ravinée.

Les dépôts hettangiens sont représentés par deux formations :

- la formation 1 est constituée d'une alternance de calcaires gris-ocre et de marnes ; les calcaires sont parfois bioclastiques. Cette formation présente à sa base des bancs qui

varient latéralement d'épaisseur. Le matériel spilitique est présent sous forme de galets de spilites localisés dans certains bancs.

Dans la partie moyenne de la coupe, il existe une barre de calcaires massifs gris qui présente à sa base, de nombreux galets de spilites ; sa partie moyenne, graveleuse, contient quelques entroques, tandis que sa partie supérieure présente un niveau à bancs boudinés ayant l'aspect de miches, ainsi qu'un banc d'encrinite (FPV 11). La barre calcaire est surmontée par un banc calcaire beige, dolomitisé (FPV 12) puis par deux bancs de calcaires fins et un banc de calcaire bréchique ; la surface supérieure du dernier banc est oxydée et ravinée sur 1,5 cm (hard-ground).

- la formation 2 est caractérisée par une alternance de calcaires argileux gris et de marnes grises dont les premiers niveaux sont affectés par des figures de glissements synsédimentaires.

Du point de vue faciologique, on peut là encore mettre en évidence quatre séquences.

La séquence 1 est constituée par un seul faciès à oomicrites (2).

La séquence 2 débute par des faciès de transgression (11) puis par une association de peloïdes et d'oolites, ces dernières étant le plus souvent micritisées. Les oolites disparaissent dans le faciès 5, et sont remplacées par d'abondants peloïdes de petite taille associés à des bioclastes anguleux ; ces bioclastes qui sont micritisés dans le faciès 4, sont associés à des entroques et des peloïdes de taille légèrement supérieure à celle du faciès 5.

La séquence 3 est caractérisée par l'apparition des crinoïdes (8A) passant à des spicules peu abondants (9) par l'intermédiaire d'une micrite dolomitisée (banc beige). Cette séquence se termine par un banc bréchique dont la surface supérieure présente un hard-ground (horizon de discontinuité E).

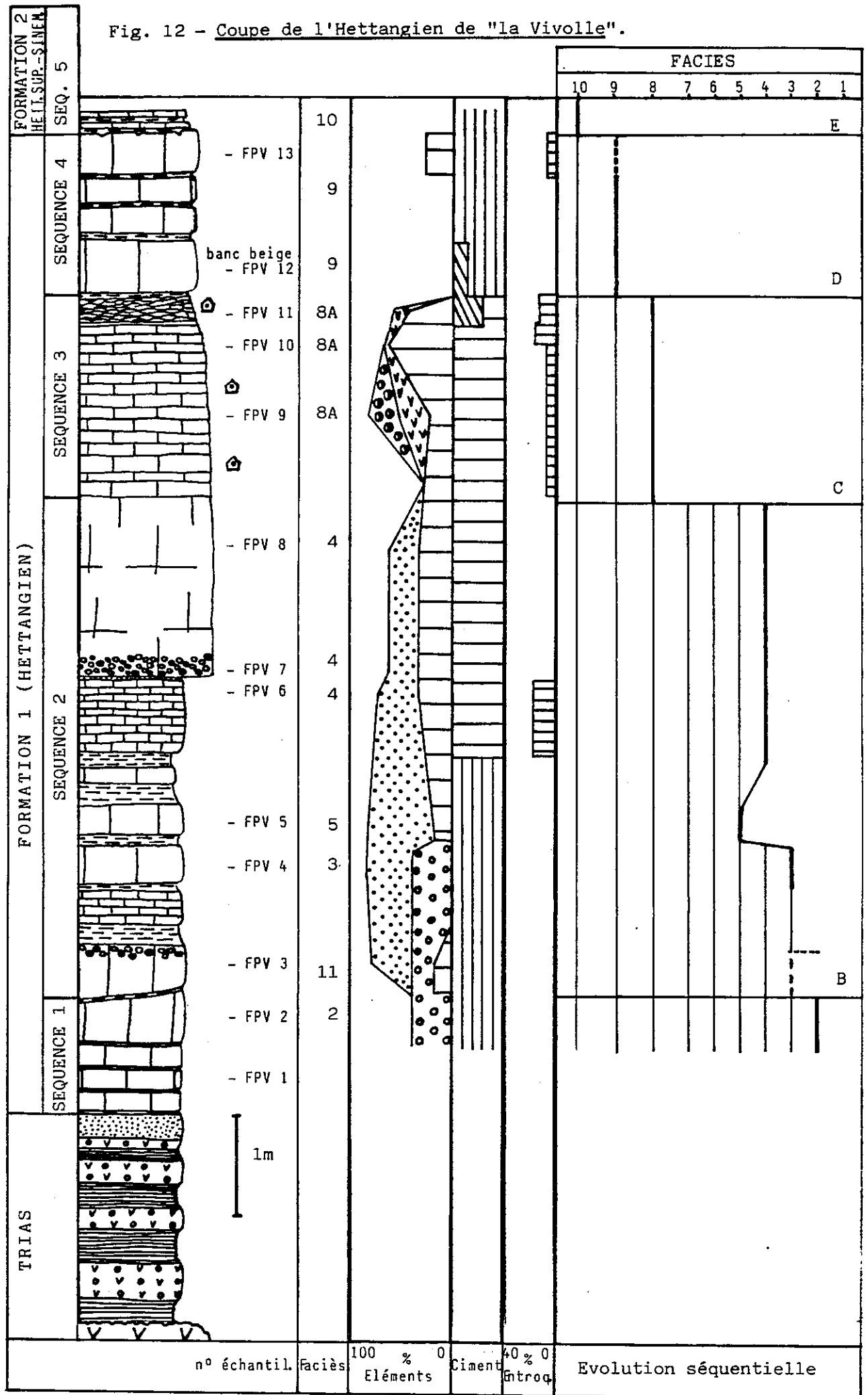
Au-dessus de ce hard-ground, les mudstones (10) contiennent essentiellement des spicules et des entroques.

2) Interprétation

Cette coupe diffère des deux précédentes par son épaisseur qui n'est ici que de 10m.

Les éléments de basaltes contenus dans les calcaires (à

Fig. 12 - Coupe de l'Hettangien de "la Vivolle".



tous les niveaux de la formation 1) correspondent à des apports épisodiques résultant de l'érosion, dans des secteurs adjacents, de la surface supérieure des spilites.

La courbe d'évolution séquentielle montre un approfondissement par à-coups. L'agencement des faciès est le suivant : 2-11-3-5-4-8A-9-10.

L'évolution séquentielle est comparable à celle des Clottous (5 séquences).

La présence de micrite dans les faciès se trouvant à la base de la formation 1 indique que le milieu était envasé et calme. En effet, après les faciès de transgression (11) se trouvant au dessus de l'horizon B, les oolites (3) sont micritisées, ce qui indique qu'elles proviennent d'un milieu agité (oolitisant) puis qu'elles se sont resédimentées dans un milieu plus calme (envasé?) situé à faible profondeur (micritisation des éléments). La disparition des oolites dans le faciès 5 indique un approfondissement (diminution de la taille moyenne des éléments) ; la tendance au comblement est caractérisée par l'augmentation de la taille des éléments et par la micritisation des bioclastes.

L'horizon de discontinuité C correspond à un approfondissement très marqué des milieux de dépôt caractérisé par l'apparition des crinoïdes ; ces derniers sont présents dans le faciès 8A qui est une variante liée probablement à des coulées de sables bioclastiques qui ont transporté des éléments provenant de milieux de dépôt moins profonds.

La présence d'une micrite dolomitisée (banc beige) pourrait correspondre éventuellement à une variante de faciès de transgression auquel fait suite une biomicrite à spicules (9).

Cette séquence se termine par un hard-ground (horizon de discontinuité E) correspondant à un arrêt de sédimentation annonçant le passage à une sédimentation hémipélagique (10) de bassin.

L'approfondissement général qui s'est fait par à-coups n'était pas très important pendant le dépôt de la formation 1 ainsi qu'en témoigne la présence de bivalves et de gastéropodes ; par contre, dans la formation 2, la rythmicité de l'alternance de bancs de calcaires argileux gris (du type mudstone) et de marnes contenant des ammonites témoigne du passage brutal à un milieu de dépôt plus profond et plus calme.

D) Demi-graben situé au Nord du lac du Vallon (coupe n°2, fig. 13 et fig. 16 à 19)

1) Description de la coupe

La formation 1 repose sur les basaltes par l'intermédiaire d'un niveau d'argilites noires ou vertes à matériel détritique sans granoclassement, puis d'un niveau à blocs de basaltes. Ce dernier correspond à un ensemble hétérométrique, sans granoclassement, constitué d'éléments allant des arénites aux blocs (ayant parfois 1m de diamètre) plus ou moins jointifs suivant les endroits et à matrice argileuse verte peu abondante; tous ces éléments sont ronds et ont un aspect brillant en surface.

Ces deux niveaux diminuent d'épaisseur et disparaissent vers l'Est, c'est-à-dire vers le demi-horst (fig. 18).

La formation 1 est constituée de calcaires gris clair que l'on peut subdiviser en trois niveaux :

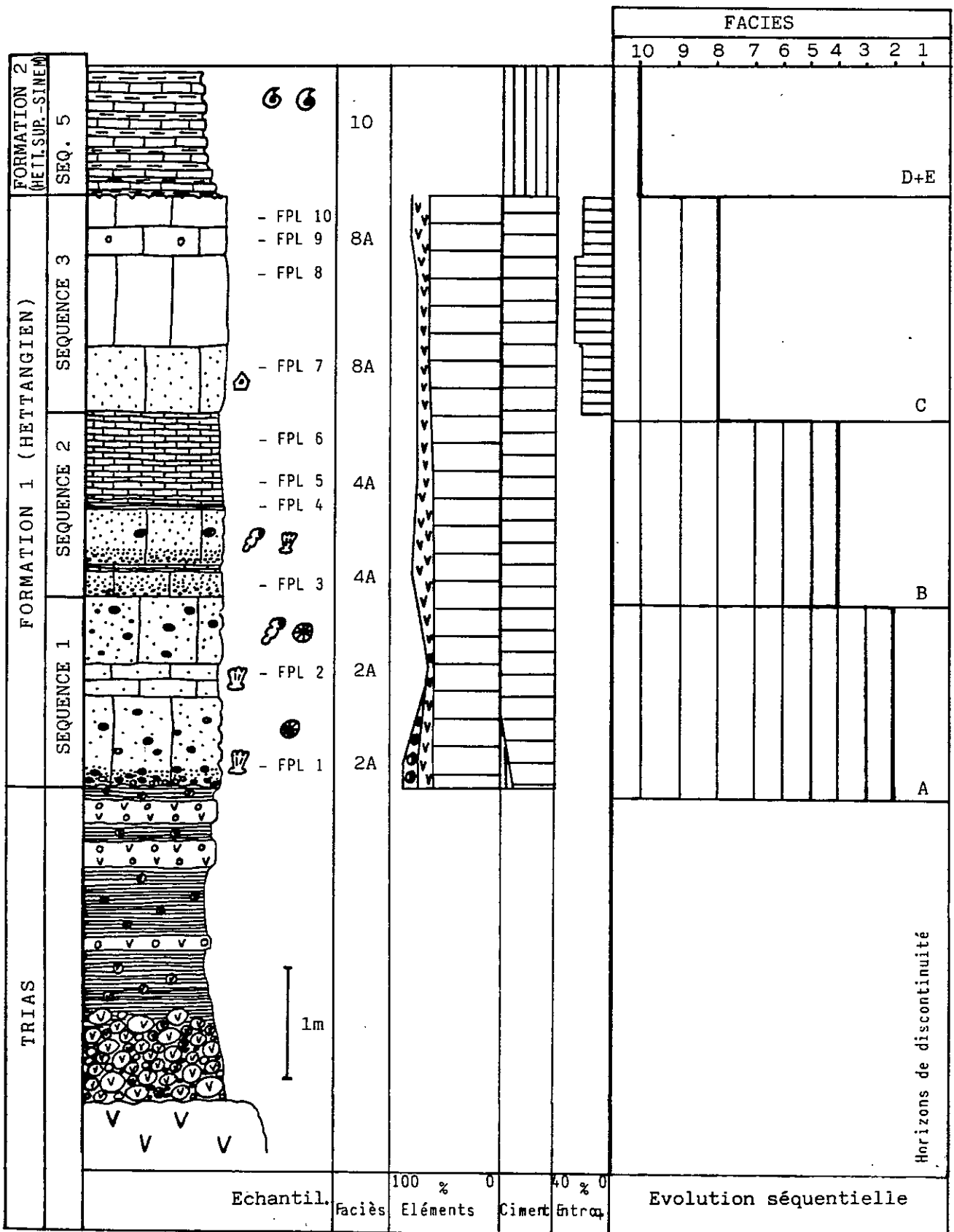
- le niveau inférieur est riche en matériel spilitique grossier (millimétriques à centimétriques) dont la répartition anarchique ne permet pas de mettre en évidence un granoclassement vertical. Ces calcaires ont un aspect vacuolaire dû à la dissolution d'une partie des nodules d'oxyde de fer qu'ils contenaient. Ce niveau passe latéralement à des graviers et des blocs d'argilites riches en matériel détritique spilitique (ayant jusqu'à 0,5 m de diamètre). Une faune a été récoltée dans ce niveau inférieur : il s'agit de polypiers, de bivalves, et de moules internes de Pleurotomaria sp. et de Coelostylina sp (Hettangien) (détermination R. Mousterde) ;
- le niveau moyen est constitué de calcaires en petits bancs ;
- le niveau supérieur à matériel détritique plus fin (millimétrique) correspond à des calcaires à entroques. Ce niveau se termine par un hard-ground.

La formation 2, constituée d'une alternance de calcaires argileux gris et de marnes, repose sur ce hard-ground. Cette formation, initialement attribuée en totalité au Sinémurien, a pu être datée à sa base, de l'Hettangien supérieur grâce à deux ammonites que j'ai trouvées quelques mètres au dessus du hard-ground : il s'agit d'une Schlotheimia sp et d'une Schlotheimia angulata (détermination R. Mousterde).

Du point de vue faciologique, on peut mettre en évidence 4 horizons de discontinuité.

A la base de la formation 1, la séquence 1 est constituée

Fig. 13 - Coupe du demi-graben situé au Nord du lac du Vallon.



☉ : *Schlotheimia angulata* et *Schlotheimia* sp. (déterminations R. Mouterde).

par une biosparite à polypiers (2A). Les bioclastes sont émoussés, mais il n'existe pas d'oolites ; ces bioclastes sont essentiellement constitués par des débris de coquilles. Le matériel spilitique remanié est important.

Dans la séquence 2 (au-dessus de l'horizon de discontinuité B) les bioclastes sont grossièrement lités (4A) ; ils sont de même nature que ceux existant dans le faciès précédent, mais ils sont ici associés à quelques gastéropodes. La différence essentielle visible dans cette séquence 3, est l'apparition des articles de crinoïdes associés à des bioclastes non classés, de plus petite taille que ceux visibles dans le faciès précédent. Il existe quelques fragments de concrétions algaires remaniés.

L'horizon de discontinuité E correspond au hard-ground habituel qui existe au sommet de la formation 1 ; au-dessus, le ciment initialement sparitique dans les faciès précédents, devient micritique (10), et les bioclastes sont peu abondants.

2) Interprétation

Le matériel détritique d'origine volcanique peut résulter de l'érosion de la coulée sous-jacente ou des tufs. Ce matériel peut également provenir de l'érosion d'une partie des niveaux d'argilites et blocs, eux-mêmes issus de l'érosion qui a suivi la mise en place des coulées de basaltes. Cette érosion se produisait à l'Est (demi-horst), et le matériel détritique se mêlait aux dépôts calcaires dans le demi-graben situé à l'Ouest. A la différence des galets et blocs de spilites, les argilites vertes à matériel détritique spilitique correspondent à un produit plus élaboré : il ne s'agit pas ici des témoins d'une activité volcanique contemporaine du dépôt des calcaires hettangiens, mais plutôt d'un agglomérat de produits volcaniques très fins (arénites) liés par une matrice de lutites faiblement calcaires.

L'évolution verticale des faciès met en évidence quatre séquences correspondant à un approfondissement par à-coups. L'agencement vertical des faciès est le suivant : 2A-4A-8A-10.

A la base, les polypiers ainsi que les débris émoussés de coquilles épaisses, indiquent que le milieu de dépôt était peu profond ; d'autre part, l'usure des bioclastes est due à l'existence d'un milieu agité mais non oolitissant car il n'existe aucune oolite : ces sédiments caractérisent donc probablement le milieu de dépôt originel.

L'approfondissement des milieux de dépôt est amorcé dans la séquence 2 (faciès 4A) car le classement des bioclastes est en relation avec une diminution de l'hydrodynamisme. Cette tendance se poursuit au cours de la séquence 3 par l'apparition

des crinoïdes (8A) ; les milieux de dépôt sont néanmoins peu profonds car le faciès grainstone à éléments usés de petite taille persiste. Les concrétions algaires qui sont associées aux articles de crinoïdes sont probablement remaniées. Les spicules de spongiaires sont absents de ces faciès.

La formation 1 caractérisée ici par des faciès néritiques, correspond à une coupe condensée ; les variations qui apparaissent brutalement dans l'évolution séquentielle, ne le sont peut être pas vraiment, car les discontinuités indiquent qu'il manque les différents faciès assurant les passages progressifs visibles dans les coupes épaisses. Cette coupe qui repose sur une trentaine de mètres de spilites correspond à une sédimentation de zone haute.

Le hard-ground marquant la fin des dépôts de la formation 1 correspond à un arrêt de sédimentation qui annonce l'approfondissement brutal caractérisé par le passage des faciès néritiques (2A, 4A et 8A) aux faciès hémipélagiques (10) de bassin (la formation 2).

Ce brusque changement de la nature de la sédimentation témoigne d'une saccade d'enfoncement due à la subsidence de la marge (associée à la transgression liasique) qui s'est produite au cours de l'Hettangien supérieur.

E) Talweg en aval de la Chave (coupe n°1. fig.14)

La formation 1 est ici peu épaisse (1,5 m) et repose sur la surface supérieure, oxydée et ravinée des spilites. Le matériel détritique spilitique est abondant à la base de la coupe. Dans la partie moyenne, les calcaires présentent un débit en petits bancs auxquels fait suite un banc de calcaires à entroques dont la surface supérieure est oxydée. La formation 1 se termine par un hard-ground sur lequel repose la formation 2.

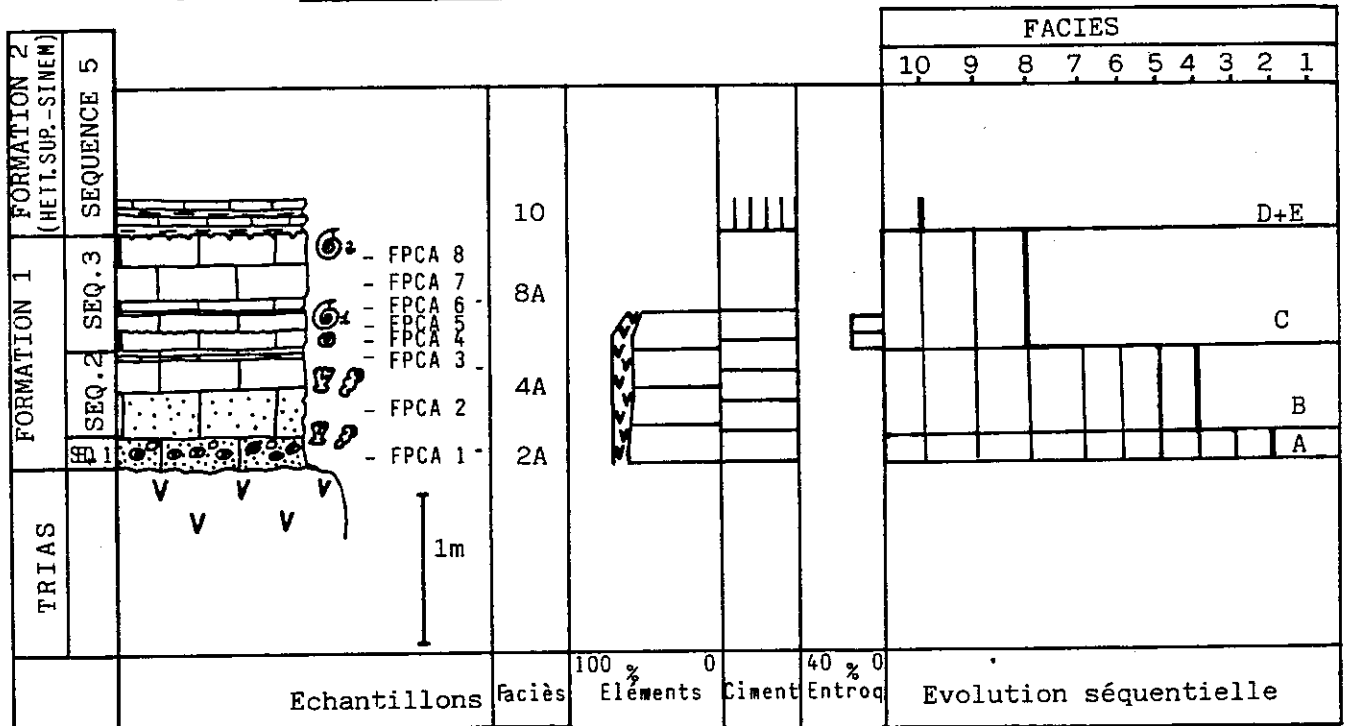
Du point de vue faciologique, on retrouve ici, les mêmes faciès et la même évolution que dans la coupe précédente.

Signalons toutefois que l'intérêt de cette coupe est double.

- Elle montre le onlap de la formation 1 (calcaires néritiques) sur la surface supérieure des spilites, tandis que les calcaires hémipélagiques sus-jacents (formation 2) reposent en accordance sur le hard-ground marquant la fin du dépôt des calcaires néritiques. Ce onlap de la formation 1 sur la surface supérieure des spilites indique qu'il existait une surface inclinée avant le dépôt de cette formation.

- Elle apporte des éléments de datation importants grâce à la découverte de fossiles. Une ammonite (Caloceras langei) datée de l'Hettangien inférieur (partie supérieure) ainsi qu'une Pleurotomaria et une faune de bivalves non caractéristiques ont été trouvés trois bancs sous le hard-ground terminal. C'est dans ce dernier banc de la formation 1, qu'une ammonite du genre Schlotheimia, datée de l'Hettangien supérieur, avait été trouvée par J. Schade et confiée à Ph. Baron (1981). Les déterminations ont été faites par R. Mouterde.

Fig. 14 - Coupe de l'Hettangien de la Chave



① : Caloceras langei (Hettangien inf.)

② : Schlotheimia sp. (Hettangien sup.) déterminations R. Mouterde

IV) Conclusion : évolution sédimentologique au cours de l'Hettangien (fig. 15)

L'étude sédimentologique permet de mettre en évidence les différentes étapes d'approfondissement des milieux de dépôts du début du rifting téthysien.

Au cours du Trias supérieur, le début de la distension est marqué par l'épanchement de coulées volcaniques sub-aériennes (basaltes alcalins) à partir des fissures affectant le socle (R. Aumaitre et G. Buffet, 1973 et G. Adline, 1982).

Au cours de l'Hettangien, l'évolution des milieux de dépôt caractérise le début de la transgression liasique associée à un approfondissement progressif de ce secteur de la marge.

Les premiers sédiments renferment des keystone vugs caractéristiques des dépôts de plage du domaine supra- à médio-littoral. L'approfondissement suivant se caractérise par l'apparition de milieux de dépôt (étage infralittoral) peu profonds et calmes (présence de grosses coquilles micritisées) dans lesquels se sont resédimentés des éléments provenant de milieux agités (oolites puis peloïdes). La présence de ces derniers nous indique qu'il existait des zones hautes correspondant aux milieux agités oolitiques. La diminution de la taille moyenne de ces éléments permet de mettre en évidence la poursuite de l'approfondissement en relation avec une diminution de l'hydrodynamisme.

L'épisode de comblement du sommet de la séquence 2, est peu important et se manifeste par un ralentissement de la sédimentation et par l'apparition de faciès moins profonds. Cet épisode de comblement se produit lorsque les milieux de dépôt se situent dans la limite étage infralittoral inférieur-circalittoral supérieur.

La reprise de la transgression provoque l'approfondissement des milieux de dépôt qui sont caractérisés par l'association des spicules et des articles de crinoïdes puis par le remplacement de ces dernières par des plaques d'échinodermes irréguliers et par des lagenidae associés à des spicules en nombre moins important (étage circalittoral inférieur). Ces faciès ainsi que les fréquents hard-grounds (coupe des Clottous) marquant des arrêts de sédimentation, annoncent le passage, au cours de l'Hettangien supérieur, à une sédimentation hémipélagique de bassin (formation 2) correspondant à des milieux de dépôt beaucoup plus profonds (étage circalittoral inférieur) qui persisteront jusqu'au Malm, au moins.

Les bancs beiges visibles dans la coupe des Clottous et de la Vivolle, correspondent chacun à des événements différents qui ont perturbé les conditions de sédimentation. Dans la coupe des Clottous, ce banc se situe à la base de la formation 1, et correspond à des faciès de transgression ; dans la coupe de la Vivolle, il se situe dans la partie supérieure de cette formation, et correspond probablement à un équivalent latéral du banc bréchiq (horizon de discontinuité D) existant dans la partie supérieure de la coupe des Clottous.

Du point de vue stratigraphique, la découverte de deux ammonites de l'Hettangien supérieur à la base de la formation 2, initialement attribuée au Sinémurien, permet de dire que le passage à une sédimentation hémipélagique s'est produit au cours de l'Hettangien supérieur et non à la limite

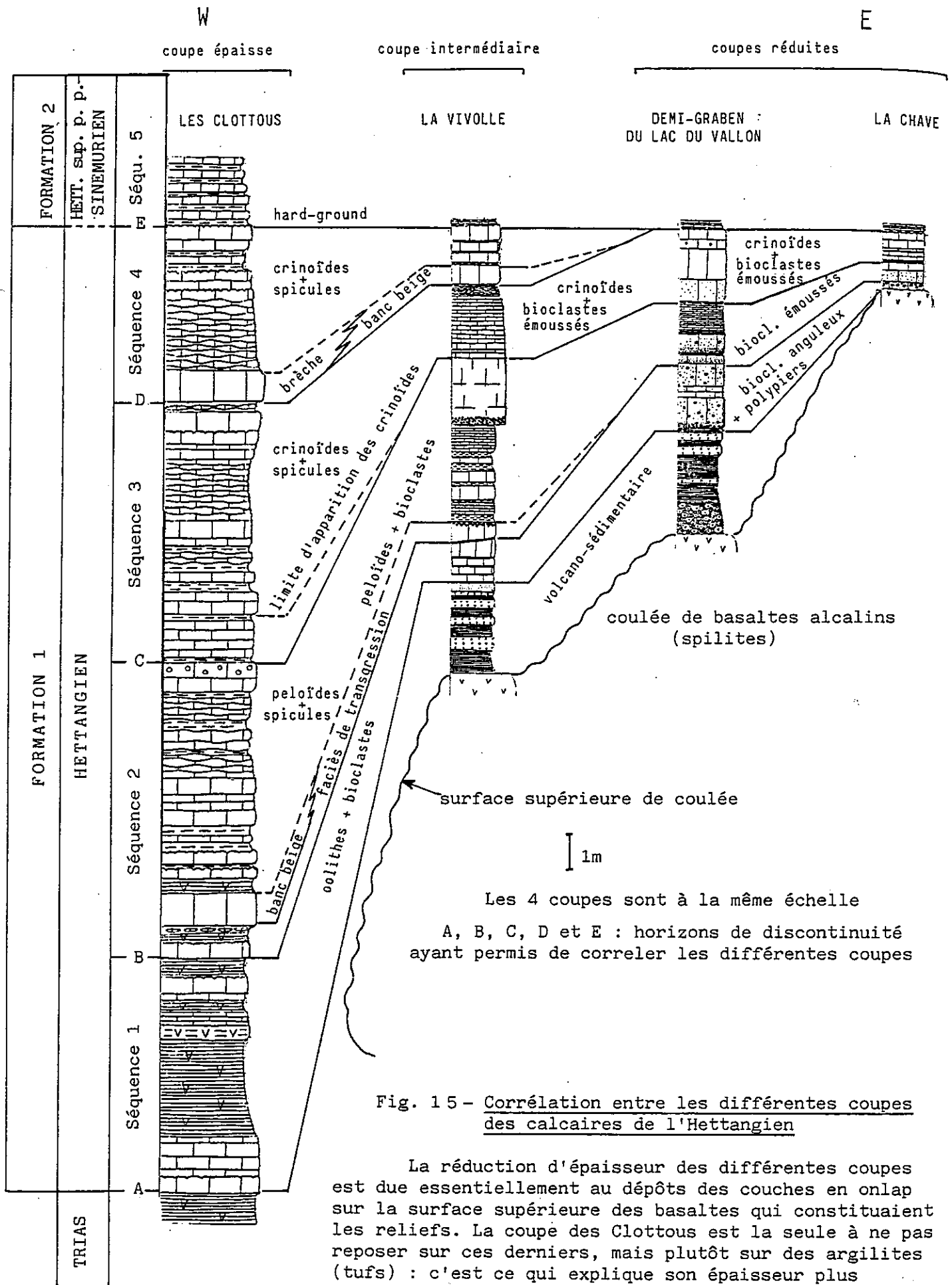


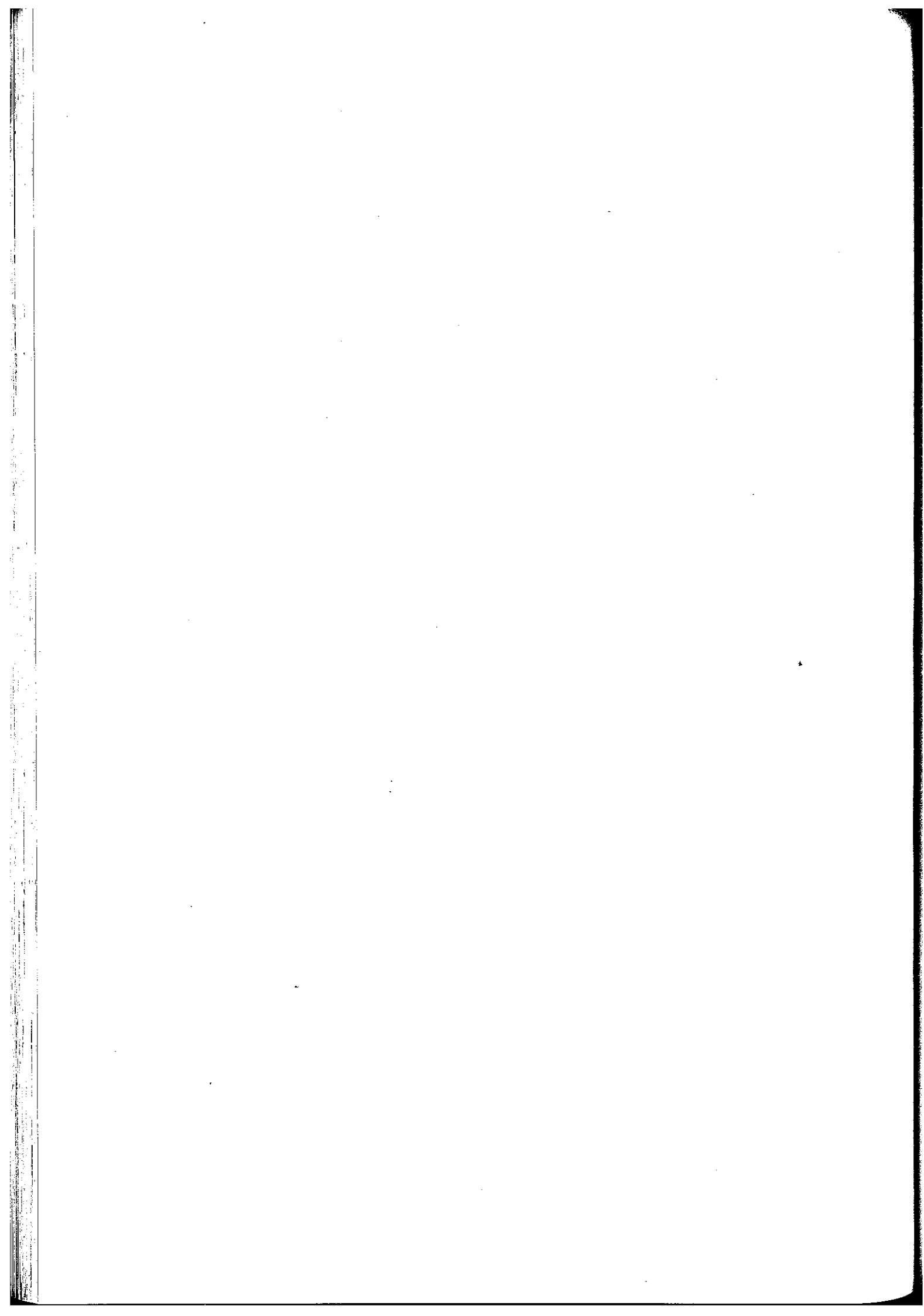
Fig. 15 - Corrélation entre les différentes coupes des calcaires de l'Hettangien

La réduction d'épaisseur des différentes coupes est due essentiellement au dépôts des couches en onlap sur la surface supérieure des basaltes qui constituaient les reliefs. La coupé des Clottous est la seule à ne pas reposer sur ces derniers, mais plutôt sur des argilites (tufs) : c'est ce qui explique son épaisseur plus importante.

Hettangien-Sinémurien comme cela était généralement admis.

Les différentes phases d'enfoncement sont associées à des mouvements tectoniques qui seront étudiés dans le chapitre IV.

Du point de vue lithologique, les coupes situées au Nord de la Vivolle ont un faciès beaucoup plus grossier que celles situées au Sud de cette limite ; bien que les premières soient moins épaisses que les secondes, on y retrouve les quatre séquences. Les sédiments hettangiens se sont déposés dans des dépressions dont le fond présentait une faible pente vers l'Ouest : il y a donc onlap des calcaires sur la surface supérieure des basaltes alcalins. Les reliefs étaient constitués par le sommet des coulées de spilites triasiques. Il existe des coulées épaisses d'une trentaine de mètres sous les coupes réduites, alors qu'elles n'existent pas sous la coupe des Clottous où la formation 1 est épaisse. La présence ou l'absence de ces coulées est le facteur déterminant qui contrôle l'épaisseur et les faciès de la formation 1.



CHAPITRE IV - EVOLUTION TECTONOSEDIMENTAIRE AU COURS DE
L'HETTANGIEN : LA DISTENSION ET LA SUBSIDENCE DU LIAS INFERIEUR

- I) SECTEUR SITUE AU NORD DU LAC DU VALLON
 - a) Description des affleurements
 - b) Succession probable des événements
 - c) Conclusion

- II) SECTEUR SITUE EN AVAL DE LA VIVOLLE
 - a) Description des affleurements
 - b) Evolution probable
 - c) Conclusion

- III) CONCLUSION

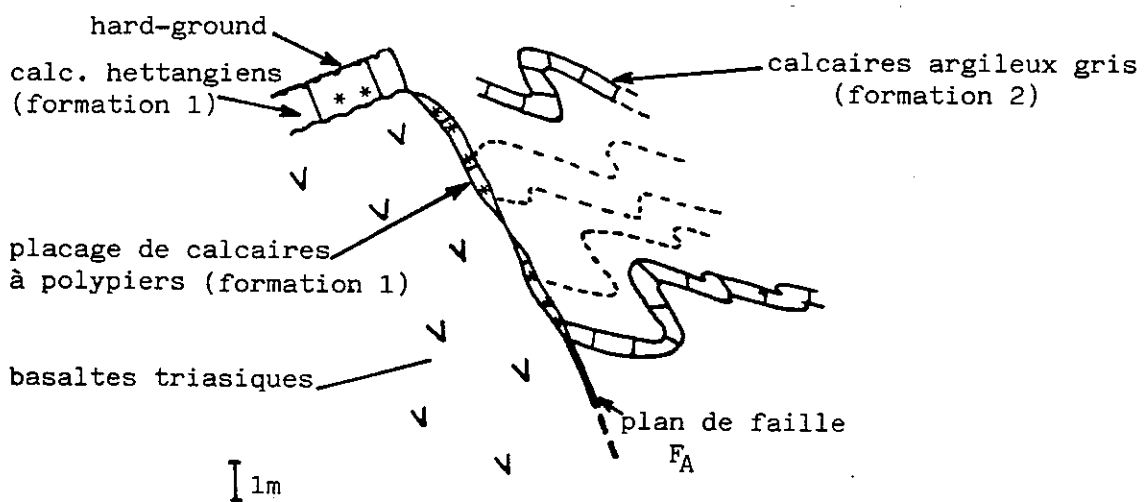
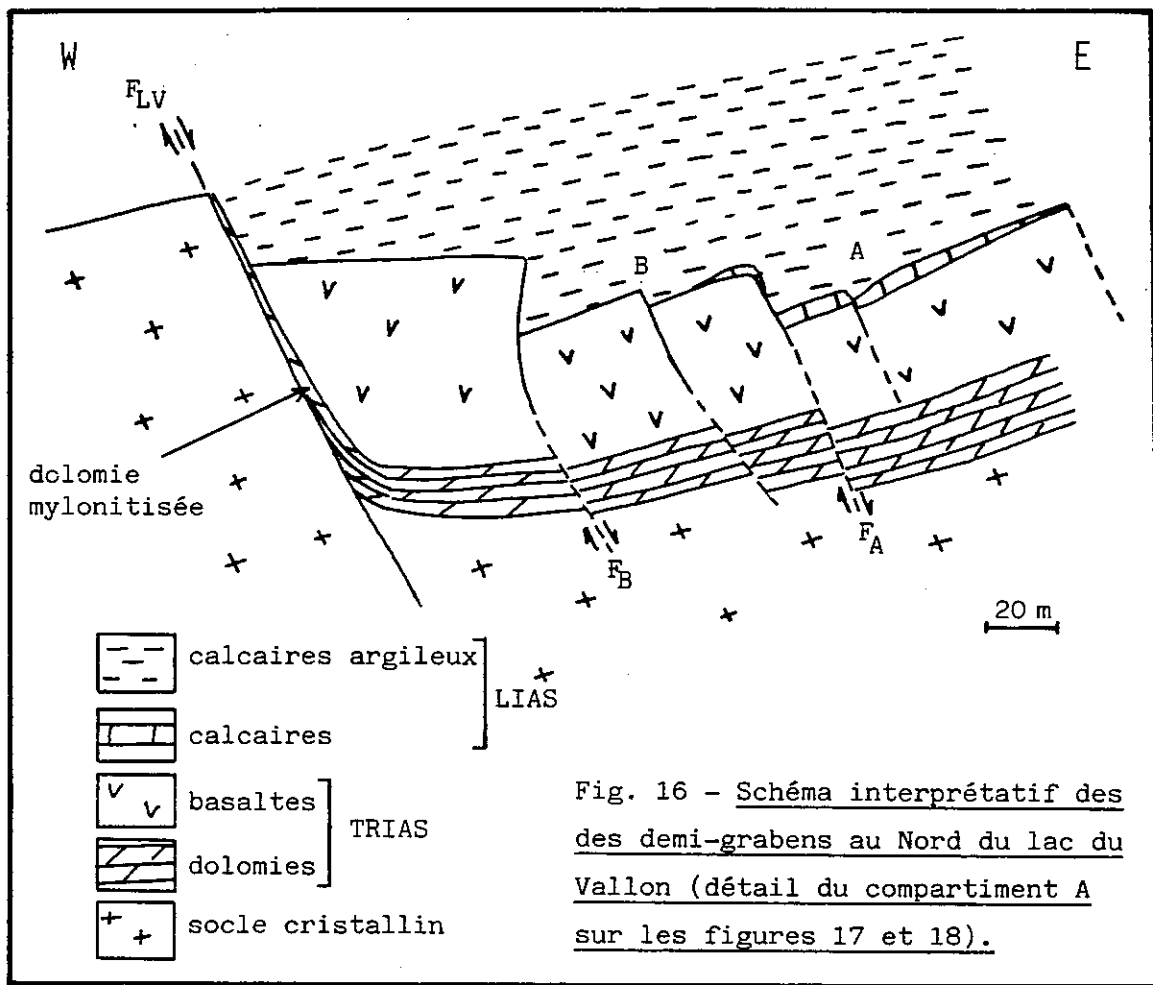


Fig. 17 - Détail du plan de faille du compartiment A des figures 16 et 18.

CHAPITRE IV - EVOLUTION TECTONOSÉDIMENTAIRE AU COURS DE L'HETTANGIEN : LA DISTENSION ET LA SUBSIDENCE DU LIAS INFÉRIEUR

J'ai étudié deux exemples qui seront présentés successivement.

1) Secteur situé au Nord-Est du lac du Vallon

Ce secteur est particulièrement favorable pour l'étude de la tectonique synsédimentaire liée au rifting du Lias inférieur; on peut y mettre en évidence le jeu de failles ainsi que des mouvements de basculement de substratum contemporains du dépôt des sédiments.

a) Description des affleurements

C'est un ensemble de petits demi-grabens limités par des failles orientées N 160 à N 170, pentées de 80° vers l'Est (fig.16). La surface supérieure des spilites est pentée de 35 à 45° vers l'Ouest.

Il existe de l'Hettangien (formation 1) dans le compartiment A, alors que la partie en creux du compartiment B en est dépourvue ; néanmoins, on en trouve un dépôt de faible épaisseur (de 0,3 à 1m) sur la bordure orientale de ce compartiment B.

Les deux tiers du plan de faille du compartiment A (faille Fa) sont recouverts par un dépôt de faible épaisseur (0,20 m) de calcaires à polypiers (fig.17).

La variation d'épaisseur de la formation 1 est brutale de part et d'autre de la faille FA ; cette formation est épaisse de 4 m dans le compartiment abaissé (à l'Est de la faille) tandis qu'elle est réduite à 1 m d'épaisseur dans le compartiment surélevé (à l'Ouest de FA).

Dans le compartiment A (fig. 18), la formation 1 repose sur les spilites par l'intermédiaire d'un niveau d'argilites à matériel détritico spilitique ; ce niveau diminue latéralement d'épaisseur et disparaît vers l'Est. Ce niveau d'argilites n'existe pas sous la formation 1 se trouvant sur le compartiment surélevé à l'Ouest de la faille. Dans le compartiment A, la formation 1 se présente en bancs d'épaisseur demi-métrique de calcaires massifs. La surface supérieure du dernier banc qui est oxydée et ravinée, correspond à un hard-ground. Des calcaires argileux en petits bancs (formation 2 : Hettangien supérieur p.p. et Sinémurien) reposent en onlap

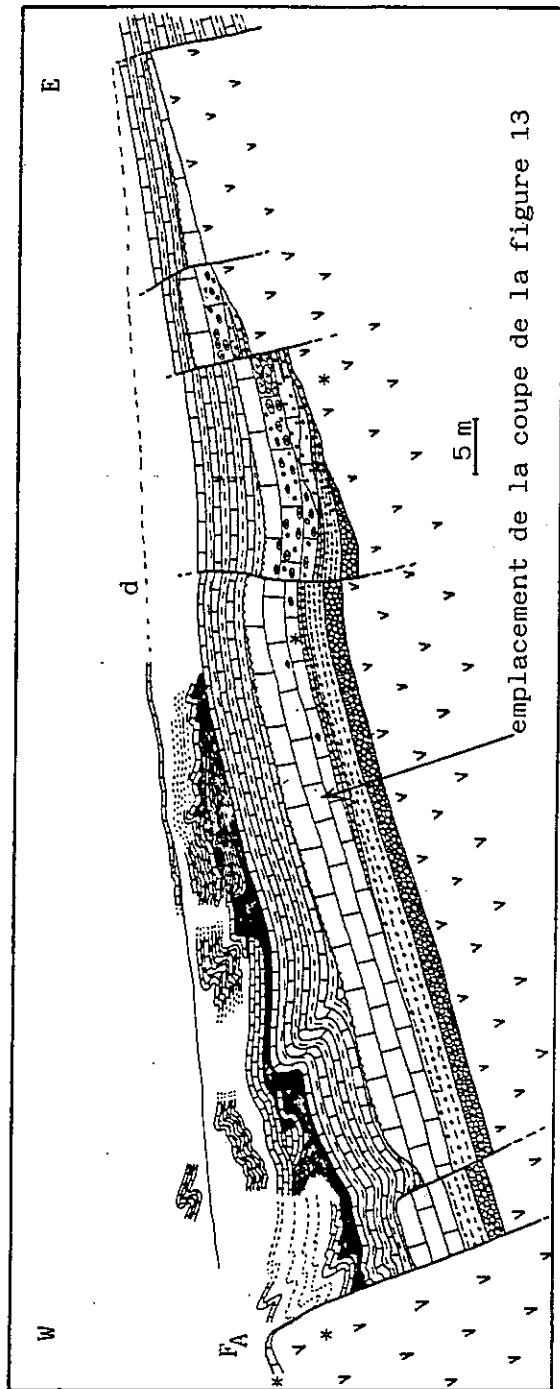


Fig. 18 - Détail d'un des demi-grabens situés au Nord du lac du Vallon ; la description de l'affleurement est dans le texte (compartiment A de la figure 16 ; voir également le détail du plan de faille sur la figure 17).

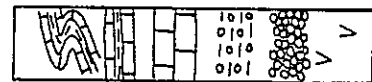


Figure de glissement synsédimentaire

Calcaires argileux et marnes (formation 2 : Hettangien supérieur p.p.-Sinémurien)

Calcaires (formation 1 : Hettangien)

Argillites à Boules de basaltes

Niveaux à boules de basaltes

Basaltes

Légende

Les symboles * indiquent les affleurements sur lesquels ont été trouvés des polypiers.

sur ce hard-ground ; le pendage des couches de la formation 2 est moins important que celui de la surface du hard-ground. Le dépôt de ces calcaires argileux est marqué par une série de discordances internes et par des plis dont le plan axial est généralement penté vers l'Ouest.

Vers l'Ouest, une faille plus importante (FLV), de même direction que les failles FA et FB, affecte cet ensemble de demi-grabens ; son plan est jalonné de dolomies mylonitisées (fig.16).

b) Succession probable des événements (fig. 19)

Les événements seront regroupés en différentes étapes.

Etape 1 : les coulées de basaltes alcalins se sont mises en place en milieu subaérien au cours du Trias supérieur. Leur surface supérieure est irrégulière et bosselée et probablement faiblement pentée vers l'Ouest.

Etape 2 : après la mise en place des coulées de basaltes alcalins, la faille FA a décalé ces dernières suivant un jeu normal. Dans les exemples actuels, ce type de faille apparue à la suite d'une distension brutale, a généralement un pendage initial de l'ordre de 50 à 60 degrés.

Une phase d'érosion dans les zones en relief a permis la resédimentation du matériel détritique (argilites à blocs de spilites) dans le demi-graben ; ce niveau disparaît latéralement vers l'Est.

Etape 3 : au cours de l'Hettangien, des sédiments se déposent sur la surface supérieure des spilites ; les premiers dépôts de la formation 1 sont caractérisés par le faciès à association de polypiers (faciès 2A). Des polypiers se sont développés sur les niches du plan de faille tout en piégeant une faible quantité de sédiment ; c'est donc la preuve de l'antériorité de la faille FA par rapport aux sédiments.

Des blocs d'argilites vertes (provenant de l'érosion de niveaux volcanosédimentaires mis en place lors de l'étape 2) se sont resédimentés dans la formation 1 de la partie orientale du demi-graben ; ils n'existent pas dans la partie occidentale du demi-graben.

Etape 4 : le dépôt de la formation 1 s'est poursuivi pendant l'Hettangien inférieur et une partie de l'Hettangien supérieur comme le confirme la présence d'ammonites hettangiennes tant dans la formation 1 (coupe du talweg aval de la Chave : coupe n°1) que dans la formation 2 de cette coupe (coupe du demi-graben du lac du Vallon ; coupe n°2).

Etape 5 : Hettangien supérieur p.p. : à la fin du dépôt de la formation 1, le rejeu de la faille FA provoque un léger affaissement du compartiment oriental. Il existe un décalage entre le niveau à polypiers du plan de faille et la surface supérieure de la formation 1 ; ce décalage pourrait résulter également du fait que le placage à polypiers n'était peut-être pas continu (compte-tenu de sa nature même), auquel cas il n'y aurait pas eu de rejeu. Ce rejeu est accompagné de celui d'une petite faille secondaire (FA') qui décale les couches de cette formation. Le jeu de ces failles est associé, ou non, à un basculement du demi-graben vers l'Ouest. Un arrêt de sédimentation ainsi que des courants sous marins sont alors responsables, d'une part, du ravinement de ces calcaires, à l'Est de la faille FA', et d'autre part, de l'apparition d'un hard-ground à la surface supérieure du dernier banc de la formation 1.

Etape 6 : Hettangien supérieur p.p. : il se produit alors un à-coup de subsidence associé à une augmentation brutale de la profondeur ; des sédiments hémipélagiques (formation 2 : calcaires argileux gris) succèdent aux calcaires néritiques (grainstones). Les premiers dépôts hémipélagiques moulent les irrégularités du fond et reposent en faible onlap sur le hard-ground se trouvant à la surface supérieure de la formation 1.

Cet événement s'est produit au cours de l'Hettangien supérieur, mais il ne nous est pas possible de fixer une limite entre l'Hettangien et le Sinémurien car le changement de faciès se produit au cours de l'Hettangien supérieur (calcaires argileux).

Etape 7 : Hettangien supérieur p.p. - Sinémurien inférieur

Cette étape est caractérisée par le glissement en masse des premiers dépôts de la formation 2.

En effet, les discordances internes ainsi que les différents plis à plan axial déversé vers l'Ouest, correspondent certainement à des figures de glissement synsédimentaires (bancs contournés, bancs dissociés etc...). Il est probable que ces glissements synsédimentaires (fig. 18 et 19) résultent :

- soit de basculements liés à l'activité des failles FA, FA' et FLV responsables de l'apparition d'une pente qui n'était pas clairement individualisée pendant le dépôt de la formation 1 ;
- soit de l'intervention de petits séismes qui auraient facilité le départ des paquets glissés, ou soit tout simplement à l'instabilité des sédiments sur un substratum (hard-ground) présentant une pente trop importante (fig.19).

On peut ainsi mettre en évidence quatre discordances internes successives :

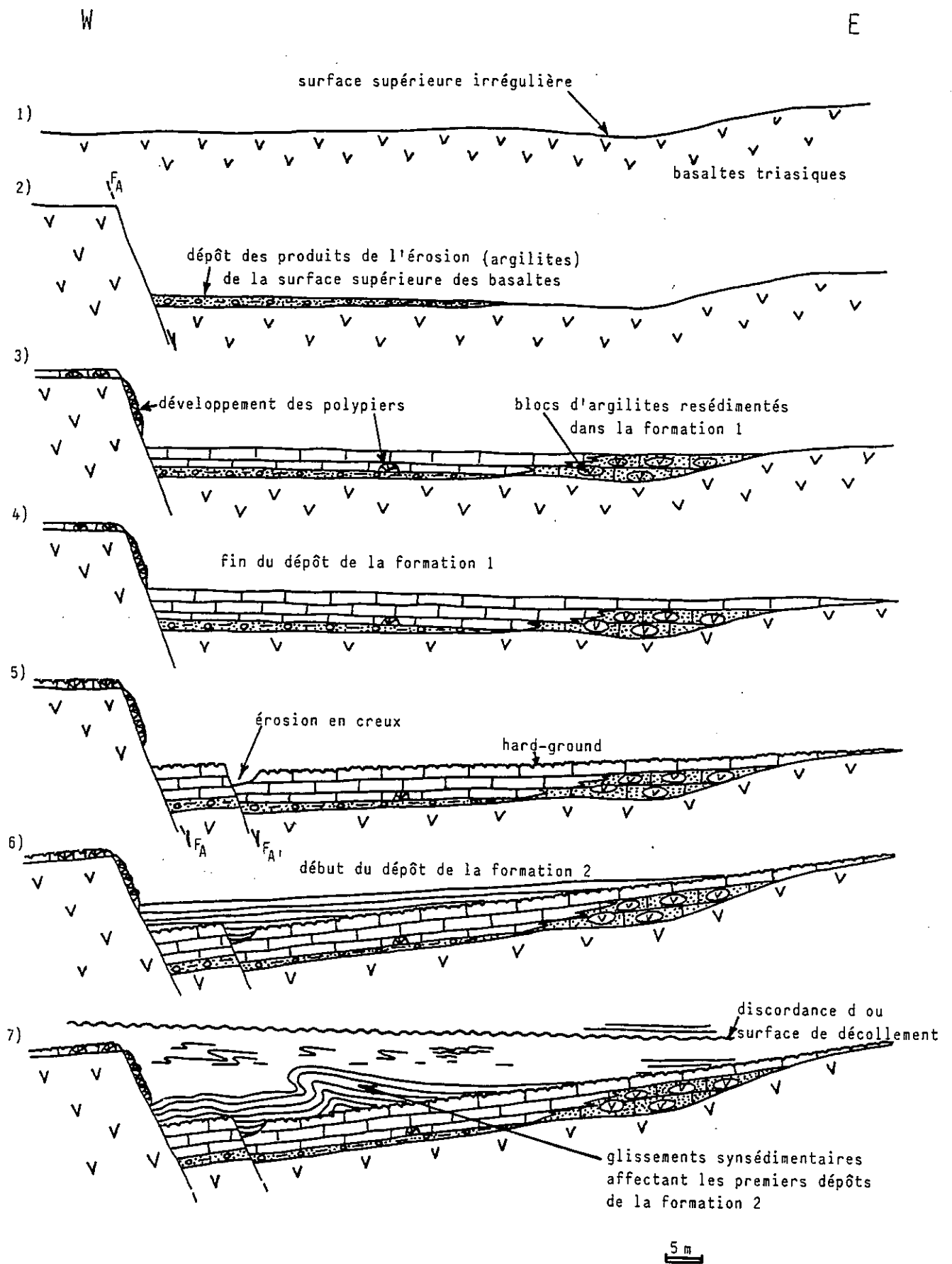


Fig. 19 - Evolution probable du compartiment A (voir texte).

- les calcaires néritiques hettangiens (formation 1) reposent en onlap sur la surface supérieure des basaltes alcalins : il s'agit d'un moulage de la paléotopographie ;
- la base des calcaires hémipélagiques (formation 2) repose en onlap sur le hard-ground existant à la surface supérieure de la formation 1 ; un basculement postérieur serait responsable du décollement et du glissement en masse des premiers dépôts de la formation 2. La création de cette pente est probablement liée à l'activité des failles FA et FA' ou de FLV ;
- les niveaux à bancs de calcaires argileux replissés mêlés à des marnes pourraient également résulter de la persistance de l'instabilité causée par la trop forte pente du substratum ;
- la dernière discordance (notée d sur les figures 18 et 19) correspond au comblement du petit demi-graben par des sédiments reposant enfin sur une pente d'équilibre qui leur permet de ne plus glisser ; il peut également s'agir d'une période de calme tectonique.

Nous n'avons pas d'arguments qui permettent de dire si la faille FLV (N 160-170, 70°E) est apparue plus tard. Sur le terrain, on la suit depuis le lac du Vallon (au Sud) jusqu'au secteur de la Combe (au Nord) où elle se raccorde à un système de failles. Cette faille correspond à un accident majeur qui provoque l'abaissement du compartiment oriental suivant un mouvement analogue à celui des demi-grabens précédemment décrits. Au cours du quaternaire, le lac du vallon s'est mis en place dans la dépression de surcreusement glaciaire limitée par cette faille FLV..

c) Conclusion

Les demi-grabens du lac du Vallon sont de petits blocs basculés témoignant de l'existence d'une tectonique distensive synsédimentaire au début du Lias inférieur.

La présence d'Hettangien sur le plan de faille est due au développement des polypiers qui s'y sont fixés en piégeant les sédiments. Les dépôts de la formation 1 moulent les irrégularités de la paléotopographie : cette disposition ne résulte peut-être d'aucune influence tectonique.

Au cours de l'Hettangien supérieur (p.p.)-Sinémurien, un basculement important du substratum (accentuant la pente initiale) serait responsable de l'instabilité des sédiments qui s'y sont déposés ; les différents épisodes de glissements sont marqués par des surfaces de décollements synsédimentaires (discordances internes).

La tectonique distensive du Lias inférieur s'est manifestée dans ce secteur dès l'Hettangien, puis elle s'est poursuivie au cours du Sinémurien.

Durant la période de compression alpine, les mouvements compressifs ont redressé les plans de faille et créé des plis. Le plan de faille de FB est quant à lui, penté vers l'Ouest (torsion tardive) et donne l'impression que cette faille a eu un jeu inverse (fig.16).

II) Secteur situé en aval de la Vivolle

a) Description des affleurements

La figure 20 montre vers l'Est, le front des deux dernières coulées de spilites délimitant à l'Ouest une paléodépression dans laquelle se sont déposées les formations 1 et 2.

La surface supérieure des coulées est oxydée, bosselée et ravinée. La base de l'Hettangien (formation 1) reposant sur les spilites, rémanie ces dernières (sables et galets de spilites ayant jusqu'à 0,1m de diamètre). Les premiers bancs de calcaire (formation 1) présentent des variations d'épaisseur et des biseaux. Ils reposent en onlap sur la surface supérieure des spilites formant la bordure orientale de la paléodépression.

Au dessus, les calcaires argileux (formation 2) reposent pratiquement en accordance sur la formation 1 : on observe en leur sein, des variations internes de pendage, des biseaux et des plis sous une discordance interne particulièrement nette (marquée sur la figure par la lettre d). Les couches disposées au dessus de cette discordance ont un pendage plus faible que celui des couches sous-jacentes (20° vers l'Ouest au lieu de 30°).

L'ensemble de ces formations repose en onlap vers l'Est sur la surface supérieure des spilites.

Les formations 1 et 2 anté-discordance sont affectés par une faille d'allure courbe (F3 : faille tardivement replissée) ; plus à l'Est, les derniers bancs de la formation 1 et la formation 2 sont affectés par deux petites failles (F1 et F2) : ces trois failles ne traversent pas la discordance d.

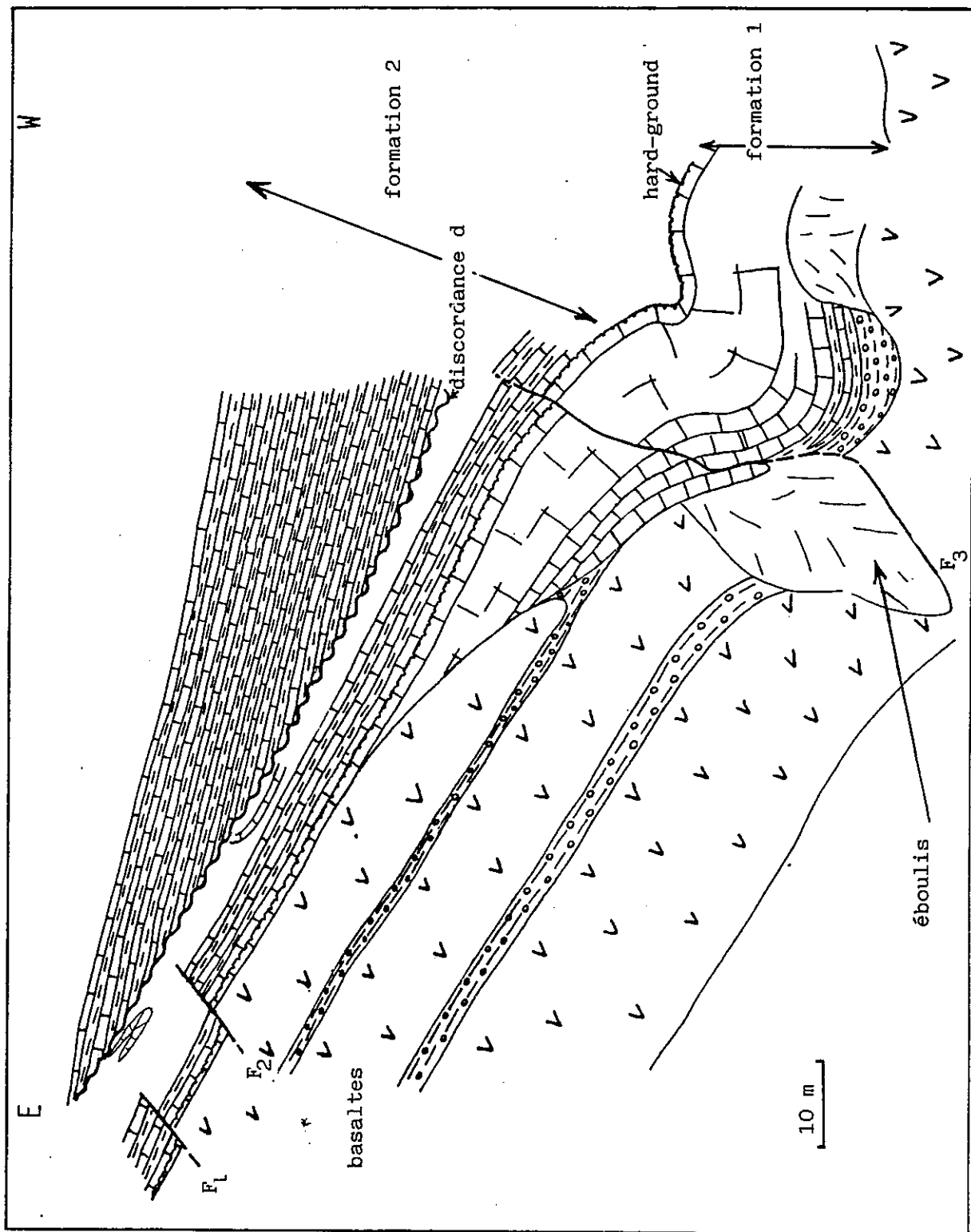


Fig. 20 - Vue de l'affleurement situé en aval de la Vivolle (coupe 4, fig. 12) : mise en évidence d'un basculement du substratum lors des premiers dépôts liasiques (d'après Ph. Baron, 1981, modifié). Contrairement à la coutume, cette coupe est orientée avec l'Ouest à droite.

b) Evolution probable (fig.21)

On peut retenir deux hypothèses d'évolution tectonique :

- Hypothèse__1 : après le dépôt de la formation 1 dans la paléodépression (fig. 21a), les derniers bancs sont affectés à l'Est par les failles F1 et F2 (N40, 40E) (fig.21b) ; plus à l'Ouest, la faille F3 affecte la totalité des dépôts de la formation 1, et la base de la formation 2. Le rejet de ces trois failles est faible (0,5 à 1m).

Une tectonique (faille F3) au cours du dépôt de la formation 1, a été décrite par Baron (1981). Cet auteur interprète la faille F3 comme étant synsédimentaire, initialement pentée vers l'Est et cachetée par le sommet de la formation 1 ; de plus, dans sa description, l'épaisseur de la formation située à l'Est de la faille est plus importante que celle située à l'Ouest de cette faille. Or, sur le terrain, l'épaississement de cette formation se fait régulièrement vers l'Ouest et la faille F3 se poursuit dans une partie de la formation 2, mais ne dépasse pas la discordance : cette faille ne semble donc pas être contemporaine du dépôt de la formation 1.

Après le jeu de ces trois failles, le substratum a été affecté par un mouvement de basculement vers l'Ouest. La pente sur laquelle reposaient les sédiments a été brutalement accentuée entraînant l'apparition de figures de glissement synsédimentaire dans la formation 2 (slumps, couches rebroussées dans le sens de la pente) (fig.21c) et d'une discordance intraformationnelle ("discordance" d).

- Hypothèse__2 : après les premiers dépôts de la formation 2, des mouvements tectoniques sont responsables du basculement du substratum et de l'apparition des failles F1, F2 et F3 ; une partie de ces dépôts serait alors affectée par des glissements synsédimentaires (bancs contournés, couches rebroussées dans le sens de la pente) à la suite de l'accentuation de la pente.

La poursuite du dépôt de la formation 2 se fait par l'intermédiaire d'une surface de discordance (notée d sur la figure 20) ; cette discordance pourrait également correspondre à une surface de décollement synsédimentaire.

Cette seconde hypothèse est en accord avec l'évolution tectonique de l'exemple précédent (chapitre I), à savoir une accentuation de la pente (basculement) postérieure aux premiers dépôts de la formation 2.

Au cours de la période de compression alpine, les mouvements compressifs ont eu pour effet de redresser le plan des failles F1 et F2, et de donner une allure courbe à celui de

la faille F3 (fig.21d).

c) Conclusion

Ce secteur correspond à une paléodépression qui a été progressivement comblée par les sédiments des formations 1 et 2 au cours de l'Hettangien puis du Sinémurien. Le biseautage des calcaires sur la surface supérieure des spilites est probablement dû en majeure partie à la topographie originelle et non à un basculement initial du substratum.

Les failles synsédimentaires ont joué au cours du dépôt de la formation 2 en provoquant de petits basculements vers l'Ouest. Au cours du dépôt de la formation 2, des mouvements tectoniques ont provoqué l'apparition des failles F1, F2, et F3, des figures de glissement synsédimentaire et une surface de décollement synsédimentaire (discordance d) ; puis les dépôts ultérieurs de Sinémurien ont recouvert en onlap les couches sous-jacentes.

III) Conclusion - Evolution tectono-sédimentaire au cours de l'Hettangien

Les dépôts de l'Hettangien ainsi que les failles normales associées sont des marqueurs de la tectonique distensive liée au rifting du début du Lias.

La figure 22 fait l'inventaire des différentes observations permettant de mettre en évidence une activité tectonique. Les premiers sédiments hettangiens se sont déposés soit sur des surfaces présentant une faible pente ou soit dans des paléodépressions ; ils sont riches en matériel détritique spilitique correspondant aux produits issus de l'érosion de la surface supérieure des spilites et des fronts de coulée.

L'activité tectonique se manifeste dès la fin du Trias supérieur-début de l'Hettangien inférieur par l'apparition des failles FA, FB et FLV responsables de la création des petits demi-grabens situés au Nord du lac du Vallon. Le basculement lié à ces failles n'est probablement pas très important lors du dépôt de la formation 1 ; le biseautage de cette dernière sur la surface supérieure des spilites est uniquement dû à la topographie héritée à la fin du Trias.

Au cours de l'Hettangien supérieur, la faille Fa du demi-graben du lac du Vallon (fig. 18) a rejoué en décalant les dépôts de la formation 1. Un arrêt de sédimentation associé à une période d'érosion sont responsables de l'apparition des hard-grounds.

E

LA VIVOLLE

W

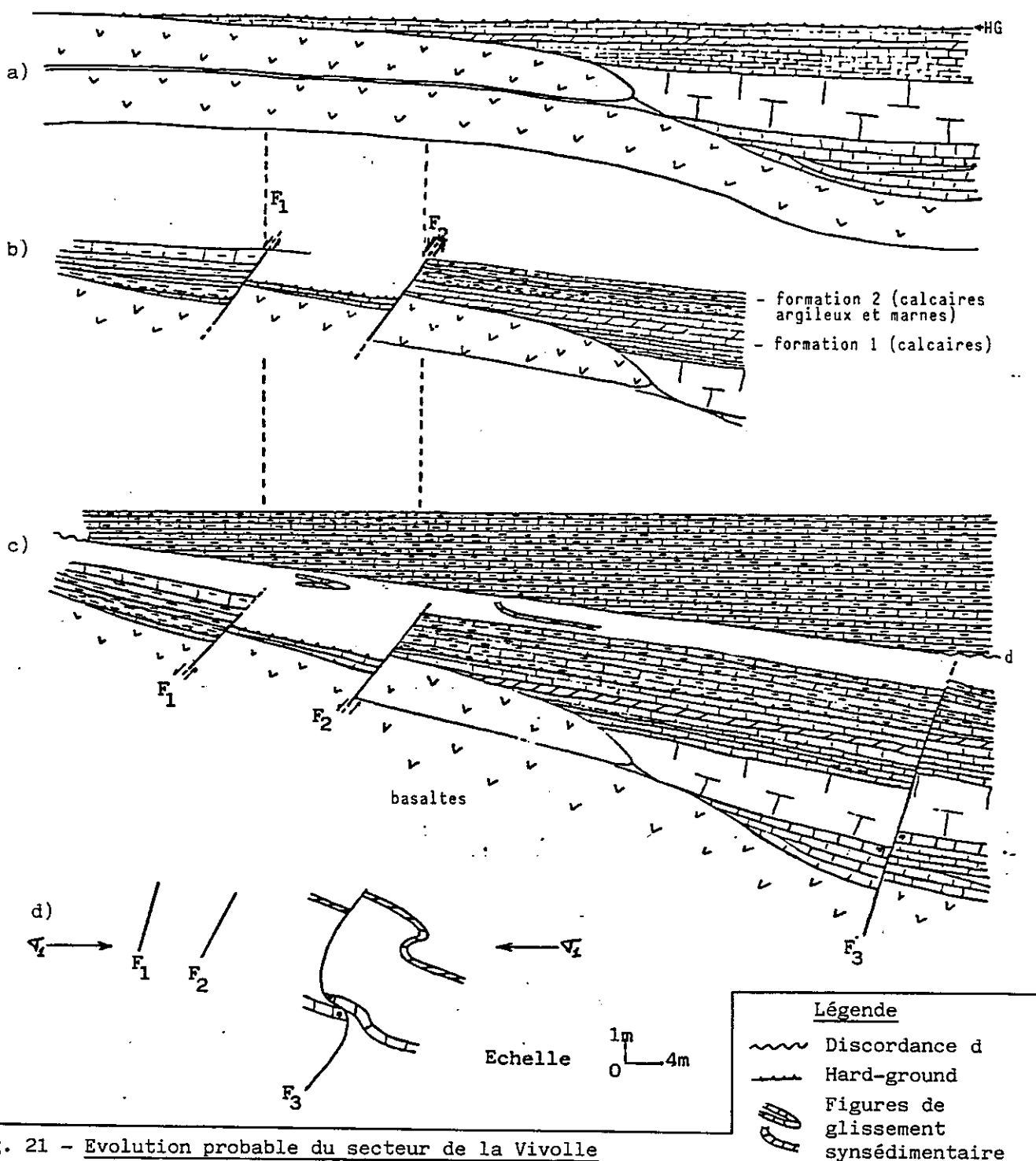


Fig. 21 - Evolution probable du secteur de la Vivolle

- a) Remplissage de la paléo-dépression par les sédiments de la formation 1 (Hettangien).
 b) Apparition des failles au cours des premiers dépôts de la formation 2 (Hett. sup.).
 c) Apparition des figures de glissement synsédimentaire témoignant d'un basculement plus important ; la suite des dépôts de la formation 2 repose en discordance sur les couches sous-jacentes (Hettangien supérieur-Sinémurien).
 d) Redressement et déformation des plans de faille, causés par les mouvements compressifs alpins (voir la figure 20).

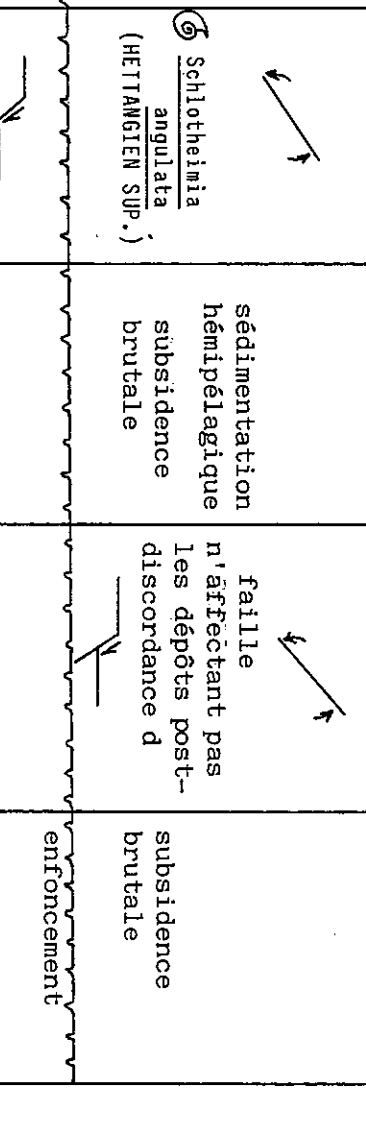
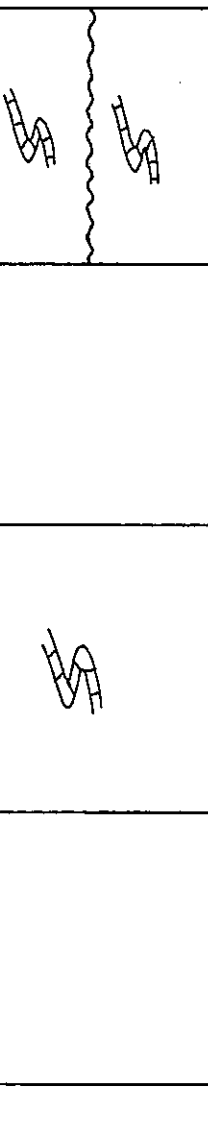
Talweg en aval de la Chave	Demi-graben situé au Nord du lac du Vallon	La Vivolle	
<p>FORMATION 1</p> <p>⊗ <i>Schlotheimia</i> sp. (HETTANGIEN SUP.)</p> <p>⊗ <i>Caloceras langei</i> (HETTANGIEN INF.)</p> <p>début HETTANGIEN FIN DU TRIAS</p>	<p>⊗ <i>Schlotheimia angulata</i> (HETTANGIEN SUP.)</p> 	<p>faulle n'affectant pas les dépôts post-discordance d</p> 	<p>subsidence brutale</p> <p>enfouissement</p> <p>remaniement synsédimentaire</p> <p>sédimentation néritique</p> <p>faciès de transgression</p>
<p>FORMATION 2 (calcaires argileux gris)</p>	<p>sédimentation hémipélagique</p> <p>subsidence brutale</p>	<p>appariition des crinoïdes</p> <p>sédimentation néritique</p> <p>faciès à polypiers</p>	<p>apparition des crinoïdes</p> <p>sédimentation néritique</p> <p>faciès à polypiers</p>

Fig. 22 - Inventaire des éléments de datation paléontologique et des différents événements tectono-sédimentaires apparus au cours du Lias inférieur.

- ⊗ : ammonite
- ↙ : jeu de failles normales
- ↘ : jeu de failles normales
- ↔ : figures de glissement synsédimentaire
- ⊗ : galets de basaltes
- ⊗ : galets de basaltes
- ⊗ : figures de glissement synsédimentaire
- ~ : hard-ground
- ~ : discordance

Cette crise apparue au cours de l'Hettangien supérieur correspond probablement à une subsidence brutale de la marge associée à une accentuation de la transgression liasique, marquées par l'apparition des calcaires hémipélagiques (formation 2). Le basculement associé à cette subsidence n'était pas très important au début, ce qui permettait aux calcaires argileux de reposer en onlap d'angle faible sur le hard-ground. Par la suite, lors du dépôt de la formation 2, le jeu d'un accident majeur (faille du lac du vallon notée FLV) a accentué la pente initiale et provoqué un glissement en masse de l'ensemble de ces premiers dépôts. Les autres niveaux à bancs contournés pourraient résulter de l'existence de cette pente trop forte ne permettant pas la fixation des dépôts. C'est au cours de la distension qui a permis le jeu de la faille FLV, qu'un accident analogue a provoqué au même moment l'apparition des failles F1, F2 et F3, et les figures de glissements synsédimentaires dans le secteur de la Vivolle.

Ces demi-grabens du lac du Vallon s'arrêtent de fonctionner au Sinémurien inférieur, époque à partir de laquelle le basculement du substratum sera uniquement lié à l'activité de grands accidents telle la faille du col d'Ornon. Les discordances internes visibles dans les calcaires argileux du Sinémurien à l'Ouest des Clottous (fig. 23), pourraient soit résulter de la poursuite du basculement du substratum, soit correspondre à des surfaces de décollement analogues à celles du demi-graben situé au Nord du lac du Vallon et de la Vivolle, ou soit à des décollements alpins.

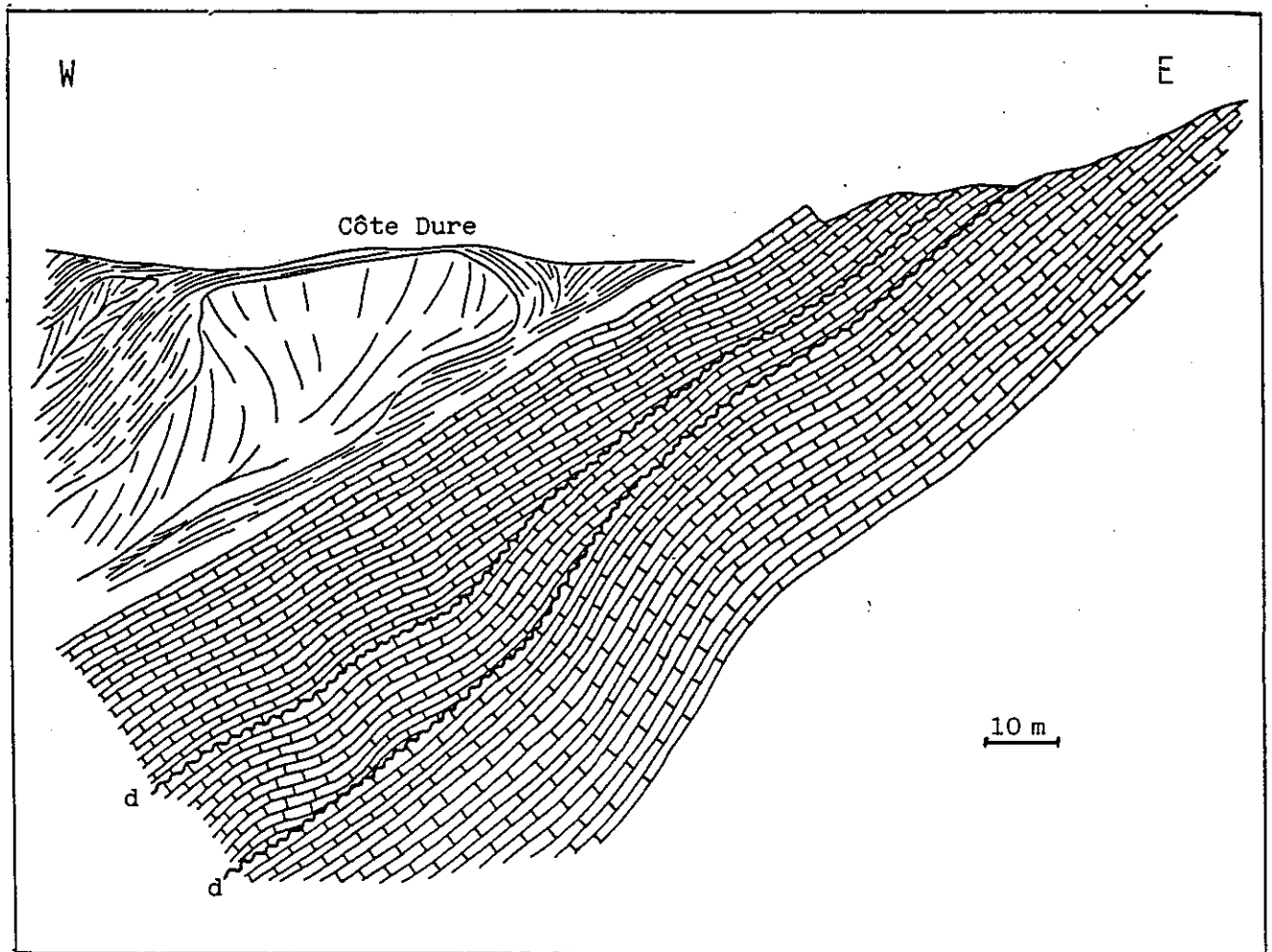
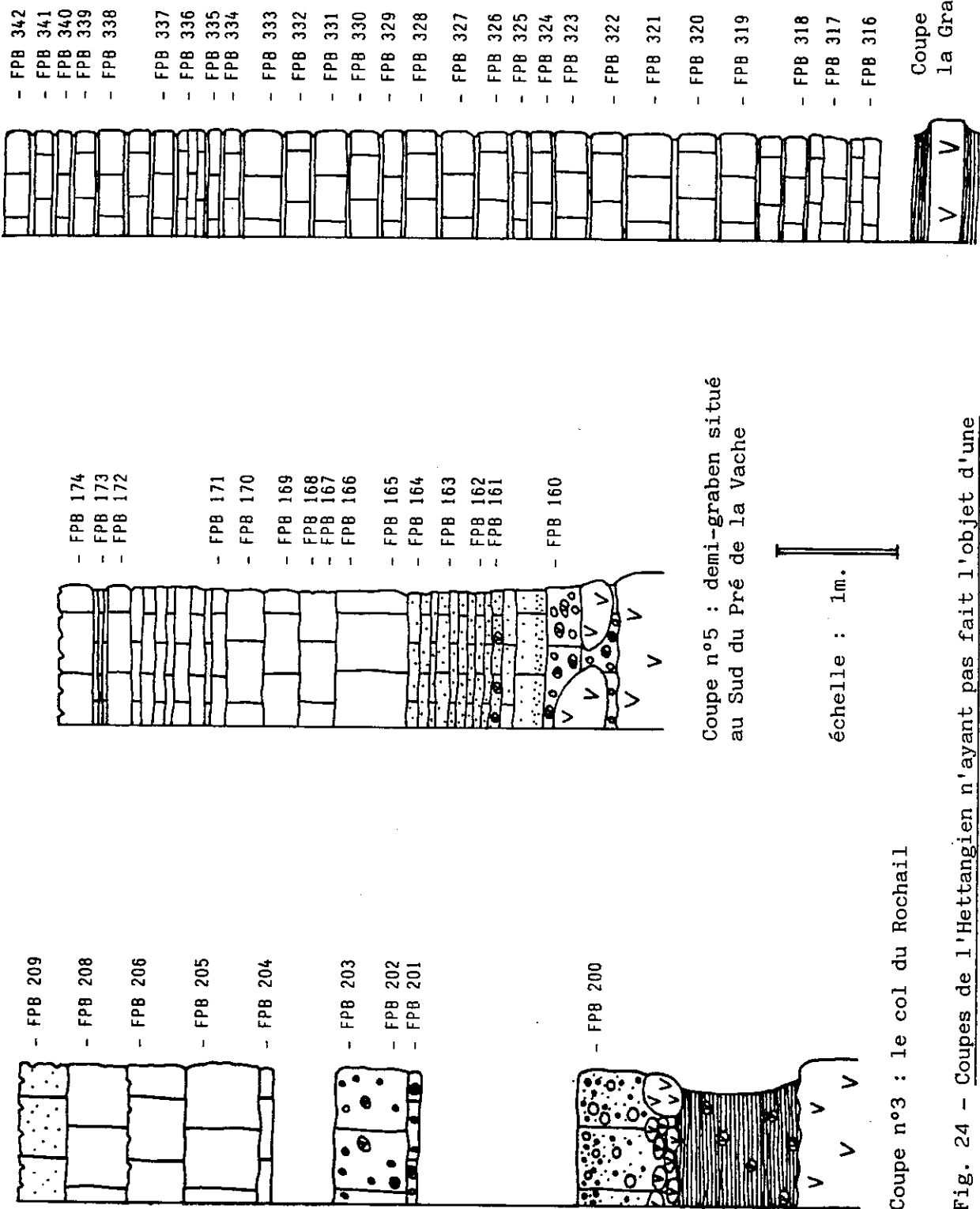


Fig. 23 - Discordances internes ou surfaces de décollement synsédimentaire (notées d) dans les calcaires argileux du Sinémurien, en contrebas, à l'Ouest de la coupe des "Clottous".



- FPB 342
- FPB 341
- FPB 340
- FPB 339
- FPB 338

- FPB 337
- FPB 336
- FPB 335
- FPB 334

- FPB 333
- FPB 332
- FPB 331
- FPB 330

- FPB 329
- FPB 328
- FPB 327
- FPB 326
- FPB 325
- FPB 324
- FPB 323

- FPB 322
- FPB 321
- FPB 320
- FPB 319

- FPB 318
- FPB 317
- FPB 316

- FPB 174
- FPB 173
- FPB 172

- FPB 171
- FPB 170

- FPB 169
- FPB 168
- FPB 167
- FPB 166

- FPB 165
- FPB 164
- FPB 163
- FPB 162
- FPB 161

- FPB 160

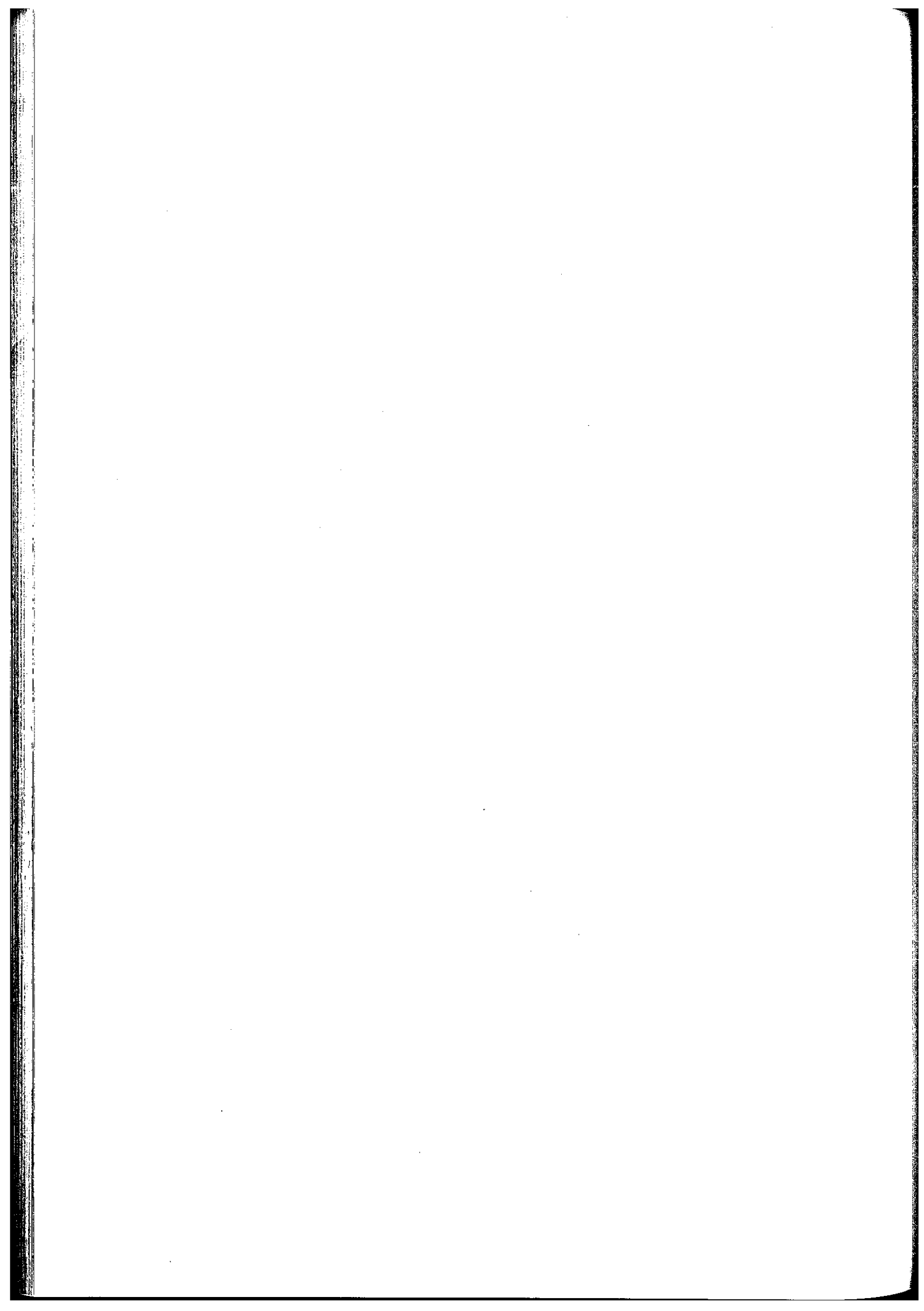
Coupe n°5 : demi-graben situé au Sud du Pré de la Vache

échelle : 1m.

Coupe n°3 : le col du Rochail

Coupe n°8 : le Rocher de la Grande Eglise

Fig. 24 - Coupes de l'Hettangien n'ayant pas fait l'objet d'une étude détaillée ; leur localisation est indiquée sur la figure 7.



CHAPITRE V - LES CALCAIRES à LITHOCLASTES ET ENTROQUES DU PETIT RENAUD : UN FACIES DE PENTE DEVELOPPE DU CARIXIEN à L'OXFORDIEN

I) INTRODUCTION

- 1) Caractéristiques générales
- 2) But de cette étude

II) APERCUS THEORIQUES

- A) Genèse des calcaires noduleux
 - 1) Causes de la nodularisation
 - 2) Mise en place des calcaires noduleux
 - 3) Conclusion
- B) Les crinoïdes
 - 1) Morphologie des crinoïdes
 - 2) Paléoécologie
 - 3) Fossilisation des crinoïdes
 - 4) Environnement sédimentaire et mise en place des entroques

III) ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES CALCAIRES DU PETIT RENAUD

- A) Localisation des affleurements
- B) Description des différentes coupes étudiées
 - 1) Coupe de la cascade, au Sud de la combe du Grand Renaud
 - 2) Coupe de Prégentil 1
 - 3) La Tête de Louis XVI
 - 4) Coupe du flanc ouest du talweg principal du synclinal du col de Corbière
 - 5) Les calcaires noduleux en rive gauche de la combe du Grand Renaud : coupe en contrebas, à l'Est du sommet des Pâles
 - 6) Coupe du contrebas Nord-Est du Grand Renaud
 - 7) La combe située à l'Est du Rocher du Grand Renaud
 - 8) La Crête des Rôchers de Terre rousse
- C) Conclusion de l'étude sédimentologique des Calcaires du Petit Renaud
 - 1) Mise en évidence d'un remaniement
 - 2) Genèse des calcaires noduleux
 - 3) Sédimentation sur une pente : mise en place des calcaires noduleux
 - 4) Age des Calcaires du Petit Renaud et mise en évidence de zones hautes dans la sédimentation

IV) TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

- 1) Les replis situés à l'Ouest du signal de Prégentil
- 2) Le synclinal du col de Corbière

V) CONCLUSION : EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU DOMERIEN A L'OXFORDIEN

- a) Datation des Calcaires du Petit Renaud
- b) Conditions de dépôt
- c) Tectonique synsédimentaire
- d) Chronologie des apports en matériel détritique
- e) Evolution tectono-sédimentaire

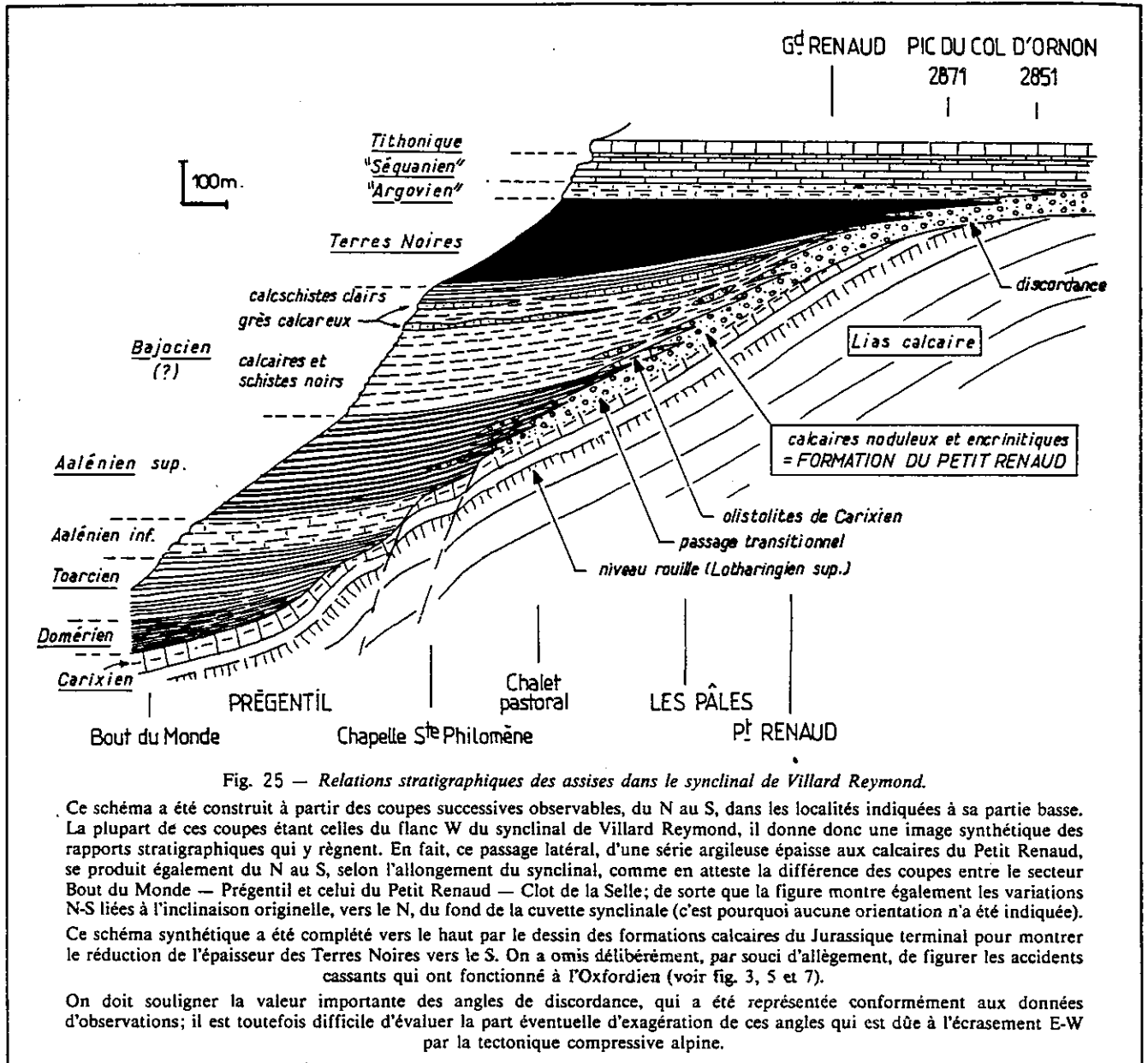


Fig. 25 — Relations stratigraphiques des assises dans le synclinal de Villard Reymond.

Ce schéma a été construit à partir des coupes successives observables, du N au S, dans les localités indiquées à sa partie basse. La plupart de ces coupes étant celles du flanc W du synclinal de Villard Reymond, il donne donc une image synthétique des rapports stratigraphiques qui y règnent. En fait, ce passage latéral, d'une série argileuse épaisse aux calcaires du Petit Renaud, se produit également du N au S, selon l'allongement du synclinal, comme en atteste la différence des coupes entre le secteur Bout du Monde — Prégentil et celui du Petit Renaud — Clot de la Selle; de sorte que la figure montre également les variations N-S liées à l'inclinaison originelle, vers le N, du fond de la cuvette synclinale (c'est pourquoi aucune orientation n'a été indiquée). Ce schéma synthétique a été complété vers le haut par le dessin des formations calcaires du Jurassique terminal pour montrer la réduction de l'épaisseur des Terres Noires vers le S. On a omis délibérément, par souci d'allègement, de figurer les accidents cassants qui ont fonctionné à l'Oxfordien (voir fig. 3, 5 et 7).

On doit souligner la valeur importante des angles de discordance, qui a été représentée conformément aux données d'observations; il est toutefois difficile d'évaluer la part éventuelle d'exagération de ces angles qui est dûe à l'écrasement E-W par la tectonique compressive alpine.

(figure et texte de J.C. Barféty et M. Gidon, 1983)

CHAPITRE V - LES CALCAIRES A LITHOCLASTES ET ENTROQUES DU PETIT RENAUD : UN FACIES DE PENTE DEVELOPPE DU CARIXIEN A L'OXFORDIEN

I) Introduction

1) Caractéristiques générales

Cette formation resédimentée particulière a été mise en évidence par Barféty et Gidon (1983). Epaisse de quelques dizaines de mètres, elle se développe depuis la Tête de Louis XVI (à l'Ouest de Villard Raymond), au Nord, jusqu'au lac Labarre, au Sud.

De faciès rapidement variable, tant horizontalement que verticalement, cette formation est constituée par des calcaires gris, assez clairs, à patine un peu ocreuse, voire même brunâtre par places et à certains niveaux. Le fait prédominant est la fréquence des niveaux riches en articles de crinoïdes souvent accompagnés de galets de calcaires gris. Ces niveaux présentent souvent une texture noduleuse où les nodules calcaires ont une taille moyenne de 5 à 10 cm.

Partout, ces Calcaires "nodulo-encrinitiques" (Barféty et Gidon, 1983) du Petit Renaud reposent directement sur le Lias calcaire ; ce dernier présente souvent une lacune de son sommet ou des indices d'une érosion précédant le dépôt des calcaires "nodulo-encrinitiques".

Les faciès à articles de crinoïdes du Petit Renaud passent latéralement aux différentes formations de la succession habituelle allant du Lias moyen au Dogger. Malgré leur épaisseur réduite, les Calcaires du Petit Renaud couvrent un grand intervalle stratigraphique (fig.25) : il s'agit donc d'une formation probablement compréhensive et condensée ; sa limite supérieure est diachrone, plus élevée vers le Sud (Callovo-Oxfordien) que vers le Nord où elle est surmontée par de l'Aalénien supérieur.

Les passages latéraux, associés à un important amincissement des dépôts et à l'accumulation d'olistolites, ainsi que la nature même de cette formation, ont conduit Barféty et Gidon à la considérer comme résultant de dépôts de sommet de pentes sous-marines, attestant de basculements synsédimentaires apparus dès le début du Lias supérieur.

2) But de cette étude

Ce travail a notamment consisté à préciser les limites stratigraphiques et à discuter de l'âge de la formation des Calcaires du Petit Renaud, grâce à des niveaux qui ont pu être datés soit par ammonites, soit par la microfaune (foraminifères en particulier).

Par ailleurs, une série de coupes lithologiques levées dans la formation des Calcaires du Petit Renaud, permet la mise en évidence des variations verticales et horizontales de faciès; l'évolution du bio-détritisme de cette formation est en relation avec les mouvements de basculement du substratum.

L'étude de la faune a été faite avec l'aide de A. Arnaud-Vanneau (pour les foraminifères) et de M. Roux (pour les crinoïdes).

II) Aperçus théoriques

A) Genèse des calcaires noduleux

Le terme de "calcaires noduleux" est employé ici dans un sens très large. Il qualifie des roches constituées de deux fractions principales, les éléments calcaires et la matrice. Il ne s'agit pas ici de nodules minéralisés formés d'encroûtements concentriques autour d'un noyau, mais plutôt de lithoclastes calcaires, de galets mous ou de "nodules diagénétiques". Ces éléments sont séparés les uns des autres soit par une matrice encrinitique ou micritique, soit par des joints stylolithiques silicifiés.

La taille des éléments est généralement centimétrique à pluricentimétrique.

1) Causes de la nodularisation

La disposition des nodules dans la matrice conduit à des catégories texturales nombreuses. La proportion de la fraction matricielle d'une part, et la plasticité du matériel d'autre part, semblent être les paramètres déterminants de la texture de la roche d'après J. Coudray et D. Michel (1981).

Deux types de contacts nodule-matrice peuvent être reconnus.

- Des contacts francs entre une matrice et des fragments resédimentés de nature diverse, préalablement consolidés (lithoclastes anguleux, bioclastes). Mais très souvent, le matériel resédimenté correspond à des fragments arrachés au même milieu de dépôt (galets mous). La diagenèse de la matrice peut être très différente de celle des éléments par suite d'une différence de porosité (Elmi, 1981). Ce type de contact s'observe principalement dans les calcaires nodulo-enchrinitiques du Petit Renaud (fig.38 et 39).

- Des contacts nébuleux ou filamenteux : les éléments (nodules diagénétiques) donnent l'impression de s'emboîter les uns sur les autres (structure en puzzle d'Elmi, 1981) ; ces figures peuvent s'interpréter comme résultant de la pénétration de matériel argileux dans des bancs calcaires fissurés (M. Bourbon, 1980 ; J. Coudray et D. Michel, 1981) (fig.26). Ce type de contact s'observe dans les calcaires présentant des intercalations millimétriques d'argiles, tels les Calcaires du Paletas et certains niveaux des Calcaires du Petit Renaud.

2) Mise en place des calcaires noduleux

Les calcaires noduleux sont propres à un environnement sous-marin dans lequel le faible taux de sédimentation, contrôlé par l'action des courants, favorise une diagenèse précoce. Ces conditions peuvent se produire dans la partie supérieure des zones de haut-fond, mais le matériel (essentiellement des lithoclastes constitués de calcaires pénécemporains) peut se resédimenter en contrebas et se mêler à la sédimentation autochtone. De tels apports suivent la ligne de plus grande pente (S. Elmi, 1981). Ce transport serait responsable de l'usure mécanique de certains fossiles.

On observe habituellement dans les calcaires noduleux, une très grande variabilité dans la répartition spatiale des micro-organismes faisant penser parfois à une absence de ces derniers et à une apparente stérilité. Or on sait (P.A. Baloge, 1981) que dans les formations bio-détritiques, la microfaune benthique peu profonde est plus abondante dans les zones hautes que dans les dépressions ; les microfossiles se comporteraient donc comme des bioclastes quelle que soit l'évolution du sédiment. Ce sont des éléments d'origine biologique brassés par les courants sous-marins et pouvant se concentrer dans des zones préférentielles de dépôt et principalement dans les zones hautes, à proximité du lieu de production, tandis que dans les dépressions, les microfossiles sont dispersés et donc peu concentrés.

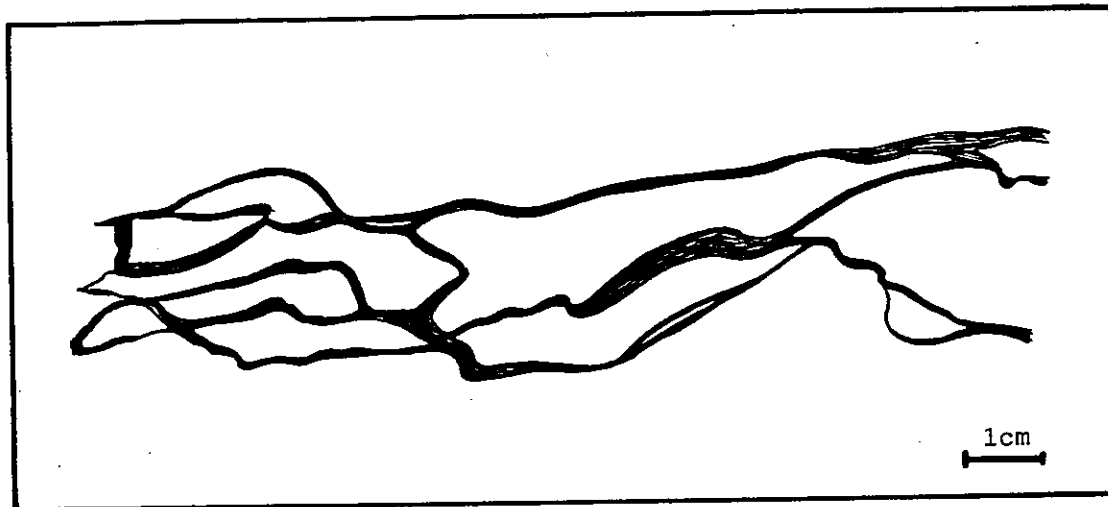


Fig. 26 - Nodularisation par compaction différentielle dans les Calcaires du Paletas ; les nodules calcaires sont séparés par de fines membranes silicifiées.

(niveau B de la coupede la partie supérieure du ruisseau de Gnion)

Des dépôts situés sur un substratum incliné, et présentant la superposition d'une phase calcaire à une phase pélitique, subissent une nodularisation par compaction différentielle sous l'effet d'une surcharge lithostatique. Le matériau le moins visqueux (argiles) flue latéralement (striction) et s'insinue dans la zone sous contrainte ; le matériau le plus induré (calcaire) subit un fractionnement : les éléments une fois séparés, vont subir une rotation combinée à l'action du plan incliné (cisaillement) (Coudray et Michel, 1981).

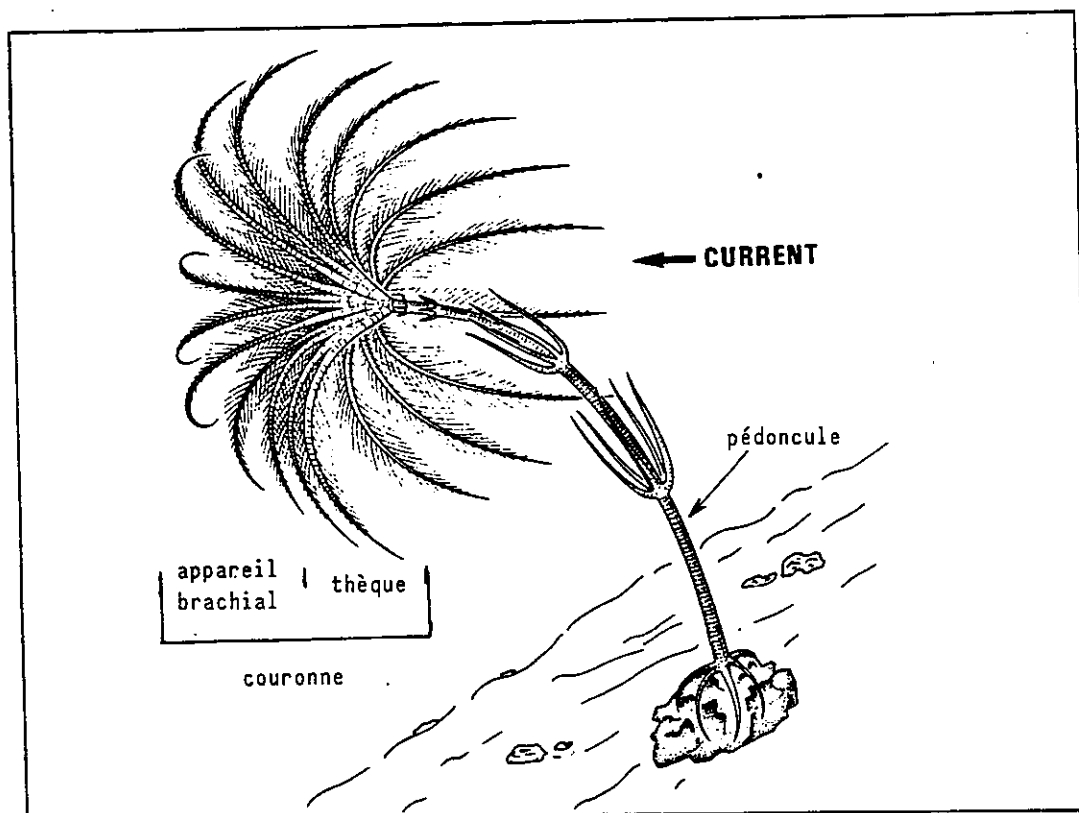


Fig. 27 - Morphologie d'un crinoïde actuel (Conan et al., 1981)

3) Conclusion

Les calcaires noduleux sont des dépôts qui dépendent plus de la physiographie du bassin que de la profondeur (Elmi, 1978 et 1979 ; Seyfried, 1980).

Le démantèlement plus ou moins important des bancs calcaires sur une pente, avec production d'éléments dissociés ou non, ainsi que l'action mécanique plus ou moins précoce, sont les mécanismes prépondérants à l'origine de la nodularisation. Des phénomènes diagénétiques ou tectoniques peuvent s'y ajouter en réaménageant de façon mineure la texture, mais ces phénomènes sont secondaires dans l'histoire de la nodularisation (J. Coudray et D. Michel, 1981).

Les facteurs de l'environnement favorables à la nodularisation des alternances initiales dues à la rythmicité de la sédimentation sont essentiellement l'inclinaison des fonds, les pressions verticales exercées, et éventuellement les secousses sismiques.

B) Les crinoïdes

Dans les Calcaires du Petit Renaud, les articles de crinoïdes constituent les éléments dominants de la macrofaune, fréquemment associés à des horizons très riches en nodules. Les problèmes les plus importants concernent la profondeur initiale des dépôts : pour ce faire, l'étude des crinoïdes peut permettre la mise en évidence des variations relatives de profondeur. Toutefois, avant d'interpréter les faciès encrinétiques de la formation du Petit Renaud, il convient de présenter les principaux caractères des crinoïdes actuels afin de pouvoir replacer les crinoïdes fossiles dans leur contexte paléogéographique (M. Roux, communication orale).

1) Morphologie des crinoïdes

Un crinoïde se compose de trois parties distinctes : le pédoncule, la thèque ou calice, et l'appareil brachial (fig. 27). Le pédoncule ou tige comporte un très grand nombre d'articles reliés entre eux par des ligaments ; il se fixe au substrat grâce à des appendices se trouvant à sa base. Le pédoncule assure aussi le maintien de la couronne (thèque et appareil brachial) dans les courants. L'appareil brachial assure la fonction nutritive par la capture des particules en suspension dans l'eau de mer ainsi que l'essentiel des échanges respiratoires tandis que la thèque contient les organes principaux.

2) Paléocéologie

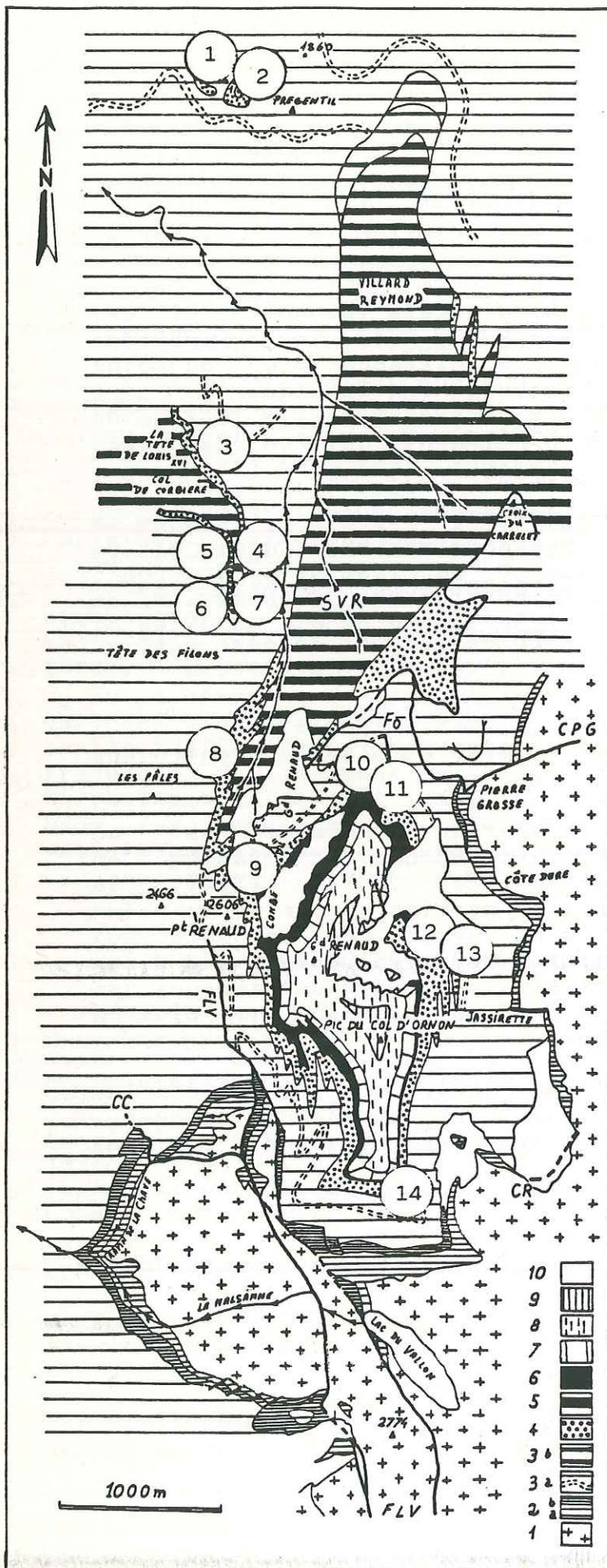
Les observations in situ des comatules de faible profondeur dans leur biotope, et l'étude de documents photographiques de crinoïdes pédonculés (Roux, 1980 ; Macurda et Meyer, 1976 et 1977) apportent de précieuses données sur leur mode de vie, ainsi que sur le comportement de la couronne et du pédoncule. La plupart des Comatules se perchent sur les points les plus élevés de la topographie du fond ; en effet, les crinoïdes sont des organismes rhéophiles (Macurda et Meyer, 1974 ; in Roux et Plaziat, 1978), donc qui ont besoin d'un certain courant pour subsister (jusqu'à 20 ou 25 cm/s pour certains crinoïdes pédonculés, d'après Bourbon et al., 1980).


Les crinoïdes pédonculés se rencontrent de l'étage circalittoral inférieur aux plaines abyssales, avec une majorité d'espèces localisées dans le domaine bathyal (Roux, 1978). Vers 150 m, l'instabilité hydrodynamique est responsable de la raréfaction de la nourriture en suspension dans l'eau de mer, si bien que seules subsistent les espèces opportunistes de petite taille. Dans les zones d'instabilité, la destruction fréquente des animaux jeunes permet le développement d'espèces de petite taille ayant une capacité de reproduction rapide. Dans les zones plus profondes, par contre, la production de matière nutritive et la stabilité de l'environnement permettent le développement d'espèces de grande taille.

3) Fossilisation des crinoïdes

Les expériences de désarticulation dans des conditions naturelles réalisées par Meyer (1971), montrent que la fragmentation de la majeure partie des bras, des pinnules et des cirres, intervient très vite, en deux ou trois jours ; ces résultats confirment l'opinion généralement admise et déduite des observations de terrain. Un crinoïde peut fabriquer par régénération jusqu'à dix fois sa longueur de pédoncules ou de bras en cas de rupture d'un de ces éléments. Les bras semblent se régénérer beaucoup plus vite et leurs débris sont particulièrement abondants dans les sédiments (Le Menn, 1985).

La perturbation des conditions hydrodynamiques par le passage d'un courant d'intensité inhabituelle entraîne la chute des couronnes sur le fond et/ou la rupture du pédoncule. Les thèques déplacées et accumulées dans les dépressions de la surface topographique du substrat, sont ensuite recouvertes par la sédimentation des particules en suspension.



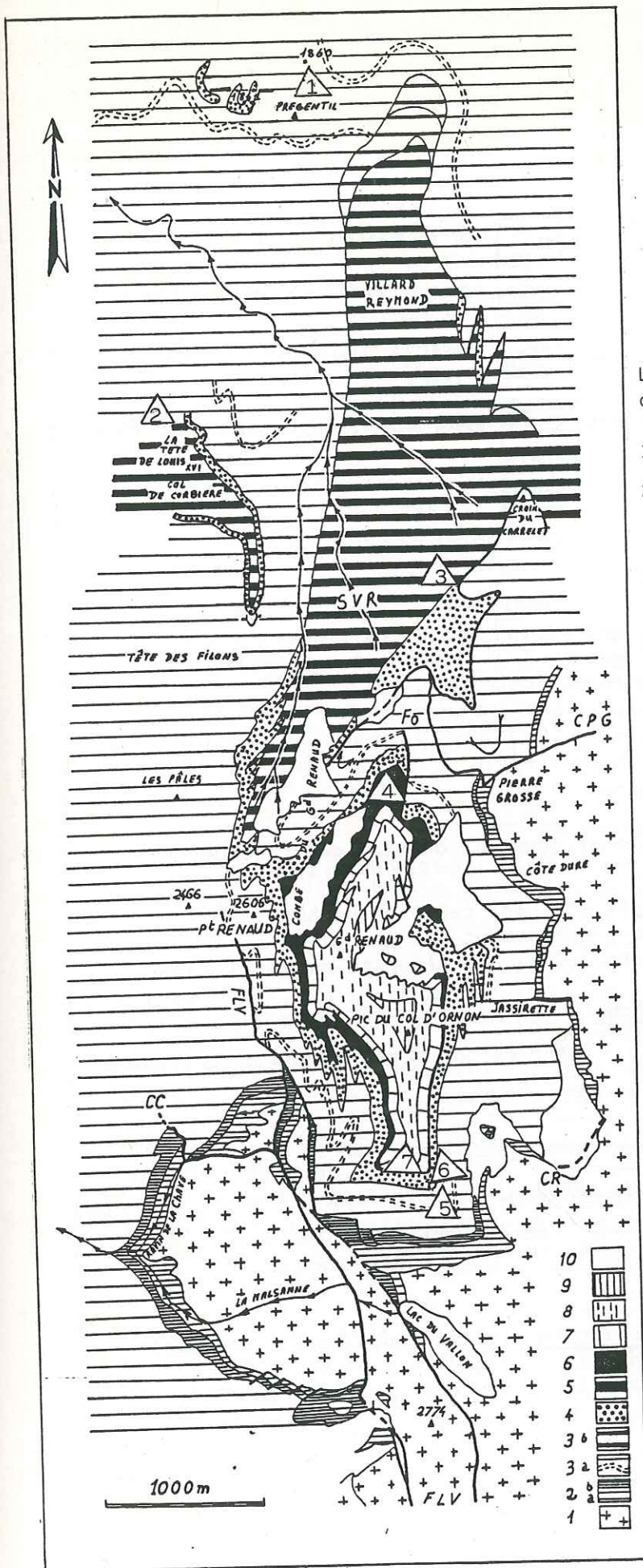
Les symboles  indiquent l'emplacement des différentes coupes.

- 1 - Prégentil 1
- 2 - Prégentil 2
- 3 - Tête de Louis XVI
- 4 - Flanc oriental du 2^o talweg
- 5 - Flanc occidental du 1^o talweg Synclinal de Corbière
- 6 - Flanc occidental du talweg principal
- 7 - Flanc oriental du talweg principal
- 8 - Rive gauche de la combe du Grand Renaud ; les Pâles
- 9 - La cascade au Sud de la combe du G. Renaud
- 10 - Arête nord du Grand Renaud
- 11 - Contrebas nord-Est du Grand Renaud
- 12 - Combe à l'Est du Grand Renaud
- 13 - Crête à l'Est du Grand Renaud
- 14 - Crête des Rochers de Terre Rousse

(carte géologique d'après Barféty et Gidon, 1983)

La légende de la carte est identique à celle de la figure 3b.

Fig. 28a - Localisation des différentes coupes de la formation des Calcaires du Petit Renaud dans le secteur du Grand Renaud et du synclinal de Villard Reymond



Les symboles \triangle désignent les points de datation paléontologique.

- 1 - Pleuroceras (grp spinatum) : Domérien sup.
- 2 - Leioceras sp. : Aalénien inférieur.
Tmetoceras scissum (Benecke) (zone à Opalinum) : Aalénien inférieur.
- 3 - Parkynsonia (pachypleura) : base du Bathonien
- 4 - Phylloceras (Holcophylloceras) mediterraneum : sommet de l'Oxfordien inférieur.
Sowerbyceras tortisulcatum : Oxf. moyen.
- 5 - Annioceras : Sinémurien.
- 6 - Leioceras sp. : Aalénien inférieur.
- 7 - Sowerbyceras tortisulcatum Oxf. moy.
Perisphinctes (Otosphinctes)

(carte géologique d'après Barféty et Gidon, 1983)

La légende de la carte est indentique à celle de la figure 3b.

Fig. 28b - Localisation des points de datation paléontologique du synclinal de Villard Reymond et de la montagne du Grand Renaud.

Les crinoïdes constituent donc un groupe dont l'intérêt biostratigraphique est grand, car un seul individu peut produire un nombre impressionnant d'articles (quelques dizaines à quelques centaines) qui après dissociation sont dispersés dans le fond marin par les courants.

S'il n'existe pas d'appendices délicats (pinnules, cirres, extrémités de bras) intacts dans les sédiments, cela implique un transport par traction sur une distance plus ou moins grande. Par contre, la présence de thèque indique que la zone de sédimentation était peu éloignée par rapport à la zone de production car le calice est un élément qui se désagrège rapidement (Le Menn, 1985).

En définitive, l'état fragmentaire représente le mode de fossilisation le plus commun. La présence de pédoncules et de bras est l'indice de la proximité du lieu de production ; l'existence de segments radiculaires ou de dispositifs de fixation (ancres, crochets) confirme l'autochtonie du matériel (M.Roux, communication orale).

4) Environnement sédimentaire et mise en place des entroques

L'abondance des entroques dans un sédiment est un indicateur d'écologie instable avec réponse des organismes en développant une stratégie opportuniste ; en effet, la destruction fréquente des pédoncules par les courants, entraîne une capacité de reproduction plus rapide de la part des crinoïdes. Ces horizons fossilifères ne correspondent pas à une fossilisation sur place car il n'existe pas de théques ni d'appendices de fixation, mais à un dépôt dans une aire plus ou moins proche du lieu de production.

L'analyse des faciès à entroques montre que les milieux de mer ouverte, de faible profondeur, bien oxygénés et parcourus par des courants modérés, constituent les biotopes les plus favorables au développement des crinoïdes.

Lithologie

	calcaire nodulo-encrinitique massif		marnes à galets et entroques
	" " en bancs		bancs irréguliers et niveaux à entroques lenticulaires
	" " en petits bancs		calcaires noduleux en bancs dissociés irréguliers
	calcaire noduleux pauvre en entroques		bancs dissociés à membranes silicifiées
	niveau marneux contenant des galets		calcaire rubané ocre à belemnites

Couleur

B : blanc	GB : gris-blanc	N : noir
b : beige	G : gris	Ar : argenté
O : ocre	Rx : roux	Br : brun

Fossiles

	: ammonite
	: article et fragment de tige de crinoïde

Dunham : la classification employée ici, est celle de Dunham ; elle est basée principalement sur l'agencement des grains et sur l'existence ou non de matrice intersticielle. Les éléments remaniés sont encadrés.

	<u>Wackestone</u>	<u>Grainstone</u>	
exemple :			Wackestone remanié dans un Grainstone

Figures sédimentaires

éléments de calcaires anguleux :	galet mou :
" " usés :	galet perforé :
structures géotropes non concordantes dans un même échantillon :	
<u>Diagenèse</u> stylolites :	rhomboèdres de dolomite :
microlits argileux :	nodularisation :
microlits argileux abondants :	oxyde de fer :

Signification des épaisseurs des colonnes : elles traduisent l'abondance des divers constituants d'un échantillon. J'ai déterminé 6 groupes.

Ce mode de représentation a pour avantage de mieux pouvoir différencier des échantillons assez pauvres en microfaune.	absent (0)	
	rares (1-4)	
	fréquents (5-9)	
	moyennement abondants (10-14)	
	abondants (15-19)	
	très abondants (19)	

Fig. 29 - Mode de représentation et légende des différentes coupes

III) Etude sédimentologique des Calcaires du Petit Renaud

A) Localisation des affleurements

Elle est donnée par la figure 28a ; les coupes sont numérotées du Nord au Sud. Des symboles indiquent les points de datation complémentaires obtenus dans ce présent travail.

B) Description des différentes coupes étudiées et variations d'une coupe à l'autre.

Du point de vue stratonomique, les Calcaires du Petit Renaud présentent peu de variations d'une coupe à l'autre, ce qui n'est pas le cas du substratum ainsi que des couches sus-jacentes. Je décrirai donc une coupe type de la formation. Par la suite les principales variations seront précisées pour chaque coupe ; les autres coupes seront présentées en annexe, sous forme de tableaux synoptiques, à la fin de ce chapitre.

1) Coupe de la cascade, au Sud de la combe du Grand Renaud (fig. 30)

Cette coupe qui a déjà été décrite par Barféty et Gidon (1983) est très représentative des calcaires noduleux. Vers l'altitude de 2300 m, le torrent recoupe de bas en haut :

-a- Calcaires liasiques : ils se terminent par deux mètres de calcaires rubanés à joints orangés.

-b- Calcaires noduleux bruns à nombreuses entroques ; le passage transitionnel des calcaires liasiques aux calcaires noduleux se fait par l'intermédiaire de bancs dissociés allant jusqu'à des lithoclastes calcaires emballés dans une matrice ocre contenant de grosses belemnites. C'est le niveau inférieur des Calcaires du Petit Renaud.

En lame mince, il s'agit de galets mous et de lithoclastes de micrite associés à des entroques abondantes et à de rares foraminifères.

-c- Vire marneuse formée de calcschistes noirs contenant encore des entroques. On y observe aussi de petits bancs épais de 5 à 10 cm, plus ou moins discontinus, de calcaires gris.

En lame mince, les foraminifères sont rares, tandis que


ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR			ANALYSE MICROSCOPIQUE																							
				CALCAIRES		MARNES	FOSSILES	DUNHAM				FIGURES SEDIMENTAIRES ET LITHOCLASTES	DIAGENESE	BIOTURBATION	LAMELLIBRANCHES	AMMONITES	GASTEROPODES	FORAMINIFERES	SPICULES	RADIOLES	POSTIDONOMYES	OSTRACODES	MICROFILAMENTS	CRINOIDES						
				P	C			MUDSTONE	WACKESTONE	PACKESTONE	GRAINSTONE																			
DOMERIEN	LIAS CALCAIRE		FPB 362	G G	N																									
BAJOCIEN SUP.			e	FPB 372		G G G																								
			d	371		Br G																								
OXFORDIEN			TER. NOIRES	f																										

Fig. 30 - Coupe des calcaires noduleux à entroques de la cascade, au Sud de la combe du Grand Renaud.

(9 sur la figure 28a)

les entroques sont abondantes et associées à quelques coquilles de bivalves.

-d- Ensemble mal lité formé de calcaires argileux très schistosés. Les passées encrinétiques et/ou noduleuses y sont fréquentes mais réparties de façon capricieuse ; on y trouve encore de grosses bélemnites.

En lame mince, les entroques sont peu abondantes dans les calcaires.

-e- Calschistes argileux gris clair feuilletés du Bajocien supérieur.

En lame mince, les entroques sont rares.

-f- Marnes noires (Terres noires) de l'Oxfordien inférieur à moyen.

b) Bilan des caractéristiques

Les entroques visibles dans cette coupe correspondent à du matériel bio-détritique analogue à celui existant dans la plupart des coupes (voir coupe de Prégentil 1, §2). Ce matériel, qui a été examiné par M. Roux, est semblable à celui qui se rencontre dans les successions du Domérien supérieur-Toarcién moyen du Beaumont et du Dôme de la Mure (T. Bas, 1985). C'est un matériel très typé qui est repris dans les Calcaires du Petit Renaud. Bien que peu nombreux, les foraminifères sont quand même présents (3 foraminifères par lame, en général), mais ne permettent pas de dater les niveaux remaniés.

La formation des calcaires noduleux à entroques repose sur le Lias calcaire, et passe latéralement aux couches du Bajocien supérieur-Bathonien.

2) Coupe de Prégentil 1 (fig. 31)

a) Localisation

Cette coupe a été levée au Nord-Ouest du village de Villard-Reymond (fig.28).

b) Lithologie et stratonomie

La formation des Calcaires du Petit Renaud repose ici sur des calcaires rubanés ocre à bélemnites ; elle est surmontée par les marnes brunes du Domérien.

Cette formation épaisse ici de 7,5 m, présente à sa partie inférieure un banc massif ocre, épais de 4 à 5 mètres : on observe dans ce banc un litage centimétrique ocre, en relief car dolomitisé ou silicifié, séparant des niveaux de calcaires gris à galets fréquents. La surface supérieure de ce banc est ravinée et silicifiée. Ce banc inférieur est présent à la base de la plupart des coupes étudiées.

L'examen au microscope d'échantillons provenant de cette coupe, nous montre que le matériel bio-détritique est essentiellement constitué d'entroques brisées et usées, parfois perforées, et micritisées partiellement ou en totalité. La cristallisation de dolomite en petits cristaux est fréquente. Les rares foraminifères sont indéterminables car dans un mauvais état de conservation.

Les articles de crinoïdes proviennent principalement de petits Balanocrinus et Isocrinus mélangés à de gros Isocrinus et Cyclocrinus. Ces deux groupes appartiendraient à des niveaux remaniés du Domérien moyen et Toarcien inférieur.

c) Datation

Une ammonite (Pleuroceras du groupe spinatum : détermination R. Mouterde) a été trouvée à la partie supérieure des calcaires constituant la dalle structurale au Nord de Prégentil (point coté 1860) dans un secteur se situant hors de l'influence du dépôt des calcaires nodulo-encrinétiques ; elle a permis de dater les calcaires ocre à bélemnites, du Domérien supérieur.

d) Chronostratigraphie

Les Calcaires du Petit Renaud correspondent ici à une phase biodétritique du Domérien supérieur à Toarcien moyen probable. Cette formation se trouve comprise entre les calcaires datés du Domérien supérieur et les marnes brunes attribuées au Domérien ; compte-tenu de la présence probable de Toarcien moyen dans les Calcaires du Petit Renaud, les marnes brunes pourraient donc correspondre à des dépôts du Toarcien. La formation bio-détritique s'est mise en place dans ce secteur au cours du Domérien supérieur Toarcien moyen.

e) Bilan des caractéristiques

Les articles de crinoïdes remaniés ne permettent pas de caractériser le milieu de dépôt initial, car ils ne sont typiques d'aucun niveau de bathymétrie précis : de plus, leur mauvais état de conservation ne permet pas toujours la détermination des crinoïdes. Ces entroques pourraient provenir de l'érosion des niveaux à entroques du Domérien moyen et supérieur et même Toarcien inférieur (Th. Bas, 1985). Ce matériel est présent dans la plupart des coupes étudiées.

3) La Tête de Louis XVI (fig. 32 et 43 C4)

a) Localisation

Cette coupe se situe à l'Ouest de Villard Raymond (fig. 43), à l'extrémité nord du synclinal du col de Corbière.

b) Lithologie et stratonomie

La formation des Calcaires du Petit Renaud se caractérise ici par une barre massive épaisse de 8 mètres, ravinant les calcaires ocre à grosses bélemnites. Ce niveau n'est pas stratifié, mais présente à sa base une brèche hétérogène à lithoclastes émoussés (de calcaires et de silex) non granoclassés, et à matrice encrinétique ; ces lithoclastes (de 1 à 10 cm de diamètre) associés à des entroques et à de grosses bélemnites, existent dans toute la coupe, mais ils y sont moins concentrés qu'à la base. Des lits de silex se développent dans la partie supérieure de la formation.

Le matériel bio-détritique est constitué d'articles de crinoïdes remaniés et indéterminables. Il existe, dans la partie supérieure de cette barre, des galets mous de micrite à spicules.

c) Rapport avec les formations encadrantes

Au-dessus de cette barre, on distingue de bas en haut :

-a- Marnes argentées (4 m.).

-b- Une quinzaine de mètres d'une formation à alternance de marnes argentées et de bancs de calcaires argileux gris dans lesquels ont été trouvés différents fossiles dont une ammonite (Leioceras : détermination R. Mouterde) de la base de l'Aalénien inférieur.

-c- Argilites noires à nodules siliceux de l'Aalénien supérieur ; cette formation est attribuée à l'Aalénien supérieur par analogie de faciès avec les argilites noires de Villard-Reymond : en effet, un fragment de Costileioceras sp ou de Ludwigia (brasilia) a été découvert dans ces dernières (Barféty et al., 1972).

d) Chronostratigraphie

La formation des Calcaires du petit Renaud est comprise entre les calcaires du Domérien, partiellement ravinés, et les calcaires argileux de l'Aalénien inférieur. La mise en place de cette formation est donc anté-Aalénien dans ce secteur.

e) Bilan des caractéristiques

La formation des Calcaires du Petit Renaud est ici constituée par un seul banc massif correspondant à une brèche sans granoclassement ; ceci semble indiquer un transport des éléments sur une distance peu importante.

4) Coupe du flanc Ouest du talweg principal du synclinal du col de Corbière (fig. 33 et 43 C1).

a) Localisation

Cette coupe se situe à l'extrémité sud du synclinal du col de Corbière (fig. 28a et 43).

b) Lithologie et stratonomie

Cette coupe épaisse d'une vingtaine de mètres, met en évidence deux niveaux de calcaires noduleux à entroques.

On distingue de bas en haut, reposant sur les calcaires à bélemnites du Domérien supérieur :

-a- Niveau noduleux inférieur. La surface supérieure de ce banc présente un placage siliceux noir.

-b- Calcaires argileux gris. En lame mince, il s'agit d'une microbrèche de calcaires bioturbés, contenant des microfilaments.

-c- Alternance de calcaires argileux gris et de marnes argentées. En lame mince, ces calcaires sont bioturbés et pauvres en bioclastes.

-d- Calcaires argileux gris en petits bancs sans joints marneux. La bioturbation persiste, et la micrite est riche en microfilaments.

-e- Marnes argentées.

-f- Niveau noduleux massif supérieur se terminant par deux petits bancs dont la surface supérieure est irrégulière (il ne s'agit pas d'un hard ground). Les articles de crinoïdes constituent l'essentiel des éléments remaniés.

-g- Marnes argentées.

-h- Calcaires argileux gris alternant avec des marnes argentées. Ces calcaires argileux sont analogues à ceux qui ont pu être datés de l'Aalénien inférieur dans la coupe précédente.

-i- Argilites noires de l'Aalénien supérieur.

c) Datation

Bien qu'aucune ammonite n'ait été trouvée sur cette coupe, on peut considérer que les niveaux g et h sont analogues à ceux qui ont été datés dans la coupe précédente (fig. 31). Cette coupe se termine donc par les dépôts de l'Aalénien inférieur puis supérieur.

d) Bilan des caractéristiques

La formation des Calcaires du Petit Renaud est ici représentée par deux niveaux : le premier repose sur les calcaires rubanés ocres à bélemnites, tandis que le second s'interstratifie au sein des marnes argentées.

La présence de bioturbations dans certains bancs calcaires pourrait être un caractère d'autochtonie du sédiment car l'action des organismes fousseurs était permanente dans ces niveaux (c et d) qui sont, par ailleurs, pauvres en articles de crinoïdes. Ces derniers sont surtout concentrés dans les deux niveaux bio-détritiques (a et f) dans lesquels la

bioturbation est absente ; ces deux niveaux correspondraient donc à des coulées dont la mise en place a été rapide : il s'agirait donc de marqueurs des périodes de bio-détritisme important.

e) Résumé

Les deux coupes levées dans le synclinal de Corbière montrent un épaississement vers le Nord de la formation des calcaires noduleux à entroques, tandis que dans la partie sud, cette formation se subdivise en deux niveaux : un niveau inférieur reposant sur les calcaires rubanés ocre à bélemnites, et un niveau supérieur s'interstratifiant dans les marnes argentées (du Toarcien ?-Aalénien inférieur).

Dans ce secteur, la mise en place des calcaires encrinétiques s'est donc déroulée entre le Domérien supérieur et l'Aalénien inférieur.

5) Les calcaires noduleux en rive gauche de la combe du Grand Renaud : coupe en contrebas à l'Est du sommet des Pâles (fig. 34).

a) Lithologie et stratonomie

Au dessus des calcaires à bélemnites du Domérien supérieur, cette coupe se caractérise par la présence de deux niveaux de calcaires noduleux à entroques (niveaux a et c), le niveau supérieur étant interstratifié dans des calcaires argileux et des marnes grises (niveaux b et d).

En lame mince, les calcaires argileux du niveau b correspondent à une biomicrite à débris de coquilles de posidonomyes, présentant une bioturbation importante.

Dans le niveau supérieur des Calcaires du Petit Renaud, le matériel à entroques est pour la première fois différent. Les articles de crinoïdes sont tous de la même taille, le matériel bio-détritique est dans un excellent état de conservation, et est caractérisé par l'apparition de petites pentacrines d'un type différent par rapport à celui rencontré dans les coupes précédentes. Le bon état de conservation (réseaux bien conservés) persiste dans la partie supérieure de la coupe, malgré une hétérométrie du sédiment.

b) Datation

Les marnes gris-clair (niveau d) sont analogues à celles qui ont été datées du Bajocien supérieur au niveau du col situé à l'Ouest du Grand Renaud. Toutefois, en contrebas de la crête de la croix de la Garde, cette formation a pu être datée de la base du Bathonien grâce à une Parkinsonia (pachypleura?) (détermination : R. Mouterde).

c) Bilan des caractéristiques

Ce changement dans la nature du matériel détritique à entroques s'est produit au cours du Bajocien supérieur-Bathonien car le niveau supérieur de la formation des Calcaires du Petit Renaud est interstratifié dans les marnes gris-clair. Il est la conséquence de modifications intervenues dans le milieu de vie des crinoïdes. Il s'agit probablement d'une variation de bathymétrie liée à une augmentation de la tranche d'eau, c'est à dire à un enfoncement de la marge, ou à une montée du niveau de la mer (transgression), responsable de l'apparition de nouvelles colonies de peuplement ; ces dernières auraient produit du matériel biodétritique frais qui se serait mêlé par la suite à du matériel remanié plus ancien.

La présence de bioturbations dans les calcaires argileux du niveau b, semble indiquer que ces sédiments correspondent aux dépôts autochtones dans lesquels sont venus se resédimenter et s'interstratifier les dépôts allochtones (calcaires noduleux à entroques).

6) Coupe du contrebas Nord-Est du Grand Renaud (fig. 35)

a) Lithologie et stratonomie

En contrebas, au Nord-Est du rocher du Grand Renaud, les Terres noires sont décalées par une faille qui n'affecte pas la falaise tithonique.

Les couches du compartiment oriental sont intensément déformées par la tectonique ; je n'ai donc pas pu y lever de coupe afin de la comparer avec celle du compartiment occidental. Dans ce dernier compartiment, on observe de bas en haut :

-a- Calcaires rubanés ocre à grosses bélemnites (Domérien supérieur).

-b- Niveau inférieur de la formation des Calcaires du Petit Renaud. Les bancs dissociés sont fréquents, et resédimentés dans des niveaux calcaires. Un fragment de tige de pentacrine (0,5 cm de diamètre et 2 cm de long) a été découvert dans un interlit marneux.

-c- Marnes grises alternant dans leur partie inférieure avec des bancs de calcaires argileux.

-d- Niveau supérieur des Calcaires du Petit Renaud dans lequel les bancs de calcaires noduleux à membranes silicifiées sont fréquents : les gros nodules sont généralement disposés parallèlement à la stratification. Les grosses encrines ont parfois 0,8 cm de diamètre. Un fragment d'ammonite découvert dans la partie supérieure de la coupe, n'a pu être déterminé en raison de son mauvais état de conservation.

-e- Marnes noires (Terres noires) : ce sont elles qui ont fourni au niveau de l'arête nord du Grand Renaud (fig. 50), un Phylloceras (holcophylloceras) mediterraneum Neum. et un Perisphinctes (Otosphinctes) cf. intercedens Ilov. du sommet de l'Oxfordien inférieur (détermination : R. Enay).

Du point de vue microscopique, cette coupe montre plusieurs caractéristiques :

- présence de microfilaments à tous les niveaux ;
- apparition de grosses sections de pentacrines ;
- présence de posidonomyes ;
- apparition et développement des foraminifères (dont des Lenticulines). Bien qu'elles ne correspondent pas à des espèces caractéristiques, elles indiquent néanmoins que le milieu ou les conditions de sédimentation sont différentes par rapport à celui ou celles des coupes précédentes ;
- présence d'une micrite à spicules remaniés dans des calcaires à entroques. Ces spicules sont parfois en connection, et compte tenu de la fragilité de ces éléments, c'est là un indicateur de transport en masse sur une pente (coulée boueuse) ;
- développement de membranes dans certaines lames.
- embryons d'ammonites présentant plusieurs phases de remplissage non conformes par rapport à la stratification (éch. FPB 471) ;
- l'existence de galets perforés (échantillons FPB 460 et 461). Ces derniers correspondraient à des lithoclastes usés provenant

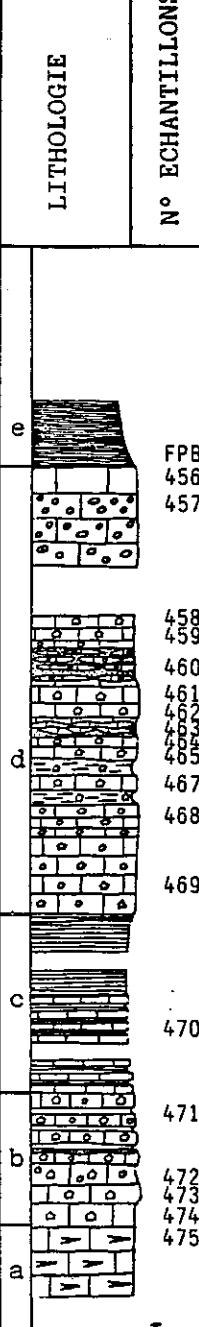
ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		ANALYSE MICROSCOPIQUE																																			
				P	C	MARNES	FOSSILES	DUNHAM	MUDSTONE	MACKESTONE	PACKESTONE	GRAINSTONE	MICRITE	MICROSPARITE	SPIARITE	FIGURES	SEDIMENTAIRES	ET LITHOCLASTES	DIAGENESE	BIOTURBATION	LAMELLIBRANCHES	AMMONITES	GASTEROPODES	FORAMINIFERES	SPICULES	RADIOLES	POSIDONOMYES	OSTRACODES	MICROFILAMENTS	CRINOIDES											
OXFORDIEN INF.	TERRES NOIRES	e	FPB 456 457																																						
DOMERIEN LIAS CALC	CALCAIRES DU PETIT RENAUD		458																																						
			459																																						
			460																																						
			461																																						
			462	Br G																																					
			463																																						
			464																																						
			465																																						
			466																																						
			467																																						
			468																																						
			469																																						
			470	G G																																					
			471																																						
			472	Br G																																					
473																																									
474																																									
475	O G																																								

Fig. 35 - Coupe des calcaires noduleux en contrebas Nord-Est du Grand Renaud
(11 sur figure 28a)

de l'érosion de couches initialement perforées par des organismes lithophages : en effet, l'héritage de ces perforations avant le remaniement des lithoclastes, est attesté par le fait que les perforations sont remplies par des microfilaments existant également dans la matrice de la brèche.

b) Chronostratigraphie

La mise en place de la formation des Calcaires du Petit Renaud est antérieure à/ou contemporaine de l'Oxfordien inférieur car le toit de cette formation est ici bien calé stratigraphiquement ; en effet, les Terres noires sus-jacentes sont datées du sommet de l'Oxfordien inférieur (voir fig. 50).

c) Bilan des caractéristiques

Cette coupe révèle la présence d'un fragment de tige de crinoïde contrastant avec les encrines dissociées qui se rencontrent habituellement ; ceci pourrait indiquer une certaine proximité de la zone de production de matériel bio-détritique.

Les ammonites présentant plusieurs phases de remplissage montrent que les Calcaires du Petit Renaud correspondent bien à des dépôts remaniés.

7) La combe située à l'Est du rocher du Grand Renaud (fig. 36a et 36b)

La formation des calcaires noduleux à entroques est ici affectée par des replis qui augmentent considérablement l'épaisseur de la coupe. L'intérêt de cette coupe est de montrer plusieurs affleurements permettant d'observer le développement des membranes emballant certains nodules diagénétiques (voir fig. 26).

La plupart des bancs correspondent à des bancs dissociés, resédimentés, qui se moulent les uns sur les autres (aspect de nodules intriqués).

La répartition des nodules et des membranes au sein d'un banc calcaire est variable. A la base, les nodules sont parfois de petite taille (0,5 à 1 cm d'épaisseur), aplatis suivant la stratification, et mal individualisés car les membranes sont diffuses et épaisses (0,5 cm) ; dans la partie supérieure, les nodules plus épais (1 à 4 cm) se moulent les

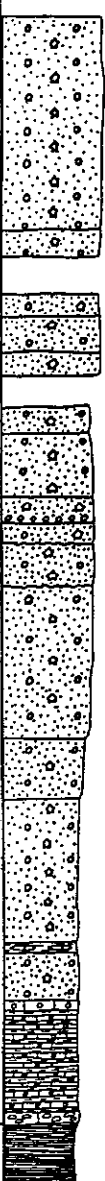
ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		ANALYSE MICROSCOPIQUE																					
				CALCAIRES		FOSSILES	HUDSTONE	DUNHAM			MICRITE	MICROSPARITE	SPARITE	FIGURES SEDIMENTAIRES ET LITHOCLASTES	DIAGENESE	BIOTURBATION	LAMELLI BRANCHES	AMMONITES	GASTEROPODES	FORAMINIFERES	SPICULES	RADIOLES	POSIDONOMYES	OSTRACODES	MICROFILAMENTS	CRINOIDES	
				P	C			MARNES	WACKSTONE	PACKSTONE																	GRAINSTONE
OXF.																											
T. N.	CALCAIRES DU PETIT RENAUD		425 424 423 422 421 420 419 418 417 416 415 414 413 412 411 410 409 408 407 406 405 404 403 402 401 400	Br G																							
			399	Br G																							
			1m	N																							

Fig. 36a - Coupe des calcaires noduleux à entroques de la combe située à l'Est du Grand Renaud (partie inférieure de la coupe)

T. N. = Terres Noires

(12 sur figure 28a).

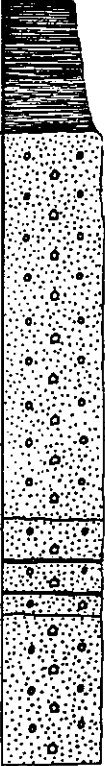
ETAGE	OXF. INF.	FORMATION	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		ANALYSE MICROSCOPIQUE																			
					P	C	CALCAIRES	MARNES	FOSSILES	DUNHAM				FIGURES SEDIMENTAIRES ET LITHOCLASTES	DIAGENESE	BIOTURBATION	LAMELLI BRANCHES	AMMONITES	GASTEROPODES	FORAMINIFERES	SPICULES	RADIOLES	POSTIDONOMYES	OSTRACODES	MICROFILAMENTS	CRINOIDES
										MUDSTONE	WACKSTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE													
		CALCAIRES DU PETIT RENAUD					N																			

Fig. 36b - Coupe des calcaires noduleux à entroques de la combe située à l'Est du Grand Renaud (partie supérieure de la coupe)
(12 sur figure 28a)

uns sur les autres, et les membranes deviennent millimétriques et silicifiées.

Dans les niveaux massifs, la répartition des membranes est parfois irrégulière au point de ne délimiter aucun nodule ; elles peuvent également se disposer parallèlement à la stratification et mettre en évidence un litage.

Les membranes correspondent à des niveaux ocre à rouille plus ou moins riches en entroques, le plus souvent silicifiés ou dolomitisés. Elles peuvent être d'épaisseur centimétrique à millimétrique.

J'ai récolté trois ammonites dans la partie supérieure de la coupe ; malheureusement, leur mauvais état de conservation n'a pas permis de les déterminer. Cette partie contient également quelques fragments de tiges de crinoïdes.

Bien que l'épaisseur originelle soit exagérée par les plis qui affectent cette formation bio-détritique, la coupe présente néanmoins un intérêt car :

- d'une part, elle montre que le matériel resédimenté était encore plastique et déformable (résultant du démantèlement de bancs incomplètement indurés) ;

- et d'autre part, on y retrouve la même microfaune mais en quantité plus importante que dans la coupe précédente, ainsi qu'une Protoglobigérina du Bathonien-Callovien (détermination A. Arnaud-Vanneau) remaniée dans le dernier banc (échantillon FPB 430).

Cette coupe se termine par les Terres Noires de l'Oxfordien inférieur à moyen. La mise en place de la partie supérieure de la formation bio-détritique peut donc être datée, ici, du Bathonien-Oxfordien inférieur à moyen, grâce à la présence d'une Protoglobigérine du Bathonien-Callovien, remaniée dans les dépôts sous-jacents aux Terres Noires. La découverte d'une ammonite de l'Oxfordien supérieur (détermination R. Enay) dans les éboulis, permet de mettre en évidence l'existence de couches de cet âge, plus haut, sous la barre tithonique.

8) Crête des Rochers de Terre rousse (point côté 2851)
(fig. 37)

a) Localisation

Cette coupe se situe à environ mille mètres au Sud du pic

du col d'Ornon (voir localisation sur la figure 28a).

b) Datation

L'érosion des termes supérieurs du Lias calcaire est prouvée sur cette coupe car une ammonite du Sinemurien (Arnioceras : détermination R. Mouterde) a été trouvée à la partie supérieure de ces calcaires qui ici, sont peu épais (250 m) par rapport à ceux visibles sur les falaises situées à l'Ouest de Bourg d'Oisans (épaisseur : 600 m).

D'autre part, la partie inférieure de la formation des calcaires noduleux à entroques est datée grâce à une ammonite (Leioceras : détermination R Mouterde), de l'Aalénien inférieur. La formation est surmontée par des calcschistes beiges contenant de nombreux articles de gros crinoïdes associés à de nombreuses ammonites (dont Sowerbyceras ___ tortisulcatum : détermination R. Enay) qui ont permis de dater ces calcschistes de l'Oxfordien moyen.

c) Lithologie et stratonomie

La formation des Calcaires du Petit Renaud, épaisse d'une dizaine de mètres se compose de trois ensembles lithologiques :

- L'ensemble inférieur correspond à une encrinite grossière à lithoclastes et galets mous plus ou moins aplatis. Il existe de nombreux fragments de tiges de crinoïdes associés à de grosses pentacrines.

En lame mince, les foraminifères sont fréquents et dans un bon état de conservation.

- L'ensemble moyen, plus massif, est une encrinite à galets et membranes (fig. 38). A la base de cet ensemble, les membranes emballant les galets mous sont fines et de couleur ocre, mais parfois, les passées à entroques deviennent plus importantes au point de constituer de véritables lits (fig. 39). Dans la partie supérieure, des membranes silicifiées brunes lient les galets mous (fig. 40).

En lame mince, les foraminifères sont abondants et associés à quelques microfilaments. Les entroques sont moins abondantes que dans l'ensemble inférieur.

- L'ensemble supérieur est constitué de bancs dissociés d'épaisseur centimétrique et de galets mous de calcaires gris disposés parallèlement à la stratification et délimités par des membranes brunes silicifiées (analogues à celles de la figure

ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		ANALYSE MICROSCOPIQUE																				
				CALCAIRES		FOSSILES	HUDSTONE	DUNHAM			MICRITE	MICROSPARITE	SPARITE	FIGURES SEDIMENTAIRES ET LITHOCLASTES	DIAGENESE	BIOTURBATION	LAMELLIBRANCHES	AMMONITES	GASTEROPODES	FORAMINIFERES	SPICULES	RADIOLES	POSIDONOMYES	OSTRACODES	MICROFILAMENTS	CRINOIDES
				P	C			MARNES	MACKESTONE	PACKESTONE																
SINEMURIEN	LIAS CALC.		231 232 233 234 235 236 237																							
OXFORDIEN MOYEN	TER. NOIRES		FPB 238																							

Fig. 37 - Coupe des calcaires noduleux à entroques de la Crête des Rochers de Terre Rousse

- G 1 : Arnioceras (Sinémurien)
 - G 2 : Leioceras remanié (Aalénien inférieur)
 - G 3 : Sowerbyceras Tortisulcatum (d'Orb.)
Perisphinctes (Otosphinctes) sp.
Perisphinctes? (Dichotomosphinctes ou Arisphinctes)
- } déterminations R. Mouterde
- } Oxfordien moyen
} déterminations R. Enay

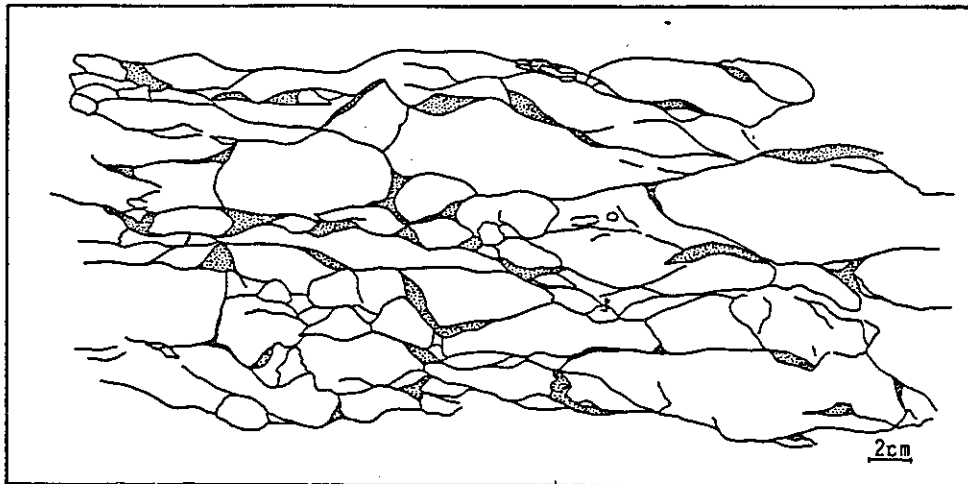


Fig. 38 - Calcaires noduleux à entroques de la Crête des Rochers de Terre Rouse : les galets mous de calcaire gris s'intriquent les uns sur les autres ; la matrice (sable à entroques) peu abondante, est localisée dans les vides existant entre les galets.

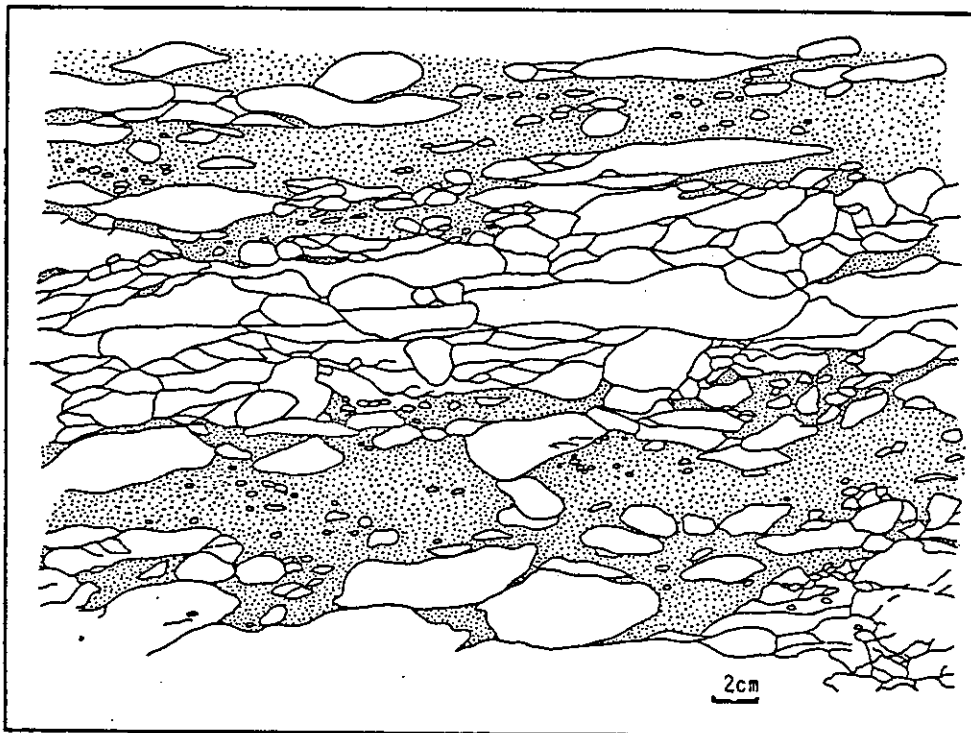


Fig. 39 - Calcaires noduleux à entroques de la coupe de la Crête des Rochers de Terre Rouse : galets mous de calcaires gris dans une matrice à entroques. La répartition irrégulière de la matrice donne à certains niveaux une grande concentration en "nodules".

40) et pauvres en entroques.

En lame mince, les foraminifères sont associés à quelques spicules ; les lithoclastes de micrite sont abondants.

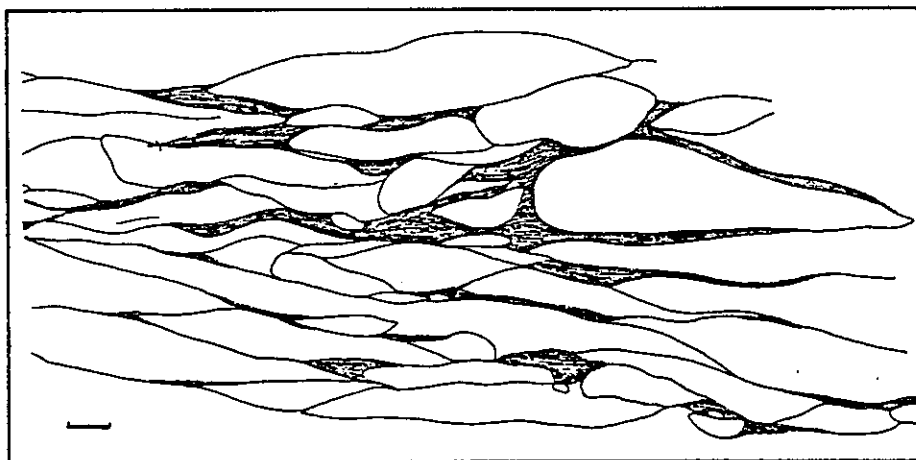


Fig. 40 - Calcaire noduleux à entroques de la coupe de la Crête des Rochers de Terre rousse : les grosses amygdales de calcaire correspondent à des galets mous qui se moulent les uns sur les autres à la suite de la compaction; Les vides sont occupés par des membranes brunes silicifiées, irrégulières et laminées.

d) Bilan des caractéristiques

Cette coupe se caractérise par la fréquence des fragments de tiges de crinoïdes dans l'ensemble inférieur, et par le développement important des foraminifères (en particulier des Lenticulines, dans un bon état de conservation) dans l'ensemble moyen.

Cette coupe est bien calée stratigraphiquement bien qu'elle se situe sur du Lias calcaire en partie érodé et réduit stratigraphiquement. Le matériel détritique s'est mis en place, au moins dès l'Aalénien inférieur, mais ne se manifeste plus dès l'Oxfordien moyen (marnes sus-jacentes).

C) Conclusion de l'étude sédimentologique des Calcaires du Petit Renaud

1) Mise en évidence d'un remaniement

La période comprise entre l'Hettangien et l'Oxfordien, a permis le développement des crinoïdes qui sont à l'origine de la production du matériel à entroques. A partir du Domérien supérieur, une période d'érosion (sur les zones hautes ?) serait à l'origine du démantèlement de ces dépôts (et non pas de la destruction de crinoïdes vivants) ; par la suite, ce matériel allochtone ancien s'est mêlé à la sédimentation autochtone post-domérienne. Le remaniement est attesté par la micritisation de certaines entroques : ces dernières proviendraient probablement de milieux de faible profondeur (zone photique ?).

L'absence de granoclassement des nodules associés aux entroques, indique un transport sur une faible distance. Le mauvais état de conservation des entroques résulte du brassage par des courants qui les ont brisées et usées.

En effet, le matériel bio-détritique à entroques usées, existe à la base de toutes les coupes comprises entre Prégentil (au Nord) et les Pâles. C'est dans cette dernière coupe que s'observent les premiers changements de la nature du matériel à entroques (passage à des encrines de petite taille, calibrées et dans un bon état de conservation, au cours du Bajocien supérieur-Bathonien). Ce changement est certainement lié à une phase d'approfondissement responsable du développement d'espèces nouvelles de crinoïdes sur les zones hautes de production (M. Roux, communication orale).

Malheureusement, à l'exception de la coupe des Pâles, aucune autre coupe n'a enregistré cette variation de bathymétrie que l'on aurait dû également retrouver dans les niveaux stratigraphiques plus élevés que le Bathonien ; la coupe des Pâles pourrait donc être considérée comme située dans un secteur particulier alimenté par du matériel encrinétique contemporain des dépôts autochtones.

Dans la formation des Calcaires du Petit Renaud, les dispositifs de fixation sont absents : les Pentacrines sont fixées par leur cirrhes qui se dissocient comme le reste ; les embases n'existent que dans certains groupes peu fréquents ici ou remaniés.

Compte-tenu de la faible densité des articles de crinoïdes, ceux-ci peuvent être déplacés sans nécessiter des courants importants. Leur mise en place peut donc se faire par "creeping" (terme employé par les anglo-saxons) ce qui

correspond à de petits déplacements successifs dus à des courants peu importants. En effet, le fond de la mer n'était pas plat mais présentait des zones hautes et des zones en creux: les courants se manifestaient surtout sur les zones de hauts-fonds en détruisant périodiquement soit les populations de crinoïdes qui y vivaient, soit les accumulations d'articles de crinoïdes. Les entroques se sédimentaient alors en contrebas sur les pentes où les déplacements de particules se faisaient grâce à des courants de moindre importance.

L'examen en lame mince d'échantillons prélevés dans les bancs calcaires compris entre deux niveaux biodétritiques, montre que ces calcaires présentent parfois des niveaux bioturbés pauvres en entroques. Ces bioturbations sur place se développaient parfois dans les sédiments autochtones reposant sur des fonds plats: la bioturbation était interrompue lors de la mise en place brutale de la sédimentation biodétritique qui se faisait parfois sous forme de coulées.

Enfin, le remaniement est également attesté par la présence:

- d'ammonites présentant plusieurs phases de remplissage;
- de galets perforés dont les perforations sont remplies par des microfils existant également dans la matrice de la brèche;
- de certains grainstones contenant des poches de micrite à spicules en connection; ces micrites correspondent à des résidus de coulées boueuses (glissements en masse) qui ont permis de garder les éléments en connection, malgré leur fragilité.

2) Genèse des calcaires noduleux

a) Principales caractéristiques de cette formation

A la Tête de Louis XVI, la base de la formation des calcaires noduleux est constituée par une brèche à lithoclastes de calcaires gris non calibrés ni granoclassés; ces éléments provenant de bancs préalablement lithifiés ont été probablement fournis par la phase érosive du Carixien-Domérien. La matrice de cette brèche est constituée soit par des entroques, soit par de la micrite fine, ocre.

Dans les coupes réalisées tout autour du Grand Renaud, dans la formation des calcaires noduleux, les lithoclastes bien individualisés peuvent persister, mais on reconnaît surtout des

galets mous, le plus souvent allongés parallèlement à la stratification.

Les lithoclastes, usés ou non, correspondent au produit de l'érosion de bancs calcaires préalablement lithifiés ; les galets mous par contre, résultent soit de la dissociation de bancs incomplètement lithifiés, soit d'une compaction différentielle responsable de l'apparition de nodules limités par des membranes silicifiées. Ces membranes correspondent à des résidus de dissolution de lits argileux, parfois riches en spicules de spongiaires. Il faut également tenir compte de l'aplatissement tectonique éventuel qui donne une forme lenticulaire à tout ces galets mous.

b) Causes de la nodularisation

La disposition des lithoclastes, des galets mous et des nodules diagénétiques par rapport à la stratification est due à la compaction des sédiments ou à la forme originelle des hétérogénéités qui ont préfiguré les éléments. L'aspect du calcaire varie considérablement en fonction de l'abondance des argiles et/ou des entroques ; il est mal aggloméré lorsque celles-ci sont abondantes et peut même prendre dans certains cas extrêmes un faciès calcschisteux, par contre il devient massif lorsque les nodules ne sont séparés que par un réseau de surfaces stylolitiques dues à des phénomènes de dissolution sélective.

Les différentes phases et l'intensité de la compaction provoquent l'apparition d'une limite autour du nodule. Dans le cas d'un contact franc, la matrice fluidale est due à l'arrangement des microfilaments et autres débris autour du nodule et en même temps, des stylolites peuvent se développer et coïncider avec le contact.

La bioturbation est présente dans certains lithoclastes de micrite, mais son action peu importante ne semble pas être à l'origine de la nodularisation.

La diagenèse doit être plus rapide dans la matrice à entroques en raison de la porosité de ces dernières ; les cristallisations de petits cristaux de dolomite sont alors fréquentes. Dans d'autres cas, la porosité de la matrice favorise la mobilisation de la silice qui proviendrait localement des spicules d'éponges.

3) Sédimentation sur une pente : mise en place des calcaires noduleux

L'absence de stratification ainsi que le remaniement général du sédiment conduit à penser que la mise en place de ces calcaires s'est faite par transport gravitaire : celui-ci aurait amené des éléments grossiers (essentiellement des lithoclastes et galets mous, constitués de calcaires pénécotemporains) qui se sont mêlés à la sédimentation autochtone. Ce transport serait aussi responsable de l'usure mécanique des ammonites : en effet, il existe peu de formes ornementées déterminables.

Lorsque le matériel glissé est déjà consolidé (lithoclastes de calcaire), il se mêle à la sédimentation encrinétique plus ou moins abondante : la roche prend alors l'aspect d'une brèche. Si le glissement affecte un matériel encore plastique et déformable (galets mous obtenus par démantèlement des bancs incomplètement lithifiés), la roche aura alors un aspect de "nodules intriqués" : cette disposition peut également résulter d'un processus de nodularisation par compaction différentielle (c'est le cas des nodules diagénétiques) ne nécessitant aucun transport mais tout simplement une alternance rythmique de niveaux calcaires et de passées marneuses millimétriques.

Bien que ces glissements d'ensemble se fassent le long des flancs des dépressions, on n'observe aucune figure liée à la progradation et en particulier l'absence totale de slumps. Le transport se faisait à l'état de sédiment meuble non cohérent, sur une courte distance ; les bancs calcaires démantelés se resédimentaient à proximité, sur la pente même.

L'observation des bancs d'encrinites ne nous permet pas de dire s'il s'agit de turbidites car il n'existe aucune figure de base de banc, ni de granoclassement ; de plus, ces encrinites se trouvent sur d'anciennes pentes et non dans des dépressions comme c'est généralement le cas pour les turbidites.

L'action des courants peut expliquer l'absence ou la fréquence des microfossiles, et leur abondance relative dans certains niveaux.

A part les entroques, les restes d'organismes les plus fréquents, sont les microfilaments. Ils peuvent être particulièrement abondants, mais leur développement est plus important dans la matrice que dans les éléments (lithoclastes, etc...). Ils montrent en général une disposition fluidale, et se disposent autour des éléments. La présence de ces microfilaments pourrait traduire la présence de courants non turbulents.

La microfaune est plus abondante dans les calcaires noduleux situés dans les secteurs stratigraphiquement élevés (Oxfordien). Cette disposition est due au fait qu'à l'Oxfordien la dépression de Bourg d'Oisans (demi-graben) est en partie comblée : le dépôt des calcaires noduleux qui se faisait sur les bordures, se rapprochait alors des zones hautes sur lesquelles la microfaune était plus abondante par rapport aux dépressions (car la concentration en microfaune dans les sédiments y était beaucoup moins importante).

La mise en place de ces calcaires noduleux nécessite donc un ensemble de facteurs qui sont, d'une part, l'inclinaison du substratum, et d'autre part, le démantèlement des bancs, le développement de cette formation se faisant à partir d'un matériel induré ou non.

Lorsque ces produits issus de cette érosion se déposent en contrebas des pentes, ils se mêlent à la sédimentation encrinétique ; la production des articles de crinoïdes dissociés est régulière en période de calme tectonique : en effet, ces articles existent toujours en faible quantité dans les sédiments autochtones. Cette production peut augmenter brutalement lors de périodes de crise (destruction des populations de crinoïdes, mouvements tectoniques) : cette remarque est également valable pour les lithoclastes et les galets mous. Les dépôts correspondent alors à des brèches habituellement appelés "calcaires noduleux" par euphémisme. La répartition de la matrice est donc fonction des apports de lithoclastes et d'encrines ; si les premiers sont importants, il y aura peu de matrice entre les éléments.

Dans le cas de niveaux calcaires incomplètement indurés, présentant une rythmicité et se trouvant en position d'instabilité sur une pente, la combinaison de l'inclinaison de la pente et d'une pression verticale permet le développement d'un processus de nodularisation par compaction différentielle. Les nodules sont alors délimités par un réseau de stylolites ou par une frange d'insolubles d'épaisseur millimétrique (fig. 26).

4) Age des Calcaires du Petit Renaud et mise en évidence de zones hautes dans la sédimentation

L'étude de la position des Calcaires du Petit Renaud par rapport aux formations encadrantes avait permis à Barféty et Gidon (1983) de dire que cette formation compréhensive dont la limite supérieure était diachrone, se développait du Carixien jusqu'à l'Oxfordien (fig. 25).

Grâce à une étude sédimentologique et à la découverte

d'ammonites supplémentaires, nous pouvons confirmer le caractère hétérochrone de cette formation tout en précisant sa position biostratigraphique.

La formation des Calcaires du Petit Renaud repose habituellement sur les calcaires rubanés ocre à grosses bélemnites ; ces derniers ont été datés (au Nord de Prégentil, point coté 1860) du Domérien supérieur grâce à une ammonite (Pleuroceras du groupe spinatum).

Lorsque le Lias calcaire est partiellement érodé, la formation nodulo-enchrinitique repose soit sur les calcaires du Sinémurien (ammonite : Arnioceras), soit sur ceux du Lotharingien au Sud et à l'Est du Grand Renaud (fig. 37 et 52).

Les couches situées au-dessus du toit de la formation des Calcaires du Petit Renaud ont également pu être datées dans plusieurs secteurs :

- Dans la coupe de la tête de Louis XVI (fig. 32), les calcaires argileux contiennent des fossiles dans un mauvais état de conservation. Certaines ammonites ont pu être déterminées par R. Mouterde et ont permis d'attribuer ces dépôts à l'Aalénien inférieur ; il s'agit de : Tmetoceras scissum (Benecke) de la zone à Opalinum, de Leioceras sp., et de Erycites sp.

- Le Bajocien supérieur a pu être mis en évidence la coupe des Cottés (fig. 51) grâce à un Perisphinctidae.

- Des calcschistes gris clair ont également été datés du Bajocien supérieur près du col situé entre le Petit et le Grand Renaud. Toutefois, en contrebas de la crête de la Croix de la Garde, la découverte de deux ammonites (Parkinsonia sp. et Parkinsonia pachypleura : détermination R. Mouterde) dans la partie supérieure de ces calcschistes, a permis de les dater de la base du Bathonien ; ces éléments de datation indiquent que le passage du Bajocien supérieur au Bathonien se fait au sein de ces calcschistes.

- Les différentes coupes réalisées autour du Grand Renaud mettent en évidence une variation de l'âge de la base des Terres Noires situées au-dessus de la formation des Calcaires du Petit Renaud. Au niveau de l'arête nord du Grand Renaud, la base des Terres Noires est datée de l'Oxfordien inférieur à moyen (Phylloceras (Holcophylloceras) mediterraneum et Perisphinctes (Octosphinctes) cf. intercedens : détermination R. Enay), tandis qu'au niveau de l'arête sud (crête des Rochers de Terre rousse) elle est datée de l'Oxfordien moyen (Sowerbyceras tortisulcatum, Campylites sp. et Perisphinctes (Octosphinctes) sp. : détermination R. Enay).

Les Calcaires du Petit Renaud renferment quelques rares

la plupart sont,

ammonites remaniées, mais dans un mauvais état de conservation; l'une d'entre elles (Leioceras) a permis de mettre en évidence de l'Aalénien inférieur remanié à la base de la coupe de la crête des Rochers de Terre rousse (fig. 37) : le fait que de l'Aalénien inférieur ait pu être mis en évidence sous deux faciès différents, c'est à dire à la fois dans des calcaires argileux (cf coupe de la Tête de Louis XVI, fig. 32) et dans la formation bio-détritique (et ce, dans deux secteurs différents), confirme le caractère hétérochrone de la formation des Calcaires du Petit Renaud.

Le secteur de la crête des Rochers de Terre rousse se trouvait vraisemblablement dans une position haute, compte tenu de la faible épaisseur de la formation, du bon état de conservation général des encrines et de la microfaune et de la concentration en lenticulines ; ces dernières sont des foraminifères de faible profondeur.

L'apparition et le développement des foraminifères se manifeste dans les différentes coupes des calcaires nodulo-encrinétiques situées autour du Grand Renaud. Au Nord de celui-ci, les foraminifères sont dans un mauvais état de conservation ce qui est un indicateur de matériel resédimenté ; par contre, dans la coupe de la crête des Rochers de Terre rousse, ils sont en général dans un bon état de conservation : les mêmes foraminifères sont présents à la fois dans les galets mous et dans la matrice, ce qui signifie que les dépôts autochtones étaient remaniés et déposés pratiquement sur place, dans ce secteur. Ces deux observations permettent de considérer le secteur de la crête des Rochers de Terre rousse comme correspondant à la zone haute la plus proche de la zone de production du matériel détritique. La plupart de ces foraminifères ne peuvent être déterminés que lorsqu'ils sont dégagés ; or nous ne disposons que de lames minces ne permettant pas toujours une détermination. Néanmoins, une Protoglobigérine (Bathonien-Callovien) a pu être déterminée dans un galet mou d'un échantillon pris dans la partie supérieure de la coupe de la combe située à l'Est du Grand Renaud (fig.36b) qui se termine par les Terres noires de l'Oxfordien inférieur.

La présence de cette Protoglobigérine s'inscrit dans la logique d'une sédimentation bio-détritique contemporaine des dépôts autochtones. Le matériel se déposait sur les pentes et sur les ruptures de pente ; il y avait une migration de la zone de dépôt qui se faisait des dépressions vers les zones hautes, au fur et à mesure que les premières étaient comblées. Par la suite, les Terres Noires recouvrent les pentes sur lesquelles s'est déposé, ou continue à se déposer, le matériel bio-détritique en créant des indentations dans la sédimentation autochtones.

Ces différents éléments de datation fournis par les

Calcaires du Petit Renaud ainsi que par les formations encadrantes, nous montrent :

- que le substratum liasique a subi une réduction d'épaisseur ainsi qu'une érosion dans les zones hautes ;

- que la formation des Calcaires du petit Renaud est bien hétérochrone et que cette formation s'est développée, au minimum, du Domérien supérieur à l'Oxfordien moyen (fig. 41).

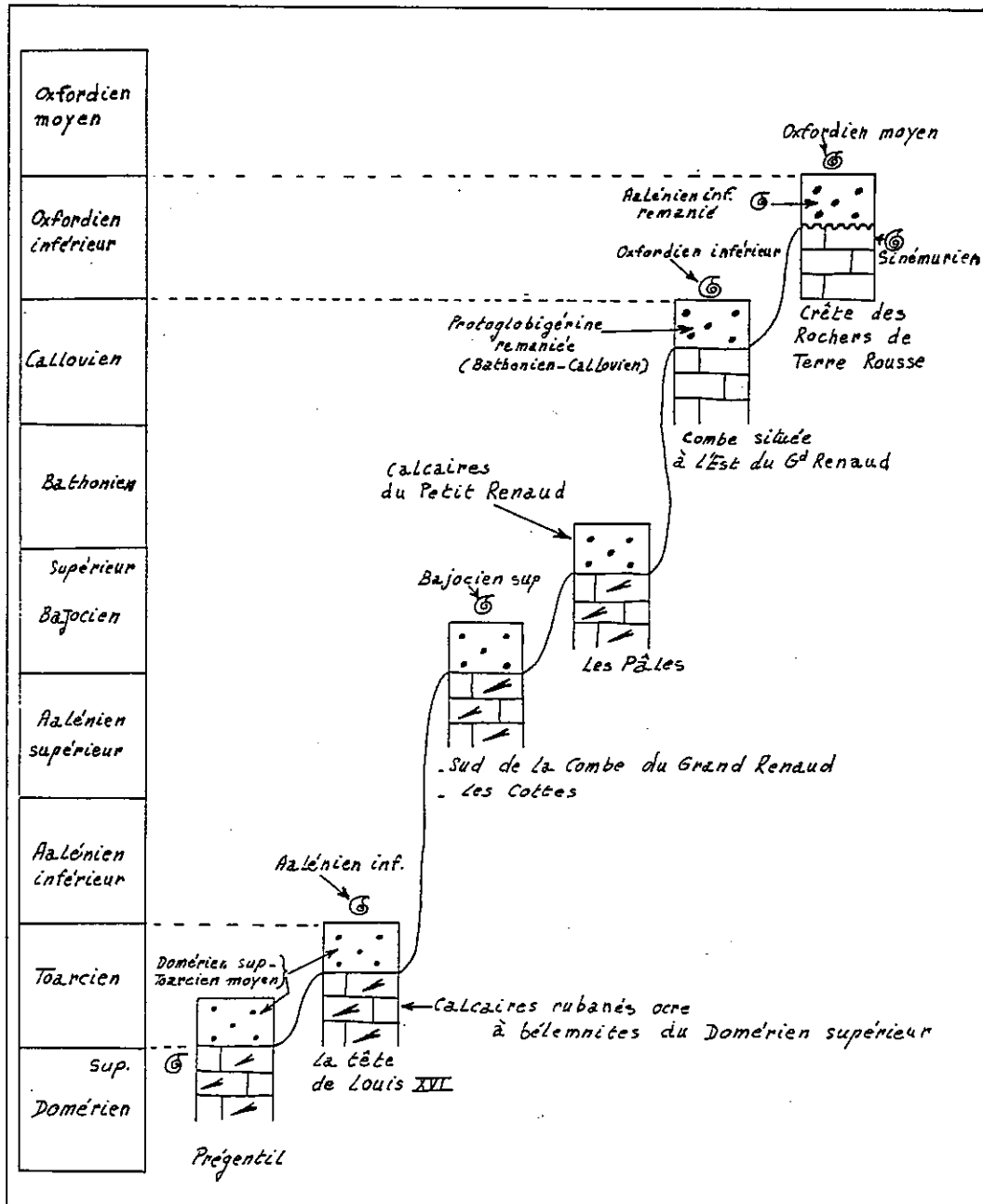


Fig. 41 - Schéma stratigraphique montrant l'hétérochrone de la formation des Calcaires du Petit Renaud ainsi que le diachronisme du substratum et du toit de cette formation.

IV) Tectonique synsédimentaire (fig. 3d)

J'ai étudié deux exemples dans le synclinal de Villard Reymond ; ils seront présentés successivement.

1) Les replis situés à l'Ouest du signal de Prégentil (fig. 42)

L'anticlinal de Prégentil est un pli déjeté vers l'Est qui borde à l'Ouest le "synclinal" de Villard Reymond. Cet anticlinal de direction axiale Nord-Sud est affecté à l'Ouest par des plis synclinaux secondaires dont deux d'entre eux (notés Prégentil 1 et 2) présentent un remplissage de calcaires noduleux à entroques ; ces derniers n'existent pas à l'Est de l'anticlinal de Prégentil. Leur substratum est constitué par les calcaires rubanés ocre à bélemnites (Domérien supérieur).

La différence d'épaisseur entre les deux coupes levées dans les deux synclinaux secondaires (fig. 31 et 46), permet de replacer ces dernières dans leur contexte initial ; en effet, la succession lithologique de la coupe du synclinal 1 est peu épaisse, et sa partie inférieure est constituée d'un banc de calcaire noduleux dont la surface supérieure est ravinée et silicifiée. Ce niveau n'existe pas à la base de la succession de la coupe du synclinal 2 qui est plus épaisse et envahie par les marnes brunes du Domérien dans lesquelles se développent des bancs de calcaires noduleux à entroques ; les marnes contiennent également des galets de calcaires gris qui n'existent pas dans les marnes du synclinal 1.

On peut donc supposer que la coupe 1 se situait sur une zone haute compte-tenu de sa faible épaisseur tandis que la coupe 2 correspondrait plutôt à la partie plus profonde (dépression) car le matériel détritique y est moins concentré, mais persiste sur une épaisseur plus importante ; ces deux coupes appartiendraient donc à une seule et même structure caractérisée par un fond présentant une dénivellation vers l'Ouest (fig. 42b). Ce n'est que plus tard, sous l'effet de la tectonique compressive alpine que les deux synclinaux se sont individualisés (fig. 42c).

Le secteur de Prégentil correspondait quant à lui, à un haut fond sur lequel la sédimentation bio-détritique était absente ; il jouait également un rôle de barrière en empêchant le dépôt des Calcaires du petit Renaud, à l'Est de l'actuel anticlinal de Prégentil.

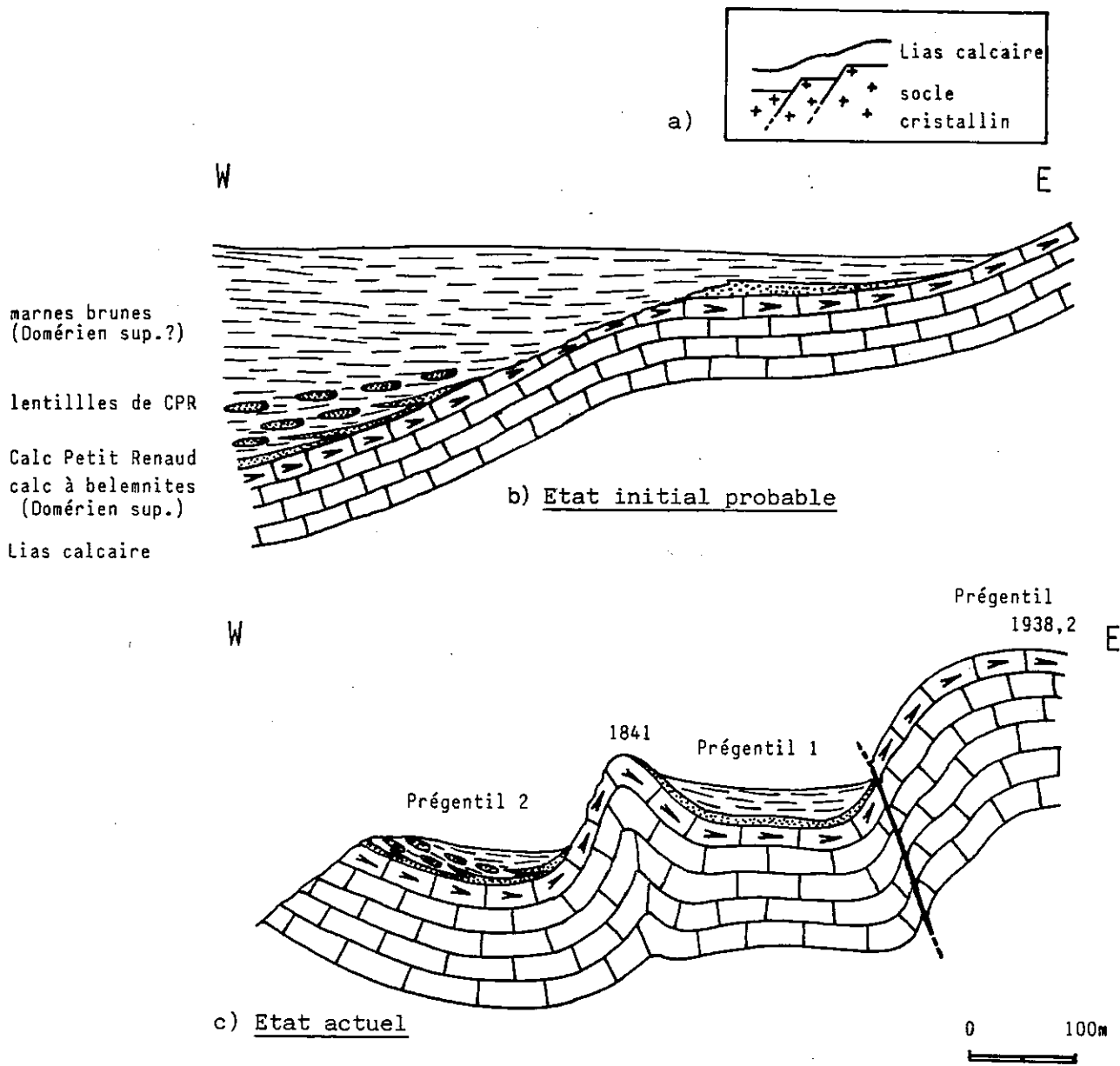


Fig. 42 - Les replis synclinaux situés à l'Ouest du signal de Prégentil.

Schéma montrant la mise en place des calcaires noduleux à entroques sur une rupture de pente liée probablement au jeu de failles de socle qui ont flexuré les couches de Lias calcaire.

2) Le synclinal du col de Corbière (fig. 43)

a) Introduction

Il se situe dans la partie occidentale de la zone cartographiée. Son remplissage est constitué par, de bas en haut :

- des calcaires noduleux à entroques ;
- des marnes argentées ;
- des calcaires argileux de l'Aalénien inférieur ;
- des argilites noires de l'Aalénien supérieur.

Ce synclinal a une direction Nord-Sud dans sa partie méridionale, mais au niveau du col, il est affecté par des replis transverses ; sa direction devient alors NNW-SSE, et seul le flanc oriental peut être observé car il est en partie dégagé par l'érosion.

Les différentes coupes détaillées réalisées sur les deux flancs du synclinal, permettent de reconstituer une coupe synthétique qui servira de base à l'interprétation de sa structure.

b) Description des différentes coupes de détail

Les quatre coupes seront décrites du Sud vers le Nord.

La coupe 1 (notée C1 sur la figure 43 ; voir fig. 33 et 49) est la plus complète car elle permet, de suivre les différentes couches d'un flanc à l'autre du synclinal à coeur d'Aalénien. Certaines couches diminuent d'épaisseur ou bien disparaissent d'Ouest en Est : c'est ainsi que le niveau de calcaires noduleux supérieur n'existe pas sur le flanc oriental. Il n'existe aucune faille visible à l'affleurement.

La coupe 2 (notée C2 sur la figure 4 ; voir fig. 47) permet d'observer l'absence des calcaires noduleux sur le flanc oriental du synclinal, si bien que les argilites noires de l'Aalénien supérieur sont en contact stratigraphique sur les calcaires argileux du Sinémurien. Par contre, sur le flanc occidental du synclinal, les calcaires noduleux inférieur et supérieur sont épais mais non interstratifiés dans des niveaux marneux importants.

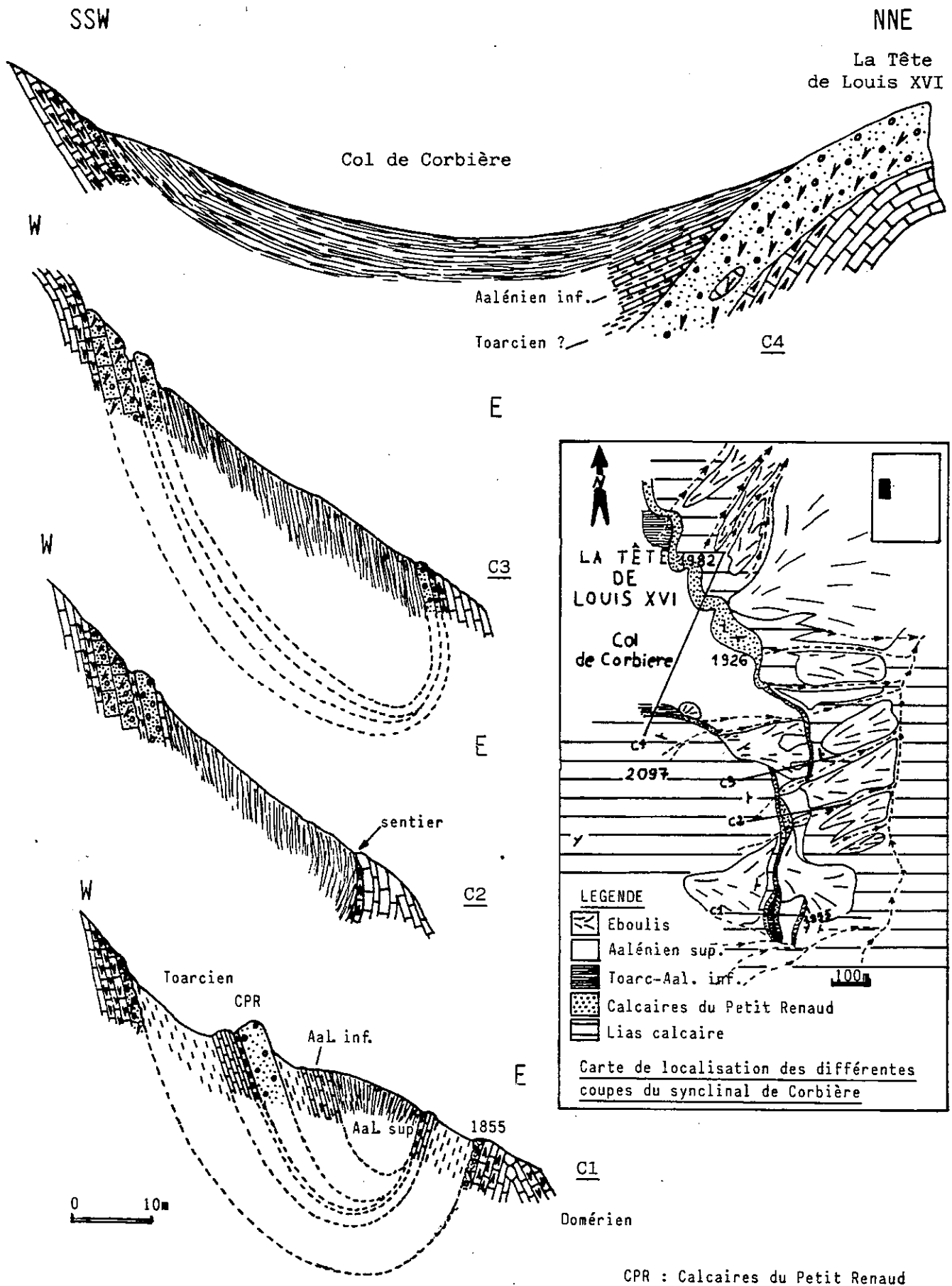


Fig 43 - Structure du synclinal du col de Corbière : carte de localisation et coupes sèriées (notées C1 à C4) échelonnées du Sud au Nord.
L'interprétation des différentes coupes est donnée par la figure 44.

Le niveau de calcaires noduleux inférieur réapparaît de nouveau sur le flanc Est du synclinal à l'emplacement de la coupe 3 (notée C3 ; voir fig. 48).

Dans la coupe 4, seul le flanc oriental peut être étudié car il est en partie préservé de la couverture végétale ; cette coupe n'est pas réalisée suivant une direction parallèle à celle des coupes précédentes. Les calcaires noduleux (voir fig. 32) correspondent ici, à un seul niveau massif ayant tendance à s'amincir vers le Nord-Ouest. On y trouve également un olistolite (plurimétrique) de calcaires ocre à bélemnites contemporain du dépôt des calcaires noduleux. La formation bio-détritique est partiellement recouverte par les marnes argentées (Toarcien?); les calcaires argileux de l'Aalénien inférieur ainsi que les argilites noires (Aalénien supérieur) sus-jacents reposent en discordance sur la formation biodétritique.

c) Interprétation

La disparition d'Ouest en Est ainsi que la réduction d'épaisseur de certaines couches qui s'observent dans le synclinal de Corbière, résultent d'un remplissage dissymétrique d'une structure (dépression) allongée suivant un axe Nord-Sud. Cette dernière pourrait être héritée de la flexuration des couches de "Lias calcaire" par le jeu d'un accident de socle (fig 44a) qui correspondrait au prolongement vers le Nord, de la faille du lac du Vallon.

Il ne semble pas que le remplissage de cette dépression se soit fait par un dispositif des couches en éventail car il n'existe dans le secteur étudié, aucun exemple de remplissage qui se soit fait ainsi. Par rapport au synclinal de Villard Raymond (fig. 41), la discordance se fait sur une pente de sens opposé, (c'est à dire vers l'Est) car la remise à plat nous montre qu'il existait une structure initialement pentée vers l'Ouest, antérieure au dépôt des argilites noires de l'Aalénien supérieur ; mais une partie des dépôts anté-Aalénien aurait été érodée (fig. 44a).

Cette érosion anté-Aalénien supérieur s'observe sur le flanc est de la coupe 2 (fig 43); on peut y voir les argilites noires (Aalénien sup.) en contact sur les calcaires argileux gris du Sinémurien et non sur les calcaires rubanés ocre à bélemnites comme c'est généralement le cas.

La faible épaisseur de l'ensemble de la formation noduleuse sur le flanc ouest du synclinal (C2 fig 43) résulte du fait que l'affleurement sur lequel a été levée la coupe, se situe à proximité de la bordure occidentale de cette dépression (fig 44b).

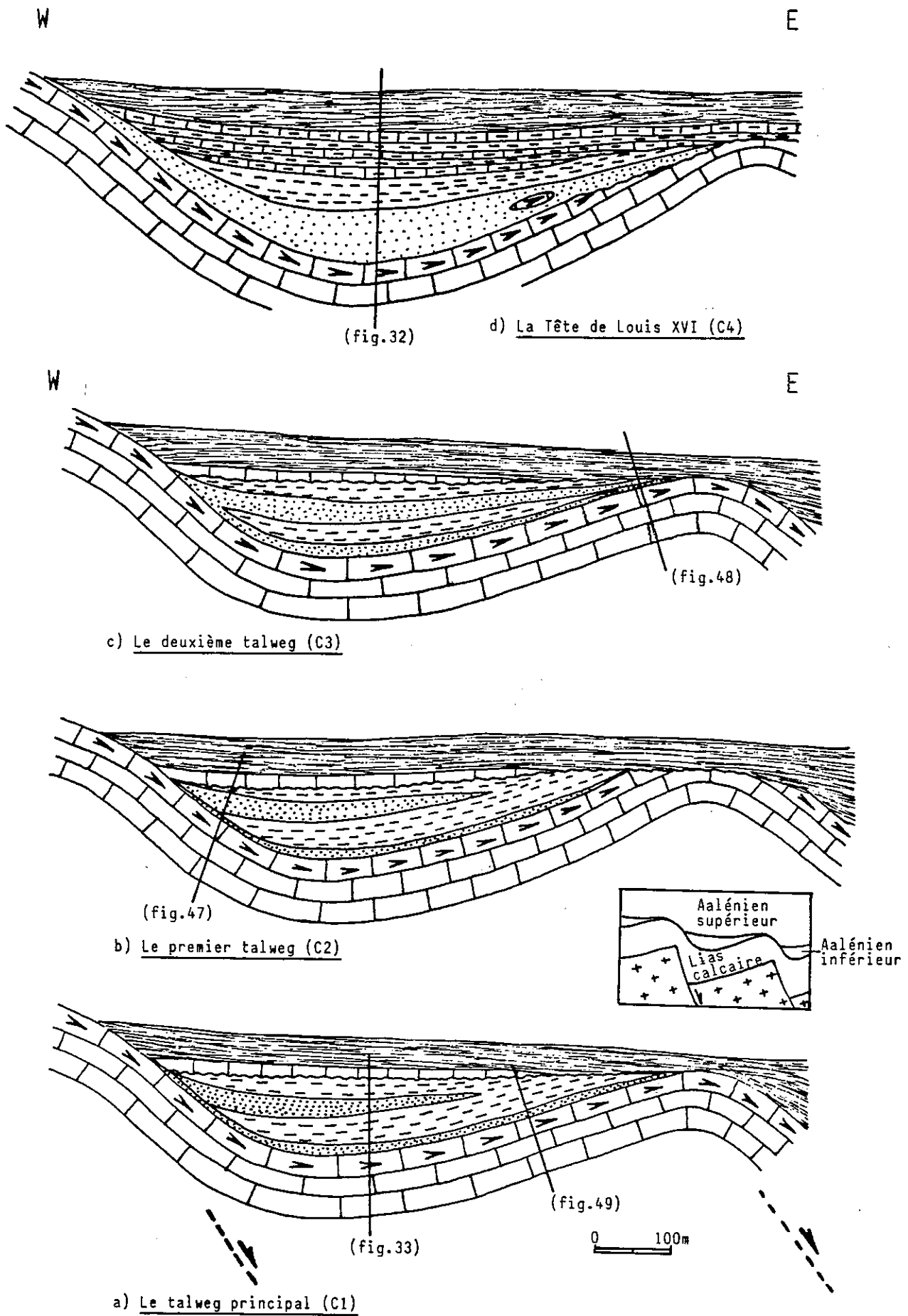


Fig. 44 - Schéma interprétatif : état initial probable des différentes sections du synclinal de Corbière (fig.43). L'emplacement des différentes coupes est indiqué sur chaque section.

Dans la coupe 4 (C4 fig 43), la brutale augmentation d'épaisseur de la formation noduleuse, est due au fait que ce secteur se situait vraisemblablement dans une zone riche en accumulation détritique tel le pied de talus de transit (fig. 45). En effet, ce matériel détritique est représenté par un olistolite de calcaires rubanés ocre à bélemnites et par un conglomérat hétérogène non granoclassé.

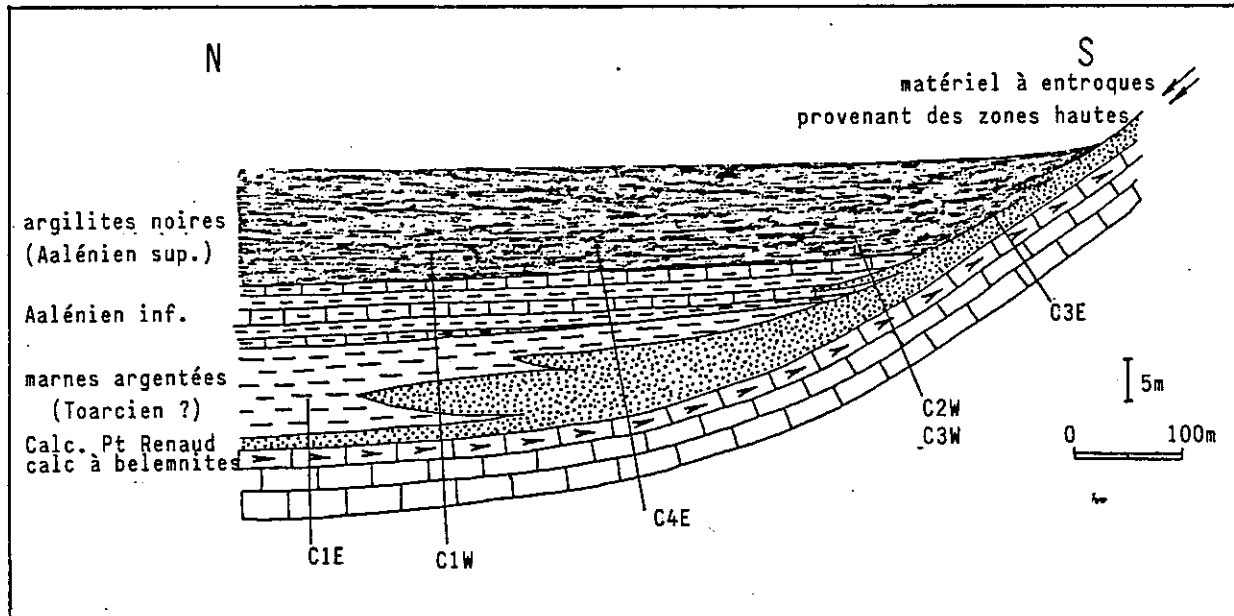


Fig. 45 - Coupe interprétative réalisée parallèlement à l'axe du synclinal du col de Corbière

Les différentes coupes réalisées le long du synclinal du col de Corbière (fig. 43) sont replacées en fonction de leur position stratigraphique. Ce schéma permet d'expliquer les variations d'épaisseur de la formation des Calcaires du Petit Renaud.

d) Chronologie des différents événements

L'étude des différentes coupes du synclinal du col de Corbière nous montre qu'une structure "synforme" était réalisée dès la fin du Domérien grâce au jeu d'accidents de socle correspondant, probablement, au prolongement vers le Nord de la faille du lac du Vallon. Le jeu de ces accidents est responsable d'une flexuration des couches du "Lias calcaire" et de l'apparition de petites dépressions dissymétriques d'axe Nord-Sud.

Les accidents de socle ont rejoué à la fin du dépôt des marnes argentées (Toarcien ?) en accentuant la flexuration des couches de Lias calcaire ; par la suite, les sédiments de l'Aalénien inférieur puis ceux de l'Aalénien supérieur, reposent en onlap sur les formations sous-jacentes.

V) Conclusion : Evolution tectono-sédimentaire du Domérien à l'Oxfordien

L'étude de la formation des Calcaires du Petit Renaud à partir des différentes coupes réalisées du Nord au Sud, et des éléments de datation supplémentaires, permet de mieux caler stratigraphiquement cette formation, et de mettre en évidence une activité tectonique contemporaine de leurs dépôts.

a) Datation de la formation des Calcaires du Petit Renaud

Parmi les quelques ammonites trouvées dans cette formation, une seule a été déterminable et permis de mettre en évidence le caractère hétérochrone de cette formation : en effet, cette ammonite a montré que l'Aalénien inférieur existait sous deux faciès différents, c'est à dire à la fois dans les calcaires argileux (cf. coupe de la Tête de Louis XVI) et remanié dans la formation des Calcaires du Petit Renaud (cf. coupe de la crête des Rochers de Terre rousse). Ce niveau daté de l'Aalénien inférieur (cf. coupe de la crête des Rochers de Terre rousse), et reposant sur le "Lias calcaire" partiellement érodé, montre que l'érosion de ce dernier s'est produite bien avant l'Aalénien inférieur. De plus, la détermination d'une protoglobigérine (Bathonien-Callovien) dans les niveaux de la formation biodétritique (calcaires du Petit Renaud) les plus élevés stratigraphiquement, permet d'affirmer que les apports de matériel remaniés se sont poursuivis au moins jusqu'à la fin du Dogger.

Le niveau inférieur qui existe pratiquement à la base de toutes les coupes, n'a probablement pas le même âge partout. Dans les secteurs de la crête des Rochers de Terre rousse et de la crête située à l'Est du Grand Renaud, la formation des Calcaires du Petit Renaud s'est mise en place sur du Lias calcaire partiellement érodé (Barfély et Gidon, 1983).

La limite supérieure de la formation des Calcaires du Petit Renaud est diachrone car elle est plus élevée vers le Sud (Oxfordien moyen) que vers le Nord où elle est en dessous de l'Aalénien inférieur.

b) Conditions de dépôt

Les Calcaires du Petit Renaud qui se déposaient sur une pente, étaient contemporains de la sédimentation autochtone, ce qui a eu pour effet de créer des indentations de matériel détritique au sein des dépôts autochtones. Un hard-ground se

développait parfois à la surface supérieure du niveau inférieur, ce qui signifie bien que le dépôt de cette formation bio-détritique était parfois suivi d'une période d'arrêt de la sédimentation ou bien soumise à l'action des courants oxydants; ces hypothèses sont en accord avec le fait que sur cette pente à faible taux de sédimentation autochtone, la formation resédimentée n'était bien souvent pas immédiatement recouverte.

c) Tectonique synsédimentaire

C'est vraisemblablement à l'Aalénien inférieur que des failles de socle responsables de la création de dépressions dissymétriques par flexuration des couches de "Lias calcaire", ont pu jouer. Ce jeu est associé à l'érosion d'une partie des couches du Toarcien, et même du Domérien en certains endroits.

Une tectonique synsédimentaire a également pu être mise en évidence au cours de l'Oxfordien ; en effet, en contrebas Nord-Est du Rocher du Grand Renaud, les Terres Noires sont décalées par une faille qui n'affecte pas la barre tithonique.

d) Chronologie des apports en matériel détritique

Le matériel bio-détritique est caractérisé par des entroques associées à une microfaune peu abondante. Il proviendrait du remaniement de niveaux à entroques d'âge Doméro-Toarcien. Le faciès noduleux inférieur pétri d'articles de crinoïdes et de bélemnites brisées, traduit des conditions de milieu agité (lithoclastes arrondis) et oxygéné (niveaux rubéfiés en surface).

C'est au cours du Bajocien supérieur-Bathonien que les premiers changements interviennent dans la nature du matériel bio-détritique à articles de crinoïdes ; ces derniers deviennent de petite taille et sont bien conservés. Ils caractérisent des espèces vivant à des profondeurs relativement plus importantes par rapport aux précédentes ; la petite taille de ces articles de crinoïdes est liée aux conditions de vie défavorables qui détruisent les individus jeunes : en effet, pour pouvoir assurer la survie de l'espèce, la capacité de reproduction est acquise beaucoup plus tôt chez les jeunes crinoïdes qui ont de ce fait un taux de reproduction plus rapide.

A défaut de ne pouvoir disposer d'une microfaune caractéristique dans les dépôts anté-Bathonien, seuls les crinoïdes peuvent nous permettre de repérer les variations de profondeur des milieux de dépôt en relation avec l'eustatisme et la subsidence de la marge.

Le bio-détritisme qui s'est développé au cours de l'Oxfordien était très important au point de vue sédimentologique car il correspondait à l'apparition des foraminifères en quantité importante. Bien qu'ils ne soient pas aisément déterminables en lame mince car ils ont des formes assez proches de celles des foraminifères liasiques, ils indiquent que l'environnement sédimentologique a été profondément modifié. Les lithoclastes et la matrice contiennent généralement les mêmes foraminifères. La présence d'une Protoglobigérine (Bathonien-Callovien) remaniée dans la partie supérieure de la formation bio-détritique se trouvant sous les Terres noires (Oxfordien moyen) atteste, une fois de plus, de l'hétérochronie de cette formation.

Les foraminifères présents dans les calcaires noduleux de la crête des Rochers de Terre rousse (fig. 37) sont dans un bon état de conservation, ce qui sans exclure le remaniement, indique soit une zone de dépôt assez proche de la zone de production de matériel bio-détritique, soit une zone de dépôt haute sur laquelle la microfaune aurait été concentrée.

e) Evolution tectono-sédimentaire

En résumé, voici les différentes étapes de l'évolution de la sédimentation sur le bloc basculé :

1- production et dépôt d'entroques (anté-Domérien) sur les zones hautes ;

2- phase d'érosion domérienne dans les termes supérieurs du "Lias calcaire" se trouvant sur les zones hautes du bloc basculé, et resédimentation du matériel bio-détritique sur les pentes et dans les dépressions : c'est le niveau inférieur qui existe à la base de toutes les coupes se trouvant à l'Ouest et au Nord du Grand Renaud ;

3- flexuration des couches de "Lias calcaire" dans la partie occidentale du secteur étudié (synclinal du col de Corbière ; synclinaux à l'Ouest de Prémentil), peut-être liée au jeu de failles de socle ;

4- dépôt des marnes argentées (Toarcien) ;

5- flexuration et érosion anté Aalénien supérieur ;

6- dépôt de l'Aalénien en discordance sur les couches sous-jacentes ;

7- saccade d'enfoncement au cours du Bajocien supérieur-Bathonien avec production de matériel bio-détritique

(entrouques) nouveau ;

8- développement des foraminifères au cours du Callovo-Oxfordien, et mise en évidence d'une zone haute d'après leur répartition et leur état de conservation ;

9- activité tectonique au cours de l'Oxfordien, responsable de l'apparition d'une faille en contrebas Nord-Est du Rocher du Grand Renaud ;

10- disparition (dans ce secteur) du détritisme à galets et entrouques au cours de l'Oxfordien moyen-supérieur ; les fragments de crinoïdes de section circulaire et de grande taille apparaissent dans les Terres noires ; il pourrait s'agir de Balanocrinus caractérisant un approfondissement plus important

A la fin de l'Oxfordien, l'instabilité des dépôts sur les pentes se caractérise par l'apparition de niveaux brèchiques dans ce secteur. Dans le synclinal du lac Labarre, les indices de glissements des sédiments sur des pentes sont particulièrement nets pour une période allant de l'Oxfordien supérieur au Tithonique-Berriasien : ce sujet sera traité dans le sixième chapitre de ce travail.

ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		FOSSILES	ANALYSE MICROSCOPIQUE																						
				CALCAIRES	MARNES		MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	MICRITE	MICROSPARITE	SPARITE	FIGURES SEDIMENTAIRES ET LITHOCLASTES	DIAGENESE	BIOTURBATION	LAMELLIBRANCHES	AMMONITES	GASTEROPODES	FORAMINIFERES	SPICULES	RADIOLES	POSIDONOMYXES	OSTRACODES	MICROFILAMENTS	CRINOIDES			
																											Ar	G	
DOMERIEN			39	Br	G																								
	CPR INF.																												
	TOARCIEN ?			50	G	G	Ar																						
	AAL. INF. SUPERIEUR			41	G	G	Ar																						

Fig. 49 - Coupe des calcaires noduleux à entroques du flanc oriental du talweg principal (synclinal du col de Corbière).

(7 sur figure 28a)

ETAGE	FORMATION	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		ANALYSE MICROSCOPIQUE																			
				CALCAIRES		FOSSILES	DUNHAM				MICRITE MICROSPARITE SPARITE	FIGURES SEDIMENTAIRES ET LITHOCLASTES	DIAGENESE	BIOTURBATION	LAMELLIBRANCHES	AMMONITES	GASTEROPODES	FORAMINIFERES	SPICULES	RADIOLES	POSIDONOMYES	OSTRACODES	MICROFILAMENTS	CRINOIDES	
				P	C		MUDSTONE	WACKESTONE	PACKESTONE	GRAINSTONE															
				MARNES																					
OXF. INF.	TERRES NOIRES																								
			FPB																						
			487																						
			488																						
			489																						
			490																						
			491																						
			492																						
			493	Br	G																				
			494																						
			495																						
			496																						
			497	Br	G																				
			498																						
			499																						
			500	Br	G	N																			
			501																						
			502	O	G																				
DOM.	LIAS CALC.			G	G																				

Fig. 50 - Coupe des calcaires noduleux à entroques de l'arête nord du Grand Renaud.

(10 sur figure 30)

⑥ *Phylloceras* (*Holcophylloceras*) *mediterraneum* Neum. }
Perisphinctes (*Otosphinctes*) cf. *intercedens* Illov. } détermination R. Enay

CHAPITRE VI - LES CALCAIRES DU PALETAS

I) INTRODUCTION

- A) Caractéristiques générales
- B) But de cette étude

II) ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR, AU NORD DU LAC DU VALLON

- A) Coupe de l'arête nord du Grand Renaud
- B) Coupe de la crête des Rochers de Terre rousse
- C) Comparaison entre ces deux coupes

III) ETUDE DES DIFFERENTES COUPES DE LA FORMATION DES CALCAIRES DU PALETAS

A) Introduction

B) Description des différentes coupes

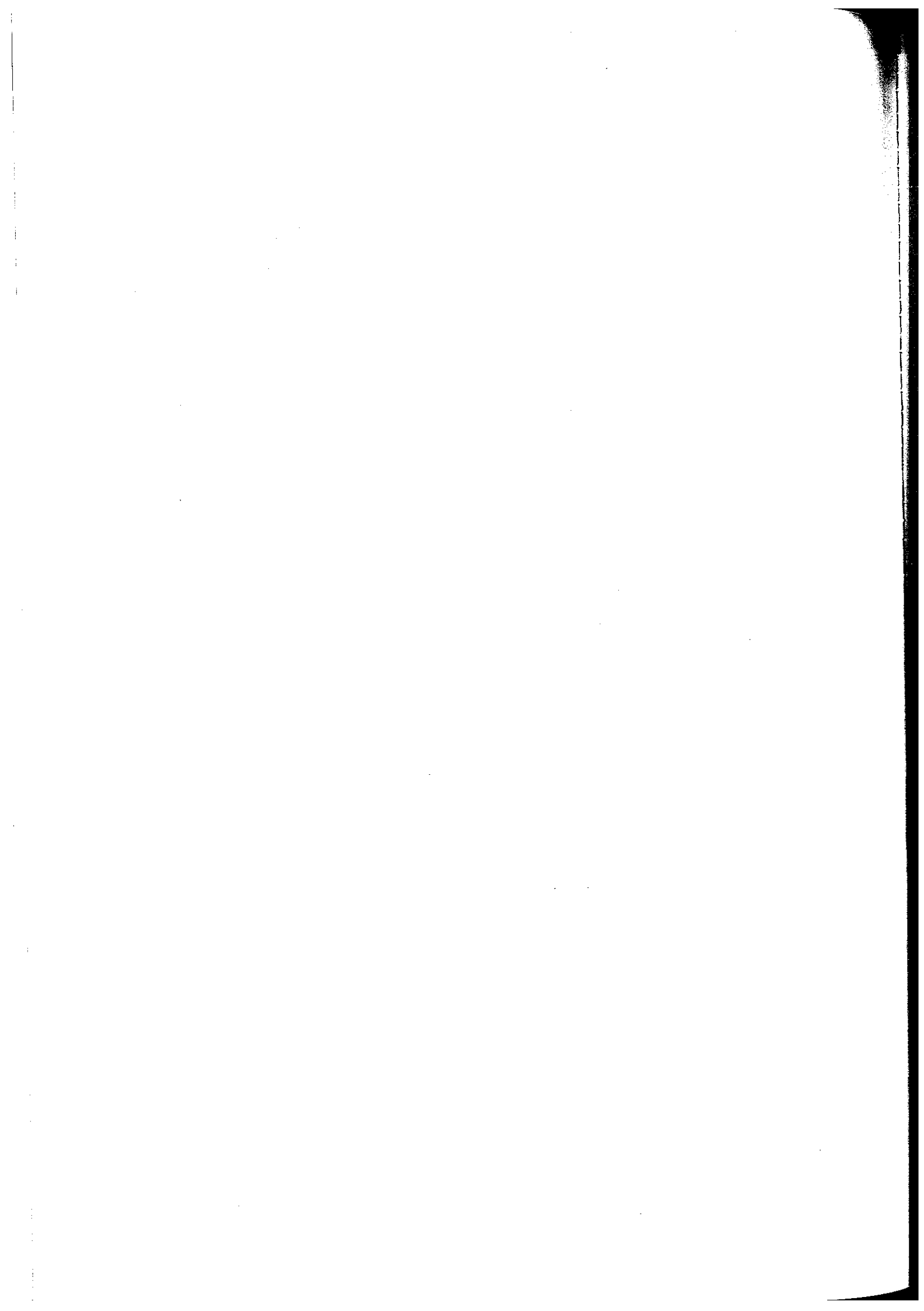
- 1) Coupe de la partie inférieure du ravin de Gnion, au pied SW des Rochers de la Grande église
- 2) Coupe de la partie supérieure du ravin de Gnion, au pied SW des Rochers de la Grande Eglise
- 3) Coupe du lac Labarre
- 4) Coupe de la transversale qui va d'Alfrey à l'arête est de la brèche de Lauvitel
- 5) Coupe située au NW de la cabane du vallon de Valsenestre

C) Datation de la formation des Calcaires du Paletas

- 1) Mise en évidence de deux niveaux stratigraphiques différents au sein des Calcaires du Paletas
- 2) Position de ces deux niveaux stratigraphiques dans la série et mise en évidence d'une succession stratigraphique allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur

D) Rapports entre les Calcaires du Paletas et les Terres Noires : mise en évidence de glissements gravitaires synsédimentaires au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur

IV) CONCLUSION



CHAPITRE VI - LES CALCAIRES DU PALETAS

I) Introduction

A) Caractéristiques générales

Les Calcaires du Paletas (Barféty et Gidon, 1983) correspondent à une formation calcaire puissante de plus de 100 mètres en général, qui se développe dans les hauts vallons de Confolens et de Valsenestre (fig. 3c).

Les analogies de faciès et de stratonomie entre les dépôts de cette formation et ceux du Jurassique terminal ont conduit, dans un premier temps, à attribuer cette formation à du Jurassique terminal de faciès un peu particulier (Barféty et Gidon, 1982). Mais en l'absence totale d'éléments de datation, et surtout d'après les relations particulières entre ces Calcaires du Paletas et les Terres Noires, cette formation fut par la suite interprétée comme étant un équivalent latéral des Terres Noires: on observe en effet, la disparition d'Est en Ouest de ces calcaires, au sein des Terres Noires (Barféty et Gidon, 1983).

Du point de vue stratigraphique, la formation des Calcaires du Paletas serait principalement d'âge Callovien-Oxfordien basal, mais elle pourrait englober aussi bien le Bathonien que l'Oxfordien supérieur selon les points (Barféty et Gidon, 1983).

B) But de cette étude

Il s'agit de compléter les travaux des précédents auteurs, à partir de coupes dont certaines ont été levées banc par banc. La macrofaune étant pratiquement inexistante dans cette formation, seule l'étude des lames minces a pu permettre d'apporter les éléments de datation stratigraphique.

Les différentes coupes seront comparées à celles du Jurassique supérieur du Grand Renaud.

II) Etude sédimentologique du Jurassique supérieur, au Nord du lac du Vallon (fig. 58)

Les dépôts du Jurassique supérieur subissent une importante variation d'épaisseur entre le Nord et le Sud de la montagne du Grand Renaud. J'ai donc levé deux coupes distantes de

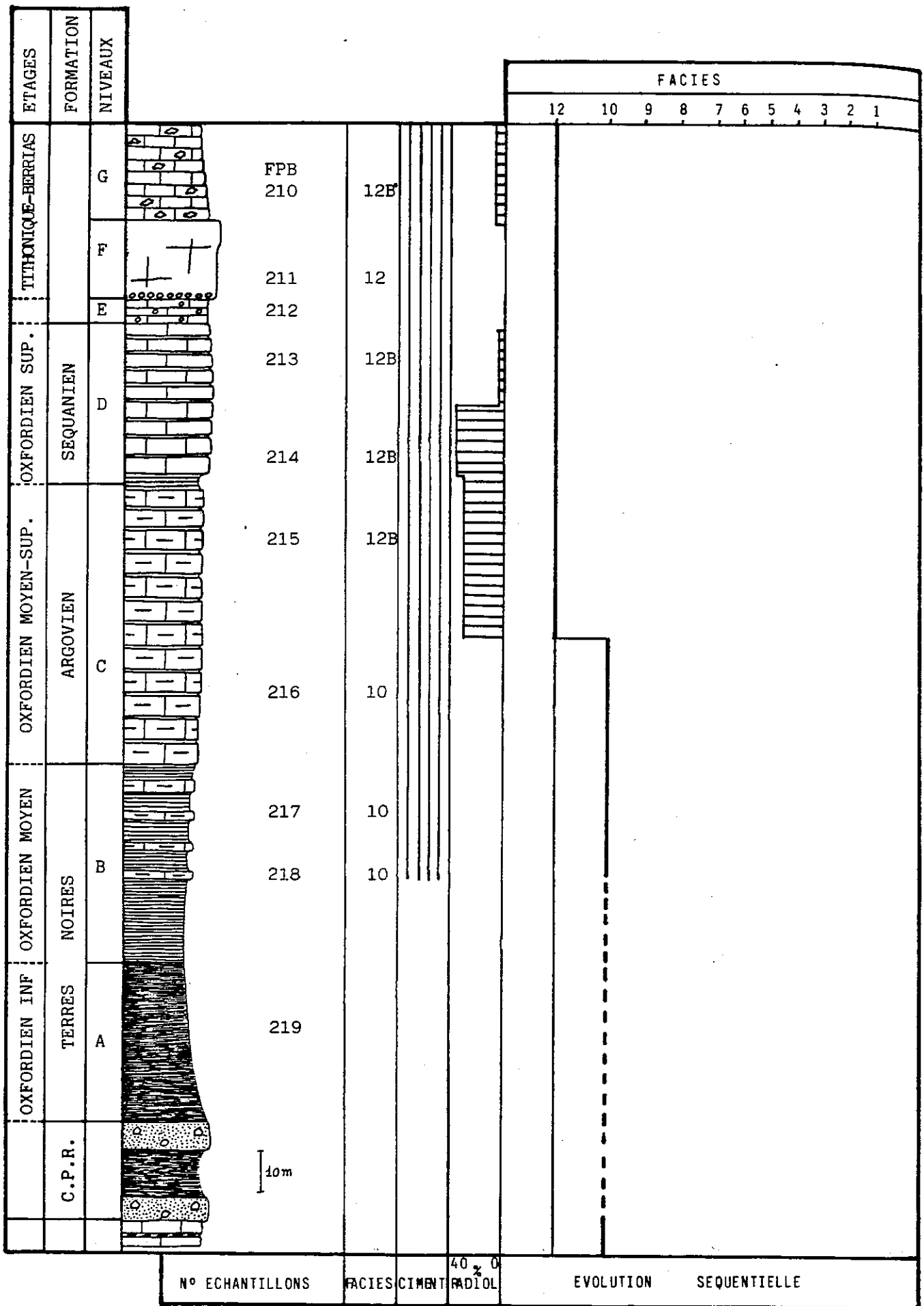


Fig. 53 - Evolution des microfaciès dans la coupe de l'arête nord du Grand renaud
 faciès 12 = pélagique ; faciès 10 = hémipélagique ; radiol = radiolaires

2300 mètres seulement, afin de mettre en évidence les importantes variations de faciès existant entre ces deux coupes ; les différents niveaux sont désignés de la même façon dans les deux coupes, grâce à un certain nombre d'analogies.

A) Coupe de l'arête nord du Grand Renaud (fig. 6, 53 et 54)

1) Description de la coupe

Cette coupe, épaisse de 240 mètres, présente à sa base deux niveaux de la formation du Petit Renaud (cf. chapitre IV) ; elle montre une succession stratigraphique continue des Terres Noires au Tithonique (la présence de ce dernier a été reconnue par Reboul en 1962). On y reconnaît sans peine la succession qui caractérise toutes les coupes du rebord subalpin des environs de Grenoble jusqu'au Dévoluy (Barfély et Gidon, 1983).

On distingue en effet, de bas en haut :

- A - Marnes noires (Terres Noires) datées par ammonites du sommet de l'Oxfordien inférieur-base de l'Oxfordien moyen (détermination R. Enay ; cf. fig. 6, p. 16) ;

- B - Calcschistes gris (Terres Noires) à intercalations de miches ocre ou de lits discontinus, d'épaisseur décimétrique, de calcaires argileux finement silteux à patine ocre. Ce niveau a été daté grâce à des ammonites de l'Oxfordien moyen (détermination R. Enay ; cf. fig. 6, p. 16).

En lame mince, il s'agit d'une micrite à rares foraminifères ;

- C - Calcaires argileux en gros bancs et à patine souvent ocreuse, datés de l'Oxfordien moyen ("Argovien") grâce à une ammonite (Dichomosphinctes de la zone à Plicatilis) récoltée au lac Labarre par J. Debelmas, et déterminée par R. Enay.

En lame mince, dans la partie inférieure de ce niveau, la micrite est pauvre en bioclastes, tandis que dans la partie supérieure, il s'agit d'une biomicrite claire à abondants radiolaires calcitisés ;

- D - Calcaires moins argileux à litage plus fin, de l'Oxfordien supérieur (Séquanien).

En lame mince, la partie inférieure de ce niveau correspond à une micrite claire à abondants radiolaires calcitisés, tandis que dans la partie supérieure, la micrite s'appauvrit en radiolaires ;

- E - Calcaires en bancs plus ou moins riches en joints marneux; ces derniers s'épaississent parfois pour donner des interlits marneux contenant des galets mous et des bancs dissociés.

En lame mince, il s'agit d'une micrite claire à radiolaires calcitisés et Saccocomidae ;

- F - Falaise tithonique : épaisse d'un vingtaine de mètres, elle est constituée de calcaires sublithographiques gris clair. La partie inférieure de ce niveau contient des galets mous ainsi que des bancs contournés et dissociés. Cette falaise se subdivise en deux barres, celle du dessus étant en surplomb dans la topographie.

En lame mince, il s'agit d'une micrite claire à rares encrines, Saccocomidae et débris de coquilles ;

- G - Alternance régulière de petits bancs de calcaires gris clair et de marnes du Berriasien (datés grâce à des Berriasselles : détermination J.P. Thieuloy). Les calcaires présentent une lamination. La partie inférieure de ce niveau se caractérise par la présence d'une brèche intraformationnelle à éléments de calcaires gris clair, arrondis et cimentés par une matrice à patine rouille.

En lame mince, il s'agit d'une micrite à radiolaires calcitisés.

2) Principales caractéristiques de cette coupe

L'évolution verticale de cette coupe (fig. 53) montre le passage des faciès hémipélagiques, en bas (notés faciès 10), aux faciès pélagiques, en haut (notés 12 dans la description des faciès ; cf. chap. II, § II). Ce passage se fait au sein d'une même formation (niveau C) par l'apparition des radiolaires dans une micrite claire ; les Saccocomidae, ne s'observent que dans la partie supérieure de cette coupe, à partir du niveau E. Dans les faciès hémipélagiques, par contre, la micrite sombre pauvre en bioclastes, contient de rares foraminifères, encrines et débris de coquilles.

La tendance générale de cette coupe est une augmentation, vers le haut, de la teneur en carbonates (dans les faciès pélagiques) aux dépens des argiles : en effet, les bancs deviennent de plus en plus calcaires et de plus en plus clairs au fur et à mesure que l'on monte dans la série (teneur en carbonates supérieure à 90% pour l'échantillon FPB 211).

On note la présence de bancs dissociés et contournés, sous

SE

NW

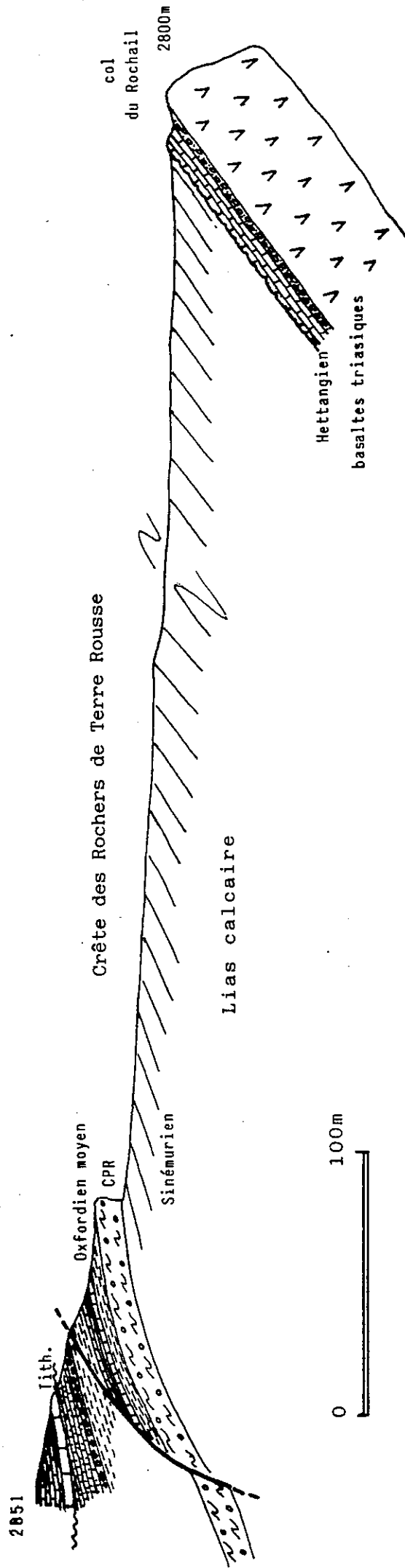
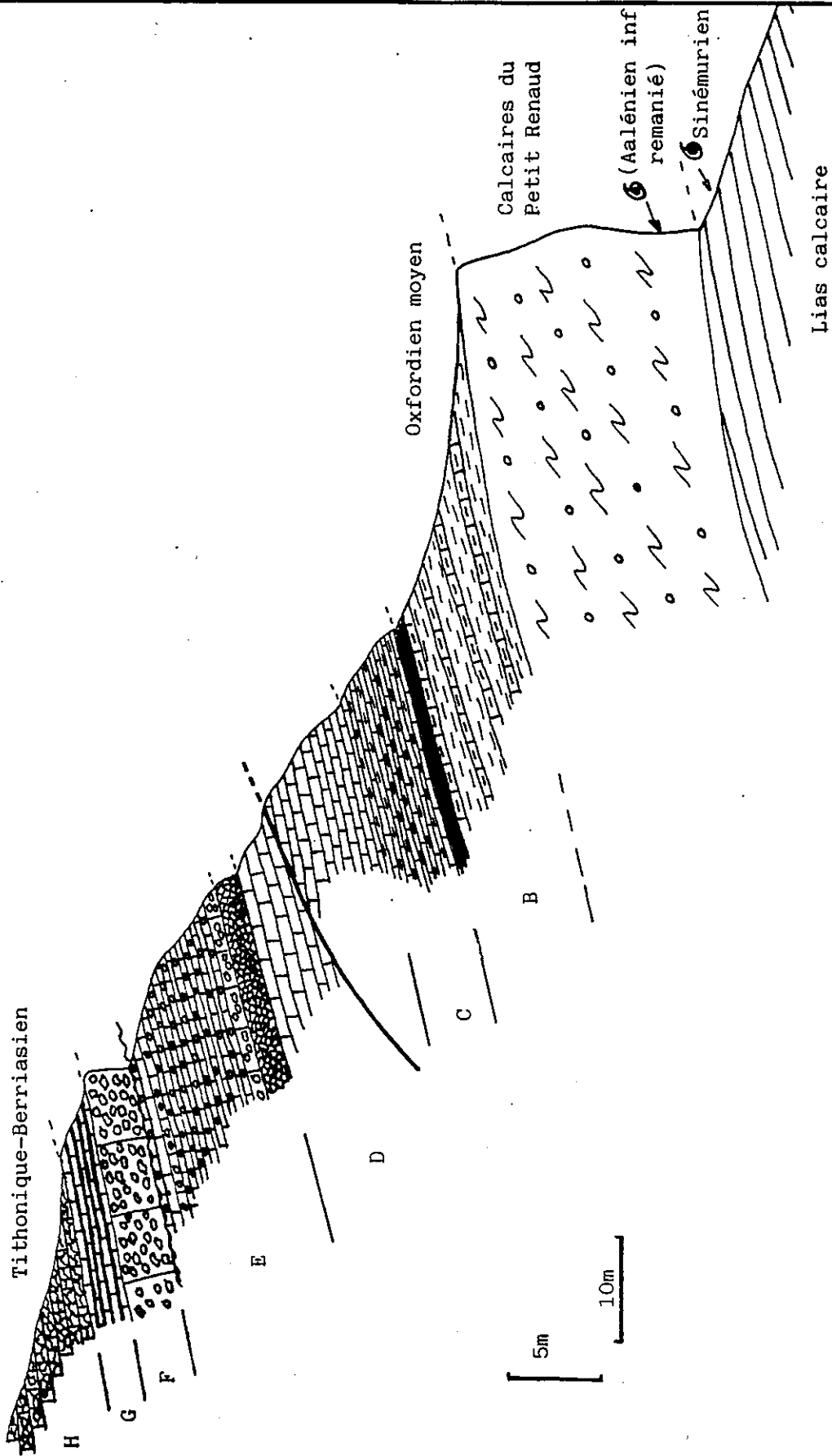


Fig. 55 - Coupe de la Crête des Rochers de Terre rousse, entre le point coté 2851m (au Nord) et le col du Rochail (au Sud).

NW

2851



SE

Fig. 56 - Détail de la partie supérieure de la Crête des Rochers de Terres rousse

la barre tithonique, à la partie inférieure de celle-ci, et l'existence de brèches intraformationnelles au-dessus de cette barre.

B) Coupe de la crête des rochers de Terre rousse (fig. 55, 56 et 58)

Cette coupe est située à 2300 mètres au Sud de la précédente.

1) Description de la coupe

Cette coupe, épaisse d'une trentaine de mètres, repose sur le "Lias calcaire" (partiellement érodé) par l'intermédiaire d'un niveau de calcaires noduleux à entroques (Calcaires du Petit Renaud ; cf. chapitre précédent). Au-dessus de ce niveau, on observe successivement de bas en haut (les corrélations établies permettent d'utiliser les symboles A, B, C... de la coupe précédente) :

- B - Calcschistes beiges (Terres Noires) qui renferment des rostrés de bélemnites, de nombreux gros articles de crinoïdes et des ammonites de l'Oxfordien moyen (Sowerbyceras tortisulcatum (d'Orb.), Campylites sp. et Perisphinctes (Otosphinctes) sp. : détermination R. Enay).

En lame mince, il s'agit d'une micrite pauvre en bioclastes.

- C - Bancs décimétriques de calcaires argileux gris-beige séparés par des joints marneux d'épaisseur centimétrique. Les bancs ont un aspect vacuolaire dû à la dissolution des nodules d'oxyde de fer. Les joints marneux contiennent de petits articles de crinoïdes.

En lame mince, il s'agit d'une micrite à rares radiolaires calcitisés, radioles d'échinodermes et débris de coquilles ;

- D - Calcaires argileux gris foncé en bancs décimétriques alternant avec des joints marneux centimétriques. L'épaisseur des bancs augmente vers le sommet de ce niveau.

En lame mince, il s'agit d'une micrite pauvre en foraminifères, radiolaires et radioles d'échinodermes. ;

- E - Calcaires bréchiques gris, en bancs centimétriques. Ce niveau débute par un banc métrique, mal lité, contenant d'abondants aptychi du Jurassique supérieur (Laevaptychus : aptychus épais à fins pores sur la face extérieure et fines

ETAGE	FORMATION	NIVEAUX	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		FIGURES SEDIMENT. ET CLASTES	ANALYSE MICROSCOPIQUE																
					CALCAIRE	MARNES		DUNHAM				MICRITE SPARITE	FIGURES SEDIM. ET CLASTES	DIAGENESE	FORAMINIFERES	RADIOLAIRES	SACCOCOMIDAE	CALPIONELLES	MICROFILAMENTS	RADIOLES	CRINOIDES	OOLITHES	PELOIDES	
								MUDSTONE	WACKSTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE													
					P	C																		
TITHON. SUP-BERRIASIEN		H		FPB																				
				513	G G G																			
				486																				
				521																				
				485																				
				484	B G																			
				483	B G																			
				482																				
				481	G G																			
				480	G G																			
OXFORD. MOY. TER. NOIRES	B		479	b G b																				
			478	b G b																				
			477																					
SINEMUR.	CALC. PETIT RENAUD																							

5m
10

Fig. 57 - Coupe de la Crête des Rochers de Terre Rousse.

cotes de croissance sur la face interne : détermination J.P. Thieuloy) et se termine par un banc décimétrique de calcaire spathique.

En lame mince, les calcaires bréchiques correspondent à des micrites contenant de rares entroques (échantillon FPB 482). Les bancs inférieur et supérieur correspondent chacun à une coulée de sable péloïdal qui a fourni, pour le premier, des microfilaments, et pour le second, un foraminifère remanié de grande taille ;

- F - Banc de calcaires bréchiques gris clair, épais de deux mètres. Ce banc correspond à la barre tithonique qui est ici fortement réduite en épaisseur. La base de ce banc repose en onlap (fig. 53) sur les couches sous-jacentes ; en effet, la partie inférieure de ce niveau est constituée par de petits bancs qui s'amincissent et disparaissent au contact des couches sous-jacentes

En lame mince, un échantillon prélevé dans ce niveau bréchique montre qu'il s'agit d'une brèche à éléments anguleux cimentés par de la sparite. Les lithoclastes de micrite contiennent des Saccocomidae associés à de rares oolithes, microfilaments et un gros foraminifère remanié (Spiralocornulus ; détermination A. Arnaud-Vanneau) caractéristique de milieux de dépôt peu profonds (infralittoral ?) ;

- G - Calcaires spathiques gris clair, en bancs décimétriques.

En lame mince, il s'agit d'un grainstone qui m'a fourni un gros Miliolidae, un fragment de Detraxia, un gros radiole d'échinoderme et un fragment de coquille d'huître. Ce cortège d'éléments remaniés est caractéristique des milieux de dépôts peu profonds ;

- H - Calcaires bréchiques gris clair, en bancs décimétriques.

En lame mince, il s'agit d'une brèche à lithoclastes de biomicrite à calpionelles et radiolaires remaniés dans une micrite à calpionelles. La microfaune est représentée par des Calpionella alpina et Tintinnopsella carpatica de la zone B du Tithonique supérieur-Berriasien basal (détermination : J. Remane), des Saccocomidae, des Globochaete, des fragments d'échinodermes, des radiolaires, et de rares foraminifères et oolithes. Signalons également la présence d'un lithoclaste provenant du niveau E (sable peloidal) remanié dans cette micrite à calpionelles.

2) Principales caractéristiques de cette coupe

Sur le plan stratigraphique, les parties inférieure et supérieure de cette coupe ont pu être datées, d'une part, grâce à des ammonites de l'Oxfordien moyen, et d'autre part, grâce à des calpionelles de la zone B du Tithonique supérieur-Berriasien basal.

Le niveau A de la coupe précédente est ici absent.

Sur le plan sédimentologique, c'est à partir du niveau C que l'on observe le passage progressif des faciès hémipélagiques (marnes noires et calcaires argileux) aux faciès pélagiques à radiolaires (calcaires francs). Il n'a été prélevé qu'un seul échantillon dans la partie intermédiaire de ce niveau, ce qui ne permet pas de dire si ce passage se fait à la partie inférieure ou au sein de ce niveau. Cette évolution se traduit par une diminution progressive des apports en matériel détritique (argiles provenant de l'érosion des continents) dans les faciès hémipélagiques puis pélagiques.

La barre tithonique (niveau F) est réduite à un banc de calcaires bréchiques épais de deux mètres seulement. Des calcaires spathiques se rencontrent de part et d'autre de cette "barre tithonique".

Les remaniements synsédimentaires sont caractérisés par des brèches intraformationnelles, par des coulées de sable péloïdal (niveau E) et par la présence d'une microfane provenant de zones peu profondes, inconnues à l'affleurement en Oisans.

Dans les niveaux bréchiques du Tithonique supérieur-Berriasien basal (niveau H), les calpionelles sont à la fois présentes dans les éléments remaniés et dans la matrice, ce qui signifie que le remaniement était contemporain du dépôt des micrites à calpionelles.

C) Comparaison entre ces deux coupes (fig. 58)

Bien que distantes l'une de l'autre de seulement 2300 mètres, ces deux coupes présentent d'importantes variations d'épaisseur, de lithologie et de microfaciès.

La coupe de la partie nord (arête nord du Grand Renaud) est sept fois plus épaisse que celle de la partie sud (crête des rochers de Terre rousse). Les Terres Noires, entre autres, diminuent d'épaisseur du Nord au Sud (disparition du niveau A). Il en est de même pour la barre tithonique qui passe de 20 m, au Nord, à seulement 2 m d'épaisseur, au Sud.

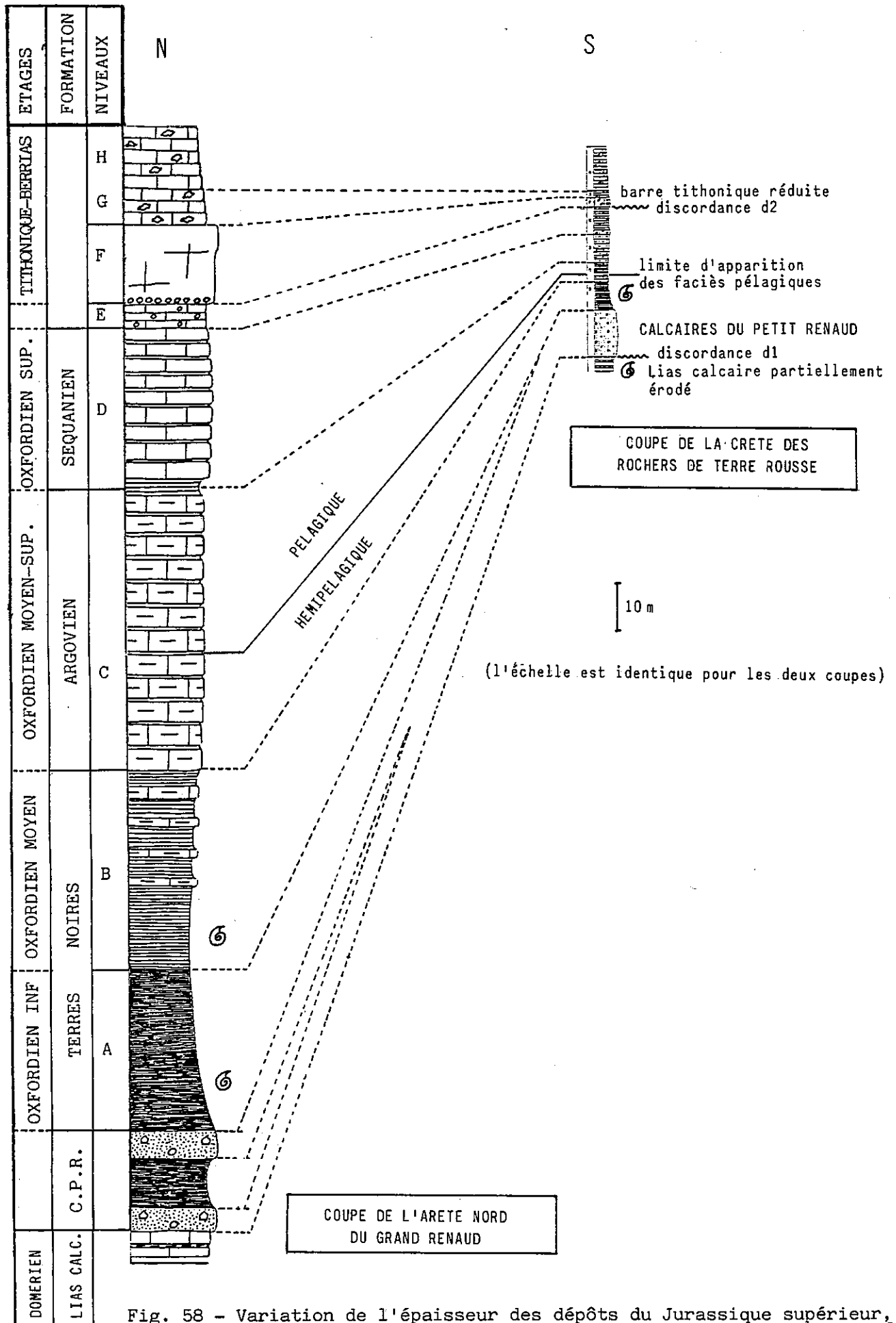


Fig. 58 - Variation de l'épaisseur des dépôts du Jurassique supérieur, au Nord du lac du Vallon (les deux coupes sont distantes de 2300 mètres)

Au point de vue lithologique, cette barre passe d'un calcaire sublithographique au Nord, à une brèche intraformationnelle, au Sud.

Au point de vue sédimentologique, le passage des faciès hémipélagiques aux faciès pélagiques se fait au sein du niveau C par l'apparition des radiolaires. L'approfondissement des milieux de dépôt est confirmé par la présence de Saccocomidae dans le niveau F.

L'enrichissement en carbonates dans la partie supérieure de la série est dû à une diminution progressive des apports en matériel détritique (argiles) lors du passage des faciès hémipélagiques aux faciès pélagiques.

La série est perturbée par des remaniements synsédimentaires à partir du niveau E (coulées de sable peloïdal), mais ces derniers sont perçus différemment dans la sédimentation des deux coupes.

Au Nord, des bancs dissociés et des galets mous apparaissent dès le niveau E et à la base de la barre tithonique (calcaire sublithographique du niveau F) ; les brèches intraformationnelles (niveau G) n'apparaissent qu'au-dessus de cette barre. En lame mince, les faciès pélagiques à radiolaires ne contiennent aucun élément remanié.

Au Sud, les niveaux à bancs dissociés et galets mous sont remplacés par des brèches intraformationnelles (niveaux E à H). La barre de calcaire sublithographique visible au Nord (niveau F) passe au Sud à un banc bréchi que qui repose en onlap sur les couches sous-jacentes.

L'examen en lames minces permet de mettre en évidence des remaniements synsédimentaires particulièrement importants dans la coupe de la partie sud. En effet, ils se manifestent par des coulées de sable peloïdal (niveau E) puis par des microbrèches (niveaux F et G) dans lesquelles sont fréquemment remaniés une microfaune ainsi que des éléments caractéristiques de zones peu profondes, inconnues à l'affleurement en Oisans.

Les différences existant entre ces deux coupes sont liées à une instabilité globale à l'échelle de la marge, ce qui permet d'envisager deux hypothèses :

- canyon sous-marin : dans la partie supérieure de la série (à partir du niveau E), les variations d'épaisseur et de faciès des différents niveaux, seraient dues au fait que la coupe de la partie nord correspondrait à une zone d'accumulation gravitaire (ce qui expliquerait son épaisseur plus importante), tandis que dans la partie sud, il y aurait eu transit, mais non dépôt des corps remaniés (coupe peu épaisse) ;

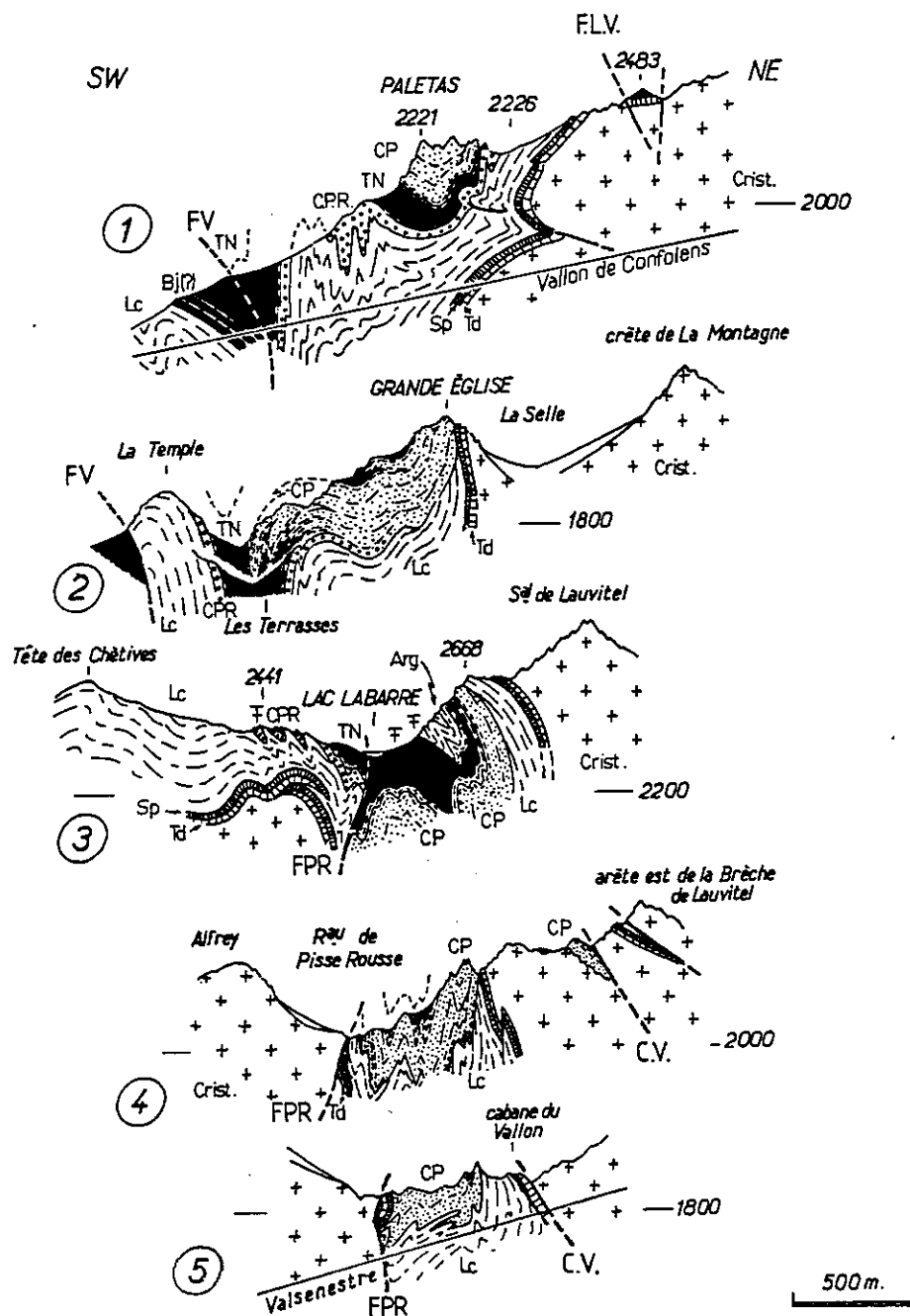


Fig. 59 — Structure du synclinal du lac Labarre.

Coupes séries échelonnées du NW (coupe 1) au SE (coupe 5).

Légende des notations stratigraphiques :

Comme sur la figure 5; en outre on a représenté par un figuré de tiretés les faciès noduleux de transition entre les calcaires du Paletas et les Terres Noires.

Légende des notations tectoniques :

FLV = Failles du lac du Vallon; FV = Faille du Vet : (cette faille orientée SW-NE est orthogonale au synclinal du lac Labarre mais ne recoupe que le Lias de son flanc ouest, sans décaler l'autre flanc (fig. 2); FPR = Faille de Pisse Rousse (presque confondue avec le tracé du flanc SW du synclinal); CV = Chevauchement de Valsenestre.

On notera surtout :

- en coupe 3 la position des Calcaires du Paletas (CP) sous des niveaux fossilifères (≠) oxfordiens;
- en coupe 2 le passage latéral (en série redressée, subverticale) des Calcaires du Paletas aux Terres Noires;
- dans les coupes 1, 2 et 3 l'absence des Calcaires du Paletas dans le flanc W du synclinal (les calcaires du Petit Renaud, CPR, disparaissent également plus loin vers l'Ouest);
- en coupe 4 le repos direct des calcaires du Paletas sur le Trias ou sur le cristallin;
- en outre la coupe 5 montre les indentations, d'origine non élucidée, du Lias calcaire et des calcaires du Paletas dans les falaises de rive droite du torrent du Rif de Valsenestre.

(figures et texte de Barféty et Gidon, 1983)

- bloc basculé : la réduction d'épaisseur de la série du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur et en particulier la disparition du niveau A dans la coupe de la partie sud, seraient liées à un basculement du substratum, responsable, entre autre, de l'apparition d'une discordance intraformationnelle sous la barre tithonique (notée d2 sur la fig. 58).

La barre tithonique est affectée par des chevauchements qui pourraient avoir été, à l'origine (avant les compressions alpines), des failles normales liées à l'activité du bloc basculé (deuxième hypothèse), ou des failles de tassement situées en bordure d'un canyon sous-marin (première hypothèse).

Les différentes conclusions déduites de l'observation de la séries du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de la montagne du Grand Renaud seront appliquées à la formation des Calcaires du Paletas, dans l'étude qui suit (§ III). En effet, cette formation est interprétée comme étant un équivalent latéral des Terres noires.

III) Etude des différentes coupes de la formation des Calcaires du Paletas

A) Introduction

Le secteur étudié correspond à la partie méridionale du secteur couvert par la carte géologique du massif du Rochail-Lauvitel (fig.3a et 3c). Il s'agit du synclinal du lac Labarre (orienté NW-SE) à substratum liasique et à remplissage de Terres Noires et de Calcaires du Paletas.

Afin d'étudier l'évolution sédimentologique de ces derniers, j'ai levé des coupes, en partie banc par banc, sur quatre des cinq sections transversales réalisées par Barféty et Gidon (1983) (fig.59). La coupe du rocher du Paletas n'a pas pu être levée car les affleurements sont difficilement accessibles ; dans cette dernière, les Calcaires du Paletas reposent sur les Terres Noires.

B) Description des différentes coupes

1) Coupe de la partie inférieure du ruisseau de Gnion, au pied sud-ouest des Rochers de la Grande Eglise (fig. 59 coupe 2, fig. 60 et 61)

Les affleurements du ruisseau de Gnion permettent

ETAGE	FORMATION	NIVEAUX	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		FIGURES SEDIMENT. ET CLASTES	ANALYSE MICROSCOPIQUE																
					CALCAIRE			MARNES	DUNHAM				MICRITE SPARITE	FIGURES SEDIM. ET CLASTES	DIAGENESE	FORAMINIFERES	RADIOLAIRES	SACCOCOMIDAE	CALPIONELLES	MICROFILAMENTS	RADIOLES	CRINOIDES	SPICULES	FINS BIOCLASTES
					P	C			MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE												
OXFORD.	T.NOIRES	7																						
		6		FPB 284																				
				285				✓																
		5		179																				
				286				✓																
		4			GG G																			
				287				✓																
		3			GB G G																			
				180																				
		2			GB G																			
				288																				
		1																						

Fig. 60 - Coupe des Calcaires du Paletas du ravin de Gnion (partie inférieure)

d'observer le passage latéral progressif des Calcaires du Paletas aux Terres Noires. Cette coupe qui est orientée des Calcaires du Paletas, à la base, vers les Terres Noires, au sommet (fig. 60) sera comparée avec celle de la partie supérieure, car ces deux coupes ne sont pas isolées, mais connectées selon une structure en voûte, visible sur le terrain (fig. 59 coupe 2 et fig. 61 ; cf. § III c) et séparées par une discordance.

a) Description de la coupe

On observe successivement de bas en haut :

- 1 - Calcaires massifs gris clair.
- 2 - Calcaires gris clair en bancs décimétriques à métriques. Les bancs calcaires présentent quelques fines membranes silicifiées qui se développent parallèlement à la stratification.

En lame mince, il s'agit d'une micrite claire à radiolaires calcitisés.

- 3 - Alternance de calcaires gris clair en bancs décimétriques et de marnes grises d'épaisseur décimétrique à métrique. Les bancs montrent des signes de dissociation qui deviennent de plus en plus importants dans la partie supérieure ;

- 4 - Marnes grises abondantes contenant des bancs de calcaires gris clair peu épais, dissociés, ayant l'aspect de miches (longues de 10 à 30 cm et épaisses de 5 cm) ;

- niveau 5 : des marnes gris foncé contenant des bancs dissociés, des bancs contournés et de gros galets mous (slump balls) de calcaires argileux gris ;

- 6 - Marnes noires à aspect de Terres Noires contenant quelques bancs de calcaires argileux dissociés.

En lame mince, il s'agit d'une micrite sombre à rares radiolaires calcitisés ;

- 7 - Marnes noires correspondant aux Terres Noires.

b) Principales caractéristiques de cette coupe

Les niveaux, calcaires dans la partie inférieure de la coupe, deviennent de plus en plus argileux dans la partie supérieure. On observe également une diminution de l'épaisseur des bancs ainsi que leur dissociation gravitaire qui est de

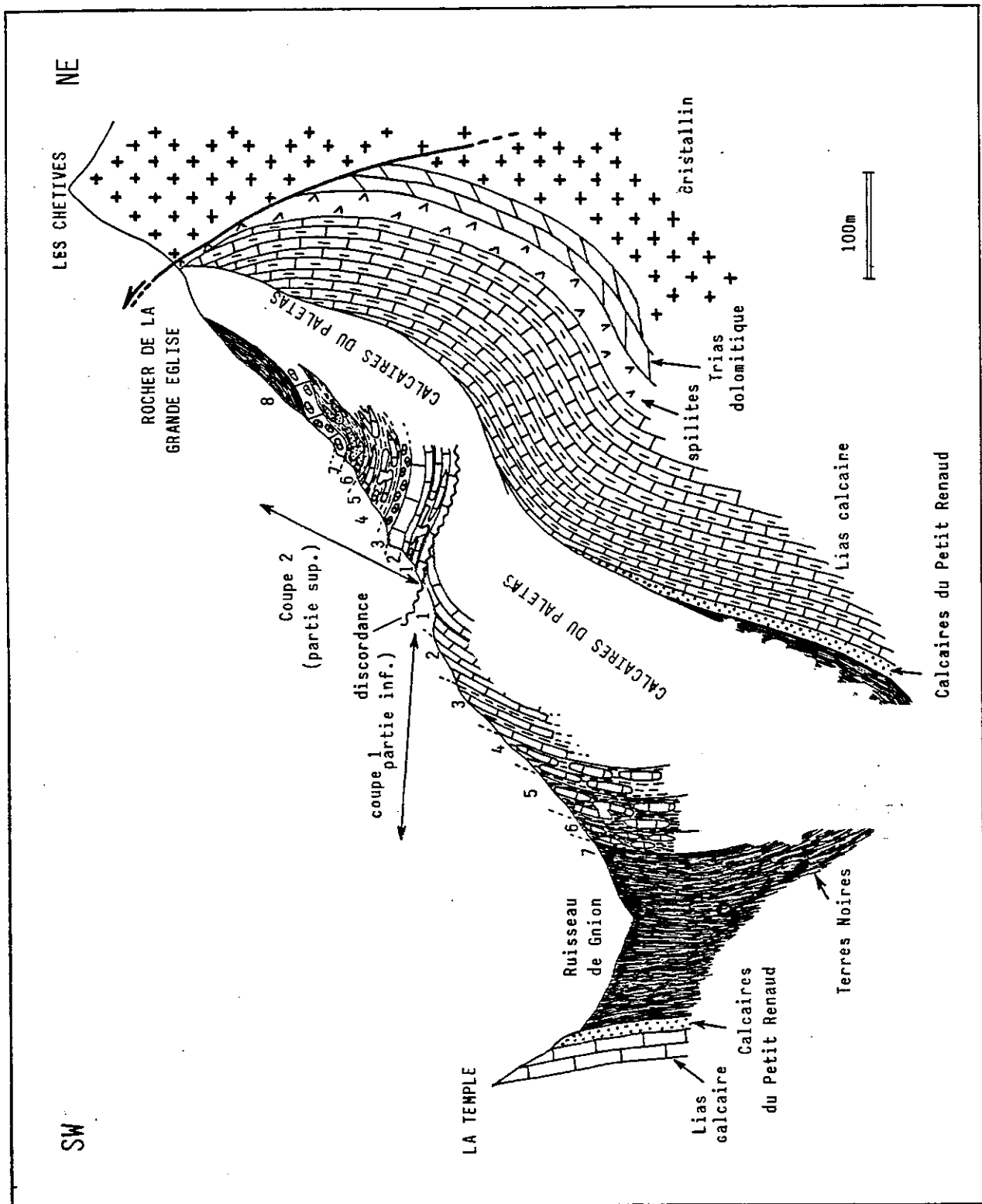


Fig. 61 - Schéma montrant l'emplacement des deux coupes réalisées dans les Calcaires du Paletas le long du ruisseau de Gnon. Les coupes 1 et 2 sont décrites aux pages 159 et 163.

plus en plus importante au fur et à mesure que l'on monte dans la série.

Le passage vers le haut des Calcaires du Paletas aux Terres Noires se fait par l'intermédiaire de bancs dissociés et de galets mous (slump balls) dont le nombre diminue corrélativement à une augmentation de l'importance des niveaux marneux.

2) Coupe de la partie supérieure du ruisseau de Gnon, au pied sud-ouest des Rochers de la Grande Eglise (fig. 62)

Cette coupe a été levée afin de mettre en évidence des variations latérales de faciès existant entre cette coupe et celle qui vient d'être décrite.

a) Description de la coupe

La base de cette coupe se caractérise par l'existence d'une discordance interne d'environ 20° au sein des Calcaires du Paletas (l'angle est ouvert vers le Sud-Ouest ; fig. 64). Au-dessus de cette discordance, on observe successivement :

- 1 - Calcaires gris clair en bancs décimétriques à métriques. Dans le détail, ces bancs sont pratiquement tous dissociés ; les bancs contournés y sont fréquents (fig. 63).

En lame mince, il s'agit d'une micrite claire à radiolaires calcitisés.

- 2 - Barre constituée de calcaires massifs gris clair ; elle est affectée par une faille normale (N165-80W) (fig. 65). Le passage du niveau 1 au niveau 2 se fait en continuité. Des membranes silicifiées millimétriques, ondulées (parfois épaisses), se développent parallèlement à la stratification ; lorsqu'elles sont jointives, ces membranes individualisent des nodules calcaires d'origine diagénétique (fig. 26). Ces derniers sont présents uniquement dans la partie inférieure de ce niveau, car dans la partie supérieure, les membranes qui sont en général trop espacées les une des autres, ne permettent pas l'individualisation de ces nodules diagénétiques.

Il existe un lit de silex à la partie inférieure et un autre à la partie supérieure de ce niveau.

L'examen en lame mince d'un échantillon prélevé dans le niveau 2, montre qu'il s'agit d'une micrite claire à radiolaires calcitisés, Saccocomidae et débris de coquilles.

- 3 - Brèche hétérogène à lithoclastes de calcaires gris, gris

ETAGE	FORMATION	NIVEAUX	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		FIGURES SEDIMENT. ET CLASTES	ANALYSE MICROSCOPIQUE															
					CALCAIRE	MARNES		DUNHAM				MICRITE SPARITE	FIGURES SEDIM. ET CLASTES	DIAGENESE	FORAMINIFERES	RADIOAIRES	SACCOCONIDAE	CALPIONELLES	MICROFILAMENTS	RADIOLES	CRINOIDES	SPICULES	FINS BIOCLASTES
								P	C	MUDSTONE	WACKSTONE												
VALANGINIEN; TITHON.	PALETAS DU	8																					
		7	FPB 313	GB G		Δ																	
			312																				
		6	184 311	b G N		~					X												
			183																				
		5	310				~																
		4		GB G G		~																	
			309				~																
		3	308			Δ O					Δ	~											
			307		GB G																		
			182 181 303								Δ	~				?							
			302 301 300									~											
		1	299 298 297				~																
			296 295 294 293				5m																
			292 291 289		GB G		~																

Fig. 64 - Coupe des Calcaires du Paletas du ravin de Gniön (partie supérieure)

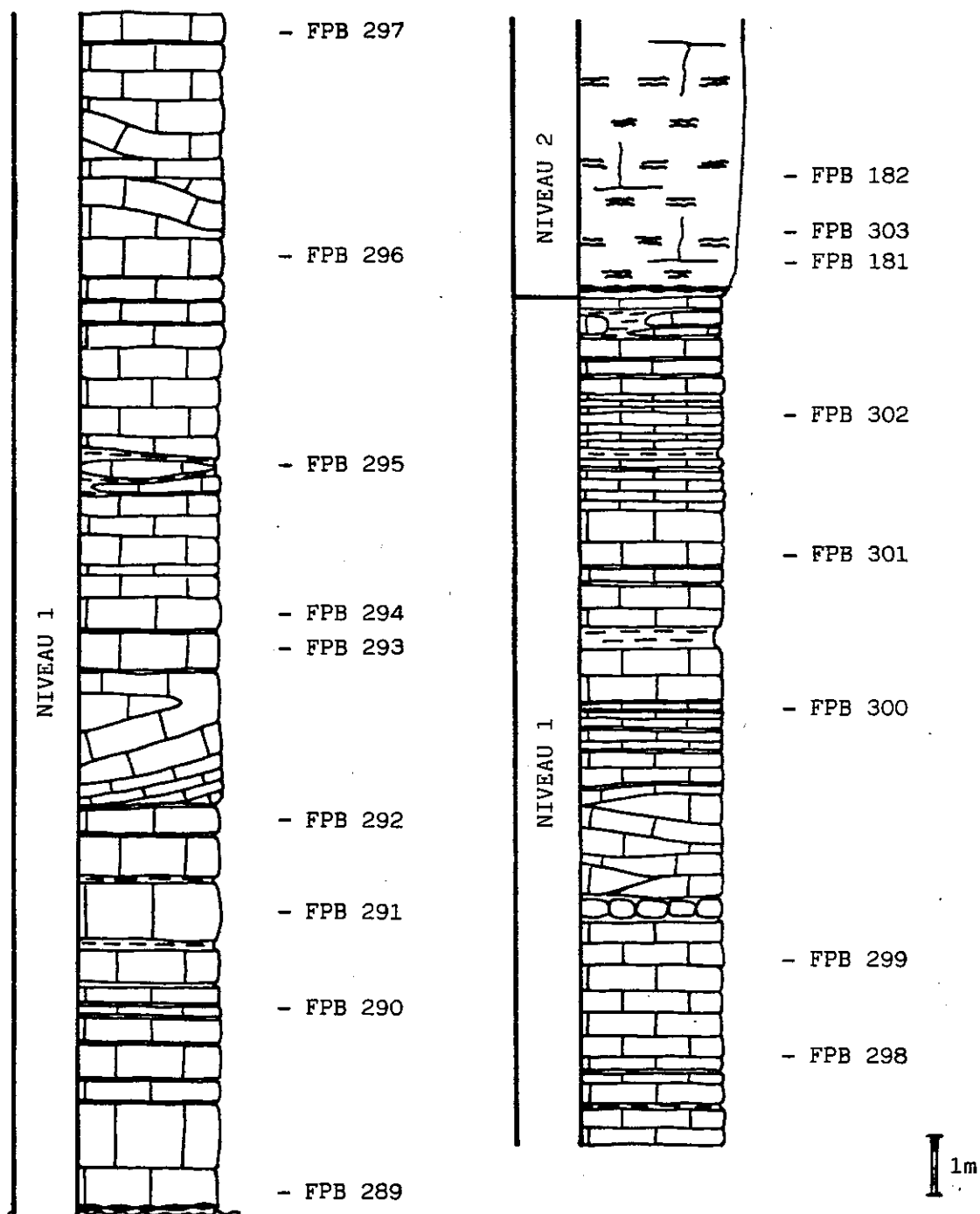
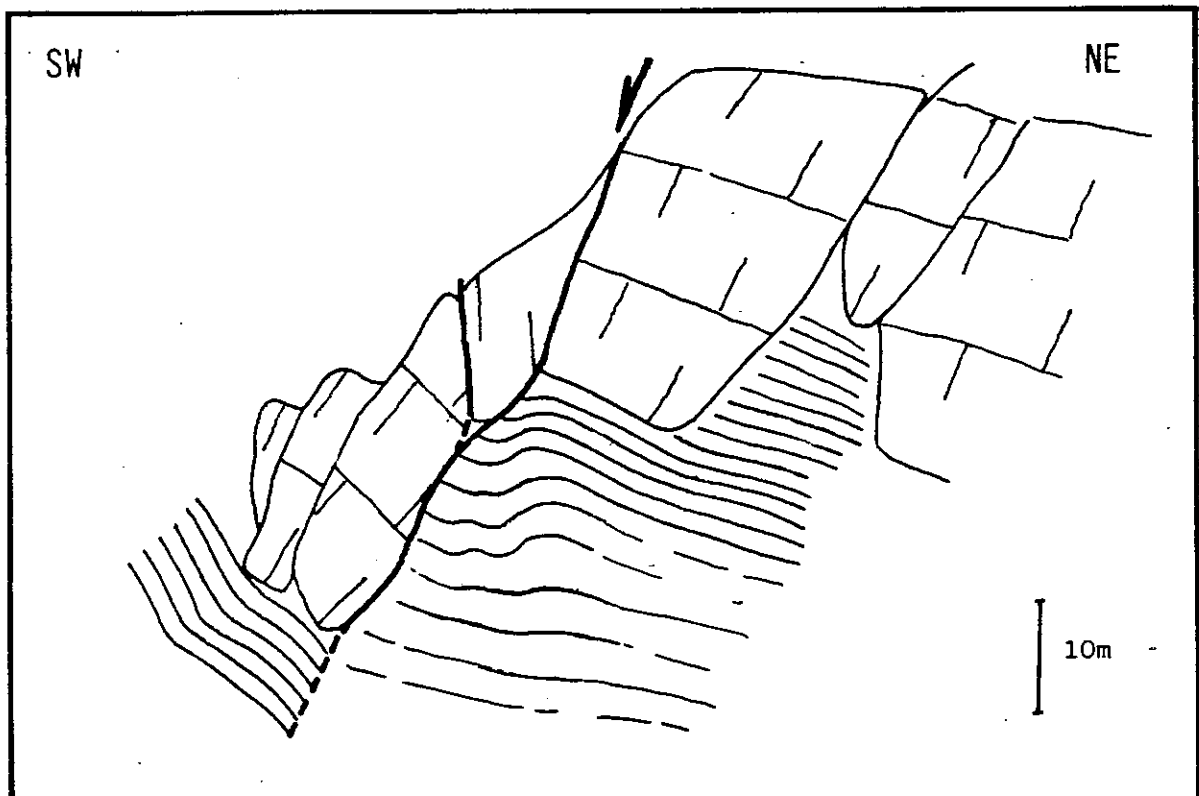
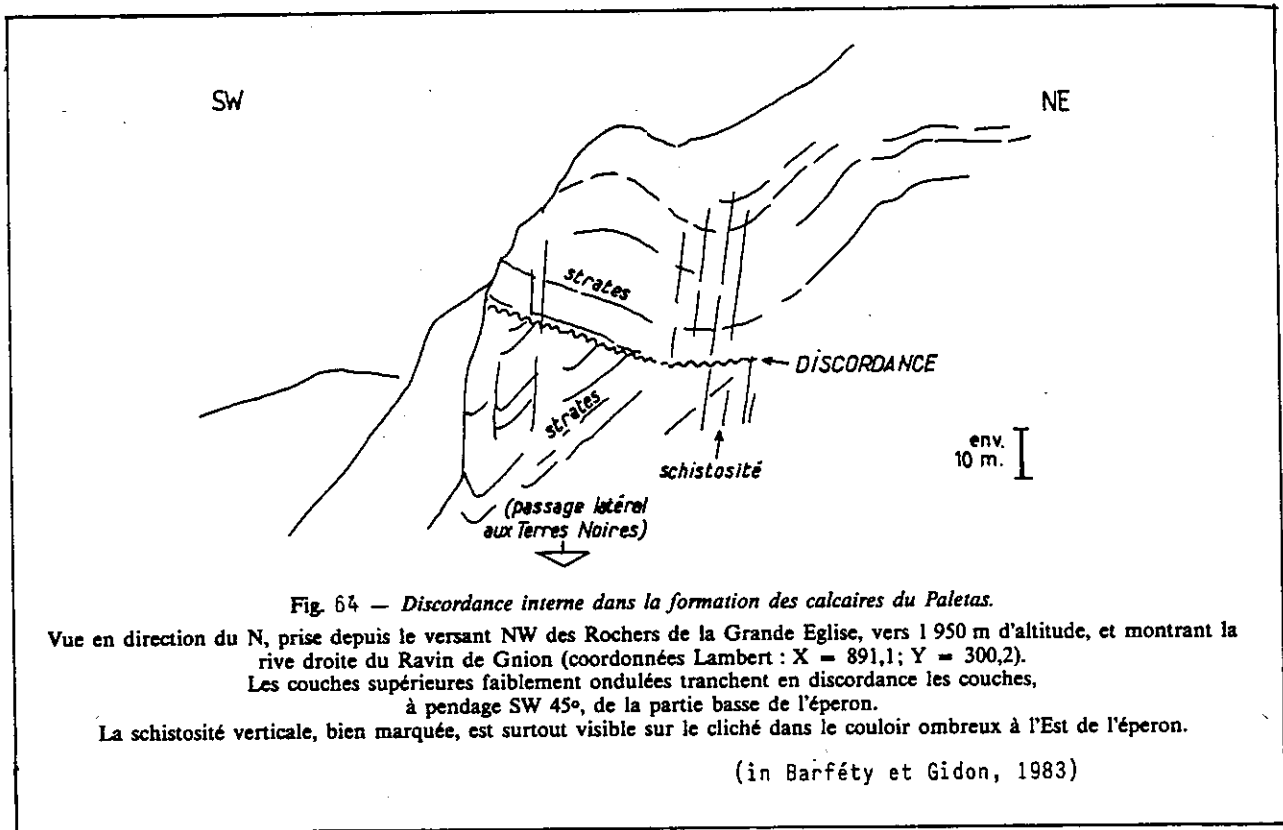


Fig. 63 - Détail des niveaux 1 et 2, et position des différents échantillons prélevés dans la coupe de la partie supérieure du ravin de Gnion



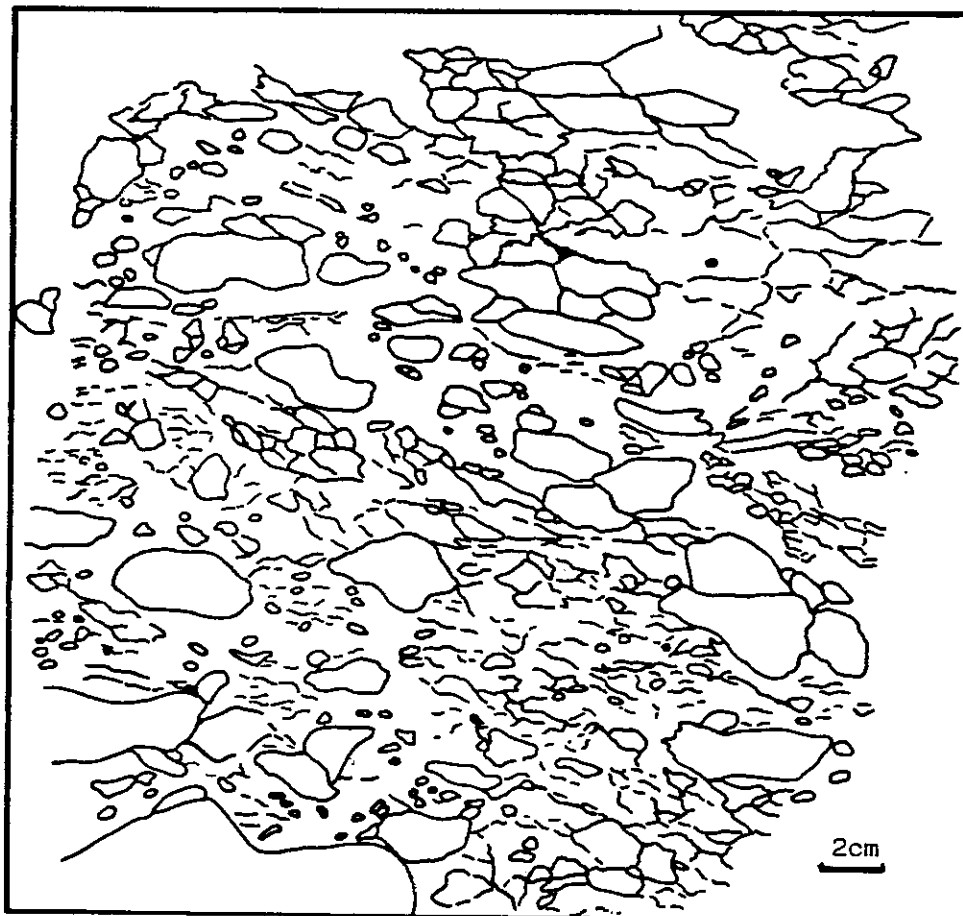


Fig. 66 - Réseau de membranes développées dans la matrice et au contact des éléments de cette brèche synsédimentaire (niveau 3 de la coupe de la partie supérieure du ravin de Gnion).

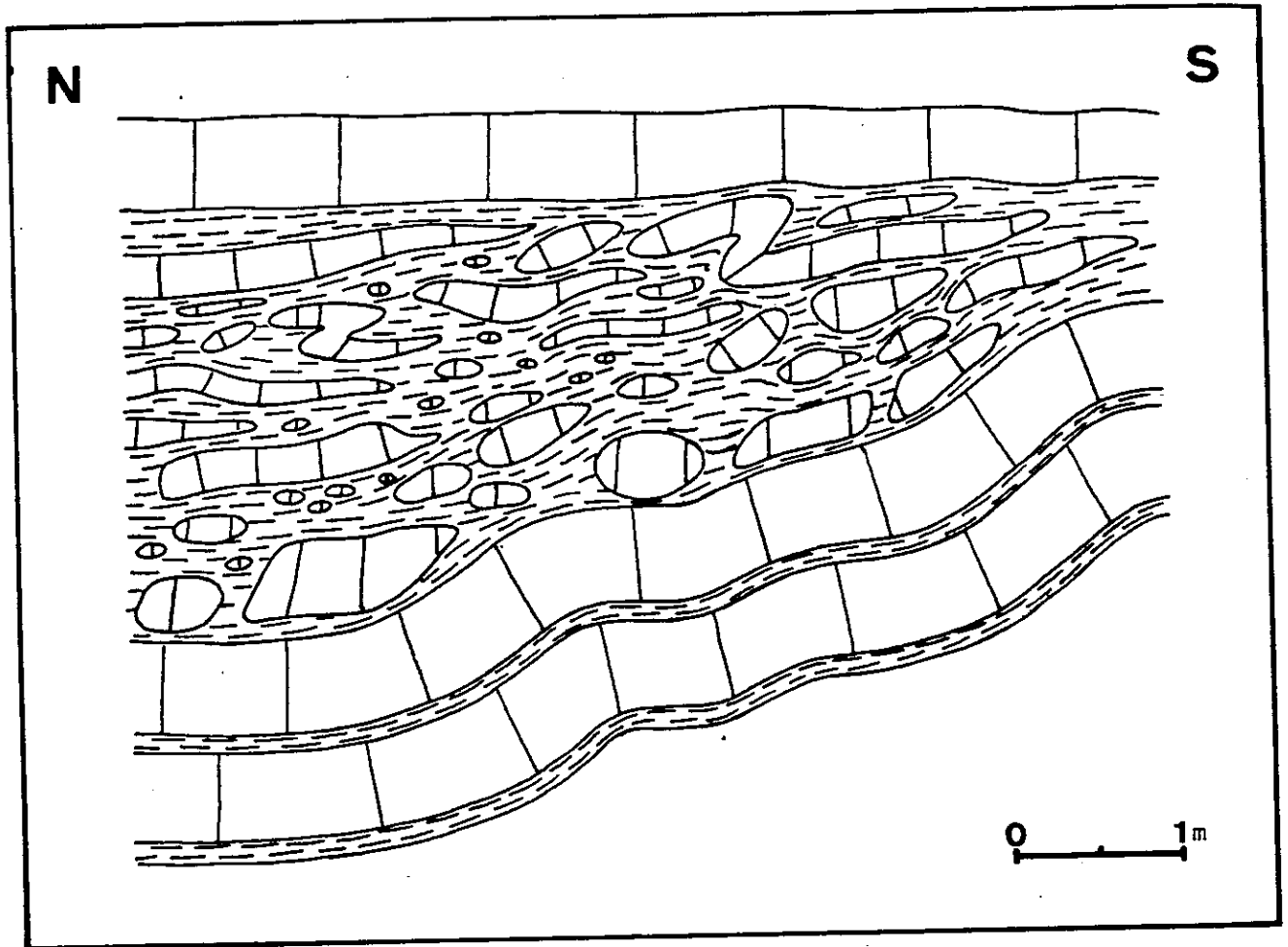


Fig. 67 - Slumps, bancs dissociés, blocs et galets calcaires ; la terminaison
des bancs en pointé, témoigne d'une mise en place à partir de bancs incom-
plètement indurés (niveau 4 de la coupe de la partie supérieure du ravin de
Gnion).

clair et rouille. On y distingue localement des niveaux présentant un granoclassement, une pauvreté en éléments, ou bien une variété dans la nature des éléments. Un réseau de stylolites se développe irrégulièrement dans la matrice (fig.66) et autour des éléments.

En lame mince, il s'agit d'une microbrèche intraformationnelle à éléments de biomicrite à calpionelles et Saccocomidae remaniés dans une biomicrite à calpionelles (Tintinopsella carpathica, Calpionella alpina) de la zone B du Tithonique supérieur-Berriasien basal (détermination J Remane).

- 4 - Calcaires gris clair en bancs décimétriques dissociés et joints marneux silicifiés (ces derniers sont parfois remplacés par des lits de silex irréguliers). Les bancs de calcaires donnent par dissociation, des bancs contournés et des galets mous (slump balls) emballés dans des marnes silicifiées qui deviennent de plus en plus abondantes dans la partie supérieure de ce niveau. L'épaississement des bancs se fait vers le Nord (fig.67).

Les membranes délimitant des nodules diagénétiques sont absentes dans les bancs de la partie inférieure de ce niveau ; par contre, elles sont particulièrement bien développées dans les marnes silicifiées.

En lame mince, il s'agit d'une micrite à radiolaires calcitisés.

- 5 - Alternance de calcaires argileux gris et de marnes gris foncé. Les bancs sont pratiquement tous dissociés.

En lame mince, il s'agit d'une micrite à radiolaires calcitisés et calpionelles (ces dernières n'ont pas pu être déterminées).

- 6 - Marnes noires contenant des bancs contournés, des bancs dissociés et des lithoclastes arrondis de calcaire. Les calcaires sont soit analogues à ceux existant dans le niveau précédent, soit finement gréseux et ocre en patine. Les marnes présentent des laminations : il s'agit d'une alternance régulière de lamines millimétriques noires et gris clair.

Les lithoclastes et les bancs dissociés présents à la partie inférieure de ce niveau, sont enrobés par une pellicule d'oxyde de fer épaisse de 4 mm. Ces bancs se terminent généralement en pointe, à une de leurs extrémités.

Ces calcaires ocre ressemblent à ceux formant le ressaut qui affleure au Nord du Rocher du Grand Renaud (point 2710) ainsi qu'au Pic du col d'Ornon : ces derniers y ont été attribués au Valanginien par analogie de faciès avec des couches identiques se développant à la bordure nord-est du

Dévoluy, 25 km plus au Sud-Est (Barféty et Gidon, 1983).

En lame mince, il s'agit soit d'une micrite à radiolaires calcitisés, soit d'un grainstone finement bioclastique (dans le cas des bancs de calcaire ocre, finement gréseux) renfermant quelques foraminifères ; parmi ces derniers, on a pu déterminer une Citella fayrei qui a permis de dater ces calcaires gréseux ocre, du Valanginien-Hauterivien (détermination, A. Arnaud-Vanneau).

- 7 - Brèche monogénique de calcaires gris clair en bancs d'épaisseur décimétrique, mais irréguliers. Les éléments de la brèche sont jointifs et ont une forme amygdalaire ; ils sont délimités par de fines membranes silicifiées.

En lame mince, il s'agit d'une micrite à radiolaires calcitisés.

- 8 - Marnes noires ayant un aspect de Terres Noires. Bien que ces marnes n'aient fourni ici, aucun élément de datation, elles sont en continuité latérale avec un niveau qui a été daté de l'Oxfordien inférieur, au lac Labarre.

b) Principales caractéristiques de cette coupe

La présence d'une discordance intraformationnelle à la base de cette coupe peut :

- soit traduire l'existence de mouvements de basculement syn-sédimentaire du substratum vers le Sud-Ouest ;
- soit correspondre à une section de surface d'ablation syn-sédimentaire en bordure d'un canyon.

Au-dessus de cette discordance, les fréquents remaniements synsédimentaires sont mis en évidence grâce aux nombreuses figures de glissements gravitaires (bancs dissociés, bancs contournés, galets mous) que l'on rencontre dans tous les niveaux de cette coupe. Les bancs, contournés ou non, se terminent latéralement en pointe ce qui semble indiquer que ce matériel resédimenté provenait de bancs incomplètement indurés.

Le développement d'une texture noduleuse est soit synsédimentaire (il s'agit alors de nodules diagénétiques apparus par compaction différentielle) soit hérité de la diagenèse (il s'agit alors d'un réseau de stylolites liés à des phénomènes de pression-solution).

La tendance générale de cette coupe est un enrichissement en argiles vers le haut, aux dépens des calcaires francs : en effet, il existe des calcaires massifs à la partie inférieure

de la coupe qui devient plus marneuse dans sa partie supérieure: par rapport à la coupe précédente, il existe, ici, un niveau calcaire (noté 7) sous les marnes noires marquant la fin de la coupe.

La brèche (niveau 3) existant au-dessus des calcaires massifs, contient des éléments bien individualisés, mais il n'existe plus de fragments de bancs. Cette brèche pourrait être en relation avec le jeu normal de la faille qui affecte la barre de calcaires massifs sous-jacents (fig. 65).

Au point de vue microscopique, bien que les micrites à radiolaires existent pratiquement dans tous les niveaux de cette coupe, le fait nouveau est la présence d'une microfauve permettant de dater stratigraphiquement certains niveaux : il s'agit des calpionelles (zone B : Tithonique supérieur-Berriasien basal) et d'une Citaella favrei (Valanginien-Hauterivien).

Le niveau 6 est constitué par des marnes noires à intercalations de calcaires finement bioclastiques correspondant probablement à de fines turbidites. Dans le bassin vocontien, ce type de turbidites existe uniquement dans le Valanginien (Tangri, 1980) et non dans l'Hauterivien, car il n'existe plus de plate-forme à cette époque. Le niveau 6 correspondrait donc à des dépôts du Valanginien probable.

A la base de ce niveau 6, les bancs et les galets mous calcaires resédimentés dans les marnes noires, présentent une pellicule d'oxydation sur toute leur surface. Si ces éléments provenaient d'un hard-ground, ils auraient été partiellement oxydés, ce qui n'est pas le cas ici. L'altération de ces éléments a dû se produire lors du transport par des courants oxydants ; par la suite, ces éléments se sont resédimentés dans des marnes noires qui correspondent plutôt à des dépôts en milieu confiné (réducteur).

On peut donc mettre en évidence dans cette coupe, l'existence d'une série normale du Jurassique terminal-Crétacé inférieur. Mais cette coupe se termine par des marnes noires (niveau 8) qui seraient soit des dépôts de l'Hauterivien, soit des Terres Noires oxfordiennes remaniées ; ce problème des rapports Calcaires du Paletas-Terres Noires sera discuté dans le paragraphe C.

3) Coupe du lac Labarre (fig. 59 coupe 3 et fig. 68)

a) Description de la coupe

La coupe se présente ici en série inverse correspondant au flanc nord-est d'un synclinal à coeur de Terres Noires (Oxfordien inférieur) et de calcaires de l'Oxfordien moyen (fig. 59, coupe 3). La formation des Calcaires du Paletas repose en discordance sur les couches du Lias calcaire.

On observe successivement de bas en haut :

- 1 - Calcaires gris clair en bancs centimétriques à décimétriques, irréguliers et fréquemment dissociés. Dans la partie supérieure de ce niveau, les bancs présentent des membranes silicifiées disposées parallèlement à la stratification ; le dernier banc est le seul à contenir des nodules diagénétiques de forme amygdalaire, individualisés par ces membranes silicifiées.

En lame mince, ces calcaires correspondent à des biomicrites à radiolaires calcitisés.

- 2 - Les bancs de ce niveau reposent sur les précédents avec un pendage plus faible, par l'intermédiaire d'une surface de discordance ou de ravinement. Dans la partie supérieure de ce niveau, les bancs présentent des membranes silicifiées bien développées, délimitant des nodules diagénétiques.

En lame mince, les calcaires de ce niveau correspondent à des biomicrites à radiolaires calcitisés.

- 3 - Calcaire massif gris clair contenant peu de membranes silicifiées. Il existe un lit régulier de silex à la base, et un autre à la partie supérieure de ce niveau.

En lame mince, il s'agit de biomicrites à Saccocómidae et spicules.

- 4 - Ensemble chaotique constitué de calcaires gris clair en bancs dissociés et contournés, resédimentés dans des marnes noires.

- 5 - La partie inférieure de ce niveau est constituée par une alternance de bancs décimétriques de calcaires beige en patine, et de marnes noires. Dans la partie supérieure, les bancs sont dissociés, contournés et remaniés dans des marnes noires.

En lame mince, ces calcaires correspondent à des biomicrites à radiolaires calcitisés.

ETAGE	FORMATION	NIVEAUX	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		FIGURES SEDIMENT. ET CLASTES	ANALYSE MICROSCOPIQUE															
					CALCAIRE	MARNES		DUNHAM				MICRITE SPARITE	FIGURES SEDIM. ET CLASTES	DIAGENESE	FORAMINIFERES	RADIOLAIRES	SACCOCOMIOAE	CALPIONELLES	MICROFILLEMENTS	RADIOLES	CRINOIDES	SPICULES	FINS BIOCLASTES
								MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE												
					P	C																	
TITHON. VALANGINIEN	CALCAIRES DU PALETAS	10																					
		9																					
		8																					
		7																					
		6																					
		5																					
		4																					
		3																					
		2																					
		1																					
LIAS CALC.																							

Fig. 68 - Coupe des Calcaires du Paletas du lac Labarre

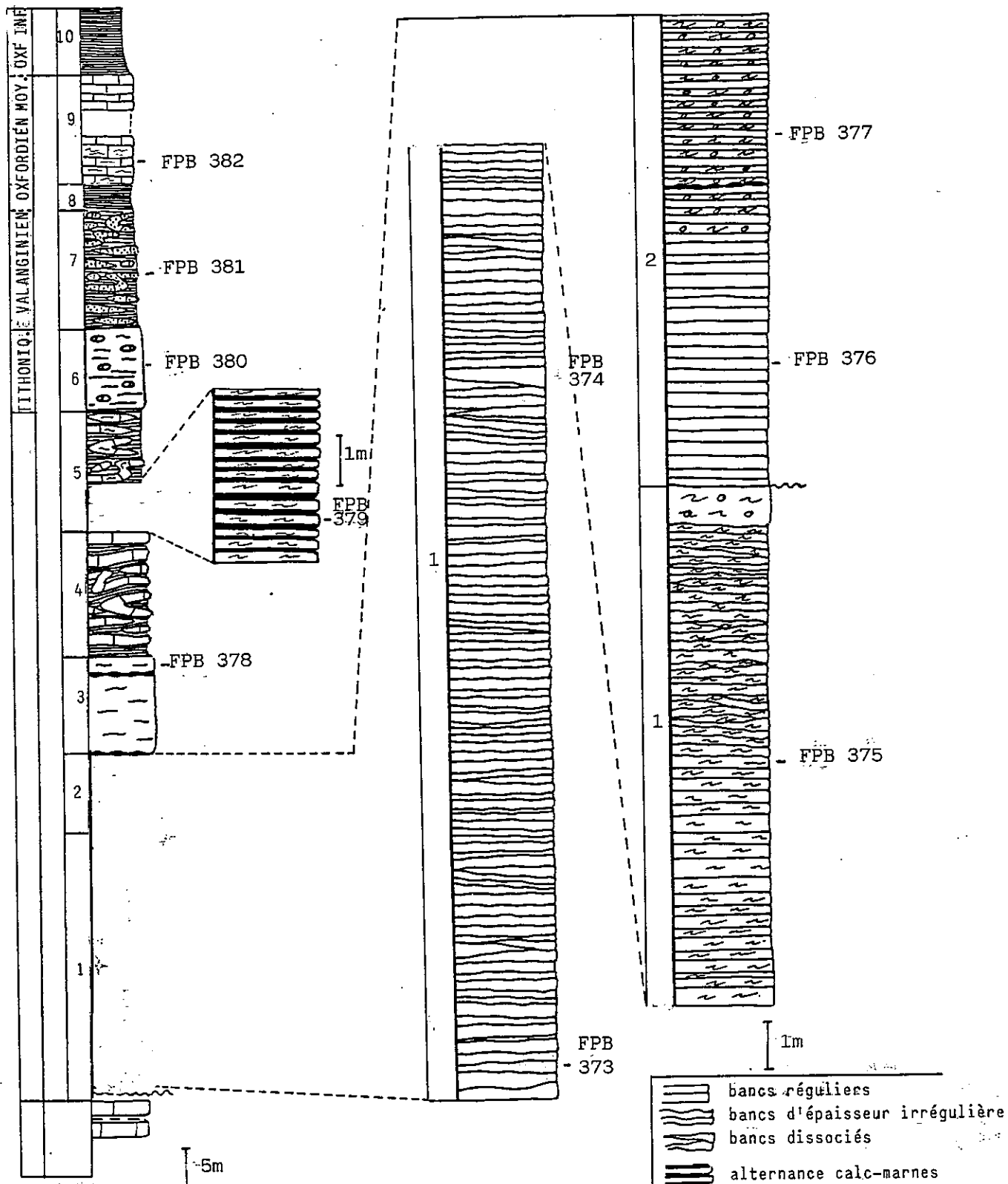


Fig. 69 - Coupe des calcaires du Paletas du lac
 Labarre : détail des niveaux (1, 2 et 5)
 levés banc par banc (changement d'échelle)

- LEGENDE DES FIGURES
- bancs réguliers
 - bancs d'épaisseur irrégulière
 - bancs dissociés
 - alternance calc-marnes
 - membranes silicifiées
 - membranes et nodules diagénétiques

- 6 - Calcaires massifs, gris-beige en patine, contenant des lithoclastes arrondis de calcaires gris ; les membranes silicifiées sont tantôt disposées anarchiquement, tantôt parallèles à la stratification.

En lame mince, il s'agit d'une biomicrite à radiolaires calcitisés et calpionelles ; bien que ces dernières n'aient pas pu être déterminées précisément, leur présence dans ce niveau permet de dater celui-ci du Tithonique supérieur-Berriasien basal.

- 7 - Calcaires gris-ocre, finement gréseux, en bancs dissociés, contournés et lithoclastes arrondis, remaniés dans des marnes noires présentant de fines membranes silicifiées ; les calcaires ont parfois une patine rouille. Ces calcaires sont analogues à ceux du niveau 6 de la coupe de la partie supérieure du ravin de Gnion (fig. 62) : ce niveau y avait été daté du Valanginien grâce à la présence d'une Citaella fayrei.

- 8 - Marnes noires ayant un aspect de Terres Noires.

- 9 - Calcaires en bancs d'épaisseur irrégulière, ocre en patine, et à débit schisteux ; les bancs de la partie inférieure de ce niveau présentent des membranes silicifiées disposées parallèlement à la stratification. Bien que ces bancs ne soient pas dissociés, ce niveau est intensément replissé. Il a été daté de l'Oxfordien moyen, grâce à un Dichomosphinctes de la zone à Plicatilis (ammonite récoltée par J. Debelmas, et déterminée par R. Enay).

En lame mince, ces calcaires correspondent à des biomicrites à radiolaires calcitisés.

- 10 - Marnes noires correspondant à des Terres Noires qui ont été datées par ammonites de l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum) au niveau du col du lac Labarre.

b) Principales caractéristiques de cette coupe

Les figures de remaniement synsédimentaire sont présentes dans tous les niveaux de cette coupe.

Par rapport à la coupe de la partie supérieure du ruisseau de Gnion, on retrouve ici les mêmes ensembles lithologiques (barre de calcaires massifs, calcaires ocre finement gréseux, etc...) dont certains (grâce à leur microfaune ou à des analogies de faciès) permettent la mise en évidence d'une série du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur au sein des Calcaires du Paletas.

ETAGE	FORMATION	NIVEAUX	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		FIGURES SEDIMENT. ET CLASTES	ANALYSE MICROSCOPIQUE																
					CALCAIRE	MARNES		MUDSTONE	WACKSTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	MICRITE	SPARITE	FIGURES SEDIM. ET CLASTES	DIAGENESE	FORAMINIFERES	RADIOLAIRES	SACCOCOMIDAE	CALPIONELLES	MICROFILAMENTS	RADIOLES	CRINOIDES	SPICULES	FINS BIOCLASTES
					DUNHAM																			
TRIAS	SPILITES	CALCAIRES DU PALETAS		393	G	G																		
				394																				
				395																				
				396	G	G																		
				397	G	G																		
				398	G	G																		
		5																						

Fig. 70 - Coupe des Calcaires du Paletas sur la transversale qui va d'Alfrey à l'arête est de la Brèche de Lauvitel

L'originalité de cette coupe est de présenter, au-dessus des niveaux éocrétaqués des Calcaires du Paletas, des Terres Noires datées de l'Oxfordien inférieur (niveau 10) et des calcaires de l'Oxfordien moyen (niveau 9) ; les niveaux 9 et 10 correspondent à une série à l'envers, ce qui pose un problème dans la mesure où ils reposent sur la série normale et plus récente des Calcaires du Paletas. Sur le terrain, il n'existe pas d'arguments tectoniques qui permettent d'expliquer cette disposition. Le niveau 9 pourrait correspondre à un paquet glissé et contourné qui résulterait d'importants glissements gravitaires synsédimentaires intervenus, dans ce secteur, au Néocomien au-moins, après le dépôt des Calcaires du Paletas : en effet, les replis qui affectent actuellement ces calcaires de l'Oxfordien moyen (niveau 9) pourraient bien avoir été hérités lors de la mise en place de ce paquet glissé (cf. § III E).

4) Coupe sur la transversale qui va d'Alfrey à l'arête est de la Brèche de Lauvitel (fig.59 coupe 4, fig.70 et 71)

a) Description de la coupe

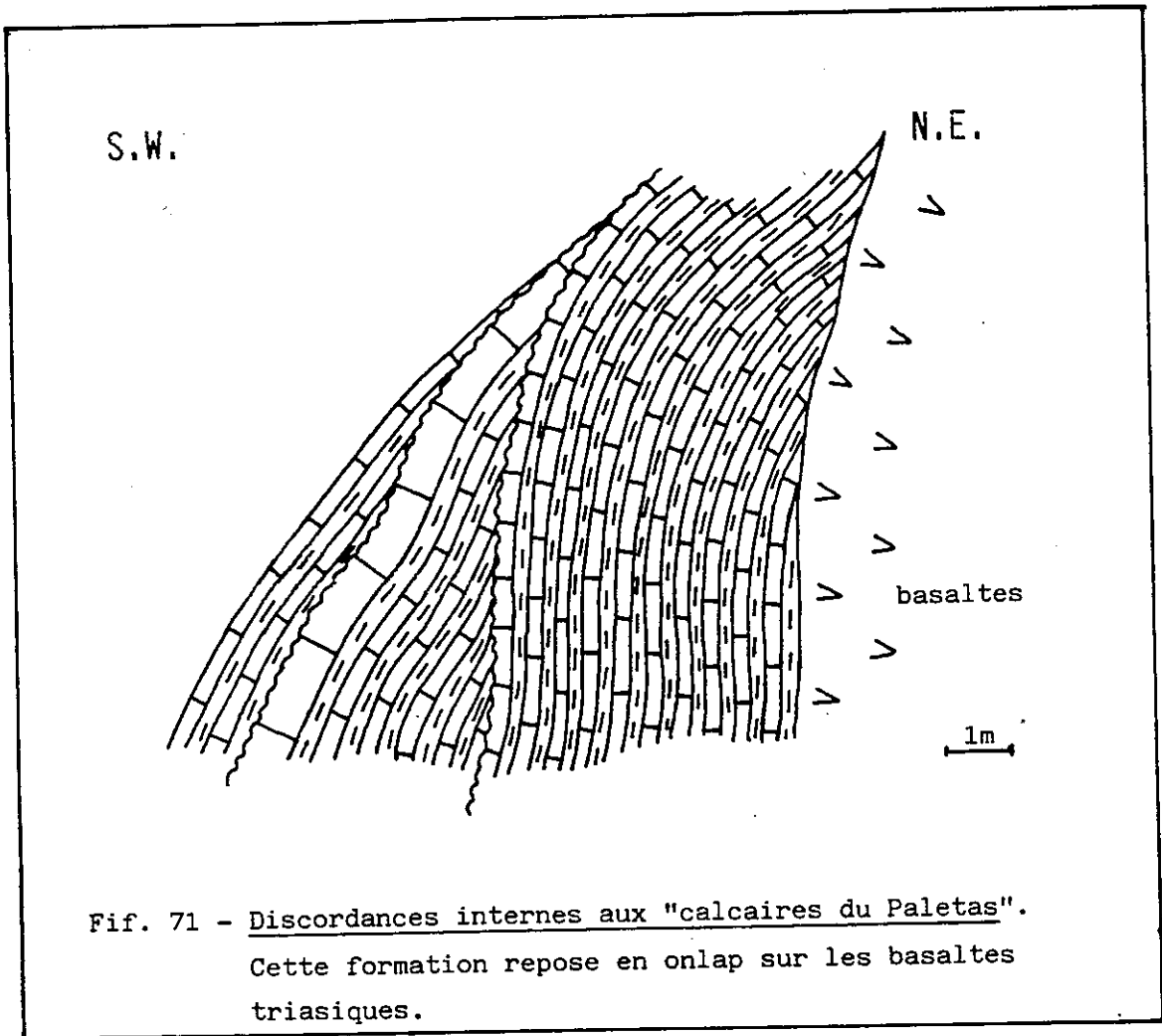
Les Calcaires du Paletas reposent en "onlap" sur les spilites triasiques (fig.71). Ils se présentent en bancs de calcaires gris clair, décimétriques à métriques, séparés par des niveaux marneux décimétriques. Les membranes silicifiées, parallèles à la stratification, n'existent que dans les niveaux inférieurs de cette coupe.

Dans les niveaux moyens, on observe une discordance intraformationnelle de l'ordre de 20 à 25' (fig. 71).

La barre de calcaires massifs qui s'observe dans la plupart des coupes, est ici réduite à un banc de calcaires sublithographiques épais de trois mètres seulement (niveau 3).

Les figures de remaniement synsédimentaires sont absentes dans les différents niveaux, à l'exception de la partie supérieure de la coupe qui montre des bancs dissociés, fusiformes, remaniés dans des marnes noires (niveau 5).

Dans cette coupe, les Calcaires du Paletas sont affectés par une importante schistosité qui ne permet pas de prélever de bons échantillons. En effet, en lame mince, la diagenèse empêche la plupart du temps la détermination des éléments ; ces calcaires correspondent à des biomicrites à radiolaires calcitisés, mais il arrive que ces éléments soient pratiquement inexistantes (échantillon FPB 397 du niveau 3).



b) Conclusion

La discordance intraformationnelle pourrait :

- soit être liée à des mouvements de basculement du substratum, contemporains du dépôt des Calcaires du Paletas, mais la valeur de l'angle (20 à 25°) semble un peu forte ;
- soit correspondre à des dépôts reposant sur des niveaux replissés à la suite de glissements gravitaires ; cette hypothèse permettrait d'expliquer la valeur un peu forte de l'angle, mais sur le terrain, il ne semble pas qu'il y ait des replis anté-discordance ;
- soit correspondre à une section de surface d'ablation synsédimentaire auquel cas, les calcaires sus-jacents seraient ravinants.

On retrouve dans cette coupe la barre de calcaires massifs (niveau 3) ainsi que les marnes noires à bancs dissociés (niveau 5), ces dernières terminant la plupart des coupes précédentes.

5) Coupe située au Nord-Ouest de la cabane du vallon de Valsenestre (fig. 59 coupe 5 et fig. 72)

a) Description de la coupe

Les Calcaires du Paletas reposent sur les dolomies triasiques par l'intermédiaire d'un niveau de calcaires à entroques et lithoclastes arrondis de calcaires gris ("calcaires du Petit Renaud").

La formation débute par des bancs centimétriques de calcaires gris clair (niveaux 1 et 2) qui présentent en cassure, des laminations millimétriques alternativement gris foncé et gris clair. Au-dessus, la barre de calcaires massifs montre dans sa partie supérieure des lits irréguliers de silex, parfois déformés, et des membranes silicifiées. La déformation des lits de silex pourrait être attribuée à des phénomènes de glissements synsédimentaires.

Les bancs de calcaires ocre, finement gréseux (niveau 5) sont analogues à ceux du niveau 6 de la coupe de la partie supérieure du ravin de Gnion, qui ont été datés du Valanginien. La coupe se termine par des marnes noires ayant un aspect de Terres Noires (niveau 7).

ETAGE	FORMATION	NIVEAUX	LITHOLOGIE	N° ECHANTILLONS	COULEUR		FIGURES SEDIMENT. ET CLASTES	ANALYSE MICROSCOPIQUE															
					CALCAIRE	MARNES		DUNHAM				MICRITE SPARITE	FIGURES SEDIM. ET CLASTES	DIAGENESE	FORAMIFERES	RADIOLAIRES	SACCOCONIDAE	CALPIONELLES	MICROFILAMENTS	RADIOLES	CRINOIDES	SPICULES	FINS BIOCLASTES
								P	C	MUDSTONE	WACKSTONE												
VALANGINIEN	PALETAS	7		FPB 360																			
		6		b G N																			
		5		359	b G N																		
		4		358	G G																		
		3		357	GB G																		
		2		356	GB G																		
		1		355	GB G																		
TRIAS	DOLOMIES CPR	354	GB G																				
		353	BR G																				
		352	O G																				

Fig. 72 - Coupe des Calcaires du Paletas, à l'Ouest de la cabane du vallon de Valsenestre.

b) Conclusion

Bien que cette coupe n'ait fourni aucun élément de datation, elle présente néanmoins des similitudes avec la série normale qui a été mise en évidence dans la coupe de la partie supérieure du ruisseau de Gnion :

- la barre de calcaires massifs est épaisse et se termine par des lits de silex ;
- dans la partie supérieure de la coupe, les marnes noires à intercalations de calcaires finement gréseux sont analogues à celles qui ont été datées du Valanginien ;
- les marnes noires qui marquent la fin de la coupe peuvent correspondre soit à des Terres Noires remaniées, soit à des marnes de l'Hauterivien, mais nous ne disposons, malheureusement, d'aucun élément de datation dans ce niveau.

L'intérêt de cette coupe est de montrer que les membranes silicifiées se développent au niveau des laminations argileuses ; en effet, lorsque ces membranes existent, les laminations les plus sombres (les plus argileuses) sont absentes.

c) Datation de la formation des Calcaires du Paletas

1) Mise en évidence de deux niveaux stratigraphiques différents au sein des Calcaires du Paletas

Le ravin de Gnion est un secteur particulièrement favorable pour l'étude de la formation des Calcaires du Paletas car il permet de lever deux coupes différentes bien que relativement proches l'une de l'autre.

La coupe de la partie supérieure est la seule à avoir apporté des éléments de datation. En effet, elle a révélé la présence de calpionelles (zone B) du Tithonique supérieur-Berriasien basal dans le niveau bréchiq (niveau 3 de la figure 59) se trouvant au-dessus de la barre de calcaires massifs : cette barre est d'ailleurs, analogue à celle du Grand Renaud (cf. SIB1) pour trois raisons : elle présente une discordance à sa partie inférieure (base du niveau 1), elle correspond à la limite d'apparition des Saccocomidae, et elle est surmontée par un niveau bréchiq renfermant des calpionelles. De plus, la présence d'une microfaune du Valanginien

dans les calcaires ocre, finement gréseux (niveau 6) se trouvant une cinquantaine de mètres au-dessus de cette barre, indique que la polarité de cette coupe est normale car les termes supérieurs sont de plus en plus récents. Toutefois, les marnes noires se trouvant dans la partie supérieure de cette coupe, n'ont fourni aucun élément de datation : il peut s'agir soit de Terres Noires oxfordiennes remaniées, soit de marnes hauteriviennes caractérisées par l'absence d'intercalations de fines turbidites ; ce problème sera discuté au paragraphe suivant.

Une série normale datée stratigraphiquement a donc pu être mise en évidence dans la partie supérieure de la coupe du ravin de Gnion ; bien que cette coupe soit connectée à celle de la partie inférieure (fig. 57) par une structure en voûte (fig. 58), il est impossible de corréliser ces deux coupes, d'une part, parce que celle de la partie inférieure n'a pu fournir aucun élément de datation, et d'autre part, car on ne retrouve pas les mêmes faciès de part et d'autre.

En effet, bien que ces deux coupes débutent chacune par un niveau de calcaires massifs, elles se distinguent l'une de l'autre par les caractéristiques suivantes (la coupe de la partie inférieure sera appelée coupe 1, tandis que celle de la partie supérieure sera la coupe 2) :

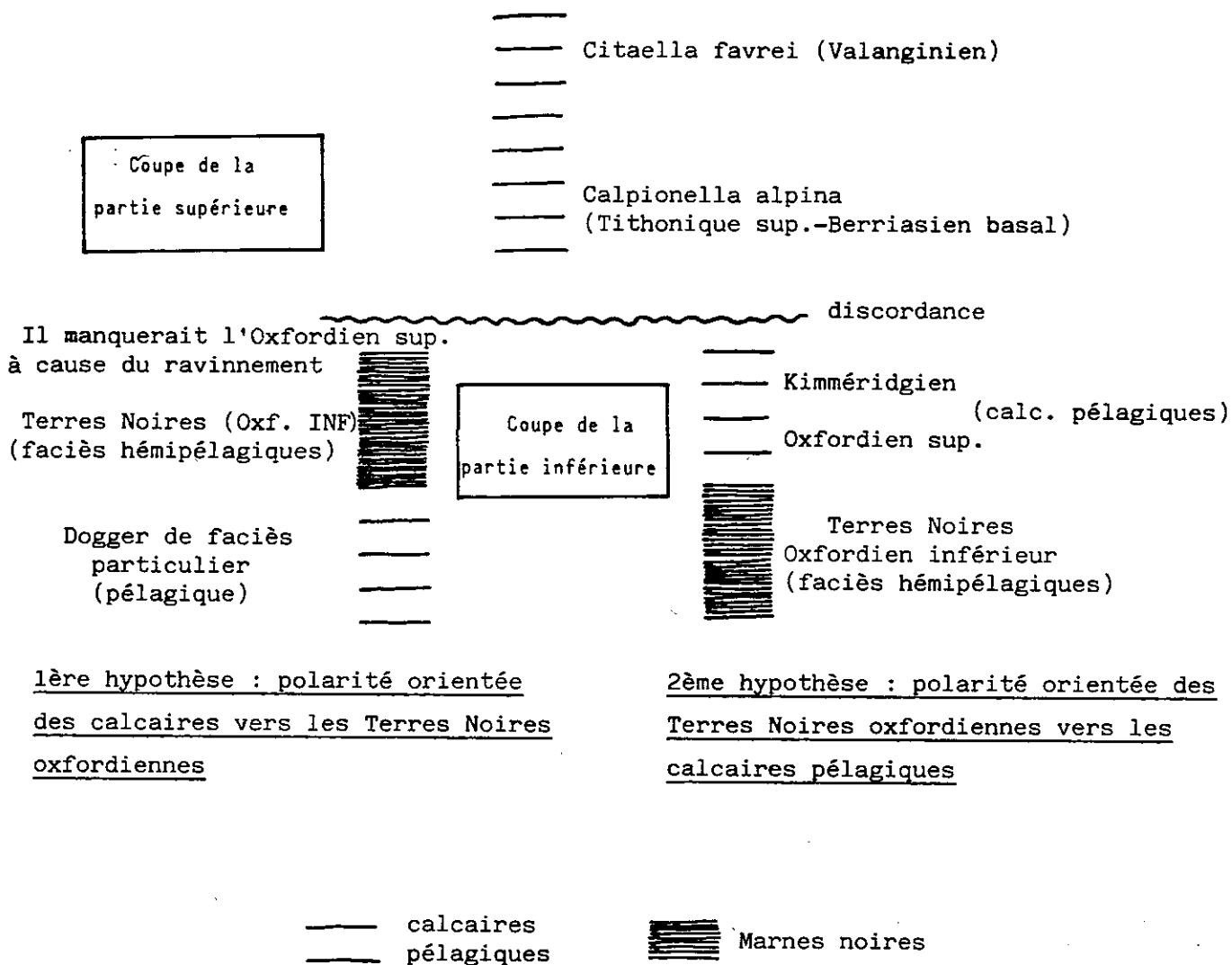
- il existe un niveau bréchiq ue de biomicrite à calpionelles au-dessus de la barre de calcaires massifs de la coupe 2, ce qui n'est pas le cas pour la coupe 1 ;

- bien que dans les deux coupes les niveaux s'enrichissent progressivement en argiles, la coupe 2 montre dans sa partie supérieure des calcaires francs (niveau 7) compris entre deux niveaux de marnes noires, ce qui n'est pas le cas de la coupe 1 ;

- la présence dans la coupe 2 d'un niveau de marnes noires contenant des bancs de calcaire ocre, finement gréseux (niveau F), recouverts d'une pellicule d'oxydation. Ce niveau occupe la même position dans les différentes coupes de la partie sud du synclinal, mais il est absent dans la coupe 1 ;

- l'absence de calpionelles dans la coupe 1.

Il semblerait donc que la coupe 1 occupe un niveau stratigraphiquement inférieur par rapport à celui de la coupe 2.



1ère hypothèse : polarité orientée des calcaires vers les Terres Noires oxfordiennes

2ème hypothèse : polarité orientée des Terres Noires oxfordiennes vers les calcaires pélagiques

Fig. 73 - Schéma montrant la démarche suivie pour raccorder les coupes des parties inférieure et supérieure du ravin de Gnyon en fonction des deux hypothèses pour la série du bas ; on constate que pour cette dernière, l'interprétation varie en fonction de la polarité choisie.

Première hypothèse : série à l'endroit sur la coupe de terrain

- arguments pour : flanc oriental d'un synclinal observé
- arguments contre : Dogger de type inconnu

Deuxième hypothèse : série à l'envers sur la coupe de terrain

- arguments pour : superposition des couches analogue à celles du Grand Renaud ; passage Terres Noires-Jurassique supérieur ; pas de microfaune (donc série peu élevée dans le Jurassique supérieur).
- arguments contre : absence d'éléments de datation.

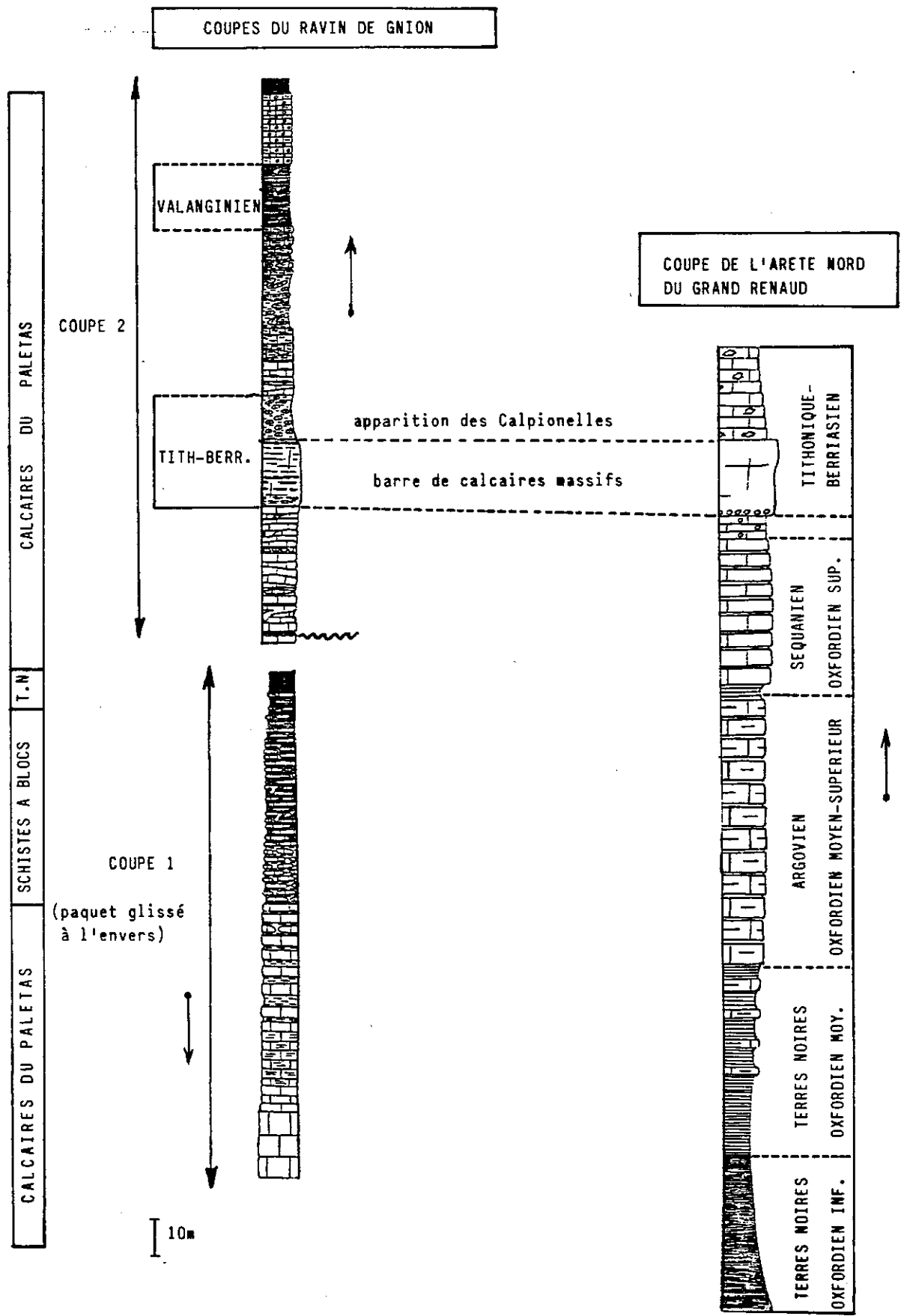


Fig. 74 - Comparaison entre les Calcaires du Paletas et le Jurassique supérieur de l'arête nord du Grand Renaud : mise en évidence d'une série normale du Jurassique supérieur dans la coupe du ravin de Gnion.

2) Position de ces deux niveaux stratigraphiques dans la série et mise en évidence d'une succession stratigraphique allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (fig. 73)

Des différentes observations citées précédemment, il ressort que ces deux coupes ne se correspondent pas car elles présentent de nombreuses différences.

Les différences existant entre les deux coupes du ravin de Gnion, sont probablement dues au fait que la polarité de la succession rencontrée n'est pas la même dans les deux coupes ; en effet, compte-tenu des problèmes que pose la corrélation entre ces dernières, on remarque que si on inverse la polarité de la coupe 1, le passage des Terres Noires aux Calcaires du Paletas se fait alors par l'intermédiaires de niveaux dans lesquels les bancs sont de plus en plus calcaires. Si on exclut le caractère dissocié des bancs, et en l'absence d'éléments de datation, on remarque que l'évolution stratonomique est semblable à celle du Jurassique supérieur de la coupe de l'arête nord du Grand Renaud, malgré les différences que présentent les éléments constitutants (cf. fig. 60 et 61) : mais il faut préciser que lors de l'étude du Jurassique supérieur, au Nord du lac du Vallon, nous avons constaté qu'un même niveau pouvait présenter des variations de composition en éléments assez importantes, et ce, pour deux coupes relativement proches l'une de l'autre ; on peut donc se contenter dans le cas présent, d'une corrélation basée uniquement sur la stratonomie.

Dans cette hypothèse, compte-tenu de la lithologie et de l'absence de microfaune permettant des datations stratigraphiques, la coupe de la partie inférieure du ravin de Gnion correspondrait aux termes compris entre l'Oxfordien inférieur et le Kimméridgien inférieur ; dans la coupe de la partie supérieure, on retrouve par contre, les termes allant du Kimméridgien supérieur au Valanginien. Ces deux coupes ne se correspondent donc pas, mais sont plutôt complémentaires l'une de l'autre (fig. 74).

Dans cette coupe, le passage des marnes noires (Terres Noires) aux Calcaires du Paletas ne se ferait donc pas latéralement, mais verticalement par apparition de bancs dissociés devenant de plus en plus calcaires. La dissociation de ces bancs serait liée à l'instabilité du substratum qui s'est poursuivie lors du dépôt de la formation des Calcaires du Paletas.

De cette étude, il ressort que les Calcaires du Paletas correspondent en fait à des dépôts du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

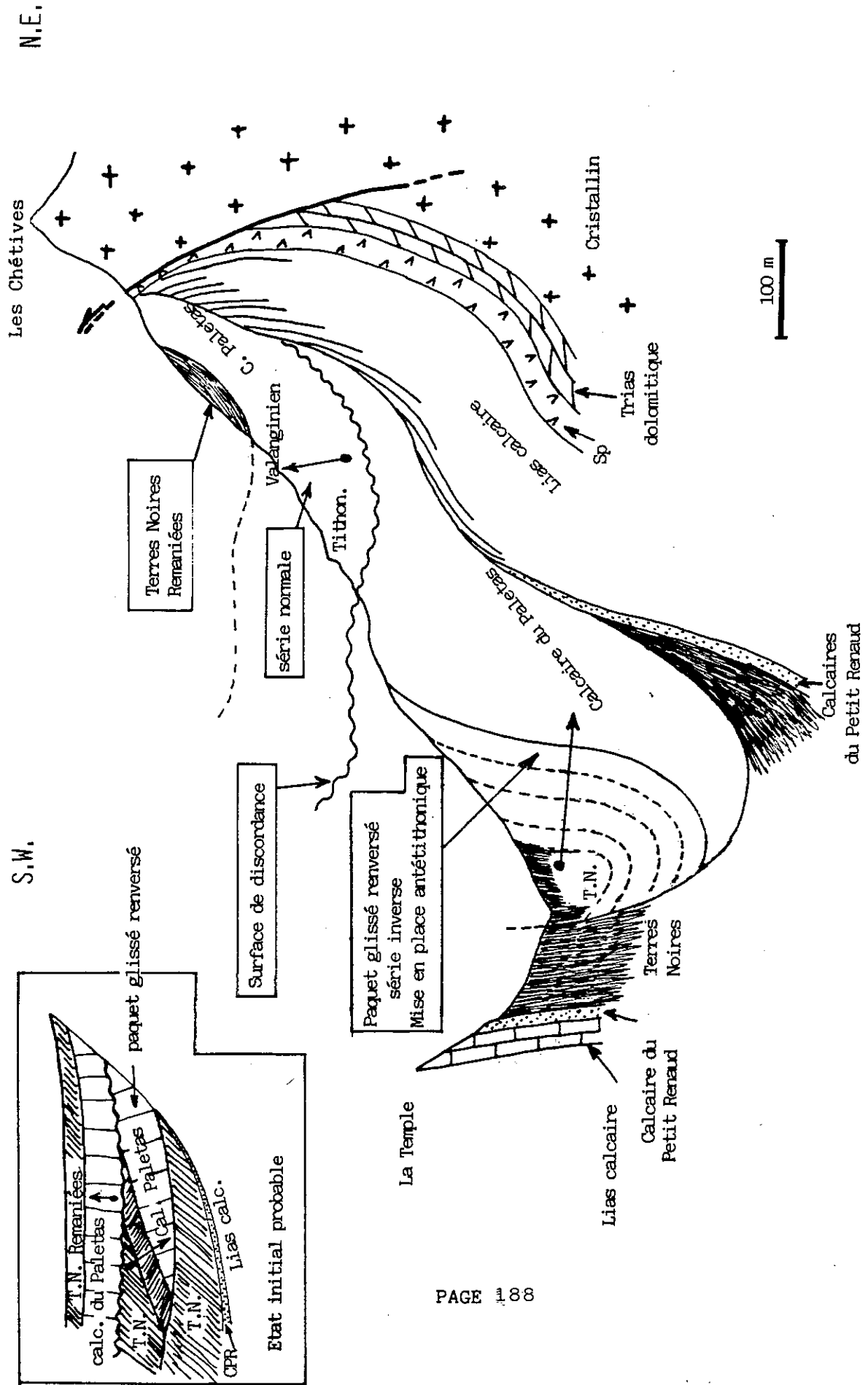


Fig. 75 - Schéma interprétatif montrant les rapports entre les coupes inférieure et supérieure du ravin de Gniou.

D) Rapports entre les Calcaires du Paletas et les Terres noires : mise en évidence de glissements gravitaires syn-sédimentaires au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (fig. 75)

Les différentes coupes étudiées montrent que le substratum des Calcaires du Paletas ainsi que leurs dépôts sus-jacents, sont variables du Sud au Nord. En effet :

- les Terres Noires (datées de l'Oxfordien inférieur) et des calcaires de l'Oxfordien moyen du synclinal du lac Labarre (fig. 59, coupe 3 et fig. 68, niveaux 9 et 10) sont séparés du Lias, sur le flanc NE, par les Calcaires du Paletas datés du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ;

- ces mêmes Terres Noires semblent envelopper, au Nord du lac, des têtes de replis anticlinaux peu déversés (fig. 59, coupe 2), dont le coeur est formé par les Calcaires du Paletas du jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Nous nous intéresserons aux rapports particuliers entre ces deux formations, dans le ravin de Gnion.

Nous avons vu précédemment (§ C2) que la coupe 1 correspondait à une série à l'envers (de l'Oxfordien inférieur au Kimméridgien inférieur) tandis que la coupe 2 correspondait à une série normale datée stratigraphiquement du Kimméridgien supérieur au Valanginien. La discordance intraformationnelle se situerait à la limite entre les deux séries.

Pour expliquer la position à l'envers de la série de la coupe 1, on envisage de considérer cette dernière comme étant un paquet glissé, renversé, de Calcaires du Paletas (série ne comprenant pas de Tithonique) et de Terres Noires ; on aurait ainsi un premier ensemble de Calcaires du Paletas interstratifiés entre des Terres Noires autochtones sur lesquelles il repose à l'Ouest, et des Terres Noires alloctones, à l'Est, correspondant à la base de la série à l'envers du paquet glissé qui se serait mis en place avant le Tithonique. Le second ensemble de Calcaires du Paletas correspondrait à une série normale du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur qui reposerait sur le paquet glissé par l'intermédiaire d'une surface de discordance.

Les marnes noires (niveau 8) qui se trouvent à la partie supérieure de la série normale de la coupe du ravin de Gnion (fig. 62) sont en continuité latérale avec les Terres Noires (niveau 10) datées de l'Oxfordien inférieur dans la coupe du lac Labarre, située plus au Sud (fig. 68) ; or nous avons constaté que dans cette dernière, les niveaux 9 et 10 correspondent à une série à l'envers oxfordienne reposant sur une série normale du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur :

en effet, ces Calcaires du Paletas sont ici datés du Tithonique supérieur-Berriasien basal puis du Valanginien ; sur le terrain, cette disposition ne peut s'expliquer grâce à des replis ou un quelconque autre dispositif tectonique.

On peut donc envisager que ces Terres noires et ces calcaires de l'Oxfordien moyen (niveau 9) correspondent également à des paquets glissés mis en place après la sédimentation des Calcaires du Paletas, c'est à dire au cours du Néocomien. Bien que la structure interne des calcaires du niveau 9 soit globalement conservée, ce niveau est actuellement intensément replissé ; ces replis pourraient avoir été hérités lors de la mise en place de ce paquet glissé synsédimentaire. Cette hypothèse est en accord avec les fréquents niveaux resédimentés qui existent déjà au cours du dépôt de la formation des Calcaires du Paletas.

Les niveaux resédimentés résultent de l'instabilité des dépôts sur une pente. Les fréquents niveaux marneux ont probablement dû servir de "semelle" lors du glissement en masse des différents paquets glissés. L'existence d'une pente a été mise en évidence dans le versant méridional de la brèche de Lauvitel (fig. 59, coupe 4) : les Calcaires du Paletas se rencontrent en remplissage d'excavations décimétriques dans le socle cristallin ou reposent sur celui-ci par l'intermédiaire d'une surface corrodée ; ils contiennent alors dans leurs premiers mètres, des éléments millimétriques à métriques de socle cristallin : une telle érosion qui atteint le socle cristallin et le remanie à ce point, implique évidemment un fort soulèvement (J.C. Barféty et M. Gidon, 1983). La pérennité de cette pente s'est manifestée pendant une période allant de l'Oxfordien inférieur-supérieur au Valanginien-Hauterivien (au-moins).

Bien que le substratum ait été initialement penté vers le Sud-Ouest, les paquets glissés ne devaient pas provenir des zones hautes situées à l'Est, car les Calcaires du Paletas y adhèrent au socle cristallin (remplissage d'excavations). On observe que la plupart des figures de remaniement gravitaire (bancs dissociés et contournés) qui s'observent en contrebas, s'épaississent vers le NW ; ceci semble indiquer, soit que le demi-graben ainsi individualisé était également penté vers le NW, soit qu'il s'agissait d'un bord de canyon dont l'axe était perpendiculaire à la pente de ce demi-graben. Les produits issus de l'érosion, ainsi que ceux qui étaient déstabilisés, se trouvaient entraînés du Sud-Est vers le Nord-Ouest en empruntant l'axe du demi-graben qui jouait ainsi le rôle d'une gouttière.

La mise en place des paquets glissés de Terres noires et de calcaires de l'Oxfordien moyen (niveau 9) s'est poursuivie bien après le dépôt des Calcaires du Paletas ainsi que le laissent supposer les rapports entre les différentes formations

au niveau du lac Labarre.

Notons également la présence d'une faille normale (N165-80W) qui affecte la barre de calcaires massifs. Cette faille a la même orientation que celles qui affectent la barre tithonique à l'Ouest et à l'est du Grand Renaud ; il pourrait s'agir de failles de tassement situées en bordure d'un canyon sous-marin.

IV) Conclusion

La formation des Calcaires du Paletas initialement considérée comme étant un équivalent latéral des Terres Noires, ne peut donc plus être considérée comme tel, à la suite de la découverte de Tithonique-Berriasien et de Valanginien dans cette formation. Ces calcaires correspondent donc à des dépôts du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur : cette attribution avait déjà été en partie proposée par Barféty et Gidon (1982) qui comparaient la succession des Calcaires du Paletas à celle des dépôts de la zone briançonnaise interne où le Malm est transgressif sur le socle.

Dans le secteur du synclinal du lac Labarre, l'évolution verticale de la série du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur est perturbée par des glissements gravitaires dûs à l'instabilité des dépôts sur les pentes (fig.70). Des remaniements gravitaires synsédimentaires s'observent également plus au Nord, dans la coupe de la Crête des Rochers de Terre Rousse ; ils y sont caractérisés par la présence de brèches intraformationnelles et par la présence, au sein des faciès pélagiques, d'une microfaune^{remanice} provenant de zones peu profondes.

La discordance intraformationnelle qui existe au sein de Calcaires du Paletas, semble être analogue à celle qui s'observe au Rocher du Grand Renaud (coupe de la crête des Rochers de Terre Rousse). Cette discordance peut être liée à deux phénomènes :

- soit correspondre à une section de surface d'ablation en relation avec l'activité d'un canyon ;
- soit correspondre à la limite entre un paquet glissé et une série normale.

Quoiqu'il en soit, que l'accentuation de la pente soit liée à un basculement du substratum ou à l'activité d'un canyon, elle est responsable de la création d'importants glissements gravitaires synsédimentaires qui ont continué à se manifester au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ; ces derniers peuvent être subdivisés en trois étapes :

- post-Oxfordien inférieur mais anté-Tithonique : mise en place d'un paquet glissé hectométrique d'une série peu élevée dans le Jurassique supérieur ;

- du Tithonique supérieur-Berriasien au Valanginien : dépôt d'une série normale reposant en discordance sur le paquet glissé, mais poursuite des glissements synsédimentaires au sein des différents niveaux ;

- au cours du Néocomien : mise en place d'un paquet glissé de Terres Noires et de calcaires de l'Oxfordien moyen ("Argovien").

En l'absence de failles permettant d'expliquer un éventuel basculement du substratum, nous sommes amenés à considérer les figures de glissement synsédimentaire, comme résultant essentiellement de l'instabilité des dépôts sur une pente.

L'instabilité qui est générale à l'ensemble de la marge au cours du Jurassique supérieur, se manifeste dans le massif du Rochail-Lauvitel par l'apparition de figures de glissement synsédimentaire qui ne sont pas forcément liées à l'activité particulière de ce bloc basculé. La présence des différents paquets glissés pose un problème car elle implique la mobilisation d'un volume important de dépôts du Jurassique supérieur ; il faudrait donc une étude complémentaire qui s'intéresserait principalement à ces paquets glissés.

CHAPITRE VII - CONCLUSION GENERALE

- I) L'HETTANGIEN-SINEMURIEN
- II) DU DOMERIEN A L'OXFORDIEN MOYEN
- III) DE L'OXFORDIEN MOYEN AU NEOCOMIEN
- IV) CONCLUSION

CHAPITRE VII - CONCLUSION GENERALE

L'étude de ce secteur de la paléo-marge de la Téthys jurassique a permis de mettre en évidence trois périodes caractéristiques dans l'évolution de ce bloc basculé : il s'agit de l'Hettangien-Sinemurien, du Domérien-Oxfordien inférieur à moyen et de l'Oxfordien moyen-Valanginien. Ce sont naturellement ces trois périodes qui ont été principalement l'objet de ce travail.

I) L'HETTANGIEN-SINEMURIEN (fig. 76, 77 et 78)

Cette période caractérise le début du rifting liasique qui a été particulièrement bien enregistré dans le secteur étudié, du fait de l'existence de structures en extension (petits demi-grabens limités par des failles normales synsédimentaires) apparues à cette époque.

L'étude sédimentologique a permis de définir 11 faciès appartenant aux étages supra-, médio-, infra- et circalittoraux.

L'évolution séquentielle met en évidence 5 séquences limitées par 5 horizons de discontinuité correspondant à des saccades d'enfoncement. Dans l'ensemble, cette évolution correspond à une mégaséquence d'approfondissement qui se caractérise par des milieux de dépôt qui passent progressivement des faciès de plage, à des faciès peu profonds (néritiques) en milieu agité, puis à des faciès de bassin (hémipélagiques), en milieu calme. Les sédiments hettangiens se sont déposés sur une paléotopographie qui n'était pas plane, mais qui présentait des bosses (coulées volcaniques) et des creux ; cette paléotopographie est en partie responsable des variations d'épaisseur qui affectent les dépôts de l'Hettangien (fig. 78).

Aux dolomies et coulées de basaltes alcalins déposées auparavant (Trias) dans des environnements souvent confinés, succèdent des dépôts de plus en plus profonds. Le passage d'une sédimentation en milieu peu profond (formation 1) à une sédimentation de bassin (formation 2) (fig. 76), était jusqu'à présent interprété comme résultant d'un approfondissement brutal de la marge intervenu à la limite Hettangien-Sinemurien ; c'est effectivement ce que suggèrent les coupes réduites et lacuneuses (La Chave, et demi-grabens situés au Nord du lac du Vallon). Dans la coupe épaisse des Clottous, par contre, l'évolution séquentielle montre qu'il s'agit en fait d'un approfondissement progressif qui devient plus important au cours de l'Hettangien supérieur (apparition de l'alternance monotone des calcaires argileux gris et des marnes).

Lorsque l'on compare les résultats obtenus (fig. 76) avec le tableau de Haq et al. (fig. 77), on remarque que pour l'Hettangien, la courbe des variations eustatiques (long term) indique un abaissement du niveau de la mer vers une position basse bien marquée (205,5 MA), puis une remontée sensible au cours de l'Hettangien supérieur, qui se poursuit en s'accroissant au Sinémurien.

Au cours de l'Hettangien, l'approfondissement des milieux de dépôt lié à la subsidence de ce secteur de la marge, n'entraîne pratiquement pas de variation eustatique importante car cet approfondissement semble compensé par le début de la transgression jurassique. Par la suite (Hettangien supérieur-Sinémurien), la subsidence de la marge combinée à une remontée eustatique de la mer, augmente encore l'approfondissement des milieux de dépôt. Cette transgression se poursuit dans le temps vers des faciès de mer plus franchement ouverte, mais le niveau moyen des mers (fig. 77) est resté relativement bas à travers une grande partie du Jurassique moyen ; cet événement va de pair avec la transgression qui sur la plate-forme stable (Causses, bassin parisien, etc...) marque le début du cycle jurassique.

L'approfondissement qui intervient au cours de l'Hettangien supérieur dans le secteur étudié, se manifeste également dans de nombreux autres domaines paléogéographiques alpins (domaine externe aussi bien que prépiémontais ; Th. Dumont, 1983) ; le début de la subsidence de la marge téthysienne est donc à peu près synchrone. Par contre, hors du domaine alpin, l'Hettangien correspond encore le plus souvent à des dépôts de milieux confinés (dolomies en Provence, évaporites en Aquitaine).

Les données paléontologiques ainsi que les corrélations séquentielles ont permis de dater la chronologie des événements majeurs qui ont marqué cette évolution. Le hard-ground qui marque la fin de la formation 1, est apparu au cours de l'Hettangien supérieur : le changement de faciès des milieux de dépôt caractérisé par le passage à une sédimentation hémipélagique de bassin (calcaires argileux gris et marnes) se produit au cours de l'Hettangien et non à la limite Hettangien-Sinémurien, comme cela était généralement admis jusqu'à présent.

L'étude paléostratigraphique met en évidence une tectonique synsédimentaire liée à la dislocation de la marge au cours du rifting du début du Lias. Cette tectonique est responsable de la naissance d'un système de demi-horsts et de demi-grabens (fig. 78a) limités par de petites failles normales (orientées N160) à faible rejet. Ces failles ont joué au cours de l'Hettangien, et à l'Hettangien supérieur, mais elles ont cessé de fonctionner au début du Sinémurien, époque à partir de laquelle le basculement du substratum était uniquement lié à

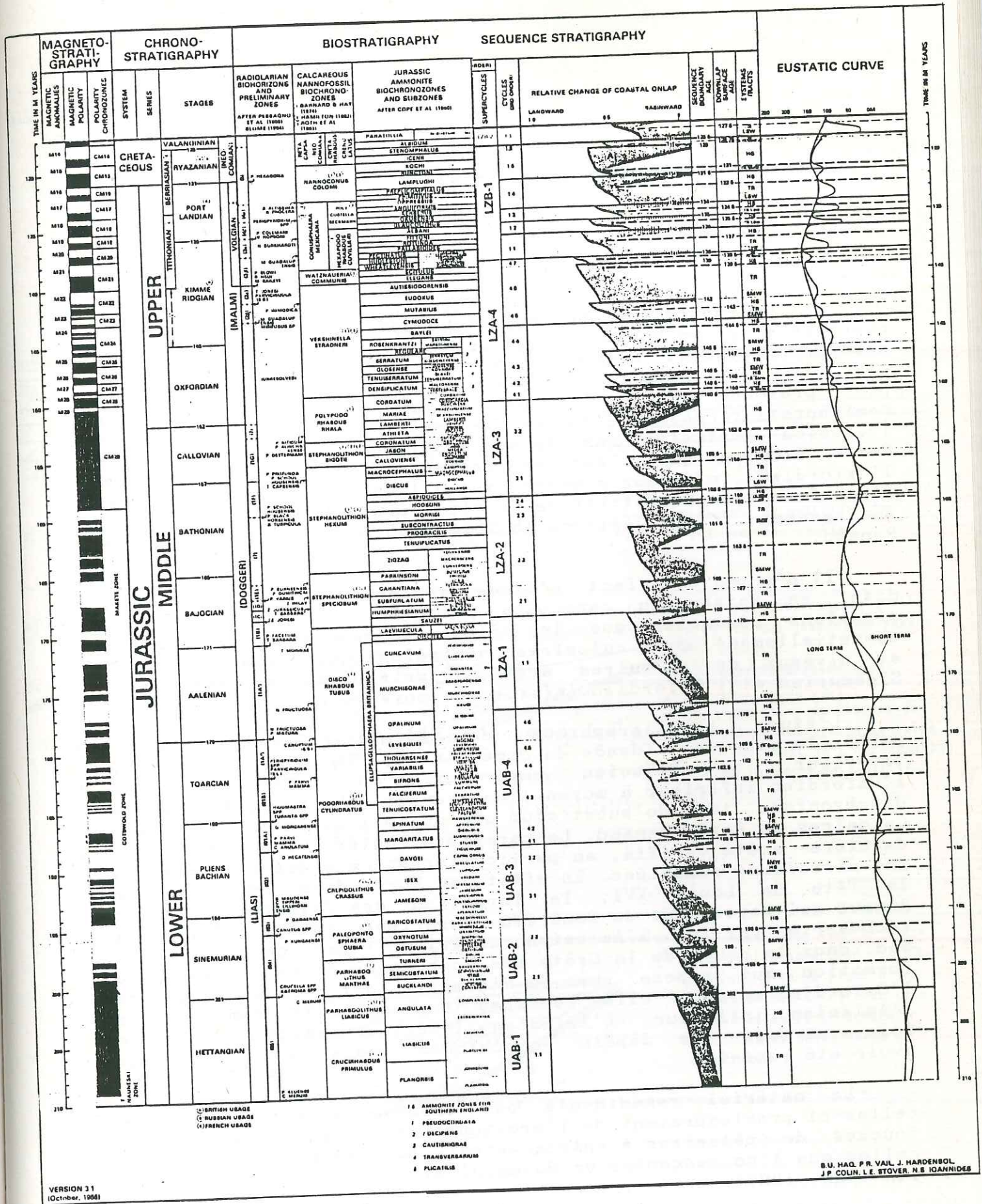


Fig. 77 - Diagramme des cycles eustatiques du Jurassique pour le Nord-Ouest de l'Europe (d'après B.U. Haq et al., 1987)

l'activité d'accidents majeurs telle la faille du col d'Ornon.

II) DU DOMERIEN A L'OXFORDIEN MOYEN (fig. 78c)

La sédimentation hémipélagique du "Lias calcaire" s'est poursuivie sur un substratum penté vers l'Ouest. En effet, les dépôts présentent d'importantes variations latérales d'épaisseur (le "Lias calcaire" est épais de 700m dans la partie la plus profonde du demi-graben, et de seulement 230m sur le demi-horst) ; mais celles-ci peuvent également résulter de l'érosion partielle des termes supérieurs du "Lias calcaire". Cette érosion qui s'est manifestée du Domérien jusqu'à l'Oxfordien inférieur à moyen, est à l'origine du développement d'une formation biodétritique particulière sur les pentes du demi-graben : il s'agit de la formation des Calcaires du Petit Renaud.

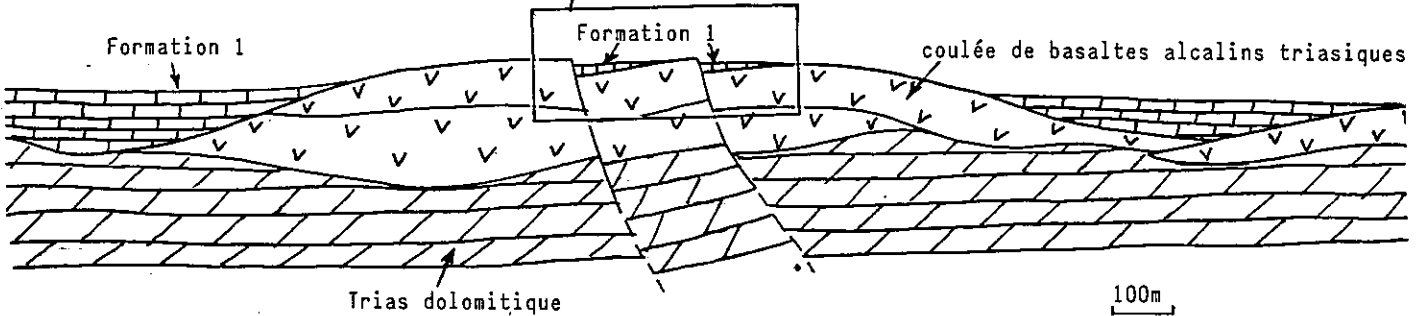
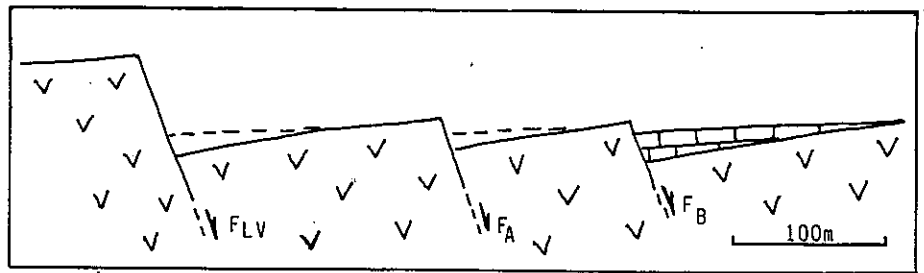
Il n'a pas été fait d'étude sédimentologique proprement dite, en raison du caractère remanié de cette formation ; signalons néanmoins que les éléments remaniés proviennent essentiellement des calcaires hémipélagiques ("Lias calcaire" et niveaux de calcaires argileux gris compris entre le Sinémurien et l'Oxfordien inférieur à moyen).

L'étude stratigraphique des formations encadrantes a permis la mise en évidence du Domérien supérieur, de l'Aalénien inférieur, du Bajocien supérieur, du Bathonien et de l'Oxfordien inférieur à moyen ; nous avons donc pu confirmer le diachronisme tant du substratum que du toit de la formation des Calcaires du Petit Renaud. Le caractère hétérochrone de cette dernière a été vérifié, en particulier grâce à des ammonites et une microfaune remaniées. En effet, au Nord, dans la coupe de la Tête de Louis XVI, la formation des Calcaires du Petit Renaud qui repose sur du Domérien supérieur est partiellement recouverte par de l'Aalénien inférieur ; par contre, plus au Sud, dans la coupe de la Crête des Rochers de Terre Rousse, la formation qui repose sur du Sinémurien est recouverte par de l'Oxfordien moyen : elle renferme une ammonite remaniée de l'Aalénien inférieur. L'Aalénien inférieur existe donc à la fois sous forme de dépôts autochtones, mais peut également avoir été remanié.

Le matériel resédimenté est associé à des entroques : celles-ci proviendraient de l'érosion (sur les zones hautes) de couches de calcaires à entroques anté-toarciennes, analogues à celles que l'on rencontre en Beaumont et sur le Dôme de la Mure (Th. Bas, 1985).

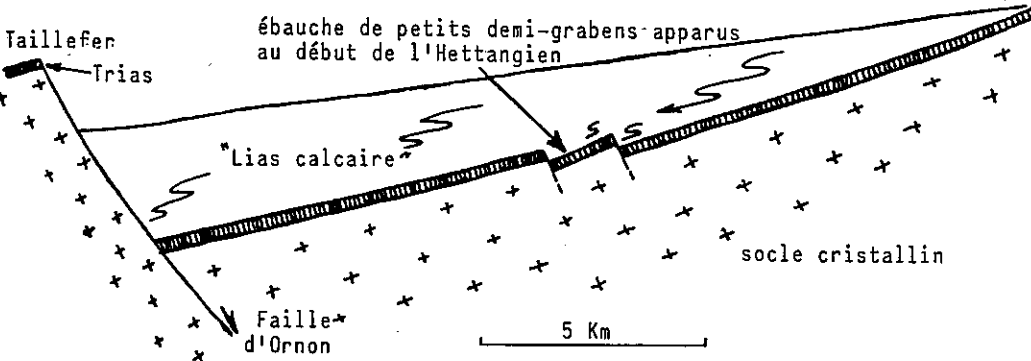
Ces Calcaires du Petit Renaud se déposaient sur une pente ; ils étaient contemporains de la sédimentation autochtone à la-

a) **HETTANGIEN** : apparition de petits demi-grabens limités par des failles synsédimentaires. Dépôt de la formation 1.



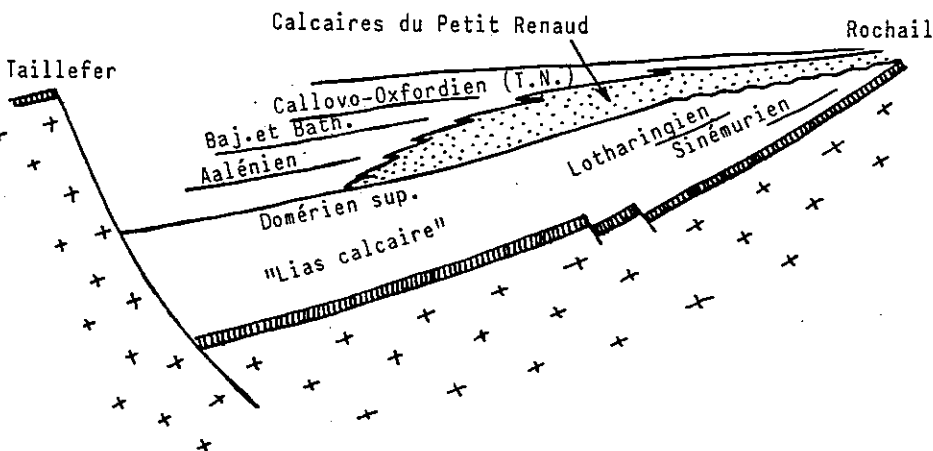
a) **HETTANGIEN SUPERIEUR** : variation d'épaisseur de la formation 1. La formation 1 déposée en contrebas des coulées, est plus épaisse que celle qui s'est déposée dans les demi-grabens situés sur ces coulées.

b) **HETTANGIEN SUPERIEUR-DOMERIEN SUPERIEUR** : au cours de l'Hettangien supérieur, les accidents majeurs (telle la faille d'Ornon) jouent aux dépens des petits accidents synsédimentaires (FA et FB) qui cessent de fonctionner.



Approfondissement des milieux de dépôt.
Apparition de figures de glissement synsédimentaire témoignant de l'accentuation de la pente du substratum

c) **DOMERIEN SUPERIEUR-OXFORDIEN** : érosion des termes supérieurs du Lias calcaire et des dépôts compris entre



le Domérien supérieur et l'Oxfordien. Mise en place d'une formation bio-détritique (les Calcaires du Petit Renaud). Poursuite du basculement du substratum ?

Fig. 78 - Evolution tectono-sédimentaire du massif du Rochail-Lauvitel de l'Hettangien à l'Oxfordien.

quelle ils passaient latéralement par indentations. L'action oxydante des courants sur ces pentes à faible taux de sédimentation, est responsable de l'apparition de fréquents Hard-grounds à la surface supérieure de la formation resédimentée qui n'était pas toujours immédiatement recouverte.

On observe un changement de la nature du matériel bio-détritique au cours du Bajocien-Bathonien ; mais ces entroques étant elles mêmes remaniées depuis des couches à entroques plus anciennes, on ne peut déterminer précisément l'époque de cet approfondissement.

L'étude paléostratigraphique a permis la mise en évidence d'une activité tectonique au Domérien supérieur et au cours de l'Aalénien inférieur. Cette activité est responsable de la création de dépressions dissymétriques apparues par flexuration des couches de "Lias calcaire", en relation avec le jeu de failles de socle ; ces dernières pourraient correspondre au prolongement vers le Nord, de la faille du lac du Vallon.

III) DE L'OXFORDIEN MOYEN AU NEOCOMIEN (fig. 79)

Une formation particulière se développe dans le synclinal du lac Labarre ; les niveaux resédimentés y sont fréquents : il s'agit des Calcaires du Paletas.

Compte-tenu du caractère resédimenté de cette formation, il n'a pas été fait d'étude sédimentologique ; néanmoins, on observe l'existence des faciès hémipélagiques à la base de cette formation, tandis que dans les parties moyenne et supérieure, les faciès deviennent pélagiques.

La microfaune a permis de dater stratigraphiquement la formation des Calcaires du Paletas. On a pu mettre en évidence une série normale comprenant du Tithonique-Berriasiens basal et du Valanginien. Les Calcaires du Paletas correspondent donc à des dépôts du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

Dans la coupe de l'arête nord du Grand Renaud, il semblerait, à priori, que l'absence du Kimméridgien soit due à une érosion qui a précédé le dépôt de la barre de faciès tithonique ; cette absence s'observe également dans la série du Jurassique supérieur de Tunisie, c'est à dire sur la marge sud de la Téthys. Le problème est qu'à l'exception de l'Oxfordien inférieur, moyen et du Tithonique-Berriasiens qui ont été datés paléontologiquement, tous les autres étages n'ont été mis en évidence qu'indirectement, c'est à dire par analogie de faciès ; par conséquent, on ne peut affirmer avec certitude que le Kimméridgien manque ou l'inverse : tout ce que l'on peut avancer, c'est qu'une érosion (subaérienne ? sous-marine ?)

plus ou moins importante s'est produite avant le dépôt de la barre de "faciès tithonique".

La persistance d'une pente pourrait se traduire par la variation latérale d'épaisseur des différentes formations comprises entre l'Oxfordien moyen et le Tithonique. On observe également la poursuite du caractère resédimenté apparu au cours de la période précédente ; en effet, les phénomènes de glissements gravitaires sont permanents au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Il n'a pas été possible de trouver des indices directs d'une tectonique cassante synsédimentaire. Les deux paquets glissés qui se sont mis en place au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur pourraient être le témoignage d'une activité tectonique analogue à celle qui est responsable :

- de l'apparition de brèches et d'olistolites de grande taille de matériel serpentiniteux à la suite des calcaires du Jurassique supérieur dans la série prépiémontaise (secteur du Peas ; Th. Dumont, 1983) ;

- d'apports répétés de débris ophiolitiques qui s'intercallent dans les séries stratigraphiques supra-ophiolitiques liguro-piémontaises (Lemoine et Tricart, 1979 ; Lagabrielle, 1982).

Un des problèmes rencontrés au cours de cette étude, a été celui des rapports particuliers entre les Calcaires du Paletas et les Terres Noires. Compte-tenu de leur âge, les Calcaires du Paletas ne peuvent donc plus être considérés comme un équivalent latéral des Terres Noires. Il s'agit d'une formation qui a particulièrement bien enregistré l'instabilité des dépôts sur les pentes, mais qui a parfois été démantelée au point de constituer des paquets glissés notamment au cours du Kimméridgien ; le Néocomien correspond également à une période pendant laquelle se sont mis en place, pour des raisons inconnues, des paquets glissés de Terres Noires et de calcaires de l'Oxfordien moyen.

Au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, l'ensemble de la marge est affecté d'une subsidence généralisée responsable de l'uniformisation de la sédimentation pélagique. Le massif du Rochail-Lauvitel pourrait correspondre à un relief sous-marin sur les pentes duquel se seraient déposés des paquets glissés, des coulées boueuses et des turbidites bioclastiques.

Les glissements gravitaires ne seraient pas liés uniquement à l'activité particulière du bloc basculé du Rochail-Lauvitel maintenant effacé par la subsidence, mais plutôt à l'instabilité qui se manifeste au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans d'autres secteurs de la marge (domaine vocontien, Briançonnais, etc...).

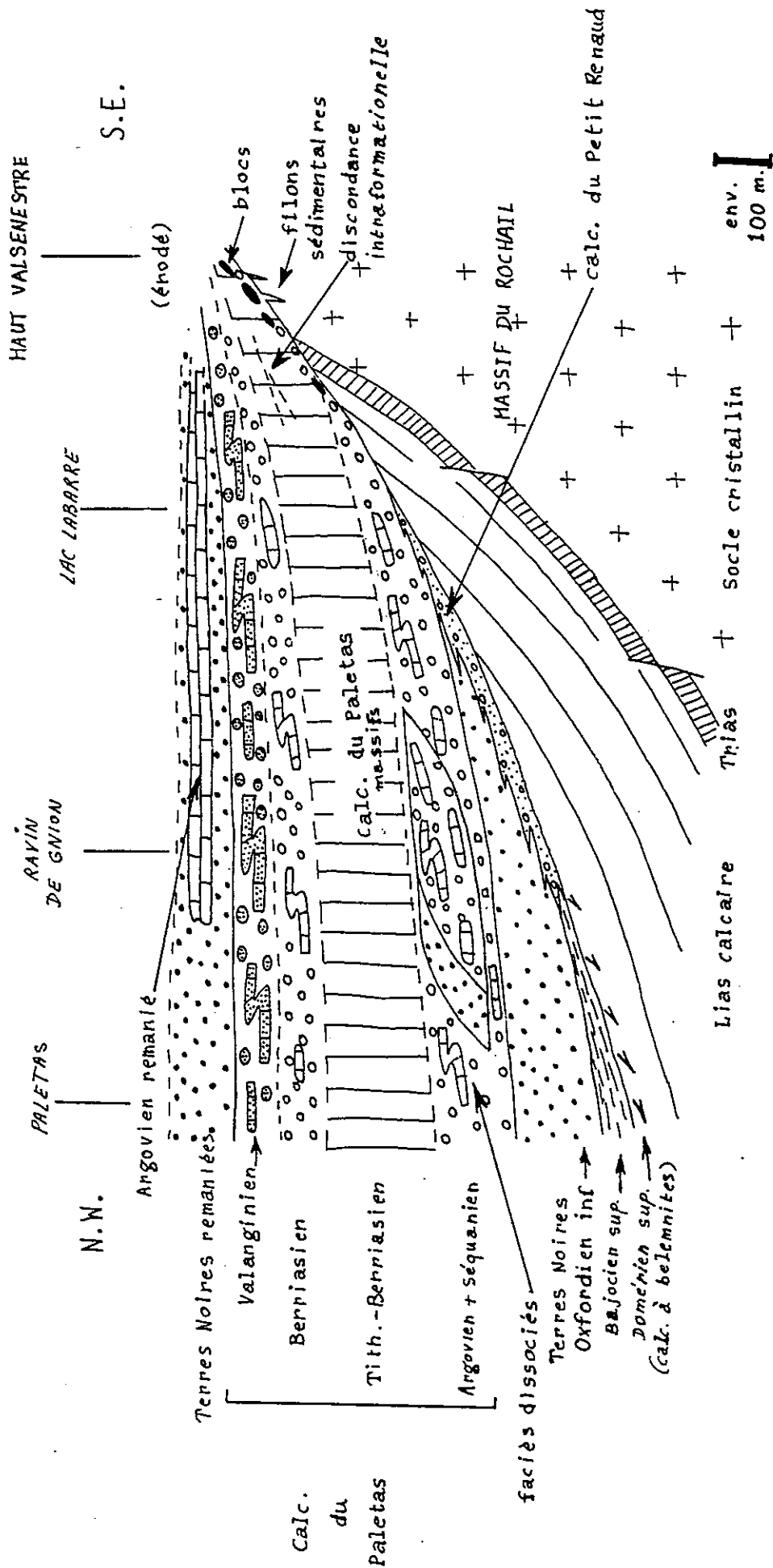


Fig. 79 - Relations entre les Calcaires du Paletas, les Terres Noires et leur substratum ;

Schéma synthétique résumant les principales données exposées dans le texte.

(d'après Barfély et Gidon (1983) modifié)

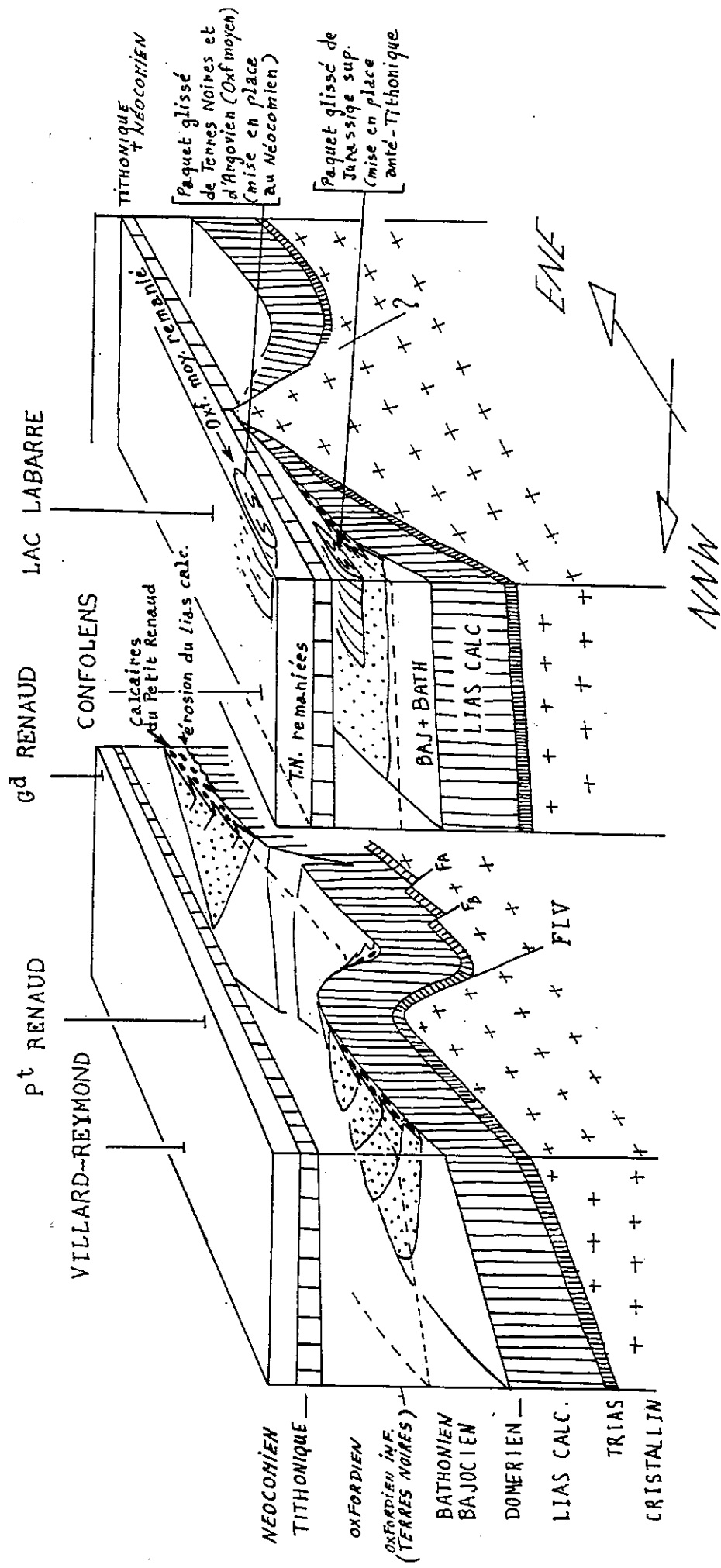


Fig. 80 - Bloc-diagramme schématique montrant quelles devaient être la disposition structurale et les relations spatiales des dépôts à la fin du Jurassique sur la marge occidentale de l'actuel massif du Rochail-Lauvitel. On a retenu l'hypothèse suivant laquelle le synclinal de Villard-Reymond aurait été créé par le jeu des failles du lac du Vallon (FLV) (J.C. Barféty et M. Gidon, 1983 ; modifié).

IV) CONCLUSION (fig. 80 et 81)

Le massif du Rochail-Lauvitel a particulièrement bien enregistré l'instabilité générale qui a régné du Lias au Néocomien. Cette instabilité a été perçue différemment par la sédimentation.

- Au cours de l'Hettangien, l'approfondissement progressif de la marge est caractérisé par le passage des faciès néritiques peu profonds, aux faciès hémipélagiques de bassin ; l'instauration d'un régime marin franc est marquée par une transgression marine et par une fracturation tectonique bien marquée sur la future marge continentale. Les petits demi-grabens liés à cette fracturation se sont arrêtés de fonctionner au Sinémurien ; à partir de cette époque, le basculement de l'ensemble du bloc est contrôlé par des failles majeures telle la faille d'Ornon.

- Du Domérien à l'Oxfordien moyen, l'instabilité des dépôts ainsi que l'érosion des couches se trouvant dans les zones hautes, sont responsables de la sédimentation d'un faciès resédimenté particulier, les Calcaires du Petit Renaud.

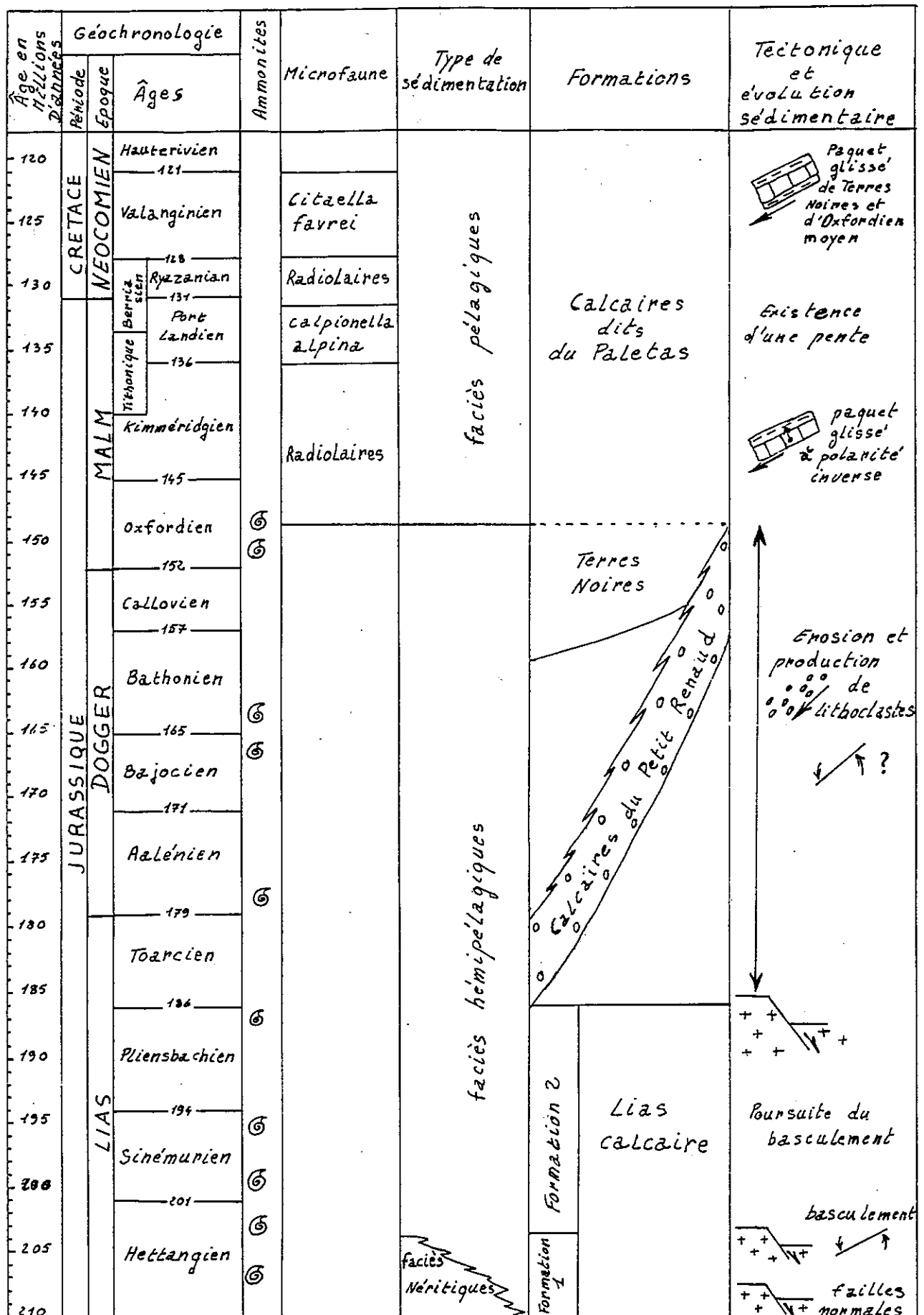
- De l'Oxfordien moyen au Néocomien, la poursuite des remaniements gravitaires dans les faciès pélagiques est responsable de la mise en place d'un paquet glissé anté-Tithonique et d'un autre au cours du Néocomien. Bien qu'aucun indice de tectonique cassante n'ait pu être mis en évidence, il est probable que le basculement se soit poursuivi au moins jusqu'à l'Oxfordien ce qui aurait permis d'entretenir l'instabilité des dépôts sur les pentes.

Cette histoire ainsi résumée prend bien sa place dans ce que l'on connaît de l'évolution de la marge européenne de la Téthys jurassique, tout en précisant la chronologie et les modalités.

Evolution qui par bien des aspects est classique d'une marge passive, depuis le début du rifting jusqu'à la subsidence accompagnant l'apparition de la croûte océanique. Mais il faut aussi en souligner quelques aspects singuliers, en particulier:

- l'arrêt du fonctionnement des premiers accidents mineurs liés au début du rifting, relayés ensuite par des accidents majeurs délimitant les grands blocs basculés ;

- la poursuite de l'instabilité de la marge jusqu'au début de l'expansion océanique, responsable de remaniements gravitaires importants et même de la mise en place de paquets glissés de grandes dimensions.



⊙ : ammonites ayant permis la datation de certains niveaux.

Fig. 81 - Tableau stratigraphique et tectonique du Jurassique et du Néocomien. du massif du Rochail-Lauvitel.

PLANCHE I

PRINCIPAUX LITHOFACIES RENCONTRES

LES FACIES DES ETAGES SUPRA- A MEDIOLITTORAUX

Fig. 1 - Faciès 1 : pelmicrosparite à keystone vugs (grossissement 10)
Ech. FPB 242; coupe du Paletas ; Hettangien ; p. 23.

LES FACIES DE L'ETAGE INFRALITTORAL

Fig. 2 - Faciès 2 : oobiosparite

Ech. FPB 244 ; coupe du Paletas ; Hettangien ; p. 23.

Fig. 3 - Faciès 2A: biosparite à polypiers (grossissement 10, cf. fig. 1)

Ech. FPCA 1 ; coupe de La Chave ; Hettangien ; p. 24.

Fig. 4 - Faciès 3 : pelbio-oosparite à éléments légèrement micritisés (gross. 10)

Ech. FPB 247 ; coupe du Paletas ; Hettangien ; p. 25.

Fig. 5 - Faciès 4 : pelbiosparite à échinodermes et grosses coquilles
micritisées (gross. 10, cf. fig. 1).

Ech. FPB 252 ; coupe du Paletas ; Hettangien ; p. 25.

Fig. 6 - Faciès 4A : biosparite à éléments de petite taille disposés en lits
(gross. 10, cf. fig. 1).

Ech. FPL 3 ; coupe du demi-graben du lac du Vallon ; Hettangien ; p. 26

Fig. 7 - Faciès 5 : pelsparite à peloïdes de petite taille associés à de fines
coquilles de bivalves (gross. 10, cf. fig. 1).

Ech. FPB 249 ; coupe du Paletas ; Hettangien ; p. 26.

LES FACIES DE L'ETAGE CIRCALITTORAL

Fig. 8 - Faciès 6 : pelmicrosparite à spicules et biophase micritisée abondante
(gross. 10, cf. fig. 1)

Ech. CLO 12 ; coupe des Clottous ; Hettangien ; p. 28.

Fig. 9 - Faciès 6B : biomicrosparite à éléments roulés (gross. 10, cf. fig. 1)

Ech. CLO 13 ; coupe des Clottous ; Hettangien ; p. 28.

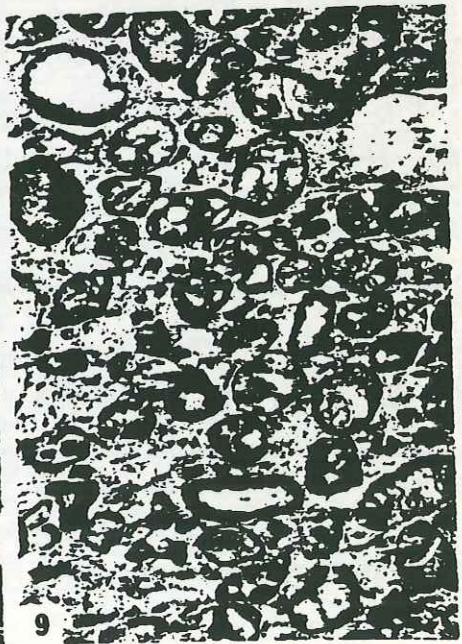
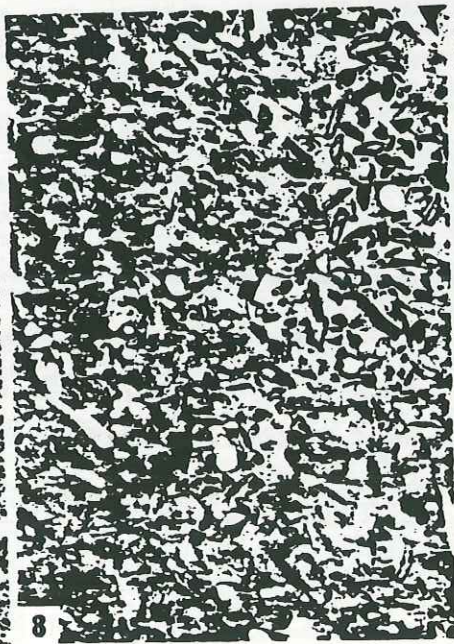
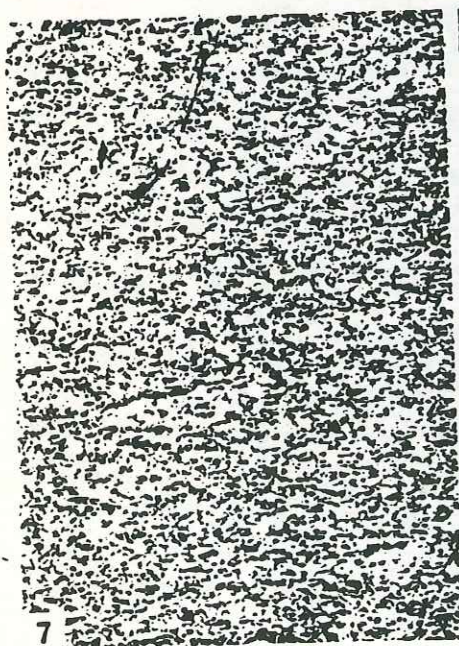
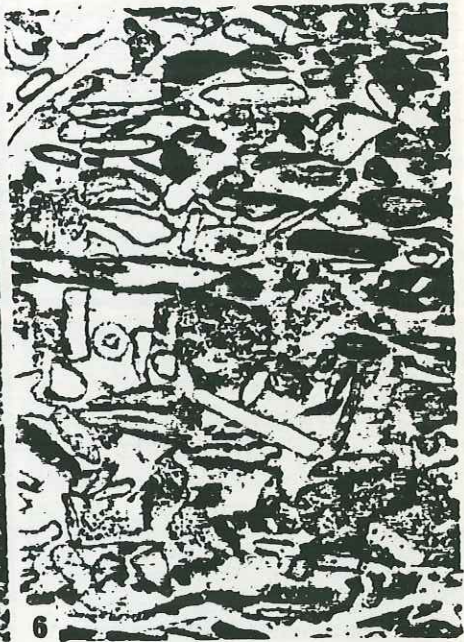
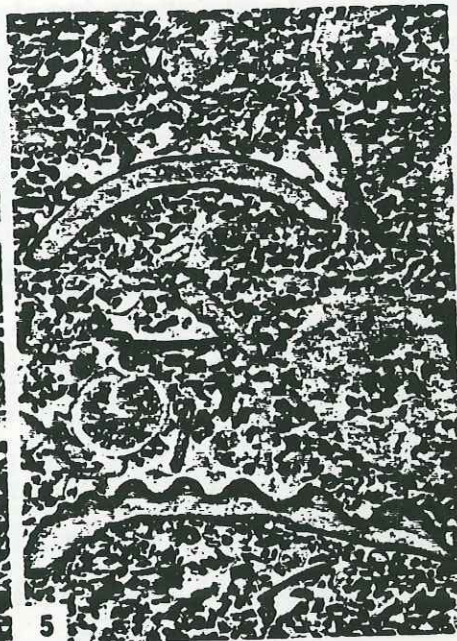
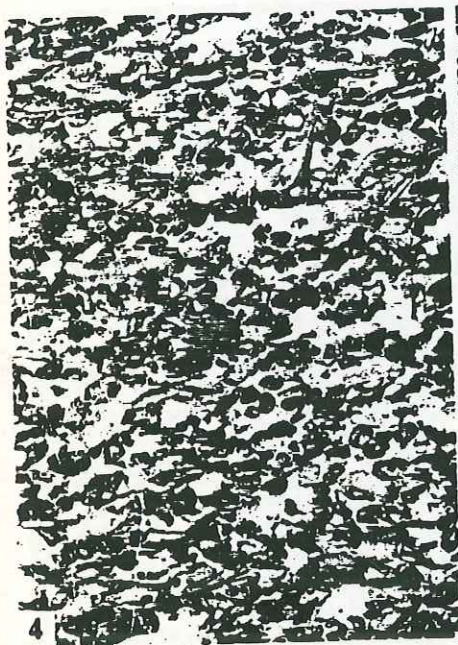
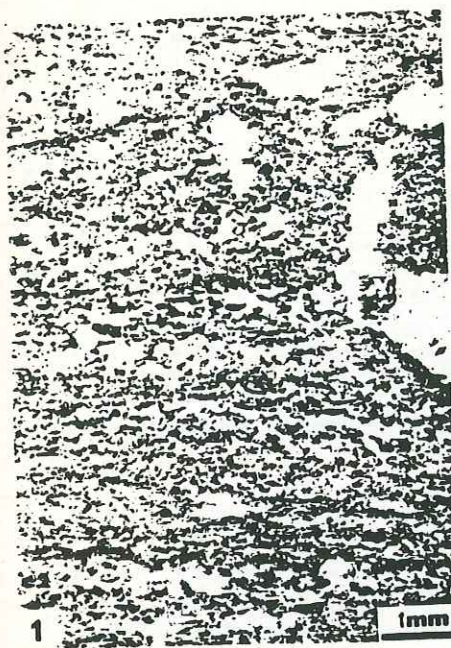


PLANCHE II

PRINCIPAUX LITHOFACIES RENCONTRES

LES FACIES DE L'ETAGE CIRCALITTORAL (SUITE)

- Fig. 1 - Faciès 7 : biopelmicrosparite à spicules (grossissement 10).
Ech. CLO 10 ; coupe des Clottous ; Hettangien ; p. 29.
- Fig. 2 - Faciès 8 : biomicrite à crinoïdes et abondants spicules (plus de 30% de spicules) (gross. 10, cf. fig. 1).
Ech. CLO 15 ; coupe des Clottous ; Hettangien ; p. 29.
- Fig. 3 - Faciès 8A : biosparite à crinoïdes et concrétions algaires (gross. 10, cf. fig. 1).
Ech. FPL 7 ; coupe du demi-graben du lac du Vallon ; Hettangien ; p. 30.
- Fig. 4 - Faciès 8B : biomicrite à polypiers.
Ech. FPB 259 ; coupe du Paletas ; Hettangien ; p. 31.
- Fig. 5 - Faciès 9 : biomicrite à spicules (moins de 20% de spicules) (gross. 10).
Ech. CLO 25 ; coupe des Clottous ; Hettangien ; p. 31.
- Fig. 6 - Faciès 10 : micrite pauvre en bioclastes.
Ech. FPB 226 ; coupe de la crête des Rochers de Terre rousse ; Hettangien ; p. 32.

LES FACIES DE TRANSGRESSION

- Fig. 7 - Faciès 11 - faciès de transgression (gross. 10, cf. fig. 1).
Ech. CLO 6 ; coupe des Clottous ; Hettangien ; p. 33.

FACIES PARTICULIERS

- Fig. 8 - Micobrèche du niveau G situé au-dessus de la barre tithonique (gross. 10).
Ech. FPB 485 ; coupe de la crête des Rochers de Terre rousse ; Tithonique supérieur-Berriasien basal ; p. 152.
- Fig. 9 - Biosparite à polypiers existant à la partie inférieure de la coupe du demi-graben du lac du Vallon (cf. p. 68 et 71) (gross. 10, cf. fig 1).
Ech. FPB 195 ; Hettangien.

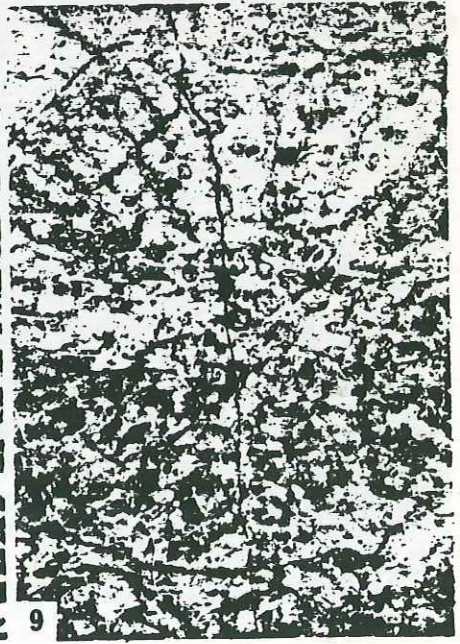
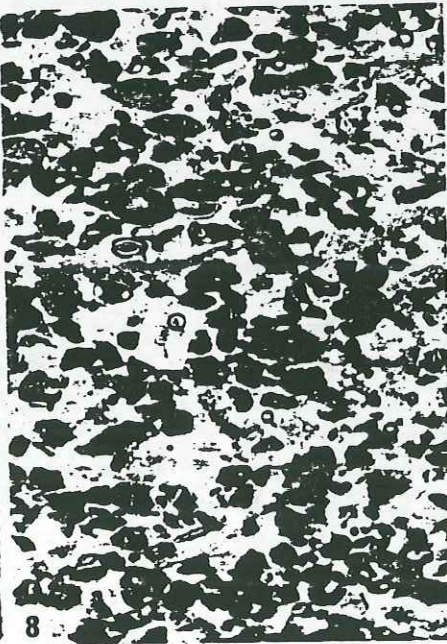
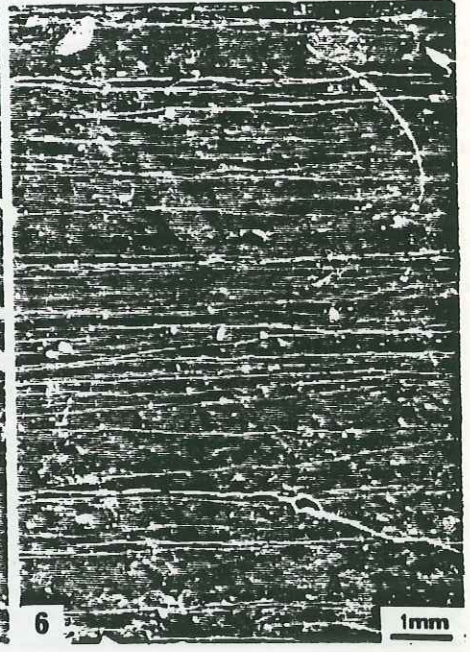
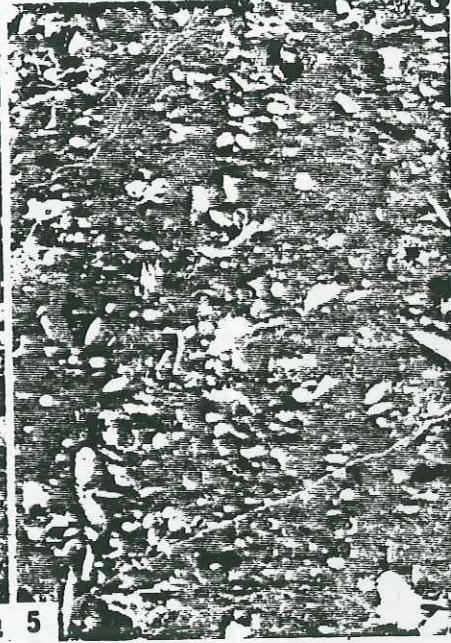
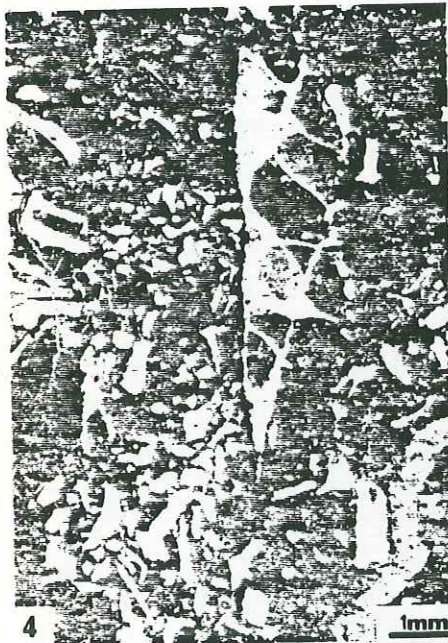
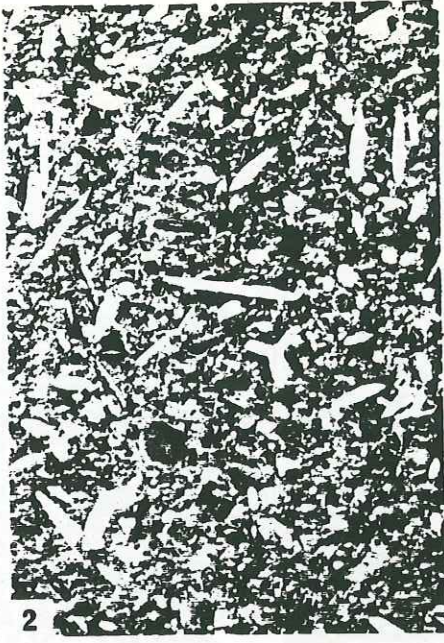
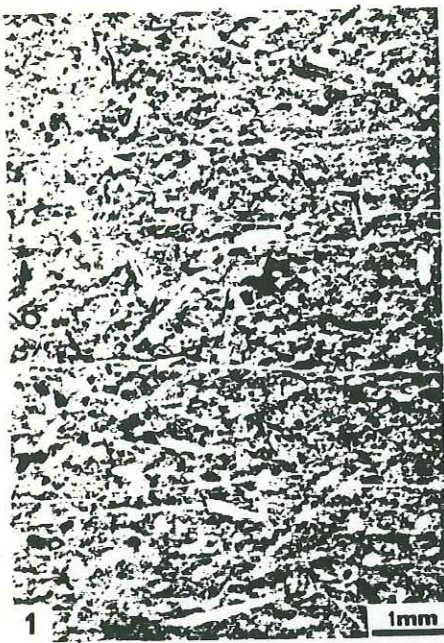


PLANCHE III

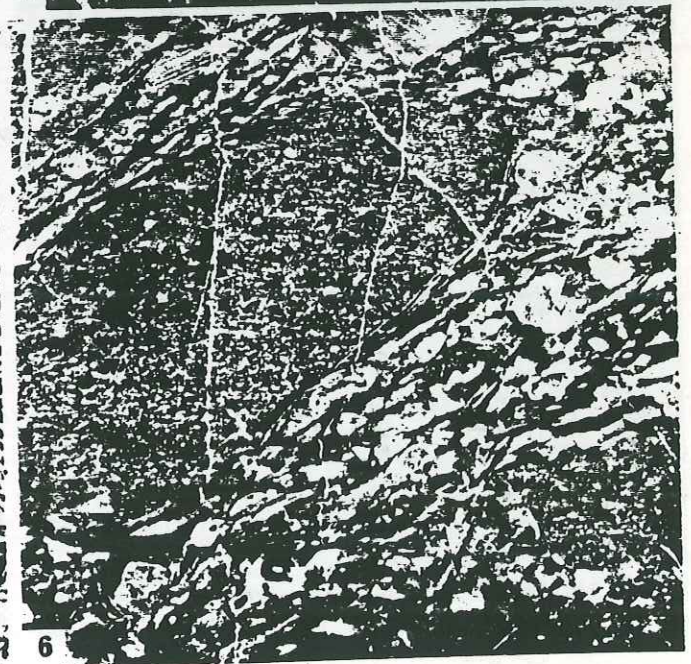
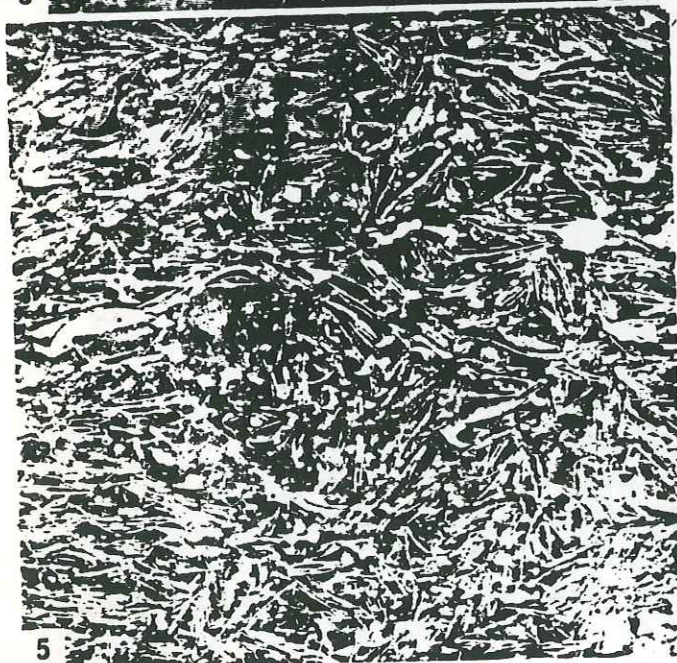
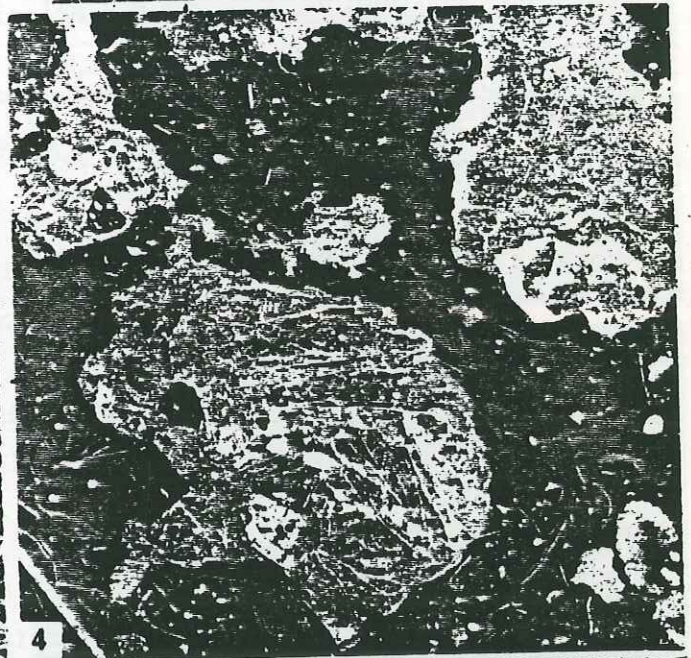
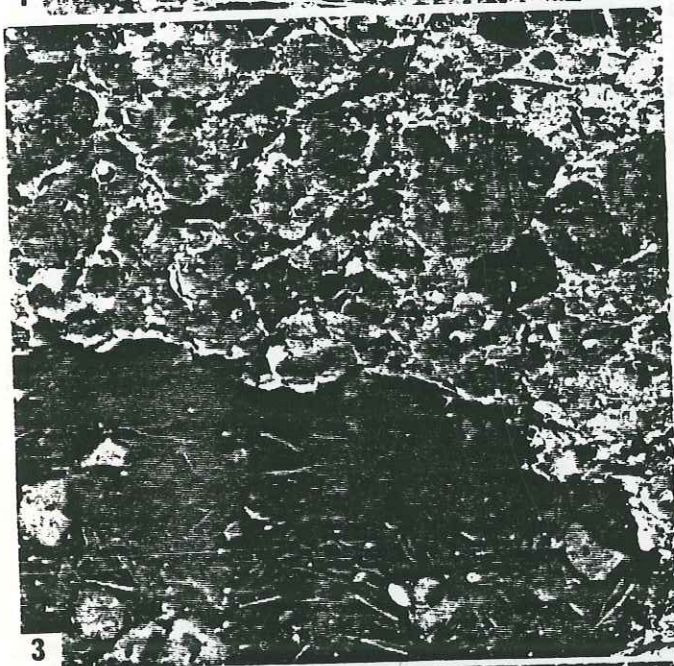
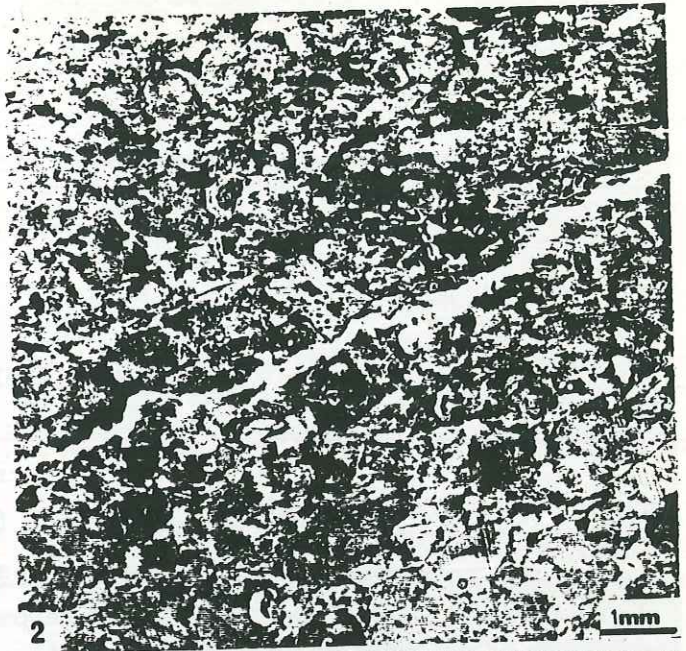
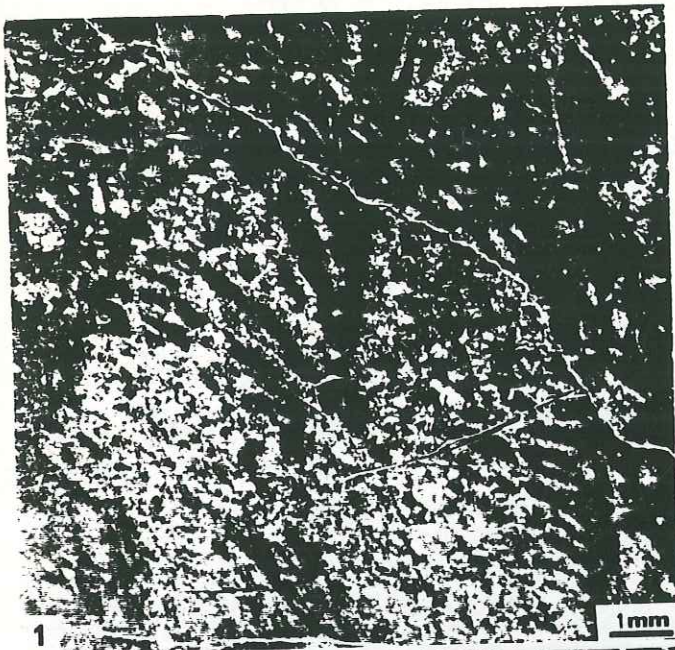
PRINCIPAUX LITHOFACIES RENCONTRES

FACIES PARTICULIERS (SUITE)

- Fig. 1 - Biosparite à polypiers du plan de faille (FA) du demi-graben situé au Nord du lac du Vallon (cf. p. 68 et 71).
Ech. FPH1 CL ; Hettangien.

LES FACIES DES CALCAIRES DU PETIT RENAUD

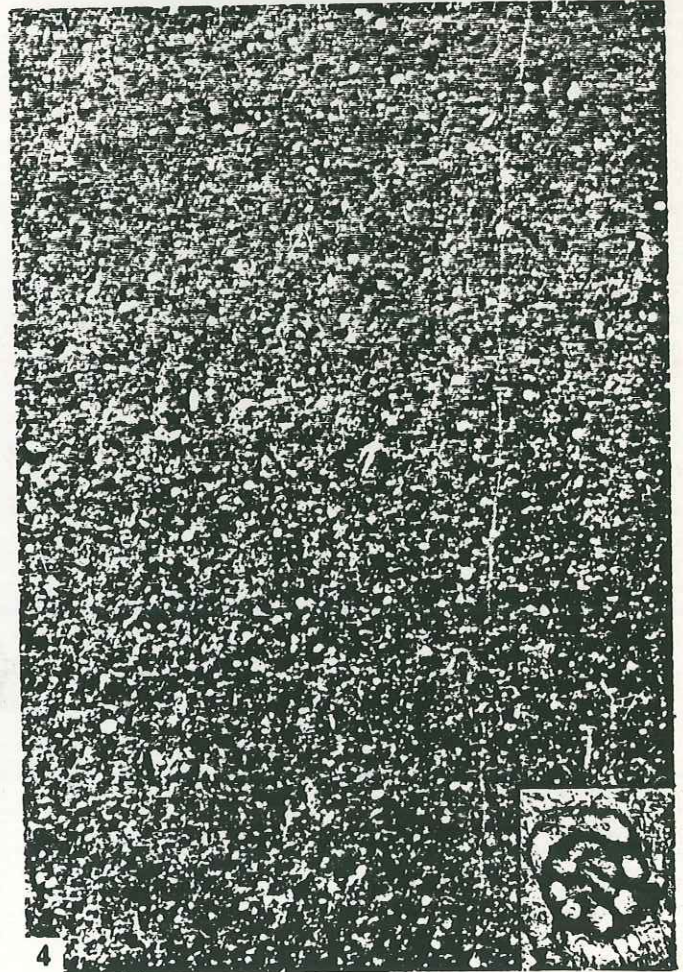
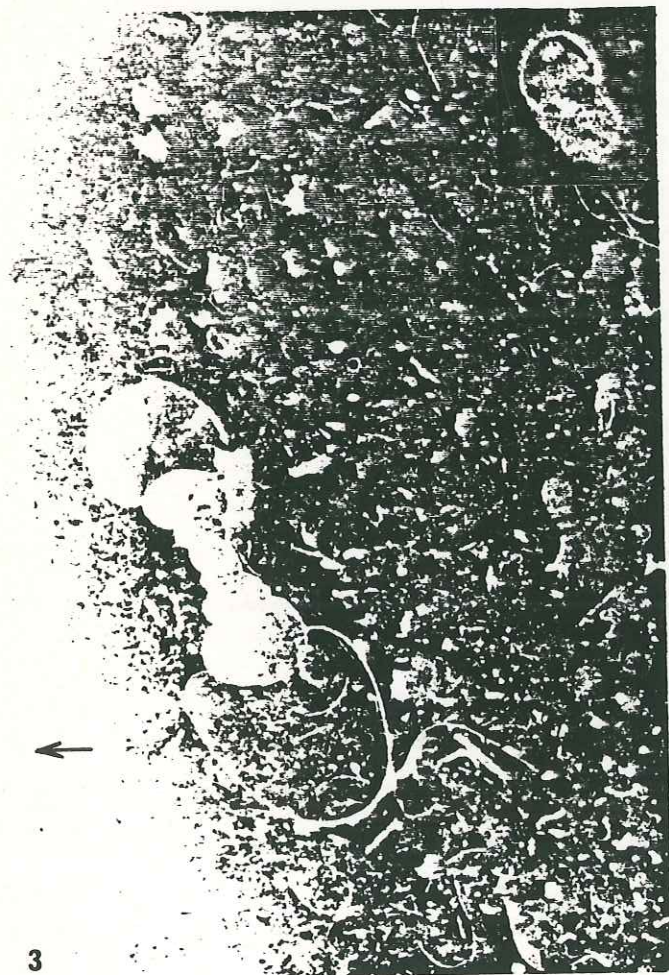
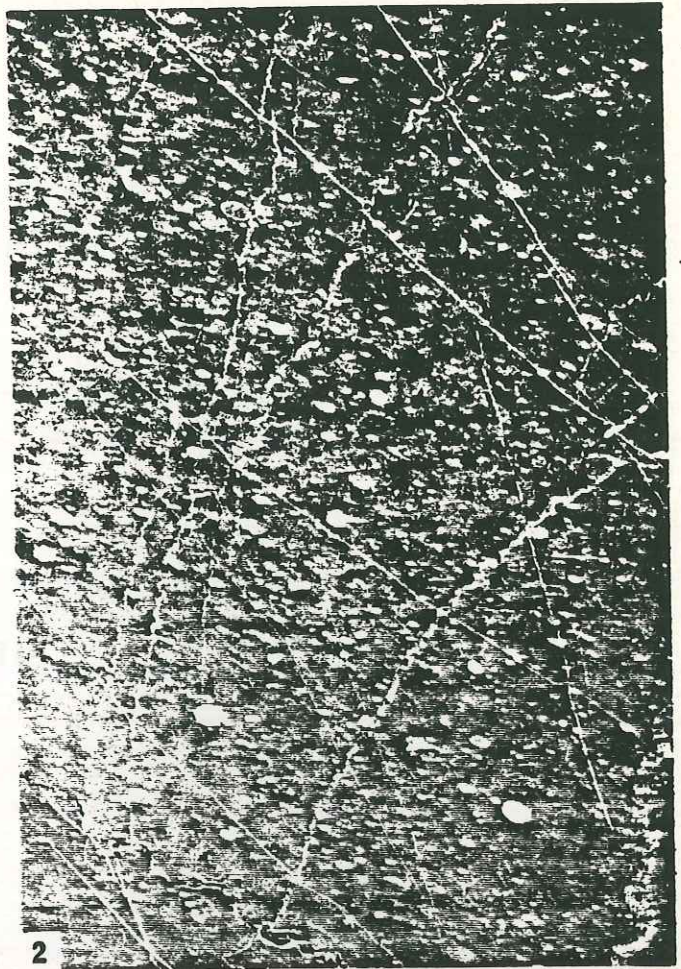
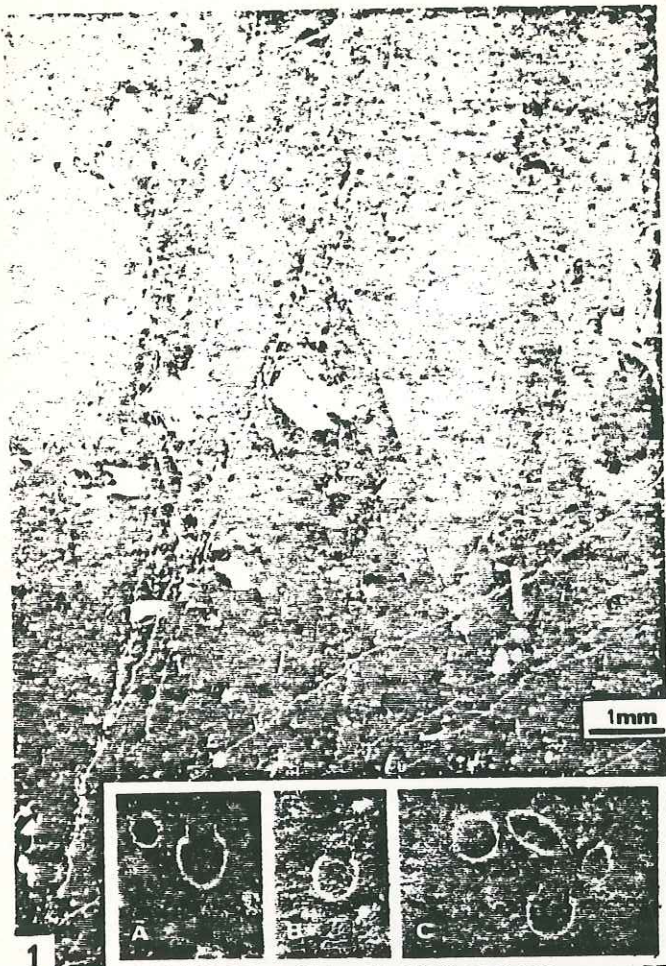
- Fig. 2 - Biosparite à entroques (gossissement 10).
Ech. FPB 499 ; coupe de l'arête nord du Grand Renaud ; p. 140.
- Fig. 3 - Lithoclaste de biomicrite à microfilaments et entroques remanié dans une biosparite à entroques (gross. 10, cf. fig. 2).
Ech. FPB 498 ; coupe de l'arête nord du Grand Renaud ; p. 140.
- Fig. 4 - Galet perforé de biomicrite à microfilaments et entroques ; les perforations sont remplies par une biosparite à microfilaments et entroques correspondant à la matrice dans laquelle est remanié ce galet (gross. 10, cf. fig. 2).
Ech. FPB 461 , coupe en contrebas nord-est du Grand Renaud ; p. 109.
- Fig. 5 - Biomicrite à microfilaments (gross. 10, cf. fig. 2).
Ech. 402 ; coupe de la combe située à l'Est du Grand Renaud ; p. 111
- Fig. 6 - Galet mou de micrite resédimenté dans une biosparite à entroques (gross. 10, cf. fig. 2).
Ech. FPB 176 ; coupe du flanc oriental du premier talweg (synclinal de Corbière) ; p. 138.

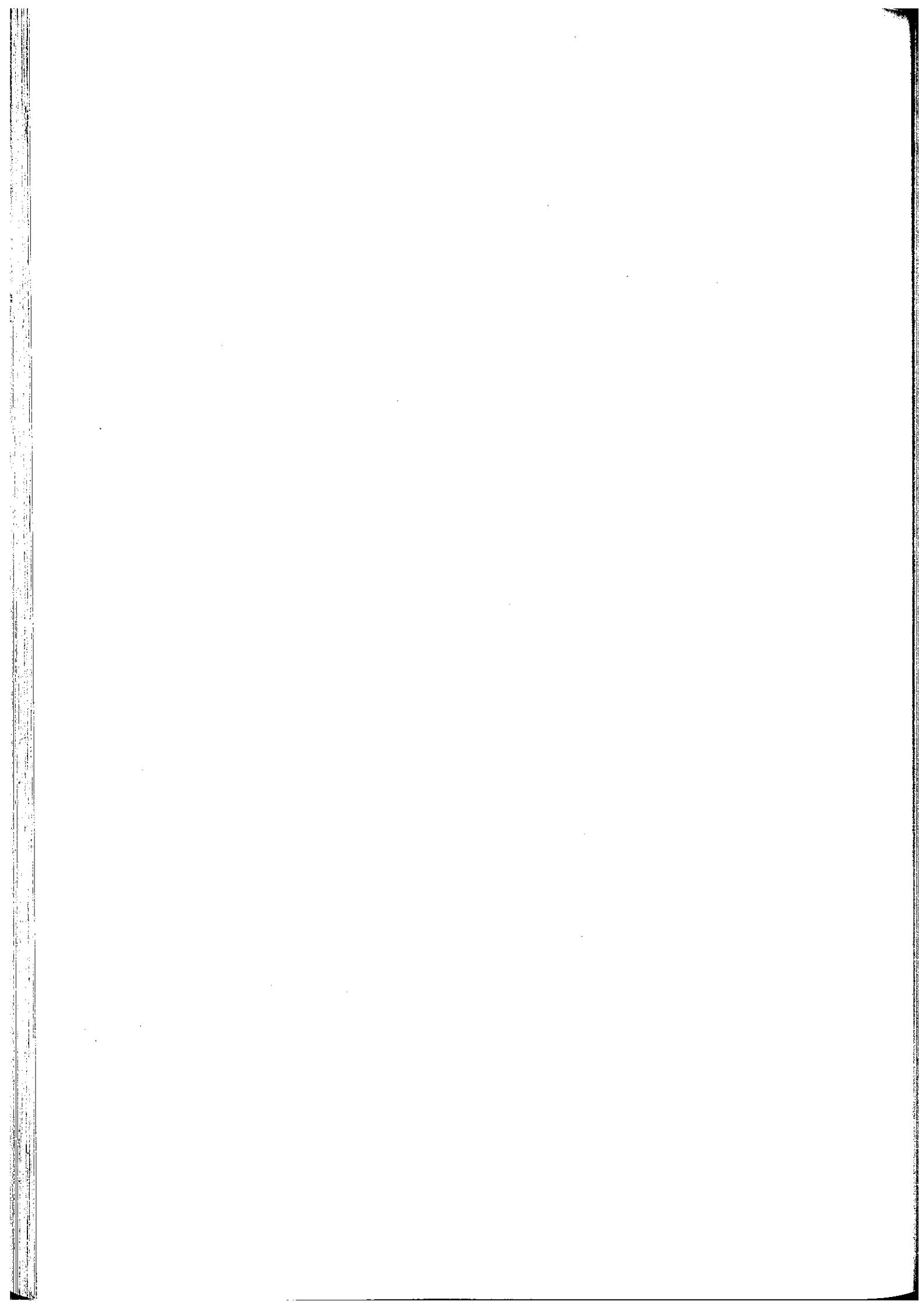


PRINCIPAUX LITHOFACIES RENCONTRES

LES FACIES PELAGIQUES

- Fig. 1 - Faciès 12A : microbrèche à éléments de biomicrite à calpionelles remaniés dans une biomicrite à calpionelles (grossissement 10).
A, B et C : détail de la microfaune contenue dans la matrice (gross.100).
A et B : Calpionella alpina (détermination J. Remane).
C : Tintinnopsella carpathica (détermination J. Remane).
Ech. FPB 308 ; coupe de la partie supérieure des Calcaires du Paletas ; Tithonique supérieur-Berriasien basal ; p.164.
- Fig. 2 - Faciès 12B : biomicrite à radiolaires calcitisés (gross. 10, cf. fig 1).
Ech. FPB 181 ; coupe de la partie supérieure des Calcaires du Paletas du ravin de Gnion ; p. 164.
- Fig. 3 - Biomicrite à débris et ammonites (gross. 10, cf. fig. 1).
Ech. FPB 471 ; coupe des calcaires noduleux à entroques, en contrebas nord-est du Grand Renaud ; p. 109. La polarité est donnée par la flèche. Détail encadré : Protogligérine (Bath.-Callovien) remaniée dans une micrite du même type (détermination A. Arnaud-Vanneau).
Grossissement 100 ; ech. FPB 430 ; coupe de la combe située à l'Est du Grand Renaud ; p. 111.
- Fig. 4 - Biomicrite finement bioclastique dans laquelle a été déterminée une Citaella favrei (dans l'encadré, gross. 100) du Valanginien (détermination A. Arnaud-Vanneau) ; grossissement 10, cf. fig. 1.
Ech. FPB 311 ; coupe de la partie supérieure des Calcaires du Paletas du ravin de Gnion ; p. 164.





BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ADLINE G., (1982) - "Les spilites potassiques triasiques de la bordure occidentale du massif des Ecrins Pelvoux : aspect volcanogénique et problèmes de carbonatation". Thèse 3ème cycle, Grenoble.
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1977) - "Précision sur la structure des chaînes subalpines méridionales dans la région de Faucon-Turrier-Clamensale (Alpes de Haute Provence)". Géologie Alpine, t. 53, 1977, p. 5-34.
- ARNAUD H., BARFETY J.C., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978) - "A propos du rhexmatisme des zones externes alpines, au Sud de Grenoble". Note transmise par Collignon M., C. R. Acad. Sc. Paris, t. 286 (16 mai 1978), série D, p. 1335-1338.
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978) - "Dislocations synsédimentaires du socle et déformations ultérieures de la couverture : l'exemple des chaînons subalpins au NE de Sisteron". Note transmise par Collignon M., C. R. Acad. Sc. Paris, t. 287 (7 oct. 1978), série D, p. 787-790.
- ARNAUD H., GIDON M. et PAIRIS J.L. (1978) - "Les thèmes structuraux de la tectonique synsédimentaire jurassique du domaine vocontien : données fournies par les chaînes subalpines de Gap à Sisteron". Note transmise par Collignon M., C. R. Acad. Sc. Paris, t. 287 (11 sept. 1978), série D, p. 217-220.
- ARNAUD H., ARNAUD-VANNEAU A., BOURBON M., LEMOINE M. et MEGARD-GALLI J. (1985) - "Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure". Comité des travaux historiques et scientifiques, bulletin de la section des sciences, tome IX, géologie, Paris. Géodynamique des seuils et des haut-fonds, p. 115-128.
- AUMAITRE R. et BUFFET G. (1973) - "Minéralogie, pétrologie et géochimie des laves spilitiques et des filons basiques associés du massif des Ecrins Pelvoux (Alpes françaises occidentales)". Thèse 3ème cycle, Grenoble, 301 p.
- BALOGÉ P.A. (1981) - "Foraminifères et ostracodes dans les faciès ammonitico rosso associés du Lias (Domérien-Toarcién) du Djebel Nador de Tiaret, Algérie". Rosso ammonitico symposium proceeding, Roma, p. 27-37, Tecnoscienza ed.

BARFETY J.C., GIDON M., HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1970) - "Nouvelles observations sur les conditions de sédimentation du Trias et du Lias du Dôme de La Mure et de la chaîne de Belledonne méridionale". Trav. Lab. Géol. Alpine, t. 46, 1970, p. 5-16.

BARFETY J.C., GIDON M. et MOUTERDE R. (1970) - "Observations stratigraphiques et structurales sur le Mésozoïque des environs de Bourg d'Oisans (Isère)". T. L. G., t. 46, 1970, p. 23-28.

BARFETY J.C., DEBELMAS J. et MOUTERDE R. (1972) - "Caractères stratigraphiques, paléontologiques et structuraux du Jurassique inférieur et moyen des bordures W et SE du massif de Belledonne (Isère)". (feuilles au 1/50000 : Domène, Montmélian et Vizille), T. L. G., t. 48, 1972, p. 61-86.

BARFETY J.C., GIDON M., LEMOINE M. et MOUTERDE R. (1979). - "Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises : la faille du Col d'Ornon". Note transmise par Aubouin J., C. R. Acad. Sc. Paris, t. 289 (17 déc. 1979), série D, p. 1207-1210.

BARFETY J.C. et MOUTERDE R. (1980) - "Evolution des faciès dans la zone dauphinoise, du Mont Blanc au Pelvoux (Alpes occ.)". Bull. Soc. géol. France, 1980, (7), t. XXII, n°4, p. 557-565.

BARFETY J.C. et GIDON M. (1980-81) - "Fonctionnement synsédimentaire liasique d'accidents du socle dans la partie occidentale du massif du Pelvoux (région de Vénosc, Isère)". Bull. du B.R.G.M. (deuxième série). Section I, n°1, 1980-81, p. 11-22, 6 fig.

BARFETY J.C. et GIDON M. (1982) - "Conséquences paléotectoniques de la découverte de l'âge jurassique supérieur d'une partie de la couverture ouest du massif du Pelvoux". Note transmise par Aubouin J., C. R. Acad. Sc. Paris, t. 294 (3 mai 1982), série II, p. 1013-1016.

BARFETY J.C. et GIDON M. (1983) - "La stratigraphie et la structure de la couverture dauphinoise au Sud de Bourg d'Oisans. Leurs relations avec les déformations synsédimentaires jurassiques". Géologie alpine, t. 59, 1983, p. 5-32.

BARFETY J.C. et GIDON M. (1984) - "Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile : le Lias du versant est du massif du Taillefer (zone dauphinoise, Alpes occidentales)". Revue de la géologie dynamique et de la géographie physique : vol. 25, fasc. 4, p. 267-276, Paris, 1984.

BARFETY J.C. (1985) - "Le Jurassique dauphinois entre Durance et Rhone. Etude stratigraphique et géodynamique. Evolution d'une portion de la marge nord téthysienne (Alpes occidentales françaises)". Thèse d'état présentée à l'université scientifique et médicale de Grenoble ; 2 vol.

BARON P. (1981) - "Le Trias et le Lias inférieur de la bordure occidentale du massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : stratigraphie et tectonique synsédimentaire". Thèse 3ème cycle, université de Grenoble I, 154 p.

BAS Th. (1985) - "Caractéristiques du rifting liasique dans un secteur d'une marge passive de la Téthys : le haut-fond de La Mure et le bassin du Beaumont (Alpes occidentales)". Thèse de Doctorat de l'Université de Grenoble, 193 p.

BAS TH., DUMONT TH., PINTO-BULL F., ARNAUD H., GIDON M., LEMOINE M. et TRICART P. (1984) - "Paléoenvironnement marin, tectonique et eustatisme sur une marge continentale passive (Alpes occidentales, Jurassique)". 10 ème R.A.S.T., Bordeau.

BERNOUILLI D. et LEMOINE M. (1980) - "Birth and early evolution of the Tethys : the overall situation". 26ème Congr. géol. Int., Paris, 1980, coll. C5, p. 168-179, Paris.

BOISSEAU TH. (1987) - "La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien-Valanginien (Chartreuse-Vercors). Analyse et corrélations avec les séries de bassin". Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l'Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble, spécialité : géologie appliquée ; le 31 octobre 1987.

BORNUAT M. (1962) - "Etude de la couverture sédimentaire de la bordure ouest du massif des Grandes Rousses au Nord de Bourg d'Oisans". Trav. Lab. Géol. Grenoble, t. 38, p. 145-203.

BOURBON M. (1980) - " Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone briançonnaise, près de Briançon, entre le début du Malm et l'Eocène inférieur". Thèse présentée à l'université Louis Pasteur pour obtenir le grade de Docteur es sciences naturelles. U.E.R. des sciences de la Vie et de la Terre, Institut de géologie, Strasbourg.

BOURBON M., DE GRACIANSKY P.C. et ROUX M. (1980) - "Indices bathymétriques fournis par les crinoïdes pédonculés sur le bord de la marge téthysienne (Briançonnais et Sub-Briançonnais) au Jurassique et au Crétacé". Bulletin de la Société Géologique de France, 7, t. XXII, n°5, p. 713-718.

CONAN G., ROUX M. et SIBUET M. (1981) - "A photographic survey of the stalked crinoid *Diplocrinus (Annacrinus) wyvillethomsoni* (Echinodermata) from the bathyal slope of the Bay of Biscay". Deep-Sea Research, vol. 28A, n°5, p. 441 to 453, 1981.

COUDRAY J. et MICHEL D. (1981) - "Analyse sédimentologique des "calcaires noduleux" qui encadrent les radiolarites du Dinantien de la Montagne Noire (France) et apport des données expérimentales pour la compréhension de leur genèse". Rosso-Ammonitico symposium proceedings ; p. 149-165, Edizioni Tecnoscienza, Roma, 1981.

DELGADO F., LINARES A., SANDOVAL J. et VERA J.A (1981) - "Contribution à l'étude de l'ammonitico rosso du Dogger dans la zone subbétique". Rosso Ammonitico Symposium proceedings, p. 181-197, Edizioni Tecnoscienza, Roma, 1981.

DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S. ET LIENHARDT M.J. (1984) - "Synthèse géologique du Sud-Est de la France". Mémoire B.R.G.M., Fr., n°125.

DUMONT Th. (1983) - "Le Chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : évolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la Zone Piémontaise des Alpes occidentales". Thèse de 3^e cycle de l'université scientifique et médicale de Grenoble, 250 p.

DUMONT TH., GRAND TH. et PINTO-BULL F. (1986) - Distension jurassique et paléochamp de contrainte associé, dans le massif cristallin externe du Rochail (Alpes occidentales)". 12^eme R.A.S.T., Clermont-Ferrand.

ELMI S. (1978) - "Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des "calcaires noduleux" et des ammonitico-rosso". 6^eme R.A.S.T., Orsay, Soc. géol. France, 157, Paris.

ELMI S. (1979) - "Tectonique synsédimentaire, émergences temporaires et sédimentation de type ammonitico-rosso : l'exemple du Lias du Djebel-es-Sekika (monts du Traras, Algérie occidentale)". 7^eme R.A.S.T., Lyon, Soc. géol. France, 179, Paris.

ELMI S. (1981) - "Relations spatio-temporelles entre Ammonitico-rosso, calcaires à zoophycos et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (monts du Traras, djebel Fillaoussene, Algérie du NW)". Rosso Ammonitico symposium proceedings, p. 9-25 ; Edizioni Tecnoscienza, Roma, 1981.

ELMI S. (1981) - "Classification typologique et génétique des ammonitico-rosso et des faciès noduleux ou grumeleux : assai de synthèse". Rosso ammonitico symposium proceedings, Roma, p. 233-249 ; Edizioni Tecnoscienza.

ELMI S. (1981) - "Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les ammonitico-rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules". Rosso ammonitico symposium proceedings ; p. 251-299, Edizioni Tecnoscienza, Roma, 1981.

GIDON M., PAIRIS J.L. et APRAHAMIAN J. (1976) - "Le linéament d'Aspres-les-Corps : sa signification dans le cadre de l'évolution structurale des Alpes occidentales externes". Note de MM Maurice Gidon, Jean-Louis Pairis et Jean Aprahamian, transmise par M. Maurice Collignon. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 282 (19 janv. 1976), série D, p. 271-274.

GIDON M. et APRAHAMIAN J. (1980-81) - "Le rôle de la paléotectonique jurassique dans la structure des montagnes du Beaumont (zone dauphinoise au Sud-Est de Grenoble)". Bull. du B.R.G.M. (deuxième série), section I, n°1, 1980-1981, p. 23-33, 8 fig.

GIDON M., BARFETY J.C. et DEBELMAS J. (1982) - "Un exemple de "collapse-structure" jurassique dans le NE du massif du Pelvoux : contribution à la connaissance des panneaux glissés synsédimentaires des Alpes occidentales françaises". Géologie alpine, t. 58, 1982, p. 69-72.

GIDON M., BARFETY J.C., MOUTERDE R., LEMOINE M., BRAVARD C. et PAIRIS J.L. (1983) - "Accidents stratigraphiques liés à une activité tectonique synsédimentaire dans la couverture des massifs cristallins externes des Alpes occidentales françaises, au SE de Grenoble". Comptes-rendus du 108^e Congrès national des sociétés savantes, Grenoble 1983, section des sciences, fascicule I, section de la terre, tome I, Paris, C.T.H.S., 1983.

GIGNOUX M. et MORET L. (1952) - "Géologie dauphinoise". Masson, Paris, 2^e éd., 324 p., 3 pl.

GRACIANSKY P.C. De, BOURBON M., CHENET P.Y., CHARPAL O De et LEMOINE M. (1979) - "Genèse et évolution comparées de deux marges continentales passives : marge ibérique de l'océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales". Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXI, p. 663-674.

GRAND TH. (1987) - "Exemples de structures en estension et de leur influence sur les déformations postérieures dans le domaine téthysien (Bourg d'Oisans, Alpes occidentales françaises et Trodos, Chypre)". Thèse de Doctorat de l'Université de Grenoble, 253 p.

GRAND TH., DUMONT TH. et PINTO-BULL F. (1987) - "Distensions liées au rifting téthysien et paléochamp de contrainte associés dans le bassin liasique de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales)". Bull. Soc. géol. France, 1987, (8), t. III, n°4, p. 699-704.

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL R. (1987) - "Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic". Science, vol. 235, p. 1156-1166, 6 march 1987.

- HAUDOUR J. et SARROT-REYNAULD J. (1961) - "Stratigraphie du Lias du Dôme de la Mure". Colloque sur le Lias français, Chambéry, 1960 ; mémoire B.R.G.M., n°4.
- KILLIAN W. et REVIL J. (1912) - "Etudes géologiques dans les Alpes occidentales". Mém. Carte Géol. Fr., II, 2^e fasc., 269 p.
- LE MENN J. (1985) - "Les crinoïdes du Dévonien inférieur du massif armoricain : systématique, paléobiologie, évolution paléoécologique, biostratigraphie". Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne, n°30, 268 p., Rennes, 1985.
- LEMOINE M., GIDON M. et BARFETY J.C. (1981) - "Les massifs cristallins externes des Alpes occidentales : d'anciens blocs basculés nés au Lias lors du rifting téthysien". C. R. Acad. SC. Paris, t. 292, II, p. 917-920.
- LEMOINE M. (1982) - "Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales : naissance et évolution d'une marge continentale passive". In J. Lang, édit. : livre Jubilaire G. Lucas, Mém. géol., univ. Dijon, n°7, p. 347-361.
- LEMOINE M. (1983) - "Rifting and early drifting : Mesozoic Central Atlantic and Ligurian Tethys". In : Rep. D.S.D.P., vol. 76.
- LEMOINE M. (1984) - "La marge continentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales". In G. Boillot et al. : "Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France". Paris, Masson éd., p. 155-248, 61 fig.
- LEMOINE M. (1985) - "Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Téthys ligure". Bull. Soc. géol. France, 1985, (8), t. I, p. 126-137.
- LORY CH. (1860-64) - "Description géologique du dauphiné (Isère, Drôme, Hautes-Alpes)". Bull. Soc. Statist. de l'Isère, t. V, VI, VII.
- MACURDA D.B. et MEYER D.L. (1974) - "Feeding posture of modern stalked crinoïds (Echinodermata)". Nature, Londres, t. 247, p. 394-396.
- MACURDA D.B. et MEYER D.L. (1976) - "The identification and interpretation of stalked crinoïds (Echinodermata) from deep water photographs". Bull. Marine Sci., 26, 2 : 205-215.
- MACURDA D.B. et MEYER D.L. (1976) - "The morphology and life habits of the abyssal crinoïd *Bathycrinus aldrichianus* WYVILLE-THOMSON and its paleontological implications". Journ. Paleont., 50, 4 : 647-667, Tulsa.

MARCOUX J. et RICOU L.E. (1980) - "Classification des ophiolites et radiolarites alpino-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et structural". Bull. Soc. géol. France, S. 7, XXI, (5), 643-652, 1 fig., Paris.

MULLINS H.T., NEUMAN A.C., WILBER R.J. et BORDAN M.R. (1980) - "Nodular carbonate sediment on Bahamian slopes : possible precursors to nodular limestones". Journ. Sed. Petrol., 50, 117-131.

PELHATE A. (1980) - "Microfacies et dynamique sédimentaire". In "Les schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur, massif armoricain)". Plusquellec Y., Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 23, 21-58, Rennes.

PINTO-BULL F. (1984) - "Etude cartographique, sédimentologique et paléostratigraphique d'un secteur de la marge continentale téthysienne (massif du Rochail). Mémoire de DEA, institut Dolomieu, université de Grenoble I, 37 p.

PLUSQUELLEC Y. (1980) - "Les schistes et calcaires de l'Armorique (Dévonien inférieur, massif armoricain). Sédimentologie, paléontologie et stratigraphie". Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 23, 215 p., 42 pl., Rennes.

PONCET J. (1979) - "Evolution sédimentaire d'une série carbonatée de plate-forme, la série carbonatée éodévonnaise de Viré, Est du massif armoricain, France". Sédim. géol., 24 : 307-322. Amsterdam.

REBOUL J. (1960) - "Sur la présence de Jurassique supérieur dans la couverture sédimentaire des massifs cristallins externes dauphinois (synclinal de Bourg d'Oisans, Isère)". C.R.A.S., t. 251, p. 2216-2218.

REBOUL J. (1962) - Etude stratigraphique et tectonique des formations sédimentaires du massif du Grand Renaud et du pic d'Ornon". T.L.G., tome 38, 1962, p. 121-146.

ROUX M. (1978) - "Ontogenèse et évolution des crinoïdes pédonculés depuis le Trias. Implications océanographiques". Thèse d'état, 167 p., Orsay.

ROUX M. et PLAZIAT J.C. (1978) - "Inventaire des crinoïdes et interprétation paléobathymétrique de gisements du Paléogène pyrénéen franco-espagnol". Bull. Soc. géol. France, (7), t. XX, n°3, p. 299-308.

ROUX M. (1978) - "Réflexions concernant la biogéographie et l'écologie des crinoïdes pédonculés actuels". Actes du colloque européen sur les échinodermes, Bruxelles.

ROUX M. (1980) - "Les crinoïdes pédonculés (Echinodermata) photographiés sur les dorsales océaniques de l'Atlantique et du Pacifique. Implications biogéographiques". C. R. Acad. Sci., D, 291 : 901-904, Paris.

ROUX M. (1982) - "De la biogéographie historique des océans aux reconstitutions paléobiogéographiques : tendances et problèmes illustrés par des exemples pris chez les échinodermes bathyaux et abyssaux". Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXIV, n°5-6, p. 907-916.

VERNET J. (1964) - "Le synclinal du col d'Ornon aux abords du col et ses écaillés". T.L.G. Grenoble, t. 40, p. 255-262.

VIALLY R. (1985) - "La sédimentation de pente en milieu carbonaté. Exemple du Tithonique-Berriasien de la bordure nord du domaine vocontien (Diois)". I.F.P., Direction de recherche géologie-géochimie. Géologie n°26947 ; projet n°B41/81003.

VAIL P.R., COLIN J.P., du CHENE R.J., MEDIAVILLA F. et TRIFILIEFF V. - "La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris". Bull. Soc. géol. France, 1987, (8), t. III, n° 7, pp. 1301-1321.

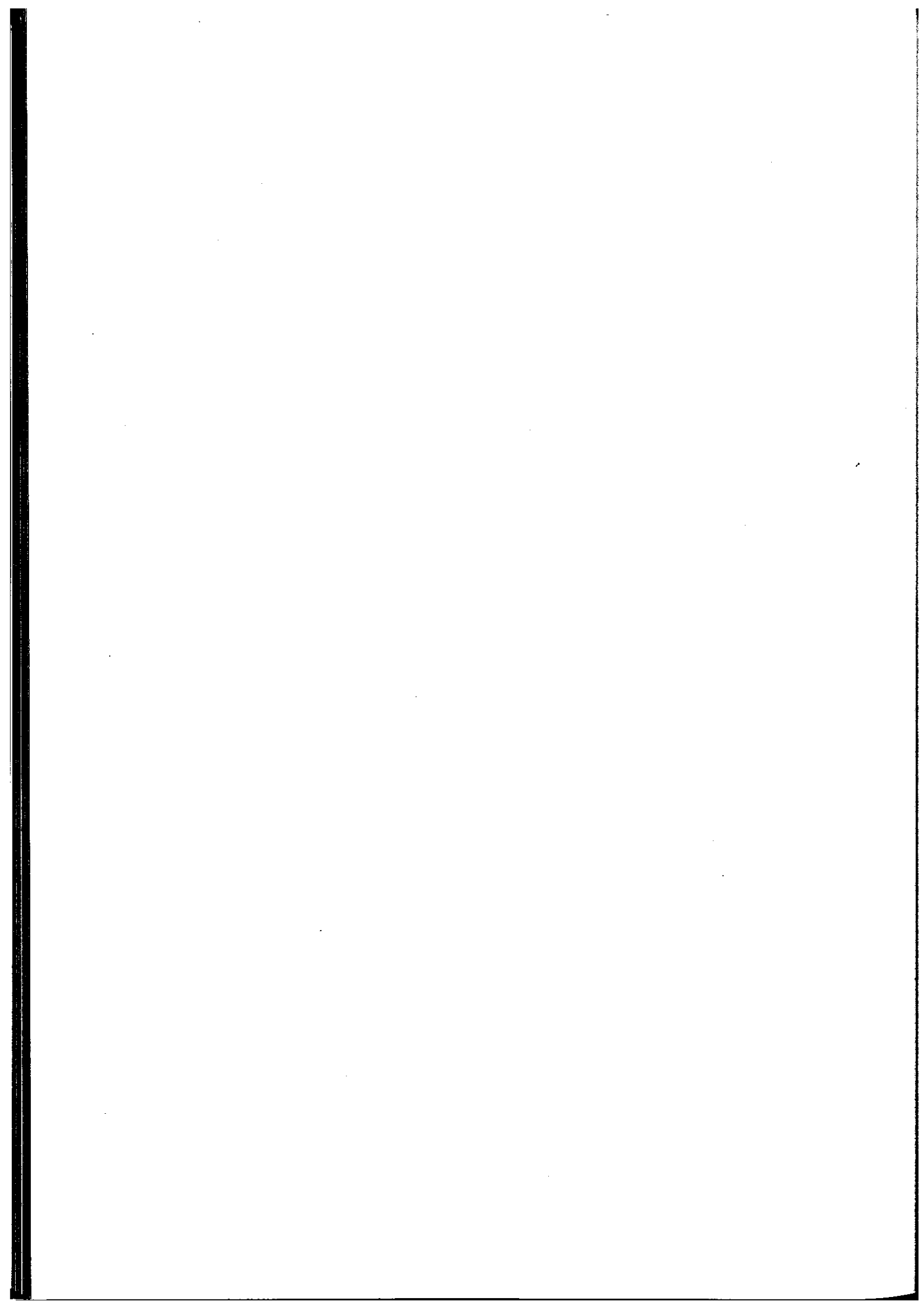


TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I - INTRODUCTION GENERALE

I) PRESENTATION GENERALE	p. 5
II) CADRE GEOGRAPHIQUE	p. 6
III) HISTORIQUE	p. 6
1) L'exploration (XIX ^e siècle)	
a) Les précurseurs	
b) Les stratigraphes (2 ^e moitié du XIX ^e et début du XX ^e siècle).	
2) Les recherches modernes	p. 8
a) Affinement de l'outil stratigraphique et mise en évidence d'une paléotectonique liasique en dehors du domaine étudié	
b) Découverte du rôle des paléofailles	p. 9
c) Le concept de marge passive appliqué aux Alpes	
IV) CADRE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE	
IVa) Cadre structural	
1) Tectonique alpine	p. 10
2) Tectonique distensive héritée	p. 15
IVb) La série lithologique normale	
A) Le Trias	
B) Le Lias	p. 17
1) Le "Lias calcaire" (Hettangien-Domérien p.p.)	
a) Les calcaires néritiques (Hettangien)	
b) Les calcaires argileux gris hémipélagiques (Hettangien sup. à Domérien p.p.)	p. 18
2) Le "Lias marneux"	
C) Le Dogger et le Malm	
1) Le Dogger	
2) Le Jurassique supérieur	p. 20
IVc) Les faciès particuliers	
1) Les "calcaires du Petit Renaud"	
2) Les "calcaires du Paletas"	p. 21

CHAPITRE II - ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I) INTRODUCTION	
a) Présentation de l'étude	p. 24
b) Plan de l'étude	

II) PRINCIPAUX LITHOFACIES RENCONTRES

- A) LES FACIES DES ETAGES MEDIO- A SUPRALITTORAUX p. 25
Faciès 1 : pelmicrosparite à keystone vugs.
- B) LES FACIES DE L'ETAGE INFRALITTORAL
1a) Faciès 2 : oobiosparite
1b) Faciès 2A : biosparite à polypiers p. 26
2) Faciès 3 : pelbio-oosparite à éléments légèrement
micritisés p. 27
3a) Faciès 4 : pelbiosparite à échinodermes et grosses
coquilles micritisées
3b) Faciès 4A : pelbiosparite à éléments de petite taille
disposés en lits p. 28
4) Faciès 5 : pelsparite à peloïdes de petite taille
associés à de fines coquilles de bivalves
5) Reconstitution des milieux de dépôt des faciès 2, 3, 4 et
5 p. 29
- C) LES FACIES DE L'ETAGE CIRCALITTORAL p. 30
1a) Faciès 6 : pelmicrosparite à spicules et biophase
micritisée abondante
1b) Faciès 6B : pelmicrosparite à éléments roulés
2) Faciès 7 : biopelmicrosparite à spicules p. 31
3) Faciès 8 : biomicrite à crinoïdes et abondants spicules
(plus de 30% de spicules)
3b1) Faciès 8A : biosparite à crinoïdes et concrétions
algaires p. 32
3b2) Faciès 8B : biomicrite à polypiers p. 33
4) Faciès 9 : biomicrite à spicules (moins de 20%)
5) Faciès 10 : micrite pauvre en bioclastes p. 34
6) Reconstitution des milieux de dépôt
- D) LES FACIES DE TRANSGRESSION p. 35
Faciès 11
- E) LES FACIÈS PELAGIQUES p. 36
1) Faciès 12A : biomicrite à calpionelles
2) Faciès 12B : biomicrite à radiolaires
3) Reconstitution des milieux de dépôt p. 37
- F) CONCLUSION p. 38

CHAPITRE III - EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE AU COURS DE L'HETTANGIEN

- I) INTRODUCTION p. 43
- II) LES CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES : DEFINITIONS ET METHODES p. 44

III) DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE DES DIFFERENTES COUPES

A) Les Clottous

- 1) Description de la coupe
 - a) La séquence 1 p. 47
 - b) La séquence 2
 - c) La séquence 3
 - d) La séquence 4 p. 49
 - e) La séquence 5
- 2) Interprétation

B) Le Paletas

- 1) Description de la coupe p. 50
- 2) Interprétation p. 53
 - a) Evolution séquentielle
 - b) Bréchification des bancs
- 3) Conclusion p. 54

C) La Vivolle

- 1) Description de la coupe
- 2) Interprétation p. 55

D) Demi-graben situé au Nord du lac du Vallon

- 1) Description de la coupe p. 58
- 2) Interprétation p. 60

E) Talweg en aval de La Chave

p. 61

IV) CONCLUSION - EVOLUTION SEDIMENTOLOGIQUE AU COURS DE L'HETTANGIEN

p. 62

CHAPITRE IV - EVOLUTION TECTONOSEDIMENTAIRE AU COURS DE L'HETTANGIEN : LA DISTENSION ET LA SUBSIDENCE DU LIAS INFÉRIEUR

I) SECTEUR SITUE AU NORD DU LAC DU VALLON

p. 69

- a) Description des affleurements
- b) Succession probable des événements p. 71
- c) Conclusion p. 74

II) SECTEUR SITUE EN AVAL DE LA VIVOLLE

p. 75

- a) Description des affleurements
- b) Evolution probable p. 77
- c) Conclusion

III) CONCLUSION

p. 78

CHAPITRE V - LES CALCAIRES à LITHOCLASTES ET ENTROQUES DU PETIT
RENAUD : UN FACIES DE PENTE DEVELOPPE DU CARIXIEN à L'OXFORDIEN

I) INTRODUCTION

- 1) Caractéristiques générales p. 87
- 2) But de cette étude p. 88

II) APERCUS THEORIQUES

- A) Genèse des calcaires noduleux p. 88
 - 1) Causes de la nodularisation
 - 2) Mise en place des calcaires noduleux p. 89
 - 3) Conclusion p. 91
- B) Les crinoïdes
 - 1) Morphologie des crinoïdes
 - 2) Paléoécologie p. 92
 - 3) Fossilisation des crinoïdes
 - 4) Environnement sédimentaire et mise en place des entroques p. 93

III) ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DES CALCAIRES DU PETIT RENAUD

- A) Localisation des affleurements p. 97
- B) Description des différentes coupes étudiées
 - 1) Coupe de la cascade, au Sud de la combe du Grand Renaud
 - 2) Coupe de Prégentil 1 p. 99
 - 3) La Tête de Louis XVI p. 102
 - 4) Coupe du flanc ouest du talweg principal du synclinal du col de Corbière p. 105
 - 5) Les calcaires noduleux en rive gauche de la combe du Grand Renaud : coupe en contrebas, à l'Est du sommet des Pâles p. 107
 - 6) Coupe du contrebas Nord-Est du Grand Renaud p. 109
 - 7) La combe située à l'Est du Rocher du Grand Renaud p. 112
 - 8) La Crête des Rochers de Terre rousse p. 115
- C) Conclusion de l'étude sédimentologique des Calcaires du Petit Renaud p. 120
 - 1) Mise en évidence d'un remaniement
 - 2) Genèse des calcaires noduleux p. 121
 - 3) Sédimentation sur une pente : mise en place des calcaires noduleux p. 123
 - 4) Age des Calcaires du Petit Renaud et mise en évidence de zones hautes dans la sédimentation p. 124

IV) TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

- 1) Les replis situés à l'Ouest du signal de Prégentil p. 128
- 2) Le synclinal du col de Corbière p. 130

V) CONCLUSION : EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU DOMERIEN A L'OXFORDIEN p. 135

- a) Datation des Calcaires du Petit Renaud
- b) Conditions de dépôt
- c) Tectonique synsédimentaire p. 136

- d) Chronologie des apports en matériel détritique
- e) Evolution tectono-sédimentaire p. 137

CHAPITRE VI - LES CALCAIRES DU PALETAS

- I) INTRODUCTION p. 147
 - A) Caractéristiques générales
 - B) But de cette étude
- II) ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR, AU NORD DU LAC DU VALLON p. 147
 - A) Coupe de l'arête nord du Grand Renaud p. 149
 - 1) Description de la coupe
 - 2) Principales caractéristiques de cette coupe p. 151
 - B) Coupe de la crête des Rochers de Terre rousse p. 154
 - 1) Description de la coupe
 - 2) Principales caractéristiques de cette coupe p. 157
 - C) Comparaison entre ces deux coupes
- III) ETUDE DES DIFFERENTES COUPES DE LA FORMATION DES CALCAIRES DU PALETAS p. 161
 - A) Introduction
 - B) Description des différentes coupes
 - 1) Coupe de la partie inférieure du ravin de Gnion, au pied SW des Rochers de la Grande église p. 161
 - a) Description de la coupe p. 163
 - b) Principales caractéristiques de cette coupe
 - 2) Coupe de la partie supérieure du ravin de Gnion, au pied SW des Rochers de la Grande Eglise p. 165
 - a) Description de la coupe
 - b) Principales caractéristiques de cette coupe p. 172
 - 3) Coupe du lac Labarre p. 174
 - a) Description de la coupe
 - b) Principales caractéristiques de cette coupe p. 177
 - 4) Coupe de la transversale qui va d'Alfrey à l'arête est de la brèche de Lauvitel p. 179
 - a) Description de la coupe
 - b) Conclusion p. 181
 - 5) Coupe située au NW de la cabane du vallon de Valsenestre
 - a) Description de la coupe

b) Conclusion p. 183.

C) Datation de la formation des Calcaires du Paletas

1) Mise en évidence de deux niveaux stratigraphiques différents au sein des Calcaires du Paletas p. 183

2) Position de ces deux niveaux stratigraphiques dans la série et mise en évidence d'une succession stratigraphique allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur p. 185

D) Rapports entre les Calcaires du Paletas et les Terres Noires : mise en évidence de glissements gravitaires synsédimentaires au cours du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur p. 188.

IV) CONCLUSION p. 191

CHAPITRE VII - CONCLUSION GENERALE

I) L'HETTANGIEN p. 195

II) DU DOMERIEN A L'OXFORDIEN MOYEN p. 196

III) DE L'OXFORDIEN MOYEN AU NEOCOMIEN p. 197

IV) CONCLUSION p. 199.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES p. 206

BIBLIOGRAPHIE p. 215

TABLE DES MATIERES p. 225

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

13 JAN 1989

RESUME

L'étude de la série jurassique de la couverture du massif cristallin externe (Rochail-Lauvitel) a permis de préciser les différentes étapes de l'évolution d'un bloc basculé de ce secteur de la paléo-marge de la Téthys jurassique.

L'étude sédimentologique a permis de distinguer 12 faciès caractérisant des milieux de dépôts compris entre les étages supralittoral et bathyal. L'analyse séquentielle met en évidence les différentes étapes d'approfondissement de ces milieux de dépôt au cours du rifting téthysien, en fonction des variations biologiques et de la microfaune typique. Du point de vue séquentiel, l'Hettangien est représenté par une méga-séquence d'approfondissement découpée en cinq séquences limitées par des horizons de discontinuité. Les corrélations des différentes coupes ont permis de montrer que les variations d'épaisseur de l'Hettangien sont d'origine tectonique, mais résultent également de l'existence d'une paléo-topographie qui n'était pas plane.

L'étude stratigraphique a permis, au point de vue paléontologique, de situer avec précision l'activité tectonique et l'approfondissement qui se sont produits au cours de l'Hettangien supérieur, de confirmer l'hétérochronie de la formation des Calcaires du Petit Renaud, et de mettre en évidence l'existence d'une série normale du Jurassique supérieur au sein de la formation des Calcaires du Paletas. La confrontation de l'étude sédimentologique et de l'étude stratigraphique permet d'affiner les corrélations entre les différentes coupes.

L'étude paléo-structurale a permis la mise en évidence d'une activité qui a été perçue différemment par la sédimentation.

- Au cours de l'Hettangien : apparition de failles normales synsédimentaires limitant de petits demi-grabens qui se sont arrêtés de fonctionner au début du Sinémurien.

- L'érosion qui se manifeste sur les zones hautes entre le Domérien et l'Oxfordien moyen, est responsable du développement d'une formation biodétritique particulière sur les pentes du demi-graben : les Calcaires du Petit Renaud.

- De l'Oxfordien moyen au Néocomien, la poursuite de l'instabilité des dépôts sur les pentes est responsable de la mise en place de deux paquets glissés.

MOTS-CLES

Massif cristallin externe ; Téthys ; Rifting ; Bloc basculé ; Paléo-marge ; Analyse séquentielle ; Sédimentologie ; Séquence ; Horizon de discontinuité ; paléo-topographie ; demi-graben ; Série jurassique ; Hettangien ; Sinémurien ; Oxfordien ; Néocomien ; Stratigraphie ; Tectonique syn-sédimentaire. Corrélation.

13 JAN. 1989

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43