

UNIVERSITE de STRASBOURG



Ecole Doctorale Sciences de la Terre, de l'Univers et de l'Environnement

THESE

présentée pour obtenir le grade de DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE STRASBOURG

Mention : Sciences de la Terre

par

THOMAS COURJAULT

Brèches gravitaires sous-marines du Tithonien subalpin (S-E France)

Soutenue publiquement le : 8 mars 2011

Devant le jury composé de :

Michel HOFFERT, Professeur à l'Université de Strasbourg Rapporteur interne

Philippe JOSEPH, Professeur à l'IFP, Rueil-Malmaison Rapporteur externe

Thierry MULDER, Professeur à l'Université de Bordeaux 1 Rapporteur externe

Olivier PARIZE, Ingénieur, Areva NC, Paris La Défense Examinateur

Philippe RAZIN, Professeur à l'Université de Bordeaux 3 Examinateur

Serge FERRY, Maître de Conférences à l'Université Cl. Bernard, Lyon1 Membre invité

Danièle GROSHENY, Maître de Conférences à l'Université de Strasbourg Directrice de thèse



RÉSUMÉ

Cette thèse propose une étude approfondie des brèches tithoniennes des chaînes subalpines méridionales d'un point de vue sédimentologique, stratigraphique et en termes de géométrie de dépôt, à une échelle locale et régionale. Pour cela, 71 coupes ont été levées à travers la série qui comprend des dépôts de l'Oxfordien supérieur au Berriasien moyen.

La série se compose, au Tithonien et au Berriasien inférieur, de cinq types de niveaux remaniés : des brèches, des calcarénites, des calcaires laminés, des slumps et des méga-slumps qui alternent avec des calcaires hémipélagiques autochtones. Les niveaux remaniés présentent toutes les caractéristiques de dépôts gravitaires et l'analyse des associations de faunes et microfaunes dans les calcaires autochtones montre un environnement de dépôt bathyal supérieur à moyen, confortant cette interprétation. Les dépôts gravitaires forment des reliefs sur le fond et s'organisent en lobes. Ceux-ci sont disposés en pied de pente et alimentés principalement par des sédiments de pente par l'intermédiaire de canyons distributaires. Sept lobes principaux de taille variable (d'environ 10 km pour celui de Céüse à plus de 60 km pour celui de la Drôme) ont été recensés dans la partie Nord du bassin subalpin. Trois d'entre eux sont isolés, les autres étant coalescents deux à deux. Une chronologie précise des phases de construction est établie grâce à 17 transversales de corrélations lithologiques, calées temporellement grâce à une échelle biostratigraphique combinée de calpionelles et de *Saccocoma*.

Un modèle de dépôt en lobes calciclastiques grossiers, coalescents, proche du modèle de calciclastic submarine fan est alors proposé, à une échelle régionale, pour expliquer la formation de ces systèmes gravitaires. L'interprétation ancienne d'un remplissage de grand canyon sous-marin coupant à travers toute la marge subalpine est donc abandonnée. Le calendrier séquentiel de la mise en place de ces brèches n'a en revanche pas pu être établi, faute de connexion physique avec les séries de calcaires de plate-forme. L'hypothèse d'une genèse des coulées gravitaires lors du mouvement des failles bordières du bassin subalpin Nord (orientées SO-NE et E-O) est envisagée.

ABSTRACT

This PhD thesis proposes a precise sedimentological and stratigraphical study of the Tithonian Subalpine breccias and an interpretation in terms of depositional geometry at a local and regional scale. Therefore, 71 sections were documented in the Oxfordian to middle Berriasian series.

Five types of resedimented deposits constitute the Tithonian to lower Berriasian series: breccias, calcarenites, laminated mudstones, slumps and mega-slumps. These deposits alternate with autochtonous hemipelagic mudstones. Resedimented facies show characters of gravity-controlled deposits. This is strengthened by the analysis of faunal and microfaunal associations in the autochtonous mudstones indicating a middle to upper bathyal depositional environment. The gravity deposits are organized in lobes, settled in a toe-of-slope context, and are fed by slope sediments travelling through submarine canyons. Seven main lobes of variable size (from almost ten kilometers for the Ceüse lobe to more than sixty kilometers for the Drôme lobe) are described in the northern part of the Subalpine basin. Three of them are well isolated; the other four are coalescent two by two. A precise chronology of their formation is established, based on 17 correlation transects that are temporally constrained by a combined biostratigraphic scale of *Calpionellids* and *Saccocoma*.

In order to explain the growth of these gravity systems at a regional scale, a new model of coarse calciclastic and coalescent lobe deposits nearly similar to the *calciclastic submarine fan* model is proposed. The previous interpretation of the filling of a submarine canyon cutting through the whole Subalpine margin is thus rejected. Nevertheless, the sequential chronology of the breccias deposit could not be established, because of the lack of physical connexion with the shelf limestones. It is suggested that gravity-controled events could be related to the activity of SW-NE and E-W striking faults bordering the Northern Subalpine basin.

REMERCIEMENTS

MERCI...

Je trouve que c'est un bon début pour des remerciements. Merci à qui ? C'est probablement la vraie question sous-jacente au chapitre des remerciements.

Et bien merci à Danièle Grosheny, tout simplement pour m'avoir proposé ce sujet et m'avoir permis d'aller jusqu'au bout.

Merci à Serge Ferry pour avoir accompagné mes premiers terrains.

Merci à Thierry Mulder, Philippe Joseph et Michel Hoffert pour avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail, merci à Philippe Razin et Olivier Parize qui m'ont fait l'honneur de leur présence en complétant ce jury.

Je souhaite également remercier Judith Sausse, Julien Mercadier et Mathieu Leisen pour m'avoir enseigné les bases du logiciel Gocad.

Merci à tous ceux qui ont participé à ce travail, par des discussions, ou plus concrètement par leur aide logistique, matériel ou administrative : Jean-François Ghienne, Philippe Duringer, Betty Kieffer, Joelle Jelaca, Didier Baumann, Ghenima Begriche, Anne-Marie Karpoff, Jean-Claude Horrenberger et tous ceux que je ne peux citer par manque de place.

Merci tout particulier à Annie Bouzeghaïa pour son incroyable disponibilité et ces scans impeccables (nettoyés au logiciel Photoshop).

Merci également à Léa Stamm pour avoir facilité, par sa gentillesse et son attention, la transition entre la thèse et l'après thèse.

Merci à Armelle Baldeyrou-Bailly qui m'a offert, sans le savoir, une distraction bienvenue tout au long de cette thèse, par l'intermédiaire de TPs de Paléontologie, et tout en restant très calme face aux variations de mon calendrier (surtout vers la fin).

Je suis maintenant dans l'obligation (le couteau sous la gorge), de remercier tous mes amis, sans qui rien n'aurait été possible (ça frise le cliché) :

Etienne Skrzypek, avec ton sens de l'humour douteux tu auras su, tantôt nous faire rire aux éclats, et tantôt nous choquer honteusement. Mais je n'oublie pas que nous avons coécrit un scénario de film (à la vocation de chef d'œuvre) et qu'il symbolise, à lui seul, l'exceptionnelle productivité de notre éternelle dualité (super classe cette phrase). En tout cas j'espère que ça continuera longtemps.

Bep alias Geoffroy Mohn (pour le respect de la forme j'aurais dû mettre ton vrai nom en premier, à moins que je ne l'ai fait ?), tant de films exceptionnels nous avons vu ensemble et refaits intégralement à la sortie du cinéma. Merci également pour toutes ces conversations qui m'ont ouvert les yeux sur le monde. Je n'aurais jamais pu imaginer te convaincre aussi facilement que les mars étaient bons pour la santé ou que la confection de cartes géologiques étaient inutiles pour des géologues de terrain.

Flavia Girard, steppeuse confirmée tu nous as toujours tirés vers le haut, vers la perfection. Je te dois beaucoup pour cela mais Bep (partant de plus bas) te dois encore plus. Tu es également une correctrice avisée, tant sur l'esthétisme des figures que sur le texte, mais c'est lorsque tu ne sais plus quoi faire de ton corps que l'on te préfère (sans arrière pensée).

Emmanuel Masini alias Manu, roi du bloc diagramme sur Illustrator et pipelette invétérée de notre bureau, tu as parfois des tendances flagrantes à l'autisme qu'il faudra penser à surveiller.

Francis Chopin, tu nous as quittés trop tôt pour le soleil et les palmiers, cependant je n'oublie pas ton niveau (de $c_{********}$) exceptionnel. Tu étais et restera un maître pour nous tous. Vive les pralulines et à bas les guêpes !

Edouard Le-Garzic et Joachim Place, seuls ex-thésards de l'institut à avoir officiellement un droit de port d'arme (et autorisation de s'en servir). Merci de n'avoir jamais ouvert l'eau sur moi.

Florence Gueguen et Florian Cobert, couple (non assumé) de bretons mettant tellement d'ardeur à défendre les traditions de leur terre natale qu'ils ont sombré l'un après l'autre dans l'alcoolisme. C'est pour cela et malgré cela qu'on les apprécie tant.

Fabien Humbert, tes petites visites impromptues ont été très distrayantes tout au long de cette thèse et je dois dire que tu n'as pas ton pareil pour mettre sur les rotules le plus à la mode (féminine) de nos amis communs.

Moussa Abderamane, j'espère que ton commerce d'ordinateurs portables se développe bien (en parallèle de la recherche en sédimentologie bien sûr). Je suis sûr que tu profites pour nous tous du soleil tchadien et te félicite d'avoir supporté le climat strasbourgeois avec un tel stoïcisme (et même avec le sourire parfois).

Nicolas Bur, merci de m'avoir convaincu de « construire en béton » même si dans l'immédiat je n'ai rien à construire. Le conseil sera également bon j'en suis sûr dans quelques années.

Merci à tous les autres que je côtoie plus ou moins régulièrement : Marie-Laure, Estelle, Caroline, Vladimir, Martin, Elise, Julie, Alexis, Alexandre, Thiebaud, Anne-Sophie, Alexandra, Emilie et Adrien

Les géophysiciens : Maxime, Vincent, Pierre, Anthony, Simon, Julien, Zachary et Sheldon

Les anciens : Jérémie, Mohammed et Suzon

Et les disparus de Master que je n'oublie pas : Bruno, Joseph, Nicolas C. et David.

Je n'oublie pas non plus mes parents qui ont supporté, avec beaucoup de retenue (excepté le jour où la gendarmerie de Valence a failli se lancer à ma poursuite), les conditions difficiles dans lesquelles j'ai travaillé.

Mon frère Etienne, qui a également beaucoup pris sur lui en acceptant de repousser de plusieurs mois la découverte du Blue Fire.

Ma sœur Marie, qui a fait quant-à-elle l'effort (son estomac s'en souvient encore) de ne pas me détester après sa première rencontre avec le Silver Star.

Danièle, André et Hélène, à qui j'ai eu le plaisir de raconter mes mésaventures (presque) tous les week-ends.

Et j'ai gardé le meilleur pour la fin... Merci infiniment à Camille qui sait tout ce qu'implique ce remerciement et à qui je dois bien plus que ces trois dernières années et demie de ma vie.

Sommaire

RÉSUMÉ	5
Abstract	6
REMERCIEMENTS SOMMAIRE INTRODUCTION PARTIE I: CONTEXTE CHAPITRE 1: CADRE DE L'ÉTUDE ET MÉTHODE DE TRAVAIL CHAPITRE 2: ETAT DES CONNAISSANCES PARTIE II: DONNÉES ET PREMIÈRES INTERPRÉTATIONS CHAPITRE 3: LE SECTEUR DE LA DRÔME CHAPITRE 4: LE SECTEUR SUD CHAPITRE 5: LE SECTEUR NORD CHAPITRE 6: LES SYSTEMES DES GORGES DE L'AYGUES ET DE CÉÜSE PARTIE III: DISCUSSION CHAPITRE 7: DISCUSSION CONCLUSION	7
Sommaire	11
Introduction	15
Partie I : Contexte	19
Chapitre 1: Cadre de l'étude et méthode de travail	23
Chapitre 2: Etat des connaissances	51
Partie II : Données et premières interprétations	85
Chapitre 3 : Le secteur de la Drôme	89
Chapitre 4: Le secteur Sud	169
Chapitre 5: Le secteur Nord	211
Chapitre 6 : Les Systemes des gorges de l'Aygues et de Céüse	251
PARTIE III: DISCUSSION	271
Chapitre 7 : Discussion	275
Conclusion	299
Bibliographie	307
Liste des figures	325
Table des matières	331

Introduction

Introduction

Suite au séisme de Terre-Neuve en 1929, qui à provoqué la rupture de câbles télégraphiques sous-marins, ont débuté les travaux sur les courants de turbidité (Heezen et Ewing, 1952). Les dépôts issus de ces courants, observés et décrits pour la première fois dans des sédiments anciens, sont appelés « turbidites » (Kuenen et Migliorini, 1950). Ce sont les premiers dépôts décrits comme résultant d'un déplacement de sédiments sous le seul effet de la gravité. D'autres types de dépôts sous-marins partagent certaines caractéristiques avec les turbidites. C'est le cas de tous les dépôts issus d'un remaniement de roches et/ou de sédiments préalablement déposés, qui sont redéposés après une période de transport, contrôlée par l'écoulement d'un matériel sédimentaire le long d'une pente sous le simple effet de la gravité. Le matériel resédimenté correspond ainsi à des dépôts gravitaires, à la base du concept de sédimentation gravitaire. Ce concept est repris durant la deuxième moitié du 20ème siècle et complété notamment avec la description en termes de séquence de l'évolution verticale des figures sédimentaires et de la granulométrie au sein des bancs de turbidites (Bouma, 1962).

D'un point de vue académique, le concept de sédimentation gravitaire permet de mieux comprendre la mise en place de certains systèmes de dépôts anciens. Ainsi, de nombreuses réinterprétations ont été proposées pour des systèmes anciens déjà étudiés à travers le monde. Depuis le développement de ce concept, la proportion de ce type de processus par rapport aux autres processus sédimentaires n'a cessé d'être réévaluée. Ce mode de sédimentation s'avère finalement bien représenté à la fois dans l'Ancien (Mutti et Ricci Lucchi, 1972, 1975; Mattern, 2005; Payros et al., 2007; Payros et Pujalte, 2008) et dans l'Actuel (Normark, 1970; Morris et al., 1998; Nakajima et Satoh, 2001; Habgood, 2003; Gee et al., 2005, 2006). D'un point de vue économique, la découverte d'importantes ressources en hydrocarbures au sein de systèmes sédimentaires gravitaires actuels montre l'intérêt d'améliorer les connaissances dans ce domaine. Des études détaillées sur la géométrie, les processus de sédimentation, la chronologie des dépôts et les propriétés pétrophysiques de ces complexes sédimentaires ont été nécessaires pour l'exploitation de ces ressources et ont donc permis l'acquisition d'un grand nombre de données utilisées à la compréhension des mécanismes de sédimentation gravitaire.

La majorité des systèmes de sédimentation gravitaire sont silicoclastiques et biens étudiés (Bouma, 2000 ; Stow et Mayall, 2000 ; Mattern, 2005 ; Mutti *et al.*, 2009). En revanche, beaucoup moins d'études ont été menées sur les systèmes calciclastiques dont la singularité par rapport aux systèmes silicoclastiques n'a pas immédiatement été prise en compte. Il en résulte aujourd'hui un niveau de connaissance différent des deux types de systèmes gravitaires. Cette différence conduit à une moins bonne compréhension de certains processus et facteurs de contrôle des systèmes calciclastiques.

Le premier objectif de ce travail s'inscrit dans ce contexte général. Il s'agit de mieux comprendre le fonctionnement des systèmes gravitaires calciclastiques, depuis leur mode de dépôt jusqu'à leur évolution au cours du temps, en passant par les facteurs contrôlant le déclenchement des évènements gravitaires et la géométrie des dépôts.

Afin de répondre à cet objectif, les brèches tithoniennes du bassin subalpin dans le S-E de la France sont étudiées. Le secteur de dépôt de ces brèches offre en effet une très bonne qualité d'affleurements permettant une étude complète à la fois à petite échelle, pour une analyse détaillée des faciès, et à grande échelle, pour l'analyse de l'architecture stratigraphique du système.

Les brèches subalpines présentent cependant une singularité dont l'interprétation fait débat depuis la fin du 19ème siècle. La nature des éléments est très proche de celle de leur phase de liaison ce qui les rend difficiles à identifier et à interpréter dans un contexte où le milieu de dépôt est mal défini. De nombreux auteurs ont proposé depuis une centaine d'années une interprétation soit autochtoniste, soit allochtoniste de la formation de ces brèches ; formation qui n'est aujourd'hui toujours pas déterminée (Kilian, 1895 ; Goguel, 1944 ; Remane, 1966 ; Beaudoin, 1977 ; Joseph *et al.*, 1989 ; Raja Gabaglia, 1995; Séguret *et al.*, 2001; Bouchette *et al.*, 2001).

Le deuxième objectif de cette étude est donc d'apporter une contribution à la compréhension du mode de mise en place des brèches tithoniennes subalpines, afin d'apporter des arguments sur le caractère autochtone ou allochtone de ces dépôts. Il s'agit également de proposer un modèle cohérent pour expliquer les processus de bréchification, de transport et de dépôt. Ce travail est effectué en adoptant une approche différente des travaux précédent qui étaient, pour la plupart, ciblés sur des analyses de détails des faciès bréchiques et de ceux qui leur sont associés. Une étude à plus grande échelle a été entreprise afin de reconstituer la géométrie des dépôts et ainsi reconstituer l'architecture sédimentaire. L'interprétation du milieu de dépôt étant un élément primordial pour cette reconstitution, un échantillonnage régulier des faunes présentes à la fois dans les brèches et les faciès environnants a été réalisé pour améliorer la caractérisation des environnements de dépôts.

Le troisième objectif est de proposer une reconstitution de l'évolution du système sédimentaire incluant les brèches depuis le Kimméridgien supérieur jusqu'au Berriasien. Pour cela, l'acquisition de données à dimension temporelle est nécessaire. Celles-ci sont fournies par un large échantillonnage des faciès autochtones afin de réaliser une analyse des associations fauniques, notamment des calpionelles.

Enfin, le quatrième objectif consiste à interpréter, à une échelle plus grande, les données acquises ponctuellement à différents endroits du bassin sédimentaire. Pour cela, l'agencement des dépôts bréchiques et des faciès qui leur sont associés est étudié au sein du bassin subalpin. Puis, une reconstitution de la paléogéographie et de l'évolution de cette portion de la marge Nord téthysienne au Jurassique supérieur est envisagée.

Ce manuscrit comporte trois parties. La première pose le contexte et est consacrée aux données bibliographiques concernant le cadre stratigraphique, paléogéographique et tectonique du bassin subalpin. Elle comprend également une partie descriptive des méthodes utilisées, ainsi qu'un historique sur l'interprétation des brèches tithoniennes subalpines et des processus de sédimentation gravitaire. La deuxième partie du manuscrit présente les données de terrain et les premières interprétations à l'échelle des différents secteurs d'étude. La dernière partie propose une discussion concernant les problèmes soulevés au cours de cette étude et lors de travaux antérieurs. Cette partie est également une synthèse, élargie à un cadre plus général, des interprétations faites à l'échelle locale.

Une partie de cette étude (secteur de la Drôme, chapitre 3) fait l'objet d'une publication intitulée : « Detailed anatomy of a deep-water carbonate breccia lobe (Upper Jurassic, French Subalpine basin) », soumise au journal *Sedimentary Geology* le 8 décembre 2010, acceptée, à ce jour, avec corrections mineures (Annexes C, livret séparé).

PARTIE I

Contexte

CHAPITRE 1

CHAPITRE 1: CADRE DE L'ÉTUDE ET MÉTHODE DE TRAVAIL

1. Cadre de l'étude

1.1. Cadre géographique

Les travaux présentés ici portent sur les brèches tithoniennes du S-E de la France. Le domaine d'étude correspond à l'unité paléogéographique du bassin subalpin (Fig.1). Ce bassin est représenté aujourd'hui par des roches sédimentaires datées du Trias au Quaternaire affleurant dans un secteur géographiquement compris entre le socle hercynien du Massif Central à l'Ouest, le socle cristallin du Pelvoux au Nord, les zones internes des Alpes avec les premières nappes de charriages telles que celles d'Embrun-Ubaye à l'Est, et jusqu'à la Méditerranée, au Sud, à l'exception du massif des Maures-Esterel.

Les brèches tithoniennes, objet de cette étude, ne sont présentes que dans la partie septentrionale du bassin subalpin (au Nord de l'axe Ventoux-Lure), et dans la partie orientale (au Nord de l'Arc de Castellane dans les Alpes-Maritimes). Le domaine d'étude correspond pour l'essentiel au domaine des chaînes subalpines, qui est composé de deux ensembles. Le premier, au Nord, appelé « chaînes subalpines du Nord » ou « chaînes septentrionales », comprend les massifs de la Chartreuse et du Vercors et s'étend jusqu'au domaine jurassien. Le deuxième ensemble, au Sud, appelé « chaînes subalpines du Sud », « chaîne méridionales » ou encore « chaînes vocontiennes », comprend les régions du Diois, des Baronnies et du Dévoluy. La zone d'étude se limite à la partie vocontienne du bassin, c'est-à-dire au domaine des chaînes subalpines méridionales (Fig.2).

Le secteur ainsi délimité offre une très bonne qualité d'affleurements et englobe la plupart des secteurs des précédentes études sur les brèches tithoniennes subalpines (Fig.2), à l'exception de la partie la plus orientale du bassin, au niveau et au Sud de la nappe de Digne.

1.2. Cadre lithostratigraphique, paléogéographique et biostratigraphique

1.2.1. Cadre lithostratigraphique et paléogéographique

L'extension stratigraphique, dans laquelle se trouve le faciès bréchique étudié, correspond essentiellement au Tithonien tel qu'il a été défini par le Groupe français d'étude du Jurassique (1997). Le faciès bréchique est également présent, dans certains secteurs, dès le Kimméridgien supérieur ainsi qu'au Berriasien inférieur et moyen, ce qui explique pourquoi nous détaillerons ces deux étages. Enfin, l'Oxfordien sera également traité dans ce chapitre car il est utilisé comme repère stratigraphique

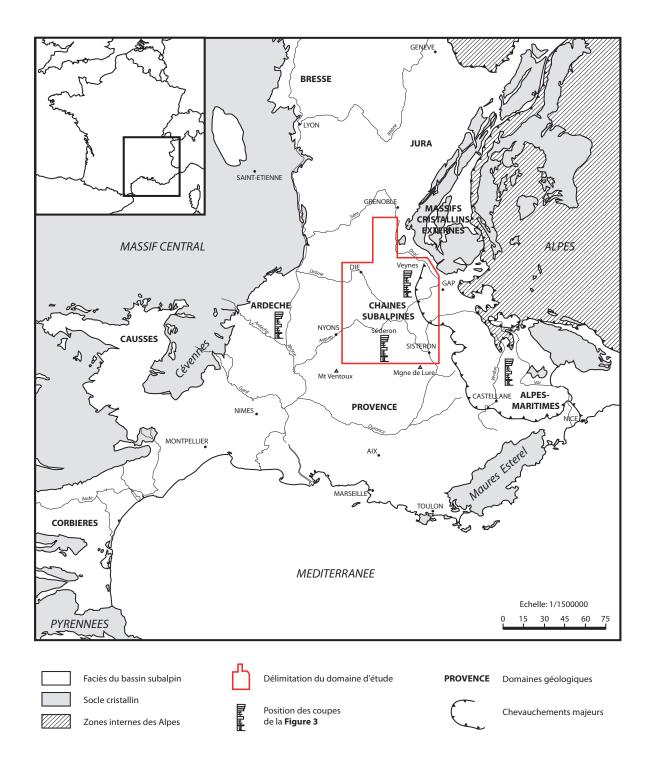


Fig.1 : Bassin subalpin: répartition des 9 domaines géologiques du S-E de la France (Fond de carte: In Debrand-Passard, 1984)

à la base de certaines coupes.

Le S-E de la France comprend, au Jurassique supérieur, 9 grands domaines paléogéographiques (Fig.1), dont les limites et l'évolution seront détaillées dans le paragraphe 1.3:

- la bordure Nord-Est (ou bressane) du Massif Central
- la bordure Sud-Ouest (ou cévenole) du Massif Central (Ardèche, Bas-Vivarais)
- les Causses
- la Haute-Saône et le Jura
- les Corbières
- la Provence
- les Alpes-Maritimes
- les chaînes subalpines
- les massifs cristallins externes septentrionaux.

La succession stratigraphique du Jurassique supérieur dans les chaînes subalpines montre une proportion très importante de remaniements (brèches, slumps, calcarénites...) identifiée par de nombreux auteurs (Remane, 1960, 1966, 1970; Beaudoin, 1977; Joseph *et al.*, 1988, 1989). Ces remaniements masquent en partie l'évolution stratigraphique des faciès autochtones, surtout au Kimméridgien supérieur, au Tithonien et au Berriasien. Ces dépôts autochtones, principalement des calcaires hémipélagiques pour l'ensemble des chaînes subalpines, ont une évolution propre au domaine dans lequel ils se sont déposés, mais ils partagent néanmoins certaines caractéristiques lithologiques, d'ordre plus général, avec les faciès des domaines voisins comme l'Ardèche, la Provence, le Jura ou encore les Alpes-Maritimes. Deux domaines en particulier sont assez proches des chaînes subalpines en termes de dépôts autochtones, il s'agit de l'Ardèche et des Alpes-Maritimes dont l'évolution faciologique est décrite succintement ci-après.

1.2.1.1. Série de la bordure cévenole du Massif Central

Une coupe-type pour la bordure centralienne est réalisée à partir de celle de Crussol pour le Kimméridgien-Tithonien (Atrops *et al.*, 1984) et celle de Chomerac pour le Berriasien (Le Hégarat, 1966, 1973) (Fig.3).

L'Oxfordien est très homogène et formé presque exclusivement de marnes pendant l'Oxfordien inférieur (Terres Noires), suivi d'alternances marno-calcaires contenant quelques bancs de calcaires minces pendant l'Oxfordien moyen (Argovien). L'Oxfordien supérieur débute par une petite série de bancs roux suivie d'une alternance marno-calcaire à petits bancs calcaires présentant une patine rousse. La deuxième partie de l'Oxfordien supérieur est plus calcaire, d'abord représentée par des

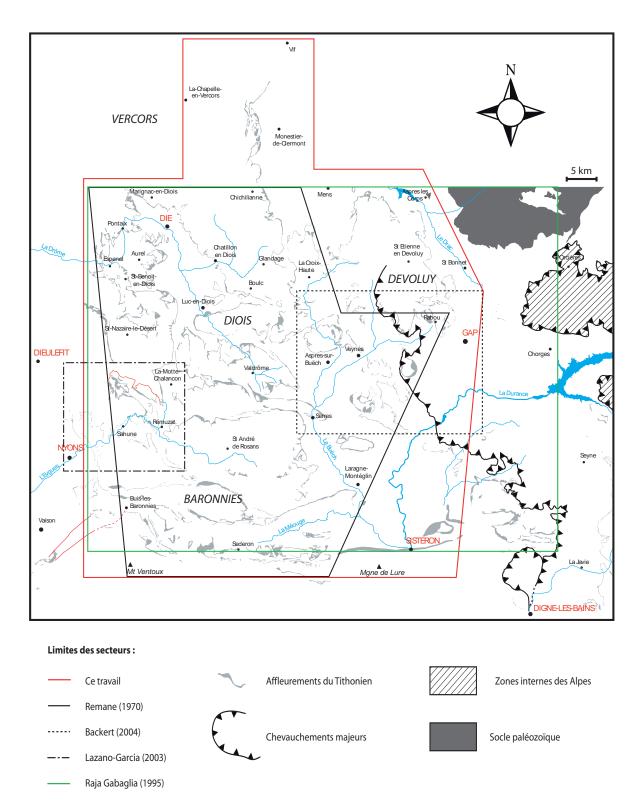


Fig.2 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur étudié et celles des secteurs des études précédentes

petits bancs jusqu'à la base de la zone à Planula (*cf.* paragraphe suivant), puis par des bancs calcaires plus épais appelés « Calcaires du Pouzin » (Karvé-Corvinus, 1966; Atrops *et al.*, 1984).

Le Kimméridgien inférieur est représenté par les « Calcaires de la Louyre », à faisceaux de petits bancs calcaires alternant avec des intervalles plus marneux parfois assez épais comme dans la zone à *Hippolytense*. Globalement, ces alternances marno-calcaires forment une vire au-dessus des calcaires en gros bancs, plus résistants, de la zone à *Planula* sous-jacente. La partie terminale du Kimméridgien inférieur est marquée par une petite vire marneuse à petits bancs de calcaires grumeleux, dite « vire à *Divisum* » (Atrops *et al.*, 1984), constituant un niveau-repère. Le dépôts du Kimméridgien supérieur sont plus calcaire, les bancs devenant plus épais et les interbancs plus minces. On y distingue deux sous-ensembles, correspondant aux zones à *Acanthicum* et à *Eudoxus*, séparés par une petite vire marneuse. Les calcaires de la zone à *Eudoxus* sont plus épais et constituent la Formation des « Calcaires ruiniformes de Païolive » (Karvé-Corvinus, 1966 ; Atrops *et al.*, 1984).

Le Tithonien inférieur est représenté d'abord par des calcaires noduleux en petits bancs formant une vire puis par des calcaires « sublithographiques ». Le Tithonien supérieur est représenté quant à lui par un ensemble très homogène de calcaires clairs correspondant à la Formation des « Calcaires blancs ». Le passage au Berriasien s'effectue sans limite lithologique ou faciologique visible dans cette unité (Le Hégarat, 1973).

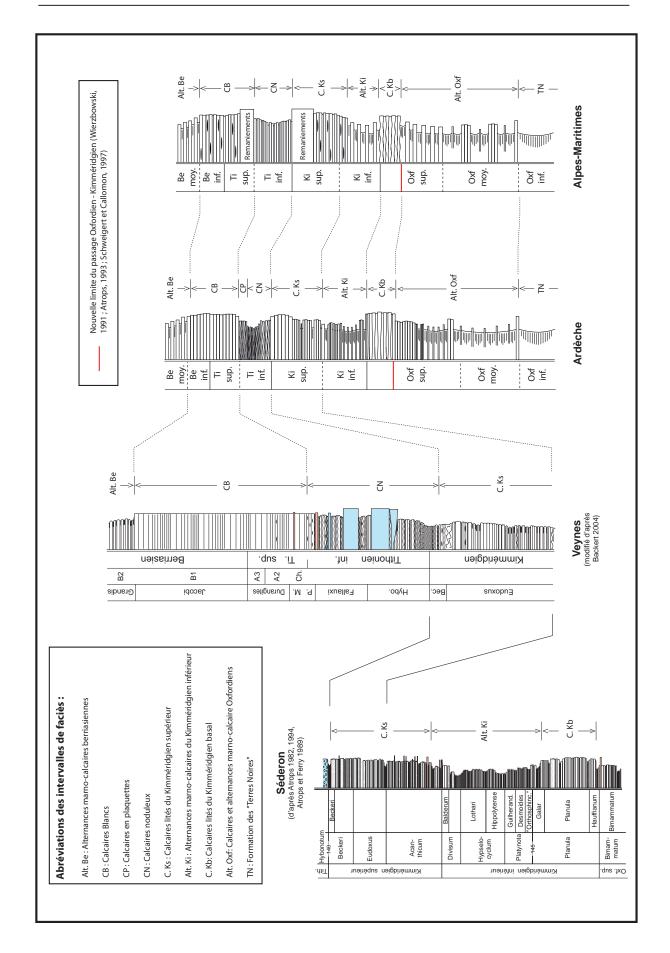
Au Berriasien, à partir de la zone à *Grandis*, des alternances marno-calcaires apparaissent, remplaçant progressivement les Calcaires blancs.

1.2.1.2. Série des Alpes-Maritimes

On observe dans ce secteur le même type d'évolution des séries que dans le secteur jurassien, le long d'une transversale N-S. En effet, au niveau de l'Arc de Castellane se trouve une barrière récifale qui marque le passage, au Kimméridgien, d'une zone de plate-forme externe et de bassin au Nord, à une zone de plate-forme interne au Sud (Dardeau, 1984). Les coupes offrant le plus d'intérêt en termes de similitude de faciès se trouvent au Nord de l'Arc de Castellane-Nice, dans le bassin du Barrot (Dardeau, 1984). Une coupe-type est proposée pour le secteur des Alpes-Maritimes (Fig.3).

L'Oxfordien inférieur est, également dans ce secteur, représenté par les « Terres Noires ». L'Oxfordien moyen présente des roches plus calcaires, avec des alternances marno-calcaires à faisceaux de bancs encore très argileux. L'Oxfordien supérieur est représenté par des alternances marno-calcaires dont la proportion de calcaire est plus importante qu'à l'Oxfordien inférieur. Au sommet, les alternances passent à un ensemble de bancs épais à limites ondulées.

Le Kimméridgien inférieur marque la reprise de l'alternance marno-calcaire à dominance



calcaire de l'Oxfordien supérieur. La fin du Kimméridgien inférieur et le début du Kimméridgien supérieur sont représentés par des calcaires contenant beaucoup d'accidents siliceux. La fin du Kimméridgien supérieur présente toujours des roches essentiellement calcaires, mais possède d'importants niveaux de remaniements qui masquent l'évolution des calcaires autochtones.

La base du Tithonien est plus marneuse et en retrait dans la morphologie. Elle est suivie, comme pour le Kimméridgien supérieur, de brèches de resédimentation. Le Tithonien supérieur est représenté par des bancs calcaires homogènes blancs à accidents siliceux. Ce faciès se poursuit, sans changement notable, jusqu'au Berriasien moyen où des calcaires argileux s'installent pour le reste du Berriasien.

1.2.1.3. Série des chaînes subalpines

Sur la base des lithofaciès et des séries de la bordure cévenole du Massif Central et des Alpes-Maritimes quasiment dépourvues de niveaux remaniés, une corrélation est effectuée avec deux coupes de référence choisies pour le secteur des chaînes subalpines, Séderon et de Veynes (Fig.3). On constate que la succession des faciès de l'Oxfordien inférieur au Berriasien est similaire dans les trois secteurs. La proportion de chacun des faciès est quasi identique entre les deux secteurs encadrant les chaînes subalpines (Ardèche et Alpes-Maritimes) et on peut alors supposer qu'elle est similaire dans ce secteur. Par recoupement (entre les trois séries), on obtient une série virtuelle des dépôts pélagiques calée avec les échelles biostratigraphiques standards d'ammonites et de calpionelles (complétées par l'échelle combinée établie dans le paragraphe 1.2.2.) (Fig.4). Le log virtuel résultant, affranchi des niveaux remaniés, représente un repère stratigraphique précis qui vaut pour l'ensemble des chaînes subalpines et qui sera utilisé comme référence, dans chaque secteur, pour la suite de cette étude. Les coupes de Séderon et de Veynes sont détaillées succinctement ci-après et suivies d'une description lithologique de la série virtuelle obtenue.

La coupe de Séderon a été levée et échantillonnée par Atrops et Ferry (Atrops, 1982; Atrops et Ferry 1989; Atrops, 1994). Elle est datée précisément de la fin de l'Oxfordien jusqu'à la base du Tithonien grâce aux faunes d'ammonites. L'ensemble des biozones définies pour la province subméditerranéenne (Fig.5) y sont reconnues. Cette coupe présente également la succession caractéristique des faciès calcaires et marneux autochtones sur lesquels sont basées les corrélations.

La coupe de Veynes a été levée, échantillonnée et datée par Backert (2004). Elle complète la coupe de Séderon par une datation précise de la fin du Kimméridgien supérieur au Berriasien moyen

Fig.3 : Corrélations lithologiques entre deux coupes de référence du secteur des chaînes subalpines (Séderon et Veynes), une coupe simplifiée du domaine de la bordure cévenole du Massif Central (Ardèche) et une coupe simplifiée du domaine des Alpes-Maritimes

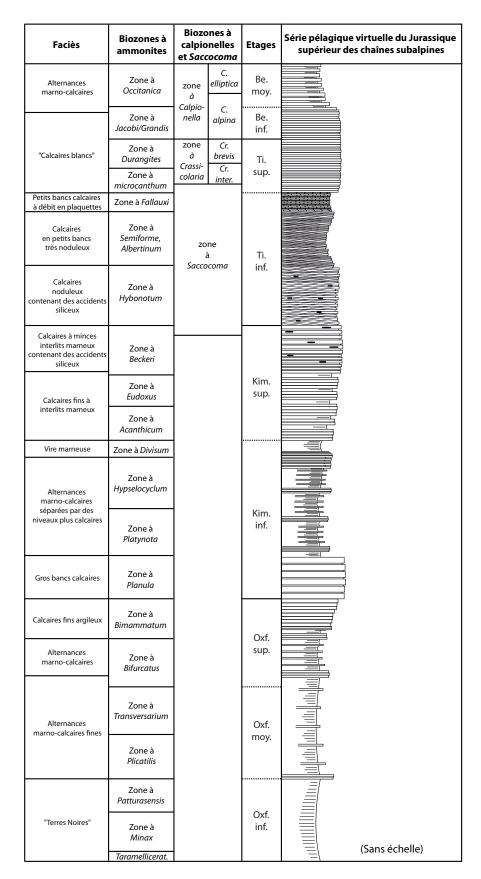


Fig.4: Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur, description des faciès, biozones d'ammonites et de calpionelles pour l'ensemble des chaînes subalpines.

grâce aux biozones de calpionelles. Cette coupe est un repère stratigraphique précieux, du fait de la rareté des macrofaunes dans l'ensemble des chaînes subalpines. On y retrouve la succession des faciès calcaires et de marnes sur lesquels sont basées les corrélations.

Les descriptions lithologiques présentées ici se rapportent à la série virtuelle (Fig.4) et sont le fruit de la synthèse de la description des séries ardéchoises, des Alpes-Maritimes et des coupes de Séderon et de Veynes.

L'Oxfordien inférieur est identique quelque soit le domaine observé. Il est clairement représenté par les « Terres Noires » sur l'ensemble du bassin subalpin. L'évolution vers une tendance plus calcaire à l'Oxfordien moyen est également généralisée. Celui-ci est organisé en faisceaux de bancs plus calcaires dans un contexte de dépôt nettement dominé par des marnes. L'Oxfordien supérieur montre un retour à une sédimentation marneuse, suivie rapidement par une sédimentation plus carbonatée avec des bancs de calcaires épais à joints marneux fins en Ardèche. Ces calcaires épais se retrouvent en bancs à limites ondulées dans les Alpes-Maritimes. Cet ensemble est également bien visible dans les coupes des chaînes subalpines ; il correspond à la zone à *Planula* (désormais placée dans le Kimméridgien inférieur (Atrops, 1994)).

Le Kimméridgien inférieur débute par cet ensemble calcaire dans les trois domaines et se poursuit par un retour à une sédimentation marneuse fine contenant quelques bancs de calcaires. Ce faciès est fréquemment décrit dans les chaînes subalpines où il est cependant parfois dilaté par des remaniements, notamment des slumps, comme celui présent au dessus de la zone à *Planula*, cartographié sur l'ensemble des chaînes subalpines méridionales (Atrops et Ferry, 1987). La limite Kimméridgien inférieur-Kimméridgien supérieur est marquée partout par une vire marneuse très nette qui correspond à la zone à *Divisum*. Le Kimméridgien supérieur présente des faciès plus carbonatés, avec des bancs souvent organisés en faisceaux à la base, puis en bancs plus homogènes au sommet. Les accidents siliceux sont fréquents, notamment dans les Alpes-Maritimes et en Ardèche.

Le Tithonien, souvent décrit comme une masse homogène au sommet des alternances marnocalcaires kimméridgiennes dans les chaînes subalpines, présente en réalité une évolution assez nette par endroit. Toutefois, il n'a pas été possible de lever sur le terrain une série complète dépourvue de remaniements. Les coupes de l'Ardèche et des Alpes-Maritimes montrent l'apparition à la base du Tithonien de calcaires à joints marneux très fins et ondulés. Ces calcaires deviennent de plus en plus fins et noduleux et sont souvent fortement affectés par l'altération météorique dans les affleurements observés où ils sont en retrait par rapport au reste de la série. Ils appartiennent à la zone à *Hybonotum*. Ils sont fréquemment dilatés par des niveaux remaniés et parfois indurés par des accidents siliceux. La fin du Tithonien inférieur présente des dépôts plus calcaire, particulièrement en Ardèche où un calcaire fin sublithographique marque la fin de cet étage. Les observations de terrain permettent de distinguer

Etages	Domaine (Province submé Nord de l'Espag	diterranéenne :	Domaine (Angleterre, No				
	ZONES	Sous-zones	ZONES	Sous-zones			
Be. inf.	OCCITANICA	Non détaillé	Non détaillé	Non détaillé			
et moy.	EUXINUS/JACOBI	Grandis	RUNCTONI	Non détaillé			
	2071007.37.1003.	Jacobi	LAMPLUGHI PREPLICOMPHALUS	, ron actame			
Tith. sup.	DURANGITES	Non détaillé	PRIMITIVUS OPPRESSUS ANGUIFORMIS KERBERUS OKUSENSIS GLAUCOLITHUS	Non détaillé			
July.	MICROCANTHUM	Transitorius Simplisphinctes	ALBANI FITTONI ROTUNDA PALLASIOIDES				
	PONTI / BURCKHARDTICE.						
		Non détaillé Admirandum / Biruncinatum	PECTINATUS				
Tith.	FALLAUXI	Richteri	HUDLESTONI				
inf.	SEMIFORME / VERRUCIF.		WHEATLEYENSIS	Non détaillé			
1111.	DARWINI / ALBERTINUM	Non détaillé	SCITULUS				
	HYBONOTUM / LITHOGRA.		ELEGANS				
			AUTISSIODORENSIS	lrius			
	BECKERI		7101133102011211313	Autissodorensis Contejeani			
Kim.	EUDOXUS	N 17. 1117	EUDOXUS	Caletanum			
sup.	LODOXOS	Non détaillé	LODOXOS	Orthocera			
3	ACANTHICUM		MUTABILIS	Lallierianum			
	7.67.11.11.11.65.11		IVIUTABILIS	Mutabilis			
	DIVISUM	Uhlandi Tenuicostatum					
			CYMODOCE	Chatelaillonensis			
Kim.	HYPSELOCYCLUM	Lothari		Achilles			
inf.		Hippolytense Guilherandense		Cymodoce			
	PLATYNOTA	Desmoides	BAYLEI	Rupellense			
		Polygyratus					
	PLANULA	Galar ou Grandiplex		Evoluta			
Oxf.		Planula Hauffianum	PSEUDOCORDATA	Pseudocordata Pseudoyo			
	BIMAMMATUM	Bimammatum		Caledonica			
sup.	DIIVI IIVIIVII II OIVI	Berrense Semimammatum		Variocostatus			
	BIFURCATUS	Grossouvrei Stenocycloides	CAUTISNIGRAE	Cautisnigrae			
		Rotoides					
	TD ANGLEDG A DILLIA	Schilli	DLIMILLIC	Nunningtonense			
Oxf.	TRANSVERSARIUM	Luciaeformis	PUMILUS	D 1: :			
moy.		Parendieri Antecedens		Parendieri			
	PLICATILIS	Vertebrale	PLICATILIS	Antecedens Vertebrale			
	DATI :=	Paturattensis		Cordatum			
	PATURATTENSIS	Oculatum	CORDATUM	Costicardia			
Oxf.		Baccatum		Bukowskii			
inf.	MINAX	Spixi	MARIAE	Praecordatum			
	Taramalli	ceratinae	Scarburgense Cardioceratidae				

Nouvelle limite du passage Oxfordien/Kimméridgien (d'après Wierzbowski, 1991; Atrops *et al.*, 1993)

Fig.5 : Zonation des ammonites de l'Oxfordien au Berriasien moyen en domaine téthysien et boréal (modifié d'après le Groupe français d'étude du Jurassique, 1997)

dans les chaînes subalpines des niveaux équivalents avec un débit en plaquettes. Cet ensemble, souvent entièrement remanié, représente la zone à *Fallauxi*. Immédiatement au-dessus se trouvent des calcaires blancs repérables dans l'ensemble des domaines. Ces calcaires, correspondant à la Formation des « Calcaires blancs », présentent de nombreux accidents siliceux dans les Alpes-Maritimes. Ils représentent un repère très net et très utile dans les chaînes subalpines, où ils se trouvent souvent en retrait dans les affleurements, au sommet des falaises tithoniennes. Leur faible résistance à l'altération météorique est due à un découpage des bancs, assez fins, par des réseaux de diaclases. Les Calcaires blancs appartiennent au Tithonien supérieur et au Berriasien inférieur. Ils sont souvent dilatés par des remaniements notamment des slumps et parfois entièrement remaniés.

Le Berriasien inférieur est toujours représenté par les Calcaires blancs. Il est suivi au Berriasien moyen par des alternances marno-calcaires à gros bancs.

La série pélagique virtuelle ainsi décrite présente l'intérêt de donner une meilleure vision de la sédimentation pélagique dans un environnement dominé par les remaniements.

1.2.2. Cadre chronostratigraphique

La nomenclature adoptée dans ce manuscrit est celle des régions téthysiennes, définie par la Commission internationale sur la stratigraphie du Jurassique (septembre 1990). Elle est basée sur les travaux antérieurs de Mazenot (1939), Le Hégarat (1965, 1973), Atrops (1982), Enay (1971), Contini (1972) et révisés par Wierzbowski (1991), Atrops *et al.* (1993) et de Schweigert et Callomon (1997).

1.2.2.1. Oxfordien

L'utilisation de l'étage Oxfordien dans le cadre de ce travail se restreint à un repère stratigraphique marquant le début de la série étudiée. Son découpage biostratigraphique est donc succinct et se limite à l'échelle biostratigraphique d'ammonites de référence proposée lors du colloque sur la stratigraphie du Jurassique (1990).

L'Oxfordien inférieur comprend 3 zones : une très courte à la base, la zone à *Taramelliceratinae* (correspondant à la zone à *Cardioceratidae* du domaine boréal), puis les zones à *Minax* et à *Paturattensis* (dont les limites ne correspondent pas avec les zones à *Mariae* et *Cordatum* du domaine boréal, mais représentent le même intervalle de temps). L'Oxfordien moyen présente 2 zones, les zones à *Plicatilis* et à *Transversarium*. L'Oxfordien supérieur présente 3 zones, la zone à *Bifurcatus*, la zone à *Bimammatum* et la zone à *Planula*. Cette dernière a, depuis, fait l'objet d'une révision stratigraphique et est aujourd'hui attribuée au Kimméridgien inférieur (Wierzbowski, 1991; Atrops *et al.*, 1993 et de Schweigert et Callomon, 1997) (Fig.5).

1.2.2.2. Kimméridgien

Le Kimméridgien offre très peu d'échelles biostratigraphiques parallèles dans le domaine des chaînes subalpines. En effet, celles qui existent sont très peu précises en dehors de celle d'ammonites. On peut citer tout de même les échelles de bélemnites (très peu précise, celle-ci ne présentant que 2 zones pour l'ensemble du Kimméridgien) et d'ostracodes qui n'ont pu être utilisées dans le cadre de cette étude en raison de l'absence ou de l'extrême rareté des fossiles concernés. Cependant, Cecca et Rehànek (1991) proposent une corrélation entre l'échelle biostratigraphique de référence et l'échelle de « microproblematics » construite à partir d'un ensemble d'organismes incertae sedis dans le Jurassique supérieur des Apennins. Cette échelle semble intéressante mais n'a pas été testée ici en raison de la difficulté d'identification des organismes utilisés. Le cadre biostratigraphique du Kimméridgien est donc donné exclusivement par l'échelle d'ammonites de référence ci-dessous.

Le Kimméridgien inférieur est divisé en 3 zones d'importance relativement équivalente. La zone à *Platynota* est suivie par la zone à *Hypselocyclum*. Les deux zones correspondent à de fines alternances marno-calcaires caractéristiques. Enfin, la zone à *Divisum* est marquée par des marnes formant une vire dans le paysage. Le Kimméridgien supérieur comprend également 3 zones. La première, la zone à *Acanthicum*, est représentée par des calcaires organisés en suites de bancs séparés par des niveaux plus marneux. La suivante, la zone à *Eudoxus*, est la plus courte, elle est marquée par l'apparition d'accidents siliceux. La dernière zone du Kimméridgien est la zone à *Beckeri* représentée par de gros bancs calcaires à limites ondulées et à accidents siliceux fréquents.

1.2.2.3. Tithonien

Le Tithonien est classiquement subdivisé en une partie inférieure et une supérieure définies par les biozones d'ammonites et de calpionelles suivantes :

- Echelle d'ammonites

La zonation du Tithonien est certainement, encore à ce jour, la moins complète des zonations du S-E de la France (Enay, 1984), en raison de la rareté des spécimens complets identifiables dans les domaines de bassin et de la présence sporadique des spécimens dans les domaines de plate-forme. Remane (1960, 1966, 1970) a expliqué l'absence d'ammonites et de microfaunes dans le Tithonien inférieur par l'action de courants de turbidité. Cependant, un parallèle a été établi avec les zones boréales et d'autres provinces téthysiennes (Allemagne du Sud, Espagne, Italie, Balkans, Carpathes...), permettant d'établir une échelle biostratigraphique d'ammonites pour le Tithonien du S-E de la France, qui sert de référence pour le calage des autres échelles biostratigraphiques utilisées. L'échelle décrite

ci-après est présentée sur la figure 5 en parallèle avec l'échelle boréale et est consultable également sur la figure 4.

Le Tithonien débute par la zone à *Hybonotum* marquée par les calcaires à petits bancs très noduleux. La suite du Tithonien inférieur se divise en 4 zones : la zone à *Darwini/Albertinum* (la limite supérieure de cette zone marque la fin du Tithonien inférieur dans la subdivision en 3 sous-étages du Tithonien), représentée par des calcaires très noduleux similaires à ceux de la zone à *Hybonotum*; la zone à *Semiforme/Verruciferum*, représentée par des calcaires très noduleux ; la zone à *Fallauxi* (divisible en sous-zone à *Richteri* et sous-zone à *Admirandum/Biruncinatum*) qui représente le passage aux calcaires en plaquettes et la zone à *Ponti/Burckhardticeras* (dont la limite supérieure marque la fin du Tithonien moyen dans la subdivision en 3 sous-étages du Tithonien et la fin du Tithonien inférieur dans notre subdivision en 2 sous-étages), toujours représentée par les calcaires en plaquettes. Le Tithonien supérieur comprend 2 zones qui sont toutes les deux caractérisées par la présence des Calcaires blancs : la zone à *Microcanthum* (divisible en sous-zone à *Simplisphinctes* et sous-zone à *Transitorius*) et la zone à *Durangites* dont la limite supérieure marque la fin du Tithonien.

- Echelle de calpionelles

Remane (1964) est l'un des premiers auteurs à proposer une zonation précise du Tithonien supérieur grâce aux calpionelles. Cette zonation a été reprise, modifiée et complétée à plusieurs reprises par différents auteurs (Remane, 1971; Remane *et al.*, 1986; Le Hégarat, 1973; Pop, 1974; Grün et Blau, 1997; Lakova *et al.*, 1997; Rehàkovà et Michalik, 1997; Skoutsis-Coroneou et Solakius, 1999; Andreini *et al.*, 2007). Pour le Tithonien supérieur, la zonation de Remane (1964) (Fig.6a et b) se compose d'une seule zone à *Crassicolaria* (A), divisée en 3 sous-zones A1, A2 et A3, nommées plus tard sous-zone à *Tintinnopsella remanei* pour A1 et sous-zone à *Crassicolaria intermedia* pour A2 et A3 (Remane *et al.*, 1986). L'ajout de la zone à *Chitinoidella* qui couvre le Tithonien inférieur est un apport important à attribuer aux travaux conjoints de Remane *et al.* (1986), Pop (1997), Rehàkovà (1995) et Rehàkovà et Michalik (1997), sur la phylogénie des calpionelles qui s'avèrent être les descendantes des Chitinoïdelles. Andreini *et al.* (2007) complètent cette zonation par une zone à *Remaniella* entre les zones à *C. alpina* et *C. elliptica*, proposées par Oloriz *et al.* (1995), et confirme l'ajout de la zone à *Calpionella cadischiana* comme dernière sous-zone de la zone à *Calpionella* proposée par Grün et Blau (1997).

- Echelle combinée

Le Hégarat et Remane (1968) ont montré l'intérêt de mettre en parallèle les biozonations d'ammonites et de calpionelles du Tithonien supérieur et du Berriasien dans le S-E de la France pour une plus grande précision stratigraphique. Pour établir cette échelle parallèle, des relevés très précis

Age	Pre	esent work	Age		nakova & :halik, 1997	Age	Ро	p, 1997	Age		akova <i>et al.,</i> 997	Age	Gr 19	ün & Blau, 97	Age	Rer 198	mane <i>et al</i> .,	Rema- ne, 1964
	_	murgeanui	Val.		murgeanui	Val.		murgeanui	Val.		murgeanui			dadayi murgeanui	Val.			D 3
	Calpionellopsis	oblongs		Calpionellopsis	oblonga] "	sisdo	oblonga		Calpionellopsis	oblonga		Calpionellopsis	filipescui		alpionellopsis	oblonga	D 2
	ionel	oblonga	late	ionel	oolonga	late	Calpionellopsis	oolongu	7	ionel	oololiga	late	pione	oblonga		ionel		02
BERRIASIAN	Calp	simplex	SIAN	Calp	simplex	z	Calpi	simplex	BERRIASIAN	Calp	simplex	SIAN	Cal	simplex	SIAN	Calp	simplex	D1
RIA		elliptica	BERRIAS , mid.		elliptica	ASIAN mid.		longa		illa	elliptica	RRIAS mid.		cadischiana	BERRIAS	lla		С
ER	1/9			ella	emptica	<u> </u> ≝ [lla	elliptica			·	르끪	ella	elliptica	8			\vdash
В	Calpionella	Remaniella		Calpionella	ferasini	BERRIA rly	Calpionella	ferasini		Calpionella	ferasini	BI	alpionella	-	Calpionella		В	
	Calp	alpina	early	Cal	alpina	BE	Cal	alpina		Cal	alpina	early	Cal	alpina		Cal		
		brevis			colomi		.;	colomi			massutiniana			catalanoi	ТІТН.	Ι.	intermedia	A 3
_	Crass.		ا حا	Crass.	brevis		Crass.	intermedia	Crass.		z	Crass.	intermedia	JĖ	Crass.		A 2	
te A	Ö	intermedia	IAN	C	remanei	NI AN)	barvala A A	Ü	remanei	ate	Ü	remanei	ن.	Ü	remanei	A 1	
ON B			S -	pra	etintinnopsella	ONIAN late	1 10 -1		Z praetintinnopsella		HONIAI		andrusovi					
TITHONIAN rly, late	Sa	accocoma	TITHONIAN mid , late	Chitin.	boneti	early _	Chitin.	boneti	TTT mid.	Chitin.	boneti		Chitin.	bermudezi boneti				
TI			_	S	dobeni	a	Ch	dobeni	ľ	Сhi	dobeni			dobeni]			

Fig.6a : Comparaison de zonations à calpionelles définies par différents auteurs d'après Skourtsis-Coroneou et Solakius (1999)

Age	Ammonite (Geyssant, 1997)	Remane (1964)		Co	kourtsis- roneou et ıkius (1999)	And	lreini (2007)	Echelle combinée		
Val.	ОТОРЕТА	,5 D3		is	C. murgeanui	is		is	C. murgea. (D3)	
Be.	BOISSIERI	Calpionellopsis	D2	Calpionellopsis	C. oblonga	Calpionellopsis	C. oblonga	Calpionellopsis	C. oblonga	
moy. et sup.	OCCITANICA	Cal	D1	Cal	C. simplex	Cal	C. simplex	Cal	C. simplex	
		la	С	la	C. elliptica	la	R. cadischiana	la	C. elliptica (C)	
Be. inf.	JACOBI / GRANDIS	Calpionella		Calpionella	Remaniella	Calpionella	C. elliptica Remaniella	Calpionella	C. alpina (B)	
		Calp	В	Calp	C. alpina	Calp	C. alpina	Calp		
	DUDANCITES	aria	А3	aria	C. brevis	ria	C introduction	aria		
Ti.	DURANGITES	Crassicolaria	A2	Crassicolaria		icolai	C. intermedia	Crassicolaria	C. intermedia (A)	
sup.	MICROCANTHUM	Cras	A1	Cras	C. intermedia	Crassicolaria	C. remanei	Cras	(A)	
	PONTI / BURCKHA.									
Ti.	FALLAUXI			Saccocoma		della	C. boneti		Saccocoma	
inf.	SEMIFORME / VER.				,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,,	Chitinoidella	tinoi		Saccocoma	
DARWINI / ALBERT. HYBONOTUM / LIT.						Chi	C. dobeni			

Fig.6b : Comparaison de zonations à calpionelles et à ammonites amenant à la construction de l'échelle combinée utilisée comme échelle de référence

et de nombreuses corrélations de coupes ont été nécessaires ; certains auteurs en avaient déjà proposé une ébauche (Sido, 1957 ; Housa *et al.*, 1963 ; Codarcea et Nastaseanu, 1964 ; Filipescu et Dragastan, 1964).

En parallèle, Skoutsis-Coroneou et Solakius (1999) proposent de remplacer, dans la zonation des calpionelles, la zone à *Chitinoidella* (espèces difficiles à reconnaître en raison de leurs tests chitineux et souvent rares dans les séries du S-E de la France) par une zone à *Saccocoma* (crinoïde planctonique très abondant au Tithonien inférieur) décrits par de nombreux auteurs (Kuhry *et al.*, 1976; Roman, 1991; Seilacher et Hauff, 2004; Brodacki, 2006). Les *Saccocoma* apparaissent un peu avant la limite Kimméridgien-Tithonien, et disparaissent à la base de la zone à *Crassicolaria*. Cette extension de l'échelle biostratigraphique de calpionelles par un autre organisme planctonique est innovante et très intéressante dans notre secteur d'étude où les Chitinoïdelles sont particulièrement difficiles à trouver. Plus tard, Dromart et Atrops (1988) ont confirmé la limite d'extinction du groupe des *Saccocoma* entre les zones A1 et A2 et ont même suggéré que l'acmé des *Saccocoma* serait cantonnée au Tithonien inférieur.

L'échelle biostratigraphique utilisée dans le cadre de ce travail pour le Tithonien est une combinaison de trois échelles de calpionelles proposées dans la littérature à laquelle s'ajoute la zone à *Saccocoma*. Cette échelle est mise en parallèle avec l'échelle d'ammonites décrite plus haut afin d'apporter une plus grande précision dans la datation (Figs.5 et 6a, b). On y reconnaît alors deux zones : une à *Saccocoma*, marquant le Tithonien inférieur, et une à *Crassicolaria intermedia*, marquant le Tithonien supérieur.

1.2.2.4. Berriasien

L'étage du Berriasien présente l'intérêt de contenir une macrofaune plus abondante que celle du Tithonien dans les chaînes subalpines. Le groupe des calpionelles se diversifie permettant une combinaison des deux échelles biostratigraphiques qui se révèle très performante (Le Hégarat et Remane, 1968).

- Echelle d'ammonites

Le Berriasien se divise en 3 zones (et 7 sous-zones que nous ne détaillerons pas ici) (Le Hegarat, 1973) : la zone à *Jacobi-Grandis* (ou zone à *Jacobi*) qui regroupe les zones à *Jacobi* et à *Grandis* afin de faire coïncider le début du Crétacé avec l'apparition de la zone B des calpionelles (zone à *Calpionella alpina*) suite à la décision du colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon, 1973) (*cf.* paragraphe suivant). Cette zone définit le Berriasien inférieur, toujours représenté par les

Calcaires blancs. Le Berriasien moyen est délimité par la zone à *Occitanica* dont la base est dans les Calcaires blancs, puis passe à des alternances marno-calcaires à gros bancs. Le Berriasien supérieur est délimité par la zone à *Boissieri* qui se poursuit dans les alternances jusqu'à la fin du Berriasien.

- Echelle de calpionelles

L'échelle utilisée correspond à l'échelle de Remane (1964) et coïncide avec celle de Skourtsis-Coroneou et Solakius (1999) pour le Berriasien moyen et supérieur. On reconnaît ainsi la zone à Calpionella (zone B et C de Remane (1964)) pour le Berriasien inférieur divisée en 2 sous-zones : la sous-zone à Calpionella alpina (zone B) et la sous-zone à Calpionella elliptica (zone C). Pour le Berriasien moyen et supérieur, la zone à Calpionellopsis est divisée en 3 sous-zones : Remaniella Cadischiana, Calpionellopsis simplex (zone D1), Calpionellopsis oblonga (zone D2). La zone à Calpionellopsis se termine dans le Valanginien basal avec la sous-zone à Calpionellopsis murgeanui (zone D3).

1.3. Histoire du bassin subalpin et cadre tectonique

Le contexte tectonique du bassin subalpin au Jurassique supérieur s'inscrit dans une phase d'extension due à l'ouverture, en parallèle, de l'Océan Atlantique Nord et de la Téthys alpine (Fig.7). Dans ce contexte, les chaînes subalpines représentent un secteur du bassin subalpin plutôt subsident tout au long de son histoire, où la sédimentation est essentiellement pélagique au Jurassique supérieur (Fig.8).

1.3.1. Histoire du bassin subalpin

L'histoire du bassin subalpin correspond à un comblement discontinu depuis sa formation au Trias jusqu'au Campanien. On distingue deux périodes principales dans lesquelles plusieurs séquences d'approfondissements-émersions sont identifiables dans la majeure partie du bassin : une période dite « pré-vocontienne » jusqu'au Jurassique supérieur et une période « vocontienne » qui englobe l'ensemble du Crétacé (Baudrimont et Dubois, 1977 ; Dubois et Delfaud, 1989). La période « pré-vocontienne » est caractérisée par des dépôts d'orientation principalement NE-SO voire N-S suivant les traits structuraux majeurs (cf. paragraphe suivant) alors que la période « vocontienne » est marquée par des dépocentres plutôt orientés E-O. Baudrimont et Dubois (1977) précisent que la période « pré-vocontienne » est bien moins connue que la période « vocontienne » en raison du nombre d'affleurements et de forages disponibles. Le comblement du bassin s'opère d'abord grâce à une succession de séquences régressives carbonatées (séquences klupféliennes) (Enay, 1984 ; Ferry, 1987 ;

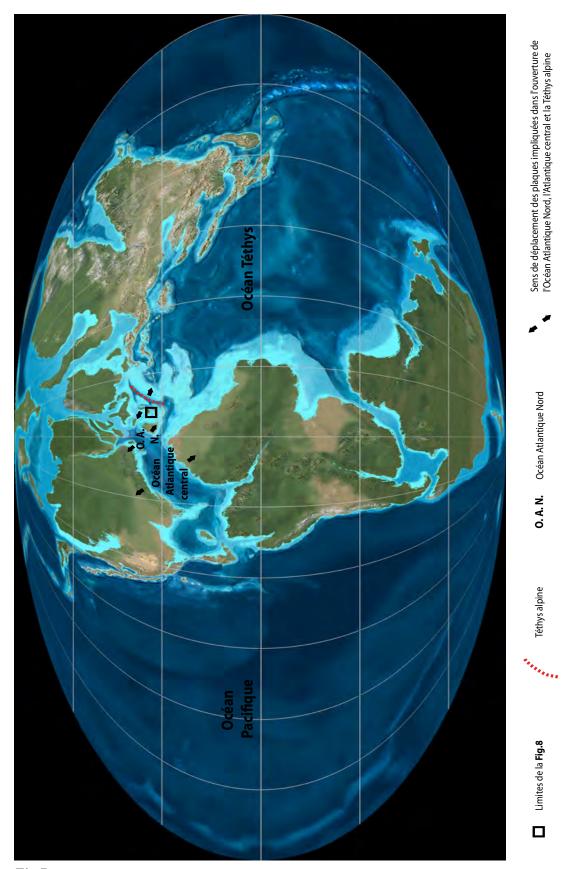


Fig.7 : Paléogéographique du Jurassique terminal (Tithonien) (modifié d'après Blakey, http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/)

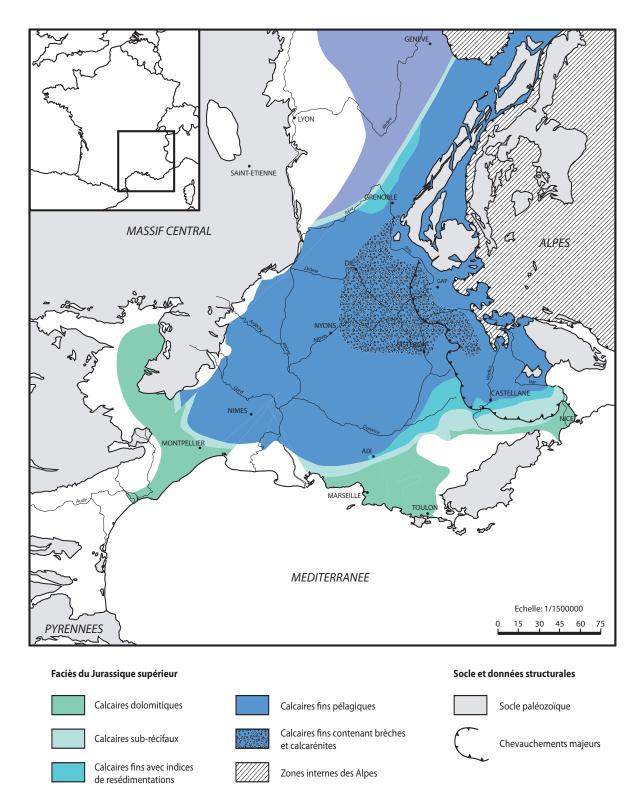


Fig.8: Carte paléogeographique du bassin subalpin au Tithonien (modifié d'après Debrand-Passard, 1984)

Raja Gabaglia, 1995). Les épisodes de subsidences importantes sont marqués, au centre du bassin, par des faciès argileux comme la Formation des « Terres Noires » callovo-oxfordienne, alors que les périodes d'émersion sont caractérisées par une évolution vers un pôle carbonaté dû à la progradation des plates-formes carbonatées périphériques (Jura, Provence, Bas-Vivarais). Le Jurassique supérieur s'inscrit dans une (méga)séquence régressive (Beaudoin, 1980; Dubois et Delfaud, 1989) soulignée par le dépôt des « Terres Noires » sur pratiquement l'ensemble du bassin à l'Oxfordien inférieur et suivie par la mise en place des plates-formes provençales, du Bas-Vivarais, des Corbières et des Causses à l'Oxfordien moyen. Ces plates-formes progradent ensuite vers le centre du bassin jusqu'au Tithonien terminal avec un recul important au Kimméridgien inférieur. A l'Oxfordien supérieur, dans les Alpes-Maritimes, les alternances marno-calcaires passent à des séries plus calcaires et dolomitiques, indiquant une sédimentation de plate-forme interne. Le Kimméridgien est marqué par un retour dans le bassin des alternances marno-calcaires qui laissent progressivement la place à la barre calcaire tithonienne ou « Barre Tithonique ».

1.3.2. Situation géographique des remaniements dans le bassin subalpin

Au Tithonien, la zone profonde est vaste ; elle s'étend sur l'ensemble des chaînes subalpines au Nord, sur une grande partie de l'ex-plate-forme du Bas-Vivarais à l'Ouest et de l'ex-plate-forme provençale au Sud. L'extension des alternances marno-calcaires y est donc assez importante et les plates-formes à faciès récifaux sont par conséquent éloignées, aussi bien au Nord qu'à l'Ouest ou au Sud, du secteur où se sont déposées les brèches.

1.3.3. Héritage et évolution structurale du bassin subalpin

La majeure partie des structures tectoniques contrôlant le bassin subalpin pendant la phase « pré-vocontienne » est héritée de l'orogenèse hercynienne et a été réactivée lors du rifting téthysien (Lemoine, 1982, 1984). On peut distinguer plusieurs phases tectoniques depuis l'apparition du bassin subalpin jusqu'à sa disparition en tant que bassin sédimentaire (Debrand-Passard, 1984). Une phase de rifting débute au Trias et amorce la création d'un réseau de fractures délimitant une succession de blocs basculés qui amincissent la croûte et créent une subsidence mécanique pendant le Lias et le Dogger (Baudrimont et Dubois, 1977; Lemoine, 1985). Deux réseaux de failles sont mis en jeu pendant cette phase, caractérisant un régime d'extension: le système de failles cévenoles orientées principalement NNE-SSO jouant en failles normales jusqu'à la fin de l'épisode de rifting estimé au début du Callovien (Lemoine *et al.*, 1986), et le système Pelvoux-Argentera, orienté NO-SE jouant en failles décrochantes pendant le rifting (Lemoine *et al.*, 1986; Dardeau et Graciansky, 1990; Dardeau

et al., 1990). Cette phase de subsidence mécanique (par la création de blocs basculés) se termine donc sur la marge européenne au début du Callovien, où elle laisse la place à une importante subsidence thermique marquée par l'ennoiement du bloc briançonnais et du seuil dauphinois ainsi que par la présence d'un important dépôt pélagique i.e. les « Terres Noires », ce jusqu'à l'Oxfordien inférieur (Baudrimont et Dubois, 1977; Brunet, 1985; Graciansky et Lemoine, 1988). L'extension de l'Océan téthysien est maximum durant le Jurassique terminal et au début du Crétacé. L'amorce de la fermeture à l'Aptien, couplée avec la rotation de la plaque ibérique, provoque un changement majeur dans la structuration du bassin subalpin où la tectonique devient compressive avec une composante N-S et forme des plis E-O canalisant la sédimentation (Porthault, 1974; Baudrimont et Dubois, 1977; Beaudoin, 1977; Joseph et al., 1989). Cette nouvelle configuration s'accentue jusqu'à l'émergence du bombement durancien puis à la fermeture complète du bassin au Crétacé terminal (Campano-Maastrichtien) (Porthault, 1974; Masse et Philip, 1976; Philip, 1984).

1.3.4. La tectonique dans les chaînes subalpines au Jurassique supérieur

Les bordures du domaine de bassin délimitent grossièrement le domaine des chaînes subalpines au Jurassique supérieur. Les ruptures de pentes se situent approximativement sur des paléoflexures ou des paléofailles (Arc de Castellane, axe Ventoux-Lure, partie Nord de la bordure ardéchoise, Nord-Diois, Devoluy) (Baudrimont et Dubois, 1977) (Fig.9). Ces paléoflexures et paléofailles sont orientées NE-SO, NO-SE et E-O, héritées du rifting téthysien et de la compression N-S post-Jurassique (exemples : axe Ventoux-Lure, faille de la Clery, etc.). Entre ces grandes structures se combine une série de petites failles normales orientées NE-SO et transformantes orientées NO-SE et E-O reflétant les structures à grande échelle (Joseph et al., 1989; Friès, 1987; Friès et Beaudoin, 1987) (Fig.10). Il y a cependant une autre famille de failles orientées N-S très présentes et d'importance majeure d'après certains auteurs (Flandrin, 1966 ; Flandrin et Weber, 1966 ; Beaudoin, 1977, 1980 ; Joseph et al., 1989). Celles-ci impliqueraient le socle comme le décrochement de Saillans-Mérindol ou la faille de Die-La-Motte-Chalancon (Flandrin, 1966; Flandrin et Weber, 1966). Ces structures N-S auraient majoritairement contrôlé les processus de resédimentation depuis l'Oxfordien (Beaudoin, 1977, 1980; Beaudoin et al., 1986; Friès et Beaudoin, 1987; Friès, 1987; Joseph et al., 1989). L'âge d'activité de ces failles est assez variable depuis le Jurassique moyen jusqu'au Tertiaire. Il est, en fait, assez difficile de trouver des indices directs d'une tectonique cassante synsédimentaire au Jurassique supérieur, contrairement au Lias ou au Dogger (Enay, 1984). C'est seulement par la présence d'indices indirects qu'il est possible de montrer le jeu synsédimentaire de certaines failles. Par exemple, Dardeau et al. (1994) montrent l'existence d'une tectonique synsédimentaire à l'Oxfordien dans les « Terres Noires »

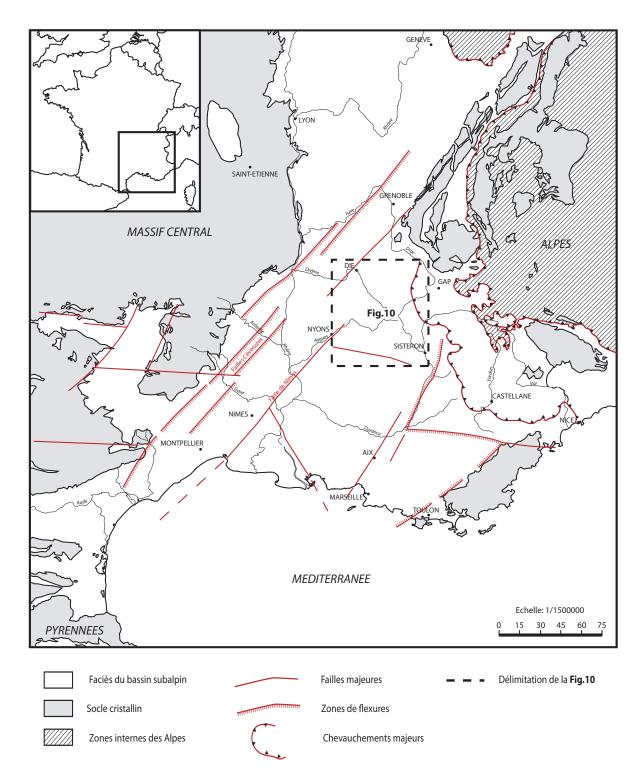


Fig.9 : Carte structurale simplifiée du bassin subalpin au Mésosoïque (modifié d'après Baudrimont et Dubois, 1977; fond de carte : In Debrand-Passard, 1984)

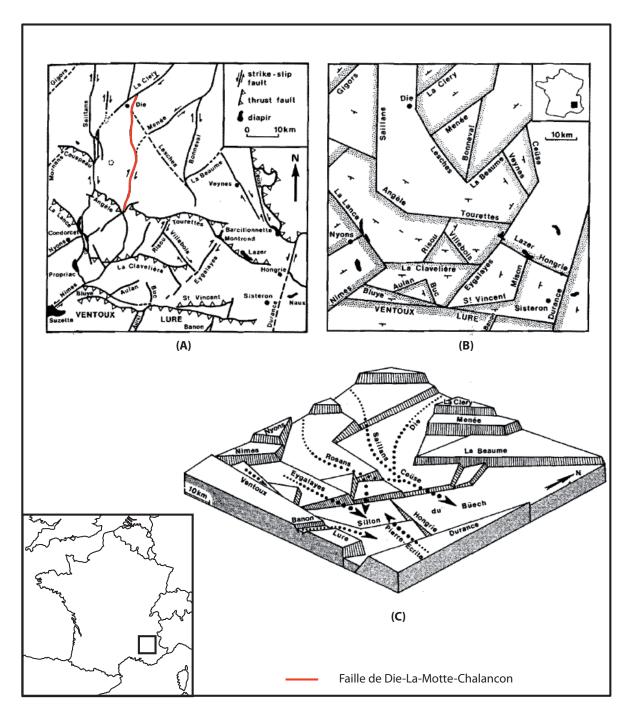


Fig.10 : Carte structurale simplifiée des chaînes subalpines à l'Actuel (A) et au début du Crétacé (B); blocdiagramme de la paléotopographie créée par le jeu des failles qui délimitent des blocs (C) (d'après Joseph et al., 1989)

en s'appuyant sur des variations latérales d'épaisseur. Enfin, Curnelle et Dubois (1986) indiquent que la partie profonde du bassin subalpin est en état de vacuité sédimentaire avec de faibles épaisseurs de dépôts pélagiques au Jurassique supérieur. Pour ces auteurs, le nombre important de glissements de pentes, d'olistolites et de ravinements indique une intense activité structurale synsédimentaire, tant sur les bordures que dans le centre du bassin.

2. MÉTHODE DE TRAVAIL

2.1. Collecte des données sur le terrain

2.1.1. Levé de coupe sédimentologiques

La base du travail effectué sur le terrain est matérialisée par des coupes sédimentologiques précises rassemblant en deux colonnes l'ensemble des données sédimentologiques, granulométriques, lithostratigraphiques et biostratigraphiques observables et mesurables au niveau des affleurements choisis. Une première colonne représente le profil d'altération sur lequel on peut distinguer quatre grandes catégories de faciès identifiées sur le terrain : les slumps (et méga-slumps), les brèches, les calcarénites et les calcaires micritiques. Chacun de ces faciès est représenté, sur les coupes, par un code couleur qui permet de suivre leurs évolutions respectives dans l'ensemble des figures de corrélation et de reconstitution (Fig.11). Les coupes sont composées d'une seconde colonne qui représente, pour chaque banc, l'évolution granulométrique de la base au sommet. Huit classes granulométriques sont utilisées et identifiées visuellement sur le terrain. Elles sont, de la plus fine à la plus grossière : micrite (Md), silt (S), à grain fin (F), à grain moyen (M), à grain grossier (G), micro-brèche (Mb), brèche (Br) et slump (Slp). 71 coupes ont ainsi été levées sur l'ensemble du domaine d'étude.

2.1.2. Panoramas photographiques

La « falaise tithonique » est un élément directeur du relief dans les chaînes subalpines. Les panoramas photographiques détaillés de ces falaises permettent de suivre l'évolution latérale des brèches et des calcarénites entre les coupes levées aux endroits les plus accessibles. Dans les endroits inaccessibles, ils permettent de dessiner des cartes d'isopaques et des logs approximatifs qui servent aux corrélations.

2.1.3. Echantillonnage

Un échantillonnage quasi systématique des niveaux de calcaires noduleux, en plaquettes et

Motifs des niveaux remaniés :	Brèches à clastes jointifs (CJ)	ಕ್ಷಿಸ್ಟ್ರೀಕ್ಷ್ಮಿ ಕ್ಷಿಸ್ಟ್ರೀಕ್ಷ್ಮಿ Brèches à clastes flottants (CF)	Micro-brèches à clastes jointifs (Ѡ)	Micro-brèches à clastes flottants (CF)	Calcarénites				— (CHA.2) Echantillon pour l'identification des microfaciès en lames-minces	— ൫ (๙ฅ๚.)ነ๗ Ammonite en place	— ൫ (๘ฅ๚ฦ)(e) Ammonite dans les éboulis	——ৠкантир chnofossile en place	— ৠ(свн же) Ichnofossile dans les éboulis	Origine des lames-minces : Biozones à calpionelles :	Calcaire micritique (D) Zone à Calpionellopsis simplex	Calcaire laminé (C) Zone à Calpionella elliptica	
Couleurs des faciès : Motifs de	Brèches	Calcarénites	Slumps	Calcaires lités	Calcaires	Figures sédimentaires :	anditrime	Echantillonage:	Silex	V Bioturbations	Convolutes	Clastes mous	Microfaciès :	$\begin{pmatrix} 1 & a \\ 1 & b \end{pmatrix}$ Wackestones et Mudstones $\begin{pmatrix} 1 & b \\ 1 & b \end{pmatrix}$ à <i>Saccocoma</i>	Wackestones et Mudstones Badialaires Badialaires Badialaires	Microfaciès à Saccocoma et calpionelles	4 – Wackestones et Mudstones
Faciès :	(Interlits argilo-marneux	Nodulo-argileux		Faisceaux calcaires		Calcaires à limites ondulées	Calcaires noduleux	Bancs noduleux très fins		Mudstones à débit bréchique	7		Bancs mudstones fracturés	Bancs mudstones en plaquettes	Slump marneux	Slump calcaire	ſ

Fig.11 : Symboles et couleurs des faciès, motifs des niveaux remaniés, figures sédimentaires, microfaciès, échantillonage et biozones à calpionelles employés dans les coupes et les corrélations

des Calcaires blancs a été effectué sur l'ensemble des coupes. Cet échantillonnage a été réalisé avec un pas régulier de cinquante centimètres à plusieurs mètres suivant les coupes. Ainsi, les microfaciès des calcaires autochtones sont caractérisés et les calpionelles sont déterminées pour assurer le calage biostratigraphique des coupes étudiées.

Un échantillonnage plus sporadique dans certains niveaux de brèches et de calcarénites a été effectué pour étudier leur caractéristiques à l'échelle microscopique et pour évaluer l'ampleur stratigraphique des remaniements.

2.1.4. Collecte de données complémentaires ponctuelles

Des fragments de céphalopodes (ammonites, bélemnites ou *aptyci*) ont été localement collectés ainsi que des bioturbations au sommet de certains bancs. Des directions de paléocourants indiquant le sens des apports des sédiments ont également été mesurées lorsque cela a été possible. En effet, les niveaux de brèches et les slumps n'offrent que rarement des indices de paléocourants ; exceptionnellement, des axes de plis ont pu être mesurés dans les slumps et l'orientation des rides de courants dans certaines calcarénites ont fournies des données ponctuelles de paléocourants. Les interlits marneux ne révèlent, après lavage, que des foraminifères benthiques n'apportant pas plus d'informations que ceux observés en les lames-minces. C'est pourquoi la collecte des marnes n'a pas été généralisée à l'ensemble des coupes.

2.2. Traitement des données en laboratoire

2.2.1. Lames-minces

374 lames-minces ont été confectionnées pour l'ensemble du secteur d'étude. Les lamesminces, contenant des calpionelles, fournissent des informations biostratigraphiques précises et sont utilisées pour reconstituer la chronologie des évènements sédimentaires, en particulier l'estimation des âges des épisodes gravitaires.

Les lames-minces permettent également d'identifier certaines brèches dont l'aspect macroscopique est très similaire aux faciès en place. En effet, la délimitation des clastes, dont la nature est parfois très proche voire identique à celle de la matrice, est plus nette à l'échelle microscopique qu'à l'échelle macroscopique car la quantité et la nature des bioclastes sont souvent différentes. Des laminations et des phénomènes de granoclassements sont également mis en évidence uniquement à cette échelle dans certains cas.

2.2.2. Corrélations des coupes

L'utilisation d'un code de faciès valable pour toutes les coupes à été utilisé (Fig.11, reprise dans le livret d'annexes, An.111). Les coupes sont corrélées selon des transversales orientées parallèlement et perpendiculairement à l'allongement des systèmes de dépôt identifiés, afin de permettre d'en comprendre l'organisation. Pour les deux systèmes décrits par Lozano-Garcia (2003) dans les gorges de l'Aygues et par Backert (2004) à Céüse (Chapitre 6), intégrés à cette synthèse, les schémas de corrélation initiaux ont été repris et complétés.

2.2.3. Cartes d'isopaques

Afin de confirmer les géométries à grande échelle déduites des corrélations et d'évaluer la répartition des remaniements en termes d'épaisseurs (remplissage de dépression ou dépôts en relief), des cartes d'isopaques ont été réalisées. Elles sont dessinées de façon classique, sauf pour l'appareil bréchique de la Drôme pour lequel une représentation avec le logiciel Gocad® a été utilisée.

2.2.4. Reconstitution en 3D grâce au logiciel Gocad®

Le logiciel Gocad® a permis la création de cartes d'isopaques, mais il a également été utilisé pour effectuer une reconstitution en trois dimensions de la géométrie des dépôts du système de la Drôme (Chapitre 3). A partir d'un niveau repère, des marqueurs d'altitudes ont été placés sur chaque coupe à la base et au toit d'épisodes gravitaires majeurs ou d'intervalles stratigraphiques préalablement identifiés. Des surfaces ont alors pu être construites grâce aux repères, révélant la morphologie de dépôt à des étapes-clés de la construction du système. L'évolution latérale, en termes d'épaisseur, de ces épisodes gravitaires, apporte des informations et des arguments importants sur leur mode de mise en place.

CHAPITRE 2

CHAPITRE 2: ETAT DES CONNAISSANCES

Une synthèse bibliographique sur les brèches tithoniennes subalpines, objet de cette étude, est proposée à présent. Nous verrons que les hypothèses, formulées par les anciens auteurs concernant leur mode de mise en place, ont beaucoup évolué au cours du 20 siècle et que la notion de sédimentation gravitaire y tient une place particulière. C'est pourquoi une synthèse bibliographique sur les dépôts gravitaires, les mécanismes et les processus qui contrôlent leur formation, sera ensuite développée dans ce chapitre.

1. Les brèches tithoniennes subalpines

Depuis la fin du 19ème siècle, les auteurs ont tenté de reconstituer le mode de formation des brèches tithoniennes subalpines (Kilian, 1888, 1895; Haug, 1891; Gignoux et Moret, 1952; Goguel, 1944; Raja Gabaglia, 1995; Séguret *et al.*, 2001; Bouchette *et al.*, 2001). Les interprétations proposées ne font jamais l'unanimité et aucun consensus n'existe à ce jour sur la question du mode de formation des brèches. La reconstitution du mode de formation des brèches tithoniennes est complexe pour deux raisons principalement. La première, si l'on en croit les auteurs qui précèdent, consiste en la nature de leurs éléments, qui est identique, la plupart du temps, à celle de la matrice qui les entoure, à savoir une micrite fine. La seconde réside dans la vaste répartition géographique et l'apparente continuité latérale des bancs de brèches sur des dizaines de kilomètres dans les chaînes subalpines méridionales. De nombreuses pistes ont été explorées et une grande diversité d'hypothèses a été avancée au cours du 20ème siècle. Celles-ci se répartissent en deux catégories : les hypothèses autochtonistes (*i.e.* formation *in situ*) et allochtonistes (*i.e.* remobilisation des sédiments suivie d'un transport).

1.1. Anciennes hypothèses

1.1.1. Hypothèses autochtonistes

1.1.1.1. Hypothèse d'une formation par concrétion

Kilian (1888) propose une formation *in situ* par un phénomène de « sédimentation troublée » au sein même de la roche en cours de lithification. En soi, il s'agit d'un simple « processus de sédimentation », comme le qualifie son auteur, qui n'emploie d'ailleurs pas le terme de brèches mais celui de « couches rognonneuses, grumeuleuses, bréchiformes ou bréchoïdes ». Cette hypothèse est soutenue par plusieurs auteurs contemporains de Kilian (Sayn, 1889; Toucas, 1890; Collot, 1890;

Haug, 1891). Cependant, elle est également contredite, notamment par Léenhardt qui, dès 1883, voyait en ces faciès un « remaniement d'assises plus anciennes » et étayait son propos par des observations sur l'altération et la fragmentation des fossiles présents dans ces couches. Il appuie également son argumentation sur l'identification d'un remaniement de faunes du Tithonien dans les brèches berriasiennes. La prise en compte de cette hypothèse par les partisans de la formation *in situ* (notamment par Kilian en 1895) a permis de fournir de nouveaux arguments. Kilian (1895) propose alors une formation par concrétionnement à l'état solide. Pour ce dernier, en effet, de nombreux détails ne peuvent être expliqués par une mise en place allochtoniste :

- Tous les éléments qui diffèrent du ciment sont semblables entre eux et ont un aspect
 « branchu » (anguleux).
- Le remaniement des couches contemporaines au dépôt implique nécessairement des séries plus anciennes.
- L'extension géographique très importante est qualifiée « d'invraisemblable » pour des phénomènes de remaniement.
- La présence de faunes plus anciennes dans les niveaux rognonneux n'est pas observée par l'auteur.

Afin de confirmer son hypothèse autochtoniste, Kilian (1895) rapporte deux faits supplémentaires :

- L'altération des tests d'ammonites ne constitue pas un argument valable si l'on considère que le mode de conservation peut modifier l'aspect général d'un organisme fossile. La corrosion des tests indique plutôt une dissolution due à une sédimentation lente.
- Un passage vertical progressif du faciès bréchoïde à des calcaires rognonneux est observé dans certaines coupes.

Enfin, cette hypothèse est aussi défendue sans être argumentée par Gignoux et Moret (1952). Ces derniers utilisent les termes de « fausses brèches » ou « pseudo-brèches » pour désigner une juxtaposition de zones concrétionnées produites par la circulation des eaux d'imprégnation.

1.1.1.2. Hypothèse des séismites

Goguel (1944) est le premier à envisager l'hypothèse d'un remaniement *in situ* par la dissipation d'énergie sismique sur des vases calcaires non consolidées pour expliquer la formation des brèches tithoniennes subalpines. Il énumère plusieurs arguments :

- la similitude entre la nature des clastes et celui de la matrice ou du ciment qui les entourent,
- la forme des clastes, majoritairement anguleuse (le terme branchu est également employé),
 même si leur aspect général est parfois arrondi,

- l'absence de traces d'altération ou d'érosion sur les clastes,
- le caractère continu des bancs de brèches sur plusieurs kilomètres voire des dizaines de kilomètres.
- un granoclassement fréquent au sein des bancs de brèches, preuve d'un dépôt instantané, en une seule fois.

Goguel (1944) propose alors d'exclure l'hypothèse, anciennement admise, d'une formation par concrétionnement en milieu solide (Kilian, 1895) et défend l'idée que les brèches sont issues d'un remaniement (par opposition à la concrétion), s'opérant cependant bien *in situ*. Ainsi, Goguel envisage des séismes comme moteur des vibrations, fragmentant et mettant en suspension des vases calcaires non consolidées qui, en se redéposant, formeraient un granoclassement normal.

1.1.2. Hypothèses allochtonistes

1.1.2.1. Hypothèse de coulées gravitaires

Le premier a en proposer l'idée est Remane (1960, 1966). En effet, celui-ci admet très tôt que la forme anguleuse des clastes n'exclut pas un transport et qu'au contraire, la présence de niveaux bréchiques en milieu profond pourrait correspondre à la description des courants de turbidité s.l. faite par Kuenen et Migliorini (1950), Kuenen (1953) et Kuenen et Carozzi (1953). En se basant sur les travaux de ces derniers, et sur de nouvelles observations, il montre qu'il n'y a pas nécessairement de figures d'érosion à la base des bancs lors d'un transport par coulée boueuse (mudflow) ou par courant de turbidité. Pour lui, une formation in situ par concrétionnement ne peut former des clastes anguleux. De plus, le mélange des faunes provenant à la fois d'une source peu profonde récifale et d'une source plus profonde en domaine pélagique aussi bien pour la matrice que pour les clastes implique nécessairement un transport des éléments. Enfin, aucun élément n'apparaît emprunté au substratum dans les bancs de brèches, ce qui exclut également, selon l'auteur, un remaniement sur place qui aurait « attaqué le substratum » si le niveau mobilisé avait été remanié complètement. Remane (1960) ne se contente pas d'argumenter en faveur d'une formation allochtone des brèches, il détaille également les processus responsables du transport, à savoir les coulées boueuses et les courants de turbidité. Ces deux catégories de mécanismes gravitaires sont différenciées, selon Kuenen (1953), par l'absence, dans les coulées boueuses, de turbulences internes, conséquences d'une densité plus élevée, se traduisant par l'absence de granoclassement des dépôts. Remane (1960) note, concernant les brèches du domaine vocontien, d'autres arguments tels que la taille très variable des clastes, l'absence de granoclassement systématique des bancs et une proportion de matrice, dans les bancs non classés, telle que les clastes sont flottants. Il interprète les bancs non granoclassés comme étant des coulées boueuses et les bancs granoclassés comme étant des turbidites. Toutefois, il reste prudent sur l'interprétation des bancs à clastes plus ou moins jointifs et non granoclassés. Enfin, la notion de « brèche de resédimentation » qu'il définit par opposition à celle de brèche *in situ* et intraformationnelle, est argumentée par l'apparition brusque de ces niveaux clastiques dans des séries profondes. Le déclenchement de ces événements gravitaires serait occasioné par des tremblements de terre, car il n'y a pas d'augmentation importante du taux de sédimentation au Jurassique supérieur en domaine vocontien ayant pu provoquer une déstabilisation de pente par simple accumulation. Le Hégarat (1971) soutient les mêmes idées en les appliquant également aux brèches du Berriasien. Dans le même temps, Beaudoin (1970) reprend les arguments d'âges différents des éléments constitutifs des brèches, et celui d'un remaniement de faciès benthiques peu profonds dans un milieu de sédimentation pélagique, pour exclure l'hypothèse d'un remaniement sur place. Il suit l'hypothèse de Remane d'une mise en place par des processus gravitaires comme des turbidites et des slumps, et tente de rapprocher ces formations tithoniennes et berriasiennes à des faciès de flysch. Tempier (1966) a, lui aussi, suggéré que les brèches tithoniennes des Alpes-Maritimes pourraient être en partie formées par des courants de turbidité.

1.1.2.2. Hypothèse d'un remplissage de canyon sous-marin

Cette hypothèse est en accord avec celle des coulées gravitaires, mais apporte cependant une précision quant à la morphologie des dépôts. En effet, Remane (1970) propose le terme de « canyon fossile » pour décrire la zone d'accumulation très importante au Jurassique supérieur des dépôts gravitaires dans les environs de la vallée de la Drôme. Beaudoin (1975, 1984) identifie une zone importante de lacune au Sud-Ouest de Gap et à l'Ouest de la montagne de Céüse (le Kimméridgien et le Tithonien sont totalement absents et le Berriasien repose directement sur l'Oxfordien supérieur). En aval de cette zone de lacune, au niveau de Céüse, se trouve une importante quantité de matériel resédimenté, avec notamment des turbidites et des slumps d'âge Tithonien et Berriasien. La lacune est alors interprétée comme un canyon sous-marin, le canyon de Céüse. Des mesures de direction de glissements et de paléocourants autour de Céüse et à l'Est de Sisteron amènent Beaudoin à proposer l'existence d'un sillon orienté NE-SO, le « sillon du Buëch », passant à l'Ouest de Gap et de Sisteron et à l'Est de Veynes. Des sédiments seraient alors acheminés par l'intermédiaire de canyons comme celui de Céüse vers des zones de sédimentation plus profondes. Plus tard, Beaudoin (1977), Beaudoin et al., (1987) et Joseph et al., (1988, 1989) confirment et décrivent en détail les systèmes de la vallée de la Drôme (Fig.10 Chapitre 1). Dans ce secteur, ils observent d'importantes lacunes en plus de l'abondance des remaniements et mesurent les directions de glissements et de paléocourants. Ils apportent également des informations sur la dynamique des dépôts en se basant sur les travaux de Bouma (1962) et de Middleton et Hampton (1976) et proposent principalement trois mécanismes de transport, les turbidites *s.s.*, les coulées de débris (*debris-flows*) et les slumps. Les mesures des directions de glissements et de paléocourants les amènent à prolonger en amont le canyon de Céüse par deux vallées, celles de Die et de Saillans (Fig.12). Elles sont remplies comme le canyon de Céüse mais de façon diachrone, le matériel de remplissage étant plus ancien (Tithonien et Berriasien). Les deux vallées, qui s'infléchissent vers le Nord jusqu'à la bordure du Vercors au Nord de Die pour la première et vers le N-O de Saillans pour l'autre, se combineraient au niveau de Luc-en-Diois pour se raccorder ensuite au canyon de Céüse à l'Est.

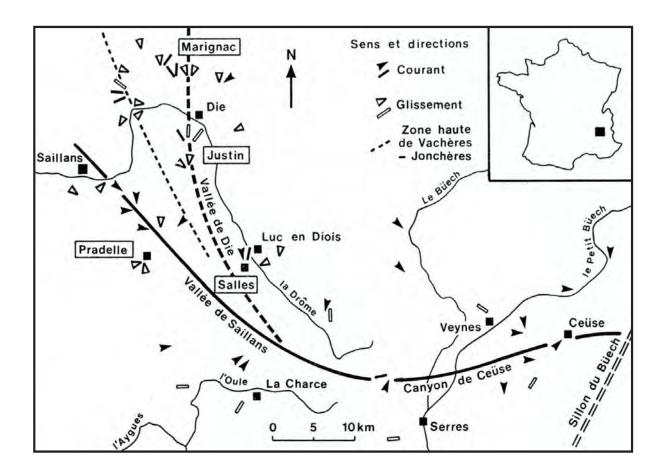


Fig.12 : Carte de localisation, de directions de courants et de glissements, montrant l'existence, au Tithonien supérieur et au Berriasien, de deux vallées confluentes acheminant les sédiments jusqu'à la zone basse du Büech (d'après Joseph et al., 1988).

1.2. Hypothèses récentes

1.2.1. Hypothèse autochtoniste d'une bréchification *in situ* sous l'action de vagues de tempêtes

Plus récemment, les anciennes hypothèses autochtonistes sont reprises par l'école montpelliéraine et appuyées avec des arguments nouveaux, dans un contexte radicalement différent des précédents. Raja Gabaglia (1995) est le premier à exposer cette hypothèse selon laquelle les brèches se formeraient sur place, sous l'action de vagues de tempêtes sur des vases calcaires mal lithifiées. Cette interprétation débute par l'interprétation du faciès calcarénitique présent entre les passées bréchiques. Jusqu'alors, ces calcarénites, présentant un granoclassement fréquent, sont très peu détaillées et considérées comme des dépôts gravitaires sans que cette interprétation ne soit véritablement argumentée. Raja Gabaglia (1995), puis Séguret et al. (2001) et Bouchette et al. (2001) réinterprètent ces calcarénites comme des tempestites. Leurs arguments reposent principalement sur l'observation de structures oscillatoires au sein des bancs, la présence ponctuelle d'un granoclassement et des bases de bancs érosives. Ces structures sont interprétées comme des HCS (Hummocky Cross Stratification), associées à des rides de courants unidirectionnels. Ces auteurs réinterprètent donc les brèches comme étant formées in situ par l'action d'ondes hydrauliques, elles-mêmes générées par de fortes tempêtes. Dans le détail, ils avancent les éléments suivants pour étayer leur nouvelle hypothèse :

- une structure microscopique suggérant une genèse des clastes à partir des niveaux micritiques,
- des clastes parfois craquelés, parfois à comportement plastique,
- une faible épaisseur des bancs, d'un mètre en moyenne (même si les auteurs notent la présence de bancs supérieurs à 10 mètres sans pouvoir expliquer leur formation),
- une absence de structures érosives à la base des bancs et la continuité latérale des bancs sur des dizaines de kilomètres.

Raja Gabaglia (1995) note également que les brèches n'empiètent pas sur des surfaces d'érosion et ne forment pas d'onlaps latéralement sur une morphologie en creux ; au contraire, elles disparaissent progressivement latéralement au sein des marno-calcaires autochtones, contredisant l'hypothèse de Beaudoin (1975, 1977) d'un remplissage de canyon sous-marin par des dépôts gravitaires.

La particularité de l'hypothèse des tempestites est qu'elle rejette la notion de bassin profond admise par les auteurs précédents (Debrand-Passard, 1984). Séguret *et al.* (2001) proposent ainsi un modèle de rampe carbonatée à pente faible (Fig.13A et B) qui permet le maintien d'une profondeur d'eau inférieure à 150 mètres, condition *sine qua non* pour l'enregistrement sédimentaire des ondes hydrauliques de tempêtes.

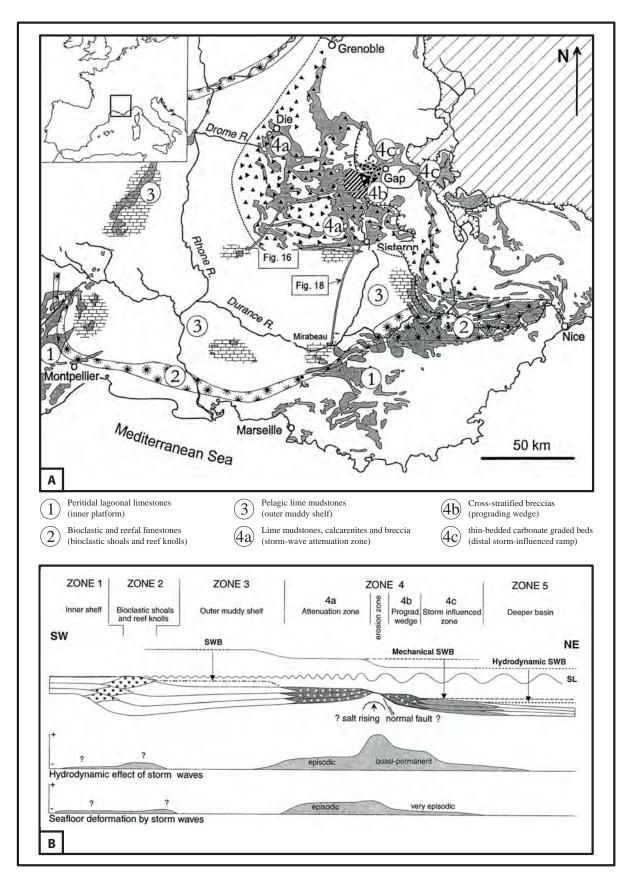


Fig.13: Carte d'affleurements et de répartition des faciès du Jurassique supérieur dans le bassin subalpin (A). Coupe schématique du Tithonien à travers le bassin (B). (d'après Séguret et al., 2001).

1.2.2. Hypothèse allochtoniste des lobes gravitaires

C'est dans le cadre d'une étude lancée par le programme GDR-Marge CNRS-INSU, au début des années 2000, qu'une nouvelle interprétation des faciès bréchiques tithoniens est envisagée. Avec les travaux de Lozano-Garcia (2003) et Backert (2004) apparaissent les premières descriptions de lobes gravitaires formés par des coulées bréchiques et calcarénitiques. Lozano-Garcia (2003), dans le secteur des gorges de l'Aygues (Fig.2 Chapitre 1), présente un système gravitaire très calcarénitique où de nombreuses séquences de Bouma (1962), plus ou moins complètes, sont identifiées. Ces séquences sont interprétées comme étant issues de courants turbides formant de véritables turbidites calcaires ou calciturbidites. Les brèches, quant à elles, sont décrites comme présentant une épaisseur variable mais fréquemment plurimétrique, à base plane ou érosive, et contenant des clastes marneux et calcarénitiques à distribution hétérogène au sein des bancs. L'auteur considère que les brèches sont issues d'un remaniement stratigraphique, avec une origine des éléments probablement kimméridgienne pour certaines. Dans le détail, deux catégories de brèches sont observées, l'une à support granulaire et fréquemment granoclassée, l'autre à support matriciel. Les deux types de brèches sont interprétés respectivement comme des debris flows et des mudflows. Des corrélations amont-aval et transversales, par rapport aux sens d'écoulements observés, révèlent une morphologie en lobes, les lobes étant alimentés depuis le Sud. Ces nouvelles observations remettent en cause non seulement l'hypothèse autochtoniste des tempestites, mais également l'hypothèse d'un remplissage de canyon sous-marin reliant la plate-forme centralienne à une zone profonde, le sillon du Buëch (Beaudoin, 1975, 1977, Beaudoin et al., 1987). L'étude du système plus bréchique de Céüse (Backert, 2004) vient confirmer, grâce aux corrélations et à l'interprétation de panoramas photographiques, que la morphologie de ces systèmes gravitaires est en lobe. Enfin, Backert montre une mise en place des lobes par accrétion latérale, attestée par l'existence de grands litages obliques, visibles notamment dans la partie Ouest de la montagne de Céüse.

En résumé, le problème d'interprétation, que posent les brèches tithoniennes subalpines, réside, avant tout, dans le manque de données disponibles concernant la provenance des clastes. L'imprécision de ces données est à l'origine du nombre d'hypothèses différentes proposées au cours du $20^{\rm ème}$ siècle pour expliquer la mise en place de ces brèches. Il s'agit donc de trouver des arguments pour déterminer l'origine des clastes et trancher entre l'hypothèse autochtone ou allochtone des brèches tithoniennes subalpines.

2. Les dépôts gravitaires dans le bassin subalpin au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur (Tithonien excepté)

Mis à part le Tithonien, d'autres périodes du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur présentent des niveaux remaniés. Ces derniers sont communément interprétés comme étant gravitaires. Un inventaire non exhaustif de ces niveaux est présenté dans les paragraphes qui suivent à titre d'exemples. Ce recensement est limité au domaine vocontien entre l'Oxfordien et l'Albien à l'exception du Tithonien.

2.1. Au Jurassique supérieur

Au Jurassique supérieur, la plupart des niveaux remaniés mis en place par des phénomènes gravitaires sont des slumps ou des coulées de boue (mudflows) car la nature des dépôts autochtones de cette période est dominée par des marnes et marno-calcaires (Ferry, 1984) (Fig.14). Les premiers niveaux gravitaires sont d'âge Oxfordien terminal (au sein de la Barre rauracienne) (Borel et al., 1987). Il s'agit de turbidites boueuses correspondant au modèle des turbidites de boues de Stow et Piper (1984). Celles-ci sont assez minces, le plus souvent inférieures à 10 cm d'épaisseur. Chaque banc présente un granoclassement et une évolution verticale et horizontale en séquences conforme au modèle de Stow et Piper (1984). La source du matériel est peu profonde comme l'indiquent des micro-organismes identifiés à la base des bancs. Les apports proviennent du Sud, cheminant vers la partie profonde vocontienne en suivant des conduits coïncidant avec des accidents tectoniques majeurs comme les failles de Nîmes et d'Eygalayes (Fig.10 Chapitre 1). Les auteurs mettent ainsi en évidence un contrôle structural de la répartition de ces niveaux gravitaires. D'autres exemples sont décrits à la base du Kimméridgien, juste au-dessus de la « Barre rauracienne » et au sommet du Kimméridgien supérieur, par Atrops et Ferry (1987). Ces auteurs identifient deux niveaux gravitaires principaux : le premier est composé de trois slumps superposés ayant remobilisé une part importante des calcaires sous-jacents de l'Oxfordien supérieur et correspond latéralement à une vire marneuse ; le deuxième est un slump unique présent juste sous une importante vire marneuse au passage Kimméridgien inférieur-Kimméridgien supérieur. D'autres auteurs ont également décrit l'un ou l'autre de ces épisodes de glissements sous-marins (Beaudoin, 1977; Atrops, 1984; Raja Gabaglia, 1995; Lozano-Garcia, 2003; Backert, 2004). Seul Raja Gabaglia (1995) propose une interprétation très différente quant à la genèse du troisième slump basal du Kimméridgien. Pour lui, une mise en place peut s'effectuer en milieu très peu profond (quelques dizaines de mètres selon l'auteur) sur une rampe carbonatée faiblement inclinée, par l'action de vagues de tempêtes ou de cyclones. L'absence de cicatrice d'arrachement en amont est un argument de son hypothèse. Ce slump est le seul à être reconnu sur pratiquement

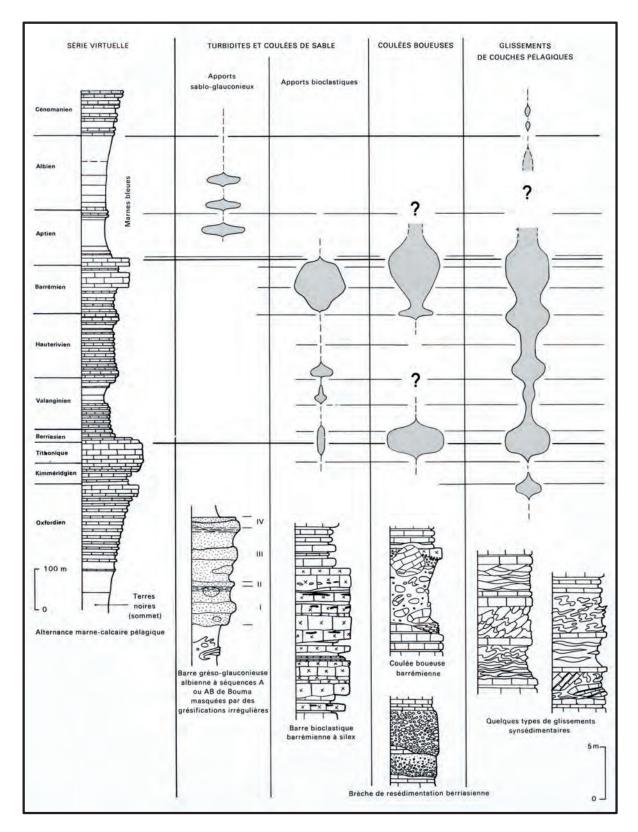


Fig.14: Répartition des remaniements synsédimentaires et leur importance relative en domaine vocontien de l'Oxfordien au Cénomanien (d'après Ferry, 1984).

l'ensemble des chaînes subalpines méridionales ; il est donc utilisé comme repère stratigraphique par différents auteurs (Lozano-Garcia, 2003 ; Backert, 2004 ; ce travail).

2.2. Au Crétacé inférieur

Au début du Crétacé inférieur, le retour d'un faciès marno-calcaire après la période tithonienne à dépôts très calcaires, changerait le faciès des niveaux resédimentés par gravité et favoriserait la formation de slumps et de coulées boueuses comme au Kimméridgien inférieur (Ferry, 1984) (Fig. 14). Goguel (1938) décrit un slump berriasien dans la partie profonde du bassin subalpin mais ne parvient pas à expliquer sa formation avec les connaissances paléogéographiques de l'époque. Remane (1970) et Le Hégarat (1971) observent eux aussi des slumps du Berriasien basal jusqu'au Berriasien supérieur. Ils précisent que la plupart sont des coulées boueuses formées dans les mêmes conditions et par les mêmes processus que les brèches massives ou granoclassées du Tithonien. La nature des sédiments de départ (plus argileux au Berriasien) favorise les coulées en masse plutôt que des coulées de débris. Alliot et al. (1964) associent les phénomènes de slumpings à la formation des « pseudo-brèches » et les distinguent par une différence de maturité dans la déformation. Une tectonique synsédimentaire assez importante, décrite au Berriasien (Beaudoin et al., 1986), a sans doute joué un rôle important dans la genèse d'évènements gravitaires. D'autres types de dépôts gravitaires ont été identifiés dans le Berriasien, notamment par Joseph et al. (1988). Ces auteurs évoquent un remplissage de canyons et de vallées sous-marines par des brèches et des calcarénites gravitaires au Tithonien et montrent la présence, au Berriasien supérieur, de cônes calcarénitiques au débouché de la vallée de Die, prouvant ainsi la pérennité de la morphologie qui guide le dépôt des sédiments dans cette zone.

A partir du Barrémien et jusqu'à l'Aptien inférieur, les phénomènes de resédimentation gravitaire se présentent principalement sous forme de calciturbidites. Cependant, la présence de slumps, de coulées de débris et de coulées boueuses est toujours constatée (Fig.14). Ferry (1979) observe un système de turbidites bioclastiques mis en place dans la fosse vocontienne en provenance de la plateforme urgonienne progradante. Dans un contexte équivalent, Ferry (1978) décrit les « Calcaires à débris » de la Drôme vocontienne, mis en place sous forme de cônes d'épandage bioclastiques en milieu profond, puis Savary et Ferry (2004) étudient en détail un lobe turbiditique calcarénitique mis en place par un processus d'accrétion latérale en régime de compensation morphologique. Un exemple de méga-brèche barrémienne est également observé dans la partie profonde du domaine vocontien. Cette méga-brèche correspondrait à des lacunes importantes sur la marge vocontienne (Ferry et Flandrin, 1979).

Enfin, à partir de l'Aptien inférieur jusqu'à l'Albien, la nature des apports détritiques, devenus

plus siliceux, change progressivement celle des dépôts gravitaires subalpins (Fig.14). Friès (1987) et Friès et Beaudoin (1987) montrent que 80 à 90% des dépôts sont resédimentés dans la région de Céüse à l'Aptien. Ils observent dans cette série un grand nombre de slumps et des turbidites sableuses qu'ils interprètent comme des fluxoturbidites (terme proposé et défini par Kuenen (1958) et Dzulynski et al. (1959)). Pour les auteurs, la pérennité de la paléogéographie dans ce secteur est montrée par l'installation de l'éventail turbiditique de Céüse à l'endroit même du dépôt de l'ancien lobe bréchique tithonien.

Par conséquent, de nombreux niveaux remaniés, interprétés comme des dépôts gravitaires, ont été signalés dans la partie profonde du bassin subalpin depuis l'Oxfordien jusqu'à l'Albien. Ces dépôts présentent des aspects divers en fonction de la nature des sédiments de départ et se répartissent dans le temps selon le schéma proposé sur la figure 14. En effet, on note, dans le bassin, une prédominance des slumps et des coulées boueuses lorsque la sédimentation est plus marneuse ; une prédominance des brèches et des calciturbidites lorsque la sédimentation est plus calcaire et enfin l'apparition de turbidites lorsque les apports silicoclastiques sont assez importants.

Nous allons voir plus en détail dans le paragraphe suivant, dans l'état actuel des recherches sur les processus de sédimentation gravitaire, quels sont les paramètres, dégagés de la littérature, qui contrôlent l'aspect et la formation de ces dépôts.

3. Processus et modèles de sédimentation gravitaire

3.1. Processus de sédimentation gravitaire silicoclastique

Une courte synthèse de l'historique des principaux types de dépôts gravitaires décrits depuis la fin du 19^{ème} siècle est proposée. L'examen des différentes classifications permettra de comparer les exemples les plus pertinents avec nos observations.

3.1.1. Historique du concept de turbidites

Comme l'ont énoncé Mutti *et al.* (2009), « il est virtuellement impossible de lire et de digérer le nombre immense d'articles qui ont été publiés sur les turbidites ces 50 dernières années ». Il est cependant nécessaire de replacer succinctement les différentes étapes de l'évolution de ce concept, d'une part parce qu'il est à l'origine de toutes les études sur les dépôts gravitaires en milieu profond, et d'autre part, afin de comprendre comment et dans quelle(s) mesure(s) il est applicable aux objets sédimentaires observés dans ce travail.

Déjà à la fin du 19ème siècle, certains auteurs s'interrogent et cherchent à comprendre quels mécanismes naturels sont à l'origine des coupures de câbles télégraphiques sous-marins au large de la côte Est des Etats-Unis (Milne, 1897). D'autres auteurs s'intéressent en parallèle aux dépôts anciens des Apennins, dépôts alternant entre bancs de grès et niveaux argileux. Toutefois, ils ne parviennent pas à expliquer le phénomène qui les génère alors même que le caractère profond de ces dépôts est déjà difficile à faire admettre à la communauté scientifique de l'époque (Fuchs, 1883). Il faut attendre les travaux de Bailey (1936) pour comprendre véritablement l'origine profonde de ces dépôts et reconnaître un granoclassement (i.e. graded bedding, terme proposé par l'auteur) et ceux de Daly (1936), la même année, évoquant le pouvoir érosif important de courants de densité à l'origine de la création de canyons sous-marins. Kuenen (1937) décide de tester l'année suivante en laboratoire l'hypothèse de Daly (1936) sur le potentiel d'érosion des courants de densité. Le terme de « courant de turbidité » est proposé un an plus tard par Johnson (1938) avant que le concept ne soit véritablement défini et que le parallèle entre ce type de courant et les dépôts résultants ne soit établi. En 1929, un séisme provoque la rupture d'une série de câbles télégraphiques avec un net décalage dans le temps entre le premier câble situé sur la plate-forme au large de Terre-Neuve et le dernier situé à grande profondeur au Sud de la plate-forme. Cet incident suscite alors diverses interprétations. Il est notamment attribué à des mouvements de failles par plusieurs scientifiques (cf. Heezen et Ewing (1952) pour plus de détails). La réinterprétation de cet évènement, en termes de courant de turbidité, par Heezen et Ewing (1952) donne le premier véritable exemple contemporain de ce qui était jusque-là décrit dans l'Ancien. A partir de ce moment, les recherches sur la compréhension de ces phénomènes se développent. Le concept acquiert sa première définition (dans le sens où à la fois les processus, les mécanismes et les dépôts résultants sont pris en compte) en 1950 grâce à l'article de Kuenen et Migliorini (1950) qui est l'aboutissement des travaux de Kuenen (1937, 1950) et de Migliorini (1948, 1949, 1950). Les premières turbidites sont décrites en tant que telles d'après les flyschs de la Formation « Marnoso-Arenacea » dans le Nord des Apennins. Le terme de « turbidite », proposé par Kuenen (1957) pour désigner les dépôts issus d'un courant de turbidité, correspond donc au départ à un banc sableux granoclassé, dont le matériel est d'origine peu profonde. Il s'observe en alternance avec des faciès argileux pélagiques en milieu profond. Les observations de Kuenen apportent des connaissances nouvelles puisque jusqu'alors les zones marines profondes étaient considérées comme des domaines de sédimentation exempts de courants marins, où seules des boues pélagiques très fines s'accumulaient lentement (Friedman et Sanders, 1997). De nombreuses études sont réalisées dans les Alpes, les Carpates et les Apennins pour appliquer ce nouveau concept et réinterpréter des objets sédimentaires mal compris jusqu'alors. Les descriptions de Bouma (1962) dans les Alpes-Maritimes sur les grès d'Annot éocènes aboutissent à un premier modèle de faciès qui s'apparente à un découpage vertical des bancs en unités de dépôt. Chaque intervalle est caractérisé par des figures sédimentaires différentes ; l'ensemble correspond à une « séquence » (Fig.15). Ainsi, il est admis que les turbidites représentent un ensemble qui évolue verticalement, marquant la progression de la phase de dépôt des courants de turbidité, et qui évolue dans l'espace avec un changement dans la succession des phases de dépôt. La construction des modèles géométriques est détaillée dans le paragraphe 3.2. Des classifications des différents types de flux de sédimentation gravitaire sont alors proposées, incluant les slumps et les debris flows (cf. § 3.1.2.2.). La première classification est proposée par Dott (1963) sur la base de la rhéologie des fluides (Fig.17A). D'autres types de dépôts se rajoutent ensuite au concept de turbidite comme les boues laminées décrites par Piper (1972, 1978). Cet auteur propose un nouveau concept concernant la densité relative des courants de turbidité (courants à forte, moyenne ou faible densité). Les premières expériences sur les flux canalisés menées par Middleton (1966), suivies des travaux conjoints de Middleton et Hampton (1973), montrent la morphologie et la composition des flux de densité. Ils sont constitués d'une tête, d'un corps et d'une queue, chaque partie ayant ses propres caractéristiques de densité, de concentration, de pouvoir érosif, de dilution et bien sûr, son propre dépôt (Fig.16). Une nouvelle classification est alors proposée par Middleton et Hampton (1973), basée cette fois sur les mécanismes qui maintiennent les sédiments en suspension (Fig. 17B), Cette classification est complétée par Lowe (1979, 1982), qui prend en compte à la fois la rhéologie des fluides et le mécanisme de support des sédiments. En parallèle, les modèles de turbidites construits à partir de descriptions sur le terrain continuent d'être détaillés. Le modèle proposé par Mutti et Ricci Lucci (1972) compte parmi les plus reconnus, complété en 1975 par des interprétations hydrodynamiques. Il est basé sur la taille des grains, l'épaisseur des bancs et leur rapport sable/argile. Walker (1978) puis Lowe (1982) proposent des améliorations, dont la notion de « transformation des flux » au cours du temps. En effet, Lowe (1982) rajoute une phase de dilution des sédiments dans un écoulement très dense amenant à transformer partiellement ou totalement un flux en un autre. La notion de régime de flux, turbulent et/ou laminaire, est fondamentale. Fisher (1983) propose, un an plus tard, quatre possibilités de transformation des flux en fonction de leur régime d'écoulement :

- *body transformation*, caractérisée par un passage bref d'un régime laminaire à un régime turbulent qui s'opère sur l'ensemble de l'épaisseur du flux grâce à un saut hydraulique tel que le décrit Komar (1971)
- *gravity transformation*, caractérisée par une séparation du flux en une partie inférieure en régime laminaire et une partie supérieure en régime turbulent,
- *surface transformation*, caractérisée par un flux mixte laminaire à la base et turbulent au toit dont la partie turbulente dilue la partie laminaire à la faveur d'un saut hydraulique,

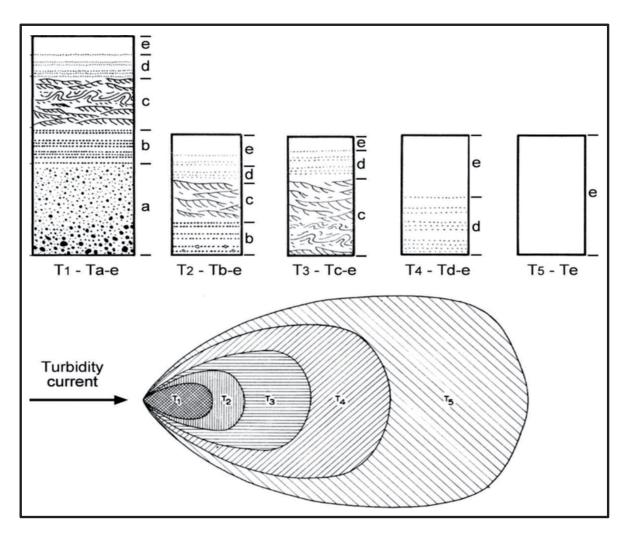


Fig.15 : Séquence type de dépôt d'un courant de turbidité et son évolution en fonction de son éloignement à la source (d'après Bouma, 1962).

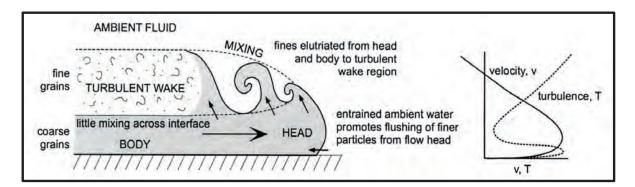


Fig.16: Composition schématique d'un courant de turbidité tripartite à un instant donné. On distingue un corps laminaire à grains grossiers prolongé par une tête soumise à la poussée de l'eau, une zone de mélange (élutriation) et une zone turbulante en arrière de la zone de mélange (d'après Gladstone et Sparks, 2002)

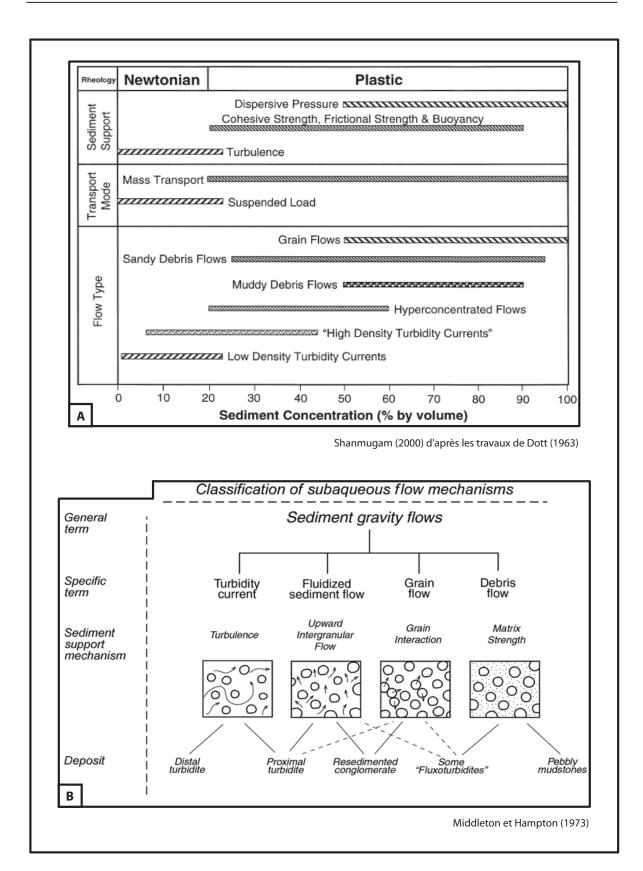


Fig.17 : Classications des flux de sédimentation gravitaire sur la base de leur rhéologie (A) et du mécanisme de support des sédiments (B).

- *elutriation* ou *fluidization transformation*, caractérisée par un mouvement vers le haut de particules, provenant d'une partie dense en régime laminaire, produisant un niveau supérieur en régime turbulent.

Enfin, Kneller (1995) met en évidence le dernier paramètre permettant de caractériser les types de flux en proposant un modèle d'évolution en fonction de la vitesse d'écoulement. Il décrit trois phases depuis la genèse jusqu'à la disparition d'un flux. Une première phase d'accélération, pendant laquelle l'énergie est forte et le dépôt, s'il est possible, se fait sous forme de granoclassement inverse. La seconde phase est stationnaire et génère des dépôts non classés. Enfin, la dernière phase est une décélération du flux qui se caractérise par un dépôt normalement granoclassé. De nouveaux modèles de flux sont alors publiés avec notamment le développement des modèles de turbidites bipartites et tripartites. Ainsi, Gladstone et Sparks (2002) développent, grâce à l'étude des turbidites de la Formation Marnoso Arenacea, un modèle de flux pour expliquer les contrastes récurrents de la taille des grains dans une grande proportion des phénomènes gravitaires. Ils comparent leurs observations avec des dépôts de coulées pyroclastiques et distinguent un modèle de turbidites tripartites dont le flux générateur serait composé d'un corps à grains grossiers, d'une tête à l'avant qui fait face à la résistance de l'eau environnante, d'une zone de mélange au-dessus de la tête, créée par la dilution de cette dernière, et une zone turbulente en arrière au-dessus du corps (Fig.16). Les dépôts résultants sont alors globalement granodécroissants et composés idéalement de trois parties, chacune séparée par un changement brutal de la taille des grains. Talling et al. (2004) utilisent le terme de turbidite-débrite co-génétique pour exprimer la genèse, simultanée ou de l'un par l'autre, d'un courant de turbidité et d'un debris flow. Les auteurs évoquent plusieurs possibilités pour expliquer ce phénomène :

- la dilution d'un debris flow initial,
- la formation d'un debris flow par érosion du substratum au passage d'un courant de turbidité,
- le déclenchement d'un debris flow au passage d'un courant de turbidité,
- le passage d'un régime turbulent à un régime laminaire lors d'une décélération d'un courant de turbidité,
- la décélération d'un debris flow faiblement cohésif créant un dépôt des éléments les plus grossiers.

De nombreux autres auteurs proposent des éléments pour expliquer le lien génétique qu'il peut y avoir entre courant de turbidité et d'autres types de dépôts gravitaires (Pickering *et al.*, 1986, 1989; Mulder et Cochonat, 1996; Mulder et Alexander, 2001; Mohrig et Marr, 2003; Tinterri *et al.*, 2003). Parmi eux, Mohrig et Marr (2003) démontrent l'existence de ces flux expérimentalement en laboratoire et confirment les hypothèses faites à partir des observations de terrain. Ces modèles permettent de mieux comprendre les mécanismes et les processus de transport d'une grande partie des dépôts

gravitaires. Cependant, Shanmugam (2000) remet en cause la classification de Middleton et Hampton (1973) basée sur les mécanismes de support des sédiments. Il considère d'une part que les dépôts ne traduisent que l'état final (c'est-à-dire les dernières conditions de support des sédiments, alors que celles-ci ont pu évoluer au cours du transport) et d'autre part que les mécanismes agissent pour maintenir les sédiments en suspension pendant le transport alors que la phase enregistrée est celle du dépôt des sédiments. C'est pourquoi Shanmugam (2000) remet à jour la classification de Dott (1963) basée sur la rhéologie, avec deux types de flux : les flux *newtoniens* et turbulents qui comprennent essentiellement les turbidites à faible densité et à haute densité et les *flux à comportement plastiques* qui comprennent les slumps, les *debris flows*, les *grain flows* et les turbidites hyperconcentrées entre autres (Fig.17A).

3.1.2. Autres types de dépôts gravitaires

D'autres types de dépôts gravitaires sont étroitement liés aux courants de turbidité et aux turbidites s.s. Ils se répartissent en différentes catégories selon le type de classification utilisée. Deux catégories de mouvements gravitaires des sédiments sont communément reconnues selon le facteur de cohésion de la masse sédimentaire : les mouvements en masse cohérente et les mouvements avec dispersion des grains. A la première catégorie, appartiennent les slumps et les glissements de terrain ; à la seconde, les flux de sédimentation gravitaire tels que les courants de turbidité (définis dans le paragraphe précédent), les debris flows (coulées de débris), les grain flows (coulées de grains ou flux granulaire), les mudflows (coulées de boue) et les liquefied flows et fluidized flows (courants liquéfiés).

3.1.2.1. Les slumps et glissements de terrain

Avant tout déplacement de matière, le mouvement des sédiments s'initie lorsque la composante de la force de gravité en direction de la pente, appliquée à la masse sédimentaire, est supérieure à la force de résistance au mouvement (Bridge et Demicco, 2008). Cette force de résistance est une combinaison de la composante de la force résistante au cisaillement et de la cohésion interne de la masse des sédiments. L'inéquation génératrice du mouvement s'exprime de la façon suivante :

$m g sin \alpha > Ts$

avec:

- m, la masse des sédiments par unité de surface
- g, l'accélération de la gravité
- α, l'angle de la pente
- Ts, la résistance totale à la force de cisaillement qui comprend la composante de cohésion.

La principale différence entre les deux grandes catégories de mouvements gravitaires est soulignée par cette inéquation ; le facteur de cohésion a un rôle majeur dans le déclenchement du mouvement. La cohésion, lorsqu'elle est élevée, joue également un rôle pendant le mouvement en limitant la vitesse, donnant un deuxième critère de distinction entre les deux catégories (Coussot et Meunier, 1996).

Les ordres de grandeur pour les vitesses de déplacement sont de 0,5 à 20 mètres par seconde pour les flux à grains dispersés tels que les debris flows, et seulement quelques centimètres par jour pour certains types de glissements de terrain (Coussot et Meunier, 1996 ; et références associées). Les slumps se déplacent à des vitesses intermédiaires de l'ordre de quelques mètres par seconde. Ils sont caractérisés par des dépôts très déformés avec des plis à orientations irrégulières, des failles et des éléments indépendants encadrés stratigraphiquement de niveaux en place non déformés. Ils sont composés idéalement d'une zone d'extension en amont et d'une zone de contraction en aval (Lewis, 1971). Ils peuvent être générés de différentes manières, soit par l'augmentation du gradient de pente, lui-même induit par la tectonique ou l'accumulation de sédiments, soit par des séismes ou par une augmentation de la pression des fluides interstitiels induite par l'action de vagues de tempêtes ou le passage d'un flux de sédimentation gravitaire (Bouma, 1962 et références associées ; Raja Gabaglia, 1995; Mulder et Cochonat, 1996; Mulder et Alexander, 2001; Savary, 2005; Bridge et Demicco, 2008). En termes de rhéologie, les slumps ont un comportement plastique (Dott, 1963) du fait de leur forte teneur en argile (Bouma, 1962), expliquant la formation des plis. Cependant, ils peuvent très bien se transformer, au moins en partie, sous un régime de flux laminaires newtoniens à la faveur d'une diminution de la viscosité provoquée par adjonction d'eau, augmentant alors la vitesse de déplacement et entraînant une surpression des fluides interstitiels, une dislocation et une dilution du matériel originel (Bouma, 1962; Dott, 1963; Hampton, 1972). Les glissements de terrain sont caractérisés par un déplacement rapide de matériel vers le bas d'une pente par l'intermédiaire d'une surface de glissement basale relativement plane (Terzaghi, 1950; Hsü, 1975; Bridge et Demicco, 2008). Généralement en domaine aérien ou subaérien pour l'école française, ils sont très proches des slumps pour l'école anglaise. Des mouvements similaires à des vitesses très faibles sont appelés creep (Carson et Kirkby, 1972; Hsü, 1975).

3.1.2.2. Flux de sédimentation gravitaire

Les flux à grains dispersés ou « courants de densité » comprennent deux catégories de flux différenciables à la fois d'après leur rhéologie et leur densité : les courants de turbidité et les courants de masse. Les courants de turbidité sont caractérisés par un flux *newtonien* turbulent et/ou laminaire

au sens de Dott (1963), Shanmugam (2000) et Mulder et Cochonat (1996). Ils comportent des flux différenciés par leur densité, faible, moyenne ou forte (Piper, 1972, 1978; Piper et Stow, 1984; Lowe, 1979, 1982). Les *mass flows* (courants de masse) sont caractérisés par un comportement plastique et laminaire (non turbulent) et sont donc des flux *non newtoniens*. Quatre types *mass flows* sont reconnus: les *debris flows*, les *grain flows*, les *mudflows* et les *liquefied flows* et *fluidized flows*. Sont détaillées ci-dessous leurs principales caractéristiques (pour les courants de turbidité *cf.* § 3.1.1.).

- Debris flows

Le principal critère de différenciation entre les types de mass flows est le mécanisme de support des sédiments i.e. le ou les paramètres qui contrôlent leur maintien en suspension (Middleton et Hampton, 1973; Lowe, 1979, 1982; Nardin et al., 1979), à l'exception des mudflows dont la composition majoritairement argileuse est le seul véritable critère de distinction avec les debris flows. Ces derniers, définis par Hampton (1972), se caractérisent par un maintien des sédiments par leur force de cohésion et par la collision des grains entre eux (Bridge et Demicco, 2008). Ces flux s'effectuent principalement en régime laminaire mais contiennent une proportion importante de boue, augmentant la cohésion des sédiments et la viscosité du flux. Cette particularité explique des vitesses d'écoulement moins importantes que celles des grain flows par exemple. Pierson (1995) estime les vitesses maximales de propagation des debris flows à quelques mètres par seconde. La force de cohésion des sédiments mis en mouvement nécessite des pentes relativement fortes, de l'ordre de 10° ou plus. Une fois en mouvement, les debris flows peuvent se déplacer sur des pentes assez faibles (<1°) grâce à un phénomène « d'hydroplanning » (Mohrig et al. 1998). Les dépôts laissés par ces flux sont caractérisés par une grande hétérogénéité dans la répartition et la taille des éléments transportés, et par une base pouvant être soit plane soit fortement érosive (Lowe, 1982). La composition verticale suivante s'observe :

- une base soumise à de fortes contraintes de cisaillement pouvant présenter des clastes orientés parallèlement au substratum,
- une partie intermédiaire, nommée *Plug*, où la cohésion est restée quasi-totale (aucun granoclassement n'est visible) et dont la préservation est due à un phénomène d'arrêt brutal du flux par les forces de frictions internes,
- une partie sommitale, pas nécessairement présente, où le régime est devenu turbulent en raison d'un phénomène de dilution et où un granoclassement est souvent visible (Lowe, 1982; Pickering *et al.*, 1986; Bridge et Demicco, 2008).

Plusieurs auteurs ont par ailleurs noté que la morphologie des dépôts de *debris flows* forme fréquemment des lobes (Major, 1997; Johnson et Rodine, 1984).

- Grain flows

Les *grain flows* sont caractérisés par un maintien des sédiments principalement contrôlé par la collision des grains entre eux (Bridge et Demicco, 2008). Ce mécanisme de transport des sédiments a été proposé par Bagnold (1954, 1956). D'après Lowe (1976), les *grain flows* sont des flux laminaires de sédiments faiblement cohérents. Ils donnent naissance à des dépôts généralement homogènes, rarement granoclassés, à base plane ou érosive, et présentent fréquemment des rides de courants ou des mégarides dans les cas où le matériel transporté est assez grossier. Ils nécessitent donc d'avoir un matériel originel très peu cohérent et bien trié, comme des sables siliceux ou carbonatés, et ne peuvent se déplacer sur de longues distances en état stationnaire que sur des pentes comprises entre 15° et 45° (Bridge et Demicco, 2008). Les valeurs du coefficient de friction dynamique sont mesurées expérimentalement par Bagnold (1954), revues par Bridge et Bennett (1992), puis par Straub (2001). Campbell (1990) explique cette capacité des *grain flows* à un transport sur de grandes distances par une importante force de cisaillement au contact flux-substratum.

- Mudflows

Les *mudflows* ne sont pas utilisés dans toutes les classifications car ils représentent un cas particulier de *debris flows*. Seule leur extrême teneur en argile en fait une catégorie à part entière ; il est parfois difficile de les différencier des *debris flows s.s.* (Einsele, 1992). Les *mudflows* possèdent une grande part d'éléments fins tels que des silts ou des micro-fossiles et une part assez faible de débris plus grossiers. S'y observent fréquemment des intraclastes, parfois déformés, illustrant le lien étroit que ce type de flux partage avec les slumps ou autres flux à comportement plastique à partir desquels ils sont fréquemment formés (Einsele, 1992 ; Mulder et Cochonat, 1996).

- Liquefied flows et fluidized flows

Les liquefied fows et fluidized flows, bien qu'appartenant à la même catégorie que les trois autres types de flux gravitaires, présentent d'importantes différences quant aux processus hydrodynamiques mis en jeu. La particularité de ces flux est de se comporter, à un moment donné, comme un liquide (Lowe, 1976, 1979, 1982). Les flux de sédiments gravitaires sont contrôlés par l'entraînement des sédiments soumis à la gravité alors que les flux liquéfiés (liquefied fows et fluidized flows) sont contrôlés par l'entraînement d'un liquide soumis à la gravité. Cet état, souvent passager, est généralement dû à une surpression des fluides interstitiels provoquant une migration de l'eau vers le haut (Lowe, 1976, 1979, 1982). La principale distinction entre les liquefied flows et fluidized flows réside dans le rôle des fluides interstitiels qui prédominent, pour les liquefied flows, dans le déclenchement et, pour les fluidized flows (les sédiments sont portés par le liquide organisé en couches successives), dans le

transport des sédiments (Mulder et Cochonat, 1996). Pour la majorité des auteurs, les deux types de flux sont confondus (Lowe, 1982; Middleton et Hampton, 1973, 1976). Ces flux liquéfiés apparaissent comme des dépôts relativement homogènes rarement laminés et granoclassés pour les *liquefied flows*, souvent laminés mais non granoclassés pour les *fluidized flows*. Ils présentent dans les deux cas de fréquentes figures d'échappement d'eau (Lowe, 1976, 1982; Mulder et Cochonat, 1996; Bridge et Demicco, 2008).

Une grande proportion des dépôts gravitaires sont issus, au final, d'une combinaison ou d'un relais dans le temps de plusieurs types de flux de sédimentation gravitaire. C'est pourquoi de nombreux modèles existent pour décrire leur évolution à la fois dans le temps et dans l'espace, incluant les processus mécaniques et hydrodynamiques qui les régissent. Les liens génétiques qui relient ces différents dépôts gravitaires sont résumés sur la figure 18A et B (Walker, 1978; Mulder et Cochonat, 1996).

3.1.3. Modèles de sédimentation gravitaire silicoclastique et exemples

Les premières études véritablement orientées sur la caractérisation de l'architecture stratigraphique des dépôts turbiditiques visant à établir un modèle de dépôt apparaissent vers la fin des années 60. Les premiers modèles de *submarine fans* (éventails sous-marins ou *fan* sous-marin) sont proposés par Walker (1966), suivis par les travaux de Jacka *et al.* (1968), Nelson *et al.* (1970), Normark (1970) et Mutti et Ricci Lucchi (1972) qui permettent d'obtenir un modèle complet et détaillé. Normark (1970) établit son modèle à partir d'observations sur plusieurs systèmes actuels dans l'offshore californien en utilisant des images issues de sismique réflexion et d'écho sondes. Cet auteur distingue des structures générales caractérisant un *fan* sous-marin:

- la présence d'un large canyon distributaire se transformant en chenal distributaire avec des levées,
- un éventail de petits chenaux distributaires dans la partie distale du chenal principal qui délimite une zone de *suprafan*,
- un système composé de trois parties qualifiées respectivement de *lower fan* (partie la plus distale), *mid fan* et *upper fan* (partie la plus proximale).

Mutti et Ricci Lucchi (1972) développent un modèle de *fan* basé sur des observations de terrain. Si la morphologie générale est concordante avec le modèle de Normark (1970), celui de Mutti et Ricci Lucchi (1972) permet de proposer des séquences virtuelles et idéales des faciès gravitaires en fonction de leur position dans le système. Les mêmes auteurs complètent en 1975 leur propre modèle

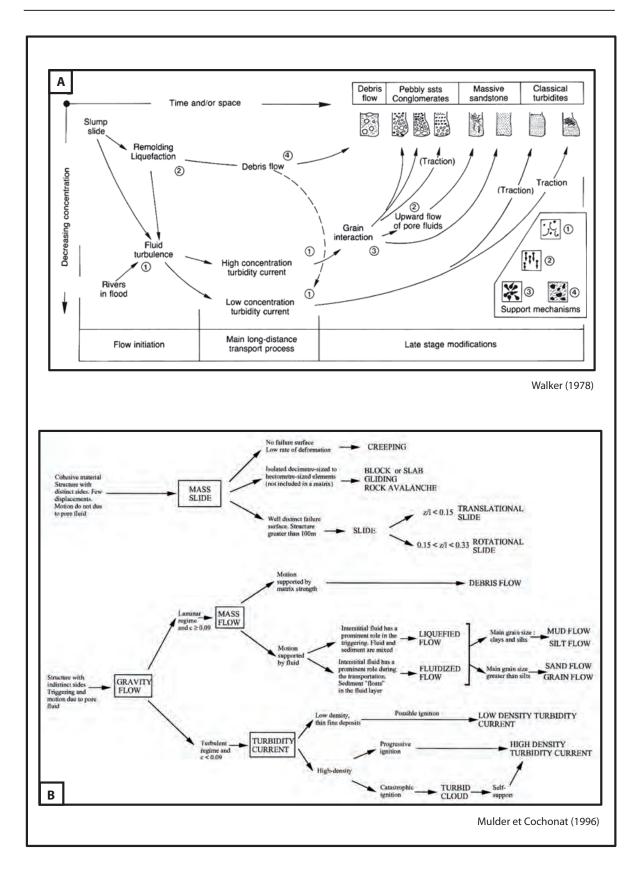


Fig.18: Relation génétique entre les différents types de flux de sédimentation gravitaire. (A) Evolution en fonction du temps, de l'espace et de la concentration. Le type de mécanisme de support des sédiments est précisé en bas à droite. (B) Le mode de support et le régime d'écoulement sont pris en compte

en y ajoutant des informations sur les mécanismes de dépôts. Le premier modèle de Walker (1966) est complété par l'auteur en 1978 (Fig.19A) ; le nouveau modèle intègre à la fois la nomenclature de celui de Normark (1970) et des séquences virtuelles de dépôt interprétées en termes de mécanismes de transport, à l'image de celui de Mutti et Ricci Lucchi (1972, 1975). Le modèle submarine ramp (rampe sous-marine) est proposé dans les années 80 (Chan et Dott, 1983 ; Heller et Dickinson, 1985). Reading et Richards (1994) développent un ensemble de 12 modèles basés sur des exemples silicoclastiques qui prennent en compte à la fois le type de liaison entre le système gravitaire, sa source (« feeder system » : chenal distributaire unique, multiple sources ou ligne de source) et la taille des éléments (incluant la proportion de matrice). Reading et Richards (1994) incluent dans leurs modèles tous les paramètres connus jusqu'alors pour caractériser les systèmes turbiditiques profonds, et ce, dans le but d'optimiser l'exploitation de ces réservoirs potentiels en hydrocarbures. Le plus utilisé aujourd'hui reste cependant le modèle de submarine fan même si des critiques sur sa validité sont formulées (Commitee on Submarine Fans (COMFAN I), 1982; Shanmugam, 2000) (détaillées dans le paragraphe 3.3.1.). De très nombreux exemples ont été décrits depuis et une synthèse des systèmes anciens a été faite par Mattern (2005). Des exemples de systèmes actuels ainsi que les méthodes employées pour leur étude sont détaillés dans le paragraphe 3.3.2. Après COMFAN I, des modèles nouveaux sont proposés : les modèles de la stratigraphie séquentielle, prenant en compte la dimension temporelle et les fluctuations du niveau marin, négligées jusque là (Van Wagoner et al., 1988). Ces modèles incluent les dépôts gravitaires et leur architecture dans un schéma plus vaste de progradation et de régression du système sédimentaire dans un cycle de variation du niveau marin relatif à l'échelle d'une marge.

3.2. Systèmes de dépôts gravitaires calciclastiques

3.2.1. Historique des calciturbidites

Kuenen (1956) fait le premier une description des calcaires granoclassés. Mais les travaux de Meischner (1964) apportent des descriptions et des interprétations précises des turbidites carbonatées, appelées « calcaires allodapiques » (*Allodapische Kalke*). Cette définition de dépôts, issus de courants turbides, sur la base de la nature des clastes marque les premières différences avec les séquences turbiditiques classiquement adoptées, même si la grande majorité des observations s'accorde avec le modèle de Bouma (1962). L'auteur observe une interstratification de couches pélitiques avec des calcaires clastiques en lits réguliers, sans changement notable d'épaisseur sur de grandes distances. Il décrit des bases de bancs nettes, présentant parfois des *flutes casts* (empreintes de flutes) et des *grooves casts* (cannelures). Les bancs sont pour la plupart granoclassés et laminés, avec parfois

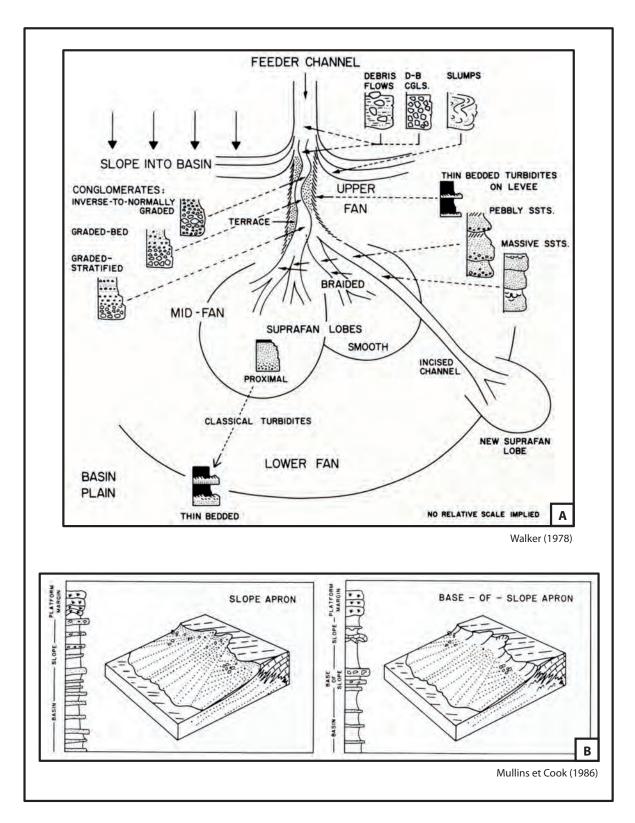


Fig.19: Principaux modèles de dépôts gravitaires. (A) Modèle de «submarine-fan» pour des dépôts silicoclastiques (d'après Walker, 1978). (B) Modèles de «slope apron» et «base-of-slope apron» pour des dépôts calciclastiques (d'après Mullins et Cook, 1986)

des rides de courant et des convolutes. Le sommet présente une transition continue entre les bancs clastiques (ou allodapiques) et les interlits pélitiques. Enfin, les intercalations pélitiques présentent exclusivement des faunes planctoniques et nectoniques, alors que les calcaires clastiques contiennent un faible pourcentage de formes planctoniques par rapport aux formes benthiques, provenant de zones peu profondes récifales. Meischner conclut donc que ces calcaires sont issus de courant de turbidité. En étudiant des turbidites calcaires du Dévonien anglais, Tucker (1969) observe une « préphase » de marnes silteuses sous la partie grossière des calcaires allodapiques. Il décrit des bancs à bases planes entaillées parfois de larges chenaux à laminations horizontales dans les parties fines et à rides de courant dans les parties grossières. Ces turbidites du Dévonien sont caractérisées par la prépondérance des chenaux à la base des bancs dans les turbidites calcaires (alors que les flutes casts et des grooves sont prépondérants dans les turbidites silicoclastiques), une limite supérieure des bancs nette (à transition continue pour les systèmes silicoclastiques) et l'absence de la séquence complète de Bouma (notamment absence systématique de l'unité e, utilisée pour caractériser les turbidites calcaires). Toutefois, Eberli (1987, 1988), Maier-Harth (1982), Crevello et Schlager (1980), Mullins et al. (1984) et Austin et al., 1986 décrivent une unité e composée d'une micrite plus ou moins argileuse. Ter-Chien Huang et Pierce (1971) effectuent des travaux sur les turbidites carbonatées à grande profondeur (deepsea carbonate turbidites) au large des Bahamas en liaison avec les récifs. Ils appliquent les modèles existants aux dépôts silicoclastiques sans tenir compte de la nature carbonatée du matériel. Eberli (1987, 1988) caractérise finalement de façon précise les turbidites calcaires, appelées calciturbidites. Bien que la séquence de Bouma soit appliquée dans sa globalité, l'auteur évoque quatre différences caractéristiques des calciturbidites par rapport aux turbidites silicoclastiques :

- une distribution bimodale des constituants avec les lithoclastes plus denses à la base et les bioclastes au sommet,
- la rareté des figures de base de bancs comme les *flutes casts*, les *grooves* et les figures de charge, car le contraste de densité avec la boue carbonatée sous-jacente n'est pas suffisamment important,
- des rides de courants et des convolutes rarement visibles,
- la présence très fréquente chez les calciturbidites de silicifications secondaires effaçant parfois les structures sédimentaires internes.

Comme pour les systèmes silicoclastiques, une recherche de l'évolution spatiale des systèmes turbiditiques calcaires a été ensuite réalisée (Mullins et Cook, 1986) (cf. § 3.2.3.).

3.2.2 : Autres dépôts gravitaires calciclastiques

La plupart des auteurs ayant travaillé sur du matériel calcaire issu de resédimentation gravitaire utilisent les critères, décrits à l'origine pour des dépôts silicoclastiques, permettant d'identifier les principaux mécanismes hydrodynamiques définis d'après ces mêmes dépôts (Crevello et Schlager, 1980; Maier-Harth, 1982; Mullins et al., 1984; Austin et al., 1986; Eberli, 1987, 1988). Par la suite, ils emploient la même terminologie des flux de sédimentation gravitaire et les mêmes mécanismes hydrodynamiques pour rendre compte de la genèse de ces dépôts. Les courants de turbidité représentent la plus grande part des flux de matériel carbonaté. Cependant, en raison du caractère relativement bien trié et bien individualisé des éléments bioclastiques, source des calciturbidites, les flux de type grain flows sont aussi très représentés (Maier-Harth, 1982; Eberli, 1987, 1988). Avec Eberli (1991) sont décrites les différentes variations de calciturbidites en fonction de la densité du courant qui les engendre. Les « megabreccias » (méga-brèches) (Johns, 1978 ; Haas, 1999), les « breccia beds » (bancs de brèches) (Krause et Oldershaw, 1979) ou encore les « sheet-like breccias » (nappe de brèches) (Mullins et Cook, 1986) constituent des faciès particuliers des systèmes gravitaires carbonatés que l'on peut rassembler sous le terme de méga-brèches. Ces brèches calcaires, organisées en bancs épais, souvent interprétées comme des debris flows, ont servi de base aux premières applications du concept de glissement sousmarin puis de debris flows. En effet, de nombreux exemples ont été recensés, étudiés et comparés aux travaux expérimentaux de Middleton (1967, 1970), puis aux concepts de Johnson (1970), Hampton (1972), Middleton et Hampton (1973), Lowe (1982). Par exemple, Cook et al. (1972) définissent des debris flows carbonatés allochtones et Hendry (1972) décrit des brèches déposées par des mass flows. La notion de « Two-layers deposits » (dépôts à deux couches) de Krause et Oldershaw (1979) est un modèle précurseur des turbidites bipartites et tripartites (Gladstone et Sparks, 2002; Talling et al., 2004) appliquées aux brèches carbonatées. Enfin, Drzewiecki (2002) dresse l'inventaire des processus de dépôts carbonatés issus de flux gravitaires pour lesquels il distingue trois types de méga-brèches :

- des brèches à support matriciel interprétées comme des debris flows riches en boue (mudflows) provenant de slumps ou de glissements sous-marins « intra-pente » (au sein du talus);
- des brèches à support granulaire avec une proportion de matrice encore importante, interprétées comme des debris flows provenant d'un collapse de la plate-forme en amont.
 Le flux passe la partie haute de la pente sans déposer sa charge sédimentaire (bypass) et dépose ses sédiments dans un système chenalisé ou en bancs horizontaux (sheet-like) sur la partie inférieure de la pente;
- des brèches à support granulaire avec une faible proportion de matrice, inteprétées comme

des tabliers de talus au pied de niches d'arrachement et déposées par des processus de *rock* falls ou de debris falls.

Ces faciès font partie de la plupart des systèmes gravitaires calciclastiques et servent de base à l'élaboration du modèle de « *slope apron* » (tablier de pente) de Mullins et Cook (1986). D'autres modèles sont détaillés ci-après.

3.2.3. Modèles de sédimentation gravitaire calciclastique et exemples

Dès 1967, Pray et al. (1967) proposent un modèle très différent du modèle silicoclastique de submarine fan (Walker, 1966; Jacka et al., 1968; Nelson et al., 1970; Normark, 1970; Mutti et Ricci Luchi, 1972, 1975). Ce modèle (carbonate debris-sheet model) rend compte de la particularité des systèmes carbonatés qui forment préférentiellement des dépôts gravitaires en couches horizontales drapantes (sheet-like) non chenalisées. Les mécanismes dominants de transport des sédiments sont alors des debris flows (Pray et al., 1967; Mullins et Cook, 1986). Ce modèle, complété par Cook et al. (1972), est le précurseur des modèles de slope apron et base-of-slope apron définis par Mullins et Cook (1986) (Fig.19B). Ces derniers se distinguent de submarine fan ; les apports de sédiments y sont en effet multiples et sont répartis le long d'une ligne de source (line-source), à la différence des fan sous-marins nourris par un unique chenal ou canyon distributaire (point-source). Les modèles de slope apron et base-of-slope apron se distinguent, l'un de l'autre, par une absence de dépôt sur la pente (bypass) pour le second. Nelson, (1983), Braga et al. (2001), Payros et Pujalte (2007) appliquent le modèle silicoclastique de submarine fan à des systèmes entièrement ou partiellement carbonatés. L'intégration des différences entre les modèles calciclastiques et silicoclastiques donne finalement naissance au modèle de calciclastic submarine fan, carbonate submarine fan ou CSF (éventail sousmarin calciclastique) (Ruiz-Ortiz, 1983; Tucker et Wright, 1990; Payros et Pujalte, 2007). Une synthèse très complète des fans sous-marins calciclastique est faite par Payros et Pujalte en 2008. Ces auteurs proposent trois modèles de CSF en fonction de la granulométrie du matériel dominant (Fig.20). D'autres auteurs également utilisent et adaptent ces modèles :

- Hathway (1995) observe le dépôt et la diagenèse d'un système de *slope apron* au Miocène près des îles Fiji.
- Cronin *et al.* (2000) décrivent une séquence stratigraphique reconnaissable des systèmes en base de talus (*base-of-slope apron*), dans la formation de Kaplankaya dans le Sud de la Turquie.

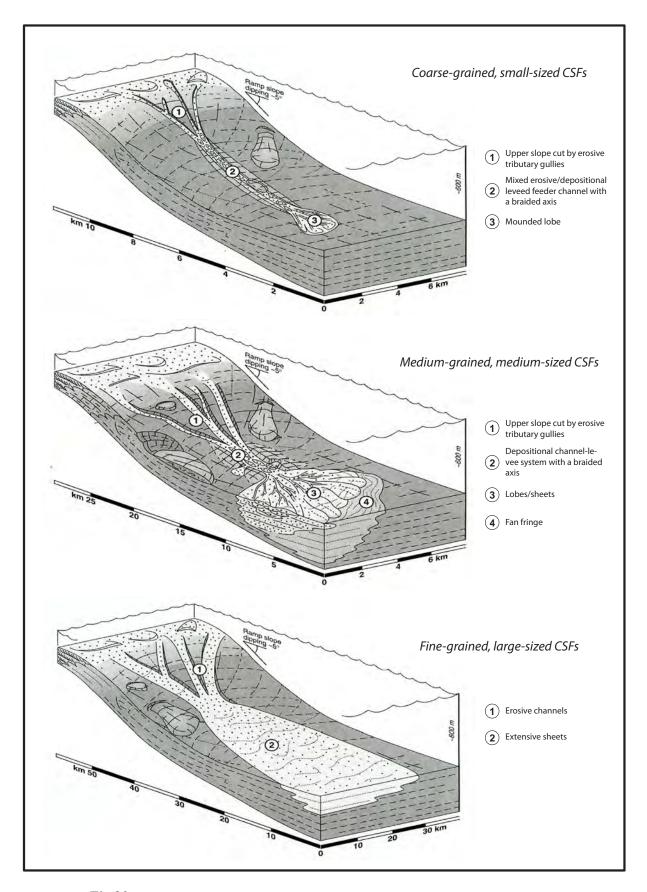


Fig.20: Modèles de calciclastic submarine fan (CSF) d'après Payros et Pujalte (2008)

- Hüneke et Kruenke (2004) observent des dépôts gravitaires de haute densité en base de talus dans un environnement marin profond (*base-of-slope apron*), provenant d'une plateforme carbonatée bordée par une barrière récifale au Maroc pendant le Givetien.
- Haas (1999) emploie les termes de « *toe-of-slope deposits* » pour désigner les dépôts en pied de talus.
- Payros et Pujalte (2008) font une synthèse de nombreux exemples d'utilisation du modèle de *calciclastic submarine fan* (CSF) depuis la fin des années 70 jusqu'à aujourd'hui.

3.3. Comparaison des systèmes et processus de sédimentation gravitaire - applicabilité des modèles

3.3.1. Comparaison des systèmes silicoclastiques et calciclastiques

Les travaux de Colacicchi et Baldanza (1986) et de Mullins et Cook (1986) permettent de recenser les différences entre les systèmes sédimentaires gravitaires silicoclastiques et calciclastiques. Colacicchi et Baldanza (1986) montrent que la quantité de boue disponible est primordiale. En effet, ils affirment que les turbidites carbonatées possèdent une proportion de boue beaucoup moins importante que leur équivalent silicoclastique, ce qui diminue d'autant leur capacité de transport (efficiency). De plus, la matrice, lorsqu'elle est présente, correspond à une micrite silteuse ou à microfossiles moins lubrifiante que les argiles feuilletées des systèmes silicoclastiques. Payros et Pujalte (2008) expliquent cette faible capacité de transport par une forte friction interne inhérente aux clastes carbonatés et par l'absence d'argiles lubrifiantes. En conséquence, les pentes permettant le déclenchement de coulées gravitaires en contexte carbonaté doivent être plus fortement inclinées que dans un contexte silicoclastique et la distance de transport (donc également la dimension moyenne des systèmes) est moins importante (Colacicchi et Baldanza, 1986; Mullins et al., 1984; Mullins et Cook, 1986; Payros et Pujalte 2008). Schlager et Camber (1986) expliquent les propriétés des systèmes carbonatés en invoquant la forme généralement plus anguleuse des clastes carbonatés. Colacicchi et Baldanza (1986) montrent ensuite une différence de comportement physico-chimique vis-à-vis de la diagenèse. La cimentation précoce des grains de carbonates est plus rapidement effective que celle des sédiments siliceux ; ainsi, dans les carbonates, les remobilisations des sédiments sont plus limitées. La quantité de matériel mobilisée, souvent plus importante dans les contextes silicoclastiques, est également un facteur de différenciation et expliquerait en partie les dimensions moyennes des systèmes carbonatés, qui sont très inférieures à celles des systèmes silicoclastiques (Stow et Mayall, 2000 ; Payros et Pujalte, 2008). Enfin, d'après Colacicchi et Baldanza (1986), Mullins et al. (1984), Mullins et Cook (1986), Stow et Mayall (2000), Payros et Pujalte (2008), la zone source est unique dans le modèle de submarine fan alors qu'elle est multiple dans le cas de systèmes carbonatés en contexte de slope apron et base-of-slope apron. Les sédiments carbonatés possèdent donc des caractéristiques qui leur sont propres par rapport aux sédiments silicoclastiques. Les deux types de sédiments ont un comportement différent face aux mêmes processus de resédimentation quel que soit le contexte. Or cette différence de comportement n'est pas systématiquement prise en compte par les auteurs si l'on observe le nombre important de fan calciclastiques sous-marins décrits ces dernières années. Ce genre de systèmes reste toutefois peu fréquent à l'échelle du globe (Payros et Pujalte, 2008 et références associées). Une proportion de boue assez importante (en comparaison des observations de Colacicchi et Baldanza (1986)) et une capacité de transport en conséquence plus grande, sont souvent évoquées pour justifier de la formation des fans turbiditiques dans un contexte carbonaté. Certains auteurs ont fait abstraction de la nature des sédiments pour privilégier d'autres critères permettant de rassembler, dans une série de modèles, l'ensemble des caractères décrits dans les anciens modèles (Stow et Mayall, 2000). Six modèles sont décrits, répartis en fonction du volume de sédiments, de la taille des grains et du nombre de sources. La capacité de transport (efficiency ou transport capacity) explique à elle seule les principales différences entre les modèles de submarine fan, de slope apron et de base-of-slope apron, ainsi que les différences entre systèmes gravitaires silicoclastiques et calciclastiques. Les systèmes silicoclastiques présentent, en règle générale, une capacité de transport plus importante que celle des systèmes calciclastiques (Mutti et Normark, 1987; Einsele, 1992; Payros and Pujalte 2008), bien que l'inverse soit parfois observé (Stow et Mayall, 2000).

3.3.2. Comparaison des systèmes anciens et actuels

L'utilisation des outils géophysiques (profils sismiques 2D et 3D, sismique réflexion, échos sondes, systèmes de sonars, etc.) s'est beaucoup développée ces dernières années dans les études des phénomènes de sédimentation gravitaire et particulièrement dans l'analyse des systèmes actuels. On peut noter par exemple :

- l'étude de grands glissements sous-marins au large de l'Angola grâce à la sismique 3D (Gee *et al.*, 2005, 2006),
- l'utilisation de systèmes sonar pour étudier le mouvement des courants de fond (*bottom currents*) sous 3000 mètres d'eau dans le Golfe du Mexique (Kenyon *et al.*, 2002),
- l'étude des sédiments profonds du Golfe de Cadiz au large du détroit de Gibraltar avec le même procédé (Habgood *et al.*, 2003).

Cependant, l'étude détaillée de ces systèmes, en vue de l'exploitation des hydrocarbures par exemple, nécessite des analyses pétrophysiques et sédimentologiques généralement irréalisables. Ce fait a contribué à développer l'expérimentation en laboratoire donnant accès à des mesures théoriques

sur les vitesses d'écoulement, la concentration, la densité et la viscosité (Kuenen, 1950, 1951, 1952; Middleton, 1966, 1967). Cette lacune d'information a également poussé les auteurs à comparer en détail les systèmes anciens et les systèmes actuels. Cela s'est traduit par l'utilisation massive des observations du modèle de submarine fan de Mutti et Ricchi Lucchi (1972, 1975) pour interpréter des systèmes actuels, en les appliquant au modèle de fan de Normark (1970). Les comparaisons ne sont cependant pas satisfaisantes à grande échelle. En effet, on constate un problème de concordance au niveau de la taille moyenne des systèmes qui paraît être plus grande pour les systèmes actuels (Mutti et al., 2009). Les jeux très différents de données (données de terrain pour les systèmes fossiles, données sismiques ou sonar pour les systèmes actuels) posent également des difficultés pour la comparaison (Mutti et al., 2009). De plus, certaines caractéristiques des appareils actuels ne coïncident pas avec les observations faites sur les appareils anciens, entre autres exemples : les systèmes anciens sont fréquemment confinés, soit par la tectonique, soit par les dimensions du bassin, alors que le modèle de submarine fan appliqué à l'actuel est un modèle d'étalement, sans contraintes latérales ou longitudinales ; les systèmes anciens ne possèdent que rarement des chenaux-levées, qui sont au contraire très souvent décrits dans les systèmes actuels et intégrés dans de nombreux modèles. Le Committee on Submarine Fans (COMFAN I) remet alors en cause la validité de ce modèle en 1982. Normark (1991) lui-même suggère d'abandonner le terme et la notion même de suprafan dont l'équivalence n'a pu être reconnue sur des systèmes fossiles. Certains auteurs ont tenté d'expliquer ces différences entre Ancien et Actuel sans dégager un critère spécifique. Flint et Hodgson (2005) rappellent cependant que les conditions actuelles de haut-niveau marin général à l'échelle du globe n'offrent pas un bon analogue pour étudier les contextes de bas niveau sur la répartition des sédiments actuels. Malgré ces difficultés de comparaisons entre Ancien et Actuel l'évolution de la compréhension des systèmes sédimentaires gravitaires, de leur architecture stratigraphique et de leur signification paléogéographique, tectonique ou sédimentaire nécessite un travail conjoint sur les systèmes actuels et fossiles. Mutti et al. (2009) proposent plusieurs éléments de dépôts reconnaissables à la fois dans l'Ancien et l'Actuel en tenant compte des données accessibles dans les deux cas ; ils résument ainsi les critères des futurs modèles comparatifs (Fig.21).

3.3.3. Applicabilité des modèles

Les premières interrogations sur la validité et l'applicabilité du ou des modèles fan(s) sousmarin(s) actuel(s) aux ensembles turbiditiques anciens (principalement des flyschs) apparaissent lors du premier Commitee on Submarine Fans (COMFAN I, 1982). Les problèmes évoqués sont l'inadéquation des modèles basés sur des systèmes anciens avec les observations actuelles, et

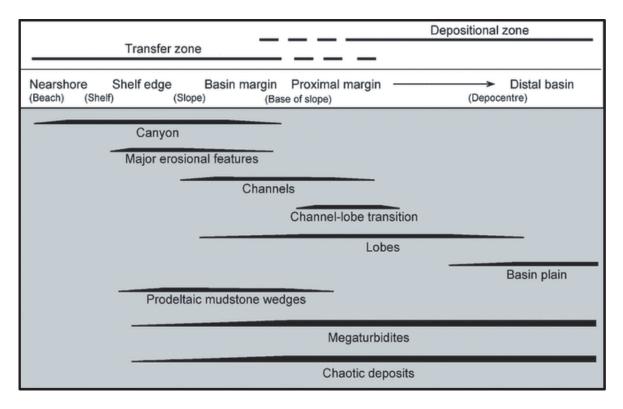


Fig.21 : Principaux éléments de dépôts gravitaires reconnaissables à la fois sur les systèmes anciens et récents (d'après Mutti et al., 2009)

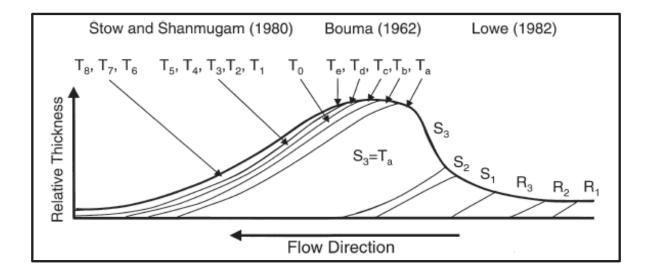


Fig.22 : Diagramme schématique montrant l'évolution des divisions dans une séquence turbiditique en fonction de sa position sur la pente (d'après Shanmugam, 2000 à partir des travaux de Lowe, 1982; Bouma, 1962; Stow et Shanmugam, 1980 et Pickering et al., 1989)

l'absence de prise en compte de la chronologie des dépôts (Mutti et al., 2009). Des auteurs comme Shanmugam (2000) ont remis en question ce modèle et pensent qu'aujourd'hui les modèles sont plus utiles pour interpréter les dépôts subaériens et marins peu profond que ceux marins profonds. Les modèles conceptuels pour les domaines de grande profondeur comme le modèle de submarine fan sont faits à partir d'observations incomplètes sur des systèmes anciens et actuels combinées à des données expérimentales. Pour Shanmugam (2000), l'applicabilité d'un modèle dépend de sa généralisation et perd de ce fait de sa précision. Un exemple est donné avec les divisions de la séquence de Bouma : les cinq divisions ne s'appliquent qu'à une catégorie restreinte de turbidites, celles de moyenne et faible densité (Middleton et Hampton, 1973; Lowe, 1982). Il en va de même pour les divisions de Stow et Piper (1984) sur les turbidites à faible et très faible densité, et celles de Lowe (1982) sur les turbidites à forte densité. Un modèle de division complet et général applicable à l'ensemble des dépôts turbiditiques compterait seize divisions, ce qui rend le modèle difficile à exploiter (Fig.22). Avec l'apparition de la stratigraphie séquentielle, certains auteurs comme Walker (1992), ont remis en cause leur propre modèle parce qu'il ne prenait pas en compte le facteur temps et les fluctuations du niveau marin. Shanmugam (2000) propose d'abandonner l'application des modèles pré-établis, en particulier celui de submarine fan, et de redéfinir le concept de turbidites. Selon Anderton (1985), chaque modèle de faciès est finalement unique et éphémère. L'application systématique du modèle de submarin fan en contexte de base de pente n'est donc pas justifiée. En plus des raisons évoquées par Shanmugam (2000) et Walker (1992), on peut noter que ce modèle ne prend pas en compte les systèmes se développant au sein même des pentes de talus. Ces systèmes, peu décrits dans la littérature, forment des géométries particulières qu'il est important de comprendre et de caractériser tant du point de vue académique que pétrolier. L'exemple le plus pertinent est sans doute celui de la marge Nord du Golfe du Mexique où un système turbiditique complexe s'est mis en place au cœur du talus en remplissant de petits bassins délimités par des diapirs de sel.

L'application d'un modèle quel qu'il soit est donc toujours réductrice, seuls des éléments de comparaison peuvent être empruntés aux anciens modèles associés à une étude chronologique des dépôts qui joue un rôle très important dans la répartition des faciès et leur interprétation.

PARTIE II

Données et premières interprétations

CHAPITRE 3

Chapitre 3 : Le secteur de la Drôme

1. Localisation du secteur d'étude

Le secteur de la Drôme (Fig.23) occupe la partie centrale du domaine d'étude, à cheval sur les départements de la Drôme et des Hautes-Alpes. Au Nord, la limite est marquée par le Massif du Vercors ; à l'Ouest, les affleurements du Jurassique supérieur disparaissent sous le Crétacé inférieur du synclinal perché de la forêt de Saou (au Nord de Dieulefit) ; la rivière du Büech marque approximativement la limite Est tandis que la montagne de Raton (approximativement entre Serres et Rémuzat) ainsi que son prolongement à l'Est jusqu'à Serres représentent les derniers affleurements au Sud. La partie Sud-Ouest appartient au secteur des gorges de l'Aygues (Chapitre 6), et la partie Nord-Est au secteur Nord (Chapitre 5). La position de l'ensemble des coupes levées dans ce secteur est portée sur la figure 24. La liste des abréviations utilisées est la suivante :

ABV : coupe de l'Abbaye de Valcroissant

ART: coupe d'Artamare

BMA : coupe de la Boutonnière/Malpasset

CAS: coupe de la Cascade

CED : coupe de Châtillon-en-Diois

CHA: coupe de Charens

CHO: coupe du Chouët

CHT: coupe du Château

CLA : coupe du Clap de Luc-en-Diois

CMI: coupe du col de Miscon

COB : coupe de Comballon

COC: coupe de Chamaloc

COL : coupe du Colombier

CPO : coupe du col de Pommerol

CTO: coupe du col des Tourettes

ESP : coupe d'Espenel

SCB : coupe de Sainte-Croix bis

SCR : coupe de Sainte-Croix

SIG: coupe de Sigottier

EST: coupe d'Establet

GAL: coupe des Gallands

GAU: coupe des Gaurys

GDE : coupe du Grand Delmas

GRA: coupe des Graves

JON : coupe de Jonchère

LAV: coupe de Laval d'Aix

LCH: coupe de la Charce

LUZ: coupe de Luzerand

MAR: coupe de Marignac-en-Diois

MIS: coupe de Miscon

PON : coupe de Pontaix

PRA : coupe de Pradelle

RCR: coupe du Rocher de Cresta

SAI : coupe de Saillans

SBD : coupe de Saint-Benoît-en-Diois

TCA: coupe de Carabaou

TCS: coupe du tunnel du cadran solaire

TGE: coupe du tunnel des gorges de l'Echaris

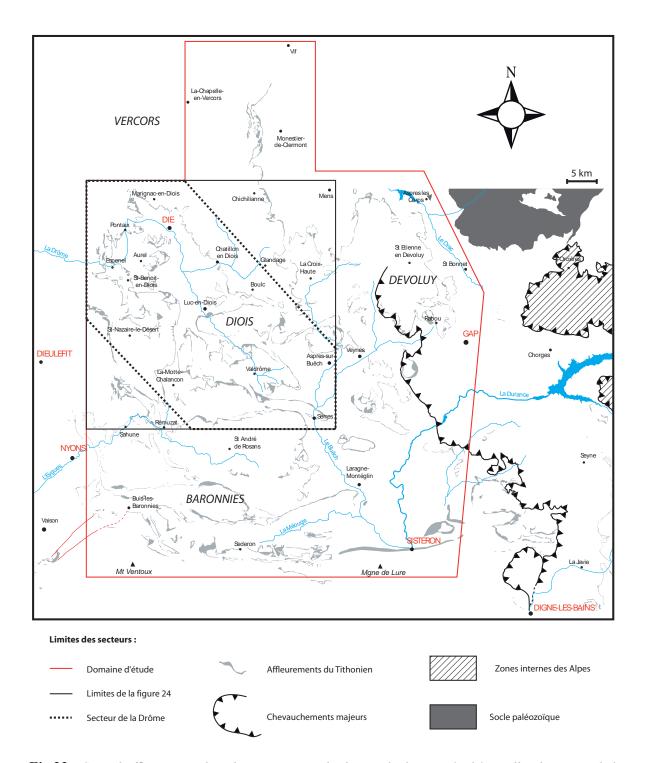


Fig.23 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du domaine étudié et celles du secteur de la Drôme

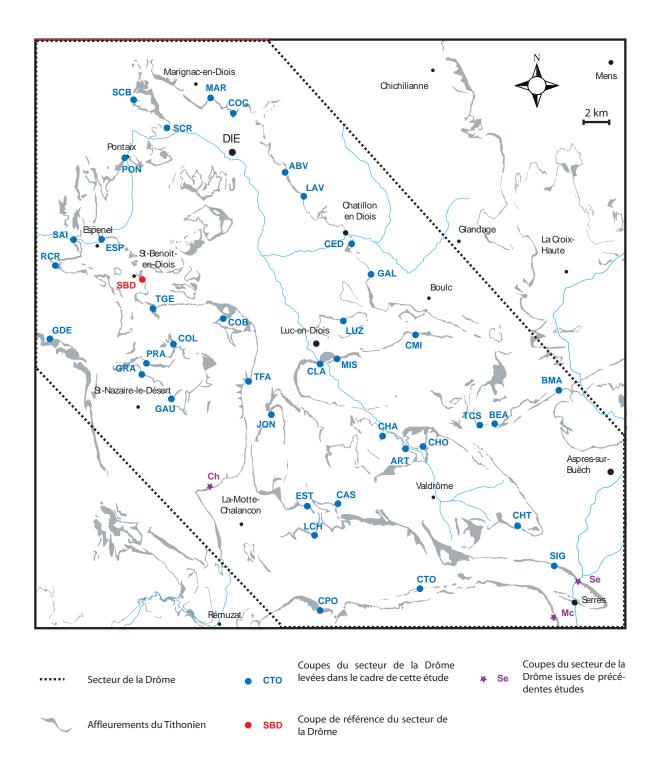


Fig.24 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur de la Drôme et la position des coupes levées dans ce secteur

Les coupes détaillées sont disponibles en annexe (An.28 à 65). Dans certaines zones, la série étudiée présente un pendage quasi horizontal et la situation systématique en falaise du Kimméridgien supérieur et du Tithonien ne permet pas un levé de coupe classique (exemple : montagne d'Aucelon, secteur d'Aurel, etc.). Plusieurs panoramas photographiques ont été alors utilisés pour construire des coupes approximatives qui complètent les transversales de corrélation et pour étudier la géométrie interne de la Formation.

2. Les lithofaciès

Six faciès principaux ont été identifiés dans le secteur de la Drôme entre le Kimméridgien terminal et le Berriasien moyen : les calcaires micritiques, les brèches, les calcarénites, les calcaires laminés, les slumps et un méga-slump.

2.1. Les calcaires micritiques

Les calcaires micritiques montrent, pour le domaine vocontien, une évolution décrite dans le chapitre 1 et synthétisée sur la figure 3 (Chapitre 1). Ainsi, plusieurs changements importants de morphologie et de composition sont observés et permettent de définir trois faciès particuliers : les calcaires noduleux, les calcaires en plaquettes et les Calcaires blancs.

2.1.1. Aspect et organisation à l'affleurement

De façon générale, les faciès calcaires en place sont plus en retrait dans la morphologie que les brèches et les calcarénites. L'aspect noduleux du premier faciès (Fig.25A et B) le rend facile à reconnaître. Les calcaires en plaquettes, de par leur faible épaisseur, sont plus difficiles à reconnaître dans les falaises (Fig.25C et D). En revanche, les Calcaires blancs, assez homogènes, souvent massifs et fréquemment en surface structurale, sont aisément repérables (Fig.25E et F).

2.1.2. Caractéristiques internes

2.1.2.1. Calcaires noduleux

Les calcaires noduleux sont caractérisés par des bancs de 5 à 20 centimètres d'épaisseur en moyenne, de couleur gris clair à gris foncé. Les bancs sont généralement très ondulés, parfois moins en raison de la quantité de calcarénites intercalées (Fig.25B).

2.1.2.2. Calcaires en plaquettes

Les calcaires en plaquettes possèdent des interlits plus argileux que ceux du faciès noduleux. Les bancs calcaires présentent un débit caractéristique en plaquettes assez allongées (Fig.25D). Ils sont très minces, excédant rarement 5 centimètres ; avec une épaisseur moyenne comprise entre 1 et 5 centimètres. Leur couleur est beige clair à jaunâtre parfois grise.

2.1.2.3. Calcaires blancs

Les Calcaires blancs possèdent différents aspects suivant leur degré d'altération. En effet, ils peuvent être massifs et homogènes (ressortant assez bien à l'affleurement), en bancs distincts (Fig.25E), ou encore massifs mais très en retrait dans la morphologie se débitant en petits parallélépipèdes grâce à des réseaux de diaclases (Fig.25F). Les bancs sont en général d'épaisseur plus importante que les deux autres faciès calcaires ; les épaisseurs sont comprises entre 20 et 40 centimètres en moyenne. Leur couleur varie du blanc au beige clair à la patine blanchâtre.

2.1.3. Caractéristiques microscopiques et composition biologique

Les trois faciès de calcaires micritiques présentent, à l'échelle microscopique, une matrice micritique homogène à légèrement pelletoïdale, contenant une proportion plus ou moins importante de bioclastes. Il s'agit de mudstones, de wackestones et plus rarement de packstones. Sept microfaciès sont identifiés contenant macro et microfaunes (Fig.26):

- Microfaciès 1a : wackestone ou packstone à Saccocoma. Ce microfaciès contient des restes de Saccocoma en abondance et des restes de céphalopodes (aptyci et rostres de bélemnites), d'autres échinodermes (crinoïdes, échinidés et astéridés), des lamellibranches, des radiolaires, des foraminifères benthiques (nodosariidés, lagénidés, textulariidés), des spicules de spongiaires et des calcisphères en moindre quantité.
- **Microfaciès 1b**: mudstones à *Saccocoma*. L'association biologique est identique à celle du microfaciès 1a dans une proportion moins importante.
- Microfaciès 2a : wackestones ou packstones à radiolaires. L'association biologique est identique à celle du microfaciès 1a mais à dominance de radiolaires.
- Microfaciès 2b : mudstones à radiolaires. L'association biologique est identique à celle du microfaciès 2a dans une proportion moins importante et peut être quasi exclusivement micritique.

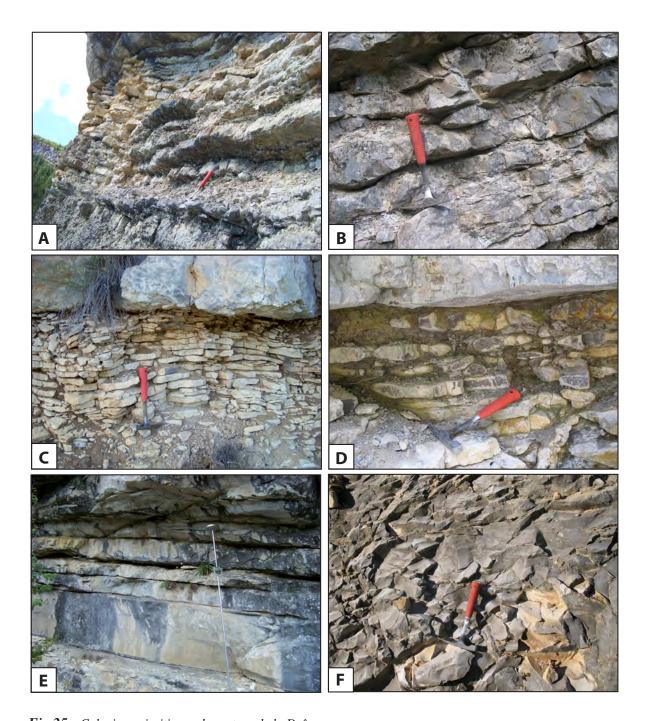


Fig.25 : Calcaires micritiques du secteur de la Drôme.

- (A) Calcaires noduleux (coupe CED)
- (B) Vue de détail de (A) (coupe GAU)
- (C) Calcaires en plaquettes (coupe SCB)
- (D) Vue de détail de (C) (coupe PON)
- (E) Calcaires blancs organisés en bancs épais (l'échelle fait 1,5 mètres) (coupe BMA)
- (F) Vue de détail de (E) (aspect massif en retrait dans la morphologie) (coupe COL)

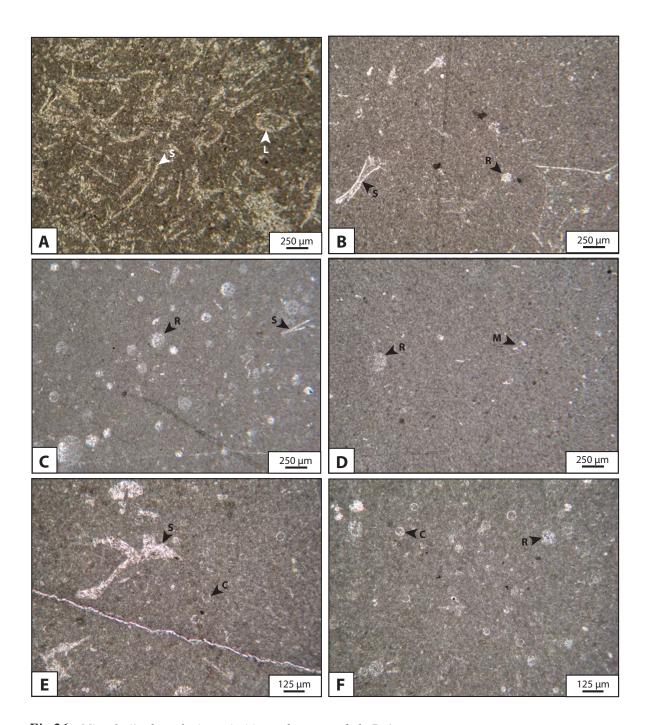


Fig.26: Microfaciès des calcaires micritiques du secteur de la Drôme.

- (A) Wackestone ou packstone à Saccocoma : microfaciès 1a (coupe SBD échantillon SBD.26)
- (B) Mudstone à Saccocoma : microfaciès 1b (coupe MAR échantillon MAR.1f)
- (C) Wackestone ou packstone à radiolaires : microfaciès 2a (coupe MAR échantillon MAR.1h)
- (D) Mudstone à radiolaires : microfaciès 2b (coupe SBD échantillon SBD.11)
- (E) Microfaciès à Saccocoma et à calpionelles : microfaciès 3 (coupe TCA échantillon TCA.2)
- (F) Wackestone ou mudstone à calpionelles : microfaciès 4 (coupe RCR échantillon RCR.1)
- S= Saccocoma, L= lenticuline, R= radiolaires, M= microdébris, C= calpionelles.

- Microfaciès 3 : microfaciès à calpionelles et à Saccocoma. Il contient une association riche en calpionelles et accompagnée de restes de Saccocoma, de céphalopodes (aptyci et rostres de bélemnites), d'autres échinodermes (crinoïdes, échinidés et astéridés), de lamellibranches, deradiolaires, de foraminifères benthiques (nodosariidés, lagénidés, textulariidés), de calcisphères et de gastéropodes à test fin.
- **Microfaciès 4 : wackestones et mudstones à calpionelles**. L'association biologique est identique à celle du **microfaciès 3** à l'exception des *Saccocoma* qui ont disparu.
- Microfaciès 5 : calcarénites à milioles : l'association biologique contient en proportion variable des *Miliolidae*, des restes de lamellibranches, de gastéropodes et de concrétions alguaires (pisolithes). Les bioclastes sont parfois oolitisés dans ce microfaciès.

Les calcaires noduleux et les calcaires en plaquettes correspondent aux **microfaciès 1a**, **1b**, **2a** et **2b**. Ils appartiennent à la zone à *Saccocoma* et au Tithonien inférieur. Aucune calpionelle n'est présente dans ces faciès. Les Calcaires blancs correspondent aux **microfaciès 1a**, **1b**, **2a**, **2 b**, **3** et **4**. Ils sont attribués à la fin de la zone à *Saccocoma* (début du Tithonien supérieur) et comprennent la zone à *Crassicolaria* ainsi que le début de la zone *Calpionella* (Tithonien supérieur et Berriasien inférieur).

Cinq genres et douze espèces de calpionelles sont reconnus dans les Calcaires blancs et les alternances marno-calcaires du Berriasien moyen (*cf.* An.26 et 27 pour les planches photos). Quatre zones de calpionelles sont mises en évidence (*cf.* Fig.3 Chapitre 1 pour leur position stratigraphique respective):

- la zone à *Crassicolaria intermedia* contient en quantité variable : *Crassicolaria intermedia*, *Crassicolaria brevis*, *Crassicolaria parvula*, *Crassicolaria massutiniana*, *Crassicolaria colomi*, *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica*, *Saccocoma*.
- la zone à *Calpionella alpina* contient en quantité variable : *Calpionella alpina* de forme sphérique et alongée, *Tintinnopsella carpathica*, *Crassicolaria parvula*.
- la zone à *Calpionella elliptica* contient en quantité variable : *Calpionella elliptica*, *Calpionella alpina* de forme sphérique et alongée, *Tintinnopsella carpathica*, *Remaniella cadischiana*, *Remaniella sp*.
- la zone à *Calpionellopsis simplex* contient en quantité variable : *Calpionellopsis simplex*, *Tintinnopsella longa*, *Calpionella elliptica*, *Calpionella alpina* de forme sphérique et alongée, *Tintinnopsella carpathica*, *Remaniella cadischiana*, *Remaniella sp*.

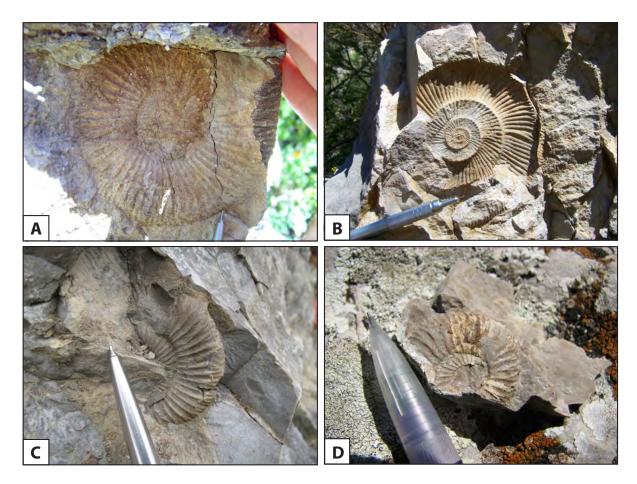


Fig.27: Macrofaune des calcaires micritiques du secteur de la Drôme.

- (A) Test d'ammonite dans un banc de calcaire blanc (coupe TCS)
- (B) Empreinte d'ammonite dans un banc de calcaire blanc (coupe CTO)
- (C) et (D) Test d'ammonite dans un banc de calcaire noduleux (coupes PRA et GDE)

La macrofaune se compose principalement de débris de céphalopodes comme des rostres de bélemnites, des *aptyci* et des tests ou empreintes d'ammonites (Fig.27A, B et C), bien que d'autres macro-organismes ne soient observés que sous forme de fragments en lames-minces (*cf.* composition des microfaciès).

N.B. Pour plus de détails sur se reporter aux tableaux d'analyses microscopiques en annexe (An.100 à 103).

2.2. Les brèches

Les brèches sont des conglomérats comportant plus de 50% de clastes anguleux liés soit par une matrice, ce qui implique une origine primaire, soit par un ciment d'origine secondaire. Une

proportion importante de brèches est observée dans le secteur de la Drôme où plusieurs types sont identifiés et décrits.

2.2.1. Aspect et organisation à l'affleurement

Les bancs de brèches se distinguent nettement à l'échelle de l'affleurement. Ils sont intercalés entre des bancs de calcarénites et de calcaires micritiques, parfois interrompus par la présence d'un slump. On note les caractéristiques suivantes :

- Les bancs de brèches sont habituellement bien repérables dans les falaises en raison de leur épaisseur relative plus importante par rapport aux calcaires micritiques interstratifiés, et aussi parce qu'ils sont plus résistants à l'érosion (Fig.28A). Ceci permet de les suivre et de les corréler de proche en proche.
- Les variations d'épaisseur des brèches sont très faibles et régulières latéralement; elles forment parfois une morphologie bombée, soulignée par le dépôt en onlaps des faciès surincombants (Fig.29A).
- Les niveaux de brèches varient de 50 cm à plus de 30 m d'épaisseur dans certains cas (exemple de la **BR.2** au Clap de Luc-en-Diois, *cf.* coupe **CLA**) (Fig.28B).
- Les brèches sont le plus souvent à base plane (Fig.28C). Certaines présentent une base érosive nette. Plusieurs niveaux de brèches peuvent se raviner et s'emboîter localement (amalgamation) (Fig.29B).
- Certains bancs de brèches passent latéralement à des bancs de calcarénites puis à des faciès de calcaires micritiques (*cf.* corrélations).
- De petites cavités laissées par la dissolution différentielle de galets marneux ou argileux au sein des brèches sont fréquentes (Fig.29C et D).

2.2.2. Caractéristiques internes

Quatre paramètres de la structure interne des bancs permettent de distinguer différents types de brèches : la forme de la base et du toit, la texture, la nature et la granulométrie du liant, l'organisation verticale du banc.

2.2.2.1. Forme de la base et du toit

Les bases de bancs de brèches planes sans figure d'érosion particulière sont les plus fréquentes (Fig.30A et B). Viennent ensuite, par ordre d'importance, les bases finement irrégulières (Fig.30C et



Fig.28: Photos de falaises montrant des niveaux de brèches, parfois amalgamées du secteur de la Drôme.

- (A) Série complète de l'Oxfordien au Tithonien supérieur au Nord-Ouest du village de Brette. On note que les niveaux bréchiques tithoniens en alternance avec des calcaires noduleux ressortent bien à l'affleurement.
- (B) Brèche BR.2 de 30 mètres d'épaisseur dans la coupe du Clap de Luc-en-Diois (CLA)
- (C) Brèche à base plane et à galets mous marneux dans la coupe de Pontaix (PON)

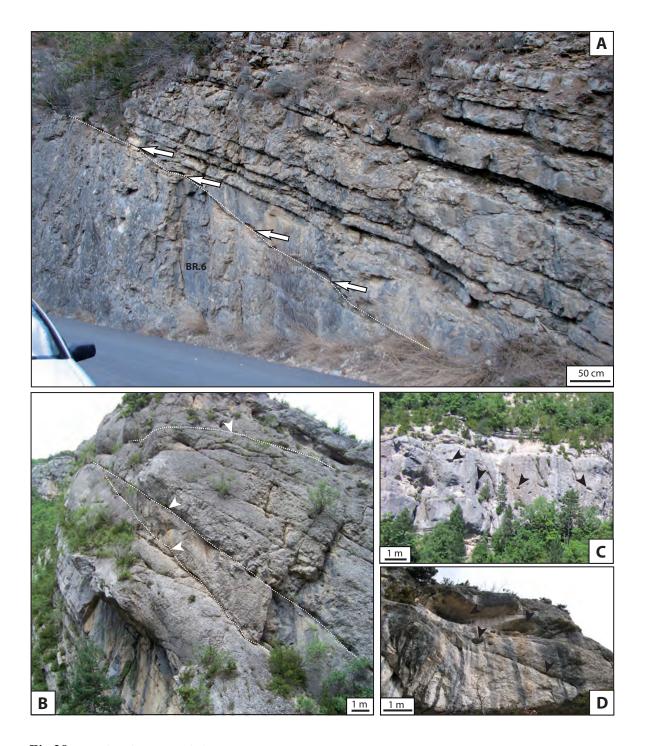


Fig.29 : Brèches du secteur de la Drôme.

- (A) Onlaps des calcaires noduleux sur un banc de brèche (BR.6) (flèches blanches) dans la coupe du tunnel des gorges de l'Echaris (TGE)
- (B) Brèches amalgamées (les surfaces d'amalgamation sont soulignées par un trait en pointillés blancs, signalées par des flèches blanches) dans la coupe de la Charce (LCH)
- (C) Brèche contenant des galets mous marneux dans la coupe de Charens (CHA)
- (D) Brèche contenant des galets mous marneux près de la coupe de Saillans (SAI)

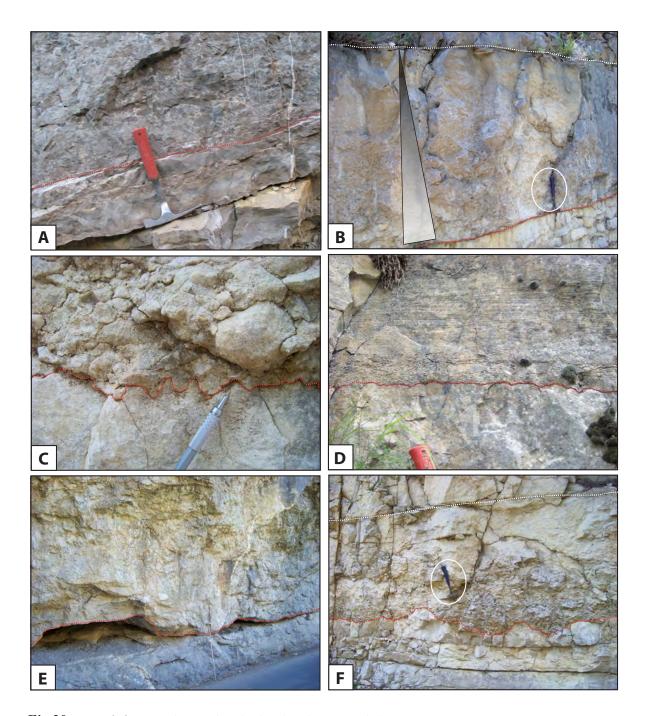


Fig.30 : Type de bases et de toits dans les brèches du secteur de la Drôme.

- (A) Brèche à base plane non érosive (pointillés rouges) (coupe GAU)
- (B) Brèche granoclassée à base (pointillés rouges) et toit (pointillés blancs) planaires (coupe CHO)
- (C) et (D) Brèche à base finement érosive (pointillés rouges) (coupe CHO et CHA)
- (E) Brèche à base très érosive (pointillés rouges) (l'échelle fait 1,5 mètres) (coupe SCB)
- (F) Brèche à base très érosive (pointillés rouges) et au toit net et planaire (pointillés blancs) (coupe CHO)

D), puis celles franchement ravinantes (Fig. 30E et F).

Le toit des brèches est généralement planaire (Fig.30B et F).

2.2.2.2. La texture

En fonction de la proportion entre les clastes et le liant, on distingue deux catégories de brèches : les brèches à clastes jointifs (CJ) (clast-supported breccias) et les brèches à clastes flottants (CF) (matrix-supported breccias). La majorité des brèches sont à clastes jointifs et relativement mal triées (en termes de taille des grains). Les brèches à clastes flottants sont peu nombreuses (environ 10% des brèches), mais dominent parfois localement. Ces brèches peuvent être très bien classées.

2.2.2.3. La nature et granulométrie du liant

En fonction de la nature du liant, on définit cinq catégories de brèches à clastes jointifs : les brèches CJ à matrice micritique ; les brèches CJ à matrice calcarénitique ; les brèches CJ à matrice silteuse ; les brèches CJ à matrice argileuse ; les brèches CJ à ciment calcitique ; et trois catégories de brèches à clastes flottants : les brèches CF à matrice micritique ; les brèches CF à matrice silteuse ; les brèches CF à matrice calcarénitique.

- Brèches CJ

Les brèches CJ à matrice micritique sont les plus abondantes (Fig.31C). Les brèches CJ à matrice calcarénitique sont assez fréquentes et ont un aspect massif et compact (Fig.31F). Les brèches CJ à matrice silteuse sont également fréquentes et montrent souvent un aspect blanchâtre (Fig.31E). Les brèches CJ à matrice argileuse sont rares et présentes uniquement lorsque les faciès plus marneux comme les calcaires en plaquettes ou les alternances marno-calcaires du Berriasien moyen sont remaniés. La matrice argileuse de ces brèches est plus facilement altérée que celle des autres catégories et les clastes s'en dégagent facilement (Fig.31D). Quelques brèches ne présentent aucune trace de matrice, les clastes sont alors liés par un ciment calcitique parfois difficile à identifier à l'échelle de l'affleurement (Fig.31A et B).

- Brèches CF

Les brèches à matrice micritique sont les plus fréquentes parmi les brèches à clastes flottants (Fig.32A et B). Elles s'observent essentiellement dans les Calcaires blancs. Les brèches CF à matrice silteuse sont peu fréquentes. Elles ont un aspect caractéristique blanchâtre et une faible cohésion (Fig.32C et D). Les clastes sont souvent de forme allongée provenant du remaniement des calcaires en plaquettes. Les brèches CF à matrice calcarénitique sont également peu fréquentes. Elles sont bien

triées pour la plupart (Fig.32E et F). La matrice de ce type de brèche est plus homogène et résistante à l'altération météorique que celle des brèches à matrice silteuse.

2.2.2.4. Organisation verticale des bancs

L'organisation interne des bancs est variable verticalement ; on distingue cinq catégories : les brèches homogènes et non granoclassées ; les brèches à granoclassement normal ; les brèches à granoclassement inverse ; les brèches présentant une cassure granulométrique interne ; les brèches présentant un changement vertical de la proportion entre les clastes et la matrice.

- Brèches homogènes et non granoclassées

Les brèches homogènes, sans organisation interne, sont constituées de grains non triés et de taille variée de la base au sommet. Ces brèches ont fréquemment une base faiblement à fortement érosive et un toit irrégulier. Elles comportent exclusivement des clastes jointifs à matrice micritique ou argileuse. Certaines de ces brèches sont mieux classées et sont liées par un ciment calcitique (Fig.31A et B).

- Brèches à granoclassement normal

Une petite proportion de brèches présente un granoclassement normal et assez régulier de la base au sommet (Fig.33A et B) : microbréchique, calcarénitique grossière, moyenne et fine parfois laminée (cf. § 2.3. les calcarénites). Elles se terminent par un niveau silteux et/ou micritique fréquement laminé. Ces brèches sont globalement peu épaisses, dépassant rarement deux mètres d'épaisseur. Elles sont le plus souvent à base plane peu érosive et ont un toit net. Les clastes sont jointifs, rarement flottants et la matrice est principalement micritique.

- Brèches à granoclassement inverse

Les brèches à granoclassement inverse sont rares. Seules cinq ont été recensées sur l'ensemble du secteur. Elles débutent par une micrite fine ou silteuse et se terminent soit par une brèche soit par un granoclassement normal après la partie bréchique. Elles comportent des clastes jointifs et une matrice micritique.

- Brèches à rupture granulométrique interne

La plupart des brèches possèdent un corps épais homogène, non trié et non granoclassé, et une partie sommitale généralement peu épaisse de matériel fin calcarénitique, silteuse et/ou micritique souvent granoclassée (Fig.33C). Le changement de classe granulométrique s'effectue brutalement en quelques millimètres au maximum. Le contraste de granulométrie est soit très fort (passage de clastes

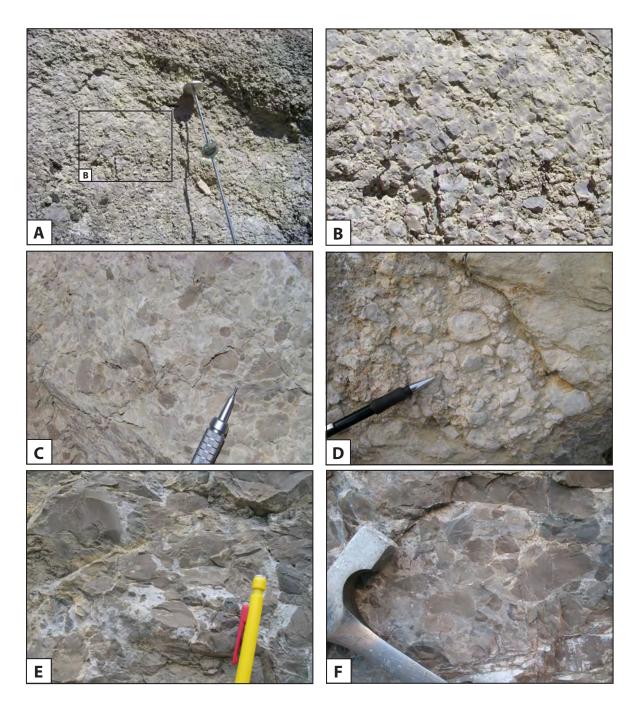


Fig.31 : Brèches à clastes jointifs (CJ) du secteur de la Drôme.

- (A) Brèche CJ à ciment calcitique (l'échelle fait 1,5 mètres) (coupe CED)
- (B) Détail de (A)
- (C) Brèche CJ à matrice micritique (coupe MIS)
- (D) Brèche CJ à matrice argileuse (coupe MAR)
- (E) Brèche CJ à matrice silteuse (coupe SBD)
- (F) Brèche CJ à matrice calcarénitique fine (coupe GAU)

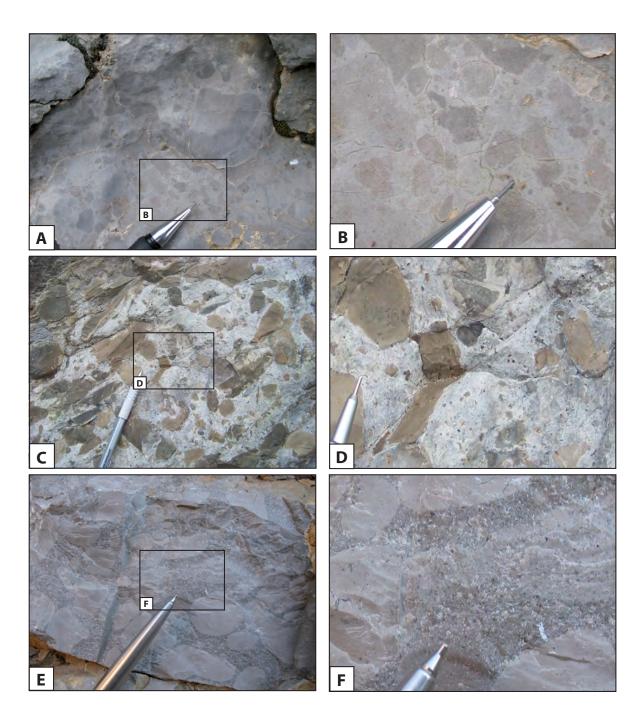


Fig.32 : Brèches à clastes flottants (CF) du secteur de la Drôme.

- (A) Brèche CF à matrice micritique (coupe SAI)
- (**B**) Détail de (**A**)
- (C) Brèche CF à matrice silteuse (coupe LCH)
- (**D**) Détail de (**C**)
- (E) Brèche CF à matrice calcarénitique (coupe COB)
- (F) Détail de (E)

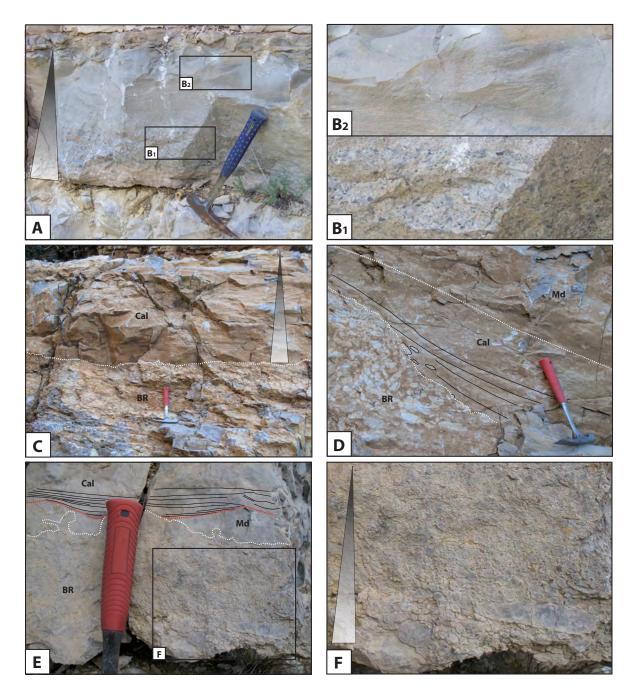


Fig.33 : Granoclassement dans les brèches du secteur de la Drôme.

- (A) Brèche granodécroissante. On note que l'évolution granulométrique est progressive de la base au sommet (coupe CHO)
- (B) Détail de (A), B1 montre le niveau microbréchique et B2 montre les niveaux silteux à micritiques
- (C) Brèche à clastes jointifs (BR) surmontée d'une calcarénite laminée et granoclassée (Cal) (coupe COB)
- (D) Brèche granodécroissante présentant des transitions brutales d'une classe granulométrique à l'autre (brèche (BR), calcarénite fine (Cal), mirite (Md)). On note la limite érosive entre le niveau bréchique et le niveau calcarénitique (coupe COB)
- (E) Brèche à clastes jointifs (BR) surmontée d'un niveau micritique (Md) puis d'une calcarénite laminée (Cal) à base érosive (pointillés rouges). On note l'irrégularité de la limite entre la brèche et le niveau micritique sommital (pointillés blancs) (coupe COB)
- (F) Détail de (E), on note le granoclassement progressif de la partie bréchique

pluricentimétriques à une micrite fine (Fig.33E et F)), soit plus progressif ; il présente alors des « sauts granulométriques » successifs (Fig.33D). La faible épaisseur de cette partie granoclassée sommitale fait qu'elle a pu être érodée par les brèches successivement déposées. Ces brèches sont en général à base plane, pas ou peu érosive, à clastes jointifs et à matrice micritique.

- Brèches présentant un changement vertical de la proportion clastes / matrice

De rares brèches, peu épaisses, possèdent, de la base au sommet, une évolution de la proportion entre les clastes et la matrice, accompagnée ou non d'une variation de la taille des éléments. De la base au sommet, la proportion de matrice augmente progressivement par rapport à la quantité de clastes. Les brèches sont donc à clastes jointifs à la base et deviennent progressivement à clastes flottants avant que ceux-ci ne finissent par disparaître. Ces brèches peuvent, par ailleurs, présenter une matrice microbréchique et/ou calcarénitique ou posséder une partie sommitale plus fine granoclassée, à clastes jointifs. Ces brèches ont une base plane ou érosive et un toit systématiquement bien marqué.

2.2.3. Caractéristiques microscopiques des brèches

En lame-mince, on distingue les clastes et le liant. Lorsque le liant est un ciment, il se présente sous forme de calcite microcristalline. Seuls les liants matriciels sont donc décrits, puisqu'ils renseignent sur le milieu de dépôt et le mode de remaniement.

2.2.3.1. Les clastes

Les clastes sont, en général, bien délimités et soulignés par une fine bordure parfois oxydée (Fig.34A et E). Ils présentent rarement une limite diffuse (Fig.34A). La nature de la microfaune par rapport à celle du liant ou encore la présence de bioclastes tronqués sur la bordure du claste permet alors de les distinguer du liant. Les clastes sont généralement mal triés, leur taille varie de plusieurs centimètres à moins d'un millimètre pour les plus fins. Leur forme est généralement anguleuse, mais parfois parfaitement arrondie. La nature des clastes est exclusivement micritique et celle des bioclastes est calcitique fibreuse ou monocristalline. Quelques traces d'oxydes de fer opaques et d'opale ont également été identifiées (Fig.34C). Les clastes possèdent, de façon générale, les mêmes associations de faunes que l'encaissant.

2.2.3.2. La matrice

La matrice est micritique, mais elle peut contenir une quantité importante de lithoclastes de taille inférieure à ceux des clastes de la brèche et être, dans ce cas, assimilée à une calcarénite fine,

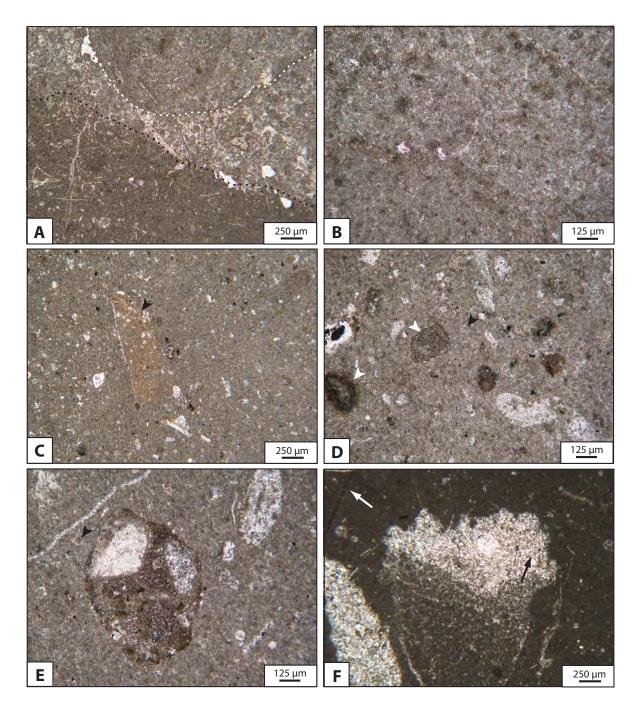


Fig.34: Caractéristiques microscopiques des brèches du secteur de la Drôme.

- (A) Claste à limite nette (pointillés blancs) et claste à limite floue (pointillés noirs) dans une matrice à péloïdes et bioclastes recristallisés (coupe MAR échantillon MAR.1b)
- (B) Matrice pelletoïdale (coupe MAR échantillon MAR.1b)
- (C) Oxydation de la matrice (flèche noire) (coupe LUZ échantillon LUZ.1)
- (D) Grains et bioclastes oxydés (flèches blanches) associés à des calpionelles non altérées (flèche noire) (coupe LUZ échantillon LUZ.1)
- (E) Lithoclaste de brèche à matrice oxydée, au centre, associé à des calpionelles non altérées (flèche noire) (coupe LUZ échantillon LUZ.1)
- (F) Structure géotrope tiltée. La flèche noire indique le toit du banc au moment de la formation du géotrope, la flèche blanche indique le toit du banc dans son état actuel (coupe MAR échantillon MAR.1c).

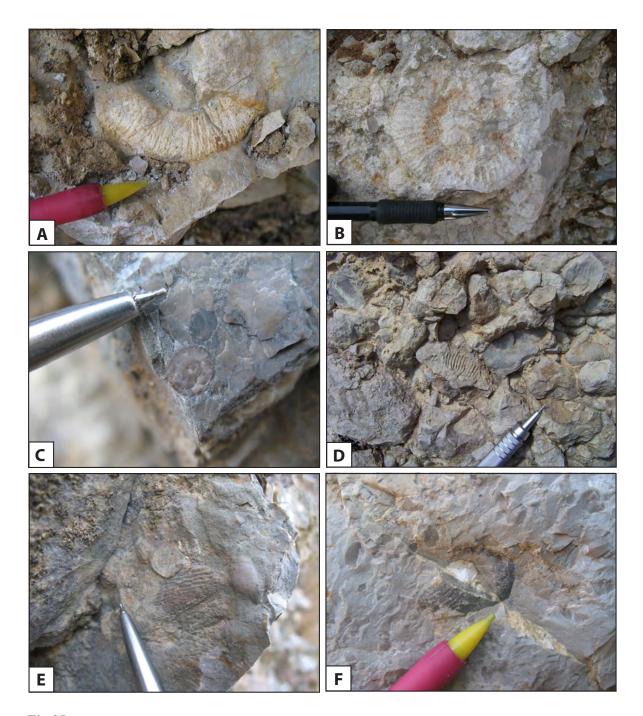


Fig.35: Macrofaune des brèches du secteur de la Drôme.

- (A) Fragment de test d'ammonite altéré dans une brèche à clastes jointifs (coupe MAR)
- (B) Test d'ammonite altéré dans une brèche à clastes jointifs (coupe MAR)
- (C) Rostre de bélemnite en coupe dans une brèche à clastes jointifs (coupe COL)
- (D) Empreinte d'ammonite dans une brèche à clastes jointifs (coupe CED)
- (E) et (F) Fragment d'aptycus dans une brèche à clastes flottants (coupe COL)

moyenne ou grossière (Fig.34D). La matrice prend parfois une tendance pelletoïdale (Fig.34B).

2.2.4. Composition biologique

La macrofaune est constituée pour la plus grande partie de débris de céphalopodes ; il s'agit fréquemment des débris de test et d'empreintes d'ammonites (Fig.35A, B et D), de rostres de bélemnites (Fig.35C) et d'*aptyci* (opercule de fermeture de la dernière loge des ammonoïdes ou pièce buccale analogue à la radula, formé de deux parties symétriques) (Fig.35E et F). On note aussi la présence d'échinidés, de *Saccocoma*, de gastéropodes et de bivalves, identifiés principalement en lame-mince.

Concernant la microfaune, on note une constance au niveau des associations, qui sont similaires dans les clastes, la matrice et les calcaires micritiques encaissants. Ces associations contiennent en général des radiolaires, des foraminifères benthiques (des Lagenina : Nodosariidae (*Nodosaria* et *Lenticulina*), Vaginulidae (*Dentalina*) et Lagenidae (*Lagena*), des Textulariina, des Rotaliina et des Miliolina), des calpionelles et des calcisphères. Ces associations correspondent à sept microfaciès qui sont détaillés dans le paragraphe 2.1.3. Certaines brèches montrent un mélange des différents faciès qui implique un remaniement stratigraphique avec des mélanges de faunes d'âges différents (exemple : coupe de Pontaix échantillon PON.5, An.55).

2.3. Les calcarénites

Les calcarénites sont définies comme un ensemble de lithoclastes et/ou de bioclastes calcaires de taille comprise entre 2 millimètres et 63 micromètres ; les éléments sont liés entre eux par un ciment calcitique ou une matrice micritique. Les bancs ont une épaisseur moyenne de 20-30 centimètres, variant de quelques centimètres à plusieurs mètres sans toutefois excéder deux mètres.

2.3.1. Aspect et organisation à l'affleurement

Différentes caractéristiques apparaissent à l'affleurement :

- Les calcarénites sont généralement organisées en bancs d'épaisseur régulière. Les bancs s'intercalent fréquemment avec les bancs de calcaires autochtones de taille similaire et possédant la même patine, ce qui les rend difficilement observables à l'échelle de l'affleurement (Fig.36A).
- Plus rarement, les calcarénites se présentent sous forme de chenaux de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de large (Fig.36B).

- Les calcarénites sont souvent présentes au sommet des bancs de brèches, sans limite nette entre les deux. Ces doublets brèches/calcarénites sont considérés comme un seul et même évènement sédimentaire dont l'interprétation est discutée dans le paragraphe 5.1.3.
- Un passage latéral des bancs de brèches à des bancs de calcarénites puis à des faciès de calcaires fins peut être observé localement. Il en est de même des bancs de calcarénites indépendants qui peuvent passer latéralement à des faciès de calcaires micritiques.

2.3.2. Caractéristiques internes

Trois éléments caractérisent les calcarénites à l'échelle d'un banc : la forme de la base et du toit, les figures sédimentaires et l'organisation verticale de la taille des grains.

2.3.2.1. La forme de la base et du toit

La base des bancs de calcarénites est plane ou finement irrégulière dans la majorité des cas, sans figure d'érosion ni de d'autres figures de base de bancs (Fig.37A). La base peut être légèrement érosive présentant des figures d'érosion (Fig.37C et D). Des gouttières d'érosion régulières (*scoor marks*) sont parfois présentes, marquées à la base de certains bancs par des laminations planaires interrompues sur le bord des gouttières (Fig.37B).

Le toit des bancs est souvent planaire et net (Fig.34A). Il suit parfois les ondulations d'origine diagénétique des calcaires noduleux lorsqu'ils sont présents. Le toit, souvent représenté par un niveau très fin micritique ou silteux, est parfois érodé par le banc suivant (Fig.37C et D). Lorsque le sommet des bancs n'est pas complètement ou pas du tout érodé, on observe des bioturbations avec des terriers dûs à des annélides fouisseurs (Fig.37E et F), et des ichnofossiles appartenant à *Chondrites intricatus* (Fig.41C et D).

2.3.2.2. Figures sédimentaires

Trois types de figures sédimentaires sont identifiés : des laminations planes (Fig.38A), des rides de courants unidirectionnels (Fig.38B, C et D) et des figures ressemblant à des stratifications entrecroisées en mamelons de type HCS (*Hummocky cross stratification*) (Fig.38E et F). Les laminations planes et les rides de courants sont souvent présentes, de façon nette, dans les fractions moyennes ou fines, et plus diffuses dans les parties silteuses. Dans les couches de tempête, les structures HCS sont des figures sédimentaires combinant une composante oscillatoire et une composante unidirectionnelle (Dott et Bourgeois, 1982 ; Dumas *et al.*, 2005). Ces figures particulières étaient, jusqu'à récemment,

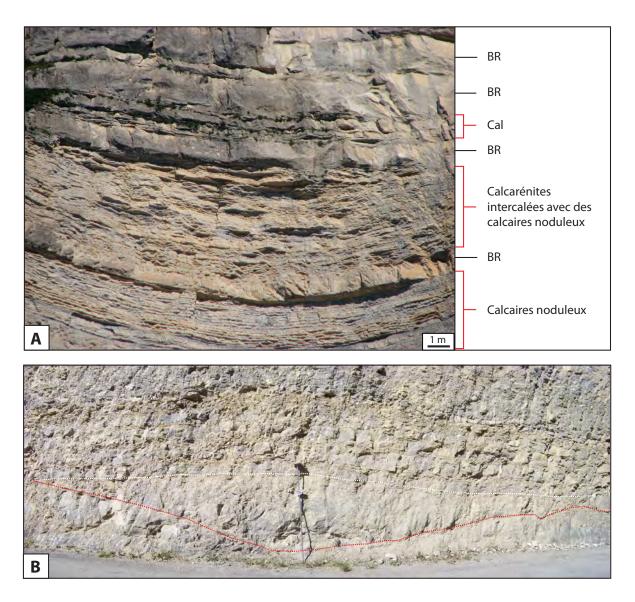


Fig.36: Les calcarénites à l'échelle de l'affleurement dans le secteur de la Drôme.

- (A) Calcarénites intercalées avec des bancs de calcaires noduleux et des bancs de brèches (BR) (Montagne d'Aucelon)
- (B) Calcarénite chenalisée dans la coupe de Sainte-Croix bis (SCB) (l'échelle fait 1,5 mètres)

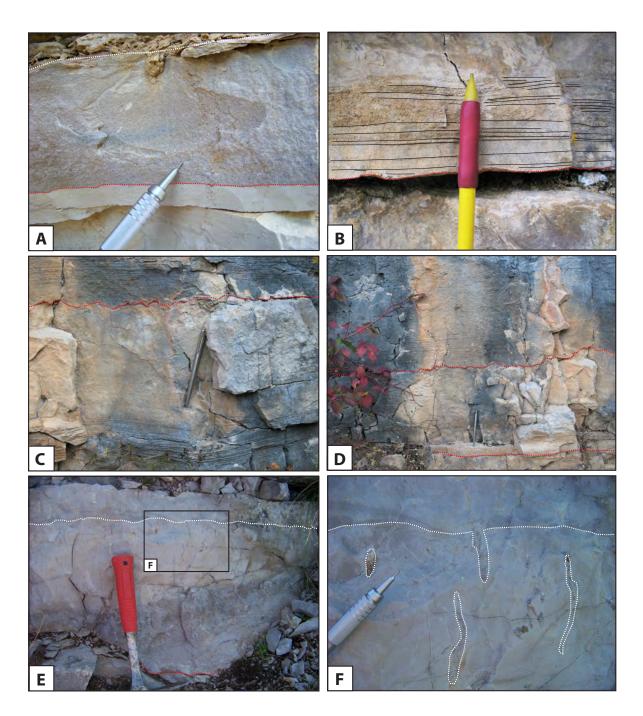


Fig.37: Type de bases et de toits dans les calcarénites du secteur de la Drôme.

- (A) Calcarénite à base plane non érosive (pointillés rouges) et au toit net et planaire (pointillés blancs) (coupe CHA)
- (B) Calcarénite à base légèrement ondulée. On note les laminations planes interrompues par les ondulations attestant d'une érosion (scour marks) (coupe COB)
- (C) et (D) Calcarénite à base érosive et laminée (pointillés rouges) (coupe COB)
- (E) Calcarénite granoclassée et bioturbée (coupe GDE)
- (F) Détail de (E), on note la présence de terriers au sommet du banc de calcarénite

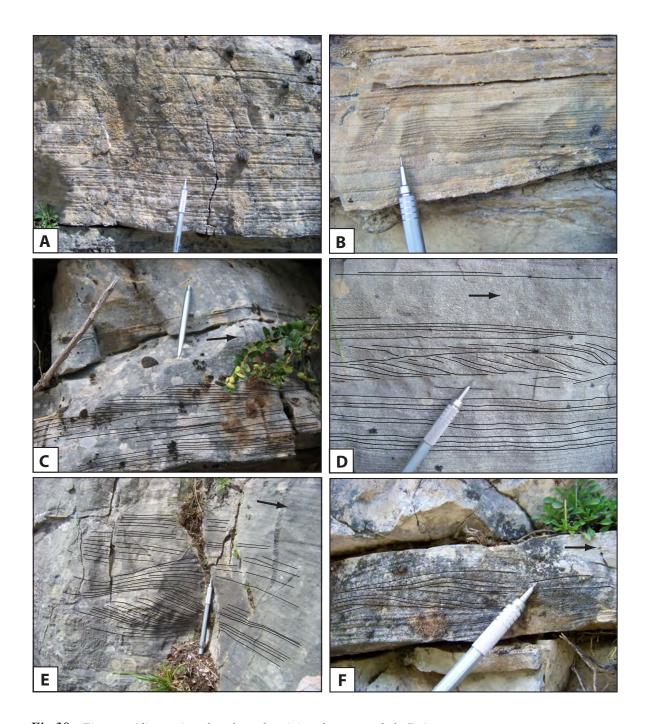


Fig.38 : Figures sédimentaires dans les calcarénites du secteur de la Drôme.

- (A) et (B) Laminations planaires dans une calcarénite fine (coupes CHA et ART)
- (C) Calcarénite fine à base laminée plan surmontée de rides de courants (la flèche noire indique le sens du paléocourant) (coupe COB)
- (D) Calcarénite moyenne à rides de courants entre deux niveaux de laminations planaires (la flèche noire indique le sens du paléocourant) (coupe ART)
- (E) Structure pseudo-HCS dans une calcarénite moyenne (la flèche noire indique le sens du paléocourant) (coupe CHT)
- (F) Structure pseudo-HCS dans une calcarénite fine (la flèche noire indique le sens du paléocourant) (coupe CHA)

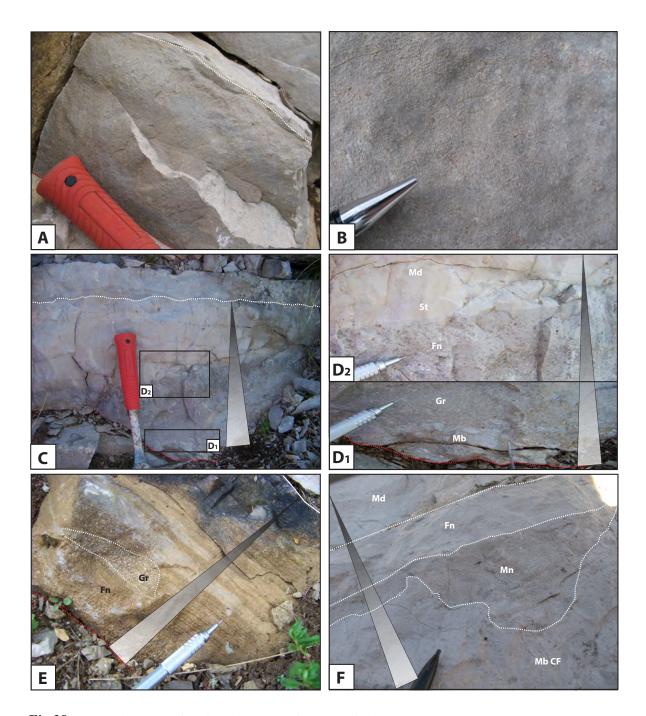


Fig.39 : Granoclassement dans les calcarénites du secteur de la Drôme.

- (A) Calcarénite fine à base et toit planaires, homogène non granoclassée (coupe MAR)
- (B) Calcarénite moyenne homogène bioclastique non granoclassée (coupe MAR)
- (C) Calcarénite granodécroissante (coupe GDE)
- (D) Détail de (C), D1 montre le passage progressif de la classe microbréchique (Mb) à calcarénitique grossière (Gr), D2 montre le passage de la calcarénite fine (Fn), à silteuse (St) puis à une micrite (Md)
- (E) Lentilles de calcarénite grossière (Gr) dans une calcarénite fine (Fn) granoclassée (coupe CPO)
- (F) Evolution granulométrique par palliers successifs au sommet d'une microbrèche à clastes flottants. On note le passage brutal de la classe microbréchique (Mb CF), à calcarénitique moyenne (Mn), à calcarénitique fine (Fn), à une micrite (Md) (coupe SBD)

interprétées comme des marqueurs exclusifs des domaines de plate-forme peu profonds, soumis à l'action des vagues de tempêtes (Harms *et al.*, 1975 ; Dott et Bourgeois, 1982 ; Guillocheau et Hoffert, 1988 ; Dumas *et al.*, 2005). Certains auteurs considèrent cependant que ces structures peuvent se former dans d'autres milieux, notamment par l'intermédiaire de courants de turbidité (Prave et Duke, 1990 ; Monaco, 1992 ; Mulder *et al.*, 2009). Elles sont alors nommées structures de type HCS ou pseudo-HCS (*HCS-like*). Dans le secteur de la Drôme, les structures de type HCS ont été seulement observées au niveau de quelques affleurements. L'interprétation de ces structures est discutée dans le chapitre 7 (§ 1.).

2.3.2.3. Organisation verticale de la taille des grains

L'organisation de la taille des grains au sein des bancs permet de définir quatre types de calcarénites : les calcarénites homogènes non granoclassées ; les calcarénites à granoclassement normal ; les calcarénites à granoclassement inverse ; les calcarénites présentant des ruptures granulométriques dans l'épaisseur du banc.

- Calcarénites non granoclassées

On distingue deux catégories. Dans la première, les éléments sont bien triés avec une seule classe granulométrique généralement moyenne ou fine. Des laminations planaires s'observent fréquemment jusqu'au sommet du banc (Fig.38A et Fig.39A). La nature du liant et sa proportion par rapport aux grains sont parfois identifiables à cette échelle, mais une description plus précise peut être faite grâce aux lames-minces. La seconde catégorie de calcarénites homogènes non granoclassées est assez rare. Les éléments sont généralement mal triés allant d'arénite grossière à clacisiltite. Les bancs ne présentent pas de base érosive et ont un toit plutôt irrégulier. La principale particularité de ces calcarénites à l'échelle macroscopique est sa composition quasi-exclusive en bioclastes (Fig.39B).

- Calcarénites à granoclassement normal

La majorité des bancs calcarénitiques sont granoclassés, souvent avec un granoclassement normal. La taille des éléments est grossière à silteuse à la base, diminue progressivement jusqu'au sommet souvent micritique. Ces bancs montrent parfois des figures d'érosion à la base et ont un toit généralement net. On observe souvent de nettes laminations planes dans les parties à granulométrie moyenne ou fine, suivies parfois de rides de courants, puis des laminations frustes dans la partie très fine (calcisiltite). Ces successions correspondent aux intervalles b, c et d des séquences de Bouma (1962). La partie micritique serait alors l'équivalent de l'intervalle e. Les structures de type HCS, lorsqu'elles existent, sont présentes dans l'intervalle e. On note également la présence de séquences

d-e, *b-c*. Lorsque ces séquences sont associées à un banc bréchique, celui-ci représente l'intervalle *a* des séquences de Bouma (Fig.39C et D).

- Calcarénites à granoclassement inverse

Les calcarénites à granoclassement inverse sont rares. Les bancs débutent généralement par un niveau micritique suivi d'une augmentation progressive de la taille des éléments (silteuse, fine, moyenne puis grossière).

- Calcarénites à ruptures granulométriques internes

La dernière catégorie de calcarénites est assez fréquemment représentée parmi les calcarénites granoclassées. Le classement des éléments présente des ruptures granulométriques (Fig.39F) et le passage entre les différentes classes granulométriques, parfois très irrégulier, suggère une érosion d'un niveau à l'autre. Il est important de noter que ces niveaux appartiennent à un même banc et que chaque classe granulométrique ne représente pas un évènement distinct. La majorité de ces calcarénites ne présente que deux à trois classes granulométriques différentes au maximum. Souvent grossières à fines à la base, elles passent à un niveau silteux et/ou micritique au sommet. Dans un intervalle granulométrique donné, on note exceptionnellement la présence de lentilles de granulométrie différente (Fig.39E).

2.3.3. Caractéristiques microscopiques

En lame-mince, la répartition des grains forme fréquemment des lamines et un granoclassement (Fig.37C et F). On distingue les grains et la matrice.

2.3.3.1. Les grains

Les calcarénites sont constituées de grains de taille moyenne comprise entre un et deux millimètres. On distingue deux types de grains présents en proportion variable : les bioclastes issus de la fragmentation de restes d'organismes marins, et les « microclastes » ou « micro-lithoclastes » dont la nature est globalement la même que celle des clastes de brèches, mais de taille millimétrique. Cette distinction de la nature des grains permet de définir deux types de calcarénites : les calcarénites essentiellement bioclastiques, très présentes dans les coupes autour de Marignac-en-Diois (que nous appellerons « type Marignac-en-Diois »), et les calcarénites essentiellement composées de microclastes (que nous appellerons « cryptobrèches »). Les bioclastes sont parfois oolitisés, surtout dans les calcarénites homogènes (Fig.40A). Les microclastes, ainsi que certains bioclastes, présentent une surface irrégulière à l'aspect altéré, parfois soulignée par une couche d'oxydation.

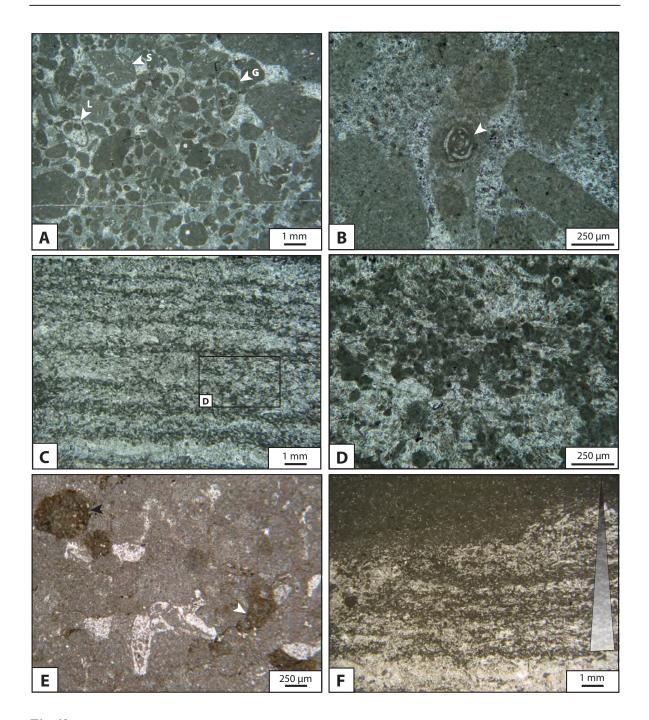


Fig.40 : Caractéristiques microscopiques des calcarénites du secteur de la Drôme.

- (A) Calcarénite bioclastique de type « Marignac-en-Diois » avec un mélange de grains légèrement oolitisés et de clastes anguleux (G : gastéropode, L : lithoclastes oolitisés et S : lithoclastes anguleux contenant des Saccocoma) (coupe MAR échantillon MAR.a)
- (B) Calcarénites bioclastique de type « Marignac-en-Diois » avec lithoclaste arrondi contenant une miliole oxydée (flèche blanche) (coupe MAR échantillon MAR.a)
- (C) Calcarénite laminée, alternance de lamines foncées à péloïdes et de lamines claires à Saccocoma recristallisés (coupe SBD échantillon SBD.15)
- **(D)** Détail de **(C)**
- (E) Lithoclaste à matrice oxydée (flèche noire) et trace d'oxydation de la matrice (flèche blanche) dans une calcarénite (coupe MAR échantillon MAR.1e)
- (F) Calcarénite laminée et granoclassée (coupe SBD échantillon SBD.15)

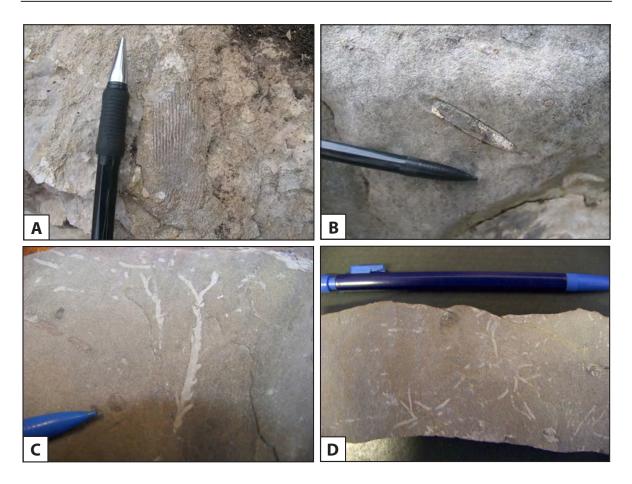


Fig.41: Macrofaune et ichnofossiles des calcaires micritiques et des calcarénites du secteur de la Drôme.

- (A) Aptycus dans une calcarénite moyenne (coupe MAR)
- (B) Rostre de bélemnite dans une calcarénite fine (coupe MAR)
- (C) et (D) Chondrites intricatus au sommet d'un banc de calcarénite (coupe SBD)

2.3.3.2. La matrice

La matrice est exclusivement micritique, généralement homogène, mais contient fréquemment des péloïdes de taille inférieure au dixième de millimètre (Fig.40D). On observe des figures de bioturbation remplies par des sédiments internes. Des traces irrégulières d'oxydation de couleur brune dans une matrice plus claire peuvent également souligner une bioturbation du sédiment (Fig.40E).

2.3.4. Composition biologique

Les calcarénites homogènes bioclastiques (type Marignac-en-Diois) présentent quelques résidus de macrofaune identifiables à l'oeil nu mais assez mal conservés. Ils se composent essentiellement de débris d'échinodermes, de bivalves, de rares *aptyci* et de rostres de bélemnites

(Fig.41A et B). Des débris de gastéropodes et des concrétions alguaires (pisolithes) sont identifiés uniquement en lames-minces. Quelques bancs au toit bien conservé, présentent des ichnofossiles principalement *Chondrites intricatus* (Fig.41C et D)

La microfaune comprend une association particulière définie à partir de certaines calcarénites présentes dans la série de Marignac-en-Diois (**microfaciès 5**, *cf.* § 2.1.3.). Elle se compose essentiellement de foraminifères benthiques du type *Miliolidae* et *Rotaliina*, associés à une quantité localement importante de péloïdes. Cette association est très différente de celle décrite dans les faciès de calcaires micritiques et dans la plupart des brèches. Les autres types de calcarénites présentent des associations de microfaune identiques à celles des calcaires micritiques (**microfaciès 1a** à 4 *cf.* § 2.1.3.), parfois recristallisées. La matrice micritique de certaines calcarénites contient parfois un net mélange de l'association du **microfaciès 5** et de celle des **microfaciès 1a** à 4.

2.4. Calcaires laminés

L'aspect extérieur des calcaires laminés est très similaire à celui des faciès calcaires autochtones dont ils sont parfois difficiles à distinguer. Ils sont fréquemment en retrait dans la morphologie et leur épaisseur varie de quelques centimètres à plus d'un mètre, comprise en moyenne entre 5 et 50 centimètres (Fig.42A et B).

2.4.1. Caractéristiques internes

A l'échelle du banc, les calcaires laminés présentent des caractéristiques permettant de les distinguer des autres calcaires en place :

- une base laminée légèrement silteuse (Fig.42C et D)
- une légère différence de couleur entre la base et le corps du banc (Fig.42A et B)
- une épaisseur parfois nettement supérieure à celle des bancs qui les encadrent.

Cependant, la plupart des bancs de calcaires laminés ne présentent aucune de ces caractéristiques et l'observation en lames-minces est nécessaire pour les reconnaître parfaitement.

2.4.2. Caractéristiques microscopiques

A l'échelle microscopique, différents indices suggèrent un remaniement et/ou un transport :

- de fines lamines invisibles à l'œil nu (Fig.43A,B et C).
- des traces d'altération et d'oxydation sur certains bioclastes et lithoclastes (Fig. 43D).
- une proportion importante de péloïdes (Fig.43C,D,E et F).

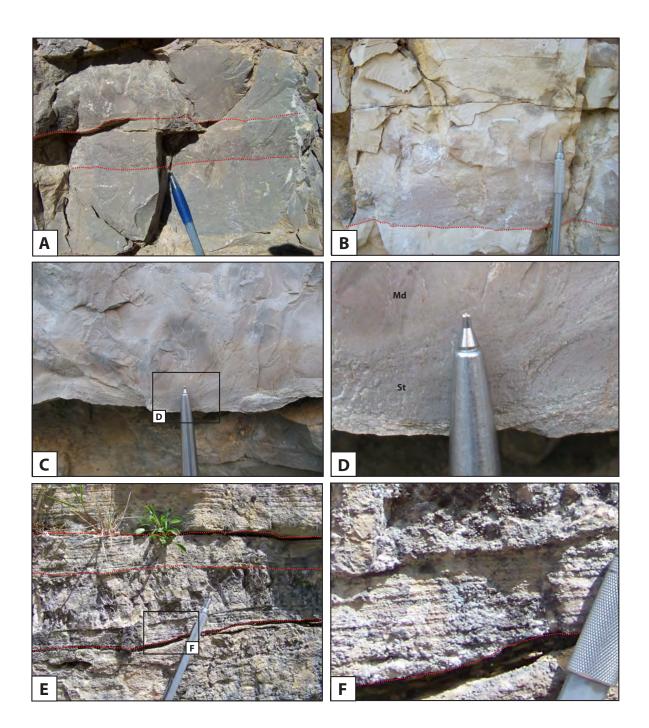


Fig.42 : Calcaires laminés du secteur de la Drôme.

- (A) et (B) Variations de couleurs entre plusieurs bancs de calcaires micritiques (pointillés rouges) (coupes SCB et CHO)
- (C) Calcaire à base silteuse (coupe GAU)
- (D) Détail de (C)
- (E) Calcaire à base laminée légèrement érosive (pointillés rouges) (coupe CHA)
- **(F)** *Détail de* **(E)**

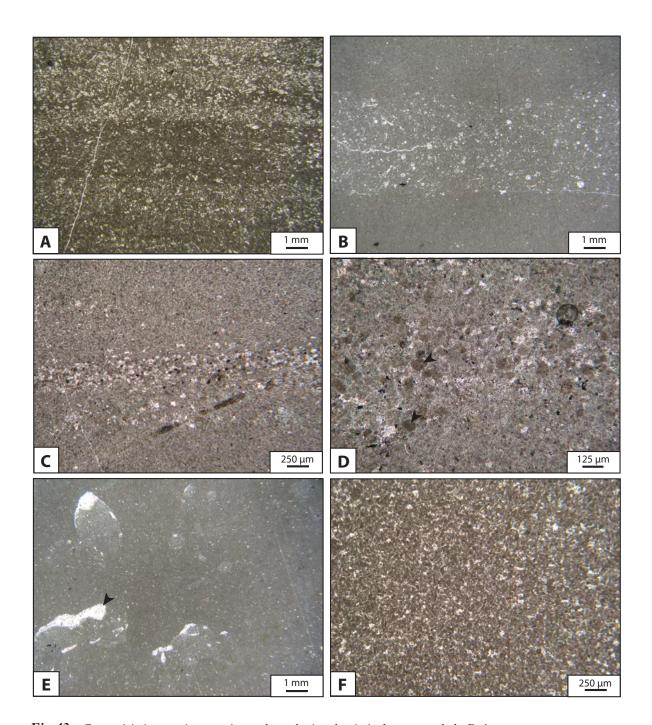


Fig.43 : Caractéristiques microscopiques des calcaires laminés du secteur de la Drôme.

- (A) Alternance de lamines foncées pelletoïdales et de lamines claires à matériel recristallisé (coupe GAU échantillon GAU.8a)
- (B) Lamine wackestone, contenant des radiolaires et des Saccocoma, dans une matrice mudstone (coupe SBD échantillon SBD.11)
- (C) Lamine de grains oxydés et de bioclastes recristallisés dans une matrice mudstone pelletoïdale (coupe SCB échantillon SCB.8)
- (D) Détail de (C), les flèches noires montrent des grains oxydés
- (E) Bioturbations (flèche noire) dans une matrice mudstone (coupe SBD échantillon SBD.15)
- (F) « Cryptobrèche » composées de grains très fins arrondis ou anguleux (coupe SCB échantillon SCB.14)

- présence de bioclastes exogènes.

2.4.3. Composition biologique

La macrofaune est rare et seulement identifiable par des fragments en lames-minces ; elle se compose de débris de céphalopodes (test d'ammonites, *aptyci*, rostres de bélemnites), de *Saccocoma*, d'autres échinodermes (échinides, astérides) et de lamellibranches. Les associations de microfaune présentes dans la matrice sont identiques à celles des calcaires micritiques et des calcarénites.

2.5. Slumps *s.s.*

Les bancs réguliers de calcaires en place, de calcarénites et de brèches sont parfois interrompus par la présence de slumps. Les slumps ont une épaisseur inférieure à 5 mètres et une extension latérale limitée à quelques kilomètres. Le 3ème slump, signalé par Atrops et Ferry (1987) dans le Kimméridgien inférieur, est toutefois reconnu dans tout le secteur de la Drôme et est utilisé comme repère stratigraphique pour les corrélations. Il est situé stratigraphiquement dans les alternances marno-calcaires du Kimméridgien inférieur, juste au-dessus de la zone à *Planula* et peut atteindre jusqu'à 15 mètres d'épaisseur.

2.5.1. Aspect et organisation à l'affleurement

Des slumps *s.s.* sont présents dès la base du Kimméridgien jusqu'au Berriasien moyen où ils sont les plus fréquents en raison de la proportion plus importante de marnes. Ils ont un aspect variable en fonction du faciès qu'ils remanient et peuvent être très homogènes et résistants à l'altération lorsqu'ils remanient le faciès des Calcaires blancs, ou au contraire très argileux et en retrait dans la morphologie dans les alternances marno-calcaires kimméridgiennes ou berriasiennes.

2.5.2. Caractéristiques internes

A l'échelle d'un banc, les slumps présentent souvent une base ravinante et un toit irrégulier (Fig.45E et F). Aucune organisation verticale n'est observée dans ce cas et le corps du slump est soit composé de bancs distordus mais identifiables, soit représenté par une masse homogène dont les différents éléments sont difficilement discernables.

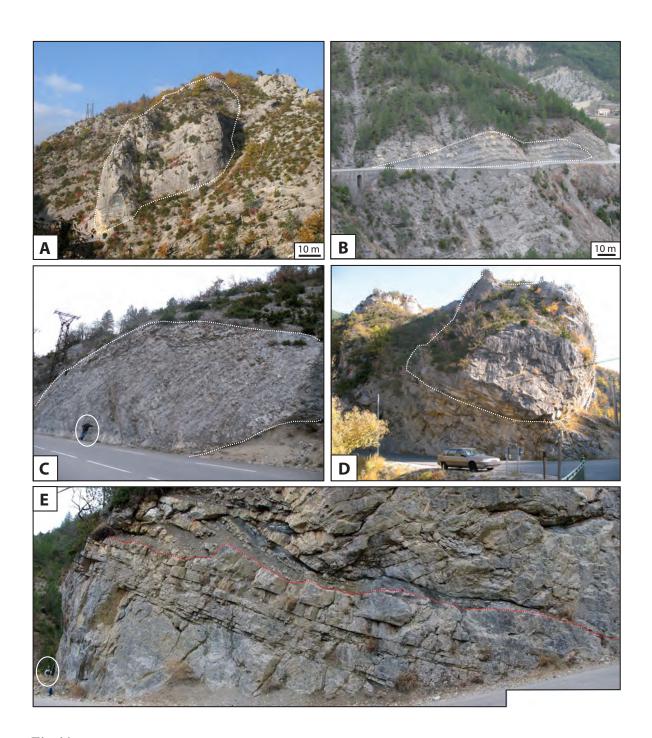


Fig.44: Le méga-slump du secteur de la Drôme.

- (A) Méga-slump marneux contenant des blocs et un olistolithe de Calcaires blancs (pointillés blancs) (coupe TGE)
- (B) Méga-slump marneux contenant des blocs de Calcaires blancs et un radeau d'alternances marnocalcaires berriasiennes (pointillés blancs) (coupe SBD)
- (C) Méga-slump marneux contenant un olistolithe de Calcaires blancs légèrement déformés (pointillés blancs) (coupe SAI)
- (D) Méga-slump calcaire (aspect plus massif) contenant un olistolithe de Calcaires blancs et de brèches (pointillés blancs) (coupe TGE)
- (E) Méga-slump à l'aspect chaotique à base très argileuse et érosive (pointillés rouges) (coupe SBD)

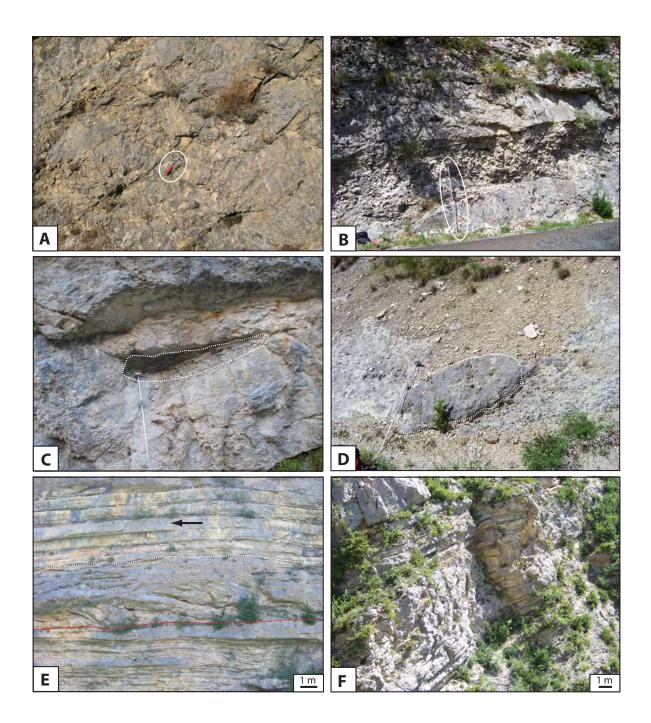


Fig.45 : Slumps et vue de détail du méga-slump du secteur de la Drôme.

- (A) Méga-slump à l'aspect bréchique avec du matériel issu des Calcaires noduleux (coupe COL)
- (B) Méga-slump à l'aspect homogène sans limite de bancs avec du matériel issu des Calcaires blancs (l'échelle fait 1,5 mètres) (coupe JON)
- (C) Méga-slump à éléments de calcaires en plaquettes incorporés (pointillés blancs) (coupe GAU)
- (D) Méga-slump à l'aspect marneux contenant un bloc de calcaire micritique (pointillés blancs) (coupe JON)
- (E) Slump s.s. (délimité par les pointillés rouges à la base et blancs au sommet) avec plis en genoux (la flèche noire indique le sens du déplacement) (coupe CHA)
- (F) Slump s.s. (coupe CHT)

2.5.3. Composition biologique

Les résidus de macrofaune identifiables à l'oeil nu sont très rare dans les slumps, à l'exception de quelques empreintes d'ammonites et des *aptyci*. La plus grande partie de la macrofaune est identifiée en lames-minces sous forme de fragments. Elle est, comme la microfaune, identique à celle des faciès remaniés par les slumps.

2.6. Le méga-slump

Un niveaux à l'aspect chaotique est présent au sommet de la série tithonienne dans le secteur de la Drôme. Il a une extension très importante par rapport aux slump *s.s.* et peut atteindre localement 80 mètres d'épaisseur. Il présente également certaines particularités à l'échelle de l'affleurement qui permet de le distinguer des slumps *s.s.*; il est appelé « méga-slump ».

2.6.1. Aspect et organisation à l'affleurement

Le méga-slump n'est présent que dans les parties Nord et Ouest du secteur de la Drôme et semble parfois composite. La plupart du temps, il apparaît à l'affleurement comme une couche de structure chaotique en retrait dans la morphologie et contient des olistolites et des radeaux (couches peu ou pas déformées flottant dans la matrice chaotique) de taille importante (Fig.44A, B, C et D). Sa base peut être localement très érosive (Fig.44E).

2.6.2. Caractéristiques internes

On distingue trois aspects différents du méga-slump :

- un aspect généralement chaotique, composé exclusivement de Calcaires blancs remaniés (Fig.45B).
- un aspect moins massif composé de Calcaires blancs remaniés mais comportant également des bancs bréchiques remobilisés et des bancs de calcaires noduleux (Fig.45A). Des bancs du faciès en plaquettes présents immédiatement sous la base du méga-slump sont parfois inclus dans le corps du méga-slump (Fig.45C).
- un aspect très en retrait dans la morphologie, contenant une grande proportion de marnes et d'éléments issus des alternances marno-calcaires berriasiennes. Les épaisseurs sont alors maximales et des olistolites et des radeaux flottent dans la matrice argileuse (Fig.44B et 45D).

Un niveau bréchique et calcarénitique est observé au sommet du méga-slump, dans les coupes les

plus à l'Est et au Sud. Ce niveau, lorsqu'il est présent, est toujours granoclassé et appartient au même épisode de dépôt que le méga-slump.

2.6.3. Composition biologique

Les restes et traces fossiles sont assez rares dans le méga-slump. Quelques empreintes d'ammonites et des *aptyci* sont observés.

3. RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS FACIÈS

La position stratigraphique de l'ensemble des faciès est obtenue par corrélation, à partir de la série virtuelle et celle de Saint-Benoît-en-Diois (**SBD**), comme référence pour le secteur de la Drôme (Fig.46).

3.1. Coupe de référence de Saint-Benoît-en-Diois

La coupe de Saint-Benoît-en-Diois (**SBD**) est située dans la partie Nord-Ouest du secteur de la Drôme. Elle est choisie comme référence pour sa facilité d'accès en bord de route et parce qu'une proportion représentative des faciès de l'ensemble du secteur y sont observés. La coupe est représentée par un profil d'érosion à droite, couplé à un profil granulométrique à gauche. Cette coupe sert de repère pour la nomenclature des évènements de dépôt dans ce secteur (numérotés par ordre d'apparition). Six brèches et un méga-slump sont présents dans cette coupe mais d'autres sont observés latéralement. Le faciès noduleux, apparaissant entre la première brèche et la seconde (**BR.1** et **BR.2**), est un important repère stratigraphique sur le terrain. Il correspond aux « calcaires lités » (**CL**).

3.2. Position stratigraphique des brèches, des slumps et du méga-slump

Toutes les coupes du secteur de la Drôme sont contraintes stratigraphiquement par corrélation avec la coupe de référence de Saint-Benoît-en-Diois (SBD). En corrélant cette dernière et le log stratigraphique virtuel établi préalablement (Fig.4 Chapitre 1), la position stratigraphique de chaque brèche, slump et méga-slump peut être déterminée avec précision (Fig.47). On observe que la plupart des éléments qui composent ces trois faciès sont aisément reconnaissables et appartiennent aux calcaires micritiques indiquant un remaniement stratigraphique. L'étude de leur nature et de leur proportion permet d'évaluer approximativement l'amplitude stratigraphique de chaque niveau remanié. Ainsi, on note que la brèche BR.1 apparaît précisément à la limite Kimméridgien – Tithonien. La brèche BR.6 est surmontée par des calcaires montrant la dernière occurrence des *Saccocoma*, qui marque la limite

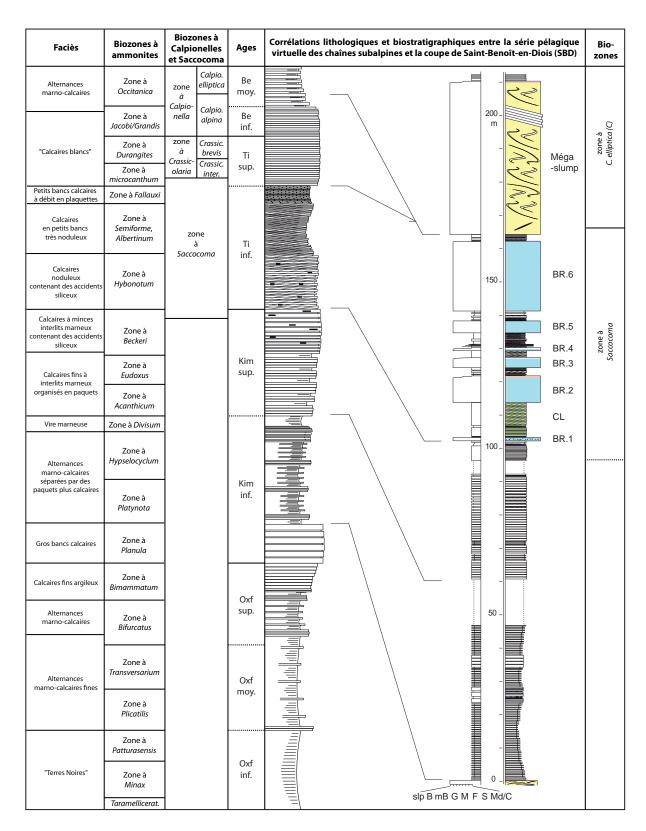


Fig.46 : Position stratigraphique de la coupe de référence du secteur de la Drôme (SBD) par corrélation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines

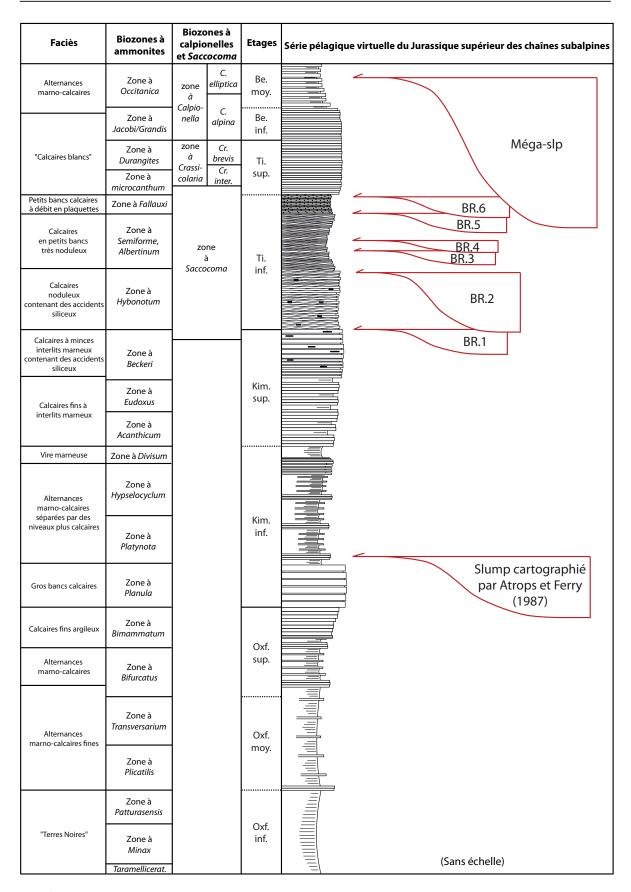


Fig.47 : Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur, description des faciès, biozones d'ammonites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement du secteur de la Drôme.

du Tithonien inférieur et supérieur. Les Calcaires blancs sont très peu représentés dans cette coupe car ils sont presque totalement remaniés dans le méga-slump. La plupart des brèches sont localisées stratigraphiquement dans le Tithonien inférieur au sein des calcaires noduleux, suggérant que l'aspect noduleux de ce faciès a pu participer aux mécanismes de bréchification.

4. La géométrie des dépôts remaniés du secteur de la Drôme

L'analyse de la géométrie du système de la Drôme permet de déterminer l'orientation des dépôts (direction(s) et sens des apports) et de rendre compte de la répartition des faciès et de leur évolution longitudinale et latérale.

4.1. Les corrélations

Le niveau repère à partir duquel sont effectuées les corrélations correspond à la brèche BR.2. Celle-ci est facilement reconnaissable grâce à un aspect globalement homogène, une épaisseur relativement importante par rapport à la moyenne des autres brèches (jusqu'à 30 mètres dans la coupe du Clap de Luc-en-Diois (CLA)) et la présence fréquente de galets mous de marnes à la base et au cœur de la brèche. Le niveau BR.2 possède l'extension la plus importante de toutes les brèches et l'érosion des faciès sous-jacent est quasi inexistante (continuité latérale de la brèche BR.1 et des calcaires lités (CL)), suggérant que le dépôt s'est effectué sur une surface relativement plane. C'est pourquoi la surface de base de la brèche BR.2 sert de repère horizontal pour les corrélations. Les brèches situées audessus du niveau repère (BR.2) forment ainsi une anomalie morphologique positive. La mise en place des brèches s'effectuant quasi instantanément à l'échelle des temps géologiques, leur dépôt représente des évènements isochrones. Il est ainsi possible d'assimiler le toit d'un épisode de brèche à une ligne temps. Les corrélations s'effectuent alors principalement à partir des brèches, mais aussi à partir des repères lithostratigraphiques comme les faciès de calcaires lités (CL) ou encore les Calcaires blancs (CB). La biostratigraphie avec les biozones de calpionelles confortent les corrélations lithologiques et permet d'établir des marqueurs temporels contraignant les correlations lithologiques (représentés par les lignes de couleur violette, verte et rouge sur toutes les transversales). Quatre transversales sont réalisées : une transversale NO-SE et trois transversales perpendiculaires SO-NE. Le tracé de chaque transversale est représenté sur la Fig.48.

4.1.1. Transversale NO-SE (Fig.49)

La transversale NO-SE est faite à partir de dix coupes corrélées (Saillans (SAI), Espenel

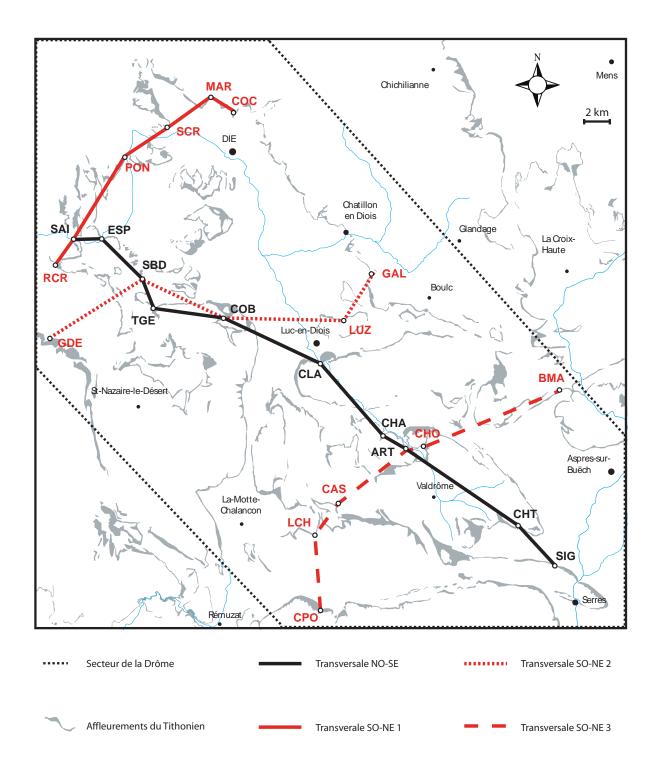
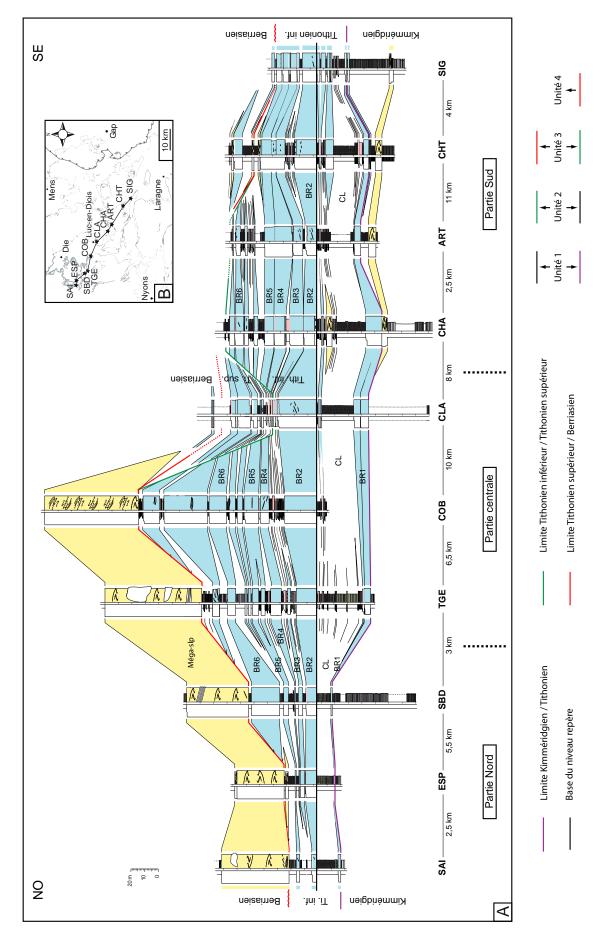


Fig.48 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les quatre transversales effectuées dans le secteur de la Drôme



(ESP), Saint-Benoît-en-Diois (SBD), Tunnel des gorges de l'Echaris (TGE), Comballon (COB), Clap de Luc-en-Diois (CLA), Charens (CHA), Artamare (ART), Le Château (CHT) et Sigottier (SIG)) réparties sur 53 kilomètres. Sur l'ensemble de la transversale, on observe la dominance des brèches entre la brèche-repère BR.2 et le méga-slump. Au-dessous du niveau repère, les calcaires micritiques et les calcarénites dominent. Globalement, les brèches s'organisent en une morphologie bombée à base plane si l'on admet que le fond était plat au départ (l'absence de forte érosion sous BR.2 conforte ce postulat comme suggéré précédemment). Les brèches sont plus épaisses et plus nombreuses dans la partie centrale (de la coupe du tunnel des gorges de l'Echaris (TGE) à celle du Clap de Luc-en-Diois (CLA)) et s'amincissent vers le N-O et le S-E du fait d'une combinaison de la diminution du nombre de brèches et de l'amincissement de chaque niveau bréchique. Certaines brèches considérées comme des bancs singuliers s'avèrent être composites car elles se divisent en plusieurs couches latéralement comme le suggèrent les corrélations.

On distingue quatre unités de sédimentation qui se succèdent dans le temps. Elles sont caractérisées par différentes proportions des quatre faciès principaux et séparées par des évènements sédimentaires importants :

A la base de l'unité 1, d'âge Kimméridgien terminal - Tithonien inférieur, se trouve un slump dans la partie Sud (coupes de Charens (**CHA**) à Sigottier (**SIG**)), suivi de deux brèches qui sont les plus épaisses de la partie centrale. La première des brèches (**BR.1**) marque la base du Tithonien. Elle est suivie du dépôt de calcaires noduleux (**CL**) dont l'épaisseur augmente vers le S-E. Cette première unité est dilatée, notamment dans les parties centrale et Sud, par l'intercalation de nombreuses calcarénites. Au sommet de l'unité, se trouvent un slump peu épais et plusieurs brèches et calcarénites.

L'unité 2, d'âge Tithonien inférieur, débute par le dépôt de la brèche-repère **BR.2** qui recouvre toute la surface de dépôt et atteint son épaisseur maximale au niveau de la coupe du Clap de Luc-en-Diois (**CLA**). Son amincissement est progressif vers le N-O, plus brutal vers le S-E. Une calcarénite se développe au toit de **BR.2** depuis la coupe du Clap de Luc-en-Diois (**CLA**) en direction du S-E. Au niveau de la coupe repère de Saint-Benoît-en-Diois (**SBD**), cinq bancs de brèches sont observés audessus de **BR.2**. Deux bancs supplémentaires s'intercalent entre **BR.5** et **BR.6**, au niveau des coupes du tunnel des gorges de l'Echaris (**TGE**) et de Comballon (**COB**), et deux autres apparaissent audessus de **BR.6** dans la coupe de Comballon (**COB**), où le nombre et l'épaisseur des brèches y sont les plus importants. Dans la partie Sud, au niveau des coupes de Charens (**CHA**) et d'Artamare (**ART**), on

Fig.49: Transversale NO-SE du système gravitaire de la Drôme. (A) Corrélation des coupes SAI, ESP, SBD, TGE, COB, CLA, CHA, ART, CHT et SIG. (B) Carte de localisation de la transversale.

observe le passage latéral des deux brèches, entre **BR.5** et **BR.6**, à des calcarénites en direction du S-E. Au sommet de l'unité, entre chaque brèche, se trouve un ensemble plus ou moins épais de calcaires noduleux ou en plaquettes dans lequel s'intercalent des calcarénites. Dans les parties Nord et centrale, le sommet de l'unité est érodé par un méga-slump, mais celui-ci est totalement absent dans la partie Sud. Au niveau de la coupe du Clap de Luc-en-Diois (**CLA**), l'ensemble des brèches situées au-dessus de **BR.3** et du méga-slump sont absents.

L'unité 3 est d'âge Tithonien supérieur. Elle est bien développée uniquement dans la coupe du Clap de Luc-en-Diois (**CLA**) et composée d'un ensemble de cinq brèches et de plusieurs bancs de calcarénites, intercalés de minces niveaux calcaires micritiques, se terminant vraisemblablement en onlaps latéralement. L'unité est absente dans la partie Nord. Seuls une brèche, deux slumps et quelques calcarénites se retrouvent dans la partie Sud, au niveau de la coupe du Château (**CHT**). Une dernière brèche au sommet de la coupe de Sigottier (**SIG**) est d'âge Tithonien supérieur dans la partie Sud. La majeure partie des dépôts de cet âge est ensuite représentée par les Calcaires blancs (**CB**).

L'unité 4, d'âge Berriasien inférieur à moyen, correspond au dépôt du méga-slump. Il s'épaissit légèrement du N-O au S-E et atteint son épaisseur maximale au niveau des coupes du tunnel des gorges de l'Echaris (TGE) et de Comballon (COB), où il mesure près de 80 mètres. Une nette érosion du sommet de l'unité 2 est observée à la base de l'unité 4. Cette érosion pourrait être à l'origine de l'absence de l'unité 3. On note cependant la disparition brutale du méga-slump entre les coupes de Comballon (COB) et du Clap de Luc-en-Diois (CLA). Les dépôts d'âge Berriasien inférieur et moyen dans la partie Sud sont représentés respectivement par les Calcaires blancs (CB) suivis par des alternances marno-calcaires.

4.1.2. Transversales SO-NE

Dans les trois transversales SO-NE, les faciès se répartissent globalement de façon équivalente à la transversale NO-SE. En effet, se retrouvent la dominance des calcaires micritiques et des calcarénites au-dessous du niveau repère **BR.2**, la présence du méga-slump au sommet de la série dans les parties Nord et centrale (transversales SO-NE Nord et centrale), et aussi la dominance des brèches au-dessus du niveau repère (dominance plus nette dans les parties centrale et Sud au niveau des transversales SO-NE centrale et Sud). La forme générale bombée de ce dernier ensemble de brèches est confirmée sur l'ensemble des trois transversales. Les quatre unités de dépôt définies dans la transversale NO-SE sont reconnues dans les transversales SO-NE Nord et centrale et seulement trois dans la transversale SO-NE Sud.

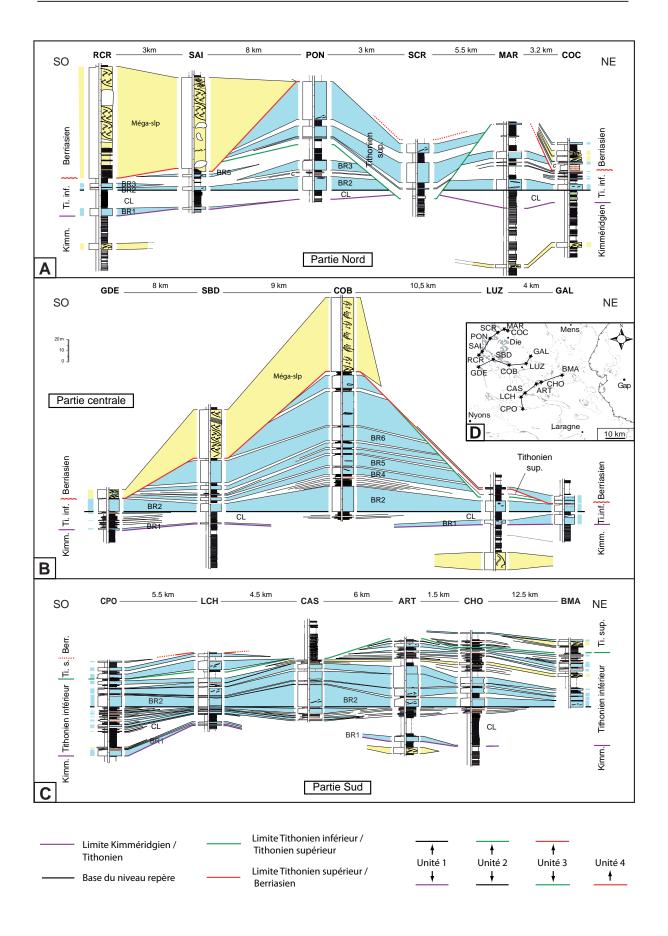
4.1.2.1. Transversale Nord (Fig.50A)

L'unité 1 est ici constituée d'une seule brèche **BR.1**, présente uniquement dans la partie S-O de la transversale, dans les coupes du Rocher de Cresta (**RCR**) et de Saillans (**SAI**). Le dépôt des calcaires lités (**CL**) est rarement interrompu par des bancs de calcarénites dans cette partie Nord et seuls des calcaires micritiques sont ensuite présents jusqu'au sommet de l'unité (base de la coulée repère **BR.2**). Plusieurs surfaces d'érosion importantes sont identifiées dans cette partie. On note notamment une lacune dans la coupe de Sainte-Croix (**SCR**), où l'unité 1 est totalement absente. Cette lacune, d'extension latérale limitée (présente uniquement dans cette coupe), pourrait représenter un chenal distributaire pour le dépôt des brèches plus jeunes que **BR.5** en direction du S-E.

Le dépôt de la brèche **BR.2** à la base de l'unité 2, présentant également une forme bombée, est seulement interrompue au niveau de la coupe Sainte-Croix (**SCR**) par la lacune qui affecte toute l'unité 2. Au-dessus de la brèche **BR.2**, on observe un faible nombre de brèches par rapport à celui reconnu dans le reste du système. En effet, seules deux brèches importantes sont présentes : la brèche **BR.3** dans la partie centrale et la brèche **BR.5** dans la partie S-O. Les brèches sont plus développées dans la coupe de Marignac-en-Diois (**MAR**) mais sont éparpillées dans les dépôts calcaires micritiques dominants. Le sommet de l'unité 2 est érodé par un méga-slump dans la partie S-O. Dans la coupe de Chamaloc (**COC**), on note une seconde lacune dans la moitié supérieure de l'unité, au-dessus de la brèche **BR.4**. Cette lacune possède également une extension limitée et une position très proximale dans le système ce qui suggère l'existence d'un second chenal creusé en marge sur le flanc nord du système.

Les dépôts d'âge Tithonien supérieur de l'unité 3 ne sont présents que dans la partie centrale (coupes de Pontaix (**PON**) et de Sainte-Croix (**SCR**)), où le creusement des chenaux a dû commencer. Le remplissage du chenal débute par des dépôts de calcaires suivis d'un important niveau de brèche, épaisse au cœur et qui déborde vers le S-O. Le remplissage se poursuit avec une seconde brèche plus épaisse. Le chenal est finalement comblé par des calcaires micritiques. Le sommet de l'unité est érodé au S-O par la mise en place du méga-slump et n'est pas présente au N-E (coupe de Chamaloc (**COC**)).

L'unité 4, d'âge Berriasien, est représentée par le méga-slump érosif au S-O. Au N-E, le méga-slump est absent. Des calcaires micritiques se déposent alors dans les secteurs de Sainte-Croix (SCR) et de Marignac-en-Diois (MAR). En revanche, le remplissage du chenal de la coupe de Chamaloc (COC) montre un matériel différent de celui de Sainte-Croix (SCR), de Marignac-en-Diois (MAR) et des secteurs observés plus au Sud. Le remplissage est composé en majorité de calcarénites bioclastiques et de slumps de Calcaires blancs suggérant un apport différent, provenant du Nord, non lié au premier.



4.1.2.2. Transversale centre (Fig.50B)

Dans la partie centrale du système, la brèche **BR.1** souligne la base de l'unité 1 et s'épaissit vers le N-E. Les calcaires lités (**CL**) sont un peu moins épais que dans la partie Nord, mais présentent néanmoins de plus en plus de bancs de calcarénites, plus développés vers le S-O. Dans la partie S-O, au niveau de la coupe du Grand Delmas (**GDE**), au sommet de l'unité, seule une petite brèche est présente.

L'unité 2 est plus développée que dans les deux autres transversales SO-NE. Elle est très épaisse et contient le nombre de brèches le plus important, au centre, au niveau de la coupe de Comballon (COB). L'amincissement latéral montre une forme lobée de cette série de brèches entrecoupée de calcaires micritiques et de calcarénites. On note le réépaississement de la brèche repère BR.2 au S-O dans la coupe du Grand Delmas (GDE). Cet épaississement est probablement dû à une irrégularité de la paléotopographie sur laquelle la brèche s'est déposée. La partie N-E (coupes de Luzerand (LUZ) et des Gallans (GAL)) présente une lacune de l'ensemble de l'unité 2 au-dessus de la brèche BR.2, comme cela a été noté au niveau de la coupe du Clap de Luc-en-Diois (CLA) dans la transversale NO-SE. Dans la partie S-O, le méga-slump est toujours présents au sommet de l'unité et érode les brèches jusqu'à BR.2.

L'unité 3 est très peu développée sur cette transversale. Elle est uniquement présente dans la coupe de Luzerand (LUZ), où quelques bancs de calcarénites sont observés dans les Calcaires blancs (CB). L'unité est probablement érodée par le dépôt de l'unité 4 au N-E, ou par la continuité du chenal de la coupe de Chamaloc (COC) de la transversale Nord (coupe des Gallans (GAL)), et, par le mégaslump au S-O.

L'unité 4 est également représenté par le méga-slump dans la partie centrale et S-O de dans cette transversale. Deux brèches se développent dans la partie N-E au niveau de la coupe de Luzerand (LUZ) et s'épaississent vers la coupe des Gallans (GAL). Ces brèches remplissent la base, ou participent au creusement du chenal distributaire provenant de Chamaloc (COC) (transversale Nord), et sont suivies par le dépôt du faciès d'alternances marno-calcaires du Berriasien moyen.

4.1.2.3. Transversale Sud (Fig.50C)

La brèche BR.1 marque toujours la base de l'unité 1 mais disparaît au N-E (coupes du Chouët

Fig.50: Transversales SO-NE du système gravitaire de la Drôme. (A) Corrélation des coupes RCR, SAI, PON, SCR, MAR et COC. (B) Corrélation des coupes GDE, SBD, COB, LUZ et GAL. (C) Corrélation des coupes CPO, LCH, CAS, ART, CHO et BMA. (D) Carte de localisation des transversales.

(CHO) et au niveau de la boutonnière Malpasset (BMA)). Le slump kimméridgien terminal ne réapparaît qu'au niveau de la coupe d'Artamare (ART). La brèche BR.1 est immédiatement suivie d'un niveau dense en calcarénites puis par les calcaires lités, dont le sommet est très dilaté dans cette partie Sud, notamment au S-O. Une grande quantité de calcarénites et de petites brèches qui s'épaississent vers la partie centrale expliquent cette dilatation.

L'unité 2 est moins épaisse que dans la transversale centrale. Sa morphologie reste cependant bombée et étalée latéralement avec de fréquentes amalgamations de brèches. Le réépaississement de la brèche **BR.2** est toujours net au S-O sur la coupe du col de Pommerol (**CPO**). Les brèches sont d'épaisseur très réduite dans la partie N-E; elles sont dispersées dans les calcaires micritiques et les calcarénites (coupes d'Artamare (**ART**) à la boutonnière Malpasset (**BMA**)) à partir de la brèche **BR.5** et sont même totalement absentes dans la partie S-O (coupes du col de Pommerol (**CPO**) et de la Charce (**LCH**)). L'unité se termine donc au niveau de la brèche **BR.5** dans la partie centrale, et les brèches supérieures de l'unité se développent visiblement latéralement en compensant la morphologie.

En l'absence du méga-slump, l'unité 3 se développe sur les flancs du bombement de l'unité 2, c'est-à-dire au S-O, dans les coupes du col de Pommerol (CPO) et de la Charce (LCH). Au niveau de ces deux coupes, elle est représentée par quatre brèches plus ou moins amalgamées. Au N-E, dans les coupes du Chouët (CHO) et de la boutonnière Malpasset (BMA), elle est représentée par plusieurs niveaux de calcarénites plus ou moins grossières et un slump surmonté d'une brèche sommitale uniquement dans la coupe de la boutonnière Malpasset (BMA). L'équivalent de l'unité 4 se dépose ensuite sous la forme des Calcaires blancs, suivis des alternances marno-calcaires du Berriasien moyen.

4.1.3. Interprétation des corrélations

Le premier élément marquant, issu des corrélations, est la morphologie générale bombée des dépôts remaniés des unités 2 et 3, à la fois du N-O vers le S-E et perpendiculairement (si l'on admet le postulat de départ : la planéité de **BR.2**). Egalement à l'échelle des bancs et des ensembles de bancs, la plupart des brèches présentent cette morphologie bombée de la même façon que les faisceaux de calcarénites. L'épaisseur des calcaires lités (**CL**) de l'unité 1 augmente vers le S-E dans la transversale NO-SE, suggérant que leur dépôt s'effectuent le long d'une pente inclinée vers le S-E. A l'exception d'une érosion très locale dans la partie Nord, les calcaires lités (**CL**), constituant l'unité 1, sont très continus latéralement et ne présentent pas d'érosion à grande échelle. Cette absence d'érosion, confirme le postulat de départ et suggère que le dépôt des unités 2, 3 et 4 s'effectue en relief sur le fond à partir d'une surface plane correspondant au toit des calcaires lités et à la base de la brèches **BR.2**. Ce dépôt en relief est confirmé par la continuité latérale très importante des niveaux remaniés composant

ces unités (plus de 50 kilomètres pour la brèche **BR.2**) et par leur disparition progressive latéralement au sein des faciès autochtones. En effet, les brèches et les calcarénites n'empiètent pas sur une surface d'érosion en formant des onlaps comme c'est le cas lors du comblement d'une morphologie en creux (par exemple un canyon sous-marin). On observe également un phénomène de croissance latérale dans la transversale Sud suggérant une compensation morphologique, confirmant à nouveau la morphologie en relief des dépôts sous-jacents. Enfin, l'hypothèse selon laquelle l'irrégularité de l'unité 1 serait liée à des jeux de failles synsédimentaires n'est pas retenue car elle ne se retrouve pour les unités suivantes (2,3 et 4) dans les transversales de correlations, à l'exception du décalage lié au jeu de la faille de Diela-Motte-Chalancon.

Dans ce contexte de géométrie globale en relief, les lacunes importantes de sédimentation et très locales, dans la partie Nord de la transversale NO-SE et dans la transversale Nord perpendiculaire, sont interprétées comme des chenaux. La partie centrale contenant des brèches plus épaisses et plus nombreuses, ces chenaux ont probablement servi de transit aux matériaux qui les constituent, donnant ainsi un premier indice de l'orientation des apports. L'épaississement vers le S-E de plusieurs niveaux calcarénitiques au sommet des brèches (notamment au sommet de la brèche **BR.2** dans la transversale NO-SE), ainsi que le passage latéral de plusieurs brèches à des calcarénites (notamment le doublet entre **BR.5** et **BR.6**), toujours en direction du S-E, suggèrent un dépôt par des processus gravitaires et donnent une orientation des dépôts en direction du S-E. Le dépôt du méga-slump de l'unité 4 est souligné par une importante érosion des unités 2 et 3 dans la partie N-O du système. Ce niveau très épais semble donc provenir du N-O et se déposer en direction de l'Est et du S-E dans une direction légèrement oblique par rapport aux autres niveaux remaniés. Il est stopé de façon brutale dans la partie centrale du système, suggérant l'intervention de la tectonique discutée dans le § 4.3.2. (Fig.59).

4.2. Panoramas photographiques complémentaires

L'analyse de panoramas photographiques permet de compléter les informations sur la géométrie des dépôts obtenue grâce aux corrélations. Deux panoramas sont interprétés pour le secteur de la Drôme :

- le premier montre une géométrie planaire et une extension très importante des bancs de brèches dans le sens des apports (Fig.51)
- le second montre une géométrie en relief dans le sens perpendiculaire aux apports (Fig.52).

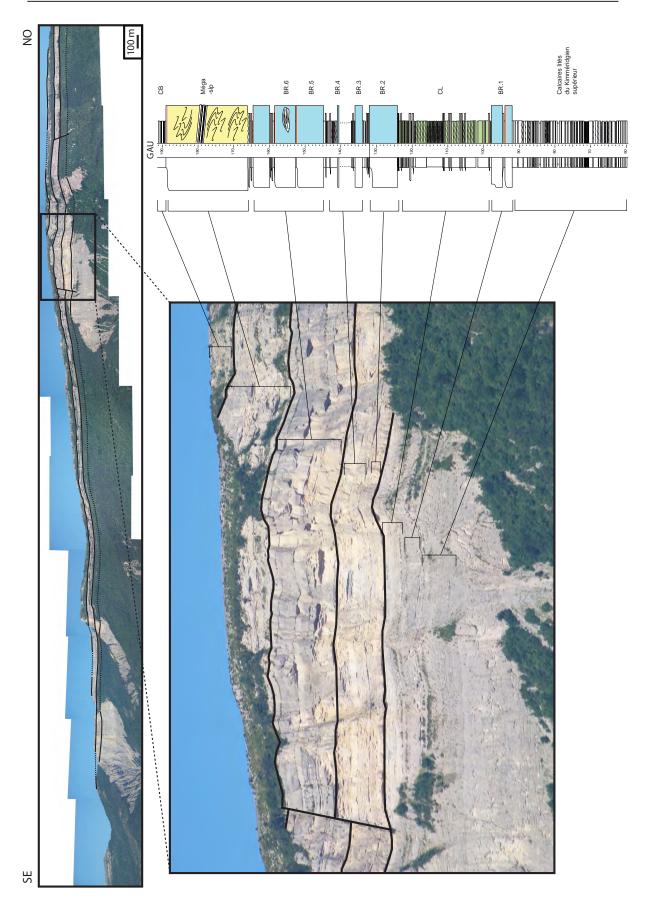


Fig.51: Panoramas de la montagne d'Aucelon montrant une géométrie planaire dans le sens des apports

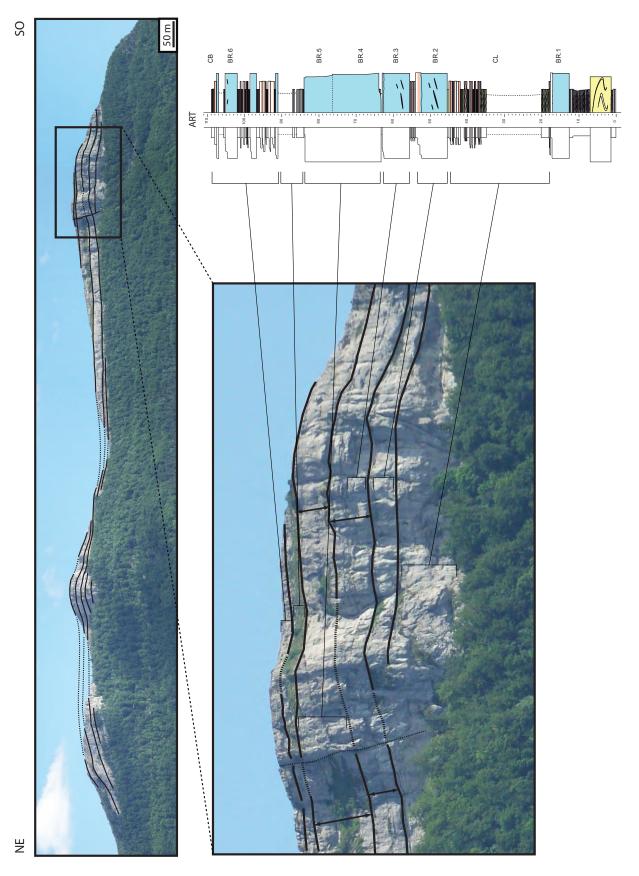


Fig.52 : Panoramas de la montagne de Tarsimoure montrant une géométrie lobée dans le sens perpendiculaire aux apports

4.3. Cartes d'isopaques et reconstitution chronologique des unités

4.3.1. Utilisation du logiciel Gocad®

Avec l'aide du logiciel Gocad®, nous pouvons présenter un aperçu de la géométrie supposée des dépôts du système de la Drôme (compte-tenu du postulat de départ : planéité de **BR.2**). En effet, grâce à la construction des surfaces sommitales en 3 dimensions des quatre unités stratigraphiques définies d'après les transversales de corrélations (Fig.53 et 54, A et C) et des cartes d'isopaques superposées à ces surfaces (Fig.53 et 54, B et D), l'évolution géographique et géométrique du système de la Drôme se dessine clairement.

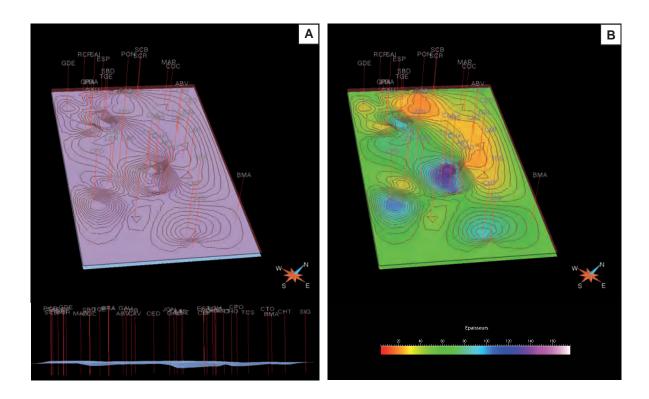
La surface sommitale de chaque unité est construite à partir de repères de profondeur placés sur les coupes et calés sur la base du niveau repère **BR.2**. Chaque coupe est importée dans le logiciel sous forme de « puits » et placée en fonction de ses coordonnées GPS (*cf.* An.99). Les repères de profondeur sont mesurés d'après les logs de chaque coupe (An.28 à 65) et intégrés aux « puits » sous forme de marqueurs (*Well markers*).

Pour les cartes d'isopaques, les épaisseurs sont calculées d'après les épaisseurs totales de chaque unité. Le logiciel calcule la différence de cotes entre deux surfaces données et compile le résultat, à l'aide de la commande « *compute vertical thickness* », sous forme de zonation de couleurs dont les limites sont déterminées par la méthode d'interpolation circulaire. Dans le cas présent, les surfaces sont les limites de chaque unité. Les premières observations sont les énoncées ci-après.

L'unité 1 montre une répartition hétérogène des épaisseurs (Fig.53B), presque anarchique, qui ne peut s'expliquer que par le remplissage d'une topographie préexistante comblée avant le dépôt de **BR.2**. On discerne bien, sur la figure 53D, la morphologie en relief de l'unité 2 déterminée d'après les différentes transversales et dont la progression se fait dans un premier temps du Nord vers le Sud puis vers le S-E. La zone de lacune représentant le chenal distributaire se distingue aussi nettement. Au niveau des unités 3 et 4, la morphologie est beaucoup plus difficile à percevoir en raison des problèmes dits de bordures (Fig.54B et D). En effet, le manque de données sur les bords oblige à définir une surface de profondeur arbitraire sur laquelle vient se terminer le système. Cette opération génère une zone de bordure autour du système qui n'a pas de valeur réelle (bien qu'elle puisse être assimilée à l'épaisseur de calcaires autochtones, déposés à l'extérieur du système pendant le même laps de temps). Une interprétation des courbes d'isopaques est donc nécessaire pour mieux analyser la morphologie.

4.3.2. Les cartes d'isopaques corrigées et interprétées

Afin de corriger l'extrapolation du logiciel, des cartes d'isopaques interprétées ont été



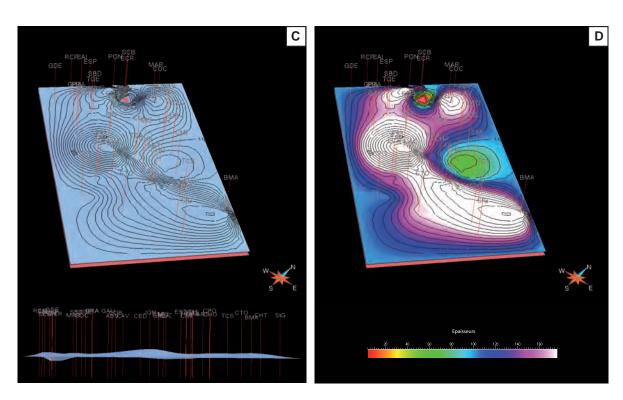
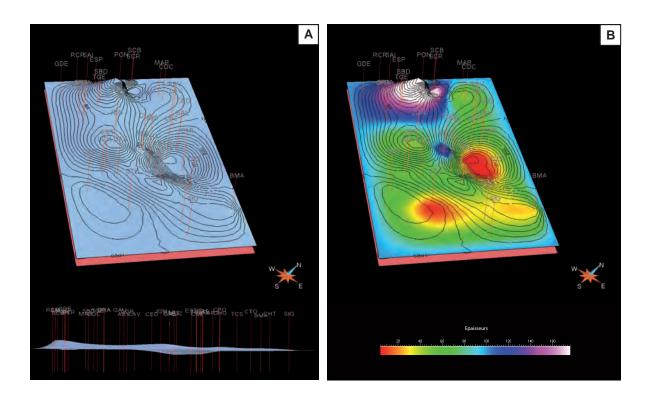


Fig.53 : Surfaces et cartes d'isopaques des unités 1 et 2. La surface rouge représente la surface repère horizontale (base de la brèche BR.2). Echelle verticale X4.

- (A) Surface basale de l'unité 1 vue en 3D et de profil
- (B) Carte d'isopaques de l'unité 1
- (C) Surface sommitale de l'unité 2 vue en 3D et de profil
- (D) Carte d'isopaques de l'unité 2



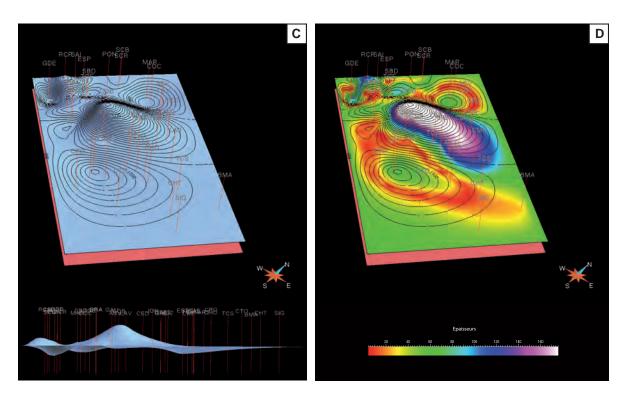


Fig.54: Surfaces et cartes d'isopaques des unités 3 et 4. La surface rouge représente la surface repère horizontale (base de BR.2). Echelle verticale X4.

- (A) Surface sommitale de l'unité 3 vue en 3D et de profil
- (B) Carte d'isopaques de l'unité 3
- (C) Surface sommitale de l'unité 4 vue en 3D et de profil
- (D) Carte d'isopaques de l'unité 4

également produites sans calcul. Les courbes d'isoépaisseurs ont été mesurées d'après les épaisseurs totales de chaque unité, puis dessinées, entre chaque coupe, en suivant la géométrie globale issue des cartes produites par le logiciel Gocad et en interpolant, de façon la plus cohérente possible, les zones problématiques.

La carte d'isopaques interprétée de l'unité 1 (Kimméridgien supérieur - Tithonien inférieur) (Fig.55) révèle une absence d'organisation dans la répartition des épaisseurs. En effet, des ensembles discontinus d'épaisseurs plus importantes sont visibles à différents endroits du secteur d'étude et indiquent le remplissage d'une topographie préexistante, comme sur la carte Gocad. On constate cependant un épaississement vers le S-E qui indique l'orientation de la pente sur laquelle ces faciès se déposent.

L'unité 2 (Tithonien inférieur) (Fig.56) débute sa formation par l'unité repère **BR.2** qui se dépose sur une topographie horizontale ou subhorizontale. Les brèches, calcarénites et calcaires micritiques apparaissent au-dessus et forment une géométrie en relief de type lobe en direction du Sud dans la partie Nord et s'infléchit vers le S-E à partir de la partie centrale. On note la présence d'une lacune importante au niveau de la coupe de Sainte-Croix (**SCR**) puisque l'unité 2 est totalement absente. Celle-ci correspondrait, comme évoqué précédemment, à l'emplacement du chenal distributaire des brèches plus jeunes que **BR.5**. De plus, on constate un épaississement apparemment non connecté au Sud du lobe. Cet épaississement pourrait représenter la terminaison du système calcarénitique de l'Aygues au S-O du lobe de la Drôme.

L'unité 3 (Tithonien supérieur) (Fig.57) est absente de la partie occidentale du système. Les limites sont nettes entre les coupes de Pontaix (**PON**) et d'Espenel (**ESP**) par exemple, et cette lacune est interprétée comme résultant d'une érosion par le méga-slump berriasien d'après les transversales effectuées dans cette zone. Le chenal distributaire est rempli par l'unité 3 qui continue la construction du lobe (débutée avec l'unité 2) en comblant latéralement la morphologie préexistante. Une deuxième source d'apports semble apparaître légèrement au S-O de la première, au niveau de la coupe de Pontaix (**PON**). Les deux sources se rejoignent dans la partie centrale. Dans la partie Sud, le lobe se divise en plusieurs lobes plus petits et à faciès différents (brèches minces et plus de calcarénites). L'influence du système de l'Aygues est toujours présente au Tithonien supérieur.

L'unité 4 (Berriasien inférieur et moyen) (Fig.58) n'est présente que dans les parties Ouest et Nord du système. Les dépôts épousent la forme de la lacune dans l'unité 3, suggérant son implication dans l'érosion de cette dernière. L'unité se développe en direction du S-E, comme les précédentes, mais elle est stoppée sur une ligne N-S passant par les coupes du Clap de Luc-en-Diois (**CLA**) et de Jonchère (**JON**), puis est déviée vers le Sud. Cette disposition souligne une orientation structurale qui correspond à la position de la faille de « Die – La-Motte-Chalancon » (Flandrin et Weber, 1966) (Fig.10

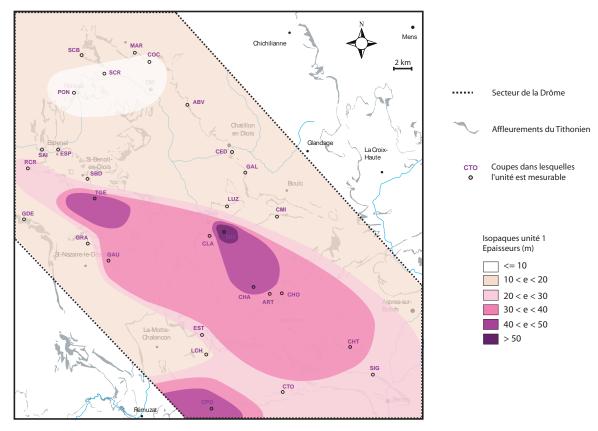


Fig.55 : Carte d'isopaques de l'unité 1 du secteur de la Drôme

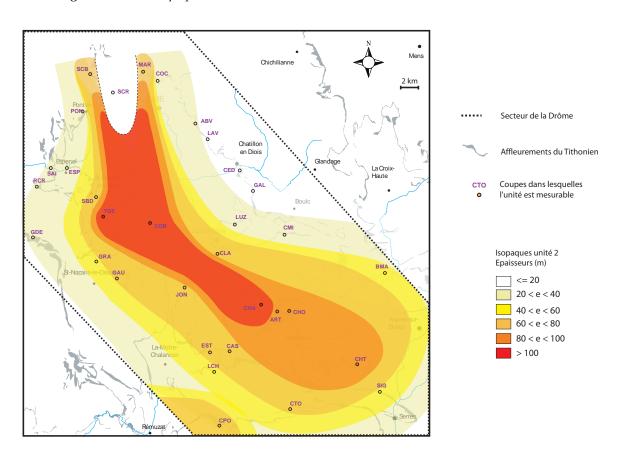


Fig.56 : Carte d'isopaques de l'unité 2 du secteur de la Drôme

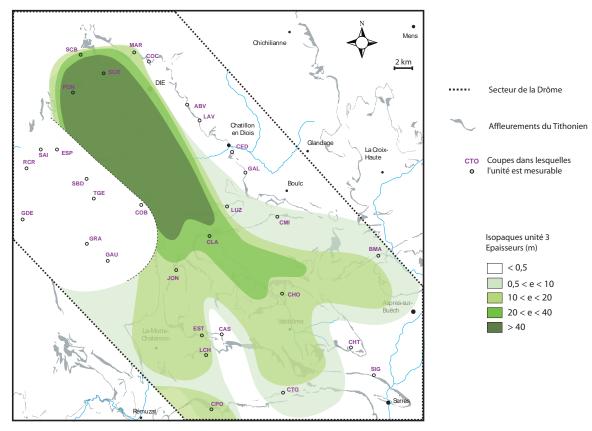


Fig.57 : Carte d'isopaques de l'unité 3 du secteur de la Drôme

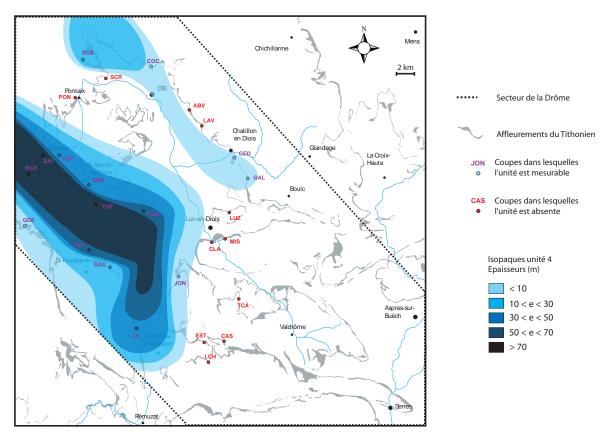


Fig.58 : Carte d'isopaques de l'unité 4 du secteur de la Drôme

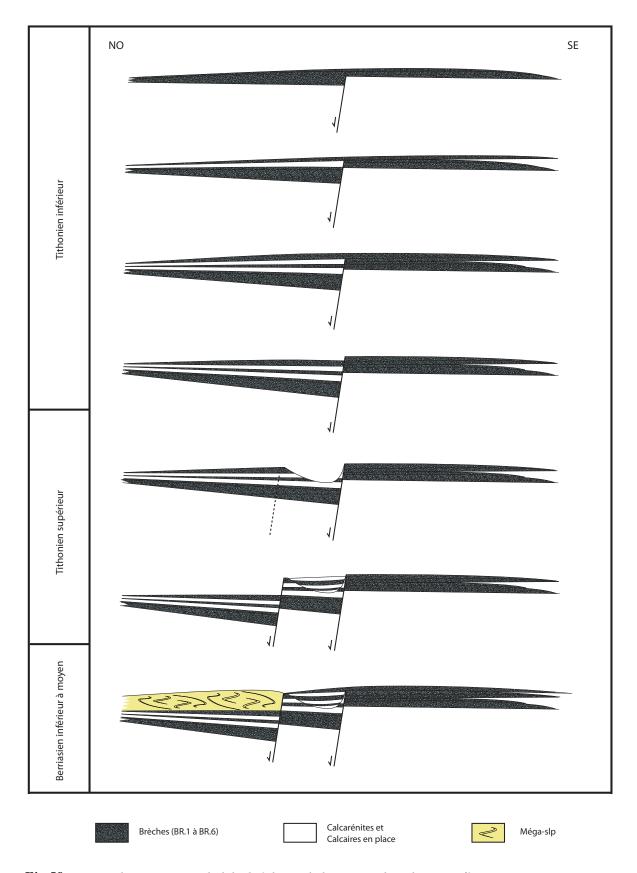


Fig.59 : Etapes de construction du lobe bréchique de la Drôme, du Tithonien inférieur au Berriasien moyen, en parallèle avec le jeu synsédimentaire de la faille de Die-La-Motte-Chalancon

Chapitre 1). Le mouvement de cette faille, considéré jusqu'alors comme Crétacé (Flandrin et Weber, 1966; Joseph *et al.*, 1989), aurait donc pu jouer de manière synsédimentaire au Jurassique supérieur et être responsable de la déviation en créant un petit talus N-S. Une reconstitution schématique du jeu de la faille de « Die – La-Motte-Chalancon » montre un complexe de failles avec au moins deux failles normales majeures à vergence Ouest, jouant à partir du Tithonien inférieur (juste après l'épisode **BR.2**) (Fig.59).

4.4. Orientation du système : les directions de paléocourants

Peu de mesures de paléocourants ont pu être réalisées. Cependant, elles sont combinées avec des données issues de la bibliographie et sont compatibles avec les géométries à grande échelle. La tectonique régionale, constituée principalement de plis d'axe E-O et de failles décrochantes N-S (Fig.7 Chapitre 1), est facilement identifiable et perturbe peu les relevés de paléocourants. Ont été relevés : (1) l'orientation des rides de courants dans les bancs de calcarénites ; (2) l'orientation des plis d'entraînement dans certains slumps ; (3) l'orientation de lentilles de calcarénites et de brèches (n'offrant alors que la direction du paléocourant et non le sens). Etant donné le faible nombre de mesures, notamment concernant les rides de courant, une notation approximative des directions a été privilégiée.

Les directions et le sens des paléocourants obtenus sont cohérents avec ceux de la bibliographie (Joseph *et al.*, 1988; Beaudoin, 1977; Beaudoin *et al.*, 1987). La validité des mesures des axes de plis dans les slumps pour déterminer l'orientation de la pente est discutée depuis plusieurs années et les résultats doivent être utilisés avec précaution (Strachan et Alsop, 2006). Toutefois, la concordance de ces mesures avec celles des autres méthodes (aussi bien pour ce travail que dans la bibliographie) montre qu'elles sont fiables et permet de les retenir.

Ainsi les directions sont N-S dans la partie nord-occidentale, du secteur et NO-SE dans la partie centrale et sud-orientale du secteur. Le sens des apports s'effectue en direction du Sud pour la partie nord-occidentale, en direction du S-E pour la partie centrale et sud-orientale (Fig.60). Ces directions de paléocourants montrent qu'il y a un sens général vers la profondeur (*cf.* configuration paléogéographique de la partie Nord du bassin subalpin à cette période (Fig.8 Chapitre 1) qui est cohérente avec une interprétation en termes de système gravitaire.

Pour résumer, les dépôts de brèches et de calcarénites du secteur de la Drôme sont parfaitement représentatifs d'un système de dépôt gravitaire bien délimité, contrairement aux réinterprétations récentes (Raja Gabaglia, 1995 ; Bouchette *et al.*, 2001 ; Séguret *et al.*, 2001). Ce système à géométrie

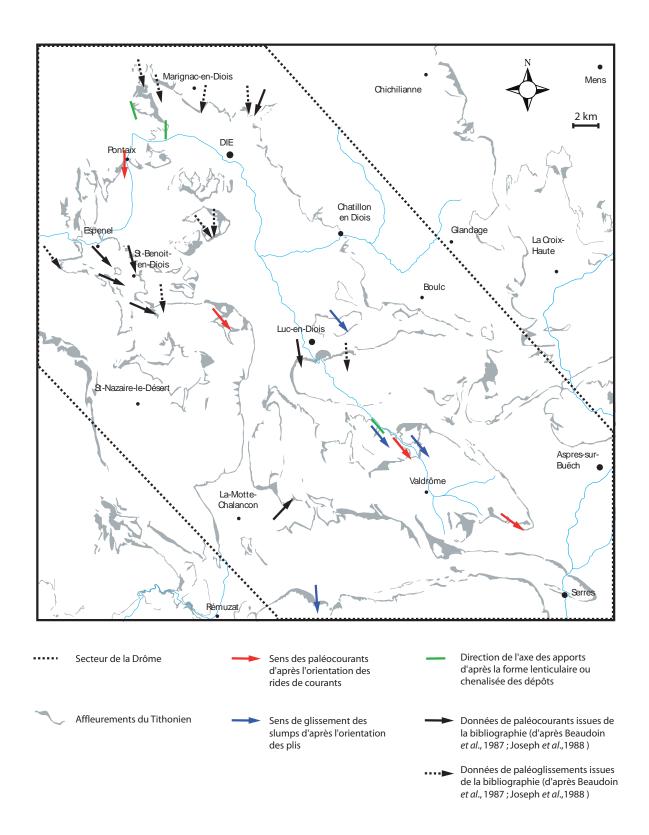


Fig.60 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les directions de paléocourants mesurées dans le secteur de la Drôme

en relief s'apparente à un lobe gravitaire alimenté globalement depuis le N-O et qui se construit en direction du S-E. Les structures de dépôt des différents faciès remaniés apportent des arguments supplémentaires à cette interprétation de l'architecture stratigraphique. Ces structures sont maintenant discutées, d'après les modèles développés dans la littérature sur les turbidites *s.l.*, afin d'approcher les mécanismes de mise en place et de reconstituer le milieu de dépôt de l'ensemble du système.

5. Interprétation et discussion sur le mode de mise en place des faciès et le milieu de dépôt

5.1. Mode de mise en place

Deux types de faciès peuvent être distingués, de par leurs caractères autochtones ou allochtones. Les faciès calcaires noduleux, en plaquettes et les Calcaires blancs correspondent à des faciès déposés *in situ* alors que les brèches, les calcarénites et les slumps sont des faciès remaniés.

5.1.1. Les dépôts autochtones

Les calcaires noduleux, en plaquettes et les Calcaires blancs présentent des bancs homogènes à base et toit planaires ou ondulés. Ils ne contiennent jamais de clastes, ni de grains, y compris à l'échelle microscopique. Les macrofaunes et microfaunes observées ne sont jamais altérées ni érodées. Il s'agit de faciès calcaires identiques à ceux des séries du domaine vocontien et des domaines voisins (*cf.* Chapitre 1). Ils sont interprétés ici comme des dépôts issus de la décantation de boues hémipélagiques (*cf.* § 5.2 pour une plus grande précision sur la caractérisation du milieu de dépôt).

5.1.2. Les brèches

5.1.2.1. Les indices de remaniement

Concernant l'ensemble des brèches, plusieurs indices permettent de les interpréter comme étant issues d'un remaniement. D'une part, trois éléments montrent un transport important :

- une base fréquemment érosive,
- l'aspect systématiquement altéré et fragmenté des tests d'ammonites,
- la présence de clastes imbriqués montrant la présence d'un déplacement unidirectionnel.

D'autre part, quatre éléments montrent un remaniement stratigraphique (dont l'amplitude est donnée pour chaque niveau remanié sur la figure 47) :

- des clastes mous marneux, provenant des alternances marno-calcaires kimméridgiennes (ex : radeau du méga-slump de la coupe de Saint-Benoît-en-Diois (**SBD**) (Fig.44B),
- des clastes allongés et des blocs entiers, provenant du faciès en plaquettes,
- des ammonites et des *Saccocoma* antérieurs à l'âge du remaniement donné par celui de la première couche déposée dessus (ex : coupe du Col des Tourettes (**CTO**)),
- des clastes occasionnels, dans les brèches, de calcarénites préalablement lithifiées.

5.1.2.2. Mécanismes de transport et de dépôt

La mise en évidence d'un remaniement et d'un transport attestent d'une origine gravitaire pour la mise en place des éléments constituant les brèches. Quatre types de flux de sédimentation gravitaire, impliquant cinq mécanismes hydrodynamiques différents, sont reconnus et interprétés comme étant responsables du transport et du dépôt des éléments constituant l'ensemble des brèches. Il s'agit, par ordre d'importance décroissante : des *debris flows*, des combinaisons de *debris flows* et de courants turbides, des courants de turbidité de haute densité, des *mudflows* et des *grain flows*.

- Debris flows

De nombreuses brèches ont une masse importante (d'épaisseur plurimétrique) à éléments non triés et d'une grande hétérogénéité granulométrique (cf. § 2.2.). Elles possèdent les principales caractéristiques des debris flows décrites par différents auteurs (Johnson, 1970 ; Hampton, 1972 ; Mutti, 1979; Lowe, 1982; Pickering et al., 1986). Par ailleurs, la présence d'une base totalement dépourvue de figures d'érosion, ou au contraire très érosive, confirme cette interprétation. En effet, Mulder et Cochonnat (1996) signalent une « érosion négligeable » des debris flows et Mohrig et al. (1998) montrent que le phénomène d'hydroplanning lors du transport par debris flows explique l'absence totale d'érosion dans certains cas. Bridge et Demicco (2008) montrent au contraire le pouvoir très érosif des debris flows lorsqu'ils incorporent du matériel provenant du substratum, augmentant ou stabilisant ainsi sa densité. Dans cette étude, des éléments issus des calcaires en plaquettes sont observés à la base de certaines brèches au sein même ou juste au-dessus de ces faciès autochtones (Fig.44D § 2.2.); observation qui concorde avec l'interprétation proposée. La variabilité du pouvoir érosif des flux de densité et a fortiori des flux de haute et très haute densité (dont les debris flows font partie) est expliquée, entre autre, par Mutti et al. (1992, 2003). Ces auteurs montrent que le pouvoir érosif des flux de densité dépend de la distance à la source et de l'inclinaison de la pente sur laquelle ils se déplacent. Le caractère érosif est ainsi un indice de proximité par rapport à la source et suppose une inclinaison relativement importante de la pente, alors que le caractère non érosif marque un transport et un dépôt sur une pente sub-planaire en position distale. De plus, l'imbrication des clastes atteste de l'action d'un courant unidirectionnel dans certains bancs de brèches et l'orientation des clastes, parfois parallèle au substratum, montre que ce courant est laminaire. Or, de nombreux auteurs, comme Pierson et Costa (1987), Postma *et al.* (1988), ou Shanmugam (2000) ont décrit les *debris flows* comme étant des courants laminaires *non newtoniens*, particulièrement visibles à la base (Bridge et Demicco, 2008). La grande proportion de clastes (majoritairement des clastes jointifs) explique la forte densité inhérente aux *debris flows*. La présence d'une matrice est cependant nécessaire pour conserver une forte cohésion pendant le transport et donner à ce type de flux sa rhéologie plastique (Pierson et Costa, 1987; Postma *et al.*, 1988; Shanmugam, 2000). Rodine et Johnson (1976) montrent néanmoins que seulement 5% d'argiles suffisent pour créer une cohésion au sein du flux.

Ce mécanisme de transport et de dépôt concerne les brèches homogènes sans granoclassement ou à très faible granoclassement, à clastes jointifs, parfois imbriqués ou orientés parallèlement au substratum à la base et possédant une matrice.

- Combinaison de debris flows et de courants de turbidité

Des expériences en laboratoire, confirmées par des observations de terrain, ont montré la formation fréquente d'une partie sommitale à comportement turbulent au toit des debris flows. Ce niveau turbulent est issu de la dilution du matériel dense composant le corps des debris flows. Il en résulte un granoclassement comme dans les dépôts issus de courants de turbidité. Les courants « cogénétiques » de Talling et al. (2004), ou les turbidites bipartites de Mohrig et Marr (2003) en sont des exemples. La partie basale non granoclassée des turbidites (correspondant à la division a de Bouma (1962)) est alors l'équivalent d'un debris flow ou d'un grain flow suivant la cohésion du matériel originel. La partie sommitale turbiditique correspond à la « turbidite de toit » sensu Ferry (1979); nous utiliserons cette terminologie pour décrire ces turbidites sommitales. Ce type de turbidite est observé dans les brèches du secteur de la Drôme et confirme que le dépôt de la majorité des brèches s'est fait par l'intermédiaire de debris flows combinés à des courants de turbidité. Le matériel dense est dilué au fur et à mesure du transport. Il nourrit en continu le courant turbide au-dessus et perd peu à peu de sa matière pour finalement être totalement remplacé par le courant de turbidité. Ceci explique le phénomène parfois observé du passage latéral des brèches à des bancs de calciturbidites grossières puis fines et enfin à des faciès de calcaires micritiques. Les figures 61 et 62 résument schématiquement ce phénomène de remplacement. Les différentes possibilités pour la genèse de tels phénomènes sont expliquées dans le paragraphe 3.1.1. du Chapitre 2.

Ce type de mécanisme s'applique donc aux brèches épaisses (plurimétriques) majoritairement mal triées et non granoclassées, mais possédant une partie sommitale granoclassée.

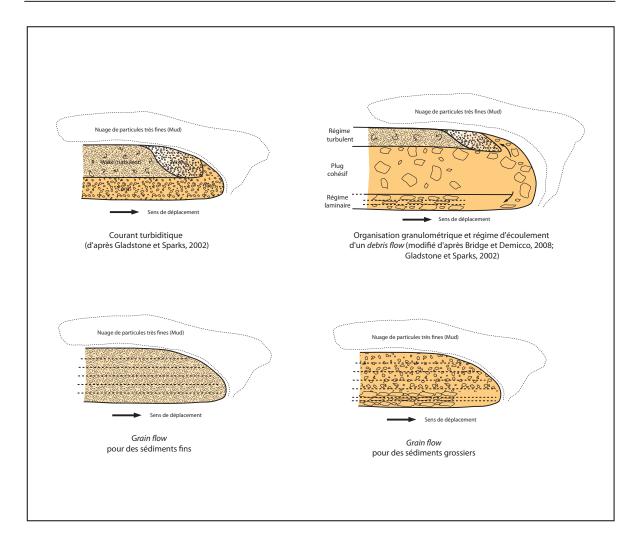


Fig.61 : Schémas des principaux mécanismes hydrodynamiques intervenant dans le transport et le dépôt des faciès gravitaires du système de la Drôme

- Courants de turbidité de haute densité

Certaines brèches, d'une épaisseur en moyenne moins importante que celles décrites dans le paragraphe précédent, présentent un granoclassement normal ou inverse de la base au sommet. L'origine de ce granoclassement est généralement attribuée à un courant turbulent permettant le maintien en suspension des éléments pendant le transport et contrôlant leur sédimentation par granulométrie croissante ou décroissante lors de diminution ou d'augmentation de vitesse et/ou de densité du flux (Kuenen et Migliorini, 1950 ; Bouma, 1962 ; Middleton et Hampton, 1973 ; Kneller, 1995). La succession de figures sédimentaires de la base au sommet, lorsque le granoclassement est normal, en adéquation avec les séquences de Bouma (1962), conforte l'idée d'un courant de turbidité. En effet, quelques séquences complètes *a-b-c-d-e* sont identifiées (*cf.* § 2.3.), bien que très peu de figures de base de bancs et aucune convolute n'aient été observées dans le secteur de la Drôme. L'absence de ces

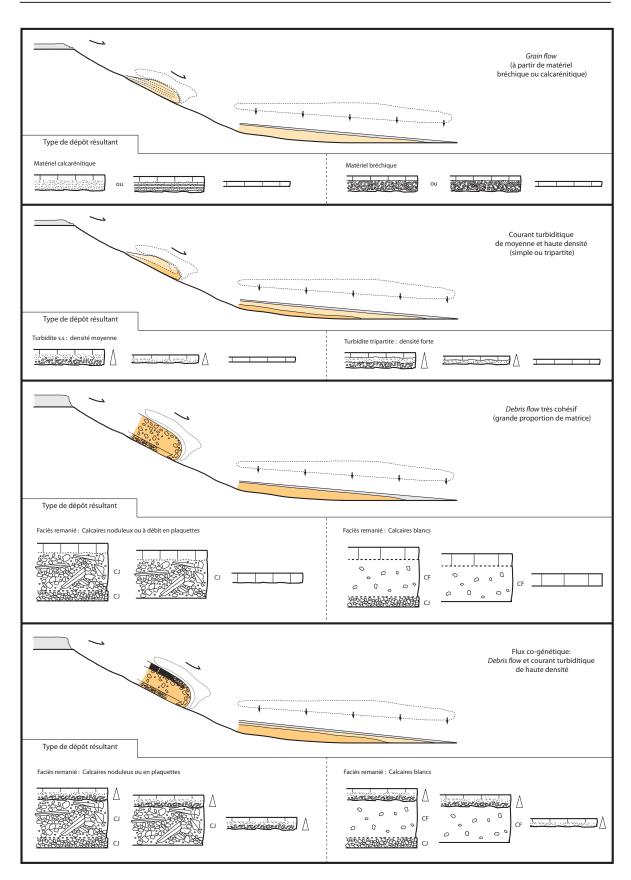


Fig.62: Evolution schématique des faciès de resédimentation gravitaire le long de la pente, mécanismes hydrodynamiques mis en jeu et type de dépôt correspondant en fonction du faciès remaniés.

figures s'explique par la nature carbonatée des turbidites (Tucker, 1969; Eberli, 1987, 1988; Savary et Ferry, 2004). Eberli (1988) et Watts (1987) rendent compte d'un contraste de densité trop faible entre les éléments calciclastiques du courant turbide et la boue carbonatée ou marneuse sur lesquelles ils se déposent. La quantité des clastes, souvent jointifs, explique la grande densité de ces courants et l'attribution du qualificatif « haute densité ».

Les brèches présentant des ruptures granulométriques internes correspondent aux turbidites tripartites de Gladstones et Sparks (2002) ; elles résultent de deux ruptures brutales dans le granoclassement qui reste globalement décroissant.

Les brèches à clastes flottants, de faible épaisseur (inférieure à un mètre) présentant une évolution verticale progressive de la proportion entre les clastes et la matrice, accompagnée d'une diminution de la taille des clastes, sont attribuées à l'action de courant de turbidité. Ce phénomène nécessite l'existence d'éléments en suspension et d'une cohésion limitée avec cependant une proportion importante de boue. Puisqu'une partie des éléments grossiers se dépose en premier, ils ne sont pas retenus par la matrice ce qui ne concorde donc pas avec un dépôt en masse. Les figures 61 et 62 résument schématiquement la formation de ce type de dépôt.

Le transport puis le dépôt par l'intermédiaire d'un courant de turbidité de haute densité s'applique donc aux brèches à clastes jointifs, d'épaisseur moyenne, présentant un granoclassement normal ou inverse sur toute l'épaisseur du banc. Ce type de flux concerne également des brèches qui présentent une rupture nette de la granulométrie parfois accompagnée d'érosion entre les différents niveaux granulométriques. Enfin, les courants de turbidité participent au dépôt de certaines brèches à clastes flottants possédant une évolution verticale progressive de la proportion entre les clastes et la matrice.

- Mudflows

Une partie des brèches homogènes et non granoclassées possède une matrice plus abondante qui supporte les clastes (clastes flottants **CF**). La cohésion y est très forte et le mécanisme de transport est donc équivalent aux *debris flows* mais avec davantage de boues. Ainsi, ces brèches sont attribuées à des *mudflows*. D'après les descriptions de plusieurs auteurs (par ex. Einsele, 1992), le terme de *mudflows* est historiquement associé aux brèches à matrices argileuses, mais également souvent employé pour d'autres types de matrices. Il est interprété ici comme un cas particulier de *debris flows* dans lequel la matrice est dominante quelque soit sa nature (argileuse, marneuse ou calcaire). Deux types de brèches sont générés par des *mudflows*. Les premières possèdent des clastes flottants de la base au sommet du corps et parfois un niveau micritique au sommet. Les secondes présentent une évolution brutale de la proportion entre les clastes et la matrice de la base au sommet. Le deuxième

type de brèche comprend, à la base, des clastes jointifs parfois orientés parallèlement au substratum, suivis d'un corps à clastes flottants non triés et d'un niveau micritique au sommet. Leur formation est similaire à celle des *debris flows* avec cependant une proportion plus importante de matrice. Ces brèches s'observent surtout lors du remaniement des Calcaires blancs qui produisent davantage de boues que les autres faciès micritiques lors de leur désagrégation. La formation de ces bancs est schématisée sur la figure 62.

Comme pour la formation des *debris flows*, on note que des bancs co-génétiques peuvent se former à partir des *mudflows*. Les mêmes mécanismes que ceux décrits pour les *debris flows* sont à l'origine de cette combinaison et forment les deux types de *mudflows* décrits ci-dessus, accompagnés d'une « turbidite de toit » granoclassée. La formation de ces bancs est également schématisée sur la figure 62.

- Grain flows

Les brèches homogènes à clastes jointifs, sans granoclassement et relativement bien triées par rapport aux autres brèches, ne possèdent pas de matrice. Elles résultent d'une faible cohésion du matériel pendant le transport et ne s'apparentent donc pas à des *debris flows*. Le tri exclut les simples éboulis de roches non cohésifs (*rock falls*) et suggère un transport par *grain flows*, comme le montrent Maier-Harth (1982) et Eberli (1987, 1988).

5.1.3. Les calcarénites

5.1.3.1. Les indices de remaniement

Le caractère allochtone des éléments composant les calcarénites n'a jamais véritablement été remis en cause. Cependant, les calcarénites ne sont pas toujours considérées comme étant des faciès ayant subi un transport important et un dépôt dans un environnement différent de celui dont les éléments étaient originaires (Raja Gabaglia, 1995; Bouchette *et al.*, 2001; Séguret *et al.*, 2001). Pour ces auteurs, les calcarénites sont originaires de la plate-forme externe sur laquelle se développent les tempestites. Pourtant, un faisceau d'indices montre, pour certaines calcarénites, un changement de milieu entre la formation des éléments et leur dépôt:

- présence de microfaunes d'environnement peu profond mélangées avec des associations de microfaunes de milieux profonds (pour plus de détails *cf.* § 5.2.),
- altération et oxydation des bioclastes provenant d'un environnement peu profond suggèrant un transport important,

- intercalation de bancs contenant des associations de microfaunes de milieux peu profonds au sein de bancs hémipélagiques présentant des associations de microfaunes de milieux profonds,
- présence de bioturbations, caractéristiques d'environnements profonds, au sommet de bancs calcarénitiques granoclassés contenant des associations de microfaunes de milieux peu profonds.

5.1.3.2. Mécanismes de transport et de dépôt

Un transport important des sédiments dans un milieu de dépôt différent du milieu originel suggère l'intervention de processus de sédimentation gravitaire. Deux types de flux de sédimentation gravitaire peuvent expliquer l'ensemble des figures et structures sédimentaires observées dans les bancs de calcarénites : des courants de turbidité de moyenne à faible densité et des *grain flows*.

- Courants de turbidité de moyenne à faible densité

La plupart des bancs de calcarénites sont granoclassés de la base au sommet et présentent les successions d'unités caractéristiques des séquences de Bouma (1962), elles-mêmes caractéristiques de turbidites de moyenne à faible densité (Lowe, 1982). Le plus souvent, les intervalles *d-e* et *c-d-e* sont présents, plus rarement *b-c d-e* et *a-b-c-d-e*. Comme pour les brèches, certaines figures n'ont pas été observées (figures de base de bancs et convolutes notamment). L'absence de ces figures est souvent une particularité des calciturbidites (Tucker, 1969; Eberli, 1987, 1988; Savary et Ferry, 2004). Les calcarénites à granoclassement inverse sont également attribuées à des courants de turbidité. Elles présentent les mêmes successions de figures sédimentaires que les turbidites de Bouma (1962), mais se sont déposées alors que le flux était en phase d'accélération et non de décélération (Kneller, 1995). Enfin, les calcarénites présentant des ruptures granulométriques internes sont également dues à l'action de courants turbides formant des turbidites tripartites avec deux niveaux de ruptures nettes de la taille des grains, comme cela a été démontré dans le cas des brèches. La taille moyenne des éléments, leur nature et leur concentration étant identiques à celles des calcarénites présentant des séquences de Bouma, la densité du flux devait être approximativement équivalente.

Ce type de courant est interprété comme étant responsable du dépôt des calcarénites à granoclassement normal, à granoclassement inverse et de celles présentant des ruptures granulométriques internes.

- Grain flows

Le transport et le dépôt par courants granulaires (grain flows) concernent les calcarénites

homogènes ou laminées faites de sables calcaires relativement triés sans granoclassement. L'absence de figures sédimentaires, à l'exception des laminations caractéristiques d'un courant laminaire, et l'absence des séquences de Bouma indiquent clairement un mécanisme de *grain flows*. Maier-Harth (1982) et Eberli (1988) suggèrent que les sables bioclastiques de plate-forme, libérés de leur boue matricielle par vannage, produisent aisément des coulées granulaires en milieu marin profond. Le tri granulométrique, lorsqu'il a lieu, se produit avant le transport et permet parfois la formation de lamines pendant le dépôt. Lorsque le sable n'est pas trié, comme pour des calcarénites bioclastiques des coupes de Marignac-en-Diois (MAR) et de Chamaloc (COC) (Fig.39B), où aucune lamine n'est observée, les mécanismes de transport et de dépôt sont considérés comme étant identiques.

5.1.4. Les calcaires laminés

5.1.4.1. Les indices de remaniement

L'ensemble des indices de remaniement ont été présentés dans le paragraphe 2.4.2.

5.1.4.2. Mécanismes de transport et de dépôt

Les caractères de transport et de dépôt des calcaires laminés sont la présence de lamines silteuses à la base qui passent parfois à des niveaux micritiques contenant des éléments silteux dispersés puis à une micrite pure exceptionnellement bioturbée. Ces observations supposent des dépôts turbiditiques de faible ou très faible densité comme ceux décrits par Piper (1972, 1978) et Stow et Piper (1984), également appelés turbidites de boue ou calciturbidite boueuse. Ces turbidites correspondent au niveau T_3 à T_8 des turbidites à grains fins de Stow et Shanmugam (1980). Ces bancs de calciturbidites boueuses sont interprétés comme étant l'évolution ultime des courants turbiditiques denses perdant progressivement leur densité par dilution, jusqu'à leur disparition complète en passant par le dépôt de turbidites de moyenne, faible et très faible densité (Fig.61 et 62).

5.1.5. Les slumps et le méga-slump

5.1.5.1. Les indices de remaniement

Pour les slumps, le caractère allochtone n'est pas remis en question à partir du moment où ils ont été reconnus comme tel. Les divergences d'interprétation concernent la profondeur de dépôt des éléments remaniés (qui représentent l'ensemble des trois autres faciès) et celle du déclenchement des épisodes de slumps. Cette question est discutée dans le paragraphe 5.2. Concernant le méga-slump, les indices de remaniement sont principalement la présence de clastes, de blocs et d'olistolites, parfois

déformés et provenant des faciès calcaires autochtones sous-jacents, au sein d'une matrice plus ou moins marneuse.

5.1.5.2. Mécanismes de transport et de dépôt

Ces dépôts sont classiquement interprétés comme résultant de glissements de matériel plus ou moins lithifié formant parfois des plis, caractéristiques d'un comportement plastique. Les propriétés attribuées aux dépôts des slumps sont reconnues ici. Il s'agit d'une capacité d'érosion importante, un comportement plastique capable de produire des déformations diverses du matériel transporté, une grande quantité de boue, le tout n'affectant qu'un seul niveau stratigraphique (cf. définition d'un slump Chapitre 2). Le méga-slump présente en revanche des particularités attribuées à d'autres mécanismes de transport. En effet, bien que l'aspect du corps soit similaire aux slumps s.s., le mégaslump présente localement (cf. coupes des Gaurys (GAU) et de Saint-Benoît-en-Diois (SBD)) une brèche sommitale parfois granoclassée, une semelle bréchique (cf. coupe du Colombier (COL)) et possède des éléments individualisés de tailles variées comme des clastes, des blocs ou des olistolites flottants dans une matrice. Le méga-slump est donc interprété comme résultant d'un debris flow ou d'un mudflow et les brèches comme des debris flows et/ou des courants de turbidité de haute densité, parfois combinés. La différence d'aspect de la matrice décrite dans le paragraphe 2.6.2. est également un argument en faveur d'un debris flow, comme l'ont montré Mulder et Alexander, (2001) pour un niveau remanié oligo-miocène dans le bassin de Pindos en Grèce. De par son épaisseur et la taille des éléments qu'il transporte, ce niveau gravitaire est interprété comme résultant d'un évènement majeur d'effondrement de pente. L'ampleur stratigraphique du remaniement (cf. Fig. 47) explique sa diversité d'aspect et le comportement mécanique différent de chaque ensemble lithologique lors du déplacement (bréchification des faciès noduleux et à débit en plaquettes, homogénéité du faciès des Calcaires blancs).

5.2. Milieu de dépôt

5.2.1. Milieu de dépôt des faciès de remaniement

L'environnement dans lequel se déposent les brèches, les calcarénites, les calcaires laminés et les slumps est caractérisé par les associations biologiques des faciès autochtones (calcaires noduleux, calcaires en plaquettes et Calcaires blancs). La macrofaune est constituées de débris de céphalopodes (*aptyci*, tests d'ammonites et rostres de bélemnites) identifiés à l'œil nu, et de fragments de lamellibranches, d'échinodermes (*Saccocoma*, échinidés et astérides), de gastéropodes à test

fins et de spicules de spongiaires identifiés en lames-minces. Cette association dominée par des organismes pélagiques suggère un environnement pélagique, mais est insuffisante pour caractériser le milieu de dépôt. Les associations de microfaunes apportent davantage de précision notamment grâce aux foraminifères benthiques. La plupart des microfaunes sont planctoniques et représentées par des Radiolaires (spumélaires et nacellaires) ainsi que des calpionelles. La microfaune benthique est exclusivement constituée des foraminifères dont la détermination spécifique est basée sur la classification taxonomique de Loeblich et Tappan (1964, 1988). Les foraminifères benthiques sont globalement peu abondants et caractérisés par une très faible diversité spécifique. Ils sont largement dominés par les Lagenina, représentés par les sous-ordres des Nodosariidae (Nodosaria et Lenticulina), Vaginulidae (Dentalina) et Lagenidae (Lagena). Les Lagenina sont accompagnés par des Textulariina peu abondants et de rares Rotaliina. Les associations ainsi définies correspondent, suivant les secteurs, aux morphogroupes CHA6 et CHB3 définis par Koutsouskos et Hart (1990). Ces morphogroupes témoignent de biotopes vivant dans un intervalle de profondeur allant du domaine bathyal supérieur à moyen, i.e. appartenant au domaine de talus. Rolin (1987) et Jenkins et Murray (1988) montrent que les Lenticulina signent des environnements relativement profonds et Rey et al. (1994) suggèrent que les morphotypes droits chez les Lagenina (ex. Dentalina, Nodosaria et Lagena) évoluent également dans les milieux profonds. De plus, Sliter et Baker (1972) et Grosheny et Malartre (2002) montrent que les Nodosariidae sont fréquents dans les biotopes appartenant à un environnement de talus. Les associations du secteur de la Drôme caractérisent donc un environnement marin relativement profond en domaine de talus. L'absence de Miliolidae in situ (ceux observés sont remaniés) et la très faible proportion de Rotaliina caractéristiques de milieux de plate-forme, plaident en faveur d'un environnement ouvert et profond (Sliter et Baker, 1972 ; Grosheny et Malartre, 2002) et confirment l'interprétation du milieu de dépôt proposée pour ce secteur.

5.2.2. Origine des éléments remaniés

Parmi les éléments remaniés, deux ensembles caractérisant deux milieux de dépôts différents sont distingués. La plus grande partie des éléments remaniés est issue des faciès locaux, autochtones, comme les calcaires noduleux, les calcaires en plaquettes ou les Calcaires blancs. Le remaniement s'effectue alors au sein même de la zone de dépôt, affectant les faciès de talus d'après les associations de microfaunes. On peut noter que les calcarénites les plus fréquentes ne sont pas des calcaires bioclastiques mais proviennent probablement de la désagrégation ultime de brèches (« cryptobrèches »), produites en domaine de talus. Les processus de bréchification à l'origine de la formation de ces calcarénites sont discutés dans le chapitre 7 (§ 3.). Cependant, pour certaines

brèches et calcarénites nettement bioclastiques, plus abondantes aux alentours de Marignac-en-Diois (coupes **MAR** et **COC** notamment), les éléments remaniés (calcarénites à milioles (**microfaciès 5**)) correspondent à des sédiments de plate-forme interne, transportés et sédimentés au niveau de la partie inférieure du talus.

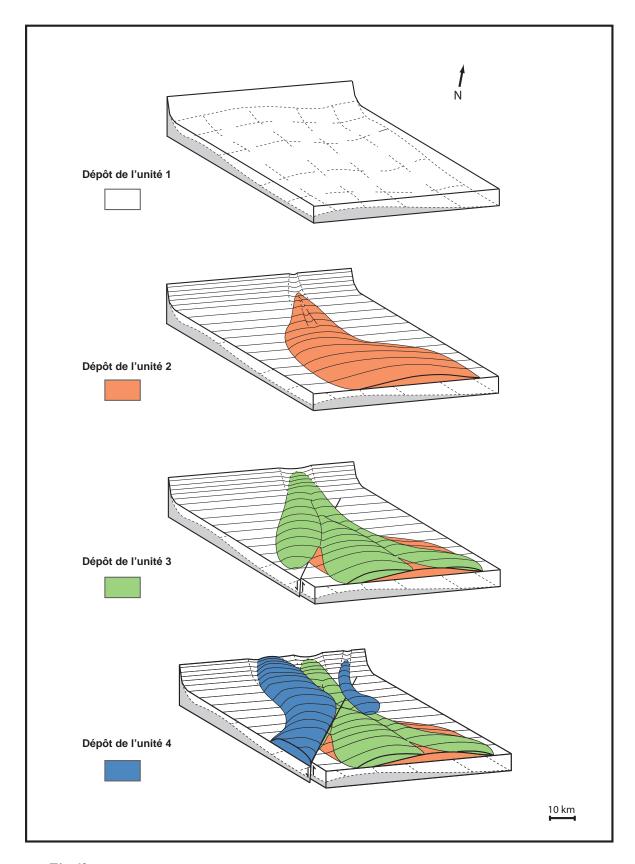
6. RECONSTITUTION MORPHOLOGIQUE 3D ET DISCUSSION SUR LE CONTEXTE DE MISE EN PLACE

6.1. Reconstitution schématique 3D

Les différentes étapes de construction du système gravitaire de la Drôme sont schématisées sous forme de blocs diagrammes (Fig.63). La morphologie générale du système est compatible avec un contexte de pied de pente. Il s'agit vraisemblablement d'un fan allongé de structure interne complexe d'amont en aval, qui ne peut se développer qu'au débouché d'un canyon installé sur la pente de l'Isère. Les éléments sont acheminés vers le bas de la pente et se déposent lorsque celle-ci devient moins importante. Les premières coulées gravitaires comblent alors une topographie préexistante avec les calcaires noduleux hémipélagiques du Tithonien inférieur (étape 1 correspondant au dépôt de l'unité 1). Un premier lobe se dépose ensuite sur le replat formé par l'unité 1 (étape 2 correspondant au dépôt de l'unité 2). Au Tithonien supérieur, plusieurs petits lobes se construisent au même endroit, épousent la topographie créée par le premier lobe et compensent la morphologie en comblant principalement les flancs du lobe (étape 3 correspondant au dépôt de l'unité 3). Au Tithonien, la faille de « Die - La-Motte-Chalancon » fonctionne déjà et limite le passage des brèches au-dessus de la brèche BR.2. Le dépôt du méga-slump à l'Ouest du système (étape 3 correspondant au dépôt de l'unité 3) érode fortement l'unité 3 mais se trouve bloqué par le jeu de la faille qui dévie sa progression vers le Sud. Pendant cette période, un autre chenal est creusé aux alentours de Chamaloc (coupe COC) et apporte des sédiments plus fins et bioclastiques provenant du Nord, qui vont se déposer le long du flanc Nord du système en érodant une partie de l'unité 3.

6. 2. Discussion sur le contexte de mise en place

La morphologie et la composition des dépôts témoignent d'un contexte de base talus. En effet, la grande proportion de sédiments grossiers, déposés par des processus de *debris flows* et de slumps, indique des dépôts de pente. Cependant, l'étalement de ces faciès sur une distance supérieure à 50 kilomètres et leur association avec des turbidites plus fines suggèrent l'existence d'un replat important de la morphologie. Ce replat représente soit la rupture de pente à la base du talus, soit un



 $\it Fig.63: Blocs diagrammes des différentes étapes de construction du système gravitaire de la Drôme$

replat intermédiaire, intra-pente, relativement important. La morphologie reconstituée s'enracine sur une pente en amont et est alimentée par l'intermédiaire d'un canyon distributaire.

A ce stade de l'étude, il s'agit de savoir si l'organisation de ces dépôts est comparable avec l'un des modèles préexistant de sédimentation gravitaire calciclastique de base de pente. Seulement deux possibilités sont envisageables à notre échelle : les modèles de *calciclastic submarin fan* (CSF) ou de *base-of-slope apron*, qui sont deux des trois principaux modèles de sédimentation gravitaire calciclastique (*cf.* § 3.2.3. Chapitre 2). La continuité entre la source et la zone de dépôt n'est pas observée dans le secteur de la Drôme et exclut donc le troisième modèle, celui de *slope apron* (Mullins et Cook, 1986). La détermination du caractère intra-pente ou de base de pente ne peut être réalisée qu'à une échelle plus grande et est discutée dans le chapitre 7.

Payros et Pujalte (2008) proposent un ensemble d'indications pour discerner les CSFs des systèmes de *base-of-slope apron*. Tout d'abord, ils décrivent une condition d'ordre général, à savoir : démontrer qu'il y a eu un remaniement et un transport. Ces éléments ont été discutés dans le paragraphe 5.1. De nombreux arguments sont en faveur d'un remaniement et d'un transport important dans une grande partie des sédiments du secteur de la Drôme. La distinction entre les deux modèles se fait à partir de plusieurs observations :

- Il y a d'abord une continuité latérale sur de très grandes distances pour les *base-of-slope apron*, alors que les CSF sont isolés par une géométrie en lobe.
- Les dépôts de base-of-slope apron sont drapants (sheet-like) alors que les dépôts chenalisés sont bien représentés dans les CSF.
- La source est unique dans le cas des CSF (*point source*) alors qu'elle est multiple (*line source*) pour les *base-of-slope apron*.
- Une organisation latérale et verticale est visible dans les CSF alors qu'aucune n'est observée dans les *base-of-slope apron*.
- Les dépôts de *base-of-slope apron* sont plus principalement des *debris flows* alors que les turbidites calcarénitiques sont majoritaires dans les CSF.

On peut donc conclure, si l'on suit les descriptions proposées, que le système gravitaire de la Drôme correspond à un *fan* sous-marin calciclastique (CSF) au sens de Payros et Pujalte (2008). En effet, le caractère isolé et lobé a été démontré ; les dépôts chenalisés sont rares mais observés et l'évolution latérale des bancs est très nette. Néanmoins, plusieurs chenaux semblent avoir servi de transit aux éléments du système de la Drôme à différentes périodes, alors que le modèle de CSF est caractérisé par un chenal unique. La géométrie interne complexe observée dans la partie proximale du lobe, présentant de multiples surfaces d'érosion, est fréquemment décrite au débouché des canyons distributaires dans les *fans* silicoclastiques profonds (Wynn *et al.*, 2002 ; Mulder et Etienne, 2010).

Cette zone correspondrait alors à la transition entre lobe et chenal distributaire (CLTZ ou *channel-lobe transition zone* de Bouma *et al.* (1985) et Wynn *et al.* (2002)) et confirmerait le caractère *point-source* du système de la Drôme. De plus, une multiplicité des sources (difficilement vérifiable), ne pourrait pas rapprocher le système étudié du modèle de *multiple-source gravel-rich ramp* décrit par Reading et Richards (1994) ; ce modèle nécessite effectivement une connexion entre la source et les dépôts qui sont alors présents sur la pente elle-même, et non en pied de pente. L'organisation verticale des dépôts gravitaires du système de la Drôme est très peu développée par rapport au modèle CSF classique (aucune véritable séquence granocroissante n'a été observée, sauf au centre du système dans la coupe de Comballon (COB)). Mais ce dernier point, inhérent au caractère progradant des lobes en général (Mulder et Etienne, 2010), peut être expliqué, dans la Drôme, comme une construction du lobe essentiellement aggradante verticalement. D'après ces mêmes auteurs, les lobes grossiers sont rares, mais les particules grossières peuvent être transportées dans les lobes à la faveur d'un environnement chenalisé et dans un contexte tectoniquement actif (Mulder et Etienne, 2010 ; Mulder *et al.*, 2010) ; ceci est en accord avec les observations faites dans le secteur de la Drôme.

CHAPITRE 4

CHAPITRE 4: LE SECTEUR SUD

Les observations faites dans ce secteur sur les lithofaciès et les géométries de dépôts partagent de nombreuses caractéristiques avec celles du secteur de la Drôme. Elles sont donc présentées ici suivant la même organisation. L'interprétation en termes de dépôts gravitaires, confirmée dans ce secteur, est de nouveau établie à partir des éléments récoltés de façon indépendante au secteur précédent. Une synthèse des principales interprétations applicables à l'ensemble des chaînes subalpines est faite dans le chapitre 7.

1. Localisation du secteur d'étude

Le secteur d'étude est compris entre les départements de la Drôme, des Alpes-de-Haute-Provence et une partie du département du Vaucluse. Au Nord, le secteur est délimité par la limite Sud du secteur de la Drôme ; au Sud, par le chaînon Ventoux-Lure ; à l'Ouest, par le bassin tertiaire de Valréas (à l'Ouest de Nyons) ; à l'Est, par la vallée de la Durance (Fig.64). Le secteur de l'Aygues, de Nyons à La Motte-Chalancon, déjà étudié par Lozano-Garcia (2003), est exclu (Chapitre 6). La position des coupes est portée sur la figure 65. La liste des abréviations utilisées est la suivante :

AUL: coupe d'Aulan

BAR : coupe de Barret de Lioure

CDP : coupe de la clue de Plaisian

CFA: coupe du col de Fontaube

CPE: coupe du col de Perty

EOU: coupe d'Eoure

GME : coupe des gorges de la Méouge

LRO : coupe de la Rochette-du-Buis

MCB: coupe de la montagne de Chabre

MFR: coupe de Montfroc

ORP: coupe d'Orpierre

SED: coupe de Séderon

SGE : coupe de Saint-Genis

SIA: coupe des Sias

SIS: coupe de Sisteron

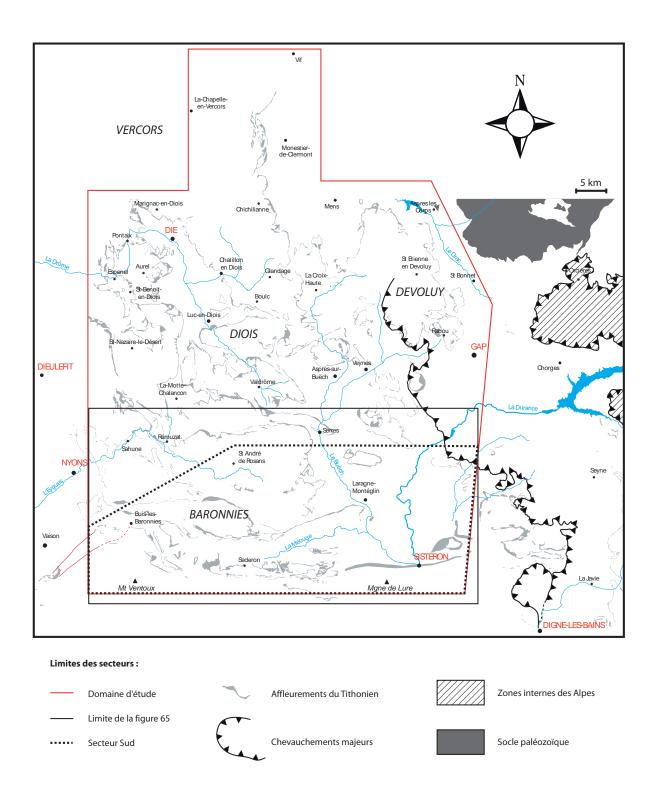
TRE: coupe de Trecleoux

VER: coupe de Vercoiran

Les coupes détaillées sont disponibles en annexe (An.66 à 80).

2. Les lithofaciès

Les six faciès identifiés dans le secteur de la Drôme entre le Kimméridgien terminal et le Berriasien moyen sont reconnus dans le secteur Sud : les calcaires micritiques, les brèches, les



 $\textbf{\textit{Fig.64}:} \textit{ Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du domaine \'etudi\'e et celles du secteur Sud}$

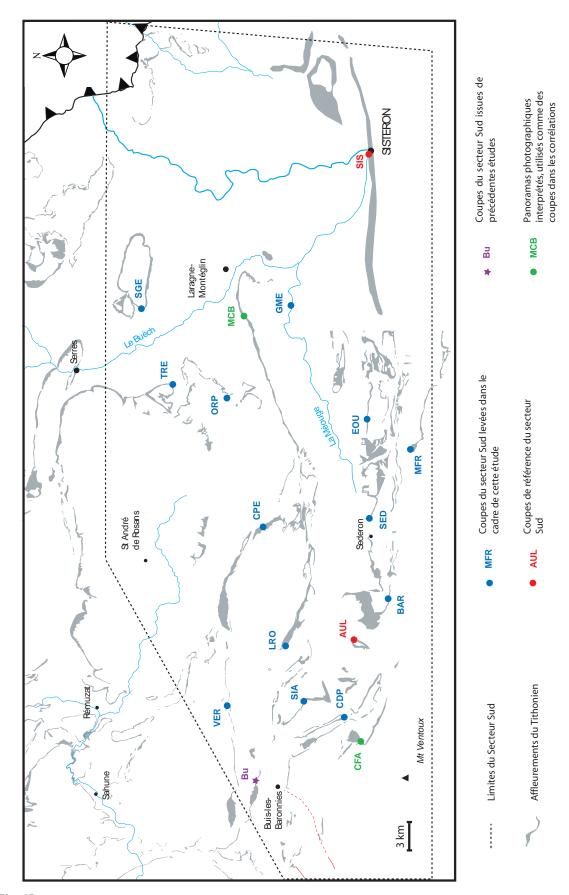


Fig.65 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur Sud et la position des coupes levées dans ce secteur

calcarénites, les calcaires laminés, les slumps et les méga-slumps. A l'exception d'un type de brèches à granoclassement inverse et d'une nouvelle catégorie d'ichnofossiles dans les calcarénites, non identifiés dans le secteur de la Drôme, les caractéristiques des faciès sont similaires à ceux décrites dans le chapitre 3. Un renvoi aux descriptions des faciès du secteur de la Drôme est donc fait lorsque les observations sont identiques. La principale différence entre les deux secteurs réside dans les proportions de chacun de ces faciès. Le lecteur ne souhaitant pas plus d'informations ni d'illustrations sur les faciès est invité à passer au sous-chapitre 3 (p.176).

2.1. Calcaires micritiques

2.1.1. Aspect et organisation à l'affleurement

Les trois faciès de calcaires micritiques du secteur de la Drôme sont reconnus dans le secteur Sud, mais présentent un aspect légèrement différent. Les calcaires noduleux sont en général plus fins et plus argileux (An.1A et B) que ceux du secteur de la Drôme. Ainsi, ils ressemblent aux calcaires en plaquettes, qui restent néanmoins plus argileux que les calcaires noduleux (An.1C et D). Les Calcaires blancs se présentent fréquemment sous la forme de petits bancs de quelques centimètres d'épaisseur, facilement altérables, et en retrait dans la morphologie (An.1E et F).

2.1.2. Caractéristiques microscopiques et composition biologique

La macrofaune est, là encore, composée principalement de débris de céphalopodes (rostres de bélemnites, *aptyci* et fragments de tests ou empreintes d'ammonites), de *Saccocoma*, d'autres échinodermes, de lamellibranches et de gastéropodes.

Les trois textures (mudstone, wackestone et packstone) identifiées dans les calcaires de la Drôme sont représentés dans l'ensemble des calcaires micritiques du secteur Sud. Les sept microfaciès et les associations de microfaunes qu'ils contiennent sont reconnus dans les calcaires micritiques du secteur Sud (An.2).

(Pour plus de détails cf. tableaux d'analyses microscopiques en annexe (An.104 à 106).

2.2. Les brèches

2.2.1. Aspect et organisation à l'affleurement

On retrouve dans ce secteur les mêmes caractéristiques à l'échelle de l'affleurement que dans celui de la Drôme (*cf.* § 2.2.1. Chapitre 3) : des bancs nettement dégagés par l'érosion, une extension importante des bancs, une morphologie bombée dans le sens perpendiculaire aux apports, des brèches

d'épaisseurs variables, des niveaux érosifs et d'autres non érosifs et dans certains cas, un passage latéral à des bancs de calcarénites et de calcaires micritiques (*cf.* Fig.75).

2.2.2. Caractéristiques internes

2.2.2.1. Forme de la base et du toit

Les trois types de base de bancs et les deux types de toits décrits dans le secteur de la Drôme sont observés ici : des bases planes non érosives (An.3B), des bases faiblement érosives (An.3C) et des bases très érosives (An.3A) (ces dernières sont plus fréquentes dans ce secteur), des toits nets et planaires, soulignés par un fin niveau micritique ou calcarénitique (An.3B) et plus rarement, des toits irréguliers (An.3C).

2.2.2.2. Texture, nature et granulométrie du liant

- Brèches à clastes jointifs

Seulement trois des quatre catégories de brèches à clastes jointifs définies dans le secteur de la Drôme sont observées dans le secteur Sud. Les brèches à clastes jointifs et matrice micritique représentent les brèches les plus fréquentes de ce secteur (An.4A et B); elles sont souvent légèrement silteuses et peu homogènes et s'altèrent facilement dégageant ainsi les clastes. Les brèches à matrice calcarénitique sont peu abondantes (An.4C et D). Les brèches sans matrice sont rares et les brèches à matrice argileuse ou strictement marneuse n'ont pas été observées dans ce secteur.

- Brèches à clastes flottants

Les trois catégories de brèches à clastes flottants sont présentes : les brèches à clastes flottants à matrice micritique, les brèches à matrice silteuse et à patine blanchâtre (An.4E et F) et les brèches à clastes flottant dans une matrice calcarénitique.

2.2.2.3. Organisation verticale du banc

- Brèches homogènes et non granoclassées

Plusieurs bancs de brèches, homogènes, ni triés, ni granoclassés, sont reconnus dans ce secteur (An.5A et B).

- Brèches à granoclassement normal

Plusieurs brèches présentent un granoclassement normal continu et progressif (An.5C et D).

- Brèches à granoclassement inverse

Une dizaine de bancs de brèches à granoclassement inverse sont repérés. Cependant, un seul montre une évolution quasi progressive de la taille des grains. Les autres, d'épaisseur assez réduite, sont constitués d'une semelle de matériel fin micritique ou silteux et d'un niveau microbréchique ou bréchique au sommet (An.5E et F). Ce type de brèche n'a pas été identifié dans le secteur de la Drôme.

- Brèches à ruptures granulométriques internes

La plupart des brèches présentes dans le secteur Sud appartiennent à cette catégorie. En effet, elles possèdent un corps homogène, mal trié et non granoclassé, surmonté d'un niveau sommital fin, souvent micritique, mais parfois calcarénitique ou microbréchique et granoclassé.

- Brèches présentant un changement vertical de la proportion clastes / matrice

Dans ce secteur, on observe de rares brèches dont la base est à clastes jointifs, le corps à clastes flottants et le sommet microbréchique à clastes flottants ou micritique.

2.2.3. Caractéristiques microscopiques

Les caractéristiques microscopiques sont similaires à celles décrites pour les brèches du système de la Drôme, autant pour les clastes que la matrice (An.6) (cf. § 2.2.3. Chapitre 3).

2.2.4. Composition biologique

Les fragments de céphalopodes constituent l'essentiel de la macrofaune trouvée dans ce secteur. Ceux-ci sont principalement des empreintes de tests d'ammonites (An.7B et D) et des *aptyci* (An.7C). On observe plus rarement des rostres de bélemnites (An.7A). On note aussi la présence de fragments d'échinidés, de *Saccocoma*, de gastéropodes et de bivalves, identifiés en lame-mince.

Très peu d'échantillons ont été prélevés dans les niveaux de brèches pour la confection de lames-minces. Il est donc difficile d'estimer la proportion des associations présentes dans les brèches. Cependant, les microfaciès, définis dans le paragraphe 2.1.3. du chapitre 3, sont reconnus dans les clastes ou la matrice des échantillons prélevés. La microfaune se compose en effet de : radiolaires, de foraminifères benthiques (Lagenina : Nodosariidae (*Nodosaria* et *Lenticulina*), Vaginulidae (*Dentalina*) et Lagenidae (*Lagena*), Textulariina, Rotaliina et Miliolina), de calpionelles et de calcisphères.

2.3. Les calcarénites

2.3.1. Aspect et organisation à l'affleurement

L'ensemble des caractéristiques des calcarénites à l'échelle de l'affleurement définies dans le secteur de la Drôme (cf. § 2.3.1. Chapitre 3) se retrouvent dans ce secteur. L'intercalation avec des calcaires micritiques les rend difficile à reconnaître à cette échelle (An.3D). Une part importante des calcarénites sont génétiquement liées à des bancs de brèches verticalement (partie sommitale calcarénitique de certaines brèches) (An.5C et D). On note localement la présence de calcarénites sous forme de lentilles (An.3E).

2.3.2. Caractéristiques internes

2.3.2.1. Forme de la base et du toit

Les deux principaux types de bases de bancs et les trois types de toits dans les faciès calcarénitiques du secteur de la Drôme sont également observés dans le secteur Sud : soit une base nette et planaire (An.3D) ou légèrement érosive avec des figures de *scour marks* (An.8E) ; des toits nets et planaires (An.3D), érodés par le banc sus-jacent (An.8E) et des toits à niveau fin micritique bioturbé (An.7E et F).

2.3.2.2. Figures sédimentaires

Deux des trois figures sédimentaires présentes dans le secteur de la Drôme sont observées ici. En effet, de nombreux bancs de calcarénites montrent des laminations horizontales (An.8D, E et F) et plusieurs possèdent des rides de courants unidirectionnels (An.8C, D, E et F). Aucune structure de type HCS n'est en revanche recensée.

2.3.2.3. Organisation verticale de la taille des grains

- Calcarénites non granoclassées

Ces calcarénites sont aussi rares dans le secteur Sud que dans le secteur de la Drôme. Elles ne sont jamais à dominance bioclastique comme celles de type Marignac-en-Diois (coupe MAR) (An.8A et B). Plusieurs bancs, dont le corps est non granoclassé mais fréquemment laminé, possèdent un niveau fin micritique sommital. Le passage de la partie calcarénitique à la partie micritique est brutal. Les bancs, sans niveaux micritiques, sont assez rares. Ils résultent probablement d'une érosion de ce dernier.

- Calcarénites à granoclassement normal

Comme dans le système de la Drôme, cette catégorie de calcarénites est la mieux représentée dans le secteur Sud. La plupart correspondent à des calcarénites fines ou silteuses à la base (An.8C, D, E). Plus rarement, elles possèdent une taille de grain grossière ou moyenne (An.8F).

- Calcarénites à granoclassement inverse

Ce type de calcarénites n'a pas été observé dans le secteur Sud.

- Calcarénites à ruptures granulométriques internes

Comme décrit précédemment, de nombreuses calcarénites possèdent un niveau fin sommital micritique ou silteux contrastant avec la base grossière (An.8D et F). En revanche, les calcarénites du secteur Sud ne présentent pas, comme celles de la Drôme, des « ruptures granulométriques » à limites irrégulières. Les lentilles de granulométries différentes au sein d'un même banc ne sont pas non plus observées.

2.3.3. Caractéristiques microscopiques

Les caractéristiques microscopiques sont les mêmes que celles décrites pour le système de la Drôme, aussi bien pour les clastes que pour la matrice (An.9A, B, C, D) (*cf.* § 2.3.3. Chapitre 3).

2.3.4. Composition biologique

Les calcarénites bioclastiques contenant des débris d'échinodermes et de lamellibranches sont rares dans le secteur Sud. Seuls quelques débris de céphalopodes (tests d'ammonites, *aptyci* et rostres de bélemnites), d'échinidés, de *Saccocoma*, de gastéropodes et de bivalves, sont identifiés en lames-minces. De rares bioturbations sont observées dans les calcarénites ; elles sont attribuées à des *Thalassinoides* (An.7E et F).

La microfaune, dans les calcarénites, est identique à celle des calcaires micritiques. On retrouve les associations du **microfaciès 1a** à **4** (*cf.* § 2.1.3. Chapitre 3) et exceptionnellement l'association du **microfaciès 5** contenant des milioles.

2.4. Calcaires laminés

2.4.1. Caractéristiques internes

Les faciès fins micritiques ou silteux parfois laminés du secteur de la Drôme sont présents dans le secteur Sud. Ils présentent les mêmes caractéristiques à l'affleurement. Leur base est parfois

légèrement laminée (An.10E et F) et/ou silteuse (An.10A, B, C, D). L'épaisseur des bancs de calcaires laminés dépasse parfois, de façon importante, l'épaisseur moyenne des bancs de calcaires autochtones.

2.4.2. Caractéristiques microscopiques

L'analyse microscopique révèle la présence occasionnelle de lamines invisibles à l'œil nu (An.9E), des traces de bioturbation (An.9F), des traces d'oxydation (An.9E) et une proportion importante de péloïdes (An.9F).

2.4.3. Composition biologique

La macrofaune est rare et uniquement identifiée, sous forme de fragments, à l'échelle microscopique; elle comprend des débris de céphalopodes (tests d'ammonites, *aptyci*, rostres de bélemnites), de *Saccocoma*, d'autres échinodermes (échinidés, astéridés), de lamellibranches et de gastéropodes. Les associations de microfaunes sont identiques à celles des calcaires micritiques correspondant aux **microfaciès 1a** à **4** (*cf.* § 2.1.3. Chapitre 3), et parfois à l'association du **microfaciès 5**.

2.5. Slumps *s.s.*

Les slumps *s.s* sont beaucoup plus rares que dans le secteur de la Drôme et ne sont présents que dans le faciès des Calcaires blancs (An.11A et B). L'aspect et les caractéristiques internes sont équivalents à ceux décrits pour les slumps de Calcaires blancs dans le secteur de la Drôme. Le slump du Kimméridgien inférieur cartographié par Atrops et Ferry (1987) n'est présent que dans les coupes les plus nord orientales du secteur (*cf.* coupe de Saint-Genis (**SGE**)).

2.6. Les méga-slumps

On observe plusieurs niveaux de méga-slumps au sommet de la série tithonienne. Cinq sont notés dans la coupe de Sisteron (SIS). Ils s'amalgament au centre du secteur Sud, à l'Ouest de Sisteron, pour former deux masses d'aspect chaotique avec des épaisseurs atteignant leur maximum (plus de 20 m) au niveau des gorges de la Méouge et de Montfroc (coupes GME et MFR).

2.6.1. Aspect et organisation à l'affleurement

Les méga-slumps présentent un aspect variable verticalement. Ils sont constitués de niveaux altérés différentiellement ; cette altération est fonction de la proportion d'argile qu'ils contiennent

(An.11C,E et F). Ils sont surmontés par une brèche parfois granoclassée (An.11C,E et F).

2.6.2. Caractéristiques internes

L'évolution verticale des deux méga-slumps montre trois niveaux distincts :

- une base d'aspect chaotique, massif dans le cas d'un remaniement des Calcaires blancs (cas du premier méga-slump) (An.11E et F) et où l'on reconnaît les bancs plissés lorsque le faciès remanié est celui des alternances marno-calcaires (cas du second méga-slump) (An.11C,E et F).
- un corps plus bréchique, où les éléments remaniés correspondent à un mélange de brèches et de bancs de calcaires ou de calcarénites, dans lequel la matrice est bréchique et très argileuse (An.11E et F)
- une brèche sommitale d'épaisseur constante et parfois granoclassée qui termine l'ensemble (An.11E et F).

2.6.3. Composition biologique

La macrofaune et la microfaune des méga-slumps sont identiques à celles des faciès micritiques autochtones.

3. RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS FACIÈS

Le fait que les brèches ne se corrèlent pas d'Est en Ouest car plusieurs systèmes sédimentaires individuels sont présents, nécessite l'utilisation de deux coupes de référence pour ce secteur. La position stratigraphique de l'ensemble des faciès est obtenue par corrélation entre les coupes d'Aulan (AUL), référence pour la partie occidentale, la coupe de Sisteron (SIS), référence pour la partie orientale et la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines.

3.1. Coupe d'Aulan

La coupe d'Aulan (AUL) est située dans la partie occidentale du secteur Sud (Fig.65). Les brèches et les slumps sont numérotés dans l'ordre de leur apparition, mais ils sont propres à ce secteur et ne correspondent donc pas aux brèches portant le même numéro dans les autres secteurs. Onze niveaux bréchiques d'épaisseur variable et deux slumps sont dénombrés dans cette coupe. Le repère stratigraphique des calcaires lités (CL) est bien repérable. Il correspond à l'intervalle des bancs de

calcaires noduleux compris entre les bancs du Kimméridgien supérieur (plus épais et moins ondulés) et la brèche repère **BR.3**.

3.2. Coupe de Sisteron

La coupe de Sisteron (SIS) est située dans la partie orientale du secteur Sud (Fig.65). Les brèches et les slumps sont également numérotés dans l'ordre de leur apparition. Onze brèches et cinq slumps sont dénombrées. La brèche BR.7 correspond au niveau repère de ce système.

3.3. Position stratigraphique des principaux dépôts remaniés

Grâce aux corrélations des coupes de références d'Aulan (AUL) et de Sisteron (SIS) avec la série virtuelle (Fig.66 et 67), la position stratigraphique de chaque brèche, slump et méga-slump dans le secteur Sud (Fig.68 pour le système d'Aulan (secteur Sud partie occidentale) et Fig.69 pour le système de Sisteron (secteur Sud partie orientale)) peut être déterminée avec précision. Le secteur oriental comprend davantage de brèches et de méga-slumps que le secteur occidental. Ces niveaux sont en moyenne plus épais et s'étendent sur une période plus longue. Les brèches s'échelonnent du Kimméridgien supérieur au Berriasien moyen dans le secteur oriental alors qu'elles sont exclusivement tithoniennes dans le secteur occidental.

4. La géométrie des dépôts remaniés du secteur Sud

4.1. Les corrélations : description et premières interprétations

Deux transversales sont présentées pour chacune des parties, occidentale et orientale, du secteur Sud. Le tracé de chaque transversale est représenté sur la figure 70.

4.1.1. Le secteur d'Aulan (partie occidentale du secteur Sud)

On observe, comme pour le secteur de la Drôme, une érosion quasi inexistante des faciès sous-jacents à la brèche **BR.3**, suggèrant que son dépôt s'est effectué sur une surface plane ou subplanaire. Le choix du repère horizontal pour les corrélations du système d'Aulan s'est donc porté sur la brèche **BR.3** (coupe de référence d'Aulan (**AUL**), Fig.66). Elle est la première brèche importante au sommet de l'intervalle des calcaires lités (**CL**), toujours nettement reconnaissables et non érodés par la brèche.

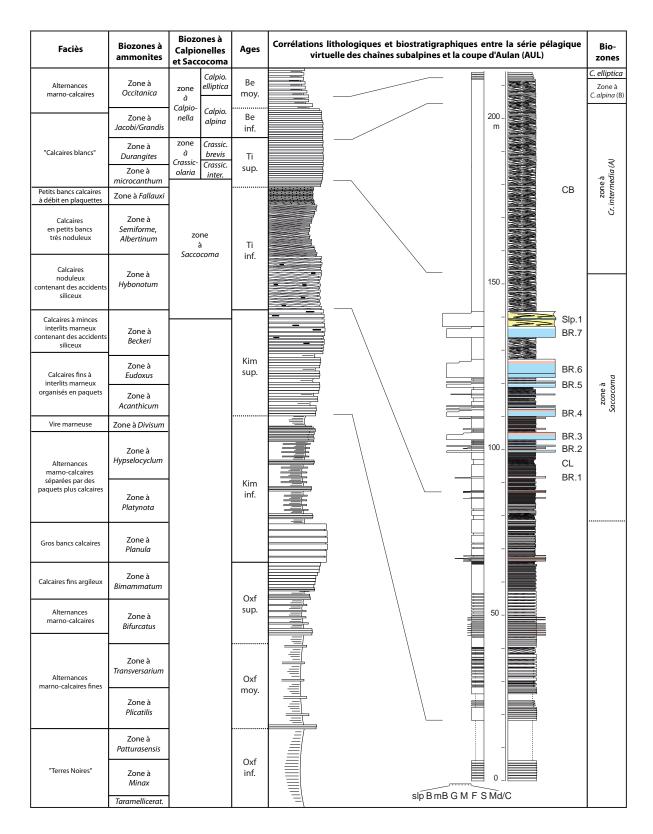


Fig.66 : Position stratigraphique de la coupe de référence de la partie occidentale du secteur Sud (AUL) par corrélation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines

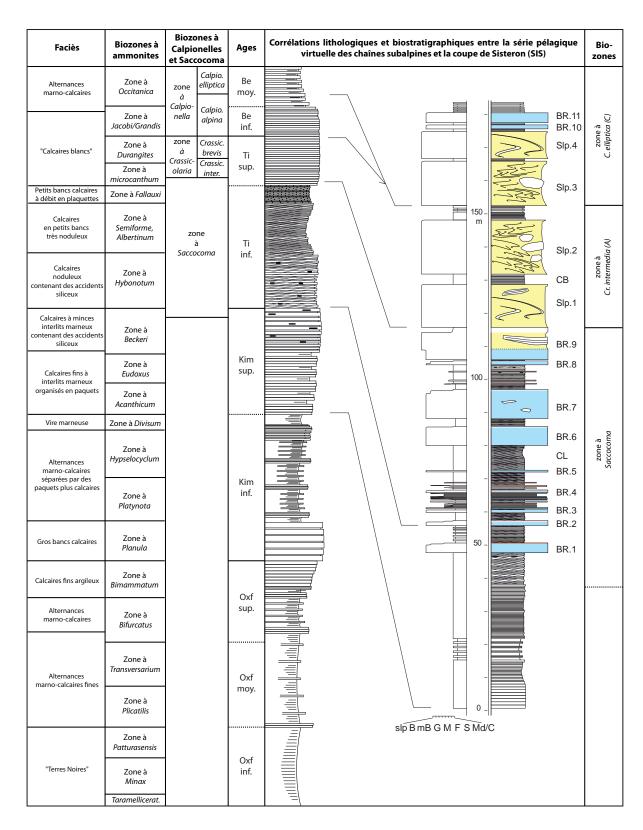


Fig.67: Position stratigraphique de la coupe de référence de la partie orientale du secteur Sud (SIS) par corrélation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines

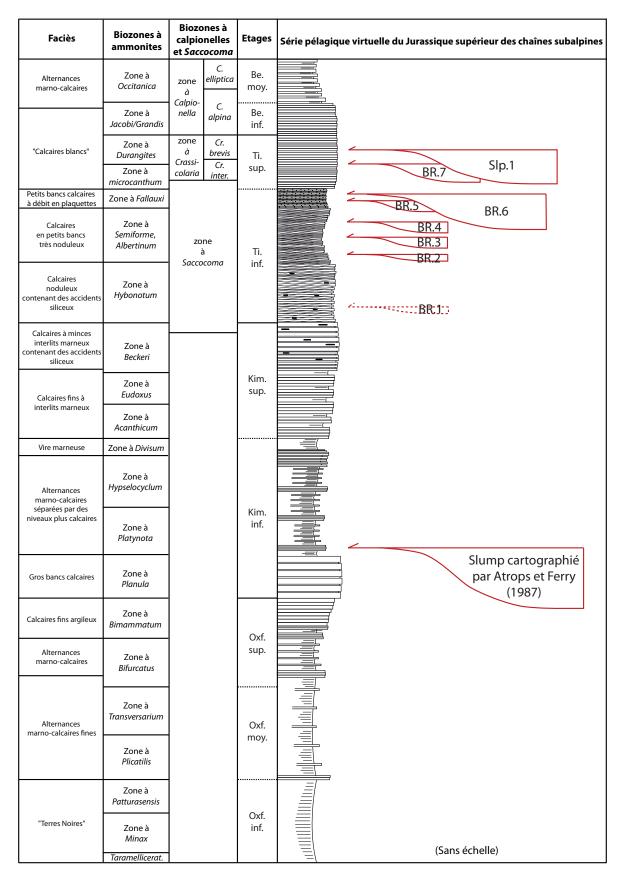


Fig.68: Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur: description des faciès, biozones d'ammonites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement de la partie occidentale du secteur Sud.

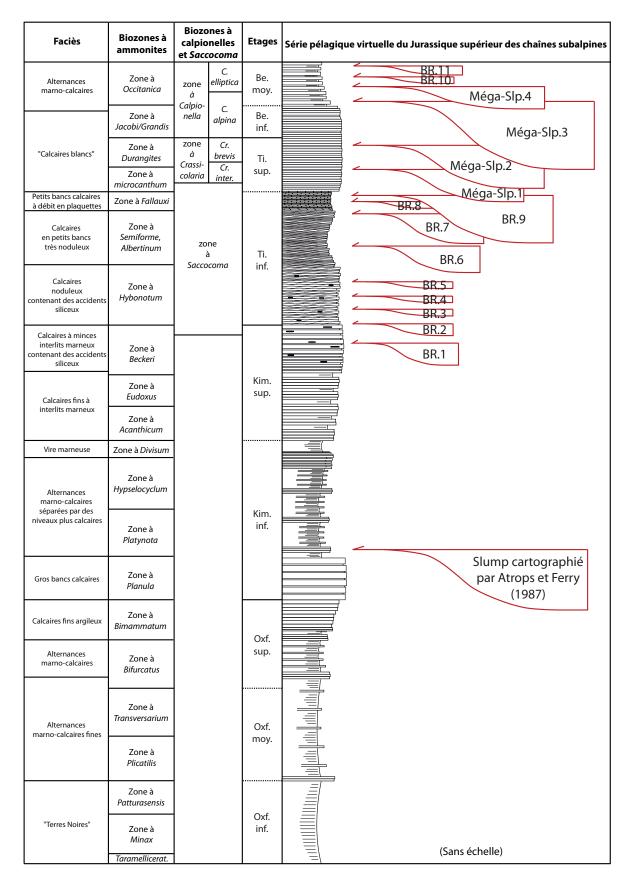
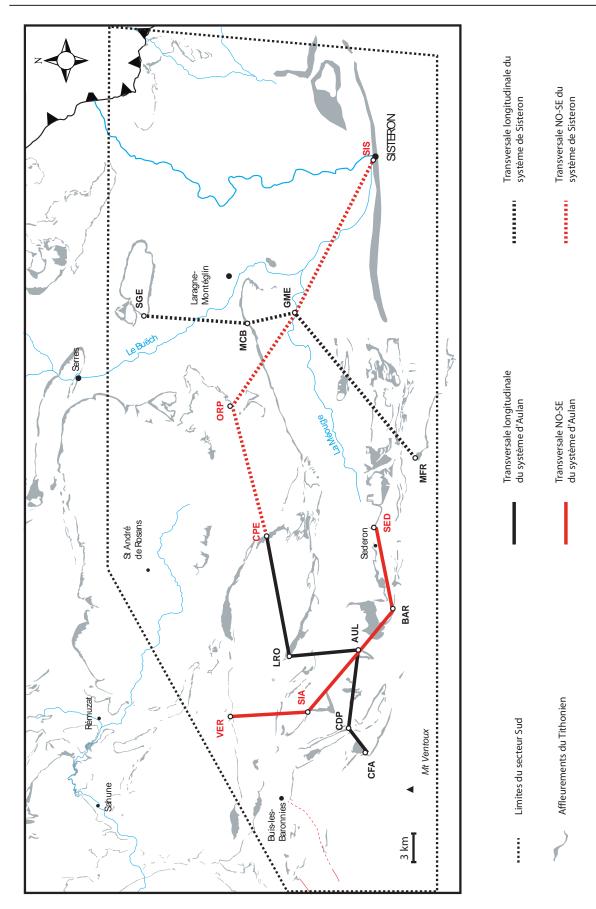


Fig.69: Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur: description des faciès, biozones d'ammonites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement de la partie orientale du secteur Sud.



 $\textbf{\it Fig.70:} \textit{Carte d'affleurements du Tithonien montrant les quatre transversales effectuées dans le secteur Sud}$

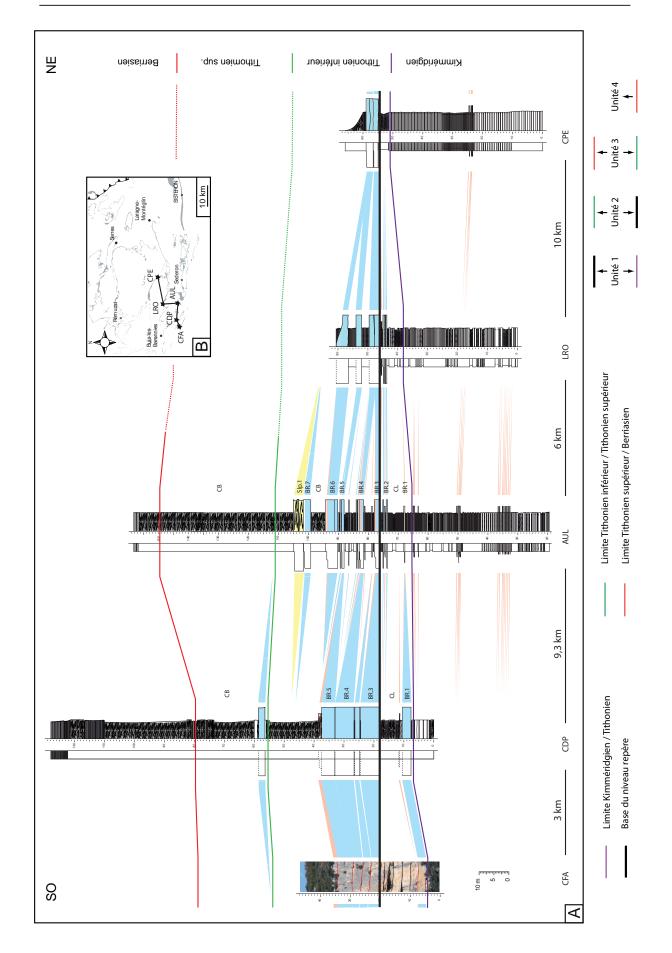
4.1.1.1. Transversale SO-NE (Fig.71)

La transversale SO-NE du secteur d'Aulan s'étend sur 28 kilomètres. Elle comprend cinq coupes (col de Fontaube (CFA), clue de Plaisian (CDP), Aulan (AUL), La Rochette du Buis (LRO) et col de Perty (CPE)); l'une d'entre elles (CFA) est réalisée à partir d'un panorama photographique. Les brèches sont essentiellement regroupées dans l'intervalle stratigraphique du Tithonien inférieur. On distingue quatre unités de sédimentation basées sur les mêmes limites stratigraphiques que celles reconnues dans le secteur de la Drôme.

L'unité 1 couvre la partie inférieure du Tithonien inférieur. Elle est comprise entre l'apparition du faciès des calcaires noduleux qui marque la limite Kimméridgien-Tithonien et la base de la brècherepère **BR.3**. La brèche **BR.1** est présente à la base de l'unité 1 dans la partie Sud au niveau des coupes du col de Fontaube (**CFA**) et de la clue de Plaisian (**CDP**) et disparaît dans la partie Nord. L'unité 1 correspond à l'ensemble des calcaires lités (**CL**) constitués de calcaires noduleux au sommet desquels s'intercale la brèche **BR.2**. Les calcaires noduleux s'amincissent fortement vers le N-E. Ils sont interrompus par des calcarénites et des brèches peu épaisses au sommet de l'unité.

L'unité 2 couvre la partie supérieure du Tithonien inférieur. Elle débute avec la brèche repère BR.3 qui s'étale sur plus de trente kilomètres pour former la base d'une géométrie bombée (si l'on admet le postulat d'un dépôt à plat de BR.3 suggéré par l'absence d'érosion importante des faciès sous-jacent). Quatre brèches majeures, facilement corrélables, se développent au-dessus de la brèche BR.3. Ces brèches se dédoublent dans la partie centrale (coupe d'Aulan), où apparaît une multitude de brèches amalgamées. Celles-ci forment également une morphologie bombée, s'amincissant vers le S-O et vers le N-E. L'amincissement coïncide avec une diminution du nombre de brèches. On note le passage latéral d'une brèche, entre BR.3 et BR.4, à une calcarénite en direction du N-E dans la coupe de la clue de Plaisian (CDP), où l'épaisseur de l'unité est maximale. A partir de cette coupe, on observe une nette progradation des brèches vers le N-E et un développement des calcarénites au sommet des brèches. La morphologie de la surface sommitale de la brèche BR.6, marquant l'apparition des Calcaires blancs, souligne la forme bombée des niveaux remaniés de ce secteur.

L'unité 3 est d'âge Tithonien supérieur. Cette unité est principalement constituée de Calcaires blancs (**CB**). Une seule brèche est présente dans cet intervalle. Elle se développe au niveau de la coupe de la clue de Plaisian (**CDP**) dans la partie Sud du secteur. La diminution d'épaisseur des Calcaires blancs constatée entre les coupes de la clue de Plaisian (**CDP**) (20 mètres) et d'Aulan (40 mètres), est imputée à un glissement post-dépôt car le changement est brutal et très localisé. Ce hiatus peut représenter une loupe d'arrachement résultant d'un épisode de resédimentation important car un dépôt conséquent se fait dans la partie orientale pendant le même laps de temps.



L'unité 4 est d'âge Berriasien. Le dépôt est exclusivement constitué de calcaires micritiques avec les Calcaires blancs et des alternances marno-calcaires du Berriasien moyen.

4.1.1.2. Transversale NO-SE (Fig.72)

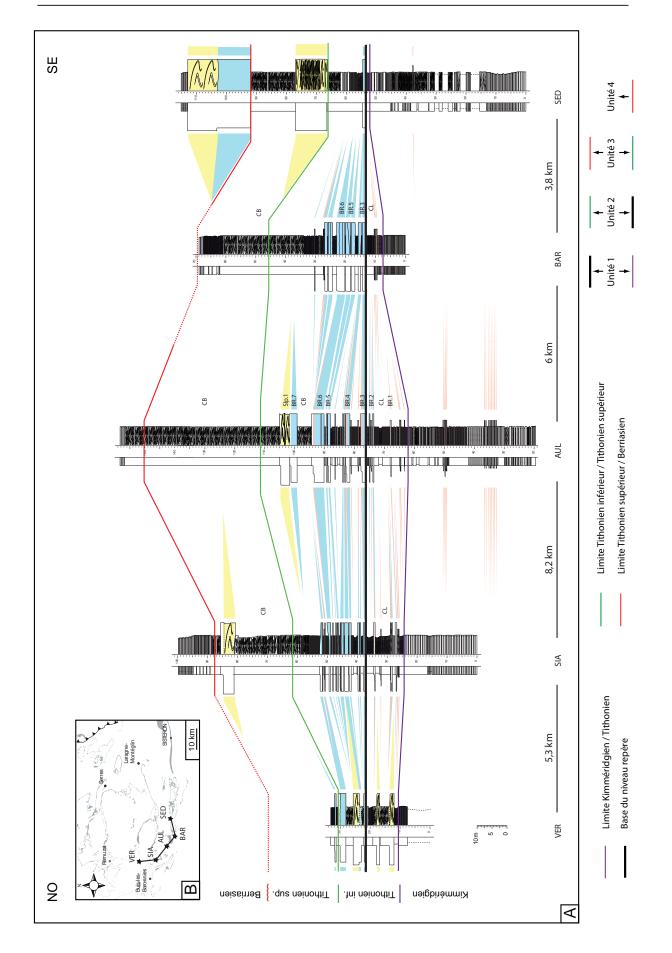
La transversale NO-SE du secteur d'Aulan s'étend sur 23 kilomètres. Elle est constituée de cinq coupes (Vercoiran (VER), Les Sias (SIA), Aulan (AUL), Barret de Lioure (BAR) et Séderon (SED)). Les quatre unités de sédimentation sont reconnues.

Les calcaires lités (**CL**), constituant l'unité 1, comportent peu de dépôts remaniés à l'exception des calcarénites. La brèche de base **BR.1**, d'ailleurs peu épaisse, n'est présente qu'au centre de la zone, tout comme la brèche **BR.2**. L'épaisseur des **CL** diminue d'une quinzaine de mètres au centre à une dizaine de mètres vers le N-O et à seulement quelques mètres vers le S-E. Cette diminution est progressive et s'échelonne sur plus de trente kilomètres sans interruption brutale en onlaps, suggérant une subsidence différentielle ou le remplissage d'une dépression topographique.

Les variations d'épaisseur de l'unité 2 suivant l'orientation de la transversale confirment la morphologie bombée observée dans la transversale SO-NE. Les quatre brèches principales sont reconnues. La position de la transversale permet l'observation plus aisée du grand nombre de brèches qui s'amalgament latéralement dans toutes les directions. Les deux dernières brèches, dans la coupe de Barret de Lioure (BAR), ne se corrèlent pas au reste du système et sont interprétées comme étant des dépôts latéraux par rapport au maximum d'accumulation dans la partie centrale (phénomène de compensation morphologique). Le phénomène se répète ensuite au N-O dans les coupes de Vercoiran (VER) et Les Sias (SIA), au-dessus de la limite d'apparition des Calcaires blancs. La brèche BR.7 se dépose ensuite en position centrale, suivie d'un slump Slp.1 remaniant brèches et Calcaires blancs.

L'unité 3, essentiellement constituée des Calcaires blancs autochtones, présente seulement un petit slump dans la partie N-O, au niveau de la coupe des Sias (SIA), et un slump plus épais à la base de l'unité, dans la coupe de Séderon (SED). Ces deux slumps ne semblent pas liés. Le premier correspondrait plutôt à un évènement local alors que le second appartient au système de Sisteron et montre la terminaison brutale des méga-slumps de ce système. On note la diminution importante de l'épaisseur des Calcaires blancs entre les coupes d'Aulan (AUL), de Barret de Lioure (BAR) et de Séderon (SED). Cette diminution, accompagnée d'une réduction de l'intervalle du Tithonien supérieur, montre un hiatus imputable à une lacune de sédimentation et correspondant à une loupe d'arrachement car la variation est rapide, locale et concorde avec le dépôt des méga-slumps de la partie orientale.

Fig.71: Transversale SO-NE du secteur d'Aulan. (A) Corrélation des coupes CFA, CDP, AUL, LRO et CPE. (B) Carte de localisation de la transversale.



L'unité 4 ne présente aucune brèche, slump ou méga-slump sur toute la surface du système, sauf au niveau de la coupe de Séderon (SED). Cette unité est constituée du sommet des Calcaires blancs et des alternances marno-calcaires du Berriasien moyen. A Séderon en revanche, l'influence du système de Sisteron est attestée par la présence d'un ensemble combiné de brèches et de méga-slumps de près de vingt mètres d'épaisseur. Ce niveau, comme celui de l'unité 3 dans la coupe de Séderon (SED), coïncide vraisemblablement à un remaniement important. Un hiatus est observé dans la coupe de Barret de Lioure (BAR), où les Calcaires blancs sont moins épais d'une quinzaine de mètres par rapport à la coupe d'Aulan au N-O. Ce hiatus, très local, est interprété comme une lacune de sédimentation correspondant à une loupe d'arrachement ayant pu fournir le matériel du mégaslump de la coupe de Séderon (SED).

4.1.2. Le secteur de Sisteron (partie orientale du secteur Sud)

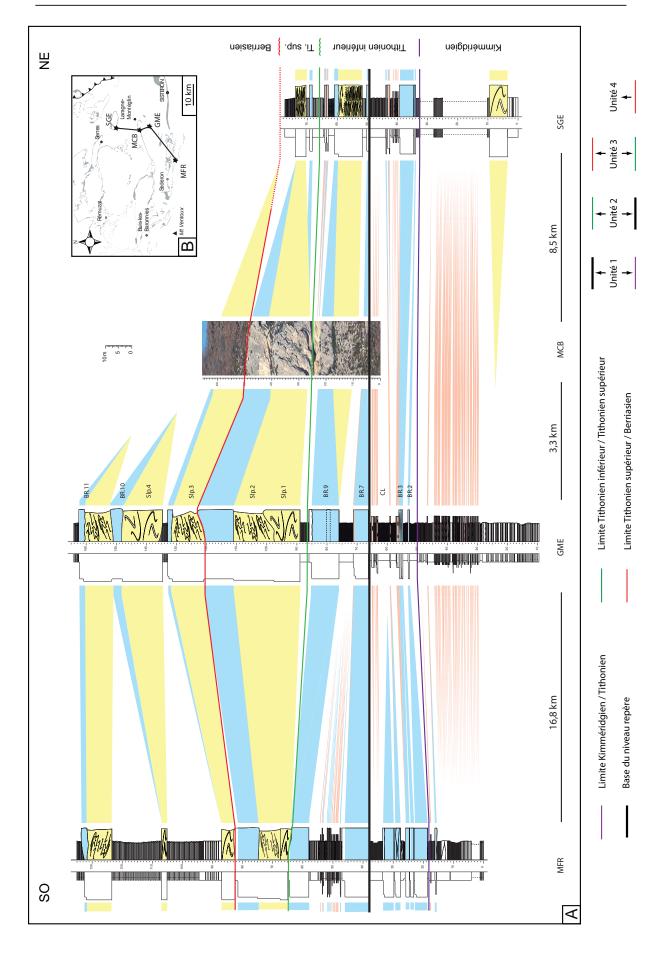
La brèche **BR.7** est choisie comme repère horizontal pour les corrélations du secteur sudoriental. Il s'agit en effet de la brèche la plus importante au sommet de l'intervalle des calcaires lités (**CL**) non érodés et présentant l'extension longitudinale la plus grande (supérieure à 30 kilomètres.) La brèche **BR.7** est définie dans la coupe de référence de Sisteron (**SIS**) (*cf.* Fig.67).

4.1.2.1. Transversale SO-NE (Fig.73)

La transversale SO-NE du secteur de Sisteron s'étend sur 29 kilomètres. Elle est faite à partir de quatre coupes (Montfroc (MFR), les gorges de la Méouge (GME), la Montagne de Chabre (MCB) et Saint-Genis (SGE)); l'une d'entre elles (MCB) est réalisée à partir d'un panorama photographique. Les dépôts remaniés sont principalement des brèches et des méga-slumps très épais en position centrale dans le secteur. Contrairement au secteur d'Aulan, plusieurs intervalles présentent des faisceaux de brèches bien développés. Les brèches s'amincissent uniquement vers le N-E. Les quatre unités de sédimentation définies précédemment sont reconnues.

L'unité 1 présente de nombreuses brèches et calcarénites intercalées dans les calcaires noduleux appartenant à l'intervalle des calcaires lités (CL). L'épaisseur de cette unité est plus constante que dans le secteur d'Aulan mais on observe un amincissement des brèches dans la partie centrale au niveau de la coupe des gorges de la Méouge (GME) qui suggère une paléotopographie sous-jacente légèrement bombée. Ceci est probablement dû à l'épaisseur importante du faisceau de calcarénites

Fig.72: Transversale NO-SE du secteur d'Aulan. (A) Corrélation des coupes VER, SIA, AUL, BAR et SED. (B)
Carte de localisation de la transversale.



présent dans cette coupe au Kimméridgien supérieur. L'unité 1 n'est pas ou très peu érodée et le dépôt de la brèche-repère **BR.7** s'oppère sur une surface pratiquement plane.

L'unité 2 débute par le dépôt de la brèche **BR.7**. Très épaisse dans la partie Sud (coupe **MFR**), elle s'amincit progressivement en direction du N-E. Une calcarénite se développe au sommet de **BR.7**, à partir de la partie centrale, en direction du N-E. Un faisceau de calcarénites se développe ensuite dans la partie Sud et passe à des calcaires laminés dans la partie centrale. Au-dessus, se trouve une importante brèche qui s'épaissit vers le N-E et dont la partie supérieure est érodée par les coulées de l'unité 3 dans la coupe de Montfroc (**MFR**).

L'unité 3 est un ensemble de plusieurs brèches et méga-slumps amalgamés qui s'amincissent en direction du S-O et du N-E. Peu de dépôts autochtones sont présents dans cet intervalle. Exclusivement observés à la base, ces dépôts appartiennent aux Calcaires blancs du Tithonien supérieur. Le sommet de l'unité est érodé par les coulées de l'unité 4, mais dessine néanmoins une morphologie clairement bombée.

L'unité 4 est également constituée de plusieurs brèches et de méga-slumps amalgamés dans la partie centrale. Ils s'amincissent vers le S-O, où ils s'interstratifient dans les alternances marno-calcaires berriasiennes, et disparaissent rapidement vers le N-E à l'exception du premier méga-slump (**Méga-slp.1**). Les deux derniers méga-slumps de l'unité 4 semblent provenir d'une source différente et se développent dans une direction quasi perpendiculaire.

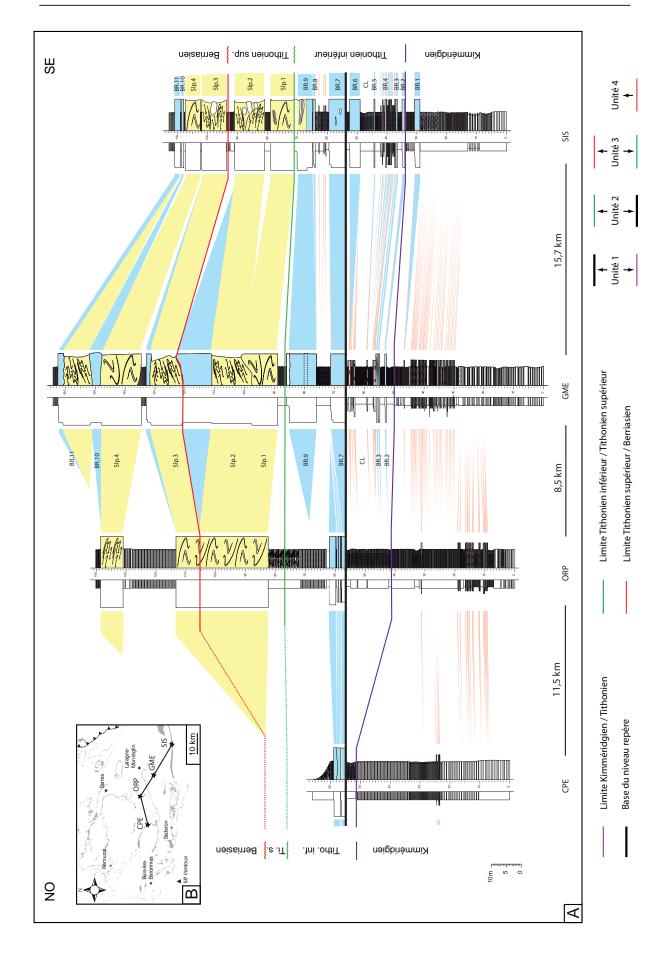
4.1.2.2. Transversale NO-SE (Fig.74)

La transversale NO-SE du secteur de Sisteron s'étend sur 35 kilomètres. Elle est composée de quatre coupes (col de Perty (CPE), Orpierre (ORP), Gorges de la Méouge (GME) et Sisteron (SIS)). Les quatre unités de sédimentation sont reconnues.

L'unité 1 est constituée, dans la partie S-E, de brèches peu épaisses et de calcarénites intercallées dans les calcaires lités. Les brèches et les calcarénites disparaissent progressivement vers le N-O où seuls les calcaires lités sont présents. On constate que certaines brèches entre **BR.3** et **BR.6** passent latéralement à des calcarénites puis à des calcaires micritiques en direction du N-O. L'épaisseur de l'unité varie fortement d'une vingtaine de mètres dans la partie S-E (coupe de Sisteron (SIS)) à quelques mètres au N-O (coupe du col de Perty (CPE)). Comme pour le secteur d'Aulan, un dépôt important de brèche est présent juste avant celui du niveau repère. Dans ce secteur la première brèche **BR.1** est kimméridgienne.

Fig.73: Transversale SO-NE du secteur de Sisteron. (A) Corrélation des coupes MFR, GME, MCB et SGE. (B)

Carte de localisation de la transversale.



L'unité 2 débute par le dépôt de la brèche-repère **BR.7** corrélée de proche en proche dans la falaise tithonienne entre les coupes levées. Epaisse au S-E, elle s'amincit progressivement en direction du N-O. Seule la partie occidentale de la morphologie bombée, identifiée dans la transversale longitudinale au niveau de la brèche **BR.7**, est visible dans cette transversale. Les brèches qui semblent prograder en direction du N-O, impliquent une construction par accrétion latérale en régime de compensation morphologique et marquent la jonction avec les dépôts remaniés du secteur d'Aulan. Au-dessus de **BR.7**, une brèche épaisse est toujours présente. Elle résulte de l'amalgamation d'au moins deux niveaux de brèches et disparaît dans la partie N-O du secteur. Le sommet de l'unité est représenté uniquement par les calcaires noduleux et les calcaires en plaquettes.

L'unité 3 correspond à trois brèches et méga-slumps amalgamés dans la partie centrale. Leur disparition brutale dans la coupe du col de Perty (**CPE**) suggère un apport provenant du S-O.

L'unité 4 est représentée par trois méga-slumps et deux brèches occupant la majeure partie de l'unité. Le premier méga-slump suit la forme des dépôts de l'unité 3 et provient donc vraisemblablement de la même source. Les niveaux suivants, en revanche, se mettent en place après un important dépôt de calcaires autochtones et se développent depuis l'Ouest en direction du N-E.

4.1.3. Interprétation des corrélations

Dans le secteur d'Aulan, la morphologie générale bombée à la fois dans le sens SO-NE et perpendiculairement est nettement visible. Aucune érosion importante de l'unité 1 et des calcaires lités (CL) n'est observée, suggérant un dépôt à plat de la brèche-repère BR.3. L'extension très importante de cette brèche (plus de trente kilomètres) tend à confirmer ce postulat. De plus, les dépôts remaniés des unités 2, 3 et 4 s'intercalent latéralement dans les faciès hémipélagiques sans empiéter sur une surface d'érosion. Il ne s'agit donc pas du remplissage d'une paléotopographie en creux tel qu'un canyon sous-marin. Ces dépôts forment alors une morphologie bombée de type lobe en relief sur le fond. La présence de brèches, déposées en accrétion latérale en régime de compensation morphologique, dans l'unité 2 de la transversale NO-SE, confirme le caractère en relief des dépôts, au-dessus de la brèche-repère. Plusieurs lacunes de sédimentation sont observées dans les calcaires blancs du Tithonien supérieur et du Berriasien inférieur. Elles sont interprétées comme des loupes d'arrachement correspondant au dépôt d'au moins deux méga-slumps, à l'Est, dans le secteur de Sisteron, donnant une indication pour le sens des apports.

Dans le secteur de Sisteron, la morphologie générale est moins évidente. L'absence d'érosion

Fig.74: Transversale NO-SE du secteur de Sisteron. (A) Corrélation des coupes CPE, ORP, GME et SIS. (B) Carte de localisation de la transversale.

de l'unité 1 et l'extension importante de la brèche-repère **BR.7** (plus de trente kilomètres) suggèrent tout de même un dépôt en relief des niveaux remaniés des unités 2, 3 et 4. Interprétation confirmée par des indices de dépôts en régime de compensation morphologique dans l'unité 2 de la transversale NO-SE. On note exceptionnellement dans ce secteur, un faisceau bien développé de calcarénites kimméridgiennes dans l'axe du système tithonien sus-jacent. Ce faisceau, de forme lobée, interstratifié latéralement dans les calcaires autochtones, est interprété comme un petit système turbiditique calcarénitique, précurseur de l'appareil bréchique tithonien.

Dans les deux secteurs, plusieurs exemples du passage latéral de bancs bréchiques à des niveaux calcarénitiques sont observés soit en direction du N-E soit dans une direction perpendiculaire (brèche entre **BR.2** et **BR.3** dans la transversale SO-NE du secteur d'Aulan ; **BR.3** à **BR.6** dans la transversale NO-SE du secteur de Sisteron). Plusieurs calcarénites au sommet des brèches se développent, en direction du N-E, depuis la zone d'accumulation maximale des dépôts remaniés de chaque secteur (brèches de la partie centrale de la transversale SO-NE du secteur d'Aulan ; **BR.7** de la transversale SO-NE du secteur de Sisteron). Ces observations montrent l'existence de deux systèmes gravitaires similaires à celui de la Drôme, orientés globalement du S-O vers le N-E dans les deux cas.

4.2. Panorama photographique complémentaire

Le panorama réalisé dans le secteur Sud au niveau de la coupe de la Rochette du Buis (**LRO**) montre à la fois la morphologie bombée en relief des bancs de brèches dans la partie distale du système d'Aulan et l'interstratification des brèches dans les faciès autochtones. Les brèches disparaissent ensuite progressivement latéralement au sein de ces mêmes faciès (Fig.75).

4.3. Cartes d'isopaques et reconstitution chronologique des unités

La densité des coupes est globalement moins importante dans le secteur Sud que dans celui de la Drôme. Le nombre de données disponibles est alors trop faible pour produire des cartes d'isopaques exploitables avec le logiciel Gocad®. Seules des cartes classiques sont utilisées dans ce secteur, incorporant des éléments d'observation relevés sur le terrain qui complètent les zones pauvres en relevés stratigraphiques. Une carte est réalisée pour chaque unité :

- Carte d'isopaques de l'unité 1 (Kimméridgien terminal/Tithonien inférieur) (Fig.76)

Les épaisseurs utilisées pour cette carte représentent l'épaisseur totale de l'unité mesurée dans chaque coupe. On observe que l'épaisseur des dépôts est faible dans la partie occidentale et augmente vers le Nord et vers l'Est, d'après la forme des courbes d'isopaques et les directions de paléocourants

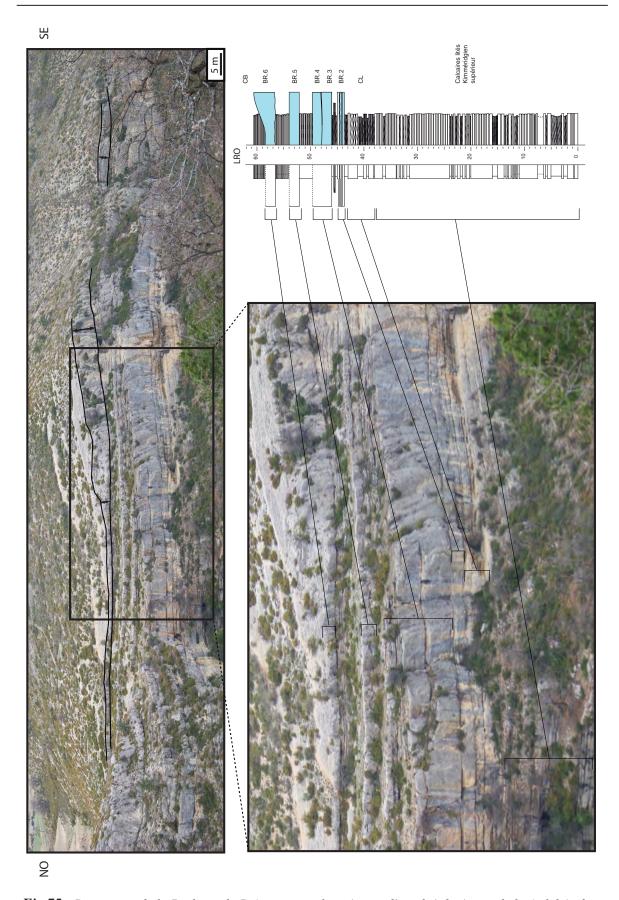


Fig.75 : Panoramas de la Rochette-du-Buis montrant la présence d'une brèche à morphologie lobée dans le sens perpendiculaire aux apports. On note également l'absence d'érosion en-dessous de la brèche lobée

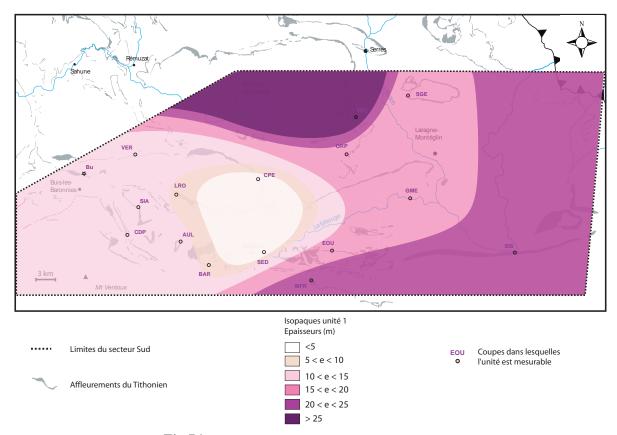


Fig.76 : Carte d'isopaques de l'unité 1 du secteur Sud

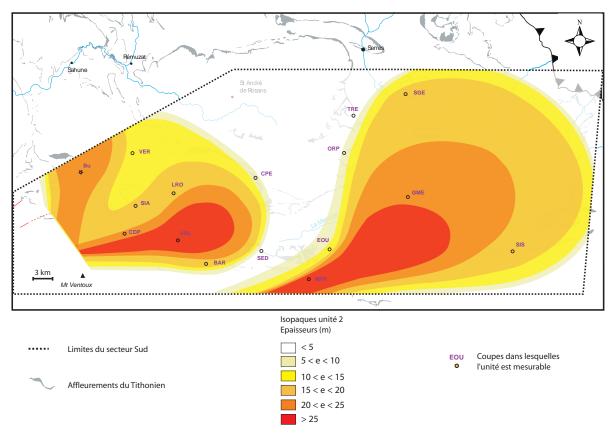


Fig.77 : Carte d'isopaques de l'unité 2 du secteur Sud

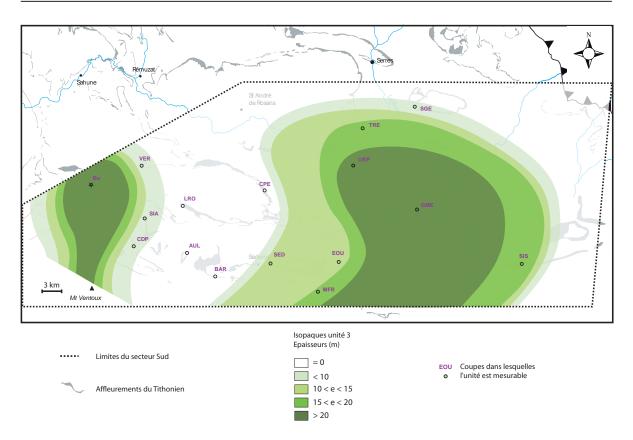


Fig.78 : Carte d'isopaques de l'unité 3 du secteur Sud

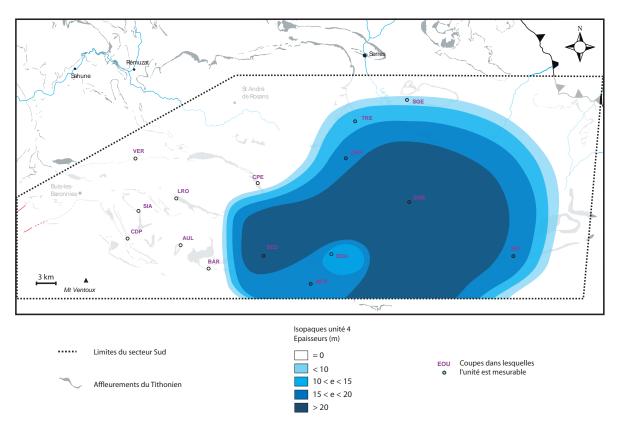


Fig.79 : Carte d'isopaques de l'unité 4 du secteur Sud

(Fig.80). Cette configuration suggère l'existence d'une pente vers le Nord et d'une autre vers l'Est. La paléotopographie dessine, en effet, un léger bombement SO-NE dont les creux sont préférentiellement comblés au cours du dépôt.

- Carte d'isopaques de l'unité 2 (Tithonien inférieur) (Fig.77)

Pour cette unité, les épaisseurs sont mesurées entre la base de la première brèche et le sommet de la dernière. Les dépôts s'effectuent sur une surface subplanaire et forment ensuite deux lobes séparés par une zone pratiquement dépourvue de dépôt gravitaire dans cet intervalle de temps. Le système d'Aulan à l'Ouest se dépose d'Ouest en Est et celui de Sisteron à l'Est se développe vers le N-E. Un apport supplémentaire de matériel provenant du Sud s'effectue à proximité de Buis-les-Baronnies (Fig.80). Ces dépôts pourraient représenter un troisième lobe, plus petit, mais pour lequel seule une partie est observée, d'où l'allure des courbes isopaques au N-O du système d'Aulan.

- Carte d'isopaques de l'unité 3 (Tithonien supérieur) (Fig. 78)

Pour cette unité et la suivante, les épaisseurs utilisées correspondent aux épaisseurs cumulées de chaque brèches et méga-slumps. On note la pérennité du sens des apports, bien que les remaniements soit d'une ampleur beaucoup plus importante, notamment dans la partie orientale, suggérant un rapprochement de la source des apports. Le système de Sisteron s'étend un peu plus vers l'Ouest et le système d'Aulan n'est plus alimenté contrairement à celui de Buis-les-Baronnies qui prend de l'ampleur.

- Carte d'isopaques de l'unité 4 (Berriasien inférieur et moyen) (Fig.79)

L'unité 4 est présente seulement dans la partie orientale du secteur, au niveau du système de Sisteron. Les apports proviennent essentiellement du S-O et ce depuis le début du Tithonien. Une ou plusieurs autres sources provenant de l'Ouest et du S-O participent également à la construction de cette unité. Le dépôt d'une importante quantité de matériel calcaire autochtone s'effectue avant le dépôt de la majeure partie de cette unité, comme en atteste la coupe d'Orpierre (**ORP**). Les mêmes faciès à l'Ouest et au S-O (coupe de la Rochette du Buis (**LRO**), de Barret de Lioure (**BAR**) et de Séderon (**SED**)) présentent une lacune de sédimentation qui peut correspondre à une loupe d'arrachement à l'origine des apports provenant de l'Ouest et du S-O dans le système de Sisteron.

4.4. Orientation des systèmes : les directions de paléocourants

Le nombre de données de paléocourants mesurables est assez faible dans le secteur Sud (Fig. 80). Les données sont mesurées indépendamment dans les quatre unités qui présentent globalement une bonne cohérence au niveau du sens des apports. Les directions de paléocourants obtenues sont

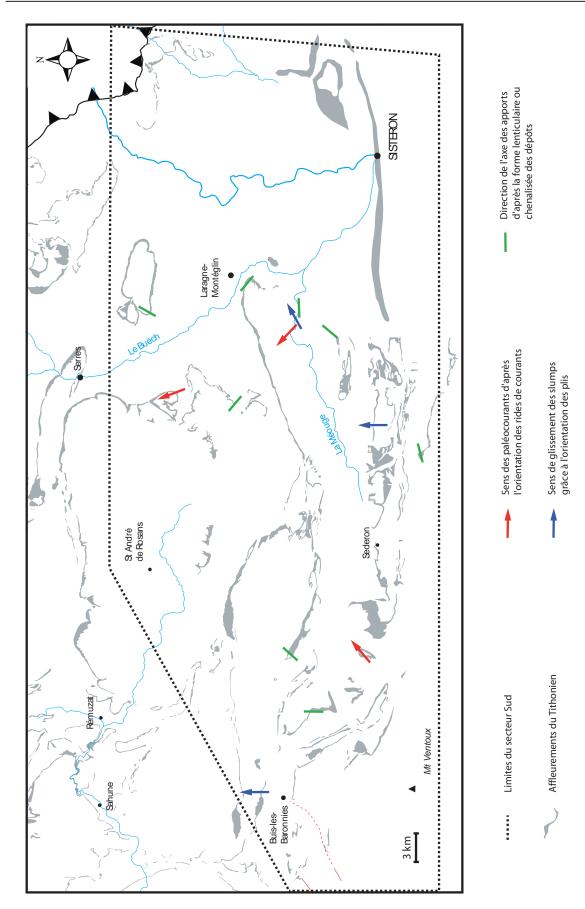


Fig.80: Carte d'affleurements du Tithonien montrant les directions de paléocourants mesurées dans le secteur Sud

compatibles avec la géométrie à grande échelle déterminée grâce aux corrélations, et permettent de confirmer l'orientation (amont-aval) des systèmes sédimentaires identifiés d'Aulan et de Sisteron.

Ainsi, les apports sont en direction du Nord dans la partie extrême occidentale, en direction de l'E-NE dans la partie occidentale et N-NE dans la partie orientale. Ces directions montrent toujours un déplacement du matériel vers la profondeur, cohérent avec une interprétation en termes de systèmes gravitaires.

Pour résumer, les deux parties du secteur Sud présentent des systèmes sédimentaires à morphologies positives bombées de type lobe, similaires à celui du secteur de la Drôme. Chacun de ces systèmes montre des évidences de progradation au sein des brèches et parfois des géométries obliques au sens des apports, suggérant une accrétion latérale des dépôts. Ces interprétations montrent, à elles seules, un contrôle gravitaire de la mise en place des faciès remaniés. Cependant, d'autres éléments importants permettent de confirmer cette interprétation et préciser les processus mis en jeu pour le transport et le dépôt de ces faciès.

5. Interprétation et discussion sur le mode de mise en place des faciès et le milieu de dépôt

Les descriptions de lithofaciès du seul secteur Sud montrent, à l'instar du secteur de la Drôme, des structures de dépôts concordantes avec une interprétation de mise en place gravitaire pour les niveaux remaniés, et un milieu de dépôt confirmant cette interprétation, dans les niveaux autochtones. Ceci est brièvement redemontré ici à partir des éléments récoltés dans ce secteur.

5.1. Mode de mise en place

5.1.1. Les dépôts autochtones

L'ensemble des faciès du secteur Sud correspondent à ceux décrits et définis dans le système référence de la Drôme. Les faciès de calcaires noduleux, de calcaires en plaquettes et des Calcaires blancs y sont donc reconnus, présentant parfois de légères différences d'aspects non significatives (ne traduisant pas une différence de milieu de dépôt). Ces faciès sont interprétés comme étant issus de la décantation de boues hémipélagiques (*cf.* § 5.2. Chapitre 3).

5.1.2. Les brèches

Les cinq types de mécanismes hydrodynamiques à l'origine de la mise en place des faciès

bréchiques dans le secteur de la Drôme sont reconnus dans le secteur Sud avec localement quelques différences quant à leur importance respective, révélant principalement une proportion de boue plus importante dans ce secteur :

- Debris flows:

Les brèches se présentant sous la forme d'une masse importante d'épaisseur souvent plurimétrique; possèdant des éléments non triés avec parfois une grande hétérogénéité granulométrique, une base érosive ou planaire et contennant parfois des clastes orientés parallèlement au substratum à la base, sont interprétées comme étant issues de *debris flows*. Ces brèches présentent également une grande proportion de clastes par rapport à la matrice. Cependant toujours présente, cette dernière assure la cohésion du flux. Ces catégories de brèches sont les plus représentées, le mécanisme de transport par *debris fows* est donc majoritaire dans ce secteur tout comme dans le secteur de la Drôme.

- Combinaison debris flows et courants de turbidité :

Certaines brèches, possédant les mêmes caractéristiques que celles issues de *debris flows*, présentent en plus une partie sommitale granoclassée. Elles sont alors interprétées comme résultant de la combinaison d'un *debris flow* et d'un courant de turbidité. En effet, le corps possède toutes les caractéristiques des *debris flows* et la partie sommitale granoclassée possède fréquemment plusieurs intervalles des séquences de Bouma (1962) caractérisant les dépôts turbiditiques. Des auteurs ont décrit et expliqué ce phénomène (*cf.* § 5.1.2.2. Chapitre 3).

- Courants de turbidité de haute densité

Les brèches présentant un granoclassement normal ou inverse accompagné des intervalles caractéristiques des séquences de Bouma sont de façon générale interprétées comme étant des turbidites. La taille importante (pluricentimétrique) et la quantité des éléments (clastes jointifs) de l'intervalle *a* déterminent le caractère de haute densité de ces turbidites. Les particularités liées à la nature calcaire de ces turbidites sont également observées (absence de convolutes et de figures de base de bancs notamment). Dans le détail, la mise en place par l'intermédiaire d'un courant de turbidité de haute densité concernent dans ce secteur : les brèches à clastes jointifs, présentant un granoclassement normal ou inverse sur toute l'épaisseur du banc ; les brèches qui présentent des ruptures granulométriques parfois accompagnées d'érosions entre les différents niveaux granulométriques.

Les brèches dont la proportion entre les clastes et la matrice évolue progressivement ne sont en revanche pas observées dans ce secteur (à clastes jointifs à la base devenant flottant vers le haut). De plus, on constate la présence, notamment dans la partie occidentale, de plusieurs brèches à granoclassement inverse qui caractérisent une accélération de la vitesse du flux (Kneller, 1995).

Cette particularité est souvent considérée comme un critère de proximité de la source, comme cela est discuté dans le paragraphe 5.3.

- Mudflows

Les brèches homogènes coiffées d'un niveau micritique et celles possédant une base à clastes jointifs qui passent brutalement aux clastes flottants (Fig.61 et 62 Chapitre 3) sont interprétées comme des *mudflows*. Dans ce secteur, le mode de transport et de dépôt des brèches à clastes flottants est donc exclusivement attribué à des *mudflows*, combinés ou non avec des courants de turbidité de haute densité. Cependant, ce type de brèches n'est plus uniquement observé dans les Calcaires blancs. Sa grande représentation par rapport au secteur de la Drôme indique une proportion de boue plus importante et semble marquer, à la fois dans la partie orientale et occidentale, un critère de proximité à la source qui est discuté dans le paragraphe 5.3.

- Grain flows

Les brèches homogènes non granoclassées et ne possédant pas de matrice sont attribuées à des *grain flows*. Celles-ci sont relativement rares dans le secteur Sud par rapport au secteur de la Drôme, suggérant, là encore, une proportion de boue plus importante dans ce secteur.

5.1.3. Les calcarénites

Les deux types de mécanismes hydrodynamiques proposés pour la mise en place des calcarénites dans le secteur de la Drôme se retrouvent dans le secteur Sud. Là encore les différences entre les deux secteurs se résument à une différence de proportion de boue plus importante dans le secteur Sud.

- Courants de turbidité de moyenne et faible densité

Comme pour les turbidites de toit au sommet des bancs de brèches, les bancs de calcarénites isolés présentent souvent un granoclassement normal, rarement un granoclassement inverse, et contiennent la plupart des intervalles de la séquence type de Bouma (1962). Ces bancs de calcarénites sont interprétés comme étant des calciturbidites de moyenne et faible densité. Les turbidites calcarénitiques de ce secteur possèdent les particularités liées à leur nature calcaire (absence de convolutes et de figures de base de bancs). On observe dans la partie occidentale un nombre plus important de bancs à granoclassement inverse, bien que leur fréquence reste très faible. Cette observation est cohérente avec celle faite sur les bancs de brèches et confirme le caractère plus proximal du système d'Aulan discuté dans le paragraphe 5.3.

- Grain flows

Quelques bancs de calcarénites homogènes ou laminées, non granoclassées, ne possèdant pas d'unités caractéristiques des séquences de Bouma (1962), sont présents dans le secteur Sud et sont interprétés comme étant issus de flux granulaires (*grain flows*). La proportion de dépôts par *grain flows* est cependant moins importante dans le secteur Sud que dans celui de la Drôme confirmant la proportion de boue plus faible dans ce secteur.

5.1.4. Les calcaires laminés

Les calcaires laminés de ce secteur ne présentent pas de différence notable, ni dans leur épaisseur, ni dans la granulométrie, ni dans les figures sédimentaires qui leur sont associées, par rapport à ceux du secteur de la Drôme. Ils sont par conséquent interprétés comme étant des turbidites de très faible densité (turbidites de boues ou calciturbidites boueuses).

5.1.5. Les slumps et méga-slumps

Très peu de slumps s.s. sont observés dans le secteur Sud. En revanche, trois méga-slumps (Méga-Slp.1, Méga-Slp.2, Méga-Slp.3) sont identifiés dans la coupe de référence de Sisteron (SIS) et un seul (Méga-Slp.1) dans la coupe de référence d'Aulan (AUL). Ils sont interprétés comme des debris flows lorsque les éléments sont dominants sur la matrice et comme des mudflows lorsque la proportion de matrice est assez importante, entraînant la formation de bancs plissés au sein du corps cohésif. L'évolution des méga-slumps Méga-Slp.1, Méga-Slp.2 et Méga-Slp.3 au centre du système de Sisteron dans la coupe des gorges de la Méouge (GME) est comparable à celle du méga-slump du secteur de la Drôme, du fait de leur taille et de leur aspect variable (bréchique, massif ou chaotique).

En résumé, les structures observées dans les lithofaciès du secteur Sud, à la fois dans la partie occidentale et orientale (secteur d'Aulan et de Sisteron), caractérisent des dépôts gravitaires très similaires à ceux du secteur de la Drôme. Une proportion plus importante de boue dans le secteur Sud est la seule véritable différence du point de vue des mécanismes de dépôts. Cette différence peut être un effet local de taux de sédimentation plus important dans les zones sources des systèmes d'Aulan et de Sisteron, ou bien refléter un degré de « maturité » plus faible c'est-à-dire une distance de transport plus faible des systèmes Sud par rapport à celui de la Drôme.

5.2. Milieu de dépôt

5.2.1. Milieu de dépôt des faciès de remaniement

Les macro et microfaunes identifiées dans les calcaires micritiques du secteur Sud, sont similaires à celles du secteur de la Drôme, autant dans la partie orientale qu'occidentale du secteur Sud. Les associations de microfaunes (notamment l'association de foraminifères benthiques), définies dans le chapitre 3 (§ 5.2.1.) et caractéristiques d'un milieu de talus compris entre les domaines bathyaux supérieur et moyen, ont été reconnues sur l'ensemble du secteur Sud, coïncidant avec le milieux de dépôt déterminé dans le secteur de la Drôme.

5.2.2. Origine des éléments remaniés

La source du matériel est ici presque exclusivement locale, provenant du talus, car les calcarénites bioclastiques de type Marignac-en-Diois (**microfaciès 5** : calcarénites à milioles), bien que présentes, sont assez rares. La plupart des calcarénites qui composent les systèmes d'Aulan et de Sisteron, sont donc issues de la désagrégation ultime des faciès autochtones (« cryptobrèches ») et présentent les **microfaciès 1a** à **4** caractérisant le domaine de talus. Bien que la présence d'apports bioclastiques de plate-forme soit plus rare que dans le secteur de la Drôme, ceux-ci sont présents et indiquent un lien, aussi faible soit-il, avec une source peu profonde.

5.3. Discussion sur la source des systèmes d'Aulan et de Sisteron

Le milieu de dépôt caractérisé par les associations de microfaunes locales est identique dans les deux parties du secteur Sud. Une analyse plus précise de la proportion de certains types de dépôts suggère, cependant, une différence quant à la distance de transport des éléments dans chaque système (*i.e.* distance par rapport à leur source respective). En effet, on observe une proportion plus importante de brèches et de calcarénites à granoclassement inverse dans le système d'Aulan; les dépôts par *debris flows* combinés avec des courants de turbidité y sont plus rares que dans le système de Sisteron. Les bancs à granoclassement inverse, interprétés comme des courants turbides en phase d'accélération, marquent généralement les zones proximales des systèmes gravitaires (Kneller, 1995). De plus, la présence des turbidites de toit, plus fréquentes dans le système de Sisteron, révèle probablement un transport plus long qui permet la formation d'un courant de turbidité à partir de la « dilution » du *debris flow* sous-jacent. Ces différents indices montrent que le système d'Aulan est moins « mature » que celui de Sisteron dont la source est probablement à chercher plus en amont en direction du Sud, alors que celle du système d'Aulan est plus locale et proche du pied de pente. On remarque aussi que les brèches

à clastes flottants sont représentées presque exclusivement dans les zones proximales, notamment dans le système d'Aulan (*cf.* coupe de la clue de Plaisian (**CDP**)). Ces brèches à grande proportion matricielle sont interprétées comme des *mudflows* très cohésifs et semblent donc caractériser la zone proximale des systèmes gravitaires Sud. Cette particularité est discutée dans le chapitre 7 (§ 3.).

6. RECONSTITUTION MORPHOLOGIQUE 3D ET DISCUSSION SUR LE CONTEXTE DE MISE EN PLACE

6.1. Reconstitution 3D

Les différentes étapes de construction des systèmes gravitaires du secteur Sud sont schématisées sous forme de blocs diagrammes dans la figure 81. Les premières brèches se sont déposées dans les creux d'une topographie préexistante dont la surface est représentée en pointillés à l'étape 1 (Fig.81). Ces premiers dépôts gravitaires se mettent en place dans un contexte de dépôt dominé par des calcaires hémipélagiques qui drapent la topographie préexistante et participent à son comblement. Trois lobes (en orange) se développent ensuite sur une surface subplanaire marquée par le dépôt des brèches repères respectives de chaque système (étape 2, Fig.81). Les deux lobes de la partie occidentale (systèmes d'Aulan et de Buis-les-Baronnies) sont directement en connexion avec la pente qui apporte le matériel qui les compose. Le lobe de la partie orientale (lobe de Sisteron) est probablement en position plus distale par rapport à la pente que celui de la partie occidentale (lobe d'Aulan), comme l'indique notamment la faible proportion de dépôts de mudflows qu'il contient. Après le dépôt des lobes, des faciès hémipélagiques drapent la partie occidentale à l'exception du petit système de Buis-les-Baronnies qui continue sa croissance (en vert). Ce drapage perdure durant l'étape 3 (Fig.81) dans la partie occidentale tandis que les premiers méga-slumps (en vert), en provenance du Sud, recouvrent le système de Sisteron. Finalement, les dépôts hémipélagiques sont en partie remaniés lors de l'étape 4 (Fig.81). Ils laissent une lacune de sédimentation dans la partie occidentale (observée dans les coupes) et alimentent, par l'Ouest, le système de Sisteron avec au moins deux méga-slumps (en bleu). La progression du système de Sisteron continue par ailleurs en direction du N-E grâce à une alimentation pérenne en provenance du Sud.

L'ensemble des données recueillies dans le secteur Sud est donc compatible avec des dépôts pied de pente formant deux lobes complexes de taille importante appelés systèmes d'Aulan et de Sisteron.

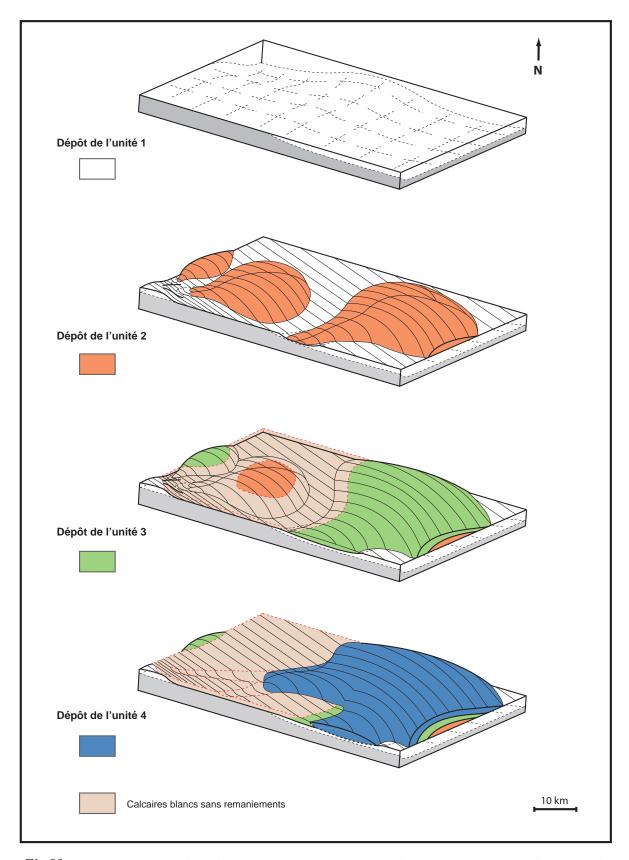


Fig.81 : Blocs diagrammes des différentes étapes de construction des systèmes gravitaires d'Aulan et de Sisteron

6.2. Discussion sur le contexte de mise en place des dépôts gravitaires

L'inaccessibilité des zones les plus proximales des systèmes gravitaires, et tout particulièrement celles du système de Sisteron, rend difficile l'interprétation du contexte de mise en place. Plusieurs caractères sont néanmoins communs avec le système de la Drôme :

- la morphologie lobée,
- le caractère isolé des systèmes gravitaires (systèmes d'Aulan et de Sisteron),
- la mise en place des dépôts en base de pente.

D'autres en revanche diffèrent d'avec le système de la Drôme :

- la présence moins importante de slumps *s.s.*, suggérant peut-être une surface de dépôt légèrement inclinée vers la profondeur dans le secteur de la Drôme et plus planaire dans le secteur Sud,
- une proportion plus importante de boue dans les systèmes Sud suggérant une distance de transport plus faible entre les systèmes gravitaires et la pente par laquelle transite le matériel, et/ou une augmentation des reliefs à la source.
- à l'étape 4, la nette multiplicité des sources suggère un changement du mode de dépôt jusqu'à présent *point-source*.

En résumé, on a pu voir que le milieu de dépôt, le mode de mise en place et les géométries de dépôts sont semblables entre les systèmes de la Drôme, d'Aulan et de Sisteron. Les différences constatées sont le fruit de variations locales de la morphologie du fond, de l'inclinaison des pentes et de la distance par rapport à la zone source.

Il s'agit à présent de savoir si les observations faites dans le secteur Sud permettent ou non de se rapporter à un modèle de dépôts gravitaires calciclastiques connu dans la littérature. Plusieurs modèles sont envisageables. Le modèle de *slope apron* de Mullins et Cook (1986), éliminé rapidement dans le secteur de la Drôme en se basant sur les critères définis par Payros et Pujalte (2008), il ne peut pas être ici éliminé pour les mêmes raisons. En effet, la continuité avec la source ne peut pas être directement infirmée à cause du manque d'information sur les zones proximales. En revanche la continuité latérale des dépôts tout au long d'une ligne de source (*line-source*), caractérisant ce modèle et celui de *base-of-slope apron*, est incompatible avec les observations.

Les deux systèmes gravitaires du secteur Sud présentent des sources multiples et sont dominés par des sédiments grossiers. Les modèles grossiers, comme le *multiple-source gravel-rich ramp* de Reading et Richards (1994), seraient alors concordants de prime abord. Cependant, comme pour les modèles de *slope apro*n et de *base-of-slope apron*, ils nécessitent une continuité latérale des dépôts (*sheet-like*), alors que des lobes clairement individualisés sont reconnus dans le secteur Sud.

Le modèle de *gravel-rich submarine fan* serait alors plus compatible, mais il présente une incohérence d'échelle. En effet, la taille de ce type de *fan* est décrite comme étant inférieure à 10 kilomètres de long et comprise en moyenne entre 1 et 5 kilomètres. Or les systèmes d'Aulan et de Sisteron dépassent les trente kilomètres de long. De plus, les pentes suggérées pour la mise en place de ces *fans* sont très fortes, de l'ordre de 2° à 14°, et incompatibles avec le dépôt des lobes sur une surface quasi plane suggérée par les corrélations.

De plus, le modèle de *fan* sous-marin calciclastique (CSF), même si plusieurs éléments ne correspondent pas exactement avec la définition (une source pas toujours unique, aucune organisation verticale en séquence granocroissante observée, une proportion plus importante de dépôts issus de *debris flows* que de courants de turbidité), est plus proche des systèmes identifiés en raison des points suivants : le caractère lobé et isolé des dépôts, une orientation des dépôts remaniés vers la profondeur, et l'unicité de la source, à l'exception de l'unité 4 dans le système de Sisteron (dont la multiplicité des sources peut être expliquée par un phénomène local de remobilisation à l'échelle du secteur Sud).

On note tout de même une particularité des systèmes du secteur Sud qui présentent de rares dépôts peu profonds et dépôts appartenant à un domaine de plate-forme, suggèrant qu'ils prennent leur source essentiellement dans la remobilisation des boues de talus. Le modèle retenu est donc un modèle *point-source* proche de celui de CSF (où l'équivalent *sand-rich submarine fan* défini par Reading et Richards (1994)) dans lequel la proportion en éléments grossiers est particulièrement importante et dont l'alimentation en éléments arénitiques, provenant d'une source peu profonde de plate-forme carbonatée, est très faible. Ce modèle est similaire à celui retenu pour le système de la Drôme et montre une cohérence, à l'échelle de deux secteurs, de l'organisation en lobes gravitaires des brèches tithoniennes subalpines.

CHAPITRE 5

CHAPITRE 5: LE SECTEUR NORD

Comme pour le secteur Sud et le secteur de la Drôme, le secteur Nord présente des faciès ayant toutes les caractéristiques de dépôts gravitaires organisés en systèmes complexes. A nouveau la démonstration est établie avec des éléments récoltés de façon indépendante aux secteurs précédents. La comparaison entre les différents systèmes est traitée localement mais est discutée plus en détail dans le chapitre 7 (§ 2.).

1. Localisation du secteur d'étude

Le secteur étudié se situe dans les départements de l'Isère, des Hautes-Alpes et de la Drôme. Il s'étend, à l'Ouest, de la falaise Est du Vercors à la périphérie du massif calcaire sénonien du Dévoluy à l'Est, marquée par le Massif du Pelvoux et la rivière du Drac jusqu'au Sud de Gap. (Fig.82). Au Nord, le secteur se termine à la latitude correspondant approximativement à celle de Vif; au Sud, le domaine du Bochaîne (vallée du Buëch) fait la transition avec le secteur de Céüse étudié par Backert (2004) (Chapitre 6); La position de l'ensemble des coupes est portée sur la figure 83. La liste des abréviations utilisées est la suivante :

AIG: coupe de l'Aiguille

CHP: coupe de Chauplane

EBR : coupe d'Ebron

FAL : coupe de Falquet

GLD: coupe de Glandage

GRE : coupe de Gresse-en-Vercors

GRI: coupe du col de Grimone

JIB : coupe de Jiboui

JJT : coupe de la Jarjatte

LES: coupe de Lesdiguière

LPV: coupe du petit Vau

NDB : coupe de Notre-Dame de bois vert

PGL : coupe du pic de Glaize

PRE: coupe de Prelenfray

Rab: coupe de Rabou

RAX: coupe de Rabioux

RDA: coupe de Roche-des-Arnauds

Vey : coupe de Veynes

Les coupes détaillées sont disponibles en annexe (An.81 à 98).

2. Les lithofaciès

Les données recueillies dans ce secteur sont présentées de la même manière que dans les chapitres précédents. Les six faciès (les calcaires micritiques, les brèches, les calcarénites, les calcaires

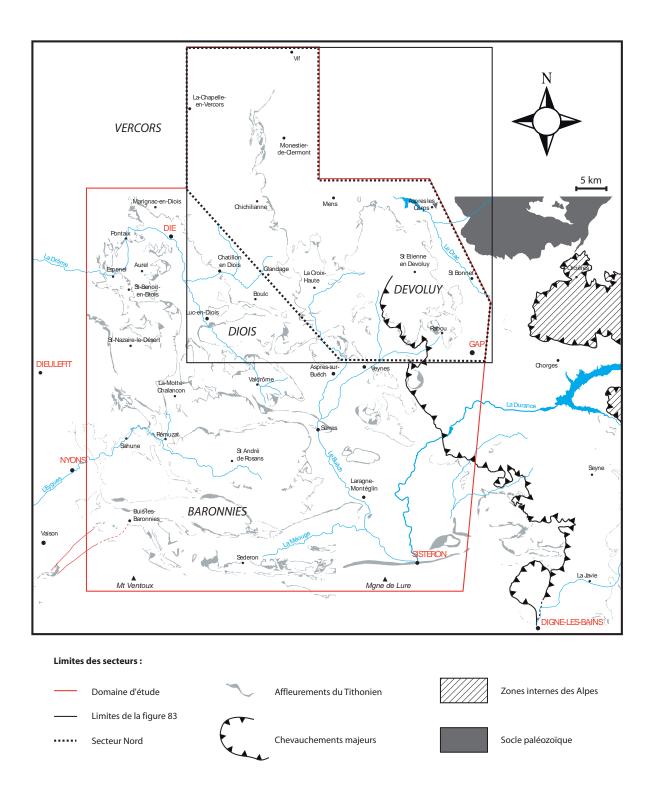


Fig.82 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du domaine étudié et celles du secteur Nord

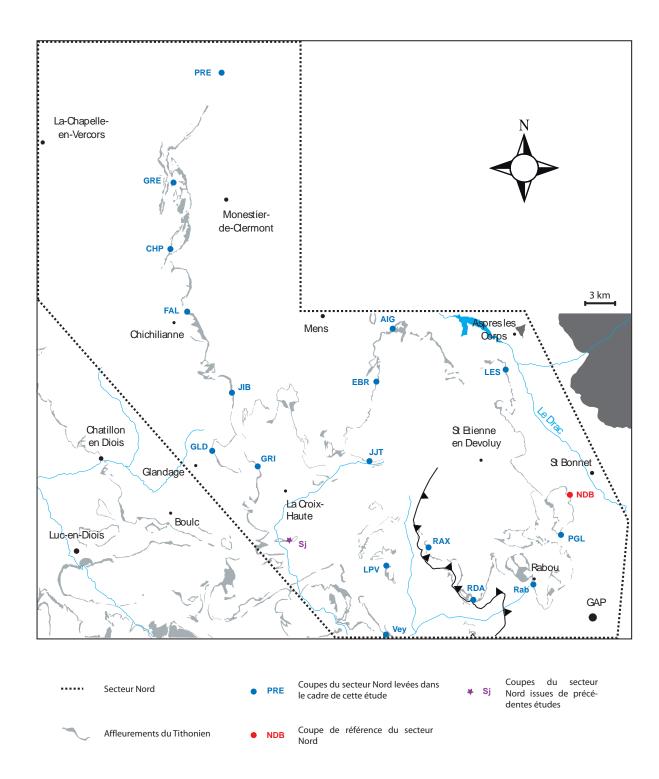


Fig.83 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur Nord et la position des coupes levées dans ce secteur

laminés, les slumps et les méga-slumps), définis dans le secteur de la Drôme et observés dans le secteur Sud, sont aussi présents dans le secteur Nord. Les caractéristiques des faciès sont similaires à celles des faciès du secteur de la Drôme et un renvoi au chapitre 3 est fait lorsque celles-ci sont identiques. Quelques figures sédimentaires et des ichnofossiles ne sont cependant rencontrés que dans les calcarénites de ce secteur. Les proportions de chacun des faciès diffèrent des secteurs précédents. Le lecteur ne souhaitant pas plus d'informations ni d'illustrations sur les faciès est invité à passer au sous-chapitre 3 (p.218).

2.1. Calcaires micritiques

2.1.1. A l'échelle du banc et de l'affleurement

Les trois types de calcaires micritiques sont présents et identiques à ceux définis dans le secteur de la Drôme (An.12). On observe néanmoins localement, dans la partie nord-occidentale du secteur (coupe de Gresse-en-Vercors (**GRE**) et de Prelenfray (**PRE**)), une augmentation de la proportion en argile et un aspect plus noduleux du faciès des calcaires en plaquettes (An.25C et D).

2.1.2. Caractéristiques microscopiques et composition biologique

La macrofaune est peu diversifiée comme dans les secteurs précédents. Elle se compose de débris de céphalopodes (rostres de bélemnites, *aptyci* et fragments de tests ou empreintes d'ammonites), de *Saccocoma*, d'autres échinodermes, de lamellibranches et de gastéropodes.

On retrouve les trois textures (mudstone, wackestone et packstone) dans l'ensemble des calcaires micritiques du secteur Nord (An.13). Les sept microfaciès définis dans le paragraphe 2.1.3. du Chapitre 3 et les mêmes associations y sont reconnues (le détail des données paléontologiques est donné en annexe cf. tableaux d'analyses microscopiques An.107 à 110).

2.2. Les brèches

2.2.1. Aspect et organisation à l'affleurement

A l'échelle de l'affleurement, on observe les mêmes types de brèches que dans le secteur de la Drôme, traduisant la similarité de composition et de mise en place de ces faciès dans les deux secteurs (An.14A,B,C et D).

2.2.2. Caractéristiques internes

2.2.2.1. Forme de la base et du toit

Les trois types de base de bancs et les deux types de toits, décrits dans le secteur de la Drôme, sont observés : les bases planaires ou sub-planaires non érosives (An.14D), les bases finement érosives et très érosives (An.14A et B). Des brèches chenalisées (An.14B) sont plus souvent observées dans le secteur Nord que dans les secteurs précédents. Les toits nets et planaires, soulignés par un niveau fin micritique ou calcarénitique (An.14D et An.16) sont présents, et plus rarement, les toits irréguliers laissés par l'absence de niveaux fins sommitaux. Une géométrie en lobe est bien marquée au toit de certaines brèches ayant parfois une base légèrement érosive (An.14C et D).

2.2.2.2. La texture, nature et granulométrie du liant

- Brèches à clastes jointifs

Les quatre catégories de brèches à clastes jointifs sont identifiées dans le secteur Nord. Les brèches à clastes jointifs et matrice micritique (An.15A) et les brèches à matrice silteuse (An.15B) sont abondantes. Les brèches à matrice calcarénitique sont moins fréquentes (An.15C) et celles ne possédant pas de matrice sont extrêmement rares.

- Brèches à clastes flottants

Les trois catégories de brèches à clastes flottants sont répertoriées mais peu représentées en comparaison de celles à clastes jointifs : les brèches à clastes flottants à matrice micritique (An.15D), celles à matrice silteuse (An.15E) et celles à matrice calcarénitique (An.15F).

2.2.2.3. Organisation verticale du banc

- Brèches homogènes et non granoclassées

De nombreuses brèches sont homogènes, ni triées, ni granoclassées. La majorité d'entre elles possèdent un niveau fin micritique à leur sommet (An.16).

- Brèches à granoclassement normal

Plusieurs brèches présentent une grano-décroissance continue et progressive sur l'ensemble du banc (An.17A,B,C et D).

- Brèches à granoclassement inverse

Un seul banc de brèche à granoclassement inverse a été observé dans ce secteur au niveau de la coupe de Jarjatte (**JJT**).

- Brèches présentant un changement granulométrique brutal

Les brèches homogènes et non granoclassées présentent un niveau sommital micritique net, témoignant d'une variation granulométrie brutale (An.16). Des brèches granoclassées possèdent assez fréquemment un tel niveau micritique, tranchant parfois fortement avec la classe granulométrique sous-jacente (An.17E et F). Certaines brèches, peu représentées, montrent une granodécroissance de l'ensemble du banc avec des limites nettes entre les différentes classes granulométriques.

- Brèches présentant un changement vertical de la proportion clastes / matrice

Un seul banc présente une évolution de la proportion entre les clastes et la matrice dans le secteur Nord au niveau de la coupe de Gresse-en-Vercors (GRE). La brèche comprend des clastes jointifs à la base, des clastes flottants dans la partie médiane et se termine par un niveau micritique.

2.2.3. Caractéristiques microscopiques

Les caractéristiques microscopiques des clastes et de la matrice sont identiques à celles des brèches du secteur de la Drôme (An.18) (*cf.* § 2.2.3. Chapitre 3).

2.2.4. Composition biologique

La macrofaune est rare dans les brèches du secteur Nord. Elle comprend des fragments de tests d'ammonites, des *aptyci* et des rostres de bélemnites. On note aussi la présence de restes d'échinidés, de *Saccocoma*, de gastéropodes et de bivalves, identifiés en lames-minces.

Tous les microfaciès définis dans le paragraphe 2.1.3. (Chapitre 3) sont reconnus à la fois dans les clastes et la matrice. La microfaune se compose de radiolaires, de foraminifères benthiques (Lagenina: Nodosariidae (*Nodosaria* et *Lenticulina*), Vaginulidae (*Dentalina*) et Lagenidae (*Lagena*); Textulariina; Rotaliina et Miliolina), de calpionelles et de calcisphères.

2.3. Les calcarénites

2.3.1. Aspect et organisation à l'affleurement

A l'échelle de l'affleurement, l'aspect du faciès calcarénitique est le même que celui du secteur de la Drôme. On observe une organisation en bancs homogènes, parfois difficiles à distinguer

des bancs de calcaires micritiques (An.14F). Des calcarénites sont fréquemment présentes au sommet des bancs de brèches qu'elles remplacent parfois latéralement. En revanche, très peu de calcarénites présentent une géométrie lenticulaire.

2.3.2. Caractéristiques internes

2.3.2.1. Forme de la base et du toit

Les deux types de bases de bancs et les trois types de toits sont observés dans le secteur Nord : les bases nettes et planaires (An.19B et D) et les bases légèrement érosives avec des figures de *scour marks* (An.19A), les toits nets et planaires (An.19B,C et E), ceux érodés par le banc suivant (An.19A) et ceux dont le niveau fin micritique est bioturbé (An.23A,D,E et F).

2.3.2.2. Figures sédimentaires

L'ensemble des figures sédimentaires identifiées dans le secteur de la Drôme est identifié dans le secteur Nord : laminations horizontales prépondérantes (An.19C,D,E), rides de courants unidirectionnelles (An.19C, An.20B,C,D et E) et nombreuses structures type HCS (An.21A,B,C et D). Ces structures sédimentaires sont souvent combinées les unes avec les autres dans un ordre constant : laminations planes à la base suivies de rides de courants unidirectionnels et/ou de structures type HCS, parfois surmontées de laminations planes (An.19C, An.20C, D et E). A la différence du secteur de la Drôme et du secteur Sud, quelques figures d'échappement d'eau (convolutes) ont été observées dans ce secteur (An.21E et F).

2.3.2.3. Organisation verticale de la taille des grains

- Calcarénites non granoclassées

Les calcarénites correspondant à cette catégorie ne sont pas composées exclusivement de bioclastes comme les calcarénites de Marignac-en-Diois (coupe MAR). Un niveau fin micritique est très souvent présent, mais il n'atteste pas d'une évolution décroissante de la taille des grains.

- Calcarénites à granoclassement normal

La grande majorité des calcarénites de ce secteur sont à granoclassement normal. Toutes les classes granulométriques sont représentées en allant du grossier (G) au fin (F). Néanmoins, la très grande majorité des calcarénites sont fines dès la base des bancs (An.19A,C et E).

- Calcarénites à granoclassement inverse

Aucun banc de calcarénites à granoclassement inverse n'a été identifié dans le secteur Nord.

- Calcarénites à ruptures granulométriques internes

De nombreuses calcarénites, granoclassées ou non, possèdent un niveau fin sommital micritique ou silteux. Quelques bancs présentent, de la base au sommet, une évolution de la taille des grains par sauts successifs d'une classe granulométrique à l'autre, et dont les limites sont irrégulières. Ces calcarénites ont été également décrites dans le secteur de la Drôme. Des lentilles présentant une taille des grains différentes de celle des grains qui les entourent sont également observées (An.19E).

2.3.3. Caractéristiques microscopiques

Les caractéristiques microscopiques des clastes et de la matrice sont similaires à celles des brèches du secteur de la Drôme (An.22) (cf. § 2.3.3. Chapitre 3).

2.3.4. Composition biologique

Aucune macrofaune n'a pu être identifiée à l'œil nu dans les bancs calcarénitiques de ce secteur. Quelques débris de céphalopodes (ammonites, *aptyci* et rostres de bélemnites), d'échinidés, de *Saccocoma*, de gastéropodes et de bivalves, sont identifiés en lames-minces.

On note la présence d'ichnofossiles au toit de plusieurs bancs. Sont reconnus des *Chondrites intricatus* (An.23D et F), de rares *Thalassinoides* (An.23D, E et F) et des *Zoophycos* (An.23Bet C). Des bioturbations de fond sont également observées, créées par des endofaunes à corps mous non identifiables dans un substrat de type soupground (An.23A).

La microfaune dans les calcarénites est identique à celle des calcaires micritiques, et présente les associations reconnues dans les **microfaciès 1a** à **4** (*cf.* § 2.1.3. Chapitre 3) et plus rarement celle du **microfaciès 5**.

2.4. Les calcaires laminés

2.4.1. Caractéristiques internes

Les calcaires fins, micritiques ou silteux, parfois laminés, sont présents dans le secteur Nord. Ils sont identiques à ceux du secteur de la Drôme. Leurs caractéristiques sont les suivantes : une similitude d'aspect avec les bancs micritiques *s.s.* et une base parfois légèrement laminée et/ou silteuse (An.14E).

2.4.2. Caractéristiques microscopiques

On observe dans ce faciès la présence rare de lamines invisibles à l'œil nu (d'épaisseur millimètrique) (An.24A,B et C), des traces de bioturbation (An.24E et F), des traces d'oxydation et une proportion importante de péloïdes (An.24C et D).

2.4.3. Composition biologique

Aucune trace de macrofaune n'est observée à l'œil nu dans les calcaires laminés. Les rares macrofaunes présentes sont identifiées en lames-minces. Elles sont représentées par des débris de céphalopodes (test d'ammonites, *aptyci*, rostres de bélemnites), de *Saccocoma*, d'autres échinodermes (échinidés, astéridés), de lamellibranches et de gastéropodes.

La microfaune dans les calcarénites est identique à celle des calcaires micritiques, et présente les associations reconnues dans les **microfaciès 1a** à **4** (*cf.* § 2.1.3. Chapitre 3) et plus rarement celle du **microfaciès 5**.

2.5. Slumps *s.s.*

Huit slumps d'échelle métrique sont présents dans le secteur Nord (An.25A). Ils remanient les trois types de calcaires micritiques (calcaires noduleux, en plaquettes et calcaires blancs) à la différence des secteurs de la Drôme et du Sud où ils remanient principalement les Calcaires blancs. Le slump du Kimméridgien inférieur cartographié par Atrops et Ferry (1987) n'est pas observé dans ce secteur.

2.6. Les méga-slumps

Très peu de dépôts présentent les caractéristiques du méga-slump du secteur de la Drôme et de ceux du secteur Sud. Cinq niveaux, répartis entre le Tithonien inférieur et le Berriasien inférieur, comportent des caractères communs avec les méga-slumps mais leur épaisseur est moins importante (de quelques mètres à une quinzaine de mètres au maximum).

2.6.1. Aspect et organisation à l'affleurement

Certains méga-slumps passent latéralement à des bancs de brèches à l'échelle de l'affleurement. On observe ce phénomène notamment dans la coupe de Gresse-en-Vercors (**GRE**). Les limites de ces niveaux sont souvent irrégulières, soulignant parfois une érosion à la base.

2.6.2. Caractéristiques internes

Deux niveaux présentent la même évolution d'aspect que celle du méga-slump de la Drôme. Les méga-slumps montrent une base d'aspect bréchique ou chaotique, suivie d'un corps à composition plus argileuse, et se terminent par une brèche de toit (An.25C et D). Cette évolution a été décrite dans le secteur de la Drôme entre différents affleurements et observée dans un même banc dans le secteur Sud (coupe des gorges de la Méouge (GME)). D'autres méga-slumps sont plus homogènes, notamment lorsqu'ils remanient les Calcaires blancs. Ils présentent un aspect plus ou moins bréchique et peuvent contenir de gros blocs pas ou peu déformés (An.25B).

2.6.3. Composition biologique

Les macro et microfaunes des méga-slumps sont identiques à celles des calcaires micritiques autochtones.

3. RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS FACIÈS

Une corrélation est réalisée entre la coupe de référence de Notre-Dame de bois vert (**NDB**), choisie pour ce secteur, et la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines afin de caler stratigraphiquement l'ensemble des coupes du secteur Nord (Fig.84).

3.1. Coupe de Notre-Dame de bois vert

La coupe de référence de Notre-Dame de bois vert (**NDB**) est située à l'extrémité Est du secteur Nord (Fig.83). Onze brèches, un slump et un méga-slump sont identifiés dans cette coupe (numérotés dans l'ordre de leur apparition). Le repère stratigraphique des calcaires lités (**CL**) est très dilaté dans ce secteur par la présence de calcarénites et de calcaires laminés.

3.2. Position stratigraphique des principaux dépôts remaniés

Les brèches, slumps et méga-slumps du secteur Nord se développent depuis le Kimméridgien terminal jusqu'au Berriasien inférieur. Le Tithonien inférieur correspond à une période importante de remaniement. L'amplitude des remaniements est estimée grâce à l'analyse des faciès remaniés observés dans les différents niveaux de brèches de slumps et de méga-slumps (Fig.85). On note l'absence du slump repère du Kimméridgien inférieur cartographié par Atrops et Ferry (1987) qui est présent plus au Sud.

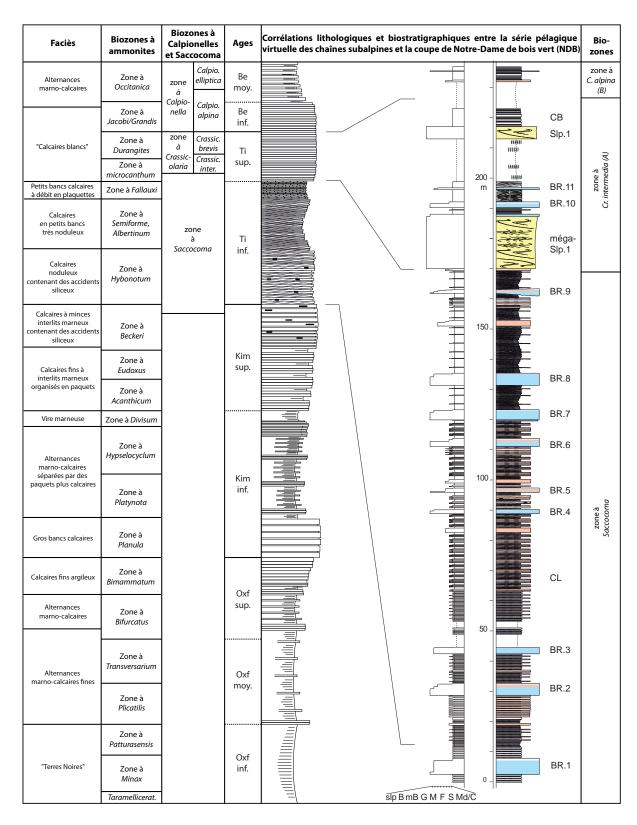


Fig.84 : Position stratigraphique de la coupe de référence du secteur Nord (NDB) par corrélation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines

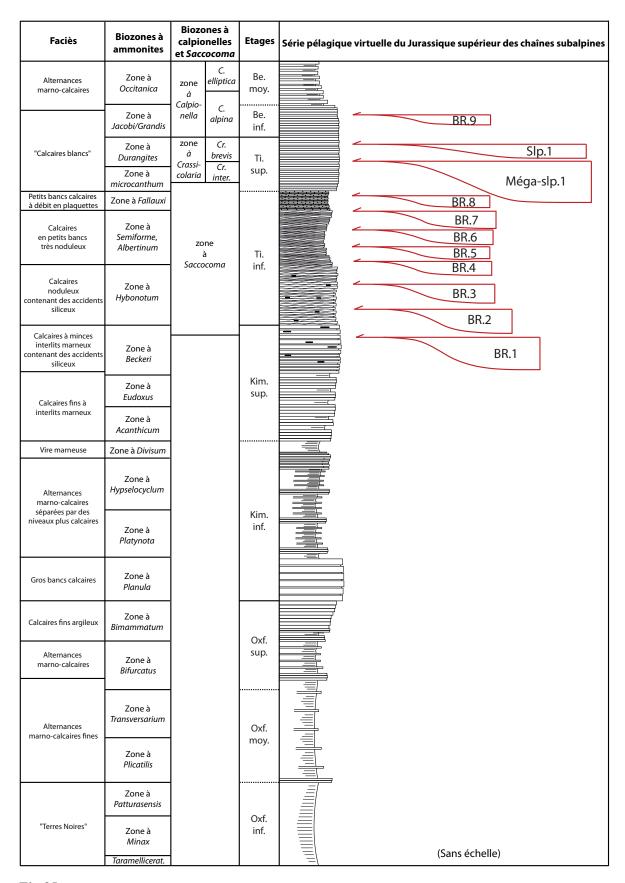


Fig.85 : Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur, description des faciès, biozones d'ammonites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement du secteur Nord.

4. La géométrie des dépôts remaniés du secteur Nord

4.1. Les corrélations : description et premières interprétations

La brèche **BR.4** de la coupe de référence de Notre-Dame de bois vert (**NDB**) est choisie comme niveau repère horizontal pour établir les corrélations de ce secteur (*cf.* Fig.84). Cette brèche est facilement identifiable car elle remanie un niveau de calcaires noduleux très fins qui forment des clastes arondis parfois allongés très reconnaissables. Elle possède une extension plus importante que la plupart des autres brèches et aucune érosion importante des faciès sous-jacents n'est observée, suggérant un dépôt sur une surface plane ou quasi plane. Cinq transversales de corrélations sont réalisées dans ce secteur. Deux transversales orientées E-O et trois autres orientées perpendiculairement (N-S). Le tracé de chaque transversale est représenté sur la figure 86.

4.1.1. Transversale O-E 1 (Fig.87)

La première transversale O-E du secteur Nord s'étend sur 28 kilomètres. Elle est faite à partir de quatre coupes (Glandage (GLD), col de Grimone (GRI), Ebron (EBR), et Lesdiguière (LES)). La partie inférieure est nettement dominée par les slumps et les calcarénites, alors que les niveaux importants de brèches n'apparaissent qu'au-dessus de la brèche-repère BR.4. L'ensemble des brèches est compris entre le Kimméridgien terminal et le Tithonien supérieur. Aucun niveau remanié n'affecte les faciès autochtones berriasiens dans cette transversale. L'amincissement des deux principales brèches vers l'Ouest et l'Est évoque ici aussi un système à géométrie positive bombée. Les calcarénites sont réparties de façon hétérogène, regroupées dans la partie Est. On distingue quatre unités de sédimentation dont les limites stratigraphiques correspondent à celles du secteur de la Drôme.

L'unité 1 est d'âge Tithonien inférieur. Elle est marquée par le dépôt des faciès noduleux sans interruption dans la partie occidentale (coupes de Glandage (GLD) et du col de Grimone (GRI)), mais intercalés de nombreuses calcarénites et de trois slumps dans la partie orientale (coupe d'Ebron (EBR) et de Lesdiguière (LES)). La répartition quasi exlusive des calcarénites dans la partie orientale peut s'expliquer par un apport oblique voire perpendiculaire par rapport à l'orientation de la transversale. Le matériel calcarénitique serait alors guidé par une topographie légèrement en creux, orientée perpendiculairement à la transversale. Trois slumps marquent la bordure occidentale de ce creux au niveau de la coupe d'Ebron (EBR). Cependant, des calcarénites sont présentes en-dessous des slumps et sont constituées de matériel provenant vraisemblablement de la partie occidentale.

L'unité 2 est d'âge Tithonien inférieur. Elle débute par le dépôt de la brèche repère **BR.4** qui forme une morphologie bombée de type lobe avec un amincissement vers l'Ouest et l'Est. De

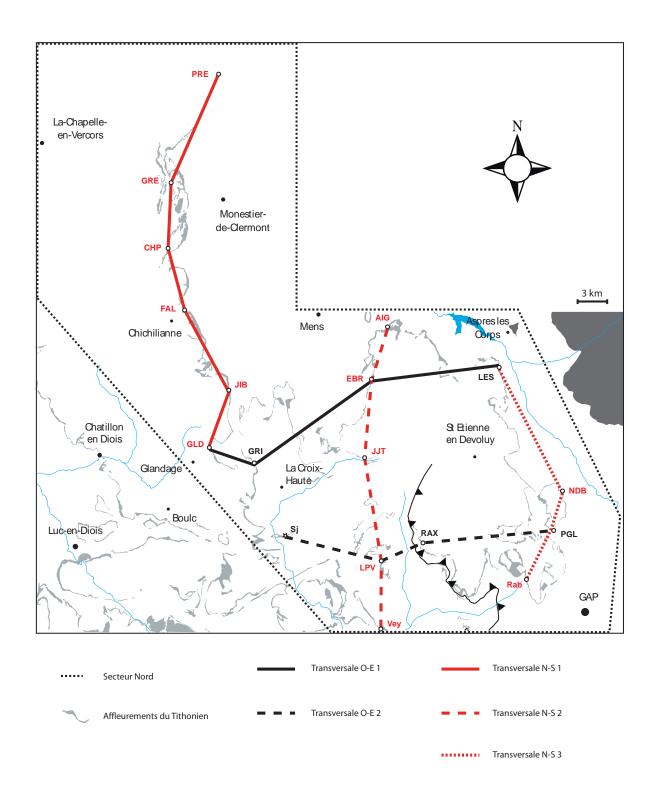
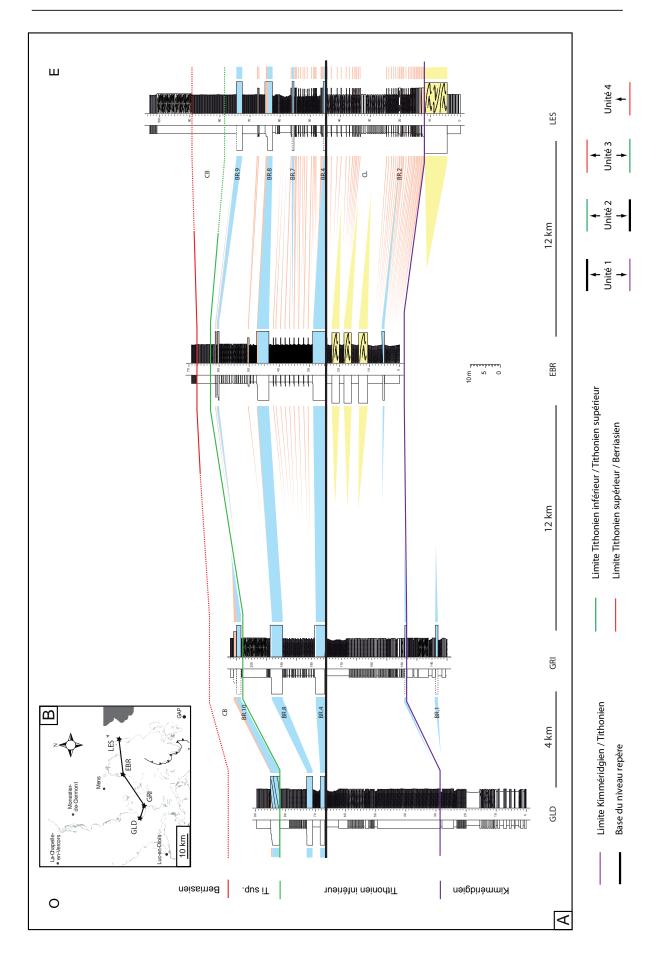
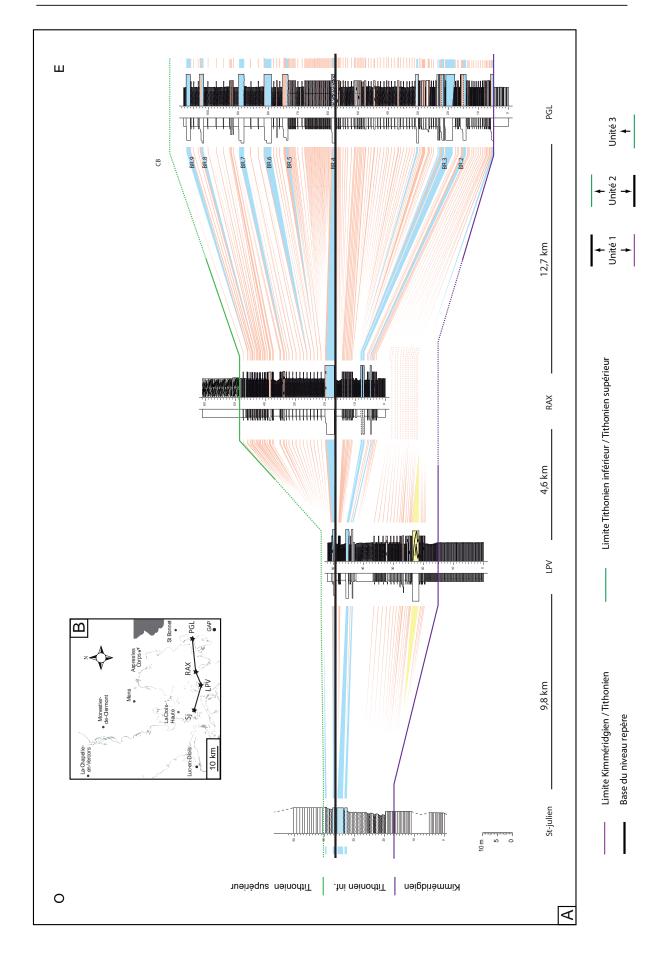


Fig.86 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les cinq transversales effectuées dans le secteur Nord

Fig.87: Transversale O-E 1 du secteur Nord. (A) Corrélation des coupes GLD, GRI, EBR, et LES. (B) Carte de localisation de la transversale.





nombreuses calcarénites sont présentes dans la partie orientale entre la brèche **BR.4** et la brèche suivante, elle-même bombée. Ces calcarénites attestent de la pérennité des apports obliques envisagés dans l'unité 1 et confirmeraient donc l'existence d'apports s'effectuant selon deux directions : l'une E-O caractérisée par un matériel à dominance bréchique transporté en direction de l'Est, et l'autre, NNO-SSE représentée par un matériel à dominance calcarénitique transporté en direction du S-E. Les directions de paléocourants confortent ces interprétations (Fig.99).

L'unité 3 est d'âge Tithonien supérieur. Elle est représentée par un niveau bréchique amalgamé dans la partie occidentale. Ce niveau s'amincit et disparaît à l'Est de la coupe du col de Grimone (**GRI**), mais la calcarénite sommitale, présente depuis la coupe de Glandage (**GLD**), se développe vers l'Est. Aucun niveau remanié n'est en revanche observé dans la partie orientale, où seuls les faciès autochtones sont présents.

Aucun niveau remanié n'est présent dans cette transversale pendant le dépôt de l'unité 4 berriasienne.

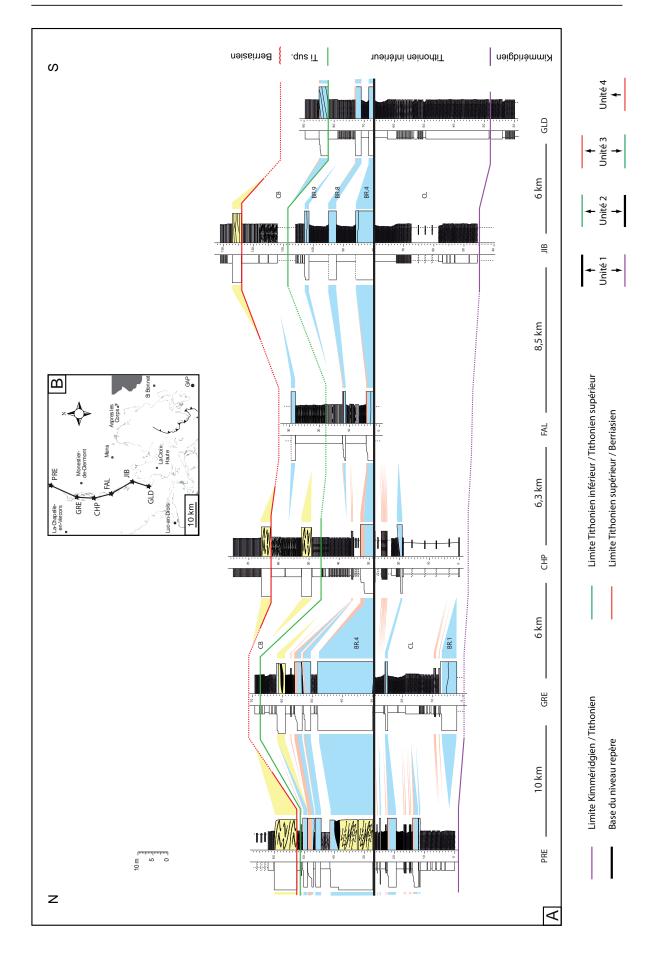
4.1.2. Transversale O-E 2 (Fig.88)

La seconde transversale O-E du système Nord s'étend sur 27 kilomètres. Elle est située un peu plus au Sud de la précédente (Fig.86) et faite à partir de quatre coupes (Saint-Julien-en-Bochaîne (Sj), Le petit Vau (LPV), Rabioux (RAX), et le Pic de Glaize (PGL)). On distingue une morphologie positive bombée de l'ensemble des niveaux remaniés au-dessus de la brèche repère BR.4. Les apports sont tous d'âge Tithonien inférieur dans cette transversale. Seules les unités 1 et 2 qui présentent des niveaux remaniés, sont détaillées.

L'unité 1 présente en abondance des calcarénites et des brèches peu épaisses qui semblent former un éventail à géométrie progradante en direction de l'Est.

L'unité 2 correspond à la fin du comblement et au début des dépôts en relief. La morphologie bombée, bien visible dans la partie orientale n'apparaît pas clairement dans la partie occidentale. On note la passage latéral vers l'Ouest des brèches de la coupe du pic de Glaize (**PGL**) à des calcarénites. On distingue également le développement de la calcarénite sommitale de la brèche-repère **BR.4** dans la partie centrale. La terminaison relativement rapide des calcarénites à l'Est de la coupe du petit Vau (**LPV**) pourrait indiquer une obliquité du sens des apports par rapport à l'orientation de la transversale. Les données de paléocourants indiquent une direction des apports orientée NO-SE (Fig.99).

Fig.88: Transversale O-E 2 du secteur Nord. (A) Corrélation des coupes Sj, LPV, RAX, et PGL. (B) Carte de localisation de la transversale.



4.1.3. Transversale N-S 1 (Fig.89)

La première transversale N-S s'étend sur 37 kilomètres. Elle suit la falaise Est du Vercors et est faite de six coupes (Prelenfray (PRE), Gresse-en-Vercors (GRE), Chauplane (CHP), Falquet (FAL), Jiboui (JIB) et Glandage (GLD)). On distingue trois zones du Nord au Sud : une zone Nord et Sud où les niveaux remaniés sont importants et une centrale en creux. Les apports au Nord s'effectuent depuis le Tithonien basal jusqu'au Berriasien inférieur, alors qu'au Sud, ils ne s'observent qu'audessus du niveau repère, soit à partir de la moitié supérieure du Tithonien inférieur. Les quatre unités de dépôt sont reconnues dans cette transversale :

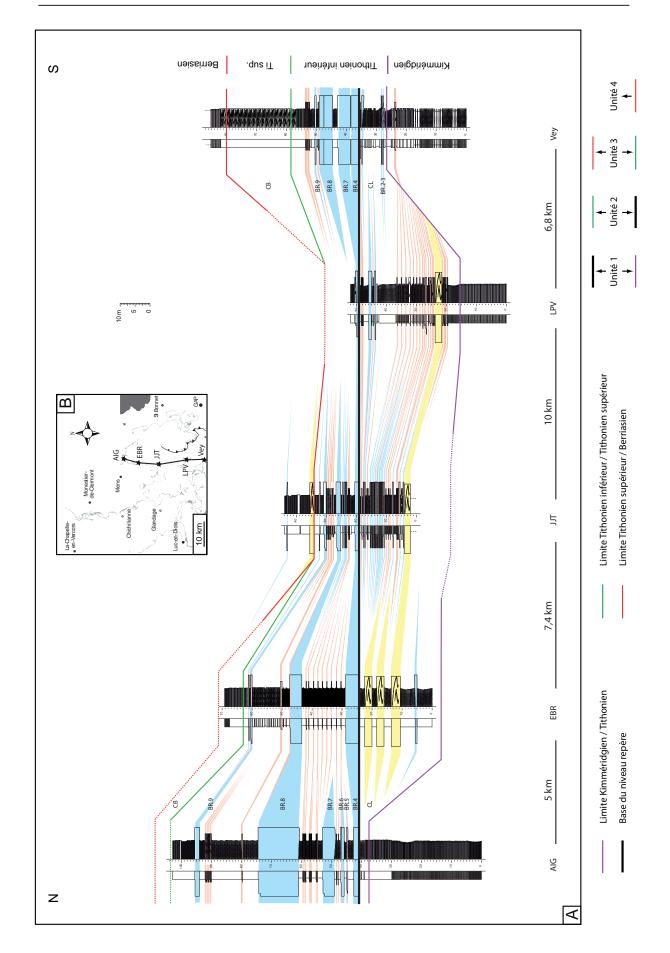
L'unité 1 présente plusieurs brèches et calcarénites sous le niveau repère dans la partie septentrionale de la transversale, mais les parties centrale et méridionale en sont dépourvues pendant cette période. Les apports sont donc confinés, au Nord de la coupe de Falquet (**FAL**), en direction de l'Est.

Pendant le dépôt de l'unité 2, deux ensembles distincts à morphologie bombée se développent. Le premier, au Nord, atteint son maximum d'épaisseur au niveau de la coupe de Gresse-en-Vercors (GRE). Le second, plus au Sud, atteint son maximum d'épaisseur au niveau de la coupe de Jiboui (JIB). Les deux ensembles se déposent de façon contemporaine et se chevauchent dans la partie centrale au niveau de la coupe de Falquet (FAL) où les niveaux remaniés sont les plus minces et les moins nombreux. On note le développement des calcarénites sommitales au niveau du maximum d'épaisseur dans l'ensemble Nord, et un épaississement en direction du Sud pour celles de l'ensemble Sud.

Pendant le dépôt de l'unité 3, un slump et une brèche se mettent en place dans la partie centrale. Ils soulignent la morphologie en creux de la zone de jonction entre les deux ensembles Nord et Sud et peuvent indiquer un dépôt en régime de compensation morphologique si les maxima d'épaisseur de **BR.4** sont interprétables comme des accumulations en relief sur le fond. Ils ont une extension latérale très faible, vers le Nord et le Sud, et une interruption en onlaps sur les bords de la depression est envisagée. Une brèche se développe au Sud sur le flanc de la topographie bombée sousjacente, comblant la morphologie préexistante toujours en régime de compensation morphologique.

Pendant le dépôt de l'unité 4, un slump se met en place. Il épouse la morphologie créée par les bombements sous-jacents, excepté dans la partie centrale où il n'a pas été observé.

Fig.89: Transversale N-S 1 du secteur Nord. (A) Corrélation des coupes PRE, GRE, CHP, FAL,JIB et GLD. (B) Carte de localisation de la transversale.



4.1.4. Transversale N-S 2 (Fig.90)

La deuxième transversale N-S s'étend sur 29 kilomètres. Elle est située un peu plus en aval, parallèlement à la précédente, et faite de cinq coupes (Aiguille (AIG), Ebron (EBR), Jarjatte (JJT), Le petit Vau (LPV) et Veynes (Vey)). On note la continuité, en direction de l'Est, des trois zones identifiées sur la transversale précédente. Les dépôts remaniés sont les plus épais au Nord et au Sud ; ils s'amincissent et se recoupent dans la partie centrale. Ces dépôts sont présents depuis le Kimméridgien terminal jusqu'au Berriasien inférieur dans la partie centrale et s'arrêtent à la fin du Tithonien inférieur dans les parties septentrionale et méridionale. Les quatre unités de dépôt sont reconnues dans cette transversale.

Pendant le dépôt de l'unité 1, les niveaux remaniés sont concentrés dans la partie centrale. La morphologie en creux de la base du Tithonien suggère une érosion du Kimméridgien supérieur dans cette partie, avant le dépôt des niveaux de brèches et de calcarénites. Cette zone est interprétée comme étant la continuité de la zone confinée au Nord de la première transversale E-O. La zone s'élargit donc vers l'Est et se déplace vers le centre du secteur, suggérant une orientation NO-SE.

Pendant le dépôt de l'unité 2, l'existence des deux ensembles distincts est confirmé par la morphologie bombée des brèches. On note le passage latéral vers le Sud des brèches **BR.5**, 6 et 7 dans l'ensemble Nord (coupes de l'Aiguille (**AIG**) et d'Ebron (**EBR**)). On y observe également le développement vers le Sud de la calcarénite sommitale de la brèche **BR.8**.

Aucun dépôt remanié n'est observé dans l'unité 3 qui présente une érosion de la partie centrale. La zone de jonction entre les deux ensembles pourrait alors représenter un chenal par lequel transitent les sédiments en direction du S-E.

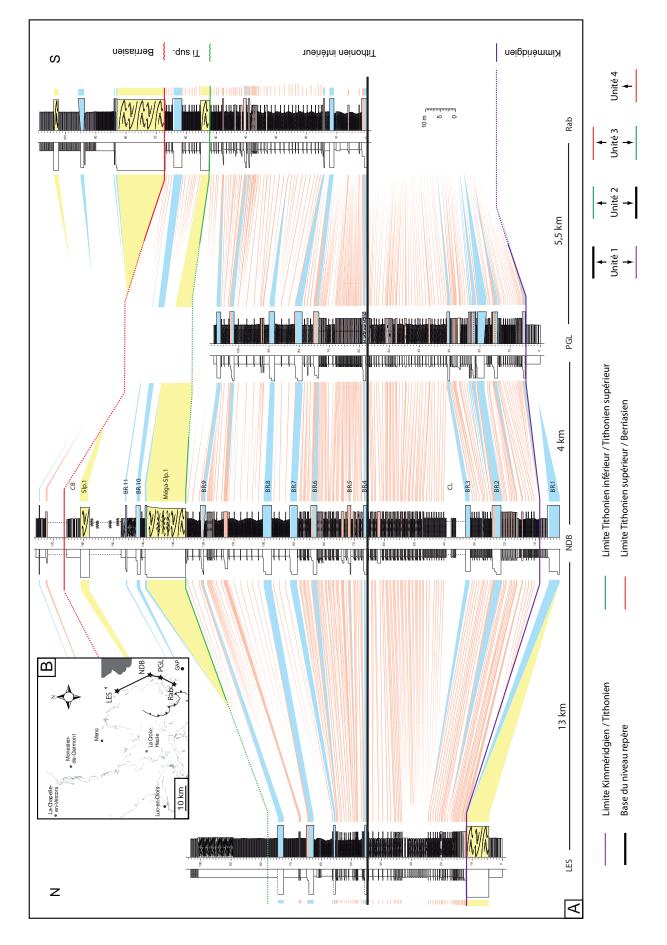
Seuls un slump et une brèche peu épaisse sont présents dans l'unité 4. Ils se déposent dans la partie centrale accompagnés de dépôts autochtones pendant la phase de comblement du chenal supposé.

4.1.5. Transversale N-S 3 (Fig.91)

La troisième transversale N-S s'étend sur 23 kilomètres. Elle est constituée de quatre coupes (Lesdiguière (LES), Notre-Dame de bois vert (NDB), le Pic de Glaize (PGL) et Rabou (Rab)). Dans cette transversale, les niveaux remaniés sont les plus nombreux et forment une topographie positive bombée bien développée au-dessus du niveau repère. Les quatre unités de dépôt y sont reconnues :

L'unité 1 possède une morphologie en creux comme sur la précédente transversale, attestant

Fig.90: Transversale N-S 2 du secteur Nord. (A) Corrélation des coupes AIG, EBR, JJT, LPV et Vey. (B) Carte de localisation de la transversale.



de la présence d'un axe des apports dans la partie centrale. Cette morphologie chenalisée est cependant plus évasée que sur les autres transversales N-S. Trois brèches sont présentes à la base de l'unité et passent latéralement à des calcarénites dans la coupe de Lesdiguière (**LES**) au Nord.

L'unité 2 présente un ensemble de bréches et calcarénites de forme générale très bombée avec un maximum d'épaisseur au niveau de la coupe de Notre-Dame de bois vert (**NDB**). L'amincissement latéral de toutes les brèches est net et on observe l'apparition d'un niveau calcarénitique au sommet de chaque brèche, remplaçant parfois complètement la brèche de départ.

Pendant le dépôt de l'unité 3 un premier méga-slump se met en place. Le méga-slump se dépose dans l'axe du bombement sous-jacent, suggérant une compaction ou une subsidence des dépôts avant son apparition. Deux brèches peu épaisses et un slump sont présents au-dessus du méga-slump. Ils sont contemporains du dépôt des Calcaires blancs dont le sommet est érodé par un autre méga-slump appartenant à l'unité 4. On note le passage latéral vers le Sud de la brèche **BR.11** à une calcarénite, et la présence d'une brèche au sommet du méga-sump qui disparaît vers le Sud.

L'unité 4 se développe au Sud du secteur Nord (coupe de Rabou (**Rab**)), sur les flancs du premier méga-slump. Elle débute par un méga-slump relativement érosif. Viennent ensuite des brèches et des slumps en alternance pendant le Berriasien moyen.

4.1.6. Interprétation des corrélations

Deux ensembles distincts, l'un au Nord et l'autre plus au Sud, présentent une morphologie générale bombée. L'unité 1 ne présente pas plus d'indices d'érosion que dans les secteurs de la Drôme et du Sud, suggérant, là encore, un dépôt à l'horizontal de la brèche-repère **BR.4**. En revanche, on distingue, dans cette unité (transversale O-E 2), des géométries semblant indiquer une progradation des brèches et calcarénites qui témoigneraient alors d'un comblement d'une morphologie en pente en direction de l'Est. Plusieurs indices de dépôts en régime de compensation morphologique sont recensés à plusieurs endroits, notamment dans les brèches de l'unité 3 de la transversale N-S 1, attestant du dépôt en relief des unités au-dessus de l'unité 1. Ces éléments suggèrent donc l'existence, dans le secteur Nord, de deux systèmes de dépôts gravitaires interconnectés de type lobes. De nombreux passages latéraux de brèches aux calcarénites sont observés globalement vers l'Est, le Sud et le Nord (brèches de l'unité 2 dans la transversale O-E 2; brèches **BR.5**, **6** et **7** dans la transversale N-S 2; brèches de l'unité 2 dans la transversale N-S 3). Ces observations, associées au développement fréquent des calcarénites sommitales dans les mêmes directions (brèche de l'unité 3 dans la transversale O-E 1;

Fig.91: Transversale N-S 3 du secteur Nord. (A) Corrélation des coupes LES, NDB, PGL, et Rab. (B) Carte de localisation de la transversale.

BR.4 dans la transversale O-E 2 ; **BR.8** dans la transversale N-S 2 ; brèches de l'unité 2 dans la transversale N-S 3) confirment l'interprétation gravitaire et permettent une orientation approximative des deux lobes du secteur Nord, avec l'amont à l'Ouest-Nord-Ouest, et l'aval à l'Est-Sud-Est. Un hiatus est observé entre les deux lobes dans les transversales de la partie proximale des deux systèmes (transversales N-S 1 et 2 et partie Ouest de la transversale O-E 2). Ce hiatus est interprété comme une dépression topographique créée à la jonction des deux lobes en relief. Cette dépression est comblée principalement par des dépôts autochtones mais plusieurs niveaux remaniés (une brèche au centre et un slump sur le flanc de la dépression) d'extension latérale très limitée (terminaison possible en onlaps de la brèche de l'unité 3 dans la transversale N-S 1) suggèrent qu'elle a pu jouer un rôle de chenal pour le transit d'éléments vers les parties distales (Est et S-E).

4.2. Panoramas photographiques complémentaires

Trois panoramas sont interprétés pour le secteur Nord :

- le premier, en position distale, montre la disparition progressive des bancs de brèches interstratifiés dans les faciès autochtones (Fig.92)
- le second montre la même chose sur le flanc Sud du système (Fig.93)
- le troisième montre la chenalisation des brèches dans la partie proximale du système qui forment des lentilles décamétriques (Fig.94).

4.3. Cartes d'isopaques et reconstitution chronologique des unités

Comme pour le secteur Sud, le faible nombre de données par rapport au secteur de la Drôme ne permet pas l'utilisation de la méthode d'interpolation circulaire pour effectuer des cartes d'isopaques. Seules des cartes d'isopaques classiques sont utilisées pour ce secteur ; elles sont complétées et affinées grâce à des données de terrain comme les données de paléocourants. Une carte est réalisée pour chaque unité.

- Carte d'isopaques de l'unité 1 (Kimméridgien terminal-Tithonien inf.) (Fig.95)

Cette carte révèle une structure en creux dans la partie méridionale du secteur. Cette dépression est orientée E-O et s'élargit vers l'Est puis vers le Sud. Dans la partie septentrionale, l'épaisseur constante reste assez faible.

- Carte d'isopaques de l'unité 2 (Tithonien inférieur) (Fig.96)

Les épaisseurs de l'unité 2 se répartissent en deux morphologies de type lobes, orientés NO-SE pour le plus septentrional, et pratiquement E-O pour le plus méridional. Ce dernier lobe s'infléchit

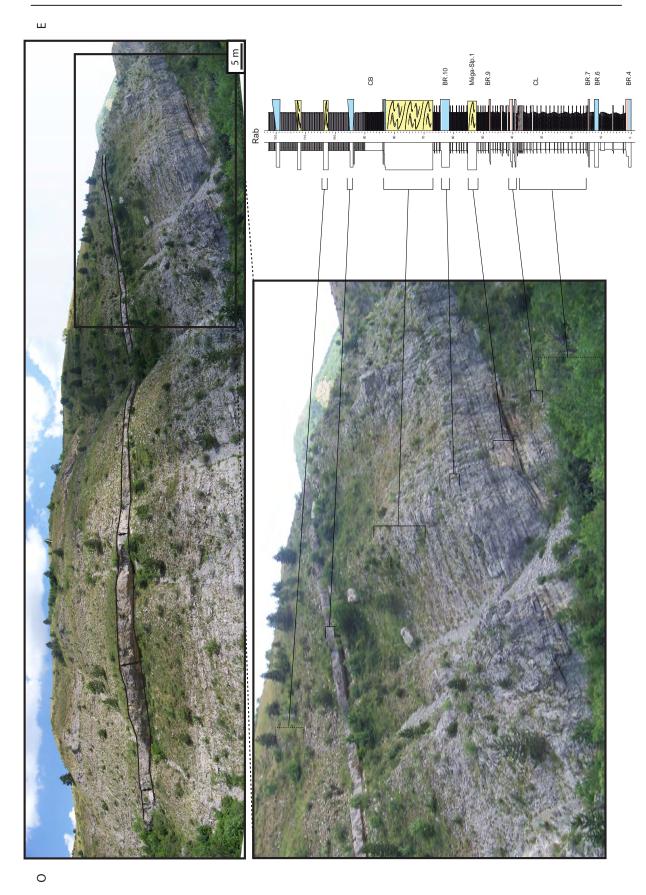


Fig.92 : Panoramas de la coupe de Rabou montrant le passage des brèches aux faciès autochtones. On note les variations rapides de l'épaisseur d'un banc de brèche et l'absence d'érosion des faciès sous-jacents

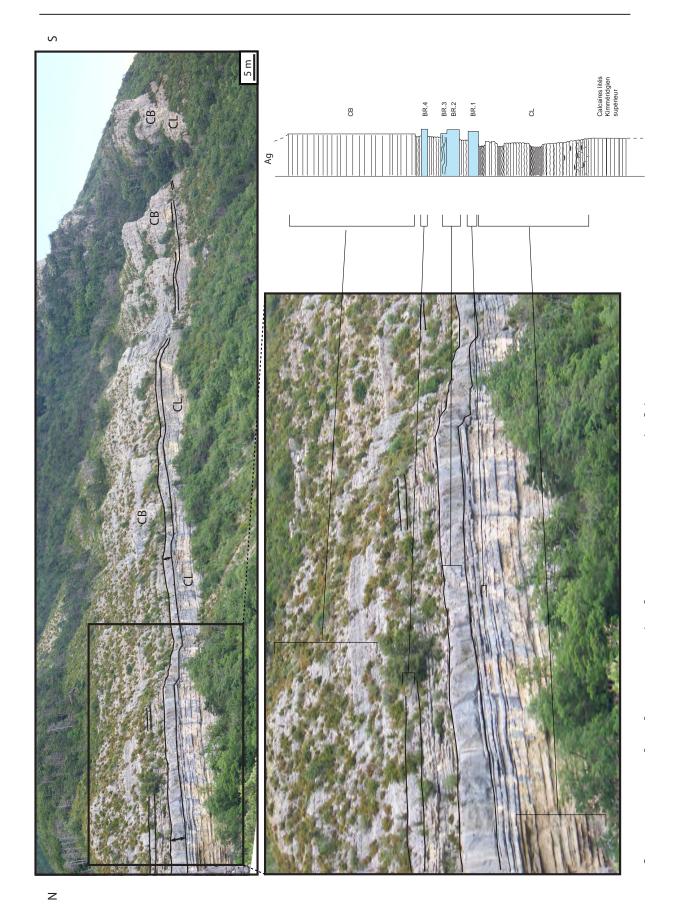


Fig.93 : Panoramas des Gorges d'Agnielles montrant le passage latéral des brèches aux faciès autochtones

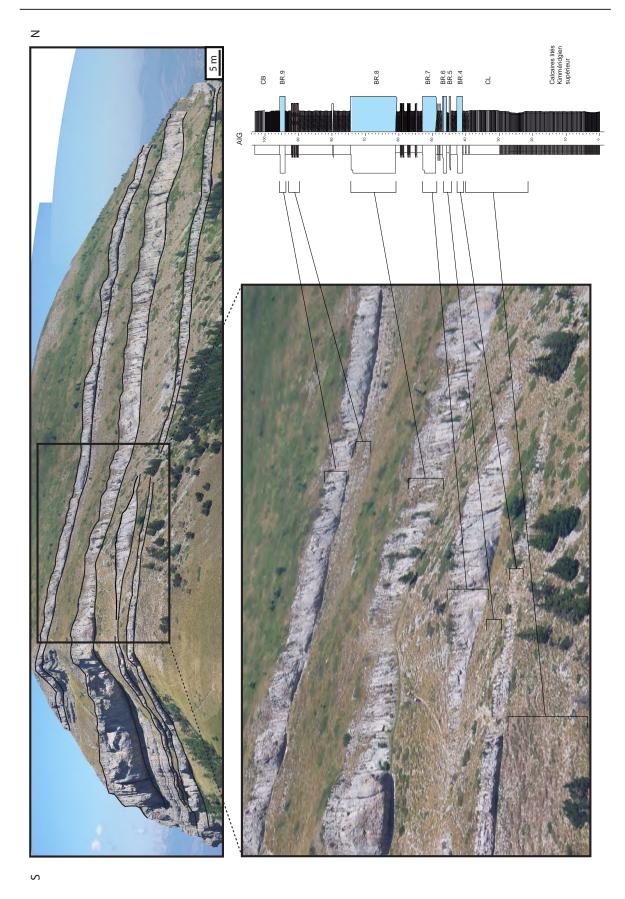


Fig.94 : Panoramas du Bonnet de Calvin montrant le caractère chenalisé de certaines brèches dans la partie proximale. Les chenaux sont remplis puis débordent et s'étallent sous forme de lobes à l'aspect lenticulaire

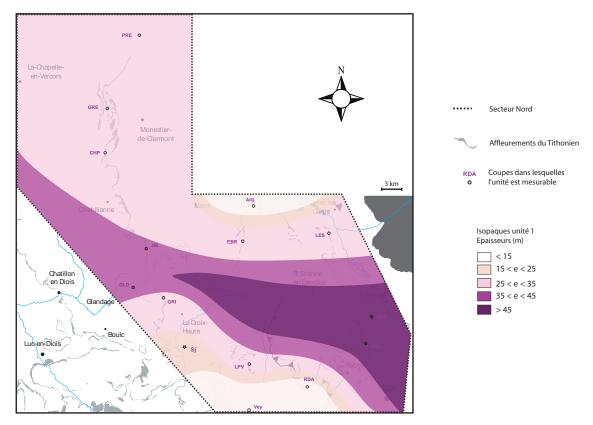


Fig.95 : Carte d'isopaques de l'unité 1 du secteur Nord

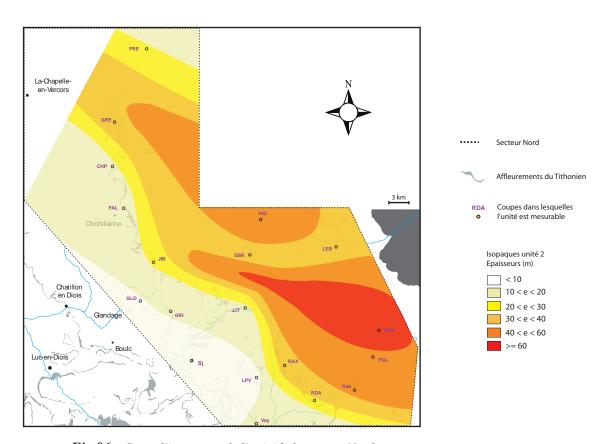


Fig.96 : Carte d'isopaques de l'unité 2 du secteur Nord

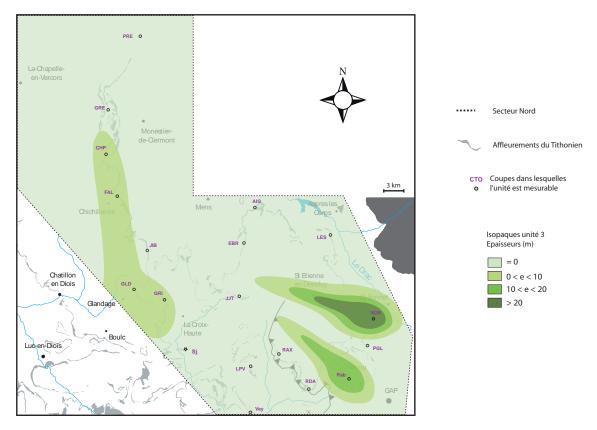


Fig.97 : Carte d'isopaques de l'unité 3 du secteur Nord

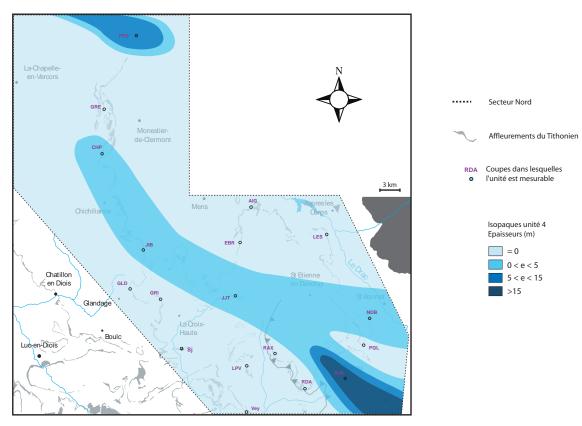


Fig.98 : Carte d'isopaques de l'unité 4 du secteur Nord

vers le Sud dans sa partie la plus distale. Il est plus éloigné de la pente située en amont et relié à cette pente par un chenal distributaire passant par les coupes de Falquet (**FAL**) et Chauplane (**CHP**). Les deux lobes sont interconnectés et forment une dépression artificielle à leur jonction orientée E-O.

- Carte d'isopaques de l'unité 3 (Tithonien supérieur) (Fig.97)

Deux zones de surface restreintes d'apports sont observées dans la partie distale de l'unité 3; l'une est orientée NO-SE, l'autre E-O. Le chenal distributaire du lobe le plus méridional (*cf.* unité 2) est comblé dans sa partie proximale, et toujours actif dans sa partie centrale. Une faible portion des dépôts est déviée vers le Sud à partir du chenal et forme un petit lobe au niveau des coupes de Glandage (GLD) et du col de Grimone (GRI).

- Carte d'isopaques de l'unité 4 (Berriasien inférieur et moyen) (Fig.98)

Pendant le dépôt de l'unité 4, le tracé du chenal distributaire des dépôts gravitaires plus anciens (orientés NO-SE) apparaît plus prononcé. Les dépôts de l'unité 4 participent au comblement du chenal et soulignent la pérennité du dépocentre au S-E du secteur où ils sont les plus épais. Un petit lobe apparaît à l'extrémité septentrionale du secteur, sur le flanc du lobe de l'unité 2.

4.4. Orientation des systèmes : les directions de paléocourants

Les rares directions de paléocourants relevées dans le secteur Nord (Fig.99) indiquent toutes un transport orienté globalement de l'Ouest vers l'Est ou du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Les éléments combinés des corrélations, des cartes d'isopaques et des paléocourants permettent de définir un « amont » en direction de la plate-forme carbonatée de l'Isère et un « aval » vers les derniers affleurements au voisinage des massifs cristallins alpins externes.

Pour résumé, le secteur Nord apporte un nouvel exemple de système sédimentaire à morphologie positive bombée de type lobe. Deux systèmes alimentés par deux sources distinctes s'interstratifient dans ce secteur. Comme pour les autres secteurs, ces éléments montrent que les dépôts remaniés sont issus de processus gravitaires décrits ci-après.

5. Interprétation et discussion sur le mode de mise en place des faciès et le milieu de dépôt

A nouveau, les descriptions de lithofaciès du secteur Nord montrent des structures de dépôts concordantes avec une interprétation de mise en place gravitaire, pour les niveaux remaniés, et un milieu de dépôt confirmant cette interprétation, dans les niveaux autochtones. La démonstration de

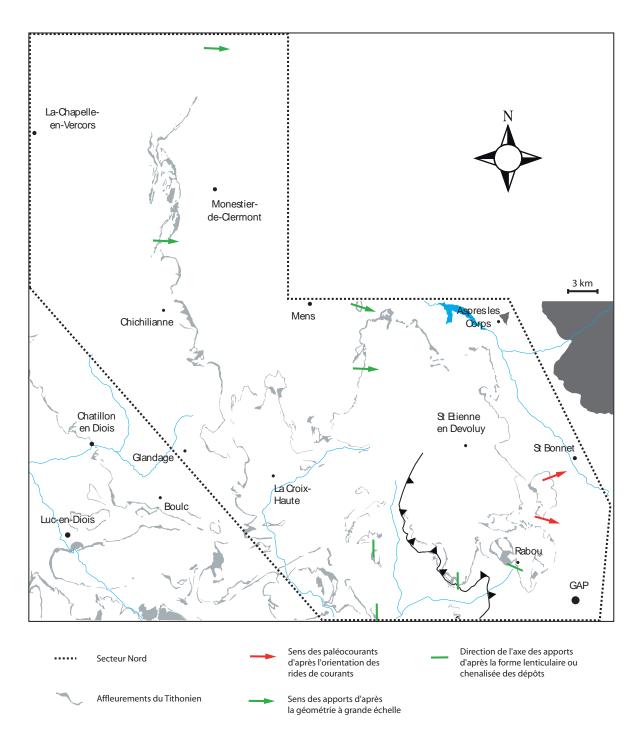


Fig.99 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les directions de paléocourants mesurées dans le secteur Nord

ces interprétations n'est pas réétablie ici, où les différents types de niveaux remaniés sont simplement exposés en parallèle avec leur interprétation sur la base des démonstrations faites dans le chapitre 3. Une plus grande attention a été portée sur les points communs et les différences avec les deux autres secteurs étudiés.

5.1. Mode de mise en place

5.1.1. Les dépôts autochtones

Les faciès de calcaires micritiques dans le secteur Nord sont identiques à ceux du système de la Drôme et interprétés comme étant des dépôts issus de la décantation de boues hémipélagiques (*cf.* § 5.1.1. Chapitre 3).

5.1.2. Les brèches

Les cinq types de mécanismes hydrodynamiques interprétés d'après les brèches du secteur de la Drôme et reconnus dans le secteur Sud sont également identifiés dans le secteur Nord.

Il s'agit principalement des *debris flows* et des *debris flows* combinés avec un courant de turbidité au sommet qui forme une « turbidite de toit ».

Certains niveaux, similaires aux *debris flows* mais à support matriciel, interprétés comme des *mudflows*, sont moins représentés que dans le secteur Sud, mais équivalents en nombre à ceux du secteur de la Drôme.

De nombreuses brèches sont issues de courants de turbidité, simples ou tripartites ; elles présentent parfois, dans la partie calcarénitique sommitale, des figures d'échappement d'eau, non observées dans les autres secteurs. Les ichnofaciès présents au sommet sont plus diversifiés que dans les autres secteurs. Ces différences sont interprétées comme une concentration légèrement plus importante en silts silicoclastiques qui permettent une meilleure visibilité des structures d'échappement d'eau et des ichnofossiles à l'affleurement. Elles pourraient également révéler un taux de sédimentation plus important que dans les autres secteurs. Dans ce cas, le recouvrement rapide des sédiments piégerait l'eau qu'ils contiennent et favoriserait son expulsion avec l'augmentation de la charge sédimentaire.

De rares brèches dépourvues de matrice sont interprétées comme étant des *grain flows*; moins fréquents que dans le secteur de la Drôme, ils sont équivalents en nombre à ceux du secteur Sud.

5.1.3. Les calcarénites

Les deux types de mécanismes hydrodynamiques interprétés dans le secteur de la Drôme et le

secteur Sud sont reconnus dans le secteur Nord.

Ils correspondent en grande partie à des courants de turbidité s.s. de faible et moyenne densité présentant des séquences types de Bouma (1962) parfois complètes, présentant des figures d'échappement d'eau qui n'ont pas été observées dans les autres secteurs. Ces figures, assez rarement observées dans les calciturbidites, sont interprétées comme celles de la partie sommitale des brèches détaillées dans le paragraphe précédent.

Une petite proportion de calcarénites, souvent partiellement bioclastiques, homogènes et non granoclassées, sont interprétées comme étant des *grain flows*; elles sont moins fréquentes que dans le secteur de la Drôme et dans une proportion équivalente à celles du secteur Sud.

5.1.4. Les calcaires laminés

Les calcaires laminés sont identiques à ceux décrits dans le secteur de la Drôme et dans le secteur Sud. Ils sont interprétés comme des turbidites de très faible densité (equivalent des « turbidites de boues » ou « calciturbidites boueuses »). Ils sont interprétés comme étant l'évolution ultime de la transformation des courants de turbidité et/ou des *debris flows*.

5.1.5. Les méga-slumps

Les méga-slumps du secteur Nord possèdent les mêmes caractéristiques que ceux des secteurs Sud et de la Drôme, excepté leur épaisseur plus faible. Ils sont interprétés comme étant des *debris flows* majeurs, à forte proportion matricielle et fréquemment combinés à des courants de turbidité.

5.2. Milieu de dépôt

5.2.1. Milieu de dépôt des faciès de remaniement

Les faciès hémipélagiques en place contiennent des associations biologiques identiques à celles décrites dans le secteur de la Drôme et le secteur Sud. Ces associations caractérisent un milieu de talus compris entre les domaines bathyaux supérieur et moyen (*cf.* § 5.2. Chapitre 3).

La diversité des ichnofossiles est plus importante dans ce secteur et permet la détermination d'une association caractéristique. L'association d'ichnofossiles reconnue est constituée de *Chondrites intricatus*, *Zoophycos* et *Thalassinoides* en faible proportion. Elle correspond à l'ichnofaciès à *Zoophycos sensu* Gerard et Bromley (2008). Cet ichnofaciès, caractéristique des milieux d'offshore et de talus au Mésozoïque, confirme l'interprétation du domaine de talus proposée grâce aux associations de microfaunes.

5.2.2. Origine des éléments remaniés

Les apports de plate-forme, caractérisés par le **microfaciès 5** (calcarénites à milioles de type Marignac-en-Diois), observé dans certaines calcarénites et certains calcaires laminés, sont rares, mais présents dans le secteur Nord, comme ils l'étaient dans le secteur Sud et dans celui de la Drôme. Le matériel remanié du secteur Nord provient donc quasi exclusivement de la remobilisation des sédiments de talus en amont du système de dépôt. On note à nouveau que la plupart des calcarénites composant le système Nord, sont issues de la désagrégation ultime des faciès autochtones (« cryptobrèches ») et présentent les **microfaciès 1a** à **4** carractérisant le domaine de talus.

6. RECONSTITUTION MORPHOLOGIQUE 3D ET CHRONOLOGIQUE

6.1. Reconstitution schématique 3D

Les différentes étapes de construction des systèmes gravitaires du secteur Nord sont schématisées sous forme de blocs diagrammes (Fig.100). Comme pour les systèmes de la Drôme, d'Aulan et de Sisteron, la morphologie en lobe est compatible avec des dépôts de pied de pente. Le système Nord comprend plusieurs lobes coalescents, répartis du Tithonien inférieur au Berriasien moyen. Les lobes sont probablement alimentés par plusieurs canyons entaillant la pente au N-O du secteur d'étude. Au Kimméridgien terminal et au début du Tithonien inférieur (dépôt de l'unité 1 Fig.100), les dépôts se concentrent au niveau d'une dépression orientée ESE-ONO, et la comblent progressivement vers l'Est, comme le montrent les géométries de progradation de la transversale O-E 2 (Fig.88). Lorsque les paléoreliefs sont effacés, deux lobes se mettent en place dans la partie supérieure du Tithonien inférieur sur une surface quasi plane et s'orientent en direction du S-E (dépôt de l'unité 2 Fig.97). Au Tithonien supérieur, l'érosion dans le chenal distributaire s'accentue, témoignant d'une source du matériel plus proche. La construction du lobe le plus méridional continue à cette période, alors que celle du lobe le plus septentrional est stoppée. Un petit lobe se forme en amont sur le tracé du chenal distributaire du lobe méridional, mais il est rapidement dévié vers le Sud. Des dépôts hémipélagiques accompagnés de quelques dépôts gravitaires comblent ensuite le chenal distributaire (dépôt de l'unité 3 Fig.100). Au Berriasien inférieur, le chenal est à nouveau fonctionnel, entraînant le dépôt de coulées importantes dans la partie distale. On note la présence d'un petit lobe au Nord, sur le flanc du lobe septentrional du Tithonien inférieur. Le comblement du chenal par des dépôts hémipélagiques et quelques coulées gravitaires marque l'arrêt complet du système gravitaire Nord au Berriasien inférieur (dépôt de l'unité 4 Fig. 100).

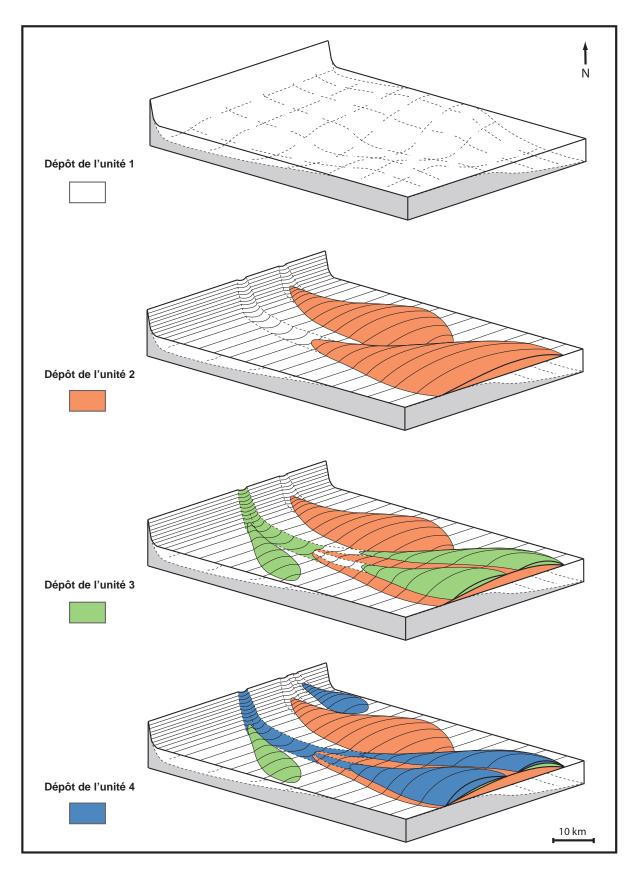


Fig. 100: Blocs diagrammes des différentes étapes de construction du système gravitaire Nord

6.2. Discussion sur le contexte de mise en place

Les faciès du système gravitaire Nord, leur mode de mise en place et leur morphologie sont très similaires à ceux du système de la Drôme et pour partie à ceux des systèmes Sud. Les interprétations du contexte de mise en place des dépôts du système Nord sont donc compatibles avec un contexte de base de pente pour les raisons suivantes :

- une proportion importante de dépôts de pente, comme les slumps et les *debris flows* associés
 à des turbidites nécessitant un transport plus important,
- une extension importante des brèches, qu'elles soient issues de *debris flows* ou de courants de turbidité suggérant un dépôt à plat,
- la présence de brèches chenalisées en amont et de chenaux distributaires.

Comme pour les secteurs précédents, il s'agit de savoir quels sont les modèles de dépôts gravitaires calciclastiques qui permettent le mieux d'expliquer la formation du système gravitaire complexe du secteur Nord. Plusieurs modèles sont envisagés :

Le modèle de *slope apron* (Mullins et Cook, 1986) ne peut être retenu. En effet, la présence de chenaux distributaires et la mise en évidence de canyons d'alimentation en amont attestent d'une discontinuité des dépôts par rapport à la source.

Le système Nord possède cependant des points communs avec le modèle de *base-of-slope* apron (Mullins et Cook, 1986) : la présence de dépôts en base de pente dont la majeure partie correspond à des sédiments gravitaires grossiers issus du remaniement de sédiments situés plus haut sur la pente et la présence de sources multiples. En revanche, le modèle de *base-of-slope apron* est supposé montrer une continuité latérale importante et l'absence de morphologies en lobes isolés, ce qui ne correspond pas aux observations faites dans le secteur Nord.

La multiplicité des sources et la proportion majoritaire des éléments grossiers observées permettraient d'assimiler le système Nord au modèle de *multiple source gravel-rich ramp* de Reading et Richards (1994). Cependant, la continuité entre la source du matériel et son dépôt, du modèle de Reading et Richards (1994), n'est pas observée.

Le système Nord possède en revanche des similitudes avec le modèle de CSF. Les caractères communs du système Nord et du modèle de CSF sensu Payros et Puyalte (2008) sont les suivants : une discontinuité par rapport à la source, la présence de lobes individualisés et la présence de brèches chenalisées en amont. Toutefois, deux différences sont observées : la multiplicité des sources, l'absence d'organisation des dépôts gravitaires en séquences granocroissantes

Le caractère grossier du système Nord et l'absence d'organisation en séquences sont des caractéristiques partagées avec les autres systèmes identifiés sur la bordure du bassin subalpin Nord.

En revanche, la multiplicité des sources, attribuée à une remobilisation locale dans le secteur, n'a pas été signalée dans le secteur de la Drôme. Si l'on considère la morphologie d'ensemble du complexe Nord, deux lobes coalescents se détachent nettement et sont chacun alimentés par une source unique. A l'échelle d'un lobe, le complexe du système peut être considéré comme *point-source*.

Ainsi, à l'instar des sytèmes Sud et de la Drôme, le modèle de CSF est à nouveau le plus proche pour expliquer la formation du système complexe du secteur Nord. Le matériel calcarénitique provenant d'une plate-forme carbonatée (caractérisé par l'association du **microfaciès 5** (calcarénite à milioles)) est canalisé via un système de canyons entaillant la pente, puis distribué en pied de pente par des chenaux distributaires formant deux *fans* calcarénitiques calciclastiques coalescents (CSF ou équivalent silicoclastique de *sand-rich submarine fan*). En parallèle, des évènements synsédimentaires d'origine tectonique pourraient être les déclencheurs de la remobilisation des sédiments de la pente en amont. Bien qu'aucune preuve de mouvement synsédimentaire n'ait été rapportée dans ce secteur, la continuité vers le Nord des structures évoquées pour le système de la Drôme est envisagée (pour des raisons de cohérence concernant les hypothèses de déclenchement des coulées gravitaires). Les sédiments remobilisés sont alors canalisés par les canyons transportant les calcarénites de plate-forme, expliquant la proportion très importante d'éléments grossiers dans les deux appareils. Il en résulte un amalgame important de dépôts de pente en proportion plus importante par rapport aux dépôts de plate-forme.

CHAPITRE 6

Chapitre 6 : Les Systemes des gorges de l'Aygues et de Céüse

Ce chapitre reprend, reprend et complète les travaux préliminaires de Lozano-Garcia (2003) et Backert (2004). Ces travaux, axés sur les brèches gravitaires subalpines, sont reliés stratigraphiquement avec ceux effectués dans le cadre de cette étude et sont comparés du point de vue des faciès, de leur interprétation et de leur géométrie. L'intégration de ces travaux permet de compléter les données sur les brèches gravitaires subalpines et de vérifier la cohérence des interprétations de faciès et des géométries faites dans les systèmes que nous avons étudiés.

1. Localisation des deux études

Le système des gorges de l'Aygues étudié par Lozano-Garcia (2003) est situé au S-O du domaine étudié (Fig.101). Les affleurements sont compris, d'Ouest en Est, entre Remuzat et le village des Pilles. Au Nord, la coupe de Chalancon (**Ch**) montre une série permettant de faire la jonction avec le secteur de la Drôme, et au Sud, la limite se situe approximativement au niveau du village de Tarendol.

Le système de Céüse étudié par Backert (2004) est situé à l'Est du secteur de la Drôme, dans la partie centrale du domaine étudié (Fig.102). Cet appareil sédimentaire de taille restreinte affleure au S-O de Gap et à l'Est de Châteauneuf d'Oze. Il se situe approximativement, du Nord au Sud, entre les villages de La-Roche-des-Arnauds et Sigoyer.

2. Rappel des faciès et de leur interprétation

2.1. Gorges de l'Aygues

Lozano-Garcia (2003) observe trois faciès calcaires attribués à des environnements hémipélagiques à pélagiques dans le système de l'Aygues :

- des alternances marno-calcaires pélagiques d'âge Oxfordien supérieur à Kimméridgien inférieur.
- des bancs calcaires centimétriques à limites ondulées et à petits joints marneux. Ce faciès est décrit comme ayant un aspect parfois noduleux et contenant des ammonites et autres débris de céphalopodes. Il correspond aux calcaires lités du Kimméridgien supérieur et du Tithonien inférieur décrits dans les autres secteurs.

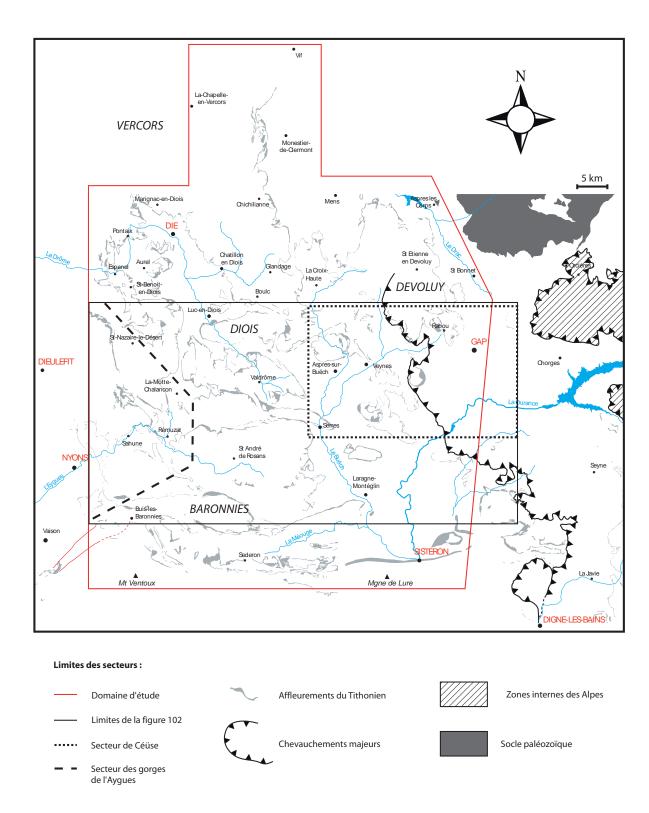


Fig.101 : Carte d'affeurements du Tithonien montrant les limites du domaine étudié et celles du secteur des gorges de l'Aygues et de Céüse

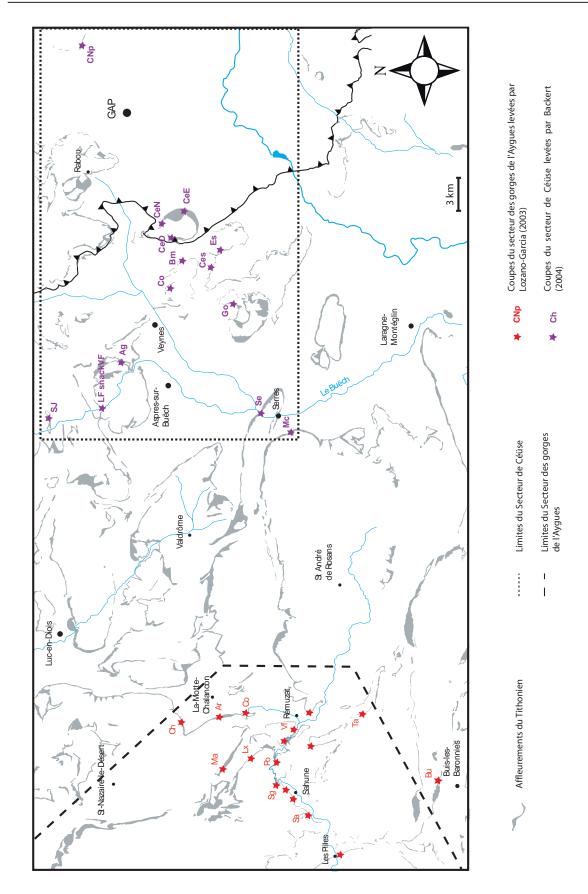


Fig.102 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur des gorges de l'Aygues et de Céüse ainsi que la position des coupes levées dans ces secteurs

- des bancs très carbonatés à limites nettes et de couleur jaunâtre. Ils correspondent aux faciès des Calcaires blancs du Tithonien supérieur et du Berriasien.

L'auteur note également trois faciès de remaniement :

- des calcarénites et calcisiltites dont l'épaisseur des bancs est équivalente à celle décrite pour les calcarénites des autres secteurs. Elles sont granoclassées, avec une taille des grains allant des calcarénites grossières aux calcisiltites. Des séquences de Bouma (1962) sont observées bien que rarement complètes et présentent parfois des structures sédimentaires de type HCS. L'auteur observe également que le matériel des calcarénites est fait de grains micritiques qu'il interprète comme provenant de la désagrégation ultime des clastes et non d'apports exogènes de plate-forme carbonatée peu profonde. Ces faciès calcarénitiques et calcisiltitiques correspondent à des dépôts turbiditiques, malgré la présence de structures qui ressemblent aux HCS de plate-formes peu profondes.

- des brèches dont l'épaisseur est souvent plurimétrique, possédant une base plane ou érosive. Des clastes de marnes sont parfois identifiés au sein des bancs et interprétés comme des remaniements du faciès d'alternances marno-calcaires kimméridgiennes. Cette même observation, faite dans les brèches des autres secteurs, implique un remaniement stratigraphique. L'auteur fait la distinction entre deux types de brèches : les brèches « granosupportées » (à clastes jointifs), à matrice micritique, silteuse ou calcarénitique et les brèches « matrice-supportées » (à clastes flottants), à matrice micritique, silteuse et plus rarement calcarénitique. Les deux types de brèches possèdent souvent une turbidite de toit et les brèches à clastes jointifs sont parfois granoclassées. Les brèches à clastes flottants sont interprétées comme des dépôts de coulées boueuses (*mudflows*) et celles à clastes jointifs comme des coulées de débris (*debris flows*).

- des slumps sont observés dans le système des gorges de l'Aygues. D'échelle souvent métrique, ils peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres. Certains slumps sont liés à des brèches et peuvent contenir des mégablocs. L'interprétation de l'auteur pour ce type de dépôt reste celle d'un mécanisme de slumping le long d'une pente, dû à un excès de sédimentation ou une activité sismique. Ces niveaux sont comparables aux méga-slumps des autres secteurs, et interprétés comme des *debris flows* ou des *mudflows* majeurs.

2.2. Céüse

Backert (2004) reconnaît également la présence, dans le secteur de Céüse, des trois faciès de calcaires micritiques décrits par Lozano-Garcia (2003), mais complète ces descriptions en introduisant cinq subdivisions au lieu de trois (les calcaires lités du Kimméridgien basal, les marno-calcaires du Kimméridgien inférieur, les calcaires lités du Kimméridgien supérieur, les calcaires

noduleux du Tithonien inférieur et les Calcaires blancs du Tithonien supérieur et du Berriasien). Ces faciès correspondent à des calcaires hémipélagiques à pélagiques. L'auteur reconnaît trois faciès de remaniement :

- les brèches, qui représentent le faciès le plus abondant. Elles sont réparties en une dizaine de catégories : les brèches à clastes micritiques de type *clast-supported* ; les brèches à clastes de mudstones dans une matrice gravier de type *clast-supported* ; les brèches à clastes micritiques et à matrice calcitique ; les brèches à clastes de mudstones à matrice microbrèchique de type *matrix-supported* ; les brèches à clastes de mudstone à matrice calcarénitique de type *clast-supported* ; les brèches « tithoniennes » à clastes micritiques type *clast-supported* qui présentent très peu de matrice et sont recouvertes d'une patine ; les brèches à matrice calcarénitique fine, rousse ; les brèches à matrice calcarénitique moyenne ; les brèches à matrice calcarénitique grossière ; les brèches à matrice gravier et les brèches à matrice argileuse. La plupart de ces brèches sont observées et décrites dans les autres secteurs, bien que certaines catégories se recoupent. Backert attribue les brèches à des dépôts de *debris flows*.

- les calcarénites, qui sont le plus souvent grossières à moyennes. La plupart d'entre elles possèdent des laminations planes et sont granoclassées, et se terminent alors par un niveau micritique. Deux types de calcarénites sont identifiés : des calcarénites issues de la désagrégation ultime des clastes de mudstones et des calcarénites rousses bioclastiques. Les premières sont interprétées comme des turbidites calcaires formées en milieu profond et les secondes comme des sédiments de plateformes carbonatées transportées par des courants turbides.

- bancs de mudstones à base silteuse, qui présentent le plus souvent une granulométrie silteuse (calcisiltites), mais sont parfois calcarénitique. Ces faciès sont équivalents aux calcaires laminés des autres secteurs ; ils sont interprétés par l'auteur comme des turbidites de boue.

Aucune structure HCS ou pseudo-HCS n'est décrite dans les calcarénites du système de Céüse.

3. Rappel des géométries de dépôt

3.1. Gorges de l'Aygues

Deux transversales ont été effectuées par Lozano-Garcia (2003) : l'une dans le sens amontaval (S-N) des apports (Fig.103) et l'autre perpendiculaire aux apports (O-E) (Fig.104).

La première transversale montre la présence de deux unités principalement calcarénitiques, appelées M1 et M2 par l'auteur, et entrecoupées de niveaux bréchiques. Ces deux unités se mettent en place en provenance du Sud et en direction du Nord, d'après l'orientation des rides de courants.

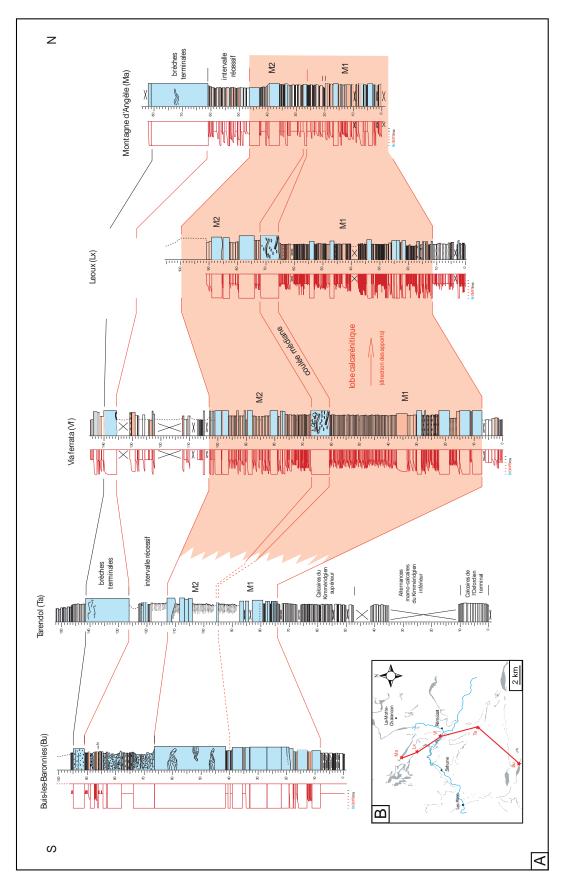


Fig.103: Transversale de correlation S-N à travers le lobe tithonien des gorges de l'Aygues (modifié d'après Lozano-Garcia, 2003) (A). Localisation de la transversale (B).

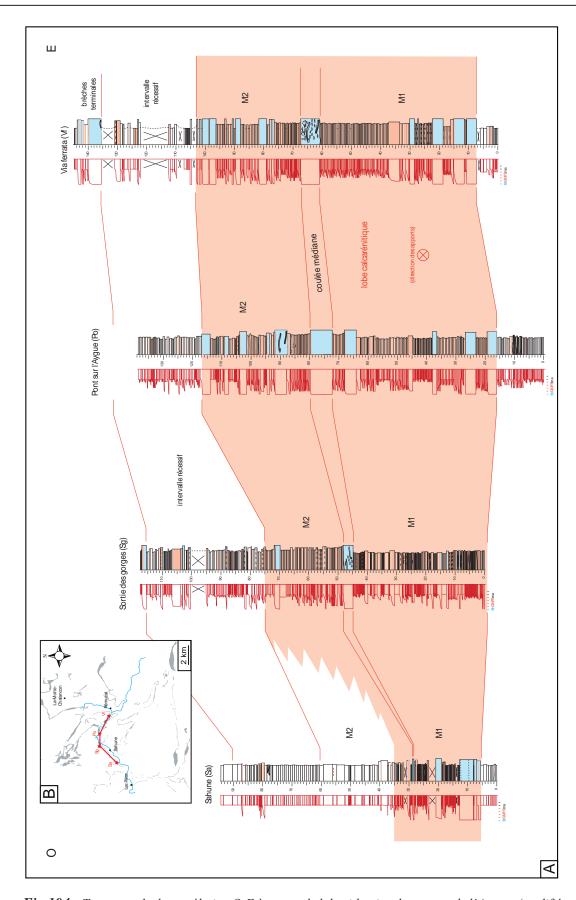


Fig.104 : Transversale de corrélation O-E à travers le lobe tithonien des gorges de l'Aygues (modifié d'après Lozano-Garcia, 2003) (A). Localisation de la transversale (B).

Elles s'amincissent à la fois vers le Sud (Tarendol), le Nord (Chalancon) et l'Ouest (Sahune). Vers l'Est, les dépôts tithoniens disparaissent sous les terrains crétacés et ne sont donc plus observables. L'épaississement central de l'appareil est interprété comme constituant un lobe de dépôts en relief.

Sur la seconde transversale, les deux unités calcarénitiques s'amincissent latéralement et confirment la géométrie lobée des dépôts. Les brèches montrent que le transport des matériaux s'effectue dans la même direction que celui des unités M1 et M2. Elles se développent cependant plus au Nord, à l'exception de celles de Buis-les-Baronnies, qui forment un autre système bréchique appartenant au secteur Sud (cf. Chapitre 4).

3.2. Céüse

Deux transversales perpendiculaires ont été effectuées par Backert (2004) pour l'étude du système de Céüse, complétées par l'interprétation de panoramas photographiques. La première transversale est orientée NO-SE dans le sens amont-aval de la direction du transport (Fig.105) et la seconde, SO-NE, dans le sens perpendiculaire aux apports (Fig.106).

Sur la première transversale, deux parties sont identifiées du N-O au S-E, séparées par une zone de lacune importante au niveau des coupes de Châteauneuf d'Oze et de Bramefaim. Cette lacune correspond, d'après Backert, à un canyon sous-marin. La partie nord-occidentale présente un intervalle bréchique peu épais qui s'amincit à la fois vers l'amont et l'aval jusqu'à la lacune. La partie sud-orientale est représentée par un intervalle très épais de brèches à la sortie du canyon qui disparaissent rapidement vers le S-E.

Sur la seconde transversale, deux parties sont également distinguées. La première partie, au S-O, montre des apports principalement bréchiques qui s'amincissent vers le N-E jusqu'à la coupe d'Esparron. La seconde partie se développe à partir de la lacune en direction du S-E et présente une proportion de calcarénites plus importante. Un amincissement des brèches d'amont en aval est observé au niveau de la deuxième partie. Il témoigne d'une géométrie en lobe en direction du S-E.

Les interprétations à partir d'analyses de la géométrie du système de Céüse et des corrélations sont complétées par l'étude détaillée de panoramas photographiques montrant une accrétion latérale des brèches dans le lobe à la sortie du canyon (Fig.107).

4. Rappel des résultats

4.1. Gorges de l'Aygues

L'étude menée sur les dépôts bréchiques et sur les calcarénitiques des gorges de l'Aygues

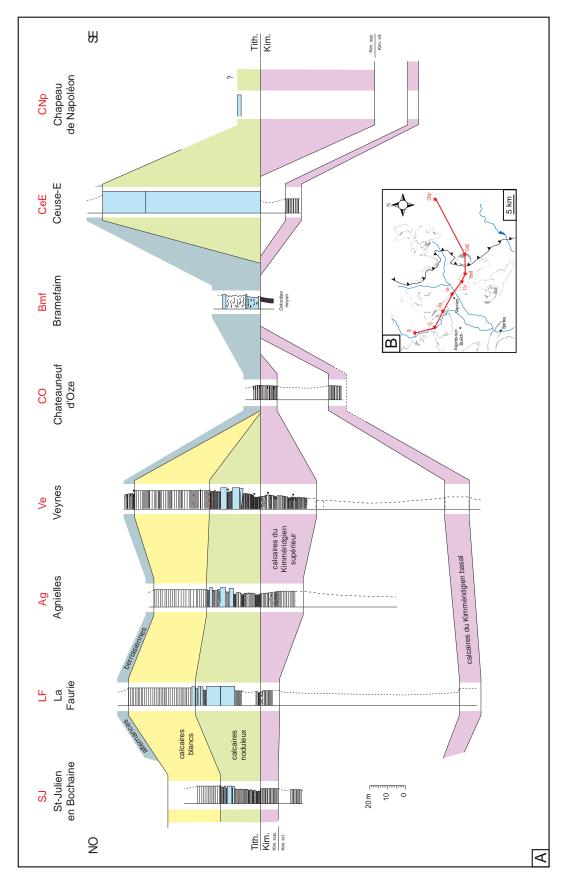


Fig.105 : Transversale de corrélation NO-SE à travers le lobe bréchique de Céüse (modifié d'après Backert, 2004) (A). Localisation de la transversale (B).

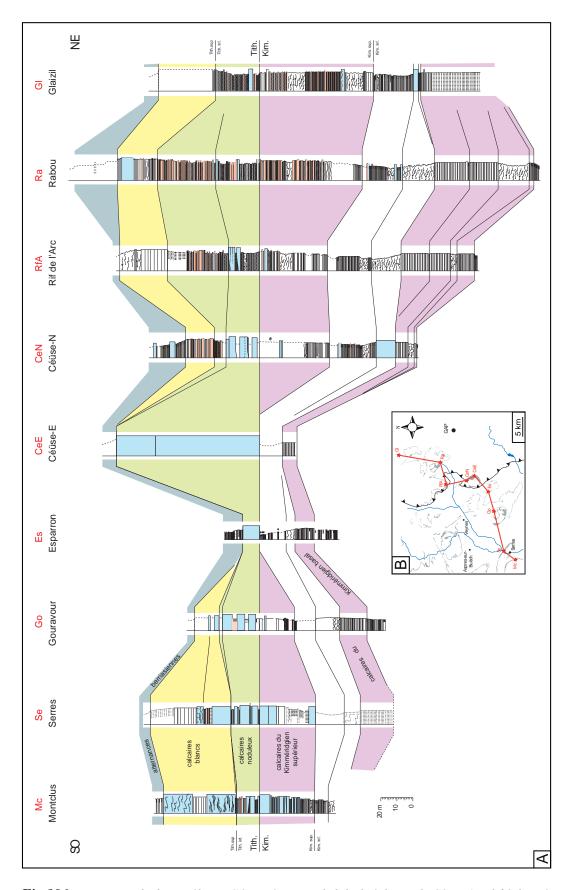


Fig.106 : Transversale de corrélation SO-NE à travers le lobe bréchique de Céüse (modifié d'après Backert, 2004) (A). Localisation de la transversale (B).

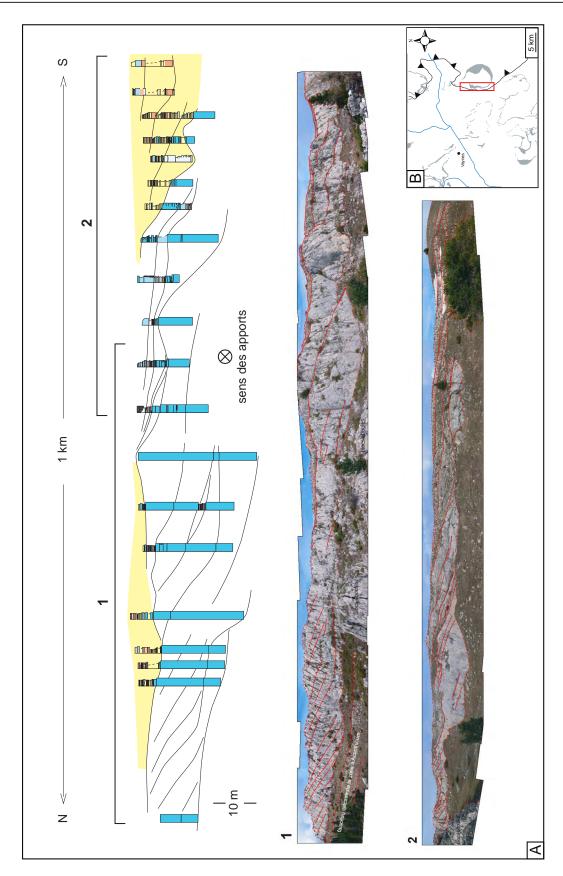


Fig.107: Transversale de corrélation N-S et panoramas de la falaise Ouest de Céüse montrant l'accrétion latérale des brèches du lobe à la sortie du canyon de Châteauneuf d'Oze (modifié d'après Backert, 2004) (A). Localisation de la transversale (B).

montre les résultats suivants :

- une géométrie constructive lobée, d'une extension supérieure à dix kilomètres et d'une épaisseur d'une centaine de mètres,
- un dépôt en base de talus, résultant d'apports de plate-forme, combinés à des sédiments de pente remaniés, venant du Sud,
- une très bonne continuité latérale des bancs et aucune accrétion latérale dans ce système,
- un passage latéral, à la fois de l'amont vers l'aval et transversal, des turbidites calcarénitiques granoclassées aux turbidites de boue distales,
- la présence de rares structures de type HCS dans les calcarénites, interprétées comme des figures sédimentaires turbiditiques.

4.2. Céüse

L'étude des brèches du secteur de Céüse apporte les résultats suivants :

- une géométrie en relief en forme de lobe et à base chenalisée, expliquée par la position du système à la sortie d'un canyon-sous marin,
- les dépôts en accrétion latérale dans les brèches sont dominants, à l'inverse de celles du système de l'Aygues. L'accrétion latérale n'est pas interprétée en termes de dunes hydrauliques géantes mais comme des sous-lobes déposés en régime de compensation morphologique. L'absence de ces structures dans le système de l'Aygues est probablement due à l'apport important de calcarénites et à un régime plus aggradant.
 - l'association du lobe bréchique de Céüse avec un éventail de turbidites de boue à l'aval,
- les dimensions du lobe sont plurikilométriques pour la partie bréchique et décakilométriques pour la partie distale comportant les turbidites de boue,
- le faciès localement très noduleux des calcaires du Tithonien inférieur est supposé avoir favorisé la remobilisation du sédiment et la genèse des brèches, qui sont particulièrement abondantes dans cet intervalle stratigraphique.

5. Correspondance stratigraphique avec les systèmes étudiés précédemment

5.1. Gorges de l'Aygues

Une corrélation est effectuée entre la transversale O-E du système des gorges de l'Aygues et la coupe du col de Pommerol (**CPO**) du système de la Drôme, dans le prolongement de la transversale

(Fig. 108). Cette corrélation a pour but de replacer stratigraphiquement les unités de dépôt du système de l'Aygues, peu contraintes au niveau temporel dans les travaux précédents. La corrélation permet également de comprendre comment s'opère la transition entre le lobe de l'Aygues et celui de la Drôme.

La brèche repère **BR.2** du système de la Drôme possède les caractéristiques de la « coulée médiane » du système de l'Aygues décrite par Lozano-Garcia (2003). En effet, elle montre un aspect massif, parfois légèrement en retrait dans la morphologie. Elle est assez épaisse et contient fréquemment des galets de marnes. Cette coulée repère se situe dans un intervalle de calcaires noduleux, au sommet d'un niveau contenant de nombreuses calcarénites mais peu de brèches. Cet intervalle correspond aux calcaires lités du système de la Drôme. Un ensemble de brèches à la base semble correspondre à la brèche **BR.1** de la Drôme, mais aucune corrélation précise de brèche à brèche n'a pu être faite. Il en est de même au-dessus de la brèche **BR.2**. Cependant, dans la coupe du col de Pommerol (**CPO**), les nombreuses calcarénites dans les calcaires lités, situées au-dessus de **BR.2**, antérieures aux Calcaires blancs, correspondent aux unités calcarénitiques **M1** et **M2** du système de l'Aygues.

La corrélation de la brèche **BR.2** avec la « coulée médiane » permet donc un calage temporel des unités de l'Aygues. Dans le système de la Drôme, la base de la brèche **BR.1** marque le passage entre le Kimméridgien et le Tithonien. Par corrélation (transversale SO-NE 3 de la Drôme), la brèche à base slumpée au-dessus de **BR.2** marque le passage du Tithonien inférieur au Tithonien supérieur. Le lobe calcarénitique de l'Aygues débute donc à la limite Kimméridgien-Tithonien et se termine au Tithonien supérieur. Le passage entre le Tithonien supérieur et le Berriasien se situe probablement dans l'intervalle en retrait dans la morphologie correspondant au faciès des Calcaires blancs.

5.2. Céüse

Dans le but de replacer stratigraphiquement les dépôts du lobe bréchique de Céüse par rapport à ceux du lobe de la Drôme et d'observer la transition entre ces deux systèmes, une corrélation est faite entre la transversale SO-NE de Céüse et la coupe de Sigottier (SIG) (Fig.109) du secteur de la Drôme.

A la différence du secteur de l'Aygues, les corrélations sont basées ici sur un repère horizontal arbitraire marqué par le passage du faciès des calcaires lités du Kimméridgien supérieur à ceux, plus noduleux, du Tithonien inférieur. Le choix de ce repère, à la place du repère horizontal **BR.2** du système de la Drôme, affecte très peu la corrélation et est donc conservé. Les faciès hémipélagiques décrits dans le système de Céüse sont reconnus sur la coupe de Sigottier (SIG) et permettent une première corrélation. On constate une similitude de la répartition des brèches de l'intervalle des calcaires noduleux entre la coupe de Sigottier (SIG) et celles du système de Céüse jusqu'à la lacune d'Esparron. Une progradation des brèches est nettement visible et accompagnée de phénomènes d'amalgamation en

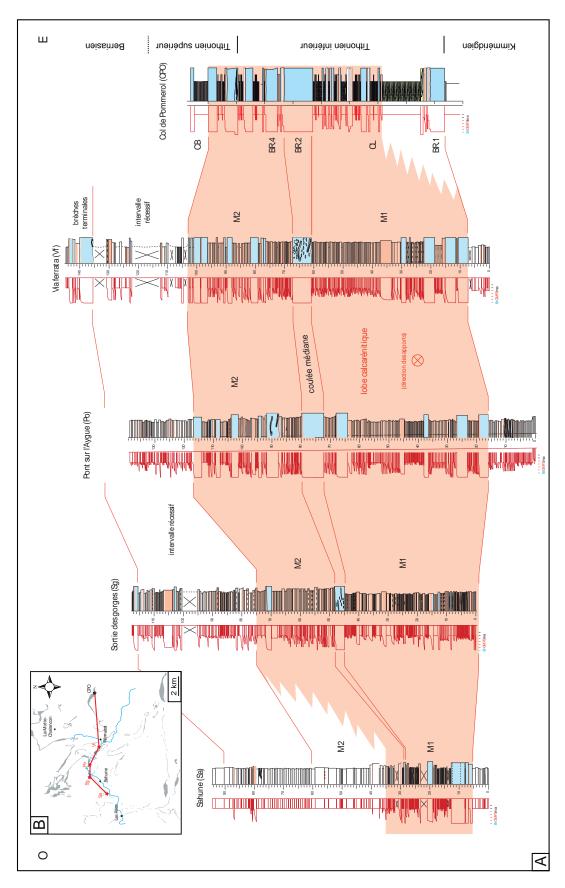


Fig.108: Position stratigraphique des unités du lobe calcarénitique de l'Aygues par corrélation avec la coupe de Pommerol (CPO) (A). Localisation de la transversale (B).

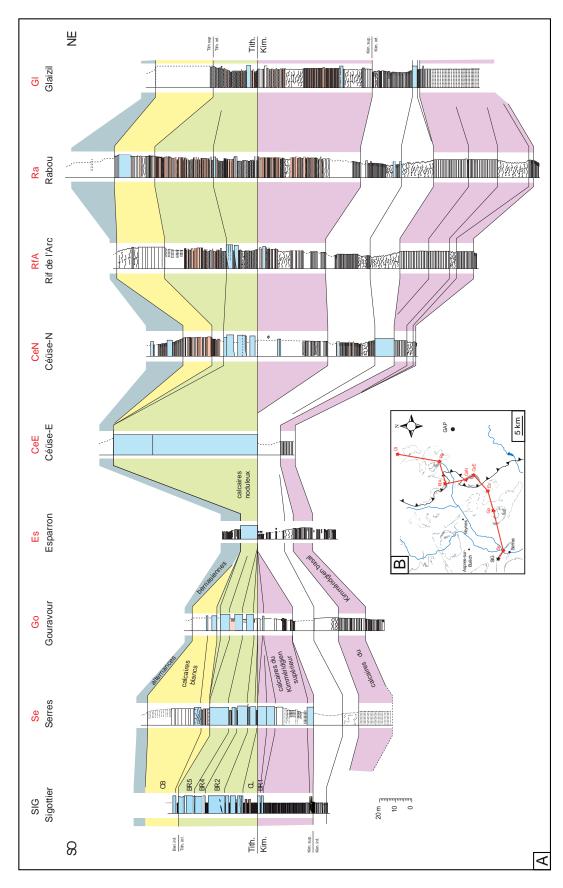


Fig.109 : Position stratigraphique des unités du lobe bréchique de Céüse par corrélation avec la coupe de Sigottier (SIG) (A). Localisation de la transversale (B).

direction du N-E. Le slump à la base du faciès calcaire du Kimméridgien supérieur passe latéralement à une brèche. Les deux brèches au sommet de ce faciès sont présentes et s'épaississent vers le N-E. La première brèche après l'apparition du faciès des Calcaires blancs se retrouve dans les coupes du système de Céüse avant la lacune.

Le système de Céüse est relativement bien contraint à partir du Tithonien supérieur grâce à la coupe repère de Veynes (Vey) dans laquelle les biozones à calpionelles sont identifiées. Les corrélations basées sur l'apparition et la disparition des faciès hémipélagiques marquent également des limites temporelles repères. Cependant la corrélation avec la coupe de Sigottier (SIG) implique une modification de l'âge du faciès des Calcaires blancs, au S-O de la lacune, dont l'absence de la partie tithonienne n'avait pas été identifiée. Ainsi, l'âge des premiers Calcaires blancs est berriasien et témoigne d'une érosion du Tithonien supérieur dans cette zone.

6. Relation spatiale et temporelle entre les systèmes de L'Aygues, de Céüse et de la Drôme

L'interprétation des corrélations avec les coupes de la Drôme permet de comprendre les relations spatio-temporelles entre les trois systèmes :

6.1. Relation entre les systèmes de l'Aygues et de la Drôme

Il a été noté précédemment la difficulté de corréler bancs à bancs les brèches entre la coupe du col de Pommerol (CPO) et les coupes du système de l'Aygues à l'exception de BR.2. Cette difficulté souligne la séparation spatiale de ces ensembles bréchiques, qui appartiennent à deux systèmes gravitaires différents. Les apports sédimentaires du système de l'Aygues proviennent du Sud et ceux du système de la Drôme du N-O. En revanche, des niveaux riches en brèches sont bien corrélés à l'instar de la brèche BR.1. Une concordance temporelle existe bien entre les dépôts bréchiques des différents systèmes. Les unités M1 et M2 sont, par ailleurs, reconnues dans la coupe du col de Pommerol (CPO) et montrent, à l'inverse des brèches, une connexion directe et continue entre les systèmes de la Drôme et celui de l'Aygues. L'anomalie observée sur les cartes d'isopaques du secteur de la Drôme à la jonction des deux secteurs peut être expliquée par la continuité des unités calcarénitiques (M1 et M2) dans le système de la Drôme (Fig.56 Chapitre 3). Ces interprétations traduisent une interdigitation des deux systèmes tout au long du dépôt du lobe de l'Aygues.

6.2. Relation entre les systèmes de Céüse et de la Drôme

Sur la transversale SO-NE de Céüse, complétée par la coupe de Sigottier (SIG) (Fig.109), les brèches du système de la Drôme se corrèlent parfaitement avec celles des coupes de Céüse levées au S-O de la lacune (coupe d'Esparron). Les brèches déposées en amont du lobe de Céüse (coupe de Serre et Sigottier) se déposent donc dans le prolongement logique du système de la Drôme auquel elles appartiennent vraisemblablement, représentant alors sa partie la plus distale. Sachant que la transversale est orientée SO-NE (c'est-à-dire perpendiculairement aux apports du système de la Drôme), les géométries progradantes sont interprétées comme une accrétion latérale dans cette partie distale du système de la Drôme. Le lobe de la Drôme et celui de Céüse ne sont alors séparés que par la zone de lacune d'Esparron, interprétée comme un canyon sous-marin par Backert (2004). Cette lacune représente vraisemblablement un canal de transit entre les sédiments du lobe de la Drôme et une zone plus basse où se dépose le lobe bréchique de Céüse. Celui-ci apparaît dans la partie nordorientale de la transversale, au N-E de la lacune et se dépose principalement au Tithonien inférieur. Les dépôts hémipélagiques du Tithonien supérieur recouvrent la partie distale du lobe, puis les alternances berriasiennes recouvrent l'ensemble du système de Céüse et la partie distale du système de la Drôme. Dans ces deux derniers intervalles, plusieurs brèches et calcarénites apparaissent au N-E de la coupe de Céüse-Est (CeE). Le matériel bréchique pourrait provenir du système Nord.

7. RECONSTITUTION 3D ET DISCUSSION SUR LE CONTEXTE DE MISE EN PLACE

7.1. Reconstitution 3D

A partir des corrélations et des interprétations, une reconstitution schématique de la relation entre les systèmes de l'Aygues, de Céüse et de la Drôme est proposée sous forme de blocs diagrammes 3D (Fig.110). Cette reconstitution s'effectue par étapes successives correspondant approximativement aux unités de dépôts du système de la Drôme. Au Tithonien inférieur, les trois lobes se mettent en place en pied de pente sur une surface plane, regroupant les unités de dépôt 1 et 2 du système de la Drôme. Le système de Céüse forme un relais par rapport à celui de la Drôme qui l'alimente en partie. Le lobe de l'Aygues s'interstratifie avec le lobe de la Drôme dans sa partie distale durant tout le Tithonien inférieur. Au Tithonien supérieur, le système de la Drôme se divise et l'interstratification avec le lobe de l'Aygues continue. Le système de Céüse en revanche est alors peu alimenté ; il est recouvert partiellement les Calcaires blancs hémipélagiques. Au Berriasien, un méga-slump apparaît dans le système de la Drôme, accompagnés au Nord d'apports calcarénitiques en provenance de Marignac-

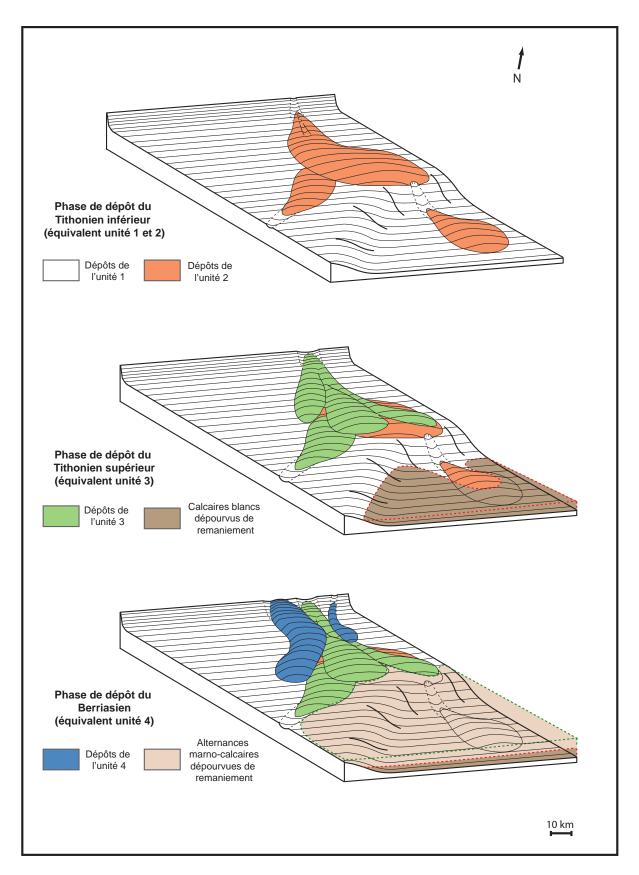


Fig.110 : Blocs diagrammes des différentes étapes de construction du système gravitaire de la Drôme, du lobe calcarénitique des gorges de l'Aygues et du lobe bréchique de Céüse

en-Diois. La construction du lobe de l'Aygues s'arrête et les alternances marno-calcaires berriasiennes recouvrent l'ensemble des systèmes. Ces dernières contiennent quelques slumps peu épais et parfois des brèches non rattachées à l'un des systèmes construits.

7.2. Discussion sur le contexte de mise en place

Les systèmes de l'Aygues et de Céüse possèdent chacun leurs particularités, l'un étant calcarénitique et l'autre plus bréchique. Toutefois, ils partagent des caractères communs avec le système de la Drôme et l'ensemble des systèmes gravitaires étudiés dans le bassin subalpin. En effet, les faciès qui composent les systèmes de l'Aygues et de Céüse sont similaires avec ceux du système de la Drôme et des autres secteurs d'étude. Le milieu de dépôt, interprété d'après les associations de microfaunes, la géométrie des dépôts et leur mode de mise en place, est identique.

Le modèle de dépôt calciclastique le plus proche pour expliquer la mise en place de ces systèmes correspond au modèle de CSF sensu Payros et Pujalte (2008) (dont les caractéristiques sont décrites en détail dans le paragraphe 6.2. Chapitre 3). En effet, sont observées une morphologie en lobes et une discontinuité entre la source du matériel détritique et son lieu de dépôt. Le système de l'Aygues est constitué principalement de dépôts gravitaires calcarénitiques même si les apports plus grossiers restent assez importants. La canalisation des dépôts par l'intermédiaire d'un canyon distributaire est attestée pour le système de Céüse. En revanche, aucun des deux systèmes ne présente de séquence granocroissante. Aucun chenal ou canyon distributaire n'a pu être mis en évidence pour le système de l'Aygues. Le lobe de l'Aygues n'est pas totalement isolé car il s'interstratifie avec celui de la Drôme dans sa partie distale. Enfin, dans le système de Céüse, la proportion de calcarénites est inférieure à celle des brèches.

La description des deux lobes gravitaires n'est pas en adéquation totale avec la définition des CSF mais le système de l'Aygues s'en rapproche fortement, notamment par sa grande proportion en matériel calcarénitique. Le système de Céüse, quant à lui, se rapproche davantage, de par sa taille très réduite (inférieur à 15 kilomètres), de la définition du modèle de *gravel-rich submarine fan* donnée par Reading et Richards (1994).

PARTIE 3 DISCUSSION

CHAPITRE 7

CHAPITRE 7: DISCUSSION

1. L'HYPOTHÈSE DES TEMPESTITES

Plusieurs hypothèses sur le mode de mise en place des brèches et des calcarénites tithoniennes subalpines ont été présentées dans le chapitre 2. L'origine peu profonde des brèches semblait abandonnée avant la récente remise en cause de Raja Gabaglia (1995), Séguret *et al.* (2001) et Bouchette *et al.* (2001). Nous allons ici examiner plus en détail les arguments proposés par ces auteurs, dont l'hypothèse est aujourd'hui la plus communément admise malgré les importants changements paléogéographiques qu'elle implique au niveau de la morphologie et de la profondeur du bassin subalpin, connues depuis le début du $20^{\text{ème}}$ siècle (Debrand-Passard, 1984).

1.1. Rappel des arguments en faveur de l'hypothèse des tempestites

Raja Gabaglia (1995) développe en plusieurs étapes l'hypothèse d'une formation des brèches et des calcarénites par l'action des vagues de tempêtes. La découverte de structures de dépôt de type HCS dans les calcarénites du bassin subalpin a été le point de départ de la remise en cause. Une fois admise l'hypothèse peu profonde en termes de dépôts de tempêtes, un modèle de dépôt concordant avec ces faciès est ensuite établi (Fig.13 Chapitre 2). Les faciès bréchiques et les niveaux slumpés sont alors réinterprétés dans le contexte du nouvel environnement de dépôt. Les arguments avancés par Raja Gabaglia (1995), Séguret *et al.* (2001) et Bouchette *et al.* (2001) et les mécanismes proposés pour la mise en place des faciès calciclastiques du bassin subalpin, sont les suivants :

- Les calcarénites

Pour Raja Gabaglia (1995), l'interprétation des calcarénites en termes de dépôts de tempêtes repose sur les arguments suivants :

- présence au sein des bancs de laminations alternantes d'épaisseurs variables,
- identification de structures sédimentaires de type HCS qui combinent une composante oscillatoire et une composante unidirectionnelle,
- présence de rides asymétriques de courants unidirectionnels,
- présence de litages ondulés,
- présence de sillons d'érosion à fond plat,
- présence de structures irrégulières fines à la base de certains bancs, qualifiées de « structures en dentelle ».

- présence de gouttières d'érosion remplies par des dépôts laminés interprétés comme tractifs
- présence de séquences élémentaires granoclassées

- Milieu de dépôt

Pour Raja Gabaglia (1995), Séguret et al. (2001) et Bouchette et al. (2001), la présence de structures de type HCS témoigne d'un environnement de dépôt de plate-forme externe peu profonde, car ces structures ont été jusqu'à présent associées de façon exclusive aux dépôts de tempêtes dans les prismes côtiers (Harms et al., 1975 ; Dott et Bourgeois, 1982 ; Duke, 1985 ; Leckie, 1988 ; Duke et al., 1991; Dumas et al., 2005). Le caractère exclusif de ces structures aux domaines peu profonds est expliqué par Komar et al. (1972) et Tillman et al. (1985) comme une limite maximum d'action des cellules oscillatoires sur le substratum d'environ 200 mètres de profondeur. La configuration paléogéographique connue jusqu'alors (Debrand-Passard, 1984) montre que les faciès littoraux ou continentaux se situent à plus de 100 kilomètres du dépôt des brèches. Raja Gabaglia (1995), Séguret et al. (2001) et Bouchette et al. (2001) proposent alors un modèle de rampe carbonatée à pente très faible (< 0, 3° en moyenne) pour expliquer des dépôts de tempêtes aussi éloignés de la ligne de rivage et sous une tranche d'eau très faible, inférieure à 150 mètres d'après Séguret et al. (2001). De plus, ce modèle nécessite une fréquence importante de tempêtes tropicales de très grande puissance alors que Valdes et Sellwood (1992) montrent une fréquence d'activité des tempêtes au Kimméridgien beaucoup plus faible. Afin de résoudre cette contradiction, Gabaglia (1995), Séguret et al. (2001) et Bouchette et al. (2001) proposent qu'une alternance de climats chauds et froids serait propice aux tempêtes tropicales. Ils décrivent une variation relativement régulière entre des phases de dépôts marneux et plus calcaires interprétées par différents auteurs comme des alternances dues aux variations climatiques (Elder et al., 1994). Les périodes chaudes, caractérisées par des dépôts plus calcaires, favoriseraient alors les tempêtes tropicales.

- Brèches et slumps

La formation des brèches dans le contexte de rampe carbonatée faiblement pentée et sous une tranche d'eau n'excédant pas 150 mètres d'épaisseur (seulement quelques dizaines de mètres selon Raja Gabaglia (1995)) est expliquée par la combinaison de plusieurs phénomènes hydrodynamiques. Lors d'une tempête, le passage de la houle entraînerait les actions suivantes:

- formation de cellules oscillatoires dans la couche superficielle des sédiments.
- formation d'un écoulement combiné à composante oscillatoire et unidirectionnelle,
- chargement cyclique du substratum, s'opèrant par la différence de poids de la colonne d'eau entre les creux et les crêtes de la houle,
- cisaillement alternatif, intervenant à l'interface entre l'eau et les sédiments,

- charge du substratum entraînant une augmentation cumulative de la pression des fluides interstitiels.

Ces mécanismes auraient pour effet de liquéfier partiellement et de façon hétérogène le substratum, créant à la fois les clastes et la boue nécessaires à la formation des brèches. La liquéfaction locale réduirait drastiquement la résistance au cisaillement produit par le déplacement des cellules oscillatoires. Ainsi, les éléments créés seraient mis en mouvement puis redéposés, immédiatement ou après un faible transport. Les structures microscopiques, décrites localement par Bouchette *et al.* (2001), étayent ces interprétations. Des microcraquelures sont observées à la limite entre certains niveaux bréchiques et les bancs de calcaires micritiques sous-jacents. D'après ces auteurs, les réseaux de microcraquelures marquent un niveau transitionnel entre les brèches et les calcaires sous-jacents et montrent la naissance des clastes à partir des bancs de calcaires en place.

De la même façon, les slumps seraient générés par une action hydraulique comparable à celle qui forme les brèches. Leur mode de déplacement est cependant plus proche de la reptation. Le slump le plus épais, appelé « corps glissés » par Raja Gabaglia (1995), est décrit comme issu d'une fragmentation hydraulique suivie d'un glissement latéral sur une pente faible.

1.2. Nouvelles observations et discussion

- Milieu de dépôt

Les données paléontologiques, à la fois des faciès en place et de la plupart des faciès clastiques de chaque secteur étudié, révèlent des associations majoritairement composées d'organismes pélagiques associés à des organismes benthiques, endémiques à un milieu de talus compris entre les domaines bathyaux supérieur et moyen (cf. § 5.2. Chapitre 3). Plusieurs niveaux calcarénitiques et bréchiques présentent une association caractéristique d'une faible profondeur. Cependant, les éléments pétrographiques observés montrent presque systématiquement des traces de corrosion et d'oxydation signalant un transport important. De plus, l'association d'ichnofossiles reconnue dans le secteur Nord (cf. § 5.2. Chapitre 5) et en partie dans les secteurs Sud et de la Drôme (cf. An.5E et F et Fig.35F) est caractéristique d'un domaine d'offshore ou de talus ; la profondeur correspondante est alors estimée à plus de 200 mètres (Bourdon et al., 1968). Une telle profondeur est incompatible avec l'enregistrement de l'action de vagues de tempêtes. Le caractère relativement profond étant communément admis pour les faciès du Kimméridgien inférieur et du Berriasien (Debrand-Passard, 1984), la faible profondeur du modèle des tempestites supposerait une inversion tectonique de courte durée durant le Kimméridgien supérieur et le Tithonien. Actuellement, aucune observation ne corrobore cette hypothèse.

- Interprétation des faciès et des figures sédimentaires

La plupart des figures sédimentaires observées dans les calcarénites, par Gabaglia (1995), Séguret *et al.* (2001) et Bouchette *et al.* (2001) et dans le cadre de ce travail, sont compatibles à la fois avec des dépôts turbiditiques et des dépôts de tempêtes. Raja Gabaglia (1995) reconnaît que les lamines alternantes d'épaisseurs variables sont très fréquentes dans les turbidites et que les litages ondulés et les structures en dentelle peuvent y être observées. Le principal argument en faveur des dépôts de tempêtes consiste en la présence de structures HCS classiquement observées dans les tempestites. Cependant, d'autres auteurs (Prave et Duke, 1990; Monaco, 1992; Mulder *et al.*, 2009) montrent l'existence de ces structures dans des turbidites par ailleurs bien déterminées. Mulder *et al.* (2009) distinguent ces figures sédimentaires, qu'ils nomment *HCS-like* ou pseudo-HCS, des HCS *s.s.* Ces auteurs observent des caractéristiques propres aux HCS de plate-forme et aux turbidites, avec notamment une différence de taille; elle est métrique pour les HCS et décimétrique pour les pseudo-HCS. Dans le cadre de cette étude, les structures pseudo-HCS observées sont peu nombreuses et leur taille est centimétrique à décimétrique. Ainsi, en l'absence de critères permettant d'interpréter les calcarénites en termes de milieu peu profond, la présence d'HCS ou de pseudo-HCS n'est pas incompatible avec des dépôts turbiditiques en domaine profond.

Concernant la structure microscopique des brèches, des réseaux de microcraquelures, décrits par Raja Gabaglia (1995), sont observés dans cette étude. Nous admettons que ces microcraquelures puissent résulter d'une fracturation hydraulique. Cependant, cette fracturation peut être générée par le passage de courants de turbidité comme l'a démontré Savary (2005). Raja Gabaglia (1995) soutient une genèse des clastes de façon progressive à partir des bancs de mudstones. Or l'observation d'une base érosive nette sur une très grande majorité des bancs de brèches contredit cette interprétation.

On peut considérer, à l'inverse, que les faciès clastiques (brèches et calcarénites), observées dans chaque secteur étudié, présentent toutes les caractéristiques et structures de dépôts gravitaires. On peut citer notamment les observations suivantes :

- présence de séquences de Bouma granoclassées pour les calcarénites,
- remaniement stratigraphique avéré dans les brèches et les calcarénites,
- régime d'écoulement laminaire à la base des brèches,
- -évolution progressive (en séquences) de la taille des grains des dépôts clastiques latéralement et dans le sens des apports.

Les observations faites à la fois sur les brèches et les calcarénites dans le cadre de cette étude sont donc incompatibles avec l'hypothèse des tempestites. Les brèches et les calcarénites

correspondent à des dépôts gravitaires.

- Organisation du système

L'hypothèse des tempestites est basée sur une description détaillée des faciès et en particulier des calcarénites, mais elle est peu précise quant à la géométrie des dépôts à grande échelle. L'interprétation des observations réalisées dans le cadre de ce travail met en évidence la présence de systèmes cohérents de vaste extension géographique, interprétés comme étant gravitaires. Ces systèmes sont manifestement organisés, disposés en pied de pente et alimentés par des canyons distributaires. Ils forment des géométries de type lobes parfois isolés (lobe d'Aulan et de Sisteron), parfois interconnectés (lobe de la Drôme et des gorges de l'Aygues, les lobes du secteur Nord) et parfois même en relais (lobe de la Drôme et de Céüse). Ces systèmes sont le plus souvent aggradants et parfois progradants. Ils se développent en accrétion latérale dans les systèmes de la Drôme, d'Aulan et de Céüse. L'organisation géométrique de ces systèmes, à la fois interne et à l'échelle régionale, ne peut résulter de l'action aléatoire des vagues de tempêtes sur le substratum en expliquant à la fois la formation des brèches et celle des calcarénites.

2. Synthèse des systèmes bréchiques tithoniens du bassin subalpin

Une synthèse des systèmes bréchiques étudiés par secteur est proposée dans ce paragraphe. Il inclut une courte synthèse paléogéographique du bassin subalpin Nord au Tithonien et la comparaison avec un analogue actuel en termes de morphologie du bassin. Cette analogie souligne l'importance d'étudier l'activité diapirique et l'activité tectonique synsédimentaire du bassin subalpin au Jurassique supérieur, ayant pu jouer un rôle dans la distribution des appareils gravitaires. Nous analyserons ensuite succintement l'évolution paléogéographique dans le bassin depuis l'Oxfordien jusqu'à l'Albien.

2.1. Synthèse paléogéographique

La répartition paléogéographique des systèmes bréchiques tithoniens dans la partie Nord du bassin subalpin est proposée sur la figure 111. Chaque lobe, identifié dans les différents secteurs d'étude, est délimité, de façon approximative, par un trait de couleur, à l'intérieur duquel les directions principales d'apports sont indiquées par des flèches. La limite de chaque lobe englobe l'ensemble des coupes dans lesquelles des brèches sont présentes. En revanche, ces limites ne prennent pas en compte les parties les plus distales des lobes, où sont vraisemblablement présentes de nombreuses turbidites de boues.

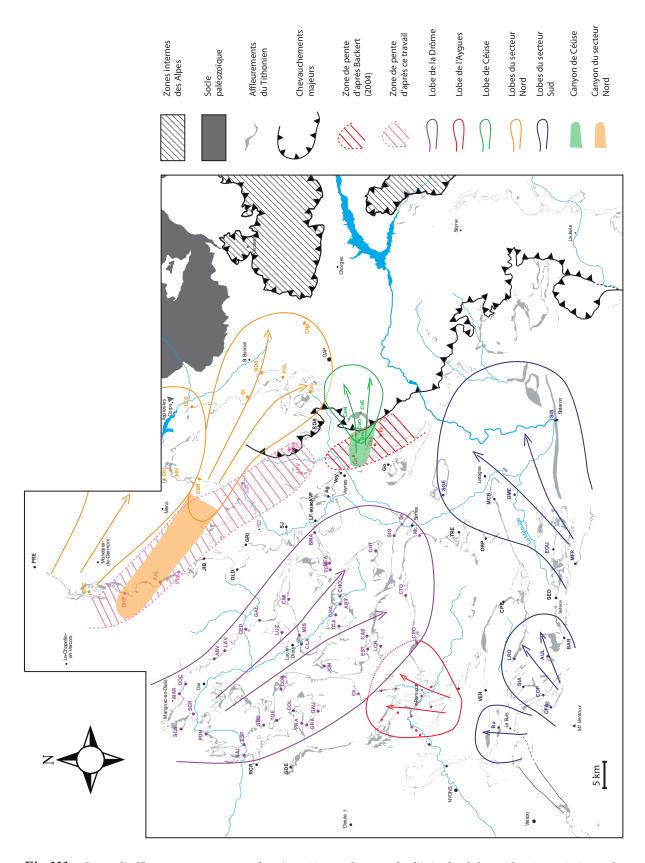


Fig.111 : Carte d'affleurements montrant la répartition et le sens de dépôt des lobes tithoniens ainsi que les zones de pente dans la partie Nord du bassin subalpin

Le lobe de la Drôme apparaît de cette façon comme le plus grand des appareils gravitaires du Tithonien subalpin. Il se dépose en direction du S-E et est à la fois en connexion avec le petit lobe calcarénitique de l'Aygues, se développant vers le Nord, et en relais, dans sa partie distale, avec le lobe de Céüse. Les lobes de la Drôme et de Céüse ne sont en effet séparés que par une zone de lacune, de forme allongée, interprétée comme une pente inclinée vers l'Est (Backert, 2004; Ferry, 2005). Au sein de cette pente, une lacune de l'ensemble du Tithonien en amont du lobe de Céüse est interprétée comme un canyon sous-marin par les mêmes auteurs. Au Sud, trois appareils gravitaires sont présents: les lobes bien individualisés d'Aulan et de Sisteron, se déposant en direction de l'Est et du Nord-Est, et un système bréchique très local au niveau de Buis-Les-Baronnies, se déposant en direction du Nord. Au Nord du lobe de la Drôme, une autre zone de lacune importante, de forme allongée, orientée globalement NO-SE, a été identifiée dans le cadre de ce travail. Cette zone rejoint pratiquement la zone de pente décrite par Backert (2004) et Ferry (2005) entre les lobes de la Drôme et celui de Céüse. Elle représente vraisemblablement une pente orientée vers la zone profonde du bassin à l'Est, sur laquelle viennent s'enraciner les canyons alimentant les lobes du secteur Nord. Les deux lobes interconnectés de ce secteur se déposent en direction de l'Est et du Sud-Est.

Les travaux et cartes paléogéographiques du S-E de la France (Debrand-Passard, 1984) montrent la présence de trois plate-formes carbonatées au Tithonien, entourant la zone de dépôt des brèches: la plate-forme du Bas-Vivarais à l'Ouest, la plate-forme dauphinoise au Nord et la plate-forme provençale au Sud (Fig.8 Chapitre 1). Il s'agit à présent de comprendre si la zone de pente, identifiée entre les lobes de la Drôme et du secteur Sud et ceux de Céüse et du secteur Nord, représente le talus du bassin subalpin Nord au Tithonien, ou s'il s'agit d'un ressaut formant un replat au sein même du talus. Les systèmes de la Drôme et du secteur Sud peuvent alors être soit, en continuité directe avec les plates-formes, soit, au contraire, déconnectés et alimentés par l'intermédiaire de canyons entaillant le talus (Ferry, 2005) (Fig.112). Or ces systèmes sont constitués de sédiments principalement issus d'un milieu de talus et peu d'éléments sédimentaires provenant des plates-formes sont recensés. De plus, la partie proximale du système de la Drôme contient plusieurs lacunes interprétées comme des chenaux, se prolongeant vraisemblablement par des canyons distributaires en amont, marquant le *bypass* d'une zone de pente. La zone de lacune en amont des lobes du secteur Nord et de Céüse représente donc plutôt la rupture de pente d'une « marche » au sein du talus subalpin.

Une reconstitution paléogéographique schématique en 3 dimensions est proposée pour le Tithonien subalpin, à partir de la carte de répartition paléogéographique des lobes et des zones de pente (Fig.113). L'ensemble des systèmes se met en place autour des limites de la zone profonde du bassin subalpin. Le lobe de la Drôme se situe sur la bordure Ouest ; les lobes du secteur Nord se trouvent sur la bordure N-O dans le prolongement des structures N40 ; les lobes d'Aulan et de Sisteron sont situés

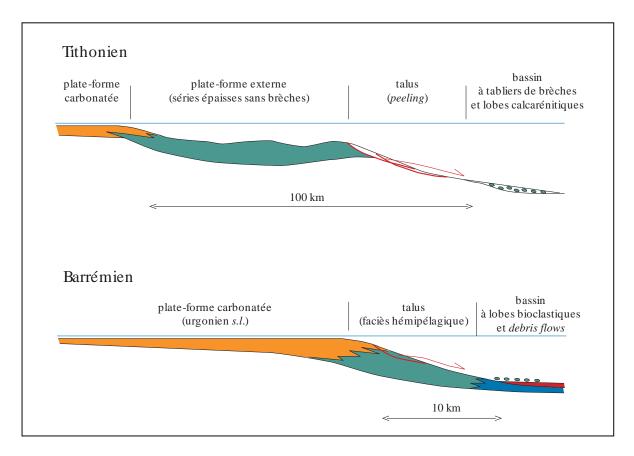


Fig.112: Implications de la morphologie de la zone de plate-forme externe et de talus sur la provenance des éléments constituant les dépôts gravitaires au pied du talus, avec les exemples comparés du Tithonien et du Barrémien subalpin (d'après Ferry, 2005)

à la limite entre le bassin subalpin et la plate-forme provençale ; le lobe de Céüse est le seul à ne pas être directement relié à l'une des bordures du bassin. Il apparaît, à l'Est du lobe de la Drôme, alimenté par un canyon sous-marin qui prend naissance dans la zone de pente déconnectée de la bordure Ouest (Fig.111). Cette nouvelle pente, qui suit l'orientation de la première, en étant décalée à l'Est, marque l'irrégularité morphologique des bordures du bassin subalpin. L'ensemble des systèmes se dépose donc en relais dans un contexte intra-pente, sur une marge en marches d'escalier (Fig.113A et B).

Ainsi, l'hypothèse d'un grand canyon traversant tout le talus depuis la plate-forme jusqu'aux dépôts du lobe de Céüse (Beaudoin, 1977) est abandonnée au profit d'un dépôt gravitaire formant des appareils sédimentaires construits, en forme de lobe, se dépôsant en relief sur une surface faiblement pentée et en relais sur une marge en marches d'escalier.

2.2. Comparaison avec un analogue actuel

Les dépôts gravitaires intra-pentes s'observent dans l'Actuel, notamment dans le Golfe du Mexique, où la marge, parsemée de diapirs de sels, est subdivisée en multiples bassins appelés

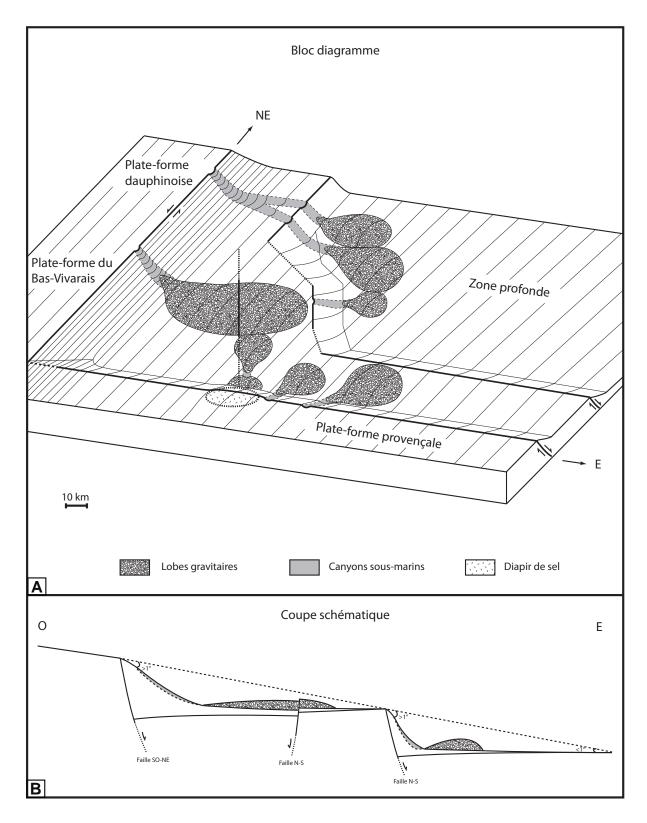


Fig.113: Reconstitution morphologique des bordures Ouest et Sud du bassin subalpin Nord au Tithonien. (A)
Bloc diagramme 3D. (B) Vue en coupe.

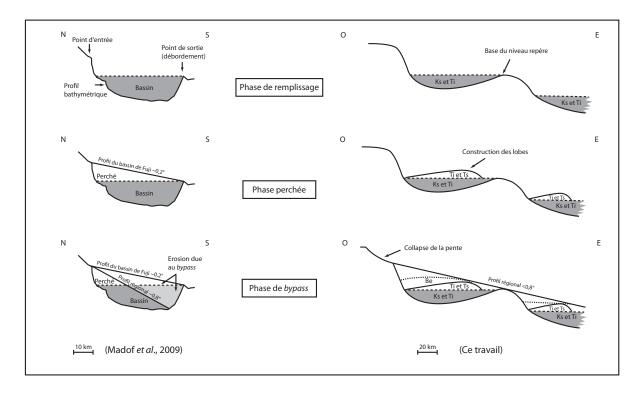


Fig.114: Evolution du bassin de Fuji (Golfe du Mexique) comparée avec celle de la marge Ouest du bassin subalpin (modifié d'après Madof et al., 2009)

« minibasins » (Crews et al., 2000 ; Seldon et Flemings, 2005 ; Mallarino et al., 2006 ; Madof et al., 2009). Ces bassins sont alimentés par des dépôts turbiditiques chenalisés et des dépôts gravitaires issus de l'éboulement des bordures qui, une fois le creux rempli, se déversent dans d'autres bassins en contrebas toujours en direction de la plaine abyssale. Le profil schématique du remplissage d'un minibassin (bassin de Fuji), dans ce contexte, semble être proche de celui de la bordure Ouest du domaine subalpin pendant le Tithonien (Fig.114). Le mode et la chronologie du remplissage du bassin de Fuji sont par conséquent décrits à titre d'analogue et comparés à celui du bassin subalpin au Tithonien.

Le Kimméridgien supérieur et le début du Tithonien inférieur sont représentés par le dépôt de turbidites et de coulées gravitaires en masse qui comblent une morphologie irrégulière, comme dans le bassin de Fuji (*cf.* dépôt de l'unité 1 dans tous les secteurs). Dans la partie supérieure du Tithonien inférieur et jusqu'à la fin du Tithonien supérieur, les morphologies en creux sont comblées dans les deux bassins puis s'effectue une phase de dépôt « perchée » (*i.e* un dépôt en relief au-dessus de la limite d'équilibre du profil de pente du bassin). Une différence importante s'observe entre les deux types de marges à ce stade. Alors que des lobes se forment sur la surface plane laissée par le comblement dans le bassin subalpin (Fig.114), la phase « perchée » du bassin de Fuji se construit en éventail (cône d'éboulis) à partir des dépôts en masse provenant des bordures du bassin. Ensuite, lorsque l'éventail « perché » du bassin de Fuji atteint la limite d'équilibre du profil de pente régional,

celui-ci est érodé pour alimenter le bassin suivant. A l'inverse, la bordure Ouest du bassin subalpin ne montre pas de phase d'érosion des lobes, mais un effondrement important de la pente en amont, donnant naissance au méga-slump du système de la Drôme par exemple. Quatre éléments peuvent expliquer les différences observées :

- un contrôle diapirique plus important de la marge du Golfe du Mexique.

En effet, l'alimentation en éléments grossiers est dynamique et contrôlée par les diapirs dans le cas du bassin de Fuji. Les transports en masse proviennent des bordures du bassin et sont déclenchés par le mouvement des diapirs. Ces dépôts ne subissent donc pas un transport important et ne proviennent pas d'une même et unique source comme c'est le cas dans le bassin subalpin. Dans ce dernier, les apports s'effectuent essentiellement dans l'axe du système et construisent des lobes par évènements successifs. A l'inverse, dans le bassin de Fuji, se forme un tablier grossier dans lequel des chenaux turbiditiques déposent du matériel plus fin.

- une pente moyenne du talus plus importante dans le cas du Golfe du Mexique.

Cette inclinaison plus importante expliquerait la chenalisation des turbidites à chaque phase de remplissage du bassin de Fuji. Au contraire, l'inclinaison plus faible expliquerait l'absence de phase de *bypass* après le remplissage et le débordement des petits bassins sur la marge subalpine. Une pente moyenne inférieue à 0,8° pour le talus subalpin peut être envisagée d'après les travaux de Madof *et al.* (2009).

- une échelle temporelle différente.

Les études effectuées sur le remplissage des mini-bassins du Golfe du Mexique sont basées sur des sédiments sub-actuels déposés il y a 780 000 ans (Madof *et al.*, 2009; Mallarino *et al.*, 2006). Les systèmes des brèches subalpines s'étendent, quant à eux, sur plus de 5 Ma. Ainsi, une succession de plusieurs phases telles qu'elles sont décrites pour le bassin de Fuji ont pu s'enchaîner dans le bassin subalpin.

- une échelle spatiale différente.

Les dimensions du bassin de Fuji sont environ deux fois plus petites que celles des creux qui ont dû exister au Kimméridgien et au Tithonien sur la marge Ouest du bassin subalpin. Dans ces conditions, la limite d'équilibre du profil de pente régional est plus difficile à franchir, ce qui expliquerait une construction importante pendant la phase « perchée » mais qui n'atteint pas le volume critique pour démarrer la phase de *bypass*. Le bassin subalpin est peut-être alors l'image de l'évolution que suivra la marge Nord du Golfe du Mexique dans les prochains millions d'années. Si l'activité diapirique diminue ou s'arrête, alors des replats suffisamment importants pourraient se former au sein

du talus et permettre le développement de systèmes gravitaires en lobes.

2.3. Diapirisme et tectonique synsédimentaire

Les indices directs d'halocinèse dans le bassin subalpin sont rares, mais plusieurs auteurs ont montré indirectement la présence de remontées salines au cours du Mésozoïque (Tribovillard et al., 1987; Dardeau et Graciansky, 1990; Dardeau et al., 1990). Il s'agit donc de savoir dans quelle mesure le diapirisme subalpin supposé actif au Mésozoïque a pu jouer un rôle dans la répartition des appareils bréchiques de pente, comme on le constate dans le Golfe du Mexique. La densité des diapirs fonctionnant au Jurassique supérieur dans le bassin subalpin, en tenant compte de la grande différence d'échelle, est relativement faible par rapport à celle de la marge du Golfe du Mexique. Les diapirs ne peuvent donc vraisemblablement pas avoir contrôlé, à l'échelle régionale, l'orientation et la morphologie des dépôts gravitaires dans le bassin du S-E. Cependant, la formation d'un diapir pourrait expliquer localement le dépôt de certaines brèches. En effet, les diapirs de sels se mettent en place à la faveur d'accidents tectoniques, souvent à l'intersection et le long des failles principales. Tribovillard et al. (1987) et Dardeau et al. (1990) montrent la présence d'un diapirisme au Jurassique supérieur dans la région des Baronnies dans le secteur de Propiac, Montaulieu et Condorcet. Le diapirisme est localisé à l'intersection de trois directions majeures de failles représentant des couloirs de décrochements alpins (Dardeau et al., 1990). Il s'agit du système de failles de Saillans-Mérindol orienté N-S (parallèle à la faille de Die-La-Motte-Chalancon mentionnée comme une faille du socle par Flandrin et Weber (1966)), du système de la faille de Nîmes orienté NE-SO et de celui de l'axe Ventoux-Lure orienté E-O. Ces failles sont activées pendant une phase de tectonique extensive, leur jeux est alors soit décrochant, soit normal (Lemoine et al., 1989). Immédiatement au Nord de ce diapir sont localisées les brèches de Buis-les-Baronnies et plus au Nord, le système des gorges de l'Aygues. Les deux systèmes se déposent en direction du Nord. A l'Est du diapir, se trouve le système d'Aulan qui se dépose en direction de l'Est. Les systèmes gravitaires mentionnés rayonnent autour du diapir qui, même s'il n'a pas atteint la surface au Jurassique supérieur, pouvait former une topographie en forme de dôme. Ainsi, ce relief sous-marin a pu fournir le matériel nécessaire pour former le surépaississement bréchique très local de Buis-les-Baronnies. Il a pu, en partie, alimenter le système de l'Aygues au Nord dont les directions de paléocourants sont compatibles avec celles des brèches de Buis-les-Baronnies.

Concernant la tectonique synsédimentaire, seuls des arguments indirects attestent du jeu de failles contemporain du dépôt au Jurassique supérieur dans le bassin subalpin. Le rôle du diapirisme est à prendre en compte, mais les auteurs utilisent également des méthodes de corrélations

biostratigraphiques précises pour estimer les variations d'épaisseurs synsédimentaires montrant le jeu des failles. Dardeau *et al.* (1994) ont mené de telles études dans la formation oxfordienne des Terres Noires du bassin subalpin et montrent le rôle d'une tectonique synsédimentaire soulignant, par le jeu de petits blocs basculés de faible rejet, la phase extensive observée à grande échelle au Jurassique supérieur dans le bassin subalpin. Baudrimont et Dubois (1977) notent également l'existence de phénomènes synsédimentaires le long de certains accidents tectoniques au Jurassique supérieur, notamment le long de la faille Nord Ventoux-Lure. Selon ces auteurs, cette faille limitait, de façon abrupte, la partie centrale du bassin subalpin, de la plate-forme provençale au Sud. Les travaux de Borel *et al.* (1987) sur le dépôt de turbidites boueuses oxfordiennes au Nord de la faille Ventoux-Lure confirment l'hypothèse du jeu synsédimentaire au Jurassique supérieur de cette structure tectonique majeure. De plus, cette étude montre, par l'orientation préférentielle des dépôts resédimentés, le jeu synsédimentaire des failles de direction SO-NE (appartenant au réseau de la faille de Nîmes) à la même période. Concernant les failles N-S du système de Saillans-Mérindol, dont la faille de Die-La-Motte-Chalancon fait partie, nous avons envisagé leur jeu synsédimentaire au Tithonien inférieur (*cf.* § 4.3.2. Chapitre 3).

Ces différents arguments de tectonique synsédimentaire au Jurassique supérieur suggèrent que le réseau de failles, lié à la phase d'extension du rifting téthysien est réactivé, au moins localement, au Tithonien dans le bassin subalpin. Aucune observation directe ne confirme le jeu de ces failles du Kimméridgien supérieur au Berriasien moyen, et, notamment le jeu des failles majeures qui bordent le bassin, le long desquelles sont alignés les lobes gravitaires étudiés. Cependant, le jeu de ces failles bordières, réactivées au Jurassique supérieur, semble être l'hypothèse la plus pertinente pour expliquer le déclenchement des épisodes gravitaires tithoniens construisant les lobes, en prenant en considération les éléments suivants :

- la présence de slumps et de nombreux *debris flows* dans un contexte de pente relativement faible (< 1°),
- les directions de failles NO-SE et E-O, approximativement perpendiculaires à l'orientation et la disposition des appareils gravitaires. Elles sont notamment perpendiculaires aux directions de paléocourants mesurées dans les partie proximales de chaque systèmes,
- la pérennité des directions d'apports depuis l'Oxfordien jusqu'à l'Aptien (discutée dans le paragraphe suivant 2.4.).

D'autre hypothèses peuvent être néanmoins envisagées pour expliquer le déclenchement des coulées gravitaires tithoniennes, mais ne sont finalement pas retenues :

- Des variations eustatiques de grande ampleur peuvent générer des coulées gravitaires

notamment en période de bas niveau (très souvent décrit pour des systèmes silicoclastiques). Cependant, aucune séquence marnes-calcaires n'a été corrélée à des séquences de plates-formes suggérant une indépendance des remaniements vis-à-vis des variations du niveau marin relatif.

- Une forte charge sédimentaire peut être à l'origine d'une déstabilisation des sédiments de pente. Or, la charge sédimentaire est vraisemblablement assez faible sur le talus subalpin, si l'on considère le peu d'apports en provenance des plates-formes carbonatées.
- Une surpression des fluides dans des sédiments récemment lithifiés peut expliquer la déstabilisation des sédiments à l'origine de la formation de certaines brèches. Cependant, ce critère ne semble pas satisfaisant pour expliquer la genèse de coulées majeures, comme par exemple le mégaslump du système de la Drôme, dont l'ampleur des remaniements nécessiterait une fracturation par des fluides à plusieures dizaines de mètres de profondeur.

2.4. Evolution temporelle : pérennité paléogéographique

Les travaux de Borel *et al.* (1987) concernent un ensemble de turbidites boueuses oxfordiennes qui présentent les caractéristiques des turbidites de boues de Stow et Piper (1984). Ces turbidites s'étendent sur plus de 50 kilomètres dans la région des Baronnies au pied de l'axe Ventoux-Lure. Une évolution des séquences unitaires est observée latéralement et dans le sens apports. Celle-ci permet d'estimer la morphologie et la position relative des dépôts par rapport à leur source. Les auteurs concluent, d'une part, que les sédiments constituant les turbidites proviennent du Sud et qu'ils prennent probablement naissance au niveau de la pente formée par l'axe Ventoux-Lure, et, d'autre part, que les dépôts s'effectuent en direction du N-E en suivant l'orientation de deux failles majeures SO-NE. Or, ces dépôts oxfordiens sont situés très précisément sous le lobe tithonien d'Aulan, alimenté lui aussi depuis la pente de l'axe Ventoux-Lure au Sud; le lobe se construit également en direction du N-E. Ainsi, les directions d'apports et de transport sont pérennes de l'Oxfordien à la fin du Tithonien.

Les corrélations montrent que les systèmes gravitaires se construisent essentiellement au Tithonien inférieur. Bien que les dépôts soient moins importants en nombre, le Tithonien supérieur et le Berriasien montrent la présence d'évènements gravitaires importants dans tous les secteurs. Lorsqu'ils sont observés, ces dépôts suivent de façon quasi exclusive les directions d'apports des systèmes du Tithonien inférieur sous-jacent, révélant au moins jusqu'au Berriasien moyen, une pérennité dans les directions d'apports et de transport.

Ferry et Flandrin (1979) et Ferry (1979) montrent que les écoulements gravitaires du Barrémien conservent globalement les mêmes directions d'apports ; il s'agit de cônes bioclastiques et de coulées boueuses rattachées à la bordure Ouest se déposant en direction de l'Est. Au Sud, des écoulements

identiques sont mis en évidence le long de l'axe Ventoux-Lure. Ils se déposent vers le N-E et vers l'Est. Au Nord, en revanche, un faible changement de direction s'observe, dû à la progradation de la plateforme urgonienne vers le Sud, entraînant une nouvelle direction de transport vers le S-E. Par ailleurs, Savary et Ferry (2004) montrent l'existence d'un lobe turbiditique calcarénitique au pied de la falaise du Vercors. Ce lobe se dépose en direction de l'Est, précisément à l'aplomb des lobes tithoniens du système Nord. L'orientation des axes de transport est globalement conservée jusqu'à l'Albien (Joseph *et al.*, 1988; Joseph *et al.*, 1989; Fries et Beaudoin, 1987). Pour Fries (1987) et Fries et Parize (2003), les cayons creusés au Tithonien seraient fonctionnels jusque dans l'Albien.

La pérénnité paléogéographique, mise en évidence par la constance des directions de transport de l'Oxfordien supérieur à l'Albien, est un argument supplémentaire contre l'hypothèse des tempestites. Elle suggère également, comme cela a été évoqué précédemment, un contrôle tectonique par des failles majeures (*i.e.* pérennes) du déclenchement des coulées gravitaires, car aucune des autres hypothèses de déclenchement envisagées n'est suceptible de perdurer sur une aussi grande période de temps.

3. Source du matériel gravitaire et processus de bréchification

Concernant la source du matériel gravitaire, le cas des calcarénites bioclastiques a déjà été discuté dans le chapitre 3 (*cf.* § 5.2.2.). Les éléments remaniés correspondent à des sédiments de plateforme interne, transportés et sédimentés au niveau de la partie inférieure du talus.

La formation des slumps est décrite dans le chapitre 2 (cf. § 3.1.2.1.). Ils se déposent après un faible transport et s'accompagnent d'une déformation mais sans dislocation du matériel de départ. Leur source est relativement locale.

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer la genèse des brèches, des méga-slumps et des autres types de calcarénites (« cryptobréchiques »).

De nombreux mécanismes permettent la bréchification des roches sédimentaires, qui est un processus sédimentaire fréquent. Il faut cependant rappeler le caractère particulier des brèches tithoniennes subalpines qui sont formées d'éléments sédimentés en pied de pente, avec non seulement un remaniement stratigraphique (*i.e.* de couches lithifiées) mais également un remaniement fréquent des sédiments les plus récemment déposés (exemples des clastes à comportement platique observés en lames-minces). Les clastes et la matrice sont issus du même dépôt originel caractérisé d'après les associations paléontologiques qu'il contient. Le processus de formation des brèches, des mégaslumps et des calcarénites concerne la manière dont se forment, à la fois, les clastes de taille variable (quelques millimètres pour les calcarénites, plusieurs centimètres pour les brèches, plusieurs mètres

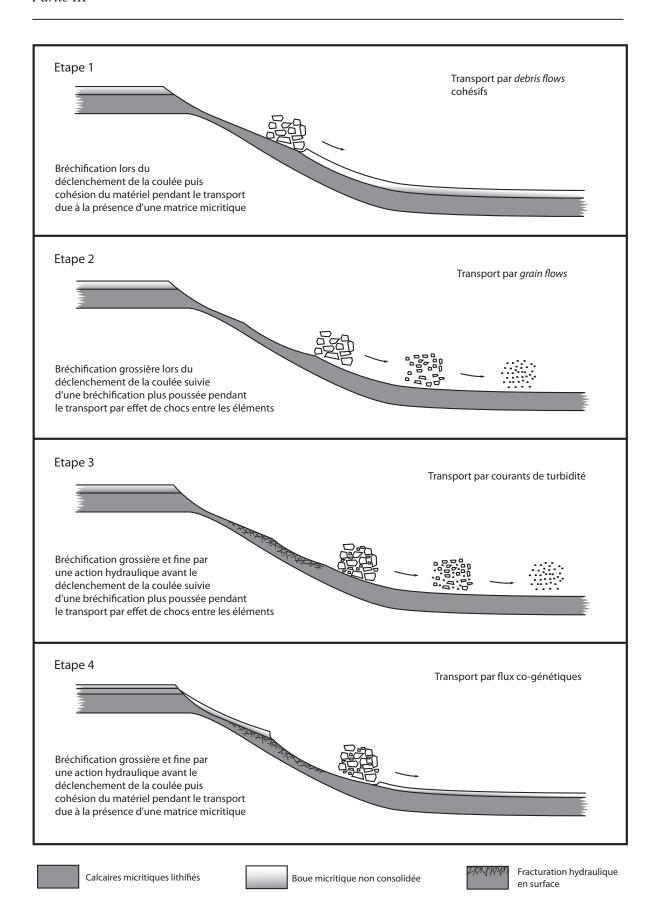


Fig.115: Processus de bréchification

à quelques dizaines de mètres pour les méga-slumps ; les trois types de dépôts sont parfois associés au sein d'un banc (exemple des brèches à matrice calcarénitique), et la matrice dont la nature et la provenance semblent concorder avec le faciès des clastes. Nous proposons alors trois hypothèses pour expliquer la formation interdépendante des trois faciès : hypothèse d'une configuration originelle en couches de degrés de diagenèse différents ; hypothèse d'une production des différents constituants syn-transport et hypothèse d'une bréchification hydraulique antérieure au déclenchement des coulées.

- Hypothèse d'une configuration originelle en couches ayant subie une diagenèse différentielle

Deux types de clastes sont observés, à une échelle microscopique, dans les brèches et les calcarénites, parfois au sein d'un même banc. Il s'agit de clastes déformés à comportement ductile et de clastes à bordures nettes et anguleuses caractéristiques d'un comportement cassant. Les clastes déformés suggèrent une bréchification d'un matériel mou, non encore consolidé et donc formé avant la fin de la diagénèse précoce. A l'inverse, les clastes anguleux montrent une lithification plus importante et un processus diagénétique en conséquence plus poussé. De plus, de nombreuses brèches présentent des clastes noduleux semblables aux nodules des faciès hémipélagiques autochtones, suggérant une bréchification après la diagenèse. On peut alors supposer un matériel dont la source est composée de plusieurs couches successives ayant un degré de lithification croissant vers les couches les plus enfouies (Fig.115). La bréchification s'opère immédiatement lors du déclenchement d'une coulée gravitaire. Les couches précocement lithifiées (solides) se fracturent pendant que les couches de boues non consolidées sont remises en suspension. Le déplacement du matériel bréchifié incorpore ensuite au fur et à mesure la boue disponible en surface. Cette opération génère un flux cohésif à support matriciel, si la quantité de boue déposée non consolidée est assez importante et à support clastique dans le cas contraire. Cette hypothèse permet d'expliquer la formation des debris flows cohésifs. En revanche, elle n'explique ni la formation des grain flows sans matrice, ni la variabilité granulométrique (brèche à calcarénite fine à siltite) des courants de turbidité et des flux co-génétiques (combinaison debris flow et courant de turbidité), ni la nature « cryptobréchique » de certaines matrices observées à l'échelle microscopique dans des turbidites de boue (Backert, 2004). Le terme de « cryptobrèche » est proposé ici pour désigner la matrice des brèches et des calcarénites constituées de clastes invisibles à l'œil nu.

- Hypothèse d'une production des différents constituants syntransport

L'intensification de la bréchification pendant la phase de transport d'un matériel clastique peut être à l'origine des matrices « cryptobréchiques » et des calcarénites homogènes non bioclastiques. Le maintien en suspension des clastes par collision dans les transports de type *grain flow* (Bagnold, 1954,

1956 ; Lowe, 1976 ; Bridge et Demicco, 2008) a probablement un pouvoir destructif, notamment pour le matériel carbonaté moins résistant que les matériaux siliceux. Lorsqu'il n'y a pas de matrice, la suspension des éléments est assurée par la collision entre les clastes. Les clastes s'entrechoquent et se brisent les uns contre les autres, réduisant ainsi au cours du transport la taille moyenne du matériel jusqu'à former parfois une micrite homogène « cryptobréchique ». Ce type de bréchification n'est possible qu'en l'absence de matrice. Les *grain flows* se forment principalement par ce type de processus. Cependant, les courants de turbidité, dans lesquels la matrice résulte d'une érosion du substratum lors du transport, peuvent subir une bréchification de ce type au début du transport. Ce type de bréchification ne concerne pas les *debris flows* dont la taille des grains reste toujours assez grossière. Les *debris flows* possèdent souvent une proportion de matrice trop importante pour qu'elle soit issue totalement du substratum lors du transport. Ainsi, la présence de matrice, dès le départ du flux, empêche les clastes d'entrer en collision. La proportion de brèches et de calcarénites à matrice « cryptobréchique » est donc faible par rapport à celle à matrice micritique. Les dépôts créés par ce processus sont donc principalement les turbidites de boues.

- Hypothèse d'une bréchification hydraulique antérieure au départ des coulées

Le processus de fracturation hydraulique est évoqué par Raja Gabaglia (1995), Bouchette et al. (2001) et Séguret et al. (2001) pour justifier une formation in situ des brèches tithoniennes subalpines. Ces auteurs observent, à l'échelle microscopique, des microcraquelures formant une transition entre les niveaux calcaires et les brèches sus-jacentes. Ils attribuent alors l'origine des réseaux de craquelures à une charge hydraulique cyclique, liée au passage de tempêtes tropicales. La charge hydraulique augmenterait, par enchaînement d'épisodes successifs, la pression des fluides interstitiels dans le substratum jusqu'à un point de rupture. La charge hydraulique est plus intense à l'interface entre l'eau et le sédiment et s'atténue en profondeur. Dans ce contexte, le réseau de fractures résultant serait plus dense à la surface des bancs, formant des clastes plus fins, et moins dense en profondeur, formant des clastes plus grossiers. Savary (2004) montre le rôle de ce processus hydraulique de bréchification lors du passage de courants de turbidité. Sachant que les chemins d'apports sont pérennes dans les systèmes tithoniens du bassin subalpin, il est envisagé que le passage répété de courants de turbidité venant de la plate-forme (déposant alors, dans le bassin, les calcarénites bioclastiques de type « Marignac-en-Diois ») ou plus haut sur la pente, crée une bréchification d'origine hydraulique. Le matériel produit présenterait alors une granulométrie variable allant du millimètre au décimètre, expliquant la variabilité de la taille des grains observée dans les courants de turbidité et les flux co-génétiques. L'incorporation de boue se fait ensuite lors de l'écoulement du matériel vers le bas de la pente.

Aucune des trois hypothèses de bréchification ne permet d'expliquer à elle seule l'ensemble des dépôts observés. Chacun des processus décrits a donc pu jouer simultanément ou alternativement (Fig.115) donnant naissance aux quatre types de flux identifiés dans le système de la Drôme (Fig.47 Chapitre 3). Une chronologie de ces processus peut être envisagée au niveau des zones de transit et de déclanchement des coulées gravitaires. Quatre étapes sont proposées.

- étape 1 : les *debris flows* (générés par exemple par le jeu d'une faille) érodent et incorporent la boue non consolidée superficielle
- étape 2 : l'absence de boue, au niveau de la zone de départ du précédent debris flow, permet,
 lors de l'épisode de remobilisation suivant, la formation de flux de type grain flows avec
 une réduction de la taille des grains vers les parties distales
- étape 3 : une bréchification hydraulique peut s'effectuer (grâce au passage de flux gravitaires déclanchés en amont) sur le substratum solide, débarrassé de la boue non consolidée. La bréchification du substratum permet, lors de l'épisode de remobilisation suivant, la formation de courants de turbidité avec des grains appartenant à plusieurs classes granulométriques
- étape 4 : le substratum bréchifié est recouvert de boue hémipélagique permettant, lors de l'épisode de remobilisation suivant, la formation de flux co-génétiques.

Cette succession d'étapes se traduirait à l'affleurement par une alternance de *debris flows* ou de flux co-génétiques avec des niveaux plus fins calcarénitiques ou bréchiques déposés par des *grain flows* ou des courants de turbidité. Ces alternances régulières de niveaux très épais et grossiers et de niveaux plus minces généralement moins grossiers sont observées dans toutes les transversales de corrélation. Ces cycles, correspondant en amont au recouvrement et à l'érosion de la partie superficielle non consolidée du substratum, expliqueraient comment, avec la même source de sédiments et globalement la même distance de transport, se forment, en alternance, à la fois des dépôts très épais grossiers et des turbidites très fines et bien triées.

Remarquons que la proportion de calcarénites augmente vers les parties distales des systèmes car elles résultent, d'une part, de la désagrégation du matériel par l'action des flux de type *grain flows* et des courants de turbidité, et d'autre part, de l'évolution ultime des flux co-génétiques.

4. SYNTHÈSE DES MODÈLES CALCICLASTIQUES APPLICABLES

Dans tous les secteurs étudiés, on observe au moins un système gravitaire assimilé en tout ou partie au modèle de *calciclastic submarine fan* (CSF) tel que décrit par Payros et Puyalte (2008). Les caractères conformes à ceux du modèle de CSF concernent, avant tout, l'existence, démontrée

dans chaque secteur indépendamment, de dépôts issus de courants gravitaires s.l. (cinq types de courants ont été mis en évidence). Ensuite, vient la forme de lobe bien individualisé, la présence de chenaux distributaires (impliquant leur déconnection avec la source des apports), l'existence d'une source d'apports unique (à l'échelle de chaque lobe individualisé, en exceptant les remaniements locaux) et une proportion très importante de dépôts turbiditiques calcarénitiques (bien observée dans les systèmes de l'Aygues et du Nord). Cependant, d'autres caractères ne sont pas en adéquation avec ceux des CSF décrits par Payros et Puyalte (2008). Il s'agit notamment de la dominance d'éléments grossiers par rapport aux éléments arénitiques (dominance des brèches par rapport aux calcarénites dans la plupart des systèmes), l'absence de séquences granocroissantes à l'échelle de plusieurs coulées gravitaires et le caractère fréquemment coalescent des systèmes (Fig.113A: le système Nord combine deux lobes coalescents, le système de l'Aygues est en contact avec celui de la Drôme et l'anomalie de Buis-les-Baronnies jouxte le système d'Aulan).

L'application stricte d'un modèle préexistant n'est donc pas satisfaisante dans ce cas et une adaptation est nécessaire pour inclure le mode de dépôt, la géométrie et la chronologie des dépôts gravitaires du bassin subalpin au Tithonien.

Un nouveau modèle, permettant de caractériser l'ensemble des appareils gravitaires du bassin subalpin Nord a donc été élaboré dans le cadre de ce travail. Il correspond, à l'échelle de la marge, à un tablier déconnecté de sa source, construit, de façon non tabulaire, avec des lobes bien définis coalescents et parfois isolés (Fig.113A). A l'échelle d'un lobe, le modèle de dépôt proposé est représenté schématiquement sur la figure 116. Chacun des lobes représente un fan sous-marin calciclastique, proche du modèle de medium coarse CSF (Payros et Pujalte, 2008) en termes de taille. Ces lobes sont déposés en pied de pente et alimentés par un chenal prolongeant vraisemblablement un ou plusieurs canyons sous-marins s'enracinant plus haut sur le talus. Leur construction se fait principalement en régime aggradant et faiblement progradant. Ils présentent de fréquentes géométries d'accrétion latérale marquant une compensation de la morphologie positive créée par les dépôts sous-jacents. La position du lobe de Céüse, en relais par rapport à celui de la Drôme, est une particularité rarement décrite dans la littérature et souligne, à plus grande échelle, une marge en escalier s'approfondissant vers l'Est et le Nord-Est. Les replats successifs en marches d'escaliers seraient créés par des blocs de socle basculés (Fig.113B) (dont les variations d'épaisseur du Kimméridgien inférieur révèlent également la présence (Backert, 2004; Ferry, 2005)). Là où les pentes sont les plus abruptes, la distance de transport est plus courte et donne naissance à des systèmes moins « matures » et plus petits comme celui de Céüse, qui est alors très proche du modèle de gravel-rich submarine fan décrit par Reading et Richards (1994).

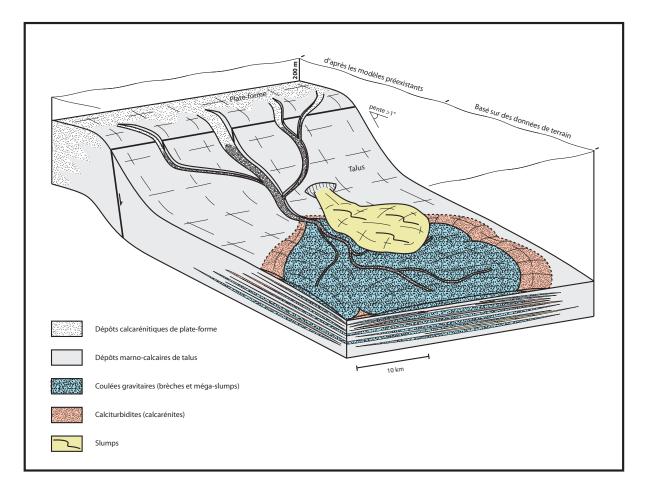


Fig.116: Modèle de dépôt des faciès tithoniens en lobes grossiers de pied de pente sur la marge subalpine. On note, en coupe, l'aggradation générale et une légère progradation du système ainsi que des géométries d'accrétions latérales (par rapport à l'axe des apports) qui compensent le relief de certains lobes.

5. QUESTION OUVERTE : CONTRIBUTION À LA GÉODYNAMIQUE DU BASSIN SUBALPIN

Jusqu'à présent, l'activité tectonique au Nord du bassin subalpin au Tithonien est peu documentée. Nos résultats montrent que les failles qui limitent la partie Nord du bassin ont pu avoir une activité à cette période (cf. § 2.3.). Une étude sédimentologique précise des faciès peut donc apporter des indices indirects sur le jeu de failles à grande échelle. La question reste cependant ouverte quant au contexte tectonique dans lequel interviennent ces mouvements de failles. Bien entendu, le type de mouvement des failles ne peut être établi à partir d'éléments indirects et peu précis obtenus grâce à l'analyse sédimentologique. Une reconstitution géodynamique du bassin subalpin au Tithonien n'est donc pas envisageable à partir de cette étude ciblée. Cependant, certains éléments, apportés par ce travail et par la bibliographie, peuvent ouvrir de nouvelles pistes de réflexion pour de futurs travaux sur le sujet.

Au premier abord, plusieurs hypothèses sont envisageables pour qualifier le jeu de ces failles. Il pourrait s'agir soit d'un jeu de failles peu profondes n'affectant que la couverture sédimentaire, soit d'une reprise de la tectonique en extension, liée au rifting de la Téthys qui a débuté entre la fin du Trias et le début du Jurassique (Lemoine *et al.*, 1986), soit une réactivation des failles d'extension dans un mouvement transformant. Les éléments apportés par cette étude sont les suivants :

- l'hypothèse d'un abaissement de la topographie vers l'Est, souligné par une morphologie en marches d'escalier au niveau de la bordure Ouest et Sud du bassin subalpin, pourrait suggérer un jeu normal des failles SO-NE et E-O au Tithonien (*cf.* Fig.113A et B),
- le jeu normal synsédimentaire de la faille de Die-La-Motte-Chalancon, envisagé au Tithonien, suppose un régime en extension, au moins localement.
- un diapirisme probable au Tithonien à la jonction des failles N-S et E-O au Nord du chaînon
 Ventoux-Lure, suggèrent un mouvement de ces failles au Tithonien.

A cela s'ajoute les éléments bibliographiques suivants :

- d'après Flandrin et Weber (1966), la faille N-S de Die-La-Motte-Chalancon est une faille affectant le socle, ce qui élimine, au moins pour cette faille, l'hypothèse d'un jeu peu profond n'affectant que la couverture sédimentaire.
- des indices de réactivation en extension des failles du rifting téthysien sont observés à la même période (Tithonien) en Ardèche, à l'Ouest du domaine étudié (Razin *et al.*, 1996).

Ces éléments pourraient suggérer une réactivation des structures extensives du rifting téthysien (Jurassique inférieur) au Jurassique supérieur, notamment au Tithonien, dans un jeu toujours principalement en extension.

Enfin, on peut noter qu'une grande faille transformante E-O est décrite entre les plaques ibérique et européenne, liée à l'ouverture de l'Atlantique central, contemporaine à l'ouverture de la Téthys alpine. Il est généralement admis que cette faille fonctionne au Crétacé (Lemoine *et al.*, 1986), mais certains travaux récents montrent ce mouvement comme débutant au Jurassique terminal (Tithonien), cherchant un relais possible dans la zone subalpine à cette période (Jammes *et al.*, 2009; Leleu, 2005)). La partie Nord du bassin subalpin pourrait alors marquer ce relais dans le jeu de la faille transformante majeure entre les plaques européenne et ibérique au Tithonien en formant un bassin en *pull appart*. Notre étude ne permet pas d'apporter des éléments concrets pour la vérification de cette hypothèse, proposée ici uniquement dans le but d'ouvrir de nouvelles perspectives de travail sur le contexte géodynamique du bassin subalpin au Jurassique supérieur.

Conclusion

Conclusion

L'objectif de ce travail était de contribuer à améliorer la compréhension et la caractérisation des systèmes gravitaires carbonatés par une étude de terrain sur les brèches tithoniennes du domaine subalpin dans le S-E de la France. Dans cette optique, une vérification et une démonstration ont été faites du caractère allochtone et gravitaire des brèches tithoniennes subalpines, dont le mode et l'environnement de dépôt sont discutés depuis plusieurs années. A partir de la caractérisation des milieux de dépôt et d'une analyse approfondie du mode de formation des brèches, il a été possible de proposer un nouveau modèle de dépôt des brèches tithoniennes subalpines, de déterminer l'évolution temporelle des dépôts et les processus à l'origine de la mise en place des brèches, et de reconstituter le contexte de dépôt des brèches à l'échelle du bassin subalpin.

L'étude sédimentologique, stratigraphique et paléontologique détaillée de 71 coupes ainsi que l'interprétation de 15 transversales de corrélations ont permis de discuter du caractère autochtone ou allochtone des brèches subalpines. Le nouveau modèle proposé s'appuie, en partie, sur les concepts de modèles préexistants, qui ont été adaptés à la singularité de ces dépôts. Un calage stratigraphique des systèmes bréchiques subalpins a été effectué grâce à l'utilisation des calpionelles qui, combinées à une corrélation stratigraphique précise, a permis de suivre l'évolution des brèches depuis le Kimméridgien supérieur jusqu'au Berriasien moyen. A plus grande échelle, la combinaison de plusieurs systèmes gravitaires identifiés dans l'ensemble des secteurs étudiés a contribué à la reconstitution paléogéographique d'une zone-clé de la marge Nord téthysienne au Tithonien. Celle-ci tend à montrer un contrôle tectonique pour le déclenchement des épisodes gravitaires. Les points suivants sont à retenir.

Milieu de dépôt en domaine de talus dans la partie Nord du bassin subalpin au cours du Tithonien

Les faciès sédimentaires du Tithonien dans la partie Nord du bassin subalpin sont relativement diversifiés et correspondent à des milieux de dépôt de talus soumis à de fréquentes remobilisations synsédimentaires. Les faciès en place sont hémipélagiques à pélagiques, suivant la proportion marnes-calcaires qui varie de façon assez importante au cours du temps dans ce contexte de pente. L'interprétation de l'environnement de dépôt est donnée par les associations fauniques, dominées par les espèces planctoniques et plusieurs espèces benthiques endémiques des domaines de talus. Dans le secteur Nord, cette interprétation est confirmée par une association d'ichnofossiles caractéristiques des domaines d'offshore et de talus au Jurassique.

Modèle de dépôt des brèches subalpines en *fans* sous-marins calciclastiques coalescents alimentés principalement par des sédiments de pente

Un modèle est proposé pour expliquer la formation et la mise en place des brèches tithoniennes subalpines. Trois des quatre types de faciès identifiés sont issus de remaniements. En effet, les brèches sont interprétées comme étant le résultat d'avalanches sous-marines de matériel calcaire homogène ou préfracturé, transporté le long d'une pente de plusieurs dizaines de kilomètres par des flux de type debris flows, mudflows, grain flows, ou des courants de turbidité de haute densité. Les calcarénites résultent soit d'un transport de matériel à dominance bioclastique issu des plates-formes carbonatées dauphinoise ou provençale, soit d'une réduction de la taille des clastes de brèches pendant un transport de type grain flow, ou d'un courant de turbidité. Les méga-slumps sont des debris flows ou des mudflows de grande ampleur ; des slumps s.s. sont également présents. Ces faciès de remaniement interstratifiés dans les faciès hémipélagiques et pélagiques sont à la base de la construction du modèle de sédimentation gravitaire. Les dépôts bréchiques et/ou calcarénitiques s'organisent en systèmes de dépôts circonscrits de type lobe. Ces lobes se déposent manifestement au pied des pentes sédimentaires, nourris par des canyons distributaires entaillant la pente. Les canyons ne s'enracinent pas directement sur une plate-forme carbonatée en amont, car l'apport en sédiments peu profonds est très faible. Le modèle de calciclastic submarine fan (CSF) est le plus proche des systèmes étudiés parmi les modèles issus de la bibliographie. Les lobes diffèrent en revanche du modèle de CSF par leur proportion importante en éléments grossiers par rapport aux éléments arénitiques, normalement majoritaires dans ce type de systèmes. Le modèle proposé est une variante du modèle de CSF canalisant des dépôts de pentes générés indépendamment des apports de plate-forme.

Le caractère allochtone des brèches subalpines

Le caractère allochtone des brèches est attesté par la détermination du milieu de dépôt en domaine de talus, compris entre les domaines bathyaux supérieur et moyen, et l'élaboration d'un modèle de dépôt gravitaire de forme lobée. Les observations utilisées par certains auteurs pour soutenir une hypothèse de formation autochtone en domaine peu profond ont été réinterprétées dans un contexte de talus et sont intégrées dans le nouveau modèle proposé. En effet, des structures de type HCS (Hummocky cross-stratification) peuvent être générées par des courants de turbidité et la présence de microcraquelures issues de fracturations hydrauliques peut résulter du passage d'un courant turbide. Ces observations, sur lesquelles repose l'argumentation d'une bréchification in situ sous l'action de vagues de tempêtes, sont donc également compatibles avec les phénomènes gravitaires en domaine de talus. Les brèches et calcarénites montrent des structures de dépôts parfaitement compatibles avec une

origine turbiditique *s.l.* Mais c'est surtout la géométrie des appareils profonds, jusqu'alors pas ou peu étudiée, qui apporte un éléments nouveau, essentiel à leur compréhension. Concernant les hypothèses autochtonistes plus anciennes, bien que compatibles avec un milieu de dépôt en domaine de talus, aucune ne permet de rendre compte de la construction des lobes de brèches mis en évidence dans le cadre de ce travail.

Succession des phases de construction des systèmes de brèches subalpines depuis le Kimméridgien inférieur au Berriasien moyen

L'échantillonnage des clacaires autochtones a permis de déterminer 7 biozones de l'échelle biostratigraphique mixte à calpionelles et à *Saccocoma*. Par corrélation, le calage biostratigraphique de chaque coupe a été effectué et a permis de déterminer avec précision la position stratigraphique de chaque épisode gravitaire. La reconstitution chronologique des dépôts montre la succession de plusieurs périodes dans la construction de chaque système. Une première phase gravitaire, le plus souvent turbiditique, est présente au Kimméridgien terminal et dans la partie inférieure du Tithonien inférieur. Elle comble une topographie préexistante, souvent irrégulière, et souligne parfois des structures chenalisées de grande taille. La construction des lobes se fait dans la partie supérieure du Tithonien inférieur et se continue au Tithonien supérieur pour certains d'entre eux, alors qu'elle est stoppée pour d'autres. Une dernière phase est identifiée au Berriasien inférieur et moyen. Les niveaux gravitaires y sont peu nombreux mais très épais comme celui du méga-slump dans le secteur de la Drôme.

Paléogéographie de la partie Nord du bassin subalpin au Tithonien

7 lobes ont été reconnus dans la partie Nord du bassin subalpin au Tithonien : deux au Nord ; un dans le secteur de la Drôme ; deux au Sud et deux dans les gorges de l'Aygues et à Céüse. Ces lobes bréchiques et/ou calcarénitiques, bien circonscrits, sont fréquemment coalescents. Certains sont même en relais, séparés par une zone de pente, chose rarement décrite dans la littérature. La position des lobes d'Aulan et de Sisteron, ancrés au Sud au niveau du chaînon Ventoux-Lure, confirme la présence d'une pente au Tithonien qui marque la limite entre le domaine de plate-forme provençal, au Sud, et le domaine de bassin, au Nord. A l'Ouest, la position du lobe de la Drôme et celle des lobes du secteur Nord indiquent une pente orientée SO-NE, marquant la limite entre les domaines de la plate-forme dauphinoise au Nord et du Bas-Vivarais à l'Ouest, avec le domaine de bassin à l'Est. Enfin, la position du lobe de Céüse, ainsi que celle des canyons distributaires identifiés pour les systèmes de Céüse et du secteur Nord, ont permis de proposer l'existence d'une zone de pente intermédiaire au sein du talus,

formant une « marche » vers la partie profonde du bassin au N-E.

Contrôle tectonique du déclenchement des épisodes gravitaires

Grâce aux corrélations et aux cartes d'isopaques à chaque phase de construction du système de la Drôme, le jeu synsédimentaire de la faille de Die-La-Motte-Chalancon a pu être mis en évidence, de la fin du Tithonien inférieur jusqu'au Berriasien moyen. Le jeu de cette faille N-S est normal à vergence Ouest, avec un possible jeu décrochant dextre. La présence d'un diapir de sel au niveau de Propiac au Sud de Buis-les-Baronnies est également un indice indirect d'une activité tectonique synsédimentaire au Tithonien. En effet, un épaississement important des brèches est observé localement au niveau de Buis-les-Baronnies. Cette anomalie peut être expliquée par la présence du diapir qui formait vraisemblablement un dôme non affleurant au Tithonien, favorisant ainsi la formation de brèches au pied de cette topographie positive. Le diapir se situe à l'intersection du prolongement de plusieurs failles majeures, orientées N-S, E-O et SO-NE, liées au rifting téthysien qui ont pu être réactivées au Tithonien. La direction de ces failles est compatible avec la disposition et le sens de transport des lobes bréchiques qui se déposent globalement vers l'Est. L'hypothèse d'un contrôle tectonique s'avère donc la plus pertinente pour expliquer le déclenchement des épisodes gravitaires. Ceci est conforté par la pérennité des directions d'apports depuis l'Oxfordien jusqu'à l'Aptien.

L'apport de cette étude à la caractérisation des systèmes gravitaires carbonatés

La description et l'analyse détaillée des brèches tithoniennes subalpines à différentes échelles ont été faites au niveau des faciès, de la stratigraphie, de la biostratigraphie et de la morphologie et permettent de mieux comprendre la singularité des systèmes gravitaires carbonatés moins documentés que les systèmes silicoclatiques. L'interprétation du mode de bréchification, le modèle de construction des lobes et la reconstitution de la morphologie des dépôts à l'échelle de la marge apportent des éléments de réponses concernant les mécanismes et les processus contrôlant la formation des dépôts gravitaires carbonatés.

Perspectives

Un échantillonnage sporadique des ammonites a été effectué au cours de ce travail. Le matériel récolté est en cours d'identification. Un échantillonnage complémentaire pourrait permettre de compléter l'échelle biostratigraphique couplée calpionelles/ammonites. Celle-ci fournirait alors un repère temporel précis indispensable qui fait défaut à l'heure actuelle dans la partie profonde du bassin subalpin.

L'analyse des microfaciès a été axée sur les calcaires hémipélagiques pour l'identification des calpionelles. Une étude plus détaillée des brèches et des calcarénites en microscopie apporterait peut-être des indices importants supplémentaires sur les mécanismes de leur formation. Un échantillonnage ciblé, en particulier sur les calcarénites, permettrait de bien caractériser, à l'échelle microscopique, les différentes catégories identifiées, à savoir les calcarénites bioclastiques de plate-forme et les calcarénites « cryptobréchiques ». Il permettrait surtout de préciser la proportion réelle des apports issus des plates-formes carbonatées dans ces systèmes majoritairement alimentés par des sédiments de pente.

Al'échelle de la marge, la rareté d'affleurement à l'Est du domaine étudié limite la reconstitution de cette portion de la marge Nord téthysienne et ne permet pas de vérifier les hypothèses formulées au sujet des mouvements tectoniques. Cependant, il serait possible d'étudier les dépôts tithoniens au Sud-Est du domaine étudié, dans les Alpes-Maritimes, où des brèches similaires à celles de la partie Nord subalpine ont été recensées. Cette étude aurait pour objectif de déterminer si les mécanismes de formation et les morphologies de dépôts sont similaires à celles observées dans la partie Nord du bassin subalpin, puis de compléter la reconstitution morphologique de la portion subalpine de la marge téthysienne.

Une analyse approfondie de l'organisation spatiale des coulées gravitaires serait également intéressante. En effet, l'échelle de travail permettant de mettre en évidence des appareils gravitaires plurikilométriques ne permet pas une étude minucieuse de l'évolution spatiale de ces niveaux. Or la présence d'une organisation dans le dépôt de chaque coulée serait un argument supplémentaire en faveur d'une mise en place gravitaire sous forme d'éventail. Certains niveaux comme le méga-slump du secteur de la Drôme suggéreraient un dépôt désorganisé, principalement fonction de la nature du matériel remanié. Au contraire, plusieurs niveaux de brèches et de calcarénites suggèrent une évolution granulométrique progressive dans le sens amont-aval et latéral.

Enfin, une étude à plus grande échelle, par l'intermédiaire de coupes plates-formes/bassin, permettrait peut-être de préciser la valeur séquentielle des brèches. Le cadre séquentiel de la série tithonienne n'a en effet pas pu être établi avec les seules données de bassin, car les coulées, souvent interprétées en domaine carbonatée comme des indicateur de chute du niveau marin relatif, peuvent également marquer des phases de transgression. De plus, l'importante disparité dans le nombre d'évènements gravitaires entre les différents systèmes étudiés ne peut signifier pour chacune des coulées une chute ou une remontée du niveau marin relatif. En revanche, on constate, à l'échelle des systèmes, une synchronisation du dépôt au tithonien inférieur qui pourrait correspondre à un évènement eustatique important enregistré sur les plate-formes.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Alliot, C., Flandrin, J. et Moullade, M. (1964) Les sédiments grossiers du Berriasien de la «Fosse vocontienne». Etude particulière du Berriasien de Marignac, au Nord-Ouest de Die (Drôme). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 11 (N. S.), 161-181.
- Anderton, R. (1985) Clastic facies models and facies analysis. *In*: P.J. Brenchly and P.J. Williams (Eds), *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. 31-47.
- Andreini, G., Caracuel, J.E. et Paris, G. (2007) Calpionellid biostratigraphy of the Upper Tithonian-Upper Valanginian interval in Western Sicily (Italy). *Swiss Journal of Geosciences*, 100, 2, 179-198.
- 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. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 83, 1-463.
- Atrops, F. (1984) Jurassique supérieur : Chaînes subalpines. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie.* Mém. B.R.G.M., n°125, 255-257.
- Atrops, F. (1994) The Upper Jurassic in the Dauphinois Basin, general introduction. *In*: F.Atrops (Ed.), *4th Oxfordian and Kimmeridgian Working Group Meeting*. Lyon, 32-46.
- Atrops, F., Bodeur, Y. et Elmi, S. (1984) Jurassique supérieur : Bordure cévenole : bordure ardéchoise et Languedoc méditerranéen. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie.* Mém. B.R.G.M., n°125, 247-251.
- Atrops, F. et Ferry, S. (1987) Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géol. Alpine, mém. H.S.*, Grenoble, 13, 179-185.
- Atrops, F. et Ferry, S. (1989) Sequence stratigraphy and changes in the ammonite fauna (Upper Jurassic, southeastern France). Congrès de Lyon sur l'Eustatisme, livre des résumés. *Bulletin de l'Association des Sédimentologues Français*, 11, 7-9.
- Atrops, F., Gygi, R., Matyja, B. et Wierzbowski, A. (1993) The Amoeboceras faunas in the middle Oxfordian lowermost Kimmeridgian Submediterranean succession and their correlation value. *Acta geol. Pol.*, Varsovie, 43, 1-12, 213-227.
- Austin, J.A., Schlager, W. et Palmer, A. (1986) Proc. Prelim. Rept. ODP, 101, 1-569.
- Backert, N. (2004) L'appareil bréchique tithonien de Céüse. *Mém. D.E.A*, Université Cl. Bernard Lyon 1, 36 p. (inédit).
- Bagnold, R.A. (1954) Experiments on a gravity free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Society of London* (A), 225, 49-63.
- Bagnold, R.A. (1956) The flow of the cohesionless grains in fluids. *Phil. Trans. Royal Society of London* (A), 249, 235-297.
- Bailey, E.B. (1936) Sedimentation in relation to tectonics. Geol. Soc. Am. Bull., 47, 1713-1726.
- Baudrimont, A.F. et Dubois, P. (1977) Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : Le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 261-308.

- Beaudoin, B. (1970) Sédimentation à « caractère flysch » dans une série carbonatée « pélagique » (Jurassique terminal Crétacé basal des chaînes subalpines méridionales). *C. R. som. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 2, 58-60.
- Beaudoin, B. (1977) Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales. *Thèse de doctorat*, Univ. Caen, 339 p.
- Beaudoin, B. (1980) Le bassin subalpin (au Mésozoïque). *In* : A. Autran et J. Dercourt (Eds), *Evolution géologique de la France. Mém. B.R.G.M.*, n°107, 284-291.
- Beaudoin, B. (1984) Sédimentation de talus (Jurassique supérieur subalpin). *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie.* Mém. B.R.G.M., n°125, 281-284.
- Beaudoin, B., Moutte, J., Soler, P. (1975) Le canyon de Céüse, élément essentiel pour la compréhension du bassin subalpin au passage Jurassique-Crétacé. *IX*° *Congr. Int. Sédimentologie*, Nice, Thème 5, 61-66.
- Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P., Bouchet, R. et Cabrol, C. (1986) Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 303, série II, 713-718.
- Beaudoin, B., Joseph, P. et Cojan, I. (1987) Resédimentation au Jurassique terminal-Berriasien: mécanismes et paléomorphologies. *Géologie Alpine, Mém. H.S.*, Grenoble, 13, 187-196.
- Bernier, P. (1984) Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. *Thèse de doctorat,* Lyon. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n°92, 803 p.
- Blackey, R. NAU Geology [en ligne]. Disponible sur : http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/. (dernière mise à jour juin 2010).
- Borel, F., Curial, A., Monier P. et Ferry, S. (1987) Mise en évidence de turbidites boueuses dans l'Oxfordien du Sud-Est. Contrôle structural de leur répartition. *Géologie Alpine, Mém. H.S.* n°13, 167-171.
- Bouchette, F., Séguret, M. et Moussine-Pouchkine, A. (2001) Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading (uppermost Jurassic, South-East Basin, France). *Sedimentology*, 48, 767-789.
- Bouma, A.H. (1962) Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam. 168p.
- Bouma, A.H. (1985) Introduction to submarine fans and related turbidite systems. *In*: A.H. Bouma, W. Normark and N. Barnes (Eds), *Submarine fans and related turbidite systems*. Springer-Verlag, New York, 3-6.
- Bouma, A.H. (2000) Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models : applicability and danger. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 137-143.
- Braga, J.C., Martin, J.M. et Wood, J.L. (2001) Submarine lobes and feeder channels of redeposited, temperate carbonate and mixed siliciclastic-carbonate platform deposits (Vera Basin, Almeria, southern Spain). *Sedimentology*, 48, 99-116.
- Bridge, J.S. et Bennett, S.J. (1992) A model for the entrainment and transport of sediment grain mixed sizes, shapes and densities. *Water Resource Research*, 28, 337-363.

- Bridge, J.S. et Demicco, R.V. (2008) *Earth surface processes, landforms and sediment deposit*. Cambridge University Press, New York. 815p.
- Brodacki, M. (2006) Functional anatomy and mode of life of the latest Jurassic crinoids Saccocoma. *Acta Palaeontologica Polonica*, 51 (2), 261-270.
- Brunet, M.F. (1985) Evolution de la subsidence du Trias à l'Oxfordien le long d'une coupe de la Voulte-St Ambroix (marge cévenole). *Doc. B.R.G.M.*, Orléans, 95-11, 121-131.
- Campbell, C.S. (1990) Rapid granular flows. Annual Review of Fluid Mechanics, 22, 57-91.
- Carson, M.A. et Kirkby, M.J. (1972) Hillslope Form and Process. Cambridge University Press.
- Cecca, F. et Rehànek, J. (1991) First correlation between Late Jurassic ammonite and « microproblématic » biostratigraphic scales. Results from Marches Apennines (Central Italy). *C. R. Acad Sci. Paris*, 313, série II, 1441-1446.
- Chan, M.A. et Dott, R.H. (1983) Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene forearc basin, western Oregon fan or no fan ? A.A.P.G. Bull., 67, 2100-2116.
- Codarcea, A. et Nastaseanu, S. (1964) Contributii la cunoasterea stratifrafiei depozitelor calcaroase din Basinul Vaii Cerna si de la Cazane (Dunare). *St. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr., ser. Géol.*, Bucarest, t 9, n°2, 241-250.
- Colacicchi, R. et Baldanza, A. (1986) Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia formation, Apennines-comparison with siliciclastic depositional models. *Sedimentary Geology*, 48, 1-2, 81-105.
- Collot, L. (1890) Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse-Provence. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, série III, t. XIX, 39.
- Colombié, C. (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France) : relations plate-forme bassin et facteurs déterminants. *Thèse de doctorat*, Université de Fribourg, Suisse.
- Contini, D. (1972) Le Jurassique en Franche-Comté. *Ann. Sci. Univ. Besançon, Géol.*, (3), n°17, 3-18.
- Cook, H.E., McDaniel, P.N., Mountjoy, E.W. et Pray, L.C. (1972) Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. *Bull. Can. Pet. Geol.*, 20, 439-497.
- Cotillon, P. (1984) Crétacé inférieur. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie*. Mém. B.R.G.M., n°125, 287-338.
- Coussot, P. et Meunier, M. (1996) Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Sci. Rev.*, 40, 209-227.
- Crevello, P.D. et Schlager, W. (1980) Carbonate debris sheets and turbidites, exuma sound, Bahamas. *J. Sed. Petro.*, 50 (4), 1121-1148.
- Crews, J.R., Weimer, P., Pulham, A.J. et Waterman, A.S. (2000) Integrated Approach to Condensed Section Identification in Intraslope Basins, Pliocene-Pleistocene, Northern Gulf of Mexico. *A.A.P.G. Bull.*, 84, 1519-1536.

- Cronin, B.T., Gürbüz, K., Hurst, A. et Satur, N. (2000) Vertical and lateral organization of a carbonate deep-water slope marginal to a submarine fan system, Miocene, southern Turkey. *Sedimentology*, 47, 4, 801-824.
- Curnelle R. et Dubois, P. (1986) Evolution mésozoïque des grands bassins sédimentaires français : bassin de Paris, d'Aquitaine et du sud-est. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. II, n°4, 529-546.
- Daly, R.A. (1936) Origin of 'submarine canyons'. Am. J. Sci., 31, 401-420.
- Dardeau, G. (1984) Jurassique supérieur : Alpes maritimes. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie.* Mém. B.R.G.M., n°125, 254-255.
- Dardeau, G., Atrops, F., Fortwengler, D., Graciansky, P. C. de, et Marchand, D. (1988) Jeu de blocs et tectonique distensive au Callovien et à l'Oxfordien dans le bassin du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), t. IV, n°5, 771-777.
- Dardeau, G., Fortwenger, D., Graciansky, P.C. de, Jacquin, T., Marchand, D. et Martinod, J. (1990) Halocinèse et jeu de blocs dans les baronnies : Diapirs de propiac, Montaulieu, Condorcet (Département de la Drôme, France). *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 14, 111-151.
- Dardeau, G. et Graciansky, P.C. de (1990) Halocinèse et rifting dans les Alpes-maritimes. *Soc. Nat. Elf Aquitaine*, 14, 443-464.
- Dardeau, G., Marchand, D. et Fortwengler, D. (1994) Tectonique synsédimentaire et variations du niveau marin pendant le dépôt de la formation des Terres Noires (Callovien supérieur-Oxfordien moyen; bassin du Sud-Est, France). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 319, série II, 559-565.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S. et Lienhardt, M.J. (1984) Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie. Mém. B.R.G.M., 125, 126.
- Dott, R. H. (1963) Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. A.A.P.G. Bull., 47, 104-128.
- Dott, R.H. et Bourgeois, J. (1982) Hummocky stratification : Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663-680.
- Dromart, G. et Atrops, F. (1988) Valeur stratigraphique des biomicrofaciès pélagiques dans le Jurassique supérieur de la Téthys occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 306, série II, 1365-1371.
- Drzewiecki, P.A. et Simo, J.A. (2002) Depositional processes, triggering mechanisms and sediment composition of carbonate gravity flow deposits: examples from the Late Cretaceous of the south-central Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology*, 146, 1, 155-189.
- Dubois, P. et Delfaud, J. (1989) Le Bassin du Sud-Est. *In*: *Dynamique et méthodes d'études des Bassins Sédimentaires*. Paris : ASF, Technip, 277-297.
- Duke, W.L. (1985) Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, 167-194.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C. et Cheel, R.A. (1991) Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 6, 625-628.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. et Southard, J.B. (2005) Experiments on oscillatory-flow and combined-flow bed forms: implication for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *J. Sed. Research*, 75, 3, 501-513.

- Dzulynski, S., Ksiazkiewicz, M. et Kuenen, P. H. (1959) Turbidites in flysch of the Polish Carpathian Mountains. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 70, 1089-1118.
- Eberli, G.P. (1987) Carbonate turbidite sequences deposited in rift-basins of the Jurassic Tethys Ocean (eastern Alps, Switzerland). *Sedimentology*, 34, 363-388.
- Eberli, G.P. (1988) Physical properties of carbonate turbidite sequences surrounding the Bahamas implications for slope stability and fluid movements. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 101, 305-313.
- Eberli, G.P. (1991) Calcareous turbidites and their relationship to sea-level fluctuations and tectonism. *In*: G. Einsele *et al.* (Eds), *Cycles and events in stratigraphy*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 240-359.
- Einsele, G. (1992) Sedimentary basins, evolution, facies and Sediment budget. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 628p.
- Elder, W.P., Gustason, E.R. et Sagemon, B.B. (1994) Correlation of basinal carbonate cycles to nearshore parasequences in the late cretaceous Greenhorn seaway, Western Interior U.S.A. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, 892-902.
- Enay, R. (1971) Tithonique Portlandien. *In*: Les zones du Jurassique en France, par le groupe français d'étude du Jurassique. *C. R. som. Soc. Géol. Fr.*, Paris, série 7, fasc. 6, 23-25.
- Enay, R. (1984) Jurassique supérieur : Malm. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie.* Mém. B.R.G.M., n°125, 223-286.
- Enay, R., Bernier, Pet Contini, D. (1984) Jurassique supérieur : Haute-Saône et Jura. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie*. Mém. B.R.G.M., n°125, 242-247.
- Ferry, S. (1978) Les "calcaires à débris" barrémo-aptiens de la Drôme vocontienne (France Sud-Est): des cônes d'épandage bioclastique en eau profonde. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, H.S.* 4, 273-303.
- Ferry, S. (1979) Les turbidites bioclastiques: mode de transport du sable calcaire des plates-formes Urgoniennes à la cuvette Vocontienne (SE de la France). *Geobios, Mém sp.*, 3, 149-158.
- Ferry, S. (1984) Apports détritiques dans le bassin vocontien. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie.* Mém. B.R.G.M., n°125, 332-334.
- Ferry, S. (1987) Le détritisme carbonaté profond dans le crétacé inférieur du Sud-Est français : ses rapports avec l'eustatisme. *Géol. Alpine, Mém. H.S.*, n°13, 197-202.
- Ferry, S. (2005) Systèmes turbiditiques calcaires du Tithonien et du Barrémo-Bédoulien subalpins (S-E de la France). *Excu. GFC, Livret guide*, 43p.
- Ferry, S. et Flandrin, J. (1979) Mégabrèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). *Géol. Alpine*, Grenoble, 55, 75-92.
- Filipescu, M.G. et Dragastan, O. (1964) Restes de Tintinnidae dans les dépôts tithoniques et néocomiens de la République Populaire Roumaine. *Recueil honn. Académicien I. S. Jovtchev*, Sofia, 247-261.

- Fisher, R.V. (1983) Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11, 273-274.
- Flandrin, J. (1966) Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, T série, t. 8, n° 3, 376-386.
- Flandrin, J. et Weber, C. (1966) Données géophysiques sur la structure profonde du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.* 8, pp. 387-392.
- Flint, S.S. et Hodgson, D.M. (2005) Submarine slope systems: processes and products. *Geological Society, London, Special Publications*, 244, 1-6.
- Friedman, G.M. et Sanders, J.E. (1997) Dispelling the myth of sea-floor tranquillity. *Geotimes*, 42, 24-27.
- Friès, G. (1987) Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien. *Thèse de doctorat*, Paris. Ecole des mines de Paris, mém. des Sci. de la Terre, n°4, 369 p.
- Friès, G. et Beaudoin, B. (1987) Les grès apto-albiens dans leur contexte paléomorphologique (Bassin subalpin méridional, S.E. France). *Géol. Alpine, Mém. H.S.*, 13, 215-226.
- Friès, G. et Parize, O. (2003) Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology*, 50, 1231-1270.
- Fuchs, T. (1883) Welche Ablagerungen haben wir als Tiefseebildungen zu betrachten. *Neues Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beilage. Bd*, 2, 487-584.
- Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L. et Friedmann, J.S. (2005) Giant striations at the base of a submarine landslide. *Mar. Geol.*, 214, 1-3, 287-294.
- Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L. et Friedmann, J.S. (2006) Triggering and evolution of a giant submarine landslide, offshore Angola, revealed by 3D seismic stratigraphy and geomorphology. *J. Sed. Research*, 76, 9-19.
- Gerard, J.R.F. et Bromley, R.G. (2008) *Ichnofabrics in clastic sediments : application to sedimentological core study, a practical guide.* J.R.F. Gerard (Ed.), 100 p.
- Geyssant, J. (1997) Tithonien. *In* : Elf ep (Eds), Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen : zonation parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. E. Cariou et P. Hantzpergue (coord.). *Bull. centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém.* 17, 95-102.
- Gignoux, M. et Moret, J. (1952) Géologie Dauphinoise (2e. édition). Masson, Paris, 391 p.
- Gladstone, C. et Sparks, R.S.J. (2002) The significance of grain-size breaks in turbidites and pyroclastic density current deposits. *J. Sed. Research*, 72, 1, 182-191.
- Goguel, J. (1938) Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, VIII, 251-256.
- Goguel, J. (1944) Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le S-E de la France. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 44, 215, 62-78.
- Graciansky, P.C. de, et Lemoine, M. (1988) Early cretaceous extensional tectonics in southeastern French Alps: a consequence of North-Atlantic rifting during Tethyan spreading. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8 (4), 733-737.

- Grosheny, D. et Malartre, F. (2002) Reconstruction of outer shelf paleoenvironments in the Turonian-Coniacian of Southeast France (micropaleontology and sedimentology: local and global controlling factors. *Marine Micropaleontology*, 47, 117-141.
- Groupe français d'étude du Jurassique (1997) Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou, E. et Hantzpergue, P. (Coord.). *Bull. centre Rech. Elf Explor. Prod., Mém.* 17, 440p.
- Grün, B. et Blau, J. (1997) New aspects of calpionellid biochronology: proposal for a revised calpionellid zonal and subzonal division. *Revue de Paléobiologie*, 16, 197-214.
- Guillocheau, F. et Hoffert, M. (1988) Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307, série II, 1909-1916.
- Haas, J. (1999) Genesis of Late Cretaceous toe-of-slope breccias in the Bakony Mts, Hungary. *Sedimentary Geology*, 128, 1-2, 51-66.
- Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P.P.E., Gardner, J. et Mulder, T. (2003) Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology*, 50, 3, 483-510.
- Hampton, M.A. (1972) The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents : *J. Sed. Petro.*, 42, 775-793.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.-C. de, et Vail, P.R. (1998) Jurassic chronostratigraphy. *In*: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (Eds), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 60 (chart).
- Harms, J.C., Southard, J.B. Spearing, D.R. et Walker, R.G. (1975) Depositional environments as interpreted from primary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists Short Course*, 2, 166p.
- Hathway, B. (1995) Deposition and diagenesis of Miocene arc-fringing platform and debris-apron carbonates, southwestern Viti Levu, Fiji. *Sedimentary Geology*, 94, 3-4, 187-208.
- Haug, E. (1891) Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 3, 1-297.
- Heezen, B.C. et Ewing, M. (1952) Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *American Journal of Science*, 250, 849-873.
- Heller, P.L. et Dickinson, W.R. (1985) Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *A.A.P.G. Bull.*, 69, 960-976.
- Hendry, H.E. (1972) Breccias deposited by mass flow in the breccia nappe of the French Pre-Alps. *Sedimentology* 18 (3/4), 277-292.
- Housa, V., Scheibner, E. et Stranik, Z. (1963) Tithonian stratigraphy of west Carpathians (VIth Sess. Carpathian Balcanian Assoc.). *Geol. Shor. Slov. Akad. Vied*, Bratislava, t XIV, série 1, 3-17.
- Hsü, K.J. (1975) Catastrophic debris streams (Sturztroms) generated by rock falls. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 129-140.

- Hüneke, H. et Krienke, K. (2004) Toe-of-slope deposits of a Givetian reef-rimmed platform: provenance of calcareous density-flow deposits (Rabat-Tiflet-Zone, Morocco). *Facies*, 50, 2, 327-346.
- Jacka, A.D., Beck, R.H., St Germain, L.C. et Harrison, S.C. (1968) Permian deep-sea fans of the Delaware Mountain Group (Guadalupian), Delaware basin. *Society of Economic palaeontologists and Mineralogists Permian Basin Section Publication*, 68-11, 49-90.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L. et Masini, E. (2009) Tectono-sedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean; example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28(TC4012).
- Jenkins, D.G. et Murray, J.W. (1988) Stratigraphical atlas of fossil foraminifera. *British Micropaleontological Society Series*, 125-272.
- Johns, D.R. (1978) Mesozoic carbonate rudites, megabreccias and associated deposits from central Greece. *Sedimentology*, 25, 4, 561-573.
- Johnson, A.M. (1938) The origin of submarine canyons. *Journal of Geomorphology*, 1, 111-340.
- Johnson, A.M. (1970) *Physical processes in geology*. Freeman, Cooper and Co., San Francisco, 577p.
- Johnson, A.M. et Rodine, J.R. (1984) Debris flow. *In*: D. Brunsden and D.B. Prior (Eds), *Slope Instability*. Wiley, New York, chp. 8.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Sempéré, T. et Maillard, J. (1988) Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, IV, 3, 363-374.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Fries, G. et Parize, O. (1989) Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, Série II, 1031-1038.
- Karvé-Corvinus, G. (1966) Biostratigraphie des Oxfordium und untersten Kimmeridgium am Mont Crussol, Ardèche, im Verleich mit Süddeutschland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Stuttgart, 126, n°2, 101-141.
- Kenyon, N.H., Akhmetzhanov, A.M. et Twichell, D.C. (2002) Sand wave fields beneath the Loop Current, Gulf of Mexico: reworking of fan sands. *Mar. Geol.*, 192, 297-307.
- Kilian, W. (1888) Description géologique de la montagne de Lure. *Thèse de doctorat*, Univ. Paris, 456 p.
- Kilian, W. (1895) Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron et contributions à la connaissance des terrains secondaires du Sud-Est de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 23 (3), 659-803.
- Klupfel, W. (1917) Uber die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geol. Rdsch., 7, 97-109.
- Kneller, B. (1995) Beyond the turbidite paradigm; physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *In*: Hartley, A. and Prosser, J., (Eds), *Characterization of deep marine clastic systems: Geological Society of London, Spec. Publication* 94, 31-49.
- Komar, P.D. (1971) Hydraulic jumps in turbidity currents. Geol. Soc. Am. Bull., 82, 1477-1481.

- Komar, P.D., Neudeck, R.H. et Kulm, L.D. (1972) Observations and significance of deep water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. *In*: D.J.P. Swift, D.B. Duane and O.H. Pilkey (Eds), *Shelf sediment transport: process an pattern*. Stroudsbourg, PA.: Dowden, Huchinson and Ross, 601-619.
- Koutsoukos, E.A.M. et Hart, M.B. (1990) Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, paleocommunities and tropic structures: a case study from the Sergipe basin, Brazil. *Transactions of Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences* 81, 221-246.
- Krause, F.F. et Oldershaw, A.E. (1979) Submarine carbonate breccia beds a depositional model for two-layer, sediment gravity flow from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Canadian J. Earth Sci.*, 16, 189-199.
- Kuenen, P.H. (1937) Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidsche Geol. Meded.*, 8, 327-351.
- Kuenen, P.H. (1950) Turbidity currents of high density. *Int. Geol. Congr. Rep. 18th Sess. Great retain* 1948, Pt. 8, Proc. Sect. G. The Geology of Sea and Ocean floors, 44-52.
- Kuenen, P.H. (1951) Properties of turbidity currents of high density. Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Pub., 2, 14-33.
- Kuenen, P.H. (1952) Estimated size of the Grand Banks turbidity current. *American Journal of Science*, 250, 874-884.
- Kuenen, P.H. (1953) Significant features of graded bedding. A.A.P.G. Bull., 37, 1044-1066.
- Kuenen, P.H. (1957) Sole markings of graded bedding. Journal of Geology, 65, 231-258.
- Kuenen, P.H. (1958) Problems concerning source and transportation of flysch sediments. *Geologie en Mijnbouw*, 20, 329-339.
- Kuenen, P.H. et Carozzi, A. (1953) Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. *Journal of Geology*, 61, 4.
- Kuenen, P.H. et Migliorini, C.I. (1950) Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58 (2), 91-127.
- Kuhry, B., De Clercq, S.W.G. et Dekker, L. (1976) Undications of current action in late Jurassic limestones, radiolarian limestones, Saccocoma limestones and associated rocks from the subbetic of SE Spain. *Sedimentary Geology*, 15 (3), 235-258.
- Lakova, I., Stoykova, K., et Ivanova, D. (1997) Tithonian to Valanginian bioevents and integrated zonation on calpionellids, calcareous nannofossils and calcareous dinocysts from the Western Balcanides, Bulgaria. *Mineralia Slovaca*, 29, 301-303.
- Leckie, D. (1988) Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *J. Sed. Research*, 58, 4, 607-622.
- Léenhardt, F. (1883) Étude géologique de la région du Mont-Ventoux, in-4°. *Thèse de doctorat*, Univ. Montpellier.
- Le Hégarat, G. (1965) Présentation d'un néotype de Neocosmoceras (Euthymiceras) euthymi PIC-TET, ammonite berriasienne. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, N.S*, 12, 125-128.

- Le Hégarat, G. (1966) Sur la présence d'une formation conglomératique à faune d'âge tithonique supérieur dans la région de Marignac-en-Diois (NE de Die, Drôme). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, 398-400.
- Le Hegarat, G. (1973) Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Thèse de doctorat*, Lyon. *Doc. Lab. Géol.* Lyon, n°43 (1971), 576 p.
- Le Hégarat, G. et Remane, J. (1968) Tithonique supérieur et berriasien de l'Ardeche et de l'Herault; corrélation des ammonites et des calpionelles. *Geobios*, 1, 7-69.
- Leleu, S. (2005) Les cônes alluviaux Crétacé Supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. *Thèse de doctorat*, Université Louis Pasteur Strasbourg I.
- Lemoine, M. (1982) Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes occidentales : naissance et évolution d'une marge continentale passive. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, n°7, 15 p.
- Lemoine, M. (1984) La marge occidentale de la Téthys ligure. *In* : *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris, 155-248.
- Lemoine, M. (1985) Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), I, 126-137.
- Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M. Graciansky, P-C. de, Rudkiewicz, J-L., Mégard-Galli, J. et Tricart, P. (1986) The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. *Mar. Petrol. Geol.*, 3, 179-199.
- Lemoine, M., Dardeau, G., Delpech, P.Y., Dumont, T., Graciansky, P-C. De, Graham, R., Jolivet, L., Roberts, D. et Tricart, P. (1989) Extension synrift et failles transformantes jurassiques dans les Alpes Occidentales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, série II, 1711-1716.
- Lewis, K.B. (1971) Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. Sedimentology, 16, 97-110.
- Loeblich, A.R. et Tappan H. (1964) Sarcodina, chiefly « Thecamoebians » and Foraminifera. *In* : R.C. Moore (Ed.), *Treatise on invertebrate paleontology*. part C, 2 vol.
- Loeblich, A.R. et Tappan H. (1988) Foraminiferal genera and their classification. Van Nostrand Reinhold Como. Inc., New-York, 970 p.
- Lowe, D.R. (1976) Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23, 285-308.
- Lowe, D.R. (1979) Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *In*: L.J. Doyle and O.H. Pikey Jr. (Eds), *Geology of Continental Slopes. S.E.P.M. Spec. Publ.*, 27, 75-82.
- Lowe, D.R. (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sed. Petro., 52 (1), 279-297.
- Lozano-Garcia, F. (2003) Les brèches de resédimentation tithoniennes des gorges de l'Eygues (bassin subalpin français). *Mém. DEA*, Université de Lyon, (inédit).
- Madof, A.S., Christie-Blick, N. et Anders M.H. (2009) Stratigraphic controls on a salt-withdrawal intraslope minibasin, north-central Green Canyon, Gulf of Mexico: Implications for misinterpreting sea level change. *A.A.P.G. Bull.*, 93, 535-561.

- Maier-Harth, U. (1982) Quartz-sandy allodapic limestones as a result of lime mud-raising clastic turbidites. *In*: G. Einsele and A. Seilacher (Eds), *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 404-418.
- Major, J.J. (1997) Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology*, 105, 345-366.
- Mallarino, G., Beaubouef, R.T., Droxler, A.W., Abreu, V. et Labeyrie L. (2006) Sea level influence on the nature and timing of a minibasin sedimentary fill (northwestern slope of the Gulf of Mexico). *A.A.P.G. Bull.*, 90, 1089-1119.
- Masse, J.P. et Philip, J. (1976) Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme durancien. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam.*, 2, vol XVIII, fasc. 1, 49-66.
- Mattern, F. (2005) Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis. *Earth-Science Rev.*, 70, 3-4, 167-202.
- Mazenot, G. (1939) Les Palaehoplitidae tithoniques et berriasiens du Sud-Est de la France. *Thèse de doctorat*, Univ. Paris, *Mém. Soc. Géol. Fr., Paris*, t XVIII, n°41, 303 p.
- Meischner, K.D. (1964) Allodapiche kalke, turbidite in riff-nahen sedimentations-becken. *In*: A.H. Bouma and A. Brouwer (Eds), *Developments in sedimentology 3: Turbidites, Spec. Pub. Inter. Ass. Sed.* 156-191.
- Middleton, G.V. (1966) Experiments on density and turbidity currents. I. Motion of the head, and II. Uniform flow of density currents. *Can. J. Earth Sci.*, 3, 523-546, 627-637.
- Middleton, G.V. (1967) Experiments of density and turbidity currents. III. Deposition of sediment: *Can. J. Earth Sci.*, 4, 475-505.
- Middleton, G.V. (1970) Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. *In*: J. Lajoie (Ed.), *Flysch Sedimentology in North America. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 7, 253-272.
- Middleton, G.V. et Hampton, M.A. (1973) Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *In*: G.V. Middleton and A.H. Bouma (Eds), *Turbidites and Deep-water Sedimentation*. *SEPM Pacific Section, Short Course,* Anaheim, 1-38.
- Middleton, G.V. et Hampton, M.A. (1976) Subaqueous sediment transport and deep sediment gravity flows: *In*: D.J. Stanley and D.J.P. Swift (Eds), *Marine sediment Transport and Environmental Management*. Wiley Inter-science, New York, 197-218.
- Migliorini, C.I. (1948) I cunei composti nell'orogenesi. Boll. Soc. Geol. It., 67, 29-142.
- Migliorini, C.I. (1949) Sedimentzione delle brecciole calcaree e del macigno. *Atti Soc. Toscana Sci. Nat.*, 56, 21-41.
- Migliorini, C.I. (1950) Dati a conferma della risedimentazione delle arenarie del Macigno. *Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem.* Ser. A, 57, 82-94.
- Milne, J. (1897) Suboceanic changes. Geographical Journal, 10, 129-146, 259-289.
- Mohrig, D. et Marr, J.G. (2003) Constraining the efficiency of turbidity current generation from submarine debris flows and slides using laboratory experiments. *Mar. Petrol. Geol.*, 20, 883-899.

- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C. et Parker, G. (1998) Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 110, 387-394.
- Monaco, P. (1992) Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary Geology*, 77, 123-142.
- Monleau, C. et Arnaud, M. (1984) Jurassique supérieur : Provence. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie.* Mém. B.R.G.M., n°125, 252-254.
- Morris, K., Kenyon, N.H., Limonov, A. et Alexander, J. (1998) Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology*, 45, 2, 365-377.
- Mulder, T. et Alexander, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299.
- Mulder, T. et Cochonat, P. (1996) Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Research*, 66 (1), 43-57.
- Mulder, T., Callec, Y., Parize, O., Joseph, P., Schneider, J.L., Robin, C., Dujoncquoy, E., Salles, T., Allard, J., Bonnel, C., Ducassou, E., Etienne, S., Ferger, B., Gaudin, M., Hanquiez, V., Linares, F., Marchès, E., Toucanne, S. et Zaragosi, S. (2010) High-resolution analysis of submarine lobes deposits: Seismic-scale outcrops of Lauzanier area (SE Alps, France). *Sedimentary Geology*, 229, 160-191.
- Mulder, T. et Etienne, S. (2010) Lobes in deep-sea turbidite systems : State of the art. *Sedimentary Geolology*, Preface, 229, 75-80.
- Mulder, T., Razin, P. et Faugeres, J.C. (2009) Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, 56, 997-1015.
- Mullins, H.T. et Cook ,H.E. (1986) Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary geology*, 48, 1-2, 37-79.
- Mullins H.T., Heath, K.C., Van Buren, H.M. et Newton, C.R. (1984) Anatomy of modern openocean carbonate slope: Northern Little Bahama Bank. *Sedimentology*, 31, 141-168.
- Mutti, E. (1979) Turbidites et cônes sous-marins profonds. *In*: P. Homwood (Ed.), *Sedimentation Detritique (Fluviatile, Littorale et Marine)*. Institut de Geologie, Université de Fribourg, 353-419.
- Mutti, E. (1992) *Turbidite sandstones*. Milan, Italy, Istituto di Geologia, Università di Parma, *Agip Spec. Pub.*, 275p.
- Mutti, E., Bernoulli, D., Ricci Lucchi, F. et Tinterri, R. (2009) Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56, 267-318.
- Mutti, E. et Normark, W.R. (1987) Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. *In*: J.K. Lehhett and G.G. Zuffa (Eds), *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman, London, 1-38.
- Mutti, E. et Ricci Lucchi, F. (1972) Le torbiditi dell'Appennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11, 161-199.

- Mutti, E. et Ricci Lucchi, F. (1975) Turbidite facies and facies associations. *In*: E. Mutti, G.C. Parea, F. Ricci Lucchi, M. Sagri, G. Zanzucchi, G. Ghibaudo, S. Iaccarino (Eds), *Examples of turbidites facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. 9ème Congrès International de Sédimentologie*, Nice 1975, Field Trip A 11, 21-37.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Di Biase, D. et Cavanna, G. (2003) Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Mar. Petrol. Geol.*, 20, 733-755.
- Nakajima, T. et Satoh, M. (2001) The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea. *Sedimentology*, 48, 2, 435-463.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S. et Edwards, B.D. (1979) A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *In*: L.J. Doyle and O.H. Pilkey Jr. (Eds), *Geology of Continental Slopes. S.E.P.M. Spec. Publ.*, 27, 61-73.
- Nelson, C.H. (1983) Modern submarine fans and debris aprons: An update of the first half century. *In*: J.S. Boardman (Ed.), *Revolution in the Earth Sciences: Advances in the Past Half-Century*. Kendall/Hunt, Dubuque, Iowa, 148-166.
- Nelson, C.H., Carlson, P.R., Byrne, J.V. et Alpha, T.R. (1970) Development of the Astoria Canyon-Fan physiography and comparison with similar systems. *Mar. Geol.*, 8, 259-291.
- Normark, W.R. (1970) Growth patterns of deep-sea fans. A.A.P.G. Bull., 54 (11), 2170-2195.
- Normark, W.R. (1991) Turbidite elements and the obsolescence of the suprafan concept. *Geol.*, 53, 1-10.
- Ogg, J.G. (2004) The Jurassic Period. *In*: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith (Eds), *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press. 307-343.
- Olóriz, F., Caracuel, J.E., Marques, B. et Rodriguez-Tovar, F.J. (1995) Asociaciones de Tintinnoides en facies Ammonitica Rosso de la Sierra Norte (Mallorca). *Revista Espanola de Paleontologia*, n° *Homenaje al Dr. G. Colom*, 77-93.
- Paquier, V. (1900) Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. *Thèse de doctorat*, Univ. Grenoble, 402p.
- Payros, A., Pujalte, V. et Orue-Etxebarria, X. (2007) A point-sourced calciclastic submarine fan complex (Eocene Anotz Formation, western Pyrenees): facies architecture, evolution and controlling factors. *Sedimentology*, 54, 1, 137-168.
- Payros, A. et Pujalte, V. (2008) Calciclastic submarine fans : An integrated overview. *Earth-Science Rev.*, 86, 203-246.
- Philip, J. (1984) Tectonique mésocrétacé en Provence. *In* : S. Debrand-Passard (Ed.), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie*. Mém. B.R.G.M., n°125, 384-386.
- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P. et Hiscott, R.N. (1986) Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Sci. Rev.*, 23, 75-174.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. et Hein, F.J. (1989) *Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman, London, 416p.

- Pierson, T.C. (1995) Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constrains for debris-flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 283-294.
- Pierson, T.C. et Costa, J.E. (1987) A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: J.E. Costa and G.F. Wieczorek (Eds), Debris flows/avalanches: process, recognition, and mitigation,. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, vol. VII, 1-12.
- Piper, D.J.W. (1972) Turbidite origin of some laminated mudstones. *Geological Magazine*, 108, 115-126.
- Piper, D.J.W. (1978) Turbidite muds and silts in deep-sea fans and abyssal plains. *In*: D.J. Stanley and G. Kelling (Eds), *Sedimentation in submarine fans, canyons, and trenches*. Stroudsburg, Pennsylvania, 163-176.
- Pop, G. (1974) Les zones de Calpionellids tithonique-valanginiennes du sillon de Resita (Carpates méridionales). *Revue Roumaine Géologie, Géophysique, Géographie : Géologie*, 18, 109-125.
- Pop, G. (1997) Tithonian to Hauterivian praecalpionellids and calpionellids: bioevents and biozones. *Mineralia Slovaca*, 29, 304-305.
- Porthault, B. (1974) Le Crétacé supérieur de la "Fosse vocontienne" et des regions limitrophes (France, Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. *Thèse de doctorat*, Lyon, 342 p.
- Postma, G., Nemec, W. et Keinspehn, K.L. (1988) Large floating clasts in turbidites : a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology*, 58, 47-61.
- Prave, A. R. et Duke, W. L. (1990) Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: a form of antidune stratification? *Sedimentology*, 37, 531-539.
- Pray, L.C., Cook, H.E., McDaniel, P.N. et Mountjoy, E.W. (1967) Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins, Alberta, Canada. *In : Proc. Int. Symp. Devonian System, Calgary, Alba., Soc. Pet. Geol. Can.*, 128-129.
- Raja Gabaglia, G. (1995) Stratigraphie et faciès de tempête de la rampe carbonatée du Jurassique supérieur du bassin du Sud-Est (France): calcarenites, brèches, corps glissés. *Thèse de doctorat,* Univ. Montpellier II, France, n° 95 MON2 0161, 399 p., 2 vol.
- 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. *Mar. Petrol. Geol.*, 13, 6, 625-652.
- Reading, H.G. et Richards, M. (1994) Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *A.A.P.G. Bull.*, 78, 792-822.
- Reháková, D. (1995) Upper Jurassic-Lower Cretaceous carbonate microfacies and environmental models for the Western Carpathians and adjacent palaeogeographic units. *Cretaceous research*, 16, 283-297.
- Reháková, D. et Michalík, J. (1997) Evolution and distribution of calpionellids—the most characteristic constituents of Lower Cretaceous Tethyan microplankton. *Cretaceous Research*, 18, 3, 493-504.
- Remane, J. (1964) Untersuchungen zur Systematik und Stratigraphie der Calpionellen in den Jura-Kreide Grenzschichten des vocontischen Troges. *Palaeontographica*, Stuttgart, 123 (4), 1-57.

- Remane, J. (1960) Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud-Est de la France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 36, 75-114.
- Remane, J. (1966) Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, 448-453.
- Remane, J. (1970) Die Enstehung der resedimentåren Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclogae geol. Helvetiae*, Bâle, 63, 3, 685-740.
- Remane, J. (1971) Les Calpionelles protozoaires planctoniques des mers mésogéennes de l'époque secondaire. *Annales Guebhard*, Neuchâtel, 47, 370-393.
- Remane, J., Bakalova-Ivanova, D., Borza, K., Knauer, J., Nagy, I., Pop, G. et Tardi-Filacz, E. (1986) Agreement of the subdivision of the standard calpionellid-zones defined at the Second Planktonic Conference, Roma 1970. *Acta Geol. Hungarica*, 29, 5-13.
- Rey, J., Bonnet, L., Cubaynes, R., Qajoun, A. et Ruget, C. (1994) Sequence stratigraphy and biological signals :statistical studies of benthic foraminifera from Liassic series. *Palaeobeo. Palaeoeclim. Palaeoeco.*, 111, 149-171.
- Rodine, J.D. et Johnson, A.M. (1976) The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic material to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23, 213-234.
- Rolin, Y. (1987) Gisements fossilifères liés à des sources sous-marines dans le bassin des Terres Noires : le site oxforden de Beauvoisin (Drôme), comparaison avec les sites océaniques actuels. *Thèse de doctorat*, Univ. Claude Bernard, Lyon 1, 126 p.
- Roman, J. (1991) Les crinoïdes jurassiques Saccocoma de Canjuers (Var). Anatomie, systématique et écologie. Conséquences stratigraphiques et biostratigraphiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, série II, 421-424.
- Ruiz-Ortiz, P.A. (1983) A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, southern Spain. *Sedimentology*, 30, 33-48.
- Savary, B. (2005) Calcareous turbidity current emplacement as an initiation mechanism for substrate brecciation and deformation. *In*: D.M. Hodgson and S.S. Flint (Eds), Submarine Slope Systems: Processes and Products. *Geological Society, London, Special Publications*, 244, 207-220.
- Savary, B. et Ferry, S. (2004) Geometry and petrophysical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian-Aptian, Pas-de-la-Cluse, France). *Sedimentary Geology*, 168, 3-4, 281-304.
- Sayn, G. (1889) Note sur quelques Ammonites nouvelles ou peu connues du Néocomien inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, série III, t. XVII, 679.
- Schlager, W. and Camber, O. (1986) Submarine slope angles, drowning uncomformities, and shelf-erosion on limestone escarpments. *Geology*, 14, 762-765.
- Schweigert, G. et Callomon, J.H. (1997) Der bauhinia-Faunenhorizon und seine Bedeutung für die Korrelation zwischen tethyalem und subborealem Oberjura. *Stuttgarter Beitrage Naturkunde*, Série B (247).
- Séguret, M., Moussine-Pouchkine, A., Raja Gabaglia, G. et Bouchette, F. (2001) Storm deposits and storm-generated coarse carbonate breccias on a pelagic outer shelf (South-East Basin, France). *Sedimentology*, 48, 231-254.

- Seilacher, A. et Hauff, R.B. (2004) Constructiona morphology of pelagic crinoïds. *Palaïos*, 19 (1), 3-16.
- Seldon, B. et Flemings, P.B. (2005) Reservoir pressure and seafloor venting: Predicting trap integrity in a Gulf of Mexico deepwater turbidite minibasin. *A.A.P.G. Bull.*, 89, 193-209.
- Shanmugam, G. (2000) 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 285-342.
- Sido, M. (1957) Tintinnidàk elterjedése és retegtani jelentösége magyarorszagon (Extension des Tintinnoidiens et leur importance en Hongrie). Földt. Közlöny (Bull. Hung. Geol. Soc.), Budapest, t 87, 309-319.
- Skourtsis-Coroneou, V. et Solakius, N. (1999) Calpionellid zonation at the Jurassic/Cretaceous boundary within the Viagla Limeston Formation (Ionian zone, western Greece) and carbon isotope analysis. *Cretaceous Research*, 20, 583-595.
- Sliter, W.V. et Baker, R.A. (1972) Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *J. Foraminifer.*, Res. 2, 167-183.
- Stow, D.A. et Mayall, M. (2000) Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Mar. Petrol. Geol.*, 17, 125-135.
- Stow, D.A.V. et Shanmugam, G. (1980) Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25 (1-2), 23-42.
- Stow, D.A.V. et Piper, D.J.W. (1984) Fine-grained sediments, deep-water processes and facies. *Geological Society Special Publication*, 15, 659.
- Strachan, L.J. et Alsop, G.I. (2006) Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet slump of County Clare, Ireland. *Basin research*, 18, 4, 451-470.
- Straub, S. (2001) Bagnold revisited: implications for the rapid motion of high-concentration sediment flows. *In*: W.D. McCaffrey, B.C. Kneller and J. Peakall (Eds), *Particulate Gravity Currents*. Oxford, Blackwells, 91-109.
- Talling, P.J., Amy, L.A., Wynn, R.B., Peakall, J. et Robinson, M. (2004) Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: origin and widespread occurrence in distal depositional environments. *Sedimentology*, 51, 163-194.
- Tempier, C. (1966) Les facies du Jurassique terminal dans les chaînes subalpines méridionales au Sud et à l'Est de la Durance. Leur répartition géographique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), VIII, 468-470.
- Ter-Chien Huang et Pierce, J.W. (1971) The carbonate minerals of deep-sea bioclastic turbidites, southern Blake basin. *J. Sed. Petro.*, 41 (1), 251-260.
- Terzaghi, K. (1950) Mechanism of landslides. *In*: Paige and Sydney (Eds), Application of geology to engineering practice. New York, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83-123.
- Tillman, R.W., Swift, D.J.P. et Walker, R.G. (1985) Shelf sands and sandstone reservoirs. *S.E.P.M.*, *short course*, 13, 708p.

- Tinterri, R., Drago, M., Consonni, A., Davoli, G. et Mutti, E. (2003) Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. *In*: E. Mutti, G.S. Stefens, C. Pirmez, M. Orlando and D. Roberts (Eds), *turbidites: Models and Problems. Mar. Petrol. Geol.*, 20, 911-933.
- Toucas, A. (1890) Etude de la faune des couches tithoniques de l'Ardèche. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, série III, t. XVIII, 560.
- Tribovillard, N. P., Cotillon, P., et Espitalie, J. (1987) Relation entre venues salines par tectonique salifère et sédimentation par l'étude de la matière organique. Le cas des Terres Noires jurassiques du bassin dauphinois (SE de la France). C. R. Acad. Sci. Paris, série II, 305(1), 23-26.
- Tucker, M.E. (1969) Crinoidal turbidites from the Devonian of Cornwall and their palaeogeographic significance. *Sedimentology*, 13, 281-290.
- Tucker, M.E. et Wright, V.P. (1990) Carbonate Sedimentology. Black-well, Oxford.
- Valdes, P. et Sellwood, B.W. (1992) A paleoclimate modem for the Kimmeridgian. *Palaeogeogr.*, *Palaeoclimatol.*, *Palaeoecol.*, 95, 47-72.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. et Hardenbol, J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In*: C.K. Wilgus, B.S., Hasting., C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross and J.C. Van Wagoner (Eds), Sea-level Changes: An integrated approach. *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 42, 39-45.
- Walker, R.G. (1966) Shale grit and grindslow shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of northern England. *J. Sed. Petro.*, 36 (1), 90-114.
- Walker, R.G. (1978) Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. A.A.P.G. Bull., 62, 932-966.
- Walker, R.G. (1992) Turbidites and submarine fans. *In*: R.G. Walker and N.P. James (Eds), Facies models: response to sea level change. *Geological Association of Canada*, 239-263.
- Watts, K.F. (1987) Triassic carbonate submarine fans along the Arabian platform margin, Sumeini Group, Oman. *Sedimentology*, 34, 43-71.
- Wierzbowski, A. (1991) Biostratigraphical correlations around the Oxfordian/Kimmeridgian boundary. *Acta Geol. Pol.*, 41, 3-4, 149-155.
- Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V. et Weaver, P.P.E. (2002) Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 86, 8, 1441-1446.

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE 1

- Fig.1: Bassin subalpin: répartition des 9 domaines géologiques du S-E de la France (Fond de carte: In Debrand-Passard, 1984)
- Fig.2 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur étudié et celles des secteurs des études précédentes 26
- Fig.3: Corrélations lithologiques entre deux coupes de référence du secteur des chaînes subalpines (Séderon et Veynes), une coupe simplifiée du domaine de la bordure cévenole du Massif Central (Ardèche) et une coupe simplifiée du domaine des Alpes-Maritimes 28
- Fig.4: Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur, description des faciès, biozones d'ammonites et de calpionelles pour l'ensemble des chaînes subalpines.
- Fig.5 : Zonation des ammonites de l'Oxfordien au Berriasien moyen en domaine téthysien et boréal (modifié d'après le Groupe français d'étude du Jurassique, 1997) 32
- **Fig.6a**: Comparaison de zonations à calpionelles définies par différents auteurs d'après Skourtsis-Coroneou et Solakius (1999) 36
- Fig.6b : Comparaison de zonations à calpionelles et à ammonites amenant à la construction de l'échelle combinée utilisée comme échelle de référence 36
- Fig.7 : Paléogéographique du Jurassique terminal (Tithonien) (modifié d'après Blakey, http://jan.ucc. nau.edu/~rcb7/)
- **Fig.8 :** Carte paléogeographique du bassin subalpin au Tithonien (modifié d'après Debrand-Passard, 1984)
- Fig.9 : Carte structurale simplifiée du bassin subalpin au Mésosoïque (modifié d'après Baudrimont et Dubois, 1977; fond de carte : In Debrand-Passard, 1984)

 43
- Fig.10 : Carte structurale simplifiée des chaînes subalpines à l'Actuel (A) et au début du Crétacé (B); bloc-diagramme de la paléotopographie créée par le jeu des failles qui délimitent des blocs (C) (d'après Joseph et al., 1989)
- Fig.11 : Symboles et couleurs des faciès, motifs des niveaux remaniés, figures sédimentaires, microfaciès, échantillonage et biozones à calpionelles employés dans les coupes et les corrélations

 46

CHAPITRE 2

- Fig.12: Carte de localisation, de directions de courants et de glissements, montrant l'existence, au Tithonien supérieur et au Berriasien, de deux vallées confluentes acheminant les sédiments jusqu'à la zone basse du Büech (d'après Joseph et al., 1988).

 55
- Fig.13 : Carte d'affleurements et de répartition des faciès du Jurassique supérieur dans le bassin subalpin (A). Coupe schématique du Tithonien à travers le bassin (B). (d'après Séguret et al., 2001).
- Fig.14: Répartition des remaniements synsédimentaires et leur importance relative en domaine vocontien de l'Oxfordien au Cénomanien (d'après Ferry, 1984).

Fig.15 : Séquence type de dépôt d'un courant de turbidité et son évolution en fonction ement à la source (d'après Bouma, 1962).	de son éloigne- 65
Fig.16: Composition schématique d'un courant de turbidité tripartite à un instant do gue un corps laminaire à grains grossiers prolongé par une tête soumise à la poune zone de mélange (élutriation) et une zone turbulante en arrière de la zo (d'après Gladstone et Sparks, 2002).	oussée de l'eau,
Fig.17: Classications des flux de sédimentation gravitaire sur la base de leur rhéomécanisme de support des sédiments (B).	logie (A) et du 66
Fig.18: Relation génétique entre les différents types de flux de sédimentation gravitaire en fonction du temps, de l'espace et de la concentration. Le type de mécanisme sédiments est précisé en bas à droite. (B) Le mode de support et le régime d'ép pris en compte.	de support des
Fig.19: Principaux modèles de dépôts gravitaires. (A) Modèle de «submarine-fant pôts silicoclastiques (d'après Walker, 1978). (B) Modèles de «slope apron» et apron» pour des dépôts calciclastiques (d'après Mullins et Cook, 1986).	
Fig.20 : Modèles de Calciclastic Submarine Fan (CSF) d'après Payros et Pujalte (200	08). 79
Fig.21: Principaux éléments de dépôts gravitaires reconnaissables à la fois sur les sy et récents (d'après Mutti et al., 2009).	estèmes anciens 83
Fig.22: Diagramme schématique montrant l'évolution des divisions dans une séquen en fonction de sa position sur la pente (d'après Shanmugam, 2000 à partir Lowe, 1982; Bouma, 1962; Stow et Shanmugam, 1980 et Pickering et al., 1989	des travaux de
Chapitre 3	
Fig.23 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du domaine étudié e teur de la Drôme.	t celles du sec- 90
Fig.24 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur de la Drôm des coupes levées dans ce secteur.	ne et la position 91
Fig.25 : Calcaires micritiques du secteur de la Drôme.	94
Fig.26 : Microfaciès des calcaires micritiques du secteur de la Drôme.	95
Fig.27: Macrofaune des calcaires micritiques du secteur de la Drôme.	97
Fig.28 : Photos de falaises montrant des niveaux de brèches, parfois amalgamées de Drôme.	u secteur de la 99
Fig.29 : Brèches du secteur de la Drôme.	100
Fig.30 : Type de bases et de toits dans les brèches du secteur de la Drôme.	101
Fig.31 : Brèches à clastes jointifs (CJ) du secteur de la Drôme.	104
Fig.32 : Brèches à clastes flottants (CF) du secteur de la Drôme.	105
Fig.33 : Granoclassement dans les brèches du secteur de la Drôme.	106
Fig.34 : Caractéristiques microscopiques des brèches du secteur de la Drôme.	108

109

Fig.35 : Macrofaune des brèches du secteur de la Drôme.

Fig.36	S : Les calcarénites à l'échelle de l'affleurement dans le secteur de la Drôme.	112
Fig.37	7 : Type de bases et de toits dans les calcarénites du secteur de la Drôme.	113
Fig.38	8 : Figures sédimentaires dans les calcarénites du secteur de la Drôme.	114
Fig.39	9 : Granoclassement dans les calcarénites du secteur de la Drôme.	115
Fig.40	9 : Caractéristiques microscopiques des calcarénites du secteur de la Drôme.	118
Fig.41	l : Macrofaune et ichnofossiles des calcaires micritiques et des calcarénites du secteur d Drôme.	de la 119
Fig.42	2 : Calcaires laminés du secteur de la Drôme.	121
Fig.43	3 : Caractéristiques microscopiques des calcaires laminés du secteur de la Drôme.	122
Fig.44	4 : Le méga-slump du secteur de la Drôme.	124
Fig.45	5 : Slumps et vue de détail du méga-slump du secteur de la Drôme.	125
Fig.46	6: Position stratigraphique de la coupe de référence du secteur de la Drôme (SBD) par co lation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes su pines.	
Fig.47	7 : Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur, description des faciès, biozones d'an nites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement du secteur d Drôme.	
Fig.48	8 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les quatre transversales effectuées dans le teur de la Drôme.	sec- 131
Fig.49	2 : Transversale NO-SE du système gravitaire de la Drôme.	132
Fig.50) : Transversales SO-NE du système gravitaire de la Drôme.	136
Fig.51	1 : Panoramas de la montagne d'Aucelon montrant une géométrie planaire dans le sens apports.	s des 140
Fig.52	2 : Panoramas de la montagne de Tarsimoure montrant une géométrie lobée dans le sens pendiculaire aux apports.	per- 141
Fig.53	3 : Surfaces et cartes d'isopaques des unités 1 et 2. La surface rouge représente la surface re horizontale (base de la brèche BR.2). Echelle verticale X4.	epère 143
Fig.54	4 : Surfaces et cartes d'isopaques des unités 3 et 4. La surface rouge représente la surface re horizontale (base de BR.2). Echelle verticale X4.	epère 144
Fig.55	5 : Carte d'isopaques de l'unité 1 du secteur de la Drôme.	146
Fig.56	6 : Carte d'isopaques de l'unité 2 du secteur de la Drôme.	146
Fig.57	7 : Carte d'isopaques de l'unité 3 du secteur de la Drôme.	147
Fig.58	8 : Carte d'isopaques de l'unité 4 du secteur de la Drôme.	147
Fig.59) : Etapes de construction du lobe bréchique de la Drôme, du Tithonien inférieur au Berric moyen, en parallèle ayec le jeu synsédimentaire de la faille de Die-La-Motte-Chalancon.	

148

- **Fig.60 :** Carte d'affleurements du Tithonien montrant les directions de paléocourants mesurées dans le secteur de la Drôme.
- Fig.61 : Schémas des principaux mécanismes hydrodynamiques intervenant dans le transport et le dépôt des faciès gravitaires du système de la Drôme.

 154
- **Fig.62**: Evolution schématique des faciès de resédimentation gravitaire le long de la pente, mécanismes hydrodynamiques mis en jeu et type de dépôt correspondant en fonction du faciès remaniés.

 155
- Fig.63 : Blocs diagrammes des différentes étapes de construction du système gravitaire de la Drôme.

CHAPITRE 4

- **Fig.64 :** Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du domaine étudié et celles du secteur Sud.
- Fig.65 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur Sud et la position des coupes levées dans ce secteur.
- Fig.66: Position stratigraphique de la coupe de référence de la partie occidentale du secteur Sud (AUL) par corrélation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines.

 180
- Fig.67: Position stratigraphique de la coupe de référence de la partie orientale du secteur Sud (SIS) par corrélation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines.

 181
- Fig.68: Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur: description des faciès, biozones d'ammonites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement de la partie occidentale du secteur Sud.

 182
- **Fig.69 :** Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur : description des faciès, biozones d'ammonites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement de la partie orientale du secteur Sud.

 183
- **Fig.70 :** Carte d'affleurements du Tithonien montrant les quatre transversales effectuées dans le secteur Sud. 184
- Fig.71: Transversale SO-NE du secteur d'Aulan.
- Fig.72: Transversale NO-SE du secteur d'Aulan.
- Fig.73: Transversale SO-NE du secteur de Sisteron.
- Fig.74: Transversale NO-SE du secteur de Sisteron.
- Fig.75 : Panoramas de la Rochette-du-Buis montrant la présence d'une brèche à morphologie lobée dans le sens perpendiculaire aux apports.

 195
- Fig.76: Carte d'isopaques de l'unité 1 du secteur Sud.
- Fig.77: Carte d'isopaques de l'unité 2 du secteur Sud.
- Fig.78: Carte d'isopaques de l'unité 3 du secteur Sud.
- Fig.79: Carte d'isopaques de l'unité 4 du secteur Sud.

Fig.80 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les directions de paléocourants mesurées dat le secteur Sud.	ns 99
Fig.81 : Blocs diagrammes des différentes étapes de construction des systèmes gravitaires d'Aulan de Sisteron.	et 96
Chapitre 5	
Fig.82 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du domaine étudié et celles du se teur Nord.	c- 12
Fig.83: Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur Nord et la position de coupes levées dans ce secteur.	es 13
Fig.84: Position stratigraphique de la coupe de référence du secteur Nord (NDB) par corrélation lithologique et biostratigraphique avec la série pélagique virtuelle des chaînes subalpines.	
Fig.85: Série pélagique virtuelle du Jurassique supérieur, description des faciès, biozones d'amm nites et position stratigraphique des principaux épisodes de remaniement du secteur Nord.	
Fig.86: Carte d'affleurements du Tithonien montrant les cinq transversales effectuées dans le sectet Nord.	ur 24
Fig.87: Transversale O-E 1 du secteur Nord.	25
Fig.88: Transversale O-E 2 du secteur Nord.	26
Fig.89: Transversale N-S 1 du secteur Nord.	28
Fig.90: Transversale N-S 2 du secteur Nord.	30
Fig.91: Transversale N-S 3 du secteur Nord.	32
Fig.92: Panoramas de la coupe de Rabou montrant le passage des brèches aux faciès autochtone On note les variations rapides de l'épaisseur d'un banc de brèche et l'absence d'érosion de faciès sous-jacents.	
Fig.93: Panoramas des gorges d'Agnielles montrant le passage latéral des brèches aux faciès a tochtones.	и- 36
Fig.94: Panoramas du Bonnet de Calvin montrant le caractère chenalisé de certaines brèches dat la partie proximale. Les chenaux sont remplis puis débordent et s'étallent sous forme de lob à l'aspect lenticulaire.	
Fig.95 : Carte d'isopaques de l'unité 1 du secteur Nord.	38
Fig.96: Carte d'isopaques de l'unité 2 du secteur Nord.	38
Fig.97: Carte d'isopaques de l'unité 3 du secteur Nord.	39
Fig.98 : Carte d'isopaques de l'unité 4 du secteur Nord.	39
Fig.99 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les directions de paléocourants mesurées dan le secteur Nord.	ns 41
Fig.100 : Blocs diagrammes des différentes étapes de construction du système gravitaire Nord.	15

CHAPITRE 6

- Fig.101 : Carte d'affeurements du Tithonien montrant les limites du domaine étudié et celles du secteur des gorges de l'Aygues et de Céüse. 252
- Fig.102 : Carte d'affleurements du Tithonien montrant les limites du secteur des gorges de l'Aygues et de Céüse ainsi que la position des coupes levées dans ces secteurs.
- Fig.103: Transversale de correlation S-N à travers le lobe tithonien des gorges de l'Aygues (modifié d'après Lozano-Garcia, 2003).
- Fig.104: Transversale de corrélation O-E à travers le lobe tithonien des gorges de l'Aygues (modifié d'après Lozano-Garcia, 2003).
- Fig.105 : Transversale de corrélation NO-SE à travers le lobe bréchique de Céüse (modifié d'après Backert, 2004).
- Fig.106 : Transversale de corrélation SO-NE à travers le lobe bréchique de Céüse (modifié d'après Backert, 2004).
- Fig.107: Transversale de corrélation N-S et panoramas de la falaise Ouest de Céüse montrant l'accrétion latérale des brèches du lobe à la sortie du canyon de Châteauneuf d'Oze (modifié d'après Backert, 2004).
- Fig.108: Position stratigraphique des unités du lobe calcarénitique de l'Aygues par corrélation avec la coupe de Pommerol (CPO).
- Fig.109 : Position stratigraphique des unités du lobe bréchique de Céüse par corrélation avec la coupe de Sigottier (SIG).
- Fig.110 : Blocs diagrammes des différentes étapes de construction du système gravitaire de la Drôme, du lobe calcarénitique des gorges de l'Aygues et du lobe bréchique de Céüse. 268

CHAPITRE 7

- Fig.111: Carte d'affleurements montrant la répartition et le sens de dépôt des lobes tithoniens ainsi que les zones de pente dans la partie Nord du bassin subalpin. 280
- Fig.112: Implications de la morphologie de la zone de plate-forme externe et de talus sur la provenance des éléments constituant les dépôts gravitaires au pied du talus, avec les exemples comparés du Tithonien et du Barrémien subalpin (d'après Ferry, 2005).
- Fig.113: Reconstitution morphologique des bordures Ouest et Sud du bassin subalpin Nord au Tithonien. 283
- Fig.114 : Evolution du bassin de Fuji (Golfe du Mexique) comparée avec celle de la marge Ouest du bassin subalpin (modifié d'après Madof et al., 2009).
- Fig.115: Processus de bréchification.
- Fig.116 : Modèle de dépôt des faciès tithoniens en lobes grossiers de pied de pente sur la marge subalpine.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé	5
Abstract	6
Remerciements	7
Sommaire	11
Introduction	15
Partie I : Contexte	19
Chapitre 1: Cadre de l'étude et méthode de travail	23
1. Cadre de l'étude	23
1.1. Cadre géographique	23
1.2. Cadre lithostratigraphique, paléogéographique et biostratigraphique	23
1.2.1. Cadre lithostratigraphique et paléogéographique	23
1.2.1.1. Série de la bordure cévenole du Massif Central	25
1.2.1.2. Série des Alpes-Maritimes	27
1.2.1.3. Série des chaînes subalpines	29
1.2.2. Cadre chronostratigraphique	33
1.2.2.1. Oxfordien	33
1.2.2.2. Kimméridgien	34
1.2.2.3. Tithonien	34
1.2.2.4. Berriasien	37
1.3. Histoire du bassin subalpin et cadre tectonique	38
1.3.1. Histoire du bassin subalpin	38
1.3.2. Situation géographique des remaniements dans le bassin subalpin	41
1.3.3. Héritage et évolution structurale du bassin subalpin	41
1.3.4. La tectonique dans les chaînes subalpines au Jurassique supérieur	42
2. Méthode de travail	45
2.1. Collecte des données sur le terrain	45
2.1.1. Levé de coupe sédimentologiques	45
2.1.2. Panoramas photographiques	45
2.1.3. Echantillonnage	45
2.1.4. Collecte de données complémentaires ponctuelles	47
2.2. Traitement des données en laboratoire	47
2.2.1. Lames-minces	47
2.2.2. Corrélations des coupes	48
2.2.3. Cartes d'isopaques	48
2.2.4. Reconstitution en 3D grâce au logiciel Gocad®	48

CHAPITRE 2: ETAT DES CONNAISSANCE	SS	51
1. Les brèches tithoniennes subalpin	ES	51
1.1. Anciennes hypothèses		51
1.1.1. Hypothèses autochtonistes		51
1.1.1.1. Hypothèse d'une formation	on par concrétion	51
1.1.1.2. Hypothèse des séismites		52
1.1.2. Hypothèses allochtonistes		53
1.1.2.1. Hypothèse de coulées gra	vitaires	53
1.1.2.2. Hypothèse d'un rempliss	age de canyon sous-marin	54
1.2. Hypothèses récentes		56
1.2.1. Hypothèse autochtoniste d'un tempêtes	e bréchification in situ sous l'action de va	agues de 56
1.2.2. Hypothèse allochtoniste des lo	obes gravitaires	58
2. Les dépôts gravitaires dans le bas	SSIN SUBALPIN AU JURASSIQUE SUPÉRIE	EUR ET
au Crétacé inférieur (Tithonien e	EXCEPTÉ)	59
2.1. Au Jurassique supérieur		59
2.2. Au Crétacé inférieur		61
3. Processus et modèles de sédimenta	ATION GRAVITAIRE	62
3.1. Processus de sédimentation gravitai	re silicoclastique	62
3.1.1. Historique du concept de turb	idites	62
3.1.2. Autres types de dépôts gravita	ires	68
3.1.2.1. Les slumps et glissement	s de terrain	68
3.1.2.2. Flux de sédimentation gra	avitaire	69
3.1.3. Modèles de sédimentation gra	vitaire silicoclastique et exemples	72
3.2. Systèmes de dépôts gravitaires calci	clastiques	74
3.2.1. Historique des calciturbidites		74
3.2.2 : Autres dépôts gravitaires calci	clastiques	77
3.2.3. Modèles de sédimentation gra	vitaire calciclastique et exemples	78
 Comparaison des systèmes et proce des modèles 	ssus de sédimentation gravitaire - applica	abilité 80
3.3.1. Comparaison des systèmes sil	icoclastiques et calciclastiques	80
3.3.2. Comparaison des systèmes an	ciens et actuels	81
3.3.3. Applicabilité des modèles		82

Partie II : Données et premières interprétations	85
Chapitre 3 : Le secteur de la Drôme	89
1. Localisation du secteur d'étude	89
2. Les lithofaciès	92
2.1. Les calcaires micritiques	92
2.1.1. Aspect et organisation à l'affleurement	92
2.1.2. Caractéristiques internes	92
2.1.2.1. Calcaires noduleux	92
2.1.2.2. Calcaires en plaquettes	93
2.1.2.3. Calcaires blancs	93
2.1.3. Caractéristiques microscopiques et composition biologique	93
2.2. Les brèches	97
2.2.1. Aspect et organisation à l'affleurement	98
2.2.2. Caractéristiques internes	98
2.2.2.1. Forme de la base et du toit	98
2.2.2.2. La texture	102
2.2.2.3. La nature et granulométrie du liant	102
2.2.2.4. Organisation verticale des bancs	103
2.2.3. Caractéristiques microscopiques des brèches	107
2.2.3.1. Les clastes	107
2.2.3.2. La matrice	107
2.2.4. Composition biologique	110
2.3. Les calcarénites	110
2.3.1. Aspect et organisation à l'affleurement	110
2.3.2. Caractéristiques internes	111
2.3.2.1. La forme de la base et du toit	111
2.3.2.2. Figures sédimentaires	111
2.3.2.3. Organisation verticale de la taille des grains	116
2.3.3. Caractéristiques microscopiques	117
2.3.3.1. Les grains	117
2.3.3.2. La matrice	119
2.3.4. Composition biologique	119
2.4. Calcaires laminés	120
2.4.1. Caractéristiques internes	120
2.4.2. Caractéristiques microscopiques	120
2.4.3. Composition biologique	123
2.5. Slumps <i>s.s.</i>	123
2.5.1. Aspect et organisation à l'affleurement	123
2.5.2. Caractéristiques internes	123
2.5.3. Composition biologique	126

		100
	2.6. Le méga-slump	126
	2.6.1. Aspect et organisation à l'affleurement	126
	2.6.2. Caractéristiques internes	126
	2.6.3. Composition biologique	127
3.	Répartition stratigraphique des différents faciès	127
	3.1. Coupe de référence de Saint-Benoît-en-Diois	127
	3.2. Position stratigraphique des brèches, des slumps et du méga-slump	127
4.	La géométrie des dépôts remaniés du secteur de la Drôme	130
	4.1. Les corrélations	130
	4.1.1. Transversale NO-SE	130
	4.1.2. Transversales SO-NE	134
	4.1.2.1. Transversale Nord	135
	4.1.2.2. Transversale centre	137
	4.1.2.3. Transversale Sud	137
	4.1.3. Interprétation des corrélations	138
	4.2. Panoramas photographiques complémentaires	139
	4.3. Cartes d'isopaques et reconstitution chronologique des unités	142
	4.3.1. Utilisation du logiciel Gocad®	142
	4.3.2. Les cartes d'isopaques corrigées et interprétées	142
	4.4. Orientation du système : les directions de paléocourants	149
5.	Interprétation et discussion sur le mode de mise en place des faciè	ES ET LE
	MILIEU DE DÉPÔT	151
	5.1. Mode de mise en place	151
	5.1.1. Les dépôts autochtones	151
	5.1.2. Les brèches	151
	5.1.2.1. Les indices de remaniement	151
	5.1.2.2. Mécanismes de transport et de dépôt	152
	5.1.3. Les calcarénites	157
	5.1.3.1. Les indices de remaniement	157
	5.1.3.2. Mécanismes de transport et de dépôt	158
	5.1.4. Les calcaires laminés	159
	5.1.4.1. Les indices de remaniement	159
	5.1.4.2. Mécanismes de transport et de dépôt	159
	5.1.5. Les slumps et le méga-slump	159
	5.1.5.1. Les indices de remaniement	159
	5.1.5.2. Mécanismes de transport et de dépôt	160
	5.2. Milieu de dépôt	160
	5.2.1. Milieu de dépôt des faciès de remaniement	160
	5.2.2. Origine des éléments remaniés	161

6.	RECONSTITUTION MORPHOLOGIQUE 3D ET DISCUSSION SUR LE CONTEXTI	E DE MISE EN 162
	PLACE	
	6.1. Reconstitution schématique 3D	162
	6. 2. Discussion sur le contexte de mise en place	162
Сна	APITRE 4: LE SECTEUR SUD	169
1.	Localisation du secteur d'étude	169
2.	Les lithofaciès	169
	2.1. Calcaires micritiques	172
	2.1.1. Aspect et organisation à l'affleurement	172
	2.1.2. Caractéristiques microscopiques et composition biologique	172
	2.2. Les brèches	172
	2.2.1. Aspect et organisation à l'affleurement	172
	2.2.2. Caractéristiques internes	173
	2.2.2.1. Forme de la base et du toit	173
	2.2.2.2. Texture, nature et granulométrie du liant	173
	2.2.2.3. Organisation verticale du banc	173
	2.2.3. Caractéristiques microscopiques	174
	2.2.4. Composition biologique	174
	2.3. Les calcarénites	175
	2.3.1. Aspect et organisation à l'affleurement	175
	2.3.2. Caractéristiques internes	175
	2.3.2.1. Forme de la base et du toit	175
	2.3.2.2. Figures sédimentaires	175
	2.3.2.3. Organisation verticale de la taille des grains	175
	2.3.3. Caractéristiques microscopiques	176
	2.3.4. Composition biologique	176
	2.4. Calcaires laminés	176
	2.4.1. Caractéristiques internes	176
	2.4.2. Caractéristiques microscopiques	177
	2.4.3. Composition biologique	177
	2.5. Slumps <i>s.s.</i>	177
	2.6. Les méga-slumps	177
	2.6.1. Aspect et organisation à l'affleurement	177
	2.6.2. Caractéristiques internes	178
	2.6.3. Composition biologique	178
3.	RÉPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTS FACIÈS	178
	3.1. Coupe d'Aulan	178
	3.2. Coupe de Sisteron	179

	3.3. Position stratigraphique des principaux dépôts remaniés	179
4.	La géométrie des dépôts remaniés du secteur Sud	179
	4.1. Les corrélations : description et premières interprétations	179
	4.1.1. Le secteur d'Aulan (partie occidentale du secteur Sud)	179
	4.1.1.1. Transversale SO-NE	185
	4.1.1.2. Transversale NO-SE	187
	4.1.2. Le secteur de Sisteron (partie orientale du secteur Sud)	189
	4.1.2.1. Transversale SO-NE	189
	4.1.2.2. Transversale NO-SE	191
	4.1.3. Interprétation des corrélations	193
	4.2. Panorama photographique complémentaire	194
	4.3. Cartes d'isopaques et reconstitution chronologique des unités	194
	4.4. Orientation des systèmes : les directions de paléocourants	198
5.	Interprétation et discussion sur le mode de mise en place des	FACIÈS ET LE
	MILIEU DE DÉPÔT	200
	5.1. Mode de mise en place	200
	5.1.1. Les dépôts autochtones	200
	5.1.2. Les brèches	200
	5.1.3. Les calcarénites	202
	5.1.4. Les calcaires laminés	203
	5.1.5. Les slumps et méga-slumps	203
	5.2. Milieu de dépôt	204
	5.2.1. Milieu de dépôt des faciès de remaniement	204
	5.2.2. Origine des éléments remaniés	204
	5.3. Discussion sur la source des systèmes d'Aulan et de Sisteron	204
6.	RECONSTITUTION MORPHOLOGIQUE 3D ET DISCUSSION SUR LE CONTE	XTE DE MISE EN
	PLACE	205
	6.1. Reconstitution 3D	205
	6.2. Discussion sur le contexte de mise en place des dépôts gravitaires	207
Сна	APITRE 5 : LE SECTEUR NORD	211
1.	Localisation du secteur d'étude	211
2.	Les lithofaciès	211
	2.1. Calcaires micritiques	214
	2.1.1. A l'échelle du banc et de l'affleurement	214
	2.1.2. Caractéristiques microscopiques et composition biologique	214
	2.2. Les brèches	214
	2.2.1. Aspect et organisation à l'affleurement	214
	1 0	

2.2.2. Caractéristiques internes	215
2.2.2.1. Forme de la base et du toit	215
2.2.2.2. La texture, nature et granulométrie du liant	215
2.2.2.3. Organisation verticale du banc	215
2.2.3. Caractéristiques microscopiques	216
2.2.4. Composition biologique	216
2.3. Les calcarénites	216
2.3.1. Aspect et organisation à l'affleurement	216
2.3.2. Caractéristiques internes	217
2.3.2.1. Forme de la base et du toit	217
2.3.2.2. Figures sédimentaires	217
2.3.2.3. Organisation verticale de la taille des grains	217
2.3.3. Caractéristiques microscopiques	218
2.3.4. Composition biologique	218
2.4. Les calcaires laminés	218
2.4.1. Caractéristiques internes	218
2.4.2. Caractéristiques microscopiques	219
2.4.3. Composition biologique	219
2.5. Slumps <i>s.s.</i>	219
2.6. Les méga-slumps	219
2.6.1. Aspect et organisation à l'affleurement	219
2.6.2. Caractéristiques internes	220
2.6.3. Composition biologique	220
3. Répartition stratigraphique des différents faciès	220
3.1. Coupe de Notre-Dame de bois vert	220
3.2. Position stratigraphique des principaux dépôts remaniés	220
4. La géométrie des dépôts remaniés du secteur Nord	223
4.1. Les corrélations : description et premières interprétations	223
4.1.1. Transversale O-E 1	223
4.1.2. Transversale O-E 2	227
4.1.3. Transversale N-S 1	229
4.1.4. Transversale N-S 2	231
4.1.5. Transversale N-S 3	231
4.1.6. Interprétation des corrélations	233
4.2. Panoramas photographiques complémentaires	234
4.3. Cartes d'isopaques et reconstitution chronologique des unités	234
4.4. Orientation des systèmes : les directions de paléocourants	240
5. Interprétation et discussion sur le mode de mise en plac	CE DES FACIÈS ET LE
MILIEU DE DÉPÔT	240

	5.1. Mode de mise en place	242
	5.1.1. Les dépôts autochtones	242
	5.1.2. Les brèches	242
	5.1.3. Les calcarénites	242
	5.1.4. Les calcaires laminés	243
	5.1.5. Les méga-slumps	243
	5.2. Milieu de dépôt	243
	5.2.1. Milieu de dépôt des faciès de remaniement	243
	5.2.2. Origine des éléments remaniés	244
6.	RECONSTITUTION MORPHOLOGIQUE 3D ET CHRONOLOGIQUE	244
	6.1. Reconstitution schématique 3D	244
	6.2. Discussion sur le contexte de mise en place	246
Сна	APITRE 6 : LES SYSTEMES DES GORGES DE L'AYGUES ET DE CÉÜSE	251
1.	Localisation des deux études	251
2.	Rappel des faciès et de leur interprétation	251
	2.1. Gorges de l'Aygues	251
	2.2. Céüse	254
3.	Rappel des géométries de dépôt	255
	3.1. Gorges de l'Aygues	255
	3.2. Céüse	258
4.	Rappel des résultats	258
	4.1. Gorges de l'Aygues	258
	4.2. Céüse	262
5.	Correspondance stratigraphique avec les systèmes étudiés précédem	
		262
	5.1. Gorges de l'Aygues	262
	5.2. Céüse	263
6.	Relation spatiale et temporelle entre les systèmes de L'Aygues, de et de la Drôme	Céüse 266
	6.1. Relation entre les systèmes de l'Aygues et de la Drôme	266
	6.2. Relation entre les systèmes de Céüse et de la Drôme	267
7	RECONSTITUTION 3D ET DISCUSSION SUR LE CONTEXTE DE MISE EN PLACE	267
, .	7.1. Reconstitution 3D	267
	7.2 Discussion sur le contexte de mise en place	269

PARTIE III: DISCUSSION	271
CHAPITRE 7: DISCUSSION	275
1. L'hypothèse des tempestites	275
1.1. Rappel des arguments en faveur de l'hypothèse des tempestites	275
1.2. Nouvelles observations et discussion	277
2. Synthèse des systèmes bréchiques tithoniens du bassin subalpin	279
2.1. Synthèse paléogéographique	279
2.2. Comparaison avec un analogue actuel	282
2.3. Diapirisme et tectonique synsédimentaire	286
2.4. Evolution temporelle : pérennité paléogéographique	288
3. Source du matériel gravitaire et processus de bréchification	289
4. Synthèse des modèles calciclastiques applicables	293
5. Question ouverte : contribution à la géodynamique du bassin subalpin	295
Conclusion	299
Bibliographie	307
Liste des figures	325
Table des matières	331

LIVRET D'ANNEXES SÉPARÉ