



**GROUPE FRANCAIS
d'ETUDE du JURASSIQUE**

EXCURSION 2000

Bibliothèque
I.S.T.E.E.M.

**LE JURASSIQUE SUPERIEUR DU BASSIN DU SUD-EST.
BIOSTRATIGRAPHIE, CYCLOSTRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOÉCOLOGIE.
DONNÉES RÉCENTES ET NOUVELLES INTERPRÉTATIONS**

LIVRET GUIDE

Alexis MOUSSINE-POUCHKINE et Frédéric BOUCHETTE (Eds)

**Bibliothèque
I.S.T.E.E.M.**

BT.00111

551.76
Mou

**GROUPE FRANÇAIS
d'ETUDE du JURASSIQUE**

Bibliothèque
I.S.T.E.E.M.

EXCURSION 2000

**LE JURASSIQUE SUPERIEUR DU BASSIN DU SUD-EST:
BIOSTRATIGRAPHIE, CYCLOSTRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET PALÉOÉCOLOGIE.
DONNÉES RÉCENTES ET NOUVELLES INTERPRÉTATIONS**

LIVRET GUIDE

par

François ATROPS,
Frédéric BOUCHETTE,
Jean-François DECONNINCK,
Dominique FORTWENGLER,
Christian GAILLARD,
Didier MARCHAND,
Alexis MOUSSINE-POUCHKINE,
Pierre PELLENARD,
Michel SEGURET,
Jacques THIERRY

Alexis MOUSSINE-POUCHKINE et Frédéric BOUCHETTE (Eds)

Couverture : versant E de l'Aiguille, au S de Saint Benoit en Diois, depuis la route de Rimon et Savel.
On y voit la partie supérieure de la méga-séquence du Jurassique moyen-supérieur, depuis l'Oxfordien
supérieur ("Barre Rauracienne") surmonté par le "grand slide" en bas, à gauche, puis les alternances
marne-calcaire du Kimmeridgien (zone centrale), enfin les gros bancs massifs de brèches du Tithonien.
Pour plus de détails, voir l'arrêt 1.11.

A Michel SEURET

Sommaire

INTRODUCTION	7
Introduction	9
Cartes	11
Storm deposits and coarse carbonate breccias on a pelagic outer shelf	15
Introduction	
Geological settings	
Facies description	
Facies interpretation	
Facies distribution	
Carbonate ramp with storm-wave degeneration zone	
Conclusion	
Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading	41
Introduction	
Geological and stratigraphic settings	
Methods	
Facies description	
Gradual transitions to breccia facies	
The water-wave induced deformation process	
Discussion	
Conclusion	
LES ARRETS	68
Arrêt I.1: Saint Benoît	70
Arrêt I.2: Aucelon	74
Arrêt I.3: La Piarre	75
Arrêt I.4: Ôze	81
Arrêt I.5: Chateauneuf d'Ôze	89
Arrêt I.6: Espréaux	97
Arrêt II.1: Falaise de Céüse	101
Arrêt II.2: Roche des Arnauds	104
Arrêt II.3: Savournon	107
Arrêt II.4: Sisteron	112
Arrêt II.5: Défilé de Pierre Ecrite	114
Arrêt III.1: Méouge	120
Arrêt III.2: Beauvoisin	124
Arrêt III.1: Buis les Baronnie	136
PARTICIPANTS	139

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Cette excursion 2000 du Groupe Français d'Etude du Jurassique a été conçue, à la demande de F. Atrops et de C. Gaillard, autour des conceptions et des résultats nouveaux qui se sont fait jour, ces dernières années, dans l'étude du Jurassique supérieur du Bassin du Sud-Est de la France. François Atrops, en particulier, a souhaité qu'on y expose et qu'on y montre les travaux, observations nouvelles et interprétations originales, conduites à Montpellier depuis plusieurs années, sur le problème des brèches du Jurassique terminal, auxquels il a largement participé. C'est pourquoi l'équipe de géologie des bassins de Montpellier (Michel Séguret, Frédéric Bouchette et moi-même) s'est retrouvée investie de la redoutable tâche d'organiser cette excursion et d'en éditer le livret-guide. Je souhaite que les participants trouvent de l'intérêt et du plaisir à suivre cette excursion et à parcourir ce livret-guide, dû au travail de tous ses auteurs.

Le thème principal de cette excursion est donc plutôt sédimentologique et porte essentiellement sur les brèches et leur environnement. Ces brèches sont connues depuis très longtemps et ont fait l'objet de nombreuses interprétations différentes. Nous en proposons une autre, qui nous paraît plus satisfaisante et que nous avons élaborée progressivement depuis quelques années par une démarche rigoureuse. Il s'agit, à partir d'observations à toutes les échelles (depuis la falaise pluri-kilométrique étudiée à l'aide de moyens aériens jusqu'à la particule de micrite observée au MEB), de considérations mécaniques et d'un travail de modélisation, de remonter à l'origine des brèches, donc à la mécanique des sédiments et, ensuite, d'en tirer les conséquences au sujet de la structure du bassin, de sa paléogéographie et d'en proposer un modèle.

C'est pourquoi la partie introductive de ce livret-guide est essentiellement composée des preprints de deux articles sous presse à *Sedimentology*, à paraître au début de l'année prochaine. L'un est consacré (Séguret et al., 2001) aux brèches et à leur environnement tempestitif, ainsi qu'aux conséquences sur les modèles de bassin de leur position paléogéographique externe et la définition du concept important de zone d'atténuation des houles de tempête, l'autre (Bouchette et al., 2001) est plus centré sur les brèches elles mêmes, leur géométrie, les mécanismes de leur formation. Nous avons considéré que ces deux articles constituaient l'introduction la plus complète et la plus élaborée à la visite des nombreux affleurements que vous verrez durant ces trois jours.

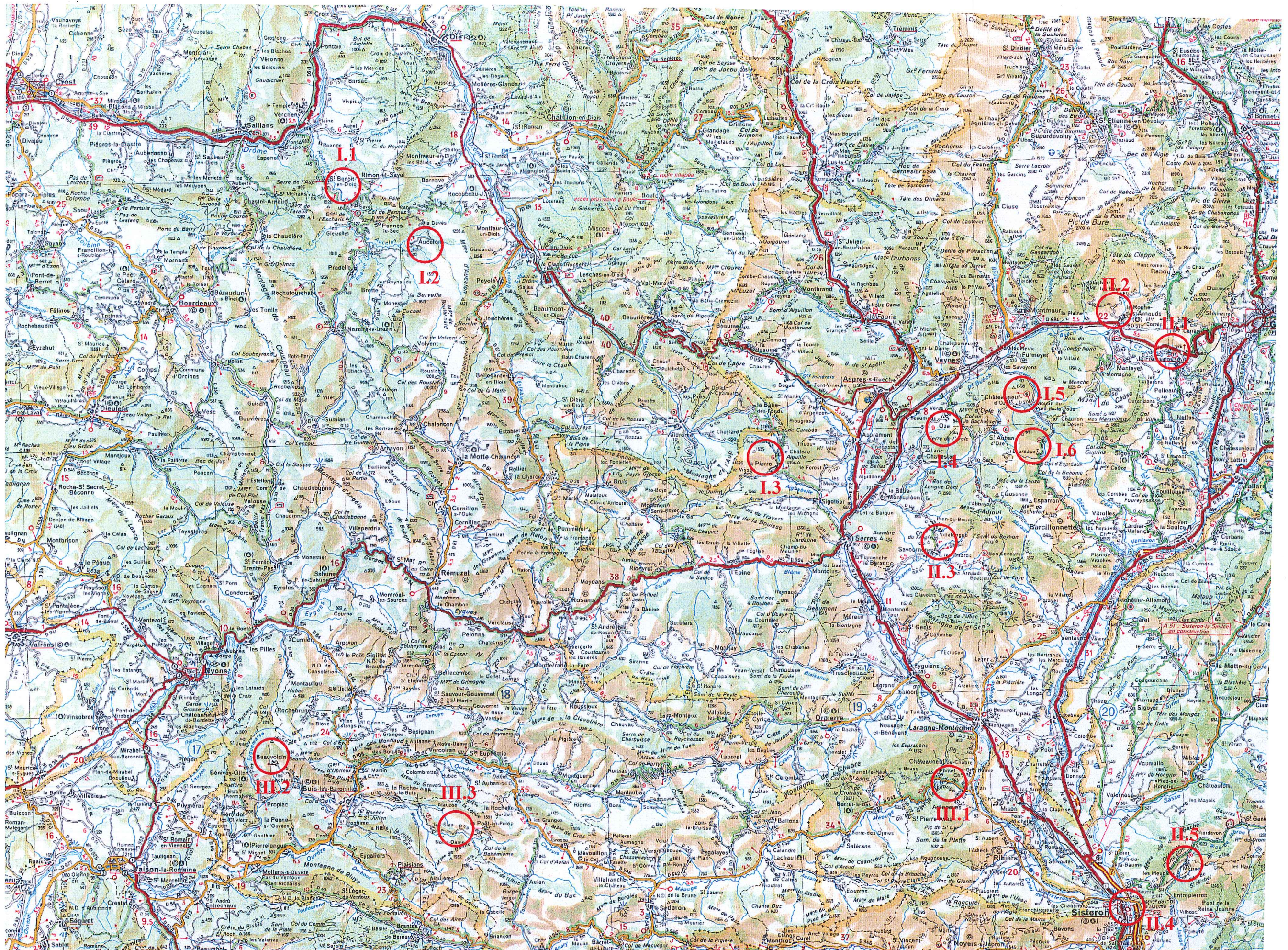
D'autres thèmes seront abordés au cours de cette excursion. La **biostratigraphie**, basée ici essentiellement sur les ammonites, sera illustrée par François Atrops lors de ses nombreuses interventions sur tous les arrêts de l'excursion, où il montrera qu'on ne peut rien faire de sérieux sans un bon contrôle stratigraphique. Elle le sera également par Dominique Fortwengler et Didier Marchand, qui montreront le site du futur stratotype de la limite Callovien-Oxfordien à Savournon et le calage des ex-cinériles (bentonites) de l'Oxfordien d'Oze. Là, Pierre Pellenard et al. parleront de l'intérêt de la **géochimie** dans la caractérisation des cinériles anciennes et de leur valeur stratigraphique. La **cyclostratigraphie** sera évoquée à propos des alternances marne-calcaire du Kimmeridgien inférieur, son intérêt pour une subdivision stratigraphique très fine et également ses difficultés de mise en œuvre, par François Atrops et moi-même. Enfin, la sédimentologie et la **paléoécologie** seront à l'honneur sur le site de Beauvoisin, où Christian Gaillard et François Atrops montreront des pseudo-biohermes singuliers au sein des Terres Noires de l'Oxfordien, probablement microbiens, avec des faunes benthiques géantes, croissant au griffon de sources hydrothermales (ou au débouché de « gas-hydrates »).

L'itinéraire de l'excursion (Fig. 1) a été conçu de façon à réduire au maximum les durées de trajet, aussi les arrêts ne suivent pas forcément un ordre scientifiquement logique. Ils sont numérotés avec un chiffre romain indiquant le jour, suivi d'un chiffre indiquant le numéro d'ordre de l'arrêt dans la journée considérée. Des cartes géologiques partielles sont données pour chaque arrêt (Fig. 2), qui permettent de situer les observations. Les arrêts concernant essentiellement le problème des brèches (I.2, I.3, II.1, II.2, II.4, II.5 et III.1) sont décrits en se référant aux preprints de l'introduction. Les autres peuvent se lire de façon autonome.

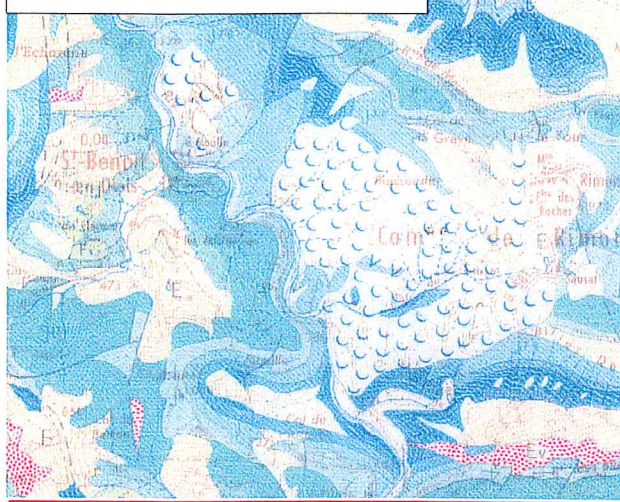
Bonne excursion !

Alexis MOUSSINE-POUCHKINE

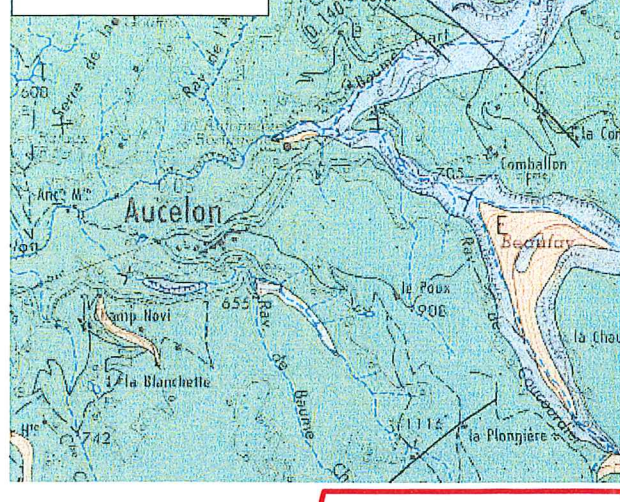
Figure 1. Itinéraire et position des arrêts (fond d'après la carte Michelin 245)



Arrêt I.1: Saint Benoit en Diois



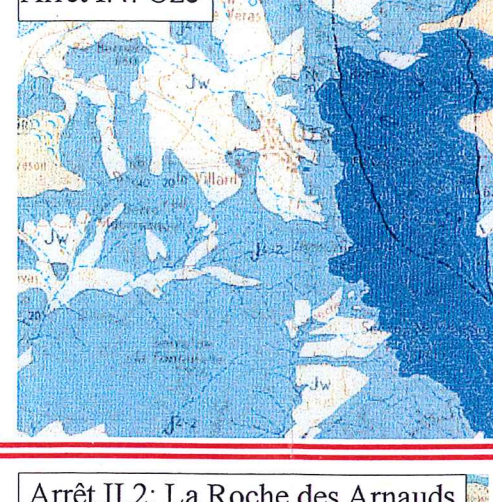
Arrêt I.2: Aucelon



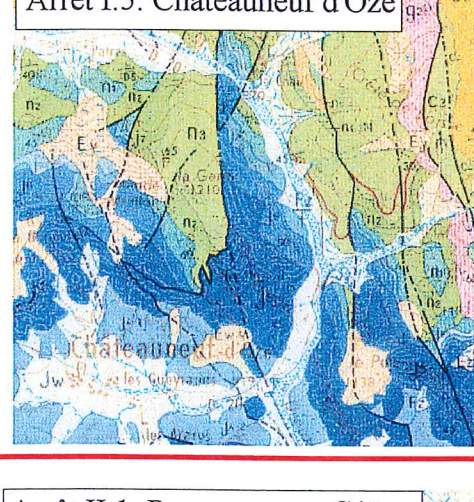
Arrêt I.3: La Pierre



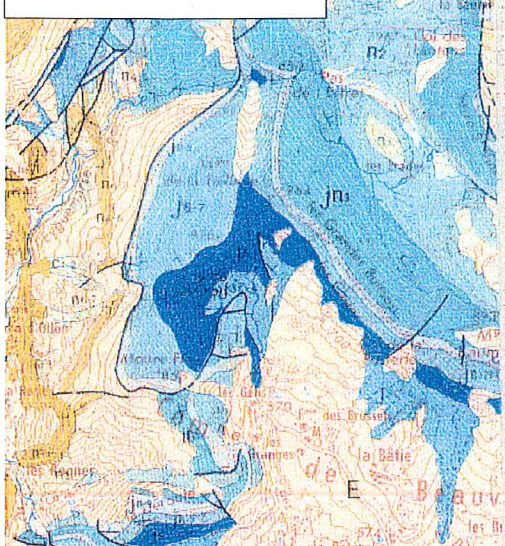
Arrêt I.4: Oze



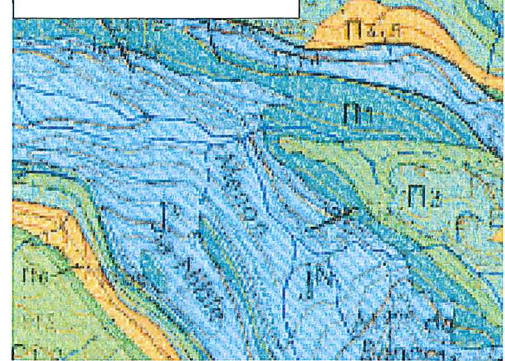
Arrêt I.5: Chateauneuf d'Oze



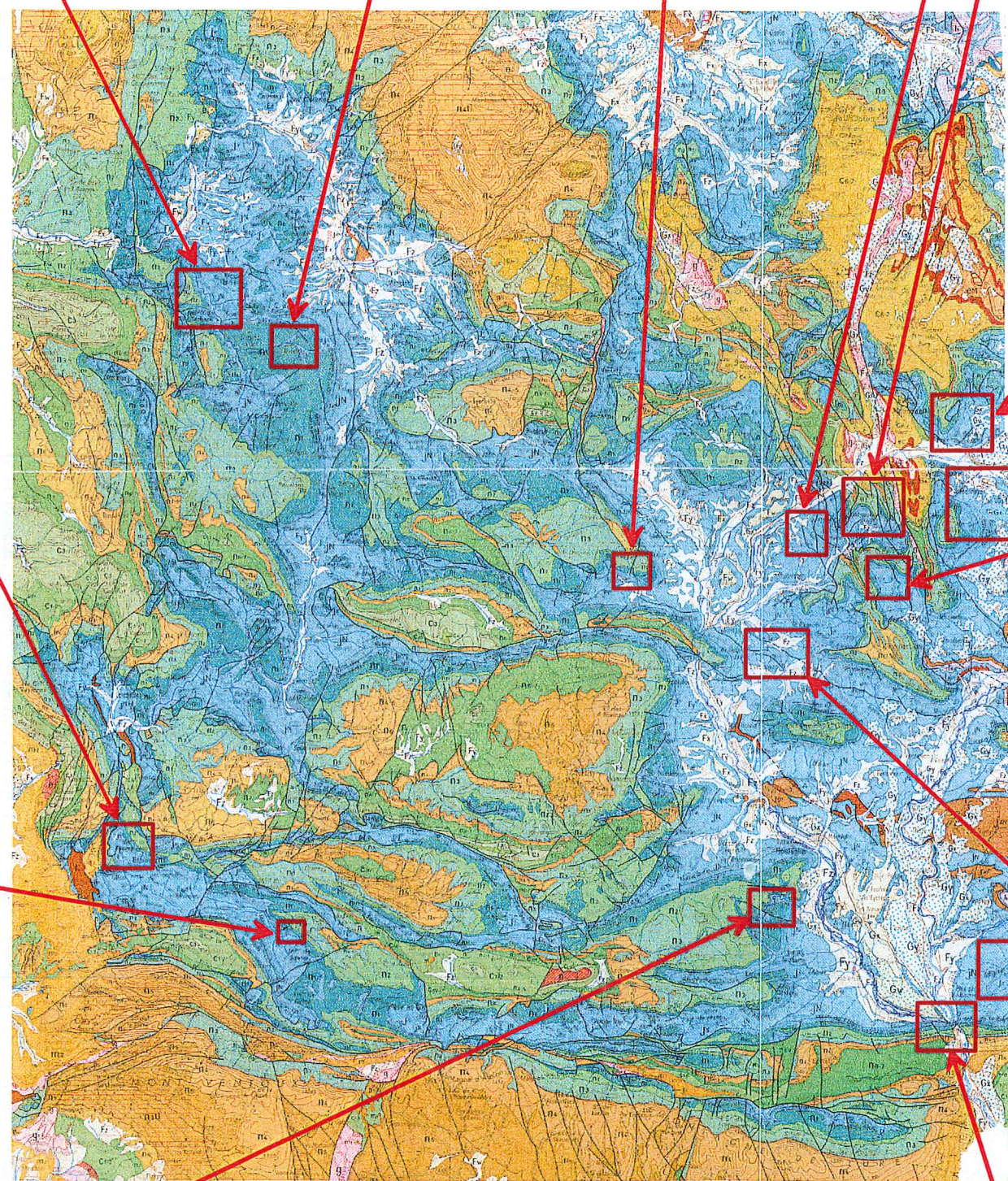
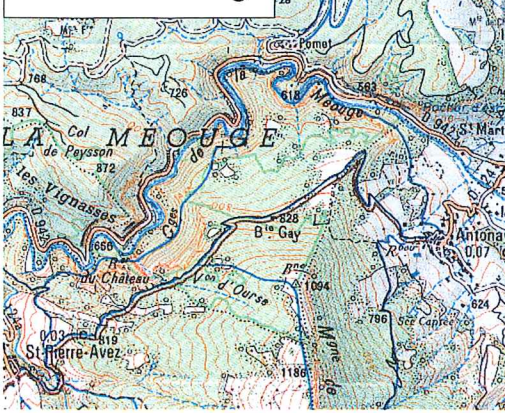
Arrêt III.2: Beauvoisin



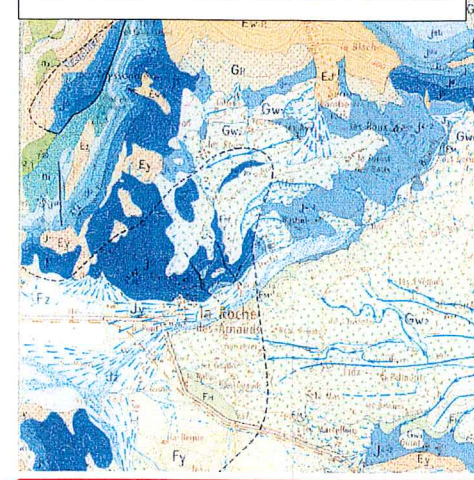
Arrêt III.3: Les Sias



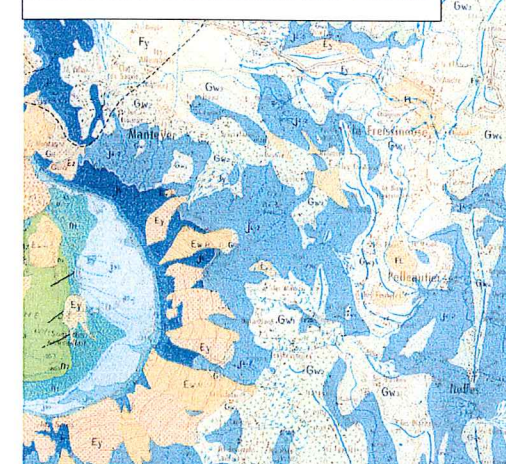
Arrêt III.1: Méouge



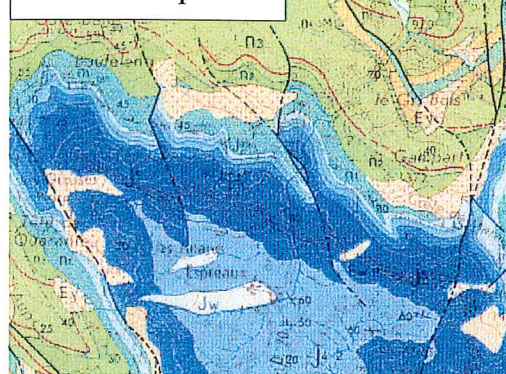
Arrêt II.2: La Roche des Arnauds



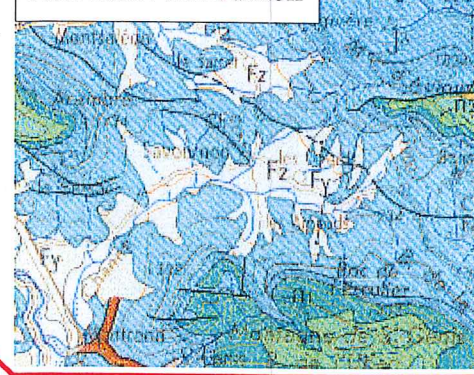
Arrêt II.1: Panorama sur Céüse



Arrêt I.6: Espréaux



Arrêt II.3: Savournon



Arrêt II.4: Sisteron



Arrêt II.5: Pierre Ecrite

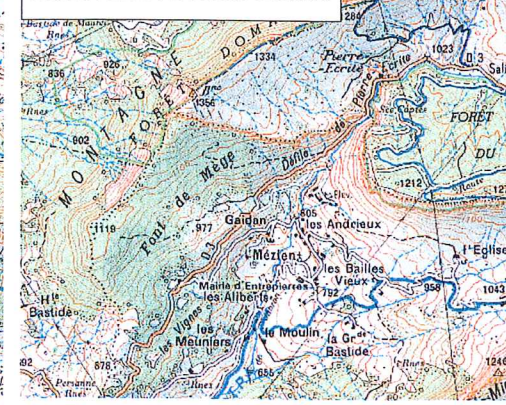


Figure 2. Cartes géologiques et/ou topographiques des arrêts.
D'après la Carte Géologique de France au 1/250 000, feuille Valence
et la Carte géologique de France au 1/50 000, feuilles Die, Luc en Diois, Gap, Laragne, Vaison.

Storm deposits and storm-generated coarse carbonate breccias on a pelagic outer shelf

Michel Séguret, Alexis Moussine-Pouchkine, Guillerme Raja Gabaglia, Frédéric Bouchette

Uppermost Jurassic limestones of the South-East Basin (France) are organised into four facies associations that were deposited in four distinct zones, respectively: (1) peritidal lagoonal limestones; (2) bioclastic and reefal limestones; (3) pelagic lime mudstones; (4) lime mudstones / calcarenites / coarse breccias. Calcarenite deposits of Zones 4 exhibit sedimentary structures that are diagnostic of deposition under wave-induced combined flow. In Subzone 4a, both vertical and lateral transitions from lime mudstone / calcarenite to breccia indicate an *in-situ* brecciation under wave-cyclic loading. Breccias were produced by heterogeneous liquefaction of material previously deposited on the sea floor. Deposits in subzone 4a record relatively long periods (>400 kyr) of sedimentation below wave base, alternating with periods of deposition under wave-induced-currents and periods of *in-situ* deformation. In this zone, storm waves were attenuated by wave-sediment interaction and wave energy was absorbed by the deformation of soft sediment. With reference to present-day wave attenuation, the water depth in this zone ranged between 50 - 80 m. Landward of the attenuation zone, in Zone 3, storm waves were reduced to fair-weather wave heights. Storm Wave Base was not horizontal and became shallower landward. As a consequence, water depth and wave energy were not linearly related. On a small area of the seaward edge of Subzone 4a, cobbles were removed by tractive currents and redeposited in Subzone 4b. There, they formed a 100-m thick wedge which prograded over 3 km and was built-up by the stacking of 5 - 20 m thick cross-stratified sets of coarse breccia. This wedge records the transport and redeposition of cobbles by a high-velocity unidirectional component of a combined flow. The increase of flow velocity in a restricted area is supposed to result from flow concentration in a channel-like structure of the downwelling in the gulf formed by the basin. In more distal Subzone 4c, the hydrodynamic effect of wave-induced currents was quasi-permanent, and brecciation by wave / sediment interaction occurred only episodically. This indicates that, seaward of the attenuation zone, Hydrodynamic Storm Wave Base was deeper than Mechanical Storm Wave Base. Uppermost Jurassic carbonates were deposited and soft-sediment deformed on a hurricane-dominated ramp of very gentle slope and characterized by a zone of storm wave degeneration, located seaward of a zone of sedimentation below wave base.

Keyword: storm deposits, carbonate breccia, carbonate ramp, wave-sediment interaction, wave attenuation, storm-wave base.

1.1 introduction

In carbonate settings, storm and wave-influenced deposits are well known from various environments, from the inner to the outer shelf, and even in pelagic environments. In the inner shelf, graded beds, sometimes with a basal flat pebble conglomerate, represent the most frequent storm deposit facies (Sami & Desrochers, 1992). Bioclastic shore-face and shallow-water shelf deposits are generally re-

presented by laminated calcarenite with Hummocky Cross-Stratification (HCS; Wright, 1986). Recently, low-angle cross-stratified conglomerates have been interpreted as being deposited by waves in large, low-amplitude bed forms (Mutti *et al.*, 1996). Ancient subtidal shallow-water shelf conglomerates, thought to have been formed by storm processes, have been described in Palaeozoic (Sepkoski, 1989; Jones & Dixon, 1976; Kazmierczak & Goldring, 1978; Markello & Read, 1981) and Triassic se-

quences (Chudzikiewicz, 1975). However, descriptions of wave-influenced deposits are scarce in pelagic environments. Within pelagic calcareous and shaly mudstone, Sami & Desrochers (1992) described decimetre-thick sequences of bio-intraclastic mudstone, grading upward into laminated calcisiltite with horizontal stratification, HCS and Swaley-Cross Stratification (SCS). These authors interpreted such structures as storm deposits laid down on a storm-dominated carbonate ramp. In central Italy, Toarcian organic-rich marls and well-oxygenated red-nodular marly limestones include sequences of HCS calcarenite and turbidites that were interpreted as hurricane-generated deposits in a pelagic realm (Monaco, 1992a & b). More recently, calcarenites and calcisiltites with horizontal lamination or HCS were described in Middle-Upper Jurassic ammonitico-rosso facies (External Subbetic; Molina *et al.*, 1997) and in Upper Jurassic cherty-marly limestones with calcisiltite layers (Median Subbetic; Vera & Molina, 1998). These associations provide evidence for pelagic carbonate deposition near the storm-wave base on both the submarine swell and the trough of the Mesozoic South-Iberian Margin. These storm deposits are generally associated with the transport and sedimentation of carbonate sand by wave-induced currents, although gravity flows have been invoked for the deposition of the coarser basal divisions of graded sequences (Monaco, 1992b; Sami & Desrochers, 1992). In these outer-shelf carbonate storm deposits, conglomerates and breccias are generally subordinate and clasts have a maximum size of a few centimetres (Sami & Desrocher, 1992).

The majority of coarse carbonate breccias described in the literature correspond to megabreccias included within pelagic sediments, and generally represents slope or base-of-slope gravitational deposits including shelf material (James & Mountjoy, 1983; McIlreath & James, 1984; Labaume *et al.*, 1987; Mutti *et al.*, 1996). Breccias with clasts of pelagic carbonate characterise resedimented pelagic facies, when pelagic carbonate sedimentation occurred in association with complex fault block systems (Santantonio, 1993). For Markello & Read (1981), "megabreccia seems to characterise steep shelf edges". However, according to Spence & Tucker (1997), limestone megabreccias occur on a broad range of slope angles, because pore-water overpressure may initiate gravitational instability of slopes that were previously stable kinematically. Blanchon

et al. (1997) proposed that fringing-reef complexes record cycles of destruction and regeneration, which produces a reef core of hurricane-generated coral-cobble rubble.

The Uppermost Jurassic deposits of the South East Basin (SEB) in France show an association of well-bedded outer-shelf lime mudstone, marl, and laminated calcarenite in centimetre- to decimetre-thick beds or amalgamated in metre-thick intervals, and metre- to decametre-thick bodies of coarse carbonate breccia made-up of pelagic limestone clasts. Breccias represent about 50% of the total volume of the Uppermost Jurassic and up to 80% in some sections. Facies associations within the SEB are grouped into four main zones (Fig. 1): Zones 1 (peritidal lagoonal limestones), 2 (bioclastic and reefal limestones) and 3 (pelagic lime mudstones) have long been identified (Baudrimont & Dubois, 1977; Tempier, 1973; Bodeur, 1980). Zone 1, 20 - 50 km wide, records shallow-water, low- to medium-energy lagoonal and peritidal deposition on an extensive aggrading, flat platform top. Zone 2 formed a more or less continuous barrier of bioclastic shoals and reef knolls, a few km wide along the southern and western borders of the basin (Tempier, 1973; Bodeur, 1992). The 30 - 150 km wide Zone 3 consists of dark coloured lime mudstone in plane beds devoid of any sedimentary structures; it corresponds to an area of sedimentation below Storm Wave Base without tidal influence on a muddy outer shelf. Zone 4 is characterised by an association of coarse breccia, calcarenite and lime mudstone.

Because of sedimentary structures of the calcarenite as apparent graded bedding and planar or ripple lamination, and of the location of Zone 4 seaward of the Zone 3 outer muddy shelf, the calcarenites of this zone were interpreted as turbidites (Beaudoin, 1977). In contrast, the breccia bodies were thought to be base-of-slope gravitational deposits (Remane, 1970; Beaudoin, 1977). However, the calcarenites always include a fine lamination with a horizontal pattern, or isotropic to anisotropic HCS and SCS, and symmetric or prograding wave ripples. They may therefore result from deposition under oscillatory and wave-induced combined flow (Raja Gabaglia, 1995). The interbedding of wave-deposited calcarenites and structureless pelagic limestones argues for a storm origin for the calcarenites. In contrast, the breccias consist nearly exclusively of clasts of pelagic outer-shelf limestone. Vertical (up and downward) and lateral gradual transitions from lime mudstone

to breccia, and deformation structures within these transitions, demonstrate that the coarse breccias derive from *in-situ* brecciation processes, which acted on previously deposited lime mudstones. Considering the effect of storm-wave induced shear-stress on the seafloor, well documented by engineers for siliciclastic granular material (Kraft et al.; 1985), the carbonate breccias may have resulted from partial (heterogeneous) liquefaction of a cohesive carbonate mud under wave-cyclic loading during tropical storms (Bouchette et al., *in press*).

This paper aims to: (1) describe the specific facies associations of lime mudstone, calcarenite and coarse breccia; (2) give evidence for the deposition of calcarenite by storm-wave processes; (3) determine the spatial distribution of the facies associations; and, (4) propose a model for a carbonate ramp on the edge of which storm waves degenerate and protect an inner pelagic domain not influenced by wave activity.

1.2 Geological settings

Located between the Mediterranean Sea to the south, the Variscan basement of the French Massif Central to the west and the Alps to the east, the SEB was one of the most subsident areas of the Tethyan passive margin into which Mesozoic sediments were deposited (Dercourt et al., 1993; Graciansky et al., 1993). In the centre of the basin, Triassic - Jurassic deposits are up to 10 km thick (Séguret et al., 1997). Here Jurassic deposits are characterised by outer shelf marls and lime mudstones (Fig. 1), while to the south and west, carbonates indicate inner-shelf or shelf-barrier sedimentation (Baudrimont & Dubois, 1977; Debrand-Passard & Courbouleix, 1984). The Upper Jurassic is represented by a marl to limestone succession. Along the southern and western edges of the basin, this succession ends with barrier reef and lagoonal or peritidal inner-shelf limestone.

During the Kimmeridgian-Tithonian, inner-shelf and barrier deposits prograded basinwards over the outer shelf limestones. In the centre of the basin, Callovian to lower Oxfordian marls and black shales grade upward into interbedded marls and limestones. The super-sequence ends with the limestone / calcarenite / coarse carbonate breccia association of the Uppermost Jurassic, which is the topic of this paper (Fig. 2). The super-sequence represents Callovian to Tithonian deposits. Biochronology

is well documented by ammonite record for the Callovian-Kimmeridgian (Atrops, 1982, 1984, 1994) and the Upper Tithonian and Berriasian have been dated by calpionellids (Remane, 1963, 1970). According to classical studies (synthesis in Debrand-Passard et al., 1984), ammonite-based age determination and recent sedimentological work (Raja Gabaglia, 1995), the stratigraphy at the centre of the basin may be summarised as follows (Fig. 2): The Callovian-Lower Oxfordian is represented by a 1000 - 2000 m thick succession of black shales. The Upper Oxfordian is a 100-m thick, bedded limestone succession with thin marly intervals. The Lower Kimmeridgian is also made up of bedded limestone with thicker marly intervals; it appears in the field as a slope between the cliffs formed by the Upper Oxfordian and Upper Kimmeridgian-Tithonian deposits. Each marl/carbonate couplet can be correlated across the basin, and biostratigraphical control shows that these couplets are stacked in lithological packages forming chronostratigraphic units that define a high-resolution stratigraphy (Raja Gabaglia, 1995). The Upper Kimmeridgian consists of carbonate beds with thin marly intervals, parallel-bedded at the base, increasingly undulated toward the top. Within this succession, a few well-dated marly intervals can be traced across the basin. Due to the scarcity of ammonites, the Kimmeridgian/Tithonian boundary is not well defined. The massive and continuous carbonate cliff that caps the slope ("Barre Tithonique" of Gignoux & Moret, 1938) is comprised of 50 - 200 m of Upper Kimmeridgian, Tithonian and Lower Berriasian limestones. These units consist of lime mudstone with thin to massive bedding (amalgamation), intercalated with numerous beds or bodies of laminated calcarenite and massive breccia (1-cm to 10-m in thickness). The first calpionellids occur within the upper part of the cliff. The occurrence of calcarenite / breccia facies appears to be diachronous from the Oxfordian to the Lower Tithonian. However, the base of this facies association is not well constrained because of a poorly defined stratigraphy.

1.3 facies description

Fifteen vertical sections of the whole "Barre Tithonique" and numerous partial sections were measured in the lime mudstone / calcarenite / breccia zone (Fig. 3). Spacing between the sections ranges from a few to tens of kilometres, while detailed sec-

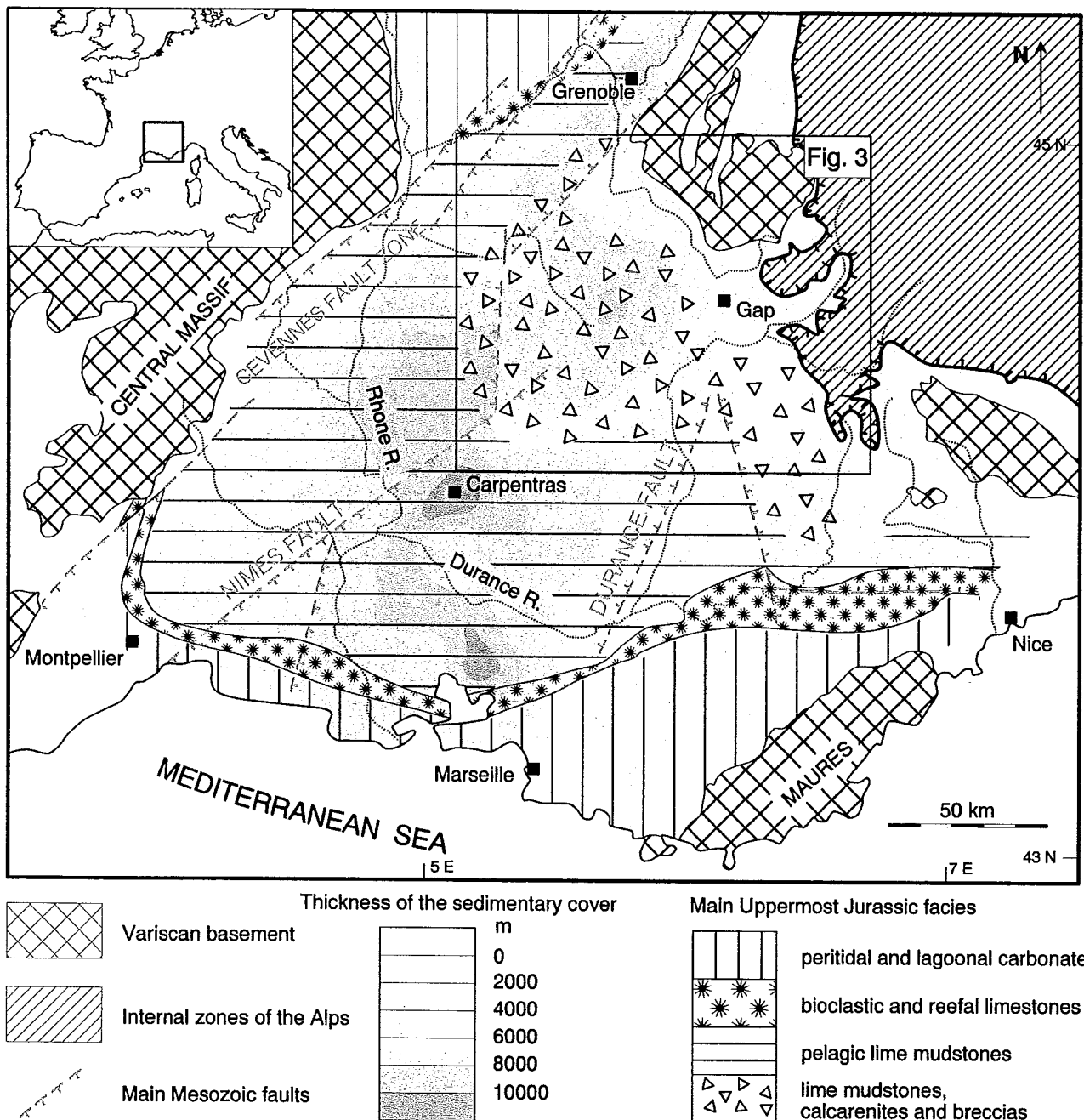


FIG. 1.1 – Schematic map of the South East Basin. Location of the main faults active during the Mesozoic extension after Baudrimont & Dubois (1977). Varying depths of the Variscan basement (after Menard, 1980) result from the cumulated effects of Mesozoic extension, Alpine tectonics and Cenozoic extension (Séranne, 1999) and are probably slightly underestimated (Séguret et al., 1998). However most of the subsidence is related to Mesozoic extension, particularly in the centre of the basin where the Triassic-Jurassic succession is up to 10 km thick in the Carpentras area (Séguret et al., 1997).

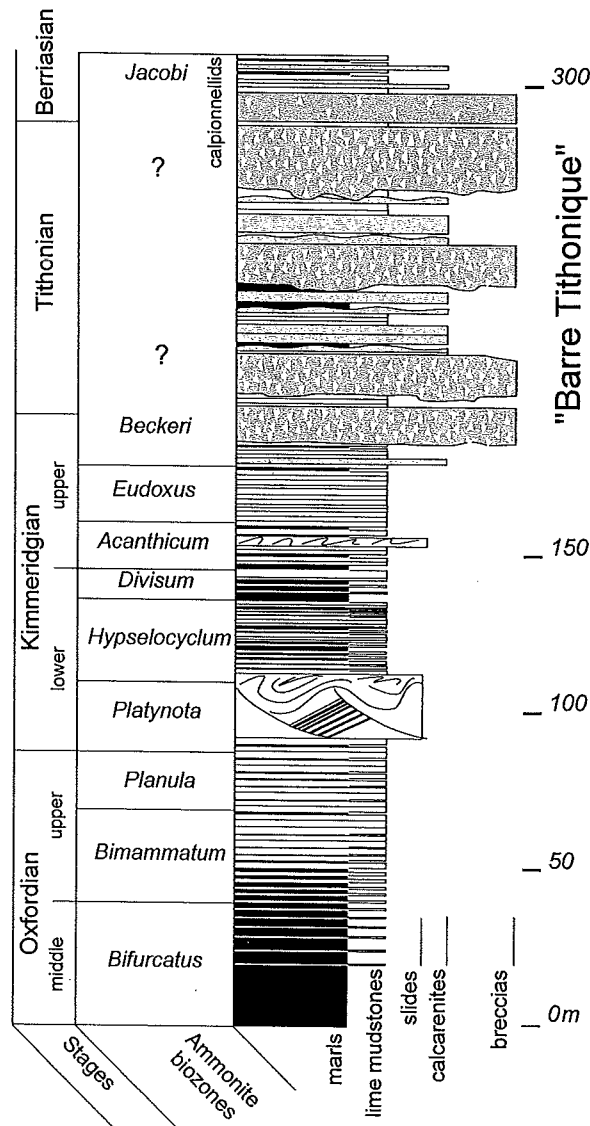


FIG. 1.2 – Schematic lithologic and stratigraphic section of the Upper Jurassic in the central part of the South East Basin.

tions may be only a few metres apart. Because of poor observation conditions of the intensely weathered limestone cliffs, sedimentary structures, breccia textures and transitions from one rock-type to the next were studied on polished outcrop surfaces (about 30 m² in total). Three major groups of facies association are described according to the dominant lithotype.

1.3.1 Calcilutite and marl association

This corresponds to marls and calcilutites with mudstone to wackestone textures. The limestones contain coccoliths, radiolarians, *Saccocoma*, calcispheres, tiny shells of pelagic bivalves and some larger bioclasts (*Aptychus*). Several sub-facies are distin-

guished based on the geometry of the beds, stacking pattern or colour.

Facies M1: dark grey lime mudstone in plane beds

Beds are centimetre- to metre-thick (Fig. 4). Bedding is defined by thin marly interbeds, plane at a metric or decametric scale, but affected by centimetre-long undulations due to pressure solution. A few massive intervals result from the pinching out of marl interbeds. They are locally represented by centimetre- to decimetre-thick marly intervals, in which case, limestone beds are capped by a highly bioturbated, bleached horizon.

Facies M2: dark grey lime mudstone in undulated beds

M2 is comprised of decimetre-thick beds and differs from M1 by undulations of a decimetric to metric wavelength and a centimetric to decimetric amplitude (Fig. 4). Each bed changes in thickness laterally and eventually pinches out. Packages of undulated beds are metre-thick. Highly bioturbated horizons are lacking. A thin interval of calcisiltite, present at the base of some beds, generally shows a subtle lamination, which is not detectable at the outcrop-scale, but appears in polished slabs as a subtle change in grain size. This characterises a very low-angle cross-lamination.

Facies M3: beige lime mudstone in plane beds
M3 is comprised of a beige, lime mudstone in well-bedded, decimetre-thick plane beds. Horizontal tops and bases of the beds are characterised by very thin, beige marly intervals.

1.3.2 Calcarenite and calcisiltite association

Laminated calcarenite is the most typical lithofacies of this association. Grains are essentially bioclasts and peloids; intraclasts represent about 10% of the grains and ooids or oncooids are very rare. Bioclasts range in size from 100 - 500 mm, with a mean value of 200-mm. They are mainly mollusc shell fragments with a few echinoids fragments. Peloids are well-sorted and 50 mm across. The laminated calcarenite is devoid of matrix and grains are cemented by blocky sparite. The well-expressed lamination is defined by a few hundreds of mm-thick *laminae*, equivalent in thickness to 2-5 peloids or 1-2 bioclastic grains (Fig. 5).

Facies C1: calcarenite beds with parallel to sub-parallel laminations or small HCS

C1 corresponds to calcarenite beds, a few centimetres to 50 cm-thick, and of considerable late-

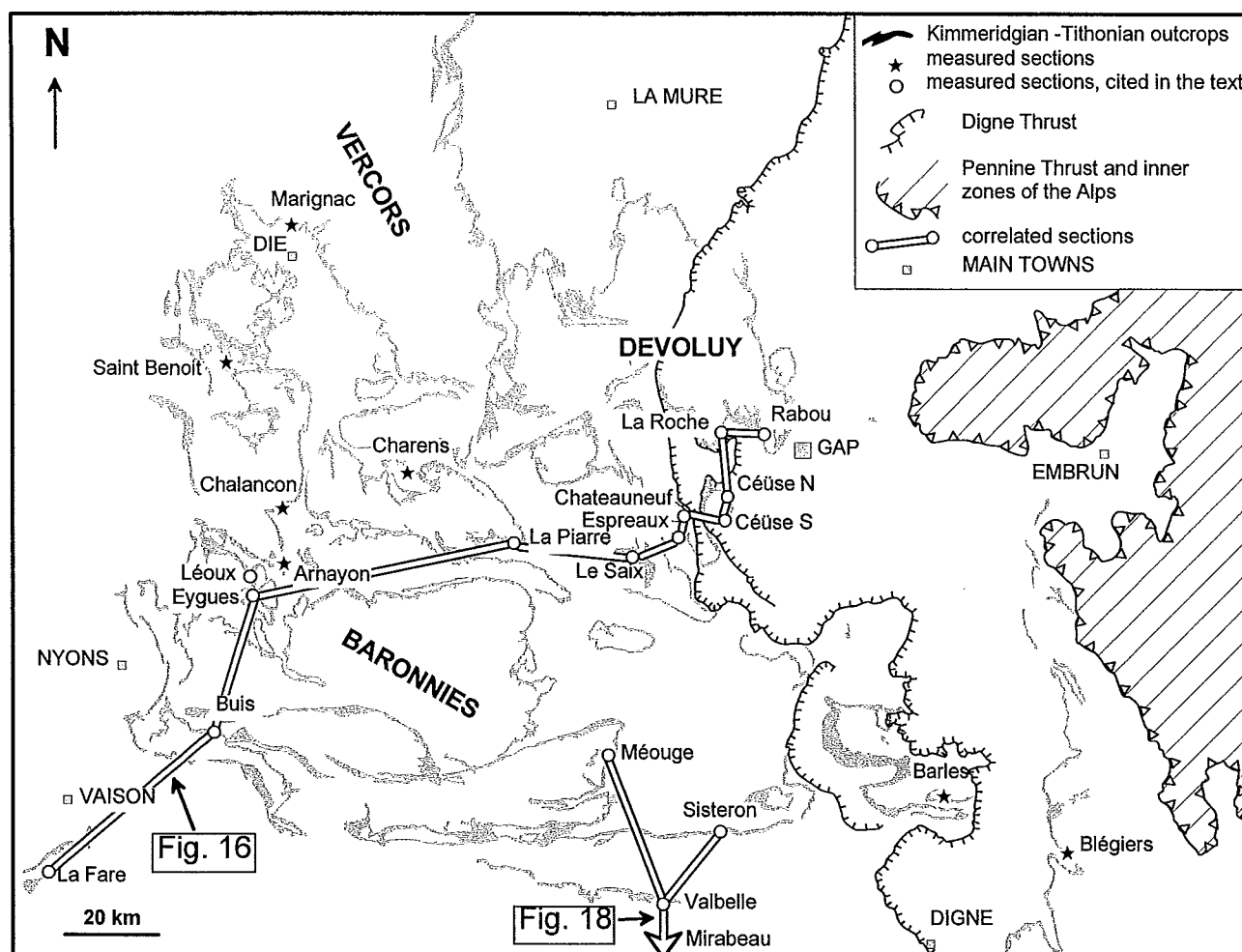


FIG. 1.3 – Location of the measured sections including sections cited in the text.



Fig. 4. Lime mudstone of facies M1, dark grey lime mudstone in plane beds and M2, dark grey lime mudstone in undulated beds. Barles section (Fig. 3): 95-98 m

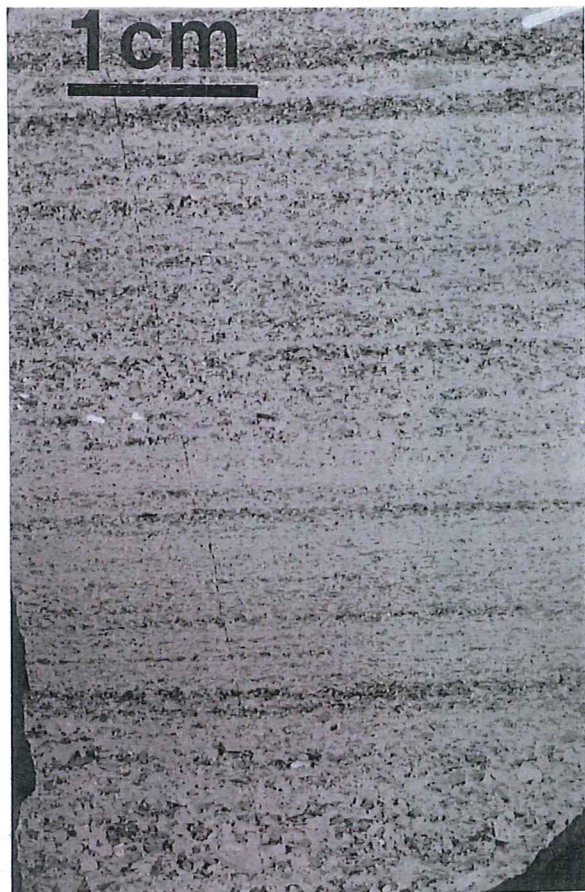


Fig. 5. Negative print of a thin section of a calcarenite bed of facies C1 showing fourth order laminations stacked into third order laminations (Dott & Bourgeois, 1982). Dark grains are bioclasts and white laminae are formed by well-sorted peloids 50 μm across. Méouge section at the local correlation datum level of 0 m

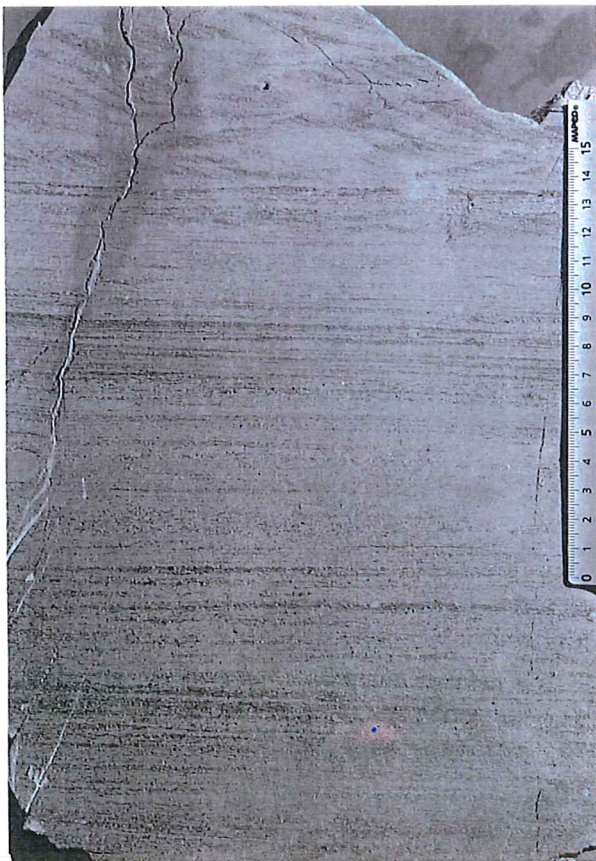


Fig. 6. Lime mudstone/calcarenite discontinuity characteristic of the bases of both facies C1 and C2. The scoured surface forms depressions deeper than they are wide (a), and highs with steep slopes that may be overhanging (b). The calcarenite fills this washed-out and cast seabed with horizontal to low-angle lamination (c). In this case of facies C2, horizontal lamination rapidly grades upward into wave rippled lamination (d); (e) is probably a burrow.

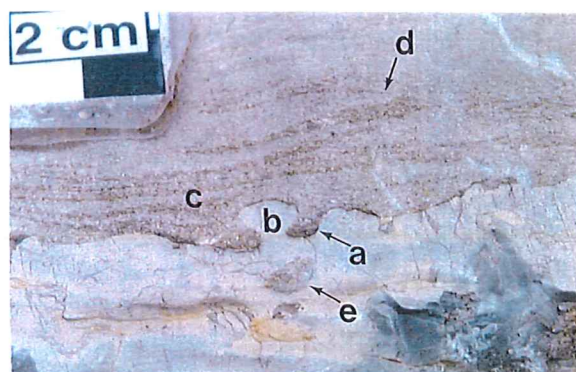


Fig. 7. Polished and etched section of a calcarenite bed of facies C1. Note the fining upward trend, and the horizontal lamination of the lower part that grades upward into asymmetrical ripples. The scale is in cm. Méouge section at the local correlation datum level of 0 m.

ral extent, sporadically interbedded with lime mudstone beds. The basal boundaries of the calcarenites are sharp and plane, but they are commonly ornamented by highly irregular scoured surfaces that affect the underlying lime mudstones. The scoured surfaces form deep depressions, and highs with steep slopes that may be overhanging (Fig. 6). Depressions may be deeper than they are wide and there is no preferential orientation of these structures. The calcarenites fill the scoured surfaces with horizontal or low-angle laminations that overlap the surfaces at high-angles. Deeper depressions are filled by a calcarenite / gravel interval, reworking the underlying lime mudstone. Most of the beds show a vertical organisation. Within the lower part, the lamination is horizontal, even if a few low-angle cross-stratifications with a metric wavelength and centi-

metric amplitude (similar to very flat HCS) are observed. This plane-laminated interval may be overlain by a cross-stratified interval with symmetrical or asymmetrical ripples (Fig. 7) that may form climbing ripples (Fig. 8). In some cases, several rippled intervals are randomly distributed within the bed. Usually, the bed terminates with a lime mudstone capped by a highly bioturbated horizon. Thicker calcarenite beds exhibit small (30-cm long and 10-cm high) highly anisotropic HCS, grading upward into isotropic HCS (Fig. 9).

Facies C2: thin-bedded lime mudstone / calcisiltite and horizontally laminated or rippled calcarenite

C2 is marked by the association of centimetric to decimetric undulated beds of calcilutite / calcisiltite and plane beds of horizontally laminated / rippled

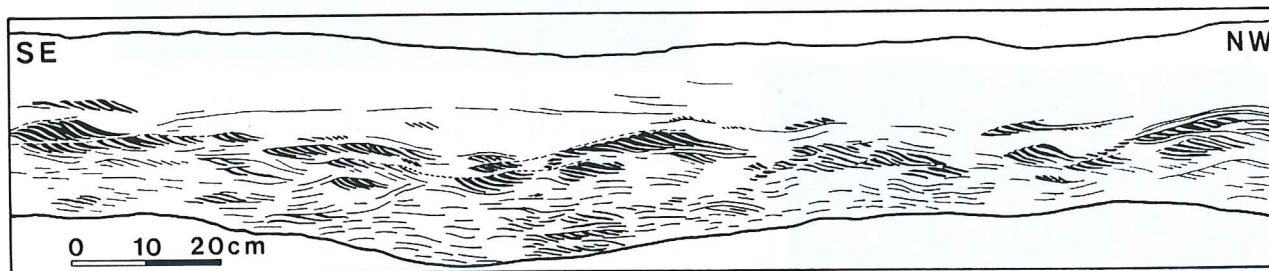


FIG. 1.8 – Drawing of a photomosaic of asymmetrical climbing ripples in a calcarenite bed of facies C1; laminated bioclastic sand in black. The climbing angle is very low; some asymmetrical ripples grade upward into symmetrical aggrading laminations. La Ramuque section: 27.5 m (see Fig. 17).

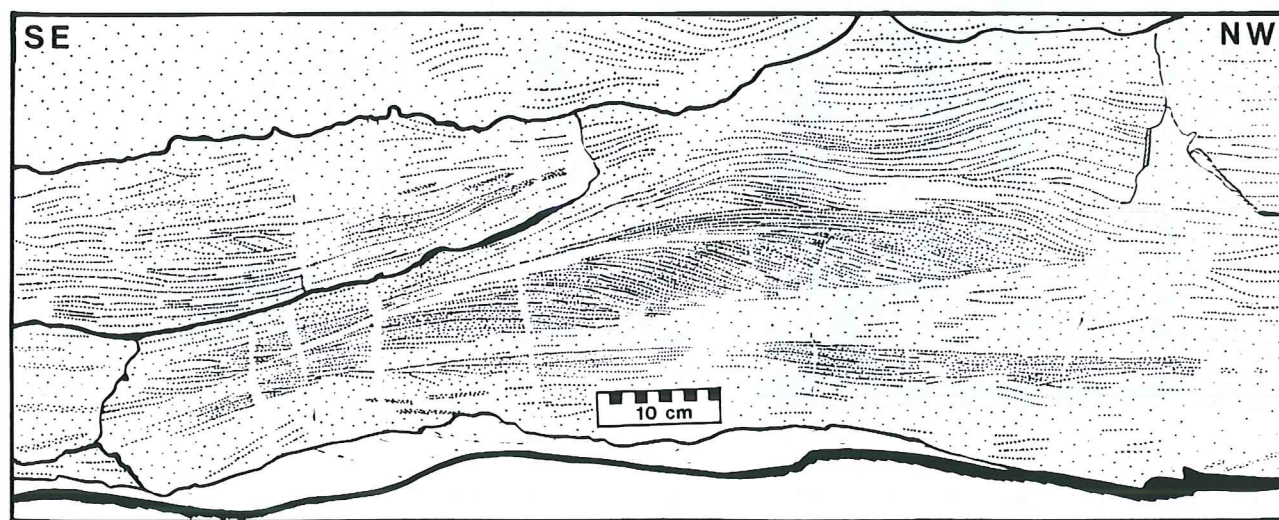


FIG. 1.9 – Calcarenite bed of facies C1 with anisotropic HCS grading upward into symmetrically undulated laminations. La Ramuque section: 14.5 m (see Fig. 17).

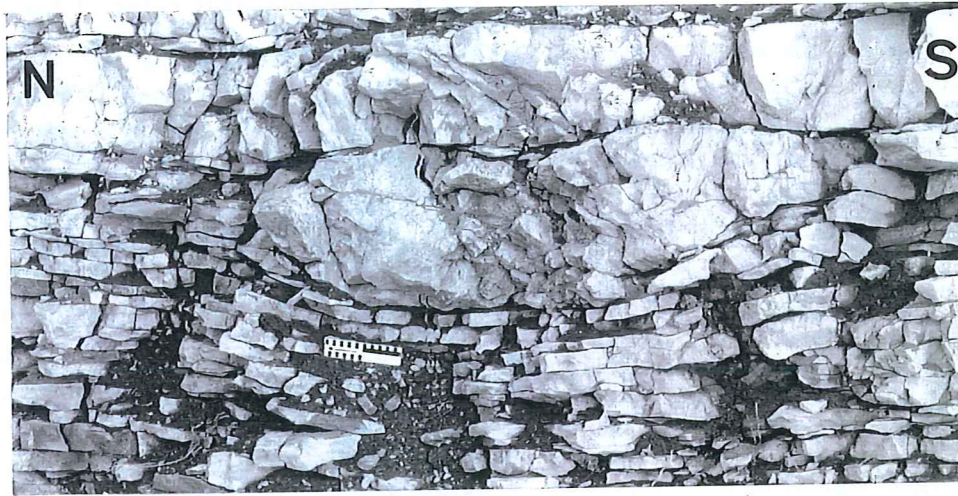


Fig. 10. Thin-bedded, subtly laminated calcisiltite beds of facies C2 grading laterally into a 0.4 m-thick, 1.8 m-long breccia lens. This indicates *in-situ* soft-sediment deformation under wave-cyclic loading. The scale is 20-cm long. Raboux section: 39.0 to 40.5 m.

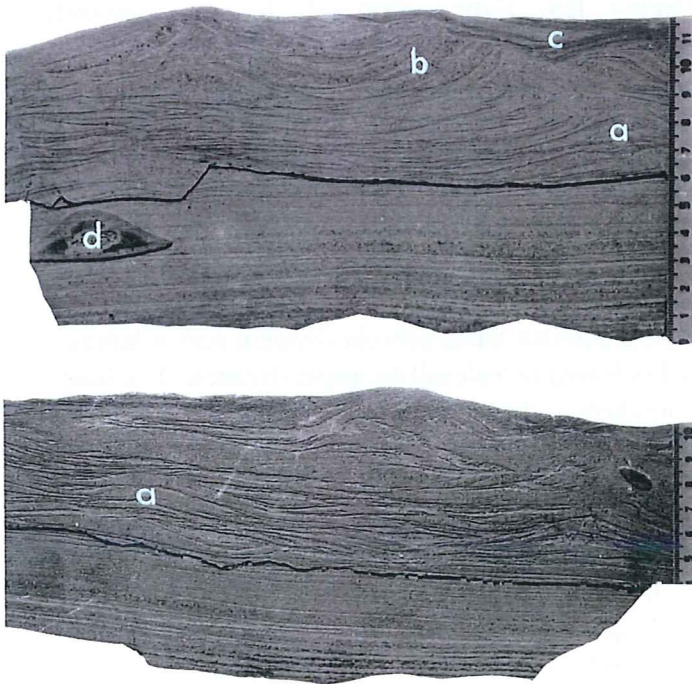


Fig. 11. Two polished and etched sections, perpendicular to each other, of a calcarenite bed in facies C2. Note the plane lamination in the lower part, the wavy lamination (a), more or less symmetrical in both sections, the deformation by water escape (b), and the erosion surface filled by finer material (c); (d) is a chert. The scale is in cm. Raboux section: 48.0 m.

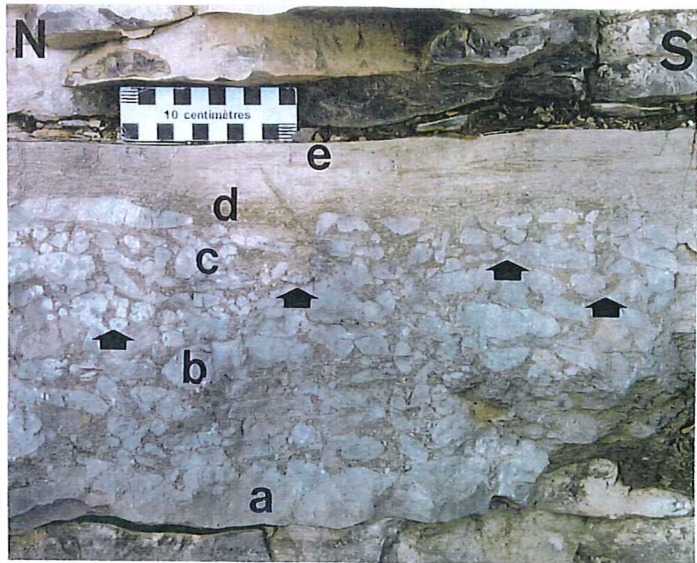


Fig. 14. Breccia/calcarenite/calcisiltite pseudo-graded sequence of facies B4b; (a) lime mudstone; (b) lime mudstone matrix breccia; (c) calcarenite matrix breccia; (d) calcarenite; (e) calcisiltite. The very irregular, basal transition from lime mudstone to breccia suggests *in-situ* brecciation by wave-cyclic loading. The boundary between b and c, which is also very irregular (arrows), results from the winnowing of the liquefied mud and sand deposition by wave-induced current in the upper part of the breccia. Rabou section: 42.0 m.

calcarenite (Fig. 10).

Bedding results from the presence of thin marl seams and / or thin intervals of calcisiltite (or fine calcarenite) in the lime mudstones. The base and top of the beds are undulated with a metric wavelength. The calcisiltite / calcarenite intervals show a subtle lamination with symmetrical or asymmetrical wave ripples (De Raaf *et al.*, 1977). Since adjacent ripples are not connected, they may form lenses. These lenticular beds are commonly made of coarse bioclastic sand, which contains centimetre-long shell fragments. Burrows filled with coarser grains are frequent within the fine sediment, but highly bioturbated horizons are absent. The decimetre-thick calcarenite beds have a sharp base, which is plane over a few metres, but is commonly ornamented with small erosion structures, similar to those described in facies C1 (Fig. 6). The calcarenite beds include a plane-laminated lower division and a symmetrical to asymmetrical wave-rippled upper division. The dips of the laminae frequently increase upward through the upper division. The top of the cross-laminated division shows convolutions of high-angle laminae that are generally cut by a wavy erosion surface filled by silt-dominated, low-angle cross-stratified laminae (Fig. 11). C2 differs from M2 by the nearly systematic occurrence of intervals of laminated siltite or calcarenite within the lime mudstone beds, and the frequent occurrence of decimetre-thick calcarenite beds.

Facies C3: amalgamated HCS calcarenite

C3 is characterised by low-angle cross-stratified calcarenites arranged in metre to a few metres thick intervals, that typically show isotropic or anisotropic HCS and scour, drape and migrating bedforms (Cheel & Leckie, 1993). This facies lacks mudstone and no preferred sequence of structures was observed. According to Harms *et al.* (1975), the peloid-bioclastic laminae define a fourth-order lamination. They are stacked in sub-parallel centimetre-thick peloid or bioclastic-dominated sets, and the stacking pattern determines a third-order lamination. Amalgamated HCS calcarenites show second order truncations of the laminae within hummocky units, while sharp erosion contacts of hummocky sequence are the first-order boundaries (Fig. 12). The wavelength of the HCS usually ranges between 1 - 2 m, in agreement with the definition of HCS structures by Harms *et al.* (1975). However, the grain size can vary greatly, and HCS structures can be comprised

of coarse carbonate sand and may even include mudstone gravel.

1.3.3 Breccia and related facies

Five breccia lithotypes and related facies are distinguished, three of them (B1-B3) representing nearly 90% of the total. The three latter facies record in-situ formation and are described in detail by Bouchette *et al.* (*in press*).

Facies B1 and B2: dark coloured, densely packed, structureless coarse breccia

B1 and B2 include a large range of breccia types that make up about 60% of the total volume of the "Barre Tithonique". They form bodies that are decimetre- to metre-thick and a few kilometres-wide. They do not exhibit any internal organisation: no graded bedding or preferred orientation of the clasts have been observed. Both B1 and B2 are made up of unsorted, dark blue or reddish lime mudstone clasts, ranging in size from 1 mm to 1 m, with an elongation ratio of 1 - 10. Spaces between the clasts are filled with a grey lime mudstone in B1, and a dark-grey marly matrix in B2.

Facies B3: light coloured, loosely packed, structureless breccia

Breccia bodies are planar and extend over hundreds of metres or across the entire zone. There is a continuum from a scarce clast-supported breccia end-member to a massive lime mudstone.

Facies B4: breccia/calcarenite/calcisiltite graded beds

B4 beds are 0.3 - 2 m thick. They generally have a structureless basal breccia division and a laminated calcarenite/calcisiltite upper division. The basal boundary and the internal organisation of the beds provide evidence for two different types of graded beds that are indistinguishable in most outcrops.

Facies B4a: breccia / calcarenite / calcisiltite graded beds with an erosional base The basal boundary of B4a is sharp and erosional. The most striking erosional feature is the 'flat-bottom trough'. In a section parallel to the current direction, this structure is a box-like depression (a few metres long and 5 - 20 cm deep) with a flat bottom and steep erosion slopes in both the up- and down-current directions (Fig. 13). In a few cases, shorter troughs have low-angle erosion slopes so that the box-like geometry gives way to a dish-like, concave-upward geometry. The flat bottom troughs are usually filled with a structureless clast-supported breccia. The breccia is overlain by a horizontally laminated calcarenite,

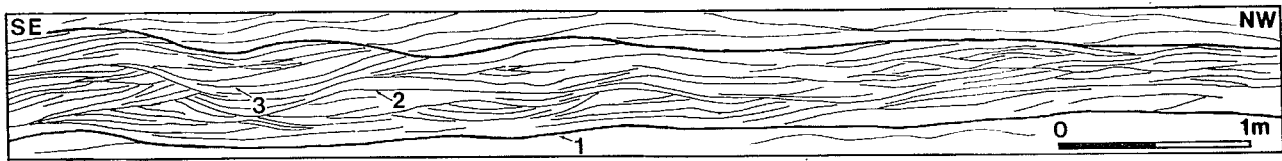


FIG. 1.12 – Drawing of a photomosaic of calcarenite from facies C3, with amalgamated HCS. 1, 2 and 3 are first-, second- and third-order laminations (Dott & Bourgeois, 1982). Eygues section: 65.0 m (see Fig. 17).

grading upward to a megaripple cross-stratified calcarenite that contains rounded, centimetre-long lime mudstone clasts. The top of the graded bed has a megaripple geometry and the overlying beds pinch out against this topography.

Facies B4b: breccia / calcarenite / calcisiltite pseudo-graded beds with a transitional base B4b has a transitional base of irregular geometry, the underlying lime mudstone being increasingly more fractured upward to form highly elongated clasts (Fig. 14). The breccia interval is clast-supported and not graded. The clasts show no preferred orientation and are horizontal or at a high-angle. Spaces between larger clasts are filled either with calcarenite from top to bottom, or with lime mudstone at the base and calcarenite at the top. The breccia grades upward into a laminated calcarenite with horizontal or low-angle HCS.

bf Facies B5: cross-stratified coarse breccia

B5 is only observed in the Montagne de Céüse area (near Gap; Fig. 15), where it forms a 120-m thick wedge of coarse breccia, prograding over 3 km. The east-facing Céüse cliff shows stacked cross-stratified sets, 1 - 20 m in thickness, that prograde northwards. Oblique sets are truncated at high-angle along their upper surface and downlap the underlying surface at high- or low-angle. To the north, the sets become sigmoidal in shape with a tangential basal contact, and they are interfingered with calcarenite and lime mudstone. We have studied two of these sigmoidal progradational units (Fig. 15c). In the progradation direction, these units are 90 and 140-m long respectively, with corresponding thicknesses of 6 and 12 m. They have flat tops, but their bases are erosional upstream (where they cross-cut the underlying lime mudstone) and flat downstream. They are made up of single cross-stratified sets, which downlap the underlying mudstone at

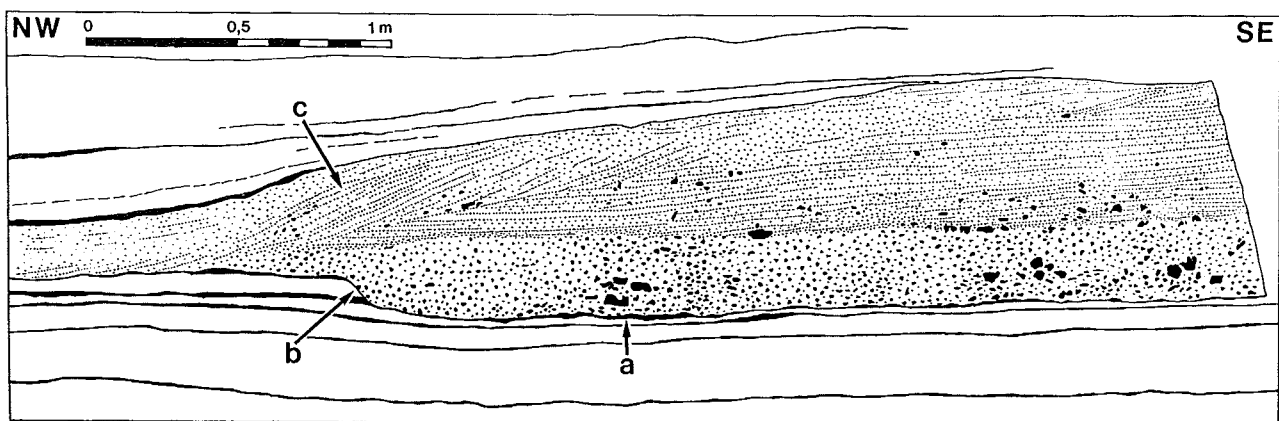


FIG. 1.13 – Drawing of a photomosaic of a breccia / calcarenite graded sequence from facies B4a; lime mudstone beds not patterned; lime mudstone clasts in black. A microbreccia fills the flat bottom trough (a) that shows a steep down-current erosion slope (b). The calcarenite includes a few centimetre-long lime mudstone clasts, and forms a megaripple (b), which is overlapped by lime mudstone. La Roche des Arnaud section (La Roche in Fig. 3): 112.0 m.

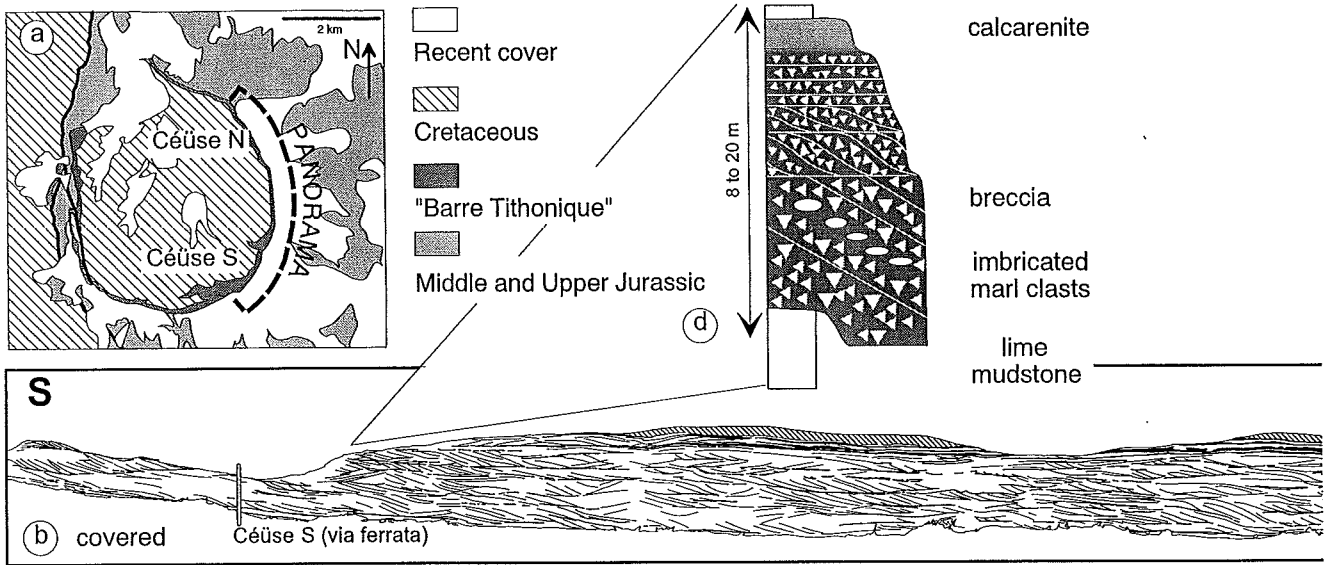


FIG. 1.15 – A prograding wedge of coarse breccia, Céüse cliff. (a) Schematic map. (b) Linedrawing of a mosaic of photographs made from an ultra-light plane and fitted together numerically (mud mudstone are in black, Berriasian is hatched). (c) Schematic section of a prograding sigmoidal unit in the northern, lower part of the cliff. (d) Idealized log of a progradational sequence on the southern plateau. Note the imbricated clasts of marl.

high-angle along most of the basal boundaries, but are tangential downstream, with foresets rapidly grading into calcarenite and lime mudstone bottomsets. In its southern part, the cliff is only 50-m high and the upper part of the breccia crops out on the plateau, which allowed us to study the geometry and facies distribution of the breccia units. The breccia and associated calcarenite and lime mudstone are organized in graded sequences, from a few metres to 20-m thick (Fig. 15d). In 3D, the cross-stratification is highly curved and its direction may rotate up to 130° in 200 m along strike, which indicates that the dunes that make up these sets had a highly concave-downstream lee side. The sets prograde over hundreds of metres. The 3-20 cm long clasts are made of limestone and seem to lie parallel to the cross-beds. However, a few oblique sets include imbricated marl clasts with more or less horizontal long axes (Fig. 15d). The breccia is clast-supported and devoid of matrix, and a sparse cement fills the spaces between the clasts. t

1.4 Facies interpretation

1.4.1 Calcilutite and marl association

Lime mudstone of facies M results essentially from suspension fall-outs. The dark colour of the lime mudstone of facies M1 resulted from the deposition on the sea floor of planktonic material in a very low-energy environment (*i.e.* below wave base) with poorly oxygenated waters. Highly bioturbated bed tops document periods of sediment starvation. The beds' cyclicity is probably related to temporal changes in environmental or climatic conditions. Interpretation of the lime mudstone with undulated beds of facies M2 remains speculative. The laminated intervals result from deposition of carbonate silts by low-energy traction processes, and the low-angle cross-stratification suggests an oscillatory flow for the origin of these intervals. The dominantly structureless lime mudstone was likely deposited in very low energy conditions and may have derived from the deposition of very dilute current-driven suspensions or pelagic material. The beige lime mudstone of facies M3 is a pelagic sediment deposited below wave base in relatively well-oxygenated waters.

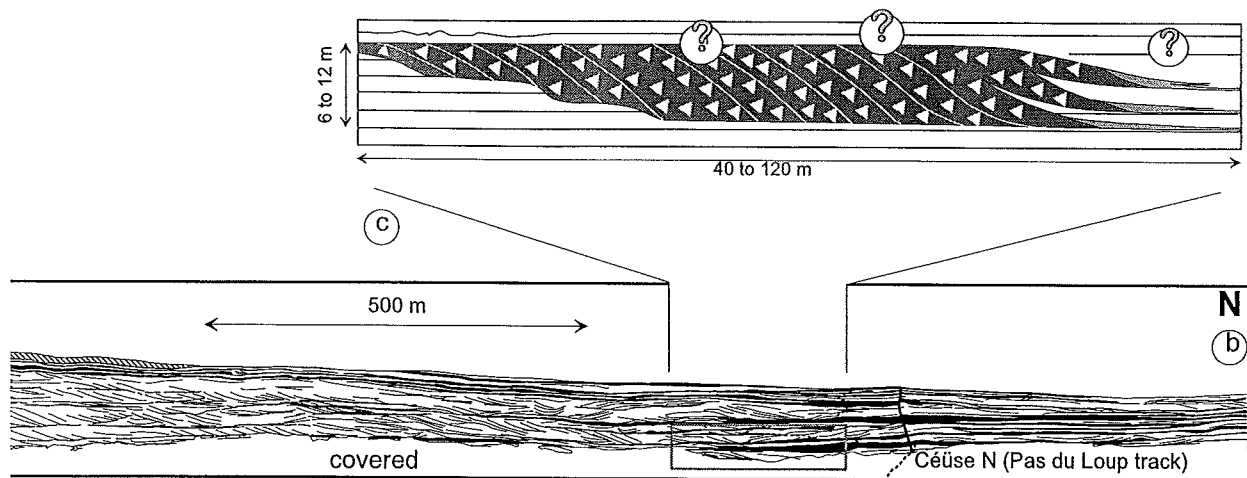


FIG. 1.15 – (suite)

1.4.2 Calcarenite and calcisiltite association

The calcarenite basically results from the transport and deposition of sand by wave-induced currents. The specific scour-and-fill structures observed at the base of most of the calcarenite beds look like washed-out and cast trace fossils (Aigner, 1985; Seilacher & Aigner, 1991). However, even if they overlie a bioturbated lime mudstone, specific trace fossils cannot be identified, and the reworked clasts show that more than simple traces were eroded. Many features are analogous to the irregular scoured surfaces described by Sami & Desrochers (1992). In the light of our concept of wave-seafloor interaction (Bouchette *et al.*, submitted), these structures result from a complex evolution. (1) During storm events, wave-cyclic loading induced partial liquefaction of the seafloor; the liquefaction process was heterogeneous because of the strong heterogeneity of the seafloor due to bioturbation. (2) The combined flow winnowed the seafloor, producing a very irregular surface, and covered it with carbonate sand and silt. These erosional structures therefore correspond to a washed-out and filled-in liquefied seafloor. The very irregular scoured surface was created by a two-fold mechanism (which differs from the selective erosion of cohesive sediment by high-velocity currents proposed for the gutters and gutter casts), common below storm beds (Johnson & Baldwin, 1985). The vertical organisation of C1 calcarenite records

a decrease in energy during deposition. The plane-laminated basal division of the calcarenite beds indicates a high value of the unidirectional component of the slowly varying mean flow in comparison to the high-frequency orbital component. The progressive upward grading into wave-ripple laminations corresponds to the progressive decrease of unidirectional flow during the storm event. The lime mudstone tops record the settling of mud clouds stirred up by the storm, while the bioturbated caps indicate a relatively long period of starvation. Calcarenite beds of facies C2 were deposited by processes similar to those of facies C1 and reflect relatively high-energy sedimentation. However, the predominance of graded beds of calcisiltite / lime mudstone in facies C2 documents longer periods of sedimentation, dominated by low-energy wave-induced currents. The amalgamated hummocky cross-stratified calcarenite of facies C3 results from the deposition of sand (and gravel) in a storm-generated flow. No specific observation allowed us to determine whether this flow was an oscillatory current associated with storm waves (Harms *et al.*, 1975), or a combined flow consisting of a high-frequency wave-orbital component and a slowly-varying mean flow component (Swift *et al.*, 1983), driven by geostrophically balanced coastal downwelling (Duke *et al.*, 1991). The amalgamation of HCS structures in plurimetric packages implies lateral transport of sand, and not only in-situ re-suspension (Swift *et al.*, 1983). The

HCS structures may have been stacked in an oscillatory or multidirectional flow with only a minor unidirectional component of motion (Ducke, 1985). In the SEB, HCS structures involve coarse (intra-clastic) sand, and may even include gravel, a grain size range which does not comply with the general description of HCS (Dott & Bourgeois, 1982; Brenchley, 1985; Swift *et al.*, 1983; Cheel & Leckie, 1993). Coarse-sand HCS could be similar to the Coarse Grain Ripples (CGR) described in modern shelves (Leckie, 1988). CGR have a crest-to-crest spacing and amplitude similar to that of HCS and they form under the same conditions despite their linear crests.

1.4.3 Breccia and related facies

Both vertical (up and down sections) and lateral transitions, from lime mudstone and calcarenite to clast-supported breccia B1-B2 and matrix-supported breccia B3, show that most of the breccia deposits resulted from the deformation of a previously deposited sediment (lime mudstone and calcarenite) under wave-cyclic loading (Bouchette *et al.*, submitted). In present-day environments, cyclic waves induce cyclic displacement of the seafloor (Suhayda, 1977), with bottom pressure and bottom displacement varying with the height and wavelength of the waves (Kraft *et al.*, 1985). Below the seafloor, the wave-induced cyclic shear stress incrementally and cumulatively deformed the particle framework of the carbonate mud. Under undrained conditions, this deformation led to a progressive increase of pore pressure and liquefaction of part of the mud. The seafloor thus became a mixture of clasts floating in liquefied mud that behaved like a high-viscosity liquid. A decrease in wave energy resulted in the settling of the liquefied mixture and the formation of most of the breccia observed. In some cases, on top of the liquefied seafloor, wave-induced currents winnowed the liquefied mud in which clasts were suspended. As a whole, the densely packed breccia deposits of B1-B2 may have resulted either from: (1) a low degree of liquefaction that produced clasts and little mud matrix; or (2) a high degree of winnowing that washed-out the liquefied mixture. The loosely packed breccia deposits of B3 may have resulted from a high degree of liquefaction, together with a low degree of winnowing. The massive lime mudstone was generated by the complete liquefaction of the original lime mudstone.

Despite their apparently similar organisation, graded sequences B4a and pseudo-graded sequences

B4b fundamentally differ with regard to their process of formation. Graded sequences B4a are depositional facies that resulted from the sedimentation of cobbles, gravel and sand from a suspension in a dominantly unidirectional combined flow, the competence of which progressively decreased. Mud clasts found in the basal division or randomly distributed within the calcarenite may have been eroded from the substratum within the flat-bottom troughs or from an up-current area. Two superimposed mechanisms are invoked to interpret the pseudo-graded sequences of B4b. The basal transitions show that the breccia results from in-situ deformation of the previously deposited lime mudstone. The characteristics of the different pseudo-graded sequences are related to winnowing of the liquefied mud and the sieving of sand between the clasts. Beds with a mud-matrix basal interval are not entirely winnowed, while beds with only a calcarenite matrix are entirely winnowed, and beds with a basal mud-matrix interval and upper calcarenite-matrix interval are partially winnowed (Fig. 14). The upper division of calcarenite to lime mudstone, results from the deposition of particles from an increasingly less concentrated suspension in a wave-induced flow.

Interpretation of B5 cross-stratified breccia deposits is difficult because of the lack of observations in the Céüse cliff. Cross-stratified sets of strata were built-up by the progradation, over hundreds of metres, of up to 20-m high dunes with highly concave lee sides. In vertical section, the direction of progradation changed drastically from one set to the next. However, this apparent change may result from the curvature of the dune crests. Dune progradation resulted from the transport of coarse debris on the stoss side and their deposition on the lee side, the grain size of the breccia implying a high-velocity unidirectional flow. The high-angle downlap of the breccia at the foot of the cross-beds, in the proximal part of the set, is probably related to: (1) avalanche deposition of the clasts on the lee side of the dune; and (2) by-pass of the finer particles. The rapid down-dip grading from breccia in the foresets to calcarenite and lime mudstone in the bottomsets, in the distal part of the set, could be related to an energy decrease of the unidirectional flow. This allowed deposition of sand in the downstream vortex induced by the dune morphology. As most of the breccia deposits resulted from deformation and liquefaction of soft sediment, gravity flow of the liquefied material could be expected, even where the slope was very

gentle. However, no observation supports this hypothesis, and all the channel-like structures studied are transitional between lime mudstone and breccia and have a concave-upward geometry, which resulted from a locally deeper brecciation.

1.5 Facies distribution

In calcarenite / breccia Zone 4, depositional facies of low- (M1-M3) and high-energy (C1-C5, +B4a) and breccia facies (B1-B3, +B4b) are present in complex vertical and lateral associations, as illustrated by a section correlation along an E-W transect (Fig. 16). The 25-60 km wide Subzone 4a is characterised by thick bodies of breccia without sedimentary structure. In the lower part of the succession low-energy facies M1-M2 (dark coloured lime mudstone) are associated with densely packed breccia facies B1-B2. In contrast, the upper part is marked by the association of depositional facies M3 (light coloured lime mudstone) and loosely packed breccia facies B3. In both the lower and upper parts of the “Barre Tithonique”, the calcarenite is of facies C1 (plane laminated) or facies C3 (amalgamated HCS). C3 is dominant in some of the sections studied. For instance, it forms 70% of the lower half of the “Barre Tithonique” in the La Pierre section (Fig. 3). In contrast, facies C2 (thin-bedded calcisiltite/calcarenite) is poorly represented and facies B4 (graded and pseudo-graded beds) has not been observed. The associations of Subzone 4a resulted from the alternation of long periods of very low energy conditions and long periods dominated by storms. Low energy conditions allowed the deposition of mudstone below SWB, while stormy conditions induced deformation of the previously deposited lime mudstone (*i.e.* breccia formation) and the transport/deposition of sand (*i.e.* calcarenite formation) in a combined flow.

The association of dark coloured lime mudstone and clast-supported breccia in the lower part of the “Barre Tithonique” passes up into an association of light-coloured lime mudstone and matrix-supported breccia in the upper part. On one hand, the evolution from dark- to light-coloured lime mudstone documents the evolution from relatively anoxic to more oxygenated conditions. On the other hand, the breccia textures may reflect the contrasted behaviour of the original sediment under wave cyclic loading. The matrix-supported breccia records a higher susceptibility to liquefaction than the clast-supported breccia,

which indicates that the more oxygenated sediment was less cohesive. This difference in sediment behaviour is not supported by a difference in the present structure of the two lime mudstone deposits which show similar characteristics at the SEM scale (Bouchette *et al.*, submitted). The upward increase in liquefaction may alternatively result from an increase in deformation, linked to an upward shallowing reflected by the shift from anoxic to oxygenated conditions. Along the inner border of Subzone 4a, the breccia bodies thin out landward and amalgamate to form thicker bodies seaward (Fig. 17). Along the western and southern margins of the basin, Zone 3 corresponds exclusively to well-stratified to massive lime mudstone beds (Le Strat, 1976; Bodeur, 1980; Debrand-Passard *et al.*, 1984). Between this western border and Zone 4, younger sediments cover the Jurassic deposits. Section correlation along the E-W (Fig. 16) and a N-S transects (Fig. 18) highlights the relationships between Zones 3 and 4. In the N-S transect, the Tithonian of the northern Valbelle section, located in the Alpine Lure Thrust unit (Ford & Stahel, 1995), is entirely made up of well-bedded or massive lime mudstone beds. In the southern Pont Mirabeau section, metre-thick beds of lime mudstone are the dominant lithotype, scarce, plane parallel-stratified calcarenite occurs, and a few thin breccia beds show upward transitions from lime mudstone to breccia. A 15 m-thick interval of reef facies interbedded with lime mudstone corresponds to a block which has been rafted downslope from the reef barrier.

About 10 km² of facies B5 (cross-stratified coarse breccia) in Subzone 4b indicate the transport and deposition of cobbles by a high velocity unidirectional current. Downdip of Subzone 4b, Subzone 4c is characterized by facies C2 and C4. The laminated calcisiltite and / or calcarenite interval at the base of each C2 bed records sedimentation within the unidirectional component of a combined flow. This defines an environment that was quasi-permanently influenced by wave-induced currents. Decimetre-thick calcarenite beds within C2 and graded sequences of B4a document events characterized by high-velocity unidirectional flow. The occurrence of pseudo-graded sequences B4b demonstrates that the sea bottom and the waves episodically interacted in this area. Subzone 4c represents an area where sedimentation was largely influenced by the hydrodynamic effect of storms, but where the seafloor was only episodically deformed by wave cyclic loading.

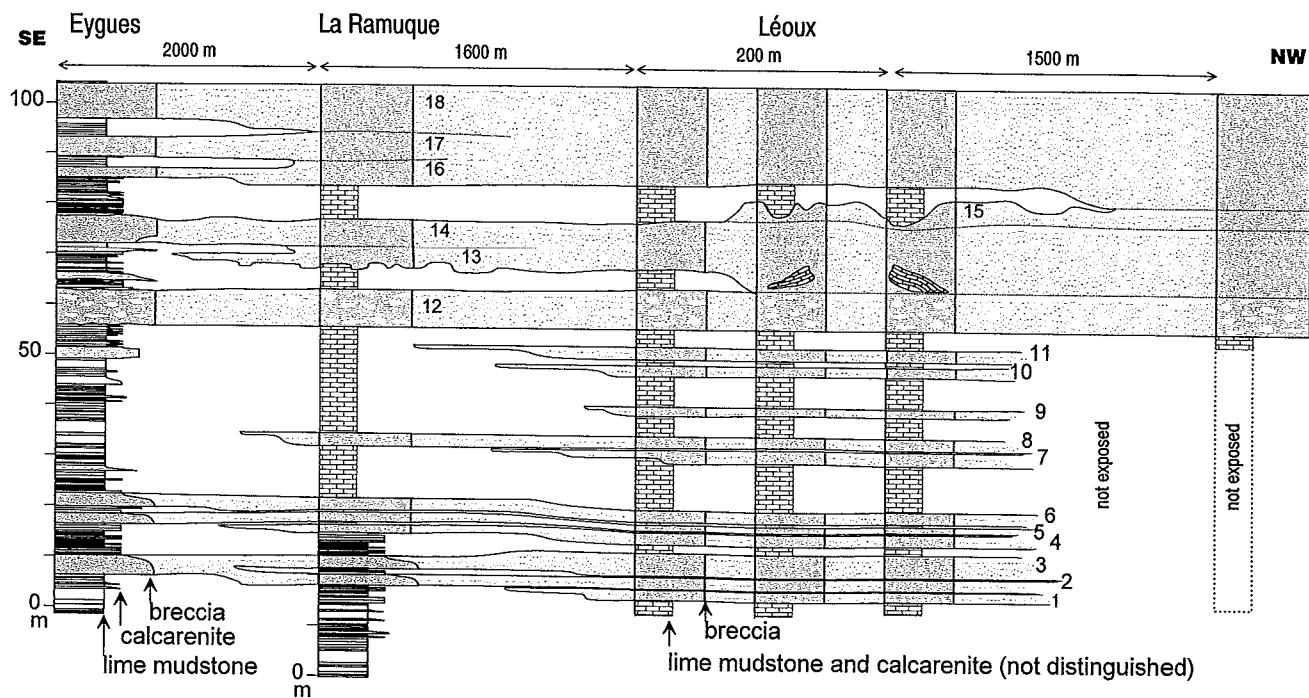


FIG. 1.17 – Geometry of breccia bodies in the Eygues valley / Léoux area. Eygues section and base of La Ramuque section from field measurements. Other sections drawn from panoramic photographs. A total of 18 breccia bodies is identified. The ‘flat and ramp’ geometry of the basal boundaries of the breccia bodies is well expressed and results in the amalgamation of individual breccia bodies. Breccia of body 12 includes out-sized clasts of marl. The total thickness between the top of layer 12 and the base of layer 14 indicates the minimum thickness of brecciation during the event 13. The southeastern terminations of breccia bodies 1, 4, 7, 8, 9, 10, 11, 13 and 15 imply a NW-SE gradient for the wave degeneration. The southeastward termination of body 15 documents a mud mudstone to breccia downward transition. The anisotropic HCS (Fig. 8) or wave-ripples (Fig. 9) of the La Ramuque section indicate a combined flow, flowing in the opposite direction to that of the wave degeneration.

cult because of the lack of Tithonian deposits in the area of Chateauneuf (between Zones 4a and 4b). This erosion was the basis for the hypothesis that the “Canyon de Céüse” formed a major geomorphological structure from the late Oxfordian to the late Aptian, and that this allowed transport by gravity flow of neritic material to deeper parts of the basin (Beaudoin, 1977). According to the bed-by-bed stratigraphy established for the Kimmeridgian (Raja Gabaglia, 1995), this erosion corresponds to a very low amplitude structure (100-150 m of maximal erosion in a 5-10 km wide area; Fig. 16). It is not possible to determine whether the erosion occurred horizontally as a ravinement surface and was linked to a zone of uplift, or if it had a channel-like morphology. The progressive eastward thinning of the Kimmeridgian-Tithonian deposits in the footwall of the Digne Thrust (Fig. 16), suggests that this thrust resulted from the inversion of a Late Jurassic

normal fault. The erosion would then be related to tilting of the footwall of the normal fault. However, the presence of many diapiric structures that were active during Late Jurassic (Dardeau et al., 1990) leads us to envisage erosion linked to diapiric uplift. This last interpretation is in better agreement with the circular geometry of the eroded zone (Fig. 19). Since we have assumed that the breccias and calcarenites were generated by storms, a sedimentary model for the SEB has to explain the presence of the high-energy storm Subzone 4a seaward of Zone 3, where sedimentation occurred below SWB. Erosion between 4a and 4b and the presence in 4b of cross-bedded coarse breccia recording strong unidirectional currents, may be considered as casual and disregarded in the first step of our interpretation. In all sedimentological models of wave-influenced sedimentation, SWB is assumed to be approximately horizontal and wave energy is supposed to be a li-

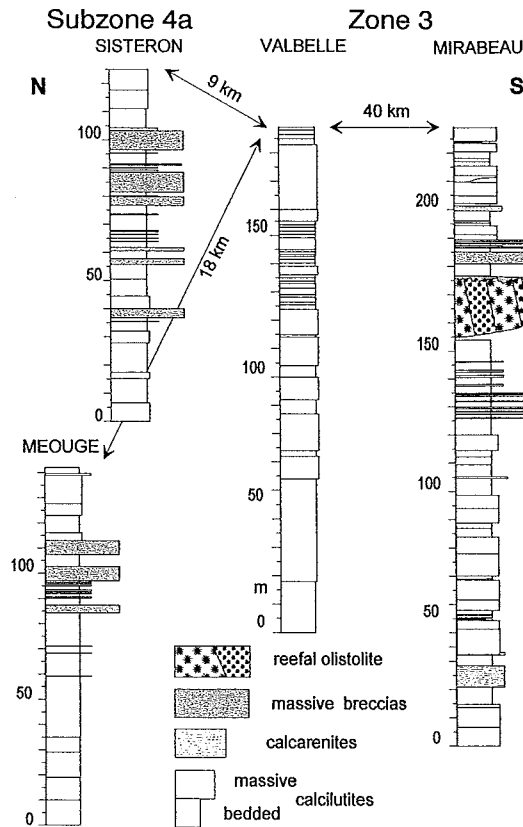


FIG. 1.18 – Correlation section along a north-south transect. See location in Fig. 3 and 19. Valbelle and Mirabeau sections are located respectively on the seaward and the landward edge of Zone 3. Thin breccia bodies in the Mirabeau section are thought to result from episodic brecciation in relatively shallow water under cyclic loading by residual storm waves. Note the different horizontal distances.

near function of water depth (Aigner, 1985; Read, 1985; Buxton & Pedley, 1989; Burchette & Wright, 1992). However, it is well known that deep-water waves begin to react with the seafloor and undergo shoaling transformations due to wave-seafloor interaction, when they move shoreward (Friedman & Sanders, 1978). After the pioneer work of Putman & Johnson (1949), soil engineers have studied wave-seafloor interactions, using analytical approaches (Gade, 1958; Dalrymple & Liu, 1978; Hsiao & Shemdin, 1980; Yamamoto et al., 1983; Clukey et al., 1988), tank experiments (Yamamoto & Schuckman, 1984), or in-situ observations (Tubman & Suyada, 1977; Suyada, 1977; Forristal & Reece, 1985; Trevorrow et al., 1988; Hooper, 1996). Wave attenuation is the decrease of wave height and wave period as a function of the distance travelled by the waves. Off the Mississippi delta, a 21 m high wave records an attenuation of 18 m at between 120 - 30 m water depth if the wave period is 14 sec, and between 70 - 21 m if the wave period is 10 sec: longer period waves

degenerate more in water depths between 120 and 30 m than shorter period waves. "Soft bottoms absorb the wave energy to drastically reduce the wave height in less than 300 ft (92 m) of water" (Kraft et al., 1985). Cyclic waves induce cyclic displacement of the sediment (Suyada, 1977), which varies with the height and wavelength of the wave, but reaches a maximum at about 60 - 80 m water depth (Kraft et al., 1985). The magnitude of cyclic horizontal displacement of the sediment decreases from about 0.3 to 0 m from the seabed level to 60 m below the seabed, if the sediment strength increases linearly with depth. A degradation of sediment-shear resistance increases displacement and a cyclic displacement of a few metres is expected for liquefied sediment (Kraft et al., 1985). Both wave energy absorption and wave attenuation increase with cumulative sediment degradation resulting from cyclic loading. The attenuation rapidly increases for higher deep-water waves; and at the same height, a wave of a stronger storm (Hurricane Frederic) is more atte-

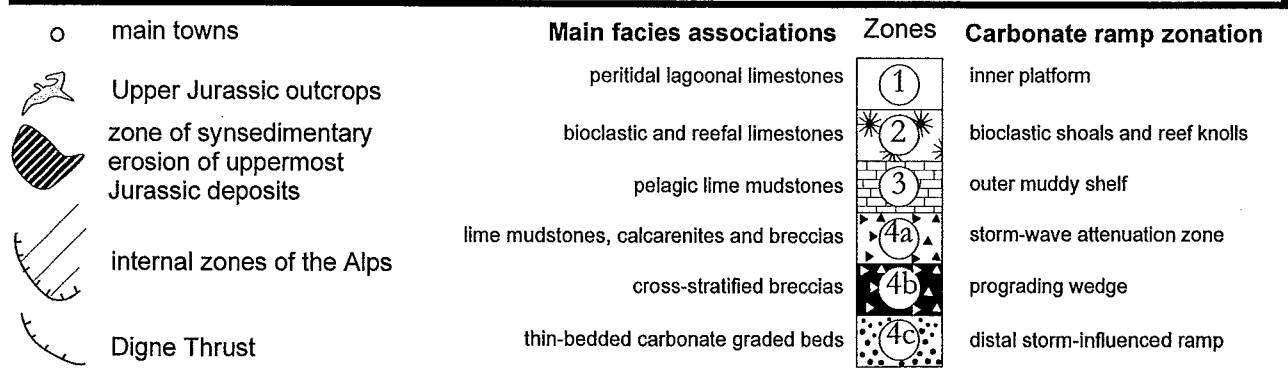
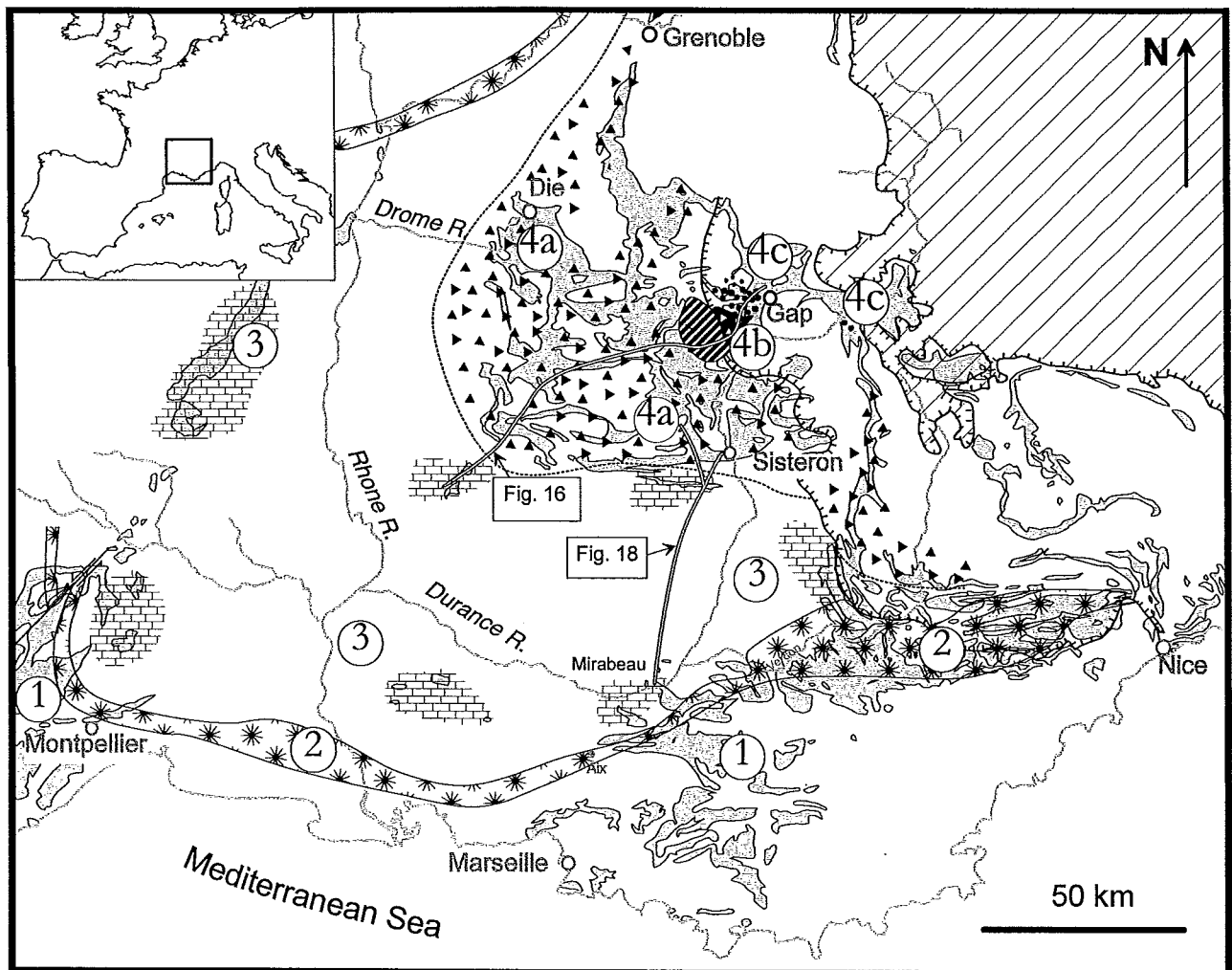


FIG. 1.19 – Schematic map of uppermost Jurassic facies belts in the South East Basin.

nuated than a wave of a weaker storm (Hurricane Allen) (Fig. 20; Forristal & Reece, 1985). This paradox results from the cumulative effect of wave-sediment interactions: a wave of a stronger storm is

more attenuated, because it interacts more with the seabed which has been softened by previous waves. The concept of wave attenuation forms the basis of our interpretative model (Fig.21). Neither a reef-

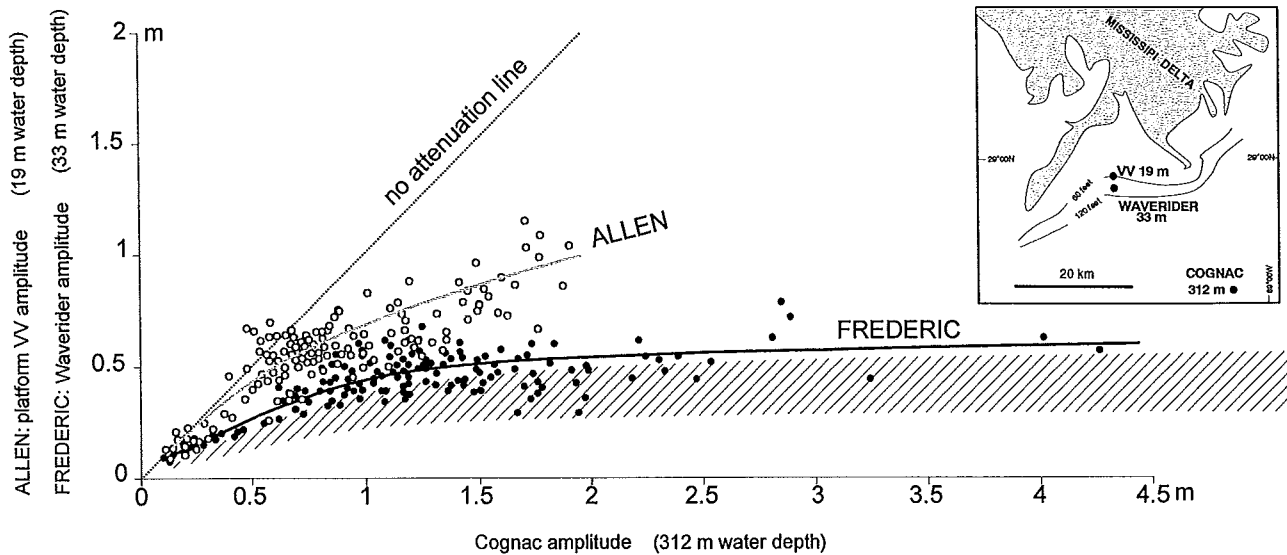


FIG. 1.20 – Comparison of wave attenuation during the Frederic and Allen hurricanes. X-axis: wave height on the Cognac platform (312 m water depth); Z-axis: wave height on platform VV (19 m water depth) or Waverider buoy (33 m water depth); modified from Forristal & Reece (1985, figs 11 and 12). The waves of the stronger storm (Frederic) were more attenuated than the waves of the weaker storm (Allen) because of greater cumulative sediment softening (see text). For tentative comparison, the hashed zone represents the possible attenuation of hurricane waves in the late Jurassic of the South East Basin.

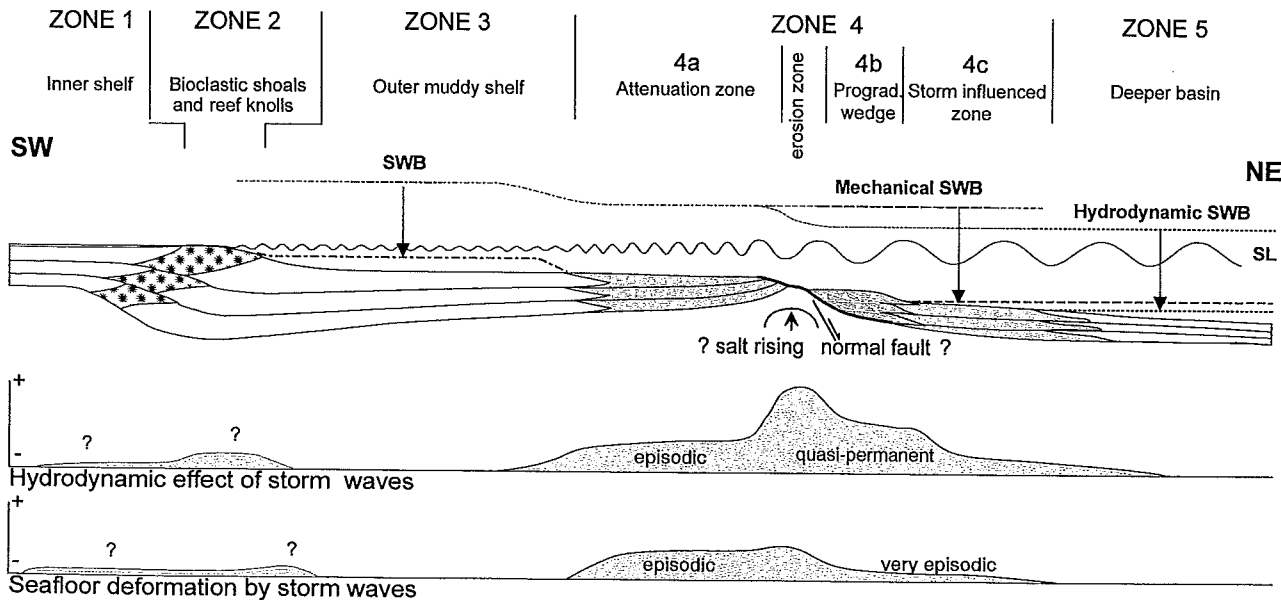


FIG. 1.21 – The South East Basin during the Tithonian: a carbonate ramp of very gentle slope with a storm-wave-degeneration zone and a highly tractive zone. Storm wave base (SWB) was not horizontal but became shallower landward. Seaward of the attenuation zone, the hydrodynamic storm wave base was deeper than the mechanical storm wave base. Attenuated storm waves may episodically had an hydrodynamic or mechanical effect in Zones 1 and 2 and in the landward edge of Zone 3 (see Mirabeau section, Fig. 18). SL: sea level. Not to scale, especially the waves.

rimmed platform type model (Read, 1985), nor a homoclinal ramp type model (Burchette & Wright, 1992) can be accepted. Zone 1 represents a wide inner shelf, Zone 2 represents a narrow barrier of bioclastic shoals and reef knolls, and Zone 3 represents an outer muddy shelf. This succession is similar to the organisation of a rimmed shelf (Ginsburg & James, 1974). On the few km wide outer slope of Zone 2, wackestone and packstone record sedimentation above Fair Weather Wave Base (FWWB) (Bodeur, 1992). Moreover, a few displaced blocks of reefal facies and bioclastic sand filling small channels indicate episodic gravity sliding or flows on the low-gradient slope of the sand shoals and reef knolls. This suggests a barrier development in moderate wave energy with no clear shelf slope (James & Mountjoy, 1983). Sedimentation in Subzone 4a records the alternation of (1) relatively long periods of deposition below FWWB (metre-thick lime mudstone intervals), and (2) relatively long periods dominated by tropical hurricanes resulting in brecciation of previously deposited lime mudstone (+ calcarenite) under wave-cyclic loading, and the deposition of calcarenite by combined flow. The strong wave-sediment interaction in this zone and the deformation of the sediment that could lead to liquefaction, induced significant wave degeneration. Attenuation depends on the slope and the sediment strength (Kraft *et al.*, 1990), and it increases with sediment degradation. None of these properties are known for the uppermost Jurassic mud of the SEB. However, the ubiquitous occurrence of breccia in Subzone 4a argues for an important loss in wave energy within this zone, which may be compared to the present-day wave attenuation observed offshore Mississippi. The width of the attenuation zone was about twice the 23 km that separated the observation points offshore of the Mississippi delta (Forristal & Reece, 1985), and degradation of the sediment by waves was certainly higher. Field observations show that one event of brecciation could affect an interval of previously deposited lime mud up to 5 - 10 m thick (Fig. 17), and that the liquefaction/brecciation implies a volume increase, resulting in a liquefied layer twice as thick as the previously deposited mud succession (Bouchette *et al.*, submitted). This demonstrates that a storm may mobilize a 10 - 20 m thick layer of liquefied material (ie. clasts floating in liquefied mud) over an area up to 100 km². Mobilization of such a liquefied layer highly absorbed the wave energy, which

resulted in a high wave attenuation that was probably higher than that of the present offshore Mississippi delta (Fig. 20). Subzone 4a may be considered as a zone of storm wave degeneration. The lack of mechanical or hydrodynamic wave action in Zone 3 implies permanent sedimentation below FWWB. Consequently, landward of the attenuation zone, the residual hurricane waves were attenuated probably to about fair-weather waves. Attenuation of storm waves implies that SWB was not horizontal, but was significantly shallower landward. The occurrence of liquefaction-induced breccia in Subzone 4c (pseudo-graded sequences B4b) implies that storm-waves were responsible for the episodic seabed deformation in this outermost zone of wave-seabed interaction. However, the hydrodynamic effect of storms that allowed the deposition of calcarenite with typical features of distal tempestites (facies C2 and graded beds B4a), were permanently felt in this zone, since the Hydrodynamic Storm Wave Base (HSWB) was deeper than the Mechanic Storm Wave Base (MSWB), seaward of the attenuation zone (Figs 19 and 21). The occurrence of wave-seafloor interaction in Zone 4 located 25 - 120 km seaward of the bioclastic shoals and reef knolls suggests a low-gradient ramp geometry for the depositional system. An estimate of the water depth in the different domains of the ramp allows us to infer its slope. The best-constrained value is 0 m in Zones 1 and 2. Since the height of the barrier slope is unknown, the water depth of the transition between Zones 2 and 3 is poorly constrained. Values between 20 - 30 m are realistic. In offshore Mississippi, the wave/sediment interaction reaches a maximum at 60 - 80 m water depth (Kraft *et al.*, 1985). Equivalent values are assumed for the seaward edge of Subzone 4a. The water depth which suffered episodic sediment deformation in Subzone 4c was about 80 - 100 (150?) m. For a 180-km long ramp section (the widest section through the basin), the average slope of the ramp range from 0.019° to 0.0095°. For an 80-km long section (the narrowest), the average slope was between 0.043° and 0.021°. The storm-wave degeneration-zone ramp had an average slope lower than that of a homoclinal ramp (Burchette & Wright 1992).

The erosion at Châteauneuf and the highly tractive zone of Cse are not included in this general sketch of the storm-wave degeneration-zone ramp. The origin of the unidirectional flow, which would have been strong enough to build-up 20-m high dunes with

cobbles in the Céüse area, is poorly understood. Probably, the high velocity of the inferred unidirectional current in this restricted area resulted from an increase in the unidirectional component of the combined flow by concentration of the flow, due to a drainage effect in a channel-like structure. One mechanism might be coastal downwelling (Duke *et al.*, 1991); the flow could be a result of downwelling in the gulf formed by the SEB. In this hypothesis, Subzone 4a represents an in-situ clast factory, where clasts were formed by cyclic loading and were not removed by the combined flow. On the seaward edge of the clast factory, the concentration of flow in the upper part of the channel-like structure allowed the combined flow to reach the threshold of clast dragging. Clasts were eroded, transported and finally deposited down-current by tractive processes at the mouth of the channel-like structure, where the current velocity was reduced (Fig. 21b). Cumulative removal of the liquefied mixture generated by successive events caused increasingly deeper erosion. As the progradational unit of Cse rests directly on Lower Kimmeridgian deposits, the channel-like structure probably developed by headward erosion. In the first stage, erosion occurred in the Cse area and the material removed was redeposited in Subzone 4c. In the second stage, erosion occurred in the Châteauneuf area and the material removed built-up the Céüse progradational wedge. Whether headward erosion within the channel-like structure was related to backtilting of a block or to a salt structure (Fig. 21) remains speculative.

During the latest Jurassic, the basin formed a gulf that opened to the east towards the northern margin of the Tethys at latitude 30° N (Dercourt *et al.*, 1993), a palaeogeographic location prone to the development of tropical hurricanes. Lime mud was deposited during relatively long periods, during which sea-surface temperatures were lower than the threshold for hurricane generation. However, the threshold was occasionally reached, leading to calcarenite deposition and to brecciation during periods of the strongest hurricanes. In the Kimmeridgian, the marl/limestone couplets represent 20-kyr precession cycles. By analogy, the lime mudstone intervals observed between the breccia deposits or those forming metre-sized blocks in the breccia probably represent a time interval ten times greater than 20-kyr. Consequently, the average duration of the non-hurricane periods was longer than the 100 kyr and 400 kyr eccentricity periods. The duration of

hurricane-dominated periods is more difficult to evaluate. Even if it is not possible to distinguish the different brecciation events recorded in a breccia, thick breccia deposits result from the amalgamation of different breccia layers (Fig. 17). Consequently, the hurricane-generation threshold was reached, at least episodically, during relatively long periods of the latest Jurassic. During these periods, the intensity and probably the frequency of tropical storms were higher than at the present-day. This result may constrain palaeogeographic reconstructions of storm depositional systems (Marsaglia & Klein, 1983), models of sea-surface temperature (Price *et al.*, 1994), and palaeoclimate models. Our data contradict palaeoclimate models that predict that the frequency of storm activity in the Kimmeridgian was only a third of that at the present-day (Valdes & Sellwood, 1992, Fig. 3). However, they agree with the model of Valdes & Sellwood (1992; Fig. 10), which takes into account different values of the main parameters and predicts a summer sea-surface temperature higher than 28 °C.

1.7 Conclusion

Fall-out from suspension of pelagic material or mud clouds, transport and deposition of granular material by hydrodynamic flows, or deposition under gravity flows, are the major processes by which sediments are deposited. In the “Barre Tithonique”, only part of the facies associations were generated by these depositional processes. Because of the particular association: (1) pelagic lime mudstone; (2) calcarenite with sedimentary structures diagnostic of storm deposition; and (3) coarse carbonate breccia, we propose that the breccias were generated through in-situ deformation by heterogeneous liquefaction under wave-cyclic loading of previously deposited material. The fundamental contribution of sediment deformation in the formation of these carbonate storm facies is demonstrated. In this case, the breccia deposits are essentially deformation-related rather than depositional facies, even if their external geometry and internal organisation are similar to those of gravity flow deposits.

The location of the mudstone / calcarenite / breccia association seaward of a zone of pelagic sedimentation, where lime mudstone was deposited below FWFB, leads us to propose a specific sedimentary model. On this low-angle ramp, storm waves degenerated in a 60-km wide zone located seaward of a low-

energy pelagic outer shelf, onto which storm-waves were attenuated to the amplitude of fair-weather waves. This important attenuation was a direct result of sediment deformation: sediment softened by previous waves absorbed more energy from the new waves, and the stronger the storm, the higher the attenuation. Degeneration of storm waves by absorption of wave energy implies that both mechanical storm wave base and hydrodynamic storm wave base were not horizontal, but became strongly shallower landward. An important consequence of this model is that the energy of transport/deposition or deformation was not a linear function of water depth. In this carbonate setting, the sedimentary record preserved evidence of storm-wave degeneration because the cohesion of lime mud prevented total liquefaction, and hence, permitted the preservation of clasts. It may be postulated that storm-wave degeneration very likely occurred along many ancient siliciclastic ramps, but left no trace because (uncohesive) granular material was entirely liquefied during wave-cyclic loading, and the liquefied sand was evacuated to more distal parts of the ramp by the combined flow. A siliciclastic storm-wave degeneration

zone could therefore correspond to a zone of erosion. Tractive transport of clasts from Châteauneuf area and deposition in Céüse progradational wedge located on the seaward edge of the wave degeneration zone, was the result of a velocity increase of the unidirectional component of the combined flow induced by the downwelling of the SEB gulf, possibly due to a channelling effect.

1.8 Acknowledgments

Petrobras allowed G. Raja Gabaglia to undertake his PhD on the SEB and F. Bouchette received a grant from the French Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche. Thanks are due to F. Atrops for contributing to the characterisation of the stratigraphy of the area and to Y. Bodeur for providing us with valuable information on barrier facies and their geometry. D. Bernouilli, J. A. Vera and I. Jarvis made insightful and valuable comments on an earlier version of this article. We are grateful to D. Bernouilli, I. Jarvis and PubliScience Editing and Translation for editing the English version of this manuscript.

- Aigner, T. (1985) Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. In: *Lecture Notes in Earth Sciences*, Vol. 3 (Ed. by G. M. Friedman, H. J. Neugebauer and A. Seilacher), pp. 174. Springer-Verlag, Berlin.
- Atrops, F. (1982) La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimmeridgien inférieur du sud-est de la France: systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. *Docum. Lab. Geol. Lyon*, 83, 463 pp.
- Atrops, F. (1984) Jurassique supérieur. Chaînes subalpines. In: *Synthèse Géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et Paléogéographie.*, Vol. 1 (Ed. by S. Debrand-Passard), pp. 255-257. BRGM, Orléans.
- Atrops, F. (1994) Guide Book: Field trip on the Oxfordian-Kimmeridgian of the Ardeche shelf and Dauphinois basin (southern Subalpine Chains). In: 4th Oxfordian and Kimmeridgian working groups meeting (Ed. by F. Atrops and G. Melendez), pp. 47-117, Lyon, France.
- Baudrimont, A. F. and Dubois, P. (1977) Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: Le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 261 - 308.
- Beaudoin, B. (1977) Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionales. Thèse d'Etat, Université de Caen, France.
- Blanchon, P., Jones, B. and Kalbfleisch, W. (1997) Anatomy of a fringing reef around Grand Cayman: storm rubble, not coral framework. *J. Sed. Res.*, 67, 1-16.
- Bodeur, Y. (1980) Kimmeridgien supérieur et Portlandien du Languedoc. *Géobios, Mémoire Spécial* 4, 77-83.
- Bodeur, Y. (1992) Sédimentologie du Jurassique supérieur. In: *Documents sur le Jurassique au Sud des Cévennes.* (Ed. by Y. Bodeur, A. Boullier, J. Delfaud, M. Gottis, A. Lefavrais, P. Le Strat, M. Lopez, P. Marza and M. Séguret), pp. 71-82. Université de Nantes, Nantes.
- Bouchette, F., S'éguret, M. and Moussine-Pouchkine, A. (subm) Coarse carbonate breccia as a result of waterwave cyclic loading (Uppermost Jurassic, South-East Basin, France). *Sedimentology*.
- Brenchley, P. J. (1985) Storm-influenced sandstone beds. *Mar. Geol.*, 9, 369-396.
- Burchette, T. P. and Wright, V. P. (1992) Carbonate ramp depositional systems. *Sed. Geol.*, 79, 3-57.
- Buxton, M. W. N. and Pedley, H. M. (1989) Short Paper: a standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *J. Geol. Soc. London*, 146, 746-748.
- Cheel, R. J. and Leckie, D. A. (1993) Hummocky cross-stratification. In: *Sedimentology Review 1* (Ed. by U. P. Wright). Blackwell Scientific Publications, Oxford.

- Chudzikiewicz, L. (1975) Intraformational conglomerates in the Gogolin beds (Middle Triassic, southern Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 45, 3-20.
- Clukey, E. C., Maller, A. V., Murff, J. D., Miller, M. C., Goodwin, R. H. and Ebelhar, R. J. (1988) Wave attenuation, mudslide, and structural analyses for Main Pass / Mississippi Delta caisson. In: 7th international Conference on Offshore Mechanics and Arctic Engineering, pp. 327-334, Houston.
- Dalrymple, R. A. and Liu, P. L.-F. (1978) Waves over soft muds: a two layer fluid model. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 1121-1131.
- Dardeau, G., Fortwengler, D., Graciansky, P. C. d., Jacquin, T., Marchand, D. and Martinod, J. (1990) Halocinèse et jeu de blocs dans les Baronnies : Diapirs de Propiac, Montaulieu, Condorcet (Département de la Drôme, France). *Bull. Centres Rech. Explo.-Prod Elf-Aquitaine*, 14, 111-159.
- Debrand-Passard, S. and Courbouleix, S. (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France - Atlas. BRGM, Orléans, France.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. and Lienhardt M.J. (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et paléogéographie. BRGM, Orléans, France.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. and Vrielynck, B. E. (1993) Atlas Téthys Palaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris.
- Dott, R. H. J. and Bourgeois, J. (1982) Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663-680.
- Duke, W. L. (1985) Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, 167-194.
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C. and Cheel, R. J. (1991) Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 625-628.
- Ford, M. and Stahel, U. (1995) The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition: The Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics*, 14, 1393-1410.
- Forristal, G. Z. and Reece, A. M. (1985) Measurements of wave attenuation due to a soft bottom: the SWAMP experiment. *J. Geophys. Res.*, 90, 3367-3380.
- Friedman, G. M. and Sanders, J. E. (1978) Principles of sedimentology. John Wiley and Sons, New York Chichester Brisbane Toronto, 792 pp.
- Gade, H. G. (1958) Effects of a non-rigid, impermeable bottom on plane surface waves in shallow water. *J. Mar. Res.*, 16, 61-82.
- Gignoux, M. and Moret, J. (1938) Géologie dauphinoise, 1st edition, Masson, Paris, 391p.
- Ginsburg, R. N. and James, N. P. (1974) Holocene carbonates of continental shelves. In: *Geology of Continental Margins*, Vol. 137-155 (Ed. by C. A. Burke and C. L. Drake). Springer-Verlag, New York.
- Graciansky, P. C. de, Dardeau, G., Dumont, T., Jacquin, T., Marchand, D., Mouterde, R. and Vail, P. R. (1993) Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 16, 709 - 718.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. and Walker, R. G. (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Short Course*, 2, 161. SEPM, Tulsa, Oklahoma.
- Hooper, J. R. (1996) Foundation soil motion in South Pass 47. In: *Offshore Technology Conference*, pp. 17-26, Houston, Texas.
- Hsiao, S. V. and Shemdin, O. H. (1980) Interaction of ocean waves with a soft bottom. *J. Phys. oceanogr.*, 10, 605-610.
- James, N. P. and Mountjoy, E., W. (1983) Shelf-slope break in fossil carbonate platforms: an overview. In: *The Shelfbreak: Critical Interface on Continental Margins*. (Ed. by D. J. Stanley and G.T. Moore), pp. 189-206. SEPM Spec. Publ. 3, Tulsa, Oklahoma.
- Johnson, H. D. and Baldwin, C. T. (1985) Shallow siliciclastic seas. In: *Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by H. G. Reading), pp. 229-282. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Jones, B. and Dixon, O. A. (1976) Storm deposits in the Island, Arctic Canada (an application of Markov chain analysis). *J. Sed. Petrol.*, 46, 393-401.
- Kazmierczak, J. and Goldring, R. (1978) Subtidal flat-pebble conglomerate from Upper Devonian of Poland: a multiprovenant high-energy product. *Geol. Mag.*, 115, 359-366.
- Kraft, L. M. Jr., Helfrich, S. C., Suhayda, J. N. and Marin, J. E. (1985) Soil response to ocean waves. *Mar. Geotechnol.*, 6, 173-203.
- Kraft, L. M. Jr, Suhayda, J.N., Helfrich, S.C. and Marin, J.E. (1990) Ocean wave attenuation due to soft seafloor sediments. *Mar. Geotechnol.*, 9, 227-242.
- Labaume, P., Mutti, E. and Séguret, M. (1987) Megaturbidites: A depositional model from the Eocene of the SW Pyrenean foreland basin, Spain. *Geo-Mar. Lett.*, 7, 97-101.
- Leckie, D. (1988) Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *J. Sed. Petrol.*, 58, 607-622.

- Le Strat, P.** (1976) Le contexte géologique des minéralisations du Jurassique supérieur dans la basse vallée du Rieutord entre Sumène et Ganges, bordure méridionale des Cévennes. Thèse de 3ème Cycle, Université de Nantes, France.
- Markello, J. R. and Read, J. F.** (1981) Carbonate ramp-to-deeper shale transitions of an Upper Cambrian intrashelf basin, Nolichucky Formation, Southwest Virginia Appalachians. *Sedimentology*, 28, 573-597.
- Marsaglia, K. M. and Klein, G. D.** (1983) The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. *J. Geol.*, 91(2), 117-142.
- McIlreath, I. A. and James, N. P.** (1984) Carbonate slopes. In: *Facies models* (Ed. by R.G. Walker), pp. 245-258. Geoscience Canada.
- Ménard, G.** (1980) Profondeur du socle antétriasique dans le sud-est de la France. *CR Acad. Sci. Paris*, 290, 299-302.
- Molina, J. M., Ruiz-Ortiz, P. A. and Vera, J. A.** (1997) Calcareous tempestites in pelagic facies (Jurassic, Betic Cordilleras, Southern Spain). *Sed. Geol.*, 109, 95-109.
- Monaco, P.** (1992a) Calcareni bioclastiche a stratificazione incrociata "hummocky" e altri depositi di tempesta in alcune sequenze toarciane dell'Appennino umbro-marchigiano. *Paleopelagos*, 2, 5-19.
- Monaco, P.** (1992b) Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sed. Geol.*, 77, 123-142.
- Mutti, M., Bernoulli, D., Eberli, G. P. and Vecsei, A.** (1996) Depositional geometries and facies associations in an Upper Cretaceous prograding carbonate platform margin (Orfento susersequence, Maiella, Italy). *J. Sed. Res.*, 66, 749-765.
- Price, G.D. and Sellwood, B.W.** (1994) Paleotemperatures indicated by Upper Jurassic (Kimmeridgian-Tithonian) fossils from Mallorca determined by oxygen isotope composition. *Paleogeogr., Paleoclimat., Paleoecol.*, 110, 1-10.
- Putman, J. A. and Johnson, J. W.** (1949) The dissipation of wave energy by bottom friction. *Trans. Am. Geophys. Union.*, 30, 67-74.
- De Raaf, J. F. M. d., Boersma, J. R. and Van Gelder, A.** (1977) Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 451-483.
- Raja Gabaglia, G.** (1995) Stratigraphie et faciès de tempête de la rampe carbonatée du Jurassique supérieur du bassin du Sud-Est (France) : calcarénites, brèches, corps glissés, Thèse, Université Montpellier II, France.
- Read, J. F.** (1985) Carbonate platform facies models. *AAPG Bull.*, 69(1), 1-21.
- Remane, J.** (1963) Les calpionelles dans les couches de passage Jurassique-Crétacé de la fosse vocontienne. *Trav. Lab. Géol., Grenoble*, 39, 25-82.
- Remane, V. J.** (1970) Die entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclogae Geol. Helv.*, 63/3.
- Sami, T. and Desrochers, A.** (1992) Episodic sedimentation on an early Silurian, storm-dominated carbonate ramp, Becsie and Merrimack formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology*, 39, 355-381.
- Santantonio, M.** (1993) Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform / basin systems: examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, 40, 1039-1067.
- Séguret, M., Benedicto A. and Séranne M.** (1997) Structure profonde du Gard rhodanien, apport du retraitement et de la réinterprétation de données sismiques. In: *Journées Scientifiques*, pp 31-32. ANDRA, France.
- Seilacher, A. and Aigner, T.** (1991) Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the geologic perspective. In: *Cycles and events in stratigraphy* (Ed. by G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher), pp. 249-267. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Sepkoski, J.J.** (1982) Flat-pebble conglomerates storm deposits and the Cambrian bottom fauna. In: *Cyclic and event stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 371-385, Springer Verlag, Berlin Heidelberg.
- Séranne, M.** (1999) The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: *The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen* (Ed. by B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne), pp. 15-36, Geol Soc. London, Spec. Pub. 156.
- Spence, G. H. and Tucker, M. E.** (1997) Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sed. Geol.*, 112, 163-193.
- Suhayda, J. N.** (1977) Surface Waves and Bottom Sediment Response. *Mar. Geotechnol.*, 2, 135-146.
- Swift, D. J. P., Figueiredo, A. G. J., Freeland, G. L. and Oertel, G. F.** (1983) Hummocky cross-stratification and megaripples: a geological double standard? *J. Sed. Petrol.*, 53, 1295-1317.
- Tempier, C.** (1973) Les faciès calcaires du Jurassique Provençal. Thèse d'Etat, Université de Provence, Marseille, France.
- Trevorrow, M., Yamamoto, T., Badiéy, M., Turgut, A. and Conner, C.** (1988) Experimental verification of sea-bed shear modulus profile inversions using surface gravity (water) wave-induced sea-bed motion. *Geophys. J.*, 93, 419-436.

Tubman, M. W. and Suhayda, J. N. (1977) Wave action and bottom movements in fine sands. In: Coastal Engineering Conference, Proc. Am. Soc. Civ. Eng. pp. 1168-1183.

Valdes, P. and Sellwood, B. W. (1992) A paleoclimate model for the Kimmeridgian. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.*, 95, 47-72.

Vera, J. A. and Molina, J. M. (1998) Shallowing-upward cycles in pelagic troughs (Upper Jurassic, Subbetic, Southern Spain). *Sed. Geol.*, 119, 103-121.

Wright, V. P. (1986) Facies sequences on a carbonate ramp: the Carboniferous Limestone of South Wales. *Sedimentology*, 33, 221-241.

Yamamoto, T. and Schuckman, B. (1984) Experiments and theory of wave-soil interactions. *J. Eng. Mech.*, 110, 95-112.

Yamamoto, T., Takahashi, S. and Schuckman, B. (1983) Physical modelling of sea-seabed interactions. *J. Eng. Mech.*, 109, 54-72.

Coarse carbonate breccia as the result of water-wave cyclic loading

Frédéric Bouchette, Michel Séguret, Alexis Moussine-Pouchkine

*In the Uppermost Jurassic of the central part of the South East Basin, an association of lime mudstone beds, calcarenite beds and coarse carbonate breccia bodies form an informal stratigraphic unit called the "Barre Tithonique". In the "Barre Tithonique", gradual transitions from lime mudstone or calcarenite to breccia show different stages of deformation leading to progressive brecciation of the original lithologies. The study of the breccia facies, and the observed gradual transitions as a whole, document a new early-diagenetic process in carbonate environments, resulting from water-wave and seabed interaction. Water-wave induced brecciation and its abundance in the "Barre Tithonique" suggest that sea-seabed interaction was significant. Comparison with modern studies of the mechanics of wave-seabed interaction suggests that water depth was less than 200 m. This article points out that marine structures such as channel-like structures, previously interpreted as the result of erosion and deposition of mud-flows, are in fact due to wave-induced, *in-situ* reworking of lime mud, without any significant unidirectional flow or gravity-induced displacement.*

Keywords *liquefaction, carbonate breccia, South East Basin, water-wave, brecciation, soft-sediment deformation, storm.*

2.1 Introduction

A breccia classification system, including carbonate breccia, can be based either on descriptive criteria (Fields, 1916; Norton, 1917; Reynolds, 1928; Cayeux, 1935; Pettijohn, 1975; Norrow, 1982), or the inferred brecciation processes (Twenhofel, 1947; Shrock, 1948; Fairbridge, 1978; Füchtbauer & Richter, 1980; Spence & Tucker, 1997). Most authors distinguish polymictic breccia from autoclastic breccia (Fairbridge, 1978). In polymictic breccia, clasts and matrix are not genetically related, and result from transport and depositional processes, such as submarine landslide, fluvial transport and deposition, subaerial and subaqueous debris flows, slumping and volcanic phenomena (Fisher, 1966; Hendry, 1972; Füchtbauer & Richter, 1980; Spence & Tucker, 1997). Mechanisms triggering mobilisation are: (1) gravity earthquake and water loading that both induce overpressure (Spence & Tucker, 1997); (2) gas hydrate destabilization; (3) tides; (4) oversteepening of slopes; and (5) glaciation processes

(Mulder & Cochonat, 1996). On the other hand, autoclastic breccia is usually intraformational. Clasts, matrix and at least part of the cement are genetically related, even when the breccia is transported laterally. In continental or vadose environments, autoclastic breccia generally results from *in-situ* deformation or reworking processes, such as dehydration or karstification (Gignoux & Avnimelech, 1937). In both continental and marine environments, "pseudo-breccia" (*i.e.* in-place clasts, separated by a network of joints) has been interpreted as a result of earthquake loading (Ringrose, 1989; Zanchi, 1992). However, there is little evidence for extensive *in-situ* brecciation processes in the marine environment.

The Uppermost Jurassic deposits of the central part of the South East Basin form a 2-3 km thick mega-sequence, grading up-section from black shale to well-bedded lime mudstone and marl, and ending with a limestone succession of calcilutites, calcarenites and coarse carbonate breccias. Originally, the breccia deposits were considered to have

resulted from *in-situ* reworking processes (Kilian, 1888; Haug, 1891), although hydrodynamic processes were not ruled out. Later, they were interpreted as pseudo-breccias resulting from concretionary growth (Kilian, 1895). Gignoux & Moret (1938) suggested that they were formed by forced water circulation during periods of shallowing water depth. Finally, they were considered to represent gravity flow deposits that could have been triggered by earthquakes (Goguel, 1944). This hypothesis, which was supported by Remane (1960, 1966, 1970) and Beau-doin (1977), presented an exhaustive interpretation of both breccias and calcarenites in terms of debris flow and turbidite deposits.

Calcarenites containing wave-ripples and hummocky cross-stratification (HCS) were recently interpreted as tempestites, resulting from transport and deposition of carbonate sand under wave-induced, combined flow (Raja Gabaglia, 1995). However, even if the breccia was related to the storm events, the brecciation process that generated thick carbonate breccia bodies, still remained enigmatic.

Calcilutite and calcarenite facies are described and interpreted in the context of a carbonate ramp model in a previous paper by Séguret *et al.* (in press). In this paper, we present and discuss the hypothesis that the breccias of the “Barre Tithonique” are not a depositional facies but are related to *in-situ* deformation resulting from the action of storm-waves on the sea bottom during strong storm events.

2.2 Geological and stratigraphic settings

The Uppermost Jurassic deposits of the South East Basin form a thick marl-limestone succession. In the center of the basin, the uppermost part of the succession forms a 20-200 m thick, informal lithostratigraphic unit, a cliff called the “Barre Tithonique” (Gignoux & Moret, 1938), which is visible in all parts of the South East Basin (Fig. 1). The “Barre Tithonique” is composed of coarse carbonate breccia bodies, interbedded with calcarenite and marl-lime mudstone. At a basin-scale, the “Barre Tithonique” is not synchronous, its base being either Late Kimmeridgian or Tithonian in age. The age of the uppermost part of this unit is Late Tithonian to Early Berriasian, as shown by the occurrence of calpionellids (Remane, 1970). However, the scarcity of ammonites and the prevalence of breccia preclude high-resolution biostratigraphy. As the aim of this

paper is not stratigraphic, the term “Barre Tithonique” will be used, regardless of the age of its basal and top surfaces.

The facies of the Uppermost Jurassic reflect four palaeogeographic zones, from both the western and southern basin margins toward its centre (Séguret *et al.*, in press): (1) a large inner shelf; (2) a bioclastic barrier with patch-reefs; (3) a large, low-energy mud-dominated outer shelf; and (4) an outer breccia zone. The last of these may be subdivided into: (4a) an association of calcilutites, calcarenites with HCS, and massive structureless breccias; (4b) the very small Céüze Zone, where breccias form a 120 metre thick wedge prograding over 3 km and consisting of 5 to 20 metre thick cross-stratified sets; and (4c) an association of calcilutite, calcarenite with plane lamination and wave-ripples, and a few thin breccia beds.

The present study focuses on the breccia of the “Barre Tithonique” in the central part of the basin (Zones 4a and 4c).

2.3 Methods

This study is based on 30 vertical sections measured across the “Barre Tithonique” (Fig. 1). For 15 of them, thicknesses were noted on the outcrops, using painted numbers. These specific marks are systematically used in this paper. Due to intense weathering, it was often not possible to precisely determine the specific breccia facies in outcrop or hand specimen. Because of the size (1 mm to tens of centimetres) of the breccia clasts, the only way to characterise their distribution and the nature of the filling of the interclast space was to polish the outcrops (a total of about 30 m²), using adapted equipment. In particular, we used three electric sanders (one Metabo 300W and two Bosch 1500W) and a portable generator (8000W). To obtain better results, successive tests were carried out, which led us to use sanders equipped with abrasive plates designed for abrading metal instead of rock (ADNOX H216). For photographs, the surfaces were polished with 400 micrometre grain-size paper. Back in the laboratory, the microscopic study of facies was performed using optical and scanning-electron microscopes. Both microstructures (at handlens and light-microscope magnification) and ultrastructures (at scanning-electron magnification) are described. Additional techniques included mercury porosimetry, semi-quantitative chemical analysis (Energy Disper-

sive Spectrometry) and cathodoluminescence microscopy.

2.4 Facies description

2.4.1 Marl-lime mudstone facies

This facies is formed by centimetre- to decimetre-thick lime mudstone beds, associated with millimetre- to decimetre-thick marl interbeds. The colour of the facies grades more or less continuously from the base to the top of the "Barre Tithonique" from dark blue or grey to pale beige. The lower and upper parts of the succession are marked by two different kinds of lime mudstone beds. In the lower part, the beds show either planar or undulating upper and lower boundaries. If present, the undulations show a wavelength of between 10 centimetres to several metres, and a wave-height between 1 and 10 centimetres, so that a single bed thickness varies over three orders of magnitude. Both marl and lime mudstone beds are dark blue, with large dark red coloured zones. In the upper part, the beds have planar lower and upper surfaces, usually separated

by a millimetre-thick marl joint. Both marl joints and lime mudstone beds are pale beige.

With increasing size, the components of the micrite of the lime mudstone are coccoliths, *Conusphaera* and *Nannoconus* (main components according to Noël & Busson, 1990), calpionellids, radiolarians, *Saccocoma*, protoglobigerinids (very rare), calcispheres, *Globochaete* and pelagic bivalves (Dromart & Atrops, 1988; Busson & Noël, 1991). Silica and Al contents were also measured; they reflect the presence of clay minerals too scattered within the micrite to be visible at a magnification of 1000. A combination of these nannofossils, clay particles and bioclasts forms the "basic" ultratexture. (Fig. 2).

Interpretation: We interpret the marl and lime mudstone deposits as the result of hemipelagic and pelagic sedimentation. Dark blue and grey colours develop naturally in the sediment as a consequence of organic matter breakdown during early burial, which uses up oxygen and then proceeds through a sequence of electron acceptors, driving the system to suboxic, sulphate-reducing and ultimately methanogenic conditions (Jarvis, oral communication). An absence of blue colour generally relates to reduced

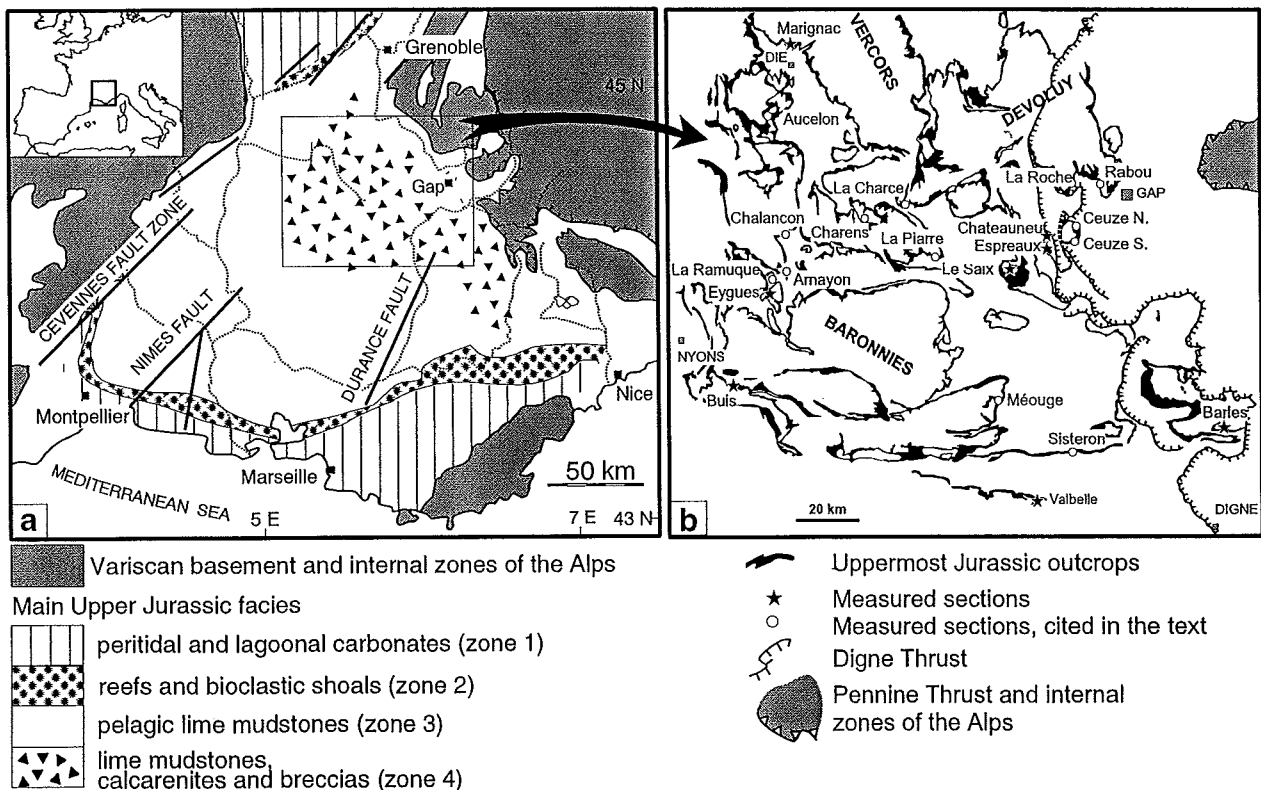


FIG. 2.1 - (a) Facies distribution and tectonic setting. (b) Location map.

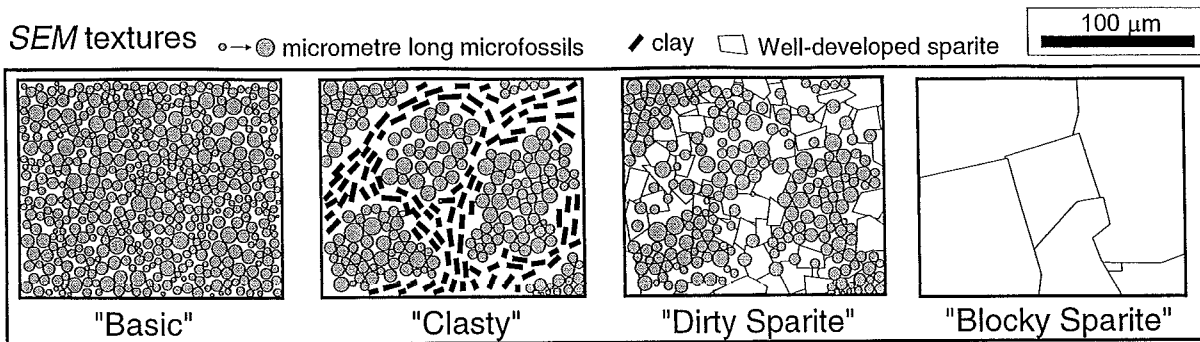


FIG. 2.2 – The four different ultratextures defined in breccias and related facies at scanning electron microscope magnification.

organic matter burial caused by slow sedimentation rates and / or low organic matter fluxes. The red colour would suggest total destruction of available organic matter on the seafloor or subsequent weathering effects.

2.4.2 Calcarenite facies

This facies is composed of centimetre- to metre-thick calcarenite beds, with internal laminations (planar, HCS, ripples), non-graded or graded structures and erosional bases. Particles are peloids (50-100 μm across), skeletal remains (0.1-10 mm long), such as *Aptychus*, and millimetre-long aggregates of micrite. The calcarenites display grainstone textures. Under the scanning-electron microscope they show a "blocky sparite" ultratexture (Fig. 2), that consists of a well-developed sparite with hundreds of micrometric to millimetric crystals filling the interparticle space.

Interpretation: The calcarenites are interpreted as being storm deposits (Raja Gabaglia, 1995; Séguret et al., in press).

2.4.3 Breccia facies

The "Barre Tithonique" contains a large number of breccia bodies whose thickness, geometry, clasts characteristics and textures cover a large range.

External geometry of breccia bodies

The lateral extent of the breccia bodies varies from hundreds of metres to basin-wide and their thicknesses vary from 10 cm up to 10 m, but usually averages 1 m. In most outcrops, the

breccia bodies have a planar base and top. However, the base of a breccia body can locally show a "staircase" geometry (Fig. 3), characterized by long flat contacts parallel to bedding, and discordant contacts that connect bed-parallel contacts following different stratigraphic levels. Flat contacts can be followed for hundreds of metres or kilometres whereas discordant contacts cut across bedding for centimetres or metres and at a high angle. Consequently, two discordant contacts, facing each other and separated by a short flat surface, may result in a channel-like geometry at the base of a breccia body (Fig. 4). As brecciated and non-brecciated beds often appear separated by a well-defined discontinuity, previous interpretations considered the lateral boundaries between lime mudstone or calcarenite and breccia to be erosional.

Clast characteristics

The breccias contain dark or light grey, beige, reddish or dark blue, millimetre- to metre-sized (5 cm on average) clasts (Fig. 5) of lime mudstone (including some bioclastic fragments) and locally calcarenite. As the colour variations are not associated with any other change at scanning electron microscope magnification, they are interpreted as being the result of very small variations in clay or bivalent or trivalent Fe contents related to diagenesis. In addition, despite varying colours and weathering patterns, the lime mudstone clasts all display the "basic" ultratexture characteristic of the lime mudstone beds. The rare calcarenite clasts also display a "blocky sparite" texture similar to that of the calcarenite facies. The elongation ratio of the clasts ranges from 1 to 10 (Fig. 5). Large marl clasts (clay chips), 5 cm

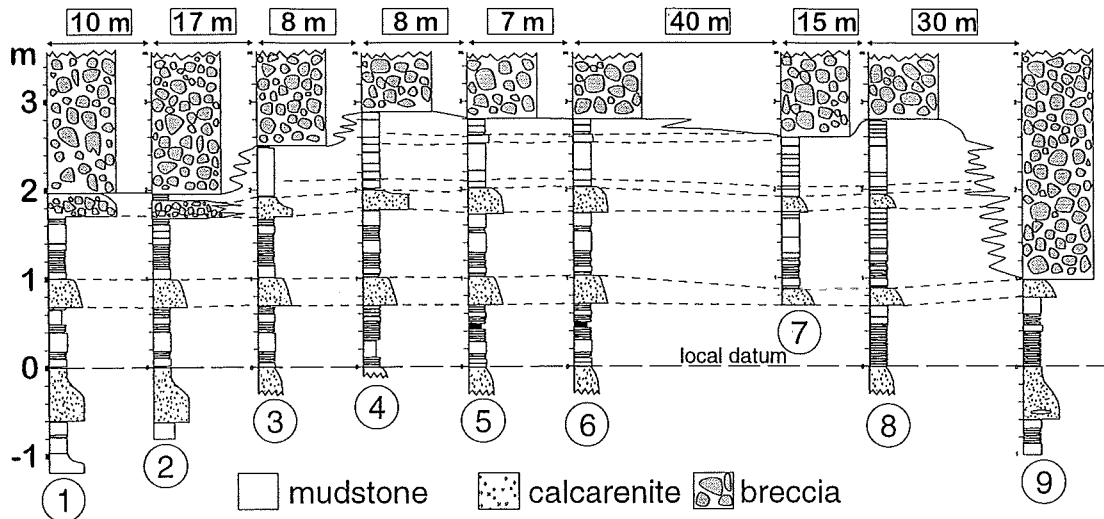


FIG. 2.3 – Nine short sections measured at La Méouge along a 120 m long outcrop at the base of the “Barre Tithonique”. Between sections 2 and 4, a 1 metre high discordant contact cuts eight lime mudstone beds with an angle that locally exceeds 45 degrees. Between sections 8 and 9, another 2 metre high discordant contact cuts across numerous lime mudstone beds and one calcarenite bed.

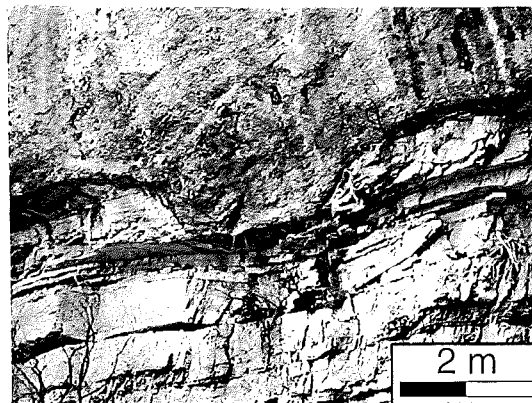


FIG. 2.4 – An example of two discordant contacts between lime mudstone and breccia separated by a metre-long flat contact (Charens section). This structure could be interpreted as an incised-channel. In fact, it corresponds to two lateral gradual transitions from nine beds of lime mudstone into breccia, hidden by the weathered surface. The problem of weathered surfaces can be resolved by mechanical polishing in the field.

to several metres long, preferentially occur in the upper part of some breccia bodies; their long axis is usually bed-parallel but is sometimes oblique to bedding. An individual breccia body may also contain: (a) horizontally elongated clasts occurring along the base of the body; and, (b) metric megaclasts of lime mudstone showing irregular shapes and, often, undulating boundaries. A megaclast can include several lime mudstone beds and their marl interbeds. Smaller clasts are either irregularly shaped or well rounded (Fig. 6a-c), and often show centimetre-deep

embayments (Fig. 6a). The embayments are usually filled by the breccia matrix but also form sheltered cavities filled by sparite, when they are open at their base or laterally. The lower boundary of the clast is often emphasized by a thin fringe of sparite, while the upper boundary is not. Some clasts are plastically deformed or cracked (Fig. 6d-f; see also Remane, 1970, p. 692). The cracks can form an anastomosing network, which defines several smaller sub-clasts of irregular shape that still show a geometrical fil (jigsaw structures, Fig. 6d-f): A few clasts

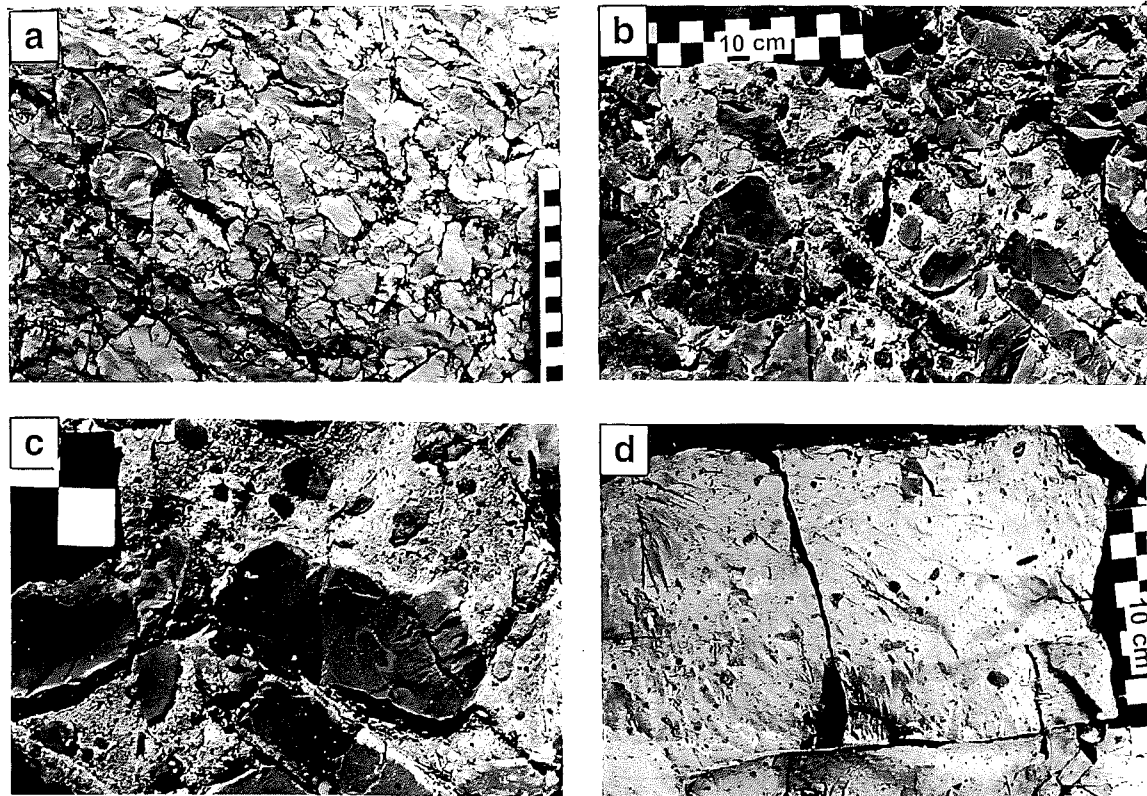


FIG. 2.5 – *Weathered outcrops of breccia: (a) densely-packed clast-supported breccia (Chalancon section, 50 m) with a very small amount of matrix. Note the late diagenetic pressure solution (scale bar is in centimetres). (b) Clast-supported breccia (La Charce section, 39 m) with a larger amount of matrix; locally, the texture is matrix-supported. Note the presence of distinctly elongated clasts. (c) detail of (b); millimetric clasts floating in the matrix of an otherwise clast-supported breccia (La Charce section, 35 m). Scale units are cm. (d) matrix-supported breccia (Charens section, 110 m).*

show well-defined internal boundaries between zones of different colour, texture and bioclastic content (Fig. 6); this shows the clasts may be composite and contain remnants of older clasts and interclastic material.

Breccia textures

Breccia textures show a highly variable association of clasts of all sizes, skeletal particles such as *Aptychus* (visible at magnifying glass magnification) and matrix. Breccias are clast-supported, or matrix-supported with either a high (dense matrix-supported breccia) or low clast concentration (sparse matrix-supported breccia) (Fig. 5). Moreover, clast-supported and matrix-supported textures are randomly associated within individual breccia

bodies.

Textures of breccia matrix

The electron microscope study of the breccia matrix has led to the definition of two additional ultratextures. The "clasty" ultratexture (Fig. 2) is formed by tens to hundreds of micrometric aggregates of micrite, forming patches bounded by hundreds of micrometre-thick clay trails. Micrite aggregates are made of the same nanofossils as the "basic" ultratexture. The aggregates show the same irregular embayments (Fig. 7) as the breccia clasts, when observed at handlens magnification.

The "dirty sparite" ultratexture (Fig. 2) corresponds to the association of (1) small sparite / microsparite zones; (2) zones made of loose aggregates

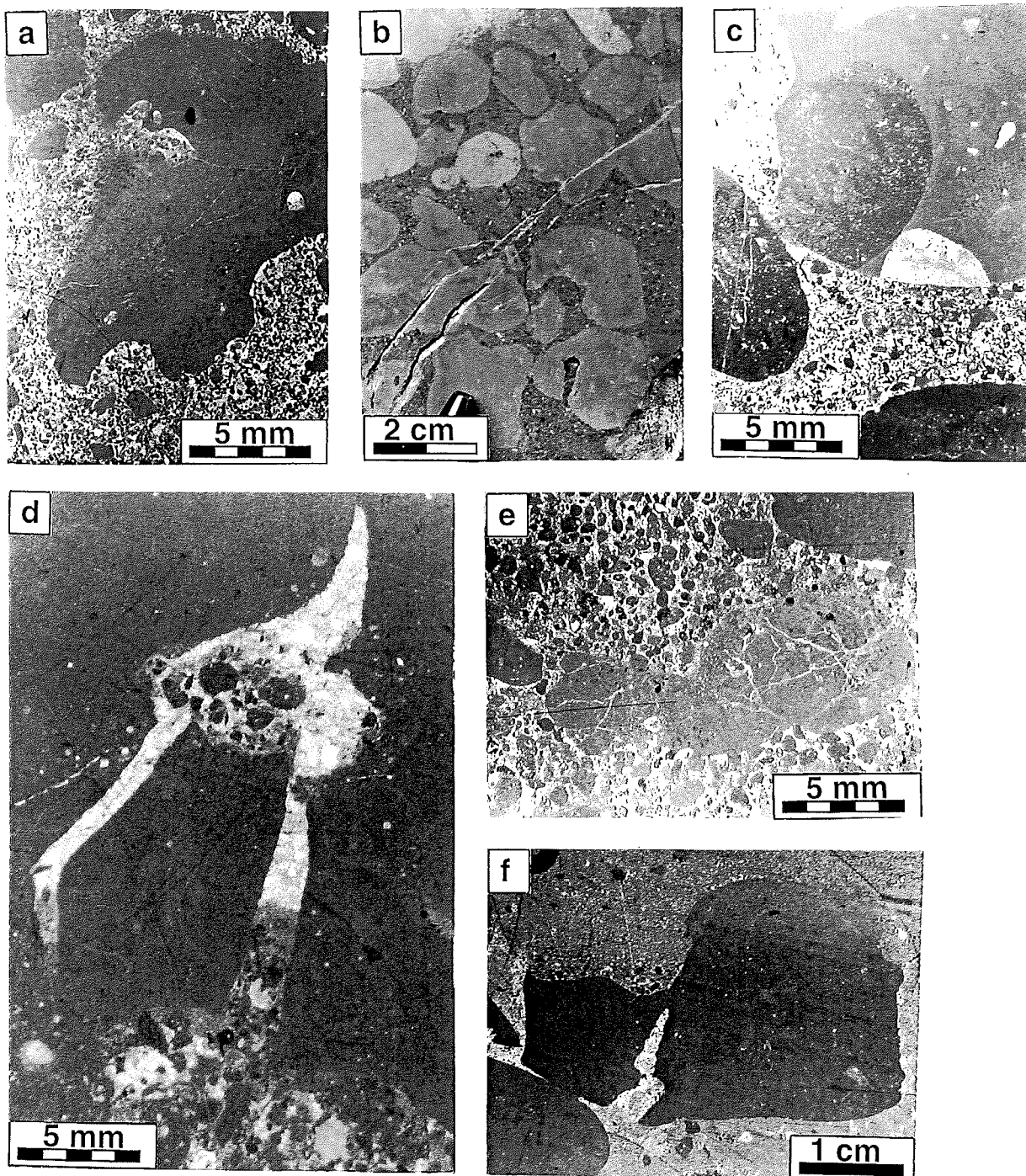


FIG. 2.6 – A thin-section plan polarized light (PPL) photomicrograph (a) of a clast-supported breccia (La Méouge section, 5 m) and a polished surface (b) of a dense matrix-supported breccia (La Ramuque section, 26 m) show several clasts with a very irregular shape and with deep embayments. Blocky sparite at the roof of the embayments [white in (a) and dark in (b)] infills the space created by the compaction of the matrix. Thin section (c) shows a clast including several rounded pieces of lime mudstone of different colour and with varying amounts of bioclasts (PPL; North Céüze section). (d) Thin section photomicrograph of a cracked clast in a matrix-supported breccia (PPL; South Céüze section). (e) Thin section photomicrograph of cracked clasts with jigsaw structures in a densely packed breccia (PPL; La Méouge section, 0 m). (f) Thin section photomicrograph of a crack filled by a mixture of sparite, micro-clasts and micrite (PPL; La Méouge section, -20 m); micro-clasts are derived from the edges of the crack.

of nanofossils included in sparite (forming assemblages with blurred outlines); and (3) tens to hundreds of micrometric aggregates of micrite similar to that of the "clasty" ultratexture (Fig. 7). The

"dirty sparite" approximates the "structure grumeleuse" of Cayeux (1935, p. 271), which was also described as "clotted texture" by Bathurst (1971, p. 505, p. 511, fig. 350) and well illustrated by Beales

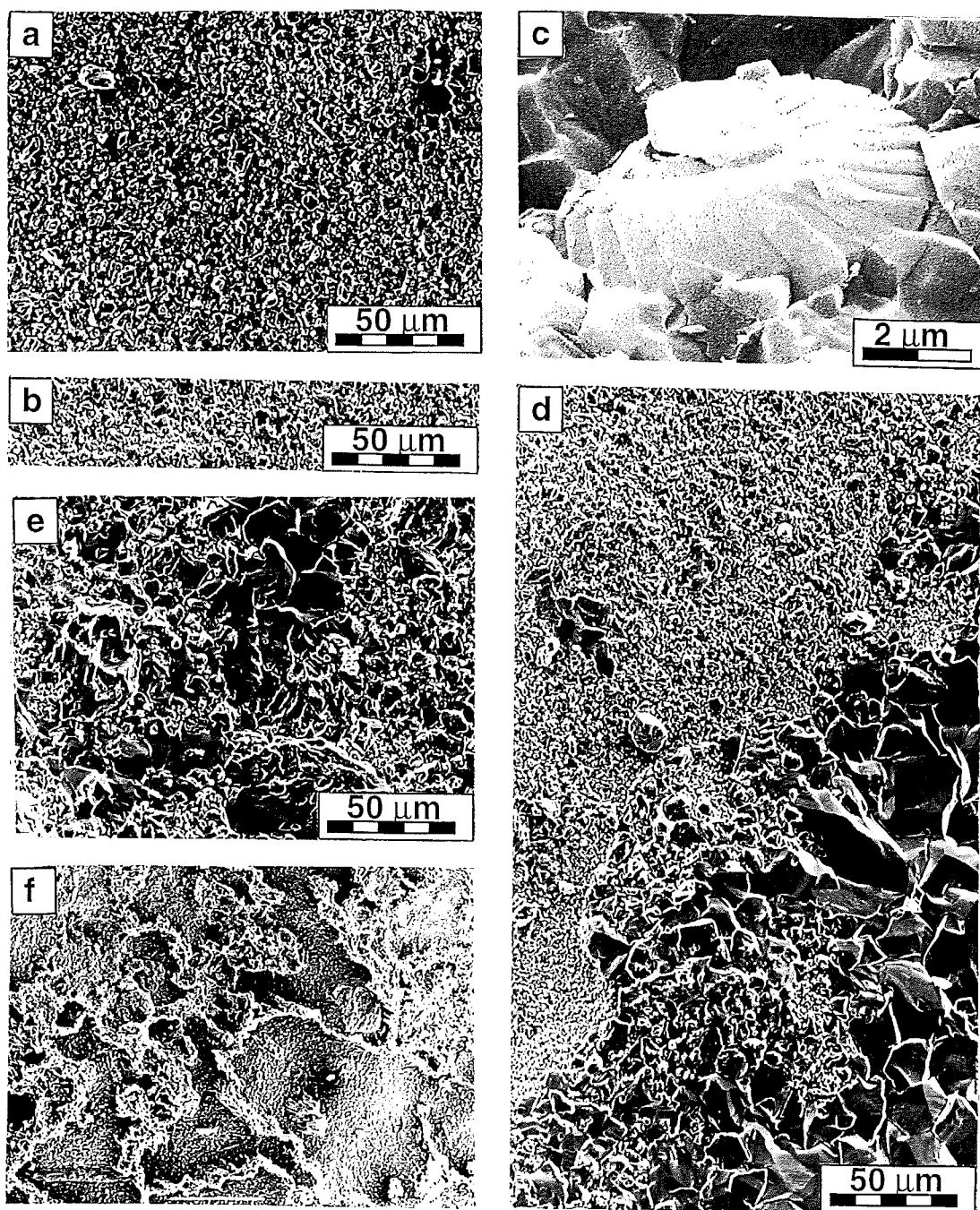


FIG. 2.7 – Scanning electron photomicrographs of: (a) micrite of a breccia clast (Chalancon section); (b) micrite of lime mudstone bed (Chalancon section); (c) coccolith in lime mudstone facies. Coccoliths, *Nannoconus* and their fragments and parts of other nannofossils are the smallest particles considered for the reworking process; (d) contact between a clast (upper left corner) and matrix (lower right corner) in a clast-supported breccia (Chalancon section). The contact is irregular and describes numerous micrometric embayments; (e) breccia matrix of facies B1 (Arnayon section) - the "dirty sparite"; (f) micro-clasts and clay trails within matrix of breccia facies B2 - the "clasty sparite". Photomicrographs (a), (b), (c), (d) and (e) show micrite (smallest particles) and sparite (largest particles). Clay minerals are visible in photomicrograph (f) (white trails), where all microclasts are separated by well-defined clay zones.

(1958). The clotted texture was defined as "a mixture of little clots of an extremely fine crystalline

calcite, standing out as dark grey in a matrix of colourless granular calcite. The clots are globular or irregular in shape, having outlines that are nowhere quite sharp, ...". However, the "dirty sparite" differs from the clotted structure by the presence of many well-shaped micro-clasts displaying embayments. Locally, these clasts form a submicroscopic framework within the mixture of micrite and sparite. The absence of clay (as evidenced by energy dispersive spectrometry) is the main difference with the "clasty" ultratexture. Indeed, dense and loose aggregates of nannofossils are enveloped by sparite in the "dirty sparite" texture, while aggregates of nannofossils float in the clay in the "clasty" texture. Mercury porosimetry analysis of both the lime mudstone of beds or breccia clasts and the matrix of the "dirty sparite" ultratexture show that the mean porosity is 0.9% in the lime mudstone and 1.6% in the breccia matrix. The difference in the present porosity may simply indicate different diagenetic or weathering processes. However, it may also be due to a real porosity difference in the unlithified sediment, which would confirm that the "dirty sparite" was derived from a material of higher porosity than the one from which the lime mudstone originated.

Breccia facies

Facies B1: dark-coloured coarse breccia with a high concentration of clasts. This facies has a clast- or dense matrix-supported texture and does not show any internal organization such as graded bedding or preferred clast orientation. The breccia is composed of dark blue or reddish lime mudstone clasts and large bioclasts. Sheltered cavities cemented by blocky sparite are abundant below the clasts and within downward-oriented clast embayments. However, in most cases, the space between the clasts is exclusively filled by a grey matrix with a "dirty sparite" ultratexture and clay minerals are virtually absent.

Facies B2: dark-coloured "marly" coarse breccia with a high concentration of clasts. This facies has the same clast- or dense matrix-supported texture as facies B1. In addition, many discontinuous, centimetre-thick and metre-long marl trails form an anastomosing network or discrete horizons that represent the only internal structures within the facies. Such marl trails are generally associated with clay chips. Moreover, the grey matrix that fills the interclast spaces has a "clasty" ultratexture. For those reasons, facies B2 breccia is called "marly" breccia, according to its larger amount of clay, com-

pared to facies B1 breccia.

Facies B3: light-coloured breccia with a low concentration of clasts. This facies represents only about 10% of cumulative breccia thickness in the "Barre Tithonique". The breccia is usually rich in matrix with sparse pebbles. The number of clasts may become so small that the breccia passes into a retextured lime mudstone. The clasts have a centimetre-long elliptical shape and are usually made of pale beige or reddish lime mudstone. The matrix is always pale beige and clasts and matrix appear to be identical at handlens magnification. In contrast, under the scanning electron microscope, the matrix shows a "dirty sparite" ultratexture and the clasts a "basic" ultratexture.

2.5 Gradual transitions from host rock to breccia facies

Even if the boundary between lime mudstone-marl and breccia appears a well-defined, discrete discontinuity in weathered outcrops, detailed analysis reveals that this discontinuity does not correspond to an abrupt but a gradual change. In fact, the lime mudstones and the breccias are separated by a centimetre- to decimetre-thick transition zone, which is thin in comparison to the dimension of the breccia body.

2.5.1 Orientation and shape of transition zones. Intrastratal breccias

The transition between lime mudstone or calcarenite and breccia is usually bed-parallel but may also be highly oblique with respect to bedding. The angle of the transition usually ranges between 0-90 degrees but can exceed 90 degrees where transition overhangs. Whatever the angle, there are upward (Fig. 8) and downward (Figs. 9 and 10) transitions from undisturbed sediment to breccia. When lime mudstone grades downward into breccia, the transition is called "inverted". In some cases, breccias form intrastratal lenses within lime mudstone beds (Fig. 10).

2.5.2 Deformation structures along a transition from lime mudstone to breccia

The transitions observed in the La Ramuque (Fig. 9) and La Méouge sections (Fig. 10) show

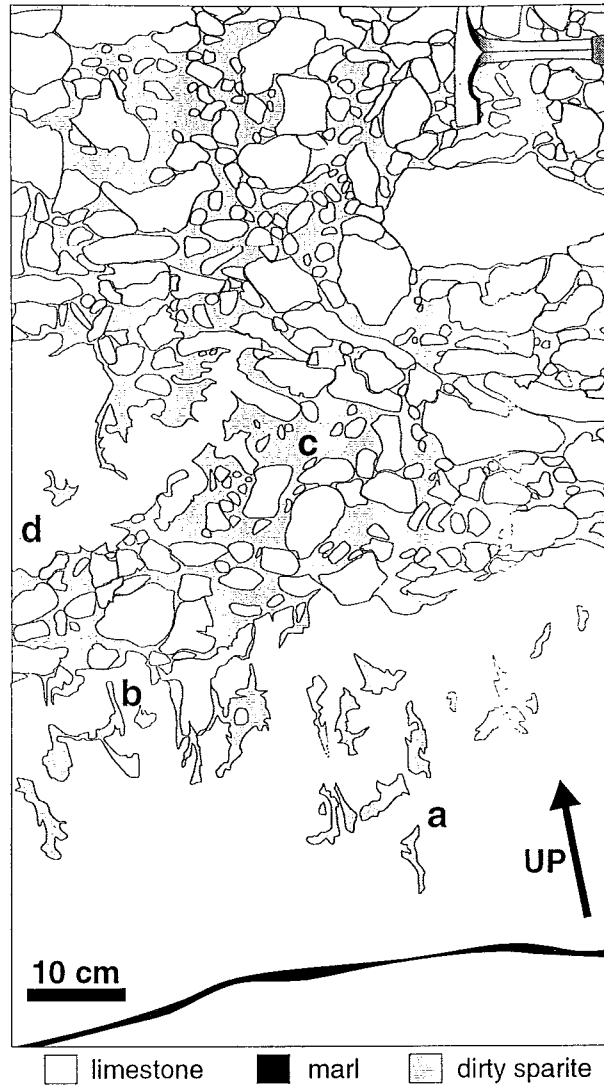


FIG. 2.8 – Line drawing of a vertical gradual transition (Sisteron, town centre) from lime mudstone (lower part) to breccia (upper part). White zones are lime mudstone and grey ones are a mixture of microclasts, sparite and micrite ("dirty sparite"). The gradual transition includes: (a) numerous disconnected patches of "dirty sparite" within the lime mudstone, (b) anastomosing patches with incipient development of clasts, (c) clast-supported breccia with clast of very irregular shape (d). Note that incipient clast (d) is laterally connected (contact is not visible on photograph) to the underlying lime mudstone. The transition therefore overhangs to the right.

a complete association of the different structures usually observed in centimetre-wide transition zones between lime mudstone and breccia. However, other transitions, like those studied at Aucelon (Fig. 11), La Roche des Arnauds (Fig. 12) or Rabou (Fig. 13), do not necessarily show all of these phenomena. In addition, an exceptionally wide (60 cm) transition at Sisteron (Fig. 8) shows many interesting features at a hand-specimen scale. An ideal transition reconstructed from observations at different locations in-

cludes 4 zones (Fig. 14):

- (a) A zone of undeformed lime mudstone;
- (b) A zone of lime mudstone with numerous unconnected centimetre-long microcracks usually filled by "dirty sparite" or blocky sparite and showing not preferential orientation (Fig. 10). The cracks have blurred outlines at handlens magnification; this distinguishes them from tectonic cracks that always show well-defined edges. The boundary

between the micrite and the "dirty sparite" filling the cracks appears indeed to be very irregular under the scanning electron microscope (Fig. 7d-f). In addition, the cracks are only centimetre-long and form an anastomosing network. Observed under the cathodoluminescence microscope, calcite filling tectonic cracks always shows numerous zoned crystals, whereas the calcite filling cracks in the transition zones never shows any zoned crystals. These differences point to non-tectonic cracking in the lime-mudstone breccia.

- (c) A zone of millimetre- to centimetre-wide cracked clasts composed of micrite. The cracks are anastomosing, filled by "dirty sparite" and define jigsaw-structures. In "inverted" transitions, where cracks are anastomosing, sparite commonly was precipitated in sheltered cavities below the base of the cracked lime mudstone zone (Fig. 10);
- (d) A clast-supported or matrix-supported breccia. The breccia is made of lime mudstone clasts with a "basic" ultratexture and the ma-

trix has a "dirty sparite" ultratexture. Where the transition affects several marl interbeds, the matrix of the breccia zone has a rather "clasty" ultratexture. Millimetre-thick fringes of sparite locally develop below the clasts (especially below those of the matrix-supported breccia). Moreover, when a clast has a downward open embayment, sparite fills the upper part of the embayment and "dirty sparite" the lower part.

Generally, when an upward transition from lime mudstone to breccia is parallel to the bedding, the lime mudstone only shows an anastomosing network of micro-cracks. Elsewhere, such a network of cracks may be lacking so that the breccia directly overlies the lime mudstone. In this case, the transition zone consists of elongated clasts with embayments, and clasts showing plastic deformation along the base of the breccia.

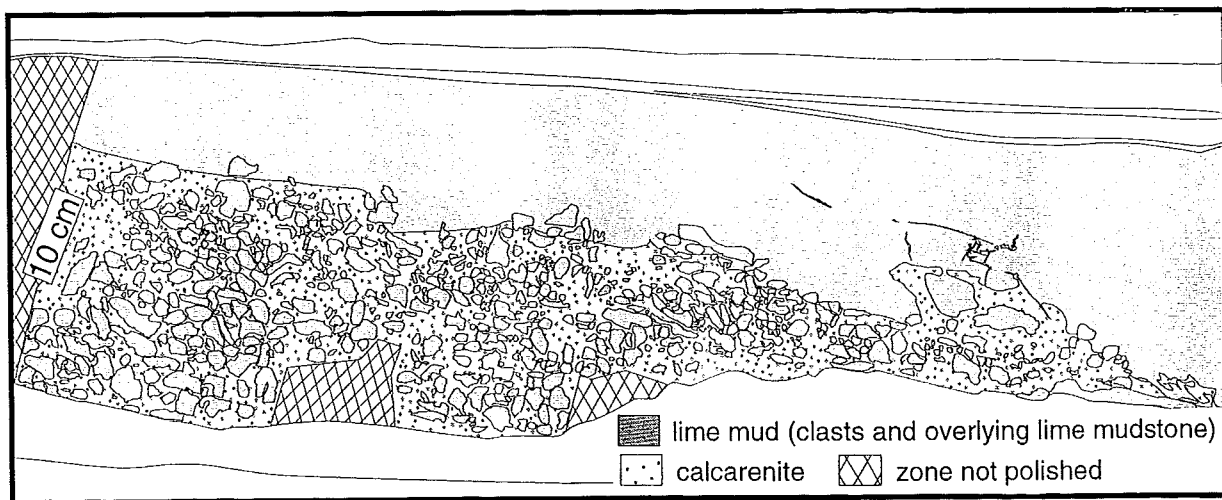


FIG. 2.9 – Line drawing of a gradual transition where lime mudstone grades laterally and downward into breccia ("inverted" transition at La Ramuque section, 26 m). The transition is characterised by the lateral association of: (a) lime mudstone, (b) lime mudstone with micro-cracks filled by "dirty sparite", (c) millimetric to centimetric clasts of lime mudstone with a network of anastomosing cracks filled by "dirty sparite", (d) clast-supported breccia with clasts of lime mudstone and matrix of "dirty sparite". The base of the breccia cuts across a lime mudstone bed; the top forms a 10 centimetre-thick upward-convex bulge. The bulge is emphasised by lateral thinning of two overlying lime mudstone beds toward the thicker part of the breccia body.

2.5.3 Transition from calcarenite to breccia

Where a transition zone cuts across a calcarenite bed, the space between the clasts of the breccia close to the transition (Fig. 11) is filled with a mixture of peloids, bioclasts and "dirty sparite". The peloids and the bioclasts are obviously derived from the calcarenite; as there is no micritic material within the calcarenites, the "dirty sparite" is necessarily derived from overlying or underlying lime mudstones. Typically, most of the clasts in the breccia zone are

lime mudstone, and calcarenite clasts are rare. However, in one gradual transition from laminated calcarenite (interbedded between two lime mudstones) to breccia (Fig. 12), the breccia in the transition zone shows numerous clasts of well-stratified calcarenite and clasts of lime mudstone. In this special case, the well-stratified clasts of calcarenite were derived from slightly lithified parts of the calcarenite bed.

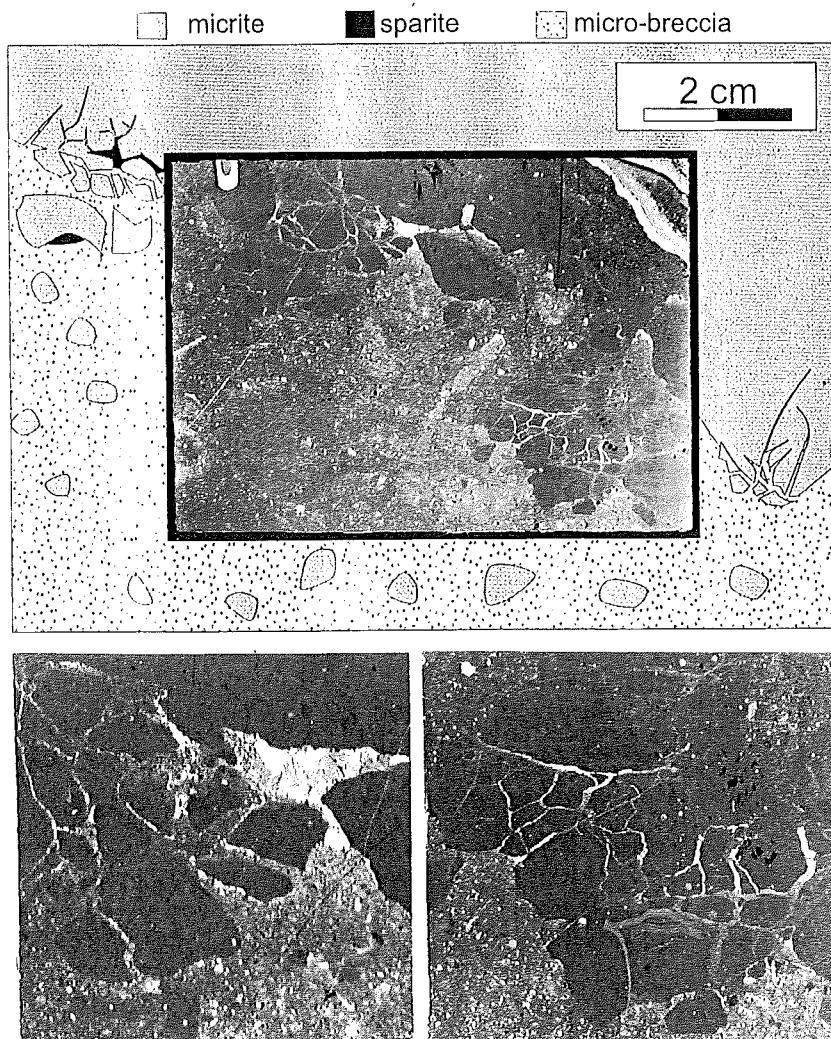


FIG. 2.10 – Thin section photomicrographs and sketch of details of a gradual transition grading downward from lime mudstone into matrix-supported breccia (La Méouge section, 0 m). The transition includes: (a) lime mudstone, (b) lime mudstone with micro-cracks that locally form anastomosing networks and (c) jigsaw-structures, (d) sheltered cavities filled by "dirty sparite" or "blocky sparite" located below the base of the lime mudstone zone, (e) thin fringes of sparite below clasts.

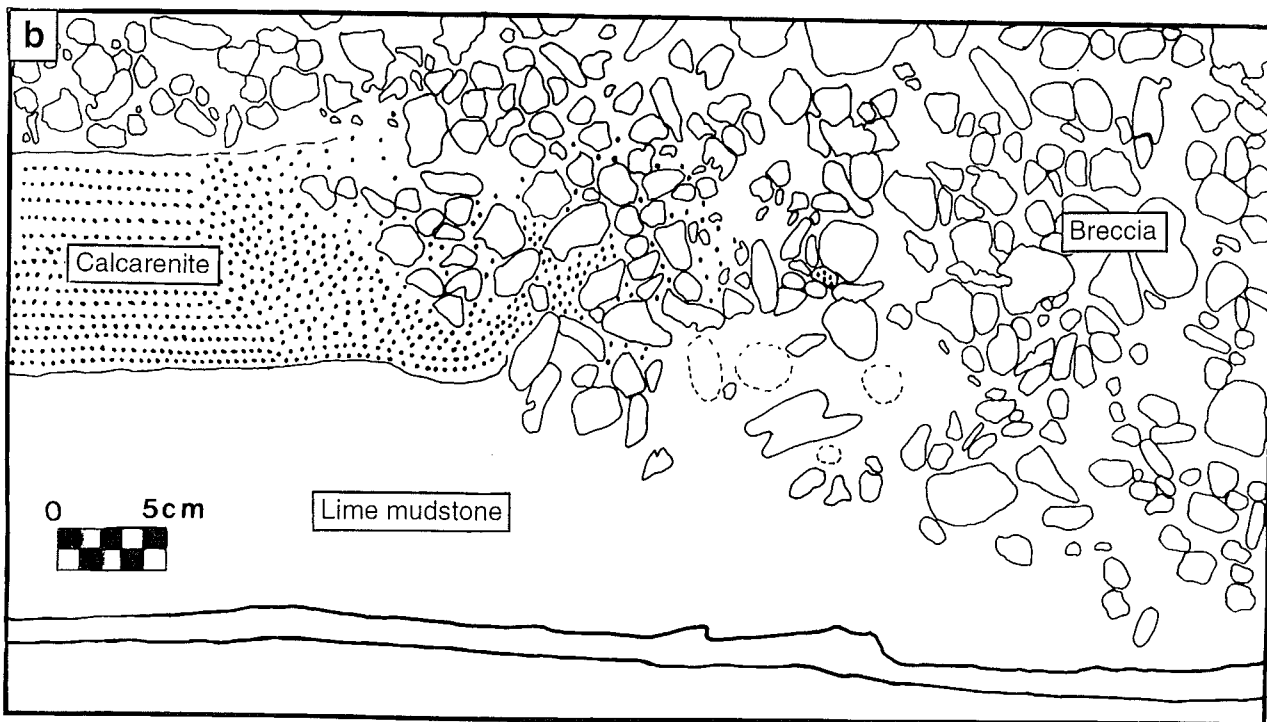
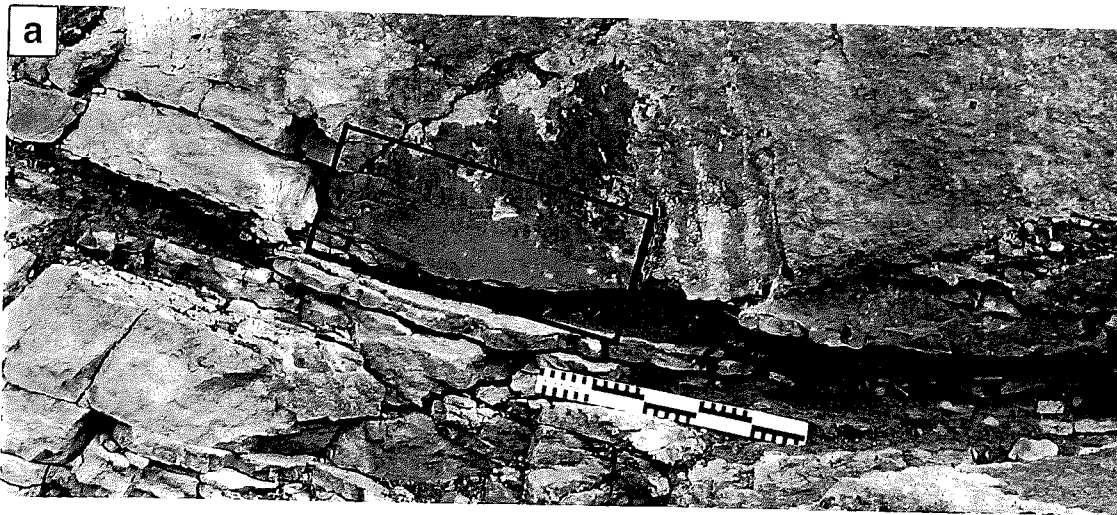


FIG. 2.11 – Photograph (a) and partial line drawing (framed zone, b) of a 15 centimetre-deep channel-like structure with discordant contacts to both sides of a 50 centimetre-long flat base (Aucelon section). The two opposite discordant contacts cut a calcarenite bed, and partially, an underlying lime mudstone bed. The base of the lime mudstone is not reworked within the breccia while the top and the thin marl interbed are deformed. The gradual transition on the left side was polished. The overall angle of the discordant contact of this transition is about 30 degrees. Close to the lime mudstone bed (0-5 cm), the breccia is matrix-supported and is formed by a mixture of dark-coloured clasts within a matrix of “dirty sparite”. Farther away from the lime mudstone bed (> 5 cm), the breccia is clast-supported. Both the top and the base of the calcarenite are deformed. The shape of the bed is lost by calcarenite grain dispersion between the clasts of the breccia. Close to the calcarenite bed (0-10 cm), the breccia is formed by a framework of clasts with voids filled by a mixture of calcarenite grains and micritic matrix.

2.5.4 Transition from marl to breccia

Where the original lime mudstone succession includes thick and numerous marl intervals, the breccia

is “marly” with a clay-rich “clasty” ultratexture including numerous clay chips and a network of clay

trails. The forty semi-quantitative determinations of the Si and Al contents of both the clasts and matrix of "marly" breccias document higher concentrations of these elements in the matrix than in the clasts. However, no gradual transition from a marl bed to a breccia was observed.

2.5.5 Bed thickening across the transition to breccia

Individual beds commonly thicken laterally along the transition from lime mudstone-marl or calcarenite to a breccia (Fig. 13); in some cases, the breccia beds are as much as three times thicker. A transition in the La Méouge section (Fig. 3) is associated with a 60 centimetre-high bulge related to lateral thickening of over a distance of only one metre, *i.e.* from a 20 centimetre-thick lime mudstone to a 80 centimetre-thick breccia. In "inverted" transitions or intrastratal breccias, where the breccia zone is not coincident with the top of the deformed

body, a local upward convex bulge may also occur (Fig. 9). Where the top of a breccia body describes an upward convex bulge, the overlying beds always become thinner toward the thickened breccia body (Fig. 13). The lateral thinning of the overlying beds can occur after a decimetre to metre-thick interval concordant with the top of the breccia body. In all cases, thickening is accompanied by an increase in "dirty sparite" along the transition.

2.5.6 Interpretation

Whatever their orientation, the gradual transitions from lime mudstone or calcarenite to breccia demonstrate that the clasts in the breccia are derived from the adjacent lime mudstones and calcarenites. In particular, in "inverted" transitions, sparite develops in cavities below the cracked lime mudstone along the transition to the underlying breccia (Fig. 10). This clearly demonstrates that the formation of the breccia occurred after deposition of the lime

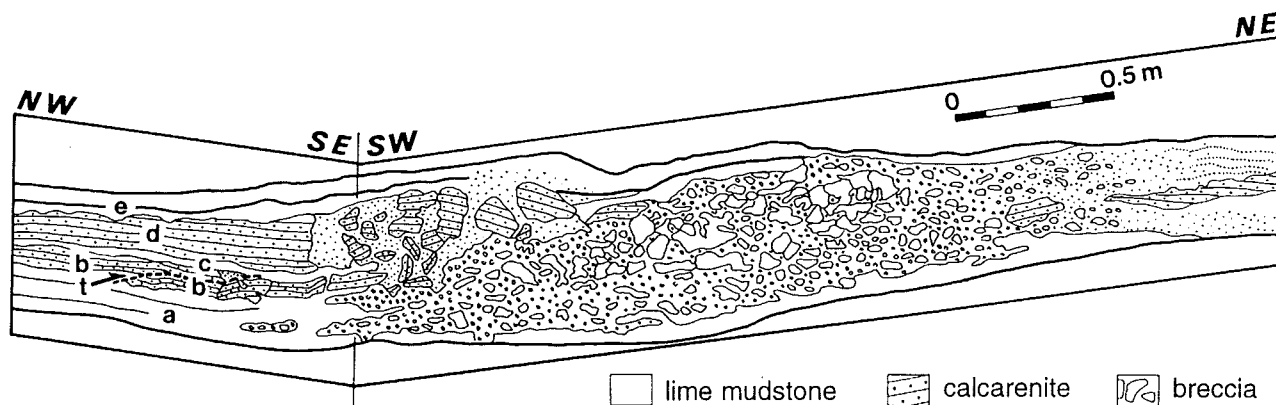


FIG. 2.12 – Line drawing from photomosaic of brecciated lime mudstone/calcarenite/lime mudstone interval (La Roche des Arnauds section). Along the NW-SE section, the white intervals (a), (c) and (e) are lime mudstone and the dotted levels (b) and (d) are laminated calcarenite; level (b) is duplicated by a soft-sediment reverse fault (t) that accommodates 50 cm of shortening. This shortening is related to a bulk volume increase of the unit where it is brecciated; the thickness of the interval where it is brecciated is twice the thickness where it is not deformed. Along the SW-NE section, the laminated calcarenite level (d) appears to be intensely deformed in the SW and tilted blocks of laminated calcarenite are floating in unlaminated (liquefied) calcarenite. In the centre of the SW-NE section, lime mudstone clasts reworked from (a), (b) and (e) are floating within a calcarenite matrix.



FIG. 2.13 – Photograph of a breccia lens within a lime mudstone interval (Rabou section). On both sides of the lens, lime mudstone beds (a) grade laterally into breccia. The breccia lens shows a 20 centimetre-high bulge. The first lime mudstone beds (b) overlying the breccia are concordant to the top of the breccia and do not thin toward the breccia. Higher up, a calcarenite bed (c) and lime mudstone beds thin toward the bulge.

mud, so that a "roof" of partially lithified lime mud existed above the breccia during deformation. The breccia therefore results from an *in-situ* deformation of lime mud. Furthermore, infill of material is not possible because of the presence of the "roof" of lime mud during deformation.

Breccia bulges along gradual transitions testify to dilation during deformation. Because of compaction during burial, the bulges presently observed are less pronounced than the original bulges. In addition, as "dirty sparite" is clearly related to an increase in bulk volume during deformation, an increase in "dirty sparite" along a transition demonstrates that deformation includes dilation. Finally, the process allowing reworking without lateral displacement but with dilation, is necessarily a liquefaction-like process; however, it differs from liquefaction because of the "dirty sparite" characteristics ("dirty sparite" contains relics of unliquefied material) and the presence of cracks in gradational transitions.

2.6 The water-wave induced deformation process

Our interpretation of the deformation processes affecting the marl-lime mudstones and calcarenites is based on the wave-induced liquefaction phenomenon described from modern siliciclastic environments.

2.6.1 Mechanical background

During the past 70-80 years, strong hurricanes crossing the Atlantic U.S. margin, and the West Pacific area induced severe damage, in particular in the lower boundary layer, where liquefaction phenomena occurred. To investigate the processes responsible, civil engineers developed numerical models (Gade, 1958; Dalrymple & Liu, 1978; Hsiao & Shemdin, 1980; Yamamoto *et al.*, 1976; Rahman & Jaber, 1986; Sekigushi *et al.*, 1995) and employed flume and *in-situ* experiments (Suhayda *et al.*, 1976; Suhayda, 1977; Tsui & Helfrich, 1983; Demars & Vanover, 1985; Forristal & Reece, 1985; Zhang & Su-

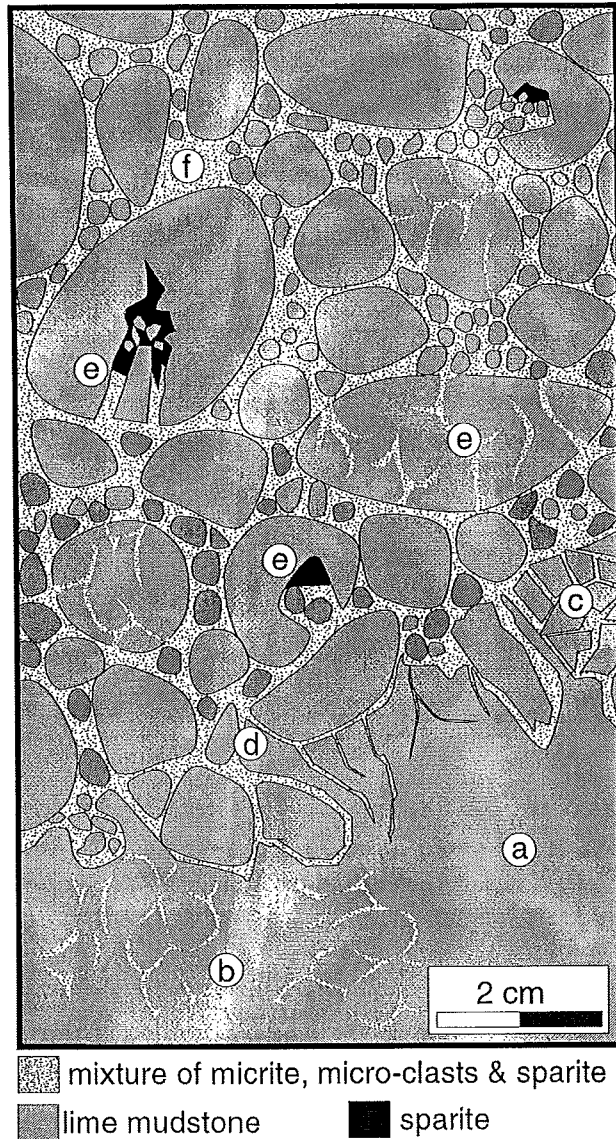


FIG. 2.14 – Sketch of an ideal gradual transition from lime mudstone to breccia, including: (a) lime mudstone; (b) an anastomosing network of micro-cracks filled by “dirty sparite” in the lime mudstone; (c) jigsaw mosaics at the interface with the breccia; (d) an irregularly shaped boundary between the breccia and the non-reworked lime mudstone; (e) unsorted clasts with embayments filled by “dirty sparite” and “blocky sparite” when open downward, cracks filled by “dirty sparite” and jigsaw mosaics.

hayda, 1994) to study the mechanical behaviour of sand and clay under water-wave cyclic loading. This work led to a good understanding of water-wave induced sediment liquefaction processes which may be described as follows: (a) surface waves induce lateral motion at the water-sediment interface and down to several metres within the sediment (Seed & Rahman, 1978; Demars, 1983; Kraft *et al.*, 1985); (b) for each wave cycle, the lateral motion induces reversible and irreversible deformation of the grain frame-

work in the sediment with volume variation (Martin *et al.*, 1975); (c) at a grain scale, irreversible deformation includes grain rotation and grain-on-grain slipping (Kagawa & Kraft, 1981); in particular, the deformation involves a very local decrease in inter-particle porosity and a subsequent increase in pore pressure (Seed & Rahman, 1978); (d) in the reduced pore space, under undrained and saturated conditions, interstitial pressure increases incrementally with the cyclic activity of the wave; pore pressure

finally equals the confining pressure, and the material loses its strength; (e) zero strength and local overpressure in a pore induce locally diverging displacement of grains lining the pore and a subsequent increase in pore volume, until the grain contacts are lost. As diverging displacement of grains allows other pores to be reduced, the local destruction of the grain framework propagates, leading to a general destruction of the original grain framework, and the entire material "having lost its strength, may be said to have liquefied" (Martin *et al.*, 1975). In a particular pore, the interparticle pore volume first decreases and then increases abruptly until the grain contacts are lost and the granular material becomes a suspension, resulting in a dilation of the entire sediment. At a liquefied state, the particles of the granular material undergo large oscillatory displacement, and impacts between grains induced by this displacement maintain the suspension. In modern environments, the horizontal motion of the liquefied sediment at the water-sediment interface may reach an amplitude of 30 cm at a water depth of about 75 m for a 10 m high oscillatory wave with a period of 14 s (Bea, 1975; Kraft *et al.*, 1985).

2.6.2 Mechanical behaviour of the original sediment

Liquefaction is possible either in granular material like sand, or in silt or clay (Vucetic & Dobry, 1988; Linderberg *et al.*, 1989; Singh, 1996). However, stress-strain relationships are different and the same wave loading can induce different responses in the sediment (Castro & Poulos, 1977; Yamamoto *et al.*, 1983; Clukey *et al.*, 1985). Calcarene is a granular material that consists of carbonate grains, 50 to hundreds of micrometres across, and thereby has the mechanical behaviour of sand. Marl has the mechanical behaviour of clay. Lime mudstone is a granular material that consists of carbonate grains 1-10 micrometres-across (except skeletal remains). Its mechanical behaviour may range between the behaviour of sand and that of clay.

The occurrence of cracks and clasts of marl, lime mudstone and calcarenite demonstrate that the material that suffered brecciation was partially cohesive. In addition, cracking along irregular surfaces and embayments in clasts of all sizes suggest that cohesiveness was strongly heterogeneous. This partial and heterogeneous cohesiveness may be considered to have been a result of partial cementation of the grain framework. Finally, geological data and

mechanical considerations demonstrate that the material subjected to wave loading had some heterogeneously distributed cohesiveness, and ranged between sand and clay behaviour.

2.6.3 Heterogeneous liquefaction

Loose aggregates of nanofossils included in the "dirty sparite" demonstrate that the deformation processes were able to break the grain to grain contacts of the lime mud: the loose aggregates resulted from direct liquefaction of the lime mud. Moreover, this liquefaction was heterogeneous insofar as "dirty sparite": (a) always co-occurs with clasts (*i.e.* unliquefied residues); and (b) contains dense aggregates of nanofossils forming clasts of up to ten micrometres across (*i.e.* other smaller unliquefied residues). The fact that dense and loose aggregates are intimately mixed suggests highly heterogeneous liquefaction (Fig. 15). At a grain scale, this direct heterogeneous liquefaction is similar to the wave-induced liquefaction described by engineers in modern sediments.

2.6.4 Pseudo-cracking

Cracks within the transition zones between lime mudstone and breccia clearly differ from tectonic cracks: they are not linear, only centimetre-long and do not show preferred orientation. The material that underwent cracking in the transition zones was a partially cohesive material, *i.e.* a soft sediment and not brittle. As a matter of fact, plastic deformation in the transition zones indicates that lithification was not complete. "Dirty sparite" filling the cracks was formed by intimately mixed, liquefied material and unliquefied relics. Moreover, the residues were clearly derived from the edges of the cracks. For this reason, the "dirty sparite" within the cracks necessarily resulted at least from a heterogeneous liquefaction of the edges of the cracks, and was not produced by the addition of material. Structures like micro-cracks, networks of anastomosing cracks and jigsaw structures are different from those in brittle material, and are not related to brittle deformation but to heterogeneous liquefaction. They are rather related to pseudo-cracking of lime mud, *i.e.* a very confined heterogeneous liquefaction process taking place along millimetre-wide and centimetre-long zones of lower cohesion (Fig. 15).

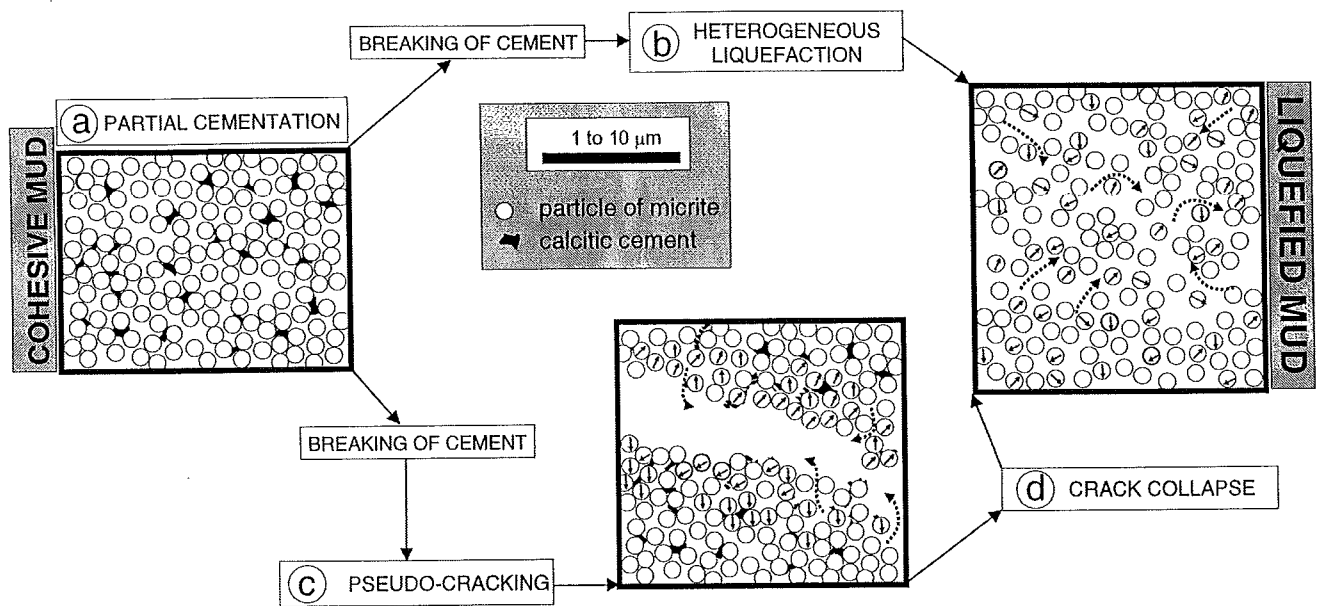


FIG. 2.15 – Reconstruction of reworking processes at scanning electron microscope magnification for a partially cohesive lime mud (a). Heterogeneous liquefaction (b), pseudo-cracking (c), and crack collapse (d) are the three sub-microscopical processes inferred for the reworking of the lime mud.

2.6.5 Crack collapse

In a gradual transition zone, the cracks are typically located in the less deformed part of the transition, close to the host rock. As the cracks resulted from pseudo-cracking, this process represents an early stage of deformation. The "dirty sparite" is located in the more deformed part of the transition, close to and within the breccia. As it resulted from heterogeneous liquefaction, this process represents a more advanced stage of deformation. Consequently, a third intermediate process is necessary to account for the transformation of the cracked material into liquefied material. The small dimensions of the gradual transitions and the very small spatial extension of the cracked zone within a transition suggest that the change from pseudo-cracking to heterogeneous liquefaction may reflect a threshold. As a crack was formed, the ground motions due to the wave loading induced an abrupt collapse of the edges of the crack that represents a lower stress-resistant zone. Water was then forcefully expelled and pore pressure drastically increased in the material surrounding the crack, leading to liquefaction of the crack walls. Finally, the crack was destroyed by this crack-collapse

(Fig. 15). In this case, crack-collapse reflects the temporal change from pseudo-cracking to heterogeneous liquefaction. However, the lateral change from pseudo-cracking to heterogeneous liquefaction may result from slight different rheology of the sediment at locations close to each other. In this case, heterogeneous liquefaction and pseudo-cracking would be concomitant.

2.6.6 A new three-stage deformation process

The pseudo-cracking/crack collapse/heterogeneous liquefaction sequence accounts well for the structures observed across the gradual transitions from lime mudstone to breccia. In the transitions from calcarenite to breccia, no evidence of pseudo-cracking was observed. Consequently, there is no way to determine whether only liquefaction or the sequence pseudo-cracking/crack collapse/heterogeneous liquefaction accounts for the reworking of the calcarenite beds into breccia. In the same way, the reworking of the clay-like material of marls may be also considered. As a matter of fact, increase in clay minerals in the breccia matrix

in relation to the initial lime mud ("clasty" ultra-texture of the breccia) may be interpreted as the dispersion within the "marly" breccia of clay minerals, reworked from a marly bed which was part of the stratigraphic interval that suffered brecciation. However, as no gradual transition from marl to breccia was observed, a single liquefaction process may account for the dispersion of clay minerals within the reworked material. Therefore, the sequence pseudo-cracking / crack collapse / heterogeneous liquefaction may document the brecciation of lime mud, perhaps also that of carbonate sand, but probably not that of clay. In any case, the brecciation process has its origin in this new three-stage deformation process.

2.7 Genetic interpretation of the breccias

2.7.1 A scenario of brecciation

Heterogeneous liquefaction and pseudo-cracking initiate during mobilization of small nuclei of initially partially cohesive mud (Fig. 16a). The result is a network of cracks and small-liquefied zones, both including micro-clasts (Fig. 16b). Pseudo-cracking and heterogeneous liquefaction propagate through crack collapse. When a sufficient number of cracks are connected, more or less irregularly shaped clasts of all sizes form (Fig. 16c). Networks of anastomosing cracks in the transition zones and jigsaw structures in the clasts demonstrate that smaller clasts are generated at the expense of larger ones by pseudo-cracking and heterogeneous liquefaction. The embayments in the clasts result from a highly heterogeneous (random?) propagation of liquefaction. At the same time, the breccia matrix is generated by heterogeneous liquefaction (Fig. 16c). As wave loading goes on or increases, pseudo-cracking and heterogeneous liquefaction affect an entire stratigraphic interval.

Competition between pseudo-cracking and heterogeneous liquefaction leads to the development of suspensions composed of a mixture of clasts of all sizes, micrite and water (Fig. 16c). The viscosity of such a mixture is unknown. Finally, when loading stops or decreases, the liquefied mixture settles and forms a clast-supported or matrix-supported deposit (Fig. 16d). In the case of clast-supported deposits, the compaction of the material that settles between clasts allows sheltered cavities to develop be-

low clasts and in clast-embayments open downward. In the case of matrix-supported deposits, stronger compaction of the liquefied material in comparison to the better lithified lime mud of the clasts results in fringed cavities below the clasts (Fig. 16d).

2.7.2 Breccia facies interpretation

The brecciation process accounts for the formation of the three breccia facies described above. Facies B1 breccia results from the brecciation of lime mud or calcarenite-dominated intervals. The "clasty" ultratexture and the presence of clay trails show that the Facies B2 "marly" breccia is produced by the brecciation of marl-rich intervals. Because of the scarcity of clay, bioclasts and peloids, Facies B3 breccia results exclusively from the brecciation of lime mudstone. Moreover, retextured lime mudstone is derived from a nearly complete liquefaction of the original lime mud.

For constant wave loading, the intensity of wave-induced deformation can be evaluated following two criteria: (a) the average clast size; and (b) the ratio of the volume of matrix within a breccia with respect to the total volume. The larger the average size of the clasts, the lower the deformation by pseudo-cracking; the larger the amount of matrix (both "dirty sparite" and clay amount), the stronger the deformation by heterogeneous liquefaction. According to these two criteria, the breccia facies can be related to the intensity of wave-induced deformation (Fig. 17): (a) Facies B1 and B2 correspond as a whole to the same intensity of wave-induced deformation, and differences are only due to differences in the original material; (b) Facies B3 always shows a higher matrix content than Facies B1 and B2, and consequently reflects stronger reworking; therefore, the pseudo-lime mudstone may be considered as the material most deformed by wave loading; (c) in a breccia body, vertical and lateral variation in the average size of clasts, and variation in the amount of clasts reflect vertical and lateral variations in intensity of wave-induced deformation.

2.7.3 Dilation related to brecciation

The brecciation process induces severe dilation of the reworked material. Two mechanisms are at the origin of this dilation: (a) heterogeneous liquefaction, in water-saturated media, is not a reversible process in relation to pore volume: given an initial

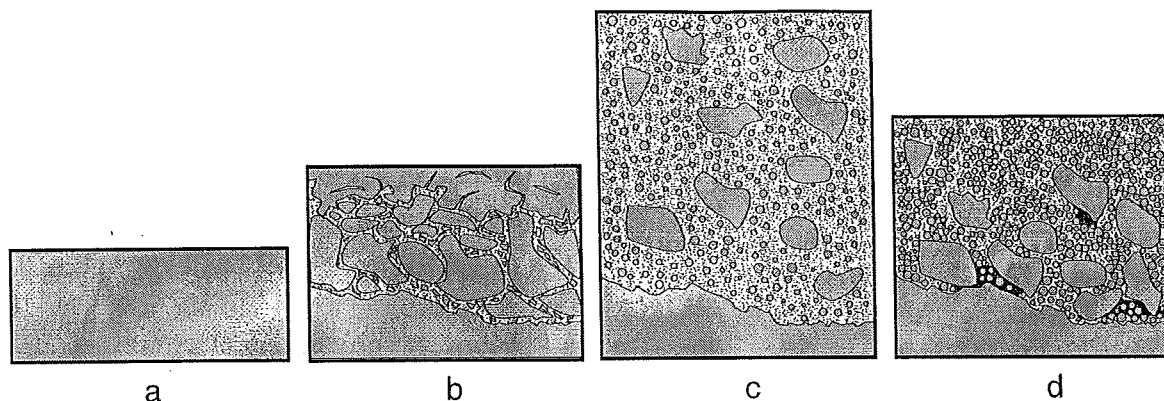


FIG. 2.16 – Schematic model of the brecciation mechanism for a partially cohesive mud (a). During cyclic water-wave loading, cracks and liquefied zones develop and clasts are formed (b). Note that pseudo-cracking and heterogeneous liquefaction can occur within the lime mud at the same time. If loading is strong enough, pseudo-cracking and heterogeneous liquefaction propagate and the whole material is reworked to form a mixture (c) made of clasts, lime particles and water. As water-wave loading decreases, the liquefied mixture settles (d). Matrix compaction leaves space for the precipitation of sparite in sheltered cavities. Note that the surface of the different squares tends to represent the total volume variations during deformation (see text for explanation). The final dilation can exceed 200% (e.g. La Méouge section, 0m; , La Pierre section; or Arnyon section, 118 m).

volume of lime mud, heterogeneous liquefaction generates material of higher porosity; when settled, the liquefied material does not recover its initial porosity. Consequently, dilation in matrix-supported breccia is due to heterogeneous liquefaction; (b) pseudo-cracking generates clasts of all sizes that can form a clast-supported framework; the framework has an interclast porosity that results from strong dilation of the whole material by rearrangement of clasts during reworking; dilation in clast-supported breccia is therefore due to pseudo-cracking.

2.8 Discussion

2.8.1 Breccia formation as an *in-situ* process

Until now, the breccias of the “Barre Tithonique” have been considered as gravity-flow deposits. More precisely, the “staircase” geometry of the breccia base was interpreted as an erosional channel structure providing evidence for transport and erosion. Donze & Le Hégarat (1966), Remane (1966, 1970) and Beaudoin (1977) developed their “trans-

port and resedimentation” hypothesis from overall facies studies. Donze & Le Hégarat (1966, p. 358), even if they did not exclude *in-situ* reworking (they interpreted the breccias as seismites), intended to demonstrate transport and redeposition based on the presence of well-rounded clasts. However, such evidence can not be considered further because: (a) the extensive study of breccia presented in this paper shows that there is no preferred shape of the clasts; and (b) clasts can be either angular or well-rounded in very different contexts including tempestites (Bernoulli & Kälin, 1984; Sami & Desrochers, 1992, p. 361). Remane (1966, 1970, p. 720-723) and Beaudoin (1977) considered that the microfossils of the breccia clasts in Zone 4a were derived from more proximal areas. However, neither Beaudoin nor Remane could suggest a location for the origin of the clasts: no scar was observed even though in the Chateaufneuf d’Oze zone, where a lime mudstone bed Berriasian in age conformably lies onto a lime mudstone bed Oxfordian in age. However, Donze & Le Hégarat, Beaudoin and Remane themselves considered that the lack of material at Chateaufneuf d’Oze does not account for the volume of breccia deposits

(e.g. Donze & Le Hégarat, 1966, p. 358). Such hypotheses were advocated because gravity flow was the only process envisaged in the 60's and 70's for interpreting marine breccias. In particular, interpretation of breccias in terms of wave-induced brecciation was not possible due to the lack of fundamental knowledge. The present paper demonstrates that the channel-like structures result from variations in depth of *in-situ* brecciation.

Further evidence for displacement and resedimentation was palaeontological. Donze & Le Hégarat (1966), Remane (1970) and Beaudoin (1977, p. 185-189, appendix, p. 19-21) proposed that the breccia bodies of the "Barre Tithonique" included clasts with calpionellids older than those of the stratigraphically underlying lime mudstone beds. However, according to published sections in Beaudoin (1977 appendix), only 8 of the 58 sections document reworked calpionellid in breccia bodies. The thickness of the reworked interval is calculated between the breccia clasts with calpionellids of a given biozone and the top of the same biozone below. Five of the breccia zones showing reworked calpionellid are characterised by deformed intervals more than 10

metres thick, and in three zones these intervals are only a few decimetres thick. The maximum thickness of such reworked intervals never exceeds 20 metres (Beaudoin, 1977, appendix p. 46, p. 90). In Remane (1970), calpionellid age determinations confirmed what was proposed on the basis of the facies study (Beaudoin, 1977, p. 724). Moreover, all the examples of reworked calpionellid published by Remane come from stratigraphic intervals less than 6 metres thick (Remane, 1970, figs. 5-8 and 14). Donze & Le Hégarat (1966) mention reworked calpionellids but do not document their hypothesis with specific data. On the other hand, when discussing displacement and resedimentation, Beaudoin did not distinguish between reworked calpionellid in breccias and in calcarenites (Beaudoin, 1977, p. 185). In addition, numerous examples of reworked calpionellids are reported from Valanginian deposits (Beaudoin, 1977, e.g. p. 186, Joseph et al., 1988) but not from the Tithonian or lowermost Berriasian (from the top of the "Barre Tithonique"). Likewise Remane (1970) reports the majority of reworked calpionellids from calcarenites, or Upper Berriasian to Valanginian deposits.

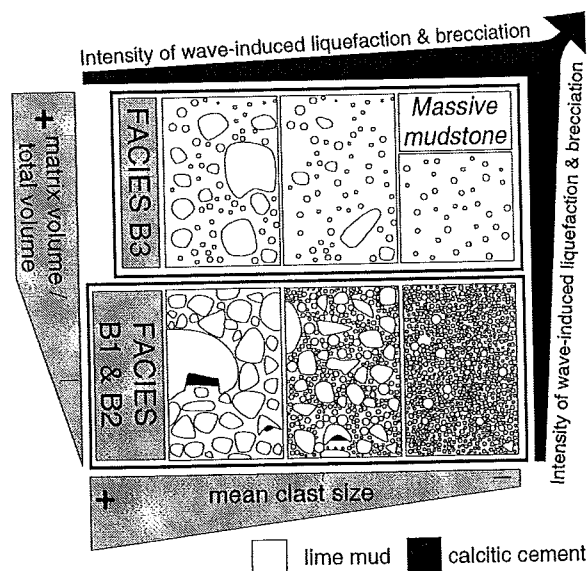


FIG. 2.17 – Interpretation of facies B1-B3 in terms of deformation intensity. Deformation intensity is estimated by two criteria: (a) mean clast size; and (b) volume of matrix within a breccia in relation to the total volume. The larger the mean clast size, the lower the deformation by pseudo-cracking and heterogeneous liquefaction. The higher the amount of matrix (both "dirty sparite" and clay ratio), the larger the deformation by heterogeneous liquefaction.

In conclusion, palaeontological evidence for transport and resedimentation often relates to deposits of Late Berriasian to Valanginian age and is therefore not of concern for our topic. As a matter of fact, we do not discuss whether the Lower Cretaceous deposits are *in-situ* or not, but we deal exclusively with the breccia of the "Barre Tithonique". Reworking of calcipionellids by storms is possible and is in agreement with the interpretation of calcarenite as a tempestite deposit resulting from transport and redeposition of carbonate sand and mud by storm wave-induced currents (Séguret et al., in press). Moreover, reworking of calcipionellids usually affects a stratigraphic interval of a few decimetres to up to one metre thick. As the mixture of clasts and lime mud was liquefied during storms and was subjected to cyclic shear stress, clasts and lime mud were able to move upward and downward within the liquefied layer. When the mixture settled, clasts of different age got juxtaposed. For the same reason, the matrix of a breccia could include calcipionellids of different ages. The five cases where reworked calcipionellids occurred in 10 metre-thick intervals may be considered as resulting from major *in-situ* reworking. However, as the maximal depth of brecciation within a carbonate sediment during a storm is not known, this hypothesis remains speculative. In any case, major reworked calcipionellids may also result from successive reworking of an interval increasing in thickness leading to decametre-wide vertical displacement of the clasts. Therefore, reworking of calcipionellids is not necessarily related to transport and resedimentation, but may also conform with *in-situ* brecciation. In order to draw a modern map of the occurrences of reworked calcipionellids in the South East Basin, and for a better evaluation of the reworking processes proposed by Remane and Beaudoin, it would be necessary to undertake a new combined biostratigraphic and sedimentological analysis of the "Barre Tithonique", and in particular of the sections studied by those authors.

2.8.2 Brecciation as a result of water-wave loading

Deformation of sediments by liquefaction may be triggered by either wave-induced loading or earthquake loading. In both cases, liquefaction is caused by cyclic shear stress which generates a progressive increase in pore pressure within the seabed (*e.g.* Clausen et al., 1975; Lee, 1976; Zen & Yamazaki, 1991). Zen & Yamazaki (1990, 1991) proposed an

alternative hypothesis. They considered that pore overpressures may result from "damping and phase lag in the propagation of water pressures". Whatever the mechanism generating overpressure may be, the liquefaction process involved is the same. From a mechanical point of view, there is no way to distinguish earthquake loading from wave-induced loading. However, several sedimentological arguments can be invoked to preclude the interpretation of the breccia as the product of earthquake-induced *in-situ* deformation by heterogeneous liquefaction.

First, the calcarenites of the "Barre Tithonique" are derived from a storm-related process (Raja Gabaglia, 1995; Séguret et al., in press). As breccia and calcarenite facies have the same distribution in the "Barre Tithonique", the interpretation of the breccia as a result of storm-related processes is consistent. In this case, breccia facies are manifestations of the mechanical component of the storm-induced strengths, while calcarenite facies are manifestations of the hydrodynamic component. For this reason, wave-induced brecciation is the most likely process.

Earthquake and wave-induced loading differ in period, duration, origin and some other characteristics. (a) For earthquake loading, periods are usually less than 1 second and duration never exceeds a few minutes. Input loading is from the base and liquefaction occurs instantaneously (Zen & Yamazaki, 1991). (b) For wave-induced loading, periods range from a few to about 20 seconds with duration of a couple of days. Input loading is from the seafloor and liquefaction is transient, repeated and can extend over long periods. Such differences in loading characteristics may lead to different deformation structures. Many deformation structures resulting from earthquake loading have been described: contorted structures such as convolute folds, ball-and-pillow or irregular convolutes, intrusion structures such as pillars, dykes or cusps, brittle structures, and water-escape structures such as dishes or sand volcanoes (*e.g.* Montenat et al., 1993; Collinson, 1994; Rossetti, 1999). None of these structures has been observed in the "Barre Tithonique". In particular, coarse carbonate breccias which are clearly related to earthquake-induced deformation have never been described.

There are usually several to approximately 40, decimetre to metre-thick, breccia bodies in the "Barre Tithonique" (sections of La Piarre, Arnayon, Chalancon, La Méouge, and La Charce). If one consi-

ders that each decimetre-thick breccia body resulted from at least one earthquake, thicker breccia may have resulted from the cumulative effect of several earthquakes. Since the "Barre Tithonique" corresponds to a time interval of 3-8 Myr (Beaudoin, 1977), the earthquake frequency would range from one earthquake every 75,000 years to one earthquake every 200,000 years. On the other hand, the entire surface of the breccia zone approximately covers a circle with a radius of 40 km. Obermeier *et al.* (1993) and Obermeier (1996) demonstrated that the "epi-central distance (radius) to the farthest liquefaction feature" is less than 5 km for an earthquake of magnitude 5, about 10 km for one of magnitude 6, 50 km for one of magnitude 7, and 300 km for one of magnitude 8. As a consequence, the earthquakes would have to be of magnitude 6-7. It is usually impossible to determine whether such a frequency of earthquakes with a magnitude of 6-7 is likely or not. However, the tectonic setting of the South East Basin at the transition from the Jurassic to the Cretaceous provides some constraints on the likelihood of seismic activity. Fault activity in the South East Basin prevailed during the Liassic to Middle Jurassic period of rifting, whereas Late Jurassic-Early Cretaceous times corresponded to an oceanward migration of major tectonic activity after continental break-up had taken place (Lemoine *et al.*, 1986). In addition, activity of the major faults in the neighbourhood or within the breccia zone (Nîmes and Durance Faults) stopped during the Late Jurassic (Roure *et al.*, 1992; Bonijoly, 1996). With the exception of Gidon (1977), no synsedimentary fault has been described in the breccia zone at the transition from the Jurassic to the Cretaceous. Consequently, seismic activity of the calculated magnitude, an intensity which is quite significant, is not consistent with the tectonic activity of the South East Basin. Incidentally, the Lower to Middle Jurassic marly deposits of the South East Basin do not present any evidence for seismic activity. Such lack of seismic signatures during the major period of rifting is at odds with the occurrence of breccias generated by earthquakes during a time of low tectonic activity. Lastly, the proximal boundary of the Zone 4 breccias (Fig. 1) to the west and south is parallel to that of Zone 2 (barrier). This facies zonation is in agreement with the basin geometry of the pelagic embayment that opened eastward, as proposed by Beaudrimont & Dubois (1977). The proximal boundary of the breccia zone may therefore correspond

to a critical water-depth. As a consequence, we can not relate brecciation to earthquake loading, but to water-wave loading which depends strongly on water depth (*e.g.* Kraft *et al.*, 1985).

2.9 Conclusion

In the "Barre Tithonique", the depositional facies, the lime mudstones and the calcarenites, must be distinguished from the deformation facies of the breccias. The numerous gradual transitions from depositional facies to breccias indicate a process of *in-situ* brecciation. A comparison with civil engineering studies in relation to the liquefaction phenomena brought to the fore a wave-induced brecciation process, based on a three-stage mechanism at grain scale, *i.e.* a sequence of pseudo-cracking, crack collapse and heterogeneous liquefaction. This process explains well the transitions observed and allows for a breccia classification in terms of water-wave induced deformation intensity.

The water-wave induced brecciation process agrees with the new interpretation of the South East Basin as a carbonate ramp with a water-wave attenuation zone, proposed in the previous paper by Séguret *et al.* (in press). In modern environments, liquefaction is possible only in less than 150 m water depth during the strongest storm events (Kraft *et al.*, 1985). If we anticipate that storms during the Tithonian were as strong as today, the abundance of breccias in Zone 4a provides evidence for a relatively shallow water depth. More precisely, the maximal water depth for the part of the carbonate ramp of the South East Basin in which breccias occur was less than 150 m during the Tithonian.

The mechanical modelling of brecciation processes is in progress. Preliminary results indicate that strong wave-loading can induce reworking of a 40 metre-thick package of sediment during a single event. Moreover, mechanical modelling could lead to a better definition of several critical parameters in water depth, wave height, length or period, slope of the carbonate ramp or geometry of the ramp boundaries. In particular, modelling could allow calculation of the loss of wave energy across a carbonate ramp to account for the spatial distribution of the breccia thicknesses in the South East Basin.

2.10 Acknowledgements

D. Bernoulli and J.A. Vera made insightful and valuable comments on an earlier version of this paper. We are grateful to D. Bernoulli, I. Jarvis and

Publisciences Editing and Translations for edition of the English version of this manuscript. We are also grateful to J. F. Ritz for complementary informations relative to earthquake effect on soils.

References

- Bathurst, R.G.C (1971) *Carbonate Sediments and their Diagenesis*. Developments in Sedimentology, 12, Elsevier, 620 pp.
- Bea, R.G. (1975) Gulf of Mexico hurricane wave heights. *J. Petrol. Technol.*, 1160-1172.
- Beales, F.W. (1958) Ancient sediments of Bahaman type. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 42, 1845-1880.
- Beaudoin, B. (1977) Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le Jurassique terminal - Berriasien des chaînes subalpines méridionale. *PhD Thesis. Caen university*, 475 pp.
- Beaudrimont, A.F. and Dubois, P. (1977) Un bassin mésogéen du domaine Péri-Alpin: le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 261-308.
- Bernoulli, D. and Kälin, O. (1984) 13. Jurassic sediments, Site 547, Northwest African margin: remarks on stratigraphy, facies and diagenesis, and comparison with some Tethyan equivalents. *Ocean Drilling Program, Site 79, Leg 547*.
- Bonijoly, D. (1996) The Ardèche paleomargin of the South-East basin of France: mesozoic evolution of a part of the Tethyan continental margin (GPF program). *Mar. Petrol. Geol.*, 13, 607-623.
- Busson, G. and Noël, D. (1991) Nannoconids as paramount environmental recorders of Late Jurassic - Early Cretaceous oceans and epeiric seas. *Oceanol. Acta*, 14, 333-356.
- Castro, G. and Poulos, S.J. (1977) Factors affecting liquefaction and cyclic mobility. *J. Geotech. Eng. Division*, 6, 501-516.
- Cayeux, L. (1935) *Les roches sédimentaires de France, roches carbonatées*. Masson, Paris, 432pp.
- Clausen, C.J.E., Dibiago, E., Dancun, J.M. and Andersen, K.H. (1975) Observed behavior of the Ekofish Oil Storage Tank Foundation. In: *Proc. 7th Annual Offshore Technology Conference*, 3, 399-413.
- Clukey, E.C., Kulhawy, F.H., Liu, P.L.-F. and Tate, G.B. (1985) The impact of wave loads and pore-water pressure generation on initiation of sediment transport. *Geo-mar. Lett.*, 5, 177-183.
- Collinson, J. (1994) Sedimentary deformational structures. In: *The Geological Deformation of Sediments* (Ed by Maltman, A.), Chapman & Hall, 95-126.
- Dalrymple, R.A. and Liu, P.L.-F. (1978) Waves over soft mud: a two layer fluid model. *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 1121-1131.
- Demars, K.R. (1983) Transient stresses induced in sandbed by wave-loading. *J. Geotech. Eng.*, 109, 591-602.
- Demars, K.R. and Vanover, E.A. (1985) Measurements of wave-induced pressures and stresses in sandbed. *Mar. Geotechnol.*, 6, 29-59.
- Donze, P. and Le Hégarat, G. (1966) Observations nouvelles sur le Tithonique terminal et le Berriasien de la région de Luc-en-Diois (Drôme). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, 352-358.
- Dromart, G. and Atrops, F. (1988) Valeur stratigraphique des biomicrofaciès pélagiques dans le Jurassique supérieur de la Téthys occidentale. *CR Acad. Sci. Paris*, 306, 1365-1371.
- Fairbridge, R.W. (1978) Breccia, Sedimentary. In: *Encyclopedia of Sedimentology*, 6, 84-86.
- Fields, R.M. (1916) A preliminary paper on the origin and classification of intraformational conglomerates and breccias. *The Ottawa Naturalist*, 30, 29-36, 47-52, 58-66.
- Fisher, R.V. (1966) Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Science Rev.*, 1, 287-298.
- Forristal, G.Z. and Reece, A.M. (1985) Measurements of wave attenuation due to a soft bottom. The SWAMP experiment. *J. Geophys. Res.*, 90, 3367-3380.
- Füchtbauer and H., Richter, D.K. (1980) Breccia: criteria and observations. *IAS, 1th European Regional Meeting*, Bochum, Germany, 52-55.
- Gade, H.G. (1958) Effects of a nonrigid, impermeable bottom on plane surface waves in shallow water. *J. Mar. Res.*, 16, 61-82.
- Gidon, M. (1977) Sur l'existence d'une lacune du Tithonique au Nord de Melve (Rive gauche de la Durance au Sud de Gap). *Géologie Alpine*, 53, 57-59.
- Gignoux, M. and Avnimelech, M. (1937) Génèse de roches sédimentaires bréchoïdes: intrusion et éclatement. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 27-33.
- Gignoux, M. and Moret, J. (1938) *Géologie Dauphinoise* (1st edition). Masson, Paris, 391 pp.

- Goguel, J. (1944) Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le S.E. de la France. *Bull. Serv. Cart. Geol. Fr.*, **44**, 62-78.
- Haug, E. (1891) Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Serv. Cart. Geol. Fr.*, **3**, 1-297.
- Hendry, H.E. (1972) Breccia deposited by mass flow in the Breccia Nappe of the french Pre-Alps. *Sedimentology*, **18**, 277-292.
- Hsiao, S.V. and Shemdin O.H. (1980) Interaction of ocean waves with a soft bottom. *J. Phys. Oceanog.*, **10**, 605-610.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Sempéré, T. and Maillart, J. (1988) Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien Vocontien (Alpes méridionales, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **4**, 363-374.
- Kagawa, T. and Kraft, L.M. Jr (1981) Modeling the liquefaction process. *J. of the Geotech. Eng. Division*, **107**, 1593-1607.
- Kilian, W. (1888) *Description géologique de la montagne de Lure*. PhD Thesis, Paris university, 456 pp.
- Kilian, W. (1895) Notes stratigraphiques sur les environs de Sisteron. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **3**, 105-112.
- Kraft, L.M. Jr, Helfrich, S.C., Suhayda, J.N., and Marin J.E. (1985) Soil response to ocean waves. *Mar. Geotechnol.*, **6**, 173-203.
- Lee, K.L. (1976) Predicted and measured pore pressures in the Ekofish foundation. Discussion. In: *Proc. Inter. Confer. Behaviour of Offshore Structures*, **2**, 384-397.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J. and Tricart, P. (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, **3**, 179-199.
- Linderberg, J., Van Rijn, L.C. and Winterwerp, J.C. (1989) Some experiments on wave-induced liquefaction of soft cohesive soils. *J. Coast. Res.*, **5**, 127-137.
- Martin, G.R., Liam-Finn, W.D. and Seed, H.B. (1975) Fundamentals of liquefaction under cyclic loading. *J. Geotech. Eng. Division*, **5**, 423-438.
- Montenat, C., Ott d'Estevou, P., Barrier, P. and Paturel, D. (1993) Les séismites. Essais de typologie génétique. *Géochronique*, **46**, 15-17.
- Mulder, T. and Cochonat, P. (1996) Classification of offshore mass-movements. *J. Sed. Res.*, **66**, 43-57.
- Noël, D. and Busson, G. (1990) L'importance des schizosphères, stomiosphères, Conusphaera et Nannoconus dans la genèse des calcaires fins pélagiques du Jurassique et du Crétacé inférieur. *Sci. Géol. Bull.*, **43**, 63-93.
- Norton, W.H. (1917) A classification of breccia. *J. Geol.*, **25**, 160-194.
- Norow, D.W. (1982) Descriptive field classification of sedimentary and diagenetic breccia fabrics in carbonate rocks. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **30**, 34-56.
- Obermeier, S.F. (1996) Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. In: *Paleoseismology*, Academic Press, 245pp.
- Obermeier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.D., Youd, T.L., Munson, P.S., Munson, C.A. and Pond, E.C. (1993) Liquefaction evidence for one or more Holocene earthquakes in the Wabash Valley of Southern India and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1536**, 1-27.
- Pettijohn, F.J. (1975) *Sedimentary Rocks*, 5th edition, Harper, New-York, 718 pp.
- Rahman, M.S. and Jaber, W.Y. (1986) A simplified drained analysis for wave-induced liquefaction in ocean floor sands. *Soils Found.*, **26**, 57-68.
- Raja Gabaglia, G. (1995) Stratigraphie et faciès de tempêtes de la rampe carbonatée du Jurassique supérieur du Bassin du Sud-Est (France): calcarénites, brèches et corps glissés. *PhD Thesis. Montpellier II university*, 191 pp.
- Remane, J. (1960) Les formations bréchiqes dans le Tithonique du Sud-Est de la France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, **36**, 75-114.
- Remane, J. (1966) Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **8**, 448-453.
- Remane, J. (1970) Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclog. Geol. Helv.*, **63**, 685-740.
- Reynolds, S.H. (1928) Breccias. *Geol. Mag.*, **65**, 97-107.
- Ringrose, P.S. (1989) Paleoseismic (?) liquefaction events in late sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Research*, 25-35.
- Rossetti, D.F. (1999) Soft-sediment deformation structures in Late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, **46**, 1065-1081.
- Roure, F., Brun, J.P., Colletta, B. and Van Den Driessche, J. (1992) Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of Southern France. *J. Struct. Geol.*, **14**, 503-519.
- Şami, T. and Desrochers, A. (1992) Episodic sedimentation on an Early Silurian, storm-dominated carbonate ramp, Becscie and Merrimack formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology*, **39**, 355-381.

- Seed, H.B. and Rahman, M.S. (1978) Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability of cohesionless soils. *Mar. Geotech.*, **3**, 123-150.
- Séguet, M., Moussine-Pouchkine, A. Raja Gabaglia, G. and Bouchette, F. () Storm deposits and storm-generated coarse carbonate breccias on a pelagic outer-shelf (South-East Basin, France). *Sedimentology* (in press).
- Sekigushi, H., Kita, K. and Okamoto, O. (1995) Response of poro-elastoplastic beds to standing waves. *Soils Found.*, **35**, 31-42.
- Shrock, R.R. (1948) A classification of sedimentary rocks. *J. Geol.*, **56**, 118-129.
- Singh, S. (1996) Liquefaction characteristics of silt. *Geotechnical and Geological Engineering*, **14**, 1-19.
- Spence, G.H., and Tucker, M.E. (1997) Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedimentary Geology*, **112**, 163-193.
- Suhayda, J.N. (1977) Surface waves and bottom sediment response. *Mar. Geotechnol.*, **2**, 135-146.
- Suhayda, J.N., Whelan, T., Coleman, J.M., Booth, J.S. and Garrison, L.E. (1976) Marine sediment instability: interaction of hydrodynamic forces and bottom sediments. *Offshore Technology Conference*, OTC2426, 29-40.
- Tsui, Y. and Helfrich, S.C. (1983) Wave-induced pore pressure in submerged sand layer. *J. Geotech. Eng.*, **109**, 603-618.
- Twenhofel, W.H. (1947) The environmental significance of conglomerates. *J. Sed. Petrol.*, **17**, 119-128.
- Vucetic, M. and Dobry, R. (1988) Degradation of marine clays under cyclic loading. *J. Geotech. Eng.*, **114**, 133-149.
- Yamamoto, T., Takahashi, S. and Schuckman, B. (1983) Physical modelling of sea-seabed interactions. *J. Eng. Mech.*, **109**, 54-72.
- Zanchi, A. (1992) Tectonic and liquefaction structures in the Loreto Basin, Baja California (Mexico). Synsedimentary deformation along a fossil fault plane. *Geodin. Acta*, **5**, 187-202.
- Zangh. Q.I. and Suhayda, J.N. (1994) Behavior of marine sediment under storm wave loading. *Mar. Georesour. Geotechnol.*, **12**, 259-269.
- Zen, K. and Yamazaki, H. (1990) Mechanism of wave-induced liquefaction and densification in seabed. *Soils Found.*, **30**, 90-104.
- Zen, K. and Yamazaki, H. (1991) Field observation and analysis of wave-induced liquefaction in seabed. *Soils Found.*, **31**, 161-179.

EXCURSION: LES ARRETS

LISTE DES ARRETS

Premier jour (15 septembre 2000)

- Arrêt I.1 - Saint Benoit en Diois
- Arrêt I.2 - Aucelon
- Arrêt I.3 - La Piarre
- Arrêt I.4 - Oze
- Arrêt I.5 - Chateauneuf d'Oze, coupe du Chazal
- Arrêt I.6 - Espréaux

Deuxième jour (16 septembre 2000)

- Arrêt II.1 - Panorama sur la montagne de Céüse
- Arrêt II.2 - La Roche des Arnauds
- Arrêt II.3 - Savournon
- Arrêt II.4 - Sisteron
- Arrêt II.5 - Défilé de Pierre Ecrite

Troisième jour (17 septembre 2000)

- Arrêt III.1 - Gorges de la Méouge
- Arrêt III.2 – Beauvoisin
- Arrêt III.3 – Les Sias, Le Poet en Percip

Les éditeurs remercient tous les auteurs pour leur effort, ainsi que l'équipe «Géologie des Bassins» du Laboratoire Géophysique, Tectonique et Sédimentologie (UMR 5573, CNRS-UMII) pour les facilités accordées et le financement partiel de l'édition de ce livret-guide. Ils prient les participants de les excuser pour le probable manque d'homogénéité entre les diverses parties de ce livret-guide.

Arrêt I.1

Saint Benoit et la vallée de la Roanne.

Présentation générale du Jurassique supérieur du bassin du Sud-Est.

Lithostratigraphie, biostratigraphie, cyclostratigraphie et faciès.

**Alexis Moussine-Pouchkine, François
Atrops et Michel Séguret**

La vallée de la Roanne, affluent de rive gauche de la Drôme et de direction en gros Sud-Nord, présente, en amont de Saint Benoît en Diois, de beaux affleurements de Jurassique supérieur à la faveur de plis pyrénéens orientés Est-Ouest. La retombée Nord de l'anticlinal de l'Aiguille permettra de visualiser, dans le paysage et dans les coupes, les principales subdivisions lithostratigraphiques et biostratigraphiques, d'aborder les problèmes de la cyclostratigraphie et de se familiariser avec les faciès très particuliers du Jurassique terminal. Trois points de vue différents sont proposés.

1 – Route de Rimon et Savel : vue sur la face E de l'Aiguille.

On a là une belle vue sur une bonne partie du Jurassique supérieur du Diois, depuis l'Oxfordien supérieur jusqu'au Tithonien, recouvert par le Berriasien. On distingue classiquement dans ce paysage plusieurs ensembles bien caractérisés (fig. I.1-1a) :

a- à la base, vers la gauche, une barre calcaire bien litée, avec des bancs de plus en plus serrés vers le haut, dite « barre rauracienne ».

b- au dessus, sur une surface de décollement, un ensemble déformé, de même nature lithologique, dont la partie supérieure est couverte par la végétation. Cet ensemble est dit « grand slide » (Raja Gabaglia, 1995).

c- plus haut, un ensemble de bancs calcaires bien lités séparés par des

marnes, avec plusieurs intervalles plus marneux permettant de distinguer plusieurs groupes de bancs (les motifs de Raja Gabaglia, 1995). Le premier, juste au dessus de la végétation comporte 5 bancs et est dit « groupe des 5 ». Au dessus, une vire marneuse le sépare d'un autre ensemble de bancs calcaires bien individualisé, dit « groupe des 14 ». Au dessus, une deuxième vire marneuse affleurant très mal est surmontée par une petite barre carbonatée de 3 ou 4 bancs. Ces deux niveaux sont dits « vire à Divisum » et « ressaut à Balderum ».

d- au dessus, un ensemble formé de bancs calcaires, bien lités dans la partie inférieure et devenant très serrés vers le haut, avec quelques petites vires marneuses vers le bas. On y distingue, assez près de la base, un niveau déformé et slumpé, dit «petit frère ». La partie supérieure est notée « groupe des 23 ».

e- enfin, un ensemble formé de gros bancs calcaires massifs, qui forment le sommet de l'Aiguille, appelé depuis la nuit des temps « barre tithonique ».

f- au dessus, des affleurements chaotiques de calcaires, d'aspect non lité, correspondent au Berriasien.

Ces ensembles lithostratigraphiques informels se retrouvent très bien dans tout le Diois. On les retrouve également vers le Sud, comme nous le verrons, grâce à la biostratigraphie et la cyclostratigraphie, qui permettent des corrélations banc à banc très fiables.

La biostratigraphie à montré, grâce aux travaux de F. Atrops, que ces ensembles lithostratigraphiques sont aussi des ensembles chronostratigraphiques : en effet, les vires marneuses et les ensembles plus carbonatés qu'elles séparent sont parfaitement corrélables car contenant partout les mêmes faunes d'ammonites. Il devient possible d'attribuer chaque ensemble à un étage, une zone ou même une sous-zone d'ammonites (fig. I.1-1b). Ainsi, le « groupe des 14 », que nous suivront partout, correspond à peu près exactement à la sous zone à Lothari.

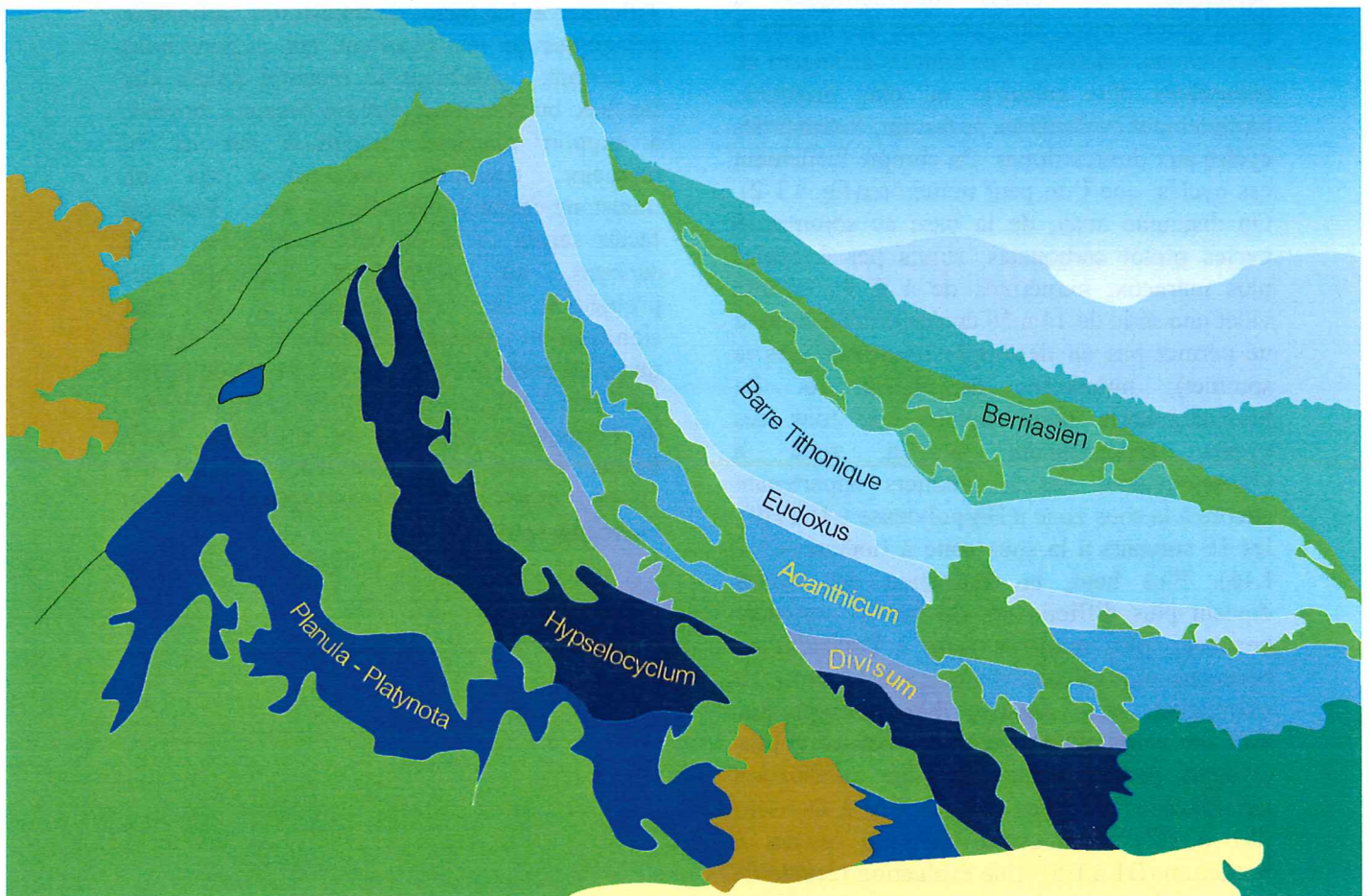


Figure I.1 - 1. L'Aiguille vue depuis la route de Rimon et Savel. Ensembles lithostratigraphiques et subdivisions biostratigraphiques

2 – Pont de Saint Benoît : le grand slide, le groupe des 5 et le groupe des 14.

Ce deuxième arrêt dans la vallée de la Roanne permet de détailler la partie supérieure du « grand slide », ici formé de couches calcaires et marneuses déformées, appartenant aux zones à Platynota et à la sous-zone à Hippolytense, et de toucher le niveau qui nivelle les irrégularités du slump, dit « ponding » (Raja Gabaglia, 1995). Cette couche irrégulière à la base est ici formée par des calcarénites passant vers le haut à des calcilutites ; ces calcarénites présentent des laminations et des structures sédimentaires pouvant être interprétées comme formées dans un régime oscillatoire.

Au dessus on retrouve une série d'alternances marne-calcaire très caractéristique, que l'on retrouvera partout par la suite. Il s'agit de calcaires pélagiques, contenant une nannofaune à Coccolithophoridés, une microfaune à Radiolaires et Globigérinidés et une macrofaune à « filaments » (Lamellibranches pélagiques) et à *Saccocoma* (Crinoïdes pélagique), en bancs décimétriques à pluridécimétriques, alternant avec des marnes à peine moins calcaires. Ces bancs s'arrangent en **ensembles** plus calcaires ou plus marneux, parfaitement évidents sur le terrain, formant des **cycles** aux limites floues. On compte facilement ces cycles, que l'on peut numéroter (fig. I.1-2). On distingue ainsi, de la base au sommet, 5 cycles plutôt carbonatés, suivis par 4 cycles plus marneux, numérotés de 1 à 9 ; ensuite vient une série de 14 à 16 cycles (l'affleurement ne permet pas un décompte rigoureux vers le sommet), numérotés de 1 à 16. La biostratigraphie nous montre que tous ces cycles appartiennent à la zone à Hypselocyclum, les 9 premiers appartenant encore à la sous zone à Hippolytense (HI à H9), les 16 suivants à la sous zone à Lothari (L1 à L16). Plus haut, la distinction des cycles devient plus difficile ici, du fait du caractère beaucoup plus marneux (vire à Divisum) ou beaucoup plus calcaire (ressaut à Balderum). La corrélation, sous contrôle biostratigraphique, avec des zones où les cycles sont beaucoup plus évidents permet néanmoins une subdivision satisfaisante : 7 cycles dans la vire à Divisum (D1 à D7) et 5 cycles dans le ressaut à Balderum (B1 à B5). Une évaluation récente de la durée des zones à ammonites du Jurassique

supérieur (Gradstein, 1994) permet de considérer que la durée des cycles est de l'ordre de 20Ka et d'attribuer ceux ci aux cycles de précession de Milankovitch.

Tous ces cycles ne sont pas simplement formés par une alternance banc de marne – banc de calcaire, mais par une série d'alternances marne-calcaire d'ordre inférieur, tantôt plus calcaire, tantôt plus marneuse. Ces alternances d'ordre inférieur ont également une extension géographique relativement grande, comme le montre les corrélations que l'on peut faire entre diverses coupes d'épaisseur équivalente (Amard et al., 1997 ; Moussine-Pouchkine et al, 1998) (fig. I.1-3). Ces alternances, de cyclicité inférieure à 20 Ka, posent un problème, si leur caractère allocyclique se confirme. Ces problèmes seront abordés plus tard, par comparaison avec des coupes, moins épaisses, où ces alternances d'ordre inférieur n'existent plus.

3 – Saint Benoît : les faciès du Tithonien.

Le dernier arrêt permettra de se familiariser avec les faciès de brèches du Tithonien et les faciès de mudstones carbonatés pélagiques qui les encadrent, qui, comme nous le verront, constituent le matériel même des brèches: brèches à support par ossature, brèches à support matriciel, transition sur un lit marneux, transition progressive sur un mudstone calcaire, calcarénites, etc... Tous ces faciès seront revus en détails dans les arrêts suivants, qui permettront d'aborder les problèmes de leur genèse et de leur signification paléogéographique. Il ne s'agit ici que d'un premier contact avec ce type de faciès. La figure I.1-4 donne une synthèse de la coupe, de l'Oxfordien supérieur au Berriasien, de la Roanne et précise les épaisseurs relatives des divers ensembles lithostratigraphiques et biostratigraphiques.

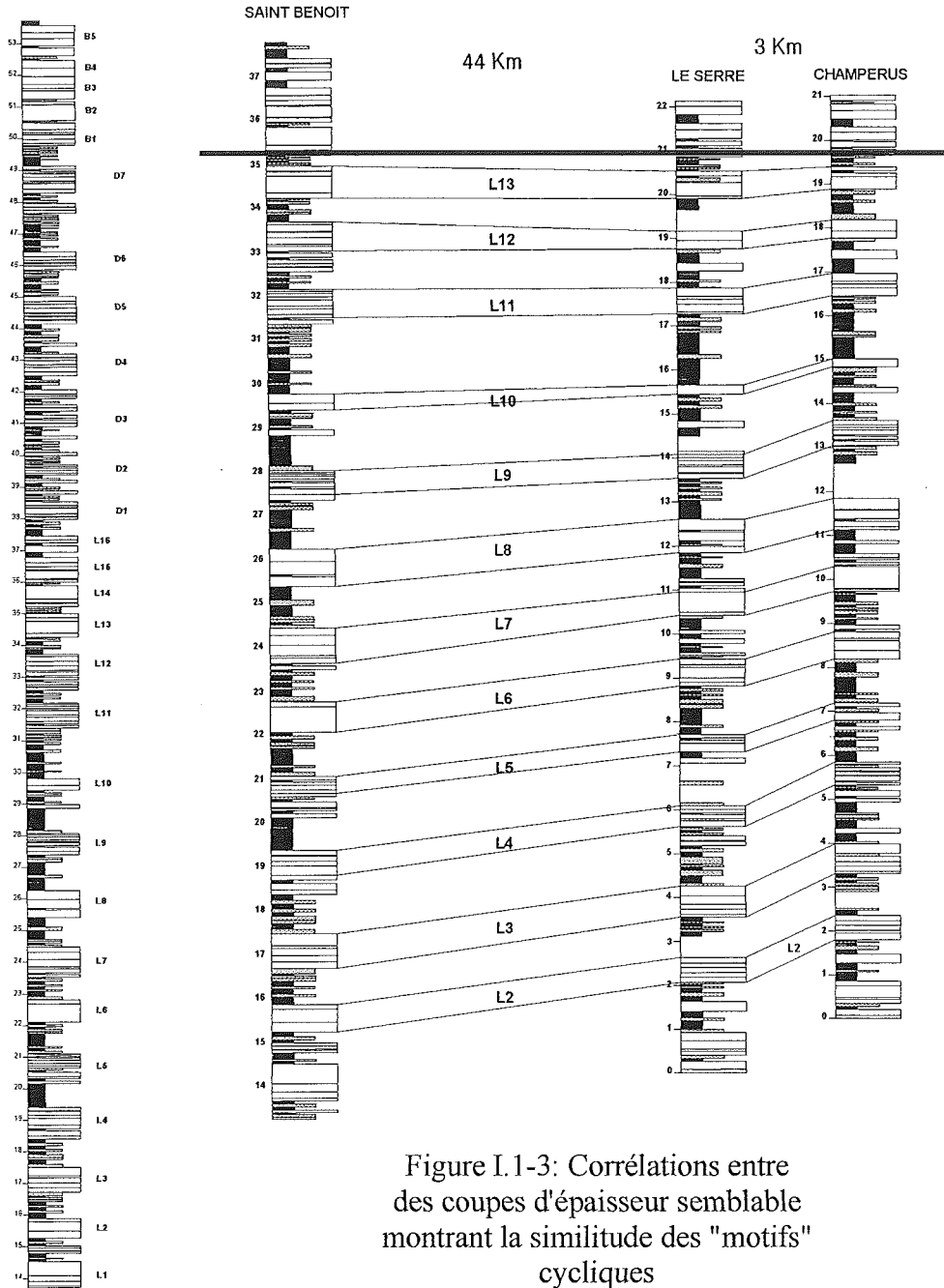


Figure I.1-3: Correlations entre des coupes d'épaisseur semblable montrant la similitude des "motifs" cycliques

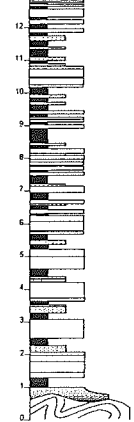


Figure I.1-2: Coupe détaillée des zones à Hypselocyclum et à Divisum et leur subdivision en cycles

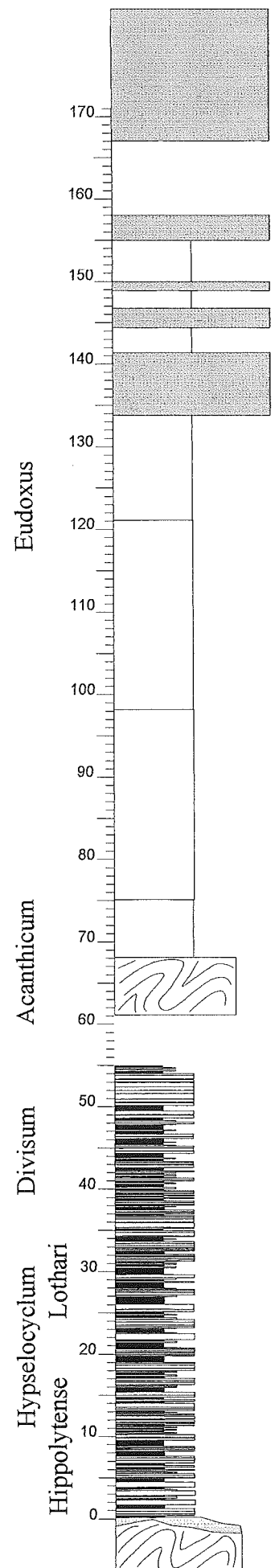


Figure I.1-4: Coupe générale du Jurassique terminal de Saint Benoit en Diois

Arrêt I.2

Aucelon : transitions sédiment primaire / brèche.

Différentiation entre action hydrodynamique et action mécanique à l'interface eau- sédiment.

Frédéric Bouchette

Le village d'Aucelon est situé à la terminaison Nord-Ouest d'un plateau élevé où la série Jurassique est peu déformée et forme un large synclinal, faisant place au Nord aux structures complexes et fortement plissées de la zone de Saint Benoit (Nord) et celles de Rochefourcat (Ouest, Sud-Ouest). Au niveau de Aucelon, le plateau est fortement incisé en trois endroits qui portent à l'affleurement du Sud au Nord les coupes de Aucelon I, Aucelon II et Aucelon III. La coupe de Aucelon II est l'objet de cet arrêt.

Sur cette coupe, deux structures sédimentaires sont présentées : une **transition** progressive d'un couplet calcarénite / mudstone à de la brèche, et un banc de calcarénite à clastes de brèche dont la base érosive forme un sillon à fond plat. Les transitions, notamment celle visitée dans la coupe de Aucelon II, sont l'objet de l'article « coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading ». Les sillons à fond plat sont présentés dans l'article « storm deposits and storm generated coarse carbonate breccias on a pelagic outer shelf » inclus dans ce livret-guide. Plus précisément, les caractéristiques générales des transitions progressives et celles de la transition visitée sont exposées dans Bouchette et al. 2001, figure 11. Les caractéristiques des sillons à fond plat et des bancs portés par ces sillons sont décrites dans Séguret et al., 2001, figure 13. Le sillon à fond plat et son remplissage, visités sur la coupe de Aucelon II, ne figurent pas dans l'article cité plus haut.

Cet arrêt est une introduction aux deux phénomènes qui influencent largement la sédimentation dans le Tithonien du Bassin du Sud-Est et sont à l'origine de la barre

Tithonique: d'une part, l'interaction HYDRODYNAMIQUE entre la houle et l'interface eau / sédiment, et d'autre part l'interaction MECANIQUE (sous entendu NON-HYDRODYNAMIQUE) entre la houle et une certaine épaisseur de sédiment. Le sillon à fond plat et son remplissage sont une des illustrations de l'ablation et du dépôt de matériel sous l'action du flux combiné et se rattache aux dépôts tempestiques. La transition progressive est la première illustration de l'action mécanique de la houle au sein même d'un sédiment carbonaté.

Les arrêts concernant l'interaction houle / sédiment proposés dans le cadre de cette excursion présentent systématiquement les deux types de structures, en proportions très variables. On verra comment ces structures se répartissent à l'échelle du bassin, et comment leur distribution définit une nouvelle paléogéographie.

Arrêt I.3

La Pierre. Biostratigraphie et cyclostratigraphie de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien. Signification des calcarénites. Transition latérale calcilutite/brèche.

François Atrops, Alexis Moussine-Pouchkine, Frédéric Bouchette et Michel Séguret

La coupe du Jurassique supérieur de La Pierre (fig. I.3-1) est située à 8 Km au Nord-Ouest de Serres, le long de la route départementale D 27 qui conduit de La Pierre au Col de Carabés. Elle débute 500 m au Nord du village de La Pierre, sur la rive droite du torrent de l'Uvernau, le long des gorges du Gros Morel.

Biostratigraphie de l'Oxfordien et du Kimmeridgien.

Les niveaux de l'Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum) sont bien visibles à l'entrée des gorges. On pourra observer le ressaut plus calcaire de la base de la zone à Bimammatum (sous-zone à Semimammatum). Ce ressaut, qui est l'équivalent des « Bancs roux » de la bordure ardéchoise, est un excellent repère lithologique dans tout le bassin du sud-est de la France.

La coupe débute avec les niveaux de la sous-zone à Hauffianum (bancs 21 à 30 = 8 m) avec laquelle commence véritablement la première falaise massive du Jurassique supérieur (Barre rauracienne). L'épaisseur des niveaux de cette sous-zone est du même ordre que celle que l'on observe sur les coupes assez dilatées du secteur de Châteauneuf-d'Oze et d'Espréaux qui seront vues ultérieurement. La vire du niveau 30 est un bon repère lithologique qui se retrouve sur toutes les coupes du bassin vocontien. Le banc 29 a livré des ammonites (*Orthosphinctes*) qui indiquent la sous-zone à Hauffianum.

La zone à Planula débute avec le banc 31, à partir duquel les interlits marneux sont réduits à de simples joints. Seuls les trois

premiers mètres de cette zone ne sont pas affectés par le « grand slide » du Kimméridgien inférieur. En effet, immédiatement au-dessus du banc 34, la quasi-totalité des niveaux de la zone à Planula (niveaux 35a et 35b) est comprise dans le slump qui atteint ici l'extrême base de la zone à Planula. La partie inférieure du slump est très calcaire. Certaines couches de la zone à Planula (35b) ont conservées leur stratification originelle à l'intérieur du slump (blocs basculés). Le sommet du slump (35c) est nettement plus marneux et les bancs y sont beaucoup moins épais. Il correspond à la sous-zone à Galar, à la zone à Platynota et à la base de la sous-zone à Hippolytense. Le slump (niveaux 35 a, b et c = 11,5 m) est scellé par des couches datées de la partie supérieure de la sous-zone à Hippolytense, période au cours de laquelle il s'est mis en place. Ce slump est l'équivalent de celui qui a été observé à Saint-Benoit. On le retrouvera sur les coupes de Châteauneuf-d'Oze et d'Espréaux où il est beaucoup moins développé.

Au-dessus du slump vient un groupe de 5 bancs (bancs 37 à 41 = 3 m) et une vire (bancs 42 à 44 = 1,5 m) qui sont les équivalents de ceux de la coupe de Saint-Benoit. Ils sont également datés de la sous-zone à Hippolytense. Mais à La Pierre, la série est beaucoup moins épaisse à partir de cette sous-zone et jusque dans la zone à Eudoxus. Les épaisseurs sont du même ordre que celles que l'on observe sur le haut-fond de Saint-Geniez/Serres où les séries sont également très réduites.

Puis vient un groupe de 14 bancs (bancs 45 à 58 = 4 m) à surface ondulée et à débit grumeleux par suite d'une forte bioturbation. Les ammonites sont toutes très usées. On y a récolté plusieurs *Parataxioceras lothari* (OPPEL) qui indiquent la sous-zone à Lothari. Les *Sowerbyceras* sont également fréquents. La sédimentation est également très réduite à ce niveau.

On retrouve ici la plus grande partie des cycles décrits à Saint Benoit (fig. I.3-2). Les cycles H1 à H9 sont encore bien reconnaissables, même si leur épaisseur est bien réduite. Les cycles L1 à L16 deviennent plus difficilement repérables, en particulier dans la partie supérieure (L8 – L16), où chaque cycle se réduit à un mince couplet marne-calcaire. Les cycles D1 à D7 ne sont plus

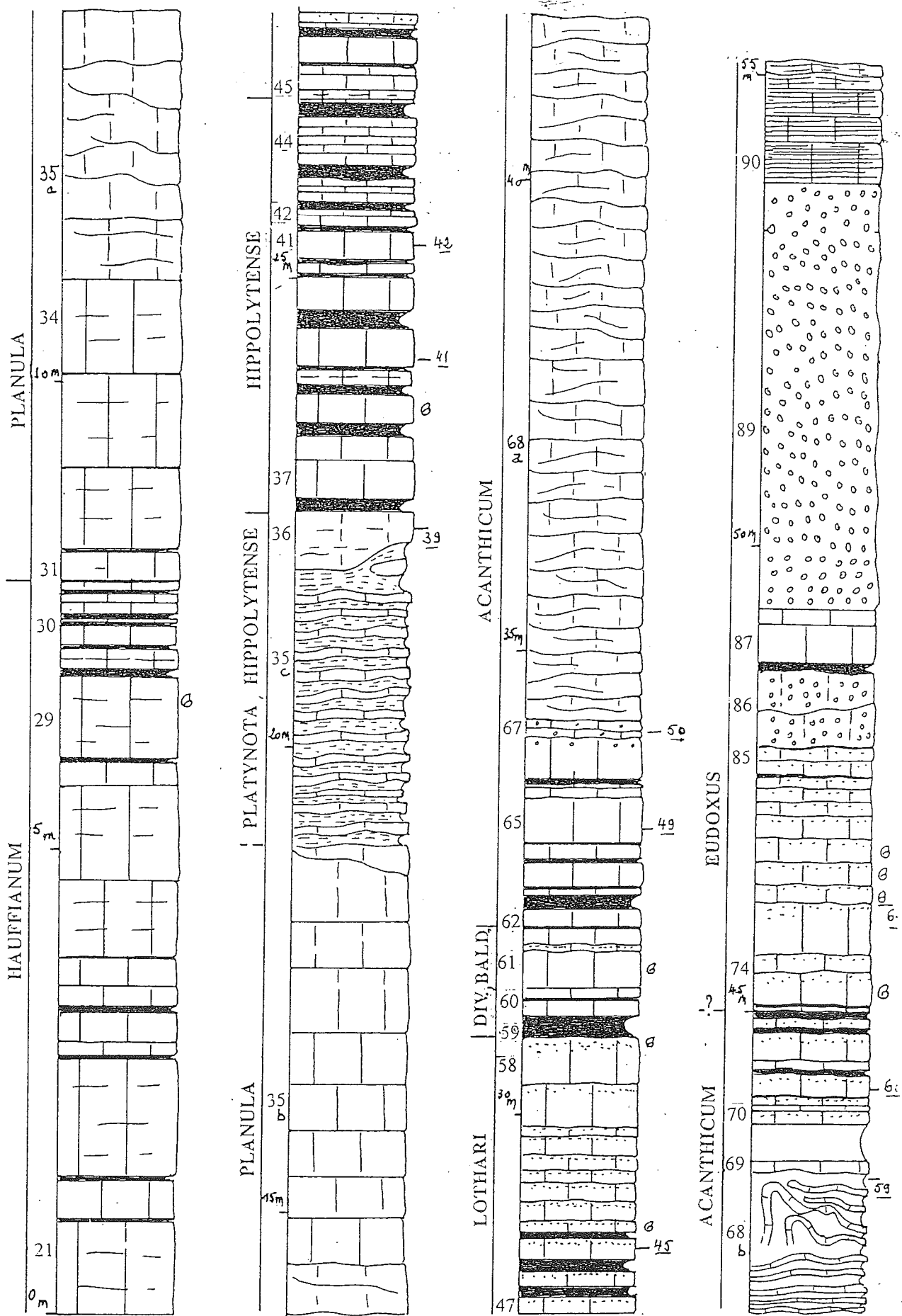


Figure 3-1 – Série stratigraphique de l'Oxfordien terminal et du Kimmériidien de la coupe de la Pierre (Hautes-Alpes). Atrops, 2000.

reconnaissables et se réduisent à un seul interlit marneux, toujours attribué à la zone à Divisum. Le « ressaut à Balderum » reste encore bien exprimé, même si les cycles B1 à B5 y sont difficilement séparables. L'ensemble de la série étudiée se réduit ici à une épaisseur de l'ordre de moins de 10 m, à comparer avec l'épaisseur totale de plus de 53 m à Saint Benoit. Il faut remarquer la simplification des cycles, qui se réduisent ici, dans la plupart des cas, à un simple couplet marne-calcaire. Nous sommes ici sur une zone NW-SE (axe de Serres – Saint Geniez) où les épaisseurs du Kimméridgien inférieur sont très réduites (voir la carte en isopaques, arrêt III.1).

La vire à *Crussoliceras* (partie inférieure de la zone à Divisum) est ici très réduite. Elle est limitée au seul interlit marneux 59 (= 25 cm). Elle est surmonté par un petit ressaut plus calcaire (bancs 60 à 62 = 1 m) qui correspond au ressaut de la sous-zone à Balderum. Il a été caractérisé par la présence de *Aspidoceras uhlandi* (OPPEL). Ici aussi les épaisseurs sont très faibles.

Au-dessus vient la zone à *Acanthicum* de la base du Kimméridgien supérieur qui débute, comme partout ailleurs, par une mince vire (bancs 63, 64 = 1, 20 m) qui fournit un bon élément de corrélation lithologique dans tout le bassin. Seule l'extrême base de la série calcaire (bancs 65 à 67 = 1,30 m) de la zone à *Acanthicum* n'est pas perturbée par le slump du Kimméridgien supérieur (« petit frère ») qui est l'équivalent de celui de Saint-Benoit. Ce deuxième slump (niveaux 68 a et b = 9, 50 m) englobe la quasi-totalité de la zone à *Acanthicum*. La partie sommitale du slump (68 b = 1, 50 m) est beaucoup moins massive, les bancs calcaires sont moins épais. Le slump est scellé par une série de calcaires à surface ondulée et noduleux (bancs 69 à 85 = 4, 50 m) qui, dans sa partie médiane a livré des ammonites de la zone à Eudoxus : *Taramelliceras pseudoflexuosum* (FONTANNES) et *Discosphinctoides modestus* (SCHNEID). Les niveaux qui surmontent immédiatement le slump, n'ont pas livré pour l'instant d'ammonites. Ce slump s'est certainement mis en place au cours de la zone à *Acanthicum*, comme dans les autres coupes où il est présent. Les couches de la zone à Eudoxus sont immédiatement surmontées par deux niveaux de brèches (niveau 86 = 80 cm en moyenne et niveau 89 = 4, 50m) que nous

allons examiner en détail plus loin. Ici, comme dans plusieurs autres coupes, les brèches peuvent débiter assez tôt, dès le Kimméridgien supérieur (zone à Eudoxus). Puis viennent des calcaires laminés où les figures de type HCS sont bien individualisées.

Passage latéral lutite/brèche.

Le premier niveau à brèche (cote 64) constitue un affleurement clé de notre interprétation puisque il montre un passage latéral entre lutite et brèche dont l'étude à l'échelle de la lame mince démontre le caractère in-situ de la bréchification et permet d'en comprendre les mécanismes. Il s'agit d'un banc de calcilutite de 20-25 cm d'épaisseur qui passe latéralement le long d'une limite transitionnelle inclinée 15-20° à un banc de brèche de 60/75 cm d'épaisseur. La surface inférieure du banc est plane et la surface supérieure bombée, le banc bréchique devenant, en moins de 2 m trois fois plus épais que le banc lutitique. Dans la zone d'épaississement, le banc est une lutite à la base et une brèche au sommet.

Les caractères microscopiques de la zone de transition sont décrits (Bouchette et al., 2001 ; Introduction) (fig. I.3-3 et I.3-4). Le contact mudstone/brèche est clairement transitionnel et ne peut être attribué à une érosion avec dépôt des brèches postérieur. Il démontre que les brèches sont formées in-situ par déformation d'une couche préexistante de calcilutite. Les niveaux de calcaires micritiques sus-jacents viennent en onlap contre le relief formé par les brèches. L'épaississement de la couche bréchifiée montre que la bréchification s'accompagne d'une augmentation de volume; la dilatance liée à la liquéfaction pourrait être invoquée mais ne peut expliquer un doublement de volume; aucune explication n'est proposée pour cet épaississement.

Les calcarénites à stratifications en mamelons

Au dessus du corps de brèche 65-69m, des calcarénites forment un ensemble massif et épais à laminations planes ou très faiblement obliques. Ces calcarénites laminées sont formées par des alternances millimétriques ou infra-millimétriques (plusieurs ordres de lamination) de lits de grainstones à bioclasts divers, de 100 à 500 µm, à support par ossature et de lits de grainstones à peloides de 30 à 60 µm de diamètre (fig. 5, in Séguret et al., 2001, Introduction). Cette lamination paraît le plus

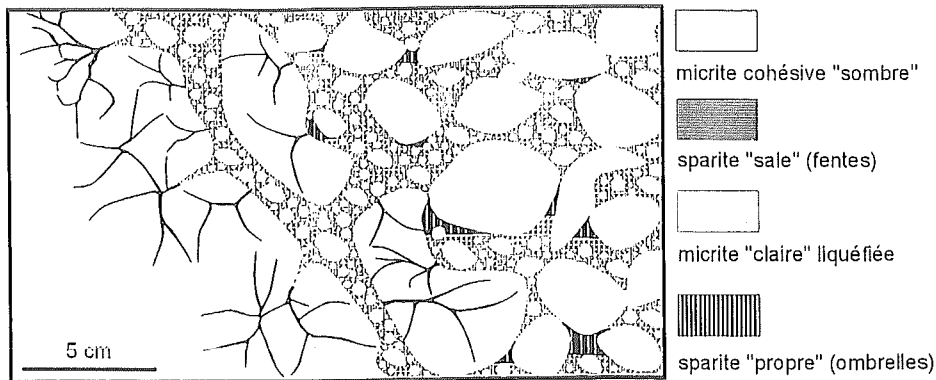


Figure I.3-2. – Schéma d'une transition calcilutite/bèche.

Figure I.3-3. – Transition latérale calcilutite/bèche.

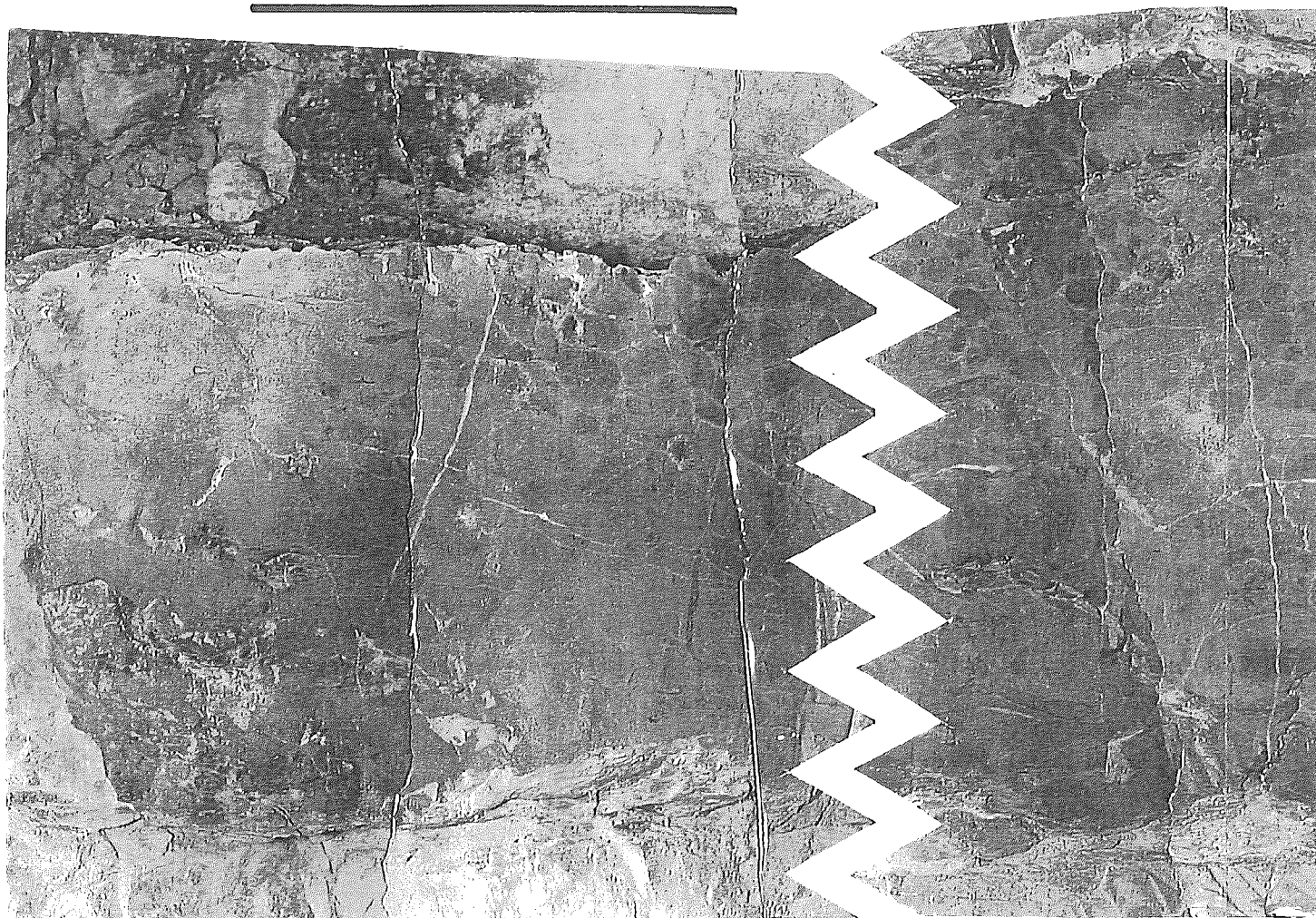
a : transition à pente 15 degrés d'un banc de calcilutite de 20-25 cm d'épaisseur à un banc de bèche de 60-75 cm d'épaisseur.

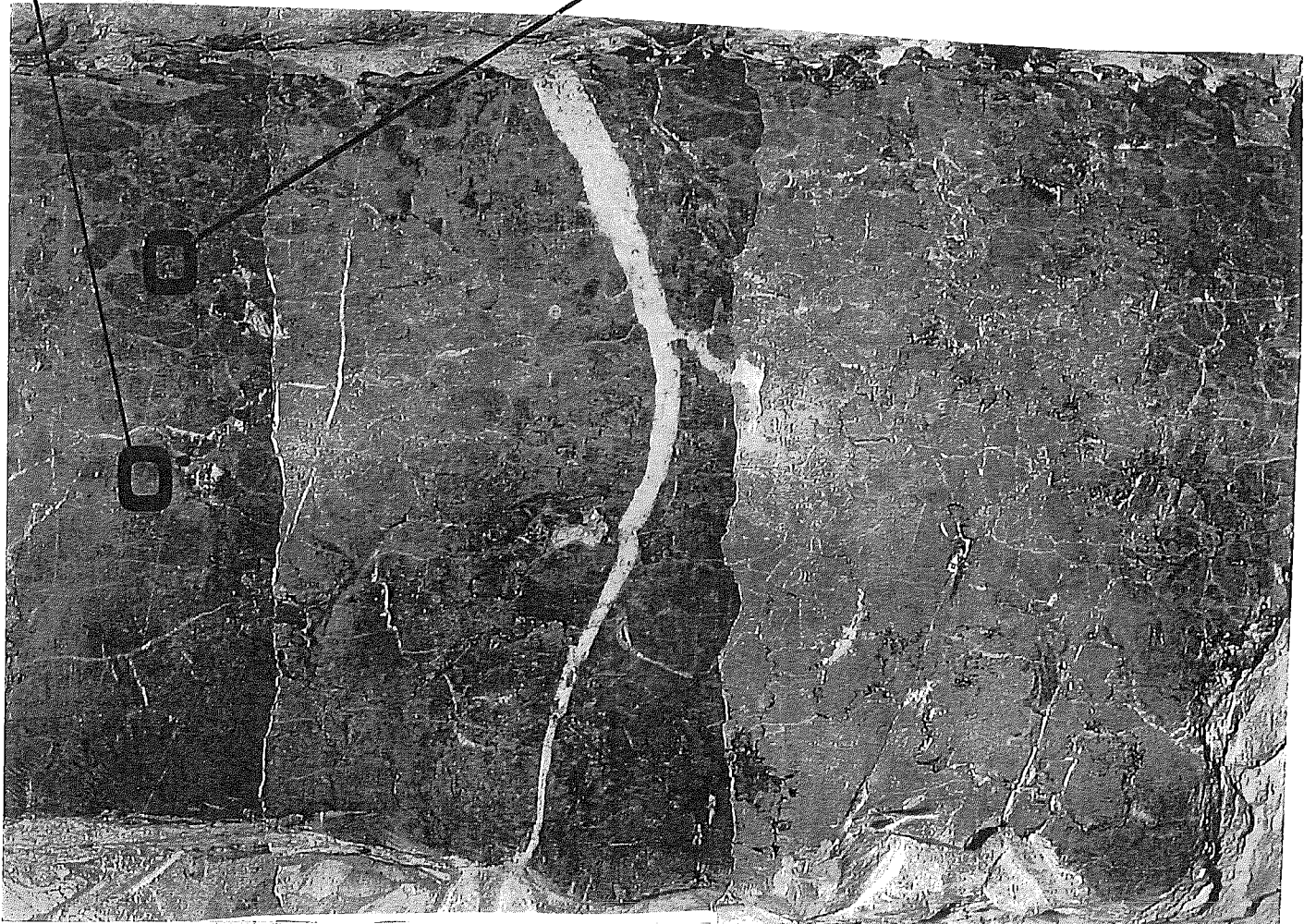
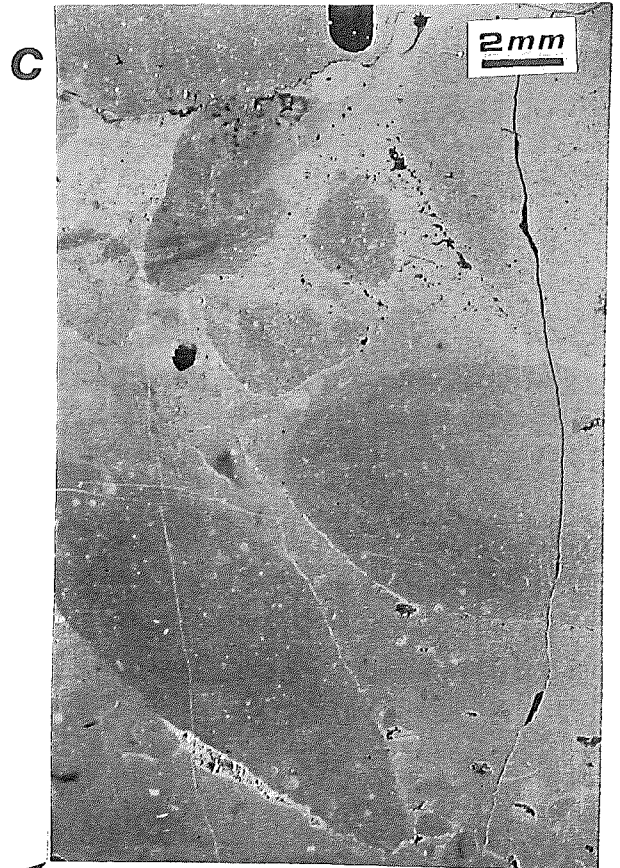
b : microfractures remplies de sparite « sale », c.à d. à débris de calcilutite.

c : bèche avec ombrelles de sparite propre sous les éléments

20 cm

a





souvent plan parallèle, mais un examen attentif permet le plus souvent de distinguer de vagues recouvrements de lamination et de reconstituer des stratifications en mamelons d'extension métrique avec des amplitudes d'ordre plurimétrique. Ces structures sédimentaires sont assimilées à des HCS, dont elles présentent toutes les caractéristiques (amplitude et longueur d'onde métrique). Elles peuvent coexister avec des laminations obliques mieux exprimées, avec des angles plus forts, qui présentent tous les caractères de rides d'oscillation (obliques opposées, pendages de l'ordre de la dizaine de degrés). On peut en déduire que ces calcarénites, dont l'origine reste inconnue, ont été déposées dans un régime oscillatoire lié aux tempêtes (tempestites).

Les brèches

Les brèches qui apparaissent plus haut dans la coupe forment des corps massifs, d'épaisseur plurimétrique, à sommet plan. Ces brèches sont la plupart du temps à éléments micritiques et à support par ossature, sauf vers le haut où elles passent à des brèches à support matriciel. La base des corps bréchiques peut montrer des cannelures (cote 92 et 124,5) ou des rampes (cote 128).

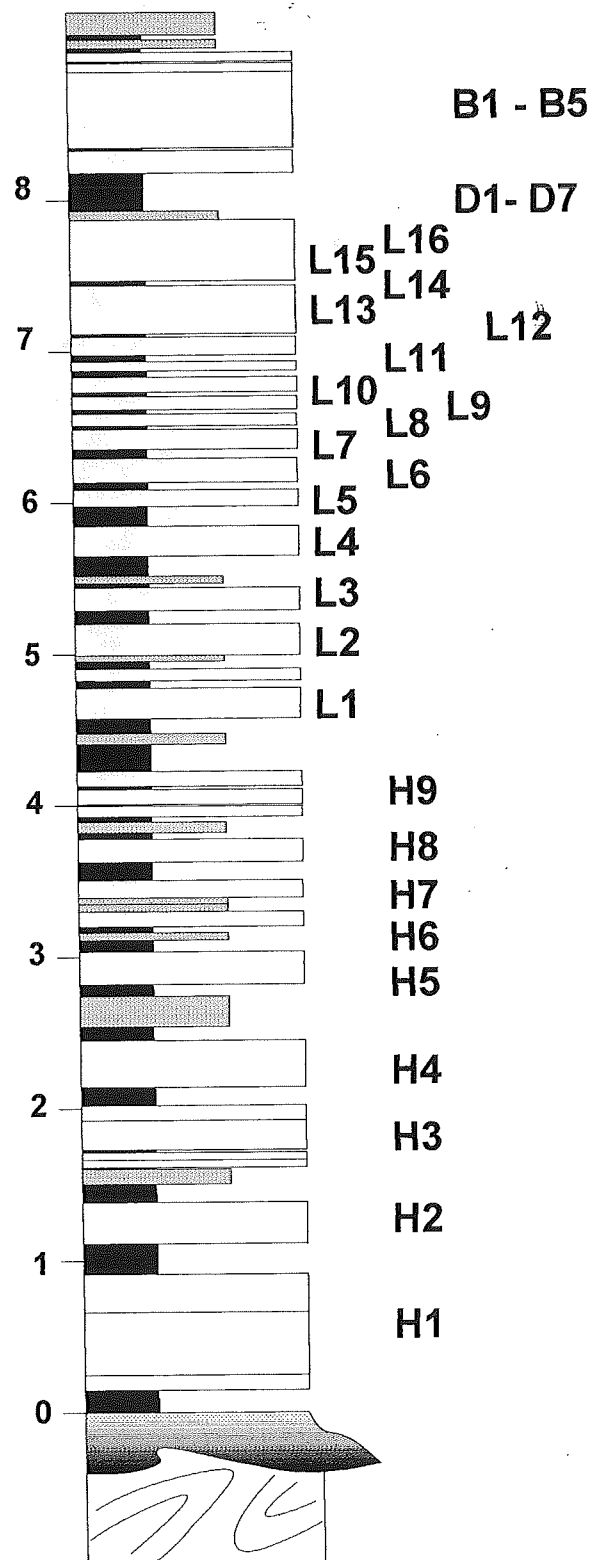


Figure I.3-5. - alternances réduites dans les zones à Hypselocyclus et à Divisum

Arrêt I.4

Oze: Présentation lithologique et biostratigraphique de la coupe - Identification de niveaux d'altération de cendres volcaniques (bentonites) des Terres Noires à l'Oxfordien

Pierre Pellenard, Dominique Fortwengler, Didier Marchand, Jean-François Deconninck, Jacques Thierry

L'étude sédimentologique et minéralogique à haute résolution du Callovien/Oxfordien de l'Est du Bassin de Paris (forage ANDRA HTM 102) (Pellenard 1998, Pellenard *et al.*, 1999a) a permis d'identifier un niveau d'altération de cendres volcaniques ou bentonite au passage Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen (limite Cordatum/Plicatilis). Les niveaux de bentonites, horizons argileux millimétriques à décimétriques très riches en argiles gonflantes (smectites principalement), proviennent de la dévitrification au cours de la diagenèse précoce, des verres volcaniques déposés dans le bassin de sédimentation, à la suite d'une explosion volcanique et d'un transport troposphérique éolien plus ou moins long des cendres.

Le principal intérêt de la reconnaissance de tels niveaux isochrones est la possibilité de datation radiochronologique (points d'ancrage radiochronologique) pour le Jurassique où les données sont relativement rares. Outre cet aspect, les bentonites s'avèrent utiles pour affiner les corrélations locales, régionales, parfois entre plusieurs bassins de sédimentation. La nature des éléments pyroclastiques ainsi que l'analyse chimique réalisée sur les éléments les moins mobiles permettent de remonter au magma originel du matériel volcanique et permet dans certains cas de préciser le contexte géodynamique; la localisation de la source reste cependant délicate dans la mesure où les cendres peuvent se déposer à plusieurs milliers de kilomètres de l'édifice volcanique actif.

Afin de retrouver le niveau reconnu initialement dans le bassin de Paris, un levé

systématique des coupes a été entrepris dans la formation des Terres Noires (Pellenard *et al.*, 1999b). Des levés préliminaires et des datations biostratigraphiques nouvelles (Fortwengler, 1989, Marchand *et al.*, 1990) entrepris depuis plusieurs années sur l'ensemble du bassin ont grandement facilité la progression de ce travail. Plusieurs indices de bentonites sont identifiés, dont un niveau particulièrement épais (13 cm pour Oze), daté de la sous-zone à Vertébrale (Oxfordien moyen) et corréléable à l'échelle du bassin du Sud-Est, puisque le niveau est repéré sur 9 coupes: Oze, Montréal-les-Sources, Savourmon, Trescléoux, Sigottier, Ribier, Barsac, Les Sias, Beauvoisin (figs. I.4-1, I.4-2, I.4-4). Ce niveau est dominé par un cortège argileux présentant essentiellement un interstratifié ordonné illite/smectite, marquant l'influence d'une diagenèse d'enfouissement et de la kaolinite, minéraux argileux tout à fait caractéristiques des niveaux de bentonites (fig. I.4-3). Il est associé par endroit à une minéralisation sous-jacente en sulfate/carbonate (célestine-barytine-calcite) qui présente une structure fibreuse et une croissance des cristaux perpendiculairement à la stratification. Celle-ci résulte vraisemblablement du blocage d'éléments riches en Sr, Ba, Ca, lors de remontés de fluides *per ascensum*, sous la bentonite, qui forme une barrière de perméabilité, de part la nature gonflante et très imperméable des argiles qui la constituent. Le niveau de bentonite correspondant à une zone de faiblesse (argiles plastiques) dans la formation marneuse des Terres Noires a pu jouer lors de contraintes tectoniques, comme le montre les microstructures associées à la minéralisation et favoriser la circulation de fluides.

Par ailleurs, d'autres niveaux millimétriques à centimétriques (b1, b2, b3, b5) peuvent être distingués au sein de la série, mais leur faible épaisseur et leur préservation différentielle ne permet pas de les corrélérer sur l'ensemble des coupes (fig. I.4-1, I.4-2).

Dans tous les cas, l'analyse géochimique de ces bentonites sur traces et majeurs, montre des enrichissements et des appauvrissements caractéristiques qui tranchent fortement par rapport à l'encaissant argileux (fig. I.4-5b): anomalies positives en Ce, La, Nb, Nd, Th, Pr, Hf, Sm, Dy, Gd, Ta, Tb, TiO₂, P₂O₅, anomalies négatives en Cr, Rb, Cs, Be, Bi, Na₂O. Ces données sont parfaitement

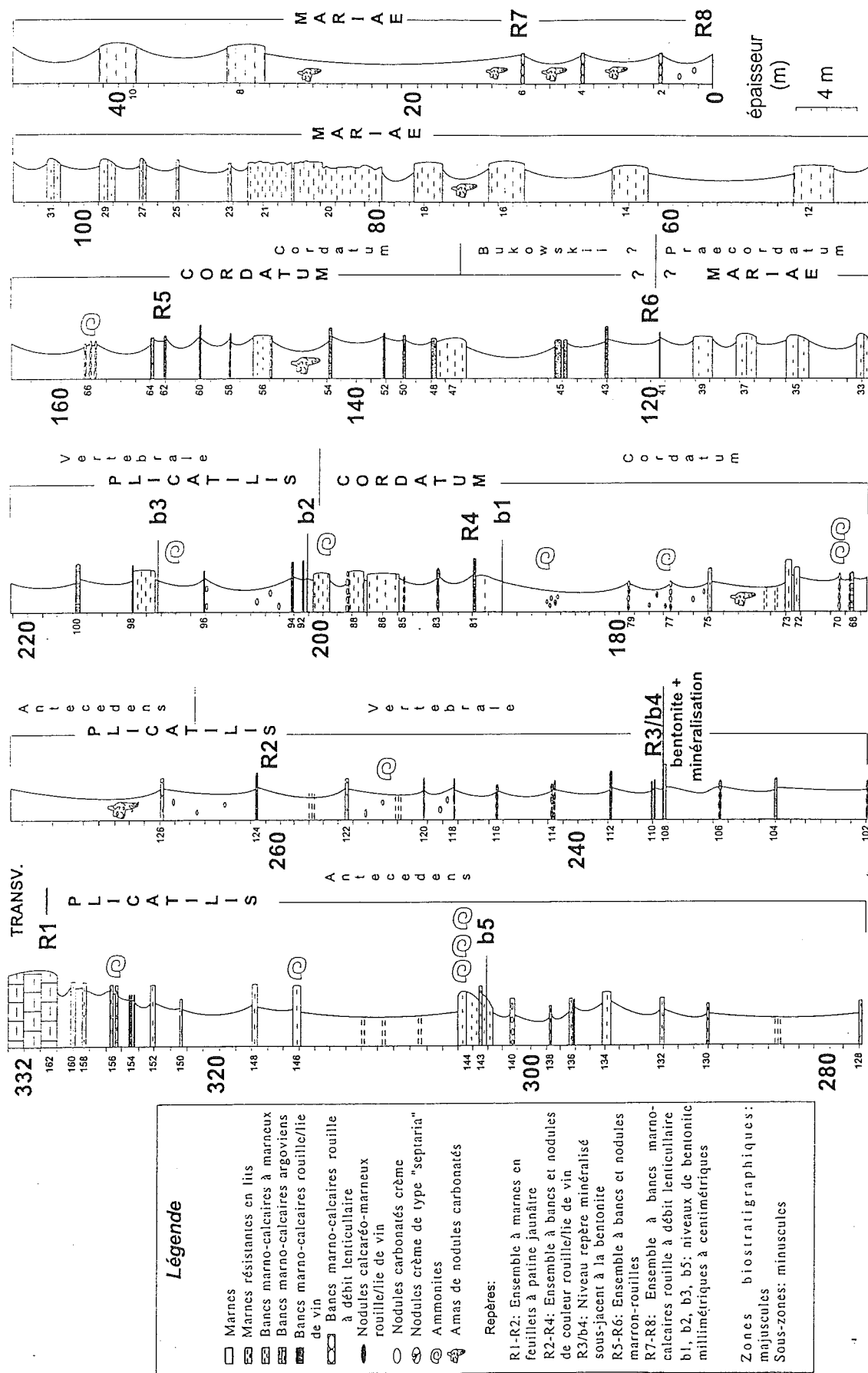


Figure I.4-1 : Coupe lithologique et biostratigraphique de l'Oxfordien inférieur et moyen d'Oze (Hautes Alpes) (Pellenard et al., 1999b).

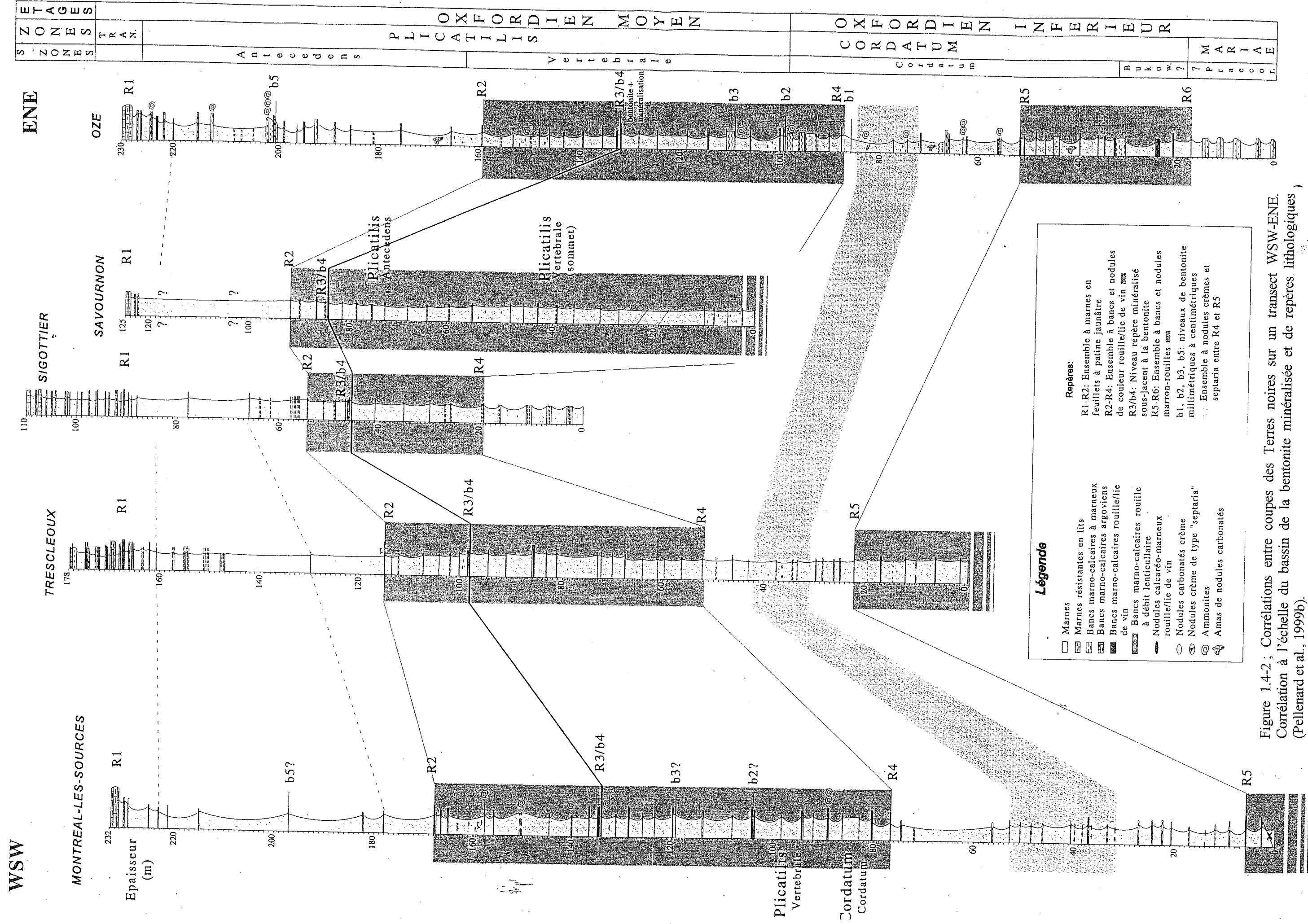


Figure 1.4-2; Correlations entre coupes des Terres noires sur un transect WSW-ENE. Corrélation à l'échelle du bassin de la bentonite minéralisée et de repères lithologiques (Pellenard et al., 1999b).

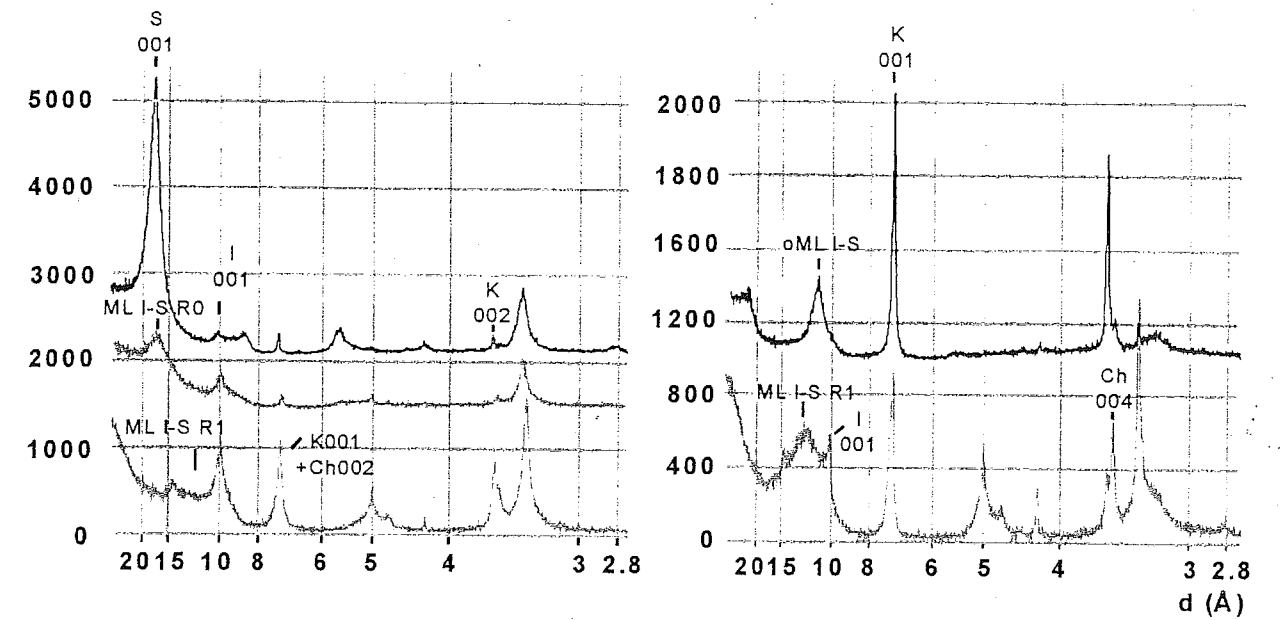


Figure I.4-3 : Analyse par diffraction des rayons X de la fraction argileuse $<2\mu\text{m}$ de bentonites (en noir) et d'argiles détritiques encaissants (en gris). A gauche pour le bassin de Paris, à droite pour le bassin du Sud-Est. (S : smectite, I : illite, K : kaolinite, Ch : chlorite, ML I-S R1 : interstratifié illite/smectite type R1, oML I-S : interstratifié illite/smectite ordonné) (Pellenard et al. 1999b).

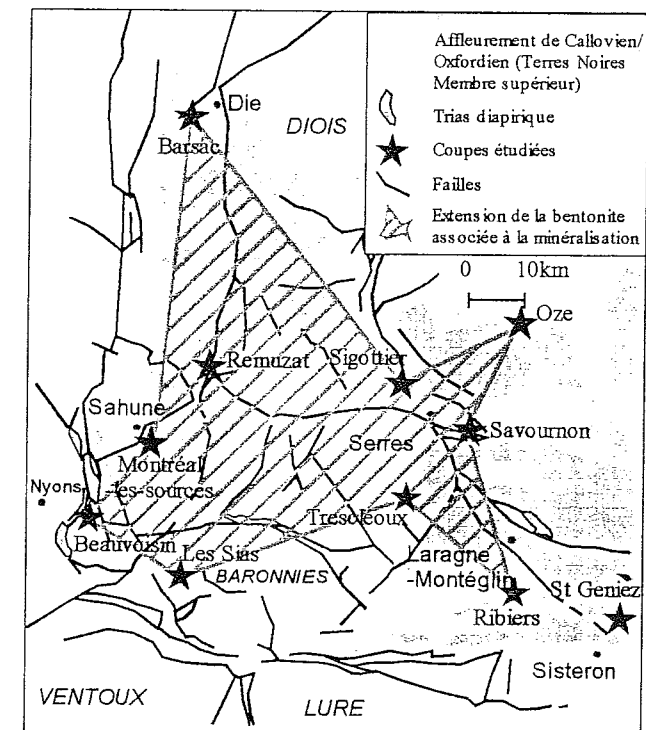


Figure I.4-4 : Localisation des coupes étudiées et extension de la bentonite R3 associée à la minéralisation. L'extension mesurée est de l'ordre de 1700 km^2 pour le bassin du Sud-Est.

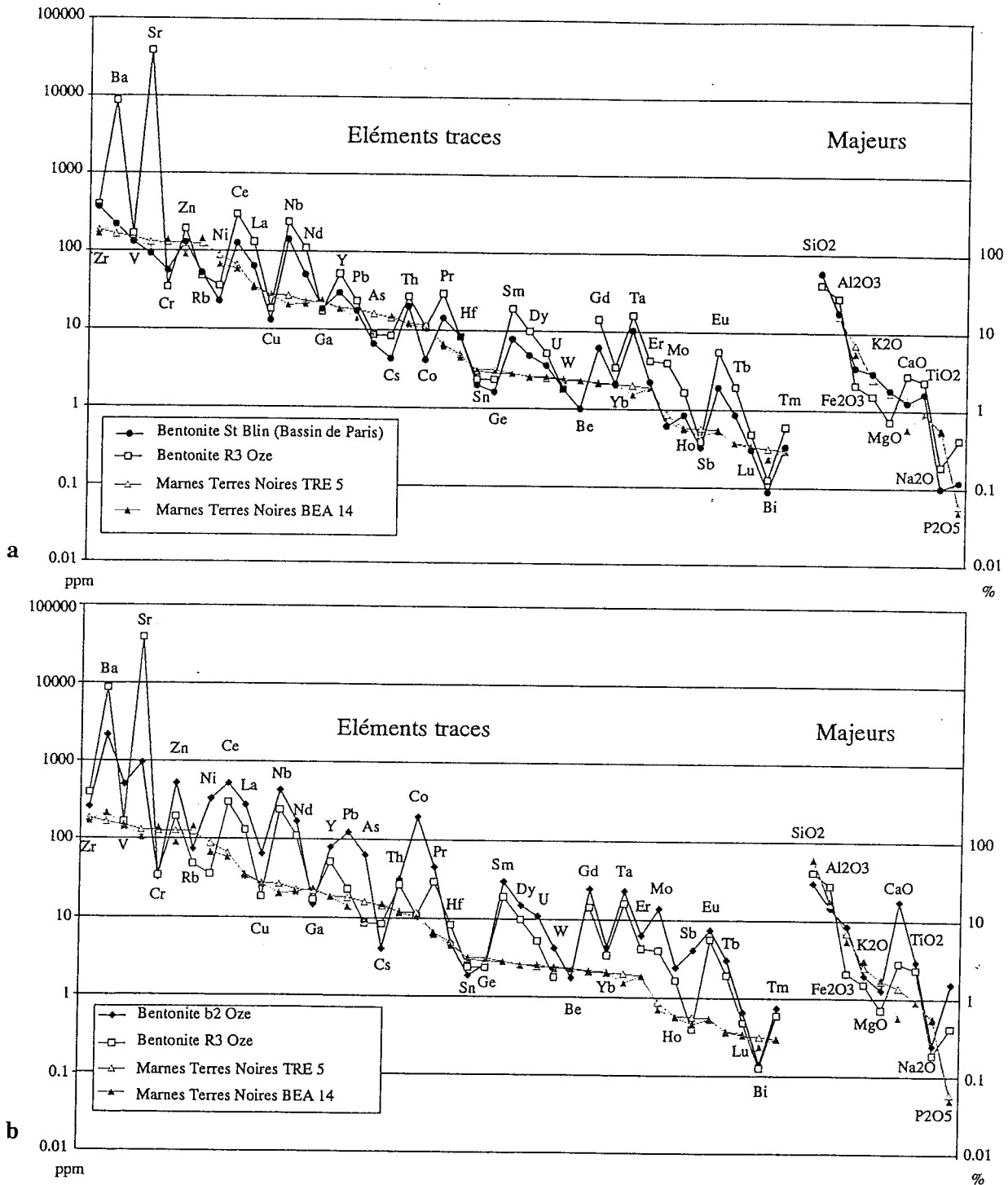


Figure 1.4-5 : Analyses géochimiques sur majeurs et éléments traces (données non normalisées) de niveaux de bentonites et des marnes encaissantes des Terres Noires (marnes de Trescléoux : TRE 5, marnes de Beauvoisin : BEA 14) : a – Comparaison des anomalies entre la bentonite du bassin de Paris (coupe de St Blin) et la bentonite associée à la minéralisation (R «) d’Oze ; b – Comparaison des anomalies entre la bentonite R3 et la niveau millimétrique b2 d’Oze.

cohérentes avec les analyses géochimiques de la bentonite du bassin de Paris qui présente exactement le même profil géochimique (fig. I.4-5a).

Les différentes bentonites (niveau à minéralisation et niveaux b1 à b5) sont bien calées dans l'échelle biostratigraphique (fig. I.4-1): b1 (sommet de la zone à Cordatum), b2 (limite Cordatum/Plicatilis; limite Oxfordien inférieur/Oxfordien moyen), b3 (base de la sous-zone à Vertébrale), R3/b4 bentonite à minéralisation (sous-zone à Vertébrale), b5 (sous-zone à Antecedens). L'étude pétrographique et minéralogique révèle la présence de cristaux de zircons et de feldspaths potassiques, qui permettront après extraction (travail en cours) de fournir des mesures radiochronologiques par dosage U/Pb et Ar^{40}/Ar^{39} .

Oze (Serre Mourresque-Les Faysses): présentation lithologique et biostratigraphique par Dominique Fortwengler (voir fig. I.4-6):

Serre Mourresque (les numéros de niveaux sont ceux utilisés pour la description de la coupe de Savournon)

Niveau 2:

La coupe dans les Terres Noires débute par quelques mètres de marnes brunes à gros nodules de couleur brun-chocolat. Les ammonites (genres *Collotia*, *Orionoides*, *Euaspidoceras*) indiquent le Callovien supérieur (z. à *Athleta*, s.z. à *Collotiformis*)

Niveau 3:

Marnes grises, assez argileuses, renfermant *Quenstedtoceras henrici*, *Orionoides sp.*, *Hecticoceras sp.* ainsi que les genres *Sowerbyceras* et *Callyphylloceras*. (Callovien supérieur, z. à *Lamberti*, s.z. à *Henrici*).

Niveau 4:

Marnes brunes micacées, très nettement en feuillets. Elles livrent *H. punctatum*, *Berniceras inconspicua*, *Kosmoceras sp.*. (Callovien supérieur, z. à *Lamberti*, s.z. à *Henrici*).

Niveau 5A:

Marnes brunes sableuses, en feuillets. Présence de *Q. lamberti* et *H. punctatum* (Callovien supérieur, z. à *Lamberti*, s.z. à *Lamberti*).

Niveaux 5B et 6 non reconnus par faune dans cette coupe.

Niveau 7:

Marnes grises à petits nodules gris renfermant *Peltoceratoides eugenii*, *H. (Brightia) thuouxiensis*, *Cardioceras paucicostatum*. (Oxfordien inférieur, z. à *Mariae*, s.z. à *Scarburgense*, horizon à *Thuouxiensis*).

Niveau 8A et B:

Marnes résistantes en feuillets et en plaquettes. *C. scarburgense*, *Peltoceratoides eugenii*, *P. athletoides*, rares *H. (Brightia) thuouxiensis*, et divers *Phylloceratida*. (Oxfordien inférieur, z. à *Mariae*, s.z. à *Scarburgense*, horizon à *Scarburgense*).

Niveau 9:

Lacune d'observation

Niveau 10:

Marnes grises à nodules blonds qui livrent essentiellement des *Perisphinctidae*. (Oxfordien inférieur, z. à *Mariae*, base de la s.z. à *Praecordatum*).

Les Faysses

Niveau 10C:

Aux abords de la piste des Faysses, qui est la coupe visitée durant cette excursion, on constate qu'il existe des affleurements très épais de marnes grises à nodules et miches qui ont livré des ammonites (dont des *Cardioceratidae*) de la sous-zone à *Praecordatum* (horizons à *Praemartini* et *Alphacordatum*).

Niveau 10 E :

Au dessus se développe une puissante assise de marnes plus carbonatées, riche en lentilles alignées faites de calcaire argileux rouille à rougeâtre. Les rares ammonites trouvées (*Properisphinctes aff. bernensis*, *Prososphinctes matheyi*, *Peltoceratoides sp.* et *Phylloceratida*) indiquent la sous-zone à *Praecordatum* (horizon à *Praecordatum*).

Niveau 11 :

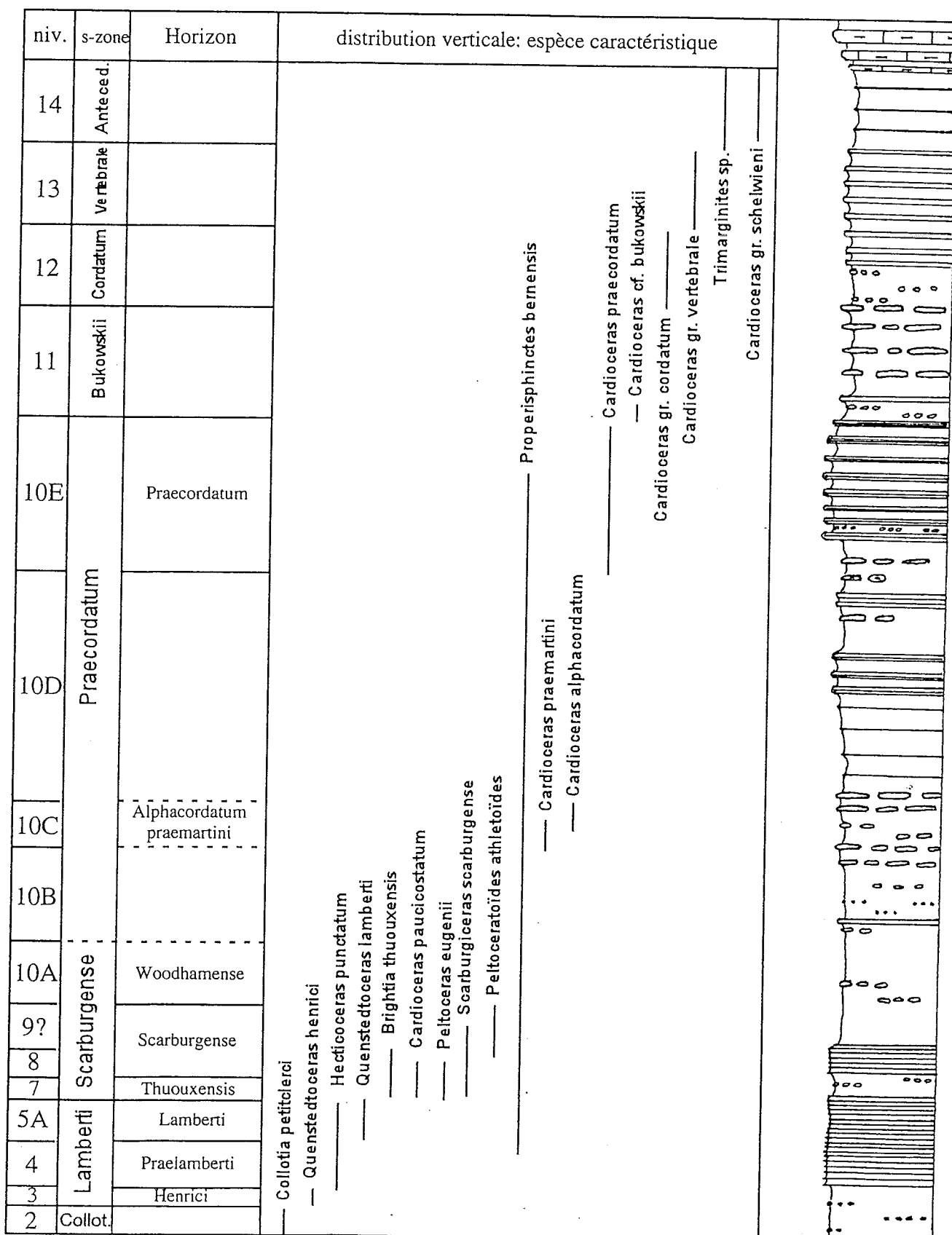


Figure I.4-6 : Coupe d'Oze (Serre Mourresque – Les Faysses, échelle 1/2500). Levé D. Fortwengler, déterminations D. Fortwengler et D. Marchand.

Des alternances de marnes résistantes et de marnes plus argileuses à nodules crème se développent ensuite. Les ammonites sont très rares. Une coupe située à proximité, a livré *Cardioceras bukowskii*. (Oxfordien inférieur, z. à Cordatum, s.z. à Bukowskii).

Niveau 12 :

Marnes grises résistantes, à nombreux bancs rouille ou rougeâtre, admettant à la base comme au sommet, des marnes plus argileuses à gros nodules crème. Au sommet, on a trouvé plusieurs exemplaires de *Cardioceras cf. cordatum* (Oxfordien inférieur, z. à Cordatum, s.z. à Cordatum).

Niveau 13 :

Marnes sombres avec quelques bancs de lentilles carbonatées rouille, contenant une faune d'ammonites assez abondante (*Neoprionoceras enrici*, *Cardioceras gr. vertebrale*). (Oxfordien moyen, z. à Plicatilis, s.z. à Vertebrale).

Niveau 14 :

La série des Terres Noires s'achève avec des marnes grises qui livrent des ammonites du sommet de la sous-zone à Vertebrale et de la base de la sous-zone à Antecedens.

Les niveaux de bentonites ont été trouvés dans les niveaux 12 à 14.

Bibliographie

FORTWENGLER D., 1989. Les "Terres Noires" d'âge Callovien supérieur à Oxfordien moyen des chaînes subalpines du Sud (Diois, Baronnies, Dévoluy): nouvelles données biostratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, (2): 531-536.

MARCHAND D., FORTWENGLER D., DARDEAU G., DE GRACIANSKY P.C., JACQUIN T., 1990. Les peuplements d'ammonites du Bathonien supérieur à l'Oxfordien moyen dans les Baronnies (bassin du sud-est, France): comparaison avec la plate-forme nord-Européenne. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 14,2, 465-479.

PELLENARD P., 1998. Biostratigraphie, sédimentologie et minéralogie à haute résolution des dépôts du Callovo-Oxfordien à l'Est du Bassin de Paris. *Mém. DEA Univ. Lille* (non publié), 52p.

PELLENARD P., DECONINCK J.F., MARCHAND D., THIERRY J., FORTWENGLER D., VIGNERON G., 1999a. Contrôle géodynamique de la sédimentation argileuse du Callovien-Oxfordien moyen dans l'Est du Bassin de Paris: influence

eustatique et volcanique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328, 807-813.

PELLENARD P., DECONINCK J.F., FORTWENGLER D., MARCHAND D., THIERRY J., 1999b. Niveau repère minéralisé dans les Terres Noires du bassin du Sud-Est (Oxfordien inférieur et moyen): rôle des horizons de bentonites comme barrière de perméabilité. *7^{ème} Congrès Français de Sédimentologie – Livre des résumés, 1999, Publ. ASF, Paris*, n°33, p.251

Arrêt I.5

Châteauneuf d'Oze (Coupe du Chazal) : biostratigraphie de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien.

Erosion ante-berriasienne : extension et signification paléogéographique.

François Atrops et Alexis Moussine-Pouchkine

A la sortie de Veynes, depuis la route départementale D 20 conduisant à la coupe du Kimméridgien de Châteauneuf-d'Oze, on a une belle vue panoramique sur la série calcaire du Jurassique supérieur et sur le Crétacé.

On peut observer, vers le Nord, à partir de la crête de Champérus une succession stratigraphique complète, très caractéristique des séries vocontiennes, depuis les calcaires massifs de l'Oxfordien terminal (barre rauracienne) qui, vers l'ouest, sont en contact par faille avec la falaise tithonique (Fig.I.5-1). On distingue particulièrement bien les falaises du Kimméridgien basal, du Tithonique-Berriasien, de l'Hauterivien-Barrémien et du Sénonien ainsi que les combes du Kimméridgien inférieur, du Valanginien et de l'Aptien-Albien. La crête de Champérus fournit une coupe classique du Kimméridgien (Atrops, 1982). Comme sur la coupe voisine de Veynes (ravin de Glazette), la série du Kimméridgien est beaucoup plus dilatée qu'à Châteauneuf-d'Oze mais elle est également riche en ammonites.

Biostratigraphie

La coupe de Châteauneuf-d'Oze est située sur la rive gauche du torrent du Drouzet, en bordure de la route départementale D 20 reliant Veynes à Châteauneuf-d'Oze. Elle débute près de la ferme du Chazal et se poursuit, vers le

Nord, sur la retombée est de la colline de Côte Mare (Fig. I.5-2). Par la continuité de ses affleurements et par sa richesse en ammonites, elle constitue la coupe de référence de l'Oxfordien terminal-Kimméridgien inférieur des Chaînes subalpines. Les niveaux de passage de l'Oxfordien au Kimméridgien y sont bien exposés et très fossilifères à la surface des bancs calcaires qui forment de grandes surfaces structurales à fort pendage vers le Nord-Est. Une biostratigraphie détaillée de l'ensemble de la coupe a été établie par les ammonites (Atrops, 1982, 1994). Parmi celles-ci, ce sont les espèces de la famille des Ataxioceratidae qui dominent. Elles ont servi à établir la biozonation. Les Phylloceratidae sont également abondants, en particulier les *Sowerbyceras*.

Les corrélations qui ont été récemment établies entre les zonations d'ammonites du domaine boréal et du domaine mésogéen, auquel appartient le bassin du Sud-Est de la France (Atrops et al., 1993 ; Schweigert et Callomon, 1997) ont montré que la limite inférieure du Kimméridgien du domaine mésogéen, traditionnellement placée à la base de la zone à Platynota, devait être notablement abaissée. Toute la zone à Planula appartient désormais au Kimméridgien. Ces nouvelles corrélations ont été rendues possibles grâce à la découverte de faunes boréales (*Amoeboceras*) au sein des séries mésogéennes de la bordure ardéchoise, de la Souabe et du Jura polonais. La base du Kimméridgien mésogéen débute en fait avec l'horizon à *Amoeboceras bauhini* qui se situe à la partie supérieure de la sous-zone à Hauffianum. Les niveaux situés au passage Oxfordien-Kimméridgien sont bien exposés à Châteauneuf-d'Oze, d'où l'intérêt de cette coupe qui offre l'avantage de pouvoir être corrélée précisément, tant au point de vue lithostratigraphique que biostratigraphique, avec la coupe plus fossilifère de Crussol sur la bordure ardéchoise qui fournit en outre de remarquables données magnétostratigraphiques (Ogg et Atrops, travaux en cours). Ces dernières peuvent être aisément transférées sur la coupe de Châteauneuf-d'Oze où l'étude magnétostratigraphique n'a pas été concluante. Cette coupe offre également l'avantage d'avoir été étudiée récemment pour la géochimie (De

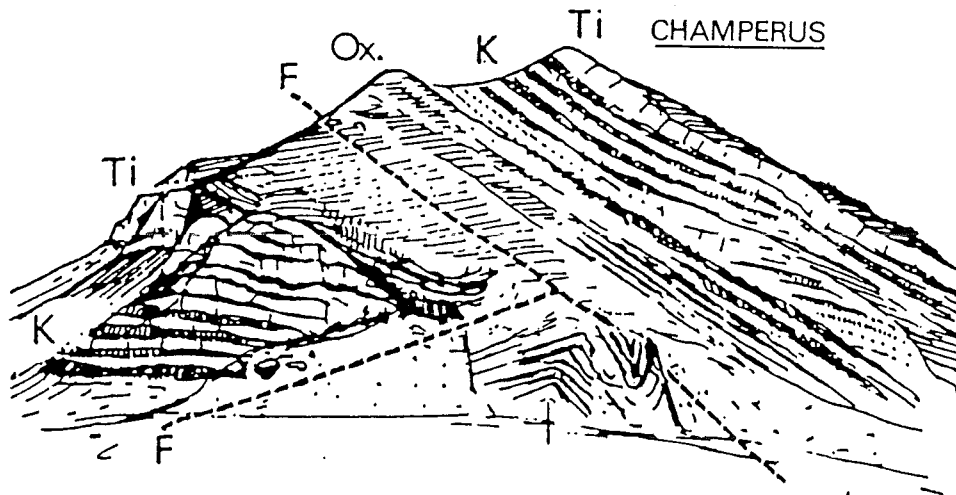


Figure I.5-1 - Vue panoramique de la série du Jurassique supérieur de la crête de Champérous près de Veynes (Hautes-Alpes) (adapté de Debelmas, 1983).

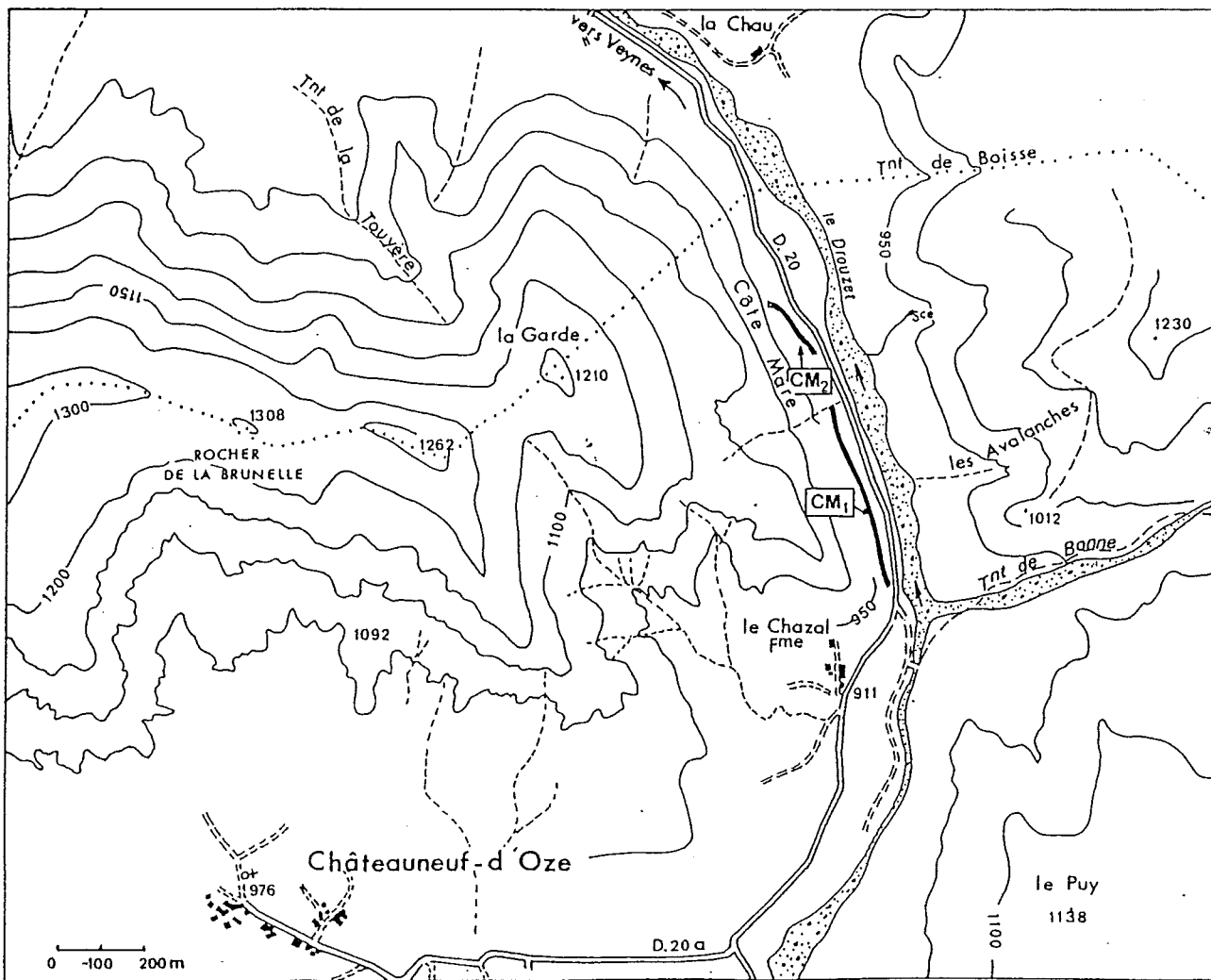


Figure I.5-2 - Situation de la coupe de Châteauneuf-d'Oze (Le Chazal).

Raféris, 2000) (Fig. I.5-5), la palynologie (Jan du Chêne et al., 2000) et la matière organique (Bombardiere, 1998). On dispose désormais pour cette coupe d'un ensemble de données multidisciplinaire permettant de réaliser une stratigraphie intégrée. Tout ceci fournit des arguments pour qu'elle soit retenue (en association avec la coupe de Crussol) comme stratotype mésogéen du Kimméridgien, par la commission internationale de Stratigraphie.

La coupe débute dans la sous-zone à Bimammatum de l'Oxfordien supérieur formée d'une alternance à dominante calcaire, comportant des interlits marneux nettement individualisés (Fig. 3). Dans la vire un peu plus tendre comprise entre les bancs 44 et 58 (= vire à *Praeataxioceras*, 6,5 m d'épaisseur) les ammonites sont fréquentes : *Epipeltoceras treptense* ENAY, *Taramelliceras (T.) costatum* (Q.), *Orthosphinctes (Praeataxioceras) virgulatus* (OPP.), *Orth. (Praeatax.) aff. laufenensis* (SIEM.), *Orth. (Orth.) aff. tiziani* (OPPEL), *Orth. (Pseudorth.) aff. suevicus* (SIEM.). Cette association caractérise la partie supérieure de la sous-zone à Bimammatum.

Au-dessus vient une falaise bien marquée (= "barre rauracienne" des géologues subalpins), formée de calcaires compacts stratifiés, à bancs plus serrés, qui apparaît nettement dans le paysage. Cette falaise, de 40 m d'épaisseur, débute à la base de la sous-zone à Hauffianum qui, au point de vue lithologique et faunique, se sépare nettement de la sous-zone à Bimammatum. La falaise se poursuit jusque dans la sous-zone à Planula. Les ammonites y sont relativement rares. La sous-zone à Hauffianum a été reconnue grâce à la présence de l'espèce indice *Taramelliceras hauffianum* (OPPEL). Les calcaires de la zone à Planula, ont livrés à leur base des *T. (Metahaploceras)* du gr. *tenuinodosum* (WEG.) et les premiers *Subnebrodites*, avec *Subn.* nov. sp. aff. *proteron* (NITZOPOULOS). Les *Subnebrodites* du gr. *planula* (Q.) sont beaucoup plus rares que sur les zones de bordure du bassin.

Avec la sous-zone à Galar s'amorce une série plus tendre annonçant la vire du Kimméridgien inférieur (Fig. I.5-4). La faune,

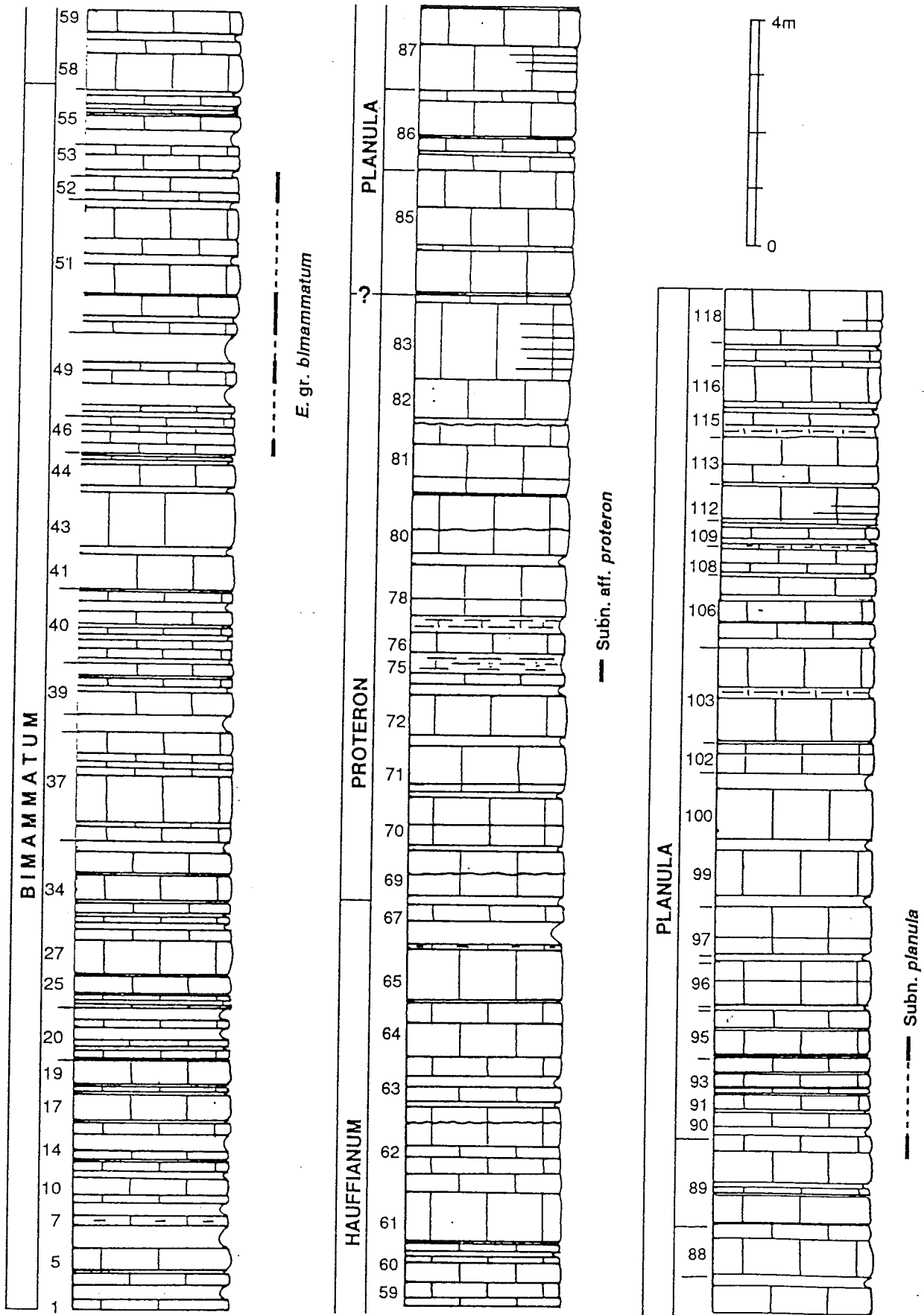
dominée par les *Orthosphinctes*, s'enrichit : *Sutneria galar* (OPPEL), *Orth. (Orth.)* nov. sp. aff. *polygyratus* (REINECKE), *Orth. (Pseudorth.) evolutus* (Q.), *T. (Metahaploceras) rigidum* (WEGELE), *Physodoceras circmspinosum* (Q.).

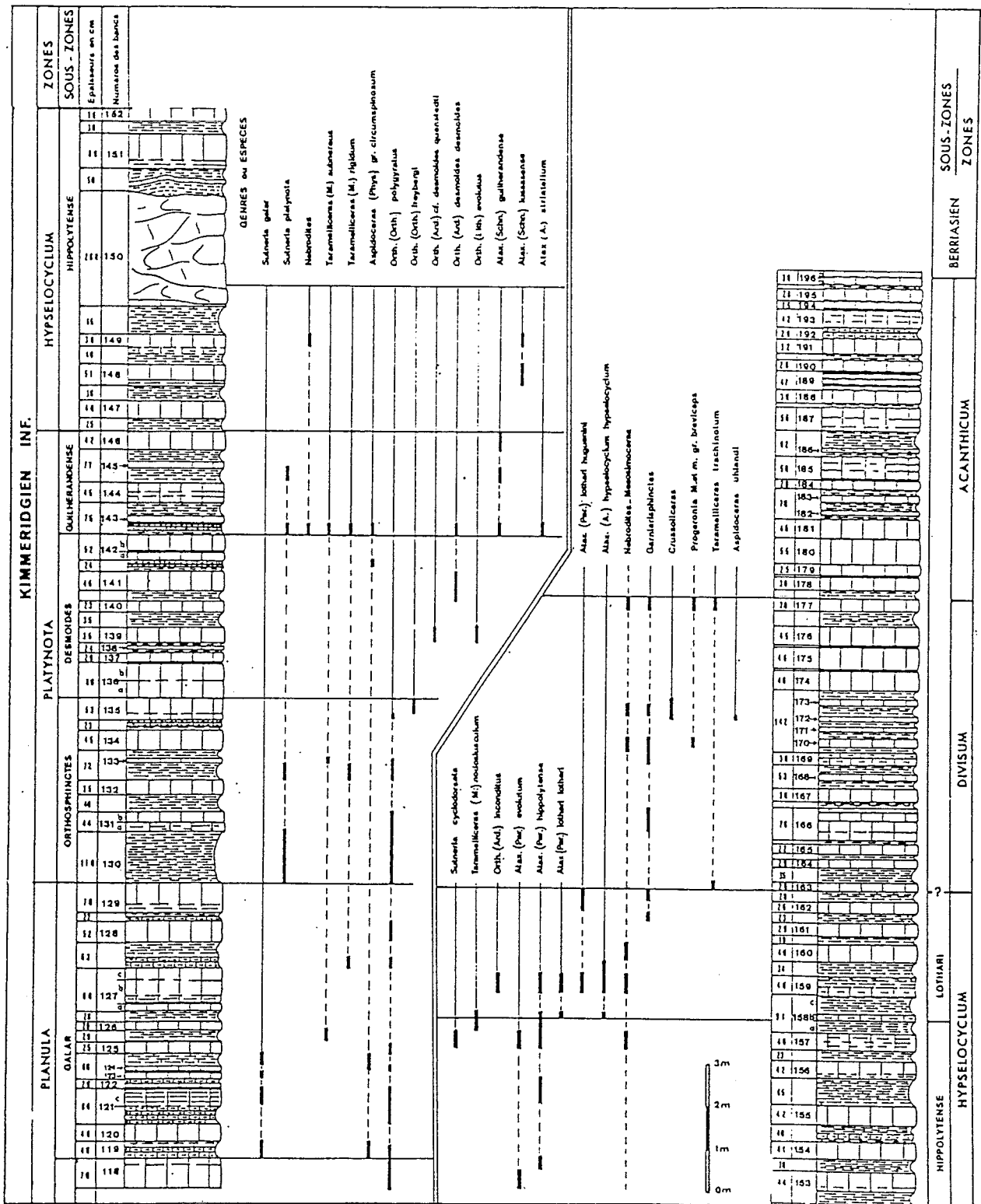
La zone à Platynota (Bancs 130-146, 10,5 m) voit le développement des interlits marneux. *Sutneria platynota* (REINECKE) est présente à la base et au sommet de sa zone. Les 3 sous-zones à Polygyratus, à Desmoides et à Guilhaendense sont bien caractérisées. On notera un slump très net à la base de la zone à Hypselocyclum (sous-zone à Hippolytense). Ce slump, qui s'est mis en place au cours de la sous-zone à Hippolytense (Atrops et Ferry, 1997), est l'équivalent du grand slide. Il est beaucoup plus développé vers l'Est où il peut atteindre les couches de la zone à Bimammatum. A Châteauneuf-d'Oze, il affecte seulement quelques couches de la sous-zone à Hippolytense. L'ensemble de la zone à Hypselocyclum est riche en *Ataxioceras* et en *Parataxioceras* qui permettent de séparer les sous-zones à Hippolytense et à Lothari dans laquelle les *Nebrodités* et les *Mesosimoceras* sont abondants. La vire à *Crussoliceras* est bien marquée. Elle est riche en *Crussoliceras* et *Garnierisphinctes* caractérisant la zone à Divisum. La grande dalle du banc 177 qui surmonte directement le petit ressaut calcaire de la sous-zone à Balderum (bancs 174 à 176) est spectaculaire par sa grande richesse en ammonites : *Crussoliceras*, *Garnierisphinctes*, *Progeronia*, *Nebrodités*, *Taramelliceras trachinotum* (OPPEL), *Aspidoceras acanthicum* (OPPEL). C'est à ce niveau que débute le Kimméridgien supérieur. Il n'est représenté ici que par une partie de la zone à Acanthicum.

La coupe CMI se termine dans la zone à Acanthicum avec le banc 188. On notera la surface ondulée et ferrugineuse de plusieurs bancs, indiquant des arrêts de sédimentation et une diminution de la bathymétrie. La suite de la série est masquée par un grand cône d'éboulis.

La coupe CM2 reprend avec les bancs peu épais (168-173) de la vire à *Crussoliceras* (zone à Divisum). Après une faille, faisant apparaître le Berriasien, on peut compléter la

Figure I.5-3 - Série stratigraphique de l'Oxfordien terminal et du Kimméridgien basal de la coupe de Châteauneuf-d'Oze (Le Chazal) (Atrops, 1994)





coupe de la zone à Acanthicum, au-dessus du banc 188. Il est intéressant de noter une lacune très importante, seulement matérialisée par un joint discret au sein du banc 196. La partie inférieure de ce banc (196a) appartient à la zone à Acanthicum, la partie supérieure (196b) au Berriasien inférieur. Cette lacune importante suggère une forte érosion sur une zone de haut-fond balayée par des courants.

Les calcaires pélagiques fins, gris-beige, du Berriasien, sont bien exposés en bordure de la route. Au-dessus d'un petit slump (219-220) les bancs (223 à 227) sont riches en ammonites du Berriasien supérieur (zone à Boissieri) (Le Hégarat, 1971) : *Fauriella gallica* (MAZENOT), *Berriasella (Picteticeras) evoluta* (LE HEGARAT), *Jabronella isaris* (POMEL), *Malboscieras paramimounum* (MAZENOT), (Le Hégarat, 1971, p. 396).

L'érosion anté-berriasienne : extension, causes et signification.

A l'origine de l'intérêt porté au secteur de Châteauneuf-d'Oze se trouvent les observations de J. Debelmas (Remane, 1966, p. 452) et de M. Gidon. J. Remane (1966, 1970) et M. Gidon (1971, notice explicative de la carte géologique de Gap au 1/50 000) signalent au sommet du Jurassique supérieur de nombreuses et importantes lacunes dues à des érosions plus ou moins puissantes. J. Remane donne la coupe détaillée du Chazal (1970, p.708, fig. 12) au passage Kimméridgien-Berriasien et note la lacune complète du Tithonien. Une lame mince taillée «à cheval» sur les deux étages (pl. 6, fig. 3) illustre bien le phénomène, qui implique une lacune de durée très importante, sans doute sous-marine, concernant des sédiments non encore diagénisés. Les calcaires du Berriasien inférieur à calpionelles reposent directement, au sein d'un même banc, sur les calcaires à filaments du Kimméridgien. F. Atrops (1982) a précisé l'étendue de la lacune qui comprend aussi la plus grande partie du Kimméridgien supérieur (au-dessus de la zone à Acanthicum). Cette lacune a une certaine extension géographique dans la région de Châteauneuf-d'Oze. On la retrouve, avec exactement la même étendue, dans le ravin de Combe Rebour, au Sud de Châteauneuf-d'Oze. C'est dans le

ravin de Bramefain que la lacune est la plus importante. Ici le Berriasien repose directement sur l'Oxfordien supérieur (zone à Bimammatum).

Il faut noter que le secteur de Châteauneuf-d'Oze se situe à proximité (immédiatement à l'Ouest) du massif de Céüse dont il est séparé par une série d'accidents subméridiens qui pourraient correspondre à une série de blocs basculés. On peut penser que les épaisses masses de brèches du massif de Céüse sont en partie constituées par les niveaux correspondant à la lacune. L'érosion se serait effectuée sur la tête de blocs basculés et aurait alimenté les brèches. Cette érosion semble partout anté-berriasien inférieur puisque la lacune est généralement scellée par des calcaires de la zone B des calpionelles.

Bibliographie

- ATROPS F. (1992) - La sous-famille des Ataxioceratinae (Ammonitina) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. . . . Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 83, 463 p., 64 fig., 54 tabl., 45 pl.
- ATROPS F. (1994) - Châteauneuf-d'Oze (Côte Mare) : upper Oxfordian (Bimammatum to Planula Zones) ; Kimmeridgian (Platynota to Acanthicum Zones) ; Berriasian. In : 4th Oxfordian & Kimmeridgian Working Group Meeting, Lyon, June 13-18, 1994, F. ATROPS édit. p. 106-111, fig. 34-37.
- ATROPS F. et FERRY S. (1987) - Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géologie Alpine*, Mém. h. s. n° 13, p. 179-185, 3 fig.
- ATROPS F., GYGI R., MATYJA B. A. et WIERZBOWSKI (1993) - The Amoboceras faunas in the Middle Oxfordian-Lowermost Kimmeridgian, submediterranean succession, and their correlation value. *Acta Geol. Pol.*, Warszawa, vol. 43, n° 3-4, p. 213-227, 3 fig., 2 pl.
- BOMBARDIERE L. (1998) - Distribution of sedimentary organic matter and sequence

stratigraphy in Upper Jurassic carbonates of the southeast France. *Terre et Environnement*, Genève, vol. 14, 145 p. 59 fig., 5 pl.

JAN DU CHENE R., ATROPS F., EMMANUEL L., RAFÉLIS M. De et RENARD M. (2000) - Palynology, ammonites and sequence stratigraphy in the Tethyan Middle Oxfordian and Lower Kimmeridgian, S-E France. Comparisons with the boreal realm. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine* (sous-presse).

LE HEGARAT G. (1971) - Le Berriasien du Sud-Est de la France. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, n° 43, fasc. 1 et 2, 576 p., 70 fig., 55 pl.

RAFÉLIS SAINT-SAUVEUR M. De (2000) - Apport de l'étude de la spéciation du manganèse dans les carbonates pélagiques à la compréhension du contrôle des séquences eustatiques de 3ème ordre. *Thèse Doctorat Université P. et M. Curie*, Paris, 214 p., nombreuses figures.

REMANE J. (1966) - Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. VIII, p. 448-453, 2 fig.

REMANE J. (1970) - Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclogae geol. Helv.*, Bâle, vol. 63, n° 3, p.685-740, 20 fig., 6 pl.

SCHWEIGERT G. et CALLOMON J. H. (1977) - Der baehini-faunenhorizon und seine Bedeutung für die Korrelation zwischen tethyalem und subborealem Oberjura. *Stuttgarter Beitr. Naturk.*, B, n° 247, 69 p., 10 fig., 7 pl.

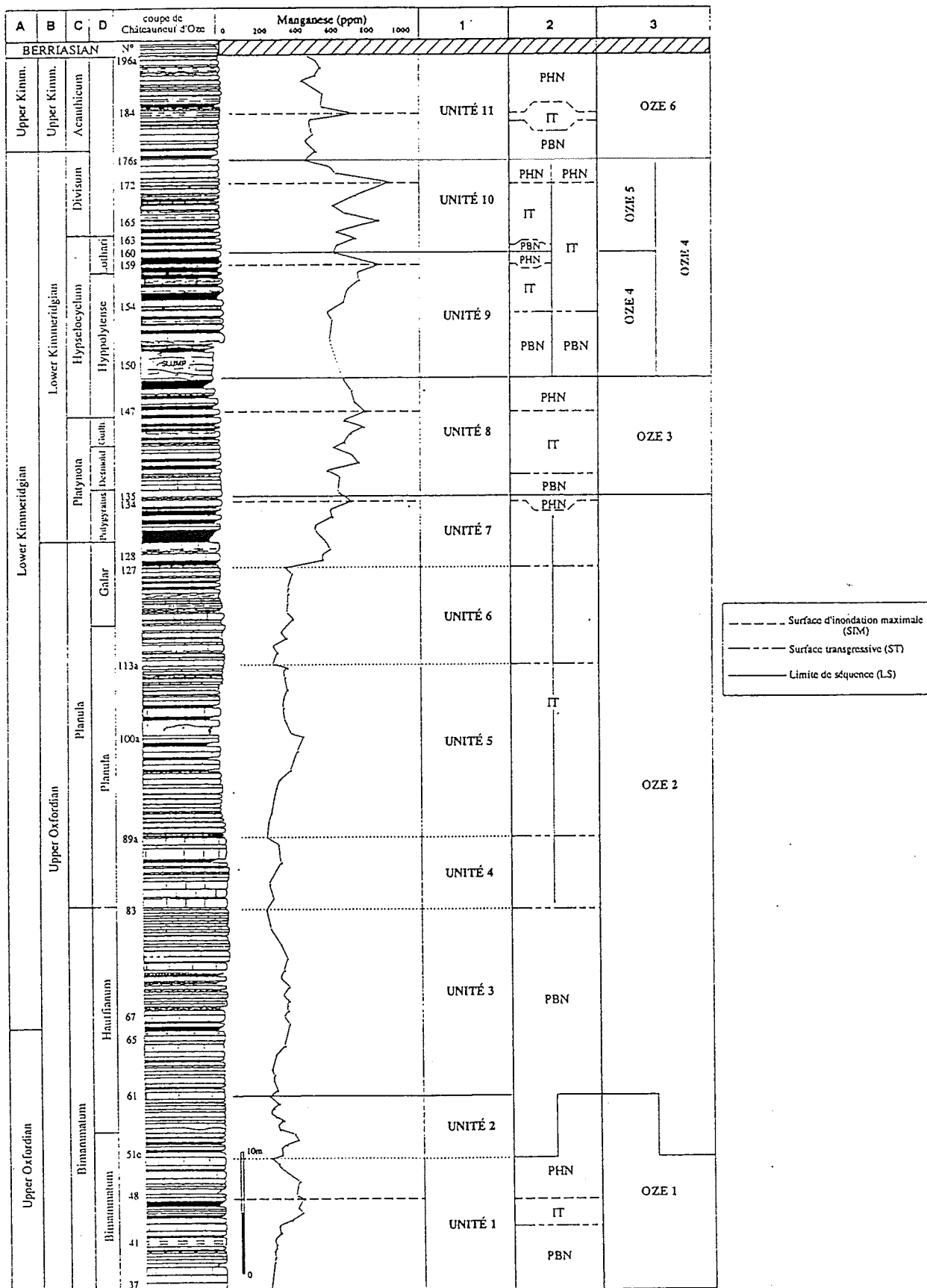


Figure I.5-5 - Séquences géochimiques (1) et interprétation en terme de séquences eustatiques de troisième ordre (3) de la courbe de variation des teneurs en Mn de la coupe de Châteauneuf-d'Oze (d'après M. de Rafélis Saint Sauveur, 2000).

Arrêt I.6

Espréaux : biostratigraphie de l'Oxfordien supérieur et du Kimmeridgien; cyclostratigraphie du Kimmeridgien inférieur ; érosion anté-berriasienne.

François Atrops

La route départementale D 20 qui relie Veynes à Barcillonnette, recoupe sur le versant Nord du Col d'Espréaux, les assises de l'Oxfordien supérieur, du Kimméridgien et du Tithonien. La coupe que nous étudierons est située le long de la route, 800 m au Nord du hameau d'Espréaux, sur la retombée Nord-Est de l'anticlinal d'Espréaux, à coeur de Terres Noires. Par suite d'un redoublement par faille, on retrouve une coupe identique, 500 m en aval de celle-ci.

Comme à Châteauneuf-d'Oze, on a ici une série très continue de l'Oxfordien terminal, du Kimméridgien inférieur et de la base du Kimméridgien supérieur. Le slump de la sous-zone à Hippolytense est également présent, mais il est nettement plus important, puisqu'il se développe jusqu'au sommet de la zone à Planula. Manquent également par lacune, une grande partie du Kimméridgien supérieur et le Tithonien. Mais à Espréaux, le Berriasien inférieur repose sur la partie inférieure du Kimméridgien supérieur par l'intermédiaire d'une brèche. Celle-ci est absente à Châteauneuf-d'Oze. L'étendue de la lacune est cependant du même ordre sur les deux coupes.

La coupe débute avec les niveaux de la sous-zone à Bimammatum (bancs 1 à 51 = 17 m) qui sont bien visibles quelques mètres au-dessus de la route. Il s'agit d'une alternance à dominante calcaire, comportant des interlits marneux souvent bien individualisés. La

succession est très semblable à celle de Châteauneuf d'Oze mais les épaisseurs sont un peu plus faibles (17 m au lieu de 21, 5 m). Le banc 32 a livré *Pseudorthosphinctes alternans* ENAY et le banc 38 *Passendorferia (Enayites) sanpedroi* MELENDEZ qui caractérisent la sous-zone à Bimammatum.

Au-dessus vient une série plus calcaire formant une falaise nettement plus marquée (= «Barre Rauracienne» = 25 m ici contre 40 m à Châteauneuf-d'Oze). Elle débute avec le banc 52 qui est bien visible au bord de la route. La base de la série (bancs 52 à 71 = 8 m) appartient à la sous-zone à Hauffianum dont l'épaisseur est du même ordre qu'à Châteauneuf d'Oze. La surface supérieure de certains bancs est noduleuse par suite d'une forte bioturbation. La falaise se poursuit jusque dans la zone à Planula (bancs 72 à 114 = 17 m) où les interlits marneux se réduisent à de simples joints.

Le slump (115 = 2,70 m) est bien marqué. Il repose, à sa base, sur des niveaux du sommet de la zone à Planula. Il englobe le sommet de cette zone, la zone à Galar, la zone à Platynota et la base de la sous-zone à Hippolytense. Ce slump est l'équivalent de celui de Châteauneuf-d'Oze où il est limité à la base de la sous-zone à Hippolytense.

Comme à Châteauneuf-d'Oze, le slump est surmonté par un groupe de cinq bancs (116 à 120 = 4 m), puis par une vire plus marneuse (bancs 121 à 138 = 4 m) qui sont datés de la sous-zone à Hippolytense, puis par un groupe de 14 bancs (139 à 152 = 7, 50 m) appartenant à la sous-zone à Lothari. Ces trois niveaux constituent d'excellents repères lithologiques synchrones à l'échelle du bassin vocontien.

Puis vient une vire plus marneuse (vire à *Crussoliceras*, bancs 153 à 159 = 3, 50 m) daté de la zone à Divisum, sous-zone à *Tenuicostatum*. Le banc 157 a livré *Garnierisphinctes garnieri* (FONTANNES), *Progeronia* sp et *Nebroditis malletianum* (FONTANNES). La vire est surmontée par un ressaut nettement plus calcaire (bancs 160 à 170 = 2, 20 m) qui appartient à la sous-zone à Balderum (= sous-zone à Uhlandi). Notons la

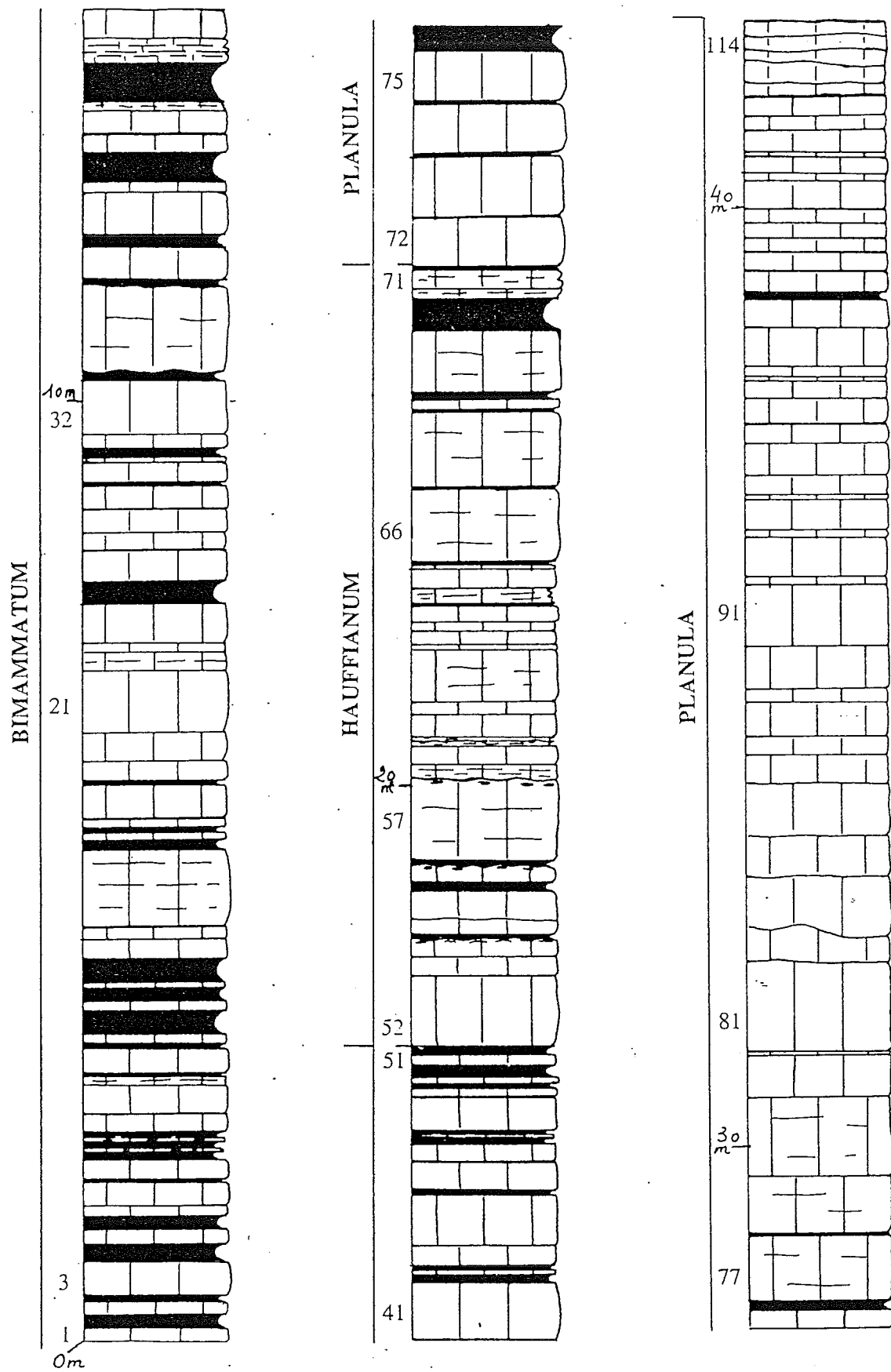


Fig. 1 - Série stratigraphique de l'Oxfordien terminal et du Kimmériidgien basal de la coupe d'Espréaux (Atrops, 2000).

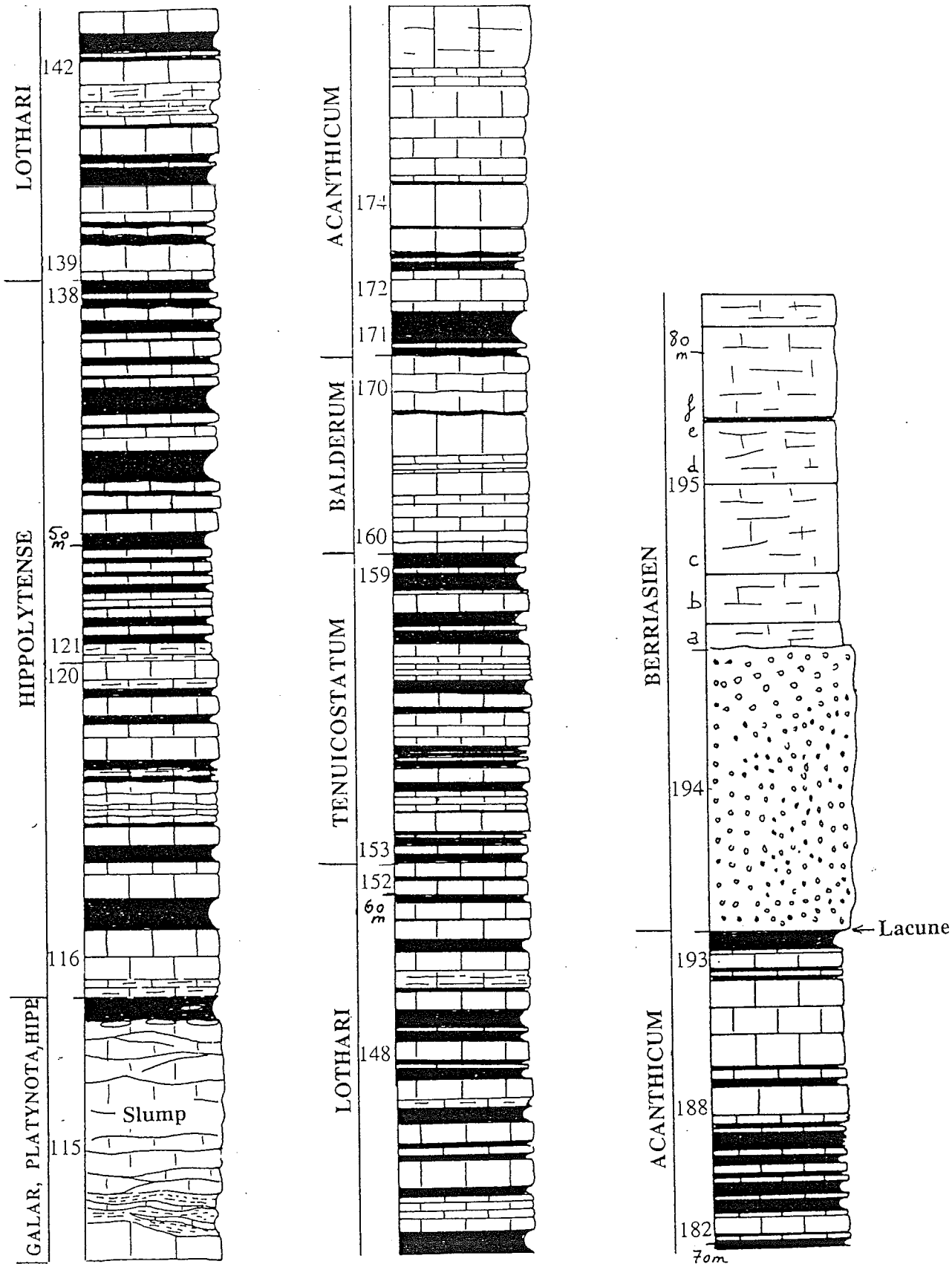


Fig. 2 - Série stratigraphique du Kimméridgien et du Berriasien de la coupe d'Espréaux (Atrops, 2000). Noter la lacune du Kimméridgien supérieur (pro parte max.) et du Tithonien.

présence de *Aspidoceras uhlandi* (OPPEL) dans le banc 167. Cette vire et ce ressaut constituent également d'excellents repères lithologiques à l'échelle du bassin vocontien et de ses bordures, mais aussi dans tout le domaine méditerranéen occidental.

On retrouve très bien ici, à la différence de la coupe du Chazal, tous les cycles précédemment définis dans les sous-zones à Hippolytense, à Lothari et dans la zone à Divisum. Ces cycles sont ici plus minces, mieux définis (fig. I.6-2).

Au-dessus, on a une alternance à dominante calcaire, comportant, à la base et au sommet deux vires plus marneuses nettement individualisées qui sont également de bons repères lithologiques régionaux. L'ensemble (bancs 171 à 193 = 7 m) appartient à la zone à Acanthicum du Kimméridgien supérieur qui est surmontée d'une brèche massive (194 = 3, 20 m) qui a été daté par J. Remane (1970) du Berriasien inférieur (zone B des calpionelles). Sur cette brèche reposent des calcaires délités de couleur beige clair, appartenant aussi à la zone B des calpionelles (Remane, 1970). Comme à Châteauneuf-d'Oze, le Berriasien inférieur (zone B) repose directement sur la zone à Acanthicum de la base du Kimméridgien supérieur. Il y a lacune des zones à Eudoxus et à Beckeri du Kimméridgien supérieur, et de tout le Tithonien.

En conclusion, la coupe d'Espréaux est assez semblable à celle de Châteauneuf-d'Oze qui en est séparée de 4 Km, au point vue de la succession lithologique générale et de l'étendue de la lacune anté-berriasienne. Outre l'épaisseur globale un peu plus faible de la série allant de la zone à Bimammatum à la zone à Acanthicum (73 m contre 110 m), la coupe d'Espréaux s'individualise par la présence d'un slump beaucoup plus important, atteignant le sommet de la zone à Planula, et par un niveau de brèche du Berriasien inférieur.

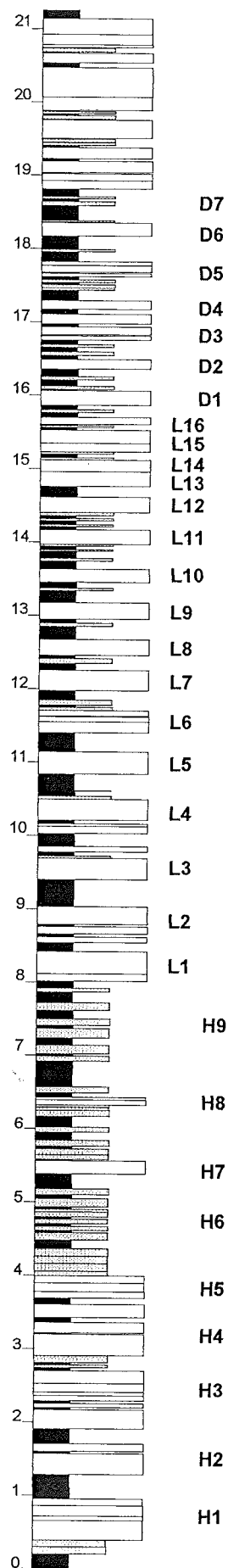


Figure I.6-3: Coupe détaillée des zones à Hypselocyclum et à Divisum

Arrêt II.1

Panorama des corps progradants de la falaise de Céüse

Alexis Moussine-Pouchkine et Michel Séguret

On observe, depuis le point de vue de La Freissinouse, la partie nord de la falaise qui montre le passage du sud vers le nord de la falaise massive entièrement bréchique à la partie sud et à interdigitations brèche/calcarénite/calculutite dans la partie nord. Dans la partie gauche du panorama, les brèches reposent sur des lutites de la zone à Planula tandis que dans la partie droite le Kimmeridgien est plus complet. En effet, dans le haut du grand arrachement de Terres Noires, on identifie la barre rauracienne, le grand corps glissé, et toute une série stratifiée comprenant groupes des 5, des 14 et des 23. Le Tithonien lui-même est bien stratifié et n'est plus dominé par les brèches massives.

Les brèches sont formées de corps progradants de 5 à 20 m d'épaisseur, à obliques concaves vers le haut, formant des séquences caractéristiques (fig. II.1-2). Vers l'aval, ces corps bréchiques passent à des calcarénites et à des calculutites (fig. II.1-3)

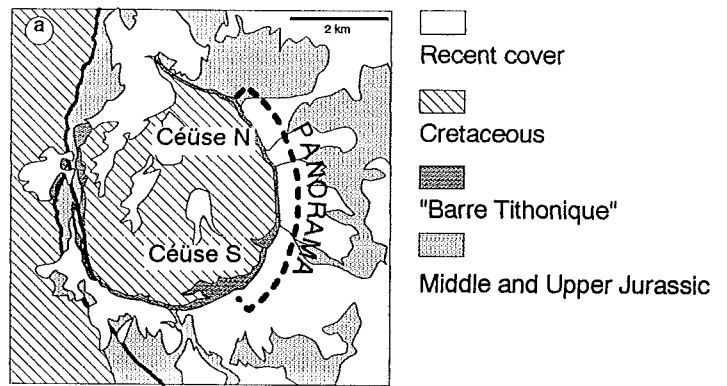


Figure II.1-1: Schéma géologique de la montagne de Céüse

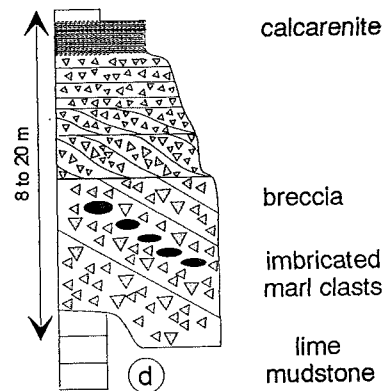


Figure II.1-2: Séquence type des corps bréchiques de Céüse

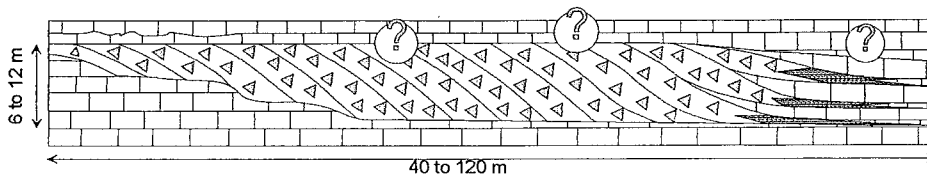


Figure II.1-3: Structure d'un corps bréchique dans la partie aval

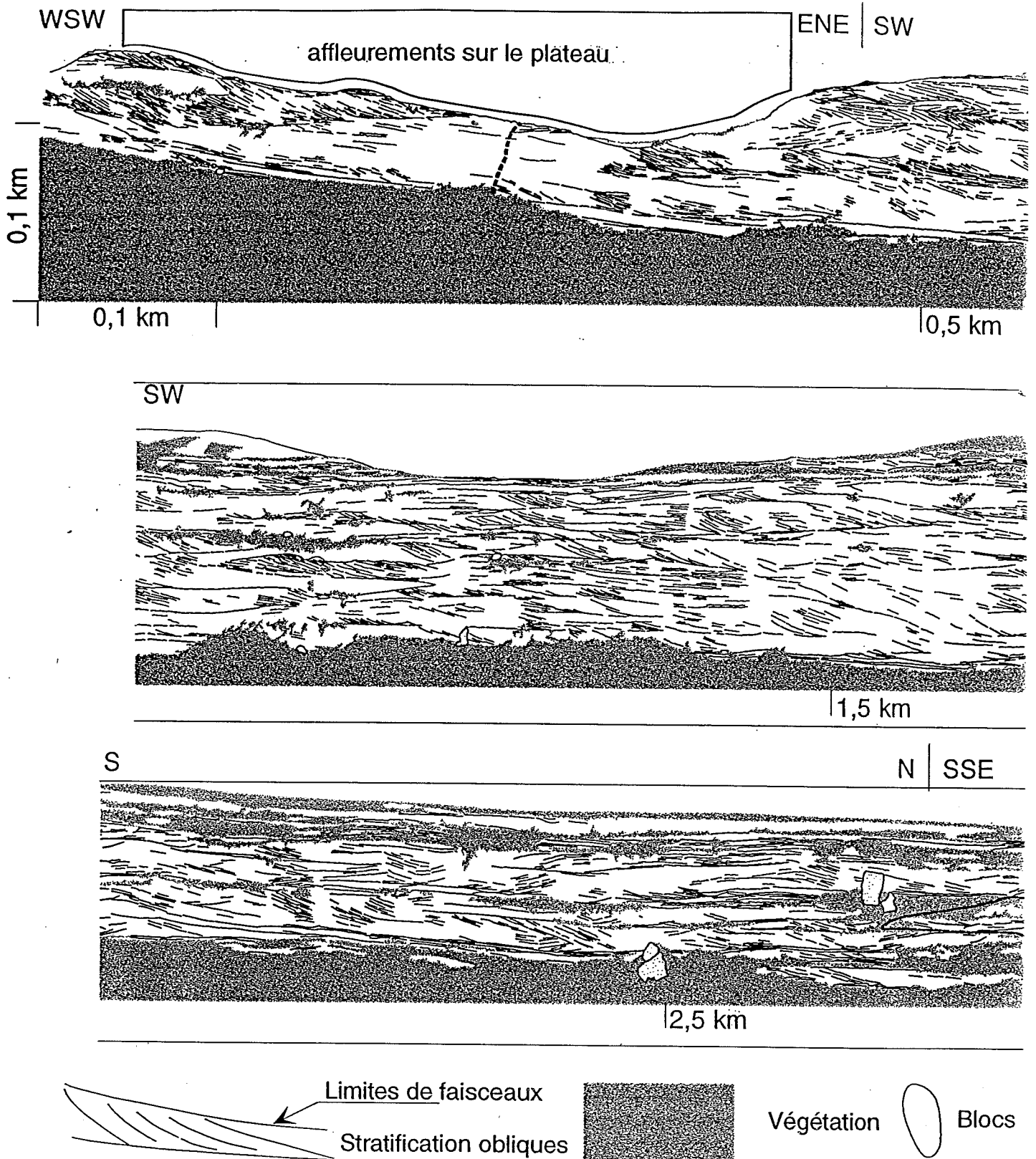
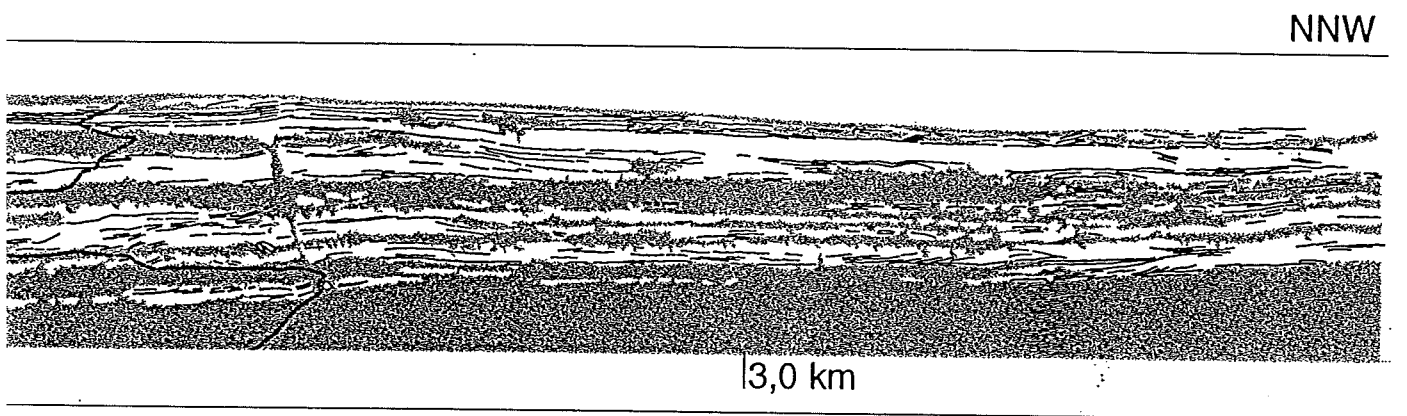
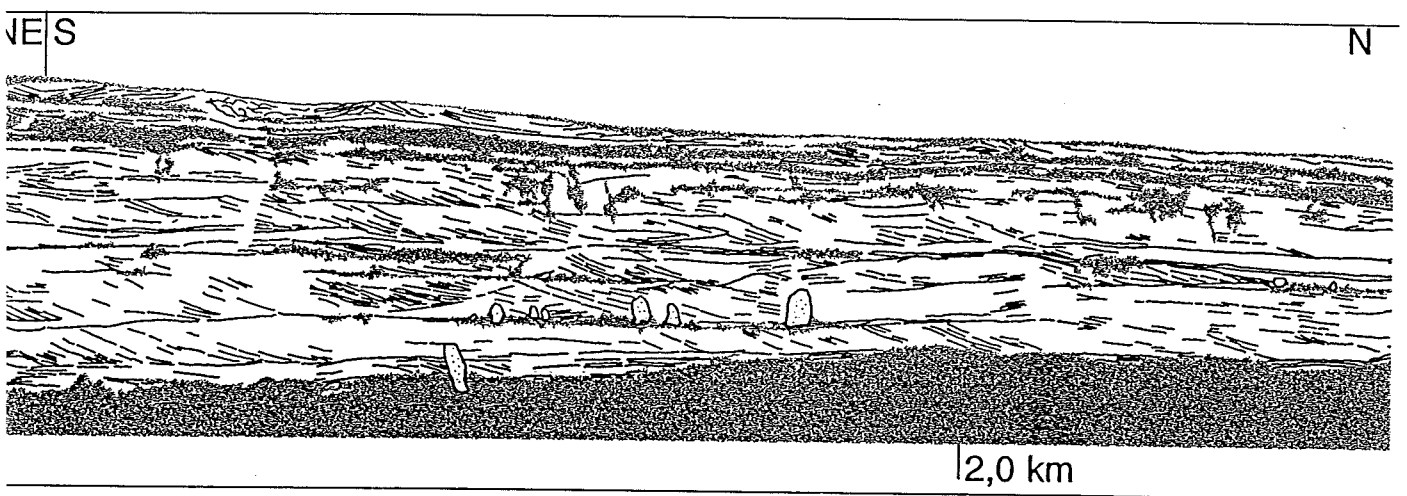
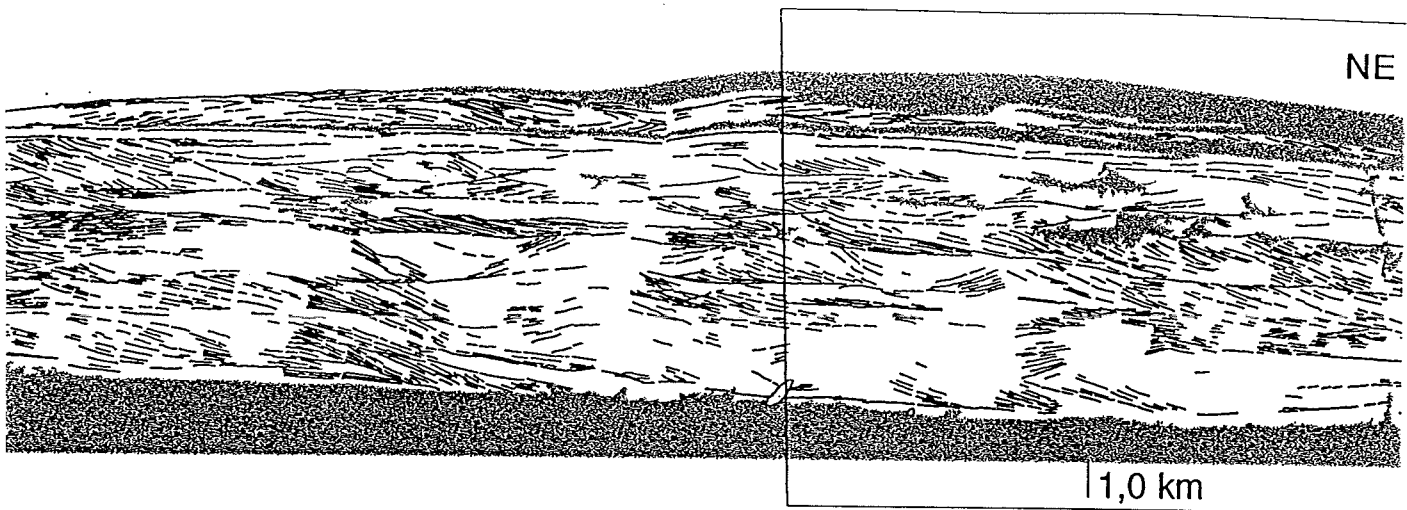


Figure II.1-4 : panorama aérien de la falaise de Céuse, formée de corps progradants plurimétriques de brèche à texture grainstone.



lissés ou éboulés

Zone visible depuis La Freissinouse (arrêt 11)

Sentier et via ferrata

Arrêt II.2

Coupe de La Roche des Arnauds: structures tempestitiques

**Michel Séguret, Alexis Moussine-Pouchkine
et Frédéric Bouchette**

L'extrémité nord de la falaise de Céüse, observable depuis la route montant à la station, montre une série Kimmeridgien/Tithonien bien stratifiée et ne comprenant plus que quelques niveaux de brèche. Cette tendance s'accroît sur la coupe de La Roche des Arnaud située à 5 km au nord de Céüse et sur la coupe de Rabou située 7 km au nord-est. Dans ces deux la série est bien stratifiée, en bancs minces. Les calcilutites représentent 70 à 75% de l'épaisseur totale, les calcarénites 20 à 25% et les brèches 5 à 10%. Les intervalles calcarénitiques sont minces à très minces soit formant de très minces niveaux à l'intérieur de bancs de calcilutite (faciès dominant à Rabou) soit des couches minces à base ornée de dentelles, à lamination plane/parallèle ou à rides symétriques ou asymétriques soit enfin la partie intermédiaire de séquences granoclassées brèche/calcarénite/calcilutite.

Plutôt que de donner une description exhaustive de la coupe schématisée on situe simplement les observations les plus intéressantes:

7 cote 9m: couche de brèche à matrice calcarénitique pénétrant presque jusqu'à la base de la couche (front de vannage); les cavités à remplissage sparitique montrent la mise en suspension des clastes avant leur redépôt et leur maintien par ossature (fig.35);

7 cote 12 à 16: nombreux niveaux de calcarénites à base avec dentelles;

7 cote 18m: calcarénite bioturbée;

7 cote 19m: calcarénite à stratifications obliques à angle faible interprétées comme HCS;

7 cote 44m: niveau de brèche à galets de lutite et à galets plats de calcarénite, latéralement cette brèche passe à une couche calcilutite/calcarénite. Par analogie avec les cas

mieux exposés de La Pierre ou La Méouge on pense que la brèche résulte d'une bréchification in-situ de la couche adjacente. Ceci implique une cohésion suffisante des calcarénites immédiatement après leur dépôt.

7 cote 48m: brèche à grands galets plats de calcilutite rubanée de même faciès que le niveau de calcilutite sous jacent. Le transport des galets est peu important voire nul (bréchification semi in-situ ou in-situ);

7 cote 49,5: banc de brèche à sommet non plan et à galets plats;

7 cote 61m: très bel exemple de séquence granoclassée brèche/calcarénite/calcilutite avec base formant un sillon à fond plat dans lequel sont cantonnées les brèches, sommet formant une forme de fond de microdune de 10cm de haut avec lamination interne calcarénitique parallèle à la face aval de la dune. La microdune et la géométrie de la stratification interne sont interprétées comme HCS anisotrope. Noter la présence de clastes centimétriques dispersés dans l'intervalle calcarénitique laminé;

7 cote 62m: couche calcarénitique à lamination de rides à la base et au sommet et lamination sub-plane dans la partie médiane;

Les faciès de cette coupe de La Roche des Arnaud ainsi que ceux de la coupe de Rabou sont interprétés comme tempestites relativement distales avec un effet hydrodynamique donnant l'aspect ondulé des bancs de calcilutite (mieux exprimé à Rabou), les érosions en dentelle et sillons à fond plat, la lamination des calcarénites avec rides symétriques et asymétriques, HCS et lamination sub-plane mais aussi un effet mécanique sur le sol, une partie des brèches de ces coupes étant produite in-situ par déformation du matériel calcilutitique (et même calcarénitique) sous-jacent ou adjacent.

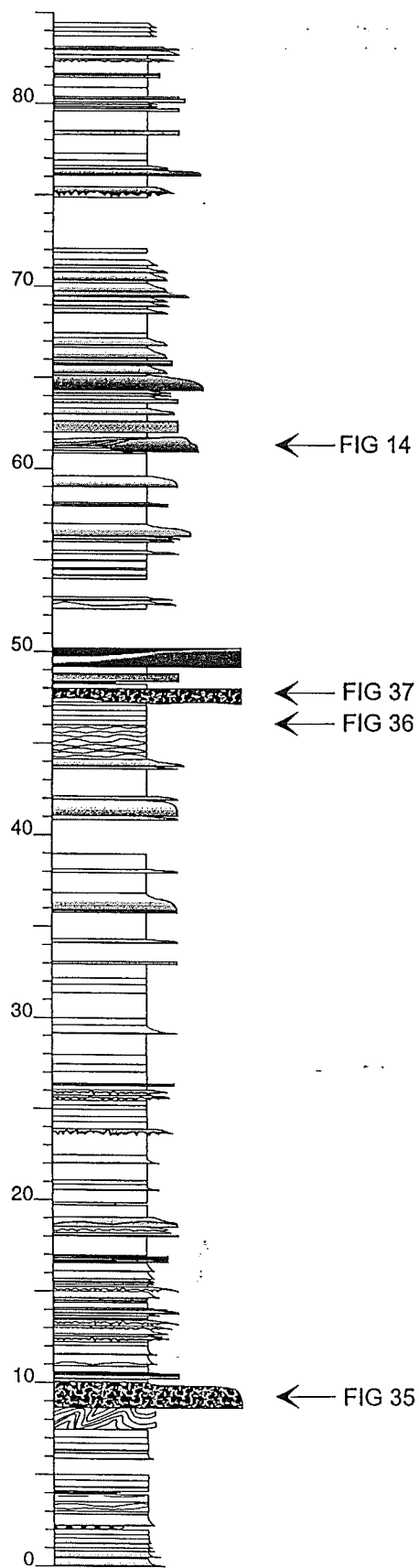


Figure II.2-1 : Log général
De la coupe de la Roche des
Arnauds



Figure II.2-2 : passage latéral d'une couche de calcarenite à une brèche par injection de boue carbonatée (liquéfiée) dans des fissures de la calcarenite. Niveau 44.

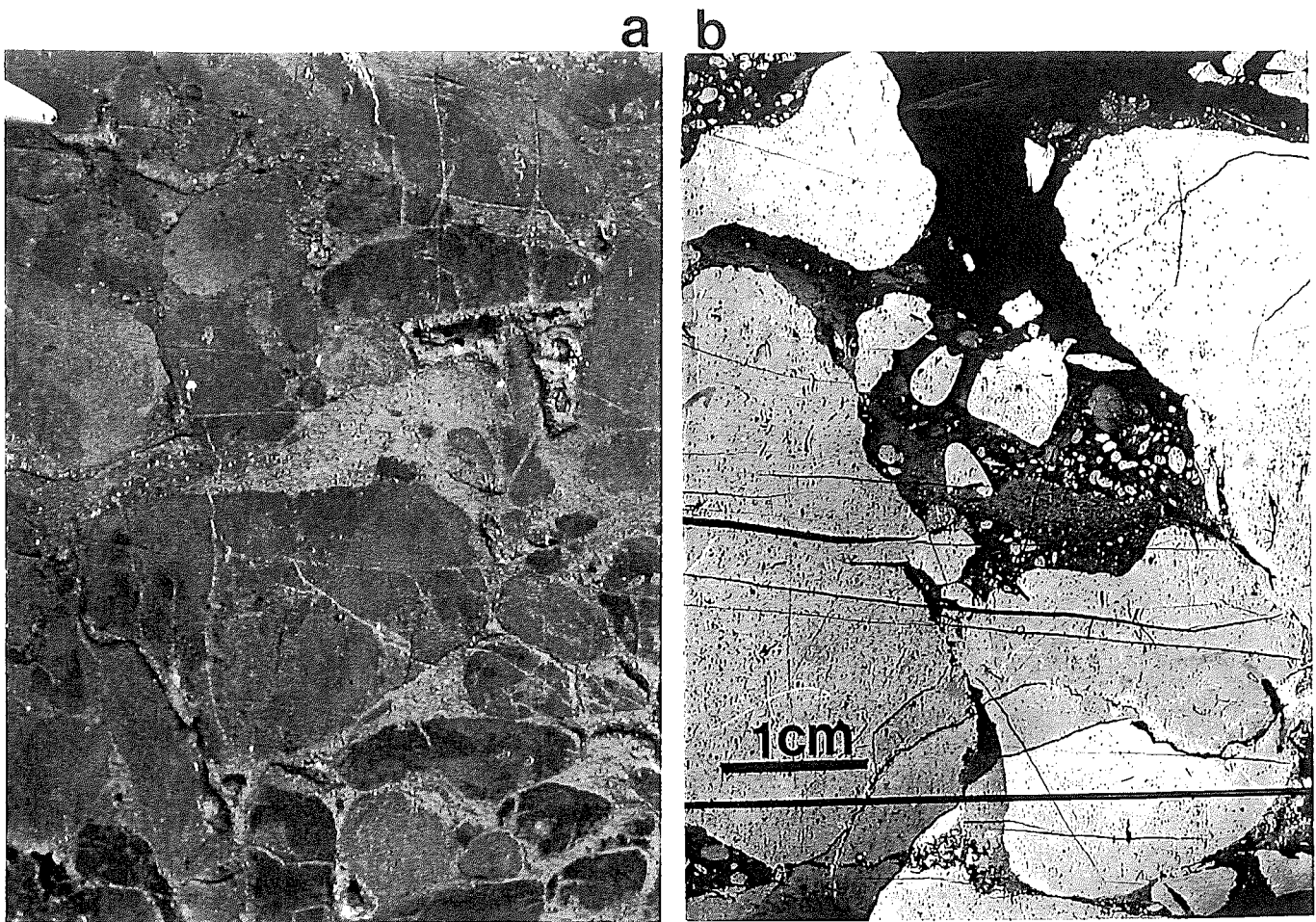


Figure II.2-3 : Brèche à support par ossature avec structure fenestreae. Niveau 9.

A : vue générale

B : détail de la décantation des microéléments entre les gros éléments (photo négative de lame mince)

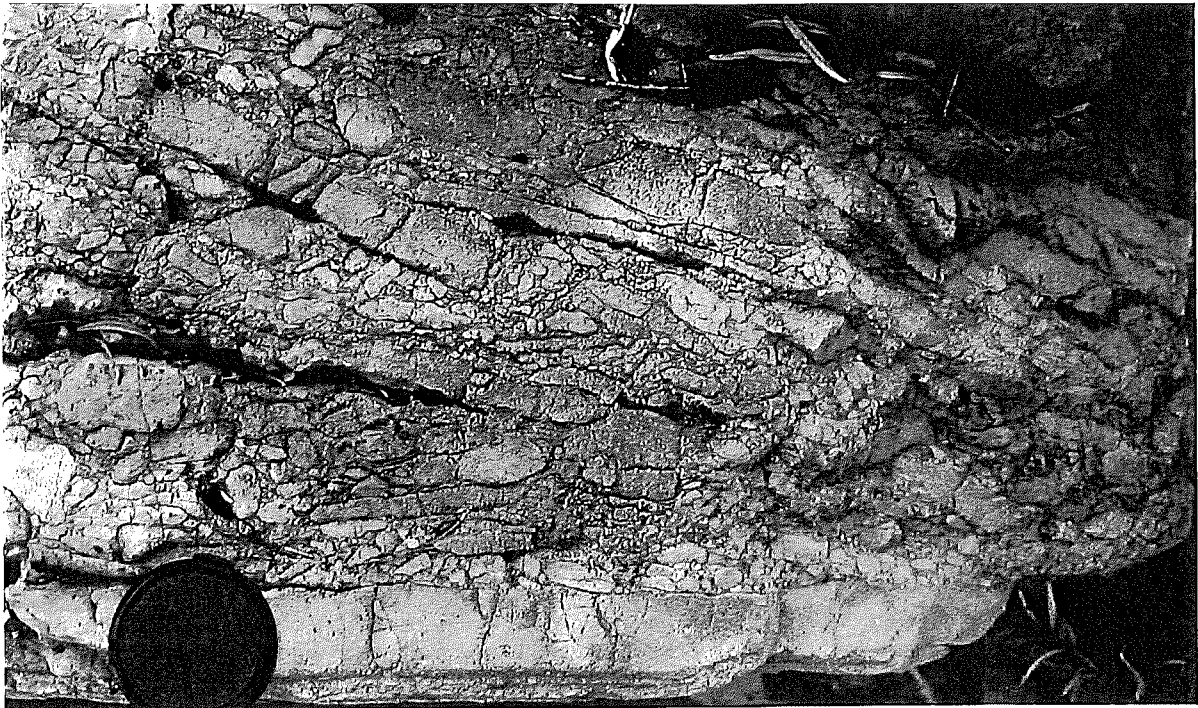


Figure II.2-4 : Brèche à grands éléments plats provenant du remaniement de la calcilutite rubannée du bans sous-jacent.

Arrêt II.3

La coupe de Savournon : du Callovien supérieur (zone à Lamberti) à l'Oxfordien inférieur (zone à Mariae)

D. Fortwengler et D. Marchand

Cette coupe se situe dans le bassin dauphinois où les faciès Terres Noires, qui débutent au Bathonien supérieur pour se finir à l'Oxfordien moyen, atteignent des épaisseurs supérieures au millier de mètres. L'Oxfordien, inférieur, absent ou peu développé sur la plate-forme Nord-ouest européenne, atteint ici son maximum d'épaisseur.

1- Lithologie.

La coupe de Savournon débute par des niveaux peu fossilifères datés de la base du Callovien supérieur (zone à Athleta). Elle est continue, si l'on excepte une faille de rejet assez faible, jusqu'à la base de sous-zone à Praecordatum, ce qui représente une épaisseur d'environ 200m. Sur cette coupe, et c'est là son principal intérêt, les couches de transition entre le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur affleurent bien. Le pendage relativement faible et la présence de petits bancs plus carbonatés, permettent d'effectuer des récoltes paléontologiques précises et abondantes. Enfin, l'épaisseur de ces couches de transition (près de 17m pour les horizons à Paucicostatum et Thuouxensis) est suffisamment importante pour que les risques de mélanges fauniques soient négligeables à l'échelle de l'horizon biochronologique.

Au delà de la faille (F sur la fig.), la série marneuse est entrecoupée de lits de nodules plus ou moins discontinus. A certains niveaux, ces bancs sont plus marqués, plus continus, mais restent toujours peu développés. Vers le milieu de la coupe, la série est plus marneuse et les niveaux carbonatés, toujours très discontinus, peu nombreux.

2- Biostratigraphie et spectres fauniques.

Les niveaux utilisés (5A à 10B) correspondent à des entités fauniques reconnues dans de nombreuses autres coupes : ils sont donc porteurs d'une information biochronologique.

- **Niveau 5A** : Il renferme des genres calloviens et des Espèces comme *Quenstedtoceras lamberti*, *Kosmoceras ornatum*, *K. spinosum*, *Distichoceras bipartitum*, *Poculisphinctes poculum* qui indiquent sans ambiguïté le Callovien supérieur et plus précisément le sommet de zone à Lamberti (sous-zone à Lamberti, horizon à Lamberti).

- **Niveau 5B** : Ce niveau, que l'on trouve très souvent au dessus du niveau 5A riche en *Quenstedtoceras*, est caractérisé par une faune peu abondante qui livre des *Quenstedtoceras lamberti* évolués proches de *Cardioceras paucicostatum* mais encore associés aux genres *Kosmoceras*, *Poculisphinctes*, *Distichoceras* et *Rollieria*. Ce niveau est très délicat à individualiser sur les plate-formes.

- **Niveau 6** : Ce niveau s'individualise par sa composition faunistique originale. La première particularité est l'abondance de *Cardioceras paucicostatum* qui a remplacé presque totalement l'espèce *Q. lamberti*. La seconde est la présence d'Hecticeratinae comme *H. punctatum* ou *H. paulowi* connus dans les horizons sous-jacents. La troisième est la disparition de genres calloviens comme *Kosmoceras*, *Poculisphinctes*, *Distichoceras* ou *Rollieria*. Cette faune caractérise l'horizon à Paucicostatum, dernier horizon du Callovien (Fortwengler et Marchand, 1991). Cet horizon est connu en bordure de plate-forme. Par contre, les deux subdivisions (6A et 6B) reconnues ici ne se retrouvent pas toujours dans les gisements : elles ne correspondent donc pas à des entités biochronologiques généralisables. Il faut cependant noter que c'est à partir du niveau 6B que les premiers *Peltoceratoides* à tubercules latéro-ventraux dédoublés apparaissent.

- **Niveau 7** : La faune ammonitique de ce niveau présente plusieurs particularités. Les Cardioceratinae, en stase morphologique, appartiennent toujours à l'espèce *Cardioceras*

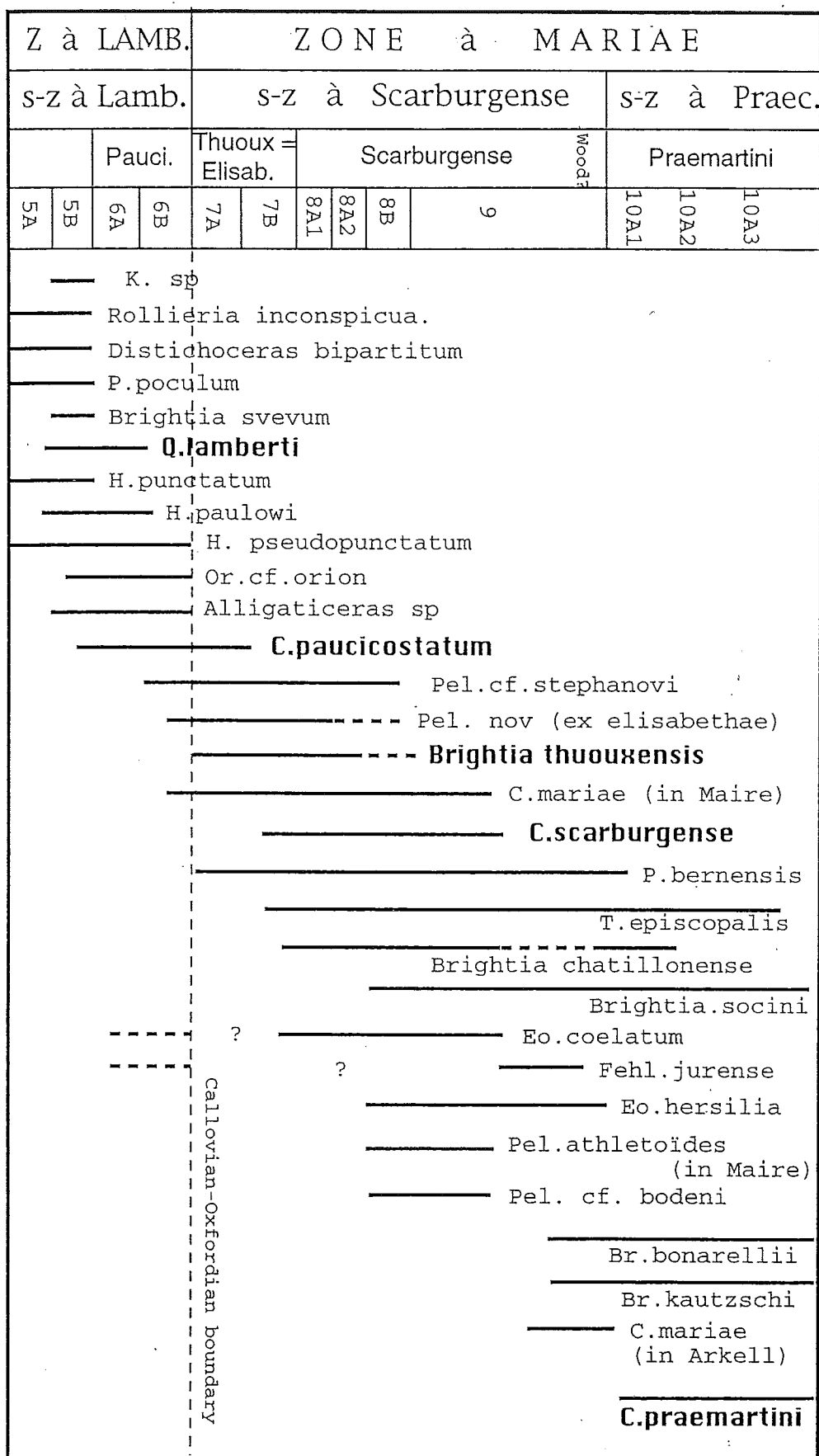
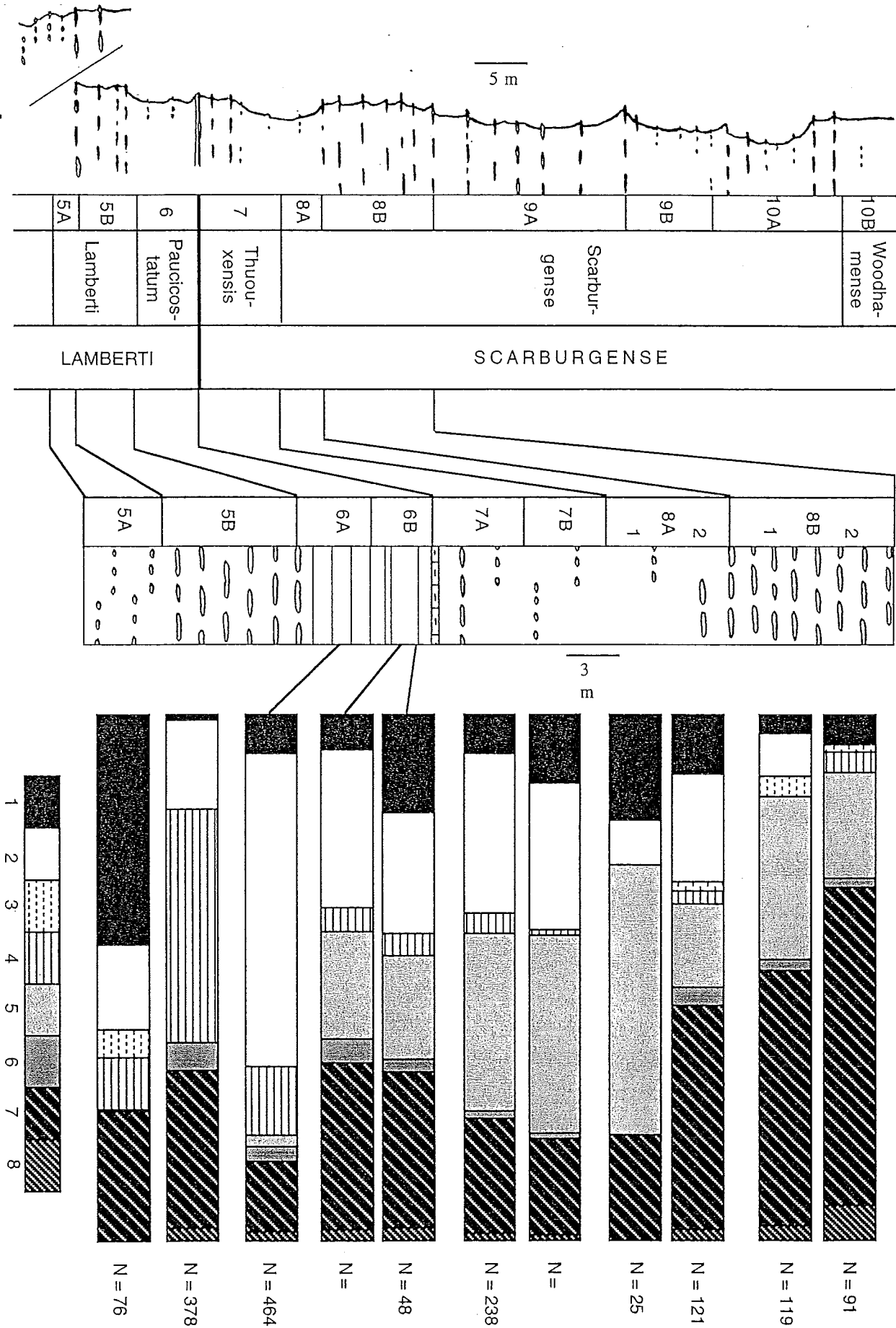


Figure II.3-1. Répartition verticale des principales espèces trouvées dans la formation des Terres Noires à la limite Callovien-Oxfordien. La subdivision en horizons est celle proposée par Fortwengler et Marchand en 1994. 5A à 10A3 : subdivisions de terrain.

Figure II.3-2. Lithostratigraphie, biostratigraphie et spectres fauniques de la coupe de Savournon. N : nombre d'individus ; 1 - Cardioceratinae ; 2 - Hecticoceratinae s. l. ; 3 - Taramelliceratinae ; 4 - Perisphinctidae ; 5 - Peltoceratinae ; 6 - Euaspidoceratinae ; 7 - Phylloceratina ; 8 - Lytoceratina et Haploceratina. 5A à 10B : subdivisions de terrain.



paucicostatum. On note cependant que dans les tours internes, les similitudes avec *C. scarburgense* sont parfois très accusées. A l'opposé, la majorité des Hectioceratinae se distinguent nettement de ceux du niveau sous-jacent : les *Hectioceras* présentent maintenant un « net cachet oxfordien ». Une nouvelle espèce, *Hectioceras (Brightia) thuouxensis* Fortwengler et al., 1997, caractérise ce niveau stratigraphique dans de nombreuses coupes du bassin du Sud-Est ; c'est pour cela que nous l'avons prise comme indice du premier horizon de l'Oxfordien. De plus, dans ce niveau, on voit réapparaître le genre *Peltoceratoïdes* qui était devenu rare au sommet du Callovien. Les individus ont souvent des tubercules latéro-ventraux dédoublés, particularité rare dans le niveau sous-jacent : cette forme correspond à *Peltoceratoïdes eugenii* (Raspail) (Bonnot et al., 1997).

- **Niveau 8** : Ce niveau est toujours très bien représenté dans le bassin du Sud-Est. La faune ammonitique est abondante et bien différenciée. Les Cardioceratinae sont fréquents et rapportés à l'espèce *Cardioceras scarburgense*. A la base, il persiste cependant des individus de « morphologie paucicostatum ». Parmi les Hectioceratinae apparaissent, à côté de *H. (B.) thuouxensis* des formes à costulation atténuée comme *H. lunuloïdes*, *H. chatillonense* et *H. socini* (in Gygi). On voit aussi apparaître les genres *Felhmanites (F. jurensis)* et *Eochetoceras (E. coelatum)*. Au sein des *Peltoceratoïdes*, on constate que le point de bifurcation des côtes tend à descendre au fur et à mesure que l'on monte dans la série (de 8A à 8B) : les premiers *Peltoceratoïdes athletoides* (Lahusen) apparaissent (Bonnot et al., 1997). La faune indique donc la partie inférieure de la sous-zone à Scarburgense et plus précisément l'horizon à Scarburgense.

- **Niveau 9** : Dans cette coupe, comme partout ailleurs dans le bassin, les faunes deviennent rares. Les quelques Cardioceratinae récoltés appartiennent toujours à l'espèce *Cardioceras scarburgense* (absence de carène perlée comme dans l'espèce *C. woodhamense*). Les Perispinctidae sont assez rares et assimilés à *Properispinctes bernensis*.

- **Niveau 10** : Avec ce niveau apparaissent les premiers Cardioceratinae à carène individualisée, rapportés à l'espèce *C.*

praemartini qui caractérise, pour nous, la base de la zone à Praecordatum.

L'analyse des spectres d'ammonites permet de faire les remarques suivantes :

- Les Phylloceratina sont relativement peu abondants à la limite Callovien – Oxfordien (moins du tiers dans les niveaux 5A à 8A) ; par contre, à partir du niveau 8A2, dès que les Cardioceratinae redeviennent plus rares, leur nombre augmente brusquement (pour atteindre près des 3/4 de la faune dans le niveau 8B). Ceci plaide en faveur d'un approfondissement au sommet de l'horizon à Scarburgense. A noter que le genre *Sowerbyceras* est largement dominant au sein de Phylloceratina peu diversifiés. Ceci s'expliquerait par le fait que les *Sowerbyceras* devaient être des ammonites necto-benthiques de milieu relativement profond (150 à 200m ?).

- Un antagonisme semble exister entre les Peltoceratinae (*Peltoceratoïdes*) et les Perispinctidae.

- Les Hectioceratinae, qui ont leur maximum d'abondance à la base du niveau 6, vont peu à peu diminuer et devenir assez rares dans le niveau 8.

- Si l'on excepte le niveau 5A où ils abondent, les Cardioceratinae dépassent rarement 10% de la faune.

Arrêt II.4

Sisteron: transition macroscopique de mudstone à brèche

Alexis Moussine-Pouchkine et
Michel Séguret

La ville de Sisteron est bâtie sur une « clue » créée par la Durance qui franchit la « Barre Tithonique », ici pratiquement verticale, ouvrant vers le Sud sur le bassin tertiaire de Valensole. L'occupation par l'homme de ce site privilégié remonte à la plus haute antiquité (Vialatte, 1966). La rive gauche de la clue, dite « La Baume », moins marquée par cette occupation humaine que la rive droite, permet de lever une coupe à peu près continue de la Barre Tithonique (fig. II.4.1). Cette coupe est caractérisée par le peu d'importance quantitative des faciès de brèches : nous sommes ici sur la bordure interne Sud de la zone d'atténuation des houles (fig. p.), une coupe située à quelques km au SE (Valbelle) ne présentant plus aucune brèche mais seulement des faciès de mudstones carbonatés de plate-forme externe (Séguret et al., 2001, cf Introduction)

L'intérêt de cette coupe est de présenter un affleurement, aisément accessible, soigneusement aplani il y a longtemps pour servir de mur à une construction ancienne, aujourd'hui disparue, montrant une transition verticale, d'échelle macroscopique, de mudstone à brèche. Il s'agit ici du premier corps bréchique de la coupe, formant un banc d'environ 3m d'épaisseur (niveau 76,5), affleurant juste à côté du transformateur (fig. II. 4. 2a). On y voit nettement un mudstone à la base, surmonté par une brèche à éléments du même mudstone, à support par ossature, avec une matrice un peu plus colorée formée par un packstone à petits éléments de micrite dans une matrice micritique à taches de sparite. Le contact entre les deux lithologies est complexe mais bien visible. La matrice de la brèche se retrouve sous forme de taches irrégulières au sein du mudstone sous-jacent, taches qui

s'anastomosent vers le haut et finissent par isoler des éléments de mudstone, encore en place vers le bas puis déplacés ensuite au sein de la brèche. Il s'agit là typiquement de ce que nous appelons une transition, dont d'autres exemples sont décrits dans Bouchette et al. (2001) (cf Introduction).

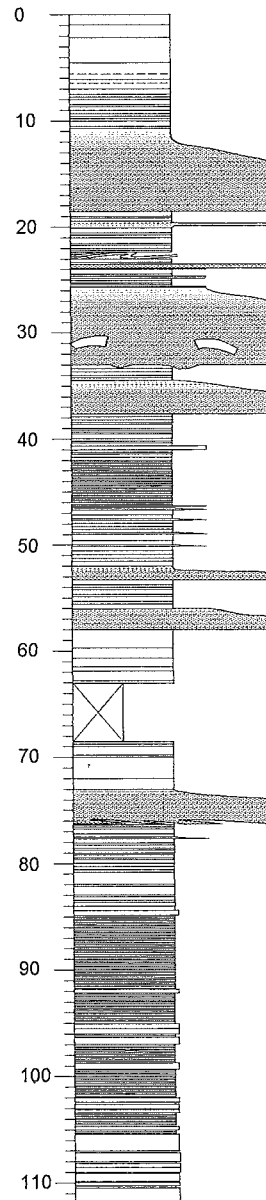


Figure II.4-1: Coupe générale
du Jurassique terminal
de Sisteron

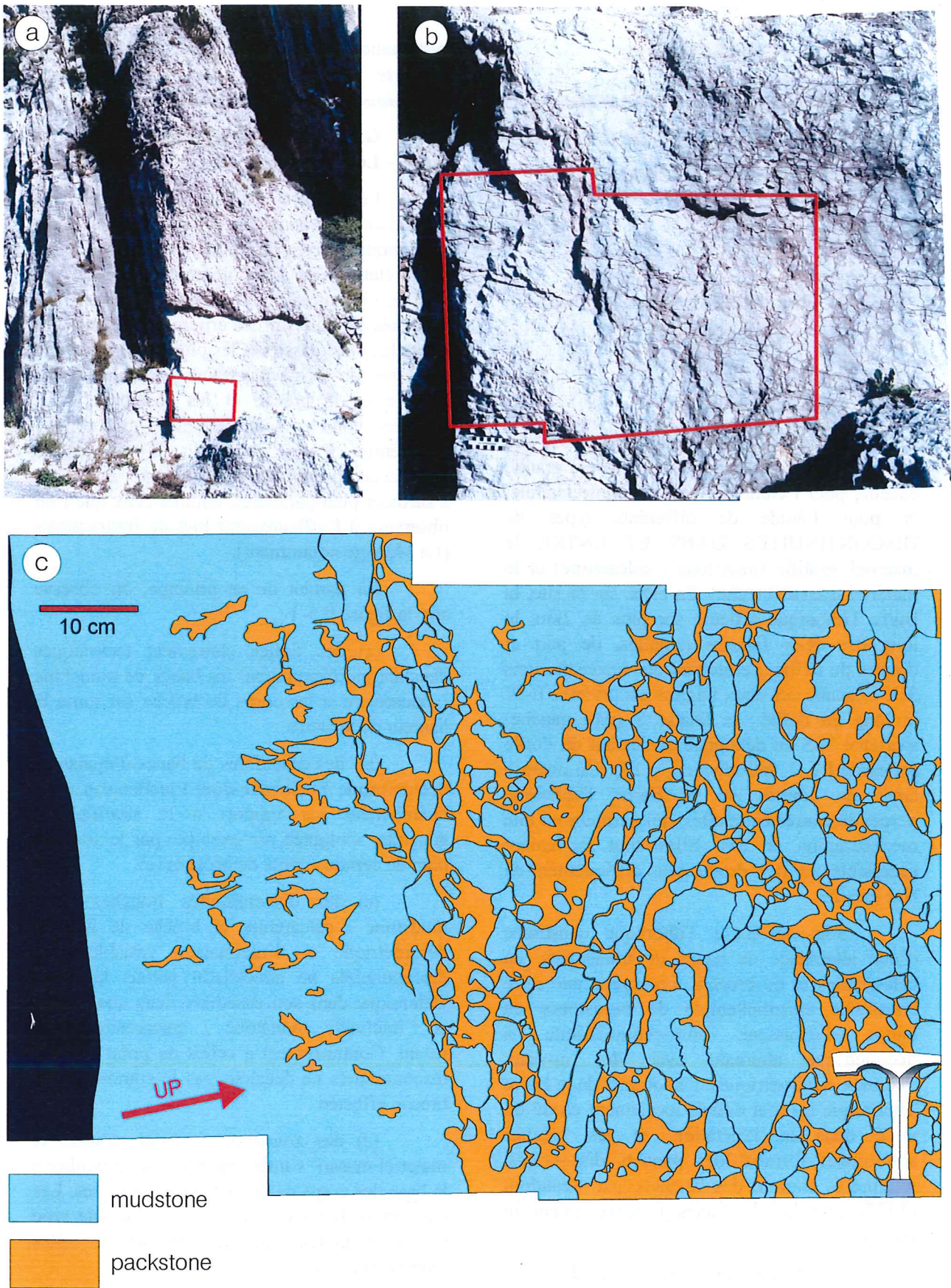


Figure II.4-2: transition macroscopique de Sisteron entre un mudstone et une brèche
 a: vue générale de l'affleurement, niveaux 73 à 77 du log général
 b: vue rapprochée
 c: dessin d'après photo de la transition

Arrêt II.5

Le défilé de Pierre Ecrite : géométrie des corps de brèche, discontinuités diverses entre faciès.

**Frédéric Bouchette et Alexis Moussine-
Pouchkine**

Présentation du site

Le défilé de Pierre Ecrite forme un site idéal pour l'étude des corps de brèche à grande échelle, pour l'étude de leur continuité latérale, et pour l'étude de différents types de DISCONTINUITÉS DANS ET ENTRE le matériel stratifié (mudstone / calcarénite) et le matériel massif (brèche). En effet, sur ce site, la Barre Tithonique affleure sur plus de 2km, le long des deux falaises jumelles, de part et d'autre du défilé, permettant des reconstitutions 3D. Chacune des deux falaises est orientée E-W le long du défilé ; la falaise S (rive gauche) s'oriente N-S au débouché occidental du défilé (cf carte, fig. 2, Introduction, p.13). On dispose ainsi de coupes de la Barre Tithonique perpendiculaires entre elles, qui permettront une reconstruction en 3D. Elles sont facilement accessibles en rive droite, plus difficilement en rive gauche.

Sous la Barre Tithonique constituée d'une alternance de bancs de mudstones, de calcarénites et de brèches, on trouve une série constituée essentiellement de mudstones en bancs d'épaisseur pluri-centimétrique à décimétrique alternant avec des niveaux marneux centimétriques. Le sommet de la Barre Tithonique est mal défini, localement érodé ou noyé dans la végétation, et les brèches sommitales forment des paquets discontinus, interprétés comme des chenaux par Beaudoin (1977), rappelant les faciès de remaniement du Berriasien.

Les travaux menés sur le site de Pierre Ecrite sont pour l'instant limités à l'étude par télédétection de la géométrie des corps de brèches et à l'étude détaillée de quelques transitions latérales de mudstone / calcarénite à brèche. Une étude exhaustive par coupes sérieuses

systematiques est prévue pour 2001. *On ne présente donc ici que des résultats préliminaires qui restent à confirmer.*

Géométrie d'ensemble et étude de faciès - Les différents types de discontinuités.

Les figures II.5-1, II.5-2 et II.5-3 présentent des panneaux photos de la Barre Tithonique en rive droite et rive gauche et une interprétation de leur géométrie externe et interne. On notera que l'interprétation en terme de faciès est faite sur des critères incertains : les bancs les plus massifs et les plus épais, ainsi que les zones de forme incertaine sont interprétés comme de la brèche et les ensembles bien stratifiés comme des intervalles mudstone / calcarénite. Il n'est pas exclu qu'un ensemble stratifié comprenne des petits niveaux de brèche à surfaces plan-parallèles, comme ceux que l'on observera à l'affleurement lors de futurs arrêts (La Méouge notamment).

En partant de ce principe, on observe sur la figure II.5-1 :

(a) des failles clairement tectoniques décalant indifféremment les bancs de mudstone / calcarénite et les corps de brèche sur toute la hauteur de la Barre.

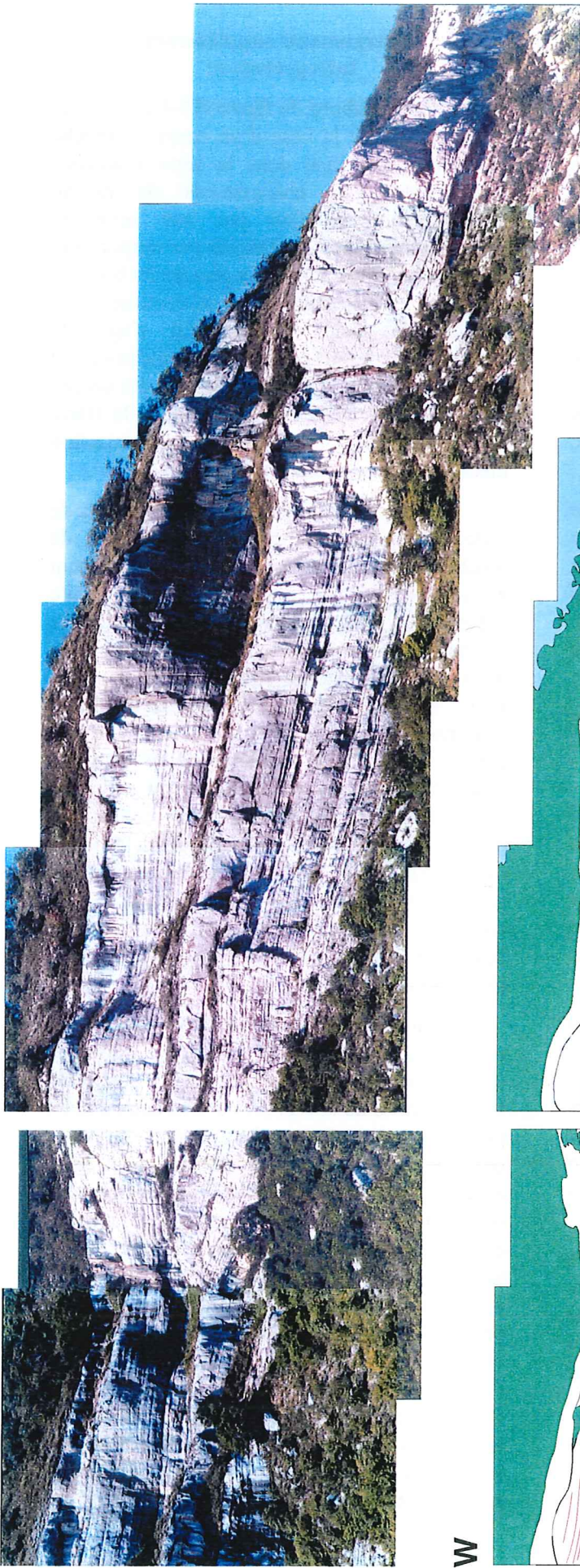
(b) des ensembles de bancs d'épaisseur décimétrique à métrique dont l'inclinaison varie latéralement par rapport à la stratification générale, soulignée par exemple par le sommet plan de certains corps de brèches (e).

(c) des discontinuités franches entre mudstone / calcarénite et brèche de hauteur décimétrique et d'inclinaison variable. Ces discontinuités ne concernent jamais la Barre Tithonique dans son ensemble mais une brèche et l'intervalle mudstone / calcarénite sous-jacent. Contrairement à celles du point (a), ces discontinuités ne décalent pas le sommet de la brèche affectée.

(d) des zones où matériel stratifié et matériel massif s'interpénètrent, en particulier à la base des corps de brèches décimétriques. Les ensembles de bancs à inclinaison variable type (b) se terminent latéralement sur de telles interpénétrations.

Sur la figure II.5-2 on note la présence :

(f) d'interpénétrations de matériel stratifié (calcarénite / mudstone) et de matériel



W

E

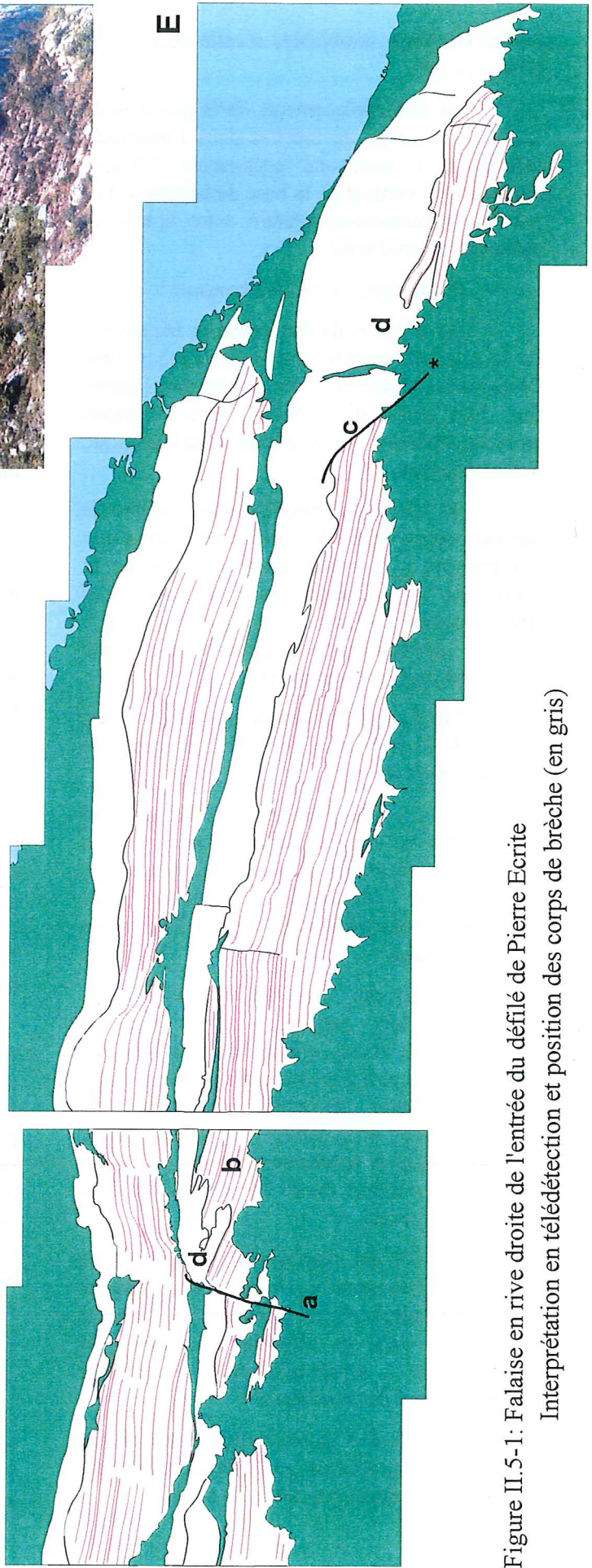


Figure II.5-1: Falaise en rive droite de l'entrée du défilé de Pierre Ecrite
Interprétation en télédétection et position des corps de brèche (en gris)

massif (brèche), semblables à celle décrites ci-dessus en (d).

(g) des déplacements de la position de la base des corps de brèches dans l'intervalle calcarénite / mudstone sous-jacent. Chaque déplacement vertical de la base de brèche se fait par une discontinuité latérale entre brèche et calcarénite / mudstone.

Sur la figure II.5-3, on constate :

(h) d'autres déplacements de la position de la base de certains corps de brèches dans l'intervalle calcarénite / mudstone sous-jacent. Sur cette partie de la falaise, ces variations peuvent atteindre une amplitude pluri-métrique à décamétrique.

(i) des discontinuités au sein même de certains corps de brèche, de faible inclinaison par rapport à la stratification générale de la barre, et ne décalant pas la série. Ces discontinuités, comme celles observées en (c), peuvent latéralement se terminer sur un niveau stratigraphique, comme en (j).

Finalement, de l'étude par télédétection du site de Pierre Ecrite, on extrait les types de discontinuités suivants :

(1) entre brèche et brèche, matériel stratifié et matériel stratifié ou brèche et matériel stratifié, des contacts par faille, d'origine tectonique certaine car correspondant à des décalage de l'ensemble de la Barre;

(2) des transitions aux formes parfois très incertaines entre matériel stratifié et brèche, notamment à la base des corps de brèche, présentant à grande échelle les mêmes caractéristiques que les transitions progressives de mudstone / calcarénite à brèche décrites dans l'article inclut en début de ce livret-guide et dans d'autres arrêts;

(3) des discontinuités entre brèche et matériel stratifié, franches et rectilignes d'une part, mais ne décalant pas la série d'autre part et affectant seulement un intervalle stratigraphique d'épaisseur métrique à décamétrique;

(4) des discontinuités entre brèche et brèche présentant par ailleurs les mêmes caractéristiques que celles du type (3).

Arguments supplémentaires - Interprétation:

Tout d'abord, la figure II.5-4 montre les déplacements de la base d'un corps de brèche d'épaisseur métrique dans la série mudstone sous-jacente. Ces changements de niveau stratigraphique se font par une série de discontinuités type (2) obliques par rapport à la stratification affectant de 5 à plus de 20 banc de mudstone d'épaisseur pluri-centimétrique. L'étude de faciès révèle qu'il s'agit de transitions progressives de mudstone / calcarénite à brèche, telle qu'elle ont été décrite précédemment. Ainsi, on trouve dans la Barre Tithonique des preuves de l'interaction mécanique entre houles et sédiments.

Sur le site de Blégier (non visité lors de cette excursion), on trouve des paquets de brèches passant latéralement et progressivement à des paquets de mudstone / calcarénite déformés, plissés et cohabitant avec des failles d'extension limitée connectées sur les transitions de matériel stratifié à brèche. Les failles étant intimement mêlées à la brèche et aux transitions progressives, on les interprète comme des failles syn-déformation résultant d'une déformation très localisée du sédiment sous l'action de la houle. Dans ce cas, la déformation induite par la houle dans la masse du matériel (dont la brèche et les transitions progressives sont la manifestation) peut coexister étroitement avec de la déformation beaucoup plus localisée (failles syn-déformation).

Sur le site de Pierre Ecrite, les ensembles de mudstone / calcarénite déformés (éventuellement plissés) et connectés latéralement à de la brèche, comme ceux décrits plus haut, rappellent les paquets stratifiés déformés de Blégier. En faisant une autre analogie, on peut interpréter une partie des discontinuités (3) et (4) comme le résultat d'une déformation très localisée induite par la houle se manifestant sous la forme de failles syn-déformation. Cette déformation localisée peut indifféremment prendre place entre du matériel stratifié et de la brèche - type (3) - ou dans de la brèche - type (4). De plus, cette forme de déformation se rattache latéralement aux autres formes de déformation, d'où les raccords entre discontinuités de type (3) et zones de brèche.



Figure II.5-2: Falaise en rive gauche de l'entrée du défilé de Pierre Ecrite
trait rouge: base du corps bréchique inférieur

Toutefois, la discontinuité type (3) marquée d'un astérisque (*) sur la figure I est parcourue par de nombreux filons de calcite pure, d'épaisseur centimétrique et de longueur décimétrique, à la fois dans le matériel stratifié et dans le matériel bréchifié. En particulier, ces fentes recoupent indifféremment les clastes et la matrice. Cette discontinuité n'est donc ni une transition progressive de mudstone / calcarénite à brèche, ni une faille syn-déformation. En outre, on peut difficilement l'interpréter comme une faille tectonique car elle ne semble pas affecter la Barre Tithonique dans son ensemble. L'interprétation d'une telle structure reste donc incertaine. On peut envisager qu'elle résulte de deux processus successifs : dans un premier temps, la houle génère une faille syn-déformation ; dans un deuxième temps, lors de l'évolution post-diagénétique de la formation, des structures micro-tectoniques se concentrent sur ces zones déjà sollicitées et affectent la brèche, le mudstone et la calcarénite.

Les travaux sur le site de Pierre Ecrite n'en sont qu'à leurs balbutiements. Mais la présence sur ce site de transitions progressives de mudstone / calcarénite à brèches d'échelle métrique invite à une réinterprétation des discontinuités décamétriques. Ces discontinuités pourraient être des transitions progressives de très grande taille et donc résulter de l'action de la houle sur le sédiment. Dans tous les cas, il est clair qu'on ne peut plus, sur la seule base de l'observation des discontinuités en falaise, en faire des méga-érosions et reconstituer ainsi une paléogéographie du Bassin du Sud-Est.



Fig II.5-3: Falaise au début du défilé de Pierre Ecrite, en rive gauche

Figure II.5-4: Détail de la partiesupérieure de la falaise, en rive droite, montrant une vraie transition mudstone/brèche

Arrêt III.1

Les gorges de la Méouge

**Frédéric Bouchette, Michel Séguret et Alexis
Moussine-Pouchkine**

A 5 km à l'amont de l'entrée des gorges de la Méouge, le Kimmeridgien affleure relativement bien sur les deux rives de la gorge. Il est formé essentiellement par une alternance de bancs carbonatés micritiques à surfaces planes et parallèles, d'épaisseur variable (20 à 80 cm), à microfaune pélagique et d'interbancs marneux en retrait morphologique par rapport aux bancs calcaires. Les rapports entre les épaisseurs des bancs et des inter-bancs permettent de reconnaître visuellement des « motifs » (ensembles de bancs et d'inter-bancs) plus calcaires, plus marneux, strato-croissants ou strato-décroissants.

On verra ici que même en l'absence du repère du corps glissé du "Rauracien" on peut retrouver assez facilement les "motifs" suivants, de bas en haut:

7 groupe des 5, stratodécroissant

7 groupe des 14, plus calcaire

7 vire à Divisum, plus marneux

7 ressaut à Balderum, plus calcaire.

Le contrôle biostratigraphique rigoureux, basé sur les Ammonites, permet de considérer que ces "motifs" ont une valeur chronostratigraphique: en effet, on peut les retrouver à peu près partout dans le bassin avec toujours le même contenu faunistique. Ceci a été utilisé pour établir la stratigraphie séquentielle (Atrops et Ferry, 1989) des formations kimmeridgiennes de ce bassin.

On verra également qu'il est facile ici de dénombrer les couplets marne-calcaire de chacun de ces "motifs", car les bancs calcaires et les inter-bancs marneux sont visuellement bien définis (fig III.1-2). Le travail effectué, à l'échelle du bassin, sur le groupe des 14, montre que la succession de couplets marne-calcaire est allocyclique et que la durée de chaque couplet est de l'ordre de 20 Ka, et donc qu'elle est liée aux cycles de précession de Milankovitch. De ce fait, l'étude détaillée des alternances marne-calcaire constitue

potentiellement un outil stratigraphique très puissant, permettant de chiffrer, au moins relativement, la durée de chaque zone, sous-zone ou horizon biostratigraphique, étant entendu qu'en milieu pélagique chaque cycle est probablement enregistré. Ainsi, la durée de la sous-zone à Lothari (groupe des 14, 15 ou 16 couplets) pourrait être supérieure à celle de la zone à Divisum (vire à Divisum et ressaut à Balderum, 12 couplets au total). On pourrait approcher, de cette façon, la mesure de la vitesse de l'évolution des faunes.

Le site de La Méouge correspond à la base de l'intervalle à brèches de la barre tithonique. Il présente une association de calcilutites, calcarénites et brèches et permet d'étudier les relations existant entre ces trois faciès. Sur l'ensemble du site, plus de 10 corps de brèche d'épaisseur supérieure à 0,5m et d'extension supérieure à la centaine de mètres sont identifiables dans le paysage. On a levé une coupe générale le long du parking de la route Chateauneuf-Séderon, de la route du Pontet, et du chemin descendant à la rivière au niveau du pont Romain; on a aussi levé une série de coupes de quelques mètres d'épaisseur pour étudier les relations entre les trois faciès. Les coupes sont repérées sur un axe x parallèle à la stratification et, dans chaque coupe, observations et échantillons sont repérés selon un axe z vertical à partir d'une couche repère commune à toutes les coupes (fig ;III.1-1).

Les 4 niveaux de brèche de la base de l'intervalle (B1, B2, B3, et B4), ainsi que les calcarénites interstratifiées, seront plus particulièrement étudiées. Les transitions de brèche à mudstone, dont on a décrit précisément la nature, seront systématiquement mises en évidence.

La brèche B1 à la cote -11,3m est de forme lenticulaire; elle s'étend sur 4m de long et moins de 1m d'épaisseur. Les deux extrémités de cette brèche constituent des passages latéraux de brèche à mudstone se faisant sur moins de 50cm.

Le corps de brèche B2 à la cote -10m, est lui aussi lenticulaire; il montre une interdigitation de brèche et de calcarénite. La base présente une petite rampe de 20cm entre les coupes G0D0 et D12. Le sommet passe de la cote -9,6 (coupe D0) à -8,5 sur la coupe D10 où un niveau de calcarénite s'intercale dans la brèche. Au dessus du corps de brèche, les niveaux lutitiques et calcarénitiques sont parallèles à la surface bombée du corps

paraissant draper une topographie par un amortissement progressif sur 3m d'épaisseur.

Le niveau de brèche B3 n'est observé que sur la coupe G0D0; c'est une brèche à sommet et base plan parallèle, d'extension inconnue (elle se prolonge au delà des limites de l'affleurement).

Le corps de brèche B4 est accessible sur plus de 200m. Sa base non plane est organisée en 3 paliers aux cotes +1m (D0G0), +2,6m à +2,8m (de G70 à G143) et +2m (G176 à G186) séparés par des rampes recoupant la stratification avec des angles forts. Ces rampes sont autant de passages latéraux de brèches à mudstone ou arénite. Le sommet du corps de brèche est plan et correspond à un passage progressif mais rapide à une arénite puis à une lutite. Partout où elle a pu être observée, la brèche est de texture packstone à support par ossature. Au niveau de l'intersection des deux routes, dans la base de la brèche B4, un banc de mudstone de 1m de long fortement déformé, passe à ses deux extrémités à la brèche. La transition se fait de haut en bas de la brèche au mudstone et localement de bas en haut.

Les brèches supérieures B5 sont interstratifiées dans des calcarénites/calculutites; ces brèches ont une base et un sommet plan. Elles sont toutes à support matriciel, ce qui les différencie des brèches inférieures; parfois, elles sont de texture mudstone avec moins de 1% de clastes. Au sommet de la zone observable (environ au dessus de la cote +40m), les corps brèchiques massifs sont remplacés par des corps complexes construits par imbrication de plusieurs bancs obliques à la stratification externe, boudinés, constitués de brèche à support matriciel. Ces corps du sommet de l'intervalle sont certainement des structures de déformation dues à la houle dans un matériau non plus Tithonien, mais Berriasien.

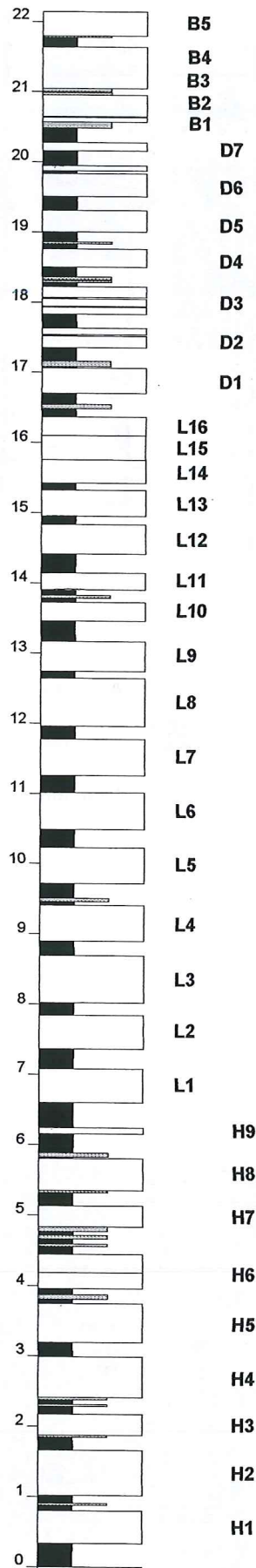
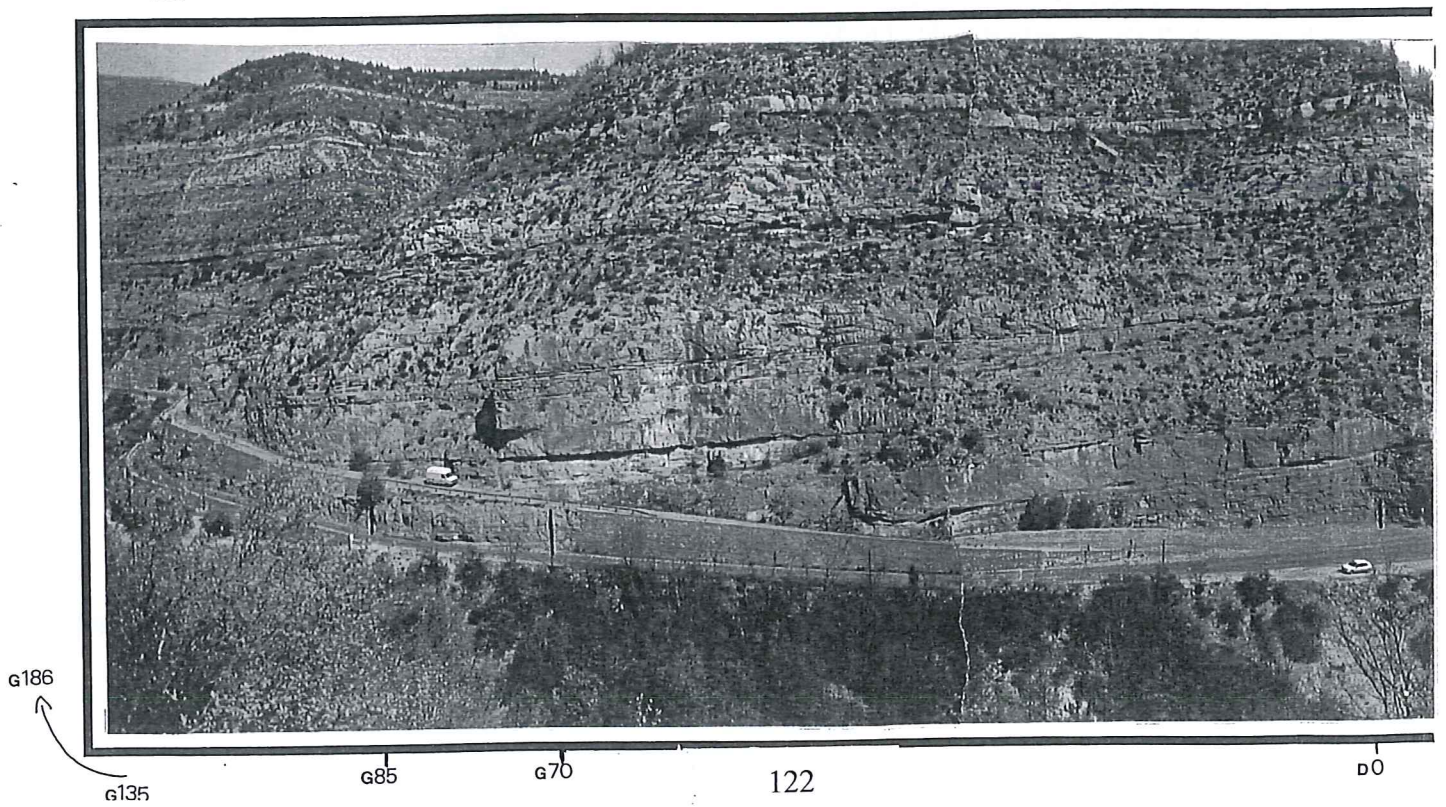
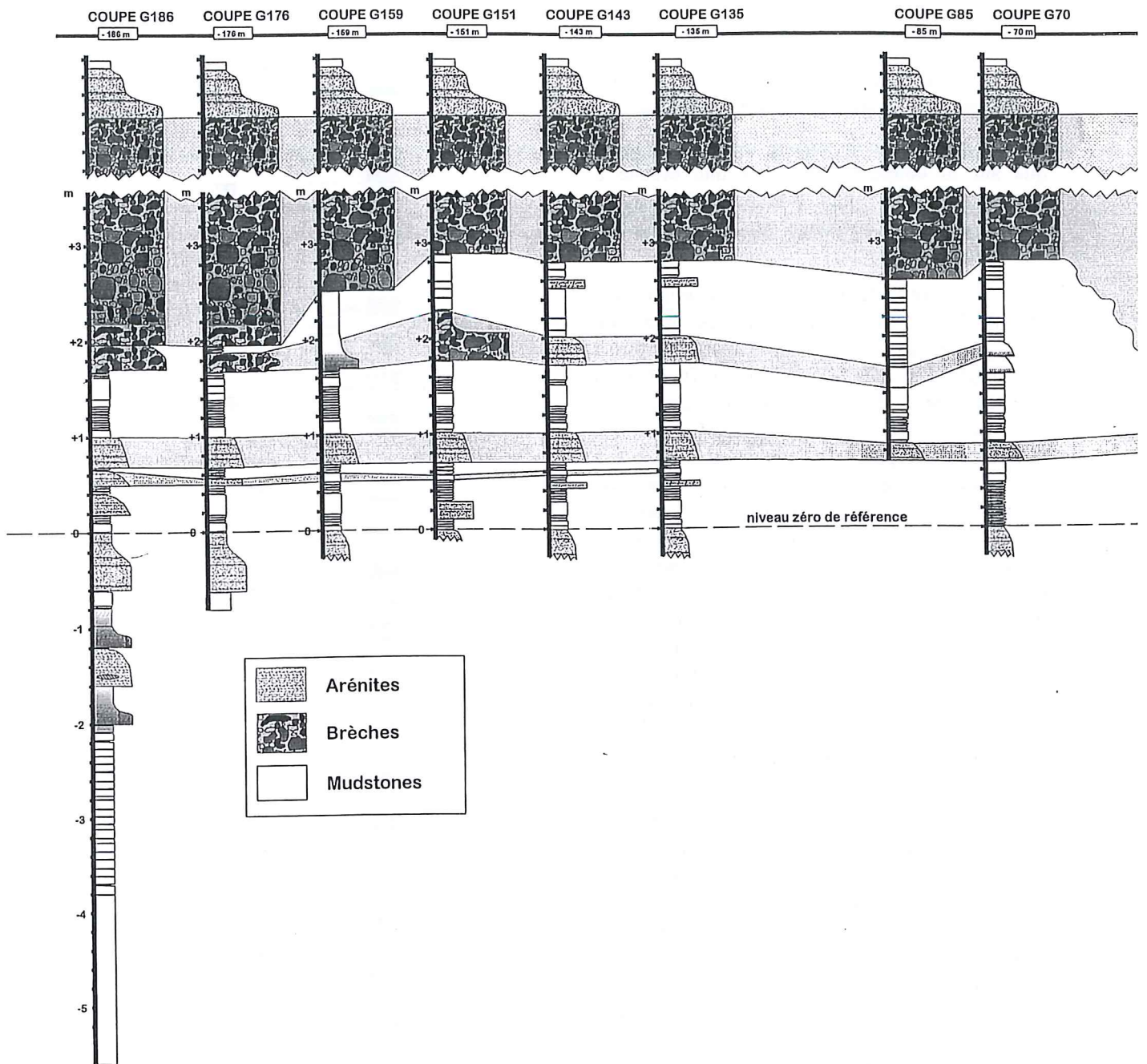


Figure III.1-2: coupe détaillée des zones à Hypselocyclum et à Divisum

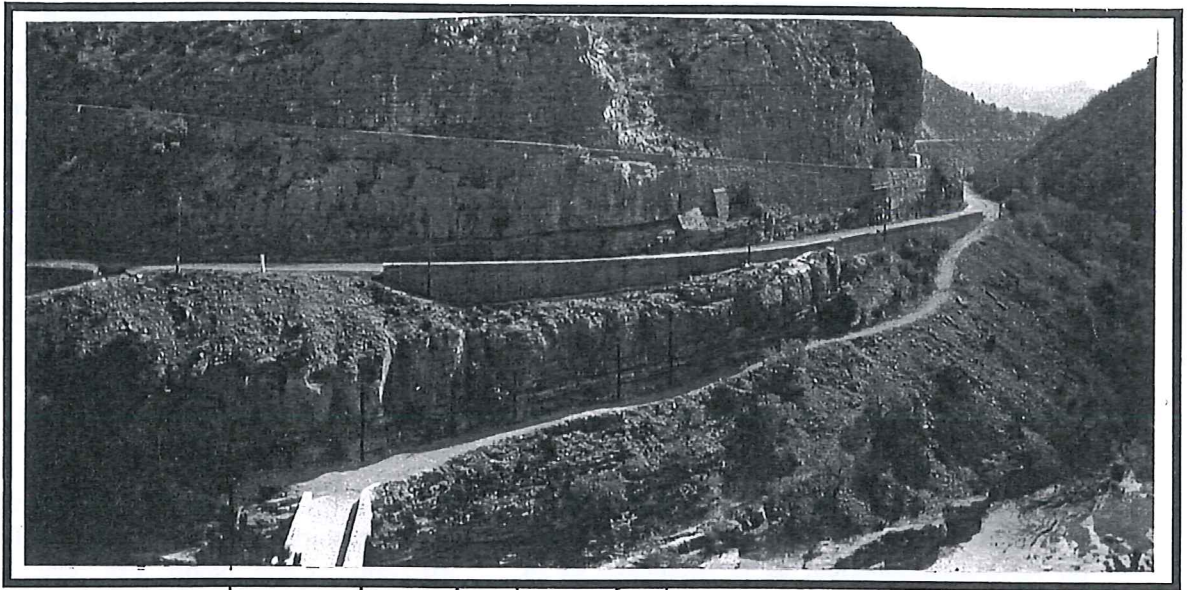


COUPE D0G0

SYNTHESE DES COUPES EFFECTUEES SUR LE SITE DE LA MEOUGE

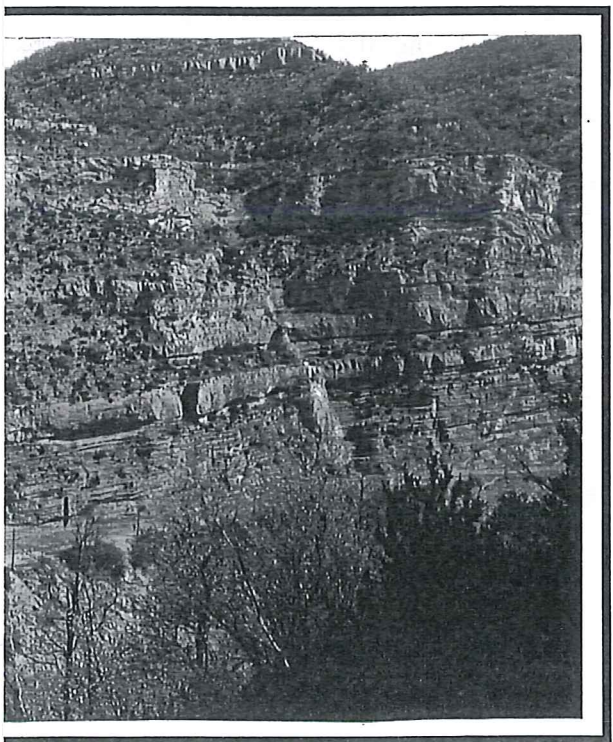
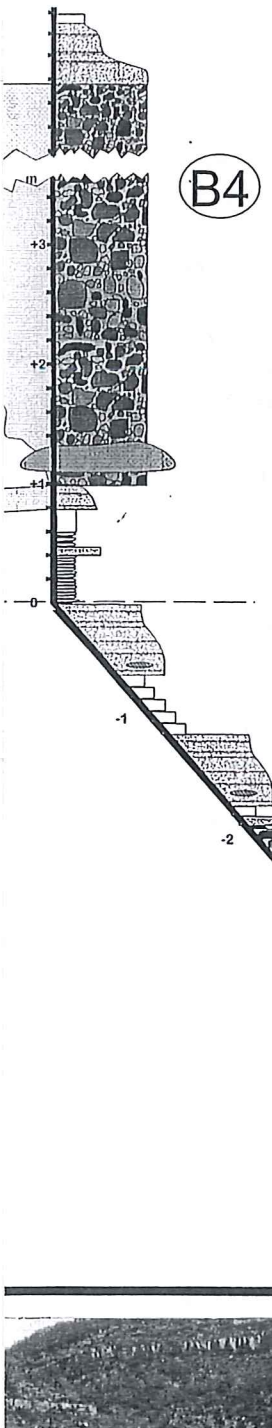
ECHELLE 1 cm <-> 60 cm

B4



G186 g176 g159 g151 g143 g135

B3

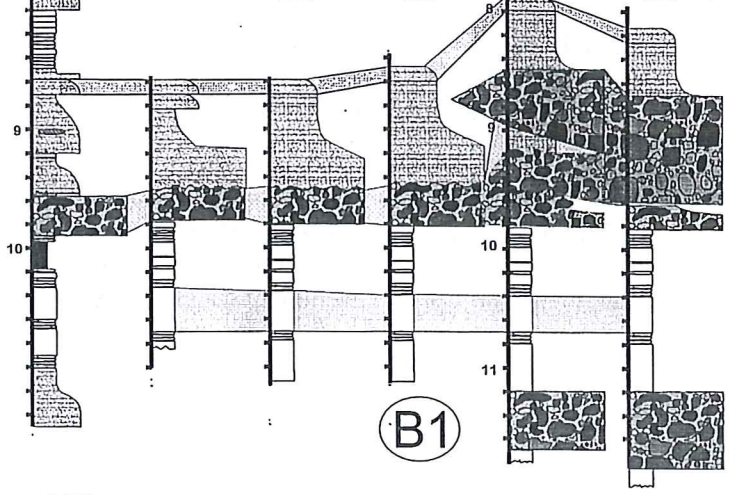


D12

COUPE D0 COUPE D5 COUPE D6 COUPE D10 COUPE D12
5m 1m 3,6m 2m

B2

B1



Arrêt III.2

Site oxfordien de Beauvoisin et pseudobiohermes

Christian Gaillard et François Atrops

1 - Cadre stratigraphique et structural

Le site de Beauvoisin se trouve dans la Drôme, à sept kilomètres au NW de Buis-les-Baronnies. Il correspond à un vaste ensemble de ravines creusées dans les Terres Noires et surplombées par les falaises calcaires du Jurassique supérieur de la Montagne de la Taillade et des Grandes Buisses (Fig.III.2-1). Du point de vue paléogéographique, il est situé au coeur du bassin du Sud-Est de la France.

Il s'agit sans doute d'un des sites jurassiques les plus remarquables du Sud-Est de la France car susceptible d'intéresser toutes les disciplines de la géologie. Malheureusement, ces dernières années il a été partiellement défiguré par certains amateurs peu scrupuleux à la recherche de nodules à septarias. Pour les professionnels soucieux de la préservation du patrimoine géologique et de leur outil de travail, mieux vaut donc rester discret sur ce gisement vis-à-vis des collectionneurs.

Stratigraphie

Le gisement intéresse le sommet de la formation marneuse des Terres Noires et l'alternance marno-calcaire "argovienne".

- Les Terres Noires

J. P. Bourseau (1977) a précisé l'âge des Terres Noires du gisement grâce à l'étude détaillée d'une très riche faune d'ammonites. Sur le site de Beauvoisin, elles sont datées du sommet de l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum) et de la base de l'Oxfordien moyen (zone à Plicatilis)

Les ammonites sont fréquentes au sein des nodules calcaires qui sont surtout abondants à proximité des pseudobiohermes. Leur conservation est en général excellente. Mais en

raison de la dureté des nodules, le dégagement des ammonites ne peut s'effectuer que par la méthode des « chocs thermiques ». On fait subir aux nodules un refroidissement brutal (trempe dans l'eau froide) après les avoir chauffés. Les Phylloceratidae, en particulier les *Sowerbyceras* sont les formes les plus abondantes. Les Perisphinctidae sont également fréquents. Mais seules les formes de petite taille sont complètes. Ainsi on rencontre souvent des Perisphinctidae microconches pourvus de leurs apophyses jugales. Les macroconches sont toujours incomplets. Les Cardioceratidae sont plus rares.

- La série inférieure des Terres Noires (plus de 40 m), visible sur la rive gauche du ravin comprend 6 niveaux (a à f) (Fig.III.2-2, III.2-3a). Cette série est peu fossilifère. L'assemblage est constitué par *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'ORB.), *Peltoceras* (*Parawedekindia*) aff. *arduennense* (d'ORB.), *P. (Prososphinctes)* aff. *mazuricus* BUKOW. De rares Cardioceratidae ont récemment été récoltés. Cette faune d'ammonites a été attribuée par Bourseau (1977) à l'Oxfordien inférieur (zone à Cordatum). La récolte récente, par F. Atrops, de rares *Cardioceras*, devrait permettre de préciser cette attribution stratigraphique.

- La série supérieure (85 m) (Fig.III.2-2, III.2-3b) est représentées par des affleurements plus vastes dans les ravines de la rive droite du ravin (coupes A à F, niveaux a à i). La plus grande partie de cette série (niveaux a à g) appartient à la zone à Plicatilis (sous-zone à Vertébrale). A la base de cette série (coupe B) on observe deux minces lits argileux rouges qui pourraient correspondre à des niveaux de cinérites (étude en cours). C'est cette série qui a fourni les faunes d'ammonites les plus abondantes. Elles sont dominées par les Phylloceratidae (très nombreux *Sowerbyceras*) et les Perisphinctidae suivis par les Oppeliidae et les Cardioceratidae. On rencontre également quelques Aspidoceratidae et Pachyceratidae. Les Perisphinctidae sont abondants, en particulier les microconques, souvent complets, avec leurs apophyses latérales. On peut citer : *P. (Otosphinctes) paturattensis* (de LOR.), *P. (Otosphinctes) monfalconensis* (de LOR.), *P.*

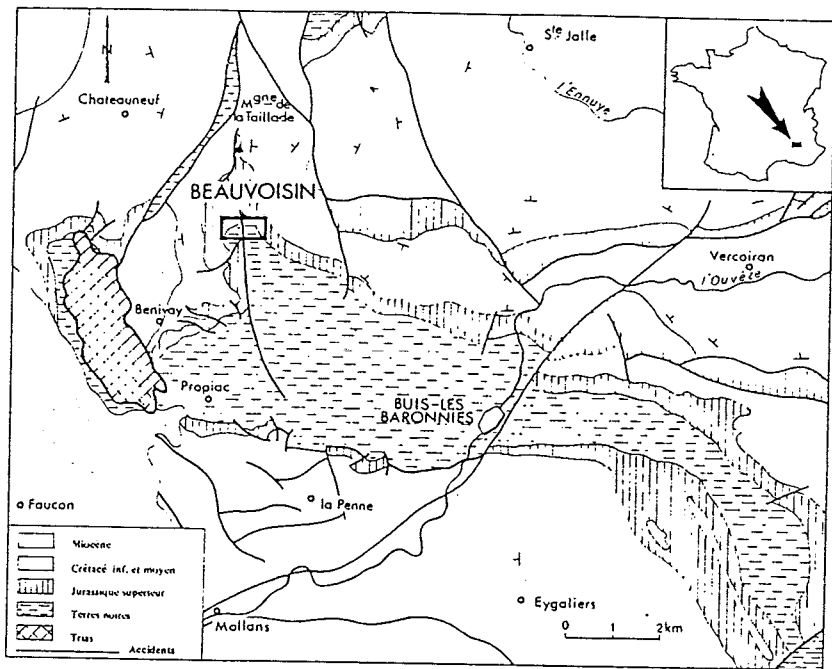


Figure III.2-1 - Situation et cadre géologique du gisement de Beauvoisin (d'après Bouriseau, 1977)

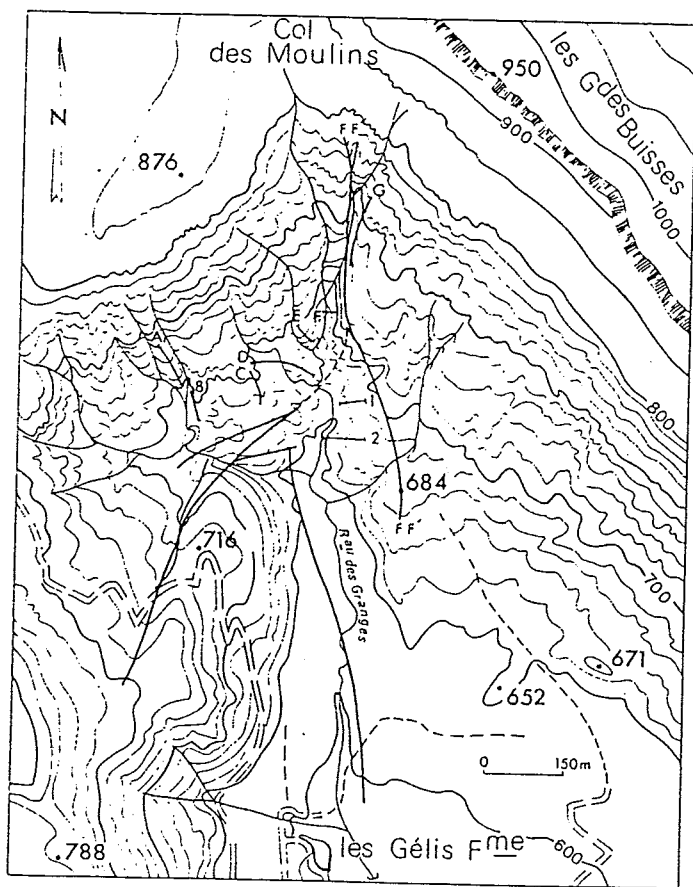


Figure III.2-2 - Localisation du gisement de Beauvoisin et des coupes étudiées dans les Terres Noires (Bouriseau, 1977)

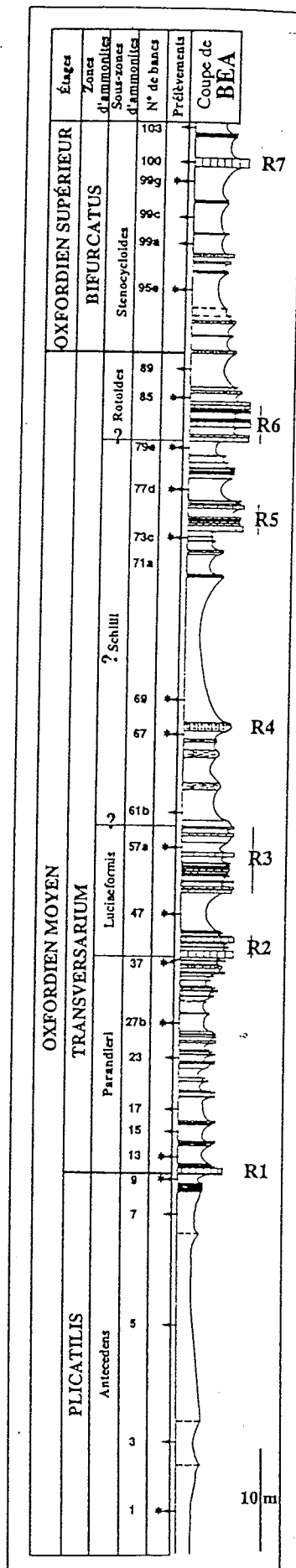


Figure III.2-4 - Stratigraphie de l'alternance Argovienne de Beauvoisin. Définition des niveaux repères R1 à R7 et biostratigraphie (GFEJ, programme "Environnements jurassiques")

(*Arisphinctes*) sp. gr. *plicatilis* (SOW.), *P.* (*Kranaosphinctes*) sp. gr. *promiscuus* BUKOW.. Parmi les autres familles : *Campylites* (*Neoprionoceras*) *henrici* (d'ORB.), *Pachyceras* (*Tornquistes*) aff. *romani* (DOUV.), *Pseudogregoryceras iteni* (JEANNET), plusieurs espèces d'*Euaspidoceras* et de *Cardioceras*, en particulier, *C.* (*Vertebriceras*) aff. *cowleyense* ARK., *C.* (*Subvertebriceras*) *densiplicatum* BOD., *C.* (*Scoticardioceras*) *excavatum* (SOW.).

Le sommet de cette série (niveaux h et i) appartient à la sous-zone à *Antecedens* qui est bien caractérisée dans la coupe F, sur la rive gauche du ravin. Elle débute à la base des biohermes situés sous l'alternance argovienne. C'est à ce niveau qu'apparaît *P.* (*Dichotomosphinctes*) *antecedens* (SALFELD).

On atteint ensuite la partie sommitale des Terres noires, ici dépourvues de pseudobiohermes et beaucoup plus pauvres en nodules. Dans les marnes, les ammonites de petite taille abondent : *Sowerbyceras*, *Perisphinctidae* et surtout *Oppeliidae* (*Taramelliceras* gr. *dentostriatum* (Q.) en particulier). Les *Cardioceras* sont très rares. Il s'agit certainement encore d'une faune de la sous-zone à *Antecedens*.

- L'alternance argovienne

Le faisceau argovien correspond à la séquence étudiée en détail par le GFEJ dans le cadre du programme «Environnements jurassiques». C'est une coupe-type du transect oxfordien (Gaillard et al., 1996) (Fig.III.2-4). Du point de vue lithostratigraphique, il montre clairement 6 niveaux-repères (R1 à R6) très bien reconnaissables, non seulement dans tout le bassin du Sud-Est mais aussi sur le talus ardéchois et la plate-forme externe jurassienne (Fig. III.2-5). Du point de vue biostratigraphique, cette séquence est datée du sommet de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*). Les ammonites récoltées à ce jour permettent presque d'identifier toutes les sous-zones (déterminations de F. Atrops et D. Marchand).

Immédiatement au-dessus du repère R1, la présence de *Dichotomosphinctes buckmani*

ARKELL, indique la sous-zone à *Parandieri*. Dans d'autres coupes du bassin vocontien, on voit apparaître, à partir du faisceau R2, des formes proches de *Dichotomosphinctes luciaeformis*. A Beauvoisin, on trouve, dans le faisceau R3, de nombreux représentants du genre *Gregoryceras*, en particulier *G. riazi* (DE GROSSOUVRE) qui est associé à un exemplaire d'*Amoeboceras ilowaiskyi* SOKOLOV. Les faisceaux R2 et R3 appartiennent donc à la sous-zone à *Luciaeformis*. L'intervalle qui s'étend du sommet du faisceau R3 jusqu'à la base du faisceau R6 n'a pour l'instant pas fourni d'ammonites. Il pourrait appartenir, au moins en partie, à la sous-zone à *Schilli*. La faune d'ammonite réapparaît au niveau du faisceau R6 qui est daté de la sous-zone à *Rotoides*.

La suite de la série n'est pas connue avec le même détail. La zone à *Bifurcatus* marque un net retour à une sédimentation argileuse, puis la sédimentation carbonatée va assez progressivement prendre de l'importance depuis la zone à *Bimammatum* (alternance à dominante calcaire jusqu'au Tithonien (barre calcaire)).

Les pseudobiohermes considérés ci-dessous sont présents sporadiquement dans toute la partie inférieure de la série de Beauvoisin, indépendamment de l'âge (de la zone à *Cordatum* à la zone à *Transversarium*) et de la lithologie (marnes franches ou alternance marno-calcaire).

Structure

On notera la relative complexité structurale du site marquée en particulier par la proximité du diapir triasique de Propiac. Celui-ci jalonne un des accidents majeurs (accident Propiac-Mérindol-Condorcet prolongé au Sud par la faille de Nîmes) qui ont structuré le bassin du Sud-Est et sans doute encore actifs à l'Oxfordien. Le site de Beauvoisin présente ainsi plusieurs failles de moyenne importance qui compliquent la lisibilité de la stratigraphie. Il a été démontré que certaines d'entre elles étaient synsédimentaires (voir ci-dessous).

Les pseudobiohermes, totalement absents dans de nombreux sites de

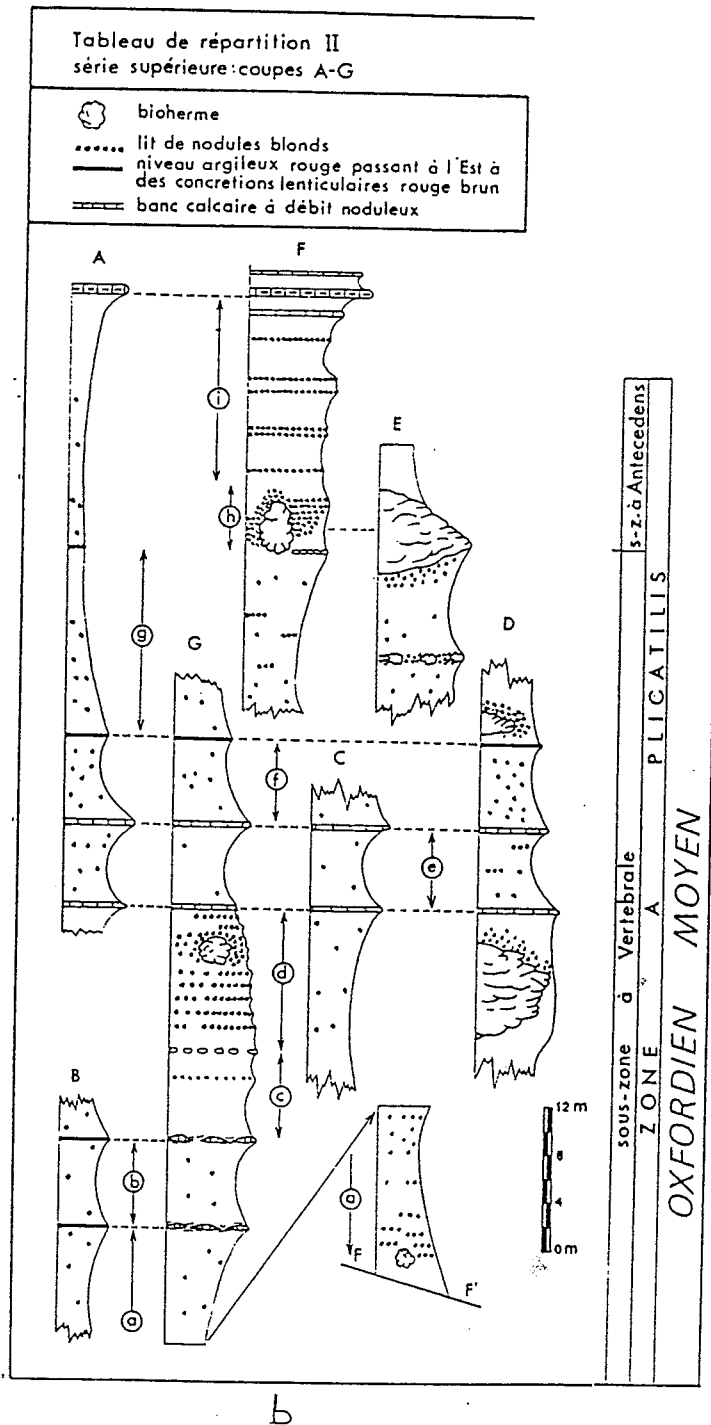
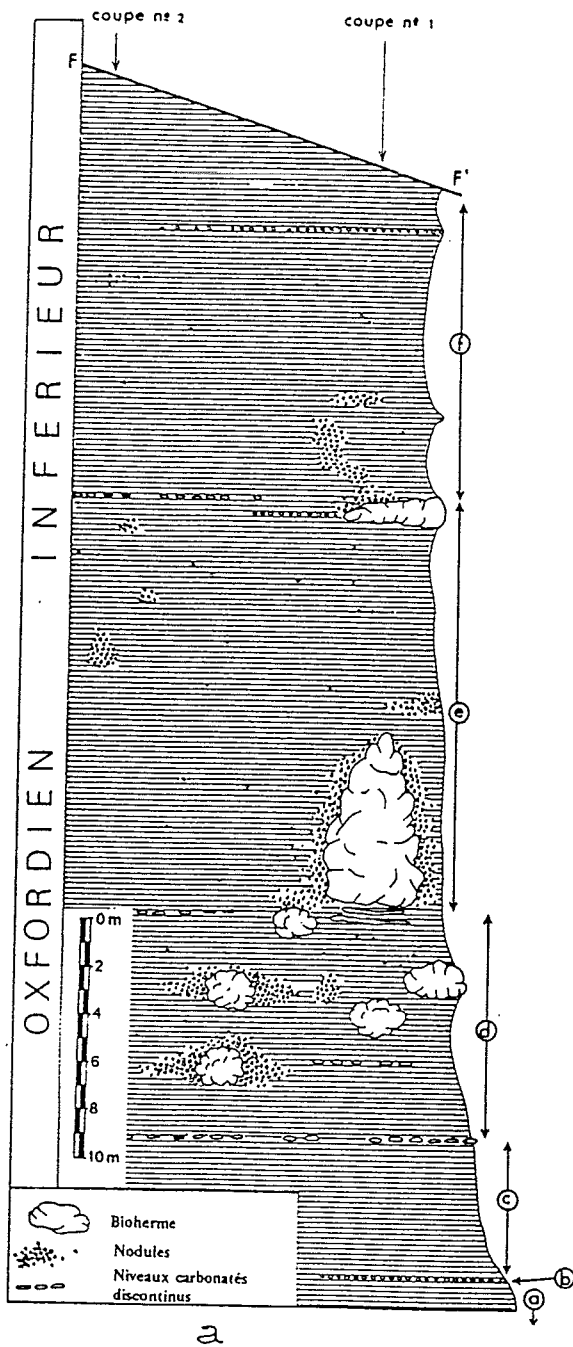


Figure III.2-3 – Stratigraphie des Terres Noires de Beauvoisin et situation des pseudobiohermes (Bourseau, 1977)

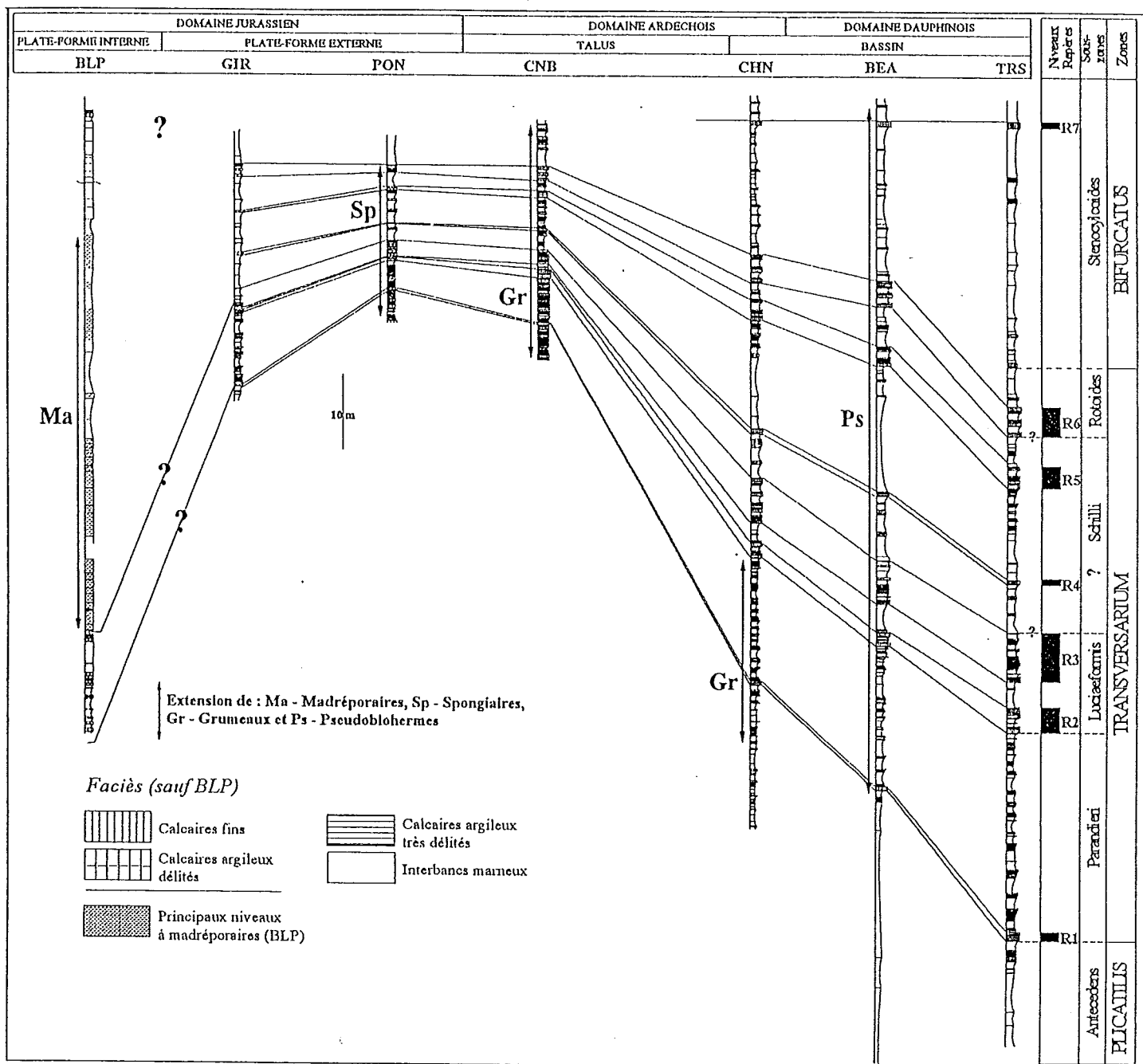


Figure III.2-5 - Corrélation de la coupe de Beauvoisin (BEA) avec les autres coupes-types du transect de l'Oxfordien moyen (GFEJ, programme "Environnements jurassiques")

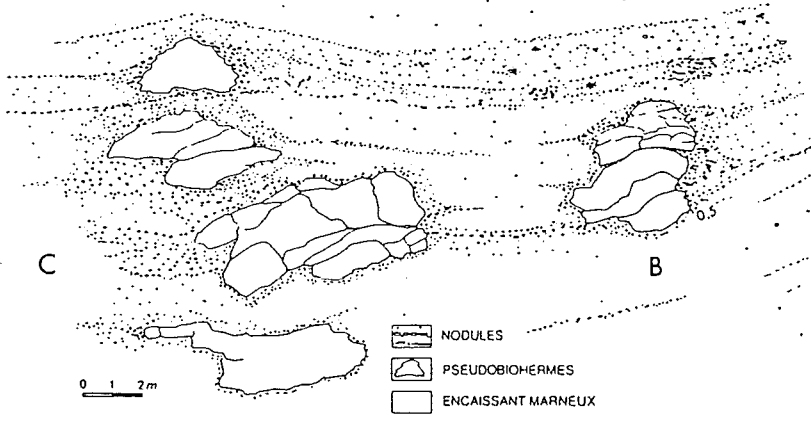


Figure III.2-6 - Représentation schématique des pseudobiohermes B et C (Terres noires, zone à Plicatilis)

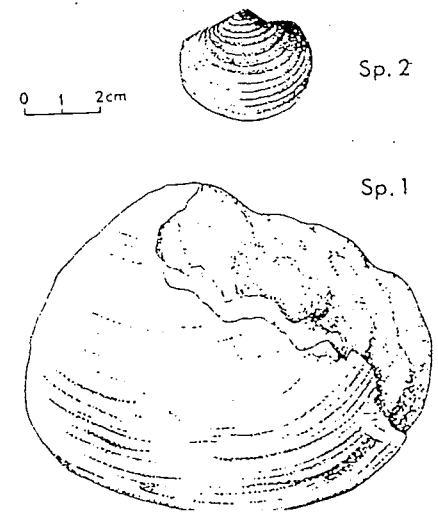


Figure III.2-7 - Les deux principales espèces de bivalves du gisement de Beauvoisin (Lucinacea). L'espèce 1 est strictement inféodée aux pseudobiohermes.

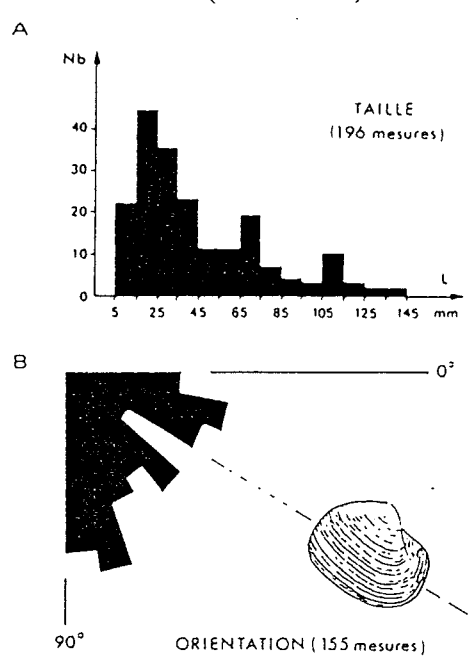


Figure III.2-8 - a - distribution de la taille des bivalves sp.1 au sein du pseudobioherme B
b - orientation des bivalves sp.1 au sein du pseudobioherme B (Rolin et al., 1990).

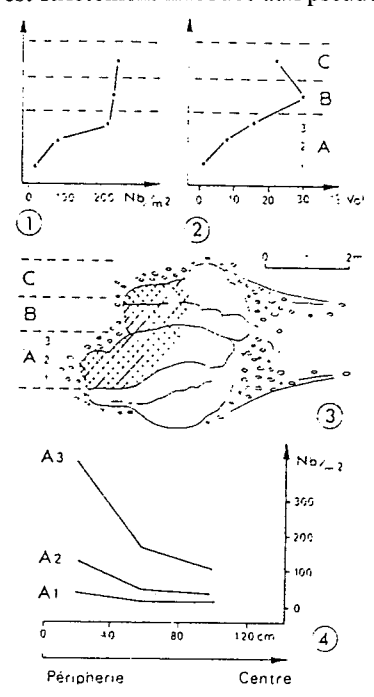


Figure III.2-9 - Répartition des bivalves sp.1 au sein du pseudobioherme B (Rolin et al., 1990):
1 - évolution verticale du nombre de bivalves en nombre d'individus par m²
2 - évolution verticale du volume occupé par les bivalves en pourcentage du volume total de roche
3 - architecture du pseudobioherme. La zone étudiée (traits entrecroisés) est représentée par trois lentilles calcaires superposées (A, B, C)
4 - évolution horizontale du nombre de bivalves dans un secteur de la lentille A. les comptages et estimations volumétriques ont été réalisés à l'aide d'un système de grille et suivant la technique du comptage de points.

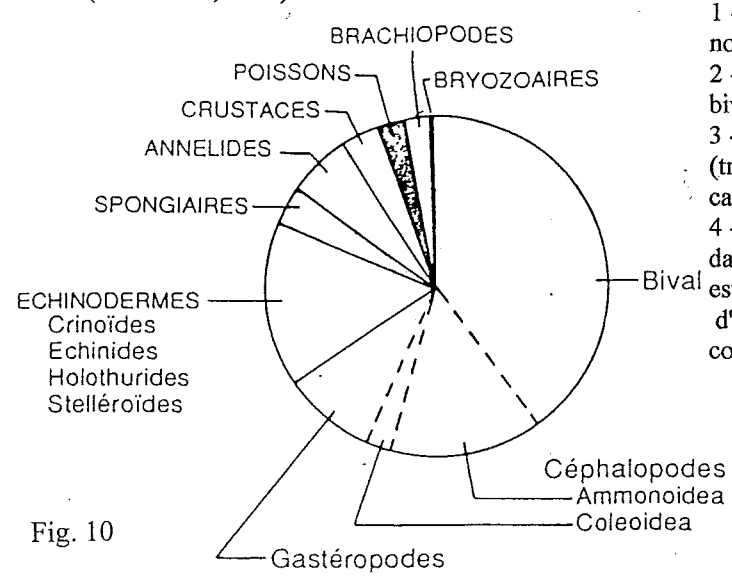


Figure III.2-10 - Composition moyenne de la macrofaune des pseudobiohermes des Terres Noires à Beauvoisin.

même âge du bassin, abondent à Beauvoisin et dans quelques autres localités également caractérisées par une tectonique active. Un contrôle tectonique doit donc être envisagé.

2 - Les pseudobiohermes et leurs interprétations successives

Dans le site de Beauvoisin, de surprenantes masses calcaires (85% CaCO₃ en moyenne) de plusieurs mètres cubes se rencontrent dans l'environnement franchement argileux (35% CaCO₃ en moyenne) des Terres Noires. Elles présentent une forme lenticulaire ou colonnaire et peuvent dépasser dix mètres de hauteur (Fig.III.2-6). Il en existe aussi de plus petites et de plus rares dans l'alternance argovienne. Quel que soit leur niveau stratigraphique, elles sont très souvent associées à d'inhabituelles concentrations en fossiles.

P. Artru et J. Gauthier (1966) ont d'abord interprété ces édifices comme des biohermes à spongiaires. Cette interprétation s'appuie sur la présence de spicules, la morphologie générale évoquant un bioherme et sur le fait que les bioconstructions à spongiaires abondent dans le Jurassique supérieur nord-téthysien. En fait, rien dans la structure de ces constructions ne rappelle les véritables biohermes à spongiaires et stromatolites bien connus sur la plate-forme jurassienne (excu GFEJ 1971 + Gaillard, 1983) et en Franconie (excu GFEJ 1999). Ces derniers se cantonnent strictement au domaine de plate-forme et ne se rencontrent pas dans les bassins subsidents à fort taux de sédimentation comme l'est celui du Sud-Est de la France. De ce fait, J.P. Bourseau (1977) n'envisageait déjà plus que des biohermes profonds de nature stromatolitique. Mais s'agit-il bien de biohermes?

Les nombreuses campagnes océanographiques en submersibles réalisées depuis la fin des années 1970 ont conduit à des observations et à des études qui apportent sans doute la solution au problème. Ainsi, la découverte d'oasis de vie au droit de sources hydrothermales profondes (dorsales), puis de suintements froids dans divers contextes géologiques (marges actives et passives) a permis de formuler l'hypothèse suivante:

1 - les failles actives au niveau de Beauvoisin favorisent la remontée localisée de fluides profonds,

2 - ces fluides permettent une chimiosynthèse bactérienne,

3 - la production primaire ainsi créée est à l'origine d'un réseau trophique relativement complexe mais localisé se traduisant par une concentration d'organismes divers,

4 - ces mêmes fluides sont à l'origine de précipitations diverses se manifestant surtout par des concrétions carbonatées.

Les masses calcaires et leur environnement proche correspondraient ainsi à un type de paléoécosystème très particulier qui a été décrit en détail pour la première fois à Beauvoisin (Gaillard et al., 1985, 1992, Gaillard et Rolin, 1986, 1988, Rolin, 1987, Rolin et al., 1990). Il est bien démontré que ces masses calcaires n'ont rien de commun avec des bioconstructions, même si elles peuvent en avoir l'aspect. Il a été proposé de les qualifier de "pseudobiohermes". Le terme plus récent et à signification génétique de "chemoherm" lui est généralement préféré dans la littérature. En effet, d'autres exemples comparables ont été maintenant décrits en divers points du globe, depuis le Paléozoïque jusqu'au Cénozoïque.

3 - Les organismes et le fonctionnement du paléoécosystème

Contrastant avec la pauvreté habituelle des Terres Noires, la faune inventoriée au droit des pseudobiohermes est abondante et assez diversifiée. En ce qui concerne la macrofaune, les principaux groupes rencontrés sont les suivants: bivalves, gastropodes, céphalopodes, poissons, crustacés, échinides, crinoïdes, astéries, holothuries, spongiaires. Les bivalves constituent l'élément dominant de cette macrofaune. Ce sont des bivalves de la superfamille des Lucinacea représentés par deux espèces (Fig.III.2-7) dont la plus abondante est remarquable par la grande taille des spécimens les plus âgés (jusqu'à 15 cm de long - Fig.III.2-8a). On notera à leur sujet: 1 - qu'il s'agit de bivalves endobiontes fouisseurs,

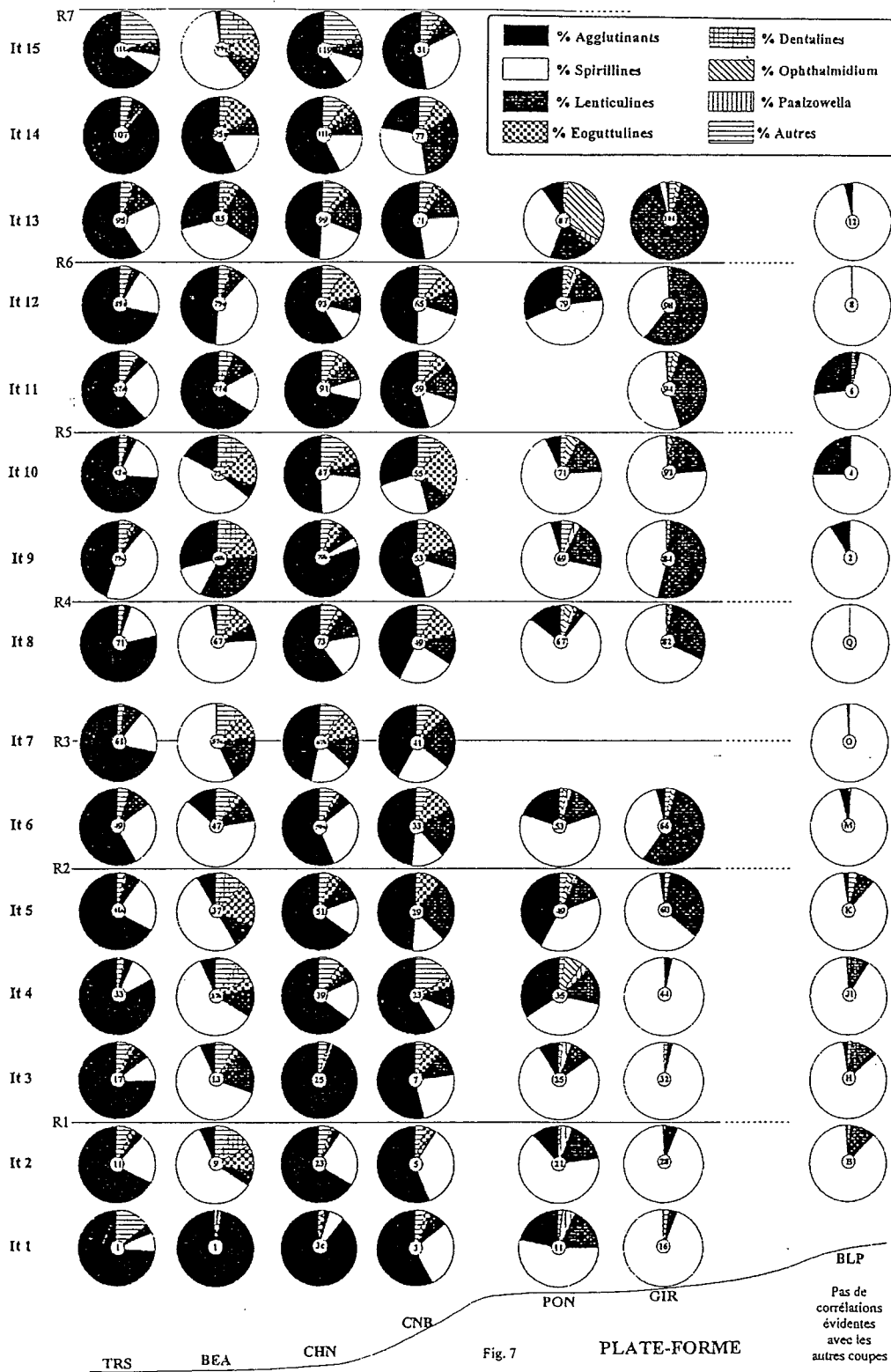


Fig. 7

Figure III.2-11 - Evolution de l'abondance relative des différents groupes de foraminifères benthiques dans l'alternance argovienne de la plate-forme au bassin. La microfaune de Beauvoisin (BEA) présente un cachet particulier (peu d'agglutinants et beaucoup de spirillines) (Bouhamdi, 2000).

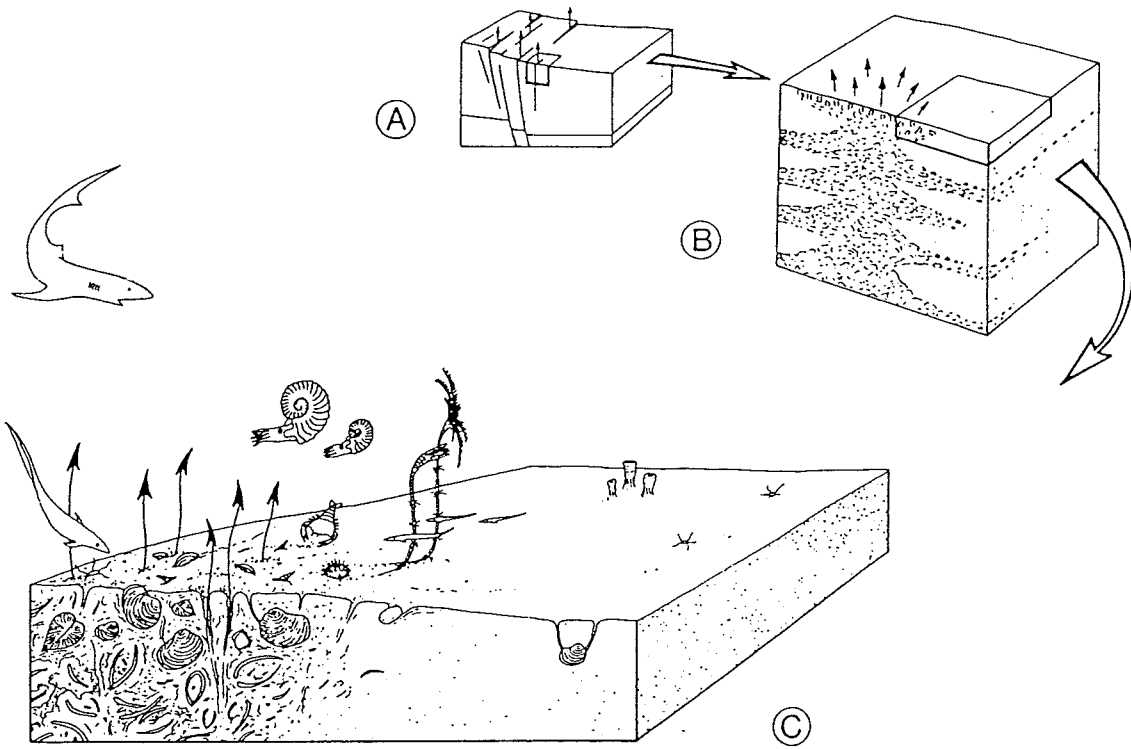


Figure III.2-12 - Essai de reconstitution du fond marin au droit d'un pseudobioherme (Rolin et al., 1990).

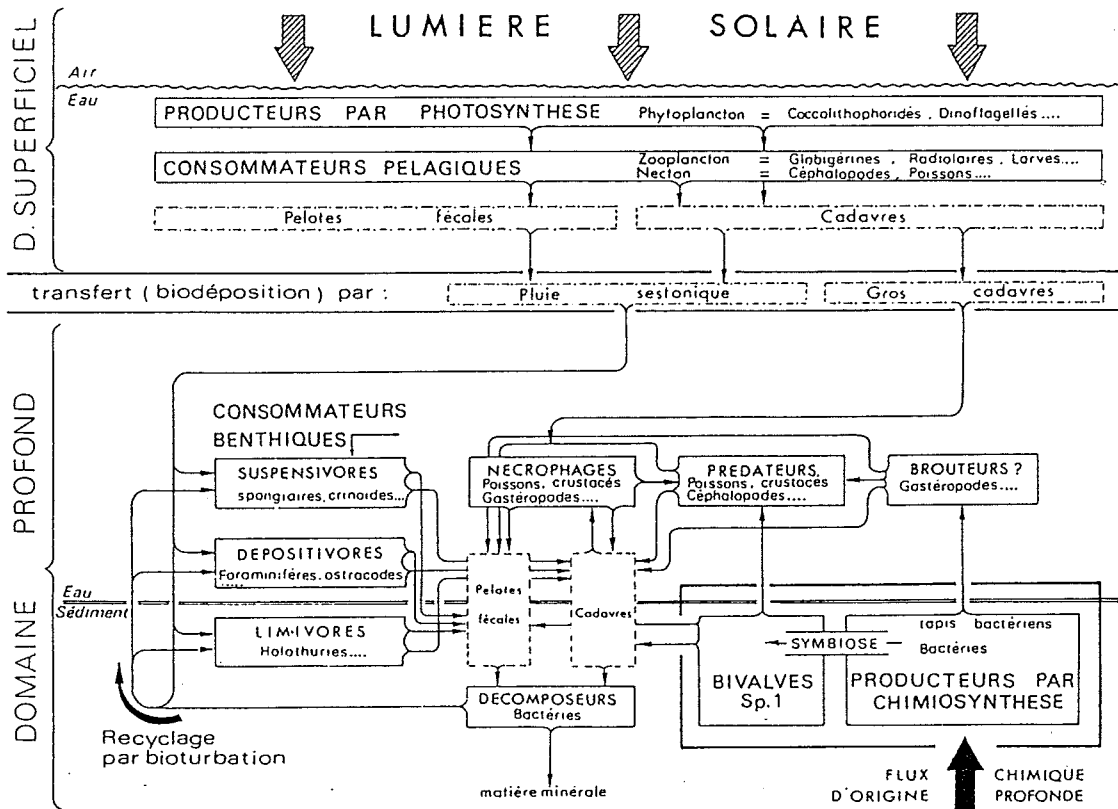


Figure III.2-13 - Le paléocécosystème de Beauvoisin et son fonctionnement (Rolin et al., 1990).

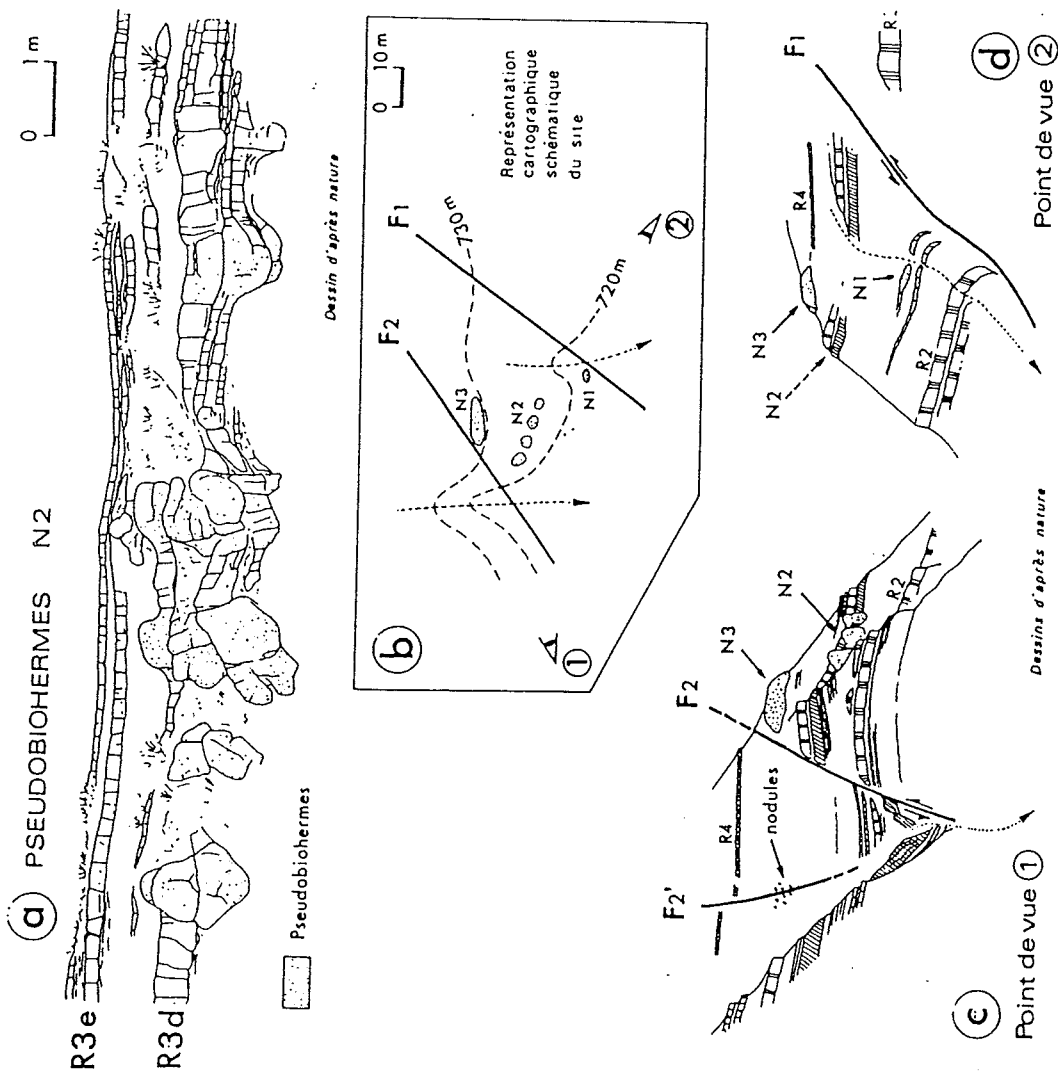


Figure III.2-14 - Relation entre les pseudobiohermes N1, N2 et N3 et les failles synsédimentaires F1 et F2 (alternance argovienne, niveau R3). Observations de terrain (d'après Gaillard & Rolin, 1988).

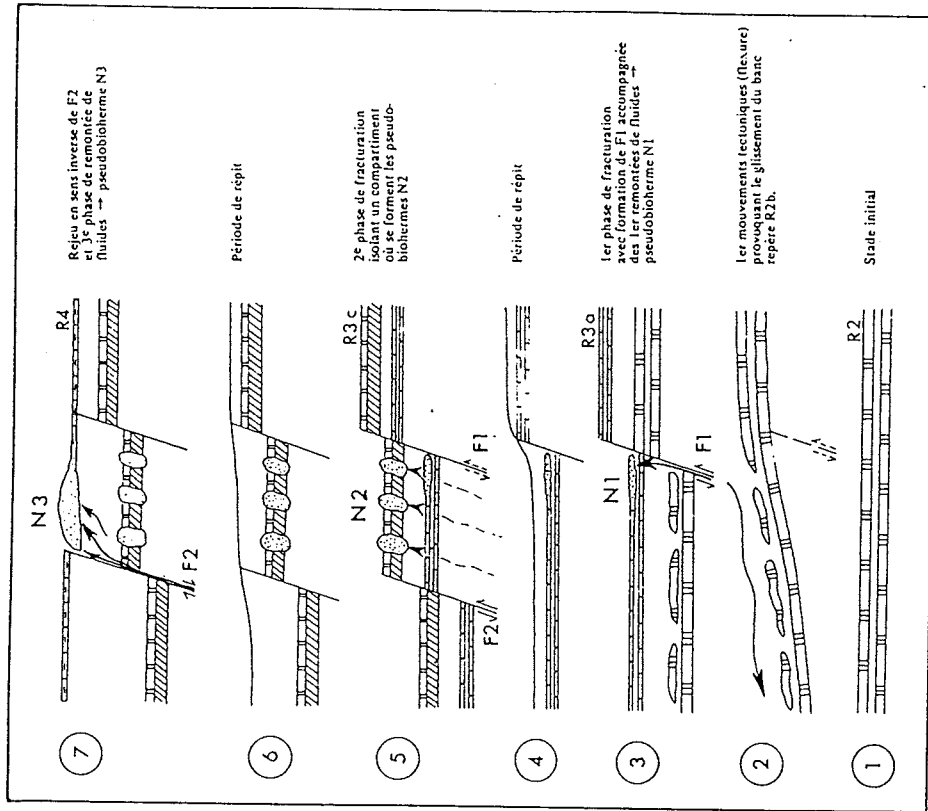


Figure III.2-15- Relation entre les pseudobiohermes N1, N2 et N3 et les failles synsédimentaires F1 et F2 (alternance argovienne, niveau R3). Interprétation (d'après Gaillard & Rolin, 1988).

donc certainement non constructeurs (les pseudobiohermes ne sont certainement pas des bioconstructions!), 2 - que par leur faible diversité, leur grande abondance et leur grande taille, ils rappellent très fortement les faunes à *Calyptogena* présentes dans la grande majorité des sites hydrothermaux actuels, quel que soit le contexte géologique. Les *Calyptogena* abritent dans leurs branchies des bactéries symbiotes chimiosynthétiques. Il en était sans doute de même pour les bivalves en question. Les fortes valeurs de $\Delta^{13}\text{C}$ mesurées sur quelques coquilles bien préservées (+ 3 à + 5 ‰) également rencontrées sur des bivalves hydrothermaux actuels plaident dans ce sens. Les bivalves vivants, en se déplaçant, bousculent les individus morts ce qui conduit, par bioturbation, à une orientation quelconque des coquilles (Fig.III.2-8b). Enfin, il semble exister une répartition particulière des bivalves, en couronne par rapport à l'axe du pseudobioherme (Fig.III.2-9). La figure III.2-10 donne une idée quantifiée de la composition générale de la macrofaune. On notera l'abondance des ammonites qui peut s'expliquer tant pour des raisons écologiques (concentration localisée de nourriture sur le fond) que taphonomiques (conservation préférentielle au sein du pseudobioherme).

En ce qui concerne la microfaune, on notera la présence de foraminifères, de radiolaires, d'ostracodes et d'organites divers. Parmi les microorganismes benthiques, les foraminifères sont largement dominants. L'abondance des spirillines et la relative rareté des petits agglutinants font l'originalité du site de Beauvoisin par rapports aux autres sites de bassin étudiés le long du transect (Bouhamdi, 2000 - Fig.III.2-11). Cette originalité qui donne un cachet "peu profond" à la microfaune est peut être à mettre sur le compte des ressources trophiques particulières en quantité et en qualité qui caractérisent le site de Beauvoisin.

Il est possible d'intégrer tous les organismes rencontrés dans un système fonctionnel cohérent et conforme aux modèles actuels. La structure et le fonctionnement du

paléoécosystème en question sont présentés en figures III.2-12 et III.2-13.

4 - L'origine et le rôle du concrétionnement calcaire

Les pseudobiohermes sont fondamentalement formés de nodules calcaires. Ces derniers sont coalescents au coeur de la construction et isolés à la périphérie. Ils présentent des tailles et des formes diverses souvent complexes. Ils sont souvent centrés sur des restes biologiques (coquilles, terriers). Ils sont parfois septariés et peuvent alors renfermer des hydrocarbures et diverses minéralisations (calcite, dolomite, quartz, célestite).

Il est courant d'observer dans des sites actuels (sources froides des marges actives, pockmarks...) des encroûtements carbonatés. Ce sont des carbonates authigènes interprétés comme dérivant d'émissions de méthane (methane-derived carbonates). Bien que rien ne soit encore clairement démontré pour le site de Beauvoisin, une origine comparable est très vraisemblable. Une contribution plus directe d'organismes microbiens peut aussi être envisagée pour la genèse de certaines concrétions noduleuses. Les études géochimiques (élémentaires et isotopiques) entreprises il y a de nombreuses années mais non encore terminées révèlent des anomalies qui attestent bien d'apports localisés sur le site de Beauvoisin dont la nature et l'origine restent encore à préciser.

Quoi qu'il en soit, ce phénomène de concrétionnement calcaire joue un rôle fondamental, d'abord en assurant la construction même du pseudobioherme, ensuite en facilitant, par encroûtement, la préservation des organismes.

5 - Relation entre la tectonique sédimentaire et la genèse des pseudobiohermes

Les petits pseudobiohermes de la séquence argovienne (zone à *Transversarium*) ne sont pas spectaculaires mais présentent l'avantage de recouper des bancs calcaires dont la situation stratigraphique est parfaitement connue. Les moindres décalages d'origine

tectonique peuvent aussi être observés et mesurés. Dans la partie supérieure du gisement, au niveau du faisceau-repère R3, il a ainsi été possible de montrer qu'un groupement de petits pseudobiohermes était lié à l'activité de deux petites failles synsédimentaires (Fig.III.2-14, III.2-15).

Tous les éléments de l'hypothèse formulée en 2 sont donc sinon démontrés, du moins argumentés.

Bibliographie

- ARTRU P. & GAUTHIER J. (1966) - Etude géochimique d'une séquence des Terres Noires. Application au problème de l'écologie des Spongiaires constructeurs. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t.VIII, n°3, p.337-470, 4 fig., 1 tabl.
- BOUHAMDI A. (2000) - Composition, distribution et évolution des peuplements de foraminifères benthiques de la plate-forme au bassin. Oxfordien moyen du Sud-Est de la France. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n°151, 213 p., 68 fig., 13 tabl., 20 pl.
- BOURSEAU J.P. (1977) - L'Oxfordien moyen à nodules des "Terres noires" de Beauvoisin (Drôme). *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon*, fasc.15, 116 p., 31 fig., 54 tabl., 12 pl.
- GAILLARD C. (1983) - Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 90, 515 p., 187 fig., 42 pl.
- GAILLARD C., ATROPS F., MARCHAND D., HANZO M., LATHUILIERE B., BODEUR Y., RUGET C., NICOLLIN J.P. & WERNER W. (1996) - Description stratigraphique préliminaire des faisceaux alternants de l'Oxfordien moyen dans le bassin dauphinois (Sud-Est de la France). *Géologie de la France*, n°1, p.17-24, 6 fig.
- GAILLARD C., BOURSEAU J.P., BOUDEULLE M., PAILLERET P., RIO M. & ROUX M. (1985) - Les "Pseudo-biohermes" de Beauvoisin (Drôme) : un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien? *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 8, t. I, n° 1, p. 69-78, 5 fig., 1 tabl., 1 pl.
- GAILLARD C., RIO M., ROLIN Y. & ROUX M. (1992) - Fossil chemosynthetic communities related to vents or seeps in sedimentary basins : the pseudobioherms of southeastern France compared to other world examples. *Palaios*, vol. 7, n° 4, p. 451-465, 11 fig., 2 tabl.
- GAILLARD C. & ROLIN Y. (1986) - Paléobiocoenoses susceptibles d'être liées à des sources sous-marines en milieu sédimentaire. L'exemple des pseudobiohermes des Terres Noires et des tepee buttes de la Pierre Shale Formation (Colorado - U.S.A.). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, sér. II, n° 16, p. 1503-1508, 1 pl.
- GAILLARD C. & ROLIN Y. (1988) - Relation entre tectonique synsédimentaire et pseudobiohermes (Oxfordien de Beauvoisin, Drôme, France). Un argument supplémentaire pour interpréter les pseudobiohermes comme formés au droit de sources sous-marines. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, ser. II, p.1265-1270, 2 fig.
- ROLIN Y., GAILLARD C. & ROUX M. (1990) - Ecologie des pseudobiohermes des Terres Noires jurassiques liés à des paléo-sources sous-marines. Le site oxfordien de Beauvoisin (Drôme, Bassin du Sud-Est, France). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, vol. 80, n° 2, p. 79-105, 20 fig., 1 tabl.

Arrêt III.3

*Buis les Baronnie, route de
Poet en Percip.
Biostratigraphie et
cyclostratigraphie.
Turbidites boueuses.*

**François Atrops et Alexis Moussine-
Pouchkine**

Le long de la petite route de Poet en Percip, au lieu-dit Les Sias, la série du Jurassique supérieur affleure largement. La biostratigraphie et la cyclostratigraphie ne diffèrent pas sensiblement de ce qui a déjà été vu, en particulier dans les gorges de la Méouge. C'est néanmoins en particulier ici que Borel et al. (1987) ont mis en évidence de turbidites boueuses dans l'Oxfordien.

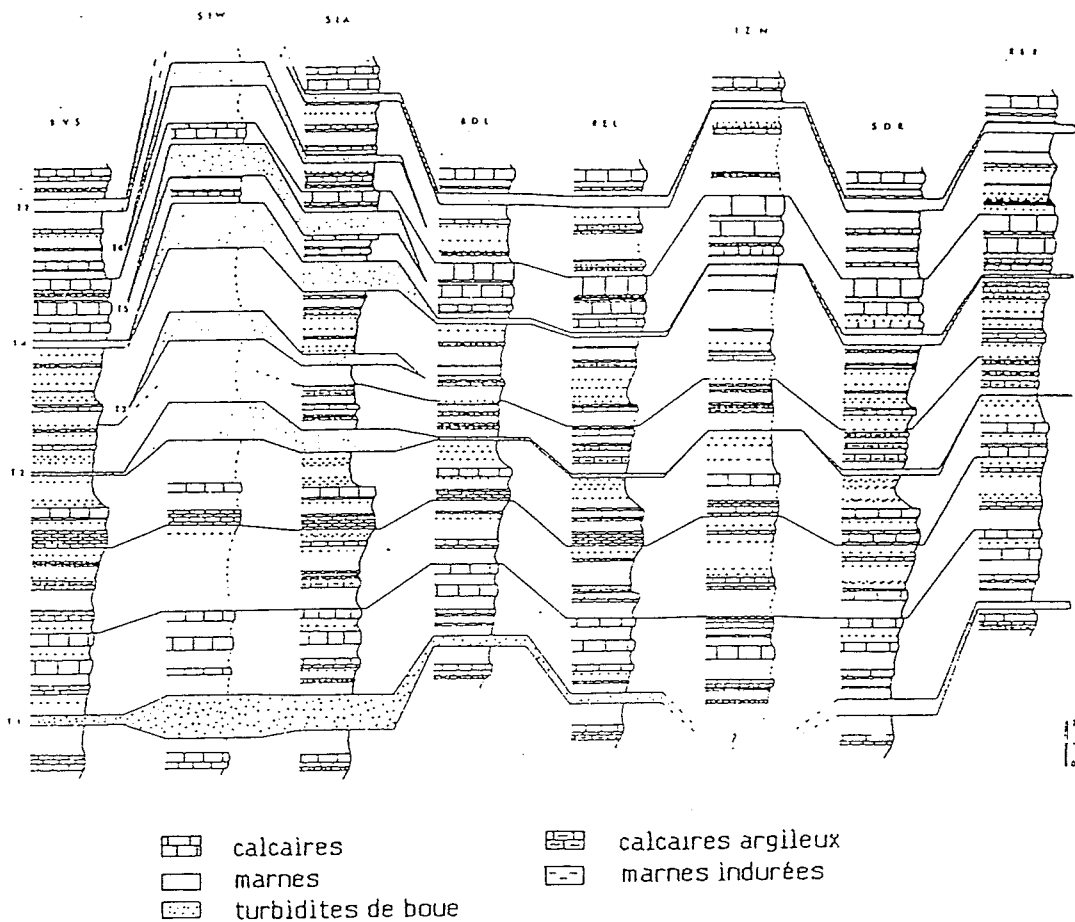
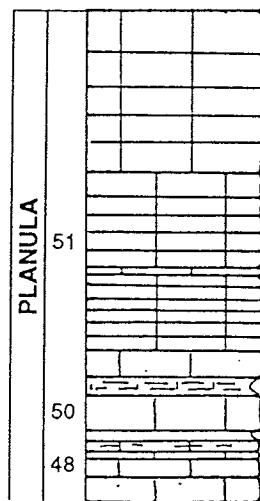
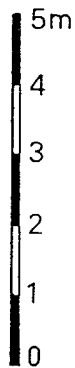
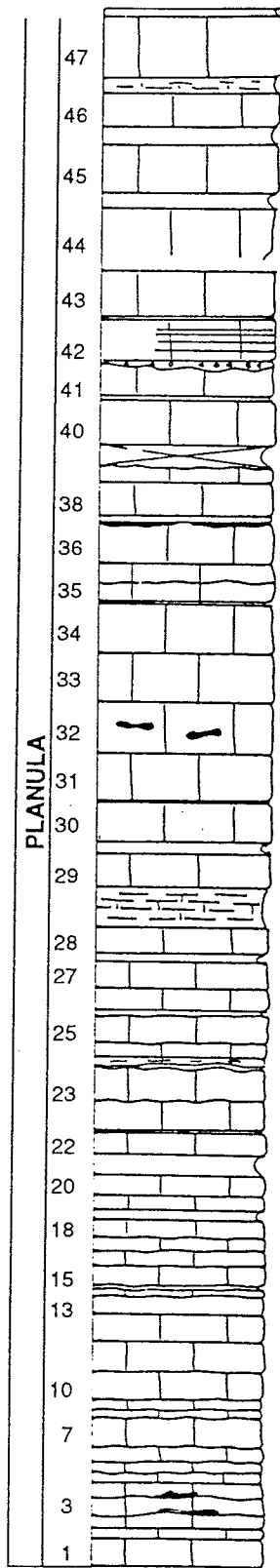
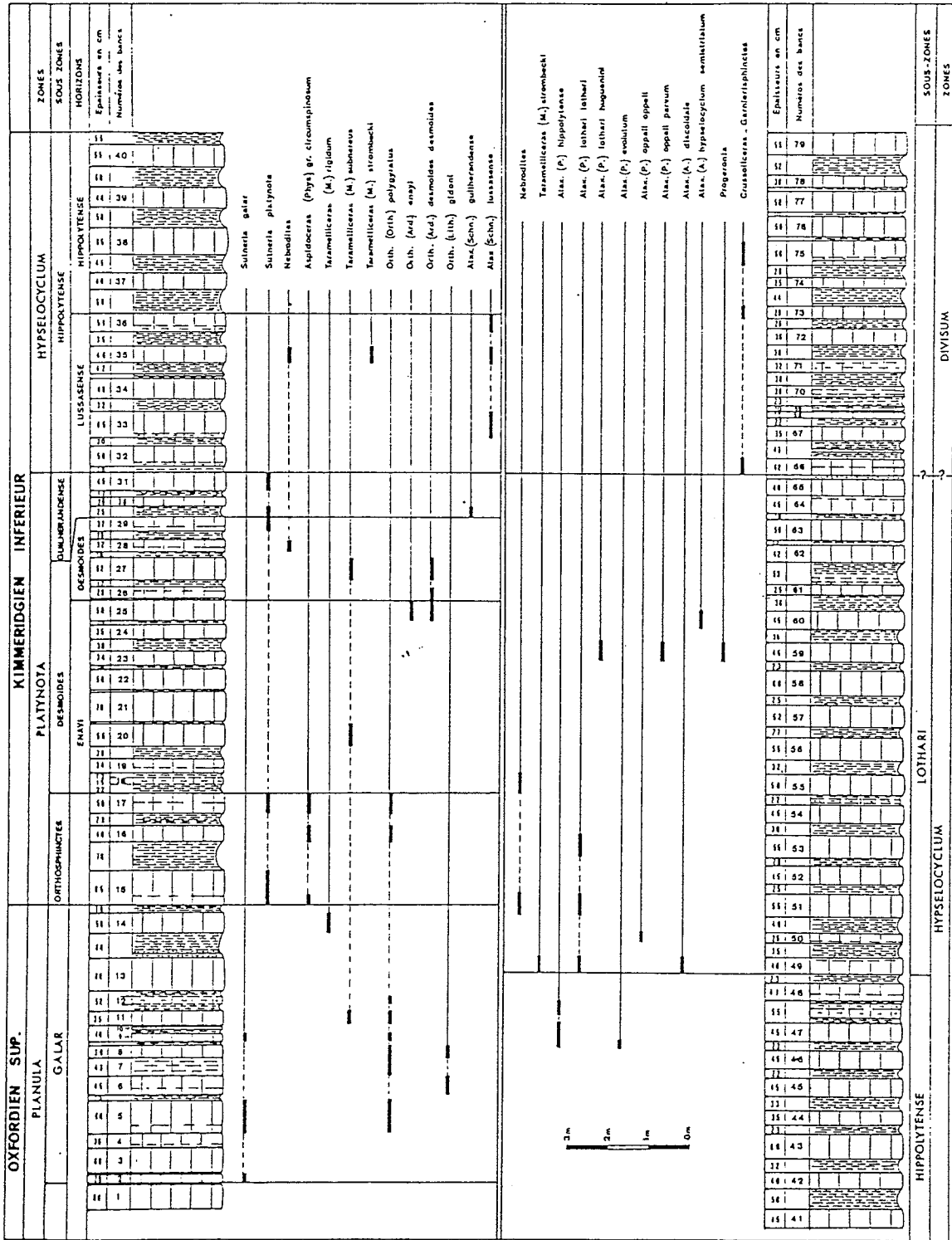


Fig. 4 : Corrélations lithologiques et évolution des turbidites entre les coupes méridionales. On note la grande épaisseur des turbidites aux Sias (SIA et SIV) et un amincissement en direction du Nord (IZN).





PARTICIPANTS

PARTICIPANTS A L'EXCURSION

ATROPS F.

Université Claude Bernard Lyon 1 – Géologie
43, Boulevard du 11 Novembre 69622 VILLEURBANNE
Francois.Atrops@univ-lyon1.fr

BODEUR Y.

Labo de Géologie – Faculté des Sciences
2, rue de la Houssinière 44072 NANTES CEDEX 3
Yves.Bodeur@chimie.univ-nantes.fr

BOUCHETTE F.

Géophysique, Tectonique et Sédimentologie – Université Montpellier 2
34095 MONTPELLIER CEDEX 5
Frederic.Bouchette@dstu.univ-montp2.fr

COLOMBIE Cl.

Institut de Géologie – Péroilles
CH 1700 FRIBOURG
claude.colombie@unifr.ch

ENAY R.

Université Claude Bernard Lyon 1 – Géologie
43, Boulevard du 11 Novembre 69622 VILLEURBANNE

FERRY S.

Université Claude Bernard Lyon 1 – Géologie
43, Boulevard du 11 Novembre 69622 VILLEURBANNE
serge.ferry@univ-lyon1.fr

FORTWENGLER D.

Le Clos des vignes – Chateauneuf
26160 LA BEGUDE DE MAZENC
04 75 92 08 40 fax 04 75 00 01 37

GAILLARD C.

Université Claude Bernard Lyon 1 – Géologie
43, Boulevard du 11 Novembre 69622 VILLEURBANNE
Christian.Gaillard@univ-lyon1.fr

GARCIA J.-P.

UMR 5561, Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne
6, Boulevard Gabriel 21000 DIJON
Jean-Pierre.Garcia@u-bourgogne.fr

GELY J.-P.

Résidence “ Les Rives de l'Yerres ”, bat.B3
2, rue Pierre de Coubertin 91330 YERRES
01 49 22 49 41

GIOT D. et Madame
BRGM - SGR – CENTRE
BP 6009 45060 ORLEANS CEDEX 2
d.giot@brgm.fr

HANZO M.
Labo de Géologie, Université H. Poincaré Nancy 1
BP 239 54506 VANDOEUVRE-LES-NANCY CEDEX
Micheline.hanzo@g2r.uhp-nancy.fr

HUAULT, V.
Labo de Géologie, Université H. Poincaré Nancy 1
BP 239 54506 VANDOEUVRE-LES-NANCY CEDEX
Vincent.Huault@g2r.uhp-nancy.fr

LATHUILIERE B.
Labo de Géologie, Université H. Poincaré Nancy 1
BP 239 54506 VANDOEUVRE-LES-NANCY CEDEX
Bernard.lathuilier@g2r.uhp-nancy.fr

LORENZ J.
18, rue du Cardinal Lemoine 75005 PARIS
01 43 25 36 51

LOPEZ M.
Géophysique, Tectonique et Sédimentologie
Université Montpellier 2 34095 MONTPELLIER CEDEX 5

MARCHAND D.
Centre des Sciences de la Terre, Université de Bourgogne
6, Boulevard Gabriel 21000 DIJON
dmarchan@u-bourgogne.fr

MOUSSINE-POUCHKINE A.
Alexis@dstu.univ-montp2.fr
Géophysique, Tectonique et Sédimentologie
Université Montpellier 2 34095 MONTPELLIER CEDEX 5

MULLER A.
Geologie Sedimentärer Becken
D-52062 AACHEN Wüllnerstrasse 2
Postfach 52066 AACHEN
(49) 241 805726 fax (49) 241 8888 151

PELLENARD P.
Université des Sciences et Technologies de Lille
Bat. Sciences de la Terre, FRE 2255 CNRS
Pierre.Pellenard@univ-lille1.fr

RAMEIL N.
Institut de Géologie, Pérolles

CH1700 FRIBOURG

Nuelz@gmx.net

REMANE J. et Madame

Institut de Géologie, Université de Neuchâtel
11, rue Emile Argand CH2007 NEUCHATEL
Jurgen.Remane@geol.unine.ch

SAMANKASSOU E.

Institut de Géologie, Université de Fribourg – Pérolles
CH1700 FRIBOURG
elias.samankassou@unifr.ch

SEGURET M.

Géophysique, Tectonique et Sédimentologie
Université Montpellier 2 34095 MONTPELLIER CEDEX 5
Seguret@dstu.univ-montp2.fr

SOUSSI M.

Département de Géologie
Faculté des Sciences de Sfax
CP3038 SFAX TUNISIE

THIERRY J.

Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre
6, Boulevard Gabriel 21000 DIJON
jthierry@u-bourgogne.fr

WERNER W.

Bayer. Staatssammlung für Palaeontologie
Richard-Wagner – Str. 10, D-80333 MUENCHEN
w.werner@lrz.uni-muenchen.de

