

6ème Congrès Français de Sédimentologie

Montpellier, livret-guide des excursions

15-16, 20-22 Novembre 1997



AVANT-PROPOS

Les excursions du sixième congrès français de Sédimentologie forment une pièce en trois actes écrite par les deux mains de la sédimentologie languedocienne, la toulousaine et la montpelliéraine. L'unité de lieu, l'unité de temps et l'unité d'action donnent une facture classique à la pièce.

Le lieu est le bassin mésozoïque du Sud-Est avec son appendice des Grands Causses.

Le temps est celui du début de l'histoire sédimentaire posthercynienne, depuis le Permien jusqu'au Jurassique supérieur. Le premier acte traite du Trias-Lias, le deuxième du Dogger et le troisième du Malm.

L'action est évidemment celle de la sédimentologie mais d'un acte à l'autre, les pratiques se révèlent sensiblement différentes.

Au premier acte, l'accent est mis sur l'évolution des faciès lors du passage d'une sédimentation continentale détritique à une sédimentation marine carbonatée de plus en plus profonde. L'absence de repères biostratigraphiques, conduit à proposer une approche cyclostratigraphique et de stratigraphie physique pour la sédimentation dolomitique de l'Hettangien-Sinémurien.

Au deuxième acte, le Dogger est sur la scène d'une stratigraphie séquentielle établie par corrélation à l'échelle du bassin des Causses depuis le seuil de Villefranche jusqu'à celui des Cévennes. Les surfaces d'inondation et d'émersion plus ou moins prolongées sont les acteurs d'une évolution mettant en évidence les variations tectono-eustatiques et l'amalgamation des discontinuités sur les bordures du bassin.

Au troisième acte le cheminement vers l'Est depuis le Languedoc jusqu'à Gap, permet de proposer un modèle de rampe carbonatée à très faible pente caractérisée par une zone externe à haute énergie où les houles de tempêtes tropicales dégénèrent. Le rôle mécanique de l'action cisaillante de la houle sur un sol sous-marin cohésif y apparaît fondamental pour la genèse in-situ de brèches grossières carbonatées.

On garde l'espoir que le spectacle sera fortement interactif et que l'intrigue propre de chaque acte évoluera au cours de la représentation par l'irruption sur la scène de tous les sédimentologistes.



Montpellier - Excursions

15-16 Novembre 1997

E1 - Passage terrigène-carbonaté et cyclostratigraphie en plate-forme interne: la transition Trias-Lias sur la bordure des Causses et ennoiement de la plate-forme liasique par Michel LOPEZ, Philippe MARZA, Gilles MERZERAUD, Alexis MOUSSINE-POUCHKINE et Michel SÉGURET

p. 1

E2 - Séquences de dépôt carbonatées en régime extensif dans le Dogger des Grands Causses par Pierre CHARCOSSET, Richard CISZAK, Pierre-Jean COMBES et Michel PEYBERNÈS, avec la collaboration de Michel LOPEZ

p. 65

20, 21 et 22 Novembre 1997

E3 - La rampe carbonatée à zone de dégénérescence des houles de tempête du Tithonien du Bassin du Sud-Est par Michel SÉGURET, Alexis MOUSSINE-POUCHKINE, Frédéric BOUCHETTE, Yves BODEUR et François ATROPS p. 113

PASSAGE TERRIGÈNE-CARBONATÉ ET CYCLOSTRATIGRAPHIE EN PLATE-FORME INTERNE : LA TRANSITION TRIAS-LIAS SUR LA BORDURE DES CAUSSES ET ENNOIEMENT DE LA PLATE-FORME LIASIQUE.

Michel LOPEZ¹, Philippe MARZA², Gilles MERZERAUD², Alexis MOUSSINE² et Michel SÉGURET²

> 1 - Université de Lille I - Sédimentologie et Géodynamique, URA 719 CNRS - 59655 Villeneuve d'Ascq cedex / Elf-Aquitaine, avenue Larribau - 64000 Pau

> 2 - Université de Montpellier II - Géofluides, Bassins, Eau, UMR 5569 CNRS - Case 57 - Place E. Bataillon 34095 Montpellier cedex 05



-2-



A: Carte paléogéographique; a- massifs paléozoïques émergés, b- domaines fortement subsidents à sédimentation évaporitique dominante dans les zones sous faible influence de la mer alpine (Bassins Cantabrique, Ebro-Gascon, du Sud-Est, et Jurassien) et à sédimentation carbonatée dominante dans les bassins plus ouverts (Bassins Catalan et Briançonnais), c- domaine de bordure et intermédiaire à sédimentation terrigène continentale dominante, d- zones hautes et seuils, d- principales failles contrôlant la sédimentation, fzones de pénétration de la mer alpine, g- repère de la côte actuelle ; B: Coupe à l'échelle lithosphèrique.





Fig.2 - Contexte Géodynamique de la Téthys au Jurassique

A: Carte paléogéographique, Lig : Téthys ligure, G: Transformante de Gibraltar, NP: Transformante Nord-Pennique, T: Téthys orientale/paléotéthys, Cév: bordure cévenole, D: Dauphiné, B: Briançonnais, P: Pelvoux ; B: Bloc diagramme à l'échelle crustale.

PASSAGE TERRIGÈNE - CARBONATES ET CYCLOSTRATIGRAPHIE EN DOMAINE DE PLATE-FORME INTERNE : LA TRANSITION TRIAS-LIAS SUR LA BORDURE DES CAUSSES ET ENNOYAGE DE LA PLATE-FORME LIASIQUE

Objectifs:



Cette excursion présente en terme de faciès, de processus sédimentaires, de séquences de dépôt et de cyclostratigraphie, les systèmes de dépôts qui se succèdent sur la marge sud cévenole entre le Trias moyen et le Lias supérieur. Cette évolution illustre entre autre le passage d'une sédimentation terrigène à une sédimentation carbonatée à la charnière entre une plate-forme continentale (Trias moyen et supérieur) et une plateforme marine (sommet de Trias et Lias).

Les différents systèmes de dépôts seront présentés et discutés suivant l'ordre stratigraphique à partir d'un transect Sud - Nord depuis le bassin de Lodève. L'accent sera mis sur l'analyse de l'architecture stratigraphique en fonction de l'accommodation, des apports sédimentaires et de la nature des sources. Les facteurs de contrôle de l'accommodation (géodynamiques, climato-eustatiques) seront discutés, en particulier pour le Lias.

Cadre géodynamique de la bordure sud cévenole :

L'épisode principal de structuration du domaine étudié se rattache à la phase originelle de rifting du Permien supérieur (dislocation de la Pangée) qui se matérialise par des remplissages de grabens et demi-grabens par de puissantes séries rouges continentales (bassins de Lodève, de St Affrique, détroit de Rodez, ...). Entre la fin du Permien et le Trias moyen ce domaine est soumis à une phase d'érosion généralisée (soulèvement lithosphèrique (?) conjugué à la baisse eustatique du ler ordre de l'Absaroka supérieur A) qui exhume localement le substratum varisque et règle la surface suivant un vaste pédiment.

A partir de l'Anisien la sédimentation reprend en biseau d'aggradation en marge du Bassin du Sud-Est. Ce dernier correspond alors à une dépression intra-continentale structurée par des failles normales de direction NNE-SSW organisées suivant un ensemble de grabens emboîtés (fig. 1), qui contrôlent une sédimentation argiloévaporitique dans la partie centrale de la cuvette et silicoclastique sur les marges (vaste sabkha). Ces failles déterminent une direction d'extension SSE - NNW compatible avec l'épisode de rifting de la Téthys ligure. A partir du Ladinien la sédimentation terrigène et évaporitique est ponctuée par de minces épisodes carbonatés qui soulignent de brèves incursions marines lors des maxima d'accommodation.

La véritable ouverture marine se produit à la fin du Norien (Rhétien) ; elle se matérialise par le passage à des faciès lagunaires, progressivement envahis par des corps sableux mixtes silicoclastique-carbonaté littoraux puis par des faciès purement carbonatés de rampe de haute énergie qui marquent le passage à la plate-forme carbonatée marine qui va perdurer pendant tout le Jurassique. A partir de cette période, la bordure cévenole constitue un domaine amont de la marge passive de la Téthys ligure. Les failles normales qui structurent cette partie haute de la marge déterminent des lanières de subsidence grossièrement NNE-SSW (fig. 2). En particulier, dans le Nord du Lodèvois, le "Seuil Caussenard" isole un petit golfe subsident entre les Cévennes et la Montagne Noire : le Bassin des Causses. Le long de la faille des Cévennes, l'extension liasique favorise le glissement gravitaire de petits blocs de plate-forme sur les argiles évaporitiques du Trias sous-jacent. Ces dépôts sont scellés par les marnes à Ammonites lors du maximum de transgression du Lias supérieur.



I - LE TRIAS DE LA MARGE CÉVENOLE (RÉGION DE LODÈVE) : SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS, MILIEUX DE DÉPÔT ET DIAGENÈSE.



Cadre géologique et sédimentologique du Bassin de Lodève et de sa couverture mésozoïque ; aperçu des dépôts permiens synrifts :

Au delà de la plaine de l'Hérault, le bassin de Lodève apparaît comme une vaste boutonnière qui exhume les séries rouges permiennes dans un paysage semi-désertique qui contraste avec les collines boisées des Avants-Causses.



Fig.3 - Cadre géologique général de la bordure méridionale du Causse du Larzac et des Cévennes

Le Bassin Permien de Lodève (fig. 3) s'est structuré essentiellement pendant la phase d'extension syn-rift du Permien moyen à supérieur (Saxonien à Thuringien), suivant une géométrie de demi-graben basculé vers le sud. Les dépôts syn-rift sont constitués par une série monotone de pélites et de siltites carbonatées de plaine d'inondation/playa qui peuvent atteindre plus de 2000 m sur la bordure sud du bassin. Ces dépôts présentent typiquement une géométrie divergente de remplissage syn-tectonique ; ils recouvrent suivant une légère discordance angulaire des dépôts isopaques de l'Autunien (760 m de série à dominante grise, fluviatile et lacustre) qui scellent eux-même en *onlap* les dolomies plissées du socle Cambrien à hauteur de Lodève (Ride de Lodève).

Le Trias recouvre en discordance angulaire le Permien et le socle hercynien suivant une surface réglée et pénéplanée qui résulte de l'érosion d'au moins 1000 m de série entre le Permien supérieur et le Trias moyen. La série triasique présente une puissance d'environ 250 m (fig. 4) ; elle comprend, dans la partie inférieure des grès fluviatiles et des argiles évaporitiques de playa - sabkha datés Anisien moyen à Ladinien (faciès buntsandstein).

Ces dépôts sont surmontés par des argiles, des évaporites et accessoirement des carbonates (faciès keuper) d'âge Ladinien supérieur à Norien. Au sommet du Norien la Formation Rhétienne présente sur les 60 premiers mètres une très grande variabilité de faciès (passages latéraux et verticaux silicoclastiquescarbonates) qui témoigne de l'installation d'un système littoral complexe ou interfèrent les processus marins et continentaux. Au sommet de la Formation Rhétienne des corps sableux carbonatés transgressifs marquent l'inondation marine définitive de la plate-forme.



Fig. 4 - Contexte lithostrati graphi que et sédi mentol ogi que du Trias - Lias de la bordure sud cévenole.

L'Hettangien et une partie du Sinémurien sont constitués sur plus de 200 m d'épaisseur par une série en accrétion verticale, dominée par des dolomicrites à laminations algaires. Ces faciès témoignent de l'installation d'un vaste platier stromatolitique subémersif qui enregistre des cycles eustatiques à haute fréquence.

La partie supérieure du Sinémurien est dominée par des faciès carbonatés clastiques qui témoignent de l'ouverture du système et du passage à une rampe de haute énergie. L'ennoyage de la plate-forme se poursuit au Pliensbachien avec le dépôt de calcaires argileux à faune pélagique de rampe profonde externe, puis au Toarcien avec le dépôt des marnes noires à Ammonites, souligné à la base par un (?) hard-ground.



Fig.5 - Carte géologique de la bordure sud du Causse du Larzac et itinairaire de l'excursion

Au cours de ces deux journées d'excursion nous visiterons dans l'ordre stratigraphique 11 affleurements (fig. 5) en discuttant du contenu et de l'architecture sédimentaire (fig. 4) :

des systèmes terrigènes :

Fluviatile - Playa/sabkha - Lagune/baie - "sables littoraux" ;

et des systèmes carbonatés :

Platier stromatolithique - PF. interne restreinte - Rampe de haute énergie - Rampe boueuse externe et bassin.

Les dépôts syn-rift du Saxonien : Aperçu sur la sédimentation cyclique de plaine d'inondation - playa. Pistes de reptiles et de pré-mammaliens de la Lieude.

Depuis le village d'Octon, en direction de la Lieude, la série permienne affleure en continu avec un pendage d'une vingtaine de degrés vers le sud. A hauteur de la ferme de la Lieude la Formation du Salagou montre un ensemble de cycles décimétriques à métriques d'inondation-émersion.



Fig. 6- Motif élémentaire des cycles d'inondation-émersion du Saxonien

Ce type de séquence est rapporté à l'enregistrement de crues fluviatiles périodiques de type sheet-flood dans un système de plaine d'inondation, où le faible potentiel d'accommodation maintient toujours le profil de dépôt proche du niveau de base. En fin de crue, les "flaques résiduelles" peu profondes de type playa, soumises au clapôt, permettent la précipitation de carbonates en même temps que la décantation de la fraction terrigène résiduelle. Le sédiment présente alors un faciès réduit de couleur verte caractéristique. En sommet de cycle, les conditions subémersives se traduisent par le développement de polygones de dessiccation et des pistes de reptiles, Thérapsidés et Pré-mammaliens. 200 m avant d'atteindre la ferme de la Lieude, une vaste dalle en surface structurale relate un instant de la vie quotidienne de tout ce petit monde il y a 270 Ma (fig. 7). Vers le sommet de la série syn-rift, des faciès fluviatiles plus grossiers, associés à des chenaux bien individualisés et scellés par des paléosols hydromorphes et de type dolocrètes, témoignent de la progradation générale du système.

L'empilement de ces cycles d'inondation-émersion (sur plus de 3000m à l'origine!) souligne à la fois de la régularité de la subsidence : le substratum pré-rift bascule sans à-coups et, chaque incrément d'accommodation, est comblé par une séquence de crue fluviatile. Le profil de dépôt colle au niveau de base au sommet de chaque cycle. En d'autres termes, le remplissage sur 3000m du demigraben se fait à une bathymétrie toujours proche de zéro. Le motif élémentaire (**fig.6**), lorqu'il est complet, comprend du bas vers le haut des grès fins, massifs à laminations planes parallèles de haut régime, qui passent vers le haut à des siltites argileuses rouges (pélites) à rides de courant et rides ascendantes. Le sommet des cycles est caractérisé par un banc carbonaté vert, centimétrique à pluri-centimétrique, qui présente souvent des rides de clapot et des fentes de dessiccation. Ces bancs forment des niveaux résistants, facilement répérables dans le paysage, ce qui donne une bonne idée de la cyclicité de ces dépôts.

Fig.7- Fentes de dessiccation et exemples de pistes relevées du la dalle de la Lieude, d'après Ellenberger, 1984.



(.0. v.o. 9)

parée d'un Lystrosauridé actuel

50 ci

-9-

Arrêt 2

La discordance du Trias moyen sur les dépôts syn-rift du Saxonien ; architecture des systèmes fluviatiles et de cônes alluviaux :



Fig. 8- Mode d'affleurement

Le Trias de la région de Lodève se présente sous forme d'une série subhorizontale d'une puissance comprise entre 180 et 280 m. Il a été regroupé en quatre formations principales (LOPEZ et MADER, 1985) regroupant des associations de faciès caractéristiques (fig. 4) facilement repérables dans le paysage (fig. 8):

- La *Formation inférieure* (Anisien à Ladinien) comprend une série argileuse évaporitique encadrée au toit et au mur par des corps gréseux fluviatiles (faciès buntsandstein);

- Les *Formations médiane* (sommet du Ladinien à Carnien) et *supérieure* (Carnien à Norien) débutent par une barre carbonatée surmontée d'argiles bariolées évaporitiques (faciès keuper) ;

- La Formation Rhétienne (Norien supérieur) comprend des faciès mixtes silicoclatiques et carbonatés déposés en milieu littoral.



Fig. 9- Vue générale de la discordance de l'Anisien moyen sur le Saxonien sur la colline du Castelas près de la Lieude. Coupe sédimentologique générale de la base de la Formation inférieure

Un kilomètre après la ferme, un nouvel arrêt en bordure de la D.8 permet de visualiser la discordance angulaire de l'Anisien moyen sur le Saxonien. Une barre conglomératique subhorizontale scelle le pélites rouges de la Formation du Salagou-qui présentent un pendage d'une quinzaine de degrés vers l'Est (fig. 9).

Caractérisation de la surface de discordance (fig. 10) :

A la base de la coupe, les pélites rouges de la Formation du Salagou ont subi une intense pédogenèse. A une dizaine de mètres sous la surface, les faciès seins sont représentés par des pélites rouges recoupées, à intervalle décimétrique à métrique, de petits bancs de siltite carbonatée verte, à fentes de dessiccation au sommet. (faciès CAS.1).

A partir de 5-6m sous la surface la teinte des bancs carbonatés prend progressivement une couleur jaune et les pélites rouges perdent de leur cohésion (CAS.2).



Fig. 10- Pédogenèse de type dolocrète sous la surface de discordance du Trias moyen au Castelas, prés de la Lieude

Les deux derniers mètres sous la base du Trias montrent la nodulisation progressive des bancs carbonatés qui sont maintenant franchement jaunes et qui perdent progressivement leur relation directe avec la stratification originelle du Permien. Au toit les niveaux carbonatés présentent des fentes de dessiccation courbes soulignées par des argiles vertes d'illuviation. A l'échelle de l'échantillon, la fabrique primaire est complètement oblitérée par une dolosparite à microdolosparite silteuse, vacuolaire, montrant localement des figures de dissolution à remplissage géotrope. Les pélites rouges originelles sont complètement "argilisées" par ségrégation et migration de la fraction carbonatée.

Cette évolution verticale souligne le transfert limité de matière (en l'occurence les carbonates), dans la partie cutanée du pédiment permien dans des conditions d'ariditée marquée et probablement en présence d'associations microbiennes. Ces dolocrètes marqueraient le dernier stade de chute du niveau de base et de pénéplanation du bassin avant l'onlap du Trias moyen.

Ce profil d'altération est surmonté par un banc massif de 0,5 à 3 m de puissance, peu érosif, composé par un conglomérat à support boueux (CAS.3 et fig. 11). La matrice gréso-carbonaté jaune résulte, au moins en partie, du remaniement des paléosols sous-jacents. Ce faciès s'organise dans l'espace suivant une géométrie de lobes de frange de cône alluvial juxtaposés ou amalgamés. Les directions de paléocourants et la nature des éléments indiquent une source vers l'Est, à hauteur de la Montagne Noire. Ces dépôts sont surmontés ou passent latéralement à des pélites rouges de plaine d'inondation à trace de paléosols hydromorphes, recoupés par quelques récurences grossières (faciès CAS.4 et fig. 11).



Au dessus se développent des corps gréseux bien classés (CAS.5 et fig. 11) présentant trois types d'architectures :

1- corps de grande extension latérale composés de grès fins à laminations planes parallèles de haut régime à la base passant vers le haut à des trains de rides ascendantes. Ils caractérisent des épandages en nappes sableuses sur la plaine d'inondation, lorsque le système fluviatile n'a plus de capacité à l'érosion (niveau de base = la surface topographique);

2- corps d'extension décamétriqué à hectométrique composé de feuillets obliques à raccord tangentiel, drapés par des argilites vertes vers l'aval. Ce faciès surmonte généralement des argiles vertes lacustres de playa ; il marquerait la progradation de petits lobes deltaïques alimentés épisodiquement par des distributaires fluviatiles (niveau de base > surface topographique) ;

3- localement on peut observer des corps d'extension pluri-métrique à décamétrique de grès très fins, propres, à structures de grainflow et de grainfall, passant latéralement à des laminations de rides ascendentes à l'état subcritique. Ces corps caractériseraient la préservation locale de petites dunes ou d'épandages en nappe d'origine éolienne (niveau de base < surface topographique).



Fig. 12- Coupe sédimentologique générale de la Formation inférieure et motifs élémentaires de dépôt





L'affleurement du Relais de l'Escalette montre en continuité horizontale sur plus de 1 500 m la série argileuse évaporitique et les corps gréseux du sommet du Ladinien. Ces corps gréseux ont été exploités depuis le Moyen-Age pour la construction des grands édifices du Lodévois. La carrière souterraine de Fornis figurée ci-contre en est le témoignage.

De la base au sommet de la coupe, on peut observer successivement (fig. 12) :

 des alternances d'argilites vertes / pélites rouges avec des niveaux de grès fins carbonatés, à rides de courant et pseudomorphoses d'anhydrite (motifs S.III et S.IV). Ces faciès caractérisent un système de playa proximale soumis à des épandages fluviatiles en nappes. Les intercalations gréseuses augmentent vers le haut;

- ces dépôts sont surmontés par de petits corps d'extension décamétrique de grès fins à moyens à géométrie d'accrétion latérale, caractéristiques de petits distributaires fluviatile à méandre ;

- au-dessus se développe un ensemble gréseux d'une trentaine de mètres de puissance qui peut être décomposé en deux unités distinctes (fig. 13 à 15) :

- Unité gréseuse inférieure: corps de puissance métrique à plurimétrique à litage oblique en auge (motif S.II) ; ils peuvent être rapportés à des barres transversales constituées de corps dunaires 3D qui se mettent en place pendant une période où le taux d'accommodation est fort. Vers le sommet de ces barres on peut distinguer localement de petits chenaux à géométrie d'accrétion latérale, souvent terminés par un bouchon d'argilite verte. Ils indiquent la diminution du potentiel d'accommodation. Au sommet de l'Unité inférieure gréseuse disponible est l'espace quasi comblé et le niveau de base est proche de la surface de dépôt.



Fig. 14- Vue oblique de l'extrémité nord de la coupe du Relais de l'Escalette montrant les deux unités gréseuses superposées

Les petits chenaux s'écoulent préférentiellement entre les barres suivant un tracé sinueux. Le sommet de cette unité montre alors des niveaux minces de grès fins, présentant une grande extension latérale et correspondant à des mécanismes de type *sheet-floods* intercalés dans des argiles de plaine d'inondation.

- Unité gréseuse supérieure :

Elle se développe au-dessus d'une surface d'érosion majeure qui souligne la chute du niveau de base sous la surface de dépôt au sommet de l'Unité gréseuse inférieure. Les systèmes fluviatiles plus proximaux de type tresse sableuse ont alors tendance à s'encaisser dans les dépôts sous jacents. Certain de ces chenaux sont clairement multi-érosionnels ; leur remplissage principal se ferait lorsque l'accommodation redevient positive. Ces chenaux sont bordés par des pélites rouges de plaine d'inondation à traces de paléosols hydromorphes.



-16-

Arrêt 4

Les corps gréseux littoraux de la Formation Rhétienne ; exemple 3D du bloc effondré en bordure de la RN.9 entre Soubès et Pégairolles de l'Escalette :

La Formation rhétienne correspond à un épisode général de transgression souligné par la mise en place de faciès littoraux qui coexistent avec des systèmes fluviatiles avant l'installation du régime de plate-forme carbonatée. Deux membres ont été distingués (fig. 16), un Membre Inférieur dominé par des faciès terrigènes et un Membre Supérieur carbonaté.

Présentation du Membre Inférieur :

Le Membre inférieur à large dominante silicoclastique présente une large affinité triasique. Il comprend une <u>Unité inférieure</u> (UI) organisée globalement suivant un cycle granocroissant



Fig. 16- Coupe de référence de la Formation Rhétienne à Parlatges

qui débute par une alternance d'argiles vertes - mudstones/wackestones dolomitiques passant vers le haut à des grès fins bien classés et bioturbés, organisés en corps sigmoïdes. Ces grès sont surmontés localement par des grès grossiers feldspathiques, mal classés, à litage en auge et oblique plan. Cet assemblage traduit la progradation de lobes de barres d'embouchure sur un système de lagune littorale ou de baie interdistributaire protégée. Le faciès grossier sommital souligne l'épisode de progradation maximum avec la mise en place d'un système de braided delta dans les domaines les plus internes.

- l'<u>Unité Médiane</u> est formée par une alternance de marnes vertes et de mudstones/wackestones dolomiques ; elle souligne le retour à des conditions lagunaires.

- l'<u>Unité Supérieure</u> montre un nouveau cycle gréseux granocroissant comprenant tous les intermédiaires entre un pôle gréseux et un pôle carbonaté pur (fig. 17 et 18).

A: Anhydrite, Ar. Argilites, Gf: Grès fins, Gg: Grès grossiers, Ggfe: Grès grossiers feldspathiques, Gbi: Grès bimodaux, Gfp: Grès fins à péloïdes, Ma, Marnes, Md: Marnes dolomitiques, Mc: Marnes dolomitiques, Mc: Marnes dolomitiques gréseuses, Dla: Dolomicrites à laminations algaires, Wp(d, b): Wackestones à péloïdes dolomitiques (d) ou bioclastique (b), Pp (d, b): Wackestones à péloïdes dolomitiques (d) ou bioclastique (b), µGr (g, p): Micro-grainstones gréseux (g) ou à péloïdes (p), Gr(g): Grainstones gréseux (g) à o: ooldes, p: péloïdes, a: agrégats, b: bioclastes, D: Faciès dolomitisé.



d'après Haudiquet, 1997

Fig. 17- Définition des principaux lithofaciès de la Formation Rhétienne du Lodèvois.



Fig. 18- Diagramme théorique de répartition des principaux lithofaciès de la Formation Rhétienne du Lodèvois.

Verticalement et latéralement en fonction des coupes, on passe de lobes de barres d'embouchures à des environnements de shoreface/foreshore dominés houle-tempête ou à des chenaux estuariens microtidaux. Dans les domaines les plus externes, les faciès à fraction terrigène majoritaire peuvent passer à des shoals oolithiques ou péloïdaux (fig. 18).



Fig. 19- Esquisse paléogéographique du Membre inférieur de la Formation Rhétienne

Présentation de l'affleurement :

En bordure de la RN.9, entre Soubès et Pégairolles, l'Unité supérieure affleure localement en pied de falaise. Dans les blocs effondrés et <u>à l'envers</u>, on peut observer l'intrication entre les processus fluviatiles de haute énergie et les processus tidaux. Après les travaux routiers de 1996, un seul bloc a été préservé ; il présente la même architecture que celui qui est dessiné **fig. 20** et qui a disparu !

A la base, les dolomicrites jaune subémersives de la lagune de l'Unité Médiane sont incisées par des chenaux fluviatiles de largeur hectométrique. Le matériel fluviatile est composé de grès grossiers feldspathiques mal classés (**Ggfe**), présentant un litage en auge et contenant des galets mous de dolomicrite jaune à la base. Ces grès peuvent être surmontés de grès moyens à grossiers de même composition (**Gmfe**) montrant un litage oblique plan qui souligne le développement de barres transversales dans le chenal. Ces assemblages caractérisent des séquences de crues fluviatiles proximales. Ils sont surmontés par des niveaux de grès fins à péloïdes, bien classés (**Gfp**), présentant souvent un litage oblique plan bidirectionnel de type *herring bones*. Ces grès fin sont interprétés comme le remaniement dans le chenal de la fraction terrigène fine par les processus tidaux, lorsque le système fluviatile est sénile ou à l'étiage. La répétition verticale de ce motif souligne le caractère périodique du processus (**fig. 21**).



Fig. 20- Bloc effondré montrant en 3D l'alternance d'épisodes fluviatiles et tidaux dans un chenal estuarien à la base du Membre Supérieur. Bordure de la RN.9 entre Soubès etPégairolles

Latéralement vers le Nord, ces faciès passent à des corps gréseux progradants sur les argiles de lagune = petits lobes de barres d'embouchures (voir Arrêt 6, fig. 19). Vers le Sud-Est, ils passent à des faciès mixtes de domaine plus ouvert (foreshore /shoreface supérieur).



Fig. 21- Interprétation du remplissage des chenaux estuariens à la base de l'Unité Supérieure

Arrêt 5

Mécanismes de dolomitisation précoce dans le Membre Supérieur carbonaté (S. CHUINE, F. WALGENWITZ, M. LOPEZ ; en cours), exemple sur un bloc effondré en rive droite de la vallée de Pégairolles :

Présentation du Membre Supérieur :

Le Membre Supérieur est divisé en trois sous-unités (fig. 16) :

La <u>Barre Inférieure</u> d'une épaisseur d'environ 5 mètres est formée majoritairement de calcarénites partiellement dolomitisées.

L'<u>Intercalation Médiane</u> d'une épaisseur de 2 mètres correspond à des bancs plus ou moins épais de mudstones non dolomitisés pouvant présenter un aspect brèchique.

La <u>Barre Supérieur</u>e d'uen épaisseur de 5 mètres est constituée comme la Barre Inférieure de calcarénite partiellement dolomitisées.

dans les grains que dans les ciments ; elle est sélective et centrifuge : elle affecte uniquement les ooides et péloides depuis le nucléus ou les zones corticales les plus Deux processus successifs de dolomitisation peuvent être identifiés par l'analyse des sédimentaire (axe préférentiel de dolomitisation). La dolomitisation est plus précoce qu'à l'échelle du corps internes. Les bioclastes ne sont pas affectés, mais simplement dissous tardivement dolomitisation Barres 23- Microfaciès caractéristiques 1) Dolomitisation synsédimentaire par dégradation de la matière organique les dans qe (cavités moldiques entraînant une augmentation de la porosité). stades grains et le ciments, et entre les grains eux-mêmes), microfaciès dans un front de dolomitisation (fig. 23 et 24) successifs Carbonatées. des Fig. 220 grains Les deux Barres Carbonatées sont constituées de faciès de type wackestones à grainstones à péloïdes, ooïdes et bioclastes, organisés suivant un empilement stratocroissant qui souligne la construction de trains de mégarides chevauchantes mudstones-wackestones ondulés de l'Intercalation Médiane et du faciès de Parlatges sus-jacent sont interprétés entièrement dolomitisés (fig. 22). On montre clairement que cette dolomitisation dépend de critères texturaux intervenant tant à l'échelle des grains comme des faciès de milieu restreint de vasière associés à un isolèment tectonique (seuil) ou à une diminution du potentiel d'accommodation (épisodes stratiformes ; montrant une gradation entre des faciès calcaires et des faciès Elle se présente sous forme d'horizons ou de lentilies hectométriques planes, La dolomitisation se développe généralement dans la partie inférieure des barres. Fig. 22- Bloc effondré montrant l'organisation de la dolomitisation à la base de la Barre Carbonatée inférieure Echelle : 1 graduation = 10 cm (fig. 27). Les dolomitisation sélective entre les en système transgressif régressifs ; fig. 27).

-21-

Immédiatement après le dépôts, la matière organique algo-bactérienne des ooldes et péloïdes (fig. 23-A et 25-1) commence à se dégrader : le processus de sulfato-réduction par les bactéries est alors un moyen de transgresser certaines barrières cinétiques qui inhibent la formation de dolomite (présence de sulfates, faible activité des ions carbonate CO32-, et forte hydratation du magnésium). Il se déroule à quelques centimètres sous l'interface eau-sédiment et implique des bactéries qui réduisent le sulfate dissous en présence de matière organique. Wright 1997 a montré qu'une source significative de magnésium peut-être fournie par l'enveloppe des cyanobactéries qui peuvent être à l'origine des grains eux-mêmes. Progressivement la dolomite se développe dans la zone centrale des grains (fig. 23-B et 25-2 et 3), puis elle envahit tous le grain (fig. 23-C et 25-4). Les ions magnésium sont ensuite relâchés dans le fluide interstitiel environnant pendant la dégradation de la matière organique (Gebelein et Hoffman 1973, Lyons et al 1984). La concentration en Mg2+ peut-être alors trois à quatre fois plus élevée que dans l'eau de mer (expériences de Gebelein et Hoffman 1973).



Fig. 25- Mécanismes de la dolomitisation dans les Barres Carbonatées de la Formation Rhétienne de Lodève

2) Dolomitisation tardi-sédimentaire par zone de mélange :

Bien que les cyanobactéries concentrent de manière importante le magnésium, il semble impossible de recristalliser un faciès calcaire en dolomite saccharoïde par un simple apport interne de magnésium.

Les analyses isotopiques réalisées sur le Puits Pég.4 (fig. 26) montrent un rapport 180/160 qui varie de -9 à -3.7aPDB, la valeur minimum étant obtenue dans des faciès à dolomicrosparite. Ces rapports sont inférieurs à ce que l'on attend de carbonates marins. L'enrichissement en isotope léger (160) peut-être dû soit à une contribution d'eaux continentales, soit à une rééquilibrage thermique au cours de l'enfouissement. Malgré l'absence de référentiel marin indiscutable, l'évolution verticale du signal isotopique dans la série, en particulier l'apparente coïncidence des points d'inflexion du rapport 180/160 avec l'évolution séquentielle, suggère un milieu de dolomitisation oscillant entre des eaux à dominante marines (63.50m), et des eaux à dominante météorique (53.78m, 56.98m, 62.18m). Dans ce cas la dolomitisation serait très précoce et associée aux fluctuations relatives de niveau marin. Elle se marquerait par la dissolution de la fraction bioclastique du sédiment et le développement d'une mosaïque de dolosparite euhédrale par nourrissage et réarrangement du réseau de la dolomite de première génération, avec conservation en fantôme de la forme originelle des grains (fig. 23-D et E et 25-5, 6 et 7).



Fig. 26- Coupe sédimentologique et géochimique du Membre Supérieur dans le Puits Pég.4, 49,70 - 66,30 m.

En ce qui concerne le rapport 13C/12C, il varie de 0.8 à 3.2âPDB (fig. 26), soit entre des valeurs proches des carbonates équilibrés avec l'atmosphère (2.5-3âPDB), et des valeurs enrichies en 12C traduisant l'influence de CO2 d'origine organique (argumentant par ailleurs le processus de sulfato-réduction invoqué pour les grains).

Le modèle sédimentologique et diagénétique fig. 27 peut alors être proposé pour le Membre Supérieur :



Fig. 27- Modèle sédimentologique et diagénétique du Membre Supérieur

Arrêt 6

Illustration de l'architecture et des assemblages de faciès dans les corps gréseux et carbonatés : Vue panoramique de la coupe de Pégairolles rive gauche et étude détaillée de la coupe de Pégairolles rive droite.

Les arrêts 4 et 5 illustrent deux phénomènes remarquables respectivement dans le Membre Inférieur et Supérieur. A travers les coupes de Pégairolles de l'Escalette, nous allons maintenant compléter les observations sur les faciès et processus de dépôt et préciser l'enchaînement vertical des faciès, pour en tirer un enseignement séquentiel.

Présentation panoramique de l'affleurement de Pégairolles rive gauche :

Cet affleurement permet d'observer sur une même verticale la quasi totalité de la Formation Rhétienne, seules les argiles vertes de lagune, à la transition avec les faciès keuper, ne sont pas visibles (fig. 28). La coupe sédimentologique générale fig. 29 montre que la série peut être découpée en 3 cycles majeurs progradant-rétrogradant (3ième ou 4 ième ordre) dans le Membre silicoclastique/mixte et deux assemblages rétrogradants dans le Membre carbonaté. A la base, les alternances d'argiles vertes - mudstone/packstones dolomitiques de lagune sub-émersive sont progressivement envahies par des sables fins intensément bioturbés. Ces sables deviennent progressivement plus grossiers vers le haut et s'organisent en lobes progradants à géométrie sigmoïde (base de la coupe de Pégairolles rive gauche, fig. 28). Ils marquent le débouché épisodique de petits distributaires fluviatiles sur la lagune. Le maximum de progradation est caractérisé par le développement extensif d'une barre de grès grossiers très immatures montrant une organisation de type *braided delta* (fig. 30).



-25-



Ces faciès de braided delta montrent l'empilement de faisceaux plans peu érosifs de grès moyen à grossier feldspatique et mal classés, à litage oblique plan à faiblement arqué (fig. 30). Ils sont caractéristiques de l'épandage de nappes sableuses sur la plateforme marine très peu profonde, pendant les épisodes de crues. Ces faisceaux peuvent être surmontés localement par un mince intervalle de sable fin à lit de granules et rides de vague qui souligne la reprise du sommet de la barre de crue par les processus marins (fig. 31).

Fig. 31- détail d'un faisceau plan de braided delta

Vers le sommet de la barre gréseuse, la tendance s'inverse et l'on repasse à un système de shoreface sableux dominé houle/tempête (fig. 30), puis à un nouveau système de lagune à tendance sub-émersive vers le haut (base du cycle 2 ; fig. 29). Ces dépôts de lagune sont surmontés par les corps gréseux de l'Unité Supérieure qui présentent une très grande variabilité de faciès en fonction de leur position paléogéographique (fig.19 et 32). Ces faciès sont interprétés en terme d'assemblage retrogradant de lobes de barre d'embouchure (coupe de Pégairolles rive gauche ci-après), chenaux estuariens (arrêt 4) ou, dans les domaines les plus ouverts, shoals carbonatés (coupe du Frieys, fig. 32). Ils passent vers le haut à un assemblage progradant de foreshore/petits chenaux fluviatiles. Ces faciès sont scellés par un intervalle de dolomicrites à laminations algaires (NLA) qui constitue une surface régionale d'inondation à la base d'un assemblage rétrogradant. Ce dernier assemblage du Membre Inférieur comprend des corps sableux mixtes (silicoclastique/carbonates) de shoreface supérieur dominé houle/tempête.

Présentation de la coupe de Pégairolles rive gauche :

La base de cette coupe est complémentaire par rapport aux observations faites à l'arrêt 4, elle montre la progradation sur la lagune d'un lobe d'embouchure, latéral par rapport aux chenaux fluviatiles/estuariens (fig. 33). Le sommet de cette barre est repris par les processus de vague et de tempête. On note en particulier le développement de brèches à galets plats de dolomicrite, provenant du remaniement des flaques carbonatées du domaine supratidal par les tempêtes.

Le Membre Supérieur est ici faiblement affecté par les phénomènes de dolomitisation, ce qui permet de discutter de l'organisation interne des Barres Carbonatées. Les deux barres présentent une organisation semblable suivant un cycle strato-croissant/énergie-croissant - strato-décroissant/énergie-décroissant.

De bas en haut, on peut observer la succession suivante (fig. 34) :

- petits bancs ondulés de wackestones/micropackstones à rides de vagues ;

- bancs plus épais de packstones/grainstones à peloïdes passant vers le haut à un ensemble plus massif de grainstone à péloïdes, ooïdes et bioclastes présentant des structures bidirectionnelles de mégarides chevauchantes ;

- la fraction boueuse augmente vers le haut en même temps que l'apparition de formes de milieu restreint (micro-gastéropodes, ophiuridés, favreines, ...);

- au-dessus se développent des bancs centimétriques, ondulés, de musdtone/ wackestone gris plus ou moins sombre à faune de milieu restreint.



Fig. 34- Motif type des Barres Carbonatées

Le faciès de Parlatges, à la base du Lias marquerait le confinement de la plate-forme en fin du cycle régressif de la Barre Carbonatée Supérieure.



-27-



II - STRATIGRAPHIE PHYSIQUE ET CYCLOSTRATIGRAPHIE DU LIAS CARBONATÉ DE LA BORDURE SUD DU CAUSSE DU LARZAC.
STRATIGRAPHIE PHYSIQUE ET CYCLOSTRATIGRAPHIE DU LIAS CARBONATÉ DE LA BORDURE SUD DU CAUSSE DU LARZAC, FRANCE.

OBJECTIFS

La coupe de l'Escalette présente le passage d'un appareil terrigène à une plate-forme carbonatée à la transition Rhétien\ Hettangien. Ce régime de sédimentation carbonatée s'est maintenu jusqu'au Sinémurien. On peut subdiviser la série carbonatée hettango-sinémurienne en trois grandes unités lithologiques. Les deux premières sont considérées d'âge Hettangien, la troisième est considérée d'âge Sinémurien. En fait, les seules données biostratigraphiques disponibles concernent la première unité et la surface sommitale de la troisième unité. La limite entre dépôts d'âge Hettangien et dépôts d'âge Sinémurien n'a pas été définie par la biostratigraphie.

Nos objectifs sont :

1 - Observer le passage de la plate-forme carbonatée de la 1ère unité Hettangienne (prolongement de la transition du système silicoclastique au système carbonaté au Rhétien), à la puissante série de plate-forme carbonatée péritidale qui caractérise la 2ème unité Hettangenne.

2 - Observer les faciès sédimentaires péritidaux de la 2ème unité "Hettangienne", et définir les cycles sédimentaires élémentaires (unités génétiques ou séquences élémentaires).

3 - Caractériser l'empilement des cycles élémentaires en paquets d'ordre supérieur et mettre en évidence des variations de court terme (paraséquences) et des variations de long terme (séquences de dépôt de 3ème ordre).

STRATIGRAPHIE PHYSIQUE DE LA SÉRIE "HETTANGIENNE"

Nous subdivisons la série hettangienne en deux unités.

Première unité

La première unité a une épaisseur d'environ 30 m, et elle présente des lithologies calcaires et dolomitiques. La base de cette unité comprend 12 à 13 m de grainstones dolomitiques à laminations de mégarides, les grains sont des oolites, des péloïdes et des bioclastes. Le sommet des corps sableux présente des mégarides bidirectionnelles. On observe ensuite 6 à 8 m de mudstones à wackestones calcaires, sombres, en petits bancs ondulés de 1 à 5 cm. Les grains sont des péloïdes et quelques tests fins de lamellibranches. Ces niveaux sont connus sous la dénomination de "faciès de Parlatges" [Mattei, 1961]. Le sommet de cette unité correspond à environ 6 m de grainstones fins dolomitisés, en petites strates à mégarides décimétriques à la base, surmontées par un niveau plus massif à laminations planes parallèles à faiblement obliques. La sédimentation s'achève lors du développement d'un exokarst témoignant d'une exposition subaérienne régionale de la plateforme [Mélas, 1982 ; Lopez, 1992]. Cette première unité présente une succession de faciès interprétée comme la succession d'un environnement de barre subtidale "d'offshore" soumis à l'action de courants bidirectionnels, d'un environnement trés étendu de plate-forme subtidale de faible énergie, d'un environnement supposé de "shoreface" affecté ensuite par une émersion et une importante karstification en domaine continental.

Deuxième unité

La deuxième unité hettango-sinémurienne, d'apparence très monotone, présente une sédimentation essentiellement dolomitique. Son épaisseur est de 206 m à l'Escalette. Composée de strates peu épaisses (décimétriques à métriques), elle est constituée par l'accrétion verticale de cycles péritidaux élémentaires, d'épaisseur métrique, émersifs à leur sommet, que l'on peut rapprocher de la "séquence intertidale boueuse" (Muddy sequence, [James, 1984]). Ces cycles péritidaux sont constitués de dolomies fines, péritidales, à interlits marneux. Le siège du dépôt de cette série était un vaste domaine très plat de marais maritime de faible profondeur, soumis à des émersions fréquentes. L'énergie de dépôt y était le plus souvent faible, en raison de la barrière hydrodynamique du Seuil Caussenard, situé quelques kilomètres à l'Est de notre site d'étude et qui le protégeait de la mer ouverte du bassin du SE, [Arrondeau, 1982; Mélas, 1982; Marza, 1995]. Cette série est pratiquement azoïque, mis à part quelques lamellibranches ou gastéropodes, mais qui ne présentent aucune valeur stratigraphique. Aucun changement n'apparaît dans l'environnement de marais maritime qui se maintient tout au long de cette série dolomitique. Les seules variations verticales de milieu de dépôt apparaissent au sein des cycles élémentaires.

DONNÉES BIOSTRATIGRAPHIQUES

A) Le seuil Caussenard

Les seules données biostratigraphiques à notre disposition concernent la première unité et le sommet de la quatrième unité hettangosinémurienne.

lère unité

Depuis la découverte d'une faune comprenant Psiloceras planorbis et Psiloceras psilonotum [Roquefort, 1934], les calcaires en petits bancs connus sous la dénomination de "faciès de Parlatges" [Mattei, 1961] sont attribués à la zone à Planorbis (Hettangien inférieur).

Sommet de la 3ème unité

Mattei [1989 communication personnelle à M. Séguret] a rapporté la présence d'ammonites de la sous-zone à Stellare (zone à Obtusum, Sinémurien supérieur) dans les derniers dépôts de la quatrième unité situés sous l'encroûtement ferrugineux sommital. La sédimentation carbonatée du Seuil Caussenard est brutalement interrompue alors que se constitue un intervalle condensé. Cet intervalle qui contient des ammonites de la sous-zone à Solare (zone à Spinatum, Pliensbachien supérieur), comprend en fait la quasi totalité du Sinémurien supérieur et du Pliensbachien [Lefavrais-Raymond et Lablanche, 1985; Mattei, 1989 communication personnelle à M. Séguret]. La sédimentation reprend, 10 Ma après l'arrêt de la sédimentation carbonatée, avec le dépôt des "Schistes-carton" du Toarcien basal.

Incertitudes sur l'âge de la limite entre la

2ème et la 3ème unité

Roquefort [1934] a proposé comme base du Sinémurien, un "niveau à plantes", situé au sommet de la série dolomitique (2ème unité), et décrit comme un calcaire gris-bleu riche en débris végétaux. Depuis lors, l'usage est de situer la limite Hettangien / Sinémurien, au changement de lithologie dolomie (2ème unité) / calcaire (3ème unité). Roquefort avait souligné la faiblesse de sa détermination car les flores identifiées ne constituent pas des marqueurs stratigraphiques précis. Une comparaison avec des flores allemandes et italiennes d'âge similaire [communication personnelle de Y. Bodeur], a conforté l'attribution d'un âge Sinémurien. Il existe cependant plusieurs niveaux à plantes proches de la limite entre la deuxième et la troisième unité hettangosinémurienne et Thévenard [1994] qui a répertorié la totalité des niveaux à végétaux du domaine Caussenard a souligné les difficultés de l'emploi de tels niveaux comme repères stratigraphiques. En l'absence de critère paléontologique définitif, la position exacte de la limite Hettangien/ Sinémurien, reste en suspens.

B) Le domaine ardéchois

La série calcaire Hettangienne de la région d'Aubenas, en Ardèche, est classiquement décrite par trois formations : le Complexe Carbonaté de Base, les Calcaires Noduleux Cendrés Inférieurs et les Calcaires Noduleux Cendré Supérieurs.

L'organisation des dépôts en Ardèche est très proche de celle observée dans le domaine Caussenard. En effet, l'ensemble "Complexe Carbonaté de Base" + "Calcaires Noduleux Cendrés Inférieurs", est tout a fait comparable à la lère unité hettango-sinémurienne des Causses. On peut en particulier corréler la faune à *Psiloceras planorbis* du faciès de Parlatges (Causses) avec les faunes des "Calcaires Noduleux Cendrés Inférieurs" (Ardèche) [Elmi et Mouterde, 1965].

La localité d'Aubenas se trouve à environ 150 km au nord-est du domaine Caussenard que nous étudions et à l'Est de la faille des Cévennes, c'està-dire dans un domaine plus externe que le seuil Caussenard. L'absence à Aubenas, d'une surface d'émersion comparable à la surface karstique qui limite la 1ère et la 2ème unité des Causses, n'est donc pas surprenante. Mais nous corrélons l'émersion du domaine Caussenard et le minimum de bathymétrie atteint au sommet des "Calcaires Noduleux Cendrés Inférieurs" (dépôt de calcaires bioclastiques et apparitions localisées de petites constructions récifales [Dromart et al., 1996, Elmi, 1990]). Nous considérons que les premiers cycles péritidaux déposés, à l'Escalette, au Perthus et au Viala, sont l'équivalent de la base des Calcaires Noduleux Cendrés Supérieurs de l'Ardèche et sont d'âge Hettangien moyen (zone à Liasicus).

Il demeure toutefois impossible de connaître où le début du Sinémurien déterminé dans les couches du Bosc (au dessus des Calcaires Noduleux Cendrés Supérieurs) en Ardèche se trouve dans la série des Causses.

DESCRIPTION DES FACIÈS ET INTER-PRÉTATION DES CONDITIONS DE DÉPÔT

A)Description des faciès (Planche I)

Faciès homogènes

Marnes (a): noires, plus rarement vertes, en niveaux d'épaisseur centimétrique à décimétrique, continus latéralement à l'échelle hectométrique au moins. Le toit des niveaux marneux est toujours plan, le mur peut être plan ou bosselé et correspond dans ce cas à une surface d'érosion, drapée par les marnes. Les argiles sont à 90% des illites ferrifères et magnésiennes.

Mudstone (b): 20% de l'épaisseur de la série, épaisseur moyenne de 0.4 m par occurrence. Boue dolomitique homogène de couleur blanche, beige ou grise, en banc massif, dépourvu de toute lamination ou sous forme de petits lits centimétriques légèrement onduleux à joints argileux très fins.

Grainstone fin (c): 20% de l'épaisseur de la série, épaisseur moyenne de 0.9 m par occurrence. En banc massif très dolomitisé, d'aspect saccharoïde, ou sous forme de plusieurs bancs décimétriques à joints secs. Texture : grainstone (à packstone). Grains : fantômes de péloïdes, grains micritiques et petits bioclastes présentant des granulométries de silts à sables fins (20 à 200 mm). Structures sédimentaires rarement exprimées, on observe des rides de vagues centimétriques et des laminations obliques de rides de courant décimétriques.

Faciès composites

Brèche à galets plats : intervalles de quelques centimètres à quelques décimètres d'épaisseur, contenant de petits galets plats(d), de 0,1 à 3 cm de long pour 0,2 à 1 cm d'épaisseur. Matrice: grainstone à péloïdes, ou mudstone dolomitique. Les galets proviennent du remaniement de la surface émergée du banc sousjacent. Grains: galets de faciès laminé, ou mélange des différents faciès péritidaux. Pas de véritable granoclassement de la fraction grossière des grains mais plutôt une dilution (e) vers le haut dans la matrice qui passe verticalement d'un grainstone à galets et péloïdes à un mudstone.

Grainstone à wackestone polygénique : intervalles de 20 cm d'épaisseur moyenne. Les grains sont plus petits (<2 mm), mais de nature identique à ceux de la brèche à galets plats. Ces intervalles sont généralement contenus dans un grainstone fin ou un mudstone. La base de ces intervalles est nette alors que le sommet présente un passage plus progressif au faciès encaissant. Ce type de transition suggère un accroissement brutal de l'énergie de dépôt suivi d'une baisse progressive jusqu'aux conditions ambiantes "normales".

Faciès laminés

28% de l'épaisseur de la série. L'épaisseur des lamines varie du centimètre jusqu'au millimètre et elles peuvent être plus ou moins affectées par une exposition subaérienne.

Laminites épaisses (f): superposition de lamines de quelques mm à 1 cm d'épaisseur, constituées d'un couplet formé d'un lit de grainstone ou packstone recouvert d'un lit de mudstone. Les grains sont des péloïdes. La transition entre les grains et la boue peut-être progressive et dans ce cas, la lamine apparaît granoclassée. La base des lits de grainstone est parfois très légèrement érosive sur le mudstone sous-jacent. Ces laminites épaisses sont des laminites mécaniques.

Laminites fines (g): mudstone dolomitique très régulièrement et très finement laminé. Par rapport aux laminites épaisses, la réduction de l'épaisseur des lamines s'accompagne de l'apparition de films micritiques sombres d'environ 20mm d'épaisseur au sommet des lits de mudstone. Lorsque ces films micritiques sombres se succèdent, alternant avec des lits clairs millimétriques de péloïdes, les laminites apparaissent comme le faciès classique construit par l'accrétion verticale de tapis microbiens. En lame mince les lamines sont légèrement irrégulières, présentent des bosses et des interruptions assimilables à des microdessiccations. Ceci indique une sédimentation sous tranche d'eau très faible.

Laminites faiblement altérées (h): semblable aux laminites fines, mais présente des lamines affectées par des indices d'émersion macroscopiques visibles à l'affleurement. Les plus fréquents sont des interruptions des fines lamines microbialitiques par de petites fentes de dessiccation, les lamines peuvent être plissées ou rebroussées à leurs extrémités. On observe aussi des petits remaniements des lamines altérées sous forme de niveaux millimétriques de microbrèches à galets plats. Ces microbrèches alternent couramment avec des lamines planes non altérées.

Laminites boueuses fortement altérées (i): lamines de micrite sombre, de 20 à 50 mm d'épaisseur, alternant avec des lamines claires de 50 à 500 mm d'épaisseur composées de grains fins. Ces alternances de lamines fines sont noyées dans des lits centimétriques de mudstone gris. Les lamines suivent grossièrement un stratification plane mais elles sont irrégulières, discontinues, et semblent froissées. Ces laminites présentent des micro-fentes de dessiccation verticales ou horizontales, de structures fenestrées de dessiccation ou dissolution, de pseudomorphoses de nodules d'anhydrite. L'altération de la lamination peut aller jusqu'à une bréchification in situ.

Structures d'altération et d'émersion

Structures fenestrées : Ce sont des birdseyes planaires dans des laminites fines ou bien des structures plus directement liées à l'altération et à l'émersion de n'importe quel autre faciès: pores de retrait dans des mudstones, microcavités de dissolution (j), de dimension millimétrique, vides ou remplies de sparite. Le sommet d'un banc soumis à ce type d'altération peut être affecté sur une profondeur décimétrique à pluridécimétrique.

Fentes de dessiccation (k): verticales, de profondeur centimétrique à décimétrique, affectent les laminites fines cryptalgaires et les laminites altérées, beaucoup plus rarement les mudstones. La dessiccation facilite la délamination de la surface émergée (lorsqu'elle était laminée) et fournit le matériel sédimentaire constituant les clastes d'une brèche à galets plats lors de l'inondation suivante.

Taches de pédogénèse : taches rougeâtres à brunâtres de remobilisation du fer ferreux (marmorisations) produites dans les périodes d'assèchement d'un sol hydromorphe temporaire. Elles ne sont pas très fréquentes et on les observe en sommet de banc sous une surface d'émersion.

Brèches de dissolution (l): la dissolution affecte en général une dizaine de centimètres de sédiment et semble exploiter des fissures subverticales et horizontales. La surface affectée est microlapiazée et présente souvent une microbrèche de dissolution qui a été ensuite recimentée. Les éléments de cette brèche sont centimétriques. érosion (m): détermine la forme en creux et bosses, de longueur d'onde décimétrique à plurimétrique, de la surface sommitale des bancs qui en sont affectés. Les surfaces d'érosion sont associées aux structures d'altération et d'émersion précédemment décrites.

B) Interprétation des conditions de dépôt

Les termes subtidal, intertidal et supratidal sont largement utilisés dans la littérature pour décrire le type de milieu de dépôt de ces dolomies : a) Subtidal désigne un milieu de dépôt qui demeure de façon permanente sous tranche d'eau, b) Intertidal désigne un milieu de dépôt sous tranche d'eau quasi nulle, occasionnellement soumis à l'émersion, c) Supratidal désigne un milieu de dépôt légèrement au dessus du niveau marin, occasionnellement inondé. Mais les cycles d'inondation/ émersion que nous décrirons ici, sont sans rapport avec l'échelle de temps d'un cycle de marée.

Faciès composites

Le faciès de brèche à galets plats constitue 13% des premiers dépôts après l'inondation à l'Escalette. Il s'agit du dépôt le plus grossier et de plus forte énergie observable dans cette série péritidale. Ces brèches remanient surtout des clastes provenants de la surface précédemment émergée. La dilution des galets vers le haut peut s'expliquer par l'éloignement de la zone émergée au fur et à mesure de l'inondation et du déplacement de la ligne de rivage. Le dépôt de ces brèches n'est pas mono-événementiel et semble retranscrire une progression de l'inondation. Il faut remarquer que dans le faciès grainstone à wackestone polygénique, la nature des grains est proche de celle des "brèches d'inondation". La seule différence est une plus grande proportion d'oolites (éléments allochtones d'origine plus externe) et une réduction de la taille des lithoclastes. Nous attribuons l'accroissement brutal d'énergie de dépôt souligné par ces faciès à l'action des tempêtes sur la plate-forme interne protégée, et ce malgré l'absence de structures sédimentaires caractéristiques. Le faciès de brèche à galets plats en est l'expression la plus proximale.

Faciès homogènes

Nous interprétons les faciès marnes, mudstone et grainstone fin comme étant déposés dans un environnement subtidal. Il s'agit toutefois de dépôts d'une plate-forme interne, bien protégée des fortes influences de la mer ouverte. La profondeur de dépôt de ces faciès est métrique à plurimétrique au maximum. Dans le cas des marnes et du mudstone le milieu est très protégé, quasiment jamais soumis à l'action des vagues et des courants. Dans le cas du grainstone fin, le milieu est soumis à l'action des vagues et des courants.

Faciès laminés

Ces faciès s'étendent depuis le domaine subtidal supérieur ou intertidal inférieur pour les laminites épaisses jusqu'au domaine supratidal pour les laminites boueuses fortement altérées, en passant par le domaine intertidal pour les laminites fines, et intertidal supérieur pour les laminites faiblement altérées. L'alternance de lits de péloïdes et de lits de boue suggère que le milieu était soumis à l'alternance d'énergie faible et d'énergie nulle. Les faciès laminés peuvent être :

- soit des dépôts de faible énergie sur un replat de marée [Tucker et Wright, 1992]. L'hypothèse de la dynamique tidale peut être soutenue par analogie avec les faciès d'enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale décrits par B. Tessier [1990].

- soit des dépôts de la décantation proximale de flots de tempêtes turbides [Hardie et Ginsburg, 1977 ; Wanless et al., 1988 ; Koerschner et Read, 1989]. Nous avons vu que le faciès grainstone à wackestone polygénique atteste d'une énergie de dépôt attribuable aux effets proximaux de tempêtes ; on peut considérer les micro-érosions à la base des lits de grainstones comme typiques de tempestites sur un tidal flat.

C) Contenu faciologique des cycles

péritidaux

Dans le domaine des Causses, le cycle péritidal élémentaire est la plus petite unité sédimentaire comprise entre deux surfaces d'émersion. Il est en moyenne d'épaisseur métrique. Le cycle commence par une inondation du domaine péritidal émergé à la fin du cycle précédent. La transition entre la surface d'émersion sous-jacente et le dépôt subtidal à la base du cycle péritidal qui la recouvre est brutale. On peut interpréter ce phénomène comme résultant d'un approfondissement brutal et/ou comme lié à un non-dépôt (condensation) consécutif à l'inondation. La succession de faciès qui se met en place après cette inondation comprend tout ou partie de la succession suivante : brèche à galets plats et/ou marnes, mudstone ou grainstone fin, laminites épaisses, laminites fines, laminites faiblement à fortement altérées. Les pores de retrait, les birdseyes et les fentes de dessiccation affectent fréquemment les laminites fines et les laminites altérées, ces structures apparaissent dès les premières émersions en milieu intertidal à supratidal. En revanche les microcavités de dissolution, taches de pédogenèse, brèches de dissolution ainsi que les possibles érosions, qui affectent souvent le sommet des cycles sédimentaires, attestent d'une plus franche exposition continentale. La grande majorité de ces cycles sédimentaires montrent une

6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.





évolution depuis un milieu subtidal peu profond jusqu'à un milieu supratidal, expression classique de séquences de comblement jusqu'à l'émersion, sur une plate-forme interne protégée.

ANALYSE CYCLOSTRATIGRAPHIQUE DE LA DEUXIÈME UNITÉ HETTANGO-SINÉMURIENNE

Notre analyse cyclostratigraphique de la série péritidale comprend, une analyse du mode d'empilement des cycles péritidaux, et une discussion des relations entre le mode d'empilement observé et le (ou les) facteur(s) qui ont contrôlé l'organisation de cet empilement.

A) Fischer plots des successions de cycles péritidaux de l'Escalette et du Perthus (fig. 4)

Le Fischer plot est une représentation graphique des écarts cumulés de l'épaisseur des cycles sédimentaires à l'épaisseur moyenne des cycles sédimentaires [Fischer, 1964 ; Sadler, 1993]. Cette représentation graphique met bien en évidence les variations d'épaisseurs dans les séries de cycles sédimentaires. Sur le Fischer plot des 169 cycles péritidaux de l'Escalette on distingue aisément :

· Des variations long terme :

Les augmentations ou diminutions des écarts cumulés à l'épaisseur moyenne des cycles péritidaux, s'étendent sur des intervalles longs de plusieurs dizaines de cycles.

Des variations court terme :

Ces variations de l'écart à l'épaisseur moyenne des cycles péritidaux ont des amplitudes métriques. Ces variations court terme définissent clairement des faisceaux de cycles péritidaux, un faisceau étant constitué par une succession de cycles péritidaux d'épaisseurs croissantes puis décroissantes. Les plus petits faisceaux de cycles péritidaux contiennent de 2 à 4 cycles péritidaux. Nous dirons que cette série présente un premier rapport d'empilement des cycles péritidaux variant de 2 à 4, mais on observe aussi d'autres rapports d'empilement plus importants qui définissent de plus longues "périodes" de variation de l'écart à l'épaisseur moyenne des cycles péritidaux.

B) Analyse spectrale des rapports d'empilement des cycles péritidaux (fig. 5 et 6)

Afin de préciser quelles sont les différentes tailles de faisceaux, et de quantifier le nombre moyen de cycles qu'ils contiennent, nous avons effectué l'analyse spectrale des séries d'écarts à l'épaisseur moyenne des cycles. Pour obtenir cette série d'écarts à l'épaisseur moyenne, on soustrait simplement l'épaisseur moyenne des cycles analysés à chacun des cycles péritidaux de la série (la méthode du maximum d'entropie permet d'obtenir une bonne définition, même si la série analysée est courte). Il faut se rappeler que les résultats des analyses sont des courbes dont les pics indiquent ce que nous appelons "rapports d'empilement des cycles péritidaux", c'est à dire le nombre <u>moyen</u> de cycles contenus dans les différents faisceaux. La présence d'un pic dans les résultats de l'analyse spectrale indique qu'il y a une variation périodique de l'épaisseur des cycles péritidaux. La position de ce pic indique le rapport d'empilement correspondant.



figure 5 : Résultats de l'analyse spectrale des séries d'épaisseur de cycles péritidaux de l'Escalette et du Perthus. Les deux courbes montrent plusieurs petits pics (rapports d'empilement des cycles péritidaux) compris entre 2 et 5. La courbe de l'Escalette montre un pic proche de 10.

C) Interprétation

Les analyses spectrales par fenêtres de 20 cycles mettent en évidence un premier rapport d'empilement des cycles péritidaux. Ce premier rapport est l'expression stratigraphique de la combinaison de deux phénomènes. Le premier, de plus court terme, a contrôlé la sédimentation des cycles péritidaux élémentaires. Le deuxième a apparemment contrôlé leur empilement en paquets de 2 à 4 (au moins) cycles péritidaux, car les valeurs moyennes par fenêtre de ce rapport varient entre 2.3 et 3.2 (moyenne de la série complète à 2.6).

Les analyses spectrales par fenêtres de 40 cycles mettent en évidence un deuxième rapport d'empilement des cycles péritidaux. Ce deuxième rapport est lui aussi l'expression stratigraphique de la combinaison de deux phénomènes. Le premier est toujours celui qui a contrôlé la sédimentation des cycles péritidaux élémentaires. Le deuxième a apparemment contrôlé leur empilement en paquets



figure 4 : Fisher Plot des coupes de l'Escalette et du Perthus



figure 6: Résultats de l'analyse spectrale par fenêtres glissantes des séries d'épaisseur de cycles péritidaux de l'Escalette et du Perthus. A) Chaque courbe est le résultat de l'analyse spectrale d'un segment de 40 cycles péritidaux. Cette analyse est destinée à mettre en évidence les rapports d'empilement proches de 10. A l'Escalette on met en évidence un rapport d'empilement qui varie de 10.8 à 7.2. Au Perthus on distingue seulement un rapport d'empilement à 11 dans la fenêtre 3 et à 12 dans la fenêtre 4. B) Chaque courbe est le résultat de l'analyse spectrale d'un segment de 20 cycles péritidaux. Cette analyse est destinée à mettre en évidence les rapports d'empilement proches de 5. On met en évidence un rapport d'empilement qui varie de 3 à 2.3 à l'Escalette, et de 3.2 à 2.3 au Perthus.

de 7 (au plus) à 11 (au moins) cycles péritidaux, car les valeurs moyennes par fenêtre de ce rapport varient entre 7.2 et 10.8 (moyenne de la série complète à 9.3).

Nous avons donc identifié 3 phénomènes distincts par leur durée. Le plus court a contrôlé la sédimentation des cycles péritidaux élémentaires. L'intermédiaire a contrôlé l'empilement des cycles élémentaires en paquets de 2 à 4 (au moins). Le plus long a contrôlé l'empilement des cycles élémentaires en paquets de 7 (au plus) à 11 (au moins).

D) Facteurs contrôlant le dépôt des cycles péritidaux et leur mode d'empilement

L'espace disponible pour la sédimentation de la série péritidale hettango-sinémurienne est libéré par la subsidence. La vitesse d'accommodation long terme imposée par la subsidence est modulée par les variations long terme (1er à 3ème ordre) du niveau marin absolu. Un contrôle tectonique ou eustatique des variations court terme de l'accommodation, ou un contrôle autocyclique du taux de sédimentation, ont pu être les facteurs de la formation des cycles péritidaux décimétriques à métriques, et de leur mode d'empilement. Une partie des cycles péritidaux présentent à leur sommet une surimpression de figures d'altération continentale (microkarstifications, brèches de dissolution, structures fenestrées). Une telle émersion implique qu'il y a eu une chute du niveau marin relatif. On peut envisager plusieurs hypothèses pour produire une telle chute relative dans un contexte d'accommodation long terme positive (bassin subsidant). Soit une évolution discontinue de la subsidence à la faveur du fonctionnement d'une faille normale imprime un mouvement de "yoyo" au substratum. Cette hypothèse est peu crédible, mais surtout, une telle faille contrôlant le remplissage du bassin des Causses est inconnue. Soit il existe des chutes du niveau marin absolu plus rapides que la vitesse d'accommodation long terme. Cette deuxième hypothèse plus vraisemblable, conduit à admettre que les émersions prononcées, limites de cycles péritidaux, se sont produites lors de chutes eustatiques court terme. Un contrôle autocyclique (Ginsburg 1971) de ces discontinuités est exclu car il ne permettrait pas de produire des altérations continentales (Strasser 1991). En l'absence d'arguments pour une interprétation autocyclique ou tectonique, et étant donné qu'une partie des limites de cycles péritidaux a clairement été produite sous contrôle eustatique, nous concluons qu'il en est probablement de même pour toutes les limites de cycles observées. Nous avons précédemment identifié, grâce à l'analyse spectrale, 2 rapports d'empilement des cycles péritidaux. Nous considérons donc que la variation eustatique élémentaire a contrôlé le dépôt des cycles péritidaux et que chaque rapport d'empilement est l'expression stratigraphique de la combinaison d'une variation eustatique court terme "longue" avec plusieurs variations eustatiques court terme "élémentaires". L'analyse spectrale met en évidence l'existence de 3 variations eustatiques court terme. La plus courte produit les cycles élémentaires ; les 2 variations eustatiques plus "longues" sont à l'origine de leur 2 niveaux d'empilement en faisceaux. La présence de ces rapports d'empilement au travers de l'ensemble de la série péritidale est un argument pour une nature pérenne de ces variations eustatiques court terme, au moins au cours du temps de sédimentation de la deuxième unité hettango-sinémurienne.

Seule la démonstration du contrôle allocyclique périodique de ces variations eustatiques peut permettre de faire une estimation cyclostratigraphique de la durée totale de sédimentation. Nombre d'auteurs de travaux récents [Read et Goldhammer, 1988; Strasser, 1988; Read, 1989; Koerschner et Read, 1989; Osleger et Read, 1991; Hinnov et Goldhammer, 1991; Jimenez de Cisneros et Vera, 1993; Goldhammer et al., 1993; Goldhammer et al., 1994] ont privilégié le rôle des cycles climatoeustatiques haute fréquence dans l'interprétation des séries péritidales cycliques. Certains d'entre eux ont aussi montré que cette interprétation met en exergue des anomalies de l'enregistrement sédimentaire propres au domaine péritidal [Read et al., 1986; Goldhammer et al., 1990]: dans un enregistrement sédimentaire péritidal, les cycles eustatiques peuvent être ratés par émersion, ou être amalgamés (fig. 7). Un cycle de variation eustatique (montée, puis chute du niveau marin absolu) a deux effets possibles. Soit, a) il n'inonde pas la plate-forme et ne crée pas d'espace disponible pour la sédimentation. Le cycle eustatique ne permet donc pas le dépôt d'un cycle péritidal, et nous dirons qu'il a été raté par émersion (fig. 7A). Soit, b) il inonde la plateforme et crée de l'espace disponible pour la sédimentation. La sédimentation pourra se poursuivre tant qu'il y aura création d'espace disponible. Si la création d'espace disponible dure seulement le temps d'un seul cycle eustatique, car une émersion de la plate-forme se produit à la fin du cycle lors de la chute du niveau marin (fig. 7A), alors le cycle eustatique permet le dépôt d'un cycle péritidal monomotif (car il enregistre 1 seul cycle eustatique). Si la création d'espace disponible dure le temps de plusieurs cycles eustatiques, car l'émersion de la plate-forme ne se produit pas lors des chutes eustatique de plusieurs cycles successifs, alors plusieurs cycles eustatiques sont amalgamés (figs. 7B et 7C) et permettent le dépôt d'un cycle péritidal qui pourra être plurimotif (car il enregistre plusieurs cycles eustatiques).



figure 7: Illustrations schématiques de la production A) de cycles péritidaux monomotifs et d'un cycle eustatique raté par émersion; B) de deux cycles eustatiques amalgamés dans un cycle péritidal bimotif; C) de deux cycles eustatiques amalgamés dans un cycle péritidal monomotif. Remarque : Une émersion de limite de cycle péritidal ne se produit que si l'espace disponible est comblé par les sédiments (bathymétrie nulle) alors que la vitesse de chute du niveau marin est supérieure à la vitesse de subsidence.

Schematic pictures of the production of A) peritidal cycles showing one deepening up/ shallowing up pattern and one eustatic cycle missed by emersion; B) two eustatic cycles amalgamated in one peritidal cycle showing two deepening up/ shallowing up patterns; C) two eustatic cycles amalgamated in one peritidal cycle showing one deepening up/ shallowing up pattern. Remark : A peritidal cycle boundary is produced if the accommodation is filled by sediment while the rate sealevel fall is higher than the subsidence rate.

Le nombre de cycles eustatiques ratés par émersion est difficile à mettre en évidence car les cycles ratés sont représentés par une période d'altération, d'érosion et surtout par une absence de sédimentation. Par contre, les cycles eustatiques amalgamés sont représentés par une période de sédimentation et enregistrés sous forme de cycles péritidaux. Si une partie des cycles péritidaux du seuil caussenard ont enregistré des amalgamations de cycles eustatiques court terme, comment sont ils représentés ? Schwarzacher [1975] a soutenu que les environnements à faible bathymétrie de dépôt donnent un enregistrement imparfait des variations eustatiques haute fréquence. Osleger et Read [1991], et Osleger [1994], ont suggéré que des processus autogéniques tels que des variations de la production sédimentaire, des variations de la température et de la chimie de l'eau marine, le remaniement des sédiments par l'énergie des vagues ou des changements de direction des courants constituent un "bruit" stratigraphique qui s'inscrit au sein de chaque cycle sédimentaire. Ces auteurs soulignent que ces processus autogéniques peuvent masquer l'enregistrement du signal eustatique haute fréquence sans pour autant contrôler la sédimentation péritidale comme il est proposé dans les conceptions autocycliques de la sédimentation carbonatée [Ginsburg, 1971].

La fréquence des surfaces d'émersion dans la série péritidale du seuil caussenard (environ 170 émersions pour 200 m de série), plaide pour l'existence de cycles eustatiques ratés par émersion. De plus, les 17 % de cycles péritidaux plurimotifs sont de bons candidats pour représenter l'amalgamation de cycles eustatiques court terme. Et il ne faut pas considérer que les cycles péritidaux monomotifs n'enregistrent pas d'amalgamations de cycles eustatiques car, outre les processus qui constituent le bruit stratigraphique autogénique, la "lisibilité" de l'enregistrement sédimentaire dépend aussi de la bonne zonation bathymétrique des faciès (fig. 7B et 7C). Si par exemple il n'y a pas de variation franche de lithologie ou d'énergie de dépôt en fonction de la bathymétrie, les faibles variations bathymétriques imposées par des cycles eustatiques court terme amalgamés demeureront indécelables dans le cycle péritidal qui devrait les enregistrer. La pauvreté flagrante en structures sédimentaires subtidales des dolomies étudiées est une cause possible d'absence de variations de faciès associées aux amalgamations. Si chaque cycle eustatique élémentaire était enregistré sous forme d'un cycle péritidal monomotif, chaque rapport d'empilement de ces cycles serait égal au rapport des périodes eustatiques qui l'a causé (fig. 8A). Mais nous devons admettre qu'une partie des cycles eustatiques élémentaires ont été amalgamés dans l'enregistrement sédimentaire et/ou ratés par émersion (fig. 8B et 8C). Les rapports

d'empilement moyens observés dans la 2ème unité hettango-sinémurienne du seuil caussenard, sont donc inférieurs aux rapports des périodes eustatiques qui les ont causé [Marza, 1995].



figure 8 : Modélisations de la relation entre le rapport des périodes eustatiques et le rapport d'empilement des cycles sédimentaires qui en résulte. La vitesse de subsidence et le rapport des périodes eustatiques imposé (100 ka/ 20 ka = 5) sont identiques dans les trois modèles, en revanche, l'amplitude des cycles à 100 ka et 20 ka varie. Ces différentes amplitudes ont pour conséquence, soit la production de cycles eustatiques élémentaires ratés par émersion (B - lorsque la vitesse de chute du niveau marin de période 100 ka est supérieure à la vitesse de subsidence), soit la production de cycles eustatiques élémentaires amalgamés (C - lorsque la vitesse de chute du niveau marin de période 20 ka est inférieure à la somme de la vitesse de subsidence et de la vitesse de montée du niveau marin de période 100 ka). A) Tous les cycles eustatiques élémentaires sont enregistrés par un cycle sédimentaire ; le rapport d'empilement des cycles sédimentaires est égal au rapport des périodes eustatiques imposé. B) Deux cycles eustatiques élémentaires sur cinq sont ratés par émersion, les autres étant enregistrés par un cycle sédimentaire ; le rapport d'empilement des cycles sédimentaires (=3) est inférieur au rapport des périodes eustatiques imposé.C) Un cycle eustatique élémentaire sur cinq est raté par émersion, deux cycles eustatiques élémentaires sur cinq sont amalgamés

dans un cycle sédimentaire, les autres sont enregistrés par un cycle sédimentaire; le rapport d'empilement des cycles sédimentaires (=3) est inférieur au rapport des périodes eustatiques imposé.

E) Comparaison entre les rapports d'empilement et les rapports des périodes de Milankovitch

Afin de tester l'hypothèse d'un contrôle des variations eustatiques court terme par des changements climatiques périodiques, induits par les variations des paramètres orbitaux de la terre (cycles de Milankovitch), nous utilisons les rapports d'empilement maxima mis en évidence, soit 4 et 11. On considère que ces rapports doivent être inférieurs ou égaux aux rapports des périodes climato-eustatiques de Milankovitch qui les ont causé.

Les périodes de variation des paramètres orbitaux de la terre à l'origine des cycles climatiques de Milankovitch ont été calculés par Berger et al. [1989] pour les 440 derniers Ma. Les périodes reproduites dans le tableau ci-dessous correspondent à un age de 200 Ma, c'est-à-dire celui de la limite Hettangien Sinémurien [Odin, 1994]. Il faut remarquer que les rapports de périodes inférieurs à 2 ne seront pas pris en compte car le plus petit rapport d'empilement possible est constitué par un faisceau de 2 cycles péritidaux.

	Excentricité			Obliquité		Précession	
	Excentractie			Obliquite		riecession	
divisé	413	123	95 ka	47 ka	37 ka	21.5	18 ka
par	ka	ka				ka	
18 ka	22.9	6.8	5.3	2.6	2	<2	<2
21.5 ka	19.2	5.7	4.4	2.2	<2	<2	
37 ka	11.2	3.3	2.6	<2	<2		
47 ka	8.8	2.6	2	<2			
95 ka	4.3	<2	<2				
123 ka	3.4	<2					
413 ka	<2						

Tableau 1 : Rapport des périodes des paramètres orbitaux de la Terre susceptibles d'avoir un effet climatoeustatique (d'après Berger et al. 1989)

Il est clair que les rapports d'empilement des cycles peuvent correspondre à des rapports de périodes astronomiques :

- D'une part, le rapport d'empilement 4 est attribuable aux rapports des périodes 123 ka /

18 ka = 6.8 ou 123 ka / 21.5 ka = 5.7 ou 95 ka / 18 ka = 5.3 ou enfin 95 ka / 21.5 ka = 4.4.

- D'autre part, le rapport d'empilement 11 est attribuable aux rapports des périodes 413 ka / 37 ka = 11.2 ou 413 ka / 21.5 ka = 19.2 ou enfin 413 ka / 18 ka = 22.9.

Il ressort de cela 4 combinaisons de périodes climato-eustatiques pouvant satisfaire la production des rapports d'empilement des cycles péritidaux observés : 413/123/21.5 ka, 413/123/18 ka, 413/95/21.5 ka, et 413/95/18 ka

Les rapports d'empilement ne laissent aucun doute sur l'existence de 3 périodes eustatiques. De plus, la comparaison des différents rapports d'empilement avec les rapports des périodes astronomiques montre la possibilité d'un contrôle de la mise en place des cycles péritidaux par des cycles climato-eustatiques de Milankovitch. Il faut retenir qu'il s'agit simplement d'une possibilité car la coïncidence des rapports d'empilement avec certains rapports de périodes astronomiques, ne constitue pas en soi une véritable démonstration.

Parmi les différentes hypothèses du contrôle la sédimentation de la série péritidale par des périodes de Milankovitch, la période de 413 ka est toujours présente. Les faisceaux de cycles péritidaux qui résulteraient de cette période climato-eustatique contiennent une moyenne de 9.3 cycles péritidaux. Les coupes de l'Escalette et du Perthus contenant environ 170 cycles péritidaux, elles représentent l'enregistrement sédimentaire d'environ 170/ 9.3 ≈18 cycles eustatiques de période 413 ka, soit environ 7.5 Ma(fig. 9).

Cette estimation est compatible avec la durée de l'intervalle zone à Liasicus / sous zone à Stellare : 7.5 ± 2 Ma. Toutefois, le temps de la sédimentation des 2ème et 3ème unités hettangosinémuriennes doit alors être compris dans la marge d'incertitude de 2 Ma. Nous en concluons que la durée de dépôt de la 2ème unité du Seuil Caussenard pourrait s'étendre depuis la base de la zone à Liasicus jusque dans la zone à Semicostatum. La moitié inférieure seulement de la série dolomitique se trouve donc avoir un âge Hettangien, l'autre moitié est déposée pendant le Sinémurien inférieur. L'épaisseur totale des dépôts d'âge Hettangien sur le seuil Caussenard se voit donc réduite à une valeur de 115 m au maximum (lère unité + la moitié de la deuxième unité), alors que l'épaisseur des dépôts d'âge Sinémurien est portée à environ 140 m (moitié de la deuxième unité + troisième et quatrième unités).

VI) CONCLUSION

Notre analyse suggère que la série péritidale du Lias du Causse du Larzac, a enregistré des variations eustatiques de court terme. Nous concluons à un contrôle de l'empilement des cycles péritidaux par des variations climato-eustatiques, associées aux périodes de précession et d'excentricité de l'orbite terrestre. Le premier résultat est une estimation cyclostratigraphique de la durée de la deuxième unité hettango-sinémurienne : 7.5 Ma. Le deuxième résultat est une redéfinition de la limite entre les dépôts d'âge Hettangien et les dépôts d'âge Sinémurien.



Nous ne situons plus cette limite au changement de lithologie dolomie (2ème unité)/ calcaire (3ème unité), mais au milieu de la série dolomitique péritidale (2ème unité).

La détermination cyclostratigraphique des temps de sédimentation, appliquée aux milieux de faible profondeur de dépôt, n'est pas destinée à se substituer aux calages biostratigraphiques et aux mesures de géochronologie isotopique. En revanche, c'est une approche qui permet de prolonger les lignes temps définies par une biostratigraphie précise dans les domaines de plate-forme externe, jusque dans les domaines internes dépourvus de fossiles stratigraphiques.

Il est à présent possible d'établir plus précisément l'histoire de la subsidence régionale et d'aborder les conditions de partage des volumes sédimentaires entre plate-forme et bassin au Lias.

Références

- Arrondeau, J.-P. 1982. Etude sédimentologique du Lias inférieur carbonaté du seuil caussenard et de ses abords (Languedoc). Thèse 3ème cycle, Univ. de Nantes, 281 p., en dépôt à la Soc. géol. de France, Paris.
- Arrondeau, J.-P., Bodeur, Y., Cussey, R., Fajerwerg, R. & Yapaudjian, L. 1985. Indices de pédogénèse et de karstification dans le Lias calcaréodolomitique du causse du Larzac (Languedoc, France). Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. elf aquitaine 9, 2, 373-403.
- Berger, A., Loutre, M.F. & Dehant, V. 1989. Astronomical frequencies for pre-Quaternary paleoclimate studies. *Terra Nova* 1, 474-479.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. & Lienhardt, M.J. 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Atlas. Orléans.
- Dromart, G., Ader, M., Allemand, P., Curial, A., Guillocheau, F. & Vidal, G., 1996, Delineation of hybrid and carbonate reservoirs through genetic stratigraphy in the Lower Mesozoic of the south-eastern France: procedures and benefits. Mar. & Petrol. Geol., Vol. 13, pp. 653-669.
- Elmi, S. & Mouterde, R. 1965. Le Lias inférieur et moyen entre Aubenas et Privas (Ardèche). Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 12, 142-246.
- Elmi, S. 1990. Stages in the evolution of late Triassic and Jurassic carbonate platforms : the western margin of the Subalpine Basin (Ardèche, France). Spec. Publ. Int. Sediment. 9, 109-104.
- Fischer, A.G. 1964. The lofer cyclothems of the Alpine Triassic. Kansas Geological Survey Bulletin 169, 107-149.
- Gaumet, F., Garcia, J.P., Dromart, G. & Sambet, G., 1996, Faciès, géométries et profils de dépôt de la plate-forme bourguignonne au Bathonien-Callovien, Bull. Soc. géol.france, 167, pp.409-421.

- Ginsburg, R.N. 1971. Landward movement of carbonate mud: New model for regressive cycles in carbonates (Abstract). Am. As. Petrol. Geol. Bull. 55, 340.
- Goldhammer, R.K., Dunn, P.A. & Hardie, L.A. 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and hierarchy of stratigraphic forcing : Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geol. Soc. Am. Bull.* 102, 535-562.
- Goldhammer, R.K., Lehmann, P.J. & Dunn, P.A. 1993. The origin of high-frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso GP, West Texas): constraints from outcrop data and stratigraphic modeling. Journal of Sedimentary Petrology 63, 318-359.
- Goldhammer, R.K., Oswald, E.J. & Dunn, P.A. 1994.
 High-frequency, glacio-eustatic cyclicity in the Middle Pensylvanian of the Paradox basin: an evaluation of Milankovitch forcing. In: Orbital forcing and cyclic sequences (edited by P. L. de Boer and D. G. Smith). International Association of sedimentologists, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 243-283.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. 1988. Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Sea level changes, An integrated approach (edited by C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 71-108.
- Hardie, L.A. & Ginsburg, R.M. 1977. Layering: The origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In: Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas (edited by L. A. Hardie). Johns Hopkins University Press, Baltimore, 50-123.
- Hinnov, L.A. & Goldhammer, R.K. 1991. Spectral analysis of the middle Triassic Latemar limestone. Journal of Sedimentary Petrology 61, 1173-1193.
- James, N.P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. In: *Facies Models* (edited by R. G. Walker). Geoscience Canada, Reprint Ser. 1 (2nd Ed.), 213-228.
- Jimenez de Cisneros, C. & Vera, J.A. 1993. Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). Sedimentology. 40, 513-537.
- Kent, D.V. & Gradstein, F.M. 1985. A Cretaceous and Jurassic geochronology. Geol. Soc. Am. Bull. 96, 1419-1427.
- Koerschner III, W.F. & Read, J.F. 1989. Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians. Journal of Sedimentary Petrology 59, 654-687.

- Lefavrais-Raymond, A. & Lablanche, G. 1985. Contrôle tectonique de la sédimentation du Lotharingien à l'Aalénien sur le seuil caussenard. Les cahiers de l'Institut Catholique de Lyon 14, 191-201.
- Lopez, M. 1992. Dynamique du passage d'un appareil terrigène à une plate-forme carbonatée en domaine semi-aride: le Trias de Lodève, Sud de la France. Thèse de Doctorat, Université Montpellier II.
- Marza, P., 1995, Caractérisation du signal eustatique haute fréquence sur une plate-forme carbonatée péritidale, exemple du Lias des Causses, sud de la France, Thèse Univ. Montpellier II, 213 p., en dépôt à la Soc. géol. de France, Paris.
- Marza, P., sous presse, Niveaux marneux de plate-forme carbonatée péritidale, indicateurs de changements climatiques (Hettango-Sinémurien, Causse du Larzac, France), C. R. Acad. Sci. Paris.
- Mattei, J. 1961.Observations préliminaires à une étude du Lias des Causses. In: Colloque sur le Lias français.
- Melas, P. 1982. Etude sédimentologique, paléogéographique et géochimique du Lias carbonaté du Nord-Lodévois. Application à la reconnaissance et à l'interprétation d'amas métallifères. Thése 3ème cycle, Université Montpellier II,419 p., en dépôt à la Soc. géol. de France, Paris.
- Meurant, P. 1995. Faciès et organisation séquentielle des dépôts Sinémurien de la bordure sud du Larzac. Mém. D.E.A., Université Montpellier II.
- Odin, G.S. 1994. Geological Time scale. C. R. Acad. Sc. Paris 318, 59-71.
- Osleger, D. & Read, J.F. 1991. Relation of eustasy to stacking patterns of meter-scale carbonate cycles, late Cambrian, U.S.A. Journal of Sedimentary Petrology 61, 1225-1252.
- Osleger, D.A. 1994. Aperiodic accumulation of cyclic peritidal carbonate: Comment. Geology 22, 479.
- Read, J.F. & Goldhammer, R.K. 1988. Use of Fischer plots to define third-order sea level curves in Ordovician peritidal cyclic carbonates, Appalachians. *Geology* 16, 895-899.
- Read, J.F. 1989. Controls on evolution of Cambrian-Ordovician passive margin, U.S. Appalachians. In: Controls on carbonate platform and basin development (edited by P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg and J. F. Read). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 147-165.
- Read, J.F., Grotzinger, J.P., Bova, J.A. & Koerschner, W.F. 1986. Models for generation of carbonate cycles. *Geology* 14, 107-110.
- Roquefort, C. 1934. Contribution à l'étude de l'Infra-Lias et du Lias inférieur des Causses cévenols. *Bull. Soc. Géol. France* Sér. 5, IV, 573-594.
- Rousselle, B. et Dromart, G., 1996, Partition stratigraphique des environnements et produits carbonatés dans l'Aalénien du sud-est de la France, Bull. Soc. géol. France, 167, pp. 399-408.

- Sadler, M., Osleger, D.A. & Montañez, I.P. 1993. On the labeling, length, and objective basis of Fischer plots. Journal of Sedimentary Petrology 63, 360-368.
- Schwarzacher, W. 1975. Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy. Development in sedimentology 19, Amsterdam, 382 pp.
- Sentenac, F. 1992. Etude des séquences loféritiques en milieu carbonaté. Leur signification géodynamique. Thèse de Doctorat, Aix-Marseille II, 240 p..
- Shinn, E.A. 1983. Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and Loferites: a reevaluation. Journal of Sedimentary Petrology 56, 619-628.
- Strasser, A. 1988. Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura mountains). Sedimentology 35, 369-383.
- Tessier, B. 1990. Enregistrement des cycles tidaux en accrétion verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne) - Mesure du temps et application à la reconstitution des paléoenvironnements. Thèse de doctorat, Université de Caen.
- Thévenard, F. 1994. Plant beds: stratigraphical key beds or relative low sea-level indicators? C. R. Acad. Sc. Paris 318, 137-143.
- Tucker, M.E. & Wright, V.P. (Eds.) 1992. Carbonate sedimentology., Blackwell scientific publications, Oxford, 482 pp.
- Wanless, H.R., Tyrell, K.M., Tedesco, L.P. & Dravis, J.J. 1988. Tidal-flat sedimentation from hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. Journal of Sedimentary Petrology 58, 724-738.
- Ziegler, P.A. 1992. Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. *Tectonophysics* 215, 9-34.

III - SÉDIMENTOLOGIE DE FACIÈS DU SINÉMURIEN DE LA MARGE CÉVENOLE ET ENNOIEMENT D'UNE PLATE-FORME CARBONATÉE.





Figure 1 : Etagement et relations latérales possibles entre les différents facies du Sinémurien du Lodèvois.

SEDIMENTOLOGIE DE FACIES DU SINEMURIEN DE LA MARGE CEVENOLE ET ENNOIEMENT D'UNE PLATE-FORME CARBONATÉE.

INTRODUCTION

Les dépôts du sommet de la coupe du Pas de l'Escalette (nord de Lodève), représentent les derniers faciès de plate-forme carbonatée peu profonde, avant un ennoiement généralisé, qui intervient dès le Pliensbachien et se poursuit durant tout le Toarcien (transition Lias calcaire/Lias marneux). Cet ennoiement se marque à la base par un hard-ground d'extension plurirégionale. Le Sinémurien correspond ici à une période charnière, caractérisée par une diversification rapide des conditions de dépôts par rapport à celle qui règnent durant l'Hettangien. La grande variété de faciès qui en découle est vraisemblablement liée à une augmentation d'accommodation, favorisant progressivement la mise en place de conditions marines franches.

L'objectif de cette dernière partie de l'excursion est double.

- Il s'agit tout d'abord de présenter les faciès, les différents types de discontinuités, ainsi que les principaux milieux de dépôts rencontrés au Sinémurien dans la région du Pas de l'Escalette. Des référentiels sédimentologiques ont été construits dans lesquels sont représentés avec les équivalences latérales l'ensemble des faciès rencontrés.

- Dans un second temps, l'évolution des milieux de dépôts sera présentée afin de mieux cerner les conditions de sédimentation qui précédent l'ennoiement de la plate-forme liasique.

LES FACIES ET L'ÉTAGEMENT DES MILIEUX DE DÉPÔTS

Les faciès (Figure 1)

L'étude de 5 coupes proches de celle présentée ici, a permis de proposer un modèle d'organisation des faciès et milieux de dépôts à signification régionale. 23 faciès ont été définis et peuvent se rapporter à 5 grands types de dépôts. On distingue : - des faciès lagunaires et de replats dolomitiques (n° 1 à 5)

- des faciès de tempêtes en domaine marin restreint (plate-forme interne) (6)

- des faciès calcaires de rampe et de lagon (8 à 13)

- des faciès de tempêtes (14, 15a et 15b)

- des faciès de dunes hydrauliques subtidales (7? et 16 à 18)

- des faciès de shoal et de barres oolithiques intertidales/subtidales (19 à 21)

- des faciès de rampe en plate-forme externe (23)

Les faciès dolomitiques (replats et faciès lagunaires) (1 à 5)

Ces faciès sont tous affectés par une dolomitisation pénécontemporaine. Il s'agit de mudstones dolomitiques (nº1 à 4). Dans le faciès 1 (Planche 1a) de nombreuses structures indiquent des conditions supratidales (fentes de dessiccation, lamines algaires indurées démantelées, "sheet cracks", brèchification). Le faciès 2 (Planche 1b)montre des indices d'émersions temporaires (birds eyes, strates algaires déformées) et se trouve presque toujours associé au précédent. Le faciès 3 se caractérise par la présence de structures algaires non brisées dans un mudstone faiblement bioturbé et caractérise des conditions intertidales/subtidales. Enfin le faciès 4 (Planche 1c) est un mudstone entièrement bioturbé finement de façon diffuse, formé en conditions lagunaires subtidales. Le faciès nº 5 (Planche 1d), parfois appelé localement "niveau à plantes" se présente soit sous forme de chenalisations métriques, comblées par du matériel sableux et ligniteux, soit comme des dépôts fins mixtes terrigènes / carbonatés. Dans ces derniers, de nombreux litages de rides de courant et d'oscillation sont visibles. Ces dépôts ont été interprétés comme des chenaux tidaux et leurs équivalents latéraux en milieu intertidal haut. Enfin, il faut noter la présence d'érosions métriques localisées au sein des mudstones dolomitiques et comblées par du mudstone. Ces érosions pourraient également avoir une origine tidale.

Les faciès de tempêtes en milieu marin restreint (plate forme -interne)(6)

Le faciès (6) (Planche 2a) correspond à un grainstones plus ou moins sableux, calcaires, à grains parfois très fins (pelloides, intraclastes fins). Il se présente en bancs à base érosive (sillon asymétrique) en faisceaux d'obliques dont les recoupements à angles faibles et l'aspect mamelonné à conduit à les interpréter comme des HCS. Le matériel qu'ils remanient (lignite, sable, lithoclastes, etc...) et leur présence en association systématique avec les faciès dolomitiques ou des faciès calcaires de lagon en plate-forme interne a conduit à les positionner en domaine marin restreint.

Les faciès calcaires de rampe et de lagons (8 à 13)

Ces faciès de couleur généralement grise, présentent des textures de mudstones jusqu'aux packstones calcaires.

Le faciès 8 (Planche 2c, d, e, f, g) est un wackestone mixte carbonaté/terrigène. Dans la fraction terrigène (sables fins/ silts) de nombreuses structures sont visibles (rides de courant de direction opposées, rides d'oscillation, strates gradées, micro HCS). Des accidents siliceux sont abondant dans ce faciès. Les bioturbations nombreuses et diversifiées, indiquent des conditions de replat intertidal à subtidal (*Teichichnus*, *Monocraterions*, *Diplocraterions petites formes*, *Planolithes* fins, , Scoyenia, etc...).

Le faciès 9 (Planche 2h) est un mudstone calcaire gris sans structure ni bioturbations, pouvant indiquer des conditions de confinement plus importantes (?) que le faciès précédent. Le faciès 10 (Planche 3a) est un wackestone bioturbé (Planolithes, Monocraterions, Diplocraterions) localement très riche en débris encroûtés par les algues. Des oolithes fibro-radiaires ainsi que des débris de crinoïdes sont fréquemment observés dans ce faciès. Ces caractéristiques ont conduit à l'interpréter comme pouvant caractériser un milieu subtidal proche de dunes hydrauliques, (origine des oolithes, crinoïdes, et débris encroûtés). Le faciès 11 (Planche 3d, e), est proche de l'aspect du précédent. Cependant, il comporte de nombreuses structures de vagues et de tempêtes (?) pouvant indiquer un milieu plus ouvert ou soumis à une énergie plus importante (rampe). Le faciès 12, est un wackestone à oolithes noires (fibro-radiaires de milieu protégé) et à bioturbations presque monospecifiques grande (Monocraterions de taille, rares Planolithes et Thallasinoides (?)). Les Monocraterions, ainsi que la présence d'oolithes à structure fibro-radiaires peuvent indiquer des conditions d'arrière barrière en plate-forme interne. Le faciès 13 (Planche 3b, c) est proche du précédent (wakestone/packstone), dont il diffère par la présence de nombreux débris de crinoïdes, et par une bioturbation plus variée (Monocraterions, Diplocraterions, Planolithes larges, Asterosoma). Le contenu en éléments figurés semble indiquer la proximité d'une zone de barrière ou de shoal (production d'oolithes) et les bioturbations un milieu plus ouvert (bioturbations variées, faunes de milieu ouvert Asterosoma).

Les faciès de tempêtes (14, 15a et 15b)

Trois types de faciès de tempêtes ont été rencontrés dans différentes associations (voir fig. 1). Il s'agit de grainstones calcaires essentiellement à oolithes, bioclastes, et lithoclastes.

Le faciès 14 a été observé en association avec des dépôts de shoals et d'arrière barrière (lagons). C'est un grainstone oolithique, à débris de lignite.

Il montre des alternance de lamines tractives de bioclastes brisés, (lamellibranches, serpules, etc...) et d'oolithes granoclassées. Ces lamines forment un litage oblique tangentiel à la base, d'angle faible. La direction d'écoulement enregistrée par le litage est généralement opposée à celle des obliques observées au niveau de dunes hydrauliques auxquelles ce faciès s'associe fréquemment. La nature et le "mauvais état" du matériel (lié à la proximité de dunes ou de hauts fonds) ont conduit a proposer une origine liée aux tempêtes pour ce faciès. Les litages et leur orientation, pourraient caractériser des lobes de tempêtes ("storm washover") formés au voisinage de dunes hydrauliques ou de shoals peu profonds (serpules). Les faciès 15a (Planche 3f) et 15b sont deux faciès de grainstones calcaires oolithiques à intraclastes et bioclastes, à bases érosives (sillons fortement asymétriques). La morphologie en dôme et creux, les bases érosives et la présence de faisceaux de lamines chevauchantes en phase, se recoupant selon des angles très faibles, ont conduit à interpréter ces deux faciès comme des HCS (tempêtes). La différence entre les deux, réside dans la nature des bioturbations (très diversifiée pour 15 b) et dans une modification d'une partie du lamellibranches, matériel remanié (grands crinoïdes, grosses oolithes) qui traduit des conditions plus distales pour le faciès 15b.

Les faciès de dunes hydrauliques subtidales (16 à 18)

Ces trois faciès correspondent à des grainstones calcaires. Le faciès 16 est un grainstone à rares oolithes et oncholithes bioclastes à et (lamellibranches à coquilles fines). Un litage oblique plan y est observé. Ce faciès peu épais (<1,5m) est interprété comme formé en milieu subtidal et correspondrait à un dépôt de dune hydraulique proximale (barre à oncholithes) en milieu marin restreint (plate-forme interne). Le faciès 17, également peu épais (<2m) est composé de grainstone sableux, à fins débris de crinoïdes sans litage apparent. Il est interprété comme un dépôt de barre subtidale en milieu protégé. Enfin, le faciès 18 (Planche 4a) constitue des dunes à litages oblique plan ou tangentiel à matériel carbonaté détritique (lithoclastes, pelloides?). Ce faciès est fréquemment bioturbé (Monocraterions fins monospecifiques). Il est également interprété comme un dépôt de dune hydraulique subtidale.

Les faciès de shoal et de barres oolithiques intertidales/subtidales (7? et 19 à 22)

Le faciès 7 (Planche 2b) est un grainstone fin à birds-eyes, débris de serpules et lignite épais généralement de quelques mètres (<4m). Aucun

litage n'est apparent. Le contenu de ce faciès indique la proximité du continent (lignite abondante, sable, et...) et sa faible profondeur de formation (birds-eyes, serpules). Il est interprété comme un dépôt de barre formé en milieu intertidal haut/subtidal. Le faciès 19 (Planche 4c) se présente en barres métriques (3/4m) de grainstones à grosses oolithes, bioclastes et lithoclastes à litage oblique arqué ou plan tangentiel. Le litage montre fréquemment une alternance de lamines d'oolithes/intraclastes et de niveaux bioclastiques. Ce faciès est interprété comme un dépôt de shoal en milieu marin ouvert. Le faciès 20 (Planche 4b) est ungrainstone oolithique et bioclastique à serpules, coraux et grands débris de crinoïdes. Il peut se présenter en bancs épais (> 4m) et un litage oblique arqué est presque toujours visible dans ce faciès. Il est interprété comme un faciès de haut fond (shoal) oolithique en milieu marin ouvert. Le faciès 21 est un grainstone à oolithes blanches très fines (énergie moindre) et débris de crinoïdes. Il se présente en barres métriques (<2m) à litage oblique tangentiel. Il est interprété comme un dépôt de dune oolithique intertidale ou subtidale (?) d'arrière barrière (énergie moins forte que précédemment). Enfin, le faciès 22 est un grainstone essentiellement oolithique (grosses oolithes blanches) et bioclastique riche en crinoïdes (parfois articles accolés) et en rostres de belemnites. Ce faciès présente un litage oblique arqué et se développe en barres métriques (>1m). La nature des éléments figurés a conduit à interpréter ce faciès comme formé en milieu marin franc de plate forme externe (barre sur rampe externe).

Les faciès de plate-forme externe (23)

Le faciès 23 (Planche 4d) constitue des alternance de bancs décimétriques de mudstones/wackestones calcaires et d'interbancs de marnes bioturbées à rares bioclastes (belemnites). Il se caractérise par la morphologie ondulée de limites de bancs (tempêtes?) et par une association de bioturbation variée. (Asterosoma, Rhyzocorallium, Planolithes, Diplocrathérions - formes larges, Thalassinoides fins, etc....). Le contenu faunistique et les bioturbation permettent d'interpréter ce faciès comme caractéristique de la plate forme externe.

Les modèles de dépôts (Figure 1 et 2)

Étagement des faciès

L'analyse des différentes coupes dans le Sinémurien de la région de Lodève montre que la série comprend deux parties distinctes, au sein desquelles coexistent diverses associations de faciès sur des profils de dépôts différents. Le changement de profil intervient de part et d'autre d'une discontinuité (niveau à marque de condensation - S2 fig. 3) mise en évidence sur l'ensemble des coupes étudiées.

- A la base de la série, (fig. 1a) les faciès s'organisent au sein d'un profil de plate-forme interne en domaine globalement marin restreint. Au sein de ce profil, la dynamique tidale domine et provoque la migration de différents types de dunes en zone subtidale (faciès 16, 7, 17, 18) ou de shoal peu profonds (faciès 7, 19, 20). Entre les dunes se mettent en place des zones interdunaires protégées, proximales (replats et lagunes dolomitiques (faciès 1 à 5)) ou plus ouvertes et distales (faciès 8, 9 10). Enfin, en association avec les dunes hydrauliques, (origine du matériel) des dépôts de tempêtes peu épais sont rencontrés (faciès 6 HCS et 14 : stormwashover ?). Les corrélations régionales semblent montrer que cette plate-forme n'est pas barrée. Le caractère restreint pourrait résulter : (1) d'une morphologie aplanie du profil de dépôt et de sa longueur (amortissement de l'énergie de houle) et (2) de la mise en place de nombreuses dunes hydrauliques, déterminant de multiples zones protégées les unes par rapport aux autres.

- A partir de la discontinuité S2 (fig. 3), le profil de dépôt change et la plupart des faciès sont renouvelés. Le milieu est plus ouvert et l'énergie enregistrée par les faciès, globalement plus importante. Le profil de dépôt, reconstitué grâce à l'analyse des associations de faciès et aux corrélations latérales établies sur plusieurs coupes, correspond à celui d'une rampe de haute énergie dominée par la dynamique tidale et fortement influencée par les tempêtes. Trois zones ont été rencontrées :

(1) une zone de rampe interne (arrière "barrière") qui comprend plusieurs types de faciès de dunes hydrauliques subtidales (faciès 17, 18, 21?) migrant au sein de dépôts de lagon (faciès 12, et 13) ou de rampe boueuse (faciès 11) (énergie relativement un peu plus importante),

(2) une zone de shoals stables localisés en bordure de plate-forme (ouverture nette du milieu et énergie importante) (faciès 19, puis 20 et 22 du plus proximal au plus distal). Ces faciès forment des cordons oolithiques amalgamés continus régionalement.

(3) une zone de rampe externe ou se développent des niveaux bioturbés de milieu marin ouvert et plus profond que précédemment (faciès 23)

Enfin des dépôts de tempêtes épais (faciès 15a et 15b) et fréquemment amalgamés associés aux faciès de dunes hydrauliques et de shoals sont rencontrés depuis la zone interne jusqu'aux hauts fonds oolithiques en bordure de plate-forme.

-49-

Étagement de la bioturbation (figure 2)

Les bioturbations abondantes dans la série étudiée ont été utilisées en parallèle des critères sédimentologiques pour l'étagement des faciès et milieux de dépôts. Ces bioturbations ont été étagées en fonction de leur "paléoécologie propre", en caractéristiques des tenant compte sédimentologiques des faciès qui les contiennent. Beaucoup de faunes sont ubiquistes (Skolithos -Monocrathérions, diplocrathérions, cependant Thalassinoides, etc..) leurs morphologies peuvent varier en fonction de l'ouverture du milieu ou de sa profondeur (Thallasioides fins en milieu profond ouvert et à section irrégulière et de grande taille en milieu de lagon, etc...). Les espèces les plus intéressantes ici pour positionner des faciès sur un profil de dépôt ont été les Asterosoma (milieu marin franc et ouvert) et les Rhyzocorallium systématiquement associés à des dunes oolithiques ou aux dépôts de tempêtes sur rampe à haute énergie. La diversification au sein des associations de bioturbation a également permis fréquemment d'apprécier l'ouverture ou le confinement relatif d'un milieu.

LA COUPE DE L'ESCALETTE ET LES ARRÊTS PROPOSÉS

ARRÊT1 : Pas de l'Escalette au sud du tunnel (fig. 3) et Planches 1 à 5

Il s'agit ici : (1) de présenter les principaux faciès de milieu marin restreint (fig 1a) (replats, lagunes dolomitiques, chenaux tidaux, faciès de tempêtes internes, lagon et replat intertidal haut faciès 1 à 5, 6, 8 et 9), (2) d'illustrer les différents types de discontinuités (surfaces d'émersions, d'émersion inondation, niveaux à marque de condensation (Planche 5), (3) de discuter de l'évolution verticale des conditions de dépôts.

ARRÊT 2 : Pas de l'escalette Sud - montée jusqu'à la limite Lias calcaire/marneux

Cette seconde étape a pour objectif de montrer les faciès de rampe à haute énergie. Nous verrons successivement les faciès de lagons et de rampe intertidale subtidale (faciès 11, 12, 13) puis des dépôts de tempêtes (faciès 15a et b) et nous examinerons les différents types de discontinuités rencontrées. Plus haut dans la série, les faciès de dunes hydrauliques, de shoals en bordure de plateforme seront présentés (faciès 17, 18 à 22).

Au sommet leHard-Ground de la limite Lias calcaire/Lias marneux est clairement exprimé.

ARRÊT 3 : Pas de l'Escalette au Nord du Tunnel

Cet arrêt permettra de revoir les faciès précédents en panorama (notamment les faciès 8, 9, 10, les dunes hydrauliques 19, 20, et les faciès de tempêtes 15). Il montrera les faciès de plate forme externe dont une partie se met en place en même temps que le hard-gruond observé précédemment.

ARRÊT 4 : Panorama final du Pas de l'Escalette

Cet arrêt permet de visualiser la morphologie de l'ensemble de la série et montre la morphologie en érosion du hard-ground terminal.

CONCLUSION

La coupe du Sinémurien de l'Escalette, correspond à la succession de deux types de plates-formes carbonatées. Au début de la série les faciès s'organisent au sein d'un profil de dépôt caractérisé par la présence de nombreuses barres subtidales qui déterminent des zones plus ou moins protégées. L'ensemble de la plate forme est soumise à des condition de domaine marin restreint sans pour autant qu'une zone de barrière soit mise en évidence. La partie supérieure de la coupe se caractérise par une énergie plus forte et une ouverture du milieu. Un profil de rampe de haute énergie, à haut fonds localisés en bordures de plate-forme se met en place. Il semble qu'à l'échelle régionale ces deux systèmes de dépôts ne coexistent jamais dans l'espace.

L'évolution verticale des conditions de dépôts durant le Sinémurien (résumé fig. 3) montre une tendance générale à la rétrogradation des aires de dépôts, sauf au sommet de l'Escalette où une tendance progradante s'observe avant l'ennoiement de la plate-forme. Cet ennoiement interviendrait donc de façon brutale et ne serait pas le résultat généralisée "logique" d'une rétrogradation s'achevant par une inondation maximale de 3e ordre. Il aboutit à la mise en place du hard-groud de la limite-Lais calcaire/marneux observé à l'Escalette (Sud) qui est contemporain (en partie) des dépôts de plate-forme externe observés au nord du Pas de l'Escalette.



Figure 2 : Profils de dépôts et etagement de la bioturbation



Figure 3 : Coupe Sinémurien du Pas de l'Escalette (versant Sud) / localisation des arrets / profils de dépôts évolution des milieux de sédimentation

PLANCHE 1:

(a) : faciès 1 - mudstone dolomitique à lamines algaires, fragmentées par des structures de dessiccation.
(b) faciès 2 - mudstone dolomitique à birds-eyes.

(c) faciès 4 - mudstone dolomitique à bioturbations diffuses (flèches)

(d) faciès 5 - packstone mixte silico-clastique carbonaté à structures de courant unidirectionnel (flèches 1) et d'oscillation de grande amplitude (flèches 2). Ce faciès est l'équivalent latéral de remplissages de chenaux sableux et carbonatés riches en lignite ("niveau à plantes"). Il pourrait s'agir de dépôts de bordures de chenaux tidaux, ou de "débordements repris par la houle ?".









PLANCHE 2

(a) faciès 6 - dépôt de tempête (HCS) sur sillon asymétrique d'érosion. Il s'agit d'un grainstone très fin à lithoclastes finement lité et dont le litage montre une composante en accrétion latérale (vers la droite de la photo). L'amplitude des HCS est métrique.

(b) faciès 7 - grainstone calcaire très fin constituant un dépôt de shoal peu profond riche en débris de serpules (flèches) et gros bioclastes (lamellibranches)

(c, d, e, f, g) faciès 8 - Wackestone intensément bioturbé à nombreuses structures (courant/vagues/tempêtes) Ce faciès correspond à un dépôt de replat intertidal, en domaine distal sur une plate forme en milieu marin restreint.

- la photo (c) montre des structures de courant reprises par les vagues (flèche 1) dont la direction peut s'inverser (influence tidale). On peut rencontrer également des structures pouvant correspondre à des "micro HCS" initiés sur sillons d'érosions asymétriques (flèche 2).

- la photo (d) illustre le caractère bidirectionnel des structures de courant (flèches horizontales 1 et 2) ainsi que l'intense déformation synsédimentaire qui affecte le sédiment (liquéfaction en contexte intertidal).

- les photo (e, f et g) illustrent quelques types de bioturbations *Teichichnus* (e) et *Diplocrathérion* (f) ainsi que l'aspect général du litage de vague (g).

(h) faciès 9 mudstone calcaire sans structure interprété comme formé en milieu subtidal protégé.



PLANCHE 3

(a) faciès 10 - wackestone calcaire à oolithes "noires" (fibro-radiaires) et encroûtements algaires (flèches). Il s'agit d'un faciès de lagon

(b et c) faciès 13 - wackestone/packstone calcaire à oolithes noires, intensément bioturbé. Ici deux exemples l'un de *Monocrathérion* (b) l'autre de *Rhyzocorallium* en coupe (c).

(d et e) faciès 11 - Wackestone/Packstone bioturbé parfois oolithique (d) à rides d'oscillation. Ici des rides chevauchantes en phase au centre de la photo et en léger décalage vers la droite en bas. Il s'agit d'un faciès de rampe soumise à l'action de la houle.

(f) faciès 15 a - grainstone calcaire fin, à intraclastes et bioclastes. Structures de tempêtes (HCS) associées à des dépôts de dune hydraulique (base de la photo - faciès 18).



PLANCHE 4

(a) faciès 18 - grainstone à lithoclastes (galets mous dans le litage) formant des dunes hýdrauliques progradantes (ici vers la droite de la photo) à litage oblique tangentiel.

(b) faciès 20 - grainstone oolithique et bioclastique en barres massives constituant des faisceaux légèrement obliques à litage interne oblique plan. Ce dépôt est interprété comme un shoal en milieu marin ouvert.

(c) faciès 19 - grainstone oolithique, bioclastique et localement riche en intraclastes. Remarquer l'alternance de faisceaux de lamines claires et plus sombres correspondant à des succession de lits lumachelliques (plus clair) et de zones oolithiques grano classées (plus sombre).

(d) faciès 23 - faciès de plate-forme externe en bancs décimétriques de mudstone / wackestone bioturbés. (les flèches indiquent un Rhyzocorallium).



PLANCHE 5 - LES PRINCIPAUX TYPES DE DISCONTINUITÉS

(a et b) - <u>surfaces d'émersion</u> - figures de dessiccation avec rupture des tapis algaires et brèche de dislocation dolomitiques

(c et d) - <u>surfaces d'émersion inondation</u> - érosion de la surface du mudstone gris liée à l'émersion et bioturbations (*Monocrathérions* ou *Diplocrathérions*) : l'inondation se marque par la mise en place de niveaux sus-jacents argilo-carbonatés, à lithoclastes et bioclastes.

(e et f) - <u>surface d'inondation avec arrêt de sédimentation</u> - mudstones bioturbés (fins Skolithos) monospécifique pouvant constituer des colonies pionniers au moment des arrêts de sédimentation (ici en monticules (sur la photo f).



SÉQUENCES DE DÉPÔT CARBONATÉES EN RÉGIME EXTENSIF DANS LE DOGGER DES GRANDS CAUSSES.

Pierre CHARCOSSET¹, Richard CISZAK¹, Pierre-Jean COMBES² et Bernard PEYBERNÈS¹, avec la collaboration de Michel LOPEZ³

1 - Université de Toulouse III - Géologie sédimentaire et Paléontologie et URA 1405 CNRS - 39 allées J. Guesde - 31062 Toulouse cedex

> 2 - Université de Montpellier II - Géologie des gîtes minéraux et URA 1405 CNRS - Case 57 - Place E. Bataillon 34095 Montpellier cedex 05

 3 - Université de Lille I - Sédimentologie et Géodynamique, URA 719 CNRS - 59655 Villeneuve d'Ascq cedex
 / Elf-Aquitaine, avenue Larribau - 64000 Pau


6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.

PRÉSENTATION GÉNÉRALE



fig. 1 : carte géologique simplifiée de la région étudiée et localisation des coupes

INTRODUCTION

excursion pré-congrès de deux Cette journées entièrement consacrées au Dogger des Grands Causses nous fera parcourir l'ensemble de ces régions jurassiques tabulaires (Causse Comtal, Causse de Sauveterre, Causse Méjean, Causse du Larzac, etc...) situées entre la Montagne Noire et le Rouergue à l'ouest, le Massif Central au nord, les Cévennes à l'est et la bordure crétacée souscévenole au sud. Le thème majeur en sera le décryptage en séquences de diverses échelles (notamment le 3^{ème} et le 4^{ème} ordre) des épaisses et spectaculaires séries à dominante carbonatée qui s'étendent du Toarcien supérieur au Callovien, avec une analyse particulièrement fine du Bathonien dont les dépôts calcaréo-dolomitiques constituent les célèbres Gorges du Tarn. Déposées en contexte tectonique extensif entre deux seuils mobiles à série plus réduite, le Seuil de Villefranche-de-Rouergue à l'ouest, celui des Cévennes au sud-est, ces séries du Dogger sont affectées de subsidences différentielles et de lacunes bordières liées à l'activité diachrone

Les formations carbonatées aalénobajociennes sur la bordure orientale du "Seuil de Villefranche-de-Rouergue" (Causse Comtal, Causse de Sévérac).

La série à dominante carbonatée du passage Lias-Dogger qui affleure, dans les Causse Comtal et de Sévérac (fig. 1), entre le Seuil de Villefranchede-Rouergue (série réduite) et l'axe du Graben des Grands Causses (série dilatée) (Peybernès et Pélissié, 1985), comporte cinq formations d'âge Aalénien-Bajocien. Grâce aux Ammonites, aux Brachiopodes et aux Foraminifères benthiques, un découpage en séquences de dépôt est proposé et étalonné sur la succession des séquences de dépôt et des biochronozones nord-téthysiennes (Graciansky et al., 1993). Les coupes étudiées (Ciszak et al., 1996) s'échelonnent le long d'un transect W-E, de Salles-la-Source à Chanac. L'accent est mis, en particulier, sur l'étude des relations entre la Minette ferrugineuse du Seuil de Villefranche (Causse Comtal) et les calcaires oolithiques (Causse de Sévérac).

LES FORMATIONS

La série carbonatée aaléno-bajocienne repose partout sur les Marnes noires du Toarcien supérieur (fig. 2A). A l'W, le terme le plus récent de ces marnes, correspond à la z. à Pseudoradiosa, s-z. à Pseudoradiosa (Toarcien supérieur non terminal), représentée par *Dumortieria* sp. gr. *pseudoradiosa*, récoltée à Rodelle (F1) immédiatement sous le

de ces seuils à différentes époques. Cette mobilité des structures a engendré des minéralisations locales dont nous étudierons les plus significatives dans le district des Malines, sur le Seuil cévenol. Déposé sous faible tranche d'eau, le Dogger et, en particulier le Bathonien, ont naturellement enregistré les effets du tectono-eustatisme, traduit notamment par des émersions de durée variable générant des processus karstiques dont les traces (surfaces de divers ordres) se sont révélées de précieux outils pour l'analyse en termes de Stratigraphie séquentielle de moyenne résolution. Peu fossilifère (rares ammonites dans le Dogger inférieur et dans le Callovien seulement), le Dogger caussenard a toutefois conservé quelques témoins lignes isochrones (mfs) autorisant des de corrélations intrarégionales, telles les concentrations de brachiopodes du Bathonien dont l'analyse (détermination J.-P. Garcia, Dijon) a permis de réelles avancées dans la connaissance fine de ces séries.

contact ravinant des dolomies bajociennes (discontinuité 4). Plus à l'E, toutes les zones du Toarcien supérieur existeraient jusqu'à la z. à Aalensis (Defaut *et al.*, 1990). A l'E, ces marnes sont surmontées par :

a) les <u>Calcaires à Zoophycos</u>, d'âge Aalénien inférieur et moyen, qui, épais de quelques dizaines de mètres, se développent plus largement (100m) vers l'E (Florac) et vers le S (Larzac). Ses faciès de plate-forme externe/distale, monotones, se caractérisent par des *mudstones* à spicules de Spongiaires et petits Foraminifères benthiques. Les Zoophycos y sont particulièrement abondants, mais peuvent aussi exister dans des ichnofaciès de bathymétrie comparable au sein des formations susjacentes ;

b) les <u>Calcaires à Entroques</u> (passage Aalénien-Bajocien), fortement bioclastiques et parfois ferrugineux, dont l'épaisseur décroît d'W (30m à La Canourgue) en E (environ 8 m à Campagnac, arrêt J1-4);

c) les <u>Calcaires oolithiques de Campagnac</u> (20 à 25m), que l'on retrouve aussi vers le S (Sévérac, Les Vignes, Larzac), et dont la *Minette ferrugineuse* de Muret-le-Château (arrêt J1-1) doit être considérée comme un équivalent latéral;

d) les <u>Calcaires et Dolomies à chailles</u> (30 à 40m), à accidents siliceux en rognons ou en lits intrabancs, formation ici largement dolomitisée ;

e) les <u>Dolomies brunes</u>, étendues sur l'ensemble du domaine étudié, où ont été localement préservés des îlots calcaires tels ceux de Muret-le-Château (arrêt J1-2), riches en Foraminifères benthiques (Timidonelles) du Bajocien inférieur.





Cette dernière unité est recouverte transgressivement par les <u>Calcaires oolithiques</u> <u>blancs</u> du Bajocien supérieur, non étudiés dans ce travail.

LES SEQUENCES DE DEPOT ET LEURS EQUIVALENTS NORD-TETHYSIENS

La série aaléno-bajocienne de la bordure N des Grands Causses peut être découpée en 4 séquences de dépôt de $3^{\text{ème}}$ ordre, SD1 à SD4 (fig. **2A**). Le groupe SD1-SD2 présente une disposition progradante qui marquerait la fin d'un cycle transgressif-régressif (2^{Eme} ordre) et l'ensemble SD3-SD4, ainsi que SD5, une disposition rétrogradante qui indique le début du cycle de second ordre suivant ; le maximum de régression se situe à la fin de l'Aalénien moyen, comme dans les Alpes (Graciansky *et al.*, 1993).

a) Séquence SD1 (Toarcien terminal à Aalénien inférieur). Cette séquence est représentée par les Calcaires à Zoophycos dans la partie E du Causse de Sévérac (La Canourgue, Chanac). Elle se développe aussi, vers le S, dans le Larzac où sa discontinuité inférieure (1) minéralisée, se situe dans les marnes toarciennes de la z. à Aalensis (s-z. à Fluitans), qui constituent son probable prisme de bas niveau marin (PBN). A La Canourgue, la SD se complète par :

1) un intervalle transgressif (IT) (8m), alternance ("périodites" formé d'une décimétriques) de marnes et de calcaires marneux livrant, dans les bancs supérieurs, de rares Zoophycos ainsi que des ammonites au niveau d'un probable intervalle condensé (IC) [F3 Leioceras (Cypholioceras) gr. opaliniforme, Phylloceras sp. gr. perplanum de la z. à Opalinum, s-z. à Opalinum (base de l'Aalénien inférieur)]. En quelques points (Campagnac, Lestang), s'intercalent, entre les marnes noires toarciennes et les Calcaires à Zoophycos, des lumachelles (F2) à Rhynchonelloidea ruthenensis de la z. à Opalinum. Ces lumachelles reposent en transition ménagée sur les marnes noires, ce qui nous incite à les inclure dans SD1, comme IT et IC ;

2) un épais (35m) prisme de haut niveau marin (PHN) constitué de calcaires argileux bleutés à Zoophycos, articulé en au moins 3 paraséquences stratocroissantes. Ces mudstones sont riches en spicules et renferment une microfaune naine (*Planiinvoluta carinata, Meandrospira*? et Agerina martana). Vers l'E (Chanac), le nombre de paraséquences augmente ainsi que l'épaisseur (80m) du PHN. Vers l'W, une seule paraséquence subsiste à Campagnac. Elle disparaît vers Gages-Bertholène et pourrait bien réapparaître dans les quelques mètres de marno-calcaires micacés, euxiniques, finement laminés et bioturbés, qui constituent le substratum de la minette de Muret-le-Château (SD3), jadis exploitée. Ces marno-calcaires reposent eux-mêmes sur les marnes toarciennes par l'intermédiaire d'une discontinuité ferrugineuse (1). SD1, caractérisée ici par un mince IT suivi par des dépôts de PHN épais, pourrait avoir son équivalent dans la séquence nord-téthysienne To8 du passage Toarcien-Aalénien.

b) Séquence SD2 (Aalénien moyen). Cette SD, très réduite en épaisseur(4m) dans ce secteur, se limite à La Canourgue à deux séquences métriques transgressives, associant des calcaires roux, en dalles, à Zoophycos, et des calcaires Ammonites, Bélemnites bioturbés. à et Brachiopodes. Nous interprétons cette assise comme un IT local. SD2 n'a pas été reconnue plus à l'W en raison du ravinement (discontinuité 3) de la SD3 sus-jacente. En revanche, dans le Causse oriental (Mende, Florac), elle pourrait se compléter par plusieurs séquences mineures reconnues dans la partie supérieure des Calcaires à Zoophycos. Cette hypothèse est étayée par la découverte dans le Larzac septentrional, au sein de la formation précitée, d'un second IC à Ludwigia crassa et Ancolioceras opalinoides, de la z. à Murchisonae (Aalénien moyen), indiquant que les Calcaires à Zoophycos correspondent en fait à deux SD superposées et non à une seule comme à La Canourgue. Nous corrélons SD2 avec Aa1.

c) Séquence SD3 (Aalénien supérieur ou Bajocien inférieur). Elle s'avère plus complète à l'E où elle comporte :

1) un PBN ou un prisme de bordure de plate-forme épais, organisé en paraséquences stratocroissantes, de calcaires sableux (5-20% de quartz) à Crinoïdes (Calcaires à Entroques), Echinides et Bryozoaires resédimentés, et Algues micritisées. Il est couronné par une surface de transgression ferrugineuse (B), bien marquée à Campagnac ;

2) un IT, plus mince, formé de grainstones oolithiques (Calcaires oolithiques de Campagnac), à grandes stratifications obliques (dunes hydrauliques), renfermant des bioclastes semblables à ceux du cortège précédent. Le sommet de l'IT correspond à La Canourgue et Campagnac, à un horizon bioturbé et fossilifère (Zoophycos et Brachiopodes) marquant la surface d'inondation maximale. Il n'y a pas de dépôts de PHN bien caractérisés. Vers l'W, la SD3 s'amincit pour disparaître à Lenne. Elle pourrait réapparaître au-delà (Gages, Muret-le-Château, Salles-la-Source) dans des lentilles métriques de calcaires bioclastiques, oolithiques, ferrugineux, constituant la minette ferrugineuse. Celle-ci est composée d'au moins deux séquences

d'approfondissement comportant, chacune, un à deux bancs d'*ironstones*, parfois à stratifications obliques, séparés par des marnes microlaminées et fortement bioturbées. Par ses biofaciès (Crinoïdes) et ses structures sédimentaires quasiidentiques, la minette est corrélée à l'IT oolithique de Campagnac. La discontinuité de base (3) se superpose (Muret) à la surface de transgression (B), puisque le PBN ne se développe pas sur le Seuil de Villefranche. La SD3 n'est pas datée avec précision mais pourrait être l'équivalent soit de Aa2, qui clôture l'Aalénien, soit de Bj1, déjà bajocienne.

d) Séquence SD4 (Bajocien inférieur). Elle est limitée à sa base par une discontinuité (4), matérialisée dans le Causse Comtal par une croûte ferrugineuse ravinante. SD4 est caractérisée aussi par une intense dolomitisation diachrone et une silicification précoce révélée par la présence discontinue de chailles subparallèles à la stratification (Calcaires et Dolomies à chailles), surtout dans sa partie inférieure. Elle marque la transition plate-forme externe/plate-forme interne et comporte un épais PBN sensiblement égal en puissance à l'ensemble IT+PHN. On y reconnaît :

1) un PBN encore bien représenté à l'E de Bertholène (25m environ) et inexistant à l'W de cette localité. Il s'agit de calcaires gréseux et/ou de dolomies à accidents siliceux, bioclastiques, agencés vers le sommet en au moins deux séquences mineures stratodécroissantes (transition vers l'IT). Ces Dolomies à chailles, renferment selon Defaut et *al.* (1990), des Ammonites de la z. à Sauzei (F4), ce qui situerait ce cortège dans le Bajocien inférieur et par conséquent mettrait en équivalence SD4 et Bj2 ;

2) un probable IT, entièrement dolomitique (60m), qui vient successivement reposer, vers l'W, par l'intermédiaire d'une croûte ferrugineuse (surface de transgression C), sur des dolomies violacées à oolithes ferrugineuses (Agen d'Aveyron près de Gages), sur les marnes toarciennes de la z. à Pseudoradiosa (Rodelle) et sur la minette ferrugineuse de SD3 (Muret), biseautant ainsi le PBN précité. Il s'agit de dolomies noires, parfois bioclastiques et oolithiques ; très homogènes à l'E du domaine, elles passent partiellement vers l'W, à des mudstones de lagon à lignites. Ces calcaires de PHN, dits de Muret-le-Château, renferment Foraminifères benthiques (Timidonella sarda, Callorbis minor. Limognella dufaurei, Mesoendothyra croatica) et Dasycladales (Sarfatiella dubari). Les dépôts recouvrant SD4 sont encore bajociens, tels les Calcaires oolithiques blancs qui représenteraient l'IT de la première séquence sus-jacente, SD5,

ou du passage Bajocien-Bathonien (Calcaires à Nérinées de Salles-la-Source).

Cette étude révèle l'ampleur des lacunes sur les gradins orientaux du Seuil de Villefranche-de-Rouergue (fig. 2B). Sur le Causse Comtal, les dépôts les plus transgressifs correspondent, dans SD1, aux marno-calcaires micacés, bioturbés (équivalents des Calcaires à Zoophycos), et dans SD3, à la minette ferrugineuse, équivalent latéral des Calcaires à oolithes de Campagnac. Ils se présentent comme des "flaques" d'épaisseur métrique et irrégulière. Ces vestiges d'IT et/ou de PHN s'intercalent sur le Seuil de Villefranche-de-Rouergue, entre les marnes toarciennes et les dolomies bajociennes, lesquelles ennoient l'ensemble des paléostructures vers la fin du Bajocien inférieur. Ce dispositif stratigraphique révèle l'existence de structurations pendant l'Aalénien, modifiant la paléogéographie locale en créant ou en rajeunissant les panneaux les plus orientaux du Seuil de Villefranche. Cette structuration a pu conduire à l'émersion de ces derniers, synchrone du maximum de régression d'Europe de l'W (Underhill et Partington, 1993) ; leur érosion postérieure aurait alimenté ainsi en fer la minette en aval. Ce jeu tectonique extensif semble marquer une pause au cours du Bajocien inférieur, période d'ennoyages ponctuels ; il annonce des mouvements de plus grande ampleur durant le Bathonien, vers la fin duquel les dépôts scelleront des horsts plus méridionaux, tel le Seuil cévenol, inclus dans la marge NW de la Téthys ligure (Peybernès et Pelissié, 1985).

LE BATHONIEN DES GRANDS CAUSSES : Séquences de dépôt, paléokarstifications et tectonique synsédimentaire.

L'ensemble des Grands Causses (fig. 1) correspond à une structure NE-SW de la marge ouesttéthysienne, le "Haut-fond occitan" (Delfaud, 1973) d'une plate-forme carbonatée qui, siège interne/proximale, sépare au Jurassique moyen le bassin terrigène du SE des plate-formes externes ouest-aquitaines. Le Dogger présente d'importantes variations d'épaisseur entre, d'une part, au NNW le "Graben des Grands Causses" (Peybernès et Pélissié, 1985), à série développée et, d'autre part, à l'ESE le "Seuil cévenol", à série réduite (Baudrimont et Dubois, 1977). Ce seuil a fonctionné au Jurassique par le jeu de failles extensives synsédimentaires limitant des blocs basculés. L'étude de coupes dans le Bathonien caussenard ("Calcaires à stipites") a été menée selon les méthodes de la stratigraphie séquentielle, tout en privilégiant les datations (nouvelles) par les brachiopodes et les foraminifères benthiques, qui

permettront des corrélations avec les séquences de dépôt (SD) d'autres régions. Le découpage en 4 SD ainsi réalisé et la répartition spatiale de ces différentes séquences dans le graben et sur le "Seuil cévenol" permettent de préciser le rôle des failles synsédimentaires délimitant les gradins de ce hautfond et d'établir les modalités de la transgression bathonienne sur cette partie excentrée, et malgré tout mobile, de la marge occidentale de la Téthys ligure.

D'autre part, de nombreuses surfaces d'émersion ont pu être corrélées du N au S à travers les Grands Causses (Charcosset et al., 1996); relativement bien datées et d'identification aisée, elles présentent donc un grand intérêt pour les interprétations en termes de Stratigraphie séquentielle puisque les plus importantes marquent les limites des 4 séquences de dépôt de 3^{éme} ordre (sensu Vail et al., 1987) Bt 1 à Bt 4 identifiées au sein de ce Bathonien. La localisation spatiotemporelle de ces surfaces dans la série bathonienne et dans l'ensemble du domaine paléogéographique étudié permet de confirmer le caractère transgressif des deux dernières séquences de dépôt, Bt 3 et Bt 4 reconnus sur le "Seuil cévenol" où elles reposent sur différents termes anté-bathoniens tels que les "Marnes noires" du Toarcien, les "Calcaires à Zoophycos" de l'Aalénien ou les "Calcaires à chailles" du Bajocien inférieur.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Sur les "Marnes noires" toarciennes, viennent successivement les formations aalénobajociennes suivantes : les "Calcaires à Zoophycos" (70 m), Aalénien inférieur-moyen (z. à Opalinum et à Murchisonae, Larzac); l'ensemble "Calcaires à entroques"-"Calcaires oolithiques de Campagnac", passage Aalénien-Bajocien; les "Calcaires à chailles" (80 m), Aalénien supérieur-Bajocien inférieur (z. à Sauzei); les "Dolomies brunes" (ou Dolomies I) et les "Calcaires oolithiques blancs" (50 m), que nous rapportons au Bajocien supérieur grâce à des brachiopodes (Monsardithyris ventricosa et Sphaeroidothyris sphaeroidalis, Almeras et al., 1991). L'Aaléno-Bajocien s'amincit à l'approche du "Seuil cévenol" et peut disparaître complètement. Au-dessus, vient le Bathonien moyen et supérieur : constitué d'une épaisse série carbonatée, il s'agence en 4 SD, Bt 1 à Bt 4, chacune formant un cycle T-R Transgressif (= IT)-Régressif (= PHN). Les 2 premières, Bt 1 et Bt 2, se cantonnent uniquement dans le graben; les deux dernières, Bt 3 et Bt 4, se développent partout et transgressent directement le seuil. Les coupes s'échelonnent selon 2 transects N-S : T1 relie les gorges du Tarn au Pas de L'Escalette via le Larzac; T2 se situe entre Aurières/Alzon et St-Pierre-de-la-Fage sur le prolongement sud des Cévennes. Les

coupes des Vignes et de Millau sont localisées dans le graben, celles du Clapier, du Pas de L'Escalette, d'Aurières/Alzon et de St-Pierre-de-la-Fage relèvent du "Seuil cévenol".

Séquence Bt 1 (30m). Elle n'a été reconnue que dans le centre des Causses (Millau, Les Vignes, La Canourgue ; (fig. 3 et 4). Sa limite inférieure (SB) se place au sommet des "Calcaires oolithiques blancs". A Millau (La Cavalerie), cette SB karstifiée et oxydée, est recouverte par un paléosol (D1). Le demi-cycle T correspond, à la base, à une alternance de calcaires micritiques (à fenestrae et charophytes), d'argiles et de lignites surmontées par des calcaires bioturbés. Le maximum d'inondation (mfs 1) est matérialisé par des calcaires bioclastiques bioturbés et des marnes à brachiopodes (Burmirhynchia cf. multiplicata). Le demicycle R, lié à une diminution de l'accommodation, correspond au retour progressif des environnements les plus littoraux : argiles à charophytes et ostracodes, lignites, calcaires à fenestrae et laminites tidales. La limite supérieure de Bt 1 est soulignée par une nouvelle surface karstifiée (Millau) ou par un horizon paralique, à racines (Les Vignes). La surface karstifiée, couronnant un banc de micrite, très irrégulière, se caractérise par des poches d'au-moins 40 cm de profondeur (arrêt J2-1). Ces cavités sont remplies de petits nodules calcaires (centià pluricentimétriques) cimentés entre-eux, que l'on trouve aussi collés sur la surface. On observe donc ici un phénomène de nodulisation de la roche saine suivi d'une recimentation, générant ainsi des concrétions aussi bien dans les cavités que sur la surface. L'horizon paralique, aux Vignes, se caractérise par la présence de cylindres verticaux de contours irréguliers et légèrement striés qui traversent entièrement le banc. Ce banc (25 cm) est constitué par des laminites mécaniques et recouvert par 20 cm de lignites. Ces structures cylindriques, visibles en relief, s'apparentent aux racines fossilisées décrites par Freytet et Plaziat (1982) et par Meyer (1987). Ces racines témoignent de la présence d'un ancien couvert végétal en place (domaine paralique) ultérieurement détruit.

B. cf. *multiplicata* date la séquence du Bathonien moyen (Garcia *et al.*, 1996).

Séquence Bt 2 (12m). Au cours de son demi-cycle T (augmentation de l'accommodation), se déposent d'abord des faciès paraliques (argiles, lignites et laminites), puis des calcaires micritiques, graveleux et

bioclastiques, parfois dolomitisés (Les Vignes), à brachiopodes. La mfs 2 se marque par un intervalle marneux bioturbé, à brachiopodes (B. cf. multiplicata-turgida et Wattonithyris circumdata). L'espace précédemment créé est comblé (demi-cycle R) par des calcaires micritiques et bioclastiques (2m), couronnés par une troisième surface karstifiée à poches d'argiles à ostracodes lacustres, recouvertes de calcaires bioclastiques qui viennent mouler les dépressions, traduisant ainsi des phénomènes de soutirage (arrêt J2-1). Les bords des dépressions et les « chicots » qui les séparent présentent des zones de bréchification, d'altération et d'oxydation.

B. multiplicata-turgida date la SD du Bathonien moyen.

Séquence Bt 3 (5 à 25m). Dans le graben, le demicycle T se marque, soit par des argiles et des calcaires micritiques (Millau), soit par des calcaires à lamines parallèles (Les Vignes). Se développent ensuite des calcaires graveleux, à foraminifères benthiques (Alzonella cuvillieri), bioclastiques, parfois oolithiques, entrecoupés de marnes à brachiopodes (B. cf. turgida) incluant la mfs 3. Le demi-cycle R correspond à des calcaires stratocroissants intercalés de nombreux lits ligniteux, puis à des calcaires micritiques et stromatolithiques et des argiles à ostracodes. Sur le "Seuil cévenol", Bt 3 repose sur les "Marnes noires" toarciennes (Le Clapier, Bédarieux). Les premiers dépôts de Bt 3 (demi-cycle T) sont ici des calcaires bioclastiques et graveleux à stratifications entrecroisées, entroques et A. cuvillieri, surmontés par des laminites (Le Clapier). La mfs 3 est matérialisée par une passée marneuse ou une lumachelles à brachiopodes (B. turgida). Le demi-cycle R correspond à des biomicrites/biopelmicrites à A. cuvillieri et Orbitammina elliptica ex Meyendorffina bathonica. B. turgida indique le sommet du Bathonien moyen et la base du Bathonien supérieur et O. elliptica le Bathonien supérieur. Dans la partie septentrionale des Causses, notons la présence de B. cf turgida à La Canourgue et de Alzonella cuvillieri à Changefège (fig. 4) qui pourrait indiquer la séquence Bt 3. A Changefège, Bt 3 viendrait reposer directement sur les "Calcaires oolithiques blancs".

> Sur T2 (fig. 5), ne sont présentes que Bt 3 et Bt 4. Ainsi, Bt 3 y repose sur des substratums différents. A Aurières, elle vient sur des "Calcaires à chailles" et, à St-Pierrede-la-Fage, sur les "Calcaires à Zoophycos" par l'intermédiaire d'une brèche (Dx). Les

dépôts du demi-cycle T sont constitués d'argiles à ostracodes et A. cuvillieri (Aurières), suivies de calcaires micritiques et bioclastiques, parfois oolithiques (St-Pierre). La mfs 3 correspond à une passée marneuse à brachiopodes (B. cf. turgida). Au cours du demi-cycle R se déposent des calcaires graveleux et bioclastiques, puis des argiles et des calcaires micritiques, à oncolithes et polypiers. Cet intervalle se limite, à St-Pierre, à un banc bréchifié et karstifié, interprété comme la limite supérieure de la SD (D4).

Séquence Bt 4 (30 à 110 m). Cette puissante SD présente une épaisseur maximale dans l'axe du graben. Son demi-cycle T (27 m) est représenté par des calcaires à foraminifères (A. cuvillieri, Amijella amiji et Pseudocyclammina maynci) et à brachiopodes. II s'agit calcaires de micritiques, bioclastiques, graveleux ou oolithiques, avec quelques passées argileuses supratidales, à ostracodes et charophytes. La mfs 4 pourrait correspondre à un intervalle marneux à brachiopodes. Le demi-cycle R, plus épais (63 m), regroupe des calcaires à stromatolithes, des calcaires oolithiques à A. cuvillieri et O. elliptica, puis des argiles à ostracodes et charophytes et des micrites à fenestrae, galets noirs, ostracodes et charophytes. L'accommodation reste forte et production est compensée par une importante sédimentaire (empilement vertical). Sur le "Seuil cévenol" (Le Clapier), le demi-cycle T, réduit (1 à 2 m) est par représenté des biomicrites et oobiomicrites à microfilaments et quartz détritiques dont le taux décroit jusqu'à la mfs 4, toujours soulignée par des brachiopodes (B. cf. hopkinsi et B. cf. icaunensis). Le demi-cycle R correspond à des biomicrites à microfilaments, oolithes micritisées, algues et foraminifères (O. elliptica et A. cuvillieri) et à des dolomies. Au Pas de L'Escalette, ce sont des argiles à ostracodes et à Orbitammina elliptica qui viennent directement sur les "Calcaires à Zoophycos" en l'absence de la séquence Bt 3. Plus haut, retrouve le niveau on à B. icaunensis/hopkinsi, observé au Clapier, surmonté par 25 à 30 m de calcaires dolomitisés formant le demi-cycle R. Audessus, on distingue une intercalation plus tendre de calcaires et d'argiles située sous la falaise formée par les "Dolomies II". Brachiopodes et foraminifères benthiques signent le Bathonien supérieur.

Sur T2 (fig. 5), le demi-cycle T de Bt 4 est matérialisé par des calcaires micritiques et

6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.



fig. 3 : Corrélations séquentielles le long d'un transect N-S (T1) entre le Graben des Grands Causses et le Seuil cévenol.



fig. 4 : Corrélations séquentielles le long d'un transect N-S (T1) puis NW-SE entre le Graben des Grands Causses et sa bordure orientale.

bioclastiques, à A. cuvillieri et O. elliptica, ou par des calcaires graveleux (Cirque du Bout du Monde). La mfs 4 correspond à une surface durcie (Aurières) ou à un niveau bioturbé. Le demi-cycle R, développé à Aurières (40m) et au Cirque du Bout du Monde, associe des calcaires micritiques, à fenestrae et oncolithes, des calcaires oolithiques et des dolomies. Au Cirque du Bout du Monde, la partie supérieure de cette séquence a été relevée sur plusieurs sections à la base des « Dolomies II ». On observe une succession de discontinuités (fig. 26) qui peuvent se suivre latéralement et où leur expression est variée (arrêt J2-2) (Charcosset et al., 1997).

La première discontinuité (D5a) est une surface irrégulière couronnant un banc qui présente soit une dolomitisation et un rougissement, soit un bariolage et une rubéfaction importante. Elle est le plus souvent surmontée par une brèche (20cm) à éléments décimétriques arrondis enrobés dans des argiles verdâtres (altération *in situ* et/ou effet de la tectonique) (fig. 29 à 31).

La deuxième discontinuité (D5b) est située au toit d'un banc affecté par un réseau de petites failles courbes qui induisent le déplacement de blocs métriques (fig. 30 et 31). Cette surface est recouverte par des argilites verdâtres présentant des figures de glissement (micro-slumps) dues à l'instabilité tectonique synsédimentaire de ce niveau. D1 et D2 tronquent localement des bancs préalablement basculés et peuvent aussi se télescoper.

<u>Une troisième discontinuité</u> d'expression moins marquée (D5c) se caractérise par une surface irrégulière, soulignée par des argilites ocre-rouge, et encore liée à des failles synsédimentaires qui s'amortissent dans les argilites sous-jacentes (fig. 30 et 31).

La quatrième (D5d) est une discontinuité semble-t'il plus importante à partir de laquelle se développent des cavités métriques qui peuvent venir recouper vers le bas D5b et D5c (fig. 29). Le remplissage de ces cavités apparaît polyphasé, avec :

 un terme (a) plus ou moins argileux (10cm) et nettement marin (lumachellique);

une dolomie vacuolaire grise (b) (1m) avec des laminations parallèles au sommet (stromatolithes ?);

3) un calcaire ocre noduleux (20cm) (c);

4) une dolomie fine (d) (50cm), rose et bariolée, présentant des cavités de dissolution centimétriques secondairement remplies de sparite. Le fond de ces cavités atteint largement les bancs sous-jacents où il se marque par des surfaces perforées que soulignent des résidus de placage du premier remplissage a. Les remplissages a, b, c et d sont séparés et couronnés par les discontinuités α , β , γ et δ . La dernière discontinuité, δ , apparaît latéralement amalgamée avec D5d.

La dernière discontinuité (D5e), qui paraît être la plus importante, correspond à une surface très irrégulière et d'amplitude supérieure aux précédentes, au niveau de laquelle se piègent des argiles rouges en surface colmatant un réseau diaclasé dans la dolomie rougeâtre sous-jacente, encore affectée par des failles courbes (fig. 29 à 31).

Au-dessus de D5e, se développe une dolomie rougeâtre parfois bréchique à vacuoles centi à décimétriques que nous rapportons à la formation des « Dolomies II ».

Les bancs situés entre D5b et D5d apparaissent ponctuellement basculés et montrent en surface des miroirs de faille qui ne franchissent Latéralement, basculement pas D5e. ce s'accompagne d'une nette paléofaille de 3-4m de rejet qui affecte le sommet de Bt 4 donc les calcaires anté-Dolomies II. Sur le bloc effondré de l'accident, les 3 premières discontinuités (D5a, D5b et D5c) se télescopent à son voisinage et on constate une forte altération des argiles (oxydation). Sur le bloc soulevé, toutes les discontinuités sont présentent et c'est la dernière (D5e) qui recoupe D5c et D5d.

Toutes ces discontinuités karstiques (D5a à D5e) représentent des exokarsts successifs plus ou moins développés, localisés au maximum de chute du niveau de base des séquences élémentaires dont l'expression est amplifiée par la tectonique induisant ici une diminution de l'accommodation (Charcosset *et al.*, 1997).

On observe également des phénomènes endokarstiques repérables stratigraphiquement endessous des exokarsts précédemment décrits.

Au Cirque du Bout du Monde, d'importantes cavités endokarstiques apparaissent dans la séquence Bt 4 et sont en relation avec le paléokarst de surface D5e (Mougamba, 1995). Elles sont marquées par des bréchifications de l'encaissant associées à des remplissages de silts et de sables dolomitiques rouges. Des karsts plus importants se développent au sommet de la série où ils se marquent par une bréchification plus forte des bancs et surtout par l'effondrement de ces derniers audessus d'énormes cavités hectométriques visibles dans le paysage (fig. 32). Ces collapses sont de plus en plus importants vers le centre des dépressions, ce qui traduit des phénomènes de soutirage. Au-dessus de ces cavités, les « Dolomies II », plus épaisses que sur les zones non effondrées, viennent combler les vides. Ces structures de grandes amplitudes se localisent vraisemblablement sur des zones faillées favorisant ainsi la circulation des fluides donc la dissolution de ces zones.

Une grande dépression pluridécamétrique, située dans la partie terminale des « Calcaires à stipites » (sommet de Bt 4), est remplie par les « Dolomies II » (fig. 32). A la base de celles-ci, on observe toutes les discontinuités décrites précédemment (D5a à D5e) qui plongent en direction de l'axe de la dépression. Sous D5a, les bancs calcaires sont fracturés, disjoints et basculés, ce qui correspondrait à l'épikarst lié à la première discontinuité (D5a). Au centre de la dépression, une brèche à ciment d'argilite apparaît par disjonction des bancs entre les discontinuités qui ne sont plus visibles. Dans l'axe de la structure, cette brèche est plus marquée car associée à des argilites et des sables dolomitiques rouges. Sous la brèche, un conduit à fonctionnement encore actuel s'est surimposé à la paléostructure, par lequel les eaux drainent les argiles et les sables qui ressortent 7 ou 8 m plus bas. Au-dessus de D5e, on relève une stratification horizontale fruste de la dolomie, ce qui atteste un soutirage karstique anté-Dolomies II. La paléostructure résulte du soutirage et de l'effondrement engendré par jeu de fractures périphériques après chaque émersion liée aux discontinuités D5a à D5e.

La succession de ces discontinuités traduit donc une chute du niveau de base à l'échelle de la séquence de dépôt amplifié par une tectonique synsédimentaire active. La dernière discontinuité D5 marque le maximum de chute de la séquence Bt 4.

Des brachiopodes, *Burmirhynchia* cf. *thierachensis*, ont été récoltés entre les discontinuités D3 et D4 au Cirque du Bout du Monde. Associés à *Orbitammina elliptica*, ils indiquent le Bathonien supérieur.

Plus haut dans la série, d'autres structures karstiques de même ampleur sont visibles dans la partie septentrionale du « Seuil cévenol », située au sud du horst de Saint-Bresson (Mines des Malines et des Avinières) (arrêt J2-4).

Aux Malines, Le Bathonien est entièrement dolomitique et correspond à la formation des « Dolomies II » qui repose sur un Trias peu épais et localement sur le Cambrien. Le Bathonien est constitué par une dolomie saccharoïde blanche à beige très fracturée où sont intercalés des niveaux stratiformes minéralisés d'épaisseur irrégulière (5 à 50 cm) (sulfures et carbonates de plomb et de zinc avec argiles et oxydes de fer). Le sommet de cette formation présente 2 à 3 discontinuités. La première présente des irrégularités parfois métriques comblées par des minéralisations qui remplissent également des fissures et des cavités anastomosées pénétrant sous 0.5 à 1.5 m la dolomies sous-jacente. Cette discontinuité est assimilée à une paléosurface de type lapiaz.

Au-dessus, une seconde discontinuité recouvre des bancs décimétriques boudinés de

dolomies ocres à interlits argileux rougeâtres. Elle est recouverte par un niveau d'argilites verdâtres passant à des dolomies stratifiées riches en grains de glauconie. Le Guen et Combes (1988) corrèlent cet horizon avec le cordon glauconieux connu dans la région (Gottis, 1957) et daté dans le Causse Méjean de l'Oxfordien inférieur (Marchand *et al.*, 1983).

Enfin, une troisième discontinuité (D6) peut apparaître au-dessus recouverte par des dépôts argilo-dolomitiques de teinte noire.

Par endroit, les deux premières discontinuités peuvent être confondues et recouvertes par le niveau glauconieux.

Les cavités à l'intérieur du Bathonien sont particulièrement développées dans les zones fracturées liées aux paléofailles et le long d'anciens joints de stratifications qui ont favorisé la dissolution karstique. Leur extension horizontale importante s'est produite dans le domaine phréatique d'eau douce ou à la limite eau douce eau salée.

Le piège des minéralisations correspond donc à des cavités exokarstiques et endokarstiques déterminées par la lithologie (joints) et/ou la tectonique (fracturation liée à des failles normales) affectant la dolomies.

Aux Avinières, le Bathonien correspondant à la formation des « Dolomies II » repose sur un Trias incomplet au-dessus du socle schisteux cambrien.

Le sommet de cette formation est caractérisé, comme aux Malines, par une surface irrégulière avec dissolution et bréchification de la dolomies sous-jacente avec remplissage des vides par du minerai. Cette surface est interprétée comme un paléolapiaz (D6) avec front de dolomitisation *per descensum* des le mur. La dolomie est affectée de nombreuses failles courbes voire listriques qui ne se poursuivent pas au-delà de la surface.

Au-dessus, on trouve des dolomies grises, fines et bien stratifiées à interlits argileux noirs datées de l'Oxfordien moyen. Cette formation est peu perturbée et les failles observées dans la dolomie bathonienne ne l'affectent pas, indiquant ainsi une possible phase tectonique antéoxfordienne.

TRANSGRESSION BATHONIENNE SUR LE SEUIL ET PALEOKARSTIFICATIONS ASSOCIEES.

Les deux premières SD, Bt 1 et Bt 2, limitées au graben, se singularisent par leurs faciès paraliques (nombreux horizons charbonneux et émersions temporaires), avec des exondations prolongées sur les limites de séquences. Les dépôts des demi-cycles T (caractérisés par la répétition des inondations mineures) y sont plus développés en



fig. 5 : Corrélations séquentielles le long d'un transect N-S (T2) puis E-W sur le Seuil cévenol.



fig. 6 : transect Graben des Grands Causses - Seuil cévenol (in Charcosset et al., 1996)

épaisseur que ceux des demi-cycles R (caractérisés par la multiplication des émersions temporaires). Les mouvements d'extension et de basculement, qui structurent les seuils mobiles bordant le domaine caussenard au SE (Seuil cévenol) et au NW (Seuil de Villefranche-de-Rouergue), ont pu provoquer l'émersion de ces hauts-fonds et l'individualisation, par subsidence différentielle, du "Graben des Grands Causses" (fig. 6). La distension induit la mise en place de basaltes, dans les "Calcaires oolithiques blancs" aux Vignes. Dans le graben, où la subsidence demeure la plus importante, une accommodation positive, forte, est compensée voire dépassée par une production sédimentaire élevée. forte accommodation expliquerait Cette l'empilement et la conservation des dépôts paraliques et les éventuelles émersions, lorsque la production sédimentaire dépasse le taux de création d'espace disponible. Les deux dernières SD, Bt 3 et Bt 4, existent partout, à la fois dans le graben où elles ont leur puissance maximale (130m) et sur le "Seuil cévenol" où elles apparaissent beaucoup plus réduites (10m). Les dépôts des demi-cycles R y sont plus épais que ceux des demi-cycles T. La forte accommodation, permettant encore une accrétion verticale de dépôts toujours littoraux, est alors liée à une subsidence qui se généralise à l'ensemble du domaine, dans le graben et sur le seuil. Ce changement de régime de subsidence (localisée puis généralisée) induit la transgression des SD Bt 3 et Bt 4, qui reposent en discordance sur des termes variés du Jurassique de certains gradins du "Seuil cévenol". Cette transgression s'amorce au sommet du Bathonien moyen. La transgression bathonienne, ainsi datée dans les Causses, s'étend vers le sud jusque dans les Pyrénées.

De plus, concernant les karstifications, on remarque qu'elles se sont produites dans le graben et probablement sur le seuil pendant le dépôt de Bt 1 et Bt 2, et sur le seuil uniquement pendant celui de Bt 3 et Bt 4 (fig. 7). La tendance transgressive des séquences Bt 3 et Bt 4, et des "Dolomies II" sus-jacentes qui viennent reposer sur divers termes anté-bathoniens (Gottis, 1957; Le Guen, 1989) se traduit par :

- la disparition des phases d'émersion prolongée situées en limite de séquence dans le "Graben des Grands Causses";
- 2) le dépôt de Bt 3, Bt 4 et des "Dolomies II" sur le "Seuil cévenol" qui était resté émergé (accommodation insuffisante) durant le dépôt de Bt 1 et Bt 2 (Bathonien moyen).

Dans la partie septentrionale du "Seuil cévenol" (Dôme de Gorniès, bordure du Horst de Saint-Bresson, fig. 1), la karstification affecte également la partie supérieure des "Dolomies II" (D6) du Bathonien supérieur - Callovien(?) recouvertes par les dolomies de l'Oxfordien (Le

Guen, 1989). Ceci traduit la persistance après le Bathonien et avant l'Oxfordien moyen de zones émergées toujours soumises à la karstification, sous l'effet de constants réajustements tectoniques. Le sommet du Bathonien correspond donc à une phase de régression qui induit sans doute l'émersion quasigénérale de la région et provoquerait aussi l'intense dolomitisation des formations fini-bathoniennes et calloviennes(?). Cette phase régressive succède à une phase de transgression engendrée par l'extension crustale qui crée ici de l'espace disponible. En outre, la tendance générale à cette époque serait plutôt transgressive au second ordre jusqu'au Callovien inférieur (zone à Gracilis) comme l'ont constaté Razin et al. (1996), sur la bordure ardéchoise, ou jusqu'au Callovien terminal (zone à Lamberti) dans le Bassin du Sud-Est (de Graciansky et al., 1993). L'incertitude sur l'âge des "Dolomies II" ne permet pas de dater précisément les phases transgressives ou régressives à l'echelle du second ordre.

En l'absence (?) du Bathonien inférieur (présence paléontologiquement prouvée uniquement sur deux coupes situées sur la bordure orientale des Causses), le Bathonien moyen-supérieur caussenard ("Calcaires à stipites") pourrait donc être subdivisé en 4 SD, Bt 1 à Bt 4, correspondant chacune à un cycle T-R. A la base des demi-cycles T apparaissent des faciès paraliques alors que, plus haut, se développent des calcaires bioclastiques et/ou oolithiques. Les demi-cycles R sont représentés, soit par des calcaires micritiques subtidaux, parfois oolithiques, soit par des calcaires inter à supratidaux entrecoupés, notamment dans les deux premières SD, de lignites et d'argiles à ostracodes lacustres. Les limites de Bt 1 et de Bt 2 coïncident avec des surfaces karstifiées (D1 à D3), témoins d'émersions. L'ensemble des 4 SD comprend des horizons à brachiopodes coïncidant avec des mfs qui soulignent des lignes isochrones. En l'absence d'ammonites, ces 4 niveaux de brachiopodes successifs (Bt l = B. cf. multiplicata, Bt 2 = B. multiplicata-turgida, Bt 3= B. turgida, Bt 4= B. cf. hopkinsi-icaunensis et B. cf. thierachensis) permettent non seulement de discriminer les séquences, mais aussi de proposer une biostratigraphie nouvelle de ces séries. Concernant la transgression bathonienne, ce sont les SD Bt 3 et Bt 4 qui débordent les SD sous-jacentes et viennent reposer en discordance sur les gradins nordoccidentaux du "Seuil cévenol". Le caractère transgressif des séquences Bt 3 et Bt 4 sur le seuil se manifeste par la disparition des émersions prolongées en limite de séquence dans le graben et par le dépôt de Bt 3 et Bt 4 sur le seuil cévenol, probablement resté émergé durant le dépôt de Bt 1 et Bt 2. Le scellement du seuil par le Bathonien moyen élevé et le Bathonien supérieur révèle sa

structuration antérieure au sein de la marge mobile ouest-téthysienne. Cette transgression bathonienne est induite par la variation spatio-temporelle de la subsidence, qui est restreinte au graben et y atteint son taux maximum pendant le dépôt de Bt 1 et Bt 2 puis généralisée à l'ensemble graben-seuil pendant celui de Bt 3 et Bt 4. Le sommet du Bathonien,

représenté par les "Dolomies II", est marqué par de nouvelles karstifications aux Malines et aux Avinières et recouvert par l'Oxfordien moyen traduisant la persistance de zones émergées sous l'effet de constants réajustements tectoniques.



fig. 7 : transect simplifié montrant la localisation des paléokarsts : dans le Graben et probablement sur le Seuil pendant le Bathonien moyen et, seulement sur le Seuil pendant le Bathonien supérieur. (Charcosset et al., 1997)

Le karst minéralisé au sommet du Bathonien supérieur des Avinières

A 25 km environ au NE du Cirque-du-Boutdu-Monde, la série réduite du Seuil cévenol est bien visible aux mines des Malines et des Avinières où se situe le contact entre la couverture secondaire et le socle paléozoïque des Cévennes (schistes et dolomies cambriens du horst de St Bresson). Le jeu des gradins structurant le seuil, limités par des failles synsédimentaires SSW-NNE, a réduit fortement la série secondaire avec du Trias reposant sur le socle cambrien et surmonté par les "Dolomie II" du Bathonien supérieur. L'étalement de cette dolomie sur le Seuil cévenol, déjà noté au Cirque du Bout du Monde et à St-Pierre-de-la-Fage, est favorisé par le caractère transgressif du Bathonien supérieur qui peut même, dans les galeries de la mine des Malines, reposer directement sur le socle cambrien. Par ailleurs, une émersion d'origine à la fois tectonique et eustatique s'est produite au sommet du Bathonien supérieur provoquant une importante fracturation et la formation d'une paléosurface exokarstique (D6) à laquelle est relié

un système de cavités endokarstiques à l'intérieur de la dolomie. Cette paléosurface et ces cavités sont remplies par une minéralisation oxydée de Pb-Zn (cérusite PbCO₃ et smithsonite ZnCO₃) associée à de la goethite, de l'hématite et de la kaolinite, avec présence de blende et galène subordonnées. La minéralisation bathonienne du district des Malines, auquel appartient le gisement des Avinières, a fourni 1000.000t de minerai à 40-50% métal entre 1885 et 1933.

Cadre stratigraphique et structural du gisement des Avinières

Le gisement des Avinières se situe dans l'étroite bande bathonienne de la bordure est du horst de St Bresson (fig. 1). Il est limité à l'Ouest par la faille de Sumène qui abaisse le Dogger par rapport au socle et, à l'Est, par la faille des Avinières qui effondre le Kimméridgien (fig. 8B). Au niveau du gisement, la série stratigraphique est très réduite : le Bathonien peu épais repose sur un Trias incomplet au-dessus du socle schisteux cambrien. La morphologie du gisement présente des poches anastomosées vidées de leur minerai (profondeur 5-6m) et des pitons dolomitiques exhumés au cours de l'exploitation. Des résidus de minerai sont encore visibles sur les parois de certaine cavités.

La bordure nord du gisement

Le front de taille qui constitue la bordure nord du gisement, peu minéralisée, permet de bien observer la partie supérieure du Bathonien (fig. 8A). A la base, le mur bathonien supérieur dolomitique correspond à un ancien faciès de haute énergie à intraclastes, oolithes et entroques, avec une stratification sub-horizontale déduite de l'alignement des vacuoles qui résultent surtout de la dissolution des grains. Le sommet du Bathonien est caractérisé par une surface irrégulière, à cavités métriques, faiblement minéralisée, avec dissolution et bréchification de la dolomie sous-jacente, les vides étant colmatés par du minerai ou cimentés par un second épisode de dolomitisation. Cette surface est interprétée comme un paléo-lapiaz avec front de dolomitisation "per descensum" dans le mur; la présence de miroirs très peu inclinés, courbes voire listriques, striés sur de la minéralisation oxydée et s'apparentant à des surfaces de glissement d'origine karstique, conforte cette hypothèse.

Des minéralisations se placent également au sein de la dolomie bathonienne, sous forme de niveaux stratoïdes d'épaisseur infra-métrique composés de smithsonite, cérusite et oxyhydroxydes de fer scoriacés ou terreux, les sulfures (galène, blende) peu développés étant plutôt associés à des fractures sous les faciès oxydés. Ces niveaux sont interprétés comme des cavités hypogées correspondant à d'anciens joints de stratification agrandis par la dissolution karstique.

Aux Avinières l'essentiel de la minéralisation était liée à la paléosurface karstique du sommet du Bathonien dont l'extension au Sud constituait le piège principal (fig. 8B). Compte tenu du tonnage extrait (120.000t) et de la surface d'exploitation, cela suppose à l'origine des épaisseurs de l'ordre de 6m correspondant bien aux poches anastomosées visibles à l'affleurement.

La partie supérieure du front de taille constituant le toit de la paléosurface est composée de dolomies grises, fines, bien stratifiées à interlits argileux noirs où a été trouvée une palynoflore de l'Oxfordien moyen (communication orale de J.J. ORGEVAL). Cette formation du toit est peu perturbée alors que la Bathonien du mur sous-jacent est intensément fracture et bréchifié.

Relations tectonique-minéralisation

La densité de la fracturation aux Malines et aux Avinières et l'importance qu'elle a pu avoir en tant que métallotecte, ont conduit à une analyse microtectonique sur ce dernier site plus accessible (Le Guen et Maurin, 1987). La fracturation fondamentale des Avinières s'observe préférentiellement au mur dans la dolomie bathonienne beaucoup plus affectée que la dolomie oxfordienne du toit. On note qu'à l'échelle de l'affleurement nord, bon nombre de failles mésoscopiques observables dans le Bathonien ne se poursuivent pas dans le toit oxfordien démontrant l'existence d'une phase tectonique anté-oxfordienne présente également aux Malines. Elle se caractérise aux Avinières par des failles à composante normale qui parfois bréchifient la dolomie et présentent des miroirs souvent striés à pendage généralement assez forts (70° à 90°). Deux orientations dominent: N160 à N15 et N80 à N100. Très souvent, la minéralisation est associée à ces miroirs, en matrice de brèche ou sous forme d'oxydés ferrugineux scoriacés et de coulures blanchâtres smithsonitiques et cérusitiques recouvrant les stries.

Synthèse des données typologiques: situation des Avinières

L'étude des gisements du district des Malines, en grande partie exploités par des galeries de mine maintenant fermées, a permis de proposer une recontitution synthétique des principaux types (fig.9). Trois types de pièges remplis de minerai peuvent être distingués:

 $Type \ l$: niveaux stratiformes à l'intérieur de la dolomie bathonienne interprétés comme le résultat de la dissolution karstique le long des joints de stratification dans la zone phréatique ou à la limite eau douce-eau salée;

Type 2 : amas à l'intérieur de la dolomie bathonienne et la recoupant, correspondant à

l'agrandissement du type l contrôlé par la fracturation liée aux failles ou intersections de failles;

Type 3 : niveau discontinu et poches anastomosées constituant la paléosurface karstique plus ou moins irrégulière au sommet de la dolomie bathonienne qui constitue le mur. Au toit viennent les faciès argilo-dolomitiques oxfordiens.

Le Bathonien dolomitique dans lequel se situent ces types s'ordonne, au S (Les Malines) et à l'E (Les Avinières) du horst de St Bresson, en un système de gradins limités par des failles dans l'ensemble EW ou NS (fig. 9). Le toit recouvrant ces gradins est de plus en plus récent en direction du horst de St Bresson qui constitue la zone haute. L'épaississement à la base du toit peut atteindre 6m aux Malines dans le panneau le plus effondré. On peut y mettre en évidence trois discontinuités karstiques: D6a correspondant à la paléosurface au sommet du Bathonien supérieur dolomitique, D6b et D6c à des paléosurfaces karstiques mineures à la partie inférieure du toit et situées probablement dans le Callovien et l'Oxfordien inférieur. Le seul repère biostratigraphique est la présence, au-dessus fragments de Perisphinctes de D6c, de (Perisphinctes) sp. associé à Perisphinctes (Dichotomosphinctes) sp. (détermination Mangold, Enay et Cariou) correspondant à l'Oxfordien moyen. Le gisement des Avinières se situerait dans le panneau le plus soulevé, près du horst de St-Bresson, où D6a-D6b-D6c seraient amalgamées.

On remarque que la répartition des types de gisement dans ce schéma n'est pas quelconque. En effet, le développement le plus important du type 3 aux Avinières correspond au bloc le plus élevé ou la dissolution exokarstique est la plus accentuée et où on observe peu de cavités endokarstiques. Ce gisement étant le plus proche du horst de St-Bresson, la dissolution exokarstique affecterait préférentiellement la zone de contact entre la plateforme carbonatée bathonienne et le socle. Les cavités endokarstiques. interprétées comme d'origine phréatique, existent dans les autres gradins à une cote inférieure et peuvent nous indiquer la position du paléoniveau aquifère qui tend à s'enfoncer vers l'aval à partir des zones hautes. La pente divergente de la paléonappe bathonienne à partir du horst de St Bresson expliquerait l'apparition et l'enfoncement des cavités endokarstiques (types 1 et 2) en s'éloignant de ces terres exondées qui, dans le cas présent, tiennent lieu d'arrière-pays émergé.

Cette interprétation est en accord avec les observations et expériences de Purdy (1974) selon lesquelles c'est dans la zone de raccordement d'une plate-forme carbonatée à son arrière-pays que se situe le maximum de la dissolution exokarstique. La présence des marnes imperméables du Trias sous le Bathonien a dû jouer un rôle déterminant dans le



Figure 8 - Cadre géologique des minéralisations dans le gisement des Avinières.

8A - Coupe de l'affleurement formant la limite Nord du gîte. 1 : dolomie bathonienne devenant de plus en plus bréchique vers son sommet ; 2 : dolomie de l'Oxfordien ; m : minerai Pb-Zn oxydé ; g : entrée de galerie ; D : discontinuité paléokarstique au sommet du Bathonien.

8B - Bloc diagramme reconstituant la situation du gisement avant exploitation à partir des observations actuelles. 1 : schistes cambriens ; 2 : conglomérats et marnes du Trias ; 3 : marnes triasiques ; 4 : dolomie bathonienne ; 5 : calcaires kimméridgiens ; m : minerai Pb-Zn oxydé.



Figure 9 - Reconstitution schématique synthétisant les principales caractéristiques gîtologiques des minéralisations du Bathonien de la région des Malines.

1 : schistes, grès et dolomies cambriens ; 2 : pélites triasiques ; 3 : dolomie bathonienne ; 4 : brèche et fissures de dissolution sous la paléosurface karstique D_1 ; 5 : dolomies et argiles dolomitiques du toit oxfordien, 5a : niveau glauconieux (probablement oxfordien inférieur) ; 6 : brèche, sables dolomitiques ou quartzeux, argiles rouges, 6a : réseau de fissures connexes à sédiment interne argilo-dolomitique rougeâtre ; 7 : allure approximative du paléoniveau de la nappe au Bathonien (la pente est accentuée par l'exagération de l'échelle des hauteurs) ; 8 : Anmonites de l'Oxfordien moyen ; D6a : paléosurface karstique au sommet du Bathonien ; D6b et D6c : discontinuités à la partie inférieure du toit. développement des dissolutions exokarstiques et phréatiques. Ces dernières sont liées à la circulation latérale de la nappe vers les parties les plus externes de la plate-forme carbonatée bathonienne émergée où devait se situer la zone de décharge au contact du niveau de base marin.

Genèse des minerais oxydés bathoniens du district des Malines

Les études géologiques effectuées dans le district des Malines ont permis de reconstituer le cadre géodynamique et les principaux événements à la fin du Bathonien. D'autre part, la géochimie isotopique a démontré une nette filiation entre les minerais oxydés bathoniens et les minerais sulfurés

notamment une dolomitisation de type Dorag et une importante karstification.

- Les cavités engendrées, dont on peut définir trois types, présentent un développement maximum dans les zones fracturées (type 2) et un enfoncement progressif de l'amont lapiazé (type 3) vers l'aval ou la dissolution maximale s'effectuerait préférentiellement dans la partie supérieure de la nappe phréatique (type 1).

- Les mouvements tectoniques ont provoqué le soulèvement et l'émersion du horst de St-Bresson. Les minéralisations sulfurées présentes dans ce dernier et contenues dans les formations pélitiques triasiques et les karsts de la dolomie cambrienne peuvent donc être soumises à l'altération.

- Le climat chaud et humide favorisait cette altération. La présence d'une plate-forme karstifiée suppose en effet une certaine humidité avec une dissolution maximale (Purdy, 1974; Ford, 1987) dans la zone de contact plate-forme/arrière-pays, comme on l'observe actuellement dans les pays tropicaux. En climat aride, Wright (1987) démontre qu'il n'y a pas de karst du type de ceux du Bathonien. D'autre part, la présence de kaolinite et le rubéfaction observée supposent l'influence d'un climat avec des températures et des précipitations triasiques qui se trouvent dans les pélites du même âge ou remplissant des cavités karstiques dans la dolomie cambrienne. Toutes ces données amènent à présenter les principales étapes de l'histoire géologique et métallogénique de la plate-forme carbonatée bathonienne à la périphérie du horst de St-Bresson:

- A la régression du Bathonien supérieur se surimpose une tectonique distensive antéoxfordienne, provoquant l'émersion et la fracturation de la plate-forme carbonatée bathonienne bordière. Ces phénomènes entraînent une diagenèse en milieu aérien et sub-aérien, avec

moyennes de l'ordre de 20° minimum et de 500 à 1500mm par an (Pedro, 1968; Samama, 1986).

- Ces résultats conduisent à reconstituer un paysage sédimentaire composé d'un couple arrièrepays/plate-forme carbonatée bordière, sous un climat chaud et humide de type monosiallitisant et avec la participation d'une nappe à décharge aval dans la mer bathonienne (fig. 10).

- Dans ce cadre paléogéographique, les minéralisations sulfurées du Trias émergées sur le horst de St-Bresson sont oxydées et fournissent des solutions sulfatées de Fe-Pb-Zn migrant vers la plate-forme carbonatée bathonienne karstifiée à l'aval. Le milieu karstique alcalin permet la précipitation de smithsonite, cérusite et oxyhydroxydes de Fe (goethite-hématite). L'introduction dans le milieu karstique de matière organique (des niveaux ligniteux sont connus dans les galeries des Malines) peut expliquer la néoformation de sulfures par rédution sulfatobactérienne. Les différences de solubilité pour Fe-Pb-Zn et les fluctuations des fronts d'oxydation et d'alcalinité dans les cavités karstiques liées aux oscillations eustatiques, peuvent expliquer la zonalité latérale et verticale notée dans les gisements.



BIBLIOGRAPHIE

- Baudrimont A. F. & Dubois P. (1977). Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. - Bull. Centre Rech Pau, SNPA, 1, 1, 261-308.
- Charcosset P., Ciszak R., Peybernès B. et Garcia J.-P. (1996). - Modalités séquentielles de la transgression bathonienne sur le "Seuil cévenol" (Grands Causses). -*C. R. Acad. Sci. Paris*, **323**, série IIa, 419-426.
- Charcosset P., Combes P.-J., Ciszak R., Peybernès B.et Lopez M. (1997) -Pedogenetic and karstic features in the Bathonian depositional sequences from the Grands Causses area (France), stratigraphic implications. -Journal of Sedimentary Research (soumise).
- Ciszak R., Peybernès B. et Fauré Ph. (1996). Stratigraphie séquentielle et biochronologie des formations carbonatées aaléno-bajociennes sur la bordure orientale du Seuil de Villefranche-du-Rouergue (Causse Comtal, Causse de Sévérac). - C.R. Acad. Sci. Paris, 322, série II a, p. 133-140.
- Defaut B., Burg J.-P., Leyreloup A.F., Romney F., Fuchs Y., Alabouvette B. et Lefavrais-Raymond A. (1990).-Carte géol. France (1/50.000), feuille Sévérac-le-Château (885)
- Delfaud J. (1973). Un élément majeur de la paléogéographie du Sud de la France au Jurassique moyen et supérieur : le Haut-fond Occitan. - C.R. somm. Soc. Géol. France, 58-59.
- Ford D. (1987).- Characteristics of dissolutional Cave Systems in Carbonate Rocks. In Paleokarst, James and Choquette Ed., Springer Verlag, pp. 25-57.
- Freytet P. & Plaziat J.-P. (1982). Continental carboante sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. - Contributions to sedimentology, 12. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 213 p.
- Garcia J.-P., Laurin B. et Sambet G. (1996). Les associations de brachiopodes du Jurassique moyen du bassin de Paris : une échelle biochronologique ponctuée de niveaux-repères pour la contrainte des corrélations séquentielles à haute résolution. Bull. Soc. géol. France, 167, 3, 435-451.
- Gottis M. (1957). Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. - Thèse Univ. Montpellier, 577p.
- Graciansky (de) P.-C., Dardeau G., Dumont T., Jacquin T., Marchand D., Mouterde R. & Vail P. R. (1993). -Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycles, and extensional tectonics : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. - Bull. Soc. géol. France, 164, 5, 709-718.
- Le Guen M. (1989). Les minéralisations Pb-Zn du Bathonien dans la région des Malines (Gard) : cadre géodynamique, caractérisation isotopique (Pb) et implications génétiques, Thèse 3^{éme} cycle, Univ. Montpellier, 171 p.
- Le Guen M. et Maurin J.-C. (1987).- Tectonique et karstification calloviennes: contrôle structural des minéralisations Pb-Zn du Bathonien des Malines (Gard,

France). C.R.Acad. Sc., Paris, t.305, Série II, pp. 413-417.

- Le Guen M. et Combes P.-J. (1988). Typologie des minéralisations plombo-zincifères associées au Bathonien des Malines (Gard, France). – Documents du BRGM, 158, II, 821-841.
- Marchand D., Pélissié T., Peybernès B. et Thierry J. (1983).

 Biozonation par Ammonites du Callovien et de l'Oxfordien du Causse Méjean oriental (Lozère, France). - C. R. Acad. Sci. Paris, 296, série II, 913-916.
- Meyer R. (1987). Paléoaltérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. – Manuels et Méthodes, 13, BRGM, 163 p.
- Mougamba R. (1995). Caractérisation facio-séquentielle d'une discordance de type I en milieu de plate-forme carbonatée : exemple du Dogger de la plate-forme caussenarde : Mem. DEA, Université de Paris sud (Orsay), 66 p.
- Pedro G. (1968).- Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du Globe; présentation d'une esquisse géographique. Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., (2), vol. X, fasc. 5, pp. 457-470.
- Peybernès B. et Pélissié Th. (1985). Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le "Haut-fond Occitan" (SW de la France). - C. R. Acad. Sci. Paris, 301, série II, 533-538.
- Purdy E.G. (1974).- Reef configurations: cause and effect. S.E.P.M., Spec. publ., 18, pp. 9-76.
- Razin P., Bonijoly D., Le Strat P., Courel L., Poli E., Dromart G., et Elmi S. (1996). - Stratigraphic record of the structural evolution of the western extensional margin of the Subalpine Basin during the Triassic and Jurassic, Ardèche, France: Marine and Petroleum Geology, 13, 6, 625-652.
- Samama J.C. (1986).- Ore fields and continental weathering. Van Nostrand Reinhold Company Ed., 326p.
- Underhill J.R. et Partington M.A. (1993).- Use of Genetic Sequence Stratigraphy in Defining and Determining Regional Tectonic central or the "Mid Cimmerian Unconformity" : Implication for North Sea Basin development and the Global Sea-level chart, in : P. WEIMER and H. POSAMENTIER, Siliciclastic Sequence Stratigraphy. AAPG Mem. 58, p. 449-484.
- Vail P.R., Colin J.-P., Jan Du Chene J., Mediavilla F. et Trifilieff V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris.- Bull. Soc. géol. France, t III, 7, 1301-1322.
- Wright V.P. (1987).- Paleokarsts and Paleosoils as Indicators of Paleoclimate and Porosity Evolution: A Case Study from the Carboniferous of South Wales. In Paleokarst, James and Choquette Ed., Springer-Verlag, pp. 329-341.

6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.

L'EXCURSION

PREMIÈRE PARTIE -

Entre Muret-le-Château et les Vignes





ARRET J1-1 Muret-le-Château

Objet étudié : Minette ferrugineuse, Aalénien -Bajocien inférieur Fig. 12

- Cadre géographique : Feuille Espalion à 1/50000 (860). Les calcaires oolitiques ferrugineux ou Minette ferrugineuse n'affleurent que sur une dizaine de kilomètres sur la bordure N du Causse Comtal (entre Salles-la-Source et Rodelle, fig. 2). Principaux affleurements : Solsac, Mondalazac, Ferrals (champignonière), Muret-le-Château. Plus au Sud mine de Lagarde près de Cadayrac.
- *Généralités*: Cette Minette constitue des amas kilométriques, d'épaisseur variable (entre 2 et 5m). Sa teneur en Fer varie d'un point à un autre du Causse Comtal. Elle a été exploitée pour l'alimentation des Hauts Fourneaux de Decazeville entre 1820/1830 à 1930
- Structure :Le minerai forme une couche, ou se réparti en 2 couches d'épaisseur variable (entre 50cm et 2m50) séparées par un intervalle d'argilites rouges d'épaisseur variable (entre 0 et 2m) renfermant des oncoïdes ou ooïdes et oolithes ferrugineuses, et des petits gastéropodes ferrugineux.

a) Le mur

Calcaires marneux, d'épaisseur relativement constante (2m 50 à Muret) dolomitisés jaunâtres, micacés, à fines lamines soulignées par de la matière organique, totalement bioturbés et parcourus par de très nombreux terriers horizontaux (Thalassinoides). Ce terme repose sur les marnes noires toarciennes par l'intermédiaire d'une surface ravinante oxydée.

Contact ravinant avec la minette, et correspond à un joint marneux contenant de très nombreux gastéropodes (sans columelles), ferruginisés, des petits lamellibranches, des dents de Poisson, des ooïdes blancs (phosphatés) et quelques oolithes ferrugineuses.

b) La minette

Calcaire dolomitisé à texture microsparitique, plus ou moins riche en minerai de fer (verticalement et horizontalement)

- Stratifications planes et localement stratifications obliques (Ferrals)

- Contact avec le toit : argile pélitique noire pouvant contenir du Soufre, de la Pyrite (croûte de 1 cm à Ferrals), du gypse.

A Muret-le Château, on peut découper la Minette en au moins 2 termes séparés par une surface ferrugineuse :

- un ensemble basal (0m 80) qui correspond ici au banc inférieur, bioturbé à oncoïdes chloriteux ou phosphatés, les oolithes ferrugineuses devenant plus nombreuses vers le sommet ;

- un ensemble supérieur (1m 50) très bioturbé, les oolithes remplissant ou soulignant la bioturbation en épargnant certains secteurs. Ce sont des oolithes ferrugineuses généralement creuses (ooïdes) associées à des oncoïdes ferrugineux. Le ciment dolomicrosparitique est lui-même minéralisé. Les oncoïdes et les ooïdes nombreux vers la base deviennent plus rares vers la partie supérieure ;

- Le contact avec le toit s'effectue par l'intermédiaire d'un joint argileux noir renfermant des critaux authigènes de soufre, de pyrite, de gypse, entre 2 surfaces ferrugineuses.

c) Le toit dolomitique : Dolomies I, bajociennes

A Muret, les premiers bancs de dolomies, rosâtres à jaunâtres remanient les oolites ferrugineuses et des petits cristaux de Pyrite. Ils constituent des biseaux stratigraphiques successifs vers le Nord (dispositif en onlap).

A Lagarde (Cadayrac) et à Ferrals (fig. 12), le toit de la minette correspond à une dolosparite bioclastique (0m 80) à petits Pectens (*Praemussium pumilum*), Echinodermes (Crinoïdes, Echinides) surmontée par la Dolomie bajocienne.

Signification sédimentaire : Dans le dispositif séquentiel proposé (fig. 2A), la minette apparaît comme l'équivalent des calcaires oolithiques de Campagnac considéré comme l'IT de la SD3, au-dessus des calcaires marneux finement laminés sous-jacents représentant très probablement l'équivalent des calcaires à Zoophycos l'IT ou le PHN de la SD1.

Conclusion : Par son biofaciès et ses structures sédimentaires la minette de Muret est interprétée comme l'équivalent latéral des Calcaires oolithiques de Campagnac et les calcaires marneux jaunâtres comme l'équivalent des Calcaires à Zoophycos (mais à ichnofaciès moins profond : Z. à Rhizocorallium). Ils se présentent comme des vestiges d'IT ou/et de PHN de 2 séquences de dépôt d'âge Aalénien pour les calcaires marneux et Bajocien inférieur pour la Minette.

> Sa présence met aussi en évidence l'existence d'une structuration dès le Toarcien, à l'Aalénien et au Bajocien inférieur, rajeunissant les gradins orientaux du seuil de Villefranche-de-Rouergue et provoquant leur émersion. Ceux-ci essentiellement formés de



marnes toarciennes ont été lessivés, encroutés, érodés et ont probablement



6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.





-92-

ARRET J1-2 Carrière de Muret

Objet étudié : Calcaires de Muret-le-château,BAJOCIEN inférieurFig. 13

Principaux affleurements : SALLES-LA SOURCE (village et gare), SOLSAC (Bouche Roland), MURET-LE-CHATEAU (carrière)

Localisation : Carrière au Sud de Muret-le-Château proche de D 904

Stratigraphie :

Position stratigraphique :

- limite inférieure difficile à placer à cause de la dolomitisation, ou localement nette (section annexe) au sommet des Dolomies I. Les Dolomies I regroupent des dolomies massives brunes surmontant plus à l'Est les Dolomies à chailles lesquelles sont datées de la Zone à Sauzei (DEFAUT et al. (1990), notice de la feuille de Sévérac-le-Château, à 1/50000), du Bajocien inférieur.
- limite supérieure : discontinuité majeure sous les Calcaires oolitiques et bioclastiques (ici Calcaires à Nérinées) du Bajocien supérieur daté par Brachiopodes dans le Causse du Larzac.
- Analyse microscopique :
- Matrice : micrite (texture mudstone et wackstone)
- Biophase : Sarfatiella dubari, Timidonella sarda, Callorbis minor, Mesoendothyra croatica, Planiinvoluta carinata ,

Ostracodes, Coprolites de Crustacés, Lenticulines, Stromatolites, bioclastes divers.

Stratigraphie séquentielle : Empilement de paraséquences correspondant à des cycles de 4^{ème} ordre transgressif-régressif constituant le cortège sédimentaire d'un demi-cycle régressif au 3^{ème} ordre.

Organisation d'une paraséquence (4^{eme}) ordre):

a) les demi-cycles transgressifs sont matérialisés par :

- un joint argileux avec traces charbonneuses;

- une passée calcaire à oolites et bioclastique ;

- des marnes à Lituolidés (Timidonella sarda).

b) les demi-cycles régressifs correspondent à des calcaires mudstones à oogones de Characées, coprolites de crustacés, galets mous, oncolites, pseudomorphoses de gypses, ou fenestrae etc.

Ils s'achèvent avec des micrites à lamines mécaniques ou cryptalgaires (stromatolites) et pour certains par des brèches de dissolution qui précèdent une surface irrégulière d'émersion, assimilée à un paléolapiaz.

ARRET J1-3 SAINT SATURNIN DE LENNE, Coupe de Lestang

Objet étudié : Série de l'Aalénien et du Bajocien Fig. 14

Série plus complète que sur le Seuil de Villefranche-de-Rouergue

Localisation : 1km au Sud de St-Saturnin-de-Lenne le long de la D2, au lieu-dit L'Etang (ou Lestang)

Stratigraphie :

1) Marnes et calcaires marneux stratodécroissants à *Rhynchonelloidea ruthenensis* (IT de SD1), (au moins 5m d'épaisseur), puis calcaires marneux, en plaquettes vers le haut, à Entroques et bioclastes (1 à 2 m), PHN probable de SD1. Ce terme est l'équivalent latéral des termes de la base des Calcaires à *Zoophycos* (zone à Opalinum) de l'Aalénien inférieur;

2) Dolomies rousses (8m) en grande partie cargneulisées, à passées oolitiques, à Entroques, à stratifications planes ou obliques (équivalent probable des calcarénites à Entroques, plus épaisses vers l'Est, interprétées comme le PBN de SD3);

3) Dolomies massives (1m,50) cristallines, bioclastiques (équivalent probable des Calcaires de Campagnac et IT de SD3);

4) Dolomies à chailles (10 à 12m d'épaisseur) formant un ensemble interprété comme le PBN de SD4). Les dolomies à chailles sont datées de la zone à Sauzei (ou zone à Propinquans) du Bajocien inférieur;

5) Dolomies I : dolomies grises microcristallines (4-5m) à niveaux vacuolaires, et à stratification oblique fruste (IT de SD4), puis dolomies massives (10m) à vacuoles, géodes et nodules de calcite (PHN? de SD4);

6) Calcaires blancs à oolites (20 à 30m) (IT de SD5). Le contact est sur cette coupe, tectonique, mais le contact stratigraphique avec les dolomies sous-jacentes est situé au dessus d'un banc dolomitique cargneulisé rosâtre. Ils sont datés du Bajocien supérieur.

ARRET J1-4 CAMPAGNAC

Objet étudié : Série de l'Aalénien - Bajocien

Fig. 15 Série encore plus complète et plus épaisse qu'à Lestang.

Calcaires de Campagnac (Aalénien supérieur ? ou Bajocien supérieur)

Localisation : 3 km au Sud de Campagnac le long de la D37, et 6 km à l'Est de Lestang

Stratigraphie :

- marnes et calcaires marneux (4-5m) à bancs lumachelliques à *Rhychonelloidea ruthenensis* et Belemnites (IT de SD1), de la zone à Opalinum;

- Calcaires à rares Zoophycos, réduits à quelques mètres (PHN de SD1);

- Calcaires marneux, bleutés très riches en débris d'articles d'Encrines (désignés Calcaires à Entroques), formant un ensemble de 8 à 10m d'épaisseur, à bioturbations vers le sommet. Ils sont interprétés comme le PBN de SD3 ;

- Calcaires à oolites à stratifications obliques arquées de mégarides sableuses (7 à 8m). Ce sont les Calcaires de Campagnac, bleutés, à texture grainstone, bioclastiques à Lenticulines, Algues, Entroques, Nubéculaires, Bryozoaires, Brachiopodes, Echinides, Gastéropodes etc. Ils sont interprétés comme l'IT de SD3 ;

- Calcaires marneux (2m) formant 2 bancs. Le bancs inférieur bioturbé renferme encore de rares entroques repose sur les calcaires oolitiques par l'intermédiaire d'un joint occupé par de petits nodules calcaires. Le banc supérieur présente des géodes de calcite;

 Dolomies à chailles (25-30m) reposant sur le terme précédant par l'intermédiaire d'un joint occupé par des chailles (PBN de SD4).





ARRET J1-5 LES VIGNES

- Objet étudié : Séquences de dépôt Bt 1 à Bt 4 du

 Bathonien :
 cortèges

 sédimentaires,

 paléokarsts,
 mfs à

 brachiopodes,

 micropaléontologie...

 Fig. 16 à 21
- Localisation : département de la Lozère (48), SE du village des Vignes le long de la RD 16 qui monte sur le Causse Méjean, Gorges du Tarn Carte géologique de Saint-Beauzély (1/50000)
- Lithostratigraphie : succession des formations bajociennes des « Calcaires à chailles », des « Dolomies I » et des « Calcaires oolithiques blancs » ;

intercalation d'une formation basaltique à l'intérieur des « Calcaires oolithiques blancs »;

« Calcaires à stipites » datés du Bathonien moyen et supérieur qui totalisent 190 m d'épaisseur

« Dolomies II » qui surplombe en falaise les Gorges du Tarn.

Stratigraphie séquentielle : 4 séquences de dépôt notées Bt 1 à Bt 4

Bt 1: 34 m. Le demi-cycle transgressif débute au-dessus des « Calcaires oolithiques blancs » par un niveau à ostracodes de milieu marin infralittoral. Les faciès définissent des environnements allant du backshore au shoreface inférieur. La mfs est marquée par un horizon calcaire très bioturbé à liserets marneux contenat des brachiopodes. Le demi-cycle régressif montre un retour aux environnements plus proximaux de shoreface supérieur et surtout de backshore avec des argiles à ostracodes et charophytes. La limite de séquence esr caractérisée par un banc calcaire traversé par des racines. **Bt 2**: 9 m. La mfs se situe dans un intervalle marneux riches en macrofaunes (brachiopodes, pholades, huîtres...) et bioturbé. Le demi-cycle régressif est couronné par une surface karstifiée. Les brachiopodes sont des *Burmirhynchia multiplicata/turgida* et date la séquence du Bathonien moyen.

Bt 3: 47,5 m. Le demi-cycle transgressif montre des faciès de shoreface supérieur à inférieur et d'offshore supérieur. La mfs est localisée dans des marnes à brachiopodes (B. cf. turgida). Le demi-cycle régressif présente des faciès de milieux proximaux : argiles, lignites, calcaires micritiques, micrite à bird's eyes et laminites. La limite de séquence est placée au sommet d'un banc présentant une altération en nodules. Les brachiopodes indiquent le sommet du Bathonien moyen. Notons l'apparition de *Alzonella cuvillieri* dans le demi-cycle transgressif.

Bt 4: 90 m. Les faciès sont variés et indiquent des environnements de backshore à l'offshore supérieur. La mfs se place dans un intervalle marneux à brachiopodes. Le demi-cycle régressif est beaucoup plus carbonaté avec des calcaires micritiques à pseudomorphoses de minéraux évaporitiques, des calcaires micritiques et des calcaires oolithiques. Vers le sommet, on retrouve des bancs plus minces avec des niveaux argileux et ligniteux. La limite est difficile à placer en raison d'une dolomitisation partielle du sommet de la coupe. Les brachiopodes font toujours partie du groupe des B. cf. turgida. Notons l'apparition d'Orbitammina elliptica dans le demi-cycle régressif qui indique le Bathonien supérieur.









-97-







-98-

6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.

L'EXCURSION

DEUXIÈME PARTIE -

De Millau à Saint-Pierre-de-la-Fage






ARRET J2-1 MILLAU

- Objet étudié : Séquences de dépôt Bt 1 à Bt 2 du Bathonien : cortèges sédimentaires, paléokarsts, mfs à brachiopodes, corrélations avec Les Vignes. Fig. 22 et 23
- Localisation : département de l'Aveyron (12), SE de Millau le long de la RN 9 qui monte sur le Causse du Larzac en direction de La Cavalerie. Carte géologique de Millau (1/50000)
- Lithostratigraphie : succession des formations aaleno-bajociennes des « Calcaires à miches », des « Calcaires à Zoophycos », « Calcaires à chailles » et des « Calcaires oolithiques blancs » ;

« Calcaires à stipites » datés du Bathonien moyen et supérieur qui totalisent 120 m d'épaisseur

« Dolomies II » qui surplombe en falaise les Gorges de la Dourbie.

Stratigraphie séquentielle : 2 séquences de dépôt notées Bt 1 et Bt 2, début de Bt 3.

Bt 1: 30 m. Elle débute au-dessus des « Calcaires oolithiques blancs » par l'intermédiaire d'une surface irrégulière, oxydée, encroûtée par des huîtres et tapissée de petits galets, nérinées, lammellibranches et polypiers (D1). On retrouve les mêmes faciès que sur la coupe des Vignes. La mfs est localisée dans un intervalle marneux à brachiopodes (*Burmirhynchia* cf. *multiplicata*). La limite de séquence, assimilée à un paléolapiaz, présente des poches karstiques de 50 cm de profondeur remplies de nodules centi à décimétriques (D2). Les brachiopodes indiquent le Bathonien moyen.

Bt 2: 12 m. Le demi-cycle transgressif a une épaisseur de 11 m et contient des brachiopodes du Bathonien moyen (*B. multiplicat/turgida*) que l'on retrouve aussi au niveau de la mfs. Le demi-cycle régressif (1 m) est couronné par une nouvelle surface karstifiée que l'on peut corréler avec celle des Vignes (D3).

Bt 3 : Cette séquence débute au-dessus de la surface karstifiée précitée et contient des brachiopodes du sommet du Bathonien moyen (*B.* cf. *turgida*).



ARRET J2-2 CIRQUE DU BOUT DU MONDE

Objet étudié : Série réduite du Seuil cévenol, « Calcaires à Zoophycos » et « Calcaires à stipites » (Bt 3 et Bt 4), karstifications intrabathoniennes. Fig. 24 à 32

- Localisation : département de l'Hérault (34), bordure méridionale du Causse du Larzac. Carte géologique du Caylar (1/50000)
- Lithostratigraphie : les « Calcaires à stipites », datés du sommet du Bathonien moyen et du Bathonien supérieur, qui totalisent 50 m d'épaisseur, reposent sur les « Calcaires à Zoophycos ». « Dolomies II »

Stratigraphie séquentielle : 2 séquences de dépôt notées Bt 3 et Bt 4.

Bt 3: 2 m. Elle débute au-dessus des « Calcaires Zoophycos » à Dar l'intermédiaire d'une brèche dont les éléments sont repris dans le 1er banc de Calcaires à stipites (D3). Le demi-cycle transgressif représente un calcaire graveleux à algues, foraminifères benthiques et grains de quartz puis une biomicrite à brachiopodes (B. cf. turgida) et foraminifères benthiques (Alzonella cuvillieri). Le demi-cycle régressif, peu épais, est constitué par une micrite à tendance bréchique couronnée par une surface irrégulière qui présente localement des structures karstiques (D4).

Bt 4: 50 m environ. Cette séquence est à dominante carbonatée avec des calcaires graveleux, des oopelsparites à entroques et

foraminifères (Alzonella cuvillieri et Orbitammina elliptica) et des micrites à bird's eyes...

Au sommet, sous les «Dolomies II», la coupe montre une succession de 5 discontinuités (D5a à D5e). D1 est une surface irrégulière surmontée par une brèche à éléments décimétriques arrondis et enrobés dans des argiles. D5b est située au toit d'un banc affecté par un réseau de petites failles courbes qui induisent le déplacement de blocs métriques. D5c se caractérise par une surface irrégulière soulignée par des argiles ocre-rouge. D5d est une discontinuité à partir de laquelle se développent des cavités métriques à remplissage polyphasé. D5e correspond à une surface très irrégulière au niveau de laquelle se piège des argiles rouges colmatant un réseau diaclasé dans la dolomie sous-jacente encore affectée par des failles courbes. Au-dessus de D5, se développent les « Dolomies II ». Des brachiopodes (B. cf. thierachensis), situés entre D5c et D5d indiquent le Bathonien supérieur.

D'importantes cavités endokarstiques apparaissent dans Bt 4 et sont surement en relation avec les exokarsts D5a à D5e. Ces endokarsts se marquent par une bréchification importante des bancs et surtout par leur effondrement au-dessus d'énormes cavités visibles dans le paysage. Au-dessus de ces cavités, les « Dolomies sont plus épaisses et viennent combler les vides.



fig. 24 : carte topographique du secteur du Cirque du Bout du Monde et localisation des sections étudiées













Fig. 30





ARRET J2-3 SAINT-PIERRE-DE-LA-FAGE

- Objet étudié : Série réduite du Seuil cévenol, « Calcaires à Zoophycos » et « Calcaires à stipites » (Bt 3 et Bt 4), karstifications intrabathoniennes. Fig. 33 à 35
- Localisation : département de l'Hérault (34), bordure méridionale du Causse du Larzac, le long de la RD 25 avant Saint-Pierre-de-la-Fage Carte géologique du Caylar (1/50000)

Carte geologique du Caylai (1/50000)

- Lithostratigraphie : Comme au Cirque du Bout du Monde, les « Calcaires à stipites » reposent sur les « Calcaires à Zoophycos » très réduits en épaisseur.
- Stratigraphie séquentielle : On retrouve la séquence Bt 3 et la base de Bt 4. Bt 3 est datée du sommet du Bathonien moyen par *B*. cf.

turgida et par Alzonella cuvillieri. La limite de séquence se place soit au-dessus d'un niveau nodulisé et bréchifié pouvant présenter des poches karstiques à remplissage de nodules, soit au-dessus d'un intervalle argileux à nodules calcaires et concentration de débris ligneux (D4).

Bt 4 est représenté par 3 ou 4 m de calcaire à Orbitammina elliptica puis par un ensemble dolomitique. Dans cette partie, on distingue une surface érosive entre une dolomie stratifiée et une dolomie bréchique. Cette surface correspondrait aux surfaces d'émersion D5a à D5e observées au Cirque du Bout du Monde. Le remplissage bréchique de cette « paléovallée » correspondrait « Dolomies aux II».



fig. 33 : carte topographique de la zone comprise entre le Cirque du Bout du Monde et Saint-Pierre-de-la-Fage et localisation des coupes de Saint-Pierre-de-la-Fage



-110-

ARRET J2-4 LES AVINIERES

- Objet étudié : Ancienne exploitation en carrière (19ème siècle) montrant une surface paléokarstique minéralisée en Pb-Zn au sommet des « Dolomie II » du Bathonien supérieur (discontinuité D6) transgressive sur le Seuil cévenol. Fig. 11
- Localisation : 25km au NE du Cirque-du-Bout-du-Monde, 800m environ à l'est de St-Laurentle-Minier.

Cadre géologique, gîtologie, métallogénie :

- Dolomie secondaire du Bathonien supérieur, fortement fracturée, karstifiée sous forme d'un paléolapiaz à cavités anastomosées (discontinuité D6) recouvert par des bancs dolomitiques non tectonisés attribués à l'Oxfordien moyen (présence d'une palynoflore et de Périsphinctidés dans le gisement voisin des Malines).
- Cavités de la paléosurface karstique remplies par un minerai de teinte rouille, à aspect scoriacé et concrétionné principalement fait de smithsonite (ZnCO₃)-cérusite (PbCO₃)goethite (FeOOH)-hématite (Fe₂O₃) dont il reste quelques témoins sur les bordures. L'extraction du minerai a permis

l'exhumation de la paléosurface maintenant observable.

- La discontinuité D6 est la dernière du Dogger des Grands Causses, liée au fonctionnement des failles synsédimentaires limitant le Seuil cévenol sur lequel repose le Bathonien supérieur. Les gradins du seuil limité par ces failles ont pu être reconstitués.
- Reconstitution de la mise en place du minerai liée au jeu du Seuil cévenol (représenté par le horst de St Bresson): 1) soulèvement du horst de St Bresson et émersion-fracturationkarstification de la plate-forme carbonatée bathonienne bordière; 2) altération du minerai sulfuré triasique du horst; 3) contamination de la paléosurface karstique du Bathonien supérieur par des solutions sulfatées provenant du Trias altéré; 4) précipitation du minerai oxydé dans les cavités karstiques.
- Exemple d'un piège karstique alimenté en métaux car proche de la source des éléments (Trias et socle paléozoïque). Par comparaison, les autres paléosurfaces karstiques des Grands Causses (par exemple celles du Cirque-du-Bout-du-Monde), sont restées stériles car trop éloignées des zones d'alimentation.



LA RAMPE CARBONATÉE À ZONE DE DÉGÉNÉRESCENCE DES HOULES DE TEMPÊTE DU TITHONIEN DU BASSIN DU SUD-EST.

Michel SÉGURET¹, Alexis MOUSSINE¹ Frédéric BOUCHETTE¹, Yves BODEUR² et François ATROPS³

1 - Université de Montpellier II - Géofluides, Bassins, Eau, UMR 5569 CNRS - Case 57 - Place E. Bataillon 34095 Montpellier cedex 05

> 2 - Faculté des Sciences - Laboratoire de Géologie 2 rue de la Houssinière - 44072 Nantes cedex 03

3 - Université Lyon I - Centre des Sciences de la Terre 15 boulevard du 11 Novembre - 69622 Villeurbanne cedex



SOMMAIRE

	Page
BUTS DE L'EXCURSION	117
PRESENTATION GENERALE	119
A Lithologie et stratigraphie du Jurassique superieur du bassin du sud-oct	110
1) En Languedoc	119
2) Dans les chaînes subalpines méridionales	119
B. Zonation des associations de faciès et paléogéographie du Tithonien	124
1) zone à association de faciès de plate-forme interne	124
2) zone à association de faciès de barrière	124
3) zone à association de faciès de plate-forme externe boueuse (sous la zone d'action des vagues)	124
4) zone à associations de faciès de zone de dégénérescence de houle	125
4a - zone à lutites, calcarénites et brèches massives	125
a) Localisation de la zone (fig. 1)	125
b) Associations de faciès	125
c) Les calcilutites	125
d) L'association calcisiltites/calcarénites	125
e) Les brèches	127
4b - zone à corps progradants de brèche en faisceaux à stratification oblique (Montagne de Céüse)	130
a) La falaise massive	130
b) Les corps sigmoides de la partie nord et du sommet	130
5) Zone a micrite calcarentiques, calcarentes et pents niveaux brechiques	132
a) Les calcarénites et les séquences grancelessées brèche/calcarénite/calcilutite	132
C Mécanique des sols et concent de dégénérescence de houles de tempête	134
1) La dégénérescence	134
2) L'effet dynamique de la houle sur le fond sous-marin	134
D. Processus de bréchification	135
1) Les faits clés de l'interprétation proposée.	135
a) Les transitions calcilutite/brèche (fig. 16)	135
b) Les structures des brèches	135
2) Le scénario de bréchification	140
3) Approche mécanique de la bréchification	141
E. le modèle de rampe carbonatée à zone externe de dégénérescence de houle	142
1) Le modèle	142
2) Morphologie de la rampe	143
3) Le problème posé par les corps progradants de Céüse	143
LES ARRETS (fig. 26)	145
A Les zones plus internes que la zone de dégénérescence en Languedoc	145
Arrêt 1 - Coupe d'Argelliers : Tithonien moven à supérieur à faciès d'arrière-barrière ("lagon")	145
Arrêt 2 - Panorama sur la montagne de la Séranne depuis les environs du Col de la Cardonille	2.0
(fig. 27).	145
Arrêt 3 - Les "brèches à cailloux noirs" du sommet des faciès d'arrière-barrière ("lagon") (fig. 28)	145
Arrêt 4 - Faciès de barrière (à 500 m à l'W de Ferrières-les-Verrières)	145
Arrêt 5 - Coupe de la Cadière : faciès de plate-forme externe	147
B. Le Transect Nord-Sud Marseille-Gap	147
Arrêt 6 - Coupe de Pont Mirabeau (zone 3)	148
Arrêt 7 - La stratigraphie banc à banc dans le Kimmeridgien des gorges de La Méouge	148
Arrêt 8 - Le Tithonien des gorges de la Méouge (zone 4a)	149
Arrêt 9 - Coupe de La Piarre (zone 4a)	152
Arrêt 10 - Coupe de Charens (zone 4a)	153
Arrêt 11 - Panorama des corps progradants de la falaise de Céüse (zone 4b) (fig. 33)	156
Arrêt12 - Coupe de La Roche des Arnaud (zone 5) (fig. 34)	156
Arrêt 13 - Brêches et calcarenites des gorges de l'Aygue (zone 4a) (fig.38)	159
BIBLIOGRAPHIE	161



Fig 1. Paléogéographie de la rampe à zone de dégénérescence des houles durant le Tithonien dans le bassin du Sud-Est

- 1 Plate-forme interne
- 2 Barrière récifale
- 3 Plate-forme externe boueuse sous la zone d'action des vagues
- 4 Zone de dégénérescence des houles
 - 4a brèchification in-situ
 - 4b brèches progradantes remaniées de Céüse
- 5 Bordure externe de la zone de dégénérescence

barré oblique : zone d'érosion du Tithonien et du Kimmeridgien

LA RAMPE CARBONATÉE À ZONE DE DÉGÉNÉRESCENCE DES HOULES DE TEMPÊTE DU TITHONIEN DU BASSIN DU SUD-EST

THE WAVE DEGENERATION CARBONATE RAMP OF THE TITHONIAN OF THE "BASSIN DU SUD-EST" (FRANCE):

Michel SEGURET*, Alexis MOUSSINE POUCHKINE*, Frédéric BOUCHETTE*; Yves BODEUR**; François ATROPS*** *Geofluides Bassins Eau cc 57, 34095 MONTPELLIER CEDEX, FRANCE **Labo. Géologie, Fac. de Sciences, 44072 NANTES cedex 03 ***Paléont. Strati. et Paléoécologie, 15bd du 11 Novembre, 69622 VILLEURBANNE

BUTS DE L'EXCURSION

Sur la périphérie sud et sud-ouest du bassin du Sud-Est, la série allant des marnes de l'Oxfordien aux Tithonien traditionnellement calcaires du est bathydécroissante interprétée comme avec progradation de la transition plate-forme interne/plateforme externe au cours du Kimmeridgien/Tithonien. Entre Diois, Dévoluy et Baronnies, les brèches et calcarénites du Tithonien étaient considérées, par contre, comme résultant de remaniements gravitaires (turbidites et coulées boueuses)(Debrand-Passard et Courbouleix, 1984).

En fait les calcarénites sont des dépôts de tempêtes présentant notamment des structures en mamelons. Ceci remet en question les interprétations proposées pour le Jurassique supérieur de cette partie du bassin. Une analyse des brèches associées aux calcarénites montrent que ces brèches peuvent être interprétées comme produites par la déformation insitu de boues cohésives sous chargement cyclique par des houles de tempête (G. Gabaglia 1995).

La répartition des associations de faciès du Tithonien du bassin du Sud-Est (fig. 1) conduit à proposer un modèle de rampe carbonatée à zone externe de dégénérescence des houles de tempête.

Le but de l'excursion est donc de:

X présenter les associations de faciès caractérisant les zones paléogéographiques des plus internes jusqu'au plus externes, en fonction des connaissances actuelles insuffisantes pour avoir une vision globale du bassin, X montrer les structures conduisant à l'interprétation tempestite pour les calcarénites,

X montrer les structures permettant de proposer une interprétation par déformation in-situ et liquéfaction pour les brèches,

X présenter dans le paysage les corps brèchiques progradants de Céüse (trop difficile d'accès pour une observation directe) et étudier leur équivalent aval,

X accessoirement montrer que dans les alternances marne-calcaire du Kimmeridgien; certains groupes de bancs ont valeur chronostratigraphique et que chaque couplet représente une ligne temps à l'échelle du bassin.

Toutes ces observations permettront de proposer à la discussion un modèle de rampe carbonatée à zone externe de dégénérescence de houles.

En fait les associations de faciès de plateforme interne et de barrière, déjà bien connues, ne seront que rapidement regardées dans la région nord montpellieraine. L'essentiel de l'excursion sera consacré à l'observation des calcarénites et surtout des brèches de la zone de dégénérescence des houles le long d'une coupe nord-sud depuis le nord de Aix en Provence, coupe du Pont de Mirabeau à faciès de plate-forme boueuse sans énergie (en dehors de quelques niveaux de brèche) jusqu'au nord de Gap, coupe de La Roche des Arnaud représentant une zone plus externe que la zone à dégénérescence.

PRESENTATION GENERALE

<u>A. Lithologie et stratigraphie du</u> <u>Jurassique superieur du bassin du sud-</u> <u>est</u>

1) En Languedoc

La mégaséquence du Malm débute en fait dès le Callovien, là où il existe, par des faciès marneux à Céphalopodes. En général, les différents niveaux de la base du Jurassique supérieur sont transgressifs en "onlap", du SE vers le NW, sur le Dogger.

L'Oxfordien supérieur, très épais, forme un talus de calcaires sublithographiques alternant avec des niveaux plus marneux. Tous ces ensembles stratigraphiques s'amincissent à l'approche d'un hautfond connu sous le nom de Seuil Caussenard (fig. 2). Vers leur sommet, les calcaires de l'Oxfordien supérieur présentent des intercalations de lumachelles à térébratules. Au-dessus, se trouve parfois une formation de calcaires lithographiques.

Le Kimméridgien inférieur forme généralement un talus au pied de la falaise du Kimméridgien supérieur-Tithonien. Il est représenté, en domaine de plate-forme externe, par des calcaires sublithographiques marron en bancs relativement épais, avec de minces intercalations plus marneuses à structure grumeleuse. Le sommet du Kimmeridgien inférieur est marqué par une discontinuité à expression variable suivant les localités (équivalent de la Vire à Divisum des chaînes subalpines ?).

De minces niveaux grumeleux marquent le passage au Kimméridgien supérieur. Celui-ci débute par des calcaires sublithographiques marron, en gros bancs.

Le Kimmeridgien supérieur, très variable suivant les localités, forme généralement une falaise en très gros bancs de calcaires sublithographiques bruns à beiges, plus clairs et plus riches en micro-organismes en allant vers l'ouest. Ils livrent d'abondantes faunes de la zone à Acanthicum et de la base de la zone à Eudoxus.

Une petite vire sépare la falaise litée de la falaise compacte supérieure. Cette falaise est formée de calcaires massifs, ruiniformes, à stratification peu nette qui livrent, au niveau de l'apparition des premiers silex, des faunes d'ammonites de la zone à Beckeri. Sur le Seuil Caussenard se développe localement une formation à caractère biostromal, de type "banc" ou "plature", à riches peuplements coralliens.

Le Tithonien est généralement en continuité de dépôt et de faciès avec le Kimméridgien. Les faciès s'ordonnent en zones isopiques (fig. 3 et fig. 4) parallèles au Seuil Caussenard:

X plate-forme interne très peu profonde, à hydrodynamisme variable ;

X barrière bioclastique localement à tendance récifale ;

X pente externe faible, peu marquée;

× plate-forme externe, sous la zone d'action des vagues.

La stratonomie de ces différentes zones est trop complexe pour pouvoir donner lieu à une description synthétique.

2) Dans les chaînes subalpines méridionales

Dans les chaînes subalpines, la série Jurassique supérieur (Oxfordien - Tithonien), très épaisse (1 à 2 km), constitue une méga-séquence allant des marnes (« Terres Noires ») aux calcaires plus ou moins massifs et bréchiques (« Corniche Tithonique ») en passant par des termes intermédiaires constitués par des séries alternantes plus ou moins serrées (« Argovien », « Barre Rauracienne », « Vire Séquanienne » des auteurs, fig. 5). La biostratigraphie de cette mégaséquence est bien établie, grâce aux Ammonites dans toute la partie Oxfordienne et Kimmeridgienne (Atrops, 1982, 1984, 1994) et aux Calpionnelles dans le Tithonien supérieur et le Berriasien. Des études stratonomiques effectuées sur l'intervalle à alternances marne-calcaire (Raja Gabaglia, 1995), appuvées sur la biostratigraphie, ont permis de mettre en évidence la chronostratigraphique de « motifs » valeur stratonomiques (vires plus marneuses, ressauts plus calcaires) ainsi que la possibilité de corréler, à l'échelle du bassin, chacun des bancs ou interbancs qui les constituent.

L'un de ces « motifs », constitué de 14 couplets marne-calcaire (Raja Gabaglia, 1995), dit « Groupe des 14 », a fait l'objet d'études détaillées à l'échelle du bassin, du Diois aux Baronnies et à la région de Sisteron. Ce « motif » plutôt carbonaté est aisément reconnaissable au sein de la série du Kimmeridgien inférieur du fait de son encadrement entre deux vires marneuses et de sa structure en trois ensembles séparés par des couplets plus marneux. Il reste parfaitement identifiable en dehors de la zone d'étude, sur la bordure ardéchoise. Plus de 25 coupes ont été levées avec une définition centimétrique, dont 12 réparties sur l'ensemble de la zone d'étude et 13 autres, plus resserrées, dans la région de Veynes. La lithologie a été appréciée visuellement, en distinguant 3 ou 4 termes selon l'échelle marne - marne calcaire - calcaire marneux - calcaire. L'étude géochimique montre que cette distinction correspond à une variation de la teneur en carbonate, allant de 60 à 95%.

Ce « groupe des 14 » est encadré par deux vires marneuses bien datées : marno-calcaires à *Hippolytense* à la base, marnes à *Divisum* au sommet. Il correspond donc exactement à la sous-zone à *Lothari* (Atrops, 1982), subdivisée elle-même localement en trois horizons (*Discoidale, Hypselocyclum, Semistriatum*). La durée de cette sous-zone est évaluée à 280 ou 240 Ka. Ces données permettent d'attribuer à chaque couplet de cet intervalle une durée d'environ



Fig. 2 Jurassique supérieur des Causses et du Bas Languedoc.



Fig. 3 Zones des faciès du Tithonien du Languedoc avec indication des arrêts.



Fig. 4 Coupe à travers le seuil caussenard à la fin du Valanginien.

Coupe schématique du Jurassique supérieur des chaînes subalpines



20 Ka, compatible avec la durée des cycles de précession de Milankovitch. Ces couplets ont une valeur de ligne-temps et permettent donc d'envisager une stratigraphie haute résolution au pas de 20 Ka, dechiffrer les durées des zones et sous-zones à Ammonites et les vitesses de sédimentation.

Toutes les coupes ayant été parfaitement corrélées couplet par couplet, il apparaît que l'épaisseur de l'intervalle considéré peut varier dans un rapport de 1 à 10, la zone d'épaisseur minimale (2-3 m) formant un axe NW-SE entre Serres et Sisteron. Au Sud et à l'Ouest de cet axe, l'épaisseur augmente jusqu'à 10 m mais l'intervalle conserve une structure en couplets marne-calcaire claire. La limite supérieure des termes calcaires évolue en surface de condensation au fur et à mesure de la diminution d'épaisseur. Au Nord, l'épaisseur peut atteindre 30 m (Marignac, La Cluse), mais alors les bancs calcaires deviennent des ensembles carbonatés formés de petits bancs séparés par des marnes, tandis que les termes marneux se chargent en petits bancs calcaires. Ces petits bancs, en nombre variable par couplet (3 à 17) selon l'épaisseur des coupes, restent parfaitement corrélables entre des coupes, même éloignées, d'épaisseur comparable. L'étude des coupes resserrées autour de Veynes, où le gradient d'épaisseur est important, montre bien la disparition progressive de ces petits bancs par amalgamation au fur et à mesure que l'épaisseur décroît (fig. 6).

Ainsi, les couplets marne-calcaire des zones peu épaisses correspondent-ils à une durée de sédimentation proche de 20 Ka; dans les zones dilatées, ils sont remplacés par des faisceaux de 3 à 17 couplets de petits bancs dont la durée est nettement inférieure, de l'ordre du Ka. Les couplets et les faisceaux restent parfaitement corrélables. La cyclostratigraphie des alternances marne-calcaire doit tenir compte de ces emboîtements de périodicités.

La signification de ces petits bancs, probablement allocycliques du fait de leur extension, reste à déterminer : s'agit-il de cycles d'origine solaire, et quelle est leur périodicité ?

Cette stratigraphie haute résolution est opérante pour l'Oxfordien et une bonne partie du Kimmeridgien, jusqu'à la zone à Acanthicum. Audessus, les bancs calcaires déviennent difficilement corrélables, surtout du fait de la disparition des interbancs marneux, la structure en couplets devenant difficilement décelable; en outre les Ammonites deviennent plus rares et la biostratigraphie moins précise. Dans la « barre Tithonique » elle-même, dont on a pu démontrer que la base est largement diachrone, les unités lithologiques n'ont pu être encore corrélées à longue distance et les Ammonites sont pratiquement absentes. La biostratigraphie reprend ses droits à partie du Tithonien supérieur avec l'apparition des Calpionnelles, mais leur étude n'a pas encore été reprise depuis les travaux de Remane (1970) et de







Beaudoin (1977). On fonde actuellement beaucoup d'espoir sur une biostratigraphie appuyée sur les associations de microfossiles pélagiques (Saccocoma, Radiolaires, Calcisphères).

<u>B. Zonation des associations de faciès et</u> paléogéographie du Tithonien

Depuis la bordure sud (provençale) et sudouest (sud-cévenole) jusqu'à la partie centrale du bassin du Sud-Est (entre Diois, Baronnies, Dévoluy), on distingue 5 zones paléogéographiques (fig. 1) une large plate-forme interne; 2) une étroite barrière plus ou moins récifale; 3) une large plate-forme externe boueuse; 4) une zone plus externe caractérisée par, 4a) l'association de calcilutite sans structures, calcarénites à stratification plane ou en mamelons, et corps massifs de brèches non stratifiés, et 4b) très localement, dans la montagne de Céüse, à l'ouest de Gap, les brèches sont empilées sur 120 m de haut en faisceaux de 5 à 20 m de haut à stratification interne fortement oblique; 5) au nord de Céüse, les corps brèchiques progradants passent très rapidement à une association de bancs micritiques à fines passées de calcarénites, calcarénites à lamination plane et rides d'oscillation, rares et minces niveaux de brèche.

1) zone à association de faciès de plate-forme interne

Ce sont des calcaires stratifiés, le plus souvent graveleux, alternant parfois avec des calcaires micritiques ou des dolomies en plaquettes. Les organismes sont très nombreux et variés : fréquents Foraminifères, Ostracodes, Lamellibranches fouisseurs, Gastéropodes (nérinées), assez rares Madréporaires.

Les structures sédimentaires caractéristiques des zones inter à supratidales sont fréquentes, et de nombreux indices témoignent d'un hydrodynamisme fort, alternant avec des périodes de calme : brèches de tempêtes, chenaux, figures de dessiccation, encroûtements divers, bioturbations, structures fénestrées, stratifications obliques, etc.

Un faciès très particulier apparaît dans les niveaux les plus élevés stratigraphiquement : les "brèches à cailloux noirs" dites purbeckiennes. Elles correspondraient à des faciès de sub-émersion, voire de pédogenèse.

2) zone à association de faciès de barrière

Ce sont des calcaires bioclastiques blancs, massifs, très lapiazés, où abondent les coraux en position de vie, ainsi que les Dicéras et Dasycladales, alors que les Céphalopodes et les Calpionelles deviennent très rares. Les organismes sont très variés nombreux débris nombreux et : rares Brachiopodes, fréquents d'Echinodermes, et Gastéropodes, Chaetétidés, Lamellibranches Pharétrones, Hydrozoaires, Bryozoaires, Foraminifères. remarquable Cette formation est par son hydrodynamisme variable mais généralement élevé,

associé à de nombreux critères de faible profondeur, voire d'émersion (ciments stalactitiques, figures de dessiccation, micro-karsts). Son épaisseur peut atteindre 500 m.

3) zone à association de faciès de plate-forme externe boueuse (sous la zone d'action des vagues)

Fondamentalement, le Tithonien de la zone 3 est formé de bancs plus ou moins épais de calcaires à mudstone dépourvus de texture structures sédimentaires. Toutefois, on y rencontre, notamment en Languedoc, des "brèches de resédimentation" des auteurs des anciens qui sont calcaires sublithographiques marrons à granules micritiques plus foncés, millimétriques à centimétriques, à contours anguleux ou arrondis et à limites souvent floues; ces pseudo-clastes sont dispersés et non jointifs dans une boueuse. signification matrice Leur reste problématique.

En Languedoc, le Tithonien est exclusivement micritique; il débute avec les dernières assises, riches en chailles, de la falaise essentiellement kimmeridgienne (Corniche à *Waagenia* de M. Gottis). Il se poursuit par un replat correspondant à des calcaires sublithographiques marrons, en petits bancs, souvent à faciès de brèche de resédimentation. On y rencontre de fréquentes ammonites. Les microfossiles sont essentiellement des radiolaires et *Globochaetes*, relayés, au Tithonien supérieur, par des *Tintinnides*.

Au-dessus, vers le milieu de l'étage, les bancs deviennent plus massifs et moins fossilifères, mais présentent souvent la même texture de "brèche de resédimentation" avec des lits de chailles sporadiques. Le tiers supérieur du Tithonien voit la continuation du même type de sédimentation, quoique les calcaires soient plus clairs et peu bréchiques. Le passage au Berriasien se fait très progressivement par des calcaires argileux gris, riches en ammonites.

D'un point de vue séquentiel, l'ensemble de la série du Jurassique supérieur (en y incluant le Callovien) s'ordonne en une grande mégaséquence klupfélienne, elle-même constituée par l'empilement de séquences klupféliennes d'ordre inférieur, correspondant approximativement aux sous-étages. Cette disposition pourrait correspondre au comblement irrégulier d'une vasière externe à bathymétrie globalement décroissante.

Par suite de la rareté des affleurements tithoniens de part et d'autre de la vallée du Rhône, cette région, qui forme l'essentiel de la zone 3 n'a pas suscité une étude approfondie: les faciès du Tithonien y sont très mal connus. De même, à l'Est du domaine, dans la nappe de Digne, la bande d'orientation N-S de Tithonien qui s'étire depuis la partie sud-ouest de l'arc de Castellane jusqu'à la fenêtre de Barcelonette n'a pas donné lieu à des analyses de faciès modernes, en dehors de la partie méridionale où les faciès de plateforme interne et de barrière sont bien représentés. Une analyse sédimentologique de cette zone 3 et des transitions avec la zone 2 et la zone 4 reste à faire. On notera que, sur la coupe du Pont de Mirabeau (arrêt 6, fig.29) les calcilutites sont associés à quelques niveaux de calcarénite et quelques niveaux de brèche.

4) zone à associations de faciès de zone de dégénérescence de houle

<u>-4a- zone à lutites, calcarénites et brèches</u> massives

a)Localisation de la zone (fig. 1)

X Limite interne

Au Sud, cette zone s'étend jusqu'au chevauchement de Ventoux-Montagne de Lure, le Tithonien comportant encore de nombreuses brèches au Nord de cette ligne alors qu'il en est pratiquement dépourvu dans les premiers affleurements sud Ventoux (Pont de Mirabeau).

A l'Ouest, la limite probable est masquée par les recouvrements que constituent les terrains crétacé et tertiaire de part et d'autre de la vallée du Rhône; on remarquera toutefois qu' à l'extrémité ouest du Ventoux (diapir de Suzette) les brèches sont peu représentées, le Tithonien est essentiellement micritique, avec des déformation syn-sédimentaires interprétées comme "slump" (notice de la carte de Vaison la Romaine) qui pourraient en fait résulter d'ébranlements par la houle.

Au Nord, le Tithonien est encore brèchique de part et d'autre du Devoluy alors que les faciès récifaux sont connus au nord-ouest de Grenoble dans le Bec de l'Echaillon. L'étude de la transition entre faciès de barrière et faciès bréchique reste à faire sur cette transversale. Par ailleurs l'existence de nombreux horizons bréchiques en Chartreuse laisse supposer que l'on est ici dans la zone de dégénérescence à une distance faible de la barrière.

X Limite externe

Elle n'est bien caractérisée que ponctuellement, à l'Ouest de Gap où elle se situe entre les brèches à stratifications obliques de la montagne de Céüse et les coupes de La Roche des Arnaud et Rabou à faciès dominant de calcilutites. Il semble toutefois que cette limite externe de la zone de dégénérescence se superpose à peu près au chevauchement de la nappe de Digne malgré le développement très important des brèches dans l'autochtone de la nappe (plus de 400 m de brèches dans la Clue de Barles); en effet, le Tithonien de la nappe elle-même est pauvre en brèche ou en est dépourvu.

b)Associations de faciès

Les variations latérales dans les associations de faciès de cette zone 4a à lutites, calcarénites et brèches semblent relativement importantes et ne sont pour l'instant pas connues en détail essentiellement en raison de la difficulté de lever des coupes dans la "falaise Tithonique". Cependant, les coupes de La Piarre (fig.31) et de Charens (fig.32) distantes de 13 km sont représentatives de cette zone.

c)Les calcilutites

Il s'agit souvent de bancs plan parallèles à l'échelle de l'affleurement, d'épaisseur allant de 10 cm au mètre, à joints marneux minces ou absent et pouvant former des ensembles massifs (jusqu'à 5 m). Dans d'autres cas, les bancs ont des surfaces très ondulées ou se réduisent à des alignements de nodules décimétriques de micrite dans des marnes, la compaction créant alors des géométries très particulières; on parlera alors de calcilutites noduleuses. L'absence de structure et la présence éventuelle de sommet de bancs bioturbés, l'abondance de Saccocoma, Radiolaires, Coccolites et Calpionnelles au sein des micrites, dénotent une sédimentation de milieu calme, pélagique, sous la limite d'action des vagues. Ces micrites, grises à la base de la "barre Tithonique" deviennent claires vers son sommet.

d)L'association calcisiltites/calcarénites

Ici, les calcilutites sont associées à des calcarénites. celles-ci forment des bancs d'épaisseur variable allant du décimètre au mètre caractérisé par une lamination. Ces calcarénites peuvent être amalgamées et former des intervalles jusqu'à décamètriques (voir coupe de La Piarre fig.31)

Les éléments figurés sont essentiellement des débris bioclastiques (mollusques dominants, échinides) de granulométrie variable (50 microns à 1 cm) associés à des péloïdes bien classés avec un mode autour de 50 microns. Oolites et oncoïdes de taille millimétrique sont rares. Les calcarénites sont généralement de texture grainstone avec ciment sparitique.

Les structures sédimentaires des calcarénites sont relativement variées. Ce qui frappe dès l'abord est la présence d'une lamination. Il s'agit de laminations alternantes qui constituent la caractéristique majeure des calcarénites. Elles sont formées par l'alternance de lamines grossieres bioclastiques et de lamines fines à péloïdes. Les lamines élémentaires mesurent 50 à 150 microns et comportent 2 à 5 grains de péloîdes ou 1 à 2 biocastes. Elles ont une continuité latérale faible (souvent < à 10 cm) avec des terminaisons en downlap ou toplap.

Ces lamines se groupent en faisceaux de lamines à éléments grossiers ou fins d'épaisseur millimétrique à centimétrique et d'extension décimétrique. La géométrie des lamines ou des faisceaux détermine plusieurs types de stratification.

X Stratification plan parallèle.

Type de stratification fréquent formé par la superposition de lamines ou faisceaux de lamines planes et alternativement grossières et fines. Probablement la lamination d'apparence plane à l'échelle de l'observation correspond en fait, souvent, à une lamination oblique à angle très faible.



Fig. 7 Calcarénite avec forme érosive symétrique et remplissage avec laminations légèrement obliques progradantes (coupe de Jubée n° 31 de Gabaglia).

Fig. 8 Stratification oblique de ride asymétrique passant progressivement à une ride symétrique. Zone 4a, base de la barre tithonique, route de Villeperdrix.

Fig. 9 Gouttière d'érosion avec remplissage asymétrique. Zone 4a, base de la Barre tithonique, route de Villeperdrix.



Fig. 10

- Dentelle avec remplissage en onlap par une calcarénite a : laminée, petits clastes de micrite dans les creux de la dentelle. Zone 4a, gorges de l'Eygues.
- Détail en lame mince, la flèche indique une petite fente b : remplie de phosphate.

X HCS

Les stratifications en mamelons (HCS) sont fréquentes dans des calcarénites fines, moyennes à grossières. Il s'agit généralement de HCS anisotropes formées de lamines à ondulation de longueur d'onde métrique et amplitude décimétrique en downlap sur les lamines antérieures ou tronquées par les lamines postérieures. Elles seront observées aussi bien à La Piarre (arrêt n°9) que dans la vallée de l'Eygues (arrêt n°12). Contrairement au HCS à matériel silico-clastique impliquant souvent du matériel fin, les HCS de la zone 4a à matériel carbonaté sont fréquentes dans des calcarénites grossières voire des microbrèches.

X Stratification ondulée et rides symétriques Il s'agit soit de formes érosives de longueur d'onde décimétrique et amplitude centimétrique avec lamines de remplissage fréquemment légèrement obliques soit de formes érosives et constructives avec lamines de remplissage drapant l'érosion (voir fig. 7).

X Stratification de rides asymétriques Elles sont formées par la superposition de faisceaux de lamines ondulés et décalés latéralement déterminant ainsi une progradation; la hauteur du faisceau progradant varie de 1 à 5 cm. Ces rides asymétriques ascendantes sont fréquemment associées à des rides symétriques ou à une stratification parallèle ondulée. Ce type de ride est bien développé à la base de la barre Tithonique sur la route de Villeperdrix dans la vallée de l'Eygues (fig. 8).

X Directions de courant

La progradation des rides asymétriques et des HCS indique une direction dominante de transport vers le secteur nord (fig. 11).

X Les discontinuités

Le passage du bas vers le haut d'une calcarénite à une calcilutite peut être transitionnel selon une surface plane mais correspond souvent à une surface de forte bioturbation. Par contre le passage (du bas vers le haut) d'une calcilutite à une calcarénite est général brutal, le long d'une surface à géométrie complexe traduisant une érosion. D'après la géométrie de la surface on distingue:

Les sillons d'érosion

Il s'agit de figures d'érosion à bord abrupt. Les sillons à fond ondulé ont des profondeurs dépassant rarement le décimètre et une largeur métrique. Les sillons à fond plat peuvent atteindre 30 cm de profondeur et 3 à 5 m de large. Les sillons sont généralement remplis par du matériel beaucoup plus grossier que celui, souvent granoclassé, qui forme le reste de la couche au dessus du sillon.

• Les gouttières (fig. 9)

Ce sont des formes érosives linéaires en V ou en U de profondeur centi voire décimétrique. Souvent incisée dans des calcilutites, elles peuvent être remplies de calcilutite ou de calcarénite laminée. ce remplissage se fait toujours avec des angles d'onlap très forts sur les flancs de la gouttière; il peut être horizontal ou incliné en progradation.

• Les dentelles (fig. 10)

Ce sont des figures d'érosion à géométrie très contournée, avec contours arrondis ou anguleux. Le mur érodé est toujours une calcilutite correspondant assez souvent à un sommet de banc bioturbé. Le remplissage est en calcilutite ou en calcarénite plus ou moins grossière, toujours sub-horizontale. Il s'agit de structure de lavage d'une surface avec remplissage des micro-topographies.

• Aucune figure de base de banc de type flute-cast n'a été observée.

e)Les Brèches

Les brèches représentent globalement 46% des affleurements de la barre Tithonique et peuvent former l'essentiel de la barre. Dans cette zone 4a elles forment des corps massifs d'épaisseur métrique à décamètrique à sommet plan et base généralement plane à l'échelle de la centaine de mètres mais pouvant changer brutalement de niveau stratigraphique à la faveur d'une marche d'escalier. Quelquefois on observe des méga-gouttières d'érosion de forme en U ou en V, de profondeur jusqu'à décamètrique (Petite Céûse, Pierre Ecrite).

Les clastes sont des éléments de calcilutites avec exceptionnellement des calcarénites. Généralement, en chaque point, toutes les classes granulométriques sont présentes: galets centi à décimétriques, graviers, granules (0,2 à 1 cm) et microgranules (<0,2 cm). Par ailleurs, localement, existent des blocs hors taille métriques à décamètriques. L'espace entre éléments peut être rempli par une matrice boueuse (calcilutite à calcisiltite), une calcarénite bioclastique ou un ciment sparitique.

Les textures (fig. 12) sont soit à support par ossature, sans matrice et avec sparite inter-éléments (1a), avec matrice calcarénitique (1b) ou avec matrice de calcilutite (1c), soit à support matriciel micritique, les éléments pouvant être jointifs (2a) ou très dispersés (2b). Les textures de type 1 sont dominantes dans la partie inférieure du Tithonien, les textures de type 2 dominent dans la partie supérieure du Tithonien et dans le Berriasien.

Le passage transitionnel calcilutite/brèche montre que les brèches sont produites in-situ par déformation d'une calcilutite. La sédimentation enregistre des périodes de sédimentation de micrite sous la zone d'action des vagues et des périodes de dépôt dominé par la houle (calcarénites). On propose que l'énergie à l'origine de la déformation des calcilutites donnant les brèches soit aussi la houle.





Fig. 11 Directions des paléocourants dans la zone 4a sur la base de l'asymétrie des stratifications obliques des rides et des HCS anisotropes (vallée de l'Eygues) de la barre tithonique (excepté Rabou).32 unités génétiques ont été considérées entre 4% et 76% de l'épaisseur totale de la barre tithonique.BT - épaisseur totale de la barre tithonique ; i - position des mesures (à partir de la base de la BT en pourcentage par rapport à la BT) ; h - position des mesures à partir de la base de la BT (en mètres) ;u.g. - nombre d'unités génétiques considérés.





- Fig. 12 Les textures des brèches.
- a : Brèche à support par ossature et ciment interéléments ; forte stylolitisation (isotrope ?) lors de la compaction.
- b : Brèche à support par ossature (+ matriciel ?) et à matrice boueuse carbonatée.
- c: Brèche à support matriciel.

<u>-4b- zone à corps progradants de brèche en</u> <u>faisceaux à stratification oblique (Montagne de</u> <u>Céüse)</u>

La zone 4b caractérisée par des corps de brèches progradants en faisceaux à stratification oblique a une extension très réduite. Elle est en fait localisée à la falaise de la Montagne de Céüse, à l'ouest de Gap (7 km² env.).

Le massif de Céüse est un petit synclinal perché à près de 2000 m d'altitude, situé à 12 km au SW de Gap (Hautes Alpes). De forme à peu près circulaire, avec un diamètre d'environ 3 km au niveau de la corniche " tithonique " qui en constitue l'ossature et la crête, il est limité à l'Ouest par un faisceau de failles, prolongement vers le N du chevauchement de Digne. La corniche elle-même est formée essentiellement de brèches carbonatées, intercalées vers le Nord de calcilutites et de calcarénites (Raja Gabaglia, thèse Montpellier, 1995). Ces brèches reposent en discordance sur différents termes des séries marneuses et calcilutitiques inférieures, d'autant plus anciens que l'on va vers le Sud : Kimmeridgien supérieur au N (zone à Acanthicum), Oxfordien supérieur au S (limite inférieure de la zone à Planula). Une érosion plus ou moins symétrique, avec un maximum à l'Est, se retrouve, sans intercalation de brèches, immédiatement à l'Ouest du faisceau de failles, où le Berriasien peut reposer directement sur l'Oxfordien (région de Chateauneuf d'Oze; Atrops, 1984) (fig. 13a).

La falaise de Céüse a une hauteur variant de 40 à 120 m. Elle est entièrement formée par l'empilement de faisceaux de 5 à 20 m de haut de stratifications fortement obliques, la pente des stratifications internes étant fréquemment de la trentaine de degrés. L'analyse précise de ces stratifications est impossible dans la partie la plus massive de la falaise (escalade de niveau 8). Toutefois, vers le nord, la falaise devient moins massive car les corps de brèche s'effilochent pour s'interdigiter avec des niveaux de calcarénite et de calcilutite. De même, les corps progradants de brèche sont organisé dans un système rétrogradant au sommet de la falaise si bien que la géométrie interne des corps, le type de brèche, les relations avec et les passages latéraux aux calcarénites et calcilutites sont analysables aussi bien au nord de la falaise à sa base que au sud à son sommet. L'extension de ces corps de brèche rétrogradants sur le plateau de Céüse, au dessus de la falaise, dans une topographie accidentée de petits canyons permet une vision en carte de ces relations et une analyse partielle en 3D de la géométrie des stratifications obliques.

a)La falaise massive

L'inaccessibilité générale de la falaise rend très difficile l'examen direct des brèches en dehors de certaines zones privilégiées. La structure a donc été étudiée par télédétection, à partir d'une série de photographies acquises lors d'un vol en ULM, habillées, interprétées puis redressées et assemblées de façon à obtenir une image panoramique couvrant environ 3,2 km de long (fig.33).

Cette image montre la superposition de faisceaux à stratification oblique dans toute la partie Sud et Est de la falaise et leur effilochage dans la partie Nord. Apparemment, la falaise massive est formée quasi exclusivement de brèches en faisceaux obligues. Le pendage de ces stratifications obliques est généralement orienté à droite, c'est-à-dire vers le NW dans la partie Sud et vers le N dans la partie Est. Les faisceaux identifiables mesurent de 1 à 25 m d'épaisseur, mais les surfaces de réactivation paraissent fréquentes. Les limites entre faisceaux paraissent relativement planes et horizontales, avec localement des géométries érosives. A leur sommet, les stratifications obliques sont généralement coupées à angle fort par la discontinuité inter-faisceaux. L'angle des stratifications internes est souvent également fort à la base, mais des raccords tangentiels sont présents, de plus en plus abondants vers le Nord. Au Nord apparaissent des corps bréchiques à géométrie sigmoïde interstratifiés dans des calcarénites et des calcilutites. La partie sommitale de la falaise, moins abrupte, montre une rétrogradation des corps bréchiques progradants vers le Sud.

La mise en évidence de ces structures implique un dépôt par un courant tractif unidirectionnel, d'énergie suffisante pour transporter des éléments d'une taille atteignant 20 à 30 cm et les déposer dans un système de dunes hydrauliques dont la hauteur était d'ordre décamétrique. L'origine d'un tel courant, dans un environnement pélagique soumis périodiquement à l'influence des tempêtes, demeure mal définie et sera examinée ailleurs.

b)Les corps sigmoïdes de la partie nord et du sommet

Au Nord, deux corps lenticulaires de brèche ont des épaisseurs maximales de 6m (corps supérieur) et 12m (corps inférieur) et des longueurs de 90 et 140m (approximativement dans la direction de progradation). Ces deux corps ont un sommet à peu près plan, éventuellement légèrement bombé. La base par contre est non plane: au sud c. à d. à l'amont, fortement érosive, elle descend vers l'avant en escalier dans la stratification en recoupant les bancs de calcilutite sous-jacents; au centre, elle est soit plane (corps supérieur) soit érosive et ondulée (corps inférieur); au nord (à l'avant) le corps de brèche supérieur s'effiloche en s'interdigitant dans et en passant frontalement à des calcarénites et calcilutites; le contact basal du corps inférieur n'est pas observable dans sa partie nord. La description s'appuie sur l'observation du corps supérieur mieux exposé.

Ce corps de brèche dont le schéma est donné fig. 13b est à stratification fortement oblique, peu observable dans sa partie amont mais bien exposée dans sa partie médiane où des strates obliques



Fig 13: Corps bréchiques progradants de Céüse

d'épaisseur décimétriques de différentes granulométries arrivent en downlap à angle fort (pendage de 30-40°) sur la partie plane de la surface basale; la direction N240 de l'intersection des stratifications obliques sur la base du corps indique une direction de progradation vers le NNW. Plus à l'aval, les foresets obliques de brèche passent très rapidement à des bottomsets tangentiels enregistrant

une décroissance très rapide de la granulométrie puisque l'on passe en quelques mètres des brèches à des calcarénites à lamination parallèle puis à des calcilutites. Le corps brèchique est recouvert par des niveaux de calcilutite qui, au moins sur sa partie amont, montre de grandes gouttières d'érosion en forme de U de profondeur et largeur 20-40cm; la surface d'érosion est bioturbée et recouverte soit d'un



 Fig. 14 a : Séquence élémentaire granoclassée de la zone 5 avec sillon à fond plat rempli de brèche, intervalle calcarénitique à HCS anisotrope formant topographie compensée par la strate micritique sus-jacente. Coupe de La Roche des Arnaud.
b : Détail du HCS anisotrope

- Fig. 15 a : Séquence granoclassée avec base transitionnelle calcilutite -> bdèche (flèche) et micro HCS asymétriques dans l'intervalle calcarénitique. Ici, la matrice boueuse a été entièrement vannée et la calcarénite s'est infiltrée jusqu'à la base des brèches.
 - b : Détail du sommet de la couche. c : gros bioclastes



film argileux soit directement de calcilutite ou de calcarénite fine à lamination proche de l'horizontale, tendant à mouler la topographie érosive.

Au Sud, sur le plateau de Céüse surmontant la falaise, l'extension des corps de brèche dans une topographie accidentée de petits canyons permet une vision en carte et une analyse partielle en 3D de la géométrie des stratifications obliques. Les brèches et les faciès accessoires de calcarénites et de calcilutite sont organisés en une séquence idéale agencée de la base au sommet comme sur la fig. 13c.

L'étude préliminaire en 3D des faisceaux à stratification oblique montre que les obliques sont des surfaces très courbes dessinant des gouttières de 100 à 200 m de large et progradant sur des longueurs observables de la centaine de mètres. La très forte courbure des surfaces interdit de déterminer les directions de transport. Toutefois les directions apparentes en falaise sont fréquemment, d'un faisceau à l'autre, en sens opposé. Comme aucune structure pouvant être considérée comme générée par des courants de marée n'a pu être observée dans tout le centre du bassin du Sud-Est, l'apparente bidirectionalité est attribuée à un courant unidirectionnel avec dispersion relativement grande des directions du courant et surtout une très forte courbure des surfaces obliques. Les directions probables dominantes du courant sont vers le secteur Nord à Nord-Ouest.

Dans l'état actuel des connaissances et en l'absence de données sur des objets similaires, l'interprétation des corps bréchiques à stratification oblique de Céüse reste problématique. La compréhension du dispositif est rendue difficile par l'impossibilité d'observer la relation entre brèches en progradation de la zone 4b et brèches in-situ de la zone 4a par suite de la zone d'érosion tithonienne et de l'érosion récente.

Ces corps se sont déposés par processus tractif avec courant unidirectionnel d'énergie suffisante poiur transporter des éléments d'une taille atteignant 20cm. Les formes de fond étaient des dunes atteignant 25 m de haut à face aval à 30-40° et très courbe, concave vers l'aval, mais probablement passant latéralement de concave à convexe. L'angle basal de progradation (downlap) pouvait être très fort, le matériel déposé étant alors très grossier et montrant (au moins localement) une imbrication qui implique l'intervention d'un courant tractif rampant sur la face aval de la dune probablement en raison de la très forte compétence de l'écoulement. Par contre, vers l'aval du système (corps à la base de la falaise dans sa partie nord) les bottomsets tangentiels enregistrant un passage rapide des grossières aux fines montrent qu'il y avait séparation de flux sur la crète de la dune et formation d'un vortex au dessus de la face aval.

Les données actuelles laissent supposer un courant unidirectionnel de direction variable mais à dominante vers le nord ou le nord-ouest, direction de courant similaire à celle ayant donné les rides asymétriques des niveaux calcarénitiques des zones 4a et 5. On attribue donc ce courant à la composante unidirectionnelle de l'écoulement combiné généré par les houles de tempête. L'exceptionnelle capacité de transport de la zone de Céüse pourrait résulter d'une forte vitesse de l'écoulement dans cette zone par concentration des lignes de flux en raison d'une zone haute compatible avec les érosions importantes mais localisées à cette zone.

5) Zone à micrite calcarénitiques, calcarénites et petits niveaux bréchiques

Cette zone n'est pour l'instant caractérisée que au nord de la Montagne de Céüse (coupes de Château Arnaud et de Rabou). L'extrémité nord de la falaise de Céüse, inaccessible mais observée depuis la route montant à la station, montre une série transition entre la zone 4b et la zone 5.

La zone 5 se caractérise par une association de bancs minces de calcilutite à décharges calcarénitiques et bancs de calcarénite souvent granoclassée, quelques niveaux minces de brèche, la présence de couches granoclassées brèche/calcarénite/calcilutite et une dizaine de mètre de brèche au sommet de la coupe.

a)Les calcilutites à décharges calcarénitiques

Il s'agit de bancs minces (5 à 20 cm) plan parallèles de premier abord mais en fait montrant des variations d'épaisseur et des biseaux de couche à échelle pluri-mètrique. Très fréquemment, les bancs lutitiques contiennent de très fines passées (épaisseur milli à centimétrique) de calcarénite. On a considéré comme faisant parti de cette association de faciès, les calcarénitiques d'une épaisseur inférieure à 10 cm. La base des calcarénites correspond souvent à une surface érosive très contournée de type micro dentelle. Ces calcarénites sont finement laminées dès que leur épaisseur dépasse le cm. Elles montrent des rides symétriques de longueur d'onde d'une dizaine de centimètres et d'amplitude centimétrique attribuées à des rides de vague, des rides asymétriques et des structures symétriques de 20 à 40 cm de longueur d'onde de type micro HCS.

b)Les calcarénites et les séquences granoclassées

brèche/calcarénite/calcilutite

De nombreuses couches réparties de façon aléatoire dans les ensembles à calcilutite sont des niveaux d'épaisseur décimétrique de calcarénite ou des séquences granoclassées pouvant dépasser le mètre d'épaisseur de brèche/calcarénite/calcilutite (fig. 14 et fig. 15). On considère que les niveaux calcarénitiques représentent une séquence granoclassée, tronquée de sa partie basale; ils ne seront donc pas décrits en tant que tel.

La base d'une séquence granoclassée peut être de deux types:

X soit il s'agit d'une surface érosive avec contact brutal calcilutite/brèche ou calcarénite; cette surface est plane en dehors de sillons à fond plats qui sont des structures d'extension métrique et de profondeur décimétrique remplis de matériel beaucoup plus grossier que le reste de la couche granoclassée (saut granulométrique entre remplissage du sillon et couche au dessus du sillon) (fig. 14); aucun flutecast n'a été observé.

X soit il s'agit d'un contact transitionnel calcilutite/brèche (fig. 15a); la surface est alors irrégulière souvent oblique à la stratification et la base de la brèche remanie les mudstones sous-jacents.

La brèche est à support par ossature généralement de type grainstone (ciment sparitique) quelquefois de type packstone (matrice calcarénitique ou même lutitique); les éléments peuvent être très allongés et de forme rectangulaires avec des rapports L/l de 10 à 20 notamment quand le contact de base est de type transitionnel; leur arrangement est quelconque (clastes verticaux fréquents); une brèche grossière basale à matrice boueuse passe fréquemment vers le haut à une brèche plus fine à matrice calcarénitique et à une calcarénite à galets dispersés. Le passage du bas vers le haut d'une matrice boueuse à une matrice calcarénitique est interprété comme résultant d'un vannage de la boue par un courant qui apporte en même temps le sable carbonaté.

L'intervalle calcarénitique est à lamination plane à la base puis à lamination oblique de type variable: micro HCS, rides asymétriques, rides symétriques de vague (fig. 15b fig. 15c).

Toutes ces structures sont attribuées à l'action de la houle avec déformation in-situ de calcilutite donnant les brèches à contact basal transitionnel, transport-dépôt des clastes par une composante tractive donnant les brèches à base érosive et transportdépôt de sable carbonaté par le flux combiné donnant les calcarénites à lamination plane, micro HCS, rides symétriques et rides asymétriques.

C.Mécanique des sols et concept de dégénérescence de houles de tempête

Les études de mécanique des sols au large du Mississippi à la suite d'une détérioration d'une plateforme et de l'endommagement de deux autres lors du cyclone Camille en 1969 montrent que les houles de tempête n'ont pas seulement un effet hydrodynamique à l'interface eau/sédiment mais aussi un effet mécanique dans le sol sous-marin sur des épaisseurs pouvant aller jusqu'à quelques dizaines de mètres. Cette interaction entre houles et sol a deux effets majeurs qui doivent être pris en compte pour comprendre les associations de faciès et leur répartition dans le Tithonien du Bassin du Sud-Est. Il s'agit de la dégénérescence des vagues et de l'effet dynamique des vagues sur le sol.

1) La dégénérescence

Il s'agit de la diminution de la hauteur et de la longueur d'onde des vagues par distance parcourue.

A des bathymétries inférieures à 100m, les sols sous marins déformables absorbent l'énergie de vague et en réduisent à la fois la hauteur et la longueur d'onde (Kraft et al; 1985). En eau peu profonde, une vague peut être réduite à 10% de sa hauteur initiale en seulement 2,6 longueur d'onde (Gade, 1957 in Daltymple et al., 1978). Plus la vague est haute et courte plus elle atténuée rapidement et les vagues longues et hautes commencent à être atténuées à plus fortes bathymétries. Ainsi, les vagues du cyclone Betsy (1965) de 27m de haut en eau profonde (jusqu'à 100m) ont été réduites à 7m à la bathymétrie de 17m (Bea et Aurora 1981). Les résultats analytiques montrent que, pour les conditions règnant au large du Mississippi, une vague de 23m de haut est atténuée à 3,3 m entre les profondeurs 133 et 33m si sa période est 14s et entre 47 et 20m si sa période est 8s. La dégénérescence des vagues résulte de perte d'énergie par interaction avec le fond. L'absorption de l'énergie de vague et la dégénescence des vagues augmentent avec la déformation du sol et avec sa dégradation.

2) L'effet dynamique de la houle sur le fond sous-marin

Les vagues induisent un déplacement cyclique du fond. Le déplacement horizontal varie de façon linéaire avec l'augmentation de pression sur le fond induite par la vague tandis que le déplacement vertical est en opposition de phase avec la vague (Suhayda, 1977). Pression de fond et déplacement du sol varient en fonction de la hauteur et longueur d'onde de la vague et sont maximum à des hauteurs d'eau de 60-80m (Kraft et al 1985). Le déplacement cyclique horizontal est de 30cm en surface du sol et décroit en profondeur jusqu'à zéro à 200m de profondeur si la résistance au cisaillement du sol augmente linéairement avec la profondeur. Le déplacement augmente avec la dégradation de la résistance du sol et des déplacements de quelques mètres sont attendus si le sol est liquéfié (Kraft et al 1985). Le passage de houles sur un sol granulaire fin (silt et argile) peut entraîner une déformation importante résultant d'une liquéfaction, c'est à dire de la perte de résistance au cisaillement par perte des contacts intergranulaires en raison de l'augmentation de la pression de fluide. C'est la liquéfaction par chargement cyclique. Le mécanisme est le suivant: à chaque cycle de houle, le cisaillement est susceptible d'entraîner une déformation irréversible du squelette des grains, par rotation de grains et glissement grain sur grain (Kagawa et Kraft, 1981); cette déformation provoque, localement, une diminution de l'espace inter granulaire et donc une augmentation de la pression interstitielle (Martin et al (1975); si le milieu a une perméabilité faible

interdisant le drainage c'est à dire l'évacuation du fluide, l'accumulation de déformation à chaque passage de houle, provoque une augmentation incrémentale et cumulative de la pression interstitielle; quand la pression interstitielle dépasse à une profondeur donnée, la contrainte effective normale appliquée sur le squelette de grains, les contacts inter granulaires sont rompus: on a liquéfaction.

D.Processus de bréchification

Par référence à la liquéfaction par chargement cyclique monitoré au large du Mississippi, et en raison de la preuve de la formation in-situ des brèches du Jurassique supérieur, on propose que la brèchication résulte de la liquéfaction partielle et hétérogène de calcilutite. Toutes les observations effectuées aussi bien à l'échelle de l'affleurement que de la lame mince, conduisent à cette interprétation et permettent de proposer un scénario de bréchification. Mais l'absence de données sur la mécanique de boues pélagiques carbonatées et le fait que la rhéologie des matériaux opérante lors de la déformation est inconnue, ne permet pas, pour l'instant une bonne compréhension de la physique du problème. La différence essentielle entre le matériel connu au large du Mississippi et le matériel jurassique tient à la cohésion: le matériau silto-argileux est granulaire non cohésif ce qui implique que la liquéfaction détruit tous les contacts inter granulaires et met tous les grains en suspension alors que les boues carbonatées avaient déjà acquis une cohésion lors de la brèchification. L'existence même des galets démontre le caractère cohésif du matériau.

1) Les faits clés de l'interprétation proposée

a)Les transitions calcilutite/brèche(fig. 16) Dans la zone 4b et la zone 5, les transitions entre calcilutite et brèche sont fréquentes et peuvent se faire du bas vers le haut, mais aussi du haut vers le bas ou latéralement. Généralement une telle transition se fait par passage d'une calcilutite à une brèche dans un même banc mais il existe quelques passages latéraux d'un ensemble d'épaisseur plurimétrique de bancs de lutite à une masse de brèche. Les caractères généraux de ces fentes sont déduits d'observations d'une transition du haut vers le bas d'un mudstone à une brèche du site de La Méouge (arrêt n°8) et d'une transition latérale du site de La Piarre (arrêt n° 9) Au microscope l'évolution du faciès mudstone au faciès brèche est la suivante (fig. 16):

X mudstone, souvent bioturbé;

X zone très étroite de mudstone à petites fentes peu ou non connectées (fig. 17);

X zone très étroite de brèche formée par des éléments de micrite juste séparés par des fentes anastomosées (fig. 18 et fig. 19)

X brèche formée de galets tenus par ossature (fig. 17c).

Les fentes non connectées et les fentes anastomosées ont les mêmes caractéristiques. De tracé sinueux, elles montrent des bifurcations mais pas d'orientation préférentielle; d'extension très réduite, elles ne dépassent pas quelques cm de long et leur largeur varie de zéro à quelques mm. Le remplissage des fentes est fait de "sparite sale" c.à d. de sparite contenant des micro-fragments de mudstone. Elles se différencient des fentes tectoniques qui les recoupent (fig. 20) par leur tracé, leur manque d'orientation préférentielle (fig. 17c), la présence de micro-débris de micrite et une plus forte cathodoluminescence traduisant une différence du chimisme des eaux de cristallisation.

Cette micro-fracturation du matériel lutitique et l'existence de ces micro fissures montre que le matériau était élastique.

b)Les structures des brèches

X Les ombrelles.

Les cristallisations en ombrelle de calcite sous les galets montrent que la brèche est passée par un état de mise en suspension et que la sédimentation des particules les plus fines entre les galets tenus par ossature a libéré un vide sous les galets

X Les microgranules et la déliquescence de bordure d'éléments.

Les micro-granules sont les éléments de la brèche de plus fine granulométrie (64 microns à 2 mm). Comme les autres éléments, ils sont de nature lutitique. En lumière polarisée ou en cathodoluminescence, ils ont les mêmes carctéristiques que le matériau primaire ou les autres clastes. Entre les clastes grossiers, ils forment souvent des assemblages serrés indifférentiables à la loupe d'une matrice boueuse. Par ailleurs ce sont eux qui sont dispersés dans la sparite "sale" des microfissures. La présence de micro-granules à bords anguleux entre de gros clastes montre que ces granules proviennent de la fragmentation des bordures des clastes et qu'il y a deliquescence des bordures des clastes (fig. 19). Enfin, la présence de clastes à bordures très contournées et formant des des golfes profonds, montre que la bréchification pénètre à l'intérieur des clastes (fig. 21).

X La matrice.

La matrice des brèches, quand elle existe, est formée d'une calcilutite toujours plus claire que les éléments de la brèche. En lumière polarisée, cette matrice est toujours plus biréfringente que les éléments par suite d'une plus grande quantité de sparite entre les grains de la matrice. De même la matrice présente une cathodoluminescence différente de celle des éléments. Ces spécificités sont interprétées comme résultant d'une forte porosité de la matrice, porosité remplie de sparite.

X Enfin, la présence (rare) de galets de brèche témoigne d'une bréchification polycyclique (fig. 22).

Le passage transitionnel calcilutite/brèche montre que les brèches sont produites in-situ par déformation d'une calcilutite. L'association des trois faciès calcilutite/calcarénite/brèche de la zone 4a témoigne donc d'une alternance de périodes de sédimentation de



Fig. 16 Schéma d'une transition calcilutite/brèche

Fig. 17 Transition latérale calcilutite-->brèche a: transition à pente 15° d'un banc de calcilutite de 20-25 cm d'épaisseur à un banc de brèche de 60-75 cm d'épaisseur b: microfractures remplies de sparite "sale" c.à d. à débris de calcilutite c: brèche avec ombrelles de sparite propre sous les galets








- Fig. 18 Fracturation de la calcilutite
- a: calcilutite fracturée dans une transition du haut vers le bas calcilutite→brèche; fractures anastomosées remplies de sparite "sale" (à débris de calcilutites)
- b : galets à microfissures anastomosées.



Fig. 19 Galet dissocié en deux fragments a et b avec brèche à granules anguleux entre les éléments.



Fig. 20 Galet ouvert par une fissure en coin remplie de sparite et de fragments de calcilutite; les fragments se sont sédimentés par décantation dans la fissure libérant un vide qui a été rempli par la sparite. Echantillon traversé par une fente tectonique.





- Fig. 21 Galet avec golfes de liquéfaction. Les "trous" clairs dans le galet sont des sections de golfes obliques au plan de la lame
- Fig. 22 Galet de brèche contenant deux éléments micritiques E dans une matrice micritique sombre M

micrite sous la zone d'action des vagues et de périodes de dépôt dominé par la houle (calcarénites). On propose que l'énergie à l'origine de la déformation des calcilutites donnant les brèches soit aussi la houle.

2) Le scénario de bréchification

Pour expliquer la totalité des faits observés on admet le scénario suivant:

La sédimentation enregistre l'alternance de:

 longues périodes de dépôt de calcilutite sous la zone d'action des vagues et acquisition d'une cohésion inter-granulaire (par cimentation précoce partielle?);

2) périodes de déformation in-situ des calcilutites cohésives sous chargement cyclique par passages de houles de cyclones tropicaux quasi permanents et transport/dépôt des calcarénites (par les queues des tempêtes?).

La déformation des lutites fait intervenir la chaîne des processus suivants:

2a- micro fissuration de la lutite (matériau cohésif élastique) résultant des mouvements imposés au sol par le cisaillement cyclique; l'ouverture de micro fissures implique un déplacement des grains formant les lèvres de la fissure et donc une rupture localisée de cohésions inter-granulaires par cisaillement.

2b- le très faible développement spatial des micro fissures des zones de transition lutite/brèche montre que la fissuration est un phénomène instable faisant rapidement place à la bréchification. Ce changement de processus résulte probablement d'un effet de seuil: avec la poursuite de la sollicitation, le cisaillement provoque l'effondrement des fissures et l'expulsion brutale de l'eau contenue dans ces fissures. Il en résulte une augmentation brutale de la pression de fluide qui rompt les cohésions inter-granulaires dans les lèvres des fissures qui se liquéfient. La boue liquéfiée ainsi formée est capable de porter en suspension les résidus non liquéfiés si bien que la mixture résidus non liquéfiés (galets, granules micro granules + boue liquéfiée) a un comportement de matériau liquéfié et une résistance au cisaillement réduite à zéro. Ce processus de liquéfaction est illustré Le devenir de cette mixture en état de liquéfaction peut être variable:

2c- avec l'arrêt de la sollicitation on peut avoir:

2c1- sédimentation in-situ avec expulsion d'eau excédentaire. Les gros clastes se déposent tenus par leur ossature si bien que micro-clastes et boue sédimentent entre les clastes avec effet d'ombrelle sous les clastes (brèches à support par ossature de type packstone);

2c2- un courant tractif (composante unidirectionnelle de l'écoulement combiné), sus-jacent à la mixture liquéfiée, lave la mixture et entraîne les particules les plus fines lors (ou immédiatement après) de la sédimentation des grossiers (brèches par ossature de type grainstone);

2c3- le courant tractif éliminant la boue apporte aussi du sable bioclastique qui s'infiltre entre les éléments (brèches à ossature et matrice calcarénitique) et dépose une calcarénite sommitale à structures de tempestite;

2d- si la sollicitation continue sans qu'il y ait drainage, les résidus non liquéfiés sont progressivement réduits par liquéfaction, la densité de clastes diminue et, en l'absence de lavage et d'apport, on obtient les brèches à support matriciel de plus en plus dispersées.

La présence de couches à support matriciel "granoclassées" c-à-d à galets de plus en plus petits et de plus en plus dispersés vers le haut montre qu'une épaisse tranche de la micrite cohésive primaire peut être liquéfiée pour donner à l'interface eau/sédiment une couche épaisse de matériel liquéfié; bien que en état de liquéfaction cette couche doit être non drainante pour rester en état liquéfié. Le "granoclassement" traduit une réduction, vers le haut, du nombre et de la taille des résidus de liquéfaction et résulte d'un gradient vertical de liquéfaction.

Par contre, les transitions du haut vers le bas micrite/brèche indiquent que la liquéfaction peut se faire à l'intérieur de la pile sédimentaire, sous une couverture de micrite non liquéfiée et qui avait donc une résistance au cisaillement plus forte que la micrite sous-jacente.

Enfin, la présence relativement fréquente de gros galets mous de marne dans un niveau de brèche



micrite sus et sous jacente était liquéfiée; le niveau marneux peu liquéfiable pris en sandwich entre deux niveaux liquéfiés se déforme en donnant des structures pouvant facilement être confondues avec des "slumpball".

3) Approche mécanique de la bréchification

En complément de l'approche sédimentologique, on envisage l'aspect mécanique de la bréchification in-situ d'un sédiment partiellement cohésif. En effet, l'approche sédimentologique échoue au moins sur deux aspects du problème: d'une part sur la quantification de l'effet d'une tempête sur la pile sédimentaire, d'autre part sur la quantification des caractéristiques du sédiment subissant la bréchification (matériau primaire).

Il n'existe pas de modèle de bréchification par la houle d'un sédiment partiellement ou entièrement cohésif. Par contre, il existe des travaux de mécanique des sols sur la liquéfaction au sens classique du terme, c'est à dire la mise en suspension dans un fluide de particules initialement jointives, de matériaux granulaires non-cohésifs comme les sables. Ces travaux sont le résultat de campagnes nationales menées aux Etats-Unis à la suite de l'endommagement de plusieurs plates-formes pétrolières par le cyclone Camille (1969) au large du Mississippi. Ces travaux ont débouché sur la mise au point de plusieurs modèles mécaniques avec leur équivalent numérique dont le modèle Ocean1 de Seed et Rahman (1977). En partant de ce modèle, on en a modifié le principe pour prendre en compte la bréchification et on a re-écrit la partie numérique.

Le principe de la liquéfaction par la houle est le suivant:

la houle a, jusqu'à une certaine profondeur dans la pile sédimentaire, un effet cisaillant cyclique (Madsen, 1978). Pour chaque cycle de houle, la sollicitation induit dans le matériau (non-cohésif) des déformations volumiques irréversibles du squelette de grains par rotations de grains et micro-glissements grains sur grains (Kagawa et Kraft, 1981). De telles déformations entraînent des diminutions locales du volume inter-granulaire, donc une augmentation de pression interstitielle (Martin et al., 1975).

La houle étant un phénomène cyclique, et les déformations étant irréversibles, elles s'accumulent et on a localement dans la pile sédimentaire une augmentation incrémentale et cumulative de la pression interstitielle (Martin et al., 1975). Si cette pression dépasse, à une profondeur donnée, la contrainte effective normale appliquée sur le squelette, les contacts inter-granulaires sont rompus; c'est la liquéfaction.

Le modèle repose sur la compétition entre un phénomène de génération de pression interstitielle par diminution incrémentale de l'espace intergranulaire, et un phénomène de dissipation de pression interstitielle par évacuation d'eau (drainage). La dissipation est calculée par une équation de Darcy, qui met en jeu la perméabilité du milieu.

La génération de pression interstitielle quant à elle est calculée par une équation intégrée à partir de courbes expérimentales sur de nombreux matériaux reliant le nombre de cycles de houle à la vitesse de génération de surpression interstitielle (Anakai et Lee, 1977).

La loi d'évolution du modèle est établie en considérant que la déformation volumique est proportionnelle à la contrainte cisaillante selon un facteur égal à la compressibilité volumique (comportement élastique). La compressibilité volumique change au cours du temps en fonction de l'évolution de la pression interstitielle. On a donc un écrouissage du matériau qui explique la non-linéarité de la déformation à partir d'une sollicitation linéaire cyclique.

Par opposition au matériau granulaire au large du Mississippi, les boues carbonatées jurassiques avaient une cohésion démontrée par la possibilité de former des galets. Notre modèle prend en compte le caractère partiellement cohésif du matériau primaire par une modification des courbes expérimentales de vitesse de génération de pression interstitielle fournies par Seed et Rahman. Le retard du début de la liquéfaction et la diminution de la vitesse de croissance de la surpression sont expliqués par l'équation:

$$\tau \sigma_0 = A.e^{(-\ln(N_L)/\omega)}$$

où τ / σ_0° est le rapport de la contrainte cisaillante appliquée sur la contrainte normale effective et **NL** le nombre de cycles de houle. Cette équation rend compte du comportement de sols non-cohésifs et permet de retrouver les courbes de Seed et Rahman(1978) pour A=0.3 et w=5.75. On a fait varier ces paramètres afin de tester l'effet de modifications des caractéristiques du matériau primaire sur la liquéfaction/bréchification.

Les différentes séries de calculs effectuées ont confirmé le fait que, lorsque la bathymétrie dépasse 100m, les plus fortes houles actuelles n'ont pas d'effet sur le sol quelles que soient ses caractéristiques. De plus, pour une bathymétrie variant de 35m à 100m, la profondeur de bréchification passe de 40m à 0m. Par contre, pour une résistance au cisaillement initiale variant d'un facteur 10000, on observe une variation de la profondeur de bréchification d'un facteur 2. Donc, les propriétés du milieu soumis à bréchification ont un rôle secondaire, mais non négligeable, par rapport à la bathymétrie. Ainsi, l'approche mécanique menée selon le principe d'une compétition entre génération et dissipation de pression interstitielle à l'échelle de la pile sédimentaire permet de contraindre la profondeur de bréchification, et laisse un large spectre de rhéologies possibles pour le matériau primaire.

Par ailleurs, les résultats confirment le fait que la bréchification d'une pile sédimentaire est pluriévénementielle, donc que les niveaux de brèche d'épaisseur pluri-décamétrique du Tithonien sont formées suite à l'action de plusieurs périodes de tempêtes.

Le processus même de bréchification (création de fentes, propagation, effondrement, liquéfaction d'une zone périphérique) ne rentre pas dans le cadre du modèle réalisé, qui traite le problème à l'échelle de la pile sédimentaire.

Notre but est de trouver un type de modélisation susceptible de rendre compte du processus de bréchification à l'échelle du banc. Pour cela, nous pouvons 1) chercher à caractériser par une comportement adaptée, loi de donc par l'expérimentation, le comportement d'une boue carbonatée cohésive soumise à la houle et utiliser un cadre mécanique établi, 2) soit utiliser une loi de comportement établie comme dans le modèle de Seed et Rahman, mais se placer dans un cadre mécanique singulier, celui de la mécanique des milieux granulaires cohésifs.

Le système étudié serait dans les deux cas non plus une pile sédimentaire, mais un volume réduit de matériau contraint aux limites. Le type de modèle utilisé jusqu'alors reste donc essentiel pour caractériser la sollicitation aux limites du volume; plus précisément, il faudrait améliorer la modélisation de la propagation des efforts induits par la houle dans une pile sédimentaire, notamment dans le cas d'une pile présentant des bancs à rhéologie variable.

<u>E.le modèle de rampe carbonatée à zone</u> <u>externe de dégénérescence de houle</u>

1) Le modèle

Les 5 zones d'association de faciès du Tithonien du bassin du Sud-Est (fig.24) sont interprétées en des micrites) et d'énergie forte ayant deux effets différents: un effet mécanique de cisaillement imposé au sous-sol entraîne la bréchification in-situ des micrites déposées en période calme; un effet hydrodynamique permet l'apport et le dépôt du matériel calcarénitique. Localement, à Céüse (zone 4b), un courant tractif très puissant transporte les clastes produits par liquéfaction et construit des corps brèchiques à stratification oblique. La zone 5 correspond à une zone de moyenne énergie tractive et oscillatoire.

Les périodicités de ces alternances de périodes de dépôt sous la zone d'action des vagues et de dépôt par cellules oscillatoires et déformation par liquéfaction sous chargement cyclique n'est pas établie. Les épaisseurs métriques d'intervalles lutitiques entre les bancs de brèche montrent que les périodes calmes ont des durées au moins de plusieurs milliers d'années et probablement de plusieurs cycles de précession climatique (proches de 20 ka) par analogie avec la durée de sédimentation des couplets marno-calcaires du Kimmeridgien (voir p. 5). Les durées des périodes dominées par les cyclones tropicaux ne sont pas appréciables dans l'état actuel des connaissances. La situation du bassin du Sud-Est au fond d'un golfe de la Téthys ouvert vers l'Est et situé par 30° nord (Atlas Téthys) avec une température de surface de l'océan supérieure à la température actuelle permet d'envisager que le bassin du Sud-Est était une zone de forts cyclones tropicaux, et que les cyclones pouvaient être quasi-permanents pendant une partie des cycles de précession climatique.

La succession zones 1 à 3 s'écarte des modèles de rampe carbonatées (Read 1985; Burchette et Wright 1992) par l'absence d'une zone externe dominée par l'énergie de vagues. Cependant, à l'extérieur de la plate-forme boueuse, les zones 4 et 5 sont à forte énergie de houle. L'interprétation de cette distribution spécifique des associations de faciès fait



s'appuyant sur le concept de dégénérescence de houle mis en évidence au large du Mississippi.

La zone 1 (plate-forme interne) est une zone à alternance d'énergie faible à nulle et d'énergie relativement forte de déferlement de houle résiduelle et de marée. La zone 2 (barrière) est à forte énergie de battement de vague. La zone 3 est une zone énergie nulle située sous la limite d'action des vagues de beau temps et de tempête. La zone 4 est une zone d'alternance de longues périodes d'énergie nulle (dépôt appel au concept de dégénérescence des vagues. On propose que la bréchification des mudstones dans la zone 4a résulte de l'interaction vagues/sol pendant des périodes relativement longues dominées par les cyclones tropicaux. La forte interaction vagues/sol et la déformation importante du sédiment pouvant aller jusqu'à la liquéfaction induisait une très forte dégénérescence des vagues. A l'arrière de la zone de dégénérescence, les vagues étaient presque totalement atténuées et la sédimentation se faisait, en permanence



sous la zone d'action des vagues. La dégénérescence implique que la limite d'action des vagues de tempête (SWB) n'était pas horizontale mais remontait rapidement à l'arrière de la zone 4 (fig.25).

2) Morphologie de la rampe

Par suite des connaissances encore très partielles sur le Tithonien du bassin du Sud-Est, il est difficile de présenter une paléogéographie complète de la rampe. La fig. 1 synthétise les données sur ce sujet. A cette échelle de travail, les limites de la zone 2 (barrière) et donc le bord externe de la zone 1 et le bord interne de la zone 3 peuvent être considérés comme bien établis. La limite zone 3-zone 4 est moins bien établie et par conséquent la largeur de la zone 3 est mal détreminée. Malgré ce, cette largeur est très variable. Elle est de 25-35 km au sud-est, et de 100-140km dans le fond du golfe (entre Montpellier et Nyons); par contre la présence de nombreux horizons bréchiques en Chartreuse permet de supposer qu'il s'agit aussi de la zone à dégénérescence ce qui donne une zone 3 très étroite sur cette transversale (10-15km?). Ces largeurs de la zone 3 étant estimées, une estimation des bathymétries permet d'évaluer la pente sur différentes transversales de la rampe. L'estimation des bathymétries de dépôt est faite par référence aux bathymétries connues d'action de la houle sur le sédiment dans le golfe du Mexique

La zone 4 étant la zone de dégénérescence, sa bathymétrie est celle de l'action maximum des vagues qui est voisine de 60-80m. On peut même considérer qu'il s'agit là de la bathymétrie de la partie externe de la zone à dégénérescence puisque la hauteur des vagues diminue très rapidement dans cette zone. La présence de quelques niveaux de brèche par liquéfaction dans la zone 5 indique que cette zone correspondait au bord tout à fait externe de la zone à dégénérescence, sa bathymétrie était donc de 100-150m. L'absence de structure de vagues dans la zone 3 implique une sédimentation sous la zone d'action des vagues de beau temps et de tempête alors que les vagues étaient quasi-permanentes dans les zones 1 et 2. La bathymétrie de la zone 3 devait être comprise entre 20 à 50 m. La pente de la rampe était donc de l'ordre de 0,001° sur la transversale sud-est, de 0,0003° sur la transversale Montpellier-Gap et 0,002° en Chartreuse.

3) Le problème posé par les corps progradants de Céüse

L'unité progradante de Céüse, formée par processus tractif très énergique, est pour l'instant, difficile à intégrer au modèle de rampe carbonatée à zone externe de dégénérescence des houles de tempête tel qu'il est présenté ici. Il faut garder en mémoire la très faible extension de la zone progradante, sa localisation dans la partie aval de la zone à érosion tithonienne de Chateauneuf d'Oze-Céüse elle même d'extension réduite et enfin la similitude des orientations de courant données par les rides asymétriques des calcarénites de la zone 3 et par les dunes de Céüse. Par ailleurs ces deux singularités de la rampe (progradation et érosion) sont situées au centre des demi-cercles concentriques formés par les zones 4a, 3 et 2 (fig. 1). En l'absence de structures attribuables à des courants tractifs d'origine tidale dans tout le Jurassique Supérieur du Bassin du Sud-Est, il faut rechercher l'origine du courant tractif de Céüse dans le phénomène cyclone. Au moins deux explications peuvent être envisagées: soit il s'agit de la composante unidirectionnelle de l'écoulement combiné, soit érosion et progradation sont liées à une concentration des flots des courants de vidange du golfe formé par le bassin du sud-est lors de la baisse du niveau marin qui suit la montée du niveau intervenue pendant le cyclone (storm surge). Cette dernière hypothèse rendrait bien compte de la position au centre des zones 2, 3 et 4a de la zone de Céüse



Fig. 26. Carte des arrêts prévus durant l'excursion

- 1 Argelliers
- 2 Montagne de la Séranne
- 3 Ferrières : brèches à cailloux noirs
- 4 Ferrières : barrière
- 5 La Cadière
- 6 Pont de Mirabeau
- 7 Gorges de la Méouge : Kimmeridgien

- 8 Gorges de la Méouge : brèches tithoniennes
- 9 La Piarre
- 10 Charens
- 11 Panorama sur laMontagne de Céüse
- 12 La Roche des Arnauds
- 13 Gorges de l'Eygues

LES ARRETS (fig. 26)

<u>A.Les zones plus internes que la zone</u> <u>de dégénérescence en languedoc</u>

<u>Arrêt 1 - Coupe d'Argelliers : Tithonien</u> <u>moven à supérieur à faciès d'arrière-barrière</u> ("lagon")

Nous n'examinerons qu'une petite partie de cette coupe où le Tithonien est particulièrement développé, sous forme de calcaires blancs, grossièrement lités, en petites séquences pluridécimétrique, très variées dans le détail. Le faciès le plus fréquent est représenté par des calcaires graveleux de type grainstone, souvent mal classés. Mais on rencontre aussi des mudstones et des calcaires bioclastiques de toutes sortes, des niveaux d'accumulation de coquilles ainsi que des stromatolites plats ou en dômes, et de petites passées de dolomies en plaquettes.

Les organismes et micro-organismes, abondants, sont très variés (Dasycladales, Foraminifères, Nérinées, Echinodermes, Lamellibranches dont quelques Dicéras, rares Madréporaires,...) et témoignent d'un milieu marin à influences saumâtres (Charophytes).

Les structures sédimentaires sont fréquentes et attestent d'un hydrodynamisme variable, parfois fort, et de tendances à la sub-émersion ("keystone vugs", ciments de type "beach rock").

<u>Arrêt 2 - Panorama sur la montagne de la</u> <u>Séranne depuis les environs du Col de la Cardonille</u> (fig. 27)

Le panorama sur la Séranne nous permet, malgré la tectonique, d'analyser de spectaculaires variations latérales de faciès dans le Tithonien. On peut suivre, du SW au NE (c'est-à-dire de gauche à droite):

X les faciès de plate-forme interne, au SW, apparaissant bien lités;

X les faciès de barrière à développement récifaux, apparaissant très massifs;

X les faciès de pente externe, vaguement stratifiés, à pendage de dépôt conforme à la pente de la montagne. Ces faciès sont ensuite masqués sous un petit synclinal de Crétacé;

X les faciès de plate-forme externe, constituant les hautes falaises du plateau du Thaurac. La stratification réapparaît nettement.

D'autre part, au pied de la montagne de la Séranne et du Thaurac court un faisceau de failles connus sous le nom de "faille des Cévennes". Cette zone d'accident, très complexe, est jalonnée de petits bassins d'effondrement en "pull-apart" (comme le graben oligocène de St Bauzille-de-Putois) ou au contraire de zones violemment froissées et écaillées tel le Pays de Buèges.

Si l'on prend en compte la disposition actuelle des faciès du Tithonien, on est conduit à admettre un jeu en décrochement sénestre de l'ordre de 17 km de la faille des Cévennes, pour l'essentiel postérieur à l'Oligocène moyen

<u>Arrêt 3 - Les "brèches à cailloux noirs" du</u> <u>sommet des faciès d'arrière-barrière ("lagon") (fig.</u> <u>28)</u>

Cet arrêt très ponctuel, au bord de la petite route qui traverse le massif du Bois de Monnier, est destiné à présenter un faciès bien particulier connu sous la dénomination de "brèches à cailloux noirs" ou "brèches purbeckiennes".

Ces brèches formées d'éléments sont micritiques très hétérométriques, de teinte franchement noir ou gris foncé, parfois marron, dans une matrice micritique jaunâtre le plus souvent, parfois associée à des ciments calcitiques variés, mais de type microkarstiques. Elles sont souvent associées à des niveaux de dolomies en plaquettes ou de tidalites, parfois à des traces de marnes vertes ou à des faciès vaguement noduleux. La plupart du temps, elles jalonnent des discontinuités.

D'après les études de Strasser et Davaud (1983) la couleur foncée résulterait d'une imprégnation par des matières organiques d'origine végétale (algues, mais surtout végétaux supérieurs terrestres) par adsorption à la surface des cristaux de micrite et "fossilisation" de ces matières organiques par cimentation précoce, vadose ou phréatique.

Il se pourrait, à l'exemple de ce que l'on peut observer dans le Quaternaire de l'île de San Salvador (Bahamas) que l'origine des cailloux noirs soit à rechercher dans des micromilieux très confinés (à évolution pédologique ?) affectés de soutirage karstique

<u>Arrêt 4 - Faciès de barrière (à 500 m à l'W de</u> <u>Ferrières-les-Verrières)</u>

Il n'est pas possible de donner une coupe correspondant à cet arrêt, les conditions d'affleurement étant trop médiocres. Le faciès, très bioclastique, est caractérisé par l'abondance de Dicératidés généralement en position de vie. On y trouve également des Madréporaires branchus en touffes (surtout au début de la piste forestière), des Nérinées, des Algues et en particulier une Dasycladale (Neoteutloporella) et des organismes encroûtants de types "Bacinella- Lithocodium". Ces calcaires massifs, à stratification peu visible, sont des calcirudites grossières (floatstones/rudstones d'Embry et Klovan) à peuplements coralliens épars, mais généralement à liant





6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.

Fig. 28 Arrêt 3. Poche de soutirage karstique avec "brèche à cailloux noirs" au sommet.

organique (Bacinella - Lithocodium) ou diagénétique précoce. Ces faciès, caractérisés par un hydrodynamisme assez fort et leur très grande richesse en organismes ou débris d'organismes à caractère "récifal", forment un corps sédimentaire allongé en barrière assez étroite (2 à 3 km) mais très puissante (plus de 500 m d'épaisseur maximum). Ce corps sédimentaire s'est installé sur le bord oriental du Seuil Caussenard. Il passe latéralement aux faciès de plateforme interne vers l'W et à des faciès de pente externe peu marquée vers l'E. Son caractère de barrière est conforté par la présence de rares organismes pélagiques (Céphalopodes, Calpionelles) associés à des débris remaniés depuis la plate-forme interne.

Enfin, les critères de très faible profondeur, voire d'émersion, sont fréquents : Dasycladales abondantes, stromatolites, ciments microstalactitiques, microkarsts,...

<u>Arrêt 5 - Coupe de la Cadière : faciès de plate-</u> <u>forme externe</u>

Nous n'examinerons qu'une toute petite partie de cette coupe, étudiée en détail par Le Strat (1976), pour montrer les toutes premières occurrences, bien discrètes, de "brèches de resédimentation", en contexte exclusivement "boueux", sous la zone des vagues.

En pénétrant par le Sud dans la cluse de l'Argentesse, on traverse d'abord une première grande falaise de calcaires sublithographiques très massifs du Tithonien. On rencontre ensuite une deuxième falaise

de calcaires sublithographiques marrons en gros bancs métriques, attribuée au Kimméridgien supérieur. Vers son milieu, on peut observer une passée de chailles accompagnées de rares térébratules. A 25 m endessous, au pied de cette deuxième falaise, se trouve un ravin de direction perpendiculaire au défilé. Il est installé sur un niveau métrique de dolomie secondaire stratiforme. De part et d'autre de cette dolomie, interstratifiées dans des calcaires sublithographiques bruns en bancs pluridécimétriques, se voient 3 passées décimétriques à aspect bréchique, à éléments micritiques mal visibles dans une matrice de même nature. Ce sont les tous premiers indices de "brèches de resédimentation" du fond que l'on peut rencontrer, en faciès de plate-forme externe, en s'éloignant des hauts-fonds et en se dirigeant vers le domaine vocontien.

B.Le Transect Nord-Sud Marseille-Gap

En raison de l'absence de travaux récents synthétiques sur le Jurassique supérieur de la région Marseillaise (et d'un guide possible d'excursion), les zones internes (zones 1, 2 et 3) de la rampe tithonienne ne sont pas présentées sur cette transversale et on les a rapidement parcourues dans la région nord montpellieraine. Les travaux de Tempier (1972), notamment, montrent toutefois que, sur cette transversale N-S, on passe des faciès de plate-forme interne aux faciès de barrière récifale puis aux faciès de plateforme externe sans énergie. La transition entre barrière et plate-forme externe est ainsi observable dans la Montagne de la Sainte Victoire (Tempier 1972 fig. 95) ou, plus à l'Est, dans la région du dôme du Barrot (G. Dardeau 1983 in Debrand-Passard et al 1984, fig 5.34).

Arrêt 6 - Coupe de Pont Mirabeau (zone 3)

La coupe du Pont de Mirabeau (fig. 29), située rive droite de la Durance, à 25 km au nord-est d'Aix en Provence et à 18 km de la barrière de la Sainte Victoire, est représentative de la zone 3 à faciès de plate-forme externe à sédimentation sous la zone d'action des vagues. Toutefois, contrairement aux coupes de la bordure sud-cévenole (La Cadière, Quissac), la présence de rares niveaux de calcarénite et de quelques passées peu épaisses de brèche implique que la zone du Pont de Mirabeau subissait sporadiquement l'action de la houle.

La coupe levée mesure 220 m d'épaisseur et nous n'avons pas de données stratigraphiques nouvelles autres que celles de Tempier (1972), revues et complétées par J.P. Masse en octobre 1997. La comparaison entre notre coupe et celle de Tempier, malgré des différences d'épaisseur flagrantes, permet néanmoins de retrouver un certain nombre de repères et donc de situer les coupures stratigraphiques proposées par cet auteur et par J.P. Masse, en particulier la limite Kimmeridgien / Tithonien vers le niveau 32 et l'apparition des Calpionnelles du Tithonien supérieur vers le niveau 191 de notre coupe.

Cette coupe est caractérisée par l'abondance du faciès calcilutite grise à microfaune pélagique en bancs massifs parfois épais, parfois apparemment minces du fait du nombre des joints stylolithiques parallèles à la stratification ou parfois obliques. Un autre faciès est très fréquent, c'est celui des « pseudobrèches » des auteurs : s'agit-il de figures de bioturbation, d'aggrégats microbiens ou d'autre chose? Les rapports avec de vraies brèches, bien visibles dans certaines zones poncées, montrent bien leur caractère primaire. Ces vraies brèches, à support par ossature, forment un certain nombre de niveaux d'épaisseur métrique, mais dont l'épaisseur cumulée est très inférieure à celle que l'on verra dans la zone 4a. En outre, de rares niveaux de calcarénites, parfois laminées, seront examinées. Enfin, on verra une passée décamétrique de cacaires caractérisés par la présence de Polypiers en buissons. L'interprétation de cette passée fait l'objet de discussions : brèche allodapique en bordure d'un récif installé sur une zone haute à proximité de la coupe ou olistolite.

<u>Arrêt 7 - La stratigraphie banc à banc dans le</u> <u>Kimmeridgien des gorges de La Méouge</u>

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 fig. 29

PONT DE MIRABEAU



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" (fig. 5) on peut retrouver assez facilement les "motifs" suivants, de bas en haut:

X groupe des 5, stratodécroissant

X groupe des 14, plus calcaire

🗴 vire à Divisum, plus marneux

X 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. Le travail effectué, à l'échelle du bassin, sur le groupe des 14 (fig. 6), montre que la succession de couplets marnecalcaire 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, 15ou 16 couplets) pourrait être supérieure à celle de la zone a Divisum (vire a 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.

<u>Arrêt 8 - Le Tithonien des gorges de la</u> Méouge (zone 4a)

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.

Les 4 niveaux de brèche de la base de l'intervalle (B1, B2, B3, et B4 de la fig. 30), ainsi que les calcarénites interstratifiées, seront plus particulierement étudiées. Les transitions de brèche à mudstone, dont on a décrit précisement la nature page 21, 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 et 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/calcilutites; ces brèches ont une base et un sommet plan. Elles sont toutes à support matriciel, ce qui les différencie des brèches inferieures; 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.

Arrêt 9 - Coupe de La Piarre (zone 4a)

La coupe de La Piarre (fig. 31) est bien représentative de la zone 4a même si les calcarénites y sont plus abondantes que dans la moyenne de cette zone. La base, marno-calcaire, est bien datée aussi bien lithostratigraphiequement que par ammonites et ceci jusqu'à la zone à Acanthicum. Par contre, la falaise Tithonique" est dépourvue de datation précise.

Au dessus de la barre "Rauracienne" le "grand corps glissé" mesure 23 m d'épaiseur; il est ici surmonté par une mince couche lenticulaire de calcarénite considérée comme couche de nivellement (pounding). Le groupe des 5, le groupe des 14 ainsi que la Vire à Divisum et le Ressault à Balderum sont bien caractérisés malgré leurs très faibles épaisseurs traduisant le fait que l'on est ici dans une zone relativement condensée. Le Petit Frère mesure 9m d'épaisseur et est aussi surmonté par une mince couche de nivellement.

X Passage latéral lutite/brèche(fig. 16)

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 (voir p135). 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 60/75cm d'épaisseur. La surface inférieure du banc est plane et la surface supérieure bombèe, le banc brèchique 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 p 135. transition sont décrits 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 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 proposé pour cet épaississement.

X Les calcarénites à stratifications en mamelons

Au dessus du corps de brèche 65-69m, les calcarénites forment un ensemble massif à laminations faiblement obliques attribuables à des stratifications en mamelons. fig. 31



fig. 32

X Les brèches

Les brèches forment des corps massifs à sommet plan. La base peut montrer des cannelures (cote 92 et 124,5) ou des rampes (cote128).

Arrêt 10 - Coupe de Charens (zone 4a)

La coupe de Charens (fig. 32) se situe sur la départementale D145 partant de la route de Valence à Gap (D93), à 11km de Luc-en-Diois. L'affleurement est presque continu sur 600m et constitue une coupe de près de 140m étalonnée en mètres écrits en rouge et vert, du Tithonique jusqu'au Berriasien; la limite entre Tithonique et Berriasien a été fixée par Remane (1970), et peut être localisée entre les marques 90 et 105 de notre coupe.

En outre, la falaise située de l'autre coté des gorges bordant la route permet l'observation de la géométrie des corps de brèche, en particulier des passages latéraux de mudstone à brèche.

L'intervalle étudié est composé:

X de petits bancs ondulés de calcilutite mudstone, avec interlits marneux d'épaisseur variable;

X de bancs de calcarénites présentant souvent une structuration interne à lamination plane ou en HCS et rides symétriques ou assymétriques. Ces arénites sont à texture grainstone, ou à texture packstone avec des taux de matrice qui peuvent être fort (arénite boueuse);

X de bancs de brèches (65% de l'épaisseur totale). Les éléments de ces brèches sont du mudstone, exceptionnellement de la calcarénite ou du matériel récifal. Certains éléments de marne ou de mudstone peuvent atteindre des dimensions métriques; parfois, au sein même d'un corps de brèche, les élements de marnes forment des alignements parallèles à la stratification. Ces alignement semblent être le résultat d'un remaniement incomplet de niveaux marneux ayant résisté à la bréchification, et ayant acquis par déformation une géométrie rappelant celle des galets mous.

Toutes les textures de brèche possibles présentées fig. 12 existent le long de la coupe: texture grainstone, textures packstones à taux de ciment variable, texture wackestone ou même mudstone à galets très dispersés. Dans un même intervalle de brèche, on peut trouver plusieurs faciès, en particulier l'évolution de bas en haut d'une texture packstone à une texture grainstone.

Les textures à support par ossature sont dominantes dans la partie inférieure de la coupe, et inexistantes au sommet, et inversement pour les textures à support matriciel; la limite entre ces deux grands types de texture correspond à la limite Tithonique/Berriasien. On peut avancer l'hypothèse que la nature du matériau soumis à la houle influence la forme que prend la brèchification; on peut aussi envisager des modifications des caractéristiques des cyclones au Berriasien.



6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie - Livre des excursions, 1997, Publ. ASF, Paris, n° 28, 162 p.



Fig. 33 Panorama aérien de la falaise de Céüse.



Les niveaux de brèches sont souvent couverts par un lit d'arénite granoclassée passant à son sommet à un mudstone.

Enfin, la coupe présente de nombreuses structures liées à la bréchification mais qui restent difficile à interpréter. Certaines d'entre elles ont déjà été présentée lors des deux arrêts précédents; on verra en particulier une arénite à base plane et sommet fortement oblique à la stratification, présentant donc une variation latérale d'épaisseur importante; un tel gonflement sera à comparer avec ceux observés précédemment.

Ce dernier arrêt dans la zone 4a permettra donc de montrer l'ensemble des faciès de brèches et la grande diversité des structures liées à la bréchification.

<u>Arrêt 11 - Panorama des corps progradants de la falaise de Céüse (zone 4b) (fig. 33)</u>

On observe la partie nord de la falaise qui montre le passage du sud vers le nord de la falaise massive entièrement bréchique à la partie à interdigitations brèche/calcarénite/calcilutite. 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 luimême est bien stratifié et n'est plus dominé par les brèches massives.

<u>Arrêt12 - Coupe de La Roche des Arnaud</u> (zone 5) (fig. 34)

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'accentue 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'intèrieur de bancs de calcilutite (faciès dominant à Rabou) soit des couches minces à base ornée de dentelles, à lamination plane/parallele ou à rides symétriques ou asymétriques soit enfin la partie intermédiaire de séquences granoclassées brèche/calcarénite/calcilutite.

Plutôt que de donner une description exhautive de la coupe schématisée-Erreur! Source du renvoi introuvable-on situe simplement les observations les plus interessantes:

X cote 9m: couche de brèche à matrice calcarénitique pénétrant presque jusqu'à la base de la couche (front de vannage); les cavités à remplissage

LA ROCHE DES ARNAUDS





- Fig. 35 Brèche à support par ossature avec structure fenestrae. Cote 9m coupe de la Roche des Arnaud.
- a : vue générale
- b: détail de la décantation des microéléments entre les gros éléments (photo en négatif, la sparite est en noir)



Fig. 37 Brèche à grands galets plats qui proviennent du remaniement de la calcarénite rubanée du banc sous-jacent.



sparitique montrent la mise en suspension des clastes avant leur redépôt et leur maintien par ossature (fig.35);

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

X cote 18m: calcarénite bioturbée;

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

X cote 44m: niveau de brèche à galets de lutite et à galets plats de calcarénite (fig. 37), latéralement cette brèche passe à une couche calcilutite/calcarénite. Par analogie avec les cas mieux exposés de La Piarre 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.

X cote 48m: brèche à grands galets plats de calcilutite rubanée de même faciès que le niveau de calcilitite sous jacent (fig. 36). Le transport des galets est peu important voire nul (bréchification semi in-situ ou in-situ);

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

X cote 61m (fig. 14): très bel exemple de séquence granoclassée brèche/calcarénite/calcilutite avec base formant un sillon à fond plat dans lequel sont cantonées les brèches, sommet formant une forme de fond de microdune de 10cm de haut avec lamination interne calcarénitique parallele à la face aval de la dune (fig. 14). 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;

X 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 intreprétés 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 calcilutique (et même calcarénitique) sousjacent ou adjacent.

Arrêt 13 Brèches et calcarénites des gorges de l'Aygue (zone 4a) (fig.38)

Les gorges de l'Eygues, entre Serres et Nyons, entaillent sur une distance d'environ 15 km la masse carbonatée du Kimmeridgien - Tithonien, ici à peu près horizontale. Cette disposition favorable a permis de lever une coupe générale, d'étudier les faciès et d'envisager la description de la géométrie des corps bréchiques dans la zone paléogéographique 4a (travail en cours).



GORGES DE L'EYGUES





Fig. 39 Calcarénite à HCS de la Vallée de l'Eygues

Ces corps bréchiques sont bien visibles dans la falaise Sud du Rocher du Caire (2 km au Sud de Rémuzat), où ils aisément distinguables des calcilutites et des calcarénites en bancs plus minces qui forment une grande partie de la coupe. Ces corps ont été informellement dénommés de A à E dans cette falaise (fig. 38) et on verra qu'ils se suivent et se retrouvent relativement bien sur les 10 km d'affleurements continus des gorges. On remarquera l'aspect plan parallèle de ces corps et particulièrement du corps D, caractérisé par son aspect chaotique et la présence de grands galets mous argileux (trous), qui constitue un repère bien visible dans cette zone.

A la sortie du tunnel, on reverra au bord de la route les alternances marne-calcaire du Kimmeridgien et on retrouvera la succession des « motifs » : corps glissé, groupe des 5, groupe des 14, vire à Divisum, ressaut à Balderum. Cette succession est d'une épaisseur comparables à celle, équivalente, de la Méouge (p.34). Il faut remarquer ici la présence d'un niveau de brèche au sein de la vire à Divisum (banc D5) qui semble s'ajouter à la série normale des couplets.

Enfin, on verra près du pont sur l'Eygues des structures assez caractéristiques au sein des calcarénites qui surmontent le corps bréchique D. Ces calcarénites, plutôt grossières, sont soit massives avec une matrice boueuse, soit laminées avec une texture grainstone. Ces dernières sont formées par l'alternance de lits de bioclasts et de lits à péloïdes. La lamination est souvent plane, mais présente également des recoupements à angle faible de paquets de lamines ; on examinera plus particulièrement des laminations obliques de rides et des HCS de longueur d'onde métrique et d'amplitude décimétrique (fig. 39) légèrement dissymétriques et orientés par la direction du flux combiné (N à NW), également responsable de l'orientation des rides de courant.

BIBLIOGRAPHIE

ANAKAI M. ET LEE K. L., 1977. Equivalent uniform cycles concept for soil dynamics. Journal of the Geotechnical Engineering Division, American Society of Civil Engineers(ASCE), vol 103, num GT6, pp. 517-534.

ATROPS, F., 1982. 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. Geol. LYON, 83. ATROPS, F., 1984. Jurassique supérieur. Chaines subalpines. In: S. Debrand-Passard (Editor), Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Stratigraphie et Paléogéographie. BRGM, pp. 255-257.

ATROPS, F., 1994. Guide Book: Field trip on the Oxfordian-Kimmeridgian of the Ardeche shelf and Dauphinois basin (Southern Subalpine Chains). In: F. Atrops and G. Melendez (Editors), 4 th Oxfordian & kimmeridgian working groups meeting, Lyon and South-Eastern France basin, pp. 47-117.

ATROPS, F. AND FERRY, S., 1987. Les glissements sous-marins kimmeridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. Géologie Alpine, 13.

ATROPS, F., ROUX, M. AND LHAMYANI, B., 1989. Traits paléostructuraux majeurs de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales) au Callovien-Oxfordien. Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 308: 521-526.

BEA, R.G. AND AURORA, R.P., 1981. A simplified evaluation of sea floor stability, 13th Annual Offshore Technology Conference, Houston, pp. 223-240.

BEAUDOIN, B., 1977. Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: le jurassique terminal - berriasien des chaînes subalpines méridionales. Doctorat ès-sciences Thesis, Université de Caen.

DALRYMPLE, R.A. AND LIU, P., 1978. Waves over Soft Muds: A Two-Layer Fluid Model. Journal of Physical Oceanography, 8: 1121-1131.

DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S. AND LIENHARDT, M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Atlas, Mémoire du BRGM 126, Orléans.

KAGAWA T. ET KRAFT L. M., 1981. Modeling the liquefaction process. Journal geotechnical engineering division, American Society of Civil Engineers(ASCE), vol. 112, Num 3.

KRAFT, L.M., JR., HELFRICH, S.C., SUHAYDA, J.N. AND MARIN, J.E., 1985. Soil response to ocean waves. Marine Geotechnology, 6(2): 173-203.

MADSEN O.S., 1978. Wave-induced pore pressures and effective stresses in a porous bed. Geotechnique 28, num. 28, pp. 377-393.

MARTIN P. P., 1975. Non-linear methods for dynamic analysis of ground respons. Ph D / thesis, University of California, Berkeley, pp. 307-310.

RAJA GABLAGLIA, G.; 1995. Stratigraphie et faciès de tempête de la rampe carbonatée du jurassique supérieur du centre du bassin du Sud-Est (France): calcarénites, brèches, corps glissés.

REMANE, V.J., 1970. Die entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. Eclogae Geol. Helv., 63/3.

READ, J.F., 1985. Carbonate platform facies models. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 69(1): 1-21.

SEED, H.B. AND RAHMAN, M.S., 1978. Wave-induced pore pressure in relation to Ocean floor stability of Cohesionless Soils. Marine Geotechnology, 3.

STRASSER, A. AND DAVAUD, E., 1983. Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. Eclogae geologica Helvetica, 76(3): 551-580.

SUHAIDA, J.N., 1977. Surface waves and bottom sediment response. Marine Geotecnology, 2: 135-146.

Tempier, C., 1973. Les faciès calcaires du Jurassique Provençal. Doctorat d'Etat Thesis, Université de Provence, Marseille.

LISTE DES PUBLICATIONS

Les publications de l'A.S.F. actuellement disponibles sont les suivantes :

- n° 2 L'éventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien. 5-6 octobre 1987 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 3 Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc. 16-18 septembre 1987 - Livret-guide de l'excursion.
- nº 4 Passages carbonates silicates. 15-16 juin 1987 Livre des résumés.
- n° 6 Le Trias détritique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour. Exemples de sédimentation continentale en contexte anorogénique. 15-17 juin 1988 Livret-guide de l'excursion.
- nº 10 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Paris, 1989 Livre des résumés.
- n° 11 Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins.
 Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Lyon, 1989.
- n° 12 Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins. Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. - Excursion, 1989.
- n° 13 Diapirisme sur une marge en distention puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises. 27-29 avril 1991 Livret-guide de l'excursion et Table Ronde.
- n° 14 Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de plateforme d'âge Bathonien à Oxfordien en Bourgogne.
 27-28-29 juin 1991 Livret-guide de l'excursion.
- nº 16 3ème Congrès Français de Sédimentologie Brest, 1991 Livre des excursions.
- n° 17 Architecture et faciès d'un prisme deltaïque de bas niveau marin : les grès de Roda (Bassin Eocène sud pyrénéen). 25-26-27 septembre 1992 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 18 Alternances marnes-calcaires originelles et diagénétiques Réunion Spécialisée A.S.F.-S.G.F. - 2 décembre 1992 - Livre des résumés.
- nº 19 4ème Congrès Français de Sédimentologie Lille, 1993 Livre des résumés.
- n° 20 4ème Congrès Français de Sédimentologie Lille, 1993 Livre des excursions.
- n° 21 Géométries et Productivité des Plates-formes carbonatées Séance Spécialisée A.S.F.-S.G.F. - 8 décembre 1994 - Livre des résumés.
- n° 22 16th Regional Meeting of Sedimentology 5ème Congrès Français de Sédimentologie. 24-26 avril 1995 - Abstract book/Livre des résumés.
- n° 23 16th Regional Meeting of Sedimentology 5ème Congrès Français de Sédimentologie. 24-26 avril 1995 - Field-trip guide-book/Livre des excursions.
- n° 24 Modélisation d'un système de piémont : des reliefs pyrénéens aux bassins molassiques gascons du Miocène au Quaternaire. 19-20-21 septembre 1996 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 25 Quantification de la tectonique et de l'eustatisme à partir d'informations stratigraphiques et géomorphologiques. 24-25 octobre 1996 Livre des résumés.
- n° 26 Microbial mediation in carbonate diagenesis. International workshop (I.A.S-A.S.F.-I.G.C.P. 380) - Chichilianne, 22-24 september 1997 - Abstract book.
- n° 27 6ème Congrès Français de Sédimentologie. Montpellier, 17-19 novembre 1997 Livre des résumés.
- n° 28 6ème Congrès Français de Sédimentologie. Montpellier, 17-19 novembre 1997 Livre des excursions.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à : l'Association des Sédimentologistes Français Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris Ce document a été imprimé par PHOTOLABO HASSLER 4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt légal : 4ème trimestre 1997

6^{ème} Congrès Français de Sédimentologie

- Passage terrigène-carbonaté et cyclostratigraphie en plate-forme interne : la transition Trias-Lias sur la bordure des Causses et ennoyage de la plate-forme liasique.

- Séquences de dépôt carbonatés en régime extensif dans le Dogger des grands causses.

- Modèle de rampe carbonatée à zone de dégénérescence des houles de tempêtes : le Kimmeridgien-Tithonien du bassin du Sud-Est.

> ISSN 0990-3925 ISBN 2-907205-27-7