



HAL
open science

impact des variations paléoclimatiques sur la sédimentation carbonatée au Valanginien

Benjamin Gréselle

► **To cite this version:**

Benjamin Gréselle. impact des variations paléoclimatiques sur la sédimentation carbonatée au Valanginien. Minéralogie. Université Claude Bernard - Lyon I, 2007. Français. NNT: . tel-00275099

HAL Id: tel-00275099

<https://theses.hal.science/tel-00275099v1>

Submitted on 22 Apr 2008

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

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

Thèse présentée devant
l'UNIVERSITÉ LYON1 - CLAUDE BERNARD
pour l'obtention du DIPLÔME DE DOCTORAT
(arrêté du 7 août 2006)

Benjamin GRÉSELLE

IMPACT DES VARIATIONS PALÉOCLIMATIQUES SUR LA SÉDIMENTATION CARBONATÉE AU VALANGINIEN



Directeurs de thèse :

Dr. Bernard PITTET
Pr. Fabrice CORDEY

présentée le 19 septembre 2007 devant :

Pr. Karl FÖLLMI	<i>Rapporteur</i>
Pr. Adrian IMMENHAUSER	<i>Rapporteur</i>
Pr. Jean-François DECONINCK	<i>Examineur</i>
Pr. Helmut WEISSERT	<i>Examineur</i>
Pr. Fabrice CORDEY	<i>Directeur de thèse</i>
Dr. Bernard PITTET	<i>Directeur de thèse</i>

*«Ce qui pose problème n'est pas ce que nous ne savons pas,
c'est ce que nous tenons pour certain et qui ne l'est pas.»*

Marc Twain

Table des matières



Remerciements	11
1 • PRÉSENTATION	13
1.1. PROBLÉMATIQUE	13
1.2 – OBJECTIFS ET DÉMARCHE	14
1.3 – GÉOGRAPHIE, PALÉOGÉOGRAPHIE	15
1.4 – TECTONIQUE	15
1.5 - TEMPS	16
1.5.1 – Chronostratigraphie	16
1.5.2 – Biostratigraphie	16
1.6 – STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE	16
1.7 – LITHOLOGIE	17
1.8 – MÉTHODOLOGIE	18
1.8.1 - Sédimentologie	18
1.8.2 – Géochimie	18
2 • FACIÈS, ENVIRONNEMENTS DE DÉPOT : OBJETS ET MÉTHODOLOGIE	19
2.1 – PRINCIPE ET DÉFINITIONS	19
2.1.1 - Faciès	19
2.1.2 – Zonation bathymétrique	19
2.2 – CONSTITUANTS	20
2.2.1 – Grains non-squelettiques / allochems	20
2.2.2 – Grains squelettiques	23
2.3 – DIAGENÈSE	28
2.4 – STRUCTURES SÉDIMENTAIRES BIOGÉNIQUES	29
2.5 – STRUCTURES SÉDIMENTAIRES HYDRAULIQUES ET GRAVITAIRES	30
2.5.1 – Slumps	30
2.5.2 - Turbidites et tempestites d’offshore	30
2.5.3 – Enregistrement des événements de tempête	31
2.5.4 – Structures de houle de beau temps	33
2.5.5 - Lamines plane-parallèles : plage	34
2.5.6 – Structures de plage	34
2.5.7 – Lamines de backshore, dépôts de wash-over	35
2.6 - CONSTRUCTION D’UN MODÈLE DE FACIÈS	35
2.6.1 - Détermination des faciès	35
2.6.2 - Zones de faciès	38

3 • ANALYSE ENVIRONNEMENTALE ET SÉQUENTIELLE	41
3.1 – PRÉSENTATION	41
3.1.1 – Identification des séquences de dépôt	41
3.1.2 – Hiérarchie des séquences de dépôt	42
3.1.3 – Stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie : Mécanismes et nomenclature	43
3.1.4 – Disposition et légendes	45
3.2 – PLATE-FORME DAUPHINOISE	46
3.2.1 – Le Crozet	46
3.2.2 – Le Salève	48
3.2.3 – Val-de-Fier	51
3.2.4 – La Chambotte	52
3.3 – MARGE DE LA PLATE-FORME DAUPHINOISE : MASSIF DE CHARTREUSE	54
3.3.1 – La Pointière	54
3.3.2 – La Grande Sure (Nord)	56
3.3.3 – Le Goulet de la Sure	60
3.3.4 – La Croix de la Sure	62
3.3.5 – Velouze 1	63
3.3.6 – Velouze 2	64
3.3.7 – La Cheminée de Saint-Martin	65
3.4 – BASSIN VOCONTIEN	66
3.5 – MARGE DE LA PLATE-FORME PROVENCALE : Carajuan	68
4 • CORRÉLATIONS ET CHRONOLOGIE	73
4.1 – MÉTHODES DE CORRÉLATION	73
4.1.1 – Biostratigraphie	73
4.1.2 – Isotopes stables du carbone	73
4.1.3 – Discontinuités et changements faciologiques majeurs	74
4.1.4 – Séquences de dépôts et stratigraphie séquentielle	75
4.2 – CORRÉLATIONS SUR LA PLATE-FORME DU JURA/DAUPHINÉ	75
4.3 – CORRÉLATIONS SUR LA MARGE DAUPHINOISE : MASSIF DE LA CHARTREUSE	77
4.4 – DE LA PLATE-FORME AU BASSIN	79
4.5 – INTERPRÉTATIONS DES CORRÉLATIONS	81
4.5.1 – Géométries des corps sédimentaires	81
4.5.2 – Evolution séquentielle	82
4.5.3 – Approche temporelle : cyclostratigraphie	84
4.5.4 – Durées et calendrier temporel des événements sédimentaires	85

5 • CLIMAT ET NIVEAU MARIN DANS LA REGION PÉRI-VOCONTIENNE	87
5.1 – ÉVOLUTION DE LA GÉOMETRIE DE LA PLATE-FORME DAUPHINOISE ET LIENS AVEC LES PARAMÈTRES PALÉOENVIRONNEMENTAUX AU BERRIASIEN-VALANGINIEN	87
5.1.1 - Berriasien moyen et supérieur (Formations de Pierre-Châtel, de Vions et Membre de la Chambotte inférieure)	87
5.1.2 - Valanginien basal (Membre du Guiers)	88
5.1.3 - Valanginien inférieur (Membre de la Chambotte supérieure)	89
5.1.4 - Valanginien inférieur terminal et Valanginien supérieur	90
5.2 – TAUX DE SÉDIMENTATION	93
5.3 - DÉTRITISME	94
5.4 – NIVEAU MARIN	95
5.4.1 - Fluctuations de court et de moyen terme	95
5.4.2 - Fluctuations de long terme	96
5.4.3 - Le Berriasien supérieur/Valanginien inférieur : période de transition	97
5.4.4 – Discontinuités et surfaces remarquables	97
5.5 – DYNAMIQUE DE TRANSFERT : DE LA PLATE-FORME AU BASSIN	98
5.5.1 – Éléments transportés	98
5.5.2 – Mécanismes de transport	99
5.5.3 – Dynamique de plate-forme et de rampe	99
5.5.4 – Morphologie et niveau marin relatif	100
6 • L'ÉVÉNEMENT VALANGINIEN : UNE CRISE GLOBALE	103
6.1 – CHANGEMENTS PALÉOENVIRONNEMENTAUX AU VALANGINIEN	103
6.1.1 - Baisse de la biodiversité	103
6.1.2 - Augmentation des niveaux trophiques	103
6.1.3 - Baisse du niveau marin et progradation des systèmes fluviaux	104
6.1.4 - Hiatus majeur au Valanginien supérieur	105
6.1.5 - Communications entre domaines boréal et téthysien	106
6.1.6 – Événement de refroidissement global	106
6.1.7 – Le Valanginien en hautes latitudes	107
6.2 – L'ÉVÉNEMENT VALANGINIEN : SYNTHÈSE	108
6.2.1 – Niveau marin et climat global	108
6.2.2 – Détritisme, climat et productivité	109
6.2.3 – Crise des plates-formes carbonatées	109

7 • CRISE DES PLATES-FORMES CARBONATÉES, CYCLE DU CARBONE ET CONDITIONS PALÉOENVIRONNEMENTALES	111
7.1 – LE WEISSERT EVENT	111
7.2 – COMPARAISON DES ÉVÉNEMENTS VALANGINIEN ET APTIEN-ALBIEN : LES DEUX CRISES MAJEURES DES PLATES-FORMES CARBONATÉES AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR	114
7.2.1 – Similitudes entre les événements valanginien et aptien-albien	114
7.2.2 – Différences entre les événements valanginiens et aptien-albien	119
7.2.3 – Comparaison des événements valanginien et aptien-albien : scénario synthétique	120
8 • CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	123
RÉFÉRENCES CITÉES	126

Remerciements



Je tiens tout d'abord à remercier Jean-François Deconinck, Karl Föllmi, Adrian Immenhauser et Helmut Weissert qui me font l'honneur de juger ce travail.

Je remercie tous les chercheurs, permanents comme de passage, qui ont accepté de répondre à mes questions, parfois naïves, et m'ont permis de faire avancer ma compréhension de cette vaste science qu'est la géologie. Merci à François Fourel, François Martineau et Christophe Lécuyer pour m'avoir permis de faire mes analyses géochimiques. Je remercie Yves et Paul pour la « logistique » et notamment les rafistolages sur feu ma 405 ! Un merci chaleureux à Ghislaine Broillet pour son efficacité et pour avoir tout fait pour que je puisse obtenir mes lames minces dans les meilleurs délais. Un immense merci à Sophie Passot et Dominique Barbe pour leur disponibilité, leur gentillesse et le perfectionnisme de leur travail !

Merci à Annie Arnaud-Vanneau pour les déterminations de mes très (trop !) rares foraminifères.

Merci à Peter Schulte pour m'avoir spontanément proposé les analyses des argiles de la coupe de la Sure (les quelques microgrammes existant) lors du congrès Seal'Aix.

Merci également à Jean-Jacques Cornée, Serge Ferry, et John Reijmer pour vos conseils, votre ouverture d'esprit ! Merci à Abder El-Albani pour m'avoir lancé sur la voie de la sédimentologie des carbonates et sans qui je ne serais pas arrivé jusqu'ici.

Un merci particulier à Pascal Kindler avec qui le terrain sur le Salève fut particulièrement enrichissant. Nous savons à quel point ces calcaires sont roux... Je remercie aussi Stéphanie Védrine et ses petites *Mohlerina*, Dave Kemp, Mike Simmons et Heiko Hillgärtner pour l'aide précieuse qu'ils ont pu m'apporter au cours de ces derniers mois.

J'ai eu l'occasion durant ces quatre années de pouvoir donner divers cours et d'encadrer différents terrains et je tiens à remercier les personnes qui m'ont permis de faire mes armes dans l'enseignement et de découvrir nombre de sujets passionnants. Merci donc à Josiane Broyer (ISARA), Thierry Winiarski (ENTPE) et Vincent Lignier (ENS) pour m'avoir offert ces opportunités.

Un grand merci à compagnons de fortune (et aussi d'infortune, certes) sur le terrain : merci à Elodie, Jeremy, Patrick, Raphaël. Ce travail de terrain n'aurait pas été possible si mes mentors, Bérengère Savary et Yann Merran, ne m'avaient pas accompagné la première fois, cette fameuse semaine, dans ce mystérieux massif de la Grande Sure : merci ! Je me dois au passage de ne surtout pas remercier le brouillard de Chartreuse.

Merci à tout le « R2 », aux « discussions de couloirs » et aux pauses café parfois mémorables. Un immense merci à Nicolas Olivier et à Claude Colombié pour avoir fait preuve d'une grande patience et pour m'avoir énormément aidé au cours de cette thèse, plus particulièrement durant le dernier marathon ! Un grand merci à Abbès Sébane et Abbas Marok, pour votre grande culture, votre gentillesse et toute la bonne humeur que vous avez apporté !

Merci à la fine équipe Promes (*"leur mission : sauver le calcaire"*). On devrait toujours travailler dans une ambiance aussi sympathique. Merci donc à Fabienne Giraud, Stéphane Reboulet, Letizia, Samuel « SamSam » Mailliot et la chorale.

Que serait une thèse sans étudiants présents à toute heure ? Je remercie tout le monde pour l'ambiance

toujours teintée de bonne humeur, aux bons moments passés et à venir ! Merci à Hélène, Antoine, Ursula, Célia et Loïc, Liangping, Olivier, Yun et Romain (Amiot & Amiot), Mat, Kenny, Gonzalo, Caro et Olivier, Sylvain, Elodie, Joanne, Thomas, Aurélien « Bibi » le somnambule, Aom, Damien, Ronan, Mathieu, Baptiste et le seigneur des nannos, les thésards de Fribourg et ceux d'Aix pour leur accueil chaleureux ! Une mention spéciale aux Warriors des différents « Chartreuse Warrior Raid » : Amaury, Vincent, Kellie, Wilsa (Ambrosini, 2005), et Abel. Merci à Vincent « Maurice », Eric et Seb. Merci à Marie-Anne, Uncle Tom, et Nok Noy pour m'avoir supporté, moi et ma musique (merci à Bob), dans ce bureau pendant aussi longtemps !

Une ligne est bien méritée pour les deux autres « Pit'juniors », Guillaume et Lolo (ch'en ai), avec qui nous allons encore casser pas mal de calcaire ! Toarcien-Valanginien : même combat !

Merci à Claire, Niels, Kazu (sensei), Noémie (la p'tite suisse), David, Ludo et Tip. Merci à mes amis de toujours : Laurent, Balunga Prod., Juju et Rafy ! Vers l'infini et...

Merci à Dan Simmons, Isaac Asimov, Peter Hamilton, Brian Herbert, Kevin Anderson et surtout Frank Herbert pour avoir équilibré ma vision d'un lointain passé par leur évocation d'un avenir plus ou moins éloigné !

Comment ne pas remercier ma famille et plus particulièrement mes parents et mon frère sans qui rien de tout cela n'aurait été possible.

Un immense merci à Fabrice Cordey qui a accepté de co-diriger ma thèse et qui m'a toujours apporté son soutien. Merci pour tes conseils, tes commentaires (y compris ceux dans la marge) et tes chaleureux encouragements !

Je terminerai ces effusions par mon immense gratitude envers Bernard Pittet et Emanuela Mattioli. Tout en me laissant le champ libre, vous avez toujours, et je dis bien toujours, été là en faisant preuve d'une immense patience envers le jeune étudiant que j'étais, il y a 5 ans déjà. Vous avez été tels des parents et votre confiance, votre gentillesse mais aussi votre expérience m'ont vraiment encouragé en permanence et ces lignes ne donnent qu'une petite idée du plaisir que j'ai eu, et que j'aurai encore à l'avenir, à travailler avec vous. Merci !!

Arigatou gosaimasu mina !

1 • PRÉSENTATION



1.1. PROBLÉMATIQUE

Alors que le réchauffement climatique actuel ne semble plus être contesté ([IPCC 4th Assessment Report](#), 2007 ; [IPCC 3rd Assessment Report](#), 2001), les liens entre les fluctuations climatiques et l'augmentation de la pression partielle de dioxyde de carbone, considéré comme une des principales causes du réchauffement, sont loin d'avoir été clairement définis. Une meilleure compréhension de ces liens nécessite en effet de mieux contraindre le fonctionnement du cycle du carbone, ce qui passe par l'étude d'intervalles de temps considérablement plus longs, du millénaire à plusieurs millions d'années.

A plusieurs reprises, des changements importants de l'environnement et du climat ont été enregistrés au cours de l'histoire de la Terre et sont liés à des fluctuations importantes du cycle du carbone. Certains cas, très étudiés, ont pu montrer l'importance de cette relation climat-carbone comme par exemple la limite Paléocène/Eocène au Cénozoïque ([Zachos et al.](#), 2005), la limite Cénomanién/Turonien ([Jenkyns](#), 2003) ou l'Aptien-Albien au Crétacé ([Weissert et al.](#), 1998), le Toarcien basal au Jurassique ([Hesselbo et al.](#), 2007), la limite Permien-Trias ([Grice et al.](#), 2005) ou encore le Cryogénien, à la fin du Protérozoïque ([Donnadieu et al.](#), 2004). Ces cas de changements majeurs du climat sont souvent associés à des crises biologiques et sédimentaires.

Dans le milieu marin, ces périodes de crises peuvent parfois être soulignées par des événements d'anoxie des eaux de fonds, notamment au cours du Crétacé. Ces événements anoxiques océaniques (OAE) sont caractérisés par des niveaux noirs, enrichis en matière organique, souvent argileux, et des fluctuations importantes du rapport isotopique du carbone. Ils peuvent s'enregistrer suite à un réchauffement, qui pourra alors stimuler la production primaire océanique ([Jenkyns](#), 2003 ; [Erba](#), 2004) et donc la quantité de matière organique se déposant sur le fond. Les OAE peuvent également être enregistrés en contexte de forte humidité sur les continents, favorisant une stratification des eaux et par conséquent l'anoxie des eaux de fond ([Herrle et al.](#), 2003). Ces événements traduisent une préservation importante de la matière organique déposée sur le fond, perturbant ainsi le cycle du carbone.

Un événement similaire a été assez récemment mis en évidence au cours du Valanginien (Crétacé basal ; [Weissert](#), 1989 ; [Lini et al.](#), 1992). Cet événement, nommé Weissert Event ([Erba et al.](#), 2004), a été interprété comme résultant de phénomènes climatiques globaux et se caractérise par une excursion positive du rapport isotopique du carbone (2‰). Cette excursion a été enregistrée dans les sédiments marins de toutes profondeurs, du Golfe du Mexique ([Cotillon & Rio](#), 1984), du Pacifique ([Bartolini](#), 2003), d'Italie ([Lini et al.](#), 1992) ou encore de Sibérie ([Price & Mutterlose](#), 2004). Elle a été récemment caractérisée dans les bois d'Ukraine ([Gröcke et al.](#), 2005), montrant son extension globale et à tous les environnements. Toutefois, l'origine et le contexte climatique de cet événement sont encore très discutés ([Erba](#), 2004 ; [Erba et al.](#), 2004 ; [Gröcke et al.](#), 2005 ; [Föllmi et al.](#), 2006 ; [Duchamp-Alphonse et al.](#), 2006), montrant ainsi que le Weissert Event n'est pas encore bien compris.

Deux des principaux réservoirs de carbone à la surface de la Terre sont la biomasse et les carbonates. Au Mésozoïque, ces derniers sont particulièrement importants en termes de volume comme le montrent les vastes plates-formes carbonatées jusqu'à quatre fois plus développées qu'aujourd'hui ([Skellton](#), 2003). Ces plates-formes enregistrent, au cours du Valanginien, une crise très importante de la production carbonatée. Cette crise peut être soulignée par des changements marqués de la lithologie

qui passe à des intervalles dans lesquels la fraction silicoclastique devient très importante comme en Roumanie (Melinte & Mutterlose, 2001), dans les Balkans (Nikolov et al., 2001) ou en France (Hennig, 2003).

La crise des plates-formes carbonatées valanginiennes est contemporaine de bouleversements importants des systèmes sédimentaires. L'observation d'importants hiatus en Angleterre, en Mer du Nord, au Canada ou dans le Golfe du Mexique (Ruffell, 1991 ; Mutterlose & Kessels, 2000 ; Haggart, 1996 ; Mancini & Puckett, 2002), d'intervalles condensés en Pologne, en Allemagne ou dans le bassin de la Volga (Krobicki & Wierzbowski, 1996 ; Mutterlose, 1992 ; Gröcke et al., 2003) sont des exemples de perturbation voire d'arrêt complet de la sédimentation au cours du Valanginien supérieur. Ces différentes observations ont été interprétées dans un contexte de hausse du niveau marin, ennoyant alors les plates-formes (Autriche, Föllmi et al., 1994 ; Italie, Bosellini & Morsilli, 1997 ; Suisse, Föllmi et al., 2006). D'autres auteurs pensent au contraire que ces nombreuses perturbations du signal sédimentaire sont dues à des épisodes de chute du niveau marin conduisant à une progradation importante du système de dépôt (Espagne, Vilas et al., 2003 ; Argentine, Spalletti et al., 2001), voire à une émergence des plates-formes comme en Bulgarie, en Russie, en Autriche ou encore au Portugal (Minkovska et al., 2002 ; Sahagian et al., 1996 ; Funk et al., 1993 ; Proença Cunha & Pena dos Reis, 1995).

Le Valanginien supérieur en particulier, est marqué par un refroidissement des eaux de l'ouest de la Téthys (Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007). Il est souligné dans les environnements téthysiens par des incursions d'ammonites et de nannoplancton boréaux au début du Valanginien supérieur (Reboullet & Atrops, 1995 ; Melinte & Mutterlose, 2001). La présence de glendonites en Sibérie et au Canada, de diamictites en Australie (Price, 1999 ; Alley & Frakes, 2003), semblent ainsi indiquer le développement de glaces en haute latitude au cours du Valanginien supérieur (McArthur et al., 2007).

Le Valanginien semble ainsi être affecté par des changements paléocéanographiques, paléoenvironnementaux et eustatiques majeurs. Toutefois, leur enchaînement chronologique reste encore à contraindre afin de déterminer l'ordre entre la perturbation du cycle du carbone, attestée par l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$, la crise des plates-formes carbonatées et le refroidissement, afin de mieux comprendre les liens entre ces différentes perturbations et la mise en place de la grande crise valanginienne.

1.2 – OBJECTIFS ET DÉMARCHÉ

L'objectif de ce travail est de mieux contraindre les liens entre les fluctuations de la production carbonatée, du cycle du carbone et du climat, au cours du Valanginien. Dans le cadre de cette problématique, l'objectif de cette étude est d'utiliser les séries du Bassin Vocontien et des plates-formes adjacentes au Valanginien afin d'en discuter l'évolution dans le temps, et de tenter de comprendre les principaux facteurs contrôlant la sédimentation carbonatée, comme le niveau marin, la morphologie des plates-formes, la température et les niveaux trophiques. Des coupes réparties dans ces différents domaines ont été levées afin de caractériser les faciès puis de reconstituer l'évolution des environnements de dépôts et du niveau marin relatif. Dans le bassin, un canevas cyclostratigraphique est construit à partir de l'étude détaillée des alternances marno-calcaires du Bassin Vocontien (épaisseur, rapport banc sur interbanc par exemple). Ce découpage cyclostratigraphique est utilisé afin de corréliser à haute résolution les variations du signal sédimentaire à travers les 400 kms de la zone d'étude (Fig. 1.1).

Ces corrélations permettent alors la reconstitution des géométries des corps sédimentaires, utilisées dans un second temps pour construire un modèle des variations du niveau marin relatif, pour la région du Bassin Vocontien et des plates-formes adjacentes. Ainsi un changement majeur de la morphologie de la plate-forme au cours du Valanginien est mis en évidence. La précision temporelle fournie par la cyclostratigraphie, contrainte par la biostratigraphie, permet de corréliser l'ensemble des événements (hiatus, ennoiement, changements environnementaux) observés dans les différents milieux (plates-formes, marges) et d'en estimer les durées.

Ces interprétations pour la marge nord-ouest téthysienne sont ensuite confrontées avec celles d'autres régions afin d'en discuter l'extension géographique (phénomènes locaux, régionaux, globaux). Une fois

déterminées les perturbations qui affectent la sédimentation à l'échelle globale, il est possible de discuter en retour la manière dont elles s'enregistrent à l'échelle locale.

L'événement Valanginien est ensuite comparé à l'intervalle Aptien/Albien qui est également marqué par des changements très importants de la sédimentation carbonatée et du cycle du carbone (OAE 1a, 1b). La marge de la plate-forme arabe enregistre des variations du niveau marin relatif de forte amplitude (plusieurs dizaines de m) et un changement de morphologie durant une grande partie de l'Aptien/Albien. Ces deux événements crétacés de crise de la production carbonatée sont donc comparés en termes de durée et d'extension géographique, afin de déterminer les facteurs communs ou spécifiques permettant d'interpréter les crises de la production carbonatée mésozoïque.

1.3 – GÉOGRAPHIE, PALÉOGÉOGRAPHIE

La zone étudiée comprend trois grands domaines : le Bassin Vocontien, la plate-forme Jura/Dauphiné et la plate-forme provençale. Au Néocomien (Berriasien, Valanginien, Hauterivien), cette vaste région se situe sur la marge continentale nord de la Néotéthys, ou Téthys ligure (Ziegler, 1988 ; Smith et al., 1994 ; Blakey, 2005 ; Fig. 1.2). Quatorze coupes réparties dans quatre régions, dans le Sud-est et l'Est de la France. Quatre coupes ont été levées dans le Jura méridional, en France, six coupes en Chartreuse occidentale, entre Chambéry et Grenoble, trois coupes dans la Drôme, et une coupe à l'entrée des gorges du Verdon dans les Alpes de Haute Provence (Fig. 1.1).

Le Bassin Vocontien correspond à un bassin intracratonique qui est bordé par la plate-forme du Jura/Dauphiné au Nord, la plate-forme ardéchoise à l'ouest, la plate-forme provençale au sud-ouest (Fig. 1.2). Ces trois plates-formes forment en fait une ceinture peu profonde, caractérisée par une sédimentation essentiellement carbonatée.

Le continent est représenté par des bassins continentaux, parmi lesquels le Bassin de Paris et le Bassin de Gascogne, et par d'importants massifs montagneux (Dercourt et al., 1986 ; Ziegler, 1988). Ces massifs sont le bloc Corse-Sardaigne-Provence et le Massif Central à l'Ouest, les massifs des Ardennes, du Brabant et de la Bohême au Nord. Ces massifs représentent alors les sources du matériel silicoclastique acheminé vers le domaine marin par les fleuves et les vents.

Les différentes études paléogéographiques (dont Ziegler, 1988 ; Dercourt et al., 1986 ; Scotese et al., 2001 ; Blakey, 2005) s'accordent à placer la plate-forme du Jura à une paléolatitudes d'environ 30°N au Valanginien-Hauterivien. La position paléolatitudinale du Bassin Vocontien et des plates-formes correspond ainsi à l'actuelle position de la Floride et de l'archipel carbonaté des Bahamas. Ces zones sont, à l'heure actuelle, marquées par un climat chaud, des cyclones très fréquents en automne et de vastes zones peu profondes à sédimentation carbonatée.

1.4 – TECTONIQUE

La transition entre le Jurassique et le Crétacé est marquée une phase d'ouverture importante de l'Atlantique Nord et d'importantes phases de compression dans l'est de la Téthys, associée à l'orogénèse alpine. Le bombement tectonique en résultant dans l'ouest de la Téthys se traduit en Europe par des émergences significatives. Les faciès continentaux purbeckiens sont ainsi enregistrés dans le Bassin Parisien, en Charente (Gréselle, 2002 ; Colin et al., 2004), dans le Jura franco-suisse (Pasquier & Strasser, 1997), en Angleterre (Allen & Winbledon, 1991), en Espagne (Anderson, 2004) ou encore en Allemagne (Elstner & Mutterlose, 1996). La zone étudiée est alors située sur la marge continentale sud de la Laurasia, marge alors passive (Dercourt et al., 1986).

L'alignement Est-Ouest des massifs Ibérique, Central, Ardennes, Brabant, Bohême, et des chaînes cimmériennes, forme une importante barrière (Fig. 1.2) séparant deux grands domaines paléocéanographiques : boréal au Nord, téthysien au Sud. Si à l'occasion de niveaux eustatiques élevés, des échanges peuvent avoir lieu entre domaines boréal et téthysien au cours du Néocomien (Mutterlose &

Bornemann, 2002 ; Hoedemacker & Hergreen, 2003), les plates-formes étudiées dans ce travail sont cependant sous l'influence du climat de la Téthys.

1.5 - TEMPS

1.5.1 – Chronostratigraphie

Le Valanginien est le second étage du Crétacé. Suivant les auteurs, sa position a varié d'une dizaine de millions d'années (Ma) ces dernières décennies. Sa durée estimée était de 7 Ma dans les années 1980 (Kent & Gradstein, 1985 ; Haq et al., 1987), puis de 8 (Odin, 1994) pour chuter à 5 (Gradstein et al., 1994, 1995). Selon une échelle récente (Geological Time Scale 2004; Gradstein et al., 2004) le Valanginien se situe entre 140.2 et 136.4 Ma (Fig. 1.3), correspondant à une durée de 3.8 Ma (Fig. 1.3). Ce nouveau raccourcissement s'explique en partie par le rattachement de la sous-zone d'ammonites à *Thurmanniceras otopeta* au Berriasien (zone à *Subthurmannia boissieri*) par le Kilian Group (sous-commission de l'IUGS ; Hoedemacker et al., 2003), alors qu'elle définissait jusqu'alors la base du Valanginien.

1.5.2 – Biostratigraphie

La biostratigraphie de l'intégralité du Valanginien repose sur la biozonation des ammonites. Les zones ont été définies dans les sédiments du Bassin Vocontien et validées par le Kilian Group, groupe de travail de l'IUGS pour le Crétacé inférieur (Hoedemacker et al., 2003 ; Reboulet et al., 2006). Le Valanginien inférieur comporte deux zones, les zones à *Tirnovella pertransiens* et à *Busnardoites campylotoxus*. Cette dernière est divisée en deux sous-zones, à *B. campylotoxus* et *Karakachiceras biassalense* (Fig. 1.3). Le Valanginien supérieur comporte trois zones chacune découpée en deux sous-zones. La première est la zone à *Saynoceras verrucosum* découpée en sous-zones à *S. verrucosum* et *Karakachiceras pronecostatum*. La seconde zone est la zone à *Neocomites peregrinus* découpée en sous-zones à *N. peregrinus* et à *Olcostephanus nicklesi*. La dernière zone valanginienne est la zone *Criosarasinella furcillata* découpée en sous-zones à *C. furcillata* et à *Teschenites callidiscus* (Fig. 1.3).

La corrélation entre lithologie et zones d'ammonites est présentée dans les coupes (Cf. chapitre 3.4) et a fait l'objet du travail de thèse de Stéphane Reboulet (1996). Les marqueurs biostratigraphiques en domaine plus proximaux sont beaucoup plus rares au Valanginien et tout particulièrement pour le Valanginien supérieur. L'intervalle allant du Berriasien moyen à la fin du Valanginien inférieur a fait l'objet de nombreux travaux de thèse utilisant ou définissant des marqueurs de plate-forme. Ainsi les travaux de thèse de Steinhauser (1969), Darsac (1983) et Blanc (1996) représentent les plus importantes contributions à la zonation par calpionelles et foraminifères benthiques des formations du Jura. Dans le présent travail deux espèces de foraminifères benthiques, *Pfenderina neocomiensis* et *Montsalevia (Pseudotextulariella) salevensis*, ont été reconnues et utilisées afin de corréler les formations proximales entre elles, puis aux dépôts de bassin. Leur occurrence a été définie par Blanc (1996) puis confirmée pour la même zone par Hillgärtner (1999).

1.6 – STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Les données de stratigraphie séquentielle des grands bassins sédimentaires du Mésozoïque ont été synthétisées par de Graciansky et al. (1998). Elles ont été corrélées par Hardenbol et al. (1998) aux fluctuations du niveau marin définies par Haq et al. (1987, 1988 ; Fig. 1.3), puis calées sur l'échelle des temps de Gradstein et al. (1994, 1995). Le Berriasien supérieur / Valanginien inférieur montre deux chutes de forte amplitude – plus de 50 m. Ces deux bas niveaux marins s'inscrivent dans un contexte du plus faible niveau marin du Jurassique supérieur à la fin du Crétacé (Haq et al., 1987). Si ce bas niveau marin de second ordre est à relier avec le tectono-eustatisme lié à la fragmentation de la Pangée, les chutes du niveau marin du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (le plus important) restent inexpliquées. Après ce bas niveau marin de second ordre au Valanginien, le niveau marin remonterait graduellement jusqu'au Barrémien.

Sept séquences de troisième ordre ont été définies pour le Valanginien du domaine téthysien (de Graciansky et al., 1998). Le bas niveau marin de second ordre du Valanginien inférieur explique la faible amplitude des variations du niveau marin correspondant au dépôt des trois premières séquences. Cette amplitude est plus importante au cours du Valanginien supérieur et s'illustre par des ennoissements importants durant le dépôt des sédiments formant les quatre dernières séquences de troisième ordre du Valanginien (Hardenbol et al., 1998 ; Fig. 1.3).

1.7 – LITHOLOGIE

La grande variété des faciès de plate-forme valanginiennes du Jura ainsi que leur variabilité spatiale et temporelle expliquent les très nombreuses nomenclatures. La zone allant du Jura neuchâtelois au Nord à la Chartreuse au Sud a été l'objet de très nombreuses études depuis Baumberger (1901). Ces études focalisées sur un ou plusieurs paramètres (minéralogie, biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie...) ont au fil du temps entraîné la définition des très nombreuses unités lithologiques et de longs débats quand à leur pertinence. Cette évolution est résumée dans différents travaux de thèse dont celles de Darsac (1983) et d'Adatte (1988).

Steinhauser et Lombart (1969) ont défini dans le Jura français un ensemble de formations recouvrant l'intervalle allant des faciès purbeckiens (Berriasien inférieur) au sommet des « Calcaires Roux » visibles du nord du Vercors jusqu'à la région de Neuchâtel. Ces nouvelles unités lithologiques ont ensuite été corrélées avec une grande partie de la nomenclature existante dans un but d'harmonisation (Steinhauser & Charollais, 1971). Les unités qu'ils ont définies, modifiées par Clavel et al. (1986), sont utilisées dans ce travail et pour l'ensemble des sédiments berriaso-valanginiens du domaine de la vaste plate-forme dauphinoise. Ces formations sont au nombre de quatre : Pierre-Châtel, Vions, Chambotte (divisée en Membres de la Chambotte inférieure, du Guiers et de la Chambotte supérieure) et Bourget.

Ces séries montrent une lithologie qui, dans l'ensemble, est largement dominée par les carbonates. Elle est régulièrement interrompue par des intervalles qui montrent une lithologie où les éléments silicoclastiques (quartz et argiles principalement) sont nombreux et une lithologie moins massive. La succession des faciès au cours du Berriasien et du Valanginien semble ainsi montrer une alternance entre deux contextes sédimentaires clairement distincts.

La Formation de Pierre-Châtel et les Membres de la Chambotte inférieure et supérieure sont assez semblables. Ils forment des barres massives de calcaires blancs montrant des faciès de lagon périmétrifal (Steinhauser & Lombart, 1969). Ils affleurent souvent en falaises et dans de bonnes conditions. A l'opposé, la Formation de Vions, le Membre de Guiers, la Formation purbeckienne de Goldberg et la Formation du Bourget affleurent nettement moins bien et sont souvent recouvertes. Ces formations sont la plupart du temps représentées par de grandes vires herbeuses ou boisées entre les formations plus massives qui les encadrent. Elles montrent une plus grande hétérogénéité de faciès (Steinhauser & Lombart, 1969 ; Darsac, 1983 ; Hillgärtner, 1999). Les sédiments, plus lités, sont souvent de teinte plus sombre, brunâtre à grisâtre et sont plus riches en oxydes et hydroxydes de fer et en matériel silicoclastique.

La Formation du Bourget est souvent caractérisée à travers le Jura par son faciès « Calcaires Roux », consistant en calcaires lités, très bioturbés, dominés par les fragments d'échinodermes et montrant de très nombreux nodules ou niveaux silicifiés. Ils sont très riches en oxydes et hydroxydes de fer expliquant la couleur caractéristique de cette Formation qui, les rares fois où elle affleure, se reconnaît alors aisément. Le sommet de la Formation peut, suivant les zones, montrer un faciès plus marneux très riches en huîtres (Calcaires à *Alectryona*) et, à la place ou au-dessus, un nouvel intervalle de Calcaire Roux. Bulot (1995) et Hennig (2003) font un inventaire des principaux faciès rencontrés à travers les différentes zones du Jura français et suisse.

La limite entre cette formation et les formations sous-jacentes et souvent très bien marquée passant des faciès massifs et blanc de la Formation de la Chambotte aux faciès roux de la Formation du Bour-

get. Toutefois dans la zone allant du Salève au Jura neuchâtelois, les faciès des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure ont souvent une teinte rousse et contiennent une fraction quartzreuse, expliquant l'attribution de ces sédiments aux Calcaires Roux (Steinhauser & Charollais, 1971). Ainsi certains auteurs, dont Charollais & Wernli (1995) et Hillgärtner (1999), ont attribué ces sédiments aux Calcaires Roux *sensu lato* s'opposant à ceux des Calcaires Roux *sensu stricto*. Suite au travail de corrélation présenté plus loin, une telle distinction n'apparaît plus justifiée (Fig. 1.4).

L'ensemble des faciès de la Formation du Bourget est uniformément recouvert par les Marnes d'Hauterive classiquement attribuées à la base de l'Hauterivien.

1.8 – MÉTHODOLOGIE

1.8.1 - Sédimentologie

Ce travail repose tout d'abord sur l'acquisition de données de terrain. Quatorze coupes d'épaisseur très variable (3 à 585 m) ont été levées dans les sédiments du Berriasien et du Valanginien. En tout, 2431 m ont été levés dont 2047 en détail. Cent-sept mètres supplémentaires proviennent des travaux de thèse d'Heiko Hillgärtner (1999) et de Susanne Hennig (2003) sur lesquelles ont été ajoutées des observations de terrain et de microfaciès.

Les coupes choisies se répartissent sur un transect proximo-distal allant du nord du Jura français aux Baronnies et une coupe a été levée sur la marge externe de la plate-forme provençale. La plupart d'entre elles ont fait l'objet de travaux antérieurs qui ont par ailleurs montré qu'elles n'avaient pas été affectées de manière importante par la tectonique. Les quatre coupes de la plate-forme du Jura ont été levées dans la continuité de celles étudiées précédemment par Hillgärtner (1999).

Les coupes levées sur la marge de plate-forme dauphinoise, en Chartreuse, sont les plus importantes en termes d'épaisseur. Tandis qu'une première coupe de détail rapporte toutes les structures sédimentaires, le litage et la composition du sédiment, un second levé a été effectué à plus grande échelle afin de représenter au mieux les grands ensembles ainsi que les variations latérales de faciès sur plusieurs dizaines ou centaines de m.

Près de 700 échantillons ont été prélevés avec un pas d'échantillonnage le plus constant possible mais différent suivant les coupes. Quatre-cent quatre-vingt cinq (485) de ces échantillons ont été sciés puis préparés pour observation au microscope polarisant. Toutes les lames minces ont une épaisseur standard de l'ordre de 30 μm et ont été décrites afin d'en caractériser le microfaciès. Une coupe synthétique du Valanginien du Bassin Vocontien a été levée afin de pouvoir corréler finement les domaines dauphinois et provençal

1.8.2 – Géochimie

Des analyses de géochimie des isotopes stables ont été menées sur 26 échantillons de la coupe de la Sure Nord. Ceux-ci ont d'abord été réduits en poudre à la perceuse électrique. Une partie de cette poudre a été pesée puis traitée à l'acide chlorhydrique afin de déterminer la teneur de CaCO_3 des échantillons. Les compositions isotopiques en carbone et en oxygène ont été déterminées sur roche totale pour les 26 échantillons de la coupe de la Sure, par utilisation combinée d'un robot Multiprep et d'un spectromètre de masse GC Isoprime[®]. Pour chaque échantillon, 300 microgrammes de carbonate de calcium ont réagi avec l'acide phosphorique anhydre sursaturé à 90°C pendant 20 minutes. Les compositions isotopiques sont données en notation delta ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) et exprimées en pour milles PDB (*PD Belemnite*) pour le carbone et SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) pour l'oxygène. Toutes les mesures ont été triplées et ajustées par rapport au standard international NIST NBS19. La reproductibilité est de 0.1 ‰ (1σ) pour les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et de 0.05‰ (1σ) pour les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$.

2 • FACIÈS, ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT : OBJETS ET MÉTHODOLOGIE



2.1 – PRINCIPE ET DÉFINITIONS

2.1.1 - Faciès

La reconstitution d'un paléoenvironnement à grande échelle géographique et son évolution au cours du temps nécessite la mise en place d'un modèle de dépôt. Celui-ci va représenter le fonctionnement du système sédimentaire pour un intervalle de temps donné en intégrant l'ensemble des données de faciès (micro- et macrofaciès) et de géométries.

Microfaciès

Le microfaciès représente l'ensemble des critères paléontologiques, minéralogiques et pétrographiques d'un sédiment, critères déterminés par observations à petite échelle, au microscope optique ou à la loupe binoculaire (Flügel, 2004). Ce procédé nécessite la conception de lames minces d'épaisseur standard de 30 μm . L'étude des microfaciès est complémentaire des observations à la loupe faites sur le terrain. Elle permet de définir la nature de la totalité des éléments organiques et inorganiques ainsi que leur abondance, texture, et granulométrie.

Faciès

Le faciès regroupe l'ensemble des critères pétrographiques, sédimentologiques et biologiques quelqu'en soit l'échelle d'observation (du microscope à la falaise ; Walker & James, 1992 ; Reading, 1996). Les données essentielles en sont la lithologie, les structures et le contenu déterminé sur le terrain puis par l'analyse des microfaciès.

Groupe de faciès

Il représente une association de faciès génétiquement liés les uns aux autres et ayant une signification environnementale (Collinson, 1969 in Walker & James, 1992). Ils peuvent être liés à une zone de faciès et/ou à un mécanisme de dépôt.

Zone de faciès / environnement de dépôt

C'est une aire géographique et/ou géométrique qui se distingue par des critères lithologiques, sédimentaires et biologiques qui traduisent un environnement de dépôt comme par exemple le bassin, la plage ou le lagon. L'interprétation des faciès et microfaciès en terme d'environnement de dépôt suit les interprétations de nombreux auteurs dont une grande partie des données est synthétisée par Tucker & Wright (1990), Walker & James (1992), Reading (1996), Adams & MacKenzie (1998), Leeder (1999), Flügel (2004) et Schlager (2005).

2.1.2 – Zonation bathymétrique

En suivant la démarche de Komar (1976), de Walker & James (1992) ou de Reading (1996), une zonation bathymétrique basée sur les processus mécaniques qui affectent les environnements est présentée. Les limites moyennes théoriques d'action des houles de tempête, de beau temps, et les structures

sédimentaires ont été utilisées pour définir des zones bathymétriques. Le modèle présenté ici (Fig. 2.1) est à peu près équivalent au modèle classique de Walker & James (1992). La principale différence tient à la définition des milieux d'*offshore* et de *shoreface*. La limite entre le *shoreface* et l'*offshore* était définie par ces auteurs par la limite moyenne d'action de la houle de beau temps, avec au-dessous une sédimentation dominée par la boue.

Ici la limite d'action de la houle de beau temps est utilisée à des fins pratiques mais est plutôt considérée comme une large transition entre une zone en permanence soumise à la houle, et une zone n'y étant soumise que sporadiquement. Dans cette seconde zone, seule la houle dite de tempête peut remodeler le sédiment. Cette zone de transition peut être large suivant la variabilité de l'amplitude de la houle (Cf. chapitre 2.4).

Etant donnée la grande variabilité des structures sédimentaires de houle observée dans la zone située entre la plage et la limite d'action des plus fortes tempêtes, l'ensemble de cette zone est attribuée au *shoreface*. Le ***shoreface inférieur*** représente ici la zone dans laquelle seule l'oscillation de tempête est enregistrée, tandis qu'elle est enregistrée avec la houle de beau temps dans le ***shoreface supérieur***. Le domaine d'*offshore* est ici défini comme la zone la plus au large, dans laquelle aucune structure générée par des mouvements oscillatoires n'est formée. Le ***foreshore*** représente la zone de plage, délimitée du *shoreface* par la *breaker zone* où les vagues se brisent. A partir de là, ces vagues s'érigent (*surf zone*) avant de déferler (*swash*) puis de reculer (*back wash*). Le sommet de la plage est formé par la berme de plage atteinte uniquement lors des plus fortes tempêtes, qui peuvent alors franchir la berme et déposer du matériel en arrière : les dépôts de wash-over. En arrière, le milieu est protégé de l'influence de la houle côtière et peut être soumis au régime tidal. Cette zone est le ***backshore***. Souvent étendue et très plate, on l'appelle estran ou ***tidal flat***.

2.2 – CONSTITUANTS

La détermination de la nature des différents constituants des échantillons permet d'obtenir des informations écologiques (oxygénation, salinité, température, niveaux trophiques...), sédimentologiques (hydrodynamisme, bathymétrie...) ou chimiques (milieu réducteur ou oxydant par exemple).

La majorité des éléments figurés sont des grains carbonatés, bioclastiques ou non, la fraction restante étant les grains d'origine détritique comme le quartz ou la glauconite, ou des organismes entiers comme les foraminifères ou les mollusques céphalopodes par exemple. La phase de liaison peut être une matrice boueuse, micritique, ou un ciment diagénétique sparitique.

2.2.1 – Grains non-squelettiques / allochems

Péloïdes

Le terme péloïde désigne des grains carbonatés micritiques arrondis plus ou moins sphériques, dont la taille varie de la vingtaine de μm à plus d'1 mm. Leur origine est polygénétique : plusieurs types de péloïdes ont ainsi été observés mais dont la distinction n'a pas été faite lors de l'élaboration du modèle de faciès :

- 1) Péloïdes de boue (*mud peloids*) : totalement micritiques, de forme très variable et d'aspect assez nébuleux difficilement distinguables dans la matrice de même nature chimique. Ils ont pour origine un remaniement de la boue de plate-forme (Flügel, 2004). Ils ont été observés aussi bien dans le lagon que sur les marges de plates-formes.
- 2) « péloïdes moulés » (*mold peloids*) : il s'agit en fait des moules internes de coquilles d'ostracodes, de foraminifères benthiques, de gastéropodes et surtout de mollusques lamellibranches.
- 3) Grains micritisés (*bahamite peloids*) : arrondis, ces grains sont formés par la micritisation d'origine bactérienne de grains carbonatés, dont la structure peut encore être visible (Cf. chapitre 2.3 ; Fig. 2.2).

- 4) Pellétoïdes (*pelletoids*) : toujours arrondis et très fréquents, ils représentent l'ultime étape de la micritisation microbienne des grains carbonatés (Cf. chapitre 2.3 ; Fig. 2.2) et sont très difficiles à distinguer des pellets fécaux. Leur taille atteint 2 mm tandis que les plus petits sont des lutites (taille inférieure à 63 μm) et sont désignés sous le terme de micropétoïdes.
- 5) Pelotes fécaux (*fecal pellets*) : d'aspect et de taille identiques aux pétoïdes. Avec ces derniers, les pétoïdes représentent la grande majorité des pétoïdes rencontrés. Ils sont omniprésents dans la quasi-totalité des faciès : de la plage au bassin ou ils sont difficilement identifiables de par leur très petite taille.

L'ensemble des pétoïdes représentent environ 20-25% des grains carbonatés rencontrés dans l'ensemble des échantillons étudiés. La majorité sont des pétoïdes et des pellets, très arrondis et sphéroïdaux et leur taille est la plus importante dans les milieux proximaux tandis qu'elle décroît plus ou moins linéairement vers le bassin.

Ooïdes

Dans l'ensemble peu d'ooïdes ont été observés, essentiellement sur la plate-forme. Les ooïdes rencontrés sont des grains sphériques formés par un nucléus et un cortex externe (*coated grain*) à plusieurs lamines concentriques. Ces lamines sont généralement assez fines (env. 30 μm), l'ensemble représentant en moyenne 30% du diamètre total de l'ooïde. Ces lamines peuvent parfois être partiellement micritisées. Le nucléus est le plus souvent constitué d'un grain carbonaté, qu'il soit squelettique ou non. La totalité des ooïdes a été identifiée dans des faciès marins (en association avec des faunes marines), leur origine est donc considérée comme marine. La plupart sont des sables fins à moyens et sont très abondants dans les grainstones indiquant leur dépôt en milieu de haute énergie. La formation d'un ooïde se fait par précipitation de calcite ou, plus généralement en milieu marin actuel, d'aragonite (Tucker & Wright, 1990). Cette précipitation se fait soit par des processus purement chimiques (Schlager, 2005) soit par précipitation bio-induite par l'activité de voiles microbiens (Flügel, 2004).

Les ooïdes peuvent facilement être transportés sur des distances assez courtes pour se sédimenter dans un contexte différent de celui de leur formation. Néanmoins, la structure en lamines concentriques rappelle fortement celle des ooïdes se formant en domaine de haute énergie comme par exemple le Grand Banc des Bahamas (Tucker & Wright, 1990). De plus, les ooïdes identifiés au cours de ce travail sont très souvent dans des bancs calcaires dont les structures sédimentaires indiquent un milieu de fort hydrodynamisme (plage, barres bioclastiques). Ainsi si les ooïdes ne sont pas à part entière un indicateur paléoenvironnemental, leur association dans les faciès décrits permet de déterminer qu'elles se forment et se déposent dans un milieu ouvert et agité. De plus, les lamines étant formées soit d'aragonite, soit de calcite, le milieu doit être sursaturé en CaCO_3 , caractéristique assez commune d'une plate-forme carbonatée.

Oncoïdes

Autre grand type de grain cortiqué, les oncoïdes sont des grains de forme variable, mais toujours arrondie. Généralement gros (plus de 500 μm), ils possèdent un cortex micritique consistant en lamines recouvrant totalement ou partiellement le nucléus. Comme le rappelle Flügel (2004), ce terme est beaucoup plus descriptif que génétique. Certains auteurs établissent une distinction entre les oncoïdes au cortex très épais et les grains encroûtés, dont le cortex, de même nature, est nettement plus fin (Dupraz, 1999 ; Hillgärtner, 1999). Malgré la variabilité de l'épaisseur du cortex des différents oncoïdes observés dans cette étude, cette distinction n'est pas faite ici en raison des mêmes caractéristiques corticales qui suggèrent les mêmes mécanismes de formation.

Dans la majorité des cas, le cortex de ces oncoïdes est d'une épaisseur nettement inférieure à celle du nucléus. Ce-dernier, tout comme pour les ooïdes, est de nature systématiquement carbonatée : bioclaste, foraminifère benthique, agrégat, intraclaste, corticoïde. Le nucléus est très souvent fortement voire totalement micritisé. Néanmoins la teinte plus brunâtre de la micrite corticale permet de déterminer ces oncoïdes.

L'observation dans le cortex de foraminifères de type nubéularisés, de voiles microbiens et algaires, de rares encroûtements par *Lithocodium* permet d'attester l'origine bio-encroûtante de ces oncoïdes. Ils sont de deux types :

- Spongiostromates : les lamines ne sont pas ou peu distinguables. Les lamines sont formées par piégeage de sédiment et par la calcification ou l'activité microbienne ou algaires.
- Porostromates : les lamines ne sont pas forcément plus visibles mais les restes squelettiques de foraminifères ou d'organismes encroûtants comme les cyanobactéries calcifiantes, l'association *Bacinella-Lithocodium*, les serpules ou les algues calcaires sont identifiables.

La morphologie des oncoïdes varie de grains sphériques à des formes arrondies et très irrégulières. Ils correspondent dans l'ensemble aux types II et III définis par [Dahanayake](#) (1977). Leur contexte de formation indique un milieu protégé parfois associé à de brefs épisodes plus hydrodynamiques ([Dahanayake](#), 1977, 1978). Ces oncoïdes se sont donc très probablement formés dans le lagon protégé, de salinité normale, de faible énergie et dont la faune est généralement très diversifiée.

Le type d'oncoïdes identifié se forme classiquement en milieu intertidal et subtidal peu profond ([Dahanayake](#), 1983 ; [Flügel](#), 2004). Dans les sédiments valanginiens, les oncoïdes sont également très abondants dans ce type d'environnement. La présence de lamines autour du nucléus suggère que ces grains ont fréquemment été roulés, afin de permettre à l'activité photosynthétique des organismes encroûtants sur toute la surface du grain. Les oncoïdes non sphéroïdaux sont assez fréquents ; ceci indique qu'ils ne se sont pas développés dans un milieu en permanence agité, milieu de type lagon protégé ou confiné (milieu de faible hydrodynamisme dont la salinité ou l'oxygénation peut être faible, et dont la diversité est restreinte).

Intraclastes

Les intraclastes sont des fragments plus ou moins solidifiés d'un matériel de même nature que celle du sédiment dans lequel ils sont identifiés. Ils sont de deux types :

- Entièrement micritiques, ils sont en fait des clastes boueux.
- Bioclastiques, ils sont formés d'un fragment de calcaire bioclastique, du même type que le sédiment observé.

Ces intraclastes sont systématiquement roulés indiquant une usure post-démantèlement dans un milieu ouvert de haute énergie. Ils sont souvent en partie micritisés à la périphérie, rendant difficile l'identification des grains les composant. Le terme intraclaste représente un des deux types de lithoclastes, le second étant les extraclastes représentés uniquement par les grains de quartz.

Agrégats (grain agregates / grapestones)

Comme l'indique le terme anglais de *grapestone*, ces agrégats sont formés de quelques grains carbonatés, squelettiques ou non, liés entre eux. L'ensemble est entouré d'un mince cortex micritique. L'identification, dans de très rares cas, de micro-organismes filamenteux ([Hillgärtner et al.](#), 2001) permet de rapprocher les mécanismes de formation de ces agrégats de ceux des oncoïdes. Ils indiquent une activité microbienne d'encroûtement dans un milieu de faible profondeur et d'un hydrodynamisme modéré à faible, typiquement de lagon.

Cortoïdes

Ces grains sont des bioclastes qui ont été micritisés par l'activité. Les cyanobactéries, algues, champignons endolithiques microperforent les clastes, les perforations étant alors remplies de calcite ou d'aragonite ([Reid & MacIntyre](#), 2000 ; [Fig. 2.2](#)). Un autre mécanisme tout à fait semblable est la bio-microperforation par des algues filamenteuses endo-épilitiques dont les filaments vont servir de support à la cristallisation de calcite microcristalline ([Flügel](#), 2004). Lors de la diagenèse précoce, ces phases sont ensuite remplacées par de la micrite ([Cf. chapitre 2.3](#)).

Les cortoïdes sont très souvent recristallisés en sparite en leur centre, ne permettant que très rarement de retrouver l'origine des fragments. Seuls des fragments d'échinodermes ou de coquilles ont pu être reconnus.

2.2.2 – Grains squelettiques

Les grains squelettiques regroupent l'ensemble des formes biologiques, qu'elles soient complètes ou bien fragmentées (bioclastes). Une grande diversité de formes a été identifiée dans les différents environnements de dépôt. Seules les zones éloignées de la côte, les talus de Provence et de Chartreuse ainsi que le Bassin Vocontien, ont livré des individus entiers. Ceux-ci étaient parfois écrasés, mais suffisamment bien conservés pour être aisément identifiables. Les groupes les mieux représentés sont les oursins, les brachiopodes, les mollusques lamellibranches (trigonies, exogyres) et céphalopodes (ammonoïdes) ainsi que les foraminifères benthiques abondants en milieu de plate-forme/rampe proximale, leur abondance chutant rapidement en milieu distal. Le reste de la faune et de la flore est représenté par les bioclastes.

Foraminifères benthiques

Très rares ont été les échantillons à ne pas livrer de foraminifères benthiques. Alors qu'aucune forme planctonique n'a été observée dans l'ensemble des sédiments berriaso-valanginiens étudiés, les formes benthiques sont souvent très abondantes. Les seules nouvelles données biostratigraphiques apportées par ce travail sont issues de l'identification de deux formes de foraminifères benthiques, *Montsalevia* (*Pseudotextulariella*) *salevensis* et *Saubadia primitive* (Cf. chapitre 1.5).

Cette étude n'étant pas focalisée spécifiquement sur les microfaciès de la plate-forme proximale où l'abondance des foraminifères benthiques est la plus élevée, seuls les grands groupes sont présentés.

- Miliolidés (Miliolina)

Ces foraminifères enroulés à test porcelané, de taille variant de la centaine de micromètres à un peu plus d'un millimètre, sont très abondants dans les milieux de lagon ouvert à protégé et confiné. Les miliolites sont fréquemment les foraminifères benthiques les mieux représentés dans ces environnements.

- Formes encroûtantes : nubéularidés (Miliolina) et *Lithocodium* (Lituolida)

Toujours à test porcelané, ces foraminifères ne se distinguent généralement que par une ou plusieurs loges au sein d'un encroûtement. Généralement associés aux cyanobactéries calcifiantes, ils contribuent à la formation d'une grande partie des oncoïdes observées dans les sédiments de la Formation des Vions. Les grains encroûtés sont aussi bien squelettiques que non-squelettiques. Ces foraminifères benthiques encroûtants sont ainsi considérés comme des épilithozoaires (Flügel, 2004).

Les nubéularidés sont également très fréquents dans les boundstones de la Formation de la Chamotte en Chartreuse, en association avec le foraminifère encroûtant *Lithocodium*, l'algue encroûtante *Bacinella*, les coraux et les éponges calcaires. *Lithocodium* est un lituolidé (Schmidt & Leinfelder, 1996 ; Dupraz, 1999) souvent observé en association avec *Bacinella* et uniquement au sein d'encroûtements de grains, de coquilles ou de fragments récifaux. Il est cependant très rare dans le milieu du talus. Il est le plus fréquent dans le milieu de lagon peu profond assez protégé (Dupraz, 1999) et y développerait une symbiose avec des algues (Schmidt & Leinfelder, 1996).

- Lenticulinidés (Rotaliina)

Formes enroulées au test hyalin, les lenticulines ont été trouvées dans tous les milieux à l'exception des zones de lagon protégé et confiné. Si ces formes sont toujours présentes, elles ne dominent les assemblages de foraminifères que dans les tempestites les plus proximales du Valanginien supérieur de la marge provençale. Ailleurs elles représentent un bruit de fond dont l'absence se corrèle très bien avec un confinement du milieu.

- Textularidés (Textulariina)

Les textularidés représentent les taxons les plus fréquents dans la majorité des sédiments du Berriasien moyen au Valanginien terminal, du lagon au talus/rampe distal. Les textularidés sont des foraminifères agglutinants des particules liées par de la matière organique et du ciment de différente composition (Flügel, 2004). La majorité des textularidés observés fabriquent leur test avec de la micrite. Les formes les plus grandes incluent également des cristaux de quartz ou d'autres grains carbonatés. Il est ainsi possible d'observer plusieurs textularidés au sein d'un autre textularidé, plus grand. Les formes peuvent être planispiralées ou droites, mono- ou bi-sériées.

Ces formes n'ayant été que rarement déterminées au niveau générique, et étant donnée leur ubiquité, elles n'apportent pas ici d'information écologique. La distinction entre les formes mono- et bi-sériées, les planispiralées, les agglutinants de grande taille, n'a pas permis de déterminer des variations d'abondance en fonction du temps ou du faciès. Toutefois, les formes de foraminifères benthiques les plus grandes (> 500 µm ; miliolés, agglutinants à gros grains ou micritiques, orbitolines) sont très abondantes dans les milieux peu profonds, leur abondance chutant très rapidement vers le large.

- Orbitolines (Textulariina, Orbitolinacea)

Ces foraminifères sont intégrés aux formes agglutinantes micritiques de grande taille (supérieure à 500 µm). Généralement très abondantes dès le Barrémien (Flügel, 2004), elles sont parfois très nombreuses dans les sédiments berriaso-valanginiens et particulièrement dans les sédiments de la Formation de Vions. Cet intervalle de temps montrant une hausse des niveaux trophiques sur la plate-forme (Hillgärtner, 1999), le développement des orbitolines aurait pu en être favorisé (Vilas et al., 1995 ; Pittet et al., 2002).

Certains auteurs (Immenhauser et al., 1999 ; Simmons et al., 2000) ont associé la morphologie des orbitolines à des bathymétries spécifiques de 10 à 50 m. Les formes plutôt discoïdales sont attribuées au domaine le plus profond tandis que les formes plutôt coniques sont associées au domaine de faible profondeur (Banner & Simmons, 1994). Ici, toutes les formes identifiées sont plutôt coniques, en accord avec cette hypothèse.

Les orbitolines sont encore assez abondantes à la marge de la plate-forme, mais y sont systématiquement abîmées ou cassées, traduisant ainsi un transport.

- *Mohlerina (Conicospirillina) basiliensis* (Fusulina)

Cette forme discoïdale à test hyalin fibroradié est de taille importante (> 1 mm). Ce foraminifère, très peu abondant dans les coupes étudiées, n'est toutefois présent que dans les intervalles où les oncoïdes ou les encroûtements à *Bacinnella* sont abondants. Ce foraminifère aurait donc la même signification environnementale que les oncoïdes ou encroûtements à *Bacinnella*, sur une plate-forme dans la zone distale de faible énergie (Védrine & Spezzaferri, 2007). Cette position confirmerait ainsi le modèle de distribution de Flügel (2004) et est tout à fait compatible avec l'observation de formes très bien conservées semblant ainsi ne pas avoir subi de transport significatif.

Céphalopodes

Les céphalopodes ne sont présents que dans le bassin et la coupe distale de Carajuan (marge externe de la plate-forme provençale). Il s'agit essentiellement d'ammonites, d'ammonoïdes orthocônes et de rostrés de bélemnites qui indiquent un milieu pélagique. Les ammonoïdes ont fait l'objet de nombreuses études, essentiellement biostratigraphiques (ex : Busnardo et al., 1979 ; Bulot, 1995 ; Reboulet, 1996) .

Echinodermes

Les échinodermes se présentent sous trois formes :

1/ Les oursins peuvent être isolés, comme dans les sédiments du Valanginien inférieur de Carajuan, ou

au contraire, dans le Valanginien inférieur à supérieur de la même coupe, former des prairies à oursins dominées par les *Toxaster* et *Sidaris* (Cotillon, 1971).

2/ Les entroques. Il s'agit d'articles de tiges de crinoïdes de taille généralement comprise entre 0.5 et 2 mm et qui se distinguent par leurs monocristaux de calcite (Foucault & Raoult, 2005). Les crinoïdes sont des formes essentiellement benthiques, sessiles ou vagiles. Quelques formes peuvent être pélagiques (Haude et al., 1994).

3/ Les clastes d'échinodermes. S'il est parfois possible de reconnaître en lames minces des sections de crinoïdes, il n'est souvent pas possible de distinguer les crinoïdes des échinides. Les clastes correspondent à des spicules et plaques d'oursins pour les échinides, à des entroques pour les crinoïdes.

Brachiopodes

Les brachiopodes, tout comme les oursins, sont généralement complets et assez bien conservés dans les coupes distales, dans l'offshore ou le shoreface inférieur, associés aux oursins entiers. Ils peuvent également être isolés ou très abondants. Les formes entières sont des térébratules et des rhynchonelles. Dans les domaines plus proximaux, ils se présentent sous la forme de bioclastes.

Bryozoaires

Les bryozoaires sont présents dans la totalité des coupes étudiées. La très faible granulométrie des sédiments de la marge dauphinoise biaise probablement l'abondance estimée des bryozoaires. Ces organismes sont des hétérozoaires coloniaux, souvent constructeurs, suspensivores qui vivent préférentiellement dans des milieux ouverts et bien agités. Ils sont très fréquents dans les faciès de mers tempérées (Schlager, 2005). Quelques cas de constructions avec des serpules ont pu être observés (Fig. 2.3).

Serpules

Les serpules sont des annélides marins suspensivores, dont le seul témoignage fossilisé est un tube calcaire composé de nombreuses couches très fines. L'évolution de leur abondance est tout à fait semblable à celle des bryozoaires. Les serpules peuvent être localement très abondantes en toit de banc et ont été trouvées préférentiellement dans des milieux de haute énergie.

Bivalves

Les coquilles de mollusques lamellibranches, ou bivalves, sont avec les fragments d'échinodermes les bioclastes les plus abondants. Ils se présentent systématiquement sous forme de fragments de la taille des sables, et sont souvent micritisés et observables sous la forme de cortoïdes. Les coquilles originellement aragonitiques sont toutes recristallisées en calcite. Néanmoins de nombreux fragments coquilliers n'ont pas conservé leur structure interne. De plus, ces clastes sont préférentiellement la cible des épigenèses de calcédoine, très fréquentes dans les Calcaires Roux. Les principales formes identifiées sont des huîtres, dont *Alectryona* (= *Arctostrea*) *rectangularis* et *Exogyra* sp., ainsi que des trigonies, dont *Trigonia caudata* (Cotillon, 1971). Des rudistes ont pu être localement observés en grande abondance.

Eponges

Les éponges se présentent sous deux formes tout à fait différentes : les rhaxelles et les éponges calcaires. Les rhaxelles sont des spicules d'une éponge siliceuse, *Rhaxella* (Pittet & Strasser, 1998 ; Dupraz, 1999) qui vit en milieu de basse énergie, préférentiellement sur la rampe ou le talus (Pittet & Strasser, 1998). Elles sont très souvent recristallisées en calcite. Les éponges calcaires se présentent surtout sous forme de clastes et sont associées aux coraux et organismes encroûtants dans les constructions récifales. Il s'agit d'éponges calcaires chaetetides (Flügel, 2004) se présentant sous la forme d'un agencement de tubes de taille identique individualisés par le squelette.

Gastéropodes

Les mollusques gastéropodes sont le groupe le moins représenté au sein de la faune coquillière. D'écologie très variable allant du continent aux eaux marines à salinité normale, ils peuvent être plus abondants dans le milieu de lagon restreint, comme observé pour le Kimméridgien (Colombié, 2002). Toutefois, la faible augmentation de leur abondance, leur présence constante quoique faible dans tous les environnements de plate-forme ne permet pas de les utiliser comme marqueurs paléoenvironnementaux, même en association avec d'autres formes.

Coraux

Les coraux sont des cnidaires exclusivement marins (Flügel, 2004) qui peuvent être coloniaux constructeurs ou solitaires. Les coraux observés sont de scléactiniens coloniaux se présentant essentiellement sous la forme de clastes. Aucune forme solitaire n'a été observée. Quelques constructions ont pu être observées principalement en association avec les éponges et les nubéculaires. Sur la plate-forme proximale, les fragments coralliens sont fréquents, indiquant la proximité de récifs en patches, mais aucune construction n'a pu être observée.

La majorité des coraux, dont les formes observées, vivent en symbiose avec des zooxanthelles qui sont des endosymbiontes photosynthétiques (Flügel, 2004). Les coraux sont donc restreints à une faible bathymétrie. Les récifs coralliens sont répandus dans les mers tropicales et subtropicales peu profondes (Schlager, 2005).

Algues vertes dasycladacées

Les algues vertes se présentent uniquement sous forme clastique. Présentes presque uniquement sur la plate-forme, elles n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie. Elles sont essentiellement associées à des faciès de lagon ouvert mais n'y sont jamais abondantes. Elles sont souvent le plus abondantes dans les mers chaudes, peu profondes, en conditions de salinité normale (Flügel, 2004).

Ostracodes

Se présentant en lames minces sous la forme de fines coquilles lisses, il n'est pas possible de les déterminer. Les ostracodes sont très rares sur la marge berriassienne et dans l'ensemble, assez peu abondants sur la plate-forme. Ils peuvent cependant être localement très abondants dans les milieux confinés. A l'opposé, les ostracodes sont très abondants en milieu calme et profond.

Cyanobactéries calcifiantes (Cayeuxia et Bacinella)

Deux types de cyanobactéries calcifiantes ont été reconnus. *Cayeuxia* et *Bacinella* dont les affinités systématiques ont été longtemps discutées (Leinfelder et al., 1993 ; Schmidt & Leinfelder, 1996 ; Dupraz, 1999) et sont encore l'objet de débat, notamment pour *Bacinella* (Flügel, 2004). La plus rare des deux, *Cayeuxia* se présente sous la forme de clastes très abîmés et très souvent difficilement identifiables. *Bacinella*, très fréquente sur les plates-formes carbonatées du Jurassique supérieur (Dupraz, 1999 ; Colombié, 2002 ; Védrine & Spezzaferrri, 2007) et du Crétacé inférieur (Blanc, 1996 ; Hillgärtner, 1999 ; Immenhauser et al., 2001 ; Immenhauser et al., 2005) se présente systématiquement sous la forme d'encroûtements. Ceux-ci peuvent être in situ, dans les constructions récifales, ou la plupart du temps, sous forme de clastes qui parfois peuvent avoir été repris ultérieurement en encroûtements. La classique association avec *Lithocodium* est très fréquente sur la plate-forme, beaucoup plus rare sur la marge. Ces formes, systématiquement marines, sont vues comme opportunistes à croissance rapide (Dupraz, 1999).

Formes très rares : Solénopores et Koskinobullina socialis

Solenopora est une algue rouge qui a été identifiée à seulement deux reprises sur la marge, sous forme de claste.

Koskinobullina socialis est un *microproblematica*, d'affinité systématique non déterminée, qui se re-

trouve le plus fréquemment sur la rampe ou dans les cavités des récifs coralliens (Flügel, 2004). Cette forme a été observée au sommet de la Formation de la Chambotte, sur la marge de la Chartreuse. Elle y encroûte un corail, confirmant ainsi le milieu de vie récifal de cette forme.

2.2.3 – Éléments non carbonatés

Les carbonates représentent en moyenne 90% des échantillons observés (grains et liant). La fraction restante est formée de différents minéraux, dont les occurrences peuvent être des indicateurs paléoenvironnementaux.

Silicoclastiques

Résidus de l'altération des silicates continentaux, les éléments silicoclastiques sont érodés et transportés par le vent et l'eau du ruissellement des systèmes fluviaux. Durant le Néocomien, deux grands massifs paléozoïques bordent la vaste zone du Jura, de l'Ardèche, de la Provence et de ce qui représente aujourd'hui la Fosse Vocontienne : le massif calédonien Brabant-Ardenne-Bohême du Nord au Nord-est et le Massif Central, hercynien, à l'Ouest (Fig. 1.2).

Deux grands types de particules silicatées ont été identifiés, les argiles et le quartz. Les argiles sont mélangées aux carbonates dans les marnes. Elles sont rares dans le domaine proximal. Elles n'affleurent qu'à certains niveaux, en contexte émerse ou très restreint et semblent être dépourvues de faune ou de flore. Les marnes forment de fins niveaux dans les cliniformes sur le talus, niveaux dont la fréquence et l'épaisseur augmentent jusqu'au domaine du Bassin Vocontien. L'abondance des argiles augmente assez linéairement au cours du Valanginien, variation qui sera discutée plus loin.

Le quartz est très fréquent (jusqu'à 50% du sédiment), systématiquement sous la forme de grains détritiques. Les grains sont anguleux légèrement émoussés et leur taille varie avec la distance au continent : pouvant atteindre le demi-millimètre dans les coupes très proximales de la Formation du Bourget, ils ne dépassent pas 60 μm sur la marge externe. Quelques exemples de recroissance de quartz dans la porosité ont pu être observés dans la Formation du Bourget au Salève. La présence de quartz détritique dans le milieu distal indique des apports depuis le continent et leur transfert, par les courants marins et la gravité.

Silice authigénétique

La silice se présente également sous forme de calcédoine authigénique. Des néoformations de silice cristallisée peuvent avoir lieu, préférentiellement dans des fragments coquilliers de brachiopodes et surtout de lamellibranches. Ces néoformations détruisent complètement la structure interne. La calcédoine, qui est une variété microcristalline du quartz, se développe essentiellement sous la forme de sphérolites, petites masses sphéroïdales radiées (Fig. 1.4). Rares dans les sédiments pré-Calcaires Roux, les sphérolites sont très fréquentes dans l'ensemble des sédiments appartenant ou contemporains de la Formation du Bourget.

Pyrite

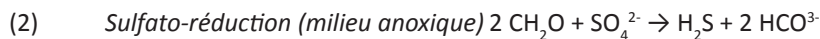
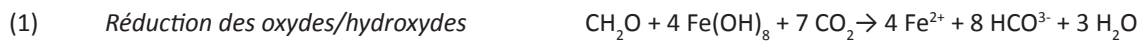
La pyrite, ou sulfure de fer (FeS_2), est assez rare dans les sédiments déposés avant les Calcaires Roux. Elle est très abondante dans l'intervalle très riche en quartz de la transition entre les Formations de Vions et de la Chambotte. Elle est également très abondante au sommet du Membre de la Chambotte supérieure. La pyrite est omniprésente dans les sédiments de la Formation du Bourget et leur équivalent distal provençal. La pyrite se présente sous forme de cristaux automorphes cubiques très sombres. Ces cristaux sont fréquemment associés en framboïdes (groupes de cristaux pyriteux de petite taille), notamment en milieu distal.

Dans les roches sédimentaires, la pyrite est formée en milieu réducteur par combinaison de fer réduit et de sulfure d'hydrogène (H_2S), généralement sous l'interface eau-sédiments (e.g. Wilkin et al., 1997). La formation de ces deux composés est bio-induite (Flügel, 2004), car elle nécessite l'action préalable de bactéries sulfato-réductrices (milieu réducteur). Le fer réduit provient de la transformation du fer détritique par des bactéries sulfato-réductrices (1). Le fer détritique est généralement déposé sous

forme d'oxydes de fer. Le sulfure d'hydrogène est issu de la dégradation de la matière organique par des bactéries sulfato-réductrices (2).

Le flux de matière organique est un facteur essentiel car sans elle, les bactéries sulfato-réductrices ne peuvent se développer et libérer du sulfure d'hydrogène (Bernier & Bernier, 1996). Une plus grande abondance de pyrite traduira ainsi soit une augmentation du flux de matière organique (plus grande productivité), soit une chute de l'oxygénation des eaux de fond, soit la variation combinée de ces deux facteurs. En effet, si le fond devient anoxique ou disoxique, la limite du milieu réducteur au sein du sédiment va remonter vers l'interface eau-sédiment et une plus grande quantité de matière organique sera préservée. La présence de pyrite indique donc la présence de matière organique et de fer détritique dans un milieu réducteur. L'ensemble de ces facteurs sera discuté plus loin.

Réactions chimiques mises en jeu (d'après Bernier & Bernier, 1996) ayant lieu en milieu anoxique:



Glauconite

La glauconite est un silicate de potassium, de fer et d'aluminium (Flügel, 2004) qui ne se forme qu'en milieu marin franc. Elle a été observée sous deux formes : détritique et authigénétique. La glauconite détritique se présente sous la forme de particules très arrondies, d'un vert assez vif, de taille inférieure à 200 µm et à structure microcristalline. Ces clastes, arrondis par le transport et le dépôt en conditions de haute énergie, sont très rares et n'ont été observés que dans les derniers mètres de la Formation du Bourget.

Les authigénèses de glauconite, ou glauconitisations de grains, sont en revanche plus fréquentes. Il s'agit de croissances post-dépôt de cristaux de glauconite dans les porosités du sédiment. Parfois en position intergranulaire, la majorité de ces minéraux authigénétiques a été observée dans des fragments de bryozoaires, de bivalves et surtout d'échinodermes (Fig. 2.5). Ce phénomène se retrouve dans l'ensemble des sédiments de la Formation du Bourget, de la plate-forme dauphinoise à la marge externe, sa fréquence augmentant vers le sommet, où elle est omniprésente.

2.3 – DIAGENÈSE

La diagenèse n'a pas fait l'objet d'une étude approfondie dans ce travail. Lors de l'étude des micro-faciès, les différentes phases de cimentation ont été déterminées, permettant notamment de mettre en évidence, en de rares occasions, des ciments vadoses. Les ciments d'enfouissement, équigranulaires, ne sont pas présentés. Les authigénèses ont été discutées précédemment lors de la présentation des différents minéraux non-carbonatés rencontrés.

Ciment phréatique marin

Très fréquents dans l'ensemble des sédiments étudiés, les ciments phréatiques marins sont des ciments isopaques, formés de petits cristaux allongés perpendiculairement à la surface du grain et de taille différente. Ils se forment en milieu saturé, sous l'interface eau marine-sédiment (Flügel, 2004).

Ciment vadose

Ces ciments se forment dans un milieu non saturé, l'eau pouvant aussi bien être météorique que marine. Ils indiquent donc la présence d'air et un sédiment qui n'est plus constamment sous l'eau, indiquant l'installation probable d'un milieu intertidal ou supratidal. Ces milieux étant associés à l'existence d'une marge, l'observation de ciments vadoses en milieu proximal est donc plus fréquente qu'en milieu distal. Dans la partie la plus proximale de l'intervalle étudié ici, Hillgärtner (1999) a observé plusieurs intervalles à ciments vadoses dans le Membre de la Chambotte inférieure au Salève.

Un niveau à cimentation vadose a pu être observé dans trois coupes du Massif de la Chartreuse. Dans les trois cas, des ponts micritiques reliant les grains ont été observés. Ils sont incurvés par l'effet ménisque et confirment ainsi la nature non-saturée du milieu. L'observation à la coupe de Velouze de ciments gravitaires (stalactitiques) associés aux ciments en ménisque et à une phase de karstification indique une origine météorique de ces ciments (Fig. 2.6).

Seuls des ciments d'enfouissement ont été observés dans les sédiments étudiés de la Formation du Bourget. La très faible taille des grains, les recristallisations sparitiques lors de la diagenèse d'enfouissement peuvent expliquer qu'ils n'aient pu être observés ou conservés lors d'intervalles émergifs.

Dolomie

Si aucun calcaire dolomitique n'a été observé, des cristaux de dolomie parfois abondants ont pu être observés dans certains niveaux. Ces cristaux sont des rhomboèdres caractéristiques qui ne dépassent pas la taille de 150 µm. La dolomie est abondante autour de surfaces remarquables, dont le caractère émergif est avéré ou seulement supposé. Elle est ainsi présente autour de la limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte, ainsi qu'à la limite entre les Formations de la Chambotte et du Bourget, son abondance décroissant ensuite sur plusieurs m. Cette tendance s'observe également au sein de la Formation du Bourget autour des surfaces émergives. La cristallisation de dolomite peut se faire sous diverses influences : météorique, marine, mixte ou encore lors de l'enfouissement.

Compaction

Les coupes de la marge de la plate-forme dauphinoise montrent fréquemment des indices de compaction, tels que des joints de dissolution stylolithiques enrichis en quartz détritiques et surtout en oxy-hydroxydes de fer. Ces joints sont généralement parallèles à la stratification, favorisant ainsi l'hypothèse d'une compaction lors de l'enfouissement. Parfois des grains écrasés ou interpénétrés sont observables.

Micritisation

La micritisation est un processus à deux étapes, la première résultant de l'activité biologique, la seconde étant diagénétique. La première étape consiste en une recristallisation d'aragonite ou de calcite par des algues, des cyanobactéries ou des champignons, en surface des grains carbonatés ou bien dans les cavités creusées par ces organismes (Reid & MacIntyre, 2000). Lors de la seconde phase qui intervient lors de la diagenèse précoce, l'aragonite et/ou la calcite est dissoute pour être remplacée par de la micrite (Bathurst, 1975). Ce processus est à l'origine des cortoïdes, des péloïdes bahamites et des pellétoïdes (Fig. 2.2).

2.4 – STRUCTURES SÉDIMENTAIRES BIOGÉNIQUES

Ces structures sont formées pendant ou après le dépôt et résultent de processus biogéniques liés essentiellement à l'habitat et à la nutrition des organismes.

Constructions

Aucun édifice récifal n'a clairement pu être observé. Des boundstones montrant des assemblages non clastiques de coraux, d'éponges calcaires et de formes encroûtantes, comme les nubéculaires (foraminifères) ou *Bacinella* (cyanobactérie calcifiante) illustrent néanmoins la nature construite de ces dépôts. Des assemblages de bryozoaires encroûtés par des serpules ont pu être observés dans le Valanginien supérieur des marges des plates-formes dauphinoise et provençale.

Bioturbation

La bioturbation est très fréquente dans l'ensemble des sédiments de plate-forme et de marge, mais ne montre cependant pas une grande variété. Elle se résume à quatre grands types de terriers dont

l'occurrence, individuellement considérée, n'est ni un indicateur environnemental, ni un estimateur bathymétrique (Ekdale, 1988).

Les *Thalassinoïdes* sont les formes les plus fréquentes, notamment sur la marge. Il s'agit de terriers d'un diamètre pluri-centimétrique. Ils forment un vaste réseau de galeries verticales et horizontales qui peuvent affecter la quasi-totalité du volume de certains bancs. Ces terriers sont principalement formés par les crustacés et les décapodes (Bromley, 1996). Les *Skolithos* et *Planolites* sont des terriers, assez longs (plusieurs dm) respectivement verticaux et horizontaux, attribués à des organismes suspensivores (Tucker & Wright, 1990). Ils ont été observés essentiellement dans les Calcaires Roux. Ces terriers font partie de l'ichnofaciès *Skolithos* et indiqueraient un substrat semi-induré, en domaine subtidal (Walker & James, 1992).

Rhizoturbation

La rhizoturbation est l'ensemble des traces laissées par des racines dans le sédiment en partie induré. L'aspect du sédiment est assez grumeleux et peut rappeler des niveaux à *Thalassinoïdes*. La rhizoturbation n'a été observée qu'au niveau de la limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte.

2.5 – STRUCTURES SÉDIMENTAIRES HYDRAULIQUES ET GRAVITAIRES

Les structures sédimentaires les plus fréquemment rencontrées résultent de mécanismes hydrauliques (essentiellement liés aux différents types de courants) et gravitaires (liés à la pente). Ces structures ont donc fait l'objet d'une étude de détail afin de comprendre les conditions d'hydrodynamisme ayant contrôlé leur formation. Ainsi chaque structure sédimentaire caractérisera un milieu ou un processus de dépôt.

2.5.1 – Slumps

Un slump est défini par le mouvement d'une masse sédimentaire le long de la pente entraînant une déformation interne significative (Tucker & Wright, 1990). Les slumps observés dans le Valanginien du Bassin Vocontien ont tendance à déformer l'ensemble des bancs, permettant ainsi de les suivre sans trop de difficultés (Fig. 2.7). Leur épaisseur varie d'environ 3 à 15 m dans le Valanginien inférieur à Vergol. Affectant des alternances marno-calcaires, ils déforment des intervalles dont les bancs sont plus ou moins carbonatés. Ainsi le slump affectant les sédiments situés sous la limite Valanginien inférieur/supérieur ne permet pas de suivre les bancs, ceux-ci étant à peine plus durs que les marnes.

Ces mouvements gravitaires peuvent avoir plusieurs origines. Lors de la progradation d'un système delta / prodelta, la zone de dépôt sédimentaire avance vers le bassin et augmente alors la pression sur les sédiments situés en haut de la pente. Cette pression peut entraîner une déstabilisation brutale des sédiments, qui vont alors glisser et déformer les dépôts de pied de la pente où ils vont s'accumuler. De la même manière, une variation rapide du niveau marin va faire varier la pression hydrostatique de la colonne d'eau, celle-ci variant parallèlement à l'épaisseur de la couche d'eau. Ainsi lors de baisses ou de montées du niveau marin, les sédiments en haut de la pente peuvent être déstabilisés et glisser vers la pente (Schlager, 2005), comme cela a été observé aux Bahamas (Haak & Schlager, 1987 ; Andresen et al., 2003 ; Reijmer et al., 2005). Enfin les séismes peuvent être un important mécanisme de remobilisation de sédiment le long de la pente (Reading, 1996).

2.5.2 - Turbidites et tempestites d'offshore

Les turbidites sont des dépôts d'origine gravitaire observés le plus souvent en profondeur, des bassins épicontinentaux aux plaines abyssales (Walker & James, 1992). Très peu ont ici été observées. Elles se présentent sous la forme de lits de quelques centimètres dont la granulométrie atteint celle des sables moyens à la base, avant de diminuer pour revenir à la boue.

Un courant de turbidité est généré par une perturbation hydrodynamique entraînant la mise en suspension d'une masse importante de particules (Reading, 1996). Ses causes sont généralement identiques

à celles entraînant la formation des slumps. La très faible épaisseur des turbidites observées dans le Valanginien du Bassin Vocontien indique néanmoins des remobilisations de plus faible amplitude que celles ayant engendré les slumps.

Étant donné la faible distance entre le bassin et les plates-formes adjacentes, il est possible d'envisager la mise en place de courants de turbidité associés à des tempêtes, lorsque les courants de retour (*storm surge current*) entraînent les sédiments vers le bassin dans une direction perpendiculaire à la côte (Walker & James, 1992). Si certaines turbidites peuvent être générées par des tempêtes (Guillocheau, 1990), elles sont donc aussi des tempestites. Il n'a pas été possible dans cette étude de proposer une origine préférentielle des dépôts gravitaires ne présentant pas d'orientation de grains.

2.5.3 – Enregistrement des événements de tempête

2.5.3.a – Définition d'une HCS

Les HCS (« *Hummocky Cross Stratifications* », Harms et al., 1975) sont des stratifications entrecroisées en mamelons à base érosive, à accrétion verticale ou latérale. Leur longueur d'onde varie généralement du décimètre à plusieurs m (Walker & James, 1992). Leur hauteur est variable, pouvant atteindre 50 cm (Walker & James, 1992) alors que les HCS observées au cours de ce travail sont d'une taille allant de quelques centimètres à environ 25 cm. La granulométrie observée des sédiments affectés est généralement d'une taille allant des silts aux sables fins, en accord avec les observations des sédiments actuels (Harms et al., 1975) ; seuls les dépôts les plus proximaux montrent une granulométrie plus grossière.

Cette structure a pour principale caractéristique géométrique de se développer dans les trois dimensions de l'espace sans orientation préférentielle. Les HCS ne se forment donc pas sous l'influence d'un courant unidirectionnel. Certains auteurs considèrent qu'un courant venant du large et une dérive littorale combinés peuvent générer des mamelons (Southard et al., 1990 ; Duke et al., 1991). Toutefois, la genèse de ces structures semble être plutôt due à une oscillation verticale, générée par la houle (Dumas et al., 2005 ; Yang et al., 2006) qui favorisera la formation de structures symétriques

2.5.3.b – Caractérisation de la houle

La houle est un mouvement oscillatoire des masses d'eau qui se manifeste par les vagues. Johnson et al. (1996) distingue les vagues de beau temps et celle de tempêtes auxquelles la formation des HCS a souvent été attribuée (Walker & James, 1992). L'amplitude de la houle est très variable et est notamment amplifiée par les vents, tempêtes et cyclones (Thiry-Bastien, 2002 ; Petitpierre, 2006).

Actuellement, les tempêtes sont plus fréquentes l'hiver en haute et moyenne latitude alors que les cyclones tropicaux, beaucoup plus violents, le sont à la fin de l'été, en basse latitude (Marsaglia & Klein, 1983). L'influence de la houle diminuant avec une profondeur croissante et une intensité des vents décroissante, l'enregistrement des structures de houle est continu et très progressif sur un profil côte-bassin. Les événements de plus forte énergie, comme les tempêtes de plus forte intensité, sont les seuls à être enregistrés en milieu distal.

La propagation de la houle dans la colonne d'eau faiblit rapidement avec la profondeur. Elle dépend principalement de l'intensité de la houle : ainsi la profondeur de la limite d'action des vagues de houle est égale à la moitié de la longueur d'onde de ces dernières (Johnson & Baldwin, 1996). Cette diminution d'amplitude peut se symboliser par la diminution rapide du diamètre des orbitales d'oscillation vers le fond. D_0 désigne le diamètre de l'orbitale basale, et d_{\max} celui de la première orbitale, de diamètre maximal. Yang et al. (2006) ont établi une relation linéaire entre le diamètre de l'orbitale en contact du fond (d_0) et la longueur d'onde des HCS formées par la houle (Fig. 2.1). Vers le large, ce diamètre décroissant, les HCS auront une longueur d'onde de plus en plus faible et par conséquent une angulation des mamelons plus importante (jusqu'à 20° observés). Ainsi une relation entre la morphologie des HCS et la bathymétrie n'a pas de valeur directe, alors que cette morphologie peut être directement reliée à l'amplitude de la houle touchant le fond.

2.5.3.c – Houle de tempête Vs houle de beau temps

La définition d'une limite entre « houle de tempête » et « houle de beau temps » est complexe car il faut distinguer deux classes énergétiques de houle. Ce « seuil énergétique » semble arbitraire car les paramètres contrôlant la puissance de la houle et son impact sur la côte peuvent fortement varier d'un endroit à un autre. S'il est facile de distinguer un contexte de houle très calme, d'une houle de cyclone, la définition d'une limite entre les domaines de tempête et de beau temps semble délicate dans le fossile.

Il est cependant possible de définir trois domaines bathymétriques :

1. le plus proximal est sous l'influence continue de la houle. L'amplitude de celle-ci peut fortement varier d'un régime très calme à celui de fortes tempêtes. La houle dite de beau temps, la plus fréquente dans le temps, aura tendance à remanier l'enregistrement des événements de tempête (Thiry-Bastien, 2002). Cette zone caractérise le shoreface supérieur (Fig. 2.1).
2. le second domaine n'enregistre pas continuellement l'influence de la houle. Seuls les épisodes de plus forte énergie, associables aux tempêtes et cyclones pourront être enregistrés dans cette zone caractérisée par une énergie basse (dominance de boue et de marnes). Cette zone caractérise le shoreface inférieur (Fig. 2.1).
3. le troisième domaine désigne en fait la transition entre les deux premières, et peut comporter aussi bien des structures de houle que des structures associées aux événements de tempêtes.

2.5.3.d – Séquence de tempête

Chacune des structures associées aux tempêtes (définies plus loin) représentent un enregistrement plutôt complet, ou au contraire très fragmentaire, d'un événement de tempête. L'ensemble des observations permet ainsi de reconstruire une séquence idéale de tempête correspondant en grande partie aux modèles proposés par Leckie & Krystinik (1989) et Cheel & Leckie (1993).

La préservation d'une séquence complète est très rare comme le remarque Thiry-Bastien (2002). Quatre grandes phases la caractérisent :

- 1) Une surface d'érosion, le plus souvent mamelonnée. Probablement à cause de la faible dureté du substrat, aucune structure érosive orientée de type *gutter cast* ou *sole mark* n'a été observée, comme proposé par Leckie & Krystinik (1989 ; Fig. 2.8).
- 2) Un niveau à HCS de forte angulation (faible longueur d'onde, angulation élevée des mamelons), souvent peu distinguables. Ce niveau est caractérisé par une granulométrie très importante à la base. Les grains sont des bioclastes, dominés par les coquilles, généralement de la taille des sables grossiers mais parfois de plusieurs cm. Ce niveau montre souvent un granoclassement normal.
- 3) Un second niveau caractérisé par de fines laminations planes qui recourent horizontalement les structures sous-jacentes. Souvent les laminations deviennent de plus en plus difficiles à distinguer vers le haut.
- 4) Un troisième niveau montrant des HCS. Elles sont d'abord de très faible amplitude, rappelant les laminations précédentes, puis leur longueur d'onde diminue (moins de 10 cm). Ces HCS ont tendance à s'entrecroiser au sommet. Elles forment le plus souvent le toit de la séquence.

Les derniers centimètres de ces séquences de tempêtes sont souvent bioturbés (Fig. 2.9). Les *Thalassinoïdes* sont très fréquents et presque systématiquement mis en évidence par une silicification. Certains auteurs ont pu observer au toit de ces séquences des rides de houle (Leckie & Krystinik, 1989 ; Cheel & Leckie, 1993, Thiry-Bastien, 2002). Aucune n'a été reconnue ici.

La succession de ces structures traduit l'évolution de l'hydrodynamisme au cours d'un événement de tempête (Reading, 1996). L'augmentation progressive de l'énergie se traduit par une érosion (1). Les fragments des organismes arrachés de leur milieu de vie par la tempête forment les premiers dépôts (2). Les sédiments montrent l'influence de courants unidirectionnels transportant le matériel vers le large, caractérisée par l'orientation des grains. La houle de tempête est également enregistrée et se caractérise par des HCS à fort potentiel érosif (2) traduisant sa forte énergie. L'énergie de la tempête est maximale lorsque les courants de retour unidirectionnels sont les seuls à laisser leur empreinte sédimentaire. Ils sont caractérisés par la lamination plane (3) qui recoupe une partie ou l'ensemble des dépôts précédents. L'énergie de la tempête diminuant, la houle redevient prédominante et est enregistrée par des HCS (4). Leur longueur d'onde diminuant et leur angulation augmentant indiquent une diminution du diamètre de l'orbitale basale d_0 (Fig. 2.1) et ainsi une diminution de l'intensité et de la profondeur d'action de la houle. Le retour à un hydrodynamisme faible à nul et à un faible taux de sédimentation est indiqué par les terriers (5) dans les niveaux formés.

Suivant la position du milieu de dépôt, l'intensité de l'érosion, l'amplitude de la houle, les enregistrements des tempêtes présentent des variations en termes de granulométrie et de structures sédimentaires.

2.5.3.e - Tempestites d'offshore

Les enregistrements les plus distaux de l'activité des tempêtes sont représentés par de fins niveaux carbonatés d'épaisseur pluri-centimétrique évoqués précédemment (Cf. chapitre 2.4.2). L'orientation horizontale des grains traduit l'action du courant de retour. Ainsi ces niveaux représentent l'enregistrement le plus distal de la phase la plus énergétique des tempêtes (3). Aucune oscillation n'étant enregistrée, ces niveaux sont interprétés comme déposés dans l'offshore.

2.5.3.f - Tempestites à micro HCS

Des niveaux carbonatés très peu épais, de seulement quelques centimètres, montrent des petites HCS. Celles-ci sont de faible longueur d'onde, de l'ordre du décimètre et sont formées de sables fins. Les niveaux sont toujours isolés, généralement au sein de marnes. Ces dépôts montrent à la fois l'influence de la houle de tempête et du courant de retour (laminations horizontales). La forte angulation, de l'ordre de 10 à 20° et la courte longueur d'onde, indiquent un très faible diamètre de l'orbitale de houle, indiquant par là une bathymétrie importante, confirmée par la faible granulométrie.

2.5.3.g - Tempestites intermédiaires

A mesure que l'on se rapproche de la côte, la granulométrie, l'épaisseur des bancs et la longueur des HCS augmentent. Des niveaux toujours isolés peuvent atteindre une dizaine de centimètres d'épaisseur et présenter de petits niveaux plus grossiers à leur base. Ces niveaux ont tendance à montrer des granoclassements normaux, qui sont de plus en plus évidents à mesure que la granulométrie augmente, vers la côte. Ces niveaux représentent un enregistrement partiel de la séquence idéale de tempête. Le caractère érosif de la base n'a pu clairement être observé.

2.5.3.h - Tempestites proximales

Les tempestites proximales montrent des séquences de tempêtes complètes. Chacune d'entre elles érode les niveaux précédents en recoupant les stratifications et laminations. Les niveaux grossiers à conglomératiques et les granoclassements normaux sont fréquents. Les laminations planes passent progressivement à des HCS dont la longueur d'onde décroît vers le sommet des niveaux. Ces intervalles de tempête peuvent fréquemment s'amalgamer et chaque nouvel épisode de tempête peut éroder une partie plus ou moins importante des dépôts précédents. Généralement seul le sommet de ces amalgames peut montrer une séquence de tempête complète.

2.5.4 – Structures de houle de beau temps

Ces structures ont tendance à former des successions plutôt que des intervalles tranchant avec les sédiments environnants comme dans le shoreface inférieur. Ces successions montrent un milieu con-

stamment sous l'influence de la houle qui enregistre des structures générées par l'oscillation de cette dernière, des HCS. Les variations de la morphologie de ces HCS sont contrôlées par l'épaisseur de la couche d'eau et l'intensité de la houle. Alors que l'on continue de se rapprocher de la côte, la longueur d'onde des HCS continue d'augmenter (Fig. 2.1), comme observé par Yang et al. (2006) sur la côte ouest-coréenne. Les faciès du shoreface supérieur sont illustrés presque totalement par des bancs carbonatés montrant des HCS.

Entrecroisées de houle

Certaines HCS sont de longueur d'onde comprise entre environ 1 et 2 m et se recoupent assez fréquemment. Cet assemblage montre alors des stratifications entrecroisées indiquant un hydrodynamisme pouvant être assez fort. Ces structures traduisent une forte houle qui est probablement un intermédiaire entre les classiques « houle de tempête » et « houle de beau temps ».

HCS à accrétion verticale

La morphologie la plus fréquemment rencontrée est représentée des HCS à très grande longueur d'onde, de 3 à 6 m. L'angulation est très faible ($<5^\circ$) et la hauteur est généralement comprise entre 5 et 25 cm. Elles montrent clairement une accrétion verticale avec de très rares surcreusements. Les lamines sont très faiblement angulées à horizontales. Les intervalles à grandes HCS sont généralement épais et peuvent mesurer jusqu'à 15 m d'épaisseur. La longueur d'onde des HCS observée dans ces faciès est ici maximale. Elle signifie que l'orbitale agissant sur la fond a un diamètre maximal ($d_0 = d_{\max}$; Fig. 2.1). Ces intervalles caractérisent donc une zone en avant de la breaker zone où les trains de vagues vont commencer à déferler. Au-delà, la longueur d'ondes des dernières HCS va commencer à décroître, comme observé par Yang et al. (2006).

HCS à accrétion latérale

Rarement observées, ces HCS ont une longueur d'onde de 1 à 3 m. Elles montrent une tendance à l'accrétion latérale de forme sigmoïde. Ces « sigmoïdes de houle » (Thiry-Bastien, 2002) montrent des surcreusements basaux indiquant une érosion plus importante que lors de la formation des HCS de grande longueur d'onde à accrétion verticale. Cette érosion peut s'expliquer par l'abaissement de l'orbitale d_0 associée à la différence entre marée haute et marée basse (Ferry, com. pers.). Ainsi ces structures, qui ont rarement été observées, se forment en bas de plage sous une très faible bathymétrie.

2.5.5 - Lamines plane-parallèles : plage

La plage est la zone de déferlement (*swash*) et de retrait (*backwash*) des vagues (Tucker & Wright, 1990). L'oscillation qui prédomine en avant de la breaker zone n'est ici plus enregistrée : seul le courant unidirectionnel du déferlement des vagues est enregistré. Il s'illustre par des laminations fines, parallèles, horizontales à subhorizontales, se recoupant légèrement.

2.5.6 – Structures de plage

La plage est généralement située entre les niveaux de basse et haute mer (Walker & James, 1992). Des *fenestrea* de 1 à 5 mm peuvent être très abondantes dans des grainstones bien triés, laminés horizontalement. Ces cavités sont formées par le retrait, lors du déferlement des vagues, de bulles d'air ou de gaz, piégées dans le sédiment (Shinn, 1968). Ces *keystone-vugs* sont caractéristiques de la plage ont été observées en grand nombre au sommet du Membre de la Chambotte inférieure (Fig. 2.10).

Les structures tidales indiquent une zone protégée de l'influence du large et de la houle, où prédominent les courants de marée. Les principales manifestations de l'influence tidale sont les dunes hydrauliques tidales, aussi appelées mégarides tidales. Elles sont caractérisées par des lamines parallèles de forte inclinaison (de l'ordre de 15 à 35°), à base angulaire à légèrement tangentielle. Ces dunes sont systématiquement tronquées par la suivante (figures en *toplaps*) et ont une épaisseur moyenne de 20 à 30 cm. Dans les différents affleurements présentant ces structures tidales, une direction de courant domine toujours sur l'autre.

Toutefois, des stratifications en *herring-bones* ont été observées dans les Membres de la Chambotte inférieure et du Guiers, au Crozet. Elles sont formées par une succession de bancs à base érosive montrant des stratifications obliques angulaire, dont le sens varie d'un banc à l'autre mais dans la même direction. Celles-ci marquent des sens opposés de courant de marée formant les dunes, de manière bipolaire (Walker & James, 1992). La présence de *herring-bones* traduit ainsi des périodes où le jusant et le flot semblent d'intensité égale.

2.5.7 – Lamines de backshore, dépôts de wash-over

De 1 à 4 mètres en arrière de la berme de plage peuvent s'observer des stratifications obliques, à angulation très forte, de l'ordre de 30 à 40 degrés. Ces lamines, d'une épaisseur moyenne de quelques centimètres, ont une base angulaire et sont systématiquement recoupées en toplaps. Elles se sont déposées en arrière du cordon dunaire suite à des événements de tempêtes particulièrement importants. Ces derniers ont alors transporté les particules sédimentaires par-dessus la berme (*wash-over*) et se sont alors déposées sur le flanc de cette dernière, en arrière de la plage (*backshore*).

2.6 - CONSTRUCTION D'UN MODÈLE DE FACIÈS

L'ensemble des observations macro- et microscopiques des coupes étudiées du Bassin Vocontien, de la marge de la plate-forme provençale, de la plate-forme dauphinoise et de sa marge a permis de distinguer 31 faciès. Ceux-ci sont définis par le contenu en termes de grains carbonatés, la nature du sédiment (granulométrie, phase de liaison) et les structures sédimentaires. La figure 2.11 présente l'ensemble de ces critères les caractérisant. Ceux-ci sont interprétés en termes d'environnement de dépôt et sont placés au sein de 7 grandes zones de faciès suivant la méthodologie de Wilson (1975) synthétisée par Flügel (2004).

Les observations de sédiments et corps sédimentaires du Berriasien moyen à l'Hauterivien basal permettent de mettre en évidence des changements majeurs en termes de paramètres paléoenvironnementaux et de géométrie, qui seront discutés plus loin (Cf. Chapitres 4.5, 5.1 et 7.1). Ils permettent ainsi de distinguer deux grands contextes de dépôt : celui d'une plate-forme plate et celui d'une rampe à très faible pente (Fig. 2.12).

L'environnement de plate-forme barrée au sommet plat et étendu représente le milieu de dépôt pour le Berriasien moyen/supérieur tandis que les sédiments de la fin du Valanginien inférieur à l'Hauterivien basal se déposent le long d'une rampe à très faible pente. La période séparant ces deux intervalles de temps, le Valanginien inférieur, représente une transition entre ces 2 systèmes (sédiments appartenant ou contemporains des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure). Leurs faciès observés sont reportés le long du profil de plate-forme.

Une fois les principaux faciès définis, leurs relations établies, il est possible de construire un modèle de faciès à grande échelle (Wilson, 1975 ; Walker & James, 1992 ; Tucker & Wright, 1990 ; Reading, 1996 ; Flügel, 2004 ; Schlager, 2005) qui replace en 2 dimensions l'ensemble des observations le long d'un profil proximo-distal synthétique. Cette approche permet d'avoir un bon aperçu des relations géométriques entre les différentes zones (Fig. 2.12). La présentation des deux modèles permet d'avoir une première idée des changements qui ont eu lieu au cours du Valanginien, sujets de ce travail.

2.6.1 - Détermination des faciès

L'ensemble des faciès a été déterminé à partir des données de terrain de toutes les coupes et des microfaciès associés. Quelques 485 lames minces ont été observées et le contenu de 281 d'entre elles a été quantifié. Les échantillons choisis pour les quantifications proviennent de la plate-forme dauphinoise (Val-de-Fier, Salève, La Chambotte), de sa marge (Sure Nord) et de la marge de la plate-forme provençale.

Nature et écologie

Les données de terrain ont permis de déterminer la nature des organismes macroscopiques (brachiopodes, oursins, ammonites par exemple), celle des plus gros fragments (coquilles, articles de crinoïdes, coraux, rudistes par exemple) et de certains minéraux (quartz, pyrite, glauconie). Les observations au microscope optique à lumière polarisée avec analyseur a permis d'une part de confirmer les déterminations faites sur le terrain et de déterminer la fraction des grains non-identifiés. L'écologie des organismes discutée précédemment a été intégrée dans la détermination des faciès.

Les minéraux comme la pyrite, la dolomie et la glauconie n'ont pas été intégrés aux 31 faciès décrits car leurs occurrences et leurs abondances dépendent de facteurs environnementaux d'échelle de temps différente de celle correspondant au passage d'un faciès à l'autre. Ainsi la présence de dolomie dans les intervalles rencontrés se restreint autour de certaines surfaces remarquables. La glauconie et les bioclastes glauconitisés sont observés sur un intervalle plus large mais toujours dans les faciès du Calcaire Roux, leur abondance croissant vers le sommet. Enfin la pyrite est très rare dans les sédiments allant du Berriasien moyen au milieu du Valanginien inférieure alors qu'elle est omniprésente dans le reste du Valanginien.

Abondance

Une approche semi-quantitative a été adoptée dans ce travail et a été adaptée suivant la nature et la taille des grains. Les abondances sont estimées par rapport au champ de vision au microscope, celui-ci étant adapté à la taille des différents constituants (Pittet, 1996): par exemple la quantification des petits foraminifères benthiques a été réalisée à un grossissement de 100 tandis que celle des fragments d'échinodermes l'a été à un grossissement de 40 et celle des fragments récifaux l'a été à la loupe (x10).

Ces abondances ont été réparties sur une échelle comportant cinq degrés :

- Absent : 0
- Présent : 1. Un ou plusieurs fragments/individus ont été observés sur l'ensemble de la lame.
- Commun : 2. En moyenne un fragment/individu a été observé par champ de vue.
- Fréquent : 3. Deux à trois fragments/individus ont été reconnus par champ de vue.
- Abondant : 4. De nombreux fragments/individus ont été reconnus et représentent ou font partie de l'assemblage dominant.

Tous les bioclastes, individus, allochems et minéraux ont été quantifiés de cette manière à l'exception du quartz dont l'abondance a été estimée à partir de diagrammes de fréquence (Baccelle & Bosellini, 1965 ; Flügel, 2004) pour être donnée en pourcentage. Huit seuils ont été définis : 0, 1, 5, 10, 20, 30, 40 et 50%.

Texture

La détermination de la texture des échantillons suit la classification de Dunham (1962) étendue par Embry & Klovan (1971) et révisée par Wright (1992 in Flügel, 2004). Ainsi les textures rencontrées appartiennent à 9 termes qui se définissent :

- Marnes (m) : marnes qu'elles soient argileuses, silteuses ou carbonatées.
- Mudstone (M) : calcaires avec moins de 10% de grains, le reste étant constitué de boue carbonatée (matrice).
- Wackestone (W) : toujours phase de liaison boueuse dominante, entre 10 et 50% de grains.
- Packstone (P) : les grains sont majoritaires (>50%), la phase de liaison est toujours complète-

ment ou partiellement boueuse.

- Grainstone (G) : les grains sont majoritaires (>50%), la phase de liaison est d'origine diagénétique, un ciment sparitique ou micro-sparitique. Des traces de boue peuvent être observables.
- Floatstone (F) : au moins 10% des grains ont une taille supérieure à 2 mm. La phase de liaison est boueuse.
- Rudstone (R) : au moins 10% des grains ont une taille supérieure à 2 mm. La phase de liaison est un ciment sparitique.
- Boundstone (B) : définit les faciès construits par des coraux, éponges calcaires, rudistes souvent avec des encroûtements par des foraminifères ou de l'activité microbienne (*Bacinella-Lithocodium*).
- Cemenstone (C) : un seul échantillon (Su 123) présente une texture supportée par le ciment sparitique montrant une origine diagénétique de la structure (Wright, 1992).

Tous les échantillons ont également été décrits suivant le modèle textural de Folk (1959, 1962), ce dernier fournissant plus d'informations que le modèle de Dunham (1962) quant à la nature des grains les plus abondants. Cette texture est reportée figure (Fig. 2.11) pour décrire la nature du sédiment typique de chacun des 31 faciès.

Granulométrie (grain-size) et tri (grain-sorting)

La granulométrie désignant la taille d'un grain, celle-ci peut fortement varier au sein d'un échantillon ou d'une lame mince et la taille des grains et leur tri ont donc été systématiquement étudiés. Ainsi le critère granulométrique désigne la taille moyenne dominante sur l'échantillon ou la lame mince tandis que le tri indique les variations par rapport à cette taille.

Par exemple, un « grainstone, fin, très mal trié » désignera un échantillon comportant plus de 50% de grains. Plus de 50% de ces grains sont de granulométrie fine mais certains grains sont nettement plus petits ou plus grands.

Le critère granulométrique suit la classification d'Udden-Wentworth (Flügel, 2004) dont les termes rencontrés sont reportés figure 2.13, adaptés aux observations. Les silts et les argiles ont été simplifiés en un terme unique. Concernant les graviers (« pebbles » dans les figures), seuls les termes fréquents (fin et moyen) ont été reportés. Seuls certains fragments coquilliers dans les intervalles lumachelliques de Carajuan dépassent cette taille et peuvent atteindre le décimètre au maximum.

Le tri a été déterminé en utilisant la charte classique de Pettijohn et al. (1972 in Flügel, 2004) et a été adaptée en 5 termes : très bon, bon, moyen, mauvais, très mauvais.

Structures sédimentaires

L'ensemble des structures précédemment définies est intégré dans la détermination des faciès. Dans certains cas, comme celui des dépôts générés par l'activité des tempêtes ou de celle de la houle de beau temps, les structures sédimentaires représentent le facteur majeur de discrimination d'un faciès par rapport à l'autre, même si la plupart du temps une limite entre deux faciès ne peut être rigoureusement définie. Ainsi le passage du faciès W1 à W2 (Figs. 2.11 et 2.12) se fait très progressivement par une diminution de l'angle des stratifications entrecroisées, une augmentation de leur amplitude et une réactivation des dépôts sous-jacents moins importante.

Groupes de faciès

La définition d'un faciès à partir d'un seul échantillon n'étant pas pertinente, chaque faciès est déterminé à partir des critères communs d'une association d'échantillons ou de niveaux. Dans la plupart des

cas, les transitions entre faciès sont progressives et une limite franche ne peut être placée. Ces variations progressives traduisent l'évolution au cours du temps du système sédimentaire sans changement majeur. Dans le cas contraire, les changements peuvent être soulignés par des surfaces remarquables (surface émergitive, *hardground*, *firmground*) et un changement de la majorité voire de la totalité des critères définissant les faciès.

En raison de ces transitions progressives, les faciès sont regroupés en 9 groupes (Fig. 2.11) correspondant chacun à un environnement de dépôt ou à une mécanique sédimentaire.

2.6.2 - Zones de faciès

Sept zones de faciès ont été définies et sont reportées le long des profils synthétiques de la figure (Fig. 2.12) en allant du bassin vers le milieu continental. Chacun de ces zones se définit par sa bathymétrie, son hydrodynamisme et sa géométrie.

FZ 1 – Bassin

Cette zone regroupe l'ensemble des faciès hémipélagiques, c'est-à-dire qui enregistrent à la fois l'influence pélagique et des apports depuis les zones proximales (carbonates des plates-formes, silicoclastiques depuis les zones émergées). Le faciès omniprésent est celui des alternances classiques de bancs carbonatés et de marnes plus ou moins argileuses, parfois perturbées par des slumps. Quelques turbidites peuvent s'intercaler. Les faciès typiques de cette zone sont aussi bien pélagiques que benthiques. La faune pélagique est représentée par les ammonoïdes, les radiolaires, les ostracodes, les foraminifères planctoniques (globigérines) et les nannofossiles calcaires (Cotillon et al., 1979b). La faune benthique est dominée par les oursins, les brachiopodes, les spicules d'éponges, les échinodermes et les foraminifères textularidés.

FZ 2 – Talus/rampe distale

Cette zone est située dans le shoreface inférieur (Figs. 2.1 et 2.12). Les seules manifestations hydrodynamiques étant l'enregistrement sporadique des tempêtes, la boue est très abondante. Ce milieu représente une importante zone de dépôt des sédiments exportés depuis la plate-forme formant des clinofformes. Cependant la position distale par rapport à la plate-forme se distingue par un tri sélectif des grains ; ainsi seulement une partie de la faune et de la flore de la plate-forme est représentée dans ces dépôts (partie Corrélations et Transferts). Au Valanginien supérieur, la sédimentation essentiellement marneuse enregistre de fréquents dépôts de tempêtes représentés par des bancs carbonatés riches en bivalves, brachiopodes, foraminifères benthiques, bryozoaires et échinodermes. La faune autochtone est dominée par les brachiopodes, oursins et trigonies.

FZ 3 – Talus/rampe proximale

Comme les autres zones, elle montre toujours deux grands types de faciès : ceux du Berriasien moyen au Valanginien inférieur et ceux du reste du Valanginien. Ainsi le premier intervalle est toujours représenté par des dépôts de clinofformes constitués de grains exportés depuis la zone de production de la plate-forme. La plus faible bathymétrie au-dessus de la limite d'action de la houle de beau-temps (shoreface supérieur) explique un hydrodynamisme plus important. Celui-ci se traduit par une absence de boue, la quasi-totalité des dépôts étant des grainstones. Le tri sélectif des bioclastes et allochems de la plate-forme s'enregistre toujours mais il est moins prononcé en raison de la position proximale de la zone de dépôt.

La rampe proximale du Valanginien enregistre un hydrodynamisme permanent provoqué par la houle de beau temps. Ainsi les grainstones et rudstones formés dans cette zone affichent en permanence les structures formées par cette dernière. La faune caractéristique est identique à celle de la zone 2, les ostracodes étant plus abondants.

FZ 4 – Barrière / barres sableuses / plage

Des zones exposées à l'agitation hydrodynamique du large, ce milieu est celui de bathymétrie la plus

faible. Ainsi dans le contexte de la plate-forme berriasiennne, une barrière plus ou moins continue délimite le domaine exposé au large d'une zone plus ou moins protégée : le lagon. Cette barrière peut être bioconstruite ou être formée par des *shoals* bioclastiques et/ou oolithiques. Ces barres plus ou moins hautes peuvent comporter des structures de plage (foreshore ; Figs. 2.1 et 2.12) et peuvent émerger en enregistrant des dunes éoliennes.

Dans le contexte de rampe cette zone représente la zone de plage où déferlent les vagues formées par la houle. Elle est représentée par les lamines de la swash zone en avant de la berme de plage.

FZ 5 – Lagon ouvert

Cette zone se situe en arrière de la zone de barrière. Celle-ci n'est pas continue dans l'espace et le temps et un hydrodynamisme élevé peut donc y être enregistré. Au sein de cette zone migrent des shoals oolithiques et bioclastiques qui pourront ainsi protéger certaines zones à sédimentation donc plus boueuse. Les récifs en patches qui peuvent également jouer ce rôle, fournissant une grande quantité de matériel s'accumulant dans le lagon. La faune qui représente l'usine à carbonates de la plate-forme est très diversifiée (Fig. 2.11) et est dominée par des organismes oligotrophes. Les zones plus protégées peuvent donc occasionnellement enregistrer l'influence tidale.

FZ 6 – Lagon protégé à restreint / tidal flat

Le terme de milieu protégé désigne ici une zone ne montrant aucun indice d'hydrodynamisme important, les barres sableuses et récifs jouant très probablement le rôle de barrière. Cependant l'influence tidale s'y enregistre et contribue à expliquer une biodiversité nettement plus réduite que dans le lagon ouvert. La faible bathymétrie peut favoriser des variations de salinité et un faible taux de sédimentation. Ainsi peuvent se développer des voiles microbiens et la bioturbation y est importante. Certaines zones très restreintes n'enregistrent que des marnes dans un contexte tendant à l'émersion. L'influence des marées se traduit par la formation et la migration de trains de mégarides hydrauliques. Au niveau de la zone de plage, les vagues plus importantes produites par les tempêtes peuvent transporter du matériel par-dessus la barre de plage et former des dépôts de wash-over.

FZ 7 – Influence continentale / milieux émergés

Les dunes éoliennes et les niveaux à charbons représentent les seuls sédiments attribuables à ce milieu non marin. Les autres caractéristiques de ce milieu continental sont l'ensemble d'indices d'émersion prolongée comme les traces de racine, la karstification ou la cristallisation en milieu non-saturé.

3 • ANALYSE ENVIRONNEMENTALE ET SÉQUENTIELLE



3.1 – PRÉSENTATION

Afin de caractériser les fluctuations des paramètres environnementaux le long de la marge du Bassin Vocontien, au cours du Berriasien supérieur – Valanginien, quatorze sites sont étudiés. Ils sont répartis le long d'un transect nord-sud allant du milieu le plus proximal à celui du Bassin Vocontien. Ainsi quatre coupes sont, pour la période considérée, dans le domaine de la plate-forme dauphinoise et sept coupes sur la marge de cette dernière. Trois coupes levées dans le bassin ont été assemblées sous la forme d'une coupe synthétique. Enfin une coupe a été levée sur la marge de la plate-forme provençale afin de tester l'extension géographique des variations du système sédimentaire observées le long du système Plate-forme Dauphinoise – Bassin Vocontien.

Dans un second temps, des séquences de dépôt sont définies pour chacune des coupes. La définition des ces séquences est basée sur les microfaciès, les structures sédimentaires et, le cas échéant, sur les géométries des corps sédimentaires. L'ensemble de ces séquences est alors interprété en termes de variations du niveau marin relatif, en faisant appel aux modèles de stratigraphie séquentielle. Parfois, l'observation d'une hiérarchie de séquences peut permettre de mettre en évidence différentes échelles des variations du niveau marin relatif.

Afin de mieux appréhender les variations paléoenvironnementales affectant la Plate-forme Dauphinoise au cours du Valanginien, les sédiments du Berriasien supérieur ont été également étudiés, plus particulièrement sur la marge. En effet l'observation dans cette zone des géométries des corps sédimentaires permet de mieux contraindre les variations du niveau marin précédant le Valanginien pour ensuite les comparer avec les fluctuations valanginiennes.

3.1.1 – Identification des séquences de dépôt

Une séquence de dépôt représente un ensemble de sédiments, liés génétiquement, dont l'évolution des faciès se répète dans le temps, le long d'une coupe (Strasser et al., 1999). Cette répétition peut être liée ou non à une période de temps donnée. Le plus souvent, les séquences identifiées sont séparées par une discontinuité plus ou moins visible qui peut montrer soit une inversion de l'évolution des paramètres paléoenvironnementaux, soit un arrêt de la sédimentation. Divers critères permettent de définir ces séquences de dépôt.

Surfaces remarquables, discontinuités

Si les conditions d'affleurement ne permettent que rarement l'observation des surfaces, souvent recouvertes notamment en Chartreuse, il a tout de même été possible d'identifier plusieurs types de surfaces remarquables.

Les surfaces émerives sont souvent érosives et soulignées par des enrichissements de fins niveaux en fer. Elles peuvent montrer un modelé karstique dont l'amplitude peut atteindre le décimètre. Des traces plus évidentes d'émersion comme les traces laissées par les racines peuvent également être observées, indiquant alors le développement d'un paléosol. Si généralement un changement important de faciès peut s'observer de part et d'autre de la surface, certaines surfaces émerives n'ont été mises

en évidence que par l'observation de ponts micritiques illustrant la cristallisation d'un ciment en milieu vadose.

Certaines surfaces montrent clairement leur caractère érosif sans toutefois afficher un des critères précédent indiquant l'émersion. Les surfaces érosives de bancs sont assez communes, notamment dans les sédiments proximaux déposés sous influence tidale. Toutefois, certaines surfaces érosives majeures marquent un changement de faciès et sont souvent soulignées par un joint argileux. Ces dernières surfaces, corrélables sur plusieurs centaines de mètres voire sur plusieurs dizaines de kilomètres sont interprétées comme des surfaces émerives.

Les surfaces de transgression sont mises en évidence par un changement brusque de faciès montrant un ennoisement plus ou moins rapide. Typiquement ces surfaces montrent le passage d'un intervalle assez carbonaté – qui en domaine de plate-forme montre la plus faible profondeur – à un passage plus marneux voire argileux.

Faciès, géométrie

Au sein des environnements proximaux de plates-formes, l'environnement de dépôt est essentiellement lié à la bathymétrie. Ainsi les variations de la profondeur de la couche d'eau vont entraîner une évolution des faciès. L'étude des géométries des corps sédimentaires – nécessitant une large zone d'observation latéralement et verticalement – permet de montrer le déplacement au cours du temps de la zone de sédimentation la plus importante. Cette migration étant contrôlée par l'espace disponible, donc par le niveau marin relatif, il est ainsi possible de mettre en évidence les surfaces d'inversion de tendance : passage de la rétrogradation à la progradation ou inversement.

Stacking-pattern

Les variations d'épaisseur et de l'aspect plus ou moins massif des bancs carbonatés peuvent indiquer des variations de l'espace d'accommodation et/ou du taux d'accumulation. Dans des environnements assez distaux, comme la marge de la plate-forme, les variations de faciès ne permettent, le plus souvent, que de mettre en évidence les séquences de dépôt de grande échelle. Les variations du *stacking-pattern* permettent en revanche de mettre en évidence différentes échelles de séquences. Les limites de séquences sont alors représentées, assez fréquemment, par des joints argileux ou marneux, ou des intervalles carbonatés moins massifs et plus bioturbés.

3.1.2 – Hiérarchie des séquences de dépôt

Les séquences de dépôt mises en évidence ont été déterminées à différentes échelles. Ainsi, si l'ensemble des coupes étudiées a pu être interprété en termes de séquences de dépôt, toutes les coupes n'ont pas montré la même hiérarchie et toutes n'ont pas pu être interprétées avec la même finesse (Figs 3.1, 3.2, 3.3). Quatre ordres de séquences (pour séquences de dépôt) ont pu au maximum être identifiés, ceux-ci s'emboîtant hiérarchiquement.

Séquences élémentaires

C'est le plus petit degré hiérarchique de séquences reconnues. Leur épaisseur varie d'un à quelques dm. Bien que leur identification sur la plate-forme puisse se faire par une analyse à très haute résolution des faciès et des limites de bancs (Strasser et al., 1999), elle est cependant difficile (Colombié, 2002). Dans ce travail, seuls les milieux les plus distaux (bassin, marge externe) ont permis de reconnaître de telles séquences (Fig. 3.1). Les séquences élémentaires se présentent le plus fréquemment sous la forme d'un couplet marnes-banc calcaire. Ce couplet peut parfois être doublé.

Séquences de petite échelle

Certains intervalles des coupes de plates-formes ont permis, dans de bonnes conditions d'affleurement, d'identifier ces séquences (Fig. 3.2) qui ont une épaisseur allant de quelques dm à quelques m. Elles représentent la plus petite échelle de séquences de dépôt et ainsi la plus petite échelle de variations du niveau marin relatif mises en évidence en domaine de plate-forme. Elles ont été préférentiellement

observées dans des intervalles peu massifs et les limites sont souvent marquées par un changement de lithologie (surfaces transgressives). Des surfaces érosives peuvent également marquer les limites de ces séquences.

Dans le bassin, ces séquences sont composées de 4 à 6 séquences élémentaires. Leur empilement montre quasiment systématiquement une stratocroissance et une augmentation de la dureté des bancs carbonatés (Fig. 3.1). Le passage à la séquence suivante est alors marqué par un passage à des bancs plus récessifs.

Séquences de moyenne échelle

Ces séquences sont les seules à avoir été identifiées sur l'ensemble des coupes étudiées. Elles mesurent de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Sur la plate-forme, elles sont souvent délimitées par des discontinuités marquées, comme une surface émergitive. Les séquences peuvent montrer une certaine symétrie des faciès, avec des passages plus lités et déposés en milieu proximal en base et sommet de séquence, avec un maximum de bathymétrie et/ou d'ouverture vers le milieu de séquence. Au contraire, certaines séquences de moyenne échelle peuvent montrer une forte asymétrie, avec les sédiments d'environnements les plus distaux à la base, puis un passage progressif et assez continu – éventuellement modulé par l'enregistrement des séquences de petite échelle – vers un intervalle de sédiments plus proximaux.

En contexte de plate-forme assez distale les séquences de moyenne échelle représentent souvent sur la marge des séquences de cliniformes. Latéralement, des variations d'épaisseur et de l'aspect massif des séquences peuvent être observées. Des joints marneux ont ainsi tendance à se développer vers le bassin. Les séquences de cliniformes ayant tendance à s'épaissir puis à s'amincir vers le bassin, il peut localement être possible de voir s'individualiser les séquences de petite échelle. Verticalement, ces séquences se présentent assez typiquement en forme de « boules » (Fig. 3.4), très massives dans leur partie moyenne-supérieure, et au contraire très récessive à la limite (Fig. 3.3). Cette dernière est souvent plus marneuse et recouverte par la végétation.

Dans le bassin, les séquences de moyenne échelle sont formées par l'empilement de 4 séquences de petite échelle (Fig. 3.1). Comme sur la plate-forme, ces séquences peuvent montrer une certaine asymétrie avec les intervalles les plus carbonatés au sommet et plus marneux en base.

Séquences de grande échelle

Ces séquences sont individualisées par des changements majeurs de faciès ou par les discontinuités les plus importantes. Elles ont le plus souvent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, lorsque qu'aucun hiatus ne vient perturber le signal.

Contrairement aux séquences de moyenne échelle, les séquences de grande échelle ne sont pas systématiquement formées par un empilement hiérarchique de séquences d'échelle inférieure. Ainsi, ces séquences peuvent être formées d'une à cinq séquences de moyenne échelle. Ces séquences de grande échelle représentent très souvent les formations définies dans la littérature par des changements de faciès et de morphologie importants et corrélables sur des vastes distances.

Dans le bassin, ces séquences sont difficilement déterminables : en effet, si le milieu de bassin enregistre de nombreuses fluctuations, notamment de l'export de sédiments depuis la plate-forme, sa bathymétrie ne varie pas de manière suffisamment importante pour entraîner des changements très importants. Toutefois certains changements identifiés sur la plate-forme peuvent se retrouver dans le bassin, tel le passage abrupt d'une lithologie dominée par les carbonates à un intervalle nettement plus argileux.

3.1.3 – Stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie : Mécanismes et nomenclature

Le modèle de stratigraphie séquentiel, aujourd'hui largement utilisé, a été développé à la base sur l'étude des géométries en subsurface par la réflexion sismique (Vail et al., 1977 ; Posamentier et al., 1988 ; Posamentier & Vail, 1988). Cette étude, ayant pour objectif la discrimination de réservoirs po-

tentiels, permet de mettre en évidence des corps sédimentaires aux géométries particulières. Leur agencement permet d'interpréter les variations du niveau marin relatif ayant entraîné la migration vers la côte (rétrogradation) ou vers le large (progradation) de ces corps sédimentaires. Ce modèle peut toutefois s'appliquer à des données 1D ou 2D et à diverses échelles de temps. Dans ce travail, le modèle séquentiel utilisé est indépendant de l'échelle de temps et d'amplitude des variations du niveau marin (Fig. 3.5).

Modèle séquentiel

Le modèle utilisé ici visant à interpréter l'ensemble des séquences de toutes échelles en termes de variations du niveau marin, il intègre les principes de la stratigraphie séquentielle et de cyclostratigraphie.

Dans les milieux proximaux de plates-formes carbonatées, les dépôts transgressifs (*transgressive deposits*) désignent les premiers dépôts correspondant à une ouverture du milieu ou une augmentation de la bathymétrie. Ils traduisent une hausse de l'espace d'accommodation. La surface à la base de ces dépôts est appelée surface de transgression (**TS** pour *Transgressive Surface*). L'espace d'accommodation augmentant, le système producteur carbonaté peut produire des quantités importantes de carbonates (*start-up sensu Kendall & Schlager, 1981*), si toutefois les conditions environnementales (température, luminosité, oxygénation...) le permettent (Schlager, 1992 ; Homewood, 1996). La vitesse de création d'espace d'accommodation augmentant, l'usine à carbonates peut ne pas suivre la montée du niveau marin relatif (*give-up sensu Neumann & MacIntyre, 1985*) ou fortement chuter (*drop-down sensu Pittet et al., 2000*). La surface ou zone d'inondation maximale (**MF** pour *Maximum Flooding*) est ainsi fréquemment illustrée dans les milieux proximaux par des bancs plus fins voire un joint marneux traduisant une importante baisse du taux de production et d'accumulation des carbonates. Ensuite, la vitesse de création d'espace d'accommodation diminue et le système peut à nouveau produire (*catch-up sensu Kendall & Schlager, 1981*) mais avec un espace maximal, la plate-forme étant ennoyée. Les dépôts de haut niveau marin (*highstand deposits*) représentent ainsi l'intervalle de temps de production carbonatée maximale pendant la phase de plus haut niveau marin relatif (Fig. 3.5).

La limite de séquence (**SB** pour *Sequence Boundary*) coiffe alors ces dépôts traduisant une chute du niveau marin relatif et donc une diminution de l'espace d'accommodation pouvant aboutir, suivant la bathymétrie et l'amplitude de la chute, à l'émersion. D'après le modèle originel, la limite de séquence représente la vitesse maximale de chute du niveau marin. Les dépôts de bas niveau (*lowstand deposits*) représentent alors l'ensemble des sédiments déposés lorsque la vitesse de chute diminue et avant la prochaine transgression (Fig. 3.5).

Si la chute du niveau marin est de forte amplitude, l'usine à carbonates peut être forcée de migrer vers le large, le long de la pente de la plate-forme. Les sédiments se déposant alors dans ce contexte particulier illustrent une régression forcée des faciès (*forced regressive deposits, Hunt & Tucker, 1992*). La vitesse de chute du niveau marin augmentant, ces dépôts sont généralement coiffés par la limite de séquence (Fig. 3.5). Très fréquemment, la plupart des dépôts associés à la chute précédente du niveau marin relatif sont érodés ou remaniés, et la surface de transgression est ainsi confondue avec la limite de séquence.

Séquences et enregistrement

De plus, lors de variations fortement asymétriques du niveau marin – transgression rapide et régression nettement plus lente –, les surfaces transgressives seront beaucoup plus marquées que les limites de séquences. Ainsi les séquences les plus facilement identifiables seront définies par ces surfaces transgressives : il s'agit des séquences-TS (*sensu Strasser et al., 1999*) ou paraséquences (Van Wagoner et al., 1988). Par opposition, les séquences-SB (*sensu Strasser et al., 1999*) sont définies par les limites de séquences *sensu Vail et al. (1977)* et sont appelées séquences ou séquences simples (Vail et al., 1991) bien que ce terme ne soit que rarement repris dans la littérature. Dans le cas présent, l'ensemble des séquences de dépôt sont nommées « séquences » afin de simplifier l'exposé. Seuls ces deux types de séquences (séquences SB et séquences TS) sont rencontrés.

Cependant ce modèle décrivant l'enregistrement sédimentaire d'un cycle des variations du niveau marin reste simpliste car il ne tient pas compte de la superposition de plusieurs hiérarchies de cycles de ces variations (Guillocheau, 1995). En effet, l'enregistrement sédimentaire d'une inondation maximale au cours d'un cycle de court terme surimposé à celle d'un cycle de moyen terme va avoir tendance à la mettre en évidence. De la même manière une chute de niveau marin relatif, synchrone à toutes échelles, sera beaucoup plus marquée qu'une chute au cours d'un cycle de court terme dans un contexte de transgression à moyen terme par exemple.

De même, une chute ou une remontée du niveau marin peuvent ne pas être enregistrées au niveau d'une surface mais d'un intervalle. Ainsi lors de la description d'une coupe, on parlera de zone d'inondation maximales ou de zone de limite de séquence (MFZ et SBZ *sensu* Montañez & Osleger, 1993) plutôt que d'une surface d'inondation maximale (MFS) ou d'une limite de séquence (SB).

Export et niveau marin relatif

L'hydrodynamisme important des premiers mètres de la tranche d'eau explique, au niveau de la plate-forme, la formation assez continue dans le temps de matériel clastique. Une fraction plus ou moins importante de celui-ci est alors exportée par les courants vers le large : vers la marge puis le bassin. L'export du matériel carbonaté dépend de la quantité produite ; ainsi comme l'ont formulé Droxler & Schlager (1985) puis Schlager et al. (1994) dans leur modèle de *highstand-shedding*, la période d'export maximal vers le bassin correspond à la période de production carbonatée maximale, en contexte de haut niveau marin relatif. Durant celui-ci, la surface inondée de la plate-forme est maximale, favorisant ainsi la production de carbonates. La bathymétrie étant faible sur une plate-forme carbonatée « plate » (*flat-topped platform* ; quelques m, Reading, 1996), la production et l'accumulation de carbonates peut ainsi mener au comblement de l'espace disponible puis à l'émersion.

Toutefois, une grande quantité de matériel carbonaté peut être exportée vers le bassin, au fort potentiel d'accommodation. Cet export s'enregistre sur la marge et dans le bassin par des intervalles plus carbonatés : le long de la pente, au sein de cliniformes, dans le bassin dans des alternances marno-calcaires plus carbonatée qu'avant. Les intervalles les moins carbonatés représentent alors au contraire les périodes de production carbonatée de plate-forme, et donc d'export plus faible, comme pendant la transgression.

3.1.4 – Disposition et légendes

L'ensemble des coupes détaillées et synthétiques est présenté de la même manière. L'ensemble des observations de macro- et microfaciès, des structures sédimentaires, du *bedding*, de biostratigraphie sont reportées. Les légendes pour l'ensemble des figures sont présentées Figure 3.6. Seules les tendances et variations importantes du faciès sont rappelées dans le texte. L'interprétation séquentielle est également expliquée et reportée sur chacune des coupes. La numérotation des différents ordres hiérarchiques de séquences, ainsi que les surfaces, n'est pas commentée à ce point. Elle sera traitée lors de la présentation des corrélations (Cf. chapitre 4). Les coupes provenant de configurations différentes (plate-forme, marge, bassin) n'ont pas livré le même type ou la même quantité d'information. Ainsi des critères descriptifs ne se retrouvent pas toujours d'une coupe à l'autre mais l'organisation générale reste la même.

La colonne 1 (Fig. 3.7) présente les informations stratigraphiques : noms des formations lithologiques, chronologiques (étages, sous-étages), biostratigraphiques (ammonites et foraminifères benthiques), ainsi que l'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle. Les surfaces remarquables et les numéros des séquences sont reportés. Pour la coupe synthétique du bassin, ces interprétations de stratigraphie séquentielle et de cyclostratigraphie sont indiquées à droite de la coupe. La colonne 2 présente l'interprétation en termes d'environnement de dépôt et de faciès, qui se réfère au modèle de faciès construit précédemment (Cf. chapitre 2.6). La colonne 3 (Fig. 3.7) présente le profil de la coupe, l'ensemble des observations sédimentaires, l'échelle, l'échantillonnage, la texture, les grains rencontrés, la granulométrie ainsi que le tri granulométrique. La colonne 4 présente toutes les déterminations et quantifications des grains rencontrés : minéraux non carbonatés, grains squelettiques et non-squelettiques.

La plupart des coupes de détail des marges et du bassin étant particulièrement épaisses, une version synthétique est présentée pour chacune d'elles afin de permettre l'observation des grands ensembles et des tendances sur plusieurs dizaines de m. La position géographique de chacune des coupes est figurée sur un extrait de la carte IGN au 25 000^{ème} ainsi que sur la photo aérienne équivalente. Ces images ainsi que les coordonnées géographiques fournies (système géographique international) proviennent du géoportail français, en ligne.

3.2 – PLATE-FORME DAUPHINOISE

Quatre coupes ont été levées dans le domaine de plate-forme. Ces coupes ont été choisies pour leur répartition régulière le long d'un transect nord-sud d'une soixantaine de kilomètres ainsi que pour les données qu'elles ont livrées par le passé (ex : [Steinhauser & Lombart](#), 1969 ; [Salvini](#), 1982 ; [Darsac](#), 1983 ; [Blanc](#), 1996 ; [Hillgärtner](#), 1999 et [Hennig](#), 2003) dont les corrélations chronologiques et la position des discontinuités majeures.

3.2.1 – Le Crozet

C'est la plus septentrionale des coupes levées. En raison de l'orientation de la plate-forme vers le sud-est ([Steinhauser & Charollais](#), 1971), le Crozet représente le secteur le plus proximal de la zone étudiée. La grande homogénéité des faciès et la précédente étude de cette coupe par [Hillgärtner](#) (1999) n'a pas justifié un échantillonnage de détail. Une attention particulière a été portée aux remarquables structures sédimentaires exposées afin de déterminer les différentes séquences de dépôt.

Cadre géographique et temporel

La coupe est localisée sur le versant est du premier chaînon anticlinal de la chaîne jurassienne française du Jura à environ 12 km au nord-ouest de Genève (département de l'Ain). La coupe est située de part et d'autre d'un parking non aménagé au pied du téléphérique du Crozet ([Fig. 3.8](#) ; coordonnées E 6°0'21'' ; N 46°17'4''). Les conditions d'affleurement depuis la Formation de Vions jusqu'à celle du Calcaire Roux sont excellentes ; les deux fronts de taille de la carrière sont complémentaires et permettent de compléter les lacunes d'affleurement. La coupe levée commence à la transition entre les Formations de Vions et de la Chambotte. Le pendage d'une vingtaine de degrés vers le sud-est permet d'observer les couches latéralement sur une quinzaine de mètres en moyenne.

[Hillgärtner](#) (1999) rapporte plusieurs occurrences de *Pfenderina neocomiensis* caractérisant le Membre de la Chambotte inférieure, et de *Montsalevia salevensis* dans l'équivalent des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure ([Fig. 3.9](#)). Aucun marqueur biostratigraphique n'a été décrit dans les niveaux de la Formation du Bourget.

Description et interprétation sédimentologique

La limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte s'identifie assez facilement et est marquée par plusieurs épisodes émergifs dont le plus remarquable, environ 2 m sous la base de la coupe, est souligné par un niveau de charbon. Le sommet de la Formation de Vions est représenté par un intervalle déposé à faible bathymétrie, indiquée un grainstone à petites rides de courant coiffé par une surface bioperforée (mètre 0.5), interprétée comme un *hardground* par [Hillgärtner](#) (1999), probablement émergifs. L'intervalle suivant, d'un mètre d'épaisseur environ, indique par son intense bioturbation (*Thalassinoïdes*) un faible taux de sédimentation dans une faible tranche d'eau.

Les sédiments du Membre de la Chambotte inférieure sont plus massifs, et les bancs, dont les limites sont bien marquées sont d'une épaisseur inframétrique assez constante. Les quatre premiers mètres sont des grainstones présentent quelques rares laminations horizontales indiquant un milieu de lagon ouvert d'énergie assez élevée. Une diminution de la profondeur est indiquée, dans l'intervalle suivant (mètre 5.5 à 13.7, [Fig. 3.9](#)), par une sédimentation en milieu tidal. Le sédiment est formé de trains de dunes hydrauliques à stratification oblique à forte angulation (environ 30°), systématiquement érodées à leur sommet. A l'exception de certains passages montrant des herring-bones, les dunes sont presque

toujours orientées vers le sud-est.

L'intervalle suivant (mètre 13.7 à 20.3) montre encore des mégarides tidales qui se distinguent des précédentes par une faible fraction boueuse (Hillgärtner, 1999), une abondance en quartz détritique comprise entre 1 et 5%. Le milieu est donc toujours celui d'un estran. L'identification de *Montsalevia salevensis* par Hillgärtner (1999) indique que cet intervalle correspond à du Valanginien inférieur. L'abondance de quartz indique que ces sédiments se rattachent au Membre du Guiers. Le sommet de ce passage est marqué par une surface érosive soulignée par un joint très fin de calcaires marneux (Fig. 3.9).

Les calcaires sus-jacents montrent une teinte légèrement rousse et une lamination horizontale passant latéralement à des stratifications sigmoïdes de quelques décimètres de hauteur. Verticalement, la coupe montre plusieurs événements de migration latérale d'un système (Fig. 3.10) consistant en trois ensembles : en position la plus distale, vers le large au sud-est (Fig. 1.1 ; Steinhäuser & Charollais, 1971), une lamination horizontale parallèle qui indique la zone de déferlement des vagues (*swash-backwash zone*, Fig. 2.1) sur la plage, le long de la côte, d'une flèche littorale, ou d'une barre sableuse émergée. En arrière, les structures sigmoïdes (Fig. 3.11) indiquent la berme de plage. Derrière la berme, des laminations parallèles à forte angulation (15 à 35°) montrent une orientation opposée aux précédentes structures. Elles sont orientées vers le continent au nord-ouest, et représentent des dépôts épisodiques de *wash-over*, lors d'épisodes hydrodynamiques importants (comme les tempêtes) transportant le sédiment derrière la zone de plage (*backshore*, Fig. 2.1). Sur une dizaine de mètres (mètres 20.3 à 30.6 ; Fig. 3.9), ce système prograde à quatre reprises. Les phases de rétrogradation sont rapides et ne sont enregistrées que par des surfaces érosives recoupant en toplaps l'ensemble des structures du système foreshore-backshore. Cet ensemble de calcaires roux est coiffé d'une double surface érosive (séparées d'une dizaine de cm).

Les derniers mètres sont formés par des packstones-grainstones assez silteux, montrant des HCS (Cf. chapitre 2.5) de quelques décimètres d'amplitude, qui indiquent un approfondissement du milieu, vers la transition shoreface inférieur-supérieur.

Interprétation séquentielle

La limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte correspond à un événement émerusif majeur se corrélant aisément sur la plate-forme du Jura/Dauphiné (limite C). La transgression suivante est marquée par la mise en place d'un milieu de lagon ouvert. Le milieu voit ensuite le niveau marin relatif diminuer, soit par comblement, soit par baisse du niveau marin régional et la mise en place d'un milieu d'estran tidal. La nature érosive du sommet de chaque banc rend difficile la définition d'une surface plus importante que les autres. Toutefois, l'apparition de *Montsalevia salevensis* et le léger changement de faciès indiquant le passage au Membre du Guiers correspond à une limite de séquence/surface transgressive (limite D) qui ici n'est pas bien exprimée (Hillgärtner, 1999).

La bathymétrie ne varie quasiment pas au sein du Membre du Guiers mais l'émerision est indiquée par la surface érosive au sommet (mètre 20.3, Fig. 3.9 ; limite E+F). A nouveau, la surface ne montre pas de caractères émerusifs clairs ou de hiatus prolongé, uniquement interprétable par corrélations (Cf. chapitres 4.2 et 4.4).

Les migrations successives du système de plage/arrière-plage au sein de la Formation du Bourget permettent d'identifier 4 séquences. Elles sont formées par des dépôts progradants qui peuvent aussi bien correspondre au comblement de l'espace disponible qu'à une migration forcée vers le large, contrôlée par une baisse du niveau marin relatif. Les surfaces érosives indiquent l'érosion qui a suivi ainsi que l'enneigement suivant. Ces surfaces sont donc à la fois des limites de séquences et des surfaces transgressives. Quatre séquences sont ainsi enregistrées et forment un ensemble de plus grande échelle qui montre sur l'ensemble une progradation de ce système de plage. Les pulsations du niveau marin relatif contrôlant ces dépôts semblent être d'amplitude peu variable, puisque les faciès restent identiques, et contrôlent ainsi le dépôt de ces quatre séquences de court terme. Celles-ci forment une séquence de moyen terme se déposant entre deux surfaces érosives plus importantes interprétées comme des limites de séquences/surfaces transgressives (SB/TS) de moyen terme.

La séquence de moyen terme suivante indique une bathymétrie supérieure dont l'évolution ne peut être suivie, le sommet de la coupe étant recouvert.

3.2.2 – Le Salève

Cette coupe se situe sur la face nord-ouest du Mont Salève au sud-est de Genève. Elle n'a pas été levée ayant déjà fait l'objet de nombreux travaux (Salvini, 1982 ; Deville, 1991 ; Hillgärtner, 1999 ; Hennig, 2003). Par ailleurs, il n'a pas été possible de suivre de manière suffisamment continue les affleurements de la Formation du Bourget. En me basant sur les levés de coupe d'Hillgärtner (1999 ; Formation de Vions à Chambotte supérieure) et d'Hennig (2003, Formation du Bourget), j'ai cependant pu reporter l'ensemble des observations de terrain et de microfaciès afin d'interpréter cette coupe.

Cadre géographique et temporel

La coupe a été suivie depuis la falaise du « Grand Salève » le long du sentier de « la Corraterie » au niveau du « Trou de la Tigne » (département de Haute-Savoie ; Fig. 3.12 ; coordonnées E 6°10'12" ; N 46°8'3") ou affleure très bien le sommet de la Formation de Vions jusqu'à la transition du Membre de la Chambotte supérieure à la base de la Formation du Bourget. La majeure partie de cette dernière (mètres 47 à 66) peut être suivie dans les bois, 500 m au nord du trou de la Tigne (Fig. 3.12). Les données présentées tiennent également compte des affleurements sporadiques le long du sentier et dans les environs.

Les marqueurs biostratigraphiques, comme pour toutes les coupes de plates-formes étudiées dans ce travail, sont essentiellement des foraminifères benthiques et des calpionelles. La microfaune a fait l'objet d'un travail de détail par Salvini (1982) ou elle rapporte pour l'intervalle ici étudié l'occurrence de *Pfenderina neocomiensis* dans la Formation de Vions et le Membre de la Chambotte inférieure. Dans le Membre du Guiers, longtemps inclus dans une Formation des « Calcaires Roux *sensu lato* », elle décrit *Montsalevia (Pseudotextulariella) salevensis* envisageant alors la possibilité de rattacher la Formation du Calcaire Roux au Membre du Guiers. Darsac (1983) confirme ces données en décrivant cette forme dans sa séquence C qui correspond à la Formation de Vions et au Membre de la Chambotte inférieure tout en mentionnant que Chabrier et al. (1975) envisageaient l'extension stratigraphique de *Montsalevia salevensis* jusqu'à l'Hauterivien. Hillgärtner (1999) décrit *Pfenderina neocomiensis* dans l'ensemble de la Chambotte inférieure alors que ce foraminifère serait absent de la Formation de Vions au Salève. Il décrit *Montsalevia salevensis* dans sa « Formation du Calcaire Roux *sensu lato* » dans l'intervalle qu'il corrèle cependant déjà avec le Membre du Guiers.

Description et interprétation sédimentologique

Les conditions d'affleurement du Berriasien supérieur étant particulièrement remarquables, la limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte est très bien exposée. Les bancs carbonatés sont assez peu épais (décimétriques) et très récessifs. Deux niveaux marneux enrichis en charbon (Fig. 3.13) indiquent la mise en place d'un milieu palustre ou continental. La mise en place de paléosols est en outre confirmée par la rhizoturbation au sommet de deux niveaux carbonatés. La bioturbation, essentiellement de type Thalassinoïdes, est très intense dans cet intervalle où les éléments silicoclastiques ont une abondance atteignant les 30% (Hillgärtner, 1999).

Les faciès blancs formant la barre très massive de la Chambotte inférieure tranchent avec ces faciès émergifs à confinés. La transgression est indiquée par des dépôts de lagon ouvert dans lequel migrent des barres sableuses, oolithiques et/ou bioclastiques. Ces barres peuvent émerger, comme indiqué par les ciments vadoses reconnus par Hillgärtner (1999) et indiquant une bathymétrie faible et un taux de sédimentation assez élevé.

La partie supérieure du Membre de la Chambotte inférieure (mètres 16.5 à 27 ; Fig. 3.13) montre toujours une faible bathymétrie et une fréquence plus élevée de faciès de plages, au sommet de barres sableuses pouvant émerger. Cette tendance conduit à l'émergence, au sommet du membre, mise en évidence par des faciès de dune éolienne, se formant en arrière de la plage (Kindler & Davaud, 2001), dont les faciès sont observables juste au-dessous. L'ensemble est coiffée par un *hardground* légè-

ment dolomitisé (Hillgärtner, 1999) et karstifié. Cette surface remarquable est par ailleurs soulignée par un mince horizon ferrugineux (Salvini, 1982) et sa lithification est indiquée par des perforations d'organismes lithophages (obs. pers. ; Salvini, 1982).

La teinte roussâtre des faciès sus-jacents (Fig. 3.14) a entraîné une longue confusion quant à leur attribution stratigraphique. En effet, malgré les données biostratigraphiques indiquant un équivalent latéral aux Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure, certains auteurs ont clairement attribué ces 15 m de sédiments aux Calcaires Roux (Formation du Bourget) comme Hennig (2003). D'autres auteurs ont adopté un compromis en attribuant ces sédiments à un « Calcaire Roux *sensu lato* » comme Salvini (1982) ou Hillgärtner (1999), tout en mentionnant l'équivalence avec le Valanginien basal du Membre du Guiers ou des Marnes d'Arzier. Dans ce travail, la grande différence de faciès entre ces sédiments et les suivants (mètre 41 ; Figs. 3.13 et 3.14), appartenant clairement à la Formation du Bourget, permet donc de distinguer trois formations au-dessus du *hardground*. La première (mètre 27 à 33) est formée de grainstones un peu plus silteux contenant une fraction de quartz détritique comprise entre 0.5 et 5%. Les HCS, très abondantes à la base, montrent d'une part la transgression et, d'autre part, l'influence claire de la houle, enregistrée auparavant uniquement au sommet des barres sableuses. Ainsi, ce changement de faciès n'indique pas un approfondissement sous la limite d'action des vagues de beau temps, comme proposé par Salvini (1982) et Hillgärtner (1999), mais plutôt une ouverture plus franche du milieu à l'influence du large, sous une couche d'eau assez faible (shoreface supérieur, Fig. 2.1). Le contact entre cette unité et la suivante n'a pu être observé. Si Deville (1991) y signale un *beachrock* indiquant une cimentation précoce dans le sédiment sous une faible couche d'eau (Scoffin & Stoddart, 1983 ; Tucker & Wright, 1990 ; Reading, 1996), Hillgärtner (1999) interprète cette limite comme un *firmground* subtidal.

Le Membre de la Chambotte supérieure expose à l'affleurement des sédiments ayant la même teinte rousse que les sédiments sous-jacents. Il s'agit de grainstones oolithiques bien lavés. L'ensemble, très homogène, montre des HCS d'amplitude métrique indiquant l'influence de la houle près de la plage, sous une très faible tranche d'eau (Fig. 2.1). Aucune surface remarquable n'a pu être observée en raison des affleurements facilement recouverts par la végétation. Hillgärtner (1999) y a décrit un niveau imprégné de fer qu'il a interprété comme un *firmground*.

Les grainstones de la base de la Formation du Bourget, ici attribués aux Calcaires Roux inférieurs, sont très mal triés. La pyrite est omniprésente, le quartz a une abondance moyenne de 5% sur les premiers mètres et la faune est dominée par les bryozoaires et les huîtres (Fig. 3.13). Les HCS affectant l'ensemble des sédiments sont de longueur d'onde légèrement inférieure (plusieurs dm) et indiquent une augmentation de la profondeur. Le milieu de dépôt est toujours dans le shoreface supérieur, milieu largement ouvert à l'influence de la houle.

La seconde partie de la Formation du Bourget montre les mêmes assemblages fauniques que dans la partie basale, mais les structures sédimentaires indiquent une évolution du milieu. En effet, l'ensemble des sédiments montre des stratifications obliques à forte angulation, systématiquement tronquées en leur sommet. Ces structures illustrent une sédimentation clairement dominée par un courant unidirectionnel. De plus, les dunes hydrauliques montrent presque toujours la même direction d'avancée, vers le sud-est. Les rudstones et grainstones de cet ensemble (mètres 47 à 54 ; Fig. 3.13) indiquent ainsi une sédimentation contrôlée par un hydrodynamisme élevé, en milieu tidal, sous une faible tranche d'eau. Ces « Calcaires Roux » ont un microfaciès typique mais montrent une couleur blanchâtre à l'affleurement, indiquant que la teinte rousse des sédiments, si elle est un critère pratique, n'est pas caractéristique de la Formation du Bourget.

Les derniers bancs encore assez massifs n'affleurent que sporadiquement mais montrent toujours le faciès typique de la formation : échinodermes, bryozoaires, brachiopodes et serpules (Fig. 3.13). L'intervalle suivant, dont les affleurements sont très rares, montre des packstones nettement plus mous et ont été attribués par Hennig (2003) à la base de l'Hauterivien. Toutefois l'étude des microfaciès montre tout à fait les mêmes faciès que précédemment et permet donc de rattacher cet intervalle (mètres 58 à 64) à la Formation du Bourget. Ces niveaux sont probablement équivalents des « marnes à *Alectryona* » identifiées dans le Jura vaudois et neuchâtelois (Steinhauser & Charollais, 1971 ; Hen-

nig, 2003). Les derniers bancs levés montrent à nouveau un faciès très grossier et très riches en échinodermes, bryozoaires, brachiopodes, huîtres et serpules. Les HCS observées indiquent un dépôt sous une faible couche d'eau, sous l'influence de la houle.

Le sommet de la Formation du Bourget n'a pu être observé mais son emplacement a pu être estimé grâce aux zones ponctuelles d'affleurement. Les marnes bleues de l'Hauterivien basal ont au Salève une puissance estimée à une trentaine de mètres par Joukowsky & Favre (1913) et à plus du double seulement 12 km au sud, au pied du Vuache (Charollais et al., 1989). Il est intéressant de noter que les premiers calcaires à affleurer au-dessus de ces marnes ont un faciès typiquement « Calcaires Roux », indiquant des conditions paléoenvironnementales tout à fait semblables à celles régnant durant le Valanginien supérieur. Ces calcaires correspondent à la base de la Formation de la Pierre Jaune de Neuchâtel. La transition vers les grainstones bien lavés et oolithiques du début du Barrémien est progressive et se fait sur une vingtaine de m.

Interprétation séquentielle

La limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte est très bien marquée au Salève et correspond à une limite de séquence majeure (limite C). La bathymétrie restant très faible lors du dépôt des sédiments du Membre de la Chambotte inférieure, la reconnaissance des fluctuations du niveau marin relatif à différentes échelles n'est pas aisée. Toutefois, le passage un peu plus boueux autour du mètre 17 (Fig. 3.13) est marqué par une baisse de la profondeur et un certain isolement du milieu (développement de voiles microbiens). Cette limite est interprétée comme une limite de séquence à moyen terme, conformément à l'interprétation cyclostratigraphique d'Hillgärtner (1999). De nombreux épisodes émerifs matérialisés par les variations de faciès et les ciments vadose décrits par Hillgärtner, indiquent des variations bathymétriques attribuables aussi bien aux fluctuations du niveau marin relatif qu'à la migration de barres sableuses pouvant émerger.

La surface karstifiée séparant les Membres de la Chambotte inférieure et du Guiers, coiffant les sédiments attribués à une dune éolienne, est interprétée comme une limite de séquence émerive majeure (SB/TS D). Même s'il n'est pas possible d'estimer le hiatus enregistré par cette surface, la karstification et les minéralisations observées tendent à montrer qu'un laps de temps important s'est écoulé avant la transgression suivante marquée par les sédiments du Membre du Guiers.

Ces sédiments montrent un milieu ouvert dans lequel migrent des barres sableuses pouvant monter des structures de plage, de très faible profondeur. Le sommet du Membre du Guiers n'a pas été observé mais est interprété par corrélation comme une limite de séquence majeure (limite E ; Cf. chapitres 4.2 et 4.4). De la même manière, aucune évolution bathymétrique n'est observable au sein des sédiments du Membre de la Chambotte supérieure et la surface sommitale n'a pu être observée. La bathymétrie reste faible, comme attesté par les HCS de shoreface supérieur et l'émerision au sommet est une interprétation (limite F), à nouveau par corrélations avec les autres coupes de plate-forme (Cf. chapitre 4.2).

La base de la Formation du Bourget montre à nouveau un milieu exposé à la houle du large sous une bathymétrie assez faible. Celle-ci décroît assez rapidement, le milieu passant quelques mètres au-dessus à celui d'un estran, probablement d'une baie, isolée de l'influence de la houle. Les mauvaises conditions d'affleurement de cette formation n'ont pas permis de proposer un découpage séquentiel à moyen terme de l'ensemble des Calcaires Roux inférieurs. Cependant, le passage à l'équivalent des Marnes à *Alectryona*, montre un changement net du milieu, jusqu'ici tidal. Ce passage correspond à une limite de séquence/surface transgressive de long terme (limite G).

La limite de séquence/surface transgressive majeure marquant le passage des Calcaires Roux supérieurs aux Marnes d'Hauterive (limite I) n'a pu être observée, mais par corrélation peut être placée avec une incertitude de l'ordre d'1 m. Elle marque le passage d'un environnement d'avant plage peu profonde à un milieu plus profond où la sédimentation est nettement dominée par les marnes.

3.2.3 – Val-de-Fier

La coupe du Val-de-Fier a été étudiée en détail par [Darsac](#) (1983) puis par [Hillgärtner](#) (1999). La coupe n'a pas été levée en raison des conditions d'accès de la Formation du Bourget (en rappel ou en bateau). Elle est, avec la coupe du Revard (non-étudiée, massif des Bauges, voir [Darsac](#), 1983), la seule coupe publiée des domaines sud-jurassien et subalpin à exposer la limite entre les Formations du Bourget et des Marnes d'Hauterive, c'est-à-dire à peu près la limite Valanginien supérieur – Hauterivien.

Cadre géographique et temporel

Elle affleure à l'entrée de la vallée anaclinale creusée par le Fier, dans le chaînon anticlinal formant également la montagne de Vuache et le Mont Jura. La coupe se situe à l'est du chaînon à la sortie du village de Saint André Val-de-Fier (département de Savoie ; [Fig. 3.15](#) ; coordonnées E 5°33'23'' ; N 45°55'46''). La Formation du Bourget n'affleure qu'au niveau de l'étroit défilé que forme le Guiers en recoupant le Crétacé inférieur et a été levée en partie par [Darsac](#) (1983). Le contact entre le sommet de la Formation du Bourget et les marnes d'Hauterive affleure sporadiquement le long d'une petite combe perpendiculaire au cours du Fier entre le chemin menant à la carrière abandonnée et le « sentier des Mulets ».

Les études précédentes de [Darsac](#) (1983) et d'[Hillgärtner](#) (1999) ont permis de bien contraindre les principales unités lithostratigraphiques (Formations de Pierre-Châtel, Vions, Membres de la Chambotte inférieure, du Guiers et de la Chambotte supérieure, Formation du Bourget). Ainsi le Membre de la Chambotte Supérieure contient des spécimens de *Montsalevia salevensis* ([Hillgärtner](#), 1999), comme dans les autres coupes de la plate-forme jurassienne, mais aucun n'a été décrit dans la partie de la Formation du Bourget levée par [Darsac](#) (1983).

Description et interprétation sédimentologique et séquentielle

[Darsac](#) (1983) a estimé la puissance de la Formation du Bourget à environ 35 m. Le contact étudié ici ([Fig. 3.16](#)) se situe entre le dernier banc de cette formation et les Marnes d'Hauterive. Seul le toit de ce banc affleure sous la forme d'une dalle se suivant sur environ 20 m. Il s'agit d'un calcaire packstone très grossier, très mal trié, dont la fraction bioclastique est caractéristique de la Formation du Bourget : les fragments de brachiopodes, d'échinodermes, de bivalves et les spicules d'éponges y sont abondants. Quelques fragments de bryozoaires, de serpules et de lenticulines ont pu être observés mais aucun péloïde n'a été identifié. Ces bioclastes indiquent un hydrodynamisme élevé à moyen (présence de boue) sous une faible bathymétrie, vraisemblablement dans le shoreface supérieur.

Les minéralisations sont importantes : la pyrite est omniprésente, les oxy-hydroxydes de fer et les imprégnations de fragments de crinoïdes par de la glauconite sont nombreuses. Les métasomatoses sont très fréquentes : recristallisations en calcite, sphérolites de calcédoine préférentiellement dans les bivalves, pyritisations essentiellement dans les échinodermes, quelques dolomitisations et de rares épigénies de glauconite, assez diffuse et petite, sans affinité avec un type de grain particulier.

La surface sommitale est très irrégulière et karstifiée (profondeur de plusieurs cm ; [Figs. 3.16](#) et [3.17](#)) suggérant une émergence pendant un intervalle de temps significatif. Des bivalves encroûtent localement cette surface. Dans les creux du karst, quelques lambeaux de marnes bleu-gris très riches en grains de glauconie sont encore visibles. Le contact avec les marnes peut se suivre sur quelques mètres : on peut observer ces dernières remplir en discordance les reliefs de la surface calcaire irrégulière. Les marnes bleues, grises à verdâtres sont très riches en glauconie et affleurent sur une puissance maximale de 3 m environ. Elles témoignent d'un approfondissement rapide et important.

Les nombreuses minéralisations, le changement drastique de faciès et la karstification du contact entre le sommet de la Formation du Bourget et les Marnes d'Hauterive indiquent un enregistrement polyphasé d'une phase émergitive de longue durée puis d'un ennoïement rapide (SB/TS I). Toutefois l'absence de marqueurs biostratigraphiques ne permet pas d'évaluer la durée du hiatus sans faire appel aux corrélations avec les autres coupes ([Cf. chapitres 4.4](#) et [4.5](#)).

3.2.4 – La Chambotte

La coupe de la Chambotte a servi à [Steinhauser & Lombart](#) (1969) à définir les Formations de la Chambotte (Membres de la Chambotte inférieure et supérieure) et du Bourget dans le cadre de la définition d'un nouveau découpage lithostratigraphique du Crétacé inférieur, découpage utilisé dans ce travail. Ainsi cette coupe a fait l'objet de nombreuses études sur des intervalles stratigraphiques variables, notamment dans les thèses de [Steinhauser](#) (1969), [Darsac](#) (1983), [Blanc](#) (1996) et [Hillgärtner](#) (1999).

Cadre géographique et temporel

La coupe a été levée le long de la départementale 991b qui monte vers le hameau de la Chambotte, le long de l'anticlinal du chaînon du Gros Foug bordant à l'est le lac du Bourget (département de Savoie ; Coordonnées E 5°51'58" ; N 45°47'8" ; [Fig. 3.18](#)), une vingtaine de kilomètres au sud de la coupe du Val-de-Fier.

La section présentée ([Fig. 3.19](#)) débute à la limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte et s'achève dans la partie terminale de la Formation du Bourget. Des travaux de réfection de la route bordant les terrains néocomiens ont permis de lever une coupe dans la majeure partie de la Formation du Bourget dans de bonnes conditions. La lithologie très marneuse de la partie inférieure de la formation explique la très rapide dégradation des conditions d'affleurement au cours des dernières années. La qualité de la coupe levée par Heiko [Hillgärtner](#) lors de sa thèse (1999) explique que son levé des terrains allant de la base du Membre de la Chambotte inférieure à quelques mètres avant le sommet de la Chambotte supérieure a été intégré dans ce travail. Ainsi, la partie inférieure de la coupe présentée est celle d'[Hillgärtner](#) (1999) tandis que la partie supérieure a été levée plus récemment et a notamment fait l'objet d'un mémoire de maîtrise ([Stienne](#), 2004).

La biostratigraphie de la coupe est une nouvelle fois essentiellement basée sur les foraminifères benthiques décrits par [Steinhauser](#) (1969), [Darsac](#) (1983), [Blanc](#) (1996) et [Hillgärtner](#) (1999) et sur de rares données de calpionelles de [Darsac](#) (1983) et [Blanc](#) (1996). Le Membre de la Chambotte inférieure est très riche en *Pfenderina neocomiensis* ([Darsac](#), 1983 ; [Blanc](#), 1996 ; [Hillgärtner](#), 1999) et a été attribuée par [Blanc](#) (1996) aux zones à calpionelles D3i, D3s et E plaçant ainsi la limite Berriasien / Valanginien quelques mètres sous la base du Membre du Guiers. De nombreux *Montsalevia salevensis* y ont été observés jusqu'au sommet du Membre de la Chambotte supérieure ([Steinhauser](#), 1969 ; [Darsac](#), 1983 ; [Hillgärtner](#), 1999), conformément aux observations faites dans la majorité des coupes de la plate-forme du Jura.

Description et interprétation sédimentologique

Le passage de la Formation de Vions à celle de la Chambotte n'est pas aussi tranché que dans les coupes plus proximales. En effet, aucune émergence n'a pu être détectée. Toutefois les témoignages d'une très faible bathymétrie dans la partie supérieure de la Formation de Vions sont nombreux. Ainsi des dépôts de *wash-over*, des *firmgrounds* et surfaces microkarstifiées sont fréquents sur les derniers mètres de cette formation et montrent différents épisodes d'émergence ou de condensation. Le contact entre les Formations de Vions et de la Chambotte correspond à une surface soulignée par un joint marneux ([Fig. 3.19](#)). Le taux de quartz détritique jusqu'alors très élevé (1 à 30%) diminue fortement dans les premiers mètres de la Chambotte inférieure pour ne plus dépasser 1 %.

Ce membre comprend deux grands ensembles. Le premier (mètres 1 à 16.5) montre un ennoiement progressif puis l'installation d'un environnement de lagon vers lequel migrent des barres sableuses bioclastiques. Le sommet de cet ensemble correspond à un milieu de lagon plus protégé (boue) dont la faune périerécifale montre une diversité plus élevée. Cet ensemble se termine au niveau d'une surface microkarstifiée bien marquée ([Blanc](#), 1996) indiquant l'émergence. La transgression suivante est indiquée par la mise en place d'un nouveau milieu de lagon dans lequel migre des barres bioclastiques. Celles-ci peuvent mener à l'émergence comme observé au sommet du membre. L'émergence est très bien marquée par un *hardground* microkarstifié ([Blanc](#), 1996) érodant les sédiments sous-jacents. Cette surface est, comme au Salève, soulignée par une imprégnation d'hydroxydes de fer ([Hillgärtner](#), 1999).

Le changement majeur vers les faciès du Membre du Guiers est tout à fait visible dans le paysage. Les faciès plus mous montrent l'apparition de la pyrite, de la goethite (expliquant la teinte plus brunâtre des calcaires du Guiers) et du quartz détritique (entre 1 et 5% ; Fig. 3.19). Le Membre du Guiers montre deux ensembles affichant la même tendance : l'approfondissement est indiqué par une fraction boueuse plus importante et des barres sableuses (bioclastes, oïdes) migrent dans ce milieu de shoreface supérieur distal (Fig. 2.1) ouvert sur le large comme attesté par les figures de houle. Une surface érosive au sommet d'une de ces barres permet de distinguer les deux ensembles.

Aucun critère érosif n'a pu être observé au contact entre les Membre du Guiers et de la Chambotte supérieure, comme décrit par Blanc (1996). Ce membre comporte deux ensembles : le premier possède une sédimentation très homogène de lagon ouvert dont la biodiversité est, comme dans le Membre du Guiers, nettement plus faible que dans la Chambotte inférieure. Le second ensemble débute par une vire de calcaires packstones très bioturbés et passe au sommet à une sédimentation de lagon protégé à biodiversité élevée.

Le passage bien marqué à la Formation du Bourget est illustré par un *hardground* imprégné d'oxydes de fer (Hillgärtner, 1999) et de traces de racines indiquant l'émersion et la formation d'un paléosol (Stienne, 2004).

Les faciès de la base de la Formation du Bourget sont formés par des marnes silteuses et argileuses riches en quartz (5 à 20%) où s'intercalent des tempestites distales pluricentimétriques (Fig. 3.19). La profondeur significative indiquée par ces dépôts décroît progressivement, tendance marquée par l'épaississement et l'amalgame des événements de tempêtes dont les particules deviennent plus grossières (Fig. 2.9). Cette évolution se répète à deux reprises (jusqu'au mètre 66), tout en montrant une baisse de la bathymétrie à plus grande échelle. Le dernier de ces trois ensembles se termine par un fin niveau (quelques cm) de marnes noires à rosâtres évoquant certains niveaux émerifs de la Formation de Vions au Salève. Toutefois, l'émersion n'a pu être démontrée.

L'ensemble suivant, très massif, comprend des calcarénites à HCS de longueur d'onde plurimétrique, indiquant un milieu d'avant-plage sous faible tranche d'eau. Celle-ci diminue, comme indiqué par le passage progressif à la lamination de foreshore (Fig. 2.1). Le sommet de l'unité étant recouvert, il n'a pas été possible d'observer des indices d'érosion. Une lacune d'observation d'environ 7 m, traduite latéralement par une dépression géomorphologique, pourrait correspondre à l'équivalent des Marnes à *Alectryona*. Au-dessus, les 3 derniers mètres visibles sont formés par des packstones gris à HCS. Ils sont très riches en glauconie, en débris d'échinodermes et de brachiopodes et indiquent un dépôt sous un régime hydrodynamique élevé dans le shoreface supérieur. Ce faciès rappelle tout à fait celui observé au Val-de-Fier sous la surface karstifiée. Le reste de la série étant ici recouvert, il n'a pas été possible d'observer l'équivalent de cette surface.

Interprétation séquentielle

La limite de séquence majeure marquant la limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte (SB C) est très bien marquée malgré l'absence de d'indices d'émersion. La séquence de grande échelle formée par la Chambotte inférieure peut se diviser en deux séquences de moyen terme. La première montre une inondation puis une diminution de la bathymétrie, toutes deux assez progressives. La seconde est deux fois moins épaisse et ne montre qu'une baisse de la bathymétrie après un ennoisement rapide. Le *hardground* émerif du sommet du membre marque une limite majeure (SB/TS D).

Dans la coupe de la Chambotte, la limite entre les Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure n'est pas marquée. Par corrélations (Cf. chapitre 4.2), elle correspond à une limite de long terme (SB/TS E). La séquence de long terme formée par le Membre du Guiers se découpe en deux séquences de moyens termes séparées par une limite de séquence émerive. La séquence de long terme formée par le Membre de la Chambotte supérieure peut ici également se diviser en deux séquences de moyen terme. La surface émerive au sommet de la formation représente une limite de séquence/surface transgressive majeure (SB/TS F).

Les Calcaires Roux inférieurs de la Formation du Bourget à la Chambotte montrent un agencement

cyclostratigraphique remarquable (Fig. 3.2). En effet, il est possible d'observer la même tendance séquentielle à trois degrés hiérarchiques différents. A long terme, l'ensemble des Calcaires Roux inférieurs montrent une baisse de la bathymétrie illustrée par un passage très progressif de marnes argileuses à une barre de calcaires roux massifs. Si l'émersion n'a pu être observée, cette barre se termine par une limite de séquence majeure, placée par corrélations (SB/TS G). Trois séquences de moyen terme forment cette séquence de long terme. Chacune montre également cette forte asymétrie entre un ennoisement confondu avec l'inondation maximale (SB/TS/MFS) et une baisse progressive de la bathymétrie. Enfin, chacune de ces trois séquences de moyen terme peut se découper aisément en quatre séquences de court terme, montrant cette même tendance à une baisse assez progressive de la bathymétrie. Ainsi, l'ensemble des Calcaires Roux inférieurs montre, après un ennoisement rapide et très important, une diminution progressive du niveau marin relatif, diminution modulée par les fluctuations de ce dernier à des échelles de temps plus courtes.

La position des Marnes à *Alectryona* ne pouvant qu'être déduite de la géomorphologie, la limite de séquence les séparant des Calcaires Roux supérieurs (SB/TS H) est approximative. Ce membre de la Formation du Bourget montre les mêmes faciès qu'au Val-de-Fier où ils précédaient une émergence majeure. A nouveau celle-ci n'a pu être démontrée mais ces calcaires sont néanmoins interprétés comme précédant la limite majeure (SB/TS I) indiquant la dernière chute importante du niveau marin relatif avant l'ennoisement de la base de l'Hauterivien.

3.3 – MARGE DE LA PLATE-FORME DAUPHINOISE : MASSIF DE CHARTREUSE

Afin de mieux comprendre la dynamique des transferts sédimentaires entre le domaine de la plate-forme et celui du Bassin Vocontien, la marge de la plate-forme dauphinoise a fait l'objet d'une attention particulière. Le terme marge désigne la partie proximale de la zone de transition entre la plate-forme et le bassin. Concernant le Berriasien supérieur/Valanginien inférieur, cette zone de transition s'étend du nord du Massif de la Chartreuse au Vercors. Le Massif subalpin de la Chartreuse est formé de chaînons parallèles (NNE-SSW) séparés par des chevauchements (Fig. 3.20). Les terrains à l'affleurement appartiennent au Jurassique supérieur et surtout au Crétacé inférieur.

Le premier chaînon à l'ouest de la Chartreuse occidentale expose ainsi de manière assez continue sur une vingtaine de kilomètres du nord au sud une succession s'étendant du Kimméridgien à l'Aptien supérieur. Comme au-dessus du lac du Bourget, les calcaires du Berriasien supérieur/Valanginien basal forment une barre caractéristique entre les barres tithonique et urgonienne. Cette barre se présente sous la forme d'une falaise assez abrupte dont le pendage un peu plus élevé au niveau du Massif de la Grande Sure (40° environ) a pu permettre le levé de 6 coupes dans des cheminées escarpées. Les terrains y sont bien exposés et permettent de suivre latéralement et verticalement les géométries des corps sédimentaires. Néanmoins la quasi-totalité des terrains de la partie médiane du Valanginien inférieur au sommet de l'Hauterivien supérieur est recouverte par la végétation dans la dépression orthoclinale séparant les cuestas berriasienne et urgonienne.

Les terrains du Néocomien affleurent de moins en moins bien vers le sud, sauf dans la région de Voreppe où une grande partie du Berriasien affleure (Arnaud et al., 1981) mais où les formations sont affectées par de nombreuses failles dans un contexte tectonique complexe (Blanc et al., 1992 ; Blanc et al., 1993). La coupe la plus méridionale de Chartreuse levée dans ce travail se situe au nord de ce secteur perturbé par la tectonique.

3.3.1 – La Pointière

La coupe de la Pointière, ou du Pertuis, a servi à Arnaud et al. (1981) et Darsac (1983) à corrélérer les formations du Berriasien et du Valanginien basal de la plate-forme jurassienne avec celles du bassin. Cette coupe a également été levée par Boisseau (1987) puis Blanc (1996) afin d'établir des corrélations séquentielles entre ces domaines. La coupe de détail présentée se corrèle très bien avec celle de Boisseau (1987) tandis que le manque de clarté de la coupe de Blanc (1996) n'a pas permis de corrélations précises.

Cadre géographique et temporel

Les terrains du Berriasien moyen au Valanginien basal affleurent le long de la falaise calcaire surplombant le monastère situé juste à l'est de Saint-Laurent du Pont (département de l'Isère). La coupe de la Pointière est levée le long de la route forestière menant au Pertuis. La coupe (coordonnées E 5°45'51'' ; N 45°23'17'' ; Fig. 3.21) commence au sommet de la Formation Goldberg (faciès purbeckiens). Les surfaces remarquables affleurent très bien et les conditions d'affleurement sont assez bonnes à l'exception d'un intervalle fortement tectonisé (failles, recristallisations) sur une quinzaine de m (Fig. 3.22). Les microfaciès des Membres de la Chambotte inférieure et supérieure et du Guiers n'ont pu être observés. Le sommet de la coupe se situe quelques mètres au dessus de la base du Membre de la Chambotte supérieure dont les affleurements deviennent rapidement recouverts par la végétation. L'observation de quelques lambeaux de calcaires assez silteux et de teinte rousse une vingtaine de mètres au-dessus marque la partie inférieure de la Formation du Bourget.

Les données biostratigraphiques de cette coupe sont assez rares. Boisseau (1987) a pu identifier les foraminifères benthiques *Pfenderina neocomiensis* et *Montsalevia salevensis* dans la partie supérieure de la coupe (Fig. 3.23), permettant ainsi de valider les attributions lithostratigraphiques proposées ici.

Description et interprétation sédimentologique

Les premiers mètres montrent des faciès marno-calcaires très lités. Ils indiquent un milieu de lagon assez protégé, parfois confiné, dont la faible profondeur est confirmée par une surface d'émersion très bien marquée et microkarstifiée (mètre 7, Fig. 3.23). Des faciès plus massifs et très homogènes constituent ensuite la totalité du Berriasien supérieur, sur presque 200 m.

Les packstones de la base de la Formation de Pierre-Châtel indiquent un milieu distal, sur la pente de la plate-forme. Une diminution très progressive de la bathymétrie est indiquée par le passage à des grainstones montrant une diversité de grains de plus en plus élevée et par l'enregistrement de HCS de grande longueur d'onde illustrant l'influence de la houle. Le milieu passe ainsi progressivement à celui d'un lagon ouvert puis protégé. Cette tendance à la diminution de profondeur sur l'ensemble de la Formation de Pierre-Châtel est modulée par des approfondissements illustrés par des faciès plus distaux (mètres 50 et 62, Fig. 3.23). L'observation d'un faciès de type « Calcaires Roux », un grainstone à échinodermes, bryozoaires et bivalves, enrichi en quartz (Fig. 3.23) indique une perturbation environnementale durant le dépôt des sédiments de la Formation de Vions. La partie supérieure de la Formation de Pierre-Châtel (mètres 62 à 94.5, Fig. 3.23) est formée par une barre très massive. Elle est constituée de dépôts de cliniformes, assez distaux puis de plus en plus proximaux, l'ensemble s'achevant par des dépôts d'avant-récifs, tronquée en leur sommet par une double surface érosive et microkarstifiée (mètre 94.5, Fig. 3.23).

Les sédiments de la base de la Formation de Vions montrent un milieu sous l'influence de la houle de beau temps, dans le shoreface supérieur (Fig. 2.1). La faune est dominée par les échinodermes et les foraminifères benthiques, particulièrement les orbitolines. Si les variations de la granulométrie et de l'abondance de boue indiquent des variations de la bathymétrie au cours du temps, l'ensemble des faciès montre une assez faible profondeur. Ainsi, de nombreuses chutes du niveau marin relatif expliquent la formation de surfaces érosives, souvent karstifiées ou microkarstifiées, suggérant l'émersion. Le quartz, absent des sédiments de la Formation de Pierre-Châtel, est parfois très abondant dans certains intervalles de la partie supérieure de la Formation de Vions (jusqu'à 20%, Fig. 3.22). La transition entre les Formations de Vions et de la Chambotte est fortement perturbée par l'activité de failles, ayant rendu impossible l'observation des faciès des terrains sus-jacents.

La partie du Membre de la Chambotte inférieure située au-dessus de l'intervalle tectonisé (mètres 180 à 193, Fig. 3.23) montre un milieu de lagon boueux très protégé. Les lamellibranches et rudistes, souvent en place, y représentent la faune dominante. Quelques niveaux à coraux indiquent des *patches-reefs* dans le lagon. La très faible bathymétrie du milieu s'illustre par de nombreuses surfaces émerives. La seconde partie du membre (mètres 193 à 217, Fig. 3.23) montre des structures de houle traduisant une ouverture du lagon. Toutefois l'abondance de fragments très grossiers de rudistes indique la proximité des récifs à rudistes. Plusieurs surfaces émerives dans la partie sommitale indiquent à nouveau une

très faible profondeur de la couche d'eau.

Les faciès du Membre du Guiers suggèrent un nouvel approfondissement. Le milieu enregistre l'influence assez distale de la houle (HCS de longueur d'onde allant de 1 à 2 m ; shoreface inférieur à supérieur). La partie supérieure du Membre du Guiers (mètres 223.5 à 237) est formée par des packstones et grainstones fins montrant des HCS de longueur d'onde métrique en moyenne, indiquant à nouveau un milieu de dépôt vers la transition shoreface inférieur/supérieur. Une surface émergitive est le seul indice de la baisse de la bathymétrie au sommet du Membre du Guiers.

Les dix mètres affleurant du Membre de la Chambotte supérieure montrent un milieu ouvert assez distal (abondance de la boue) dont la bathymétrie diminue assez rapidement, comme indiqué par l'augmentation progressive de la granulométrie. L'épaisseur maximale manquante de cette formation est estimée à une dizaine de m.

Interprétation séquentielle

La surface émergitive à la base de la Formation de Pierre-Châtel, très bien exprimée, représente une limite de second ordre corrélable globalement (de Graciansky et al., 1998 ; SB/TS A). L'enneigement important à la base de la formation, puis la très progressive diminution de la bathymétrie jusqu'à l'émergence au sommet (SB/TS B, Figs. 3.22 et 3.23) illustrent les fluctuations du niveau marin relatif à long terme. La séquence de grande échelle formée par la Formation de Pierre-Châtel montre des fluctuations mineures de la profondeur permettant de scinder la formation en quatre séquences de moyen terme (Fig. 3.22). Si les fluctuations du niveau marin relatif au sein de chacune de ces séquences semblent être assez symétriques, les variations à long terme montrent une forte asymétrie avec une transgression rapide et importante et une régression nettement plus lente et modulée par les variations à moyen terme.

Les fluctuations du niveau marin relatif à long et à moyen terme dans la Formation de Vions sont plus marquées que celles interprétées dans la Formation de Pierre-Châtel. Les chutes sont beaucoup plus importantes en termes d'amplitude et sont fréquemment marquées par des émergences. Cinq séquences de moyen terme composent la séquence de grande échelle de la Formation de Vions dont la limite de séquence sommitale (SB/TS C) n'est quasiment pas enregistrée, probablement en raison de l'activité des failles quelques mètres au-dessus.

Le Membre de la Chambotte inférieure peut clairement se découper en deux séquences de moyen terme. Les derniers mètres de la première montrent des émergences répétées, probablement dues aux fluctuations du niveau marin relatif de plus haute fréquence. La seconde séquence est marquée par un nouvel enneigement, une franche ouverture du milieu puis à une réduction de la bathymétrie menant à l'émergence (SB/TS D, Figs. 3.22 et 3.23).

Le Membre du Guiers montre un nouvel approfondissement (shoreface inférieur à supérieur) mais la diminution de la bathymétrie suivant cet approfondissement n'est quasiment pas enregistrée. Une plus grande proximalité (mètre 223, Fig. 3.23) permet toutefois de distinguer la limite entre les deux séquences de moyen terme formant le Membre du Guiers. La limite entre celui-ci et le Membre de la Chambotte supérieure est à nouveau marquée par une émergence importante (SB/TS E).

Le Membre de la Chambotte supérieure, bien qu'incomplète, montre une séquence de moyen terme presque complète : après un enneigement assez rapide, la profondeur de la tranche d'eau diminue plus lentement.

3.3.2 – La Grande Sure (Nord)

Comme l'ensemble des coupes levées dans le massif de la Grande Sure, la coupe de la Sure Nord est inédite dans la littérature. Elle se situe plusieurs centaines de mètres au sud de la coupe du Cul-de-Lampe levée par Blanc (1996).

Cadre géographique et temporel

La coupe présentée (coordonnées E 5°42'1" ; N 45°20'27") est la seule de Chartreuse occidentale à exposer de manière assez continue (Fig. 3.24) les sédiments depuis le sommet du Tithonien à la base de l'Hauterivien (Fig. 3.25), la qualité des affleurements variant fortement le long de la coupe. En effet, les faciès de la base du Berriasien (Formation de Vouglans) sont souvent recouverts tandis que ceux de la Formation de Goldberg, purbeckiens comme les précédents, sont plus massifs et forment localement une falaise d'une cinquantaine de mètres environ. La falaise principale du massif est uniquement formée, sur la partie nord de ce dernier, par les sédiments très massifs de la Formation de Pierre-Châtel. La falaise est quasi-verticale jusqu'au Cul-de-Lampe situé plus au nord. La coupe de la Sure a été levée dans la cheminée la plus septentrionale dont le col ne se franchit qu'avec un équipement d'alpinisme. Les sédiments de la Formation de Vions affleurent sous forme de buttes sur le sommet du massif, tandis que les faciès très massifs du Membre de la Chambotte inférieure forment une falaise de 10 à 20 m. Cette falaise forme en partie la pente structurale du massif. Quelques failles perturbent la continuité latérale de cette barre massive dont les faciès se retrouvent toutefois au pied de la pente. Les conditions d'affleurement des sédiments des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure sont assez médiocres mais permettent toutefois de lever la coupe en continu jusqu'aux premiers mètres de la Formation du Bourget. L'ensemble de la Formation est ensuite levé plus au nord dans le lit du ruisseau qui rejoint ensuite le Cul-de-Lampe. Les conditions d'affleurement y sont mauvaises mais la majorité des bancs peut être observée. Sur les 585 m de la coupe (Fig. 3.25), 417 ont été levés en détail (Fig. 3.26), de la partie inférieure de la Formation de Goldberg jusqu'à la base de l'Hauterivien.

Cette coupe étant inédite, aucune donnée biostratigraphique n'est disponible dans la littérature. Toutefois, l'identification de plusieurs spécimens de *Montsalevia salevensis* dans les derniers bancs du Membre de la Chambotte supérieure a permis de confirmer le découpage stratigraphique proposé ci-dessous.

Description et interprétation sédimentologique

Les faciès de la Formation de Goldberg affleurent sous forme d'ensembles assez massifs dont les faciès, très homogènes, indiquent une sédimentation assez distale, sur la pente de la plate-forme. Ces barres, séparées par des interbancs plus marneux, forment des cliniformes qu'il est possible de suivre sur quelques centaines de mètres latéralement. Les derniers bancs de la formation sont des wackestones-packstones alternant avec des niveaux de marnes calcaires, rappelant tout à fait les faciès observés à la Pointière. Les sédiments de la Formation de Pierre-Châtel sont nettement plus massifs et affleurent sous forme de « boules » formées par des ensembles plurimétriques très massifs séparés par des intervalles nettement plus récessifs et bioturbés (Fig. 3.2, 3.4 et 3.25). De même qu'à la Pointière, une diminution de la bathymétrie est très bien exprimée à grande échelle, sur l'ensemble de la Formation de Pierre-Châtel. Les variations du paléoenvironnement à plus petite échelle ne sont pas exprimées, certainement en raison de la paléoprosfondeur importante du milieu de dépôt. Ainsi le milieu passe progressivement d'un environnement distal de pente de plate-forme à un milieu plus proximal au sein duquel s'enregistre assez fréquemment l'activité de la houle (Fig. 3.26). La forte diminution d'abondance de la boue et l'augmentation de la taille des grains confirment par ailleurs cette baisse de la bathymétrie.

La limite entre les Formations de Pierre-Châtel et de Vions n'a pu être levée et aucun témoignage d'approfondissement n'a été observé dans cette intervalle (mètres 108 à 118 ; Figs. 3.25 et 3.26). Le milieu de dépôt correspond à un milieu assez proximal de la marge de la plate-forme, où l'influence de la houle s'enregistre localement. Cependant, un changement assez prononcé des assemblages biotiques montre un développement nettement plus important des organismes encroûtants comme les nubécularidés ou l'algue *Bacinella*. Souvent identifiés au sein de clastes encroûtés ou d'oncoïdes, ils indiquent vraisemblablement une hausse des niveaux trophiques comme observée sur la plate-forme (Adatte, 1988). Cette tendance peut être reliée au taux de quartz détritique plus important (1 à 5 %) dans la base de la formation (Cf. chapitre 5.1). Une nouvelle tendance à une baisse progressive de la bathymétrie est enregistrée sur l'ensemble de la Formation de Vions. Ainsi, les premières dizaines de mètres montrent un milieu de pente proximale de plate-forme (mètres 110 à 140 ; Fig. 3.26) et le reste

de la formation (mètres 140 à 206) montre une alternance de ces mêmes faciès avec des sédiments de lagon ou périrécifaux. Cette tendance à long terme à la baisse de la profondeur atteint son terme à la limite entre les Formations de Vions et de la Chambotte où des faciès très restreints indiquent un milieu proche de l'émersion. Sur une échelle de temps moins longue, les soixante derniers mètres de la Formation de Vions montrent un milieu qui enregistre des fluctuations du niveau marin relatif (Fig. 3.26). L'ensemble des sédiments observés indiquent un milieu peu profond d'énergie assez élevée. La faune et la flore sont toujours très diversifiées et les organismes encroûtants sont très fréquents. Le quartz détritique augmente en abondance vers le sommet jusqu'à représenter 50% des grains dans les faciès très récessifs du passage de la Formation de Vions au Membre de la Chambotte inférieure (mètres 200 à 207). Ces faciès, très différents de ceux rencontrés jusqu'à présent, ont une biodiversité très faible, les assemblages étant dominés par les échinodermes et les ostracodes. Ce passage indiquerait un milieu de plate-forme proximale dont la production aurait fortement chuté en raison du détritisme très fort, enregistré par le quartz.

Les faciès blancs et très massifs du Membre de la Chambotte inférieure marquent le retour d'une sédimentation carbonatée très proximale (Fig. 3.26). En fait, la totalité des dépôts de la formation est composée de débris périrécifaux (floatstones et rudstones) ou de boundstones indiquant les récifs. Les récifs en patches sont dominés par les coraux et les nubéculaires. En arrière des récifs, dans un milieu plus protégé, les bivalves, les gastéropodes et les miliolles sont très abondants. Si l'ouverture du milieu et l'hydrodynamisme varient au cours du temps et au gré de la position des récifs, le milieu est en permanence sous une faible tranche d'eau. Le sommet du membre est marqué par une émersion (mètre 254, Fig. 3.25).

Les sédiments du Membre du Guiers montrent une ouverture plus franche du milieu mais toujours sous une faible bathymétrie (Fig. 3.25). Le détritisme est assez important, indiqué par une teneur en quartz de l'ordre de 5%. Une baisse progressive de la profondeur est illustrée par le confinement progressif du lagon. Le Membre de la Chambotte supérieure indique toujours une sédimentation de lagon dont la biodiversité est assez faible. Les faciès très lités (Fig. 3.27) montrent quelques HCS de grande amplitude, l'hydrodynamisme est toujours élevé et la profondeur, faible. Une baisse plus marquée de la biodiversité dans les derniers mètres marque le début d'une phase de disparition de nombreux taxons n'apparaissant plus au cours du reste du Valanginien.

Le passage aux faciès de la Formation du Bourget est difficilement identifiable au niveau du profil, tandis qu'il est très bien marqué dans les microfaciès (mètre 301.5 ; Figs. 3.26 et 3.28). Les premiers mètres des Calcaires Roux inférieurs sont des calcaires encore assez blancs mais plus silteux et très fins. La teneur en pyrite et en quartz devient très importante (20% de quartz, 5% de pyrite) tandis que la faune se réduit à quelques foraminifères benthiques et des échinodermes. Ces faciès précèdent la coupure lithologique majeure de la Formation du Bourget avec le passage à des alternances entre des bancs de mudstones et des marnes calcaires marquant un approfondissement brutal et très important, de plusieurs dizaines de mètres, comme indiqué par les tempestites distales (mètres 305 à 315, Fig. 3.26). Les assemblages biologiques sont nettement moins diversifiés et ne montrent que des organismes hétérotrophes, comme les échinodermes, les foraminifères benthiques, les bryozoaires et les bivalves. L'enregistrement de dépôts de tempêtes de plus en plus proximaux puis le passage à des grainstones d'avant-plage indiquent une nouvelle diminution importante de la bathymétrie des environnements de dépôts. Ces calcaires très bioturbés montrent toujours des HCS de très grande longueur d'onde confirmant la faible bathymétrie (Cf. chapitre 2.5) et dont la faune est constituée d'échinodermes, de foraminifères benthiques (textularidés), de bivalves et de brachiopodes.

Ce cycle bathymétrique se répète entre les mètres 347.5 et 380 (Fig. 3.26). L'approfondissement rapide et important est illustré par le passage abrupt à de nouvelles alternances marno-calcaires, dominées par les marnes puis, à nouveau très rapidement à des calcaires à HCS d'avant-plage (Fig. 3.26). La bioturbation y est toujours très importante et dominée par des terriers verticaux, indiquant probablement un taux de sédimentation assez élevé.

Un changement du milieu est indiqué par le passage à des faciès plus boueux et beaucoup plus grossiers (mètre 380, Fig. 3.26). Les échinodermes y sont toujours très abondants mais les bryozoaires et sur-

tout les huîtres deviennent prépondérants. Les coquilles d'*Alectryona (Arctostrea) rectangularis* sont toutes fragmentées et indiquent leur remaniement et transport suite à des événements de tempêtes. Une nouvelle diminution progressive de la bathymétrie est indiquée par le passage à des calcaires plus massifs montrant une lamination de plage. Celles-ci sont difficilement observables, l'intervalle ayant été soumis à une forte diagenèse illustrée par le boudinage de certains bancs.

Un nouvel approfondissement très important (mètre 401.5, Fig. 3.26) est marqué par des marnes fines et assez argileuses dans lesquelles s'intercalent quelques tempestites distales à micro-HCS (mètre 401). Une fois encore, la bathymétrie chute rapidement et des faciès calcaires plus proximaux formés de quartz de brachiopodes et à plus de 70% par des fragments de crinoïdes. L'observation de lamines horizontales illustrent ainsi un milieu d'avant-plage peuplées de ces échinodermes (Fig. 3.26). Ces faciès représentent les derniers Calcaires Roux avant le passage quelques mètres au-dessus aux Marnes d'Hauterive qui illustrent un nouvel approfondissement du milieu. Ces marnes passent ensuite progressivement sur une trentaine de mètres à des alternances marno-calcaires à nombreux nodules calcaires.

Interprétation séquentielle

Les tendances bathymétriques observées à différentes échelles dans les sédiments de la Formation de Pierre-Châtel de la coupe de la Sure Nord sont tout à fait équivalentes à celles observées le long de la coupe de la Pointière. En effet, la tendance la mieux marquée est une diminution de la bathymétrie à grande échelle, sur l'ensemble de la Formation, qui correspond de ce fait à une séquence de grande échelle. Elle est encadrée par deux limites de séquence majeures (SB/TS A et B). Quatre séquences de moyen terme s'individualisent par les variations du *stacking-pattern* au sein de la Formation, mais la bathymétrie élevée et la position distale du milieu explique l'absence de variations du contenu biologique liées aux fluctuations du niveau marin relatif.

La plus grande proximalité du milieu de dépôt des sédiments de la Formation de Vions explique un meilleur enregistrement des variations du niveau marin relatif à moyen terme. Cinq séquences, montrent ainsi, plus ou moins symétriquement, une augmentation puis une diminution de la bathymétrie. La dernière séquence est à la fois la plus épaisse et la plus proximale. Ainsi, il est possible d'individualiser trois séquences de court terme, montrant des variations bathymétriques semblables à celles de moyen terme. Cette évolution montre, à grande échelle, une diminution de la bathymétrie et une progradation au sein de la Formation de Vions, qui forme ainsi une séquence de grande échelle, s'achevant par des niveaux récessifs déposés à très faible profondeur (SB/TS C, Fig. 3.25).

La base du Membre de la Chambotte inférieure est marquée par le développement de faciès construits. Aucune variation bathymétrique ne peut être identifiée (transgression, régression), la nature des sédiments et le *stacking-pattern* le long de la coupe variant très peu. Toutefois, le passage à des faciès plus protégés puis à l'émersion au sommet de la formation permet de reconstituer l'évolution bathymétrique au sein de la séquence de grande échelle formée par le Membre de la Chambotte inférieure.

Les sédiments du Membre du Guiers ne montrent pas de fortes variations de l'épaisseur de la tranche d'eau (Fig. 3.26). Ces variations semblent toutefois fortement asymétriques, avec une rapide transgression à la base, la régression étant enregistrée pendant le dépôt de la majeure partie de la séquence. L'organisation séquentielle du Membre de la Chambotte supérieure montre une première séquence de moyen terme assez symétrique en termes de variations bathymétriques. Au contraire la seconde et dernière séquence est semblable à l'organisation des séquences de moyen terme du Membre du Guiers. Cette séquence se termine au niveau d'une surface majeure (SB/TS F) marquant le passage vers la Formation du Bourget.

Trois séquences de long terme sont reconnues au sein de la Formation du Bourget. La première représente l'ensemble des Calcaires Roux inférieurs (Fig. 3.25). Les deux premiers mètres marquent les dépôts de bas niveau, avec une sédimentation assez proximale, tandis que les alternances marno-calcaires qui suivent marquent une transgression majeure et un maximum d'approfondissement le plus important observé dans le Valanginien. L'ensemble des Calcaires Roux inférieurs montre ensuite une tendance discontinue à la baisse de la bathymétrie jusqu'aux dépôts d'avant plage au sommet.

Cette tendance est très fortement modulée par les fluctuations du niveau marin relatif à moyen terme. Comme à grande échelle, ces fluctuations montrent une très forte asymétrie avec une transgression quasiment confondue avec le maximum d'approfondissement alors que la régression est nettement plus lente. Enfin, la partie supérieure de chacune des séquences forme les dépôts de bas niveau.

Les deux dernières séquences (mètres 380.5 à 412, Fig. 3.26) montrent une organisation séquentielle tout à fait semblable à celle des séquences sous-jacentes, avec une transgression rapide et très bien marquée et une régression plus progressive et enfin des dépôts de bas niveau qui représentent entre un tiers et la moitié de l'épaisseur totale de la séquence.

3.3.3 – Le Goulet de la Sure

La coupe inédite du Goulet de la Sure a été levée à environ 200 m au sud de la coupe de la Sure levée par Quaghebeur (2002).

Cadre géographique et temporel

La coupe a été levée dans une des nombreuses cheminées de la face ouest du massif de la Sure. Elle est située environ 400 m au nord de la cheminée anciennement balisée menant au sommet de la Grande Sure (coordonnées E 5°42'9" ; N 45°20'16" ; Fig. 3.29). La coupe commence à la transition à peine visible entre les Formations de Goldberg et de Pierre-Châtel. L'évolution géomorphologique du massif vers le sud fait qu'ici, la falaise du flanc ouest du massif est formée par les sédiments des Formations de Pierre-Châtel et de Vions ainsi que par la première barre, très massive, du Membre de la Chambotte inférieure (Fig. 3.30). La partie supérieure de celle-ci et le Membre du Guiers affleurent sous forme de buttes, se suivant difficilement latéralement, tandis que le Membre de la Chambotte supérieure, peu développée, forme une partie de la pente structurale. Au niveau d'une zone moins pentue, sur le sentier principal menant au sommet de la Grande Sure, le contact avec la base des Calcaires Roux inférieurs est visible. La quasi-totalité de la Formation du Bourget est recouverte. Les variations assez douces du relief permettent de retrouver, par la géomorphologie, les grands ensembles identifiés au nord dans la coupe de la Sure Nord. Plus bas, au niveau du col de la Sure, affleurent les premiers mètres des Marnes Bleues d'Hauterive.

Description et interprétation sédimentologique

L'ensemble des sédiments appartenant à la Formation de Pierre-Châtel montrent un milieu de sédimentation sur la pente de la plate-forme. De manière très progressive, ce milieu clairement distal à la base de la coupe passe à une position plus proximale comme illustré par l'augmentation de l'indice granulométrique et la diminution de la fraction boueuse (Fig. 3.31). Le minimum bathymétrique est indiqué, au sommet de la formation, par des HCS générées par la houle.

Les sédiments de la base de la Formation de Vions montrent un changement des conditions paléoenvironnementales. Toujours dans un milieu de pente de plate-forme assez proximal, la biodiversité augmente légèrement et les encroûtements par les algues et les foraminifères représentent une fraction importante du sédiment. Après un léger approfondissement, marqué par une augmentation de la quantité de boue et une baisse de la diversité des grains (mètres 83 à 91), la bathymétrie du milieu diminue assez rapidement. Dans la partie supérieure de la Formation de Vions (mètres 97 à 154), les fluctuations du niveau marin relatif à moyenne échelle sont plus marquées en raison de la baisse de la bathymétrie à grande échelle. Le milieu de sédimentation fluctue alors entre la pente proximale de la plate-forme et le lagon, ouvert à protégé voire confiné (mètre 113.5, Fig. 3.31). Le taux de quartz détritique, en augmentation dans les dernières dizaines de mètres, fluctue entre 0.5 et 50%, illustrant ainsi un fort détritisme en contexte de baisse du niveau marin.

Les massifs récifaux massifs de la base du Membre de la Chambotte inférieure, typiques dans ce secteur, marquent la reprise de la sédimentation carbonatée de plate-forme sous une faible tranche d'eau. Les organismes constructeurs sont dominés par les coraux et les nubéculaires, tandis que les gastéropodes sont localement très abondants. Alors que la première partie de la formation est formée de dépôts périrécifaux très grossiers, la seconde montre une sédimentation de lagon ouvert plus ou moins

distal. Vers le sommet de cet ensemble (mètres 195 à 219 ; Fig. 3.31), le milieu devient de plus en plus proximal, cette tendance menant à l'émersion observée à la limite entre les Membres de la Chambotte inférieure et du Guiers.

La première partie du Membre du Guiers montre une sédimentation de lagon périrécifal, très riche en fragments d'encroûtements récifaux et en gastéropodes, dont la bathymétrie est faible. La seconde partie montre de manière plus prononcée qu'à la coupe de la Sure Nord un changement des conditions paléoenvironnementales. En effet, une chute de la biodiversité, une prédominance de foraminifères benthiques et des échinodermes, ainsi qu'un aspect de plus en plus lité des bancs, montre un milieu de lagon ouvert dans lequel les récifs semblent absents. La bathymétrie toujours faible est indiquée localement par des laminations de plage et d'avant-plage (exemple mètre 237, Fig. 3.31).

Les sédiments du Membre de la Chambotte supérieure montrent toujours une diminution de la biodiversité, tendance qui s'accroît dans la partie supérieure (mètres 255 à 280) où la faune n'est plus représentée que par les foraminifères benthiques, les échinodermes et les brachiopodes. La très faible bathymétrie et l'hydrodynamisme élevé sont rappelés dans les derniers mètres par des rudstones quasi-lumachelliques à coquilles de gastéropodes et de lamellibranches.

Le passage aux Calcaires Roux inférieurs de la Formation du Bourget est plus marqué qu'à la coupe de la Sure, par le passage aux alternances marno-calcaires d'offshore (Figs. 3.30 et 3.31).

Interprétation séquentielle

L'organisation séquentielle est, de par la proximité de la coupe de la Grande Sure Nord, très semblable à celle de la coupe du Goulet de la Sure. Ainsi, la diminution progressive de la profondeur s'enregistre très bien au sein de la séquence de long terme formée par la Formation de Pierre-Châtel, alors que les variations de moyenne échelle ne sont que très peu marquées. Les conditions d'affleurement rendent par ailleurs peu aisée la reconnaissance des quatre séquences de moyenne échelle composant la formation. La limite de séquence majeure (SB/TS B) est ici soulignée par un intervalle très récessif ressortant bien sur le profil d'érosion (Fig. 3.30).

Les variations du niveau marin relatif à grande échelle sont moins asymétriques au sein de la séquence suivante, formée par les sédiments de la Formation de Vions. En effet, les deux premières séquences de moyenne échelle indiquent un approfondissement tandis que les trois suivantes montrent une diminution constante de la bathymétrie jusqu'à la limite de séquence majeure à la base du Membre de la Chambotte inférieure (SB/TS C, Figs. 3.30 et 3.31). Ces tendances à long terme sont modulées par les fluctuations du niveau marin relatif à moyenne échelle. Les cinq séquences de moyen terme montrent la même asymétrie de ces variations avec une transgression rapide et une régression plus progressive.

La nature construite ou périrécifale des dépôts de la première partie du Membre de la Chambotte inférieure ne permet pas d'interpréter ces dépôts en termes de fluctuations du niveau marin relatifs. Dans la seconde partie, ici interprétée comme la seconde des deux séquences de moyen terme du membre, une forte asymétrie des fluctuations du niveau marin relatif est encore observable. Le milieu très ouvert et assez distal à la base de la séquence devient ensuite progressivement de plus en plus proximal, jusqu'à l'émersion marquant également la limite de la séquence de long terme du Membre de la Chambotte inférieure (SB/TS D, Figs. 3.30 et 3.31).

Deux séquences de moyen terme peuvent à nouveau être individualisées au sein du Membre du Guiers. La limite de séquence les séparant marque le passage à un milieu plus ouvert et plus distal, illustrant le début de la phase de transition entre les faciès blancs et massifs de la Formation de la Chambotte et ceux de la Formation du Bourget. Les sédiments du Membre de la Chambotte supérieure ne montrent quasiment pas de variations de la bathymétrie. Le découpage séquentiel ici proposé est ainsi essentiellement basé sur les corrélations avec les coupes environnantes où l'évolution bathymétrique est mieux enregistrée. Le sommet de la formation montre clairement une chute de la bathymétrie avant l'ennoiement majeur de la base de la Formation du Bourget (SB/TS F, Figs. 3.30 et 3.31).

3.3.4 – La Croix de la Sure

Les variations géomorphologiques importantes le long de la falaise du Massif de la Sure compliquant les corrélations entre les coupes du Goulet de la Sure au nord, de Velouze au sud, ont justifié le levé de cette coupe synthétique. La coupe de la Croix a ainsi permis de mieux suivre les ensembles de part et d'autre de l'angle entre la falaise ouest et la falaise sud du massif de la Grande Sure (Fig. 3.29).

Cadre géographique et temporel

Cette coupe synthétique (Fig. 3.32) a été levée environ 500 m au nord de la coupe du Goulet dans la cheminée la plus méridionale, quelques dizaines de mètres au sud de la cheminée anciennement balisée, au niveau de la stèle (coordonnées E 5°42'5'' ; N 45°20'9'', Fig. 3.29). La falaise principale est ici formée par les Formations de Pierre-Châtel et de Vions, ainsi que par la majeure partie du Membre de la Chambotte inférieure, très massive et formant une barre d'une quarantaine de mètres d'épaisseur. La coupe se termine au sommet de la falaise, le reste de la série étant difficilement corrélable latéralement. En effet les sédiments des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure forment une surface structurale ici très pentue (35 à 55°) et haute (400 m environ). De plus, ils sont recouverts par les éboulis sur une grande superficie.

Description et interprétation séquentielle

Comme observé dans l'ensemble des coupes, les faciès calcaires de Pierre-Châtel sont de plus en plus massifs vers le sommet de la Formation (Fig. 3.32) et dans l'ensemble plus massifs que ceux de la Formation de Vions. L'ensemble de la Formation de Pierre-Châtel peut se subdiviser en quatre séquences de moyenne échelle que l'on peut suivre latéralement. De plus, à mesure que l'on se déplace vers le sud, chacune de ces séquences initialement formée par une barre a tendance à se décomposer en deux barres moins épaisses (Fig. 3.32).

L'excellente qualité des affleurements permet en fait de diviser chacune de ces séquences de moyenne échelle en quatre séquences de petite échelle. Dans la Formation de Pierre-Châtel, chaque petite barre est formée de deux séquences de court terme, la première étant plus récessive et généralement plus bioturbée que la seconde. Au sein de la Formation de Vions, le contraste est plus marqué entre les faciès massifs en barres arrondies, en « boules », et les vires parfois recouvertes d'herbe. Chacune des cinq séquences de moyenne échelle est formée par une barre massive suivant un intervalle récessif (Fig. 3.32).

Au sein des Formations de Pierre-Châtel et de Vions, les barres formant les séquences de moyenne échelle sont les séquences les mieux exprimées. Ces barres peuvent se découper aisément en quatre ensembles d'épaisseur à peu près équivalente représentant les séquences de petite échelle. Ainsi, l'organisation séquentielle de chacune des séquences de moyen terme suit un schéma variant peu verticalement. La première des séquences de court terme est la plus récessive et forme les dépôts de bas niveau à l'échelle des variations du niveau marin relatif à moyenne échelle. Cette interprétation basée sur les corrélations de proche en proche avec les autres coupes est confirmée par l'observation des mêmes faciès latéralement. La seconde séquence plus massive marque les dépôts transgressifs. Souvent, une vire qui peut séparer la séquence de moyen terme en deux barres, marque l'inondation maximale (MFS ou MFZ) à la base de la troisième séquence de court terme. Celle-ci et la quatrième et dernière séquence de court terme représentent ainsi les dépôts de haut niveau. Il n'a pas été possible d'observer une organisation séquentielle au sein des séquences de court terme.

À grande échelle, comme observé dans les coupes de la Sure Nord et du Goulet de la Sure, une tendance asymétrique des variations bathymétriques montre une transgression plus rapide que la régression. Les faciès très récessifs et riches en quartz détritique, à la base du Membre de la Chambotte inférieure, marquent probablement une émergence, où la proximité d'un environnement fluvial charriant du matériel depuis les massifs ardennais et rhénan (Fig. 1.2).

Au fur et à mesure que l'on se déplace vers le sud, la barre formée par les calcaires récifaux du Membre de la Chambotte inférieure devient de plus en plus massive. La coupe de la Croix utilise le passage le

plus au sud permettant de franchir cette barre massive. La croix marquant le sommet est posée sur les premiers bancs de la seconde des deux séquences de moyen terme formant la séquence de grande échelle de la Chambotte inférieure. Cette séquence de moyen terme peut, comme précédemment, se découper en quatre ensembles d'épaisseur égale, représentant les séquences de court terme.

3.3.5 – Velouze 1

La coupe de Velouze correspond à peu près à la coupe synthétique levée par Quaghebeur (2002). La coupe de détail présentée ici mesure près de 450 m et a été levée en deux secteurs séparés de quelques centaines de m.

Cadre géographique et temporel

La coupe de Velouze 1 a été levée le long d'une combe recoupant plus ou moins les terrains allant du sommet de la Formation de Goldberg au pied de la barre très massive et infranchissable de la Chambotte inférieure (coordonnées 5°42'4"E ; 45°19'51" ; Fig. 3.33). Plus bas, les terrains de la Formation de Goldberg affleurent de manière assez semblable à la coupe de la Sure Nord. L'évolution de la géomorphologie de la falaise se traduit, sur le flanc sud du massif de la Grande Sure, par des barres calcaires moins épaisses mais ressortant plus dans la topographie que les vires systématiquement recouvertes d'herbe (Fig. 3.34). Comme dans les précédentes coupes, les barres calcaires de la Formation de Vions sont moins massives que celles de Pierre-Châtel (Fig. 3.35) mais cet aspect évolue assez rapidement vers le sud-est (bassin) (Fig. 3.34). La coupe se termine au passage aux faciès très massifs du Membre de la Chambotte inférieure. Ce passage étant habituellement très récessif, il est recouvert et n'a donc pu être observé.

Description et interprétation sédimentologique

Les faciès de la Formation Goldberg, ici équivalents distaux des faciès purbeckiens du domaine proximal, ne montrent que très peu de variations faciologiques (Fig. 3.36). L'environnement reste très distal le long de la pente de la plate-forme ; les particules sont fines, la boue omniprésente. La biodiversité est assez faible et les grains sont essentiellement les particules qui ont été exportées le plus loin (oncoïdes, échinodermes, péloïdes), à l'exception de quelques foraminifères benthiques peu transportés. Les passages plus calcaires et légèrement plus massifs correspondent probablement aux périodes de haut niveau marin et d'export maximal des carbonates depuis la plate-forme (Cf. chapitres 4.4 et 4.5). La Formation de Goldberg s'achève par des alternances entre des mudstones-wackestones et des marnes calcaires, comme observées dans les coupes de la Pointière et de la Sure Nord.

La base de la Formation de Pierre-Châtel est marquée, comme dans les autres coupes, par des calcaires blancs plus massifs formant les premières barres des structures de cliniformes qu'il est possible de suivre le long du flanc sud de la Grande Sure (Fig. 3.34). De même que dans les autres coupes, les faciès des sédiments de la Formation de Pierre-Châtel montrent clairement une tendance très progressive à une diminution de la profondeur à grande échelle. La base de la formation indique une sédimentation sur la pente distale de la plate-forme, sous la zone en permanence affectée par la houle alors que le milieu devient progressivement plus proximal.

De la même manière, les faciès de la Formation de Vions montrent une diminution de la profondeur à grande échelle, mais les fluctuations de l'environnement, plus particulièrement de la bathymétrie, peuvent être suivies sur une échelle de temps plus courte. Après un léger approfondissement à la base de la formation, la bathymétrie fluctue légèrement sur les premières dizaines de m. (mètres 151 à 194 ; Fig. 3.36). Ces variations sont illustrées par un milieu de dépôt plus ou moins proximal le long de la pente de la plate-forme. La progradation observée dans les coupes précédentes et observable à grande échelle le long du flanc sud du massif (Fig. 3.34) est également bien marquée dans la coupe de Velouze. Ainsi, dans la partie supérieure de la Formation de Vions (mètres 181 à 251), la position plus proximale du milieu de dépôt est indiquée par des faciès de lagon ouvert, une plus grande biodiversité et une augmentation de l'indice granulométrique. De plus, le taux plus élevé de quartz détritique (1 à 20% voire 50% localement) indique une forte augmentation du détritisme. Le passage aux faciès du Membre de la Chambotte inférieure est couvert. Toutefois les faciès très différents des derniers mètres

(taux de quartz élevé et faible biodiversité) indiquent comme dans les coupes précédentes une importante perturbation des conditions paléoenvironnementales.

Interprétation séquentielle

Dans un contexte légèrement plus distal que les coupes situées plus au nord, les variations bathymétriques observées le long de la coupe de Velouze 1 sont tout à fait concordantes. Ainsi, l'éloignement de la plate-forme et la grande profondeur de dépôt des sédiments des Formations de Goldberg et de Pierre-Châtel expliquent le manque de variations de faciès liées aux fluctuations du niveau marin relatif à moyenne échelle. A long terme, la séquence de Pierre-Châtel marque une baisse très progressive de la profondeur. La Formation se termine par des faciès assez proximaux avant la limite de séquence (SB/TS B) marquant une nouvelle augmentation de la bathymétrie.

La séquence de long terme de la Formation de Vions enregistre elle aussi cette tendance, mais la position plus proximale du milieu de dépôt permet un meilleur enregistrement des variations faciologiques associées aux fluctuations du niveau marin relatif de moyen terme. Cinq séquences de moyen terme peuvent ainsi être identifiées au sein de la formation. L'augmentation de l'épaisseur de la dernière de ces séquences vers le sud (Fig.3.34) et par rapport aux coupes précédentes illustre la progradation importante en contexte de chute du niveau marin jusqu'à la limite de séquence majeure SB/TS D.

3.3.6 – Velouze 2

La seconde partie de la coupe de Velouze, située environ 600 à 700 m plus au sud-est (Fig. 3.33), correspond à la coupe synthétique levée par Quaghebeur (2002).

Cadre géographique et temporel

Le sommet de la falaise sud du massif de la Sure étant formé par la barre très massive de plus d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur (Fig. 3.34), le seul levé potentiel est situé quelques dizaines de mètres au-dessus du sentier joignant Velouze (vers Hurières et la Sure) au Pas de la Miséricorde (coordonnées 5°42'18"E ; 45°19'45"N ; Fig. 3.33). Le long de cette zone toutefois, le profil d'érosion levé ne correspond pas tout à fait à celui de la barre visible le long de la falaise et a été en partie rectifié par les observations à plus grande échelle. Au-dessus de cette formation, les Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure, très difficilement distinguables l'un de l'autre, sont formés par des faciès très lités et récessifs. Ils forment la pente structurale et le replat traversé par deux sentiers rejoignant le col de la Sure et menant à la petite falaise formée par la première partie des Calcaires Roux inférieurs.

Description et interprétation sédimentologique

La coupe débute à la base de la dernière séquence de la Formation de Vions (Fig. 3.37). Comme dans la coupe de Velouze 1, les variations faciologiques indiquent une rapide baisse de la bathymétrie et l'installation d'un milieu de lagon, en arrière de la barrière (Fig. 3.38). La partie supérieure de la séquence est couverte et ne permet pas d'observer le passage aux faciès massifs périrécifaux du Membre de la Chambotte inférieure.

La base de ce membre montre un milieu de lagon ouvert dont la bathymétrie diminue progressivement, baisse illustrée par le passage à des faciès périrécifaux très grossiers puis à un milieu de lagon protégé. La partie supérieure du membre montre à nouveau un lagon ouvert dont la bathymétrie diminue progressivement jusqu'à l'émersion (mètre 90 ; Fig. 3.38). Conformément aux observations au niveau des coupes situées plus au nord, les sédiments du Membre du Guiers ne montrent pas d'évolution prononcée du paléoenvironnement. Des faciès de lagon enregistrant sporadiquement l'activité de la houle indiquent un milieu de profondeur assez faible. Comme observé dans le coupe du Goulet de la Sure, la seconde partie du Membre du Guiers montre un changement progressif des conditions de dépôt. Le milieu n'enregistre plus le développement de récifs – à l'exception d'un petit intervalle dans la Chambotte supérieure (mètres 154 à 160 ; Fig. 3.38) – et la biodiversité diminue de manière notable. Les faciès très lités affichent quelques structures de houle et indiquent un milieu ouvert. Les sédiments des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure se déposent sous une faible tranche d'eau.

Comme pour la coupe de la Sure Nord, la coupe de Velouze enregistre le dépôt de quelques bancs calcaires de faciès très différent sous les alternances marno-calcaires de la transgression de la base de la Formation du Bourget. Ces bancs comprennent une faune dominée par les organismes hétérotrophes, foraminifères benthiques, bivalves et échinodermes, ainsi qu'une granulométrie plus fine et un taux de quartz très élevé (20%). En conséquence, les faciès très distaux des Calcaires Roux inférieurs montrent des tempestites distales devenant assez rapidement plus proximales, correspondant au shoreface supérieur (Fig. 2.1). Après un nouvel approfondissement, les faciès passent à des calcaires roussâtres très bioturbés et à HCS de longueur d'onde plurimétrique. Ces bancs indiquent la mise en place d'un milieu d'avant-plage ouvert à l'influence de la houle. Les derniers décimètres d'affleurement montrent des alternances marno-calcaires indiquant un nouvel approfondissement important.

Interprétation séquentielle

Comme cela a été observé dans les autres coupes du massif de la Grande Sure, les faciès du sommet de la Formation de Vions montrent une bathymétrie faible concordante avec la progradation observée à plus grande échelle. La limite de séquence majeure SB/TS C est ici recouverte mais le passage aux faciès périrécifaux du Membre de la Chambotte inférieure illustre une nouvelle transgression. À très grande échelle, les sédiments de la Formation de la Chambotte ne montrent pas de variations de profondeur très importante. Les trois séquences formées par chacune des formations montrent un milieu de lagon plus ou moins ouvert et soumis à l'influence de la houle, surtout dans les Membres du Guiers de la Chambotte supérieure. La très faible bathymétrie de l'ensemble de ces dépôts est rappelée par l'émersion observée au sommet du Membre de la Chambotte inférieure (SB/TS D). Les variations faciologiques permettent d'individualiser deux séquences de moyen terme au sein de chacune des trois séquences de long terme (Figs. 3.37 et 3.38).

Les premiers bancs de la Formation du Bourget représentent les dépôts de bas niveau ou de début de transgression. Cette transgression s'accélère et se confond avec le maximum d'inondation, illustré par les alternances marno-calcaires dont les bancs sont formés par des tempestites distales. Le passage à des tempestites plus proximales marque la diminution du niveau marin relatif à moyen terme. Une nouvelle séquence, dont la base est marquée par une surface transgressive montre un ennoisement à nouveau rapide puis une régression assez rapide également. L'ensemble des calcaires roux affleurant forme ainsi les dépôts de bas niveau de cette séquence à moyen terme de la Formation du Bourget. Seule la base de la troisième de moyen terme est observée et montre à nouveau un ennoisement rapide.

3.3.7 – La Cheminée de Saint-Martin

La coupe de la Cheminée Saint-Martin a été levée par [Quaghebeur \(2002\)](#), à quelques centaines de mètres au nord de la coupe de la Rivoire, levée par [Blanc et al. \(1992\)](#), détaillée dans [Blanc, 1996](#).

Cadre géographique et temporel

La coupe de la Cheminée a été levée le long du sentier en escalier franchissant la falaise formée par les Membre du Guiers et de la Chambotte supérieure. Ce sentier relie le village de Mont-Saint Martin au monastère de Chalais (Fig. 3.39 ; coordonnées E 5°40'7'' ; N 45°16'46''). Alors que les terrains du Berriasien ont en grande partie perdu leur aspect massif, comme l'illustrent les marnes du Peuil situées plus bas, les faciès de la base du Valanginien sont les seuls à affleurer dans de bonnes conditions. Ils forment une falaise allant du rocher du Lorzier (quelques centaines de m au sud du lieu-dit Velouze, voir précédemment) jusqu'à la cluse de l'Isère au niveau du village du Fontanil (Fig. 3.20). Les faciès des Calcaires Roux sont systématiquement recouverts et n'affleurent que sporadiquement en montant vers les Bannettes, au nord. L'observation de quelques bancs quelques mètres au-dessus du sommet de la coupe présentée a permis de confirmer son calage stratigraphique.

Description et interprétation sédimentologique

Au pied de la montée du sentier affleurent les derniers bancs du Membre de la Chambotte inférieure. Le passage au Membre du Guiers est très récessif et marqué par un joint marneux dont le sommet

onduleux marque probablement une émergence (Fig. 3.40). Les faciès du Membre du Guiers sont très homogènes en raison de leur position assez distale marquée notamment par une granulométrie fine. Ils indiquent une sédimentation de grains exportés depuis la zone de production sur la plate-forme vers un milieu ouvert soumis à l'influence quasi permanente de la houle.

Interprétation séquentielle

L'ensemble des sédiments des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure présentent une bathymétrie assez faible et un environnement en permanence largement ouvert, situé dans le shoreface supérieur. La transition entre les Membres de la Chambotte inférieure et du Guiers (mètre 46, Fig. 3.40) est la manifestation la plus marquée d'un changement paléobathymétrique. Si l'émergence n'a pu être démontrée, les faciès très récessifs et restreints indiquent une limite de séquence majeure correspondant à la SB/TS D.

La grande homogénéité des faciès rend le découpage séquentiel assez difficile. Néanmoins les variations du *stacking-pattern* et des structures sédimentaires permettent d'identifier deux séquences de moyen terme au sein de chacune des séquences de grande échelle formées par chacune des deux formations. La hiérarchie entre ces deux familles de séquences n'est pas visible et repose sur les corrélations avec les autres coupes de Chartreuse, plus au nord.

3.4 – BASSIN VOCONTIEN

Afin de simplifier les corrélations entre le domaine proximal de la plate-forme dauphinoise, les marges dauphinoise et provençale et le Bassin Vocontien, une coupe synthétique du bassin est présentée. L'étude de détail des nombreuses coupes du Bassin Vocontien pour le Valanginien a permis de les corréler avec une grande précision au banc près (Cotillon et al., 1979a, 1980). Les fluctuations de la calcimétrie traduites par l'existence de bancs, de lits secondaires et d'interbancs peuvent se suivre sur plus de 130 km sur une superficie de l'ordre de 10 000 km² (Cotillon, 1984).

Cadre géographique et temporel

La coupe synthétique présentée est basée sur les données des coupes de Vergol, de Morenas et de la Charce, dont le calage biostratigraphique établi par Reboulet (1996) permet de la corrélation. Ces coupes ont été choisies pour la qualité de leurs affleurements ainsi que par leur position géographique au milieu du Bassin Vocontien. Elles ne sont donc pas inféodées à l'une des plates-formes – provençale, ardéchoise, dauphinoise – mais correspondent à une zone située à peu près à égale distance de ces trois dernières. Ainsi la coupe d'Angles classiquement citée dans la littérature et hypostratotype du Valanginien (Busnardo et al., 1979) n'a pas été choisie étant donné sa proximité de la plate-forme provençale à 20 km de la coupe de Carajuan.

La coupe de Vergol est située sur la commune de Montbrun-les-bains dans le sud de la Drôme provençale (coordonnées E 5°25'9'' ; N 44°12'12'' ; Fig. 3.41). Elle représente la partie la plus épaisse de la coupe de bassin présentée et expose dans d'excellentes conditions les sédiments du Berriasien supérieur jusqu'à la base de la seconde moitié du Valanginien supérieur. Il est possible de lever le reste du Valanginien dans cette localité mais les conditions d'affleurement se détériorent rapidement. La présence d'un premier intervalle « slumpé » dans la partie inférieure du Valanginien inférieur de Vergol ne gêne en rien l'interprétation cyclostratigraphique. Ceci a été confirmé par les corrélations banc à banc de la coupe d'Angles (Giraud et al., 1995), montrant que l'enregistrement sédimentaire à Vergol est complet pour cette partie de la coupe. Un autre slump dans une partie nettement plus marneuse sous la « tétrade » (limite Valanginien inférieur / supérieur) a nécessité un levé de coupe additionnel quelques km au nord sur la commune d'Aulan près du lieu-dit de Morenas (coordonnées E 5°25'23'' ; N 44°13'52'' ; Fig. 3.42), où le Valanginien supérieur est exposé en falaise. La seconde moitié du Valanginien supérieur, au-dessus du « faisceau valanginien médian » (Cotillon et al., 1980) a été levée sur les hauteurs à l'ouest de la commune de la Charce (département de la Drôme ; coordonnées E 5°26'23'' ; N 44°28'13'' ; Fig. 3.43). Les conditions d'affleurement sont excellentes sur les 30 premiers mètres au-

dessus du « faisceau médian ». Elles sont ensuite nettement moins bonnes mais permettent de lever la coupe jusqu'aux bancs calcaires très massifs de l'Hauterivien basal.

Cette coupe synthétique a été réalisée afin d'observer les fluctuations du signal sédimentaire dans le bassin et d'en déduire les liens avec les plates-formes et les événements paléoenvironnementaux les affectant. L'autre intérêt majeur de cette coupe est de bâtir un canevas temporel de la fin du Berriasien supérieur à la limite Valanginien / Hauterivien. En effet, la résolution de la biostratigraphie par ammonites y est excellente, plus particulièrement pour l'intervalle compris entre les 30 m. de coupe situés sous la « tétrade » jusqu'à l'Hauterivien basal (Atrops & Reboulet, 1993 ; Reboulet & Atrops, 1995 ; Reboulet, 1996), permettant de contraindre les corrélations lithologiques effectuées entre le bassin et les zones plus proximales. Hormis la limite Berriasien-Valanginien étudiée par Blanc et al., 1992), la majeure partie du Valanginien inférieur de Vergol n'a pas encore été analysée en terme de biostratigraphie détaillée. Ainsi, la zonation présentée pour cet intervalle est basée sur les corrélations avec les coupes de la Chauce (Reboulet, 1996) et d'Angles (Busnardo et al., 1979 ; Giraud, 1995).

Description et interprétation sédimentologique

L'ensemble néocomien du bassin vocontien est représenté par des alternances marno-calcaires (Cotillon et al., 1979b, 1980) typiques des bassins épicontinentaux hémipélagiques dont la profondeur est située largement au-dessus de la limite de compensation des carbonates (quelques centaines de m ; Ferry et al., 1980).

Le carbonate présent dans les bancs et interbancs est composé en moyenne de 80% par la fraction boueuse des carbonates produits et exportés depuis les plates-formes et à 20% en moyenne par les carbonates pélagiques produits essentiellement par les nannofossiles calcaires (Pittet, 2006). Cependant, sur l'ensemble du Berriasien supérieur et du Valanginien (Fig. 3.44), ces alternances de bancs carbonatés et d'interbancs marneux, plus ou moins argileux, montrent d'importantes variations tant en terme d'épaisseur que de richesse en calcite, en moyenne de 65% (Cotillon et al., 1980 ; Giraud, 1995).

Les alternances marno-calcaires du Berriasien sont de faible épaisseur et sont dominées par les bancs carbonatés (Figs. 3.44, 3.46 et 3.47). Deux niveaux plus grossiers (mètres 6.5 et 29) indiquent des événements gravitaires turbiditiques. Les premiers mètres de Valanginien montrent une augmentation progressive de l'épaisseur des alternances, épaississement le plus notable au niveau des interbancs marneux. Au-dessus du slump (mètres 56 à 65), les alternances ont une épaisseur proche du mètre, les interbancs étant en moyenne trois à quatre fois plus épais que les bancs carbonatés massifs.

La première coupure lithologique majeure est très marquée (mètre 112, Fig. 3.45) : les bancs carbonatés deviennent nettement moins épais, les marnes plus argileuses et quatre niveaux noirs sont enregistrés. Ces niveaux centimétriques, les « niveaux Barrande » (notés B1-4, Fig. 3.45 et 3.48) sont riches en carbone organique (TOC entre 3 et 4%, Reboulet et al., 2003). Ils indiquent des conditions défavorables au développement du nannoplancton calcaire ainsi qu'un renouvellement important des assemblages d'ammonoïdes, dominés pour cet intervalle par des formes déroulées. Reboulet et al. (2003) ont par ailleurs montré que le taux de sédimentation chute de manière importante autour de ces niveaux, baisse soulignée par une augmentation de la bioturbation. Ainsi la formation des niveaux Barrande semble être liée à des épisodes successifs de stratification de la colonne d'eau ayant mené à l'installation de conditions dysoxiques à anoxiques sur le fond (Reboulet et al., 2003). Les derniers mètres de Valanginien inférieur sont formés par des alternances de bancs moins carbonatés et plus fins et d'interbancs de marnes plus argileuses qu'auparavant (mètres 115 à 130 ; Fig. 3.45). Au sein de cet intervalle, un slump indique un nouvel épisode d'instabilité gravitaire sur les pentes bordant le bassin. Les bancs carbonatés de la « tétrade » (mètres 130 à 135, Figs. 3.44, 3.45 et 3.49) marquent la limite entre le Valanginien inférieur et supérieur et le dernier intervalle de bancs clairement carbonatés avant le « faisceau médian » situé plus de 40 m au-dessus.

La première moitié du Valanginien supérieur du bassin est représentée par une sédimentation hémipélagique dominée à plus de 80% par les intervalles marneux, très argileux (Figs. 3.46, 3.47 et 3.49). Les fluctuations cycliques de la teneur en calcite ne sont que difficilement visibles, atteignant rarement

des valeurs suffisamment élevées pour former un banc (supérieures à environ 70% ; Giraud, 1995). Les très rares niveaux carbonatés visibles entre les mètres 140 et 158 sont ainsi très fins et feuilletés. Les premiers bancs carbonatés du Valanginien supérieur apparaissent au niveau du « faisceau médian », un ensemble de dix bancs plus clairs et massifs que les précédents qui se corrélaient aisément sur l'ensemble du bassin (Cotillon et al., 1979a ; 1980). Les marnes séparant ces bancs sont elles aussi plus carbonatées et de teinte plus claire.

La succession sédimentaire de la seconde moitié du Valanginien supérieur est semblable à celle de la première moitié : au-dessus du faisceau médian, les marnes redeviennent très argileuses, sombres et finement feuilletées tandis que les bancs, à l'exception d'une récurrence au niveau du « faisceau à *Nicklesi* » (mètre 199, Fig. 3.45), redeviennent nettement plus marneux et fins. L'ensemble de la série allant jusqu'à l'Hauterivien basal est ainsi représenté à environ 85% par les marnes argileuses (Figs. 3.46 et 3.47) ; les bancs très fins, le plus souvent infra-décimétriques, sont nombreux et souvent regroupés en doublets ou triplets.

Interprétation séquentielle

À ce stade des interprétations, il n'est pas possible de proposer un modèle séquentiel basé uniquement sur les données de la coupe synthétique du Bassin Vocontien. En effet, afin d'interpréter les sédiments du bassin en termes de fluctuations du niveau marin relatif, il est nécessaire de les comparer avec ceux des marges et/ou des plates-formes, ce qui sera l'objet du chapitre 4.

S'il n'est pas possible de présenter un découpage séquentiel basé sur la stratigraphie séquentielle et les variations du niveau marin, une approche cyclostratigraphique permet de distinguer certaines séquences de dépôt. En se basant sur le *stacking-pattern* de la coupe, quatre différentes échelles de séquences (*sensu* Strasser et al., 1999) ont pu être identifiées (Figs 3.44 et 3.45), les trois premières étant agencées hiérarchiquement (Fig. 3.3). Chaque séquence de moyen terme est formée par la superposition de quatre séquences de petite échelle, ces dernières étant composées de quatre à six séquences élémentaires, le plus fréquemment de cinq. Cette hiérarchie reste constante au cours du Berriasien terminal et de l'ensemble du Valanginien même si un léger changement est enregistré dans la seconde partie du Valanginien supérieur. Les séquences élémentaires, jusqu'ici formées par un couplet marno-calcaire, sont presque systématiquement formées par un doublet voire un triplet. Ce changement indique un changement dans l'importance relative des facteurs de contrôle de la sédimentation carbonatée et donc probablement du niveau marin.

3.5 – MARGE DE LA PLATE-FORME PROVENCALE : Carajuan

La coupe de Carajuan est la plus méridionale des sections levées. Elle se situe sur la bordure nord du domaine provençal (Cotillon, 1971) et illustre des dépôts de plate-forme externe. Elle a été étudiée par de nombreux auteurs, sur divers intervalles stratigraphiques et avec une résolution d'observation variable (notamment Cotillon, 1971 ; Walter, 1991 ; Arnaud & Bulot, 1992 ; Atrops & Reboulet, 1995 ; Hennig, 2003 ; Reboulet et al., 2003).

Étant donné les incertitudes biostratigraphiques, la coupe a été levée en détail sur l'intervalle le plus large possible, notamment à la base. L'objectif est à la fois de comparer les événements sédimentaires affectant la marge de la plate-forme provençale avec ceux reconnus sur la plate-forme dauphinoise mais également de mieux contraindre la mécanique sédimentaire dans le domaine de transition entre plate-forme et bassin.

Cadre géographique et géologique

La coupe est située au nord de l'entrée des gorges du Verdon, en Provence, près du lieu-dit « Pont de Carajuan » (Fig. 3.50 ; coordonnées E 6°25'25" ; N 43°47'54") sur la commune de Rougon (département des Alpes de Haute Provence). La coupe, levée sur plusieurs centaines de mètres de long, suit le petit canyon du « Ravin des Fondis » jusqu'aux bancs à *Karakachiceras* (Fig. 3.51) à partir desquels la coupe

grimpe le long du versant sud-est de la montagne de « la Beule ». L'intervalle séparant le sommet de la « grande lumachelle » et les bancs massifs à *Acanthodiscus radiatus* n'affleure pas là où la coupe est classiquement levée (Hennig, 2003). Il est cependant possible de l'observer plus en hauteur vers le Nord (Fig. 3.50), dans un ravin secondaire. Ainsi, à condition de se déplacer latéralement parfois sur des distances importantes, les conditions d'affleurement sont excellentes. La coupe commence dans la partie inférieure du Valanginien inférieur et s'achève dans l'Hauterivien inférieur.

Biostratigraphie

La biostratigraphie de la région a fait l'objet de nombreuses études (Cotillon, 1971 ; Atrops & Reboulet, 1995 ; Reboulet, 1996) mais la biozonation par ammonites de la coupe de Carajuan n'a toujours pas été établie de manière précise notamment pour le large intervalle du Berriasien terminal / Valanginien inférieur. Les éléments acceptés par les auteurs sont : l'appartenance de l'intervalle allant de la base des bancs à *Karakachiceras* (Figs. 3.51 et 3.52) au sommet de la « petite lumachelle » (mètres 40 à 82 ; Fig. 3.53) à la zone à *Busnardoites campylotoxus*. L'intervalle séparant les deux lumachelles (mètres 82 à 98) est attribué à la zone à *Saynoceras verrucosum*, tandis que la « grande lumachelle » (mètres 98 à 102) est attribuée à la zone à *Neocomites peregrinus*, incomplète, le sommet étant tronqué au niveau d'une surface karstifiée.

L'intervalle suivant (mètres 102 à 110) a été d'affinité incertaine (Kilian & Leenhardt, 1895 ; Kilian, 1918 ; Cotillon, 1971 ; Arnaud et al., 1981 ; Autran, 1993) jusqu'à ce que Thieuloy et al. (1990) le placent dans la sous-zone à *Criosarasinella furcillata* de la zone du même nom (Hoedemacker et al., 2003). Les bancs suivants assez massifs marquent la base de l'Hauterivien par l'apparition de l'espace marqueur *Acanthodiscus radiatus*. Pour les occurrences d'ammonites trouvées dans les sédiments valanginiens, on se référera à Cotillon (1971), Thieuloy et al. (1990), Atrops & Reboulet (1995) et Hennig (2003).

Description et interprétation sédimentologique

Le Valanginien inférieur de Carajuan se compose de deux grands ensembles lithologiques distincts. Le premier est formé de calcaires blancs très fins et massifs (mètres 0 à 40 ; Figs. 3.52 et 3.53). Ces calcaires sont des mudstones à packstones très fins dont la faune est composée de rares ammonites, oursins, brachiopodes et bivalves qui indiquent une position très distale des environnements de dépôt. Ces faciès sont en fait des alternances marno-calcaires de bassin mais dont les bancs calcaires sont très développés et dont les marnes très pauvres en argiles peuvent quasiment être considérées comme des calcaires. Ces alternances indiquent ainsi un export très important de carbonates depuis la plate-forme provençale. Le milieu de dépôt est très calme et n'enregistre aucun événement énergétique de type tempête.

Un changement majeur de faciès est indiqué par un passage à des marnes plus argileuses. Ces marnes, d'une épaisseur d'environ 3 m, indiquent un milieu toujours profond mais dont la sédimentation carbonatée a chuté drastiquement. Les 7 m suivants sont formés par des alternances de bancs carbonatés épais et de marnes calcaires, correspondant dans la littérature aux bancs à *Karakachiceras*. Ces bancs indiquent une nouvelle augmentation des apports carbonatés depuis la plate-forme, dans un milieu de profondeur toujours élevée.

Une nouvelle coupure sédimentologique majeure, corrélable sur plusieurs dizaines de kilomètres est marquée par des marnes beaucoup plus sombres (mètre 50 ; Figs. 3.51, 3.52 et 3.53). De rares et fins niveaux carbonatés indiquent des apports depuis les zones proximales suite à des événements de tempêtes. Le milieu de dépôt est toujours dans l'offshore et contient en abondance des oursins (*Toxaster* ; Cotillon, 1971), des térébratules et des bivalves (trigonies).

L'intervalle de la petite lumachelle marque le passage assez rapide à une sédimentation nettement plus proximale (mètres 74 à 82). Les dépôts carbonatés indiquent toujours l'influence des tempêtes mais la granulométrie beaucoup plus élevée, une faune plus diversifiée, toutefois composée uniquement d'organismes hétérotrophes, indiquent une bathymétrie nettement plus faible, dans le shoreface supérieur.

Le milieu repasse ensuite en quelques décimètres à une sédimentation marneuse d'offshore (mètres 82 à 98 ; Fig. 3.53). Les oursins, brachiopodes et bivalves représentent la majeure partie des organismes autochtones, les ammonites étant très rares mais toutefois présentes. L'intercalation de niveaux de tempêtes très proximaux (shoreface inférieur proximal) semble indiquer de brusques et importantes variations du niveau marin, rappelant celles observées sur la plate-forme et la marge dauphinoise. Une chute plus importante est alors enregistrée par l'intervalle de la grande lumachelle (mètres 98 à 102.5). Ces dépôts résultent de l'accumulation de bioclastes, principalement des coquilles, à faible profondeur. Les fragments d'huîtres (*Exogyra couloni*, *Exogyra milletiana*, *Alectryona rectangularis* ; Cotillon, 1971) très nombreuses et de taille très importante (jusqu'à dm) indiquent une profondeur très faible, probablement inférieure à 10 m. Après un nouvel ennoisement (mètre 102.5), la sédimentation repasse très rapidement à des dépôts très proximaux de tempête avant de voir le milieu émerger.

Cette émergence est marquée par la karstification du sommet du banc, les reliefs pouvant localement atteindre une dizaine de cm (Fig. 3.49). La présence d'un horizon ferrugineux centimétrique recouvrant uniformément cette surface karstifiée et le passage abrupt à des marnes d'offshore riches en ammonites, nautilus et bélemnites, suggère la nature polygénétique de cette surface. Le sommet du banc lumachellique, dont les particules sont fortement glauconitisées, a dans un premier temps été lithifié lors de l'émergence. L'action de l'eau météorique a ensuite, au cours du temps, créé un modelé karstique. Après un intervalle de temps assez long, la transgression suivante, d'une amplitude très élevée, a entraîné la condensation du milieu et la formation d'un *hardground* sous-marin (Hillgärtner, 1998). Le temps d'émergence ne peut être qu'estimé, mais l'absence de plus de deux sous-zones d'ammonites (sous-zones à *Nicklesi* et à *Callidiscus* ; Atrops & Reboulet, 1995) suggère une émergence de plusieurs centaines de milliers d'années.

La transgression de la fin du Valanginien (sous-zone à *Furcillata* ; Thieuloy et al., 1990) est donc marquée par un approfondissement rapide et important illustré par la mise en place de faciès d'offshore directement sur la surface émergitive. Ces faciès sont ceux d'alternances classiques de bassin, les bancs carbonatés étant des mudstones à micro-wackestones dépourvus de quartz détritique omniprésents jusqu'alors.

Les premiers bancs de l'Hauterivien plus massifs montrent le repeuplement du milieu par les ammonoïdes alors assez rares. Les céphalopodes et les oursins représentent la faune dominante de ce milieu très distal visible jusqu'au sommet de la coupe levée (Fig. 3.53). Au-dessus, les alternances deviennent très progressivement de plus en plus calcaires jusqu'aux faciès massifs du Barrémien.

Interprétation séquentielle

La première partie de la coupe, formée par au moins 40 m de mudstones et micro-packstones massifs, ne suggère pas de variations significatives de la bathymétrie. La coupe commence sur les dernières dallées d'un ensemble très massif que le ravin ne recoupe pas et qui correspondrait à la fin de la séquence de grande échelle précédente. Les faciès plus récessifs de la base de la coupe illustrent ainsi les dépôts de bas niveau consécutifs à cette limite de séquence majeure (SB/TS E). L'analyse du *stacking pattern* de l'ensemble des calcaires massifs permet d'identifier trois séquences de moyen terme dont chacune peut se découper en quatre séquences de court terme (Figs. 3.52 et 3.53). Lorsque les faciès ne sont pas trop massifs, cinq séquences élémentaires peuvent être reconnues au sein de chacune des séquences de court terme. Ces dernières montrent une organisation rappelant les séquences de petite échelle identifiées dans le Valanginien inférieur du Bassin Vocontien avec des bancs devenant de plus en plus massifs vers le sommet. Les deux premières séquences de moyenne échelle montrent des dépôts plus massifs dans leur partie supérieure, illustrant ainsi les dépôts de haut niveau. La qualité moindre des affleurements le long de la troisième séquence n'a pas permis de bien observer cette tendance.

Les 3 m de marnes coiffant cet ensemble est ici interprété comme une chute importante du niveau marin qui aurait fait émerger la zone principale de production carbonatée, sur la plate-forme, faisant du coup chuter l'alimentation du milieu en matériel bioclastique calcaire. Cette chute correspond à une limite de séquence majeure (SB/TS F, Fig. 3.52). Ces niveaux évoquent tout à fait les marnes entourant les niveaux Barrande dans le bassin. Les bancs à *Karakachiceras* indiquent un nouvel intervalle pendant

lequel la zone proximale alimente en carbonate le bassin et la marge externe.

La coupure majeure de la base des « marnes à *Toxaster* » (mètre 50, Fig. 3.53 ; sensu Cotillon, 1971) n'indique pas, semble-t-il, de variations bathymétriques importantes, avec une sédimentation toujours très distale. Les dépôts carbonatés sont des tempestites distales, formant des bancs nettement plus fins que précédemment. Cette faible épaisseur est probablement liée à une hausse du détritisme, les marnes argileuses étant très épaisses. Le niveau marin chute assez rapidement puis le milieu voit s'installer une sédimentation proximale dominée par les tempêtes (mètres 74 à 82, Fig. 3.53). L'ensemble formé par la petite lumachelle et les marnes à *Toxaster* sous-jacentes forme ainsi une séquence de moyenne échelle.

Le nouvel intervalle de marnes à *Toxaster* montre des variations très importantes et rapides du niveau marin relatif, le milieu oscillant entre celui des prairies à oursins dans l'offshore à des dépôts assez proximaux sous l'influence des tempêtes. Cette tendance à la baisse de la profondeur s'accroît lors du dépôt des tempestites très grossières de la grande lumachelle, marquant la plus faible bathymétrie enregistrée jusqu'alors. L'ensemble formé par les deux lumachelles et les deux intervalles de marnes à *Toxaster* forme une séquence de long terme montrant une nouvelle fois des variations asymétriques du niveau marin relatif.

La séquence suivante est extrêmement réduite puisqu'après un ennoiement assez important, le milieu voit la bathymétrie diminuer jusqu'à la longue émergence enregistrée par une surface karstifiée. La sédimentation reprend au Valanginien terminal après un ennoiement rapide et important matérialisé par un *hardground* et l'installation d'un milieu d'offshore peuplé par les céphalopodes. Sur l'ensemble de l'Hauterivien inférieur levé, seules des fluctuations mineures du niveau marin sont enregistrées par la fluctuation des apports en carbonates depuis la plate-forme illustrés par les alternances marno-calcaires.

4 • CORRÉLATIONS ET CHRONOLOGIE



4.1 – MÉTHODES DE CORRÉLATION

Les corrélations précédemment réalisées entre les différentes coupes de la plate-forme du Jura, de la marge dauphinoise, de la marge de la plate-forme provençale et du Bassin Vocontien reposent avant tout sur des critères lithologiques et sédimentologiques. Différents marqueurs biostratigraphiques ont été utilisés mais aucun n'a toutefois pu être appliqué à l'ensemble des coupes.

4.1.1 – Biostratigraphie

Les ammonites sont d'excellents marqueurs de milieux relativement profonds comme la marge distale de la plate-forme provençale et le bassin Vocontien. C'est d'ailleurs dans ce dernier domaine qu'a été définie la zonation du domaine téthysien (Hoedemacker et al., 2003 ; Reboulet et al., 2006), également basée sur les nombreux travaux de Le Hégarat (1971), Thieuloy (1977), Thieuloy et al. (1990), Bulot et al. (1992), Atrops & Reboulet (1993) et Reboulet & Atrops (1999).

La marge de la plate-forme dauphinoise de Chartreuse méridionale n'a livré aucune ammonite valanginienne tandis que les spécimens berriasiens sont très rares (Morand, 1914 ; Le Hégarat, 1971 ; Arnaud et al., 1981 ; Thieuloy, 1979 ; Quaghebeur, 2002). Sur la plate-forme du Jura, extrêmement peu d'ammonites ont été récoltées. Leur description remontant souvent à plusieurs décennies, leur position stratigraphique exacte est incertaine (Guillaume, 1966 ; Steinhauser & Charollais, 1971 ; Bulot, 1995).

Néanmoins les milieux plus proximaux sont assez riches en calpionelles et en foraminifères benthiques. Ces marqueurs ont permis à différents auteurs de réduire considérablement les incertitudes stratigraphiques des sédiments de la plate-forme du Jura. Ainsi les travaux de Le Hégarat (1971), de Remane (1998) et de Blanc et al. (1994) ont permis de définir la position stratigraphique des dépôts du Berriasien moyen et supérieur et de la partie inférieure du Valanginien supérieur. Les travaux de Salvini (1982), Darsac (1983), Boisseau (1987), Blanc (1996) ou encore Hillgärtner (1999), décrivant notamment les assemblages de foraminifères benthiques, ont permis de confirmer l'attribution stratigraphique de ces mêmes dépôts jusqu'au Valanginien inférieur.

Toutefois, pour les domaines proximaux de la plate-forme du Jura et de sa marge dauphinoise, une grande partie du Valanginien n'a livré que peu d'informations biostratigraphiques, expliquant ainsi les importants décalages concernant l'attribution stratigraphique des sédiments de plate-forme d'une étude à l'autre (Arnaud et al., 1981 ; Blanc, 1996 ; Hennig et al., 1999 ; Hillgärtner & Strasser, 2003).

4.1.2 – Isotopes stables du carbone

Depuis une trentaine d'années, la géochimie des isotopes stables du carbone est de plus en plus utilisée comme outil de corrélation stratigraphique (Weissert, 1979 ; Scholle & Arthur, 1980 ; Weissert et al., 1998 ; Gröcke et al., 2006 ; Föllmi et al., 2006). Les fluctuations importantes du $\delta^{13}\text{C}$ lors d'événements de crises ou de perturbations environnementales peuvent parfois fournir une résolution temporelle plus élevée que celle de la biochronologie, *a fortiori* quand ces crises affectent les faunes (Voigt et al., 2007 ; Hesselbo et al., 2007). La période de crise de production carbonatée des plates-formes du Va-

langinien montre également des fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$, sous la forme d'une excursion positive de l'ordre de 2‰ durant 2 à 3 Ma (Weissert event ; [Erba et al., 2004](#)). Ce signal est très bien conservé dans la plupart des bassins sédimentaires et peut ainsi permettre des corrélations à l'échelle globale ([Jenkyns et al., 2002](#)).

La très bonne conservation du signal dans les coupes du Bassin Vocontien et de la marge de la plate-forme provençale à Carajuan, permet ainsi de corréler finement le Valanginien supérieur de ces deux zones ([Hennig et al., 1999](#)). De nouvelles mesures autour de la transition Valanginien inférieur/supérieur de la coupe de Vergol ([Duchamp-Alphonse et al., 2006](#) ; [McArthur et al., 2007](#) ; M. Joachimsky, Erlangen, données non publiées), permettent alors des corrélations à haute résolution entre le Bassin Vocontien et la marge provençale ([Fig. 4.1](#)). Ces corrélations, basées sur les fluctuations du signal du $\delta^{13}\text{C}$, sont tout à fait en accord avec les données biostratigraphiques fournies par les ammonites ([Atrops & Reboulet, 1995](#)).

Si les corrélations des zones distales sont excellentes, l'utilisation des fluctuations du signal du $\delta^{13}\text{C}$ dans les coupes proximales s'avère plus difficile. En effet, les nombreuses mesures réalisées sur les coupes du Jura neuchâtelois, vaudois (en Suisse) et français par [Hennig \(2003\)](#) ont montré des fluctuations très différentes. Hennig a pu reconnaître, dans certaines de ces coupes, des portions de l'excursion du Weissert event et les a ainsi utilisées afin de corréler les Calcaires Roux (Formation du Bourget) avec les sédiments du bassin. Dans de nombreuses coupes, le signal du $\delta^{13}\text{C}$ est cependant fortement altéré par la diagenèse, un inconvénient probablement lié aux nombreux hiatus émergifs de ces coupes. Ces émergions ont de plus rendu le signal très fragmentaire et les différentes portions de courbes corrélées par [Hennig \(2003\)](#) pourraient être de résolution temporelle différente. Des variations du $\delta^{13}\text{C}$ sur la plate-forme pourraient en effet représenter des enregistrements à haute-résolution de courtes périodes de temps, qui ne pourraient être observables qu'à très haute résolution dans le bassin.

Par conséquent, c'est la coupe stratigraphiquement la plus complète de la marge dauphinoise qui a été choisie et échantillonnée pour étudier les fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$ au cours du Valanginien. Il s'agit de l'intervalle allant du sommet du Membre du Guiers au sommet des Calcaires Roux supérieurs de la coupe de la Sure Nord ([Fig. 4.2](#)). Le signal a été étudié sur roche totale, comme la majorité des résultats publiés du Weissert event ([Cotillon & Rio, 1984](#) ; [Weissert, 1989](#) ; [Hennig, 2003](#)). Les fluctuations très importantes du $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées par les sédiments du Membre de la Chambotte supérieure et la Formation du Bourget ne permettent aucune corrélation avec la courbe de bassin du Weissert event. Il est possible que les pics négatifs observés au sommet de la Chambotte supérieure et des Calcaires Roux inférieurs ([Fig. 4.2](#)), correspondent à une altération du signal par les eaux météoriques lors d'épisodes émergifs, probables mais non avérés. Cependant, la mesure d'une valeur du $\delta^{13}\text{C}$ à -8‰ s'est finalement avérée être celle d'un échantillon fortement recristallisé, le seul cemenstone ([Wright, 1992](#)) observé par la suite en lames minces. Il représente l'échantillon le plus recristallisé d'une succession de grainstones silteux à très fins, dans lesquels les ciments sont assez importants. Ainsi, les fluctuations valanginiennes du $\delta^{13}\text{C}$ n'ont pas été préservées sur la plate-forme, même en position distale. Les corrélations entre ces coupes et celles du bassin doivent donc être établies à l'aide d'autres outils.

4.1.3 – Discontinuités et changements faciologiques majeurs

L'étude des sédiments de la plate-forme du Jura et de sa marge dauphinoise pour l'intervalle allant du Berriasien moyen à l'Hauterivien basal a permis de mettre en évidence de nombreuses surfaces remarquables. Les surfaces émergives, particulièrement bien préservées sur la plate-forme, marquent des événements de chute importante du niveau marin relatif qui peuvent être corrélés sur plusieurs dizaines voire centaines de km. Ces événements sont considérés comme synchrones ou légèrement diachrones, mais à une échelle de temps largement inférieure à la résolution temporelle de l'étude. Ces surfaces remarquables peuvent parfois être soulignées par des changements majeurs de faciès s'enregistrant à la fois sur la plate-forme, les marges et le bassin. Toutefois, les corrélations ont été établies en tenant compte de la migration des environnements de dépôts contrôlés par les fluctuations du niveau marin relatif et des apports sédimentaires au cours du temps ([Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1991](#) ; [Schlager, 1993](#) ; [Cunningham & Collins, 2002](#) ; [Della Porta et al., 2004](#)) en intégrant ces différentes surfaces et changements de faciès dans un modèle de dépôt utilisant la stratigraphie séquentielle.

4.1.4 – Séquences de dépôts et stratigraphie séquentielle

Sur l'ensemble des coupes étudiées ont été définies des séquences de dépôt à quatre échelles différentes (Cf. chapitre 3). Si les limites des séquences de grande et de moyenne échelle se corrélaient assez bien de la plate-forme au bassin (Vail et al., 1977), la corrélation des sédiments compris entre ces discontinuités est plus délicate. Les limites encadrant une séquence de moyenne échelle étant considérées comme synchrones, il est possible de les corréler. En revanche l'observation des mêmes variations de faciès pourrait entraîner une erreur de corrélation directe (voir l'exemple de la figure 4.3). Les corrélations réalisées doivent en effet tenir compte des migrations latérales (proximo-distales) des environnements de dépôts au gré des fluctuations du niveau marin relatif. L'observation de faciès de plage ou d'avant-plage au sommet de la même séquence dans 2 coupes séparées par plusieurs dizaines de km signifie donc, qu'au cours d'une baisse du niveau marin relatif, les sédiments de plage se sont d'abord déposés au niveau de la coupe la plus proximale. La chute du niveau marin relatif se prolongeant, ce premier milieu va émerger tandis que la progradation va entraîner une migration vers le large des environnements et donc le dépôt de sédiments de plage sur la seconde coupe. Si la chute du niveau marin relatif continue, on pourra alors observer une émergence puis la formation de dépôts de plages sur une coupe plus distale.

Ainsi la limite de séquence, ici émergente (Fig. 4.3) coiffant l'ensemble de ces dépôts est clairement diachrone. L'émergence est d'abord enregistrée dans les zones plus proximales puis vers les zones plus distales. Néanmoins, la transgression suivante est très rapide et donc quasi synchrone, comme pour l'ensemble des transgressions de grande amplitude à moyenne échelle. Cette caractéristique souligne l'aspect composite des grandes limites enregistrant l'émergence, avec un début de formation diachrone et la reprise de la sédimentation de manière quasi synchrone sur l'ensemble des coupes, permettant ainsi de considérer ces surfaces, en partie, comme des lignes-temps.

L'empilement hiérarchique des séquences de moyen terme, de court terme et élémentaires étant constant - une séquence de moyen terme composée de quatre séquences de court terme et chacune composée d'en moyenne cinq séquences élémentaires -, il est possible de reconnaître dans différentes coupes cette hiérarchie afin de la corréler. Ainsi, dans des séries assez monotones, la reconnaissance d'une même hiérarchie d'une coupe à l'autre est une bonne base de corrélations.

4.2 – CORRÉLATIONS SUR LA PLATE-FORME DU JURA/DAUPHINÉ

Les corrélations des coupes de la plate-forme du Jura sont présentées le long d'un transect proximo-distal (Fig. 4.4). Les positions exactes des coupes sont données dans la Figure 1.1. Pour la description détaillée de chaque coupe, il est possible de se reporter au chapitre 3.2.

Berriasien terminal (Membre de la Chambotte inférieure)

Les trois coupes du domaine de la plate-forme jurassienne (Fig. 4.4) ont pour base la limite régionale du sommet de la Formation de Vions. Cette limite correspond, plus au nord et jusqu'au Salève, à une ou plusieurs surfaces émergentes ou des paléosols, et à la Chambotte à des faciès très proximaux. Cette discontinuité est surmontée des calcaires blancs massifs de la Chambotte inférieure qui attestent d'une nouvelle transgression mais dont les faciès indiquent en permanence une bathymétrie n'excédant pas quelques m. Vers le Nord, au Crozet, une sédimentation tidale indique que cette zone était alors un estran, milieu protégé coupé de l'influence de la houle probablement par les différents récifs de la barrière située au sud de la Chambotte. La progradation à long terme est indiquée par des faciès plus proximaux à la Chambotte et au Salève tandis que la zone du Crozet émerge. Celle-ci s'achève, sur la plate-forme, par une émergence très bien enregistrée sur l'ensemble des coupes (SB/TS D), marquant dans ce domaine la limite Berriasien/Valanginien (Fig. 4.4).

Valanginien inférieur (Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure)

Les sédiments du Membre du Guiers marquent une nouvelle transgression importante puisque les ter-

rains jusqu'au Crozet sont ennoyés (Figs 3.9 et 4.4). De plus, les faciès enregistrés marquent un changement majeur de faciès. En effet, les sédiments du Salève et de la Chambotte montrent une nette augmentation du détritisme et enregistrent en permanence l'activité de la houle, jusqu'alors sporadique. La transgression du Valanginien basal se fait dans un contexte où les faciès récifaux semblent absents (Figs. 3.9, 3.13 et 3.19), ce qui pourrait expliquer une ouverture plus marquée du milieu à l'influence du large. Les faciès de barre et de plage enregistrés au Salève marquent probablement la proximité d'une barrière sableuse bioclastique ou oolithique (Fig. 3.13) protégeant les zones plus au nord. Ainsi, le Crozet enregistre à nouveau une sédimentation tidale, sans aucune manifestation d'un courant oscillatoire lié à la houle (Fig. 3.9).

Le Valanginien inférieur est marqué par une progradation importante enregistré au sein de deux séquences de grande échelle (SB/TS D à F ; séquences V1 à V4 ; Fig. 4.4). Si les sédiments du Membre de la Chambotte supérieure sont moins riches en éléments silicoclastiques, ils montrent toujours un milieu essentiellement ouvert à l'influence hydrodynamique du large. Au Salève, ces calcaires sont assez roux (Fig. 3.13) et montrent, après les faciès du Guiers, l'existence d'un changement environnemental. Ce changement est très bien marqué à long terme par le passage aux sédiments de la Formation du Bourget. La dernière séquence de moyen terme (V4) n'est enregistrée qu'au niveau de la coupe de la Chambotte (Fig. 4.4), illustrant toujours cette progradation à grande échelle, et montre quelques faciès périrécifaux. L'ensemble des coupes enregistre alors une émergence importante, d'autant plus longue au Crozet qu'aucun sédiment du Membre de la Chambotte supérieure ne s'y est déposé (SB/TS E et F confondues, Fig. 4.4).

Fin du Valanginien inférieur – Valanginien supérieur (Formation du Bourget)

Les faciès de la base des Calcaires Roux inférieurs montrent un nouvel épisode transgressif majeur, associé semble-t-il à un changement de morphologie de la plate-forme. Ce changement est indiqué par une modification du différentiel de bathymétrie entre les sites de la Chambotte et du Crozet vers la fin du Valanginien inférieur. A la base de la Formation du Bourget, des faciès de plage sont enregistrés au Crozet (Fig. 3.9), des faciès d'avant-plage assez distale au Salève (Fig. 3.13), tandis que la coupe de la Chambotte montre une sédimentation passant rapidement de l'offshore au shoreface inférieur (Figs. 3.19 et 4.4). Ainsi la différence bathymétrique entre les sites de la Chambotte et du Crozet est nettement plus importante à la base de la Formation du Bourget que pendant le dépôt des sédiments précédents. L'ouverture plus importante du milieu est confirmée par un enregistrement permanent de la houle, que celle-ci soit plutôt de beau temps ou plutôt associée à des événements de tempête.

L'ensemble des séquences de plate-forme de la Formation du Bourget montrent, à toutes échelles, des phases transgressives très rapides quasi confondues avec les maximums d'inondation, tandis que les dépôts enregistrent essentiellement la chute de la bathymétrie, entraînant une importante progradation de plusieurs dizaines de km vers le sud (Fig. 4.4).

La première séquence de moyen terme des Calcaires Roux inférieurs (V6) est formée, au Crozet, de quatre séquences de court terme (Figs. 3.9 et 4.4). Chacune d'entre elles montre la progradation de la berme de plage, suivie d'une émergence. La position identique de cette berme, se situant toujours au Crozet, montre que l'avancée maximale des eaux se fait jusqu'à la même position géographique, au cours de chacune des fluctuations du niveau marin relatif de court terme (Fig. 4.4). L'observation de quatre séquences de court terme à la Chambotte, montrant une nette progradation à moyen terme, indique une tendance différente. En effet, l'observation de ces deux coupes suggère quatre phases transgressives d'amplitude comparable au cours d'une séquence de moyen terme, entraînant un recul de la ligne de rivage jusqu'à la même position géographique (Fig. 4.4). Cependant, au cours du temps, chacune des quatre régressions consécutives est de plus en plus importante, entraînant ainsi une progradation de plus en plus marquée des environnements de dépôt (Fig. 4.4). Ceci explique l'observation d'une progradation à plus grande échelle temporelle, au sein de la séquence de moyen terme V6.

La séquence de long terme formée par les Calcaires Roux inférieurs montre une progradation à grande échelle, illustrée par des dépôts de plus en plus proximaux dans les environnements distaux (Fig. 3.19). Tandis que la Chambotte (au sud) enregistre une sédimentation de rampe proximale jusqu'à la plage, la

sédimentation au Salève (au nord) montre une influence tidale. Cette zone géographique est alors en arrière d'une barrière sableuse ou d'un cordon côtier situé plus au sud. La zone du Crozet est émergée. La progradation enregistrée à long terme traduit des chutes de plus en plus importantes du niveau marin relatif. Cette chute conduit alors à une émergence probable de l'ensemble de la plate-forme du Jura-Dauphiné qui n'a malheureusement pu être attestée en raison du manque d'affleurements du à la dominance des marnes dans l'intervalle sus-jacent.

L'intervalle suivant est très marneux et correspond très probablement aux « marnes à *Alectryona* », par sa lithologie et sa position stratigraphique entre les Calcaires Roux inférieurs et supérieurs (Fig. 4.4). Cet intervalle étant souvent recouvert, il n'a pas permis d'observations de détails. Cet intervalle est présent jusqu'à la région de Neuchâtel (Blanc, 1996 ; Hennig, 2003), illustrant ainsi un nouvel épisode transgressif majeur. La sédimentation plus marneuse indique une hausse des apports en matériel silicoclastique dans un contexte de dépôt ouvert. Les Calcaires Roux supérieurs montrent une sédimentation plus carbonatée dans un milieu ouvert et très réducteur (fort taux de pyrite) (Figs. 3.13 et 3.19 ; Wilkin et al., 1997). L'émergence, très bien marquée au Val-de-Fier (Figs. 3.16 et 3.17), traduit une nouvelle fois une importante chute du niveau marin relatif. La prochaine transgression est marquée par le dépôt des marnes hauteriviennes très riches en glauconie (Fig. 4.4).

4.3 – CORRÉLATIONS SUR LA MARGE DAUPHINOISE : MASSIF DE LA CHARTREUSE

Sept coupes ont été levées en Chartreuse occidentale (Figs. 1.1 et 3.20). Elles sont décrites en détail dans le chapitre 3.3. Ce massif s'étant formé lors de la surrection des Alpes, l'orientation des structures et des affleurements suit un transect à peu près orienté nord-sud, dans l'axe proximal distal de la présentation de l'ensemble des affleurements étudiés dans ce travail (Fig. 4.5). Les coupes dans le massif de la Grande Sure ont permis de suivre en deux dimensions l'évolution des géométries des corps sédimentaires sur un transect proximal-distal. La coupe de la Pointière, située quelques km au nord, représente un intermédiaire entre le coupe de la Chambotte et celles du massif de la Sure : d'une puissance très importante, elle expose à l'affleurement des barres très massives de calcaires de plate-forme distale et montre de fréquentes émergences. À l'opposé, plus au sud, la nature émergitive de certaines surfaces ne peut qu'être supposée, et les barres calcaires sont séparées par des vires de calcaires plus marneux et bioturbés suggérant un taux de sédimentation plus faible, probablement en contexte de bas niveau.

À quelques variations locales près, l'ensemble de la série berriasio-valanginienne montre un épaississement vers le bassin. Toutefois, les formations berriasiennes montrent, après un épaississement important, une réduction de leur épaisseur vers le Sud. Cette évolution progressive de l'épaisseur des corps sédimentaires est typique de cliniformes (Vail et al., 1977 ; Van Wagoner et al., 1988). Il est également possible d'observer ces cliniformes à plus petite échelle au niveau des séquences de moyen terme, notamment au sein de la Formation de Vions (Fig. 4.6). À l'opposé, les formations valanginiennes montrent une augmentation progressive, plus ou moins continue, de leur épaisseur vers le bassin (Fig. 4.6). De plus, ces sédiments sont très lités et le sont de plus en plus vers le Sud.

En raison de la grande incertitude stratigraphique des dépôts calcaires néocomiens de Chartreuse et plus spécifiquement entre Voreppe et Saint-Laurent du Pont (Fig. 3.20), les coupes levées dans le Massif de La Chartreuse recoupent un large intervalle de temps. Ce domaine n'ayant jusqu'à présent pas été finement corrélé avec celui de la plate-forme, et la limite Berriasien/Valanginien n'ayant jamais été clairement fixée (Arnaud et al., 1981 ; Blanc et al., 1993, Quaghebeur, 2002), une partie importante du Berriasien a été levée afin d'identifier les équivalents marginaux des formations de la plate-forme. Une fois les corrélations effectuées, il s'avère que la base de la plupart des coupes se situe autour de la limite entre les Formations de Goldberg et de Pierre-Châtel sous la limite Berriasien moyen/supérieur.

Berriasien moyen et supérieur (Formations de Pierre-Châtel, de Vions et Membre de la Chambotte inférieure).

Chacune des coupes de Chartreuse montre, au sein de la Formation de Pierre-Châtel, une baisse de la

bathymétrie à long terme. Cette tendance s'illustre très bien par des faciès de plus en plus massifs et proximaux (Figs. 3.23, 3.26, 3.31, 3.36 et 4.5). Les vires, indiquant les limites de séquences de moyen terme, se développent vers le sud et augmentent le contraste entre ces faciès récessifs et les barres massives (Fig. 4.5) formées pendant les hauts niveaux de moyen terme. Cette baisse de la bathymétrie à long terme s'achève à la Pointière par une émergence tandis que les coupes de la Sure sont restées immergées.

Les faciès de la Formation de Vions sont encore massifs mais les vires sont plus marquées et épaisses, traduisant une amplitude plus importante des variations du niveau marin relatif. Ces vires marquent en effet l'inversion de la tendance lithologique observée dans les barres massives et elles marquent ainsi les dépôts de bas niveau. Ces vires plus marquées et les barres plus massives illustrent un contraste lithologique plus marqué correspondant à un changement de faciès important (Figs. 3.23, 3.26, 3.31, 3.32 et 3.36) suggérant ainsi des variations de la bathymétrie plus importantes. Cette interprétation est confirmée par plusieurs surfaces émergives à la Pointière.

L'évolution séquentielle au sein de la Formation de Vions est assez comparable à celle de la Formation de Pierre-Châtel, au moins à long terme. En effet, l'évolution des faciès de la formation montre clairement une diminution progressive de la bathymétrie, diminution modulée par les fluctuations du niveau marin relatif de moyen terme (Figs. 3.23, 3.26, 3.31 et 3.36). Cette baisse à long terme est très bien exprimée en Chartreuse et dans le massif de la Sure. Les géométries retracées par corrélation (Fig. 4.5), ou directement sur les affleurements (Figs. 3.34 et 4.6), montrent des clinofformes dont la migration est particulièrement marquée au sommet de la Formation de Vions. Les quatre premières séquences de moyen terme ont une épaisseur variant assez peu du nord au sud. Au contraire, la cinquième et dernière séquence de moyen terme (B13) se dilate très fortement dans le massif de la Grande Sure, jusqu'à permettre de distinguer ses quatre séquences de court terme. Chacune de ces séquences prograde sur la précédente et illustre clairement l'avancée des environnements de dépôts jusqu'à la limite de séquence majeure (SB/TS C). Cette limite est soulignée par quelques niveaux très silicoclastiques marquant éventuellement la plus grande proximité d'un environnement deltaïque (Blanc, 1996).

Les sédiments du Membre de la Chambotte inférieure sont les plus massifs de la série étudiée en Chartreuse. Ils forment soit une barre sur la pente structurale du massif de la Grande Sure, soit une falaise au sommet de ce même massif (Fig. 3.20). Sur le versant sud, cette barre atteint une épaisseur de près de 70 m (Fig. 3.34). Vers le Sud, elle devient plus litée et des interbanes plus marneux se développent, préfigurant les marnes des alternances de bassin. Ces marnes se développent de plus en plus vers le sud le long de la falaise du Lorzier et de la Roize (Quaghebeur, 2002). Les sédiments du Membre de la Chambotte inférieure indiquent une reprise de la sédimentation avec une installation de récifs coralliens durant la transgression. Le massif de la Sure est alors un lagon peu profond dans lequel de nombreux *patches* protègent les zones plus au nord dont la sédimentation est alors nettement plus boueuse. À la Pointière, le milieu est très peu profond et enregistre de nombreuses émergences. La séquence de long terme de la Chambotte inférieure a également la morphologie d'un clinofforme (Fig. 4.6), confirmant l'interprétation des faciès indiquant une baisse du niveau marin relatif. Celle-ci s'achève par une émergence majeure de l'ensemble du massif qui marque la limite Berriasien-Valanginien (Figs. 3.25, 3.30, 3.32, 3.37 et 4.5).

Valanginien inférieur (Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure)

Les faciès du Membre du Guiers sont toujours des calcaires blancs, mais qui marquent néanmoins un important changement de faciès. La faune nettement moins diversifiée, le taux de quartz détritique plus élevé (5%), les faciès nettement plus lités et les nombreuses structures de houle (Figs. 3.26, 3.31, 3.38 et 3.40) sont autant d'indicateurs d'un changement paléoenvironnemental au début du Valanginien, plus précisément une ouverture du milieu à l'influence du large. De plus, la morphologie du Membre du Guiers est différente de celles des séquences sous-jacentes et ne montre pas de clinofformes : à long terme comme à moyen terme, les variations d'épaisseur du nord au sud sont faibles (Fig. 4.6). L'absence de clastes récifaux ou de toute traces d'organismes constructeurs suggère l'absence d'une barrière construite qui isolerait la zone plus au nord de l'influence hydrodynamique du large. Les faciès sont ainsi tout à fait semblables sur une vingtaine de km du nord au sud (Figs. 3.26, 3.31, 3.38 et 3.40).

La bathymétrie n'augmente pas de manière significative et deux émerSIONS à la Pointière illustrent les chutes du niveau marin relatif à moyen et long terme (Fig. 3.23).

Les sédiments de la Chambotte supérieure montrent le retour des constructions récifales, mais dans une moindre proportion que dans la Chambotte inférieure (Figs. 3.26, 3.31 et 3.38). La profondeur ne semble pas augmenter de manière importante et les chutes à moyen comme à long terme sont assez bien marquées. La morphologie des séquences (V3, V4 et Chambotte supérieure) montre des cliniformes qu'il est possible de suivre jusqu'au nord de Grenoble (Fig. 4.5).

Fin du Valanginien inférieur – Valanginien supérieur (Formation du Bourget)

Le changement majeur de faciès vers les sédiments des Calcaires Roux inférieurs marque souvent, sur la plupart des coupes, la fin des affleurements, les sédiments plus mous étant facilement recouverts par la végétation. L'observation de la limite même entre les Formations de la Chambotte et du Bourget est rarement possible et son caractère émerSif, observé à la Chambotte (Cf. chapitres 3.2 et 4.2), n'a pu être confirmé. La base des Calcaires Roux inférieurs montrent un ennoisement très important avec l'installation de faciès d'offshore sur un prisme de bas niveau très peu développé (Cf. chapitre 3.3 ; Figs. 3.26, 3.31 et 3.38). A long terme, la bathymétrie montre clairement des ennoisements rapides (peu ou pas d'enregistrement de la transgression alors souvent confondue avec le maximum d'inondation) tandis que la majeure partie de chacune des séquences de long terme de la Formation du Bourget représente les dépôts durant la chute et le bas niveau (Figs. 3.26, 3.38 et 4.5). Cette évolution séquentielle s'observe également à moyen terme.

4.4 – DE LA PLATE-FORME AU BASSIN

La figure 4.7 montre les corrélations des principales coupes sur l'ensemble de la zone géographique étudiée. La coupe la plus proximale (Le Crozet ; Fig. 3.9) ainsi que la plus distale et complète du domaine de la plate-forme jurassienne (La Chambotte ; Fig. 3.19) ont été choisies. La coupe de la Sure Nord (Figs. 3.25 et 3.26) est ici la seule coupe de Chartreuse présentée car elle permet de suivre l'évolution sédimentaire jusqu'à l'Hauterivien basal. La coupe de bassin (Figs. 3.44 et 3.45) et la coupe de la marge externe de la plate-forme provençale (Figs. 3.52 et 3.53) sont également intégrées à la corrélation afin que tous les domaines soient représentés (Fig. 4.7). Comme d'importantes incertitudes sur la biostratigraphie du Berriasien supérieur subsistent (Le Hégarat, 1971 ; Busnardo et al., 1979), l'équivalent des Formations de Pierre-Châtel et de Vions n'a pas été levé. Les corrélations à grande échelle couvrent l'intégralité du Valanginien et seulement une portion du Berriasien.

Berriasien supérieur (Membre de la Chambotte inférieure)

Sur une des limites de séquence majeures, aisément corrélable (SB/TS C), les sédiments de la Chambotte inférieure illustrent le développement d'une plate-forme carbonatée oligotrophique de type *flat-topped platform* (Fig. 4.7). Sur l'ensemble de la plate-forme se développe un vaste lagon dans lequel de nombreux *patch-reefs* et des bancs bioclastiques constituent une barrière discontinue qui isole une zone de lagon protégé (La Pointière, Fig. 4.5) puis, toujours en arrière, une zone d'estran tidal (Le Crozet, Fig. 4.4). La séquence de long terme de la Chambotte inférieure montre une évolution séquentielle asymétrique accompagnée d'un ennoisement assez rapide à la base puis une régression nettement plus longue. Cette évolution s'observe également dans l'ensemble des séquences berriasovalanginiennes de même échelle (Fig. 4.7). Cette évolution est soulignée par l'absence de la seconde séquence de moyen terme (B15 ; Fig. 4.7), la transgression associée n'ayant pas été suffisamment importante en termes d'amplitude du niveau marin relatif. La tendance régressive à long terme est ici particulièrement importante puisque l'ensemble des coupes de Chartreuse, sur la marge de la plate-forme dauphinoise, montre une émerSION (Figs 3.9, 3.13, 3.19, 3.23, 3.26, 3.31, 3.38).

Valanginien inférieur (Guiers et Chambotte supérieure)

La séquence de long terme du Membre du Guiers a, comme le Membre de la Chambotte inférieure, une

morphologie de cliniforme variant peu en épaisseur du nord au sud (Fig. 4.7). La seconde séquence de moyen terme du Membre du Guiers (V2) est également absente des zones les plus proximales (Figs. 4.4 et 4.7), montrant que cette séquence de long terme a la même organisation séquentielle que celle de la Chambotte inférieure. Le Membre du Guiers est toutefois différent de celui de la Chambotte inférieure puisque la transgression du Valanginien basal marque la mise en place d'un environnement de dépôt plus ouvert que précédemment (Fig. 4.4).

La transgression de la base de cette séquence de long terme est la première du Crétacé à ne pas transgresser sur le Jura vaudois et le nord du Jura français (Strasser & Hillgärtner, 1998 ; Hillgärtner, 1999 ; ce travail). Les dépôts les plus septentrionaux de la Chambotte supérieure se situent au Salève (Figs. 4.4 et 4.7). Cette séquence montre toujours une tendance régressive de long terme qui ici est particulièrement importante. Outre la transgression initiale qui fut nettement moins importante que les précédentes, les transgressions de moyen terme suivantes ne remontent que très peu vers le Nord (Fig. 4.7). La coupe de la Chambotte n'enregistre que la base de la seconde séquence (V4) et aucune des coupes de Chartreuse n'enregistre le moindre dépôt de la suivante (V5 ; Figs. 3.23, 3.26, 3.31, 3.38 et 3.40) enregistrée dans le bassin et sur la marge externe de la plate-forme provençale à Carajuan (Figs. 3.53 et 4.7). Le maximum de cette régression est alors enregistré dans ces deux coupes distales par des dépôts de bas niveau illustrés par des marnes les plus argileuses et les niveaux Barrande (Cf. chapitre 3.4).

Fin du Valanginien inférieur – Valanginien supérieur (Bourget)

La transgression de la base de la Formation du Bourget est d'autant plus importante qu'elle permet une sédimentation sur des zones émergées depuis le Valanginien basal, comme au Crozet. Le passage du Membre de la Chambotte supérieure à la Formation du Bourget marque, à bien des égards, un changement majeur.

La modification de la différence bathymétrique entre les coupes proximales de la plate-forme et les coupes plus distales de la marge suggère un changement de la géométrie, passant d'une morphologie plutôt plane à celle évoquant une rampe : au Valanginien basal, le Crozet représente une zone d'estran tidal tandis que la marge était une zone peu profonde de lagon péricéfale (Figs. 3.9, 3.13, 3.18, 4.4 et 4.7), indiquant une faible différence de bathymétrie. En revanche, lors du maximum d'inondation des Calcaires Roux inférieurs (séquence V6, Fig. 4.7), le zéro bathymétrique est au niveau du Crozet où se développe la plage, tandis que la marge enregistre une sédimentation d'offshore, soit un différentiel bathymétrique beaucoup plus élevé que précédemment. Le profil de côte aurait ainsi évolué de celui d'une plate-forme carbonatée de type *flat-topped platform* à celui d'une rampe carbonatée.

Les sédiments de la Formation du Bourget montrent des fluctuations du niveau marin relatif très asymétriques. Du bassin à la zone la plus proximale de la plate-forme, les séquences de dépôt de toute échelle montrent des dépôts transgressifs très réduits, confinés aux zones les plus distales. Les plate-formes et leur marge enregistrent une surface transgressive le plus souvent confondue avec la surface d'inondation maximale, soulignant ainsi la rapidité de la transgression. La majeure partie de chaque séquence est enregistrée durant la chute du niveau marin relatif et pendant le bas niveau consécutif. Ces séquences sont délimitées par des surfaces transgressives (Cf. chapitre 3.1).

La figure 4.7 présentant les corrélations sur l'ensemble du domaine étudié permet d'observer la migration des environnements de dépôts au gré des fluctuations du niveau marin relatif. La séquence de long terme des Calcaires Roux montre une transgression importante suivie d'une régression importante. Le maximum régressif est indiqué par des faciès de plage en Chartreuse (Figs. 3.26 et 4.7), des tempêtes très proximales à Carajuan (Figs. 3.53 et 4.7) qui correspondent par corrélation dans le bassin au maximum carbonaté du faisceau médian (Fig. 4.7). Ce bas niveau représente le niveau marin relatif le plus bas de l'ensemble du Valanginien supérieur.

La séquence de long terme des marnes à *Alectryona* (V9, Fig. 4.7) montre une nouvelle transgression illustrée par la mise en place de faciès d'avant-plage au Crozet. Si l'architecture séquentielle à plus petite échelle de cette séquence n'a pu être observée, il semblerait que la régression de la première séquence de court terme ait été très importante et ait entraîné l'émergence de Carajuan et l'émergence probablement synchrone des séries de la plate-forme du Jura (Fig. 4.7).

Dans le Bassin Vocontien et sur la marge externe de la plate-forme provençale, le faciès des Marnes d'Hauterive est daté du Valanginien terminal (Figs. 3.45, 3.53 et 4.7). La base de ces marnes est représentée par un intervalle très argileux, le troisième minimum du Valanginien, non enregistré sur les marges, représentant un nouveau bas niveau majeur. La transgression suivante va alors progressivement réennoyer les zones distales puis proximales. Elle est datée du Valanginien terminal à Carajuan, de l'Hauterivien sur la « plate-forme » du Jura-Dauphiné et donc probablement d'un intervalle compris entre le Valanginien tout à fait supérieur et la base de l'Hauterivien en Chartreuse. Cet ennoisement marquant la base de l'Hauterivien dans le Jura se fait dans la dernière partie de la séquence de moyen terme V11 (Fig. 4.7).

4.5 – INTERPRÉTATIONS DES CORRÉLATIONS

4.5.1 – Géométries des corps sédimentaires

L'évolution de l'épaisseur de chaque formation pour les coupes étudiées montre des géométries assez remarquables qui évoluent au cours du temps (Fig. 4.8). Afin de considérer toute l'étendue de la plate-forme du Jura qui remonte au Nord jusqu'à la région de Neuchâtel, les données des coupes de la Carrière de la Violette (Mojon, 2005), du Ravin de Colas (Blanc, 1996 ; Hennig, 2003), du Crêt de l'Anneau (Blanc, 1996 ; Hillgärtner, 1999) et de Valangin (Steinhauser & Charollais, 1971 ; Blanc, 1996) ont été intégrées dans le modèle de corrélation présenté dans la Figure 4.8. Ces coupes ont été réinterprétées en termes de découpage lithostratigraphique en se basant sur les descriptions faciologiques fournies par les auteurs. Dans ce travail, les coupes de la plate-forme du Jura-Dauphiné ont été étudiées sur un intervalle allant de la fin du Berriasien à l'Hauterivien basal. C'est pourquoi les données d'Hillgärtner (1999) concernant les formations sous-jacentes de ces mêmes coupes ainsi que celle du Bassin (coupe de Montclus) ont été intégrées dans ces corrélations (Figs. 4.8 et 4.9).

En considérant la géométrie de chacune des formations sur un transect proximal-distal (à peu près nord-sud, se reporter figure 1.1 pour la position exacte des coupes), deux grands systèmes peuvent être reconnus. Le premier, berriasien (Formations de Pierre-Châtel, de Vions et Membre de la Chambotte inférieure), montre une morphologie de plate-forme carbonatée de type *flat-topped platform* (Handford & Loucks, 1993). Les formations valanginiennes (Membre du Guiers et de la Chambotte supérieure et du Bourget) montrent au contraire un profil évoquant plutôt celui d'une rampe de type *distally steepened ramp* (Read, 1982 ; Fig. 4.8).

La Formation de Pierre-Châtel a une géométrie de cliniforme, avec une épaisseur maximum des dépôts sur la marge dauphinoise (Figs. 4.7 et 4.8). La zone de plate-forme proximale s'étendant du Crêt de l'Anneau à la Chambotte ne montre qu'une faible variation d'épaisseur illustrant une morphologie de plate-forme plate dont la zone de lagon s'étend sur près de 200 km (Fig. 4.8). La zone la plus proximale est dominée par un régime tidal (Steinhauser & Charollais, 1971 ; Blanc, 1996 et Fig. 3.9), protégée de la houle probablement par les récifs et les bancs calcarénitiques (Blanc, 1996 ; Hennig, 2003 ; Mojon, 2005). La Formation de Vions a une morphologie ressemblant à celle de la Formation de Pierre-Châtel. Le Membre de la Chambotte inférieure montre des variations d'épaisseur dans la zone de plate-forme possiblement liées à de légers différentiels de subsidence comme proposé par Hillgärtner (1999). Le sommet de la plate-forme de la Chambotte montre une zone protégée très étendue, sous influence tidale, s'étendant du Jura neuchâtelois jusqu'au Crozet, formant au Berriasien terminal un estran tidal d'extension supérieure à 100 km.

Le Membre du Guiers marque un changement de morphologie important avec une augmentation régulière de l'épaisseur depuis le Jura neuchâtelois jusqu'à la marge dauphinoise (Fig. 4.8). Le passage à une plate-forme non barrée, de type *distally steepened ramp*, est confirmé par un enregistrement quasi permanent de la houle, qui indique une ouverture du milieu à l'influence du large. Le Membre de la Chambotte supérieure montre à nouveau une morphologie de *flat-topped platform* avec néanmoins une extension géographique beaucoup plus restreinte puisque toute la zone allant de Neuchâtel au nord du Salève est émergée (Fig. 4.8). Cette formation est la première à montrer une épaisseur des dépôts dans le bassin supérieure à celle des sédiments marginaux. La Formation du Bourget montre un nouvel ennoisement jusqu'au Jura neuchâtelois et une augmentation progressive de l'épaisseur des

dépôts jusqu'au bassin, comme pour le Membre du Guiers.

Sur un schéma plus général (Fig. 4.8a), le dépo-centre se situe sur la marge dauphinoise pendant tout le Berriasien et le Valanginien inférieur, tandis qu'il migre progressivement vers le bassin pendant la majeure partie du Valanginien supérieur (Formation du Bourget).

4.5.2 – Evolution séquentielle

L'ensemble des données acquises permet de corréler les coupes du Jura neuchâtelois jusqu'à la marge externe de la plate-forme provençale (Fig. 1.1) du Berriasien moyen jusqu'à la base de l'Hauterivien à l'échelle du moyen terme (Fig. 4.9). Ces corrélations permettent de mettre en évidence les fluctuations majeures du niveau marin relatif en suivant la migration des corps sédimentaires. La tendance régressive à long terme de chacune des formations se traduit généralement par une position plus distale de la ou des dernières séquences de moyen terme (Fig. 4.9) : la dernière séquence de moyen terme des Formations de Pierre-Châtel (B8) ou de Vions (B13) ne possède aucun dépôt situé au nord de la Pointière (Figs. 3.19, 4.4 et 4.9). Ces deux séquences représentent donc à long terme un prisme de bas niveau marin. Elles s'achèvent par la surface transgressive suivante, ce qui sous-entend que les séquences de long terme doivent être considérées comme des paraséquences *sensu* Van Wagoner et al. (1988). Le fait que ces paraséquences à long terme soient composées de « séquences simples » *sensu* Vail et al. (1977) souligne la complexité de l'interprétation séquentielle de ces séries lorsque l'on considère plusieurs échelles de temps (Cf. chapitre 3 et Figs. 4.4, 4.5, 4.7 et 4.9).

Si les séquences de moyen terme de la Formation de Vions ont la même extension géographique que celles de Pierre-Châtel (Figs. 4.8 et 4.9), les émerSIONS observées jusqu'à la Pointière, très au sud, montrent que l'amplitude des fluctuations du niveau marin relatif étaient plus importantes (Figs. 3.9, 3.13, 3.19, 3.23, 4.4). De même, alors que la dernière séquence (B13) est considérée comme un prisme de bas niveau marin, l'étude à l'échelle du court terme montre une importante progradation de cette séquence (Figs. 3.34 et 4.6). La coupure lithologique majeure coiffant ces dépôts et les dépôts très proximaux sur les derniers mètres de la séquence indiquent une régression majeure à « très » long terme.

Les émerSIONS fréquentes dans le Membre de la Chambotte inférieure à la Pointière et la surface d'émerSION affectant les terrains jusqu'à l'extrémité sud de la Chartreuse indiquent toujours des variations du niveau marin relatif d'amplitude importante. La surface d'émerSION du sommet de la Chambotte inférieure est moins marquée que celle du sommet de Vions en termes de lithologie et de géomorphologie mais semble au moins aussi importante en amplitude puisque l'ensemble des coupes de Chartreuse montre une émerSION. De plus, les séquences de moyen terme précédant (B15) et suivant (V1) cette émerSION se sont déposées sur la plate-forme tandis que la séquence précédant l'émerSION de la base du Membre de la Chambotte inférieure (B13) en est absente (Fig. 4.9). Cette différence notable suggère donc que le bas niveau marin relatif du sommet de la Formation de Vions serait plus long que celui du sommet du Membre de la Chambotte inférieure. Ainsi l'émerSION autour de la limite Berriasien/Valanginien aurait été de plus courte durée et donc moins marquée dans la lithologie.

L'amplitude des fluctuations du niveau marin relatif de moyen terme au cours du Valanginien inférieur est comparable à celle observée au sein du Membre de la Chambotte inférieure (Figs. 3.13, 3.19, 3.23, 3.26, 3.31, 3.38, 4.4, 4.5 et 4.9). De plus, il semblerait que les régressions les plus importantes soient systématiquement suivies de transgressions majeures (Fig. 4.9). Ainsi, la base du Membre du Guiers transgresse sur l'ensemble de la plate-forme du Jura, illustrant une migration du trait de côte vers le nord de près de 250 km. La régression à long terme est à nouveau illustrée par une extension septentrionale plus limitée de la séquence V2 (Fig. 4.9) ne dépassant pas la Chambotte. La transgression de la base de la Chambotte supérieure n'est pas très importante tandis que la régression à long terme est très progressive et conduit au dépôt de la dernière séquence (V5) uniquement dans le bassin et les marges externes, alors qu'elle est absente de Chartreuse (Figs. 4.7 et 4.9). Il est possible de considérer les deux premières séquences de long terme du Valanginien, les Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure, comme une grande séquence de long terme montrant une régression de « très » long terme particulièrement importante. Cette régression, qui se traduit par l'absence d'une séquence

complète de moyen terme sur la marge dauphinoise (Figs. 4.5, 4.7 et 4.9), est soulignée dans le bassin par les niveaux Barrande qui indiquent une stratification des eaux de courte durée dans ce contexte de très bas niveau marin relatif, au moins à l'échelle régionale.

La transgression majeure de la base de la Formation du Bourget ennoie les terrains jusqu'au Jura neuchâtelois, la majorité de la plate-forme émergeant ensuite assez rapidement (Fig. 4.9). La régression de long terme des Calcaires Roux inférieurs (Cf. chapitre 4.4) est suivie par une importante transgression à la base des marnes à *Alectryona*. L'émersion de Carajuan moins d'un mètre au-dessus de cette surface transgressive (Figs. 3.47 et 3.48) suggère, par corrélations, que cette transgression a été rapide et de très courte durée. Après la transgression des Calcaires Roux, la régression suivante, précédant le dépôt des Marnes d'Hauterive et soulignée par une surface karstifiée au Val-de-Fier (Figs. 3.16 et 3.17), semble correspondre à un hiatus d'assez longue durée.

Séquences de 3^{ème} ordre

En se basant sur le découpage séquentiel de 3^{ème} ordre de de Graciansky et al. (1998) et Hardenbol et al. (1998), il est possible de corréler les limites de séquence de 3^{ème} ordre avec les principales limites de séquences identifiées dans ce travail. Les correspondances sont également partiellement basées sur le travail d'Hillgärtner (1999), notamment pour le Berriasien.

Il apparaît ici que ces limites de 3^{ème} ordre se corrélaient aussi bien avec les limites des séquences de long terme qu'avec celles de moyen terme : chacune des limites de séquences de long terme correspond ainsi à une limite de séquence de 3^{ème} ordre, mais de plus certaines limites de séquences de moyen terme se corrélaient également avec les limites de séquences définies par de Graciansky et al. (1998 ; Fig. 4.9). Chacune des limites des différentes unités lithostratigraphiques correspond à une régression importante (SB de long terme) et se corrélaient donc avec les limites de séquence de 3^{ème} ordre. Ces dernières correspondent en fait aux régressions les plus importantes et les mieux enregistrées dans la lithologie (Figs. 4.7, 4.8 et 4.9).

Les limites de séquences de moyen terme enregistrant les plus importantes régressions au cours du Berriasien-Valanginien se corrélaient également avec certaines des limites de séquences de 3^{ème} ordre. La séquence de long terme Pierre-Châtel ne montre que des variations du niveau marin relatif de faible amplitude dont aucune ne se corrélaient avec une limite de 3^{ème} ordre. La séquence de Vions est formée de cinq séquences de moyen terme montrant en revanche des fluctuations du niveau marin relatif plus importantes.

Quatre régressions majeures sont enregistrées au cours du dépôt de la Formation de Vions, dont une des deux premières correspond à la limite Be6 (Hardenbol et al., 1998). Cependant, ces deux premières régressions enregistrées étant d'amplitude comparable (Hillgärtner, 1999 ; Fig. 4.9), il n'est pas possible de déterminer laquelle des deux se corrélaient à la limite Be6. La dernière séquence de moyen terme de la Formation de Vions (B13) correspond à long terme à des dépôts de bas niveau, marquant la chute du niveau marin relatif la plus importante du Berriasien supérieur (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998). Le sommet de la Formation de Vions (SB/TS C) correspond donc à cette limite de séquence de 3^{ème} ordre Be8 (Fig. 4.9).

L'enregistrement de régressions importantes se traduit à long terme par des surfaces diachrones sur la plate-forme (Cf. chapitre 4.2). Ces limites de séquences peuvent donc correspondre à la superposition de différentes limites de séquences de plus petite échelle. Par exemple, la limite Va1 de de Graciansky et al. (1998) correspond à la régression majeure du sommet du Membre de la Chambotte inférieure à long terme (SB/TS D ; Fig. 4.9), bien marquée en Chartreuse (Figs. 3.22, 3.25, 3.30, 3.37, 3.40). Les coupes les plus proximales – au nord du Salève – n'ayant pas enregistré le dépôt de la seconde séquence de moyen terme (B15) de la Chambotte inférieure, le hiatus correspondant se corrélaient également avec la limite de séquence de 3^{ème} ordre Va1 (SB/TS D, Figs. 4.4, 4.7 et 4.9). Des cas de figures similaires sont observables au sein des séquences de long terme des Membres du Guiers et de la Chambotte supérieure (Figs. 4.7 et 4.9).

L'ensemble du Valanginien supérieur montrant à la fois des régressions et des transgressions impor-

tantes, de Graciansky et al. (1998) y ont identifiées quatre limites de séquence de 3^{ème} ordre. Elles correspondent ici à chacune des séquences de moyen terme reconnues dans le Sud-est de la France (Fig. 4.9). La dernière limite de séquence d'âge valanginien coiffe les Calcaire Roux supérieurs et est soulignée par une surface émergitive karstifiée au Val-de-Fier (Cf. chapitre 3.2) : elle correspond à la limite Ha1.

4.5.3 – Approche temporelle : cyclostratigraphie

Quatre différentes échelles de séquences *sensu* Strasser et al. (1999) ont été identifiées, dont les trois premiers s'emboîtent hiérarchiquement (Cf. chapitre 3.1). Une séquence de moyen terme est toujours composée de quatre séquences de court terme. Chacune de ces dernières est composée le plus fréquemment de cinq séquences élémentaires, parfois de quatre ou six (Cf. chapitre 3.1, Figs. 3.1, 3.2 et 3.3). Cette hiérarchie reste constante au cours de l'intervalle étudié, du Berriasien moyen à l'Hauterivien basal. Cette hiérarchie 1/4/20 (1 séquence de moyen terme / 4 séquences de court terme / 20 séquences élémentaires) suggère un contrôle de la sédimentation par les fluctuations des paramètres orbitaux (précession des équinoxes, obliquité de l'axe et excentricité de l'orbite) comme observé à de nombreuses reprises pour des régions et intervalles temporels différents (par exemple : Strasser, 1994 ; Pittet & Strasser, 1998 ; Thrana & Talbot, 2006). Chacune des variations cycliques des principaux paramètres de l'orbite terrestre a une durée spécifique (Berger et al., 1989 ; Berger & Loutre, 1994). La précession astronomique varie environ tous les 19 Ka (milliers d'années) et 21 Ka, l'obliquité environ tous les 41 Ka et l'excentricité varie suivant deux cycles : le premier a durée de l'ordre de 100 Ka mais variant très fortement (Berger et al., 2005) et le second, dit grand cycle de l'excentricité, a une durée moyenne de 400 Ka (Berger & Loutre, 1994).

Ce contrôle orbital sur la sédimentation carbonatée se ferait par le biais du climat : les fluctuations cycliques des paramètres de l'orbite et de la configuration spatiale de la Terre font varier l'insolation en différentes régions du globe, jouant ainsi sur le climat (Milankovitch, 1941 ; Berger, 1978, 1988). Les fluctuations thermiques induites par les variations de l'insolation peuvent alors faire varier la production carbonatée des plates-formes (Pomar et al., 2004). Ce contrôle peut être direct (température, ruissellement continental contrôlé par l'humidité...) ou indirect par des variations de différentes amplitudes du niveau marin global. La production de carbonates de plate-forme étant étroitement liée à l'export de ces carbonates vers le bassin (Pittet, 2006), ces fluctuations de la production peuvent également être suivies dans les milieux hémipélagiques.

En contexte glaciaire (*icehouse world*), les variations du volume de glace stocké en hautes latitudes peuvent faire varier le niveau marin global de quelques mètres à plusieurs dizaines de m (Matthews & Fröhlich, 1991). Dans un monde dépourvu de calottes (*greenhouse world*), les variations de l'insolation peuvent jouer sur la dilatation thermique des eaux de surface pouvant faire varier le niveau marin de quelques m (Cazenave, 2006). Aucune explication n'a encore été proposée pour expliquer des variations cycliques du niveau marin global à des échelles de temps inférieures à la centaine de milliers d'années (Immenhauser & Matthews, 2004).

Différents cycles

La hiérarchie des dépôts berriaso-valanginiens de la région péri-vocontienne suggère ainsi que les séquences élémentaires correspondent au cycle d'en moyenne 20 Ka de la précession astronomique. Les séquences de court terme correspondraient alors au cycle de 100 Ka de l'excentricité terrestre et celles de moyen terme au cycle de 400 Ka de l'excentricité. Dans le bassin, où ces séquences sont bien exprimées (Figs. 3.44 et 3.45), ces trois ordres ont pu être observés sur l'intégralité du Berriasien étudié et du Valanginien.

Néanmoins, l'observation de nombreux doublets de couplets marno-calcaires dans la seconde partie du Valanginien supérieur (au-dessus du faisceau médian, Fig. 3.45) suggère l'enregistrement d'un cycle dont la période correspondrait environ au double de celle d'un couplet. Si un couplet marno-calcaire (séquence élémentaire) correspond à une durée moyenne de 20 Ka, alors chaque doublet aurait une durée approximative de 40 Ka. Cette durée correspond à celle du cycle de variation de l'obliquité de l'axe terrestre (Berger et al., 1989). Les doublets enregistrés dans la partie supérieure du Valanginien su-

périeur illustreraient donc un forçage astronomique par l'obliquité. La reconnaissance de la hiérarchie 1/5 le long de cet intervalle (Figs. 3.44 et 3.45) suggère toutefois que la précession et l'excentricité restent les principaux paramètres de contrôle du climat.

La sédimentation hémipélagique dans l'Hauterivien inférieur à Carajuan montre une hiérarchie différente de 1/10 (Fig. 3.53). L'observation de bancs doubles dans cet intervalle suggère un forçage par la précession mais dominé par l'obliquité et le grand cycle de l'excentricité terrestre de 400 Ka.

Si un forçage climatique par l'obliquité est interprété pour l'Hauterivien basal, il n'est que faiblement enregistré durant la fin du Valanginien supérieur. Cette observation est en grande partie concordante avec celle de Giraud et al. (1995) identifiant principalement le signal de la précession jusqu'au sommet de la zone à Pertransiens. Cette étude, basée sur l'étude des fluctuations de la calcimétrie des dépôts de bassin, montre un forçage par l'obliquité dominant sur le reste de la coupe. Hillgärtner (1999) repoussait la position de ce changement jusqu'à la limite Valanginien inférieur/supérieur, tandis que dans ce travail, l'ensemble du Valanginien est interprété comme étant astronomiquement forcé principalement par la précession, avec toutefois un enregistrement de l'obliquité dans le Valanginien supérieur.

Les travaux de Strasser (1994), de Pasquier (1995) et cette étude suggèrent un forçage climatique par la précession et les cycles de l'excentricité durant l'ensemble du Berriasien et du Valanginien.

4.5.4 – Durées et calendrier temporel des événements sédimentaires

L'attribution d'une durée à chaque type de séquences (élémentaire, court terme, moyen terme), ainsi que les corrélations à haute-résolution entre le Bassin Vocontien, les marges des plates-formes et le domaine de plate-forme, permettent de proposer un calendrier précis des fluctuations du niveau marin relatif. La figure 4.10 reporte l'ensemble des données de biostratigraphie et de stratigraphie séquentielle calées dans le temps en fonction du découpage cyclostratigraphique défini précédemment. Basées sur les données d'affleurements, les discontinuités et les corrélations précédentes, les fluctuations du niveau marin relatif de la région étudiée sont illustrées Fig. 4.10. Elle permet de représenter schématiquement les hiatus importants des zones plus ou moins proximales, et montre que la zone de plate-forme proximale est émergée la majeure partie du temps.

Les durées des séquences de 3^{ème} ordre sont très variables et semblent surtout refléter les chutes les plus importantes du niveau marin relatif plutôt qu'un forçage cyclique. La figure 4.10 montre que les sédiments de la Formation du Bourget sur la plate-forme sont d'âge très variable et que d'importants hiatus émergifs y sont enregistrés. La position stratigraphique de ces sédiments a longtemps été discutée, s'étendant du Valanginien basal au Valanginien terminal (Fig. 1.4 et chapitre 3). Sur la plate-forme, la Formation du Bourget est en fait la superposition de courts intervalles de dépôts séparés par des hiatus émergifs dont la durée va de moins de 300 Ka à plus de 1.1 Ma (Fig. 4.10).

La figure 4.11 présente les durées estimées de l'ensemble des séquences de long terme définies dans ce travail, des séquences de 3^{ème} ordre (de Graciansky et al., 1998), des biozones et sous-zones à ammonites (Hoedemacker et al., 2003 ; Reboulet et al., 2006) et des formations stratigraphiques.

En se basant sur la cyclostratigraphie, la durée de l'intervalle étudié est de 8.8 Ma, s'étendant de la base de la Formation de Pierre-Châtel à la base des Marnes d'Hauterive sur la plate-forme du Jura. La durée du Valanginien serait de 4.3 Ma, compatible avec la durée de 3.8 Ma estimée par radiochronologie (Gradstein et al., 2004).

5 • CLIMAT ET NIVEAU MARIN DANS LA REGION PÉRI-VOCONTIENNE

La sédimentation est contrôlée par de nombreux paramètres paléoenvironnementaux dont la plupart sont liés aux variations du niveau marin relatif et au climat. Ce chapitre discute ces paramètres à l'échelle de la région péri-vocontienne avant de les comparer avec les données disponibles autour du globe pour la même période dans le chapitre suivant.

5.1 – ÉVOLUTION DE LA GÉOMETRIE DE LA PLATE-FORME DAUPHINOISE ET LIENS AVEC LES PARAMÈTRES PALÉOENVIRONNEMENTAUX AU BERRIASIEN-VALANGINIEN

L'évolution des faciès, des structures sédimentaires et des géométries de dépôt des sédiments du Berriasien supérieur (Cf. chapitres 3 et 4) montre que la « dégradation » valanginienne, c'est-à-dire le passage de faciès de carbonates de plate-forme à des faciès mixtes (carbonates et silicoclastiques), se fait en plusieurs étapes. La reconstruction des géométries des corps sédimentaires de la plate-forme Jura-Dauphiné jusqu'à la marge externe (Fig. 4.8) montre un changement de morphologie de l'ensemble. D'une morphologie de plate-forme plate (*flat-topped platform sensu Handford & Loucks, 1993*) au cours du Berriasien moyen-supérieur, on passe à celle d'une rampe de type *distally-steepened ramp sensu Read, 1982*) au Valanginien. Cette morphologie désigne celle d'une plate-forme à très faible pendage en zone proximale, pendage augmentant en zone plus distale (Read, 1982). Cette géométrie correspond à celle observée, au Valanginien supérieur, sur un transect allant de la plate-forme du Jura-Dauphiné au Bassin Vocontien.

5.1.1 - Berriasien moyen et supérieur (Formations de Pierre-Châtel, de Vions et Membre de la Chambotte inférieure)

La Formation de Pierre-Châtel a une morphologie de plate-forme barrée, dont la barrière n'a toutefois pas été observée *in situ*. Les faciès de cette formation contrastent avec ceux de la Formation de Vions. En effet, les formes encroûtantes telles que les foraminifères comme *Lithocodium* (Schmidt & Leinfelder, 1996 ; Dupraz, 1999) ou les nubécularidés ainsi que la cyanobactérie calcifiante *Bacinella* (Leinfelder et al., 1993 ; Leinfelder & Schmidt, 1996 ; Dupraz, 1999) sont très abondantes, souvent au sein d'oncoïdes. L'abondance de ces formes dans la Formation de Vions tendrait à indiquer une hausse des niveaux trophiques durant la période de dépôt de ces sédiments (Vilas et al., 1995 ; Pittet et al., 2002 ; Immenhauser et al., 2005).

Le passage à des conditions plus mésotrophes a été mis en évidence sur la plate-forme, dans la Formation de Vions, par Hillgärtner (1999). Cette augmentation des apports en nutriments dans les mers peu profondes du Jura-Dauphiné est probablement due à une hausse du ruissellement continental en climat plus humide (Hillgärtner, 1999), relation souvent observée (Winter et al., 1994 ; Pittet & Mattioli, 2002 ; Flügel, 2004). Les principaux nutriments sont l'azote, le carbone et le phosphore (Föllmi, 1996 ; Mutti & Hallock, 2003, Schlager, 2005). Un contexte de climat plus humide à cette période a été mis en évidence par Pasquier (1995) et Blanc (1996) en se basant sur la fréquence plus élevée de kaolinite et de quartz détritiques dans les niveaux de la Formation de Vions. La kaolinite serait préférentiellement formée lors de l'altération de sols en conditions humides (Curtis, 1990) et son abondance augmente de

manière significative dans la Formation de Vions (Adate, 1988 ; Blanc, 1996) et dans les équivalents du Bassin Vocontien (Deconinck, 1993). L'augmentation de la teneur en kaolinite peut donc s'expliquer par un climat plus humide mais également par une augmentation des surfaces continentales susceptibles d'être altérées lors des importantes chutes du niveau marin enregistrées dans la Formation de Vions (Fig. 4.10 ; cf. chapitre 4). En effet, la kaolinite se forme généralement sur des surfaces plus ou moins planes où le temps de résidence de l'eau permet cette néoformation (Sladen & Batten, 1984 ; Deconinck & Charollais, 1986).

La teneur en argiles des sédiments berriasiens n'a pas été étudiée dans ce travail, mais les sédiments de la marge dauphinoise montrent clairement une forte augmentation de la teneur en quartz détritique, notamment dans la partie sommitale de la Formation de Vions, où elle peut atteindre 50% des grains (Figs. 3.22, 3.25, 3.30 et 3.35). L'enregistrement de conditions plutôt mésotrophes en contexte climatique plus humide que précédemment est ainsi enregistrée de la plate-forme du Jura neuchâtelois (Adate, 1988) jusqu'à la marge dauphinoise.

Le Membre de la Chambotte inférieure marque le retour à des conditions oligotrophes, semblables à celles régnant lors du dépôt de la Formation de Pierre-Châtel. L'abondance de récifs à coraux et à éponges calcaires, une plus grande diversité et abondance des foraminifères benthiques, indiquent un milieu de plate-forme oligotrophe (Mutti & Hallock, 2003) plutôt caractéristique des milieux tropicaux (*Tropical factory in Schlager*, 2003, 2005). Les orbitolines et les formes encroûtantes sont toujours présentes, notamment *Bacinnella*, mais en abondance plus faible (Cf. chapitre 3). Le retour à des conditions oligotrophes dans le Membre de la Chambotte inférieure est concordant avec un taux très faible de quartz détritique (de 0 à 1% en moyenne) aussi bien sur la plate-forme du Jura-Dauphiné que sur sa marge. Cette diminution du détritisme traduirait une baisse de l'altération continentale et donc un climat plus aride au Berriasien tout à fait supérieur, comme proposé par Hillgärtner (1999).

5.1.2 - Valanginien basal (Membre du Guiers)

Un nouveau changement paléoenvironnemental est enregistré au Valanginien basal lors du dépôt du Membre du Guiers. Ce changement est plus marqué que celui observé dans la Formation de Vions. Une hausse du taux de quartz détritique, une diminution de la biodiversité, la raréfaction des coraux et l'apparition de nombreuses structures de houles sont enregistrées dès la base du Membre du Guiers (Cf. chapitres 3 et 4). L'augmentation de l'abondance du quartz détritique et du taux de matière organique d'origine continentale (Hillgärtner, 1999) suggère une augmentation du ruissellement continental, dans un contexte climatique plus humide. De même qu'au sein de la Formation de Vions, la hausse du détritisme terrigène entraînerait une augmentation des niveaux trophiques. Le passage à des conditions plus mésotrophes expliquerait alors la diminution de la biodiversité ainsi que la disparition des constructions récifales durant le Valanginien basal (Hallock, 1988 ; Hallock, 2001 ; Schlager, 2005). Walter (1997) a identifié dans les sédiments proximaux de la plate-forme (au nord du Val-de-Fier) la même faune qu'à la base de la Formation de Vions, indiquant des conditions environnementales comparables lors du dépôt de cette formation et de celui du Membre du Guiers (Walter, 1989, 1997).

L'absence d'édifices récifaux, et donc de barrière, va favoriser l'enregistrement de l'activité hydrodynamique du large dans les zones proximales de la plate-forme qui en étaient jusqu'alors protégées. Seules des barres sableuses en zone peu profonde, dans le secteur du Salève, isolent la zone géographique plus au nord, dont la sédimentation est essentiellement contrôlée par la marée (coupe du Crozet, Figs. 3.9, 4.4 et 4.7 ; coupe de Colas, Blanc, 1996). En raison de l'absence de barrière récifale, aucune zone de lagon ne se développe sur la plate-forme et les changements de faciès sont très progressifs du proximal vers le distal (diminution de la granulométrie, faciès plus lités en zone distale, cf. chapitre 4). De plus, l'augmentation du détritisme et de l'agitation des eaux par la houle vont rendre les eaux plus turbides et, de ce fait, pourraient avoir contribué à diminuer l'activité photosynthétique.

La géométrie du Membre du Guiers est, du nord au sud, nettement différente de celles des formations précédentes (Fig. 4.8) : ce membre s'étend jusqu'au Jura neuchâtelois où sa puissance est très réduite (environ 2m) et son épaisseur augmente graduellement jusqu'à la marge dauphinoise vers le Sud (Fig. 4.8) où elle peut atteindre plus de 40m. Ce profil évoque plus celui d'une rampe homocli-

nale que celui d'une plate-forme plate, géométrie reconnue pour les formations du Berriasien moyen-supérieur (Fig. 4.8). De plus, la différence d'épaisseur entre les sédiments marginaux du Membre du Guiers et les dépôts de bassin correspondants est très faible, alors que l'épaisseur des sédiments déposés sur la marge au cours du Berriasien moyen-supérieur (Formations de Pierre-Châtel, de Vions et Membre de la Chambotte inférieure) est environ trois fois supérieure à celle des sédiments de bassins correspondants. Cette différence est probablement liée à la progradation de cette rampe lors du dépôt du Membre du Guiers (Cf. chapitre 4.2). Cette progradation entraîne une migration des environnements de dépôt vers le large. Le sommet de la plate-forme de la Chambotte inférieure étant plat, le faible espace disponible créé lors de la transgression du Valanginien basal va être rapidement comblé. De ce fait, les sédiments vont être préférentiellement déposés sur la marge et dans le bassin (Figs. 4.4 et 4.7).

La hausse du détritisme, illustrée par la hausse du taux de quartz sur la plate-forme dauphinoise et sa marge, est marquée dans le bassin par des interbanco marneux épais (Figs. 3.45, 3.46 et 3.47). Les intervalles marneux plus développés semblent traduire une augmentation du taux de sédimentation des argiles qui proviennent de l'altération des silicates continentaux.

5.1.3 - Valanginien inférieur (Membre de la Chambotte supérieure)

Le Membre de la Chambotte supérieure représente, par ses faciès et sa géométrie, un intermédiaire entre un système « type Membre de la Chambotte inférieure » et un système « type Membre du Guiers » (Figs. 3.26, 3.31, 3.38 et 4.8). Le retour à des calcaires blancs et massifs semble indiquer le retour aux conditions paléoenvironnementales régnant lors du dépôt du Membre de la Chambotte supérieure. Une légère augmentation de la biodiversité sur la marge, notamment celle des foraminifères benthiques (Cf. chapitre 3.2 et 3.3), suggère des conditions plus oligotrophes. Néanmoins, les fréquentes structures de houles et des faciès lités indiquent un enregistrement quasi permanent de la houle. Si quelques coraux sont observables, aucune construction ou sédiments de lagon protégé ne suggère la construction d'une barrière, même discontinue.

Durant la formation du Membre de la Chambotte supérieure, l'importante progradation de long terme (1.2 Ma, Fig. 4.10) a mené à une sédimentation directement dans le bassin (et probablement sur les marges externes), sans équivalent sur la marge proximale de la Chartreuse (séquence de moyen terme V5, Figs. 4.9 et 4.10). La marge dauphinoise a enregistré le dépôt des deux premières séquences (V3 et V4) mais seule la première (V3) s'est déposée sur la plate-forme. Cette importante progradation a pour conséquence la géométrie particulière du Membre de la Chambotte supérieure (Fig. 4.8). Celle-ci évoque une plate-forme du type *distally-steepened ramp* : la zone proximale a une morphologie de rampe homoclinale de très faible pendage alors, qu'au niveau de la marge, une brusque augmentation de l'épaisseur des sédiments du Membre de la Chambotte supérieure suggère une rupture de pente. Les sédiments du Membre de la Chambotte supérieure se seraient donc déposés dans des conditions plus oligotrophes, mais l'absence de construction récifale et d'une zone de lagon en arrière indique que toutes les conditions environnementales n'étaient pas favorables au développement d'une plate-forme carbonatée oligotrophe semblable à celle de la Chambotte inférieure.

La régression de long terme, illustrée par la progradation de la Chambotte supérieure (SB D, Fig. 4.9 et 4.10) entraîne l'émersion de l'ensemble de la plate-forme du Jura-Dauphiné et de sa marge en Chartreuse (Cf. chapitre 4.4). Alors seule zone de dépôt de la région, le Bassin Vocontien enregistre au sommet de l'équivalent du Membre de la Chambotte supérieure des niveaux de marnes très argileuses (calcimétrie de 35 à 45 %) dans lesquelles sont intercalées les niveaux Barrande, enrichis en matière organique (Reboulet et al., 2003). La conservation de la matière organique sur le fond indique un milieu dysoxique à anoxique au moment du dépôt de ces niveaux, conditions peu favorables au développement du benthos (Reboulet et al., 2003). Les niveaux Barrande se sont formés au sommet de la séquence V5 (Figs. 3.44, 3.45, 4.7) correspondant au sommet de la séquence de la Chambotte supérieure, lorsque le niveau marin relatif était au plus bas dans la région étudiée (Cf. chapitre 4.5). La formation de ces niveaux indiquerait de brefs épisodes successifs de stratification de la colonne d'eau, à l'échelle du Bassin Vocontien (Reboulet et al., 2003). Les marnes plus argileuses de cet intervalle (Figs. 3.45, 3.47) indiquent un détritisme terrigène nettement plus élevé qu'auparavant. Cette hausse traduit

une augmentation importante du ruissellement continental et donc potentiellement des décharges plus importantes d'eau douce par les systèmes fluviaux. Ces arrivées plus importantes d'eau douce vont entraîner une baisse de la salinité des eaux de surface et ainsi favoriser une stratification de la colonne d'eau avec des eaux moins salines et moins denses en surface que sur le fond (Muller & Henderson, 1987 ; Erbacher et al., 2001 ; Röhl et al., 2001 ; Joannin et al., 2006 ; Bour et al., 2007).

La stratification des eaux empêchant ou freinant fortement le brassage vertical des eaux, la matière organique des eaux de surface n'est pas recyclée ni remise en suspension et tombe vers le fond du bassin par décantation (Reboulet et al., 2003). Les arrivées plus importantes d'eau douce vont probablement entraîner une baisse de la salinité tandis que la décantation de matière organique, associée à la stratification des eaux, va probablement mener à une oligotrophie des eaux de surface et à une augmentation de la profondeur de la nutricline (Okada & Honjo, 1973 ; Molfino & MacIntyre, 1990). Le changement de profondeur de la nutricline en contexte de stratification des eaux va alors favoriser le développement d'organismes pouvant facilement se déplacer dans la colonne d'eau. Les niveaux Barrande sont riches en bochianitidés (Reboulet et al., 2003), type d'ammonoïdes déroulés orthocônes à mode de vie nectobenthique (Company, 1987) pouvant facilement se déplacer verticalement dans la colonne d'eau (Jacobs & Chamberlain, 1996 ; Westermann, 1996). Ces taxons sont interprétés comme des formes opportunistes (Cecca, 1998) qui auraient eu la possibilité de descendre jusqu'au fond pour se nourrir. Il est vraisemblable que, suite au quatrième événement de stratification des eaux illustré par le niveau B4 (Fig. 3.43), la nutricline soit descendue jusqu'au fond, le benthos se développant particulièrement au-dessus de ce niveau (Reboulet et al., 2003).

Le contexte de très bas niveau marin relatif (le plus bas du Valanginien, Fig. 4.10) associé au dépôt des niveaux Barrande a vraisemblablement restreint les échanges avec la Néotéthys (Fig. 1.2), favorisant ainsi la mise en place d'une stratification des eaux dans le Bassin Vocontien.

5.1.4 - Valanginien inférieur terminal et Valanginien supérieur

Membre des Calcaires Roux inférieurs

Le passage aux faciès de la Formation du Bourget est bien marqué dans la lithologie sur la plate-forme du Jura-Dauphiné, sur la marge de la plate-forme provençale et dans le Bassin Vocontien (Cf. chapitres 3 et 4). Le taux de quartz très élevé (20% en moyenne et jusqu'à 50%, Fig. 3.13, 3.19, 3.26 et 3.38), au moins jusqu'à l'Hauterivien basal, indique un détritisme très important. L'absence de toute construction récifale contribue à maintenir une morphologie de rampe se développant depuis la base du Valanginien (Fig. 4.8). L'ensemble de la rampe étant exposé à l'influence hydrodynamique du large, les zones proximales aussi bien que les zones distales enregistrent en permanence l'activité de la houle, qu'elle soit plutôt calme (vagues de beau temps) ou de tempête (Figs. 3.9, 3.13, 3.16, 3.19, 3.26 et 3.38).

Une importante augmentation des niveaux trophiques est illustrée, dès la base de la Formation du Bourget, par un changement des assemblages biotiques et par une chute de la biodiversité (exemple de la marge dauphinoise : Figs. 3.26 et 3.28). Seuls des organismes hétérotrophes se développent, tels les foraminifères benthiques (lenticulines et agglutinants micritiques), les échinodermes (dont de très nombreux crinoïdes), les huîtres et les bryozoaires (Cf. chapitre 3.2, 3.3 et 3.5). Ces faciès de type foramol (foraminifères + mollusques ; Lees & Buller, 1972) et bryomol (bryozoaires + mollusques ; Flügel, 2004) suggèrent une augmentation importante des niveaux trophiques (Pomar, 2001a) et/ou, une baisse de la température (Mutti & Hallock, 2003 et références citées). Si ce refroidissement n'a pu être quantifié par la géochimie sur la plate-forme (Hennig, 2003) ou sur la marge dauphinoise (ce travail, Fig. 4.2), l'abondance de taxons vivant préférentiellement dans les milieux tempérés (Lees & Buller, 1972 ; James, 1997 ; Mutti & Hallock, 2003) tend à indiquer un climat plus froid (C factory de Schlager, 2003). La disparition des associations fauniques d'affinité plutôt tropicale, regroupant les coraux (madrépores), les miliolidés de grande taille, les éponges calcaires, les algues dasycladales et les cyanobactéries calcifiantes, suggère également ce passage à un milieu plus tempéré, plus froid (Schlager, 2003, 2005). Walter (1989) a mis en évidence, à la transition entre les sédiments du Membre du Guiers (Chambotte supérieure absente) et des Calcaires Roux inférieurs, une importante crise chez les bryozoaires. Si ceux-ci sont plus nombreux dans les sédiments des Calcaires Roux, leur diversité

spécifique chute drastiquement, probablement en raison de l'élimination des espèces thermophiles lors d'une chute de la température (Walter, 1989).

Cette tendance au refroidissement s'illustre, dans les sédiments du Bassin Vocontien, par des incursions d'ammonites boréales au niveau de la « tétrade », intervalle formé par des bancs assez carbonatés et qui marque la limite Valanginien inférieur/supérieur (Fig. 3.44), incursions également observées à la base du Valanginien supérieur (Reboulet, 1996). De plus, Pucéat et al. (2003) ont mis en évidence dans le Bassin Vocontien un refroidissement majeur autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur, en se basant sur l'analyse du rapport isotopique de l'oxygène du phosphate des dents de poissons. McArthur et al. (2007) ont plus récemment étudié les rapports Mg/Ca et $\delta^{18}\text{O}$ des bélemnites du Bassin Vocontien pour l'intervalle du Berriasien supérieur à l'Hauterivien supérieur. Ils mettent en évidence un refroidissement majeur s'amorçant au Valanginien basal mais s'accéléralant à la limite Valanginien inférieur/supérieur. De plus, en étudiant les rapports Mg/Ca et $\delta^{18}\text{O}$, McArthur et al. (2007) ont distingué le signal thermique de celui de la salinité, les deux étant indistinctement enregistrés par l'oxygène. Ils mettent ainsi en évidence une diminution « en dents de scie » de la salinité au cours du Valanginien. Celle-ci montre un minimum de part et d'autre de la limite Valanginien inférieur/supérieur (McArthur et al., 2007).

De la plate-forme proximale au Bassin Vocontien, les taux très élevés de quartz et d'argiles traduisent un détritisme très important au cours du dépôt de la Formation du Bourget (Figs. 3.13, 3.19, 3.25, 3.30, 3.37, 3.44 et 3.52 ; Stienne, 2004). Dans le bassin, de nombreux renouvellements d'espèces de bélemnites (Janssen & Clément, 2002) et d'ammonites durant le Valanginien supérieur suggèrent des conditions paléoenvironnementales changeantes mais, dans l'ensemble, plus favorables qu'auparavant (Reboulet et al., 1992 ; Reboulet, 1996). L'augmentation de la diversité générique des ammonites dans le bassin (Fig. 5.1) au cours de cette période indique également des conditions paléoenvironnementales favorables. Si l'écologie précise de ces organismes reste mal contrainte, leur diversification aurait pu être favorisée par des températures plus froides et des ressources nutritives plus abondantes (Brayard et al., 2006).

Les faciès peu carbonatés en zone proximale correspondent aux intervalles les plus marneux dans le bassin (Fig. 4.7). Ces passages, nombreux dans les sédiments de la Formation du Bourget, illustrent que le Valanginien inférieur terminal et le Valanginien supérieur correspond à une période de production carbonatée très faible et/ou de détritisme très important (Figs. 3.46 et 3.47). L'enregistrement d'un minimum carbonaté à la base du Valanginien supérieur dans le bassin (Figs. 3.44 et 4.7) représente ainsi une phase de très faible production et/ou d'export de matériel carbonaté depuis la plate-forme vers le bassin (Cf. chapitre 5.2). La mesure du flux des nannofossiles calcaires, sur un intervalle stratigraphique allant de quelques mètres sous les niveaux Barrande jusqu'au faisceau médian (coupe de Vergol ; Figs. 1.1 et 3.44), montre que ce minimum carbonaté correspond pourtant à un maximum de production par le nannoplancton calcaire (Mattioli et al., 2005 ; Pittet, 2006 ; Fig. 5.2). Le flux des nannofossiles calcaires augmente de manière assez continue à partir des niveaux Barrande (Fig. 5.2). Cette abondance atteint son maximum plusieurs mètres au-dessus du sommet de la tétrade, dans le maximum argileux de la base du Valanginien supérieur, pour ensuite diminuer vers le faisceau médian (Fig. 5.2).

Cette forte augmentation du flux de nannofossiles calcaires (multiplié par 3, Fig. 5.2) correspond au développement préférentiel d'assemblages de taxons d'affinité eutrophique (Mattioli et al., 2005 ; Fig. 5.2). Les valeurs plus faibles des flux de nannofossiles calcaires, autour des niveaux Barrande et dans le faisceau médian, correspondent à des assemblages différents (Fig. 5.2). Si leur affinité, plutôt oligotrophe ou eurytopique, est encore discutée (Lees et al., 2005), ces taxons illustrent des niveaux trophiques plus faibles que ceux de l'intervalle marneux à la base du Valanginien supérieur. L'intervalle situé autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur marque ainsi une eutrophisation des eaux du Bassin Vocontien et correspond aussi à un maximum du flux argileux (Mattioli et al., 2005 ; Fig. 5.2), très bien marqué dans la lithologie (Fig. 3.49) par un intervalle très argileux dans lequel aucun banc calcaire n'a été observé (Fig. 3.42 et 3.43). L'étude des flux à l'échelle des séquences élémentaires, c'est-à-dire des couplets marno-calcaires, montre que la production parautochtone par le nannoplancton calcaire est importante dans les interbancs marneux mais est faible dans les bancs carbonatés (Reboulet et al., 2003 ; Mattioli et al., 2005 ; Pittet, 2006). Ainsi la majeure partie du carbonate formant les bancs car-

bonatés n'a pas été produite sur place, dans le bassin.

Les deux premières séquences de moyenne échelle de la Formation du Bourget (V6 et V7, Fig. 3.44) correspondent, aussi bien dans le bassin que sur les plates-formes, à une très forte augmentation du détritisme, initiée lors du dépôt des niveaux Barrande. Cet accroissement du détritisme terrigène, suggérant une augmentation de l'intensité du ruissellement continental, est illustré par la teneur très importante des sédiments en quartz détritique et en argiles. Les décharges détritiques augmentant, les flux de nutriments augmentent consécutivement, entraînant une eutrophisation des domaines de plate-forme (Jura-Dauphiné et Provence) et du Bassin Vocontien (Mattioli et al., 2005). Cette forte augmentation des niveaux trophiques, peu favorables à la plupart des producteurs carbonatés de plate-forme (James, 1997 ; Pomar, 2001b), représente un important facteur dans la crise de la productivité calcaire de plate-forme au Valanginien inférieur terminal et au Valanginien supérieur.

La mise en évidence d'un refroidissement autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur (Walter, 1989 ; Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007) permet de souligner le rôle important joué par la baisse de la température des eaux dans cette crise de production calcaire des plates-formes. En effet, les plates-formes carbonatées se développent préférentiellement dans les régions de basses latitudes, dans les zones où les apports nutritifs ne sont pas trop élevés et où les eaux sont bien oxygénées et chaudes (Lees & Buller, 1972 ; Schlager, 1981 ; Tucker & Wright, 1990 ; Schlager, 2003, 2005). Une baisse importante de température (températures inférieures à 18-20°C, Mutti & Hallock, 2003) va fortement défavoriser les principaux producteurs de plate-forme, essentiellement les organismes photo-autotrophes comme les algues, les animaux à symbiotes photosynthétiques (coraux hermatypiques), certains foraminifères et mollusques (Schlager, 2005). Le refroidissement majeur autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur (Walter, 1989 ; Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007) et l'eutrophisation des eaux (Mattioli et al., 2005), liée à l'augmentation du détritisme dans un climat plus humide, vont ainsi entraîner la crise majeure de la production carbonatée des plates-formes environnant le Bassin Vocontien.

Membres des marnes à *Alectryona*

Alors que le sommet des Calcaires Roux inférieurs (séquence V8, Figs. 4.7 et 4.9) marque une légère augmentation de la teneur en carbonates des sédiments, l'intervalle suivant des « marnes à *Alectryona* » marque une nouvelle crise de la production carbonatée de plate-forme dans la seconde moitié du Valanginien supérieur. Le Membre des marnes à *Alectryona* (Fig. 4.11) montre une nouvelle augmentation du détritisme, illustrée par une argilosité plus importante. Alors que la plate-forme provençale est entièrement émergée (Fig. 4.10), aucun banc carbonaté n'a pu être observé sur la plate-forme Jura-Dauphiné, illustrant ainsi l'importante proportion des argiles dans les sédiments. L'observation d'assemblages biotiques largement dominés par les huîtres (dont *Alectryona* (*Arctostrea*) *rectangularis*) indiquent un milieu à très faible biodiversité (Fig. 3.13 et 3.26). Les rares autres formes identifiées sont des bryozoaires, des brachiopodes, des serpules et des éponges siliceuses (spicules). Les foraminifères benthiques sont très rares et les péloïdes disparaissent dès la base du membre (Fig. 3.28). Cette très faible biodiversité est probablement à relier avec un milieu dont les niveaux trophiques sont très élevés (milieu eutrophique ; Hallock, 2001) et dont la salinité est peut-être plus basse : la lithologie uniquement marneuse de cet intervalle indiquant un fort détritisme, les décharges d'eau douce par les systèmes fluviaux ont peut-être contribué à faire baisser la salinité, au moins dans les zones proximales. Si la présence d'huîtres (tolérantes à des variations de salinité) est compatible avec cette hypothèse, celle des brachiopodes et des bryozoaires l'est moins (milieux de salinité normale ; Brand et al., 2003 ; Flügel, 2004).

Les niveaux des marnes à *Alectryona* représentent le second minimum carbonaté ou maximum argileux du Valanginien supérieur et traduisent une nouvelle phase dans la crise de productivité carbonatée de plate-forme du Valanginien supérieur. Dans le bassin (coupe d'Angles, Duchamp-Alphonse et al., 2006), la proportion du genre *Biscutum* (nannofossile calcaire) observée dans cet intervalle (séquence V9 et V10, Figs. 3.44 et 3.45) est semblable à celle observée à la base du Valanginien supérieur (séquences V6 et V7 ; Duchamp-Alphonse et al., 2006). Ce genre indique généralement une haute fertilité des eaux de surface (Roth & Bowdler, 1981 ; Erba et al., 1992 ; Coccioni et al., 1992 ; Duchamp-Alphonse et

al., 2006), et son abondance était sensiblement identique à celle de l'intervalle dont les assemblages sont eutrophiques à Vergol (Mattioli et al., 2005). L'intervalle de bassin correspondant au Membre des marnes à *Alectryona* semble donc marquer une nouvelle eutrophisation des eaux marines. Toutefois, une quantification des flux et l'étude plus précise des assemblages du nannoplancton calcaire dans la seconde moitié du Valanginien supérieur permettraient de mieux contraindre les variations des niveaux trophiques dans le Bassin Vocontien.

Membre des Calcaires Roux supérieurs

Les Calcaires Roux supérieurs montrent, semble-t-il, une faible hausse de la production carbonatée sur la plate-forme (Figs. 3.13, 3.16, 3.19, 3.26 et 3.28) et une plus grande abondance des foraminifères agglutinants. L'absence de contrôle cyclostratigraphique de haute résolution ne permet pas de vérifier si le taux de sédimentation carbonaté a augmenté dans cet intervalle de temps. Toutefois, la biodiversité reste faible et le benthos est largement dominé par les crinoïdes. Le taux de quartz, atteignant des valeurs de 20% (Figs. 3.13, 3.16, 3.19 et 3.26), indique toujours un détritisme important. Ce dernier suggère un ruissellement continental important et des apports élevés en nutriments. De plus, l'abondance de glauconie dans les sédiments de la plate-forme du Jura-Dauphiné et de sa marge serait un indicateur d'un faible taux de sédimentation, voire de condensation (Föllmi, 1996 ; Flügel, 2004) précédant ou suivant de peu l'émersion majeure enregistrée par une surface minéralisée et karstifiée au Val-de-Fier (Figs. 3.16 et 3.17). Ce faible taux de sédimentation est également à associer à une très faible production carbonatée sur la plate-forme.

5.2 – TAUX DE SÉDIMENTATION

L'étude à haute résolution des flux sédimentaires dans le Bassin Vocontien par Mattioli et al. (2005) et Pittet (2006) autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur, a permis de mettre en évidence des fluctuations indépendantes de la production carbonatée parautochtone, des apports de carbonates depuis les plates-formes et du flux détritique des argiles (Cf. chapitre 5.1, Fig. 5.2). En se basant de la même manière sur le découpage cyclostratigraphique établi dans le bassin Vocontien (Cf. chapitre 4.5), il est possible d'estimer les variations du taux de sédimentation pour le Berriasien terminal et l'ensemble du Valanginien. Chacune des 56 séquences de court terme et des 14 séquences de moyen terme est considérée dans son ensemble sans distinction lithologique (carbonates vs. marnes). Chaque séquence sera donc définie par une épaisseur unique, égale à l'épaisseur cumulée des intervalles marneux et des bancs carbonatés. Cette épaisseur est ensuite décompactée en tenant compte de la nature lithologique des sédiments, les calcaires mudstones et les marnes argileuses. Les coefficients de décompaction utilisés sont de 2.5 pour les mudstones et de 3 pour les marnes, en se basant sur Strasser et al. (2004). La durée de chacune des séquences ayant été estimée par cyclostratigraphie (Cf. chapitre 4.5), il est alors possible de calculer les fluctuations du taux de sédimentation au cours du temps et ce, à deux échelles de temps différentes (moyen et court terme ; Fig. 5.3).

À long terme, le taux de sédimentation dans le Bassin Vocontien est stable durant le Berriasien terminal tandis qu'il ne cesse d'augmenter durant le Valanginien inférieur (Fig. 5.3). À la fin du Valanginien inférieur, le taux moyen de sédimentation a doublé par rapport au début de l'étage. À la base du Valanginien supérieur, ce taux augmente très rapidement et de manière importante dans le bassin : il double en environ 300 Ka, atteignant une valeur quatre fois supérieure à celle du Berriasien terminal (Fig. 5.3). Les valeurs sont plus faibles autour du faisceau médian mais restent très élevées durant tout le Valanginien supérieur. Ces variations du taux de sédimentation sont compatibles avec la variation d'épaisseur des cycles identifiées par Giraud et al. (1995). L'analyse des variations de la calcimétrie par analyse spectrale par ces auteurs (Giraud et al., 1995), sur le Valanginien de la coupe d'Angles, montre aussi une augmentation notable de l'épaisseur des séquences élémentaires. En se basant sur l'épaisseur des cycles, Giraud (1995) les a classés en deux catégories : leur épaisseur est comprise entre 50 et 80 cm pour la zone à *Pertransiens* (première partie du Valanginien inférieur, Fig. 5.3) et entre 100 et 160 cm pour le reste du Valanginien. Ce changement au cours du Valanginien inférieur terminal a été interprété par Giraud et al. (1995) comme un changement du forçage orbital contrôlant la sédimentation

carbonatée. Le signal de la précession aurait été dominant jusqu'au sommet de la zone à *Pertransiens*, l'obliquité étant le signal dominant pour le reste du Valanginien (Giraud et al., 1995). Dans le présent travail, l'attribution d'une durée identique à l'ensemble des séquences élémentaires suggère donc que l'importante augmentation de l'épaisseur de ces séquences traduit une hausse du taux de sédimentation.

À moyen terme, le taux de sédimentation fluctue de manière cyclique et asymétrique autour de la courbe de long terme (Fig. 5.3). À l'échelle d'une de ces fluctuations, l'épaisseur des bancs carbonatés varie de manière importante (Fig. 3.47) suggérant ainsi des variations cycliques de l'export des carbonates depuis la plate-forme. La durée de chacun de ces cycles est de 400 Ka, ce qui semble indiquer un contrôle par le niveau marin (Cf. chapitre 4.5). Les fluctuations de moyen terme semblent être contrôlées par les variations de la quantité d'argile, illustrant l'intensité du ruissellement continental sur une échelle de temps plus longue.

La phase de chute drastique de la production carbonatée au Valanginien inférieur terminal, à la base de la Formation du Bourget, n'est pas marquée par une chute du taux de sédimentation (Fig. 5.3). Ce dernier montre au contraire une augmentation très importante pour le Berriasien terminal-Valanginien inférieur (Fig. 5.3). L'élévation du taux de sédimentation traduit l'augmentation du détritisme terrigène : linéaire au cours du Valanginien inférieur puis très important et brusque autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur (Fig. 5.3). Ces données sont en accord avec les fluctuations du signal isotopique du strontium au cours du Néocomien (McArthur et al., 2007, Fig. 5.3). L'étude du rapport Sr^{86}/Sr^{87} montre un taux de sédimentation assez faible dans le bassin au Valanginien basal, taux augmentant progressivement au cours du Valanginien inférieur. Ce taux augmente encore à la base du Valanginien supérieur et reste élevé jusqu'à l'Hauterivien basal, où il diminue pour revenir à des valeurs voisines de celles du Valanginien inférieur (McArthur et al., 2007, Fig. 5.3). Le taux de sédimentation dans le Bassin Vocontien au cours du Valanginien supérieur est le plus important du Néocomien (McArthur et al., 2007, Fig. 5.3).

5.3 - DÉTRITISME

Les augmentations du détritisme au cours du Valanginien (Cf. chapitre 5.2, Fig. 5.3) suggèrent un climat devenant de plus en plus humide. Cependant, les chutes du niveau marin peuvent également contribuer à augmenter le détritisme en exposant de plus grandes surfaces continentales. Il est donc à priori difficile de pouvoir discriminer une origine purement climatique (aridité vs. humidité) d'une influence du niveau marin relatif sur les augmentations du détritisme observées au cours du Berriasien-Valanginien.

L'augmentation du détritisme au Valanginien basal au sein du Membre du Guiers (Figs. 3.9, 3.13, 3.19, 3.23, 3.26, 3.31 et 3.38) se fait en contexte transgressif (Figs. 4.7, 4.9 et 4.10). Étant donnée la morphologie assez plane de la zone, la montée du niveau marin relatif immerge des surfaces importantes qui, à priori, ne favorisent pas l'augmentation du détritisme. De plus, l'ensemble des marges provençale, ardéchoise, jura-dauphinoise, helvétique et germanique ont vu se développer des plates-formes carbonatées au cours du Berriasien et, pour la plupart d'entre elles, au Valanginien inférieur. Alors que les massifs paléozoïques sont restés émergés, les régressions n'ont exposé à l'air libre que des terrains carbonatés. L'altération de ces terrains libérant nettement plus de carbonates que de matériel silicoclastique, les chutes du niveau marin relatif ne peuvent donc pas expliquer les augmentations du détritisme (argiles et grains de quartz de plusieurs centaines de μm) observées dans les sédiments de plate-forme et du bassin au cours du Valanginien.

La plate-forme du Jura-Dauphiné est entourée à l'époque de plusieurs massifs paléozoïques liés aux orogénèses calédonienne et hercynienne tels que le Massif Central à l'est et le massif Brabant-Ardenne-Bohême au nord et nord-est (Fig. 1.2). Adatte (1988) s'est interrogé sur l'origine du détritisme et notamment des micas identifiés dans les coupes du Jura neuchâtelois. Par l'orientation nord-sud de la vaste plate-forme du Jura-Dauphiné et de plus faible distance des massifs au nord, il soulignait la probabilité plus élevée d'une provenance du massif rhénan, appuyée par l'analyse minéralogique et

isotopique des différents minéraux (Adate, 1988).

L'abondance de grains de quartz assez anguleux et de taille pouvant atteindre 400 à 500 μm suggère toutefois une source plus proche. Cependant, les reconstitutions paléogéographiques pour le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur ne montrent aucun autre massif émergé proche du Jura (Dercourt et al., 1986 ; Ziegler, 1988, 1990). Le matériel source interprété par Adate (1988) pourrait toutefois correspondre aux lithologies du massif des Vosges. L'émergence d'une partie du massif Vosges-Forêt Noire au Jurassique supérieur est attestée selon Wetzel et al. (2003) par des témoignages d'activité hydrothermale au sein de failles de socle. En se basant sur les directions des paléocourants des sédiments étudiés par Allenbach (1997), Allenbach & van Konijnenburg-van Cittert (1997) ont suggéré que les nombreux grains de quartz observés dans des sédiments oxfordiens du Jura proviendraient des massifs des Ardennes et des Vosges. Ce dernier pourrait aussi être la source du matériel silicoclastique des sédiments berriaso-valanginiens du domaine péri-vocontien.

5.4 – NIVEAU MARIN

La reconstruction des fluctuations du niveau marin relatif sur chacune des coupes a permis d'établir un canevas de ces variations à l'échelle de la région péri-vocontienne, du Jura neuchâtelois à la Provence. De la moitié du Berriasien moyen à l'Hauterivien basal (8.8 Ma d'après l'interprétation cyclostratigraphique, cf. chapitre 4.5), les fluctuations du marin évoluent en termes d'amplitude, de durée et de vitesse (Fig. 4.10). Trois différentes échelles de variations du niveau marin ont été mises en évidence : court, moyen et long terme. Les variations de court terme ne sont observables sur la plate-forme que dans des intervalles assez dilatés (marge dauphinoise en Chartreuse, Figs. 3.32 et 3.35) ou enregistrant des changements de faciès (Formation du Bourget, Figs. 3.9, 3.19, 3.26). Par corrélation avec le bassin où ces intervalles ont été interprétés en termes de cyclostratigraphie, ces variations de court terme ont une durée estimée à 100 Ka environ (Cf. chapitre 4.5). Les variations de moyen terme sont enregistrées dans toutes les coupes et leur durée est constante et estimée à 400 Ka environ, par corrélation avec le bassin (Cf. chapitre 4.5). Les variations du niveau marin relatif de long terme ont des durées variables dans l'intervalle étudié, de 400 Ka à 2 Ma (Cf. chapitre 4, Fig. 4.10).

L'importante distance de la plate-forme au bassin (plusieurs centaines de km) n'a pas permis d'observer l'ensemble des géométries et de mesurer directement l'amplitude des variations du niveau marin relatif en observant la migration des environnements de dépôt. Les géométries reconstruites (Figs. 4.4, 4.5, 4.7, 4.8 et 4.9) permettent dans un premier temps d'observer les mouvements du trait de côte (ou à défaut, des zones inondées et émergées) et d'avoir une idée de l'importance des variations du niveau marin relatif à l'échelle régionale. S'il n'est pas possible de quantifier les fluctuations du niveau marin relatif, l'étude individuelle de chacune des coupes permet d'estimer l'ordre de grandeur de ces variations. Par exemple, le passage à la coupe de la Chambotte des faciès du Membre de la Chambotte supérieure à ceux de la Formation du Bourget, marque une importante transgression (Cf. chapitre 3.2, Fig. 3.19). La surface microkarstifiée qui indique l'émergence est recouverte directement par des faciès d'offshore, illustrant ainsi une inondation de l'ordre de plusieurs dizaines de m. Le passage progressif à des faciès de plage puis à l'émergence (Fig. 3.19), marque une régression d'une amplitude au moins égale à celle de la transgression.

5.4.1 - Fluctuations de court et de moyen terme

Les variations du niveau marin relatif de moyen terme, très bien marquées dans les sédiments berriaso-valanginiens, montrent une évolution notable de leur amplitude. L'étude détaillée de la Formation de Pierre-Châtel par Strasser et al. (2004) montre des fluctuations de moyen terme n'excédant pas quelques m. Leur amplitude augmente au sein de la Formation de Vions, où de nombreuses émergences sont observées (Hillgärtner, 1999). Toutefois, si l'on considère la morphologie très plate de la plate-forme et l'absence d'indices émergifs sur la marge, l'amplitude des fluctuations ne doit guère excéder la dizaine de m. Le Membre de la Chambotte supérieure montre de faibles variations de la bathymétrie lorsque l'on considère individuellement chacune des coupes (Cf. chapitre 3). La construction des géométries montre que l'amplitude des variations du niveau marin relatif au sein du membre était compa-

nable à celle observée au sein de la Formation de Vions (Fig. 4.10).

Le Valanginien inférieur représente une période de transition entre le type de variations du niveau marin relatif de moyen terme observées au Berriasien supérieur et celles observées au Valanginien supérieur. Contrairement aux observations dans le Berriasien supérieur, les variations du niveau marin relatif au Valanginien inférieur sont plutôt asymétriques. En effet l'ensemble des coupes de la plate-forme et de sa marge dauphinoise montre un ennoïement plus rapide que la régression consécutive (Cf. chapitre 3.2 et 3.3). Les coupes les plus proximales (Le Crozet et Salève) ne montrent d'ailleurs qu'une tendance au comblement après l'ennoïement, sans augmentation de bathymétrie (Figs. 3.9 et 3.13).

Les variations du niveau marin relatif de moyen terme au cours du Valanginien inférieur terminal et du Valanginien supérieur montrent une asymétrie très marquée, quelle que soit l'échelle de temps considérée. L'ensemble des séquences de court, moyen et long terme montre une rétrogradation/inondation très rapide, souvent confondue avec le maximum d'inondation (Fig. 5.4). La régression/progradation s'amorce aussitôt et la majeure partie des séquences de plate-forme et de marge sont formées durant la régression et le bas niveau marin (Fig. 5.4). Ainsi, à l'échelle de chacune des séquences, la majeure partie des sédiments se dépose lors du bas niveau marin, sur les marges (Figs. 4.8 et 4.10). Cette asymétrie est très bien enregistrée sur la marge dauphinoise où deux ruptures de la sédimentation sont enregistrées au sein des séquences des Calcaires Roux inférieurs : la première est une transgression confondue avec le maximum d'inondation, la seconde est une discontinuité de chute (Fig. 5.5). Les marnes d'offshore enregistrent à la fois la transgression et le haut niveau marin. La vitesse de régression s'accroissant, le passage brutal de ces marnes d'offshore/shoreface inférieur (Fig. 2.1) à des calcarénites de shoreface supérieur proximal marque la vitesse maximale de chute du niveau marin relatif. Cette surface représente alors la limite de séquence *sensu* [Vail et al. \(1977\)](#) et [Van Wagoner et al. \(1988 ; Fig. 5.5\)](#).

Les séquences de court terme n'ont été identifiées que localement mais elles montrent la même asymétrie que les séquences de moyen terme (Fig. 5.4). La coupe de la Chambotte montre des changements de faciès très asymétriques à court terme, traduisant des variations du niveau marin également asymétriques (Fig. 5.4). Les transgressions ne sont enregistrées qu'au sein de surfaces, tandis que les sédiments des séquences illustrent la progradation des environnements de dépôt lors de la régression suivante.

5.4.2 - Fluctuations de long terme

Les séquences de long terme ont initialement été définies par les discontinuités de chute du niveau marin relatif les plus importantes. Trois séquences de long terme ont été reconnues dans le Berriasien moyen supérieur (Formations de Pierre-Châtel et de Vions et Membre de la Chambotte inférieure). Elles montrent une tendance asymétrique avec une tendance régressive observable sur la majeure partie de la séquence et matérialisée par une progradation importante (émersion jusqu'à la marge), ponctuée par les fluctuations de moyen terme (Cf. chapitres 3 et 4). Ainsi la dernière séquence de moyen terme des Formations de Pierre-Châtel et de Vions est absente de la plate-forme. Les séquences valanginiennes montrent également cette asymétrie des variations du niveau marin mais de manière plus marquée. Les séquences de moyen et de long terme sont plus asymétriques et montrent une amplitude de fluctuations plus importante (Fig. 4.10). En considérant le Valanginien dans son ensemble, on remarque qu'environ les deux tiers de cet étage sont enregistrés sur la plate-forme par des hiatus de non-dépôt. Le Valanginien basal représente une période de transition entre le système berriasien, pendant lequel les sédiments de plate-forme sont très abondants, et le système de la majeure partie du Valanginien dont la sédimentation se fait préférentiellement sur les marges et dans le bassin. À l'échelle du Membre du Guiers, la seconde séquence de moyen terme (V2, Figs. 4.9 et 4.10) représente un prisme de bas niveau (*lowstand systems tract*) et plus précisément un prisme de bordure de plate-forme (*platform margin wedge*, [Homewood et al., 1992](#)). À l'échelle du Valanginien inférieur, l'absence de sédiments sur la plate-forme proximale lors du dépôt des sédiments du Membre de la Chambotte supérieure montre que ce membre est également un prisme de bordure de plate-forme à long terme (Fig. 5.6). Cette tendance est accentuée au sommet du membre, les sédiments ne se déposant plus que

dans le bassin (Fig. 4.10 et 5.6), marquant ainsi le niveau marin relatif le plus bas du Néocomien.

Le Valanginien supérieur est formé par des séquences déposées essentiellement sur la marge et dans le bassin et dont les rares sédiments de plate-forme se déposent au cours de brèves inondations en base de chacune des séquences (Figs. 5.6). L'ensemble des sédiments de la Formation du Bourget forme un prisme de bordure de plate-forme à très long terme durant environ 2 Ma soit à l'échelle du 3^{ème} ordre (Homewood et al., 1992).

5.4.3 - Le Berriasien supérieur/Valanginien inférieur : période de transition

Le Berriasien est marqué par des variations du niveau marin symétriques et de faible amplitude et par d'importants dépôts de plate-forme (Figs. 4.8, 4.9 et 4.10 et 5.7). Au contraire, la plus grande partie du Valanginien montre des variations nettement asymétriques et d'amplitude largement supérieure (plusieurs dizaines de m), tandis que la sédimentation se fait préférentiellement sur les marges et dans le Bassin Vocontien. Ce passage d'un système à l'autre est très graduel et peut se comparer avec les changements du système climatique à l'échelle globale (Frakes et al., 1992) ou du domaine jurassien (Hillgärtner, 1999 ; Fig. 5.7).

La fin du Tithonien et le Berriasien inférieur à moyen représentent un maximum d'aridité sous un climat chaud (Frakes et al., 1992), illustré notamment par la grande extension des faciès purbeckiens, restreints et de forte affinité continentale (Häfeli, 1965 ; Morter, 1984 ; Deconinck & Strasser, 1988). Ces faciès se retrouvent dans toute l'Europe, dans l'ouest de la France (Gréselle, 2002 ; Colin et al., 2004), le Jura (Pasquier & Strasser, 1997), en Angleterre (Allen & Winbledon, 1991), en Espagne (Anderson, 2004) et en Allemagne (Eltner & Mutterlose, 1996) ainsi qu'en Tunisie (Ben Ismail et al., 1989). Le Berriasien supérieur marque à l'échelle globale le passage à des conditions plus humides et plus froides et de saisonnalité plus marquée (Frakes et al., 1992), illustrant un mode *cool greenhouse* (Francis & Frakes, 1993). Ce changement se poursuit au cours du Valanginien inférieur avec une saisonnalité plus marquée et des températures plus froides, le minimum thermique étant atteint au Valanginien supérieur (Frakes et al., 1994 ; Frakes, 1999). De la même manière, l'augmentation du taux de sédimentation au cours du Valanginien supérieur est d'après la cyclostratigraphie (ce travail) et le signal Sr⁸⁶/Sr⁸⁷ (McArthur et al., 2007 ; Fig. 5.3 ; cf. chapitre 5.2) progressive et illustre le passage graduel entre le Berriasien et le Valanginien supérieur (Fig. 5.7).

L'intervalle du Berriasien terminal/Valanginien inférieur représente donc une période de transition entre un système assez aride au Berriasien moyen/supérieur (Formation de Pierre-Châtel) et humide au Valanginien supérieur (Formation du Bourget). À plus grande échelle, le Berriasien supérieur/Valanginien inférieur illustre une transition de second ordre (Homewood et al., 1992) entre un maximum chaud et aride à la limite Jurassique/Crétacé et un maximum froid et humide au Valanginien supérieur.

5.4.4 – Discontinuités et surfaces remarquables

La qualité médiocre des affleurements de la Formation du Bourget n'a que rarement permis l'observation des surfaces remarquables (Figs. 3.9 ; 3.13 ; 3.16 ; 3.19 ; 3.26 ; 3.31 ; 3.38 ; 3.40 et 3.53). L'observation de discontinuités majeures au sommet des Calcaires Roux supérieurs au Val-de-Fier (Figs. 3.16 et 3.17) et au sommet de la grande lumachelle à Carajuan (Fig. 5.8) permet d'interpréter ces surfaces comme des *hardgrounds* (cf. chapitres 3.2 et 3.5). Ces surfaces remarquables montrent un modelé karstique de plusieurs centimètres de haut (Figs. 3.17 et 5.8). Les nombreuses minéralisations observées dans les sédiments sommitaux des Calcaires Roux suggèrent une forte baisse et probablement un arrêt de la sédimentation précédant et peut-être suivant l'épisode émerusif.

Toutefois, la construction des géométries de dépôt des différentes séquences pour le Valanginien permet de suivre la migration des environnements de dépôts au gré des variations du niveau marin relatif à l'ensemble de la région étudiée (Figs. 4.8, 4.9 et 4.10). Ce modèle permet de mettre en évidence des hiatus comme l'absence d'une séquence sur la plate-forme tandis qu'elle est présente plus distalement sur la marge ou dans le bassin. Par la reconstruction de ces géométries le long de transects plate-forme-bassin, il est ainsi possible de mettre en évidence l'absence d'environ un million d'années à Carajuan au sommet de la grande lumachelle (Fig. 4.10). En suivant la même approche, un hiatus d'environ 500 Ka

est enregistré par la surface du sommet des Calcaires Roux supérieurs au Val-de-Fier (Fig. 4.10).

La reconstruction des géométries des corps sédimentaires encadrant les discontinuités majeures permet ainsi de montrer leur émergence, voire d'en quantifier la durée, alors qu'en étudiant la coupe de manière isolée, aucune caractéristique ne le permettait.

5.5 – DYNAMIQUE DE TRANSFERT : DE LA PLATE-FORME AU BASSIN

5.5.1 – Éléments transportés

Afin de déterminer la nature des éléments transportés, il convient tout d'abord de distinguer les éléments autochtones, parautochtones et allochtones. Les éléments autochtones peuvent être les constructions récifales sur la plate-forme ou les minéraux ayant cristallisé dans le sédiment comme la pyrite (Wilkin et al., 1997). Les éléments parautochtones sont les éléments transportés sur de faibles distances, comme par ex. Dans le bassin, l'ensemble des restes des organismes vivant dans la colonne d'eau comme par exemple les nannofossiles calcaires et les céphalopodes sont considérés comme parautochtones. Une grande partie des grains identifiés dans les sédiments étudiés dans ce travail sont allochtones, la distance de transport pouvant fortement varier.

Les argiles proviennent toutes de l'altération des roches silicatées des massifs cristallins présents autour de la zone de bassin (Fig. 1.1 ; cf. chapitre 5.3). Les argiles vont traverser les domaines de plate-forme où elles sont cependant rares (Cf. chapitre 3), tandis qu'elles sont omniprésentes dans le bassin (Fig. 4.7). La Formation du Bourget représente sur la plate-forme l'intervalle pour lequel la sédimentation silicoclastique est la plus importante (Cf. chapitres 3 et 4). Toutefois, les analyses minéralogiques de la coupe de la Sure Nord pour cet intervalle (en cours, P. Schulte, Erlangen) montrent un taux d'argiles extrêmement faible, tandis que le taux de quartz fluctue entre 5 et 50% (Fig. 4.2). Cet exemple illustre la rareté des argiles en milieu de plate-forme alors qu'elles sont abondantes dans le bassin. Ceci peut s'expliquer par un vannage dans les milieux peu profonds très agités. Les argiles étant des particules très fines, elles sont facilement remobilisées par les courants dont les indices comme les HCS sont nombreux, notamment dans la Formation du Bourget (Fig. 3.25).

La quantification des flux sédimentaires par Reboulet et al. (2003), Mattioli et al. (2005) et Pittet (2006) autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur dans le Bassin Vocontien a permis de mettre en évidence le fait que la majeure partie du carbonate des bancs et interbancs provenait de la plate-forme. Ce carbonate se dépose dans le bassin sous la forme de boue à l'exception de rares intervalles turbiditiques légèrement plus grossiers (Fig. 3.45). Les mécanismes de formation de la boue calcaire sont encore débattus, notamment au niveau des processus abiotiques et/ou biotiques contrôlant la précipitation de la calcite : d'après Schlager (2005), la formation de la boue de *whittings* serait initiée biologiquement par des algues unicellulaires (Yates & Robbins, 1999) puis passerait à un processus abiotique sur les nuclei en suspension (Morse & Mackenzie, 1990). La bioérosion est également une source importante de boue, remobilisant des quantités conséquentes de carbonates, notamment par les cyanobactéries calcifiantes (Flügel, 2004). D'autres observations permettent cependant de suggérer que l'ensemble de la boue carbonatée observée dans le bassin n'a pas été formée uniquement par ces processus. En effet, la variation de la granulométrie depuis les zones les plus proximales jusqu'au bassin montre une décroissance assez linéaire (Figs. 3.13, 3.16, 3.19, 3.23, 3.26, 3.31, 3.36, 3.38, 3.40, 3.45 et 3.53). La majorité des grains carbonatés de la marge sont en effet des clastes, squelettiques ou non, dont la taille diminue à mesure que l'on s'éloigne de leur zone de production. Au-delà d'une certaine distance, les particules carbonatées auront alors une taille ne permettant plus leur reconnaissance (< 10 µm) et pourront être considérées comme de la boue. Il est toutefois impossible de distinguer la boue d'origine clastique des particules boueuses ayant précipité.

La quantification des grains carbonatés dans les différentes coupes de la plate-forme du Jura-Dauphiné et de sa marge dauphinoise met en évidence un tri sélectif des grains préférentiellement transportés. Ce tri est illustré par l'abondance décroissante des différents grains vers le bassin (fig. 2.12). Certains grains comme les clastes d'algues vertes (dasycladacées) ou les ooïdes ne sont que très peu transportés

et leur abondance sur la marge est très faible. Les ooïdes sont des grains sphériques à sphéroïdaux qui se forment par précipitation abiotique sur un nucléus régulièrement roulé (Morse & MacKenzie, 1990). Toutefois leur forme arrondie peut expliquer leur faible transport sur de longues distances (plusieurs km à plusieurs dizaines de km). Seuls des clastes corticaux d'ooïdes ont été identifiés sur la marge, ces clastes étant par leur forme plus facilement transportés. De la même manière, les oncoïdes ont un potentiel de transport assez faible sur de longues distances mais supérieur à celui des ooïdes, les oncoïdes observés ayant des formes plus irrégulières.

D'autres grains ont au contraire un potentiel de transport très élevé comme les fragments d'échinodermes et les foraminifères benthiques. Le nombre élevé de pores chez les premiers et de loges chez les seconds explique que ces grains puissent ainsi être transportés sur de vastes distances (Fig. 2.12). Cependant, ces organismes ne vivant pas uniquement dans la zone proximale de la plate-forme, leur abondance dans les zones distales peut être en partie expliquée par leur transport sur des distances plus faibles. Les péloïdes étant des grains très arrondis, leur grande abondance dans les zones distales semble paradoxale lorsqu'on la compare avec celle des ooïdes. Cependant une grande partie des péloïdes est constituée de grains qui ont été micritisés par l'activité bactérienne (Reid & MacIntyre, 2000 ; Cf. chapitre 2.2). Cette micritisation peut aussi bien se faire sur la plate-forme ou sur la marge, les grains ayant pu acquérir leur forme arrondie peu de temps avant leur sédimentation (Flügel, 2004).

5.5.2 – Mécanismes de transport

Les tailles de grains et éléments transportés varie très fortement, allant de quelques microns pour les argiles et les particules boueuses carbonatées, au décimètre pour les plus gros fragments de coquilles d'huîtres dans la grande lumachelle à Carajuan (Figs. 3.53 et 5.8). Ces tailles très variées suggèrent donc des mécanismes de transport différents. Suivant la taille et l'épaisseur des coquilles, l'hydrodynamisme nécessaire pour casser puis transporter les fragments sera plus ou moins élevé. Les tempêtes semblent ainsi le seul mécanisme susceptible de fragmenter les épaisses coquilles d'huîtres (épaisseur > 1cm) identifiées dans les niveaux lumachelliques de Carajuan. Les houles de tempêtes et de beau temps sont ainsi les principaux mécanismes hydrodynamiques pouvant fragmenter les tests et coquilles. La bioérosion microbienne ou par des organismes lithophages peut également entraîner la formation de clastes. La houle de beau temps et les tempêtes ne vont pas avoir le même potentiel de transport. En effet, la houle étant oscillatoire (Walker & James, 1992), elle va essentiellement favoriser le transport des grains sur de faibles distances en faisant rouler les plus gros et en mettant en suspension les plus fins. Si la houle de tempête a un effet semblable mais amplifié, la composante unidirectionnelle associée aux tempêtes (Cf. chapitre 2.4) va pouvoir transporter de nombreuses particules dans les deux sens, mais essentiellement vers le large. La base d'une séquence de tempête, formée par une accumulation de clastes de taille importante (Fig. 2.9, cf. chapitre 2.4), est l'illustration de ce transport. L'énergie diminuant avec la distance, mais également avec le temps dans le cas des événements de tempête, les particules les plus grossières se déposeront dès que l'hydrodynamisme ne sera plus assez élevé pour les transporter. Les plus fines pourront ainsi être transportées plus loin, le tri s'effectuant ainsi sur un transect proximo-distal. Ce mode de dépôt très diffusif peut ainsi expliquer la grande homogénéité d'épaisseur des sédiments de bassin, d'une coupe à l'autre. Dans les zones proximales et peu profondes, les courants associés à la houle, qu'elle soit de tempête ou de beau temps, sont ainsi les principaux vecteurs de transports des clastes vers le large.

La morphologie de la plate-forme puis de la rampe du Jura-Dauphiné comporte une pente qui représente la zone de transition entre la zone principale de production au sommet et le bassin (Fig. 4.8). Le long de cette pente, les mécanismes gravitaires vont pouvoir être des vecteurs de transports. Les indices attestant d'un transport par gravité sont absents sur la marge tandis que quelques turbidites et slumps indiquent dans le bassin des événements brefs de transports gravitaires (Figs. 3.44 et 3.45).

5.5.3 – Dynamique de plate-forme et de rampe

La reconstruction des géométries des sédiments berriaso-valanginiens de la région péri-vocontienne a montré que la géométrie de la « plate-forme » est passée d'une morphologie de *flat-topped platform* (sensu Handford & Loucks, 1993) à celle d'une rampe avec une accentuation distale de la pente

(*distally-steepened ramp sensu* Read, 1982 ; cf. chapitres 4.5 et 5.1). Ce changement de géométrie entraîne une modification de la dynamique de transport entre les zones peu profondes de productivité calcaire maximale et les zones de bassin. Sur les plates-formes, une vaste zone de lagon est plus ou moins protégée de l'hydrodynamisme du large (houle) par une barrière, que celle-ci soit bioconstruite ou formée de bancs sableux bioclastiques et /ou oolithitiques. Cette protection va ainsi freiner l'export de matériel provenant des zones les plus proximales, qu'il soit carbonaté (faunes de lagon protégé à confiné) ou argileux. Seul le milieu de lagon dit ouvert va sporadiquement enregistrer des épisodes hydrodynamiques plus élevés traduisant une plus grande communication avec le large et par conséquent un export facilité. L'absence d'une telle protection sur un système de rampe explique la répartition plus large des particules identifiées (Fig. 2.12). Cependant la très grande abondance de matériel clastique carbonaté sur la marge en contexte de plate-forme souligne le rôle très important joué par le niveau marin relatif sur la dynamique de production et d'export des carbonates vers le bassin.

5.5.4 – Morphologie et niveau marin relatif

Si la géométrie de la plate-forme joue un rôle essentiel dans la dynamique de transport des éléments carbonatés vers la marge et le bassin, il apparaît dans ce travail que le niveau marin y a également une grande importance. L'existence d'une barrière bioconstruite ou sableuse est un obstacle à l'export de clastes carbonatés, en diminuant les communications entre le milieu de lagon et le milieu ouvert (Cf. paragraphe précédent). Néanmoins, les intervalles les plus carbonatés sur la marge correspondent à des périodes où la plate-forme a une morphologie plate avec, à défaut d'une barrière continue qui n'a pas été observée, l'existence de bancs sableux et de récifs en *patches* (Figs. 4.7 et 4.8). Ces intervalles traduisent donc un export important de carbonates vers la marge et le bassin. Les périodes où l'export de carbonates est maximal ne correspondent cependant pas systématiquement à un intervalle de temps où la plate-forme est plate. En effet, l'observation de nombreux passages plus récessifs et argileux montrent que la teneur en carbonates fluctue à une échelle de temps nettement plus élevée que celle permettant un changement de la morphologie de la plate-forme (Figs. 3.25 et 4.7). Cette observation est d'autant plus évidente dans le bassin où se forment des alternances marno-calcaires quelle que soit la morphologie de la plate-forme (Fig. 4.7). À l'échelle des séquences élémentaires, soit sur un intervalle de temps de l'ordre de 20 Ka, la teneur en carbonates exportés depuis la plate-forme fluctue très fortement dans le bassin (Mattioli et al., 2005 et Pittet, 2006). Ces fluctuations montrent donc que le flux de carbonates exportés depuis la plate-forme vers le bassin varie fortement à une échelle de temps nettement inférieure au temps nécessaire pour que la morphologie de la plate-forme change (au minimum plusieurs dizaines de milliers d'années, Figs 4.8 et 4.10). La durée de ces cycles élémentaires correspondant à celui du cycle orbital de la précession des équinoxes (Cf. chapitre 4.5), il semblerait donc que la variation de cette dernière ait une influence sur l'export des carbonates.

Droxler & Schlager (1985) ont observé un taux de sédimentation 4 à 6 fois plus élevé et 6 à 14 fois plus de turbidites lors des périodes interglaciaires, dans le bassin de la *Tongue of the Ocean* (Toto, Bahamas). Ils ont montré que les plates-formes sans composante silicoclastique exportaient donc nettement plus de sédiments lors de hauts niveaux marins. Ce modèle d'export de haut niveau ou *highstand-shedding* (Schlager et al., 1994) montre qu'en contexte de haut niveau, la plate-forme étant inondée produit beaucoup plus de matériel carbonaté et en exporte donc d'autant plus vers la marge et le bassin.

De la même manière, des fluctuations du niveau marin relatif de très faible amplitude (quelques mètres au maximum) et de haute fréquence (20 Ka) inonderaient de vastes superficies de la plate-forme, le sommet de celle-ci étant très plat (Fig. 4.8). Par conséquent, la production de sédiment carbonaté sur cette vaste zone de très faible bathymétrie serait très importante (Droxler & Schlager, 1985 ; Schlager et al., 1994). Toutefois, cette très faible profondeur représente un volume disponible très faible. En contexte de haut niveau marin la production carbonatée sera ainsi très importante et l'export vers la marge et le bassin sera d'autant plus important. Au contraire, en contexte de bas niveau marin relatif, une vaste superficie de la plate-forme sera émergée, réduisant drastiquement la productivité carbonatée de cette zone et par conséquent l'export de sédiment vers le bassin (Pittet & Strasser, 1998 ; Pittet et al., 2000). À cette échelle de temps, le flux d'argiles vers le bassin ne varie que très peu (Mattioli et al., 2005 ; Pittet, 2006). Les argiles deviennent donc prépondérantes et forment un interbanc marneux plus ou moins argileux (Pittet, 2006 ; Fig. 5.9). En étudiant le Cénozoïque récent de l'Atlantique Nord,

Foster & Vance (2006) ont également observé que si le taux d'altération des silicates peut varier de manière importante sur des intervalles de temps de l'ordre du million d'années, ces variations sont infimes à des échelles de temps plus courtes, par exemple, à l'échelle glaciaire-interglaciaire (100 Ka environ). Ces observations sont compatibles avec un flux d'argiles quasi constant à l'échelle des alternances marno-calcaires représentant 20 Ka dans le Valanginien du Bassin Vocontien (Mattioli et al., 2005 ; Pittet, 2006).

Cette dynamique est différente en contexte de rampe et plus particulièrement de la rampe de la Formation du Bourget au Valanginien terminal et du Valanginien supérieur. En effet, à cette période, non seulement la morphologie de la « plate-forme » change, mais aussi le type de producteurs carbonatés qui sont uniquement hétérotrophes et d'affinité mésotrophe à eutrophe (Cf. chapitre 5.1). Cette période correspond à une crise de productivité carbonatée de plate-forme qui se traduit dans le bassin par un taux moyen de carbonates dans le sédiment inférieur à celui du Valanginien inférieur (Giraud, 1995 ; Fig. 3.44). L'usine à carbonate (*sensu* James, 1979) n'est donc plus sur le vaste sommet plat de la plate-forme, comme observé auparavant, mais une zone migrant sur la pente de la rampe (Figs. 5.6 et 5.9). La production carbonatée étant généralement faible durant cette période, l'export de sédiments carbonatés vers les zones distales est nettement moins important. Les variations du niveau marin relatif vont donc entraîner la migration de cette usine à carbonates mais pas, à priori, une variation de la productivité sur l'échelle des 20 Ka, comme observé en contexte de plate-forme au Berriasien et au Valanginien inférieur. Ainsi en contexte de haut niveau, l'usine à carbonates migre vers le continent, vers les zones les plus proximales ; la distance entre la zone de production majeure et le bassin étant maximale, un minimum carbonaté sera enregistré dans le bassin sous la forme d'un interbanc argileux (Fig. 5.9 ; Pittet, 2006). Lors des bas niveaux marins, l'usine à carbonates va migrer sur la rampe plus externe, diminuant ainsi la distance la séparant du bassin et augmentant par conséquent le volume de sédiments carbonatés déposés dans le bassin. Un maximum carbonaté, voire un banc, est alors enregistré dans le bassin (Fig. 5.9 ; Pittet, 2006).

L'enregistrement des alternances marno-calcaires dans le bassin, à priori constant au cours du temps, a donc une signification radicalement différente suivant le type de producteurs et de géométrie de la plate-forme. Un banc carbonaté traduira un haut niveau et un maximum d'export (*highstand-shedding*) en contexte de plate-forme plate oligotrophe, tandis qu'il indiquera au contraire un bas niveau en contexte de rampe de plus faible productivité (Fig. 5.9 ; Pittet, 2006). L'interprétation des alternances mudstones-marnes des bassins hémipélagiques en termes de fluctuations de niveau marin apparaît donc hasardeuse sans contrôle des processus sur la marge et/ou la plate-forme adjacente.

6 • L'ÉVÉNEMENT VALANGINIEN : UNE CRISE GLOBALE



Le Valanginien de la région péri-vocontienne montre une crise majeure des plates-formes carbonatées en plusieurs étapes, la dégradation s'amorçant dès le Berriasien supérieur. Cette crise se manifeste par une baisse importante de la production carbonatée et une forte augmentation des niveaux trophiques liés à un détritisme terrigène plus important au cours du Valanginien inférieur et surtout autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur. Ces changements semblent liés à un changement climatique majeur accompagné d'une augmentation croissante de l'humidité au cours du Valanginien et un refroidissement majeur autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur (Cf. chapitre 5). Ils ont lieu en contexte de variations du niveau marin relatif d'amplitude de plusieurs dizaines de m. Alors qu'un événement d'extension globale au Valanginien a déjà été mis en évidence par la reconnaissance d'une excursion positive du signal du $\delta^{13}\text{C}$ (Weissert Event ; Erba et al., 2004), les données sédimentologiques et paléontologiques d'autres régions suggèrent que la plupart des changements observés dans la région péri-vocontienne sont corrélables à l'échelle du globe.

6.1 – CHANGEMENTS PALÉOENVIRONNEMENTAUX AU VALANGINIEN

6.1.1 - Baisse de la biodiversité

Alors que plusieurs épisodes de renouvellement des ammonites du Bassin Vocontien sont enregistrés du Valanginien inférieur terminal à l'Hauterivien basal (Reboulet & Atrops, 1992 ; Reboulet, 1996), des modifications sont également observées dans d'autres provinces fauniques. La diversité des ammonites de la Plate-forme Centrale Russe diminue fortement durant le Valanginien supérieur en relation avec une bathymétrie trop faible (Baraboshkin, 1999, 2002). Une diminution semblable de la diversité des ammonites et des brachiopodes a été observée dans les dépôts pélagiques de l'ouest des Carpates (Vasíček, 1996 ; Krobicki, 1996) bien qu'aucun indice de variation du niveau marin n'y soit est évoqué. Toutefois, cette chute de la biodiversité s'accompagne dans ce massif d'un changement sédimentologique illustré par le passage de calcaires fins à crinoïdes à des mudstones condensés riches en nodules phosphatés et en croûtes ferrugineuses et glauconieuses (Krobicki & Wierzbowski, 1996). Ces témoignages de condensation, à la base des mudstones datés approximativement du début du Valanginien supérieur, indiquent semble-t-il une transgression à cette époque, avant la mise en place d'une sédimentation plus silicoclastique durant le Valanginien supérieur (Krobicki & Wierzbowski, 1996).

6.1.2 - Augmentation des niveaux trophiques

Des niveaux condensés ont été reconnus dans le domaine helvétique par Funk et al. (1993) et Föllmi et al. (1994) dans les sédiments datés du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien basal. Le passage de calcaires de plate-forme à ces bancs condensés, plus silicoclastiques, riches en glauconie et en phosphate marque un changement majeur de la sédimentation (Föllmi et al., 1994). Il s'inscrit dans une tendance de plus long terme de variations des flux détritiques et des niveaux trophiques (Föllmi et al., 2006). En effet, le Valanginien inférieur, qui enregistre deux régressions importantes, est formé par des calcaires dont les organismes sont hétérotrophes (crinoïdes, bryozoaires, bivalves notamment) et dont les récifs coralliens et les ooides sont absents (Funk et al., 1993 ; Föllmi et al., 1994 ; Föllmi et al., 2006). Le Valanginien helvétique enregistre ainsi une crise en deux phases principales : la première durant

le Valanginien inférieur est marquée par une augmentation des niveaux trophiques et des apports terrigènes plus importants (Föllmi et al., 1994). La seconde est marquée par une chute importante de la production carbonatée de plate-forme due à une nouvelle augmentation importante des apports détritiques terrigènes et une eutrophisation du milieu au Valanginien supérieur, entraînant la destruction de la plate-forme (*platform drowning*; Föllmi et al., 1994; Föllmi et al., 2006). Cette destruction aurait été favorisée par la chute du niveau marin observée au Valanginien supérieur par Funk et al. (1993), entraînant l'émergence des zones les plus proximales. Lors des périodes de transgression (limites Valanginien inférieur/supérieur et Valanginien/Hauterivien), la formation des niveaux phosphatés et glauconieux pourrait avoir été favorisée par l'augmentation du détritisme, le taux très important de phosphates étant lié à l'altération des silicates (Föllmi, 1995).

Une telle augmentation du détritisme et des niveaux trophiques a également été observée plus au sud, en Italie par van de Schootbrugge et al. (2003). Ces auteurs montrent que dans un contexte de climat plus humide et chaud (*greenhouse*), l'intensification de l'altération des silicates aurait favorisé la formation de carbonates à assemblages mésotrophes au Valanginien supérieur et à l'Hauterivien inférieur. Ces niveaux sont très enrichis en phosphates et en glauconie, particulièrement autour de la limite Valanginien/Hauterivien (Föllmi, 1995; van de Schootbrugge et al., 2003). Ces enrichissements auraient été favorisés par des remontées par upwelling d'eaux froides ayant pu entraîner une phase d'érosion et de condensation sur la plate-forme (Föllmi & Delamette, 1991; van de Schootbrugge et al., 2003; Föllmi et al., 2006). Toutefois, la mise en évidence d'un refroidissement dans le bassin téthysien par Pucéat et al. (2003) et McArthur et al. (2007) pourrait expliquer les eaux plus froides suggérées par Föllmi et al. (1994) et qui auraient favorisé la formation des niveaux phosphatés et glauconieux. L'augmentation du ruissellement continental à la fin du Valanginien inférieur est observable également dans le bassin lombard (Bersezio, 1993). L'augmentation du flux détritique, indiquée par des sédiments plus riches en éléments silicoclastiques, ainsi que la grande abondance de fragments de végétaux, illustrent une augmentation du flux en nutriments stimulant la productivité primaire dans le bassin durant une partie du Valanginien inférieur et le Valanginien supérieur (Bersezio et al., 2002; Erba & Tremolada, 2004). Cette tendance mésotrophe est enregistrée notamment par l'augmentation de l'abondance de *Diazomatholithus lehmani*, espèce de nannofossile calcaire (Bersezio et al., 2002) qui a en outre été également identifiée dans des sédiments du Pacifique ouest également du Valanginien supérieur (Erba et al., 2004). La hausse des niveaux trophiques est enregistrée par une phase de faible diversité et d'abondance des nannofossiles calcaires (Channell et al., 1993; Erba & Tremolada, 2004). Le changement de lithologie reconnu dans le bassin lombard a également été observé dans le sud de l'Italie (Bosellini & Morsilli, 1997; Graziano, 1999). Ces auteurs décrivent une phase de *drowning* de la plate-forme carbonatée du Berriasien-Valanginien inférieur. Cette plate-forme émerge durant une partie du Valanginien inférieur et supérieur avant d'être de nouveau inondée (Bosellini & Morsilli, 1997; Graziano, 1999). Une sédimentation très argileuse illustre l'augmentation générale du détritisme terrigène reconnue au Valanginien supérieur.

6.1.3 - Baisse du niveau marin et progradation des systèmes fluviaux

Les changements de la lithologie des sédiments de bassin de l'Atlas atlantique au Maroc montrent de grandes similitudes avec ceux reconnus en Europe. Comme dans le Bassin Vocontien, les niveaux du Valanginien basal sont des alternances marno-calcaires qui deviennent plus marneuses au milieu du Valanginien inférieur et brutalement plus argileuses au Valanginien inférieur terminal (Ettachfini, 1991; Ettachfini & Company, 1998; Wippich, 2001, 2003). Au milieu du Valanginien supérieur, très argileux, un passage plus carbonaté (zone à *Trinodosum*, Ettachfini, 1991) représente probablement l'équivalent du faisceau médian du Bassin Vocontien (Fig. 3.45; cf. chapitre 3). Les excellentes corrélations des niveaux de l'Atlas Atlantique (Ettachfini, 1991; Ettachfini & Company, 1998; Wippich, 2001, 2003) et du Bassin Vocontien suggèrent des conditions de dépôt et une évolution paléoenvironnementale similaires. Dans l'Atlas tunisien, la limite Valanginien inférieur/supérieur est très bien marquée dans la lithologie par le passage d'alternances marno-calcaires hémipélagiques à des séries flyshoïdes très riches en éléments silicoclastiques, en quartz et en quartzites (Salaj, 1990). Ces dépôts souvent turbiditiques traduisent une avancée importante des systèmes fluvio-deltaïques, en contexte de bas niveau marin (Saadi et al., 1994a, Saadi et al., 1994b, Saadi et al., 1996).

À la même période, plusieurs épisodes de progradation de systèmes fluvio-deltaïques viennent recouvrir les sédiments carbonatés de plate-forme distale du Valanginien inférieur dans les Balkans centrales (Bulgarie ; [Minkovska et al., 2002](#)). Ces sédiments du Valanginien supérieur sont des silicoclastiques (grés et conglomérats) dans lesquels les carbonates sont absents. Ces dépôts entaillent parfois le substrat ([Nikolov et al., 1998](#) ; [Nikolov & Ruskova, 1999](#) ; [Minkovska et al., 2002](#)), traduisant une régression forcée. Ils peuvent se présenter aussi sous forme de dépôts gravitaires comme dans le sud de la Bulgarie ([Nikolov et al., 1998](#)) ou en Autriche au pied du Massif de Bohême ([Lukeneder, 2005](#)). Ces dépôts gravitaires suggèrent une période de déstabilisation des marges en contexte de chutes du niveau marin durant le Valanginien supérieur ([Lukeneder, 2005](#) ; [Fig. 6.1](#)). Plus largement dans la région balkanique, la majorité des plates-formes carbonatées deviennent de plus en plus soumises aux apports silicoclastiques ([Minkovska et al., 2002](#)).

Une chute importante du niveau marin a été mise en évidence sur les plates-formes carbonatées du domaine Prébétique ([Vilas et al., 2003](#) ; [Fig. 6.1](#)) et est soulignée par le passage à des faciès nettement plus silicoclastiques à la limite Valanginien inférieur/supérieur. Ces sédiments se déposent en contexte de bas niveau marin et la transgression suivante n'est enregistrée qu'à l'Hauterivien inférieur, illustrant ainsi un bas niveau de long terme (environ 2 Ma d'après les durées calculées par cyclostratigraphie dans le Bassin Vocontien, [Fig. 4.10](#)). En Allemagne, dans le bassin de Basse Saxe, deux bas niveaux marins sont enregistrés par l'avancée maximale des faciès proximaux sableux ([Mutterlose & Bornemann, 2000](#)) au Valanginien inférieur et supérieur respectivement. Deux transgressions les recourent au Valanginien basal puis à la limite Valanginien inférieur/supérieur ([Mutterlose & Bornemann, 2000](#)) évoquant des variations du niveau marin relatif identiques à celles reconstituées sur la plate-forme du Jura-Dauphiné ([Cf. chapitre 4, Fig. 4.10](#)). Une forte progradation est enregistrée par la plate-forme carbonatée du sud du bassin de Neuquen (Argentine) au Berriasien supérieur ([Schwarz et al., 2006](#) ; [Fig. 6.1](#)). Après un épisode transgressif à la limite Berriasien/Valanginien, cette progradation devient nettement plus importante durant le Valanginien inférieur, traduisant une chute du niveau marin et des faciès fluvio-deltaïques se déposent sur les sédiments précédents ([Spalletti et al., 2001](#) ; [Schwarz et al., 2006](#)). Les domaines plus proximaux au sud du bassin sont émergés pendant la seconde moitié du Valanginien inférieur et une grande partie du Valanginien supérieur ([Schwarz et al., 2006](#)). [Da Rosa et al. \(2000\)](#) ont observé également la progradation de systèmes fluvio-deltaïques au Valanginien supérieur dans différentes régions du vaste bassin afro-brésilien. Sur la péninsule de Byers, en Antarctique, [Duane \(1996\)](#) puis [Hathway & Lomas \(1998\)](#) ont décrit le passage de faciès marins de bassin de faible profondeur au Berriasien à des sédiments principalement deltaïques au Valanginien inférieur ([Fig. 6.1](#)). De la limite Valanginien inférieur/supérieur jusqu'à l'Aptien, une sédimentation non-marine volcanoclastique ou un hiatus sont enregistrés. Ce hiatus de très long terme (environ 12 Ma) est relié à des *uplifts* de tectonique d'arc locale ([Hathway & Lomas, 1998](#)) qui débute néanmoins à une limite qui correspond globalement à un hiatus majeur.

6.1.4 - Hiatus majeur au Valanginien supérieur

Si de nombreuses régions enregistrent un changement de sédimentation souvent associé à un contexte de bas niveau marin ([Fig. 6.1](#)), d'autres régions émergées n'enregistrent pas de dépôts du Valanginien supérieur ([Fig. 6.2](#)). Les hiatus correspondants sont observés dans différentes localités du domaine téthysien, comme dans l'ouest de la plate-forme mohésienne en Bulgarie, ([Nikolov et al., 1998](#) ; [Nikolov et al., 2001](#) ; [Minkovska et al., 2002](#)), sur la marge du bassin d'Organyà dans les Pyrénées espagnoles ([Bernaus et al., 2002](#)), dans le Bassin Lusitanien ([Proença Cunha & Pena dos Reis, 1995](#)) ou encore dans le nord du Caucase ([Baraboshkin et al., 2003](#) ; [Fig. 6.2](#)).

Dans le domaine boréal, le Valanginien inférieur est marqué par un climat plus humide ([Hallam et al., 1991](#) ; [Price et al., 2000](#)) tandis que le Valanginien supérieur est absent ([Ruffell, 1991](#)). La durée du hiatus estimée par [McArthur et al. \(2004\)](#) est d'environ 2 Ma, ce qui correspond à la durée du Valanginien supérieur déterminée par cyclostratigraphie dans le Bassin Vocontien ([cf. chapitre 4.5, Fig. 4.10](#)). Le Valanginien supérieur et l'Hauterivien basal sont également absents en Mer du Nord ([Rawson & Riley, 1982](#)) et en domaine arctique (Norvège ; [Mutterlose & Kessels, 2000](#)). Sur la plate-forme de Russie centrale, le Valanginien inférieur est représenté par un bas niveau marin tandis que le Valanginien supérieur est manquant ([Sahagian & Jones, 1993](#) ; [Sahagian et al., 1996](#)). A l'est, dans le bassin

de la Volga, un hiatus représente également le Valanginien supérieur (Gröcke et al., 2003), indiquant là aussi un bas niveau marin de long terme confirmé par la reconstruction des variations du niveau marin en Sibérie par Zakharov & Judovnyi (1974) et Sahagian et al. (1996). La fin du Valanginien inférieur et l'ensemble du Valanginien supérieur sont contenus dans un hiatus en domaine atlantique dans le nord-est du Golfe du Mexique (Mancini & Puckett, 2002), tandis qu'un hiatus correspond au Valanginien supérieur au nord du Chili (Marschik & Fontboté, 2001). Les milieux plus distaux y enregistrent une importante progradation, confirmant le bas niveau marin ayant entraîné l'émersion de la plate-forme. La transgression suivante a lieu autour de la limite Valanginien/Hauterivien (Marschik & Fontboté, 2001). Dans le domaine pacifique (Wrangellia terrane, Colombie Britannique, Canada), une brusque régression marque la limite Valanginien inférieur/supérieur aussi bien dans les îles de la Reine Charlotte que sur l'île de Vancouver (Haggart, 1996). Le Valanginien supérieur y est caractérisé par un hiatus, avant la transgression amorcée à la fin du Valanginien supérieur (Haggart, 1996 ; Fig. 6.2).

6.1.5 - Communications entre domaines boréal et téthysien

L'enregistrement d'une forte progradation ou d'un hiatus au Valanginien inférieur terminal et le Valanginien supérieur dans de nombreuses régions du globe (cf. paragraphe précédent) suggèrent une période de bas niveau marin à l'échelle globale. Toutefois, l'existence d'échanges fauniques au Valanginien supérieur dans le nord de l'Europe ont conduit certains auteurs à considérer cet étage comme une période de haut niveau (Mutterlose & Wippich, 1997 ; Melinte & Mutterlose, 2001 ; Mutterlose & Bornemann, 2002 ; Mutterlose et al., 2003). Alors que le Berriasien du nord de l'Allemagne est représenté par des faciès continentaux (Mutterlose, 1992 ; Elstner & Mutterlose, 1996), les faciès marins argileux du Valanginien basal marquent une transgression majeure (Mutterlose & Bornemann, 2000, 2002). De plus, les faunes téthysiennes d'ammonites, de gastéropodes et de nannofossiles calcaires en Allemagne et en Pologne à la base du Valanginien supérieur et à l'Hauterivien basal suggèrent l'existence de transgressions favorisant les communications vers le nord (Kemper et al., 1981, Mutterlose, 1992, 1996 ; Kutek & Marcinowski, 1996 ; Kaim, 2001 ; Mutterlose & Bornemann, 2002). Aux mêmes intervalles de temps, des faunes d'ammonites et de nannofossiles calcaires d'affinité boréale sont enregistrées dans les sédiments téthysiens de Tchèque et de Roumanie (Avram et al., 1998 ; Melinte & Mutterlose, 2001 ; Melinte, 2002 ; Vasíček & Michalík, 2002). Ces échanges se seraient effectués à travers les Carpates (*Carpathian seaway*, Mutterlose, 1992) et la Pologne (Hoedemacker & Hengreen, 2003). Ce passage serait resté ouvert durant tout le Valanginien et l'Hauterivien (Mutterlose & Wippich, 1997). Toutefois, ces incursions sont localisées à des intervalles stratigraphiques courts entre lesquelles aucun échange n'est enregistré (Mutterlose & Wippich, 1997 ; Melinte & Mutterlose, 2001 ; Melinte, 2002). En tenant compte du bas niveau marin observé dans les régions environnantes (cf. précédemment), on pourrait considérer le Valanginien (et plus particulièrement le Valanginien supérieur) comme une période de bas niveau majeur. À l'occasion de courtes pulsations transgressives (Valanginien basal, base du Valanginien supérieur, limite Valanginien/Hauterivien), la communication entre les domaines boréal et téthysien aurait alors permis les échanges fauniques observés. De plus, la position stratigraphique de ces trois principaux événements correspond dans le domaine péri-vocontien aux trois principales transgressions reconnues, respectivement à la base du Membre du Guiers et des Formations du Bourget et des Marnes d'Hauterive (Figs. 4.10 et 4.11, cf. chapitres 4 et 5). Ces corrélations suggèrent que les variations du niveau marin relatives interprétées dans le sud-est de la France et en Suisse seraient d'extension globale, affectant à la fois le domaine téthysien et le domaine boréal.

6.1.6 – Événement de refroidissement global

Si les transgressions du Valanginien expliquent les échanges fauniques observés entre domaines téthysien et boréal, un contrôle des faunes et de leur environnement par le climat, et plus particulièrement les paléotempératures, doit être aussi considéré. La reconstruction de l'évolution des paléotempératures du Valanginien du Bassin Vocontien, basée sur le signal du $\delta^{18}\text{O}$ du phosphate des dents de poissons, montre un refroidissement d'environ 7°C entre le Valanginien inférieur et la base du Valanginien supérieur (Pucéat et al., 2003). Ce refroidissement a également été mis en évidence par l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ et du rapport Mg/Ca de rostrés de bélemnites du Bassin Vocontien et du sud-est de l'Espagne (McArthur et al., 2007). Ces études montrent deux premiers refroidissements avant et après la limite Berriasien-Valanginien. Le premier refroidissement peut se corrélérer à la chute majeure du niveau marin

enregistrée à la limite entre les membres de la Chambotte inférieure et du Guiers sur la plate-forme du Jura-Dauphiné (Figs. 4.5, 4.7 et 4.10). Le second refroidissement, enregistré au début du Valanginien inférieur, correspondrait à une nouvelle chute du niveau marin relatif, enregistrée par la progradation du Membre du Guiers (Figs. 4.5, 4.7 et 4.10). Une tendance au refroidissement à plus long terme est ensuite enregistrée au cours du Valanginien inférieur, refroidissement devenant nettement plus important au début du Valanginien supérieur (Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007). Cette baisse prononcée des températures à la base du Valanginien supérieur correspond à une phase importante de migrations de faunes d'ammonites boréales (Kemper, 1987 ; Rawson, 1994 ; Reboulet & Atrops, 1995 ; Reboulet, 1996 ; Vasíček & Michalík, 2002) et de nannofossiles calcaires (Avram et al., 1998 ; Melinte & Mutterlose, 2001) dans le domaine téthysien. Cette période correspond sur les plates-formes (Jura et Provence) à une chute de la diversité des bryozoaires, mise en relation à une phase de refroidissement importante au Valanginien inférieur terminal et au Valanginien supérieur (Walter, 1989, 1991 ; cf. chapitre 5.1). Dans le Bassin Vocontien, le maximum de refroidissement du milieu du Valanginien supérieur est enregistré au niveau du « faisceau médian » (Fig. 3.45 ; Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007) et correspond à la progradation maximale des plates-formes du Jura et de Provence (sommets des Calcaires Roux inférieurs, Figs. 4.7 et 4.10). Juste au-dessus de cet intervalle et avant l'émersion majeure de la marge de la plate-forme provençale à Carajuan (Figs. 1.1, 3.48, 4.7 et 4.10), un bref épisode transgressif permet la migration de nouvelles ammonites boréales dans le Bassin Vocontien (*Dichotomites*, Thieuloy et al., 1990 ; Atrops & Reboulet, 1995 ; Reboulet, 1996), indiquant toujours une période froide. Ce refroidissement majeur enregistré au cours du Valanginien dans le domaine téthysien se corrèle avec une phase de refroidissement à long terme mise en évidence dans le nord de l'Allemagne par Podlaha et al. (1998). En se basant sur le signal du $\delta^{18}\text{O}$ des rostrés de bélemnites, ces auteurs ont interprété un refroidissement d'environ 11°C depuis le Berriasien supérieur jusqu'à l'Hauterivien inférieur. De plus, cette chute de température semble marquée par des phases de refroidissement plus rapides autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur, puis vers le milieu du Valanginien supérieur (Podlaha et al., 1998), comme observé dans le domaine téthysien (Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007). En Sibérie occidentale, Price & Mutterlose (2004) ont également mis en évidence une phase de refroidissement autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur par l'étude du signal du $\delta^{18}\text{O}$ de bélemnites. Ce refroidissement serait compatible avec des températures polaires inférieures à 0°C et intervient en contexte de bas niveau marin dans cette zone (Price & Mutterlose, 2004).

6.1.7 – Le Valanginien en hautes latitudes

Le Mésozoïque a pendant longtemps été considéré comme une période uniformément chaude (Frakes, 1979 ; Barron et al., 1981 ; Barron, 1983 ; Hallam, 1985) dépourvue de glaciation (*ice-free world* ; Eyles & Eyles, 1992). Le Crétacé représenterait la période la plus chaude du Mésozoïque (Hallam, 1985). Les indices d'épisodes froids au cours du Crétacé se sont pourtant multipliés durant ces dernières décennies suggérant que le climat de cette période ne peut être considéré comme stable à long terme (Kemper, 1987 ; Frakes & Francis, 1988 ; Frakes et al., 1992 ; Price, 1999 ; Fig. 6.3). Parmi ces épisodes de climat plus froid et latitudinalement contrasté, celui du Valanginien apparaît comme un des plus importants (Frakes & Francis, 1988 ; Price, 1999 ; Pucéat et al., 2003). Cette période est marquée par un refroidissement majeur (Podlaha et al., 1998 ; Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007) et par de nombreux indices du développement de calottes glaciaires en haute latitude (Frakes & Francis, 1988 ; Price, 1999 ; Alley & Frakes, 2003 ; Fig. 6.3), plus particulièrement observables dans le sud de l'Australie. Frakes & Francis (1988) décrivent des *dropstones* dans le bassin d'Eromanga. Ces blocs de roches silicatées atteignant jusqu'à 3 m de diamètre ont déformé la lamination fine des argiles du bassin, suggérant ainsi leur transport par radeaux de glace (*ice-rafting* ; Emery, 1955 ; Frakes & Francis, 1988 ; Frakes et al., 1995). Dans ce bassin, une grande abondance de glendonites (Kemper & Schmitz, 1975 ; Kemper, 1987) et d'ikaite (Shearman & Smith, 1985 ; Kemper, 1987) suggèrent un milieu glaciaire, ces deux minéraux cristallisant dans des eaux froides proches de 0°C (De Lurio & Frakes, 1999 ; Price, 1999). Frakes & Francis (1988), Frakes et al. (1995) et De Lurio & Frakes (1999) décrivent en outre des faciès fluvio-glaciaires de solifluxion et des grains de quartz, dont les stries sont caractéristiques d'un régime glaciaire. Alley & Frakes (2003) décrivent en bordure du bassin d'Eromanga un niveau de diamictite (mélange de particules silicoclastiques dont la taille varie de l'argile au bloc), montrant des stries glaciaires. Ce niveau se situe dans une succession plurimétrique de tillites corrélables sur plusieurs dizaines de km (dépôts compactés fluvio-glaciaires) et reposant sur une surface striée (David, 1950 ; Alley &

Frakes, 2003).

Des glendonites ont également été identifiées dans le Valanginien du Canada arctique (Embry, 1984). Au Spitsberg (Svalbard), la découverte de glendonites (Dalland, 1977) suggère des températures froides voire saisonnièrement glaciaires (Frakes & Francis, 1988). Les paléotempératures calculées à partir du $\delta^{18}\text{O}$ des bélemnites des sédiments marins de la même région suggèrent également des températures froides compatibles avec un régime glaciaire, plus particulièrement pour le milieu du Valanginien (Ditchfield, 1997). L'étude des assemblages du nannoplancton calcaire dans les sédiments de l'océan arctique (Mutterlose & Kessels, 2000 ; Mutterlose et al., 2003) suggèrent également un refroidissement compatible avec le développement de glaces dans la région.

L'observation de grains exotiques de grande taille de type *dropstones* dans des sédiments argileux d'offshore en Alaska (Molenaar, 1983), en Nouvelle-Zélande (Waterhouse & Flood, 1981) et en Chine, suggère le développement de calottes glaciaire en hautes latitudes (Frakes & Francis, 1988).

6.2 – L'ÉVÉNEMENT VALANGINIEN : SYNTHÈSE

6.2.1 – Niveau marin et climat global

La mise en évidence d'importantes fluctuations du niveau marin dans la région péri-vocontienne au Valanginien, et plus particulièrement du Valanginien inférieur terminal à l'Hauterivien basal (Fig. 4.10), se corrèle avec les variations majeures du niveau marin d'autres régions, aussi bien téthysiennes, boréales que pacifiques. À long terme, une baisse progressive du niveau marin global est enregistrée dans la seconde moitié du Valanginien inférieur. Le Valanginien supérieur représente un bas niveau marin de grande échelle durant environ 2 Ma (ce travail ; McArthur et al., 2004) caractérisé par un hiatus ou par une progradation importante dans de nombreuses régions du globe. Durant cette chute et ce bas niveau marin, des fluctuations du niveau marin de moyen terme sont enregistrées. D'une durée d'environ 400 Ka, ces variations d'amplitude importante (plusieurs dizaines de m) montrent une forte asymétrie, entre une transgression rapide et une régression plus lente. Les corps sédimentaires déposés ont ainsi une géométrie essentiellement progradante, les phases de régression de moyen terme se superposant à la régression de long terme enregistrée au Valanginien.

Ces variations du niveau marin étant semble-t-il synchrones, elles suggèrent un contrôle eustatique, c'est-à-dire à l'échelle globale. L'amplitude importante et la forte asymétrie des variations du niveau marin de 400 Ka suggèrent un contrôle de ce dernier par les variations cycliques de volume de glaces stockées en hautes latitudes. Une succession de débâcles rapides, enregistrées par des transgressions de courte durée, et de phases plus lentes de croissance de calottes glaciaires, enregistrées par des phases plus longues de régression, expliquerait l'asymétrie des variations de moyen terme observée dans la région péri-vocontienne. Le développement de calottes de glaces est appuyé par différentes indices (*dropstones*, diamicrites, stries glaciaires ; Alley & Frakes, 2003) et est cohérent avec une phase de refroidissement de long terme au Valanginien et plus particulièrement au Valanginien supérieur (McArthur et al., 2007). L'étude de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ et de la teneur en strontium du Berriasien-Valanginien d'Antarctique a permis à Stoll & Schrag (1996) d'interpréter des fluctuations du niveau marin de plus de 50 m. Ces variations sont cycliques et auraient une fréquence comprise entre 200 et 500 Ka (Stoll & Schrag, 1996) compatible avec la durée de 400 Ka, proposée dans ce travail.

L'enregistrement d'une sédimentation plus argileuse et d'une régression de long terme durant le Valanginien inférieur suggère une mise en place progressive de calottes glaciaires dès le début du Valanginien. Le contexte de bas niveau global durant le Valanginien supérieur indique un développement plus important de ces calottes, après une phase brève et importante de fonte, enregistrée par une transgression dans l'ensemble de l'Europe. L'enregistrement d'une nouvelle transgression au Valanginien terminal/Hauterivien basal indique une nouvelle phase de débâcle. Celle-ci est rapide et importante et submerge les plates-formes du Jura et de Provence, qui enregistrent une sédimentation essentiellement marneuse, illustrant une phase de *drowning* de ces plates-formes. Toutefois, l'enregistrement de températures aussi basses dans l'Hauterivien inférieur que durant le Valanginien supérieur (Podlaha et

al., 1998 ; McArthur et al., 2007) semble indiquer que le retour à un monde sans glaces, plus chaud, ne se fait que plus tard, durant l'Hauterivien moyen/supérieur (McArthur et al., 2007).

6.2.2 – Détritisme, climat et productivité

L'installation progressive de calottes de glaces en haute latitudes au début du Valanginien inférieur puis l'intensification des glaciations au Valanginien supérieur se corrèle avec des changements de la sédimentation dans l'ensemble des bassins sédimentaires. Dès le Valanginien basal, une augmentation du flux détritique terrigène dans le Bassin Vocontien (Fig. 5.3) traduit une augmentation progressive de l'humidité du climat et de l'altération des massifs émergés alentour. Cette augmentation du détritisme s'accélère nettement au Valanginien inférieur terminal conjointement à une chute majeure du niveau marin. La sédimentation essentiellement silicoclastique de l'ensemble des marges et des bassins sédimentaires traduit un changement à l'échelle globale, en contexte de bas niveau marin. La crise de la production carbonatée peut expliquer en partie cette augmentation relative des éléments silicoclastiques ; cependant, l'augmentation de l'humidité mise en évidence dans ce travail suggère également une tendance à un climat plus humide au moins à l'échelle de l'Europe.

La hausse du détritisme est soulignée en de nombreux endroits par le développement important de systèmes fluvio-deltaïques déposant de grande quantité de matériel. Elle entraîne une hausse des apports en nutriments dans les différents bassins, stimulant la productivité primaire (Erba & Tremolada, 2004 ; Erba, 2004). Cette hausse des niveaux trophiques, synchrone du refroidissement marqué et de la chute du niveau marin enregistrés dès le début du Valanginien supérieur, entraîne une crise drastique de l'ensemble des plates-formes carbonatées durant la majeure partie du Valanginien supérieur.

6.2.3 – Crise des plates-formes carbonatées

La crise des plates-formes carbonatées au Valanginien se développe en plusieurs étapes, sur plusieurs centaines de Ka. Lors de la transgression du Valanginien basal, une hausse de l'humidité du climat entraîne une augmentation du détritisme et, en parallèle, un accroissement des apports nutritifs sur les plates-formes et les bassins adjacents. L'augmentation du détritisme est très progressive et se fait sur environ 2 Ma. Durant cette première phase, un refroidissement global du climat entraîne probablement la formation de calottes de glace en haute latitude. Ces calottes s'accroîtraient de manière discontinue, le forçage climatique par les cycles de l'excentricité de l'orbite terrestre entraînant des fluctuations de l'insolation de long terme, favorisant des périodes de réchauffement et de fonte partielle des glaces de hautes latitudes. Ces périodes de débâcle glaciaire se traduisent sur les plates-formes par des inondations rapides, tandis que la reprise de la formation de glace entraîne des régressions plus longues, enregistrées par des phases de progradation des plates-formes et de leurs marges.

Au Valanginien inférieur terminal (sous-zone à *Biassalense*, 400 Ka avant la limite Valanginien inférieur/supérieur), le développement des calottes glaciaires atteint probablement son paroxysme, entraînant un bas niveau marin majeur enregistré par l'ensemble des marges du globe et conduisant à l'émersion de nombreuses plates-formes. À la même période, une importante augmentation de l'humidité du climat entraîne une nouvelle hausse très importante du détritisme et des niveaux trophiques. Un bref événement de débâcle glaciaire est enregistré autour de la limite Valanginien inférieur/supérieur et se traduit par une transgression très rapide. Cette dernière inonde des milieux précédemment émergés dans un contexte de niveaux trophiques élevés, ne permettant qu'à des organismes méso- à eutrophes de se développer. Malgré l'espace disponible créé par cette transgression, la production carbonatée est minimale sur les plates-formes et de nombreux intervalles condensés se forment, riches en glauconie, en phosphates et en fer. Cette brève transgression est suivie d'une nouvelle phase de régression très importante, les glaces de hautes latitudes se développant probablement à nouveau de manière très importante. Malgré quelques épisodes transgressifs très brefs enregistrés au cours du Valanginien supérieur, ces calottes semblent rester très importantes, le niveau marin restant bas durant toute cette période.

L'ensemble du Valanginien supérieur correspond à une phase majeure de crise globale des plates-formes carbonatées en contexte de glaciations. Durant tout cet intervalle, le climat est très humide, au moins dans les latitudes tropicales et tempérées, et nettement plus froid qu'au Valanginien inférieur.

Ces conditions favorisent une forte hausse de la productivité primaire au détriment de la productivité calcaire. La hausse de la productivité primaire est d'autant plus forte que les températures sont basses (entre 10 et 15° C, [Pucéat et al., 2003](#)) et le minimum thermique du Valanginien, enregistré au milieu du Valanginien supérieur, correspondrait à une productivité maximale.

Le cas de la région péri-vocontienne au Valanginien montre que cette crise majeure est due à la conjugaison de plusieurs facteurs. Une forte diminution de la productivité carbonatée de plate-forme peut être causée à la fois par les bas ([Droxler & Schlager, 1985](#) ; [Schlager et al., 1994](#)) ou très hauts niveaux (*drowning*, [Schlager, 1999](#)). En cas de baisse du niveau marin, les zones de production carbonatée des plates-formes vont migrer sur les marges, comme observé au cours du Valanginien inférieur sur la marge dauphinoise. L'amplitude des fluctuations du niveau marin est du même ordre de grandeur au Valanginien inférieur et au Valanginien supérieur. La chute de la production carbonatée de plate-forme n'est cependant pas synchrone de l'augmentation de l'amplitude des fluctuations du niveau marin. La productivité carbonatée de plate-forme diminue dans un premier temps durant le Valanginien inférieur, tandis qu'elle chute drastiquement au Valanginien inférieur terminal et reste très faible jusqu'à la fin de l'Hauterivien inférieur. Ainsi, les fluctuations du niveau marin de plusieurs dizaines de mètres ne peuvent expliquer à elles seules la crise valanginienne.

L'augmentation de l'humidité du climat se traduit par une hausse du flux détritique et surtout du flux de nutriments. La plupart des producteurs majeurs de carbonates comme les coraux et les algues vertes ont une tolérance assez faible à une hausse des niveaux trophiques dans les environnements marins ([Mutti & Hallock, 2003](#) ; [Schlager, 2003](#)). Ainsi, l'augmentation de ce flux de nutriments n'affectera vraisemblablement pas la production de plate-forme de manière importante sous un certain seuil. Au-dessus de ce seuil, atteint semble-t-il durant le Valanginien inférieur (hausse continue du détritisme, [Fig. 5.3](#)), les producteurs vont progressivement changer. La très forte augmentation du détritisme et des niveaux trophiques à la fin du Valanginien inférieur explique ainsi le changement majeur des producteurs carbonatés sur la plate-forme et la chute de la production. Cette forte augmentation des niveaux trophiques, se poursuivant à la base du Valanginien supérieur, se fait en contexte thermique de plus en plus froid. Les modèles de circulation générale (GCM réalisés par [Price et al. \(2000\)](#) dans des conditions *greenhouse* et *icehouse* ont permis de montrer qu'en contexte *icehouse* les zones de basses et moyennes latitudes seraient marquées par une hausse de l'humidité. Ainsi, la mise en place de volumes conséquents de glace en hautes latitudes a entraîné une humidification progressive du climat, au moins des zones tropicales à tempérées.

La crise majeure des plates-formes carbonatées au cours du Valanginien s'explique donc par le passage à une période glaciaire intense liée à une baisse importante des températures, une intense humidification du climat dans les régions tropicales à tempérées et des variations du niveau marin de plusieurs dizaines de mètres d'amplitude. La conjugaison de ces facteurs représente le scénario le plus défavorable pour les plates-formes carbonatées dont la majorité sont mortes au cours du Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur.

7 • CRISE DES PLATES-FORMES CARBONATÉES, CYCLE DU CARBONE ET CONDITIONS PALÉOENVIRONNEMENTALES



Le Valanginien est caractérisé par une perturbation importante du cycle du carbone illustrée par une excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates (*bulk*), le Weissert Event (Erba et al., 2004), du Valanginien inférieur terminal à l'Hauterivien moyen (Sprovieri et al., 2006). Le synchronisme entre l'initiation de cette excursion et le début de la phase de crise des plates-formes carbonatées suggère fortement que les carbonates et le cycle du carbone sont liés de manière étroite au Crétacé inférieur.

7.1 – LE WEISSERT EVENT

Extension géographique

Les nombreuses études portant sur le signal isotopique du carbone ont permis de montrer que le Weissert Event a une extension globale. Cet événement s'initie généralement par un pic négatif de faible amplitude comme observé dans le Bassin Vocontien (Joachimsky, données non publiées, Fig. 4.1 ; Hennig et al., 1999 ; McArthur et al., 2007), dans le nord de l'Italie (Weissert & Lini, 1991 ; Lini et al., 1992), ou encore dans l'Atlantique (Site DSDP 416, Wortmann & Weissert, 2000). L'excursion positive, d'une amplitude d'environ 2‰, a été reconnue à l'échelle globale : dans le Golfe du Mexique (Puit 535, Cotillon & Rio, 1984 ; nord-est du Mexique, Adatte et al., 2001), dans l'Atlantique ouest (Wortmann & Weissert, 2000), dans le nord-ouest du Pacifique (Bartolini, 2003), dans le Pacifique central (Puit ODP 1149, Erba et al., 2004), dans le nord-ouest de la Sibérie (Price & Mutterlose, 2004). En Europe, l'excursion a été identifiée dans de nombreux sites d'Italie du Nord (Lini et al., 1992 ; Channell et al., 1993 ; Lini, 1994), du centre de l'Italie (Sprovieri et al., 2006), dans le Bassin Vocontien (Joachimsky, données non publiées, Fig. 4.1 ; Hennig et al., 1999 ; Duchamp-Alphonse et al., 2006 ; McArthur et al., 2007), dans le domaine helvétique (Föllmi et al., 1994). La quasi-totalité des enregistrements de cet événement isotopique du carbone sont marins. Cependant, l'étude de charbons en Crimée (Ukraine) a permis de montrer que les végétaux continentaux ont également enregistré cette excursion (Gröcke et al., 2005). Les perturbations du cycle du carbone au cours du Valanginien-Hauterivien ont donc affecté à la fois les réservoirs hydrosphérique et atmosphérique (Gröcke et al., 2005).

Calage stratigraphique

La datation de cet événement, et notamment de son initiation et de son maximum, a largement fluctué durant les dernières 15 années. Le manque de résolution de la biostratigraphie des nannofossiles calcaires explique probablement la position du début de l'événement dans la première moitié du Valanginien supérieur et du maximum de l'excursion à la limite Valanginien/Hauterivien par Lini et al. (1992), Channell et al. (1993), Lini (1994) et Bartolini (2003). Hennig et al. (1999) place le début de l'excursion dans le Valanginien basal et le maximum de l'excursion autour de la limite Valanginien inférieur et moyen. Enfin Price & Mutterlose (2004), Weissert & Erba (2004), Sprovieri et al., 2006) et McArthur et al. (2007) placent le début de l'événement peu de temps avant la limite Valanginien inférieur/supérieur et les valeurs maximales du $\delta^{13}\text{C}$ vers le milieu du Valanginien supérieur. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ décroissent ensuite à peu près linéairement jusqu'à l'Hauterivien moyen/supérieur (Weissert & Erba, 2004 ; Sprovieri et al., 2006 ; McArthur et al., 2007).

L'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ montre, après un pic négatif de faible amplitude (environ 0.2‰ ; Fig.4.1), une augmentation rapide des valeurs. Cette augmentation des valeurs montre en fait 2 pics, le premier

étant généralement légèrement plus faible que le second (Cotillon & Rio, 1984 ; Lini et al., 1992 ; Hennig et al., 1999 ; Wortmann & Weissert, 2000 ; Sprovieri et al., 2006). Le calage de haute résolution sur la coupe synthétique du Bassin Vocontien, basé sur la biostratigraphie des ammonites (Hoedemacker et al., 2003 ; Reboulet et al., 2006) et la cyclostratigraphie (Cf. chapitre 4 ; Fig. 4.1), permet de corrélérer précisément l'excursion et ses variations de plus petite échelle, et de les comparer avec les événements sédimentaires et paléoenvironnementaux identifiés dans ce travail.

$\delta^{13}\text{C}$ et changements paléoenvironnementaux

Le pic de faible amplitude précédant l'excursion positive correspond exactement aux niveaux Barrande (Figs. 3.48 et 4.1) (Cf. chapitres 3.4 et 5.1) et plus précisément au B4, le dernier d'entre eux. Ce pic est synchrone d'un bas niveau marin (Fig. 4.7) et d'une forte hausse du détritisme ayant favorisé une stratification des eaux et la conservation de matière organique sur le fond (Cf. chapitre 5.1 ; Reboulet et al., 2003). Le pic négatif correspondant à des valeurs de carbone plus légères reflète la concentration plus élevée en matière organique dans les niveaux Barrande. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ augmentent ensuite d'environ 2‰, de manière assez linéaire jusqu'au milieu de la zone à Verrucosum (Fig. 4.1 ; McArthur et al., 2007) où elles atteignent un premier maximum. Cette augmentation des valeurs durerait de 600 à 800 Ka d'après le découpage cyclostratigraphique établi dans ce travail (Figs. 3.44 et 4.10). Ce premier maximum est synchrone d'une hausse très importante du détritisme enregistrée à l'échelle régionale (Cf. chapitre 5.1 et 6.1) et du refroidissement majeur du Valanginien supérieur (Pucéat et al., 2003 ; McArthur et al., 2007). Après une légère diminution (au maximum de 0.5‰ dans le Bassin Vocontien), le signal du $\delta^{13}\text{C}$ montre les valeurs les plus positives au niveau du « faisceau médian », dans la sous-zone à Peregrinus (Figs. 3.44 et 4.1). Les valeurs maximales sont ainsi atteintes environ 1 million d'années après le début de l'excursion. Ce maximum est atteint lors du bas niveau marin le plus important enregistré dans le Valanginien supérieur de la région péri-vocontienne (Figs. 4.7 et 4.10, cf. chapitre 4). Le niveau marin étant vraisemblablement contrôlé par le glacio-eustatisme (Cf. chapitre 6.2), ce bas niveau marin majeur correspondrait donc à une période intense de glaciation et par conséquent à un minimum thermique. L'enregistrement du minimum des valeurs du rapport Mg/Ca dans les sédiments du même intervalle (McArthur et al., 2007) corrobore l'idée d'un minimum thermique au niveau du faisceau médian dans le Bassin Vocontien.

L'enregistrement des valeurs les plus basses mais aussi des plus hautes au moment de deux bas niveaux marins majeurs suggère que le niveau marin ne joue pas un rôle direct dans les perturbations du cycle du carbone enregistrées au Valanginien. De plus, la décroissance assez linéaire du signal du $\delta^{13}\text{C}$ enregistrée dans la seconde partie du Valanginien supérieur en contexte de variations du niveau marin rapide et de grande amplitude (Fig. 4.10 ; cf. chapitre 4.4 et 4.5), n'indique a priori pas non plus de lien direct entre niveau marin et signal du carbone. Cette absence de corrélation entre niveau marin et signal du $\delta^{13}\text{C}$ entre ainsi en contradiction avec une bonne corrélation entre ces deux signaux, comme observée au Cénomaniens-Turonien par Jarvis et al. (2006). Ces auteurs montrent en effet que les valeurs plus positives se corrèlent semble-t-il avec les hauts niveaux et que les phases de décroissance du signal du $\delta^{13}\text{C}$ se corrèleraient avec les baisses du niveau marin. D'après Jarvis et al. (2006), une phase de haut niveau permettant d'inonder de plus grandes superficies de plates-formes épicontinentales, l'enfouissement de matière organique enrichie en ^{12}C serait favorisé et conduirait alors un enrichissement relatif en carbone lourd (^{13}C) des eaux marines. Aucune relation semblable n'a été observée au cours du Valanginien, suggérant que tous les événements de perturbations du cycle du carbone ne peuvent probablement pas s'expliquer de la même manière, comme cela a été suggéré par différents auteurs (Weissert et al., 1998 ; Jenkyns, 2003 ; Erba, 2004 ; Weissert & Erba, 2004).

L'augmentation des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ commence à la base d'un intervalle très argileux dans le bassin (milieu de la sous-zone à *Biassalense*, Fig. 4.1), correspondant sur la plate-forme du Jura-Dauphiné à la Formation du Bourget, marquant une accélération brusque du flux terrigène (Cf. chapitres 4 et 5 ; Fig. 5.3). Cette accélération est enregistrée quelques décimètres sous les niveaux noirs, précédant de quelques dizaines de milliers d'années au maximum le début de l'excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ (Figs. 4.1 et 5.2 ; Pittet, 2006). L'augmentation des valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ coïncide avec les augmentations des flux d'argiles et de nanfossiles calcaires (Fig. 5.2). Le premier maximum du signal du carbone coïncide avec un pic d'argilosité, marqué par un passage lithologiquement très mou (Figs. 3.44, 4.1 et 5.2). Ce premier pic de

$\delta^{13}\text{C}$, dans la sous-zone à *Verrucosum*, correspond également à un maximum d'abondance des nannofossiles calcaires et à une eutrophisation du milieu, indiquée par l'affinité trophique du nanncoplancton et cohérente avec une argilosité maximale (Cf. chapitre 5.1). Le flux détritique élevé dans les sédiments du Valanginien supérieur suggère des conditions trophiques élevées durant cet intervalle, conditions pouvant peut-être expliquer l'abondance élevée de pyrite dans les sédiments correspondants sur les marges et sur la plate-forme du Jura-Dauphiné (Figs. 3.13, 3.19, 3.26, 3.28 et 3.53). L'enregistrement d'une chute du flux de production carbonatée par les nanncoonides dans les sédiments du Valanginien supérieur des bassins de Lombardie et de Belluno (nord de l'Italie) suggère des conditions défavorables au développement de ces organismes (Erba & Tremolada, 2004). L'abondance élevée de taxons mésotrophes à eutrophes, comme par ex. *Diazomolithus lehmani*, suggère de plus des conditions trophiques élevées qui d'une part stimulent la productivité primaire (Erba & Tremolada, 2004) mais d'autre part défavorisent le développement de ces organismes. Sur les plates-formes, et notamment celles du Jura-Dauphiné et de Provence, les niveaux trophiques plus élevés favorisent le développement d'organismes suspensivores (comme les bryozoaires et les crinoïdes ; cf. chapitres 3.2, 3.3 et 3.5) comme observé sur la plate-forme helvétique par Föllmi et al. (2006). La répartition de ces organismes le long des rampes se développant au Valanginien supérieur (ce travail ; Funk et al., 1993 ; Föllmi et al., 1994) favoriserait une stratification des eaux de fond séparant en surface les processus photosynthétiques et plus en profondeur les processus respiratoires (Thomas et al., 2004 ; Föllmi et al., 2006). La productivité primaire, plus importante en contexte de niveaux trophiques élevés, jouerait donc alors le rôle de pompe à carbone, diminuant la teneur en CO_2 dans l'atmosphère et l'augmentant dans les eaux de surface (Thomas et al., 2004 ; Föllmi et al., 2006). Cette augmentation de CO_2 dans les eaux de surface pourrait de plus expliquer en partie la crise de biocalcification mise en évidence par la chute de l'abondance de certains nanncofossiles calcaires (*nannoconid decline*) observée par Erba (1994), Erba & Tremolada (2004) et Weissert & Erba (2004). De plus, la baisse des températures observée durant cette période par Pucéat et al. (2003) et McArthur et al. (2007) pourrait expliquer une hausse de la $p\text{CO}_2$ dans les eaux, la solubilité du CO_2 augmentant avec des températures décroissantes (Orr et al., 2005). Le *shift* des valeurs isotopiques du carbone vers des valeurs plus lourdes dans la sous-zone à *Verrucosum* et l'enregistrement du premier maximum de l'excursion positive semblent ainsi être liés à une augmentation de la productivité primaire.

Le second pic, représentant les valeurs maximales de l'excursion, correspond à un intervalle plus carbonaté et à des valeurs de flux d'argiles et de nanncofossiles calcaires plus faibles (Fig. 5.2). Les assemblages de nanncoplancton calcaire ne montrent pas une tendance clairement eutrophique et, de ce fait, ce pic de $\delta^{13}\text{C}$ ne semble pas lié directement à une paléoprodutivité maximale mais à un minimum thermique et à un bas niveau marin très important. Toutefois, le manque d'études sur des formes non calcifiantes, comme les dinoflagellés, ne permet de contraindre les variations de la paléoprodutivité primaire dans son ensemble. De plus, l'argilosité encore importante dans le bassin et le taux de quartz important sur la plate-forme du Jura-Dauphiné indiquent toujours un détritisme significatif et donc, à priori, une productivité primaire élevée. En outre, l'enregistrement de quantités importantes de pyrite dans les sédiments de plate-forme et de marge pourrait également suggérer une productivité primaire élevée ou des conditions moins oxygénées sur le fond (Bellanca et al., 1999 ; Joachimsky et al., 2001). Les fluctuations du $\delta^{13}\text{C}$ semblent donc liées à la fois par une baisse de la température et à une productivité primaire plus élevée. Il n'est néanmoins pas possible ici d'estimer l'importance relative de ces facteurs.

L'étude des nanncofossiles calcaires dans plusieurs bassins européens et dans le Pacifique suggèrent donc que la productivité primaire était dans l'ensemble plus importante au cours du Valanginien supérieur (Föllmi et al., 1994 ; Weissert et al., 1998 ; Erba et al., 2004 ; Weissert & Erba, 2004). La présence de niveaux noirs enrichis en matière organique ainsi que l'abondance de pyrite dans les sédiments de plate-forme et de marge suggèrent qu'une partie du carbone des producteurs primaires a été piégée et enfouie dans les sédiments. Ce carbone étant préférentiellement léger (^{12}C), les eaux marines auraient été différentiellement enrichies en ^{13}C (Weissert et al., 1998 ; Erba et al., 2004 ; Weissert & Erba, 2004 ; Föllmi et al., 2006).

La hausse de l'altération des silicates, traduite par une augmentation du détritisme et entraînant une fertilisation des eaux, indique un climat plus humide au Valanginien supérieur. De plus, la crise de bio-

calcification à cette époque (Erba et al., 2004 ; Weissert & Erba, 2004) suggère des valeurs plus élevées de CO₂ dans les eaux de surface. Ces deux interprétations ont mené plusieurs auteurs à interpréter le Valanginien supérieur comme un événement majeur de réchauffement (*warming event*), dont l'origine serait due à un volcanisme de trapps (Weissert et al., 1998 ; Hennig et al., 1999 ; Erba et al., 2004 ; Weissert & Erba, 2004 ; Sprovieri et al., 2006). Ce réchauffement aurait favorisé une série de transgressions rapides submergeant les plates-formes carbonatées (*drowning* ; Föllmi et al., 1994 ; Weissert et al., 1998 ; Föllmi et al., 2006). Cependant, l'observation de sédiments plus argileux dans de nombreux bassins (Cf. chapitre 6.1) correspondant à une hausse du détritisme dans la région péri-vocontienne suggère un ruissellement continental au Valanginien supérieur. La réaction d'altération des silicates consommant du CO₂ (Bernier, 1990, 1999). cette hausse aurait entraîné une diminution de la pression partielle de CO₂ (pCO₂) dans l'atmosphère

Weissert et al. (1998) et Weissert & Erba (2004) soulignaient l'absence d'indices isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) montrant un réchauffement au cours du Valanginien supérieur-Hauterivien inférieur. La comparaison du signal isotopique du carbone pendant le Weissert Event dans les carbonates d'Italie du Nord et dans les débris végétaux de Crimée a permis à Gröcke et al. (2005) de mettre en évidence une différence d'amplitude du signal (environ 2‰). Ces auteurs ont relié cette différence à un changement de la pression partielle de CO₂ et ont ainsi mis en évidence une période de refroidissement lors de l'enregistrement du Weissert Event (Gröcke et al., 2005). De nombreuses autres données (Podlaha et al., 1998 ; Pucéat et al., 2003 ; Price & Mutterlose, 2004 ; McArthur et al., 2007) suggèrent également que le Valanginien supérieur est marqué par un refroidissement majeur. L'observation d'un hiatus du Valanginien supérieur en de nombreux points du globe (Cf. chapitre 6.1, Fig. 6.2), de chutes du niveau marin dans d'autres (Fig. 6.1), suggèrent que non seulement cette période n'est pas caractérisée par une ou plusieurs transgressions de long terme mais représente un bas niveau majeur, malgré de très brèves transgressions (Figs. 4.10 et 5.4).

7.2 – COMPARAISON DES ÉVÉNEMENTS VALANGINIEN ET APTIEN-ALBIEN : LES DEUX CRISES MAJEURES DES PLATES-FORMES CARBONATÉES AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR

L'observation des fluctuations du signal du $\delta^{13}\text{C}$ sur l'ensemble du Crétacé inférieur montre deux périodes majeures de perturbations, au Valanginien d'une part, à l'Aptien-Albien d'autre part (Fig. 7.1 ; Weissert et al., 1998 ; Weissert & Erba, 2004 ; Föllmi et al., 2006). Des perturbations majeures du cycle du carbone à l'échelle globale sont en outre illustrées par l'enregistrement de plusieurs événements anoxiques globaux (OAE 1a, 1b, 1c et 1d) au cours de l'Aptien-Albien inférieur (Weissert et al., 1998). Les carbonates de plate-forme sont un réservoir majeur de carbone particulièrement développé au Crétacé inférieur (Schlager & Philip, 1988) et sont également affectés durant l'Aptien-Albien où de nombreuses plates-formes sont en crise. De même qu'au Valanginien, la sédimentation durant une partie de l'Aptien inférieur, l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur est alors essentiellement marneuse.

Le Valanginien et l'Aptien-Albien représentent donc les deux périodes majeures enregistrant une crise des plates-formes carbonatées et des perturbations importantes du cycle du carbone.

7.2.1 – Similitudes entre les événements valanginien et aptien-albien

Carbone et niveaux trophiques

L'intervalle allant de l'Aptien inférieur à l'Albien moyen enregistre 3 OAE (1a, 1b et 1c) caractérisés par des niveaux argileux très enrichis en matière organique (Jenkyns, 1980 ; Weissert & Bréhéret, 1991 ; Bralower et al., 1994). Ces OAE ont été identifiés aussi bien dans le Bassin Vocontien (Herrle & Mutterlose, 2003), en Italie du Nord (Graziano, 1999 ; Bersezio et al., 2002), en Sicile (Bellanca et al., 2002), au Liban (Bachmann & Hirsh, 2006), au Japon (Ando et al., 2002), dans le Pacifique tropical (Dumitrescu et al., 2006), ou encore en Oman (Witt & Gökdag, 1994).

L'Aptien-Albien est caractérisé notamment par des variations importantes du $\delta^{13}\text{C}$, tout comme au Valanginien (Cf. chapitre 7.1). Cependant, ces perturbations sont plus importantes durant l'Aptien-

Albien en termes d'amplitude du signal (environ 4‰ contre 2‰ au Valanginien), en durée (15 Ma pour l'Aptien-Albien, [Föllmi et al., 2006](#), contre 4.5 Ma au Valanginien-Hauterivien, [Sprovieri et al., 2006](#)), et de nombre de perturbations : le signal à l'Aptien montre dans l'ensemble deux excursions positives majeures entrecoupées de pics négatifs d'amplitude parfois importante ([Fig. 7.1](#) ; [Weissert et al., 1998](#) ; [Weissert & Erba, 2004](#) ; [Föllmi et al., 2006](#)). L'observation de ces fluctuations dans les bois fossiles ([Gröcke et al., 1999](#)) suggère, qu'au Valanginien et à l'Aptien, l'atmosphère et l'hydrosphère ont été affectées à l'échelle globale ([Weissert et al., 1985](#) ; [Föllmi et al., 1994](#) ; [Weissert et al., 1998](#) ; [Weissert & Erba, 2004](#) ; [Föllmi et al., 2006](#) et références citées). Les perturbations enregistrées par le signal du $\delta^{13}\text{C}$ se corrélient avec les différents OAE ([Weissert et al., 1998](#)) et l'OAE 1a commence après un pic négatif majeur du $\delta^{13}\text{C}$ ([Menegatti et al., 1998](#)).

D'un point de vue sédimentologique, l'évolution au cours de l'Aptien-Albien de la sédimentation sur les plates-formes carbonatées et leurs marges évoque celle observée au cours du Valanginien. Durant le Barrémien supérieur, l'extension de la quasi-totalité des plates-formes carbonatées est la plus importante du Crétacé inférieur ([Schlager & Philip, 1988](#)). Cette période correspond à une productivité carbonatée maximale, de même qu'au Berriasien moyen-supérieur. Les faciès urgoniens indiquent en régions péri-téthysienne occidentale une forte production carbonatée dans des conditions oligotrophes ([Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990](#) ; [Vilas et al., 1995](#) ; [Van Buchem et al., 2002](#) ; [Pittet et al., 2002](#) ; [Hillgärtner et al., 2003](#)).

Au début de l'Aptien (Bédoulien), un premier épisode de sédimentation plus argileuse marque une phase de plus faible production carbonatée. Cet intervalle a été observé sur les marges des plates-formes environnant le Bassin Vocontien, en Ardèche ([Lafarge, 1978](#)) et dans le Vercors ([Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990](#) ; [Hunt & Tucker, 1993](#)) mais également dans le domaine helvétique ([Funk et al., 1993](#)), dans les Balkans ([Peybernès et al., 2000](#)), en Espagne ([Vilas et al., 1995](#) ; [Ruiz-Ortiz & Castro, 1998](#) ; [Bernaus et al., 2002](#)), au Maroc ([Canerot et al., 1986](#)), au Mexique ([Lehmann et al., 2000](#)) ou en encore en Oman ([Van Buchem et al., 2002](#) ; [Pittet et al., 2002](#) ; [Savary, 2003](#) ; [Immenhauser et al., 2005](#)). Cet intervalle correspond au « Niveau Inférieur à Orbitolines » en France ([Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990](#)) et au Membre Hawar sur la plate-forme arabe ([Pittet et al., 2002](#)). Il enregistre une augmentation des niveaux trophiques illustrée par une grande abondance de crinoïdes, d'algues vertes et surtout d'orbitolines ([Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990](#) ; [Vilas et al., 1995](#) ; [Pittet et al., 2002](#)). Sur la plate-forme arabe, des intervalles de courte durée (environ 150 Ka) montrent des assemblages dominés par *Bacinella* et *Lithocodium* ([Immenhauser et al., 2005](#) ; [Cf. chapitre 2.2](#)) dans des calcaires construits qui indiqueraient également une hausse importante des niveaux trophiques. Celle-ci est synchrone d'une hausse de l'argilosité et suit une longue phase de forte production carbonatée sur les plates-formes et évoque le Membre de Guiers au Valanginien basal. Ce membre est également marqué par une hausse du détritisme qui suit une période de forte production carbonatée (Formations de Pierre-Châtel et de Vions, [cf. chapitres 3, 4 et 5](#)). Cette hausse du détritisme correspond aussi bien à une diminution de la production carbonatée qu'à une intensification du ruissellement continental et du flux détritique ([Giraud et al., 1991](#) ; [Giraud, 1995](#)).

La hausse des niveaux trophiques interprétée sur les plates-formes a été observée dans de nombreux bassins sédimentaires autour de l'OAE 1a, au début de l'Aptien inférieur. Cet événement s'inscrit dans une période de bouleversements des communautés biologiques des bassins. Une crise majeure des nannofossiles calcaires est enregistrée à la fois dans l'Atlantique, en Italie et dans le Pacifique central au niveau de l'OAE 1a (*nannoconid crisis* ; [Erba et al., 1994](#) ; [Erba & Tremolada, 2004](#) ; [Tremolada et al., 2006](#)). Cette crise montre une chute de 90% de l'abondance absolue de l'ensemble des taxons de nannoplancton calcaire. Contrairement au *nannoconid decline* du Valanginien, cette crise ne montre pas une récupération progressive de l'ensemble des taxons durant les centaines de milliers d'années suivant le maximum de la crise ([Erba & Tremolada, 2004](#)). Cette crise marque la quasi-disparition des formes à canal large (*wide-canal Nannoconids*) durant tout l'Aptien, tandis qu'après l'OAE, les formes à canal étroit (*narrow-canal Nannoconids*) sont les plus abondants. Toutefois, l'abondance absolue du nannoplancton après l'OAE reste quatre fois inférieure à l'abondance précédant la crise ([Erba & Tremolada, 2004](#)). L'observation de taxons d'affinité méso- à eutrophe indique en outre que la période enregistrant l'OAE est marquée par une hausse importante des niveaux trophiques ([Bersezio et al., 2002](#) ; [Tremolada et al., 2006](#)). Parmi ces taxons, *Assipetra infracretacea* et *Rucinolithus terebrodentarius* sont

parmi les plus importants et sont fortement calcifiés (Tremolada & Erba, 2002 ; Erba & Tremolada, 2004), ne montrant aucune évidence de crise de biocalcification alors que les principales espèces calcifiantes changent. De plus, ces espèces ne seraient pas des coccolithophoridés mais pourraient être des calcifications biocontrôlées par des bactéries dans des conditions trophiques élevées (Erba & Tremolada, 2004). La hausse des conditions trophiques durant cette période (ainsi qu'autour de l'OAE 1b ; Aptien terminal - Albién basal) est également suggérée par une hausse du flux de radiolaires observée dans le Pacifique ouest (Robinson et al., 2004). Dans le nord de l'Italie, l'abondance d'ichnofossiles et de matière organique amorphe ainsi qu'un taux élevé de sédimentation de carbone organique suggèrent également une paléoproduktivité élevée autour de l'OAE 1a (Hochuli et al., 1999).

Durant l'Aptien inférieur, après l'OAE 1a, de nombreuses plates-formes voient leur production carbonatée augmenter de nouveau comme dans le Vercors (Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990), en Espagne (Bernaus et al., 2002) ou en Oman (Van Buchem et al., 2002 ; Pittet et al., 2002 ; Savary, 2003). L'enregistrement dans le Bassin Vocontien d'alternances marno-calcaires plus argileuses suggère une augmentation du détritisme et/ou une production carbonatée à l'Aptien inférieur plus faible qu'au Barrémien, ces alternances étant considérées comme issues des variations de l'export des carbonates produit sur les plates-formes (Pittet, 2006).

Le passage à l'Aptien supérieur est marqué en Europe par une phase d'émersion suivie d'un épisode de *drowning* des plates-formes carbonatées, se traduisant par des faciès essentiellement marneux, et par la disparition de la plupart d'entre elles. Ce changement majeur de faciès est observable dans la région péri-vocontienne (Ferry & Rubino, 1989 ; Arnaud-Vanneau & Arnaud, 1990) alors que le Bassin Vocontien enregistre une sédimentation nettement plus argileuse (Herrle & Mutterlose, 2003). Ce changement de faciès est également observable en Espagne (Bernaus et al., 2002), en Italie (Graziano, 1999), dans l'Helvétique (Funk et al., 1993) ou au Maroc (Canerot et al., 1986).

Sur les plates-formes dont la production carbonatée est encore importante, les faciès sont différents et évoquent le passage abrupt au Valanginien entre les Formations de la Chambotte et du Bourget (Cf. chapitres 3, 4 et 5.1). Dans le domaine helvétique, le passage d'assemblage *chlorozoan* (essentiellement des organismes photosynthétiques) à *foramol* (foraminifères + mollusques) indique une augmentation importante des niveaux trophiques (Funk et al., 1993 ; Föllmi et al., 1994 ; Weissert et al., 1998 ; Föllmi et al., 2006). Ce changement suggère éventuellement aussi une baisse des températures (Lees & Buller, 1972) comme proposé par Föllmi et al. (1994). Sur la marge de la plate-forme arabe (Oman), les faciès de la plate-forme d'Al-Hassanat (Aptien supérieur-Albién moyen) sont toujours très carbonatés mais enregistrent régulièrement des intervalles très riches en orbitolines (Masse et al., 1997), généralement lors des transgressions (Gréselle & Pittet, 2005). Ces orbitolines sont très abondantes dans les sédiments des plates-formes du Golan et de Galilée (Bachmann & Hirsh, 2006). D'autres intervalles sont marqués par le développement très important de microbialites à *Bacinella-Lithocodium* (jusqu'à 50% du sédiment localement, Immenhauser et al., 2001 ; Hillgärtner et al., 2003 ; Gréselle, 2003 ; Gréselle & Pittet, 2005). L'abondance de ces formes suggère également des niveaux trophiques plus élevés (Neuweiler & Reitner, 1992 in Immenhauser et al., 2001). En Espagne, un intervalle très riche en orbitolines à la fin de l'Aptien inférieur suggère que l'augmentation des niveaux trophiques commence avant le changement majeur de faciès de la limite Aptien inférieur/supérieur (Vilas et al., 1995), au moins à l'échelle téthysienne.

Dans le Bassin Vocontien, l'enregistrement d'une crise des nannofossiles calcaires est illustré par une chute de l'abondance des nannoconides à la fin de l'Aptien inférieur et au milieu de l'Aptien supérieur (Herrle & Mutterlose, 2003). L'observation durant la fin de l'Aptien inférieur et le début de l'Aptien supérieur des formes *Assipetra infracretacea* et *Rucinolithus terebrodentarius* suggérerait des niveaux trophiques élevés (Erba & Tremolada, 2004). Cette hausse des niveaux trophiques correspondant à la disparition des plates-formes péri-vocontiennes, il est possible qu'elle soit liée à une hausse du détritisme, comme au Valanginien inférieur terminal (Cf. chapitre 5.1). La hausse du détritisme et des apports nutritifs avaient alors entraîné une crise des plates-formes péri-vocontiennes. De même, le passage d'une sédimentation assez carbonatée à une sédimentation très argileuse en contexte de régimes trophiques élevés autour de la limite Aptien inférieur/supérieur (Herrle & Mutterlose, 2003) est similaire au changement observé vers la limite Valanginien inférieur/supérieur. Une nouvelle perturba-

tion environnementale est enregistrée dans la seconde moitié de l'Aptien supérieur avec l'apparition de taxons boréaux dans la Téthys indiquant, semble-t-il, un refroidissement qui s'intensifierait durant l'Albien inférieur (Herrle & Mutterlose, 2003).

Températures

Dans un Crétacé considéré généralement comme chaud, le Crétacé moyen (de l'Aptien au Turonien) est cité comme exemple de période très chaude, ou *super-greenhouse* (Berner, 1990 ; Frakes et al., 1994 ; Frakes, 1999 ; Larson & Erba, 1999 ; Berner & Kothavala, 2001 ; Huber et al., 2002 ; Wilson & Norris, 2002 ; Jenkyns, 2003 ; Erba, 2004 ; Jenkyns et al., 2004). Pourtant des indices d'un refroidissement majeur à l'Aptien-Albien ont été rapportés durant ces dernières années. En étudiant les fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ de rudistes des plates-formes téthysiennes, Steuber et al. (2005) proposent un refroidissement durant l'Aptien inférieur, cohérent avec la baisse de température indiquée dans le Pacifique par le paléothermomètre TEX_{86} (Dumitrescu et al., 2006). L'étude du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates (*bulk*) et des assemblages polliniques montre un refroidissement important à la fin de l'Aptien inférieur en Italie (Hochuli et al., 1999). Le signal du $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates (Veizer et al., 2000) et les indices stomatiques de cuticules de plusieurs plantes (Retallack, 2001) suggèrent que ce refroidissement ait lieu durant l'Aptien inférieur et sera maximal durant l'Aptien supérieur. Ce refroidissement est en accord avec la synthèse de données thermiques réalisée par Royer (2006) et montre une succession d'épisodes chauds puis froids, notamment d'après les indicateurs de concentration de CO_2 . La reconstruction des gradients thermiques latitudinaux à partir du signal du $\delta^{18}\text{O}$ de différents organismes marins a permis de montrer qu'au Crétacé moyen, les températures en haute latitude étaient assez froides et compatibles avec le développement de glace aux pôles (Sellwood et al., 1994). En hautes latitudes, de nombreuses données suggèrent le développement de glaciations durant l'Aptien-Albien, comme la grande abondance de glendonites (Price, 1999 et références citées). En Australie, l'étude de nombreuses faunes et flores et des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ dans des concrétions calcaires suggèrent des températures proches de 0°C et un climat humide durant cette période (Rich et al., 1988 ; Gregory et al., 1989). Plus généralement, les indices de développement de glaces en hautes latitudes à l'Aptien-Albien et plus particulièrement à l'Albien inférieur sont très similaires à ceux identifiés au Valanginien (Kemper, 1987 ; Frakes & Francis ; 1988 ; Pirrie et al., 1995 ; Constantine et al., 1998 ; De Lurio & Frakes, 1999 ; Ferguson et al., 1999 ; Price, 1999 ; Fig. 6.3 ; cf. chapitre 6.1). Un refroidissement majeur a également été mis en évidence en Antarctique (Ditchfield et al., 1994 ; Francis & Poole, 2002) et en Argentine (Pirrie et al., 2004), plus fortement marqué durant l'Albien inférieur. Ce refroidissement des eaux favorise probablement une diversification des formes de nannoplancton calcaires et des foraminifères planctoniques durant l'Aptien-Albien inférieur, comme observé en mer du Nord (Rückheim et al., 2006).

Niveau marin

Alors que de nombreuses régions montrent une chute drastique de l'abondance des carbonates sur les plates-formes, différents sites enregistrent un hiatus d'une durée plus ou moins étendue, évoquant le hiatus majeur du Valanginien supérieur, identifié dans diverses régions du globe (cf. chapitre 6.1). Au-dessus des faciès carbonatés puis marneux de la plate-forme saharienne de Tunisie, les sédiments de l'Aptien moyen sont d'origine fluvio-deltaïque, marquant la progradation de ces systèmes en contexte de chute du niveau marin de long terme. Cette dernière est confirmée par un hiatus correspondant à l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur (Ben Youssef et al., 1985 ; Ben Youssef & Peybernès, 1986 ; Ghanmi & Potfaj, 1991). Plus au sud, la sédimentation enregistrée durant ce hiatus est strictement continentale (Bouaziz et al., 1988). Au Portugal, l'Aptien supérieur et la majeure partie de l'Albien correspondent à un hiatus majeur interrompu par un intervalle de sédimentation essentiellement silicoclastique autour de la limite Aptien/Albien (Proença Cunha & Pena dos Reis, 1995). Au Chili, l'intervalle allant du sommet du Bédoulien (Aptien basal) à l'Albien terminal se corrèle avec un hiatus majeur (Marschik & Fontboté, 2001). En Russie, la plate-forme de Russie centrale émerge pendant une grande partie de l'Aptien supérieur, ce hiatus de non-dépôt correspond à un bas niveau marin majeur (Sahagian et al., 1996). Ce bas niveau marin est en outre illustré en Colombie britannique (Canada), par une progradation importante de faciès lagunaire à continentaux très riches en charbons (Haggart, 1996).

Comme au Valanginien, l'Aptien supérieur-Albien inférieur correspond très probablement à une péri-

ode de variations importantes du niveau marin à l'échelle globale. En Italie, la marge de la plate-forme apulienne montre plusieurs épisodes de progradation et de rétrogradation de la plate-forme (Cobianchi et al., 1997). Dans le Sinaï (Égypte), Bachmann et al. (2003) ont mis en évidence de nombreuses variations du niveau marin de l'Aptien supérieur au Turonien basal. L'ensemble des séquences identifiées de l'Aptien supérieur à l'Albien moyen correspond à un bas niveau marin de long terme (Bachmann et al., 2003).

Durant l'Aptien supérieur et une partie de l'Albien inférieur, la vaste plate-forme arabe est émergée sur une période d'environ 5 Ma (Murriss, 1980 ; Harris et al., 1984 ; Pratt & Smewing, 1993 ; Simmons, 1994 ; Witt & Gökdag, 1994 ; Immenhauser et al., 1999 ; Sharland et al., 2001 ; Van Buchem et al., 2002 ; Gréselle & Pittet, 2005). Ce hiatus majeur suit une période de très forte production carbonatée sur la plate-forme arabe durant le Barrémien jusqu'à la fin de l'Aptien inférieur (Formations Kharab et Shuaiba ; Van Buchem et al., 2002 ; Pittet et al., 2002). Ces formations s'étendent sur plusieurs dizaines de milliers de km² (Sharland et al., 2001) et, dans le domaine omanais, ont une épaisseur de 130 à 180 m. en domaine interne, près de 400 m. au niveau de la marge proximale et près de 300 m. sur la marge plus distale (Pittet et al., 2002 ; Hillgärtner et al., 2003 ; Savary, 2003). Durant l'Aptien inférieur (Formation Shuaiba), des clinofformes sur la marge illustrent la progradation de la plate-forme. Autour de la limite Aptien inférieur/supérieur, la marge de la plate-forme montre un prisme de régression forcée (*sensu* Hunt & Tucker, 1992, 1995) constitué de nombreux dépôts gravitaires (Savary, 2003 ; Hillgärtner et al., 2003 ; Gréselle & Pittet, 2005). Ces dépôts sont synchrones du début de l'émersion majeure de la plate-forme arabe (Masse et al., 1997) et marquent la chute majeure du niveau marin corrélable à l'échelle du globe. Durant ce bas niveau marin de très long terme, la sédimentation se restreint au bassin intracratonique du Bab et à la marge de la plate-forme arabe, affleurant dans les montagnes d'Oman (Masse et al., 1997 ; Masse et al., 1998 ; Immenhauser et al., 1999 ; Van Buchem et al., 2002 ; Hillgärtner et al., 2003 ; Gréselle & Pittet, 2005). D'après l'enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$ (Grötsch et al., 1998) et la biostratigraphie des nannofossiles (Van Buchem et al., 2002), la quasi-totalité de l'Aptien supérieur (Membre du Shuaiba supérieur ou du Bab) est enregistrée dans le *Bab basin* par des carbonates un peu plus argileux (Van Buchem et al., 2002). Les dépôts y ont de fortes variations d'épaisseur (plus de 50 m., Fig. 11 in Van Buchem et al., 2002) et pourrait suggérer une érosion locale des dépôts de l'Aptien supérieur suite à une émersion à l'Aptien terminal.

Durant l'émersion de la plate-forme arabe, la sédimentation est également enregistrée sur la marge omanaise où les systèmes producteurs sont alors très courts (quelques km. seulement) et ont une géométrie de plates-formes frangeantes par analogie des récifs coralliens accrochés aux fortes pentes des atolls (Gréselle & Pittet, 2005). Ces systèmes sont très épais (plus de 400 m.) et sont regroupés dans la Formation Al-Hassanat (Masse et al., 1997). Ils sont caractérisés par des faciès très carbonatés (Pratt & Smewing, 1993 ; Masse et al., 1997 ; Immenhauser et al., 2001 ; Immenhauser & Scott, 2002 ; Hillgärtner et al., 2003 ; Gréselle & Pittet, 2005). Les géométries de dépôt, remarquablement exposées au Wadi Al Assyi (Fig. 7.2), ont permis d'observer des phases d'aggradation-rétrogradation suivies de chute du niveau marin relatif dont l'amplitude peut atteindre jusqu'à une centaine de m. (Gréselle & Pittet, 2005) dont 50 à 80 sont probablement d'origine eustatique (Hillgärtner et al., 2003). Tandis que l'ensemble des sédiments de la Formation Al Hassanat forment un prisme de bas niveau marin de second ordre (au moins 5 Ma basé sur Gradstein et al., 1994, 9 Ma basé sur Gradstein et al., 2004), deux sous-ensembles peuvent être distingués. En effet, cette phase est interrompue par un bref épisode transgressif à l'Aptien terminal qui inonde la plate-forme distale (Immenhauser et al., 2001 ; Immenhauser & Scott, 2002 ; Gréselle & Pittet, 2005). L'amplitude de plusieurs dizaines de mètres des variations du niveau marin et leur durée de quelques centaines de milliers d'années suggèrent un contrôle glacio-eustatique, en accord avec les études suggérant la présence de glaces de hautes latitudes à cette époque (*cf.* précédemment, *températures*). L'inondation de la plate-forme est enregistrée par les faciès très marneux de la Formation Nahr Umr au cours de l'Albien moyen (Immenhauser et al., 2001 ; Immenhauser & Scott, 2002 ; Immenhauser & Matthews, 2004) et semble marquer la fin d'un épisode de multiples glaciations de plusieurs millions d'années.

Ainsi, de la base de l'Aptien supérieur à l'Albien inférieur, tout comme au Valanginien, des calottes de glace se seraient développées en hautes latitudes. Les fluctuations du volume de ces dernières au cours de cycles de glaciations/ déglaciations, entraînent des variations du niveau marin global de plusieurs

dizaines de mètres d'amplitude. L'absence de contrainte cyclostratigraphique en Oman n'a toutefois pas permis de déterminer la durée précise de ces cycles glacio-eustatiques, estimée à plusieurs centaines de Ka (Gréselle & Pittet, 2005).

7.2.2 – Différences entre les événements valanginiens et aptien-albien

En comparant l'enregistrement sédimentaire du Valanginien en région péri-vocontienne avec celui de l'Aptien-Albien sur la marge omanaise, de très fortes ressemblances ont été mises en évidence, comme par ex. celle de la progradation des membres du Guiers et de la Chambotte supérieure au Valanginien vocontien avec celle enregistrée du Shuaiba inférieur, durant l'Aptien inférieur omanais. Toutefois, l'avancée des environnements de dépôts au cours du Valanginien a contribué à construire une morphologie de rampe à deux pentes (*distally-steepened ramp*, cf. chapitres 4 et 5), contrairement à l'Aptien omanais. Suite au refroidissement et à la hausse des niveaux trophiques, des producteurs carbonatés uniquement hétérotrophes se sont installés sur cette rampe, et la production considérablement plus faible qu'au Valanginien inférieur a contribué à maintenir cette géométrie (cf. chapitres 4 et 5). Cette rampe enregistre des variations du niveau marin de plusieurs dizaines de mètres d'amplitude, tout comme le système marginal aptien-albien en Oman. Si les plates-formes frangeantes omanaises montrent également un changement de géométrie par rapport à la période précédant la limite Aptien inférieur/supérieur, elles ne montrent aucune géométrie de rampe. Au contraire, ces plates-formes se développant sur la pente héritée de la vaste plate-forme arabe, leur extension est réduite et leur pente importante, pouvant atteindre plus de 35° (Immenhauser et al., 2001 ; Gréselle & Pittet, 2005). Cette géométrie s'explique en grande partie par les producteurs carbonatés construisant cette plate-forme et ayant contribué à la stabilisation de pentes aussi élevées, comme les cyanobactéries et foraminifères encroûtants, *Bacinella* et *Lithocodium* (Immenhauser et al., 2001). Ces organismes indiquent vraisemblablement des conditions trophiques élevées (Dupraz, 1999 ; Immenhauser et al., 2005) semble-t-il similaires à celles observées dans le Valanginien supérieur du domaine vocontien. Alors qu'uniquement des formes hétérotrophes se développent sur les plates-formes valanginiennes péri-vocontiennes, des algues vertes et plusieurs types de coraux hermatypiques (producteurs autotrophes via des symbiontes, cf. chapitre 2.2) indiquent cependant la présence de formes auto-phototrophes dans les plates-formes frangeantes d'Oman (Gréselle, 2003 ; Gréselle & Pittet, 2005). Cette différence peut indiquer soit une différence de température, soit une différence de niveaux trophiques. S'il n'est pas possible de mesurer une différence en termes de nutriments, l'abondance d'orbitolines et surtout des *Bacinella-Lithocodium* suggère un milieu plutôt mésotrophe (Dupraz, 1999 ; Immenhauser et al., 2005), mais peut-être moins riche en nutriments que dans le Valanginien supérieur péri-vocontien. L'absence de quartz pourrait suggérer un détritisme plus faible dans la région et ainsi un apport moins important en nutriments. Toutefois, la plate-forme omanaise est séparée de la plate-forme arabe par le bassin intracratonique du Bab (Fig. 7.3). Le transport des éléments silicoclastiques vers la marge omanaise est donc impossible en raison de la barrière formée par les hauteurs émergées de la plate-forme omanaise. L'absence de ces éléments silicoclastiques dans les sédiments de la Formation Al-Hassanat peut s'expliquer également par la grande distance (plusieurs centaines de km) entre la marge omanaise et les massifs cristallins, en Arabie à l'ouest, dans le sud de l'Iran au nord (Murriss, 1980).

La comparaison des systèmes valanginien péri-vocontien et omanais aptien-albien met deux points en évidence: une différence de géométrie de marge et une probable différence de conditions de température. La première s'explique par la morphologie héritée du développement de la plate-forme arabe au cours du Barrémien-Aptien inférieur. La seconde différence est probablement liée à la position paléogéographique des deux régions, plutôt qu'à une différence absolue des températures. Au Valanginien, la région vocontienne est située entre 30 et 35° de latitude nord (Fig. 1.2), alors qu'à l'Aptien-Albien, l'Oman est en position équatoriale (Ziegler, 1988 ; Dercourt et al., 1986 ; Scotese et al., 2001 ; Blakey, 2005). Cette différence de latitude peut expliquer une différence de température entre ces deux régions, en particulier lors de climat de type icehouse. Lors d'un épisode de refroidissement important, le gradient latitudinal s'accroît, les températures baissant plus en hautes plutôt qu'en basses latitudes (Norris et al., 2002 ; Pucéat et al., 2007). Le passage d'un climat très chaud au Cénomaniens à un climat plus contrasté au Maastrichtien a ainsi entraîné une augmentation de près de 4°C du différentiel de température entre l'équateur et une zone située à 35°N (Pucéat et al., 2007). On peut donc s'attendre à une différence supérieure entre l'équateur (Oman) et une zone située à environ 35° (comme le Bassin

Vocontien) entre le Barrémien, période chaude, et l'Aptien supérieur, plus froid. Cette accentuation du gradient latitudinal en régime climatique plus froid, suite à un changement d'un monde *greenhouse* (Berriasien puis Barrémien) à un monde *icehouse* (Valanginien puis Aptien-Albien), peut donc expliquer la différence majeure observée entre l'Oman et le Bassin Vocontien. Ainsi, les faciès de plate-forme ne disparaissent pas en Oman et les plates-formes sont nettement plus affectées par les variations glacio-eustatiques que par les changements paléoécologiques. Cependant, les plates-formes péri-vocontiennes passent à des faciès hétérotrophes produisant nettement moins de carbonates. Toutefois, si des faciès de plate-forme carbonatée persistent dans l'Aptien-Albien d'Oman, leur restriction à une marge géographiquement rétrécie, comparée à l'importante superficie de la plate-forme arabe, entraîne également une chute de la production carbonatée à l'échelle régionale.

7.2.3 – Comparaison des événements valanginien et aptien-albien : scénario synthétique

L'ensemble des observations et des interprétations de ce travail est synthétisé sous la forme d'un scénario très simplifié (Fig. 7.4). Si la période glaciaire de l'Aptien-Albien dure environ trois fois plus longtemps que celle du Valanginien, ces deux épisodes semblent entraîner deux crises des plates-formes carbonatées similaires.

Au cours d'une période de forte production carbonatée sur des plates-formes bien développées (Berriasien moyen et supérieur : Formations de Pierre-Châtel et de Vions et Membre de la Chambotte inférieure ; Barrémien : faciès urgoniens, Formation Kharab, un premier événement traduit une phase de perturbations paléoenvironnementales (Fig. 7.4). Au Valanginien basal (Membre du Guiers) et à l'Aptien basal (Membre Hawar), une augmentation de l'humidité du climat entraîne une hausse du détritisme et des niveaux trophiques sur les plates-formes. Les sédiments de plate-forme enregistrent ainsi une argilosité plus élevée et les taxons plus mésotrophes comme les orbitolines sont plus abondants. À cette phase succède un retour à une sédimentation plus carbonatée (Valanginien inférieur : Membre de la Chambotte supérieure ; Aptien inférieur : Formation Shuaiba ; Fig. 7.4). Cet intervalle de temps est marqué par une importante progradation et s'achève par une régression majeure, forcée en Oman (Valanginien inférieur terminal : séquence V5 et niveaux Barrande ; limite Aptien inférieur/supérieur ; Fig. 7.4). Cette régression est alors enregistrée sur le globe par une progradation des systèmes fluvio-deltaïques et/ou une émergence. La chute du niveau de long terme correspond vraisemblablement à l'installation ou au développement plus important des calottes glaciaires en hautes latitudes.

Durant un intervalle de temps plus ou moins long (> 3 Ma pour le Valanginien-Hauterivien, ≈ 9 Ma pour l'Aptien-Albien (basé sur Gradstein et al., 2004 ; Fig. 7.4), le niveau marin fluctue régulièrement, l'amplitude de ces variations étant de l'ordre de plusieurs dizaines de m. Au Valanginien, ces fluctuations ont une périodicité principale de 400 Ka suggérant probablement un forçage par le grand cycle de l'excentricité de l'orbite terrestre. Un contrôle similaire est suggéré à l'Aptien-Albien, mais les séquences de long terme identifiées par Gréselle & Pittet (2005) suggèrent qu'elles sont en fait constituées de la superposition de séquences de moyen terme. Ces séquences de long terme sont semblables par exemple aux Calcaires Roux inférieurs dans la Formation du Bourget au Valanginien inférieur terminal et au Valanginien supérieur (séquence de long terme ; Fig. 4.10). D'une durée d'1.2 Ma, cette séquence de long terme correspond à l'enregistrement successif de 3 séquences de moyen terme de 400 Ka au sein d'une tendance régressive de plus long terme. La reconnaissance de 3 séquences de moyen terme dans certaines séquences majeures des plates-formes frangeantes omanaises suggère les mêmes tendances. Toutefois, le manque de résolution dans certaines zones, de datations biostratigraphiques pour un large intervalle (séquences V à VIII de Gréselle & Pittet, 2005 ; Fig. 7.2) ne permet pas de tester cette hypothèse. Durant ces glaciations, le niveau marin à très long terme reste bas et représente un bas niveau marin de second ordre (Fig. 7.4). Durant ce bas niveau marin, des transgressions plus importantes peuvent conduire à envoyer brièvement la plate-forme (bases de la Formation du Bourget, du Membre des marnes à *Alectryona*, du Membre des Calcaires Roux supérieurs et des Marnes d'Hauterive ; inondation fini-aptienne, séquence IV de Gréselle & Pittet, 2005).

Au Valanginien supérieur et durant l'Aptien supérieur-Albien inférieur, le climat est dans l'ensemble considérablement plus humide et froid, le détritisme est important et les niveaux trophiques plus élevés. Dans les bassins, une sédimentation nettement plus argileuse est enregistrée. Sur les plates-

formes non-émergées et sur les marges en latitudes moyennes à élevées, la production carbonatée est étouffée par les niveaux trophiques trop élevés. Dans les milieux où la production est très faible et notamment lors des épisodes transgressifs, des intervalles de condensation peuvent se former, enrichis en phosphates et en glauconie. Les assemblages sont représentés uniquement par des hétérotrophes, stimulés par une plus grande abondance de phytoplancton liée à des niveaux trophiques élevés. La productivité primaire est dans l'ensemble très élevée et le taux de matière organique se sédimentant sur le fond est plus important. Le contexte de bas niveau marin pouvant freiner le brassage des eaux et le taux de sédimentation des silicoclastiques augmentant, la matière organique peut probablement être plus facilement enfouie et conservée, soustrayant du carbone léger au milieu marin et favorisant ainsi l'enregistrement d'une excursion positive durant ces glaciations. L'intensification du refroidissement favorisant la productivité primaire, le synchronisme des valeurs les plus élevées du $\delta^{13}\text{C}$ avec le minimum thermique peut ainsi probablement s'expliquer par une productivité primaire maximale au cours du Valanginien.

La fin des glaciations (fin de l'Hauterivien inférieur et Albien moyen) ne marque pas immédiatement une nouvelle installation de plates-formes carbonatées très développées, celle-ci mettant plus de temps à récupérer : à l'Hauterivien terminal-Barrémien inférieur dans le premier cas, au Cénomaniens dans le second (Fig. 7.4).

«La plupart des gens pensent que le Crétacé moyen était super-greenhouse. Mais en fait, il n'était pas si différent du climat des 5 derniers millions d'années.»

Darren Gröcke

8 • CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES



«Arrachez vos question où elles ont germé et vous
verrez pendre leurs racines : d'autres questions !»

Un mentat zensoufi

L'étude du Berriasien moyen à l'Hauterivien basal de la région péri-vocontienne a permis d'aborder l'étude des causes et modalités de la crise globale des plates-formes carbonatées au cours du Valanginien. Les terrains de la plate-forme du Jura-Dauphiné, de sa marge dauphinoise, de la marge de la plate-forme provençale et du Bassin Vocontien ont été analysés en détail en termes de faciès et micro-faciès et les géométries des corps sédimentaires ont été reconstruites. Chaque coupe a été interprétée en terme de stratigraphie séquentielle et le découpage séquentiel ainsi que les changements majeurs de faciès ont été corrélés entre ces différents domaines. Outre les données biostratigraphiques, la construction d'un canevas cyclostratigraphique vocontien a permis de recalculer très précisément dans le temps les différents événements affectant la sédimentation pendant la période étudiée.

La crise valanginienne comporte plusieurs phases. La première est au Valanginien inférieur (2 Ma) et voit l'installation progressive de calottes glaciaires en hautes latitudes. Cette mise-en-place est discontinue, interrompue cycliquement par des phases de réchauffement, forcées par le grand cycle de l'excentricité terrestre. Cette phase de transition climatique d'un mode *greenhouse* à un mode *icehouse* se traduit par des variations du niveau marin d'amplitude croissante et très asymétrique : des transgressions rapides traduisent des épisodes brefs de débâcle importante, tandis que les régressions plus lentes enregistrent la construction des calottes. Le climat globalement de plus en plus froid entraîne, au moins en Europe, une baisse de très long terme du niveau marin et une augmentation progressive de l'humidité. Cette dernière se traduit par une hausse progressive des flux détritiques et des nutriments. Du Valanginien inférieur terminal à l'Hauterivien moyen, les glaciations intenses entraînent un bas niveau marin de plusieurs millions d'années se traduisant dans de nombreux endroits du globe par un hiatus. Le climat est froid et beaucoup plus humide. Les niveaux trophiques élevés favorisent la productivité primaire au détriment de la production carbonatée. Sur les plates-formes et les marges, la production carbonatée est en effet très faible, les assemblages dominés par des formes hétérotrophes. Ce changement des producteurs carbonatés entraîne la disparition de la plate-forme plate et le développement d'une morphologie de rampe. En effet, la disparition des constructions récifales et de lagon essentiellement oligotrophes favorisent l'ouverture du milieu à l'influence hydrodynamique du large. Ce changement ainsi que la morphologie héritée des plates-formes précédentes, qui ont enregistré une importante progradation au cours du Valanginien inférieur, explique la formation de ce profil de rampe. Une hausse de la productivité primaire est enregistrée au Valanginien inférieur terminal parallèlement à une baisse importante des températures (de plus de 20°C à 10-14°C, [Pucéat et al., 2003](#)) et le minimum thermique du Valanginien, enregistré au milieu du Valanginien supérieur, correspond semble-t-il à une productivité primaire maximale. Celle-ci aurait favorisé un dépôt et un enfouissement maximal de matière organique, matérialisé par le pic positif du signal du $\delta^{13}\text{C}$ au cours du Weissert Event. Les calottes glaciaires fondent en partie, de manière cyclique, et entraînent des transgressions brèves et rapides ne permettant pas une reprise importante de la production carbonatée et expliquant la formation d'intervalles condensés. Ainsi, des températures basses, des taux de nutriments élevés et des variations du niveau rapides et de grande amplitude entraînent conjointement la crise majeure des plates-formes carbonatées au cours du Valanginien.

Dans le bassin Vocontien, l'enregistrement des marnes d'Hauterive autour de la limite Valanginien/Hauterivien semble marquer la fin de l'épisode glaciaire. Toutefois, si les faciès marneux peuvent s'expliquer par une rapide transgression, aucun faciès de plate-forme carbonaté similaire à ceux du Berriasien

supérieur-Valanginien inférieur n'a été observé. De plus, l'enregistrement de températures encore très basses durant l'Hauterivien inférieur (Podlaha et al., 1998 ; McArthur et al., 2007) suggèrent que les glaciations ont peut-être duré jusqu'à l'Hauterivien moyen. L'observation dans l'Hauterivien inférieur/moyen de la plate-forme du Jura de faciès identiques à ceux du Valanginien supérieur, suggère que les conditions paléoenvironnementales n'étaient pas encore favorables pour permettre l'installation de plates-formes carbonatées fortement productrices.

L'étude de la sédimentation carbonatée sur la marge omanaise de la plate-forme arabe à l'Aptien-Albien montre un enregistrement différent d'une autre période de glaciations ayant entraîné la seconde crise majeure globale des plates-formes carbonatées. En raison du bas niveau marin de second ordre durant ces glaciations, la majeure partie de la plate-forme arabe est émergée durant l'Aptien supérieur et l'Albien inférieur à moyen. L'usine à carbonates ne persiste alors qu'au niveau de la marge. L'exemple de la marge omanaise montre que si les glaciations valanginiennes et aptiennes-albiennes entraînent des changements climatiques similaires, les plates-formes de différentes latitudes ne vont pas être affectées de la même manière. Les zones tropicales et tempérées vont enregistrer à la fois des variations importantes du niveau marin, une chute de température de près d'une dizaine de degrés et une hausse des niveaux tropiques, « tuant » ainsi les plates-formes carbonatées. En basses latitudes, les plates-formes qui enregistrent également des variations du niveau marin d'amplitude importante, continuent cependant de produire des carbonates, les températures n'étant pas suffisamment faibles à l'équateur.

Le cas de l'Aptien-Albien montre que la crise majeure du Valanginien n'est pas un cas unique. D'après la durée des glaciations valanginiennes et aptiennes albiennes, la Terre aurait connu des glaciations pendant près d'un tiers du Crétacé inférieur (estimation d'après la GTS 2004, Gradstein et al., 2004). Chacun de ces épisodes de glaciations ayant entraîné une crise des plates-formes carbonatées à l'échelle globale, la question d'un lien entre crises des plates-formes et glaciations peut se poser, au moins à l'échelle du Mésozoïque. Ainsi au Jurassique, des indices de refroidissement et de chutes du niveau marin suggèrent qu'un épisode de glaciation pourrait avoir entraîné la crise globale des plates-formes au Toarcien (Guex et al., 2001 ; Morard et al., 2003 ; van de Schootbrugge et al., 2005). De même, la crise des plates-formes au Bathonien-Callovien est synchrone de nombreux témoignages de glaciations et suggère donc un lien similaire à celui interprété pour le Valanginien et pour l'Aptien-Albien.

Alors que les glaciations néocomiennes semblent s'achever au début de l'Hauterivien supérieur (McArthur et al., 2007), la région péri-vocontienne enregistre un important changement de la sédimentation (marnes bleues sur la plate-forme, bancs calcaires très développés dans le bassin) qui traduit peut être un nouveau changement climatique. L'étude de l'Hauterivien sur le même transect plate-forme-bassin permettrait probablement de mieux contraindre cette question.

La quantification des flux sédimentaires dans le Bassin Vocontien (Mattioli et al., 2005 ; Pittet, 2006) a permis de montrer que la lithologie plus argileuse des sédiments du Valanginien supérieur était due non seulement à une chute de la production carbonatée des plates-formes mais également à une hausse du détritisme associé à un climat plus humide. Si de nombreuses autres marges montrent un changement lithologique similaire, une quantification du flux des argiles dans ces zones permettrait de déterminer si l'augmentation de l'argilosité est relative ou absolue. Dans ce dernier cas, l'augmentation de l'humidité du climat observée dans la région péri-vocontienne ne serait pas un phénomène régional mais global, potentiellement lié aux ceintures climatiques latitudinales (Price et al., 2000).

Au Crétacé, les plates-formes carbonatées étaient considérablement plus développées qu'aujourd'hui et les volumes de carbonates alors stockés étaient nettement plus importants (Gaumet et al., 2001 ; Strasser & Samankassou, 2003 ; Ridgwell & Zeebe, 2005 ; Erba, 2006). Dans ce cadre, il paraît donc intéressant de quantifier l'impact du changement de volume de ces plates-formes en période de crise sur le cycle du carbone et le climat.

Tandis qu'au Pléistocène la période principale des variations glacio-eustatiques est d'environ 100 Ka (Wolff et al., 2006), la crise valanginienne correspond, elle, à un cycle de 400 Ka. Cette différence apparaît significative. Dans notre analyse générale des liens entre contrôle climatique et cycles orbitaux,

il serait donc utile de pouvoir intégrer d'autres crises comme celle du Permien ([Reid & Reid, 1999](#) ; [Montañez et al., 2007](#))

«Science : la création des dilemmes par la solution des mystères.»
Norma Cerva

RÉFÉRENCES CITÉES



- Adams, A.E. and MacKenzie, W.S.** (1998) *A colour atlas of carbonate sediments and rocks under the microscope*. Manson, London, 180 pp., 330 Figs. pp.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., Hubberten, H., Remane, J. and Lopez-Oliva, J.G.** (2001) Correlation of a valanginian stable isotopic excursion in northeastern Mexico with the European Tethys. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **75**, 371-388.371-388
- Allen, P. and Wimbledon, W.A.** (1991) Correlation of NW European Purbeck-Wealden (nonmarine Lower Cretaceous) as seen from the English type areas. *Cretaceous Research*, **12**, 511-526.511-526
- Allenbach, R.P.** (1997) Variations in Oxfordian lithofacies affected by the opening of the tethys – an example from the Jura Mountains of northern Switzerland. *Terra Nova*, **9**, 262.262
- Allenbach, R.P. and van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A.** (1997) On a small flora with Araucariaceous conifers from the Röschenz Beds of Court, Jura Mountains, Switzerland. *Eclogae geologicae Helveticae*, **90**, 571-579.571-579
- Alley, N.F. and Frakes, L.A.** (2003) First known Cretaceous glaciation: Livingston Tillite Member of the Cadna-owie Formation, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **50**, 139-144.139-144
- Anderson, E.J.** (2004) The cyclic hierarchy of the 'Purbeckian' Sierra del Pozo Section, Lower Cretaceous (Berriasian), southern Spain. *Sedimentology*, **51**, 455-477.455-477
- Ando, A., Kawahata, H. and Kakegawa, T.** (2006) Sr / Ca ratios as indicators of varying modes of pelagic carbonate diagenesis in the ooze, chalk and limestone realms. *Sedimentary Geology*, **191**, 37-53.37-53
- Andresen, N., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W.** (2003) Timing and distribution of calciturbidites around a deeply submerged carbonate platform in a seismically active setting (Pedro Bank, northern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *International Journal of Earth Sciences*, **92**, 573-592.573-592
- Arnaud-Vanneau, A. and Arnaud, H.** (Eds)(1990) *Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura)*. Blackwell, Oxford, 203-233, 26 Figs. pp.
- Arnaud-Vanneau, A. and Arnaud, H.** (1991) Sédimentation et variations relatives du niveau de la mer sur les plates-formes carbonatées du Berriasien-Valanginien inférieur et du Barrémien dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **162**, 535-545.535-545
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Adatte, T., Argot, M., Rumley, G. and Thieuloy, J.-P.** (1987) The Lower Cretaceous from the Jura Platform to the Vocontian Basin (Swiss Jura, France). *Third International Cretaceous Symposium, Tübingen*, 1-128.1-128

- Arnaud, H. and Bulot, L.G.** (1992) Provence Platform (Berriasian to Barremian) Early Cretaceous back-stepping. Faunal renewals and sequence stratigraphy. In: *Alpine Mesozoic Basin in the southeast of France*. AAPG.
- Arnaud, H., Gidon, M. and Thieuloy, J.-P.** (1981) Les calcaires du Fontanil des environs de Grenoble : leur place dans la stratigraphie du Néocomien entre le Jura et le domaine vocontien. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **74**, 109-137.109-137
- Atrops, F. and Reboulet, S.** (1993) Nouvelles données sur la zonation par ammonites du Valanginien supérieur de l'hypostatotype d'Angles (Alpes de Haute Provence) et sur ses corrélations. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **317**, 499-506.499-506
- Atrops, F. and Reboulet, S.** (1995) La Valanginien-Hauterivian basal du bassin vocontien et de la bordure provençale : zonation et corrélations. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **320**, 985-992.985-992
- Autran, G.** (1993) *L'évolution de la marge nord-est provençale (arc de Castellane) du Valanginien moyen à l'Hauterivien à travers l'analyse biostratigraphique des séries de la région de Peyroules : séries condensées, discontinuités et indices d'une tectogenèse distensive*. Thèse, 239 pp.
- Avram, E., Turculet, I. and Melinte, M.** (1998) Boreal immigrants into the valanginian successions of the romanian Carpathians. *Romanian Journal of Stratigraphy*, **77**, 27-35.27-35
- Bacelle, L. and Bosellini, A.** (1965) Diagrammi per la stima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentarie. **1/3**, 59-62, 24 Pls.59-62, 24 Pls.
- Bachmann, M., Bassioumi, M.A.A. and Kuss, J.** (2003) Timing of mid-Cretaceous carbonate platform depositional cycles, northern Sinai, Egypt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**, 131-162.131-162
- Bachmann, M. and Hirsch, F.** (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research*, **27**, 487-512.487-512
- Banner, F.T., & Simmons, M.D.** (1994) Calcareous algae and foraminifera as water-depth indicators: an example from the Early Cretaceous carbonates of northeast Arabia. In: Simmons, M.D. (ed.) *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman & Hall, London, 243-252.243-252
- Baraboshkin, E.** (1999) Berrisian-Valanginian (Early Cretaceous) seaways of the Russian platform basin and the problem of boreal/tethyan correlation. *Geologica Carpathica*, **50**, 5-20.5-20
- Baraboshkin, E.** (2002) Early cretaceous seaways of the russian platform and the problem of boreal/tethyan correlation. In: *Tethyan/boreal cretaceous correlation* (Ed J. Michalik), Bratislava.
- Baraboshkin, E., Alekseev, A.S. and Kopaevich, L.F.** (2003) Cretaceous palaeogeography of the North-Eastern Peri-Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **196**, 177-208.177-208
- Barron, E.J.** (1983) A warm, equable Cretaceous; the nature of the problem. *Earth-Science Reviews*, **19**, 305-338.305-338
- Barron, E.J., Thompson, S.L. and Schneider, S.E.** (1981) An Ice-Free Cretaceous? Results from Climate Model Simulations. *Science*, **212**, 501-508.501-508
- Bartolini, A.** (2003) Cretaceous radiolarian biochronology and carbon isotope stratigraphy of ODP Site 1149 (Northwestern Pacific, Nadezhda Basin). *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, **185**, 1-17.1-17

- Bathurst, R.G.** (1975) Carbonate sediments and their diagenesis. **12**, 658 pp., 359 Figs. 658 pp., 359 Figs.
- Baumberger, E.** (1901) Facies und transgressionen der untern Kreide. *Wissenschaftliche Beilage zum Bericht der Töcherschule zu Basel*, 1-44. 1-44
- Beaufort, L., Lancelot, Y., Camberlin, P., Cayre, O., Vincent, E., Bassinot, F. and Labeyrie, L.** (1997) Insolation Cycles as a Major Control of Equatorial Indian Ocean Primary Production. *Science*, **278**, 1451-1454. 1451-1454
- Bellanca, A., Erba, E., Neri, R., Premoli Silva, I., Sprovieri, M., Tremolada, F. and Verga, D.** (2002) Palaeoceanographic significance of the Tethyan «Livello Selli» (early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily; biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **185**, 175-196. 175-196
- Bellanca, A., Masetti, D., Neri, R. and Venezia, F.** (1999) Geochemical and sedimentological evidence of productivity cycles recorded in Toarcian black shales from the Belluno Basin, Southern Alps, Italy. *J. Sedim. Res.*, **69**, 2, 466-476. 466-476
- Ben Ismail, M., Bouaziz, S., Almeras, Y., Clavel, B., Donze, P., Enay, R., Ghenmi, M. and Tintant, H.** (1989) Nouvelles données biostratigraphiques sur le Callovien et les faciès «purbecko-waeldiens» (Oxfordien à Vraconien) dans la région de Tataouine (Sud-tunisien). *Bulletin de la Société Géologique de France, huitième série*, **5**, 353-360. 353-360
- Ben Youssef, M., Biely, A. and Memmi, L.** (1985) La Formation Orbata (Aptien) en Tunisie méridionale précisions biostratigraphiques nouvelles. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, **51**, 105-120. 105-120
- Ben Youssef, M. and Peybernès, B.** (1986) Données micropaléontologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Crétacé inférieur marin du Sud-Tunisien. *Journal of African Earth Sciences*, **5**, 217-231. 217-231
- Berger, A.** (1978) Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2362-2367. 2362-2367
- Berger, A.** (1988) Milankovitch theory and climate. *Rev. Geophys.*, **26**, 624-657. 624-657
- Berger, A. and Loutre, M.-F.** (1994) Astronomical forcing through geological time. *International Association of Sedimentologists Special Publications*, **19**, 15-24. 15-24
- Berger, A., Loutre, M.-F. and Dehant, V.** (1989) Astronomical frequencies for pre-Quaternary palaeoclimate studies *Terra Nova*, **1**, 474-479. 474-479
- Berger, A., Mélice, J.L. and Loutre, M.-F.** (2005) On the origin of the 100-kyr cycles in the astronomical forcing. *Paleoceanography*, **20**, PA4019, doi:10.1029/2005PA001173. PA4019, doi:10.1029/2005PA001173
- Bernaus, J.M., Arnaud-Vanneau, A. and Caus, E.** (2002) Stratigraphic distribution of Valanginian-Early Aptian shallow-water benthic foraminifera and algae, and depositional sequences of a carbonate platform in a tectonically-controlled basin: the Organya Basin, Pyrenees, Spain. *Cretaceous Research*, **23**, 25-36. 25-36
- Berner, E.K. and Berner, R.A.** (1996) *Global environment, water, air, and geochemical cycles*. Prentice Hall, 376 pp.
- Berner, R.A.** (1990) Atmospheric carbon dioxide levels over phanerozoic time. *Science*, **249**, 1382-1386. 1382-1386

- Berner, R.A.** (1999) A New Look at the long-term Carbon Cycle. *GSA Today*, **9**, 1-6.1-6
- Berner, R.A. and Kothavala, Z.** (2001) Geocarb III: a revised model of atmospheric CO₂ over phanerozoic time. *American Journal of Science*, **301**, 182-204.182-204
- Bersezio, R.** (1993) Sedimentary events and rythms in an Early Cretaceous pelagic environment: The Maiolica Fm. of the Lombardy Basin (Southern Alps). *Giornale di Geologia*, **55**, 5-20.5-20
- Bersezio, R., Erba, E., Gorza, M. and Riva, A.** (2002) Berriasian-Aptian black shales of the Maiolica formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **180**, 253-275.253-275
- Blakey, R.** (2005) <http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/>.
- Blanc, E.** (1996) Transect plate-forme bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien): chronostratigraphie et transferts de sédiments. Thèse de doctorat. *Géologie Alpine, Mémoire HS 25*, 312.312
- Blanc, E., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Bulot, L.G., Gidon, M., Thieuloy, J.-P. and Remane, J.** (1992) Les couches du passage du Berriasien au Valanginien dans le secteur du Fontanil (Isère, France). *Géologie Alpine*, **68**, 3-12.3-12
- Blanc, E., Bulot, L.G. and Paicheler, J.-C.** (1994) La coupe de référence de Montbrun-les-Bains (Drôme, SE France): un stratotype potentiel pour la limite Berriasien-Valanginien. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **318**, 101-108.101-108
- Blanc, E., Gidon, M., Arnaud, H. and Arnaud-Vanneau, A.** (1993) Les complexités tectoniques de la carrière de Sautaret, près de Voreppe, et leurs implications sur la stratigraphie détaillée du Berriasien inférieur de la Chartreuse occidentale. *Géologie Alpine*, **69**, 21-32.21-32
- Boisseau, T.** (1987) *La plate-forme jurassienne et sa bordure subalpine au Berriasien - Valanginien (Chartreuse-Vercors) : analyse et corrélations avec les séries de bassin. Sédimentologie, stratigraphie, micropaléontologie, magnétostratigraphie.* Thèse, Grenoble, 411 pp.
- Bosellini, A. and Morsilli, M.** (1997) Lower Cretaceous drowning unconformity on the eastern flank of the Apulia Platform (Gargano Promontory, southern Italy). *Cretaceous Research*, **18**, 51-61.51-61
- Bouaziz, S., Buffetaut, E., Ghanmi, M., Jaeger, J.-J., Martin, M., Mazin, J.-M. and Tong, H.** (1988) Nouvelles découvertes de vertébrés fossiles dans l'Albien du Sud tunisien. *Bulletin de la Société Géologique de France, série 8*, **4**, 335-339.335-339
- Bour, Y., Mattioli, E. and Pittet, B.** (2007) Nannofacies analysis as a tool to reconstruct paleoenvironmental changes during the Early Toarcian anoxic event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **249**, 55-79.55-79
- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J., & Schlanger, S.O.** (1994) Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, **9**, 335-369.335-369
- Brand, U., Logan, A., Hiller, N. and Richardson, J.** (2003) Geochemistry of modern brachiopods: application and implications for oceanography and paleoceanography. *Chemical Geology*, **198**
- Brayard, A., Bucher, H., Escarguel, G., Fluteau, F., Bourquin, S. and Galfetti, T.** (2006) The Early Triassic ammonoid recovery: Paleoclimatic significance of diversity gradients. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **239**, 374-395.374-395

- Bromley, R.G.** (1996) *Trace fossils: biology, taphonomy and applications. 2nd. edition.* Dordrecht, Kluwer, 361 pp.
- Bulot, L.G.** (1995) Les formations à ammonites du Crétacé Inférieur du sud-est de la France (Berriasien à Hauterivien) : biostratigraphie, paléontologie et cycles sédimentaires. *Thèse Université Grenoble*, 375.375
- Bulot, L.G., Thieuloy, J.-P., Blanc, E. and Klein, J.** (1992) Le cadre stratigraphique du Valanginien supérieur et de de l'Hauterivien du sud-est de la France : définition des biochronozones et caractérisation de nouveaux biohorizons. *Géologie Alpine*, **68**, 13-56.13-56
- Busnardo, R., Thieuloy, J.-P., Moullade, M., Alleman, F., Combemorel, R., Cotillon, P., Donze, P., Ferry, S., Manivit, H., Remane, J. and Rio, M.** (1979) Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (sud-est de la France). *Les Stratotypes français*, **6**, 143.143
- Canerot, J., Cugny, P., Peybernès, B., Rahhali, I., Rey, J. and Thieuloy, J.-P.** (1986) Comparative study of the Lower and Mid-Cretaceous sequences on different Maghrebian shelves and basins-their place in the evolution of the North African Atlantic and Neotethysian margins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **55**, 213-232.213-232
- Cazenave, A.** (2006) How fast are the ice sheets melting? *Nature*, **314**, 1250-1252.1250-1252
- Cecca, F.** (1998) early Cretaceous (pre-Aptian) ammonites of the Mediterranean Tethys: Palaeoecology and palaeobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **138**, 305-323.305-323
- Chabrier, G., Fourcade, E. and Jaffrezo, M.** (1975) Sur le Cretace du Sud-Ouest de la Sardaigne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **17**, 131-134.131-134
- Channell, J.E.T., Erba, E. and Lini, A.** (1993) Magnetostratigraphic calibration of the Late Valanginian carbon isotope event in pelagic limestones from northern Italy and Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters*, **118**, 145-166.145-166
- Charollais, J., Clavel, B., Busnardo, R. and Maurice, B.** (1989) L'Hauterivien du Jura du bassin genevois. *Mémoires de la Société neuchâteloise des Sciences naturelles*, **XI**, 49-72.49-72
- Charollais, J. and Wernli, R.** (1995) 23ème colloque européen de Micropaléontologie Pays de Genève et régions voisines (Suisse et France) 24-30 septembre 1995. *Publications du département de géologie et paléontologie*, **7**
- Cheel, R.J. and Leckie, D.A.** (1993) Hummocky cross-stratification, pp. 103-122, 13 Figs., 1 Tab. Oxford Science Publication, Oxford.
- Clavel, B., Charollais, J., Busnardo, R. and Le Hegarat, G.** (1986) Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **79**, 319-341.319-341
- Cobianchi, M., Luciani, V. and Bosellini, A.** (1997) Early Cretaceous nannofossils and planktonic foraminifera from northern Gargano (Apulia, southern Italy). *Cretaceous Research*, **18**, 249-293.249-293
- Coccioni, R., Erba, E. and Premoli-Silva, I.** (1992) Barremian-Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution. *Cretaceous Research*, **13**, 517-537.517-537
- Colin, J.-P., El Albani, A., Fursich, F.T., Martin-Closas, C., Mazin, J.-M. and Billon-Bruyat, J.-P.** (2004) Le Gisement «purbeckien» de vertébrés de Cherves-de-Cognac, Charente (SW France): nouvelles données biostratigraphiques. *Compte-Rendu Palevol*, **3**, 9-16.9-16

- Collinson, J.D.** (1969) The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**, 194-221.194-221
- 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, Fribourg, 198 pp.
- Company, M.** (1987) *Los Ammonites del Valanginiense del sector oriental de las Cordilleras Béticas (SE de España)*. Tesis, Granada, 353 pp.
- Constantine, A., Anusuya, C., Vickers-Rich, P. and Rich, T.H.** (1998) Periglacial environments and polar dinosaurs. *South African Journal of Science*, **94**, 137-141.137-141
- Cotillon, P.** (1971) Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var : stratigraphie et sédimentologie. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, **68**, 330.330
- Cotillon, P.** (1984) La sédimentation pélagique dans le Bassin Vocontien au Crétacé inférieur. In: *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, stratigraphie et paléogéographie* (Eds S. Debrand-Passard, S. Courbouleix and M.-J. Lienhardt), **125**.
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G. and Rio, M.** (1979b) A la recherche des facteurs oscillants de la sédimentation marine ancienne par l'étude des alternances marno-calcaires. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **289**, 1121-1124.1121-1124
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G. and Rio, M.** (1980) Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-est) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **7 t.XXII**, 735-744.735-744
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G., Rio, M., Busnardo, R. and Donze, P.** (1979a) Premier aspect d'une recherche sur la signification des alternances marno-calcaires : corrélations de faisceaux de bancs valanginiens à travers le bassin vocontien et ses annexes (chaînes subalpines méridionales). In: *7ème R.A.S.T*, pp. 232. S.G.F, Lyon, France.
- Cotillon, P. and Rio, M.** (1984) Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (central Atlantic), and in the Vocontian Basin (France). In: *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project* (Eds R.T. Buffler, W. Schlager, J.L. Bowdler, P. Cotillon, R.B. Halley, H. Kinoshita, L.B.I. Magoon, C.L. McNulty, J.W. Patton, I. Premoli Silva, A. Suarez-Otmara, M.M. Testarmata, R.V. Tyson, D.K. Watkins and K.A. Pisciotto), **77**, pp. 339-376, Washington.
- Cunningham, K.J. and Collins, L.S.** (2002) Controls on facies and sequence stratigraphy of an Upper Miocene carbonate ramp and platform, Melilla basin, NE Morocco. *Sedimentary Geology*, **146**, 285-304.285-304
- Curtis, C.D.** (1990) Aspects of climatic influence on the clay mineralogy and geochemistry of soils, paleosols and clastic sedimentary rocks. *J. geol. Soc. London*, **147**, 351-357.351-357
- Da Rosa, A.A.S. and Garcia, A.J.V.** (2000) Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana. *Cretaceous Research*, **21**, 221-239.221-239
- Dahanayake, K.** (1977) Classification of oncoids from the Upper Jurassic carbonates of the French Jura. *Sed. Geology*, **18**, 337-353.337-353
- Dahanayake, K.** (1978) Sequential deposition and environmental significance of different types of oncoids. *Sed. Geology*, **20**, 301-316.301-316

- Dahanayake, K.** (1983) Depositional environments of some Upper Jurassic oncoids. In: *Coated grains* (Ed M. Peryt-Tadeusz), pp. 377-385. Springer, Berlin.
- Dalland, A.** (1977) Erratic clasts in the lower Tertiary deposits of Svalbard; evidence of transport by winter ice. *Arbok - Norsk Parinstitutt*, 151-165.151-165
- Darsac, C.** (1983) *La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain, Savoie) : Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie, paléogéographie, micropaléontologie*. Thèse, Grenoble, 319 pp.
- David, T.W.** (1950) *The Geology of the Commonwealth of Australia*. Edward Arnold, London.
- De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T. and Vail, P.R.** (1998) *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- De Lurio, J.L. and Frakes, L.A.** (1999) Glendonites as a palaeoenvironment tool: implications for Early Cretaceous high latitude climate in Australia. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **63**, 1039-1048.1039-1048
- Deconinck, J.-F.** (1993) Clay mineralogy of the late Tithonian-Berriasian deep-sea carbonates of the vcontian through (SE France): relationships with sequence stratigraphy. *Bulletin Centres de Recherche et d'Exploration Production Elf Aquitaine*, **17**, 223-234.223-234
- Deconinck, J.-F., & Charollais, J.** (1986) Minéraux argileux des formations crétacées et tertiaires du domaine ultra-helvétique (unité de Nantbellet, klippe de Sulens : Haute-Savoie) : diagenèse et paléoenvironnement. *Géologie Alpine*, **62**, 11-30.11-30
- Deconinck, J.-F., Strasser, A. and Debrabant, P.** (1988) Formation of illitic minerals at surface temperatures in Purbeckian sediments (Lower Berriasian, Swiss and French Jura). *Clay Minerals*, **23**, 91-103.91-103
- Della Porta, G., Kenter, J.A.M. and Bahamonde, J.R.** (2004) Depositional facies and stratal geometry of an Upper Carboniferous prograding and aggrading high-relief carbonate platform (Cantabrian Mountains, N Spain). *Sedimentology*, **51**, 267-295.267-295
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geyssant, J., Lepvrier, C., Biju-Duval, B., Sibuet, J.C., Sayostin, L.A., Westphal, M. and Lauer, J.P.** (1986) Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, **123**, 1-35.1-35
- Deville, Q.** (1991) *Stratigraphie, sédimentologie, environnements de dépôts et analyse séquentielle dans les terrains entre le Kimméridgien supérieur et le Valanginien du Mont-Salève*, Univ. Genève, Switzerland, 141 pp.
- Ditchfield, P.W.** (1997) High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls Land, Svalbard. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **130**, 163-175.163-175
- Ditchfield, P.W., Marshall, J.D. and Pirrie, D.** (1994) High latitude palaeotemperature variation: New data from the Thithonian to Eocene of James Ross Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **107**, 79-101.79-101
- Donnadieu, Y., Godderis, Y., Ramstein, G., Nédélec, A. and Meert, J.** (2004) A 'snowball' Earth climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, **428**, 303-306.303-306
- Droxler, A.W. and Schlager, W.** (1985) Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology*, **13**, 799-802.799-802

- Duane, A.** (1996) Palynology of the Byers Group (Late Jurassic-Early Cretaceous) of Livingston and Snow islands, Antarctic Peninsula: its biostratigraphical and palaeoenvironmental significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **91**, 241-281.241-281
- Duchamp-Alphonse, S., Gardin, S., Fiet, N., Bartolini, A., Blamart, D. and Pagel, M.** (2006) Fertilization of the northwestern Tethys (Vocontian basin, SE France) during the Valanginian carbon isotope perturbation: Evidence from calcareous nanofossils and trace element data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **20**.20
- Duke, W.L., Arnott, R.W. and Cheel, R.J.** (1991) Shelf sandstones and hummocky cross-stratification; new insights on a stormy debate. *Geology*, **19**, 625-628.625-628
- Dumas, S., Arnott, R.W. and Southard, J.B.** (2005) Experiments on oscillatory and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallowmarine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 501-513.501-513
- Dumitrescu, M., Brassell, S.C., Schouten, S., Hopmans, E.C. and Sinninghe Damsté, J.S.** (2006) Instability in tropical Pacific sea-surface temperatures during the early Aptian. *Geology*, **34**, 833-836.833-836
- Dunham, R.J.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks, AAPG Mem. 1* (Ed W.E. HAM), pp. 108-121.
- Dupraz, C. and Strasser, A.** (2002) Nutritional modes in coral-microbialite reefs (Jurassic; Oxfordian, Switzerland): Evolution of trophic structure as a response to environmental change. *Palaios*, **17**, 449-471.449-471
- Ekdale, A.A.** (1988) Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages. *Palaios*, **3**, 464.464
- Elstner, F. and Mutterlose, J.** (1996) The Lower Cretaceous (Berriasian and Valanginian) in NW Germany. *Cretaceous Research*, **17**, 119-133.119-133
- Embry, A.F.** (1984). In: *Canadian Society of Exploration Geophysicists, National Convention*, pp. 49-50. Canadian Society of Petroleum Geology-, Calgary, Alberta.
- Embry, A.F. and Klovan, J.E.** (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwest Territories. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **19**, 730-781.730-781
- Emery, K.O.** (1955) Transportation of rocks by driftwood. *Journal of Sedimentary Petrology*, **25**, 51-57.51-57
- Emmanuel, L. and Renard, M.** (1993) Carbonate geochemistry (Mn, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the Late Tithonian-Berriasian pelagic limestones of the Vocontian Through (SE France). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **17/1**, 205-221.205-221
- Erba, E.** (1994) Nanofossils and superplumes: The early Aptian «nannoconid crisis». *Paleoceanography*, **9**, 483-501.483-501
- Erba, E.** (2004) Calcareous nanofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, **52**, 85-106.85-106
- Erba, E.** (2006) The first 150 million years history of calcareous nanoplankton: Biosphere-geosphere interactions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **232**, 237-250.237-250
- Erba, E., Bartolini, A. and Larson, R.L.** (2004) Valanginian Weissert oceanic anoxic event. *Geology*, **32**, 149-152.149-152

- Erba, E., Castradori, D., Guasti, G. and Ripepe, M.** (1992) Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **93**, 47-69.47-69
- Erba, E. and Tremolada, F.** (2004) Nannofossil carbonate fluxes during the Early Cretaceous: phytoplakton response to nutrification episodes, atmospheric CO₂, and anoxia. *Paleoceanography*, **19**, doi:10.1029/2003PA000884.doi:10.1029/2003PA000884
- Erbacher, J., Huber, B.T., Norris, R.D. and Markey, M.** (2001) Increased thermohaline stratification as a possible cause for an ocean anoxic event in the Cretaceous period. *Nature*, **409**, 325-327.325-327
- Ettachfini, M.** (1991) Le Valanginien de l'Atlas Atlantique (Maroc) : Stratigraphie et ammonitofaune. Thèse. *Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul Sabatier Toulouse*, **15**, 177.177
- Ettachfini, M., Company, M., Rey, J., Taj-eddine, K. and Tavera, J.M.** (1998) Le Valanginien du bassin de Safi (Maroc Atlantique) et sa faune d'ammonites. Implications paléobiogéographiques. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **327**, 319-325.319-325
- Eyles, N. and Eyles, C.** (1992) Glacial depositional systems. In: *Facies models: response to sea level change* (Eds R.G. Walker and N.P. James), pp. 73-100. Geological Association of Canada.
- Ferguson, K.M., Gregory, R.T. and Constantine, A.** (1999) Lower Cretaceous (Aptian-Albian) secular changes in the oxygen and carbon isotope record from high paleolatitude fluvial sediments, south-east Australia: comparisons to the marine record. In: *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate system* (Eds E. Barrera and E.E. Johnson), *Geological Society of America Special Paper*, pp. 59-72.
- Ferry, S.** (1991) Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux. *Géologie Alpine*, **H.S.18**, 47-99.47-99
- Ferry, S., Cotillon, P., Gaillard, C., Jautée, E., Latreille, G. and Rio, M.** (1980) Alternances marno-calcaires : bruit de fond universel de la sédimentation pélagique au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates. In: *8ème R.A.S.T.*, pp. 148. S.G.F, Marseille, France.
- Ferry, S. and Rubino, J.L.** (1989) Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins. In: *2ème congrès français de sédimentologie*, **12**, pp. 140. Association des Sédimentologues Français, Lyon, France.
- Fiet, N., Quidelleur, X., Parize, O., Bulot, L.G. and Gillot, P.Y.** (2006) Lower Cretaceous stage durations combining radiometric data and orbital chronology: Towards a more stable relative time scale? *Earth and Planetary Science Letters*, **246**, 407-417.407-417
- Flügel, E.** (2004) *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*, 976 pp.
- Folk, R.L.** (1959) Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **43**, 1-38.1-38
- Folk, R.L.** (1962) Spectral subdivision of limestone types. In: *Classification of carbonate rocks, AAPG Mem. 1* (Ed W.E. HAM), pp. 62-84.
- Föllmi, K.B.** (1995) 160 m.y. record of marine sedimentary phosphorus burial: coupling of climate and continentale weathering under greenhouse and icehouse conditions. *Geology*, **23**, 503-506.503-506
- Föllmi, K.B.** (1996) The Phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews*, **40**, 55-124.55-124
- Föllmi, K.B. and Delamette, M.** (1991) Comment on: Model simulation of mid-Cretaceous ocean circulation. *Science*, **251**, 94.94

- Föllmi, K.B., Godet, A., Bodin, S. and Linder, P.** (2006) Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography*, **21**, PA4211, doi:10.1029/2006PA001313.PA4211, doi:10.1029/2006PA001313
- Föllmi, K.B., Weissert, H., Bisping, M. and Funk, H.** (1994) Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the Lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 729-746.729-746
- Foster, G.L. and Vance, D.** (2006) Negligible glacial-interglacial variation in continental chemical weathering rates. *Nature*, **444**, 918-921.918-921
- Foucault, A. and Raoult, J.-F.** (2005) *Dictionnaire de géologie 6ème édition*. Dunod, Paris.
- Frakes, L.A.** (1979) *Climates throughout geologic time*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 310 pp.
- Frakes, L.A.** (1999) estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. *Geological Society of America Special Paper*, **332**
- Frakes, L.A., Alley, N.F. and Deynoux, M.** (1995) Early Cretaceous ice rafting and climate zonation in Australia. *International Geology Review*, **37**, 567-583.567-583
- Frakes, L.A. and Francis, J.E.** (1988) A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, **333**, 547-549.547-549
- Frakes, L.A., Francis, J.E. and Syktus, J.I.** (1992) Climate modes of the Phanerozoic. *Cambridge Univ. Press, London*
- Frakes, L.A., Probst, J.-L. and Ludwig, W.** (1994) Latitudinal distribution of paleotemperature on land and sea from early Cretaceous to middle Miocene. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **318**, 1209-1218.1209-1218
- Francis, J.E. and Frakes, L.A.** (1993) Cretaceous climates. *Sedimentology review*, **1**
- Francis, J.E. and Poole, I.** (2002) Cretaceous and early Tertiary climates of Antarctica: evidence from fossil wood. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **182**, 47-64.47-64
- Funk, H., Föllmi, K.B. and Mohr, H.** (1993) Evolution of the Tithonian-Aptian carbonate platform along the northern Tethyan margin, eastern helvetic alps. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **56**, 387-407.387-407
- Gaumet, F., Garcia, J.-P., Dromart, G. and Allemand, P.** (2001) Middle Jurassic production rates and «patchy» architecture of the carbonate systems along the north-western Tethyan margin (Paris basin to Sub-alpine basin). *Géologie Méditerranéenne*, **28**, 79-83.79-83
- Géoportail** (2007) www.geoportail.fr (Institut Géographique National)
- Ghanmi, M. and Potfaj, M.** (1991) Données stratigraphiques sur la chaîne de Tebaga de Kebili, Jebel Aziz (Tunisie méridionale); conséquences paléogéographiques et tectoniques. *Notes du Service Géologique de Tunisie*, **58**, 21-28.21-28
- Giraud, F.** (1995) *Recherche des périodicités astronomiques et des fluctuations du niveau marin à partir de l'étude du signal carbonaté des séries péralgiques alternantes. Application au crétacé inférieur du sud-est de la France (bassin vocontien), de l'Atlantique central (site 534 DSDP) et du golfe du Mexique (site 535 DSDP)*. Thèse, 285 pp.

- Giraud, F., Beaufort, L. and Cotillon, P.** (1995) Periodicities of carbonate cycles in the Valanginian of the Vocontian Trough: a strong obliquity control. *Geological Society Special Publication*, **85**, 143-164.143-164
- Giraud, F., Cotillon, P. and Schaaf, A.** (1991) Détermination des variations relatives des flux de matière par l'analyse d'images de sédiments carotés. Application pour une recherche des fluctuations du niveau marin en domaine pélagique. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**, 1269-1275.1269-1275
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z.** (1994) A mesozoic time scale. *Journal of geophysical research*, **99**, 24051-24074.24051-24074
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. and Huang, Z.** (1995) *A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale*, 96-216 pp.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G. and Smith, A.G.** (2004) *A geologic time scale 2004*. Cambridge University Press, 610 pp.
- Graziano, R.** (1999) The Early Cretaceous drowning unconformities of the Apulia carbonate platform (Gargano Promontory, southern Italy): local fingerprints of global palaeoceanographic events. *Terra Nova*, **11**, 245-250.245-250
- Gregory, R.T., Douthitt, C.B., Duddy, I.R., Rich, P.V. and Rich, T.H.** (1989) Oxygen isotopic composition of carbonate concretions from the lower Cretaceous of Victoria, Australia: implications for the evolution of meteoric waters on the Australian continent in a paleopolar environment. *Earth and Planetary Science Letters*, **92**, 27-42.27-42
- Gréselle, B.** (2002) Etude des fluctuations du signal sédimentaire et biologique observées dans un environnement margino-littoral (carrière de Cherves de Cognac) : influence marine versus influence continentale. *Mémoire de Maîtrise des Sciences de la Terre, Poitiers*, 23.23
- Gréselle, B.** (2003) Evolution de la marge omanaise de la plate-forme arabe à l'Aptien-Albien : géométries de dépôt et faciès (Formations de Salil et d'Al Hassanat). *Mémoire de DEA Paléontologie et Environnements Sédimentaires, Lyon1*, 50.50
- Gréselle, B. and Pittet, B.** (2005) Fringing carbonate platforms at the Arabian Plate margin in northern Oman during the Late Aptian–Middle Albian: Evidence for high-amplitude sea-level changes. *Sedimentary Geology*, **175**, 367-390.367-390
- Grice, K., Cao, C., Love, G.D., Böttcher, M.E., Twitchett, R.J., Grosjean, E., Summons, R.E., Turgeon, S.C., Dunning, W. and Jin, Y.** (2005) Photoc zone euxinia during the Permian-Triassic superanoxic event. *Science*, **307**, 706-709.706-709
- Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P. and Jenkyns, H.C.** (1999) Carbon-isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: Ocean-atmosphere chemistry and relation to sea-level. *Geology*, **27**, 155-158.155-158
- Gröcke, D.R., Ludvigson, G.A., Witzke, B.L., Robinson, S., A., Joeckel, R.M., Ufnar, d.F. and Ravn, R.L.** (2006) Recognizing the Albian-Cenomanian (OAE1d) sequence boundary using plant carbon isotopes: Dakota Formation, Western Interior Basin, USA. *Geology*, **34**, 193-196.193-196
- Gröcke, D.R., Price, G.D., Robinson, S., A., Baraboshkin, E., Mutterlose, J. and Ruffell, A.H.** (2005) The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon-isotope event recorded in terrestrial plants. *Earth and Planetary Science Letters*, **240**, 495-509.495-509
- Gröcke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J. and Baraboshkin, E.** (2003) Isotopic evidence for Late Jurassic–Early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*,

202, 97-118.97-118

- Grötsch, J., Billing, I.M. and Vahrenkamp, V.** (1998) Carbon-isotope stratigraphy in shallow-water carbonates: implications for Cretaceous black-shale deposition. *Sedimentology*, **45**, 623-634.623-634
- Guex, J., Morard, A., Bartolini, A. and Morettini, E.** (2001) Découverte d'une importante lacune stratigraphique à la limite Domérien-Toarcien: implications paléocéanographiques. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, **345**, 277-284.277-284
- Guillaume, S.** (1966) Le Crétacé du Jura français. *Bulletin du Bureau des Ressources Géologiques et Minières, Section 2: Géologie Appliquée, Chronique des Mines*, 299.299
- Guillocheau, F.** (1990) *Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple Dévonien armoricain*. Thèse de doctorat, Université de Strasbourg, 257 pp.
- Guillocheau, F.** (1995) nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **320**, 1141-1157.1141-1157
- Haak, A.B. and Schlager, W.** (1989) Compositional variations in calciturbidites due to sea-level fluctuations, late Quaternary, Bahamas. *Geologische Rundschau*, **78**, 477-486.477-486
- Häfeli, C., Maync, W., Oertli, H.J. and Rutsch, R.F.** (1965) Die Typus-Profil des Valanginien und Hauterivien. *Bulletin der Vereinigung Schweizerisches Petroleum -Geologen und -Ingenieur.*, **31**, 41-75.41-75
- Haggart, J.W.** (1996) Stratigraphy and correlation of Cretaceous rocks of the northern Insular Belt, western Canada. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaeontologischen Institut der Universitaet Hamburg*, **77**, 67-73.67-73
- Hallam, A.** (1985) A review of Mesozoic climates. *Journal of the Geological Society of London*, **142**, 433-445.433-445
- Hallam, A., Grose, J.A. and Ruffell, A.H.** (1991) Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **110**, 173-187.173-187
- Hallock, P.** (1988) The role of nutrient availability in bioerosion. Consequences to carbonate buildups. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **63**, 275-291.275-291
- Hallock, P.** (2001) Coral reefs, carbonate sediments, nutrient, and global change. In: *the history and sedimentology of ancient reef systems* (Ed D.J. Stanley), pp. 387-427. Kluwer/Plenum, New York.
- Handford, C.R. and Loucks, R.G.** (1993) Carbonate depositional sequences and systems tracts. Responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications, AAPG Mem. 57* (Eds R.G. LOUCKS and J.F. SARG), pp. 3-42.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R.** (1987) Chronology of fluctuating sea-levels since the triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.1156-1167
- Haq, B.U., Vail, P.R., Hardenbol, J., Van Wagoner, J.C. and Matthews, R.K.** (1988) Sea-level history: response. *Science*, **241**, 596-599.596-599
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C. and Vail, P.R.** (1998) Cretaceous sequence chronostratigraphy. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail), **60 (chart)**. SEPM Special Publication.

- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G.** (1990) *A geological time scale 1989*. University Press, Cambridge, 263 pp.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G.** (1975) Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course*, **2**, 161 pp.161 pp.
- Harris, P.M., Frost, S.H., Seiglie, G.A. and Schneidermann, N.** (1984) Regional unconformities and depositional cycles, Cretaceous of the arabian peninsula. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **36**, 67-80.67-80
- Hathway, B. and Lomas, S.A.** (1998) The Jurassic–Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, **19**, 43-67.43-67
- Haude, R., Jahnke, H. and Walliser, O.H.** (1994) Der Scyphocrinoiden an der Wende Silur/devon. Translated title : Scyphocrinoids at the Silurian-Devonian boundary. *Der Aufschluss*, **45**, 49-55.49-55
- Hennig, S.** (2003) *Geochemical and sedimentological evidence for environmental changes in the Valanginian (Early Cretaceous) of the Tethys region*. Thesis, Zürich, 235 pp.
- Hennig, S., Weissert, H. and Bulot, L.G.** (1999) C-isotope stratigraphy, a calibration tool between ammonite- and magnetostratigraphy: the Valanginian-Hauterivian transition. *Geologica Carpathica*, **50**, 91-96.91-96
- Herrle, J.O. and Mutterlose, J.** (2003) Calcareous nannofossils from the Aptian–Lower Albian of south-east France: palaeoecological and biostratigraphic implications. *Cretaceous Research*, **24**, 1-22.1-22
- Herrle, J.O., Pross, J., Friedrich, O., Kössler, P. and Hemleben, C.** (2003) Forcing mechanisms for mid-Cretaceous black shale formation: evidence from the Upper Aptian and Lower Albian of the Vocontian Basin (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **190**, 399-426.399-426
- Hesselbo, S.P., Jenkyns, H.C., Duarte, L.V. and Oliveira, C.V.** (2007) Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 455-470.455-470
- Hillgärtner, H.** (1998) Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, **68**, 1093-1108.1093-1108
- Hillgärtner, H.** (1999) *The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early valanginian: controlling factors and timing*. Thesis, Fribourg (Switzerland), 203 pp.
- Hillgärtner, H., Dupraz, C. and Hug, W.** (2001) Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis? *Sedimentology*, **48**, 117-131.117-131
- Hillgärtner, H. and Strasser, A.** (2003) Quantification of high-frequency sea-level fluctuations in shallow-water carbonates: an example from the Berriasian-Valanginian (French Jura). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**, 43-63.43-63
- Hillgärtner, H., van Buchem, F.S.P., Gaumet, F., Razin, P., Pittet, B., Grötsch, J. and Droste, H.** (2003) The Barremian-Aptian Evolution of the eastern arabian carbonate platform margin (northern Oman). *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 756-773.756-773
- Hochuli, P.A., Menegatti, A.P., Weissert, H., Riva, A., Erba, E. and Premoli Silva, I.** (1999) Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology*, **27**, 657-660.657-660

- Hoedemaeker, P.J. and Herngreen, G.F.W.** (2003) Correlation of Tethyan and Boreal Berriasian - Barremian strata with emphasis on strata in the subsurface of the Netherlands. *Cretaceous Research*, **24**, 253-275.253-275
- Hoedemaeker, P.J., Reboulet, S., Aquirre-Urreta, M.B., Alsen, P., Aoutem, M., Atrops, F., Barragan, R., Company, M., Gonzalez Arreola, C., Klein, J., Lukeneder, A., Ploch, I., Raisossadat, N., Rawson, P.F., Ropolo, P., Vasicek, Z., Vermeulen, J. and Wippich, M.G.E.** (2003) Report on the 1st International Workshop of the IUGS Lower Cretaceous Ammonite Working Group, the 'Kilian Group' (Lyon, 11 July 2002). *Cretaceous Research*, **24**, 89-94.89-94
- Homewood, P.** (1996) The carbonate feedback system: interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167**, 701-715.701-715
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, r. and Cross, T.A.** (1992) Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bulletin Centres de Recherche et d'Exploration Production Elf Aquitaine*, **16**, 357-381.357-381
- Huber, B.T., Norris, R.D. and MacLeod, K.G.** (2002) Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, **30**, 123-126.123-126
- Hunt, D. and Tucker, M.E.** (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**, 1-9.1-9
- Hunt, D. and Tucker, M.E.** (1993) Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France. In: *Sequence Stratigraphy and Facies Associations, IAS Spec. Publ. 18, Blackwell Sci. Publ.* (Eds H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B.U. HAQ and G.P. ALLEN), pp. 307-341.
- Hunt, D. and Tucker, M.E.** (1995) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall - reply. *Sedimentary Geology*, **95**, 147-160.147-160
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H. and van Bentum, E.** (2005) Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology*, **52**, 77-99.77-99
- Immenhauser, A. and Matthews, R.K.** (2004) Albian sea-level cycles in Oman: the «Rosetta Stone» approach. *GeoArabia*, **9**, 11-46.11-46
- Immenhauser, A., Schlager, W., Burns, S.J., Scott, R.W., Geel, T., Lehmann, J., van der Gaast, S. and Bolder-Schrijver, L.J.A.** (1999) Late Aptian to late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 434-446.434-446
- Immenhauser, A. and Scott, R.W.** (2002) An estimate of Albian sea-level amplitudes and its implication for the duration of stratigraphic hiatuses. *Sedimentary Geology*, **152**, 19-28.19-28
- Immenhauser, A., van der Kooij, B., van Vliet, A., Schlager, W. and Scott, R.W.** (2001) An ocean-facing Aptian Albian carbonate margin, Oman. *Sedimentology*, **48**, 1187-1207.1187-1207
- IPCC, F.A.R.C.C.** (2007) Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. <http://www.ipcc.ch/>.

- IPCC, T.A.R.C.C.** (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)*. Cambridge University Press.
- Jacobs, D.K. and Chamberlain, J.A.J.** (1996) Buoyancy and hydrodynamics in ammonoids. In: *Ammonoid Paleobiology* (Eds N.H. Landman, K. Tanabe and R.A. Davis), *Topics in Geobiology*, pp. 169-224. Plenum, New York.
- James, N.P.** (1997) The cool-water carbonate depositional realm. In: *Cool-water Carbonates, SEPM Spec. Publ. 56* (Eds N.P. James and J.A.D. Clarke), pp. 1-20.
- James, N.P. and Ginsburg, R.N.** (1979) The seaward margin of Belize Barrier and Atoll reefs: morphology, sedimentology, organism distribution and late Quaternary history. *International Association of Sedimentologists Special Publications*, **3**, 191 pp. 191 pp.
- Janssen, N.M. and Clément, A.** (2002) Extinction and renewal patterns among Tethyan belemnites in the Verrucosum Subzone (Valanginian) of southeast France. *Cretaceous Research*, **23**, 509-522. 509-522
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C. and Pearce, M.A.** (2006) Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, **143**, 561-608. 561-608
- Jenkyns, H.C.** (1980) Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. geol. Soc. London*, **137**, 171-188. 171-188
- Jenkyns, H.C.** (2003) Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, **361**, 1885-1916. 1885-1916
- Jenkyns, H.C., Forster, A., Schouten, S. and Sinninghe Damsté, J.S.** (2004) High temperatures in the Late Cretaceous Arctic Ocean. *Nature*, **432**, 888-892. 888-892
- Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P. and Parkinson, D.N.** (2002) Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *J. geol. Soc. London*, **159**, 351-378. 351-378
- Joachimski, M.M., C., O.-H., Pancost, R.D., Strauss, H., Freeman, K.H., Littke, R., Sinninghe Damsté, J.S. and Racki, G.** (2001) Water column anoxia, enhanced productivity and concomitant changes in $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{34}\text{S}$ across the Frasnian–Famennian boundary (Kowala - Holy Cross Mountains/Poland). *Chem. Geol.*, **175**, 109-131. 109-131
- Joannin, S., Quillévéré, F., Suc, J.-P., Lécuyer, C. and Martineau, F.** (2006) Early Pleistocene climate changes in the central Mediterranean region as inferred from integrated pollen and planktonic foraminiferal stable isotope analyses. *Quaternary Research*, **67**, 264-274. 264-274
- Johnson, H.D. and Baldwin, C.T.** (1996) Shallow clastic seas. In: *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy* (Ed H.G. Reading), pp. 58-94. Chapman & Hall.
- Joukowsky, E. and Favre, J.** (1913) Monographie géologique et paléontologique du Salève (Haute-Savoie, France). *Mémoire de la Société de Physique et d'Histoire naturelle, Genève*, **37**, 295-523. 295-523
- Kaim, A.** (2001) Faunal dynamics of juvenile gastropods and associated organisms across the Valanginian transgression–regression cycle in central Poland. *Cretaceous Research*, **22**, 333-351. 333-351
- Kemper, E.** (1987) Das Klima der Kreide-Zeit. *Geologisches Jahrbuch*, **A 96**, 5-185. 5-185

- Kemper, E. and H.H., S.** (1975) Stellate nodules from the upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada. *Geological Survey of Canada Paper*, **75**, 109-119.109-119
- Kemper, E., Rawson, P.F. and Thieuloy, J.-P.** (1981) Ammonites of tethyan ancestry in the Early lower Cretaceous of north-west Europe. *Paleontology*, **24**, 251-311.251-311
- Kendall, C.G.S.C. and Schlager, W.** (1981) Carbonates and relative changes in sea level. *Mar. Geol.*, **44**, 181-212.181-212
- Kent, D.V. and Gradstein, F.M.** (1985) A Cretaceous and Jurassic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 1419-1427.1419-1427
- Kilian, W.** (1918) Contribution à la connaissance du Crétacé inférieur delphino-provençal et rhodanien (étages Valanginien et Hauterivien). *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **166**, 337-340.337-340
- Kilian, W. and Leenhardt, F.** (1895) Sur le Néocomien des environs de Moustiers-Sainte-Marie (Basses-Alpes). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **3**, 970-981.970-981
- Kindler, P. and Davaud, E.** (2001) Recognizing eolianites in thin section, review and case study - the Lower Cretaceous Chambotte Formation, Salève Chain, southeastern France. In: *Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy, and Diagenesis, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **71**.
- Komar, P.D.** (1976) Nearshore currents and sediment transport, and the resulting beach configuration. In: *Marine sediment transport and environmental management* (Eds D.J. Stanley and D.J.P. Swift), pp. 241-254. John Wiley & Sons, New York.
- Krobicki, M.** (1996) Valanginian (Early Cretaceous) brachiopods of the Spisz Limestone Formation, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians: their stratigraphic ranges and palaeoenvironment. *Studia Geologica Polonica*, **109**, 87-102.87-102
- Krobicki, M. and Wierzbowski, A.** (1996) New data on stratigraphy of the Spisz Limestone Formation (Valanginian) and the brachiopod succession in the lowermost Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, **109**, 53-67.53-67
- Kutek, J. and Marcinowski, R.** (1996) Faunal changes in the Valanginian of Poland: tectonic or eustatic control? *Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaeontologischen Institut der Universität Hamburg*, **77**, 83-88.83-88
- Lafarge, D.** (1978) *Etude géologique du plateau de St Remèze, Ardèche. Stratigraphie, cartographie, sédimentologie et tectonique.*, Université de Lyon 1, 119 pp.
- Larson, R.L. and Erba, E.** (1999) Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, **14**, 663-678.663-678
- Le Hegarat, G.** (1973) *Le Berriasien du sud-est de la France. Thèse*, Université Claude Bernard, Lyon, 618 pp.
- Leckie, D.A. and Krystynick, L.F.** (1989) Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 862-870.862-870
- Leeder, M.R.** (1999) *Sedimentology and Sedimentary basins, from turbulence to tectonics*. Blackwell Publising, 608 pp.

- Lees, A. and Buller, A.T.** (1972) Modern temperate-water and warm-water shelf carbonate sediments contrasted. *Mar. Geol.*, **13**, M67-M73.M67-M73
- Lees, J.A., Bown, P.R. and Mattioli, E.** (2005) Problems with proxies? Cautionary tales of calcareous nannofossil paleoenvironmental indicators. In: *Approach to paleobiodiversity, Mesozoic calcareous nannoplankton* (Ed M.-P. Aubry), pp. 333-343. American Museum of natural History, New York.
- Lehmann, C., Osleger, D.A. and Montanez, I.** (2000) Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonate platforms of northeastern Mexico: regional and global correlations. *Journal of Sedimentary Research*, **B70**, 373-391.373-391
- Leinfelder, R.R., Nose, M., Schmid, D.U. and Werner, W.** (1993) Microbial crusts of the Late Jurassic: composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. *Facies*, **29**, 195-230.195-230
- Leinfelder, R.R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D.U., Krautter, M., Laternser, R.T., M. and Hartmann, D.** (1996) Paleoecology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbolite reefs from the Late Jurassic.
- Lini, A.** (1994) Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy of the Maiolica Formation, Southern Alps (Northern Italy and Southern Switzerland): stratigraphic and paleoenvironmental significance. In: *Diss. Naturwiss.*, **Nr. 10492**, ETH Zürich.
- Lini, A., Weissert, H. and Erba, E.** (1992) The Valanginian carbon isotope event: a first episode of greenhouse climate conditions during the Cretaceous. *Terra Nova*, **4**, 374-384.374-384
- Lukeneder, A.** (2005) An Early Cretaceous ammonoid association from Upper Austria (Late Valanginian, Northern Calcareous Alps). *Beitr. Paläont.*, **29**, 1-13.1-13
- Mancini, E.A. and Puckett, M.** (2002) Transgressive-regressive cycles in Lower Cretaceous strata, Mississippi Interior Salt Basin area of the northeastern Gulf of Mexico, USA. *Cretaceous Research*, **23**, 409-438.409-438
- Marsaglia, K.M. and Klein, G.D.** (1983) The paleogeography of paleozoic storm depositional systems. *Journal of Geology*, **91**, 117-142.117-142
- Marschik, R. and Fontboté, L.** (2001) The Punta del Cobre Formation, Punta del Cobre–Candelaria area, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 401-433.401-433
- Masse, J.-P., Borgomano, J. and Al Maskiry, S.** (1997) Stratigraphy and tectonosedimentary evolution of a late Aptian-Albian carbonate margin: the northeastern Jebel Akhdar (Sultanate of Oman). *Sedimentary Geology*, **113**, 269-280.269-280
- Masse, J.-P., Borgomano, J. and Al Maskiry, S.** (1998) A platform-to-basin transition for Lower Aptian carbonates (Shuaiba Formation) of the northeastern Jebel Akhdar (Sultanate of Oman). *Sedimentary Geology*, **119**, 297-309.297-309
- Matthews, R.K. and Fröhlich, C.** (1991) Orbital forcing of low-frequency. *Journal of geophysical research*, **96**, 6797-6803.6797-6803
- Mattioli, E., Pittet, B., Reboulet, S. and Riquier, L.** (2005) Quantification of calcareous nannofossil flux in the Valanginian of south-east France (Vergol section). In: *7th International Symposium on the Cretaceous*, pp. 137, Neuchâtel.
- McArthur, J.M., Janssen, N.M. and Reboulet, S.** (2007) Palaeotemperatures, polar ice-volume, and isotope stratigraphy (Mg/Ca, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): The Early Cretaceous (Berriasian, Valanginian, Hauterivian). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **248**, 391-430.391-430

- McArthur, J.M., Mutterlose, J., Price, G.D., Rawson, P.F., Ruffell, A.H. and Thirlwall, M.F.** (2004) Belemnites of Valanginian, Hauterivian, Hauterivian and Barremian age: Sr-isotope stratigraphy, composition ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$, Na, Sr, Mg), and palaeo-oceanography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**, 253-272.253-272
- Melinte, M.** (2002) Early cretaceous boreal immigrants in the romanian carpathians related to the biotic exchange between the Tethys and the boreal realms. In: *Tethyan/boreal cretaceous correlation* (Ed J. Michalik), pp. 79-93, Bratislava.
- Melinte, M. and Mutterlose, J.** (2001) A Valanginian (Early Cretaceous) 'boreal nannoplankton excursion' in sections from Romania. *Marine Micropaleontology*, **43**, 1-25.1-25
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. and Caron, M.** (1998) High-resolution $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphy through the early Aptian "Livello Selli" of the Alpine Tethys. *Paleoceanography*, **13**, 530-545.530-545
- Milankovitch, M.** (1941) Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Royal Serbian Sciences, Spec. Publ. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, Vol. 33, Belgrade.
- Minkovska, V., Peybernès, B. and Nikolov, T.** (2002) Palaeogeography and geodynamic evolution of the Balkanides and Moesian «microplate» (Bulgaria) during the earliest Cretaceous. *Cretaceous Research*, **23**, 37-48.37-48
- Mojon, P.-O.** (2005) Paléokarst, crocodiles nains et micropaléontologie du Valanginien d'Arzier (Jura suisse). In: *Recherches sur la Pangée mésozoïque*, pp. 48-69. Mojon, Pierre-Olivier, Lausanne.
- Molenaar, C.M.** (1983) Depositional relations of Cretaceous and lower Tertiary rocks, northeastern Alaska. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**, 1066-1080.1066-1080
- Molfino, B. and McIntyre, A.** (1990) Precessional Forcing of Nutricline Dynamics in the Equatorial Atlantic. *Science*, **249**, 766-769.766-769
- Montanez, I., Tabor, N., J., Niemeier, D., DiMichele, W.A., Frank, T.D., Fielding, C.R., Isbell, J.L., Birgenheier, L.P. and Rygel, M.C.** (2007) CO₂-forced climate and vegetation instability during late paleozoic deglaciation. *Science*, **315**, 87-91.87-91
- Montanez, I.A. and Osleger, D.A.** (1993) Parasequence stacking patterns, third-order accommodation events and sequence stratigraphy of Middle to Upper Cambrian platform carbonates, Bonanza King Formation, Southern Great Britain. In: *Carbonate Sequence Stratigraphy: Recent Developments and Applications, AAPG Mem. 57* (Eds R.G. LOUCKS and J.F. SARG), pp. 305-326.
- Morand, M.** (1914) Etude de la faune des calcaires valanginiens du Fontanil (Isère). *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **X**
- Morard, A., Guex, J., Bartolini, A., Morettini, E. and de Wever, P.** (2003) A new scenario for the Domesian-Toarcian transition. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **174**, 351-356.351-356
- Morse, J.W. and Mackenzie, F.T.** (1990) Geochemistry of sedimentary carbonates. *Dev. Sedimentology*, **48**, 707 pp.707 pp.
- Morter, A.A.** (1984) Purbeck-Wealden Beds Mollusca and their relationship to ostracod biostratigraphy, stratigraphical correlation and palaeoecology in the Weald and adjacent areas. *Proceedings of the Geologist's Association*, **95**, 217-234.217-234
- Morris, R.J.** (1980) Middle East: Stratigraphic Evolution and oil Habitat. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**, 597-618.597-618

- Mutterlose, J.** (1992) Migration and evolution patterns of floras and faunas in marine Early Cretaceous sediments of NW Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **94**, 261-282.261-282
- Mutterlose, J.** (1996) Calcareous nannofossil palaeoceanography of the Early Cretaceous of NW Europe. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaeontologischen Institut der Universität Hamburg*, **77**, 291-313.291-313
- Mutterlose, J. and Bornemann, A.** (2000) Distribution and facies patterns of Lower Cretaceous sediments in northern Germany: a review. *Cretaceous Research*, **21**, 733-759.733-759
- Mutterlose, J. and Bornemann, A.** (2002) North Germany: the early cretaceous gateway between the Tethys and the boreal realm. In: *Tethyan/boreal cretaceous correlation* (Ed J. Michalik), pp. 213-234, Bratislava.
- Mutterlose, J., Brumsack, H., Flögel, S., Hay, W.W., Klein, C., Langrock, U., Lipinski, M., Ricken, W., Söding, E., Stein, R. and Swientek, O.** (2003) The Greenland-Norwegian seaway: A key area for understanding Late Jurassic to Early Cretaceous paleoenvironments. *Paleoceanography*, **18**, 1010, doi:10.1029/2001PA000625.1010, doi:10.1029/2001PA000625
- Mutterlose, J. and Kessels, K.** (2000) Early Cretaceous calcareous nannofossils from high latitudes: implications for palaeobiogeography and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **160**, 347-372.347-372
- Mutterlose, J., Wippich, M.G.E. and Geisen, M.** (1997) Cretaceous depositional environments of NW Germany. *Bochumer Geologische und geotechnischen Arbeiten*, **46**, 134.134
- Mutti, M. and Hallock, P.** (2003) Carbonate systems along nutrient and temperature gradients: some sedimentological and geochemical constraints. *International Journal of Earth Sciences*, **92**, 465-475.465-475
- Neumann, A.C. and Macintyre, I.** (1985) Reef response to sea-level rise : keep-up, catch-up, give-up. *Proc. 5th Int. Coral Reef Congr., Tahiti*, **3**, 105-110.105-110
- Neuweiler, F. and Reitner, J.** (1992) Karbonatbänke mit *Lithocodium aggregatum* Elliott / *Bacinella irregularis* Radoicic. Paläobathymetrie, Paläoökologie und stratigraphisches Äquivalent zu thrombolithischen Mud Mounds. *Berliner geowiss. Abh.*, **E3**, 273-293, 3 Pls., 4 Figs.273-293, 3 Pls., 4 Figs.
- Nikolov, T., Peybernès, B., Cizak, R. and Ivanov, M.** (1998) Enregistrement sédimentaire de la tectonique extensive et de l'eustatisme dans le Jurassique terminal et le Crétacé basal du Prébalkan central et oriental (Bulgarie). *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **326**, 43-49.43-49
- Nikolov, T., Peybernès, B., Lakova, I., Cizak, R., Durand-Delga, M. and Ivanov, M.** (2001) Sur l'âge Tithonien-Berriasien du lithostratotype de la Formation Magura (anticlinal de Belogradchik, Prébalkan occidental) : implications paléogéographiques. *Geologica Balcanica*, **31**, 37-47.37-47
- Nikolov, T. and Ruskova, N.** (1999) Bulgaria during the Early Cretaceous - a review. *Geologica Balcanica*, **29**, 3-17.3-17
- Norris, R.D., Bice, K.L., Magno, E.A. and Wilson, P.A.** (2002) Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse. *Geology*, **30**, 299-302.299-302
- Odin, G.S., Galbrun, B. and Renard, M.** (1994) Physico-chemical tools in Jurassic stratigraphy. *Geobios M. S.*, **17**, 507-518.507-518

- Ogg, J.G., Agterberg, F.P. and Gradstein, F.M. (2004) The Cretaceous period. In: *A geologic time scale 2004* (Eds F.M. Gradstein, J.G. Ogg and A.G. Smith), pp. 344-383. Cambridge University Press, Cambridge.
- Okada, H. and Honjo, S. (1973) The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, **20**, 355-364.355-364
- Orr, J.C., Fabry, V.J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S.C., Feely, R.A., Gnanadesikan, A., Gruber, N., Ishida, A., Joos, F., Key, R.M., Lindsay, K., Maier-Reimer, E., Matear, R., Monfray, P., Mouchet, A., Najjar, R.G., Plattner, G.-K., Rodgers, K.B., Sabine, C.L., Sarmiento, J.L., Schlitzer, R., Slater, R.D., Totterdell, I.J., Weirig, M.-F., Yamanaka, Y. and Yool, A. (2005) Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, **437**, 681-686.681-686
- Pasquier, J.-B. (1995) *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie de la marge nord-téthysienne au Berriasien en Suisse occidentale (Jura, helvétique et ultrahelvétique ; comparaison avec les séries de bassin des domaines vocontien et subbriançonnais)*. Thèse, Fribourg, 274 pp.
- Pasquier, J.-B. and Strasser, A. (1997) Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). *Sedimentology*, **44**, 1071-1092.1071-1092
- Petitpierre, L. (2006) Nouvelle méthode de reconstruction des paléovents par la répartition spatiale des faciès de houle et de marée. Exemple du Bajocien inférieur de l'Est de la France. *Mémoire de Master2 Paléontologie Sédimentologie Paléoenvironnements, Lyon1*, 40 pp.40 pp.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.N. and Siever, R. (1972) *Sand and sandstone*. Springer, Berlin, 618 pp. pp.
- Peybernès, B., Ivanov, M., Nikolov, T., Cizak, R., & Stoykova, K. (2000) Séquences de dépôt à l'articulation plate-forme urgonienne-bassin (intervalle Barrémien-Aptien) dans le Prébalcan occidental (Bulgarie du Nord-Ouest). *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris / Earth and Planetary Sciences*, **330**, 547-553.547-553
- Pirrie, D., Doyle, P., Marshall, J.D. and Ellis, G. (1995) Cool Cretaceous climates: new data from the Albian of Western Australia. *Journal of the Geological Society of London*, **152**, 739-742.739-742
- Pirrie, D., Marshall, J.D., Doyle, P. and Riccardi, A.C. (2004) Cool early Albian climates; new data from Argentina. *Cretaceous Research*, **25**, 27-33.27-33
- Pittet, B. (1996) *Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates-siliciclastiques de plate-forme : exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne)*, Université de Fribourg, Suisse, 258 pp.
- Pittet, B. (2006) Les alternances marno-calcaires ou l'enregistrement de la dynamique de production et d'export des plates-formes carbonatées, pp. 79.
- Pittet, B. and Strasser, A. (1998) Long-distance correlations by sequence stratigraphy and cyclostratigraphy: examples and implications (Oxfordian from the Swiss Jura, Spain and Normandy). *Geologische Rundschau*, **86**, 852-874.852-874
- Pittet, B., Strasser, A. and Mattioli, E. (2000) Depositional sequences in deep-shelf environments: a response to sea-level changes and shallow-platform carbonate productivity (Oxfordian, Germany and Spain). *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 392-407.392-407
- Pittet, B., van Buchem, F.S.P., Hillgärtner, H., Razin, P., Grötsch, J. and Droste, H. (2002) Ecological succession, paleoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian-Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology*, **49**, 555-581.555-581

- Podlaha, O.G., Mutterlose, J. and Veizer, J.** (1998) Preservation of d18O and d13C in belemnite rostra from the Jurassic/Early Cretaceous successions. *American Journal of Science*, **298**, 324-347.324-347
- Pomar, L.** (2001a) ecological control of sedimentary accommodation: evolution from a carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **175**, 249-272.249-272
- Pomar, L.** (2001b) Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin research*, **13**, 313-334.313-334
- Pomar, L., Brandano, M. and Westphal, H.** (2004) Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology*, **51**, 627-651.627-651
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R.** (1988) Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **42**, 109-124.109-124
- Posamentier, H.W. and Vail, P.R.** (1988) Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **42**, 125-154.125-154
- Pratt, B.R. and Smewing, J.D.** (1993) Early Cretaceous platform-margin configuration and evolution in the central Oman mountains, Arabian peninsula. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **77**, 225-244.225-244
- Price, G.D.** (1999) The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, **48**, 183-210.183-210
- Price, G.D. and Mutterlose, J.** (2004) Isotopic signals from late Jurassic-early Cretaceous (Volgian-Valanginian) sub-Arctic belemnites, Yatria River, Western Siberia. *Journal of the Geological Society of London*, **161**, 959-968.959-968
- Price, G.D., Ruffell, A.H., Jones, C.E., Kalin, R.M. and Mutterlose, J.** (2000) Isotopic evidence for temperature variation during the early Cretaceous (late Ryazanian-mid-Hauterivian). *Journal of the Geological Society of London*, **157**, 335-343.335-343
- Proença Cunha, P. and Pena dos Reis, R.** (1995) Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, **16**, 155-170.155-170
- Pucéat, E., Lecuyer, C., Donnadieu, Y., Naveau, P., Cappetta, H., Ramstein, G., Huber, B.T. and Kriwet, J.** (2007) Fish tooth $\delta^{18}\text{O}$ revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients. *Geology*, **35**, 107-110.107-110
- Pucéat, E., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S. and Grandjean, P.** (2003) Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, **18**, 1029, doi:10.1029/2002PA000823.1029, doi:10.1029/2002PA000823
- Quaghebeur, G.** (2002) Plate-forme carbonatée du Valanginien en Chartreuse. *Mémoire de DEA Paléontologie et Environnements Sédimentaires, Lyon1*, 1-43pp.1-43pp
- Rawson, P.F.** (1994) Sea level changes and their influence on ammonite biogeography in the European Early Cretaceous. *Palaeopelagos Special Publications*, **1**, 317-326.317-326

- Rawson, P.F. and Riley, L.A.** (1982) Latest Jurassic - Early Cretaceous Events and the «Late Cimmerian Unconformity» in North Sea Area. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**, 2628-2648.2628-2648
- Read, J.F.** (1982) Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, **81**, 195-212.195-212
- Reading, H.G.** (1996) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Publishing, 704 pp.
- Reboulet, S.** (1996) *L'évolution des ammonites du Valanginien-Hauterivien inférieur du bassin vocontien et de la plate-forme provençale (sud-est de la France) : relations avec la stratigraphie séquentielle et implications biostratigraphiques*. Thèse, 371 pp.
- Reboulet, S. and Atrops, F.** (1995) Rôle du climat sur les migrations et la composition des peuplements d'ammonites du Valanginien supérieur du bassin vocontien (S6E de la France). *Geobios*, **18**, 357-365.357-365
- Reboulet, S. and Atrops, F.** (1999) Comments and proposal about the Valanginian Lower Hauterivian ammonite zonation of south-eastern France. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **92**, 183-197.183-197
- Reboulet, S., Atrops, F., Ferry, S. and Schaaf, A.** (1992) Renouvellement des ammonites en fosse vocontienne à la limite Valanginien-Hauterivien. *Geobios*, **25**, 469-476.469-476
- Reboulet, S., Hoedemaeker, P.J., Aguirre-Ureta, M.B., Alsen, P., Atrops, F., Baraboshkin, E., Company, M., Delanoy, G., Dutour, Y., Klein, J., Latil, J.-L., Lukeneder, A., Mitta, V., Mourgues, F.A., Ploch, I., Raisossadat, N., Ropolo, P., Sandoval, J., Tavera, J.M., Vasicek, Z. and Vermeulen, J.** (2006) Report on the 2nd international meeting of the IUGS lower Cretaceous ammonite working group, the "Kilian Group" (Neuchâtel, Switzerland, 8 September 2005). *Cretaceous Research*, **27**, 712-715.712-715
- Reboulet, S., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Olivero, D. and Proux, o.** (2003) Ammonoid and nanoplankton abundance in Valanginian (early Cretaceous) limestone-marl successions from the south-east France Basin: carbonate dilution or productivity? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **201**, 113-139.113-139
- Reid, R.P. and Macintyre, I.G.** (2000) Microboring versus recrystallization: further insight into micritization processes. *Journal of Sedimentary Research*, **A70**, 24-28.24-28
- Reijmer, J.J.G., Lantzsch, H., Roth, S. and Andresen, N.** (2005) Sea-level changes marked by slope adjustment processes and turbidite deposition. In: *Sediment 2005: the sediment factory* (Eds H. Haas, K. Ramseyer and F. Schlunegger), *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, pp. 118-119. Deutsche Gesellschaft fuer Geowissenschaften, Hanover.
- Remane, J.** (1998) Les calpionelles : possibilités biostratigraphiques et limitations paléobiogéographiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169**, 829-839.829-839
- Retallack, G.J.** (2001) A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles. *Nature*, **411**, 287-290.287-290
- Rich, P.V., Rich, T.H., Wagstaff, B.E., McEwen Mason, J., Douthitt, C.B., Gregory, R.T. and Felton, E.A.** (1988) Evidence for Low Temperatures and Biologic Diversity in Cretaceous High Latitudes of Australia. *Science*, **242**, 1403-1406.1403-1406
- Ridgwell, A. and Zeebe, R.E.** (2005) The role of the global carbonate cycle next term in the regulation and evolution of the Earth system. *Earth and Planetary Science Letters*, **234**, 299-315.299-315

- Robinson, S., A. and Williams, T.** (2004) Fluctuations in biosiliceous production and the generation of Early Cretaceous oceanic anoxic events in the Pacific Ocean (Shatsky Rise, Ocean Drilling Program Leg 198). *Paleoceanography*, **19**, PA4024, doi:10.1029/2004PA001010.PA4024, doi:10.1029/2004PA001010
- Röhl, H.J., Schmid-Röhl, A., Oschmann, W., Frimmel, A., & Schwark, L.** (2001) The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **165**, 27-52.27-52
- Roth, P. and Bowdler, J.L.** (1981) Middle Cretaceous calcareous nannoplankton biogeography and oceanography of the Atlantic Ocean. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **32**, 517-546.517-546
- Royer, D.L.** (2006) Co₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica and cosmochimica acta*, **70**, 5665-5675.5665-5675
- Rückheim, S., Bornemann, A. and Mutterlose, J.** (2006) Integrated stratigraphy of an Early Cretaceous (Barremian–Early Albian) North Sea borehole (BGS 81/40). *Cretaceous Research*, **27**, 447-463.447-463
- Ruffell, A.H.** (1991) Sea-level events during the Early Cretaceous in Western Europe. *Cretaceous Research*, **12**, 527--551.527--551
- Ruiz-Ortiz, P., & Castro, J.M.** (1998) Carboante depositional sequences in shallow to hemipelagic platform deposits; Aptian, Prebetic of Alicante (SE Spain). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **169**, 21-33.21-33
- Saadi, J., Ben Youssef, M., Souquet, P. and Peybernès, B.** (1994a) Sequences de depot dans le cretace inferieur de la region d'Enfidha (J. Mdeker); cycles tectono-eustatiques. In: *Proceedings of the 4th Tunisian petroleum exploration conference*. (Eds A. Chine and K. Ben Hassine), *Enterprise Tunisienne d'Activites Petrolieres Memoire Series*, pp. 255-264.
- Saadi, J., Ben Youssef, M., Souquet, P., Peybernès, B. and Andreu, B.** (1994b) Stratigraphie séquentielle du Crétacé inférieur de la région d'Enfidha (NE de la Tunisie). *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, **319**, 11-125.11-125
- Saadi, J., Souquet, P., Ben Youssef, M., Ghanmi, M. and Zargouni, F.** (1996) Turbidites et tempestites dans le Crétacé inférieur de la région d'Enfidha (Jebel Mdeker, Tunisie nord-orientale). *Notes du Service Géologique de Tunisie*, **62**, 27-41.27-41
- Sahagian, D. and Jones, M.** (1993) Quantified Middle Jurassic to Paleocene eustatic variations based on Russian Platform stratigraphy: stage level resolution. *Geological Society of America Bulletin*, **105**, 1109-1118.1109-1118
- Sahagian, D., Pinous, O., Olfieriev, A. and Zakharov, V.** (1996) Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **80**, 1433-1458.1433-1458
- Salaj, J.** (1980) *Microbiostratigraphie de la Tunisie septentrionale et orientale*, Bratislava, 238 pp.
- Salvini, G.** (1982) *Etude géologique des formations de Pierre-Châtel, Vions, Chambotte s.str. et du calcaire roux (Crétacé inférieur) dans la région de la Corraterie, Grand-Salève (Haute-Savoie, France)*. Thèse, Genève, 182 pp.
- Savary, B.** (2003) *Dynamique de dépôt et géométries des turbidites carbonatées : Barrémien-Aptien de l'Oman et du Sud-Est de la France*. Thèse, Lyon, 469 pp.

- Schlager, W.** (1992) Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. *AAPG, Continuing Education Course Note Series*, **34**, p. 71.p. 71
- Schlager, W.** (1993) accommodation and supply - a dual control on stratigraphic evolution. *Sedimentary Geology*, **86**, 111-136.111-136
- Schlager, W.** (1999) Scaling of sedimentation rates and drowning of reefs and carbonate platforms. *Geology*, **27**, 183-186.183-186
- Schlager, W.** (2003) Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *International Journal of Earth Sciences*, **92**, 445-464.445-464
- Schlager, W.** (2005) *Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy*, Tulsa, Oklahoma, 200 pp.
- Schlager, W. and Philip, J.M.** (1988) Cretaceous carbonate platforms. In: *Cretaceous resources, events and rhythms; background and plans for research* (Eds R.N. Ginsburg and B. Beaudoin), *NATO ASI Series. Series C: Mathematical and Physical Sciences*, pp. 173-195.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G. and Droxler, A.W.** (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, **B64**, 270-281.270-281
- Schlager, S.O.** (1981) Shallow-water limestones in oceanic basins as tectonic and paleoceanographic indicators. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **32**, 209-226.209-226
- Schmid, D.U. and Leinfelder, R.R.** (1996) The Jurassic Lithocodium aggregatum-troglotella incrustans foraminiferal consortium. *Paleontology*, **39**, 21-52.21-52
- Scholle, P.A. and Arthur, M.A.** (1980) Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**, 67-87.67-87
- Schwarz, E., Spalleti, L. and Howell, J.A.** (2006) Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, **53**, 55-81.55-81
- Scoffin, T.P. and Stoddart, D.R.** (1983) Beachrock and intertidal cements. In: *Chemical sediments and geomorphology; precipitates and residua in the near-surface environment* (Eds A.S. Goudie and K. Pye), pp. 401-425. Academic Press, London.
- Scotese, C.R.** (2001) Paleomap Project. <http://www.scotese.com>, (PALEOMAP website)
- Sellwood, B.W., Price, G.D. and Valdes, P.J.** (1994) Cooler estimates of Cretaceous temperatures. *Nature*, **370**, 453-455.453-455
- Sharland, P., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Heward, A.P., Horbury, A.D. and Simmons, M.D.** (2001) Arabian platform sequence stratigraphy. *GeoArabia Special Publications*, **2**, 371 pp.371 pp.
- Shearman, D.J. and Smith, A.J.** (1985) Ikaite, the parent mineral of jarrowite-type pseudomorphs. *Proceedings of the Geologist's Association*, **96**, 305-314.305-314
- Shinn, E.A.** (1968) Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sed. Petrol.*, **38**, 215-223.215-223

- Simmons, M.D.** (1994) Micropalaeontological biozonation of the Kahmah Group (Early Cretaceous), Central Oman Mountains. In: *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East* (Ed M.D. Simmons), *British Micropalaeontol. Soc. Publ. Series*, pp. 177-220. Chapman & Hall, London.
- Simmons, M.D., Whittaker, J.E., & Jones, R.W.** (2000) Orbitolinids from Cretaceous sediments of the Middle East - a revision of the F.R.S. Henson and Associates Collection. In: Hart, M.B., Kaminski, M.A., & Smart, C.W. (eds) *Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication*, **7**, 411-437.411-437
- Skelton, P.W.** (2003) *The Cretaceous World*. Cambridge University Press & The Open University.
- Sladen, C.P. and Batten, D.J.** (1984) Source-area environments of Late Jurassic and Early Cretaceous sediments in Southeast England. *Proceedings of the Geologist's Association*, **95**, 149-165.149-165
- Smith, G.A., Smith, D.G. and Funnell, B.M.** (1994) Atlas of Mesozoic and Cenozoic coastlines. *Cambridge Univ. Press, London*, 120.120
- Southard, J.B., Lambie, J.M., Federico, D.C., Pile, H.T. and Weidman, C.R.** (1990) Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow and on the origin of hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 1-17.1-17
- Spalletti, L.A., Poiré, D.G., Schwarz, E. and Veiga, G.D.** (2001) Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate-siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**, 609-624.609-624
- Sprovieri, M., Cocconeri, R., Lirer, F., Pelosi, N. and Lozar, F.** (2006) Orbital tuning of a lower Cretaceous composite record (Maiolica Formation, central Italy). *Paleoceanography*, **21**, PA 4212, doi:10.1029/2005PA001224.PA 4212, doi:10.1029/2005PA001224
- Steinhauser, N.** (1969) *Recherches stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de la Savoie occidentale (France)*, Univ. Genève, Suisse, 287 pp. pp.
- Steinhauser, N. and Charollais, J.** (1971) Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» de la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. *Geobios*, **4**, 7 -59.7-59
- Steinhauser, N. and Lombard, A.** (1969) Définition de nouvelles unités lithostratigraphiques dans le Crétacé inférieur du Jura méridional (France). *Compte-rendu des séances de la société de physique et d'histoire naturelle de Genève*, **4**, 100-113.100-113
- Steuber, T., Rauch, M., Masse, J.-P., Graaf, J. and Malkoc, M.** (2005) Low-latitude seasonality of Cretaceous temperatures in warm and cold episodes. *Nature*, **437**, 1341-1344.1341-1344
- Stienne, N.** (2004) Evolution paléoenvironnementale de la plate-forme carbonatée du Jura méridional au passage Valanginien inférieur - Valanginien supérieur. *Mémoire de Maîtrise des Sciences de la Terre, Rennes*, 22.22
- Stoll, H.M. and Schrag, D.P.** (1996) Evidence for Glacial Control of Rapid Sea Level Changes in the Early Cretaceous. *Science*, **272**, 1771-1774.1771-1774
- Strasser, A.** (1994) Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (Upper Tithonian-Lower Berriasian, French Jura mountains). In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences, IAS Spec. Publ. 19, Blackwell Sci. Publ.* (Eds P.L. DE BOER and D.G. SMITH), pp. 285-301.

- Strasser, A. and Hillgärtner, H.** (1998) High-frequency sea-level fluctuations recorded on a shallow carbonate platform (Berriasian and Lower Valanginian of Mount Salève, French Jura). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **91**, 375-390.375-390
- Strasser, A., Hillgärtner, H. and Pasquier, J.-B.** (2004) Cyclostratigraphic timing of sedimentary timing of sedimentary processes: an example from the Berriasian of the Swiss and French Jura Mountains. In: *Cyclostratigraphy: approaches and case histories* (Eds B. D'Argenio, A.G. Fischer, I. Premoli Silva, H. Weissert and V. Ferreri), *SEPM Special Publication 81*.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H. and Pasquier, J.-B.** (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sed. Geology*, **128**, 201-221.201-221
- Strasser, A. and Samankassou, E.** (2003) Carbonate sedimentation rates today and in the past: Holocene of Florida Bay, Bahamas, and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Jura Mountains (Switzerland and France). *Geologica Croatica*, **56**, 1-18.1-18
- Thieuloy, J.-P.** (1977) La zone à callidiscus du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France) Lithostratigraphie, ammonitofaune, limite Valanginien-Hauterivien, corrélations. *Géologie Alpine*, **53**, 83-143.83-143
- Thieuloy, J.-P.** (1979) Les ammonites : description des espèces indices et de quelques autres formes fondamentales. In: *Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (Sud-Est de la France)* (Eds R. Busnardo, J.-P. Thieuloy and M. Moullade), *Les stratotypes français*, pp. 37-57. C.N.R.S.
- Thieuloy, J.-P., Fuhr, M. and Bulot, L.G.** (1990) Biostratigraphie du Crétacé inférieur de l'arc de Castellane (S.E. de la France). 1: Faunes d'ammonites du Valanginien supérieur et âge de l'horizon dit de «La Grande Lumachelle». *Géologie Méditerranéenne*, **17**, 55-99.55-99
- Thiry-Bastien, P.** (2002) *Stratigraphie séquentielle des calcaires bajociens de l'Est de la France (Jura - Bassin de Paris)*. Thèse, Lyon, 383 pp.
- Thomas, H., Bozec, Y., Elkalay, K. and de Baar, H.J.W.** (2004) Enhanced Open Ocean Storage of CO₂ from Shelf Sea Pumping. *Science*, **304**, 1005-1008.1005-1008
- Thrana, C. and Talbot, M.R.** (2006) High-frequency carbonate-siliciclastic cycles in the Miocene of the Lorca Basin (Western Mediterranean, SE Spain). *Geologica Acta*, **4** 343-354.343-354
- Tremolada, F. and Erba, E.** (2002) Morphometric analyses of Aptian Assipetra infracretacea and Rucinolithus terebrodentarius nannoliths: implications for taxonomy, biostratigraphy and paleoceanography. *Marine Micropaleontology*, **44**, 77-92.77-92
- Tremolada, F., Erba, E. and Brawlower, T.J.** (2006) Late Barremian to early Aptian calcareous nannofossil paleoceanography and paleoecology from the Ocean Drilling Program Hole 641C (Galicia Margin). *Cretaceous Research*, **27**, 887-897.887-897
- Tucker, M.E. and Wright, P.** (1990) *Carbonate sedimentology*. Blackwell Publishing, 496 pp.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C.** (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology: an overview. In: *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (Eds G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher), pp. 617-659.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson, S.** (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**, 26-212.26-212

- van Buchem, F.S.P., Pittet, B., Hillgärtner, H., Grötsch, J., Al Mansouri, A., Billing, I.M., Droste, h.H.J., Oterdoom, W.H. and van Steenwinkel, M.** (2002) High-resolution sequence stratigraphic architecture of Barremian/Aptian carbonate systems on northern Oman and the United Arab Emirates (Kharab and Shu'aiba Formations). *GeoArabia*, **7**, 461-499.461-499
- Van de Schootbrugge, B., Bailey, T.R., Rosenthal, Y., Katz, M.E., Wright, J.D., Miller, K.G., Feist-Burkhardt, S. and Falkowski, P.G.** (2005) Early Jurassic climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Tethys Ocean. *Paleobiology*, **31**, 73-97.73-97
- Van de Schootbrugge, B., Kuhn, O., Adatte, T., Steinmann, P. and Föllmi, K.B.** (2003) Decoupling of P- and C_{org}-burial following Early Cretaceous (Valanginian-Hauterivian) platform drowning along the NW tethyan margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **199**, 315-331.315-331
- van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J.** (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **42**, 39-45.39-45
- Vasicek, Z.** (1996) Aptychi and stratigraphy of the Lower Cretaceous in the Western Carpathians. *Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaeontologischen Institut der Universität Hamburg*, **77**, 221-241.221-241
- Vasicek, Z. and Michalik, J.** (2002) Boreal elements in the lower cretaceous ammonite associations of the west carpathian tethyan sector. In: *tethyan/boreal cretaceous correlation* (Ed J. Michalik), pp. 115-136, Bratislava.
- Védrine, S. and Spezzaferri, S.** (2007) *Mohlerina Basiliensis* (benthic foraminifer) and *Bacinella-Lithocodium* oncoids: palaeoenvironmental and palaeoecological implications (Late Oxfordian, Swiss Jura). *Geophysical Research Abstracts*, **9**, 2pp.2pp
- Veizer, J., Godderis, Y. and Francois, L.M.** (2000) Evidence for decoupling of atmospheric CO₂ and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature*, **408**, 698-701, 3 Figs.698-701, 3 Figs.
- Vilas, L., Martin-Chivelet, J. and Arias, C.** (2003) Integration of subsidence and sequence stratigraphy analyses in the Cretaceous carbonate platform of the Prebetic (Jumilla-Yecla Region), Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **200**, 107-129.107-129
- Vilas, L., Masse, J.-P. and Arias, C.** (1995) orbitolina episodes in carbonate platform evolution: the early Aptian model from SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 35-45.35-45
- Voigt, S., Aurag, A., Leis, F. and Kaplan, U.** (2007) Late Cenomanian to Middle Turonian high-resolution carbon isotope stratigraphy: New data from the Münsterland Cretaceous Basin, Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 196-210.196-210
- Walker, R.G. and James, N.P.** (1992) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, 454 pp.
- Walter, B.** (1989) Au valanginien supérieur, une crise de la faune de bryozoaires: indication d'un important refroidissement dans le Jura. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **74**, 255-263.255-263
- Walter, B.** (1991) Changement de faunes de bryozoaires dans le Valanginien supérieur des Alpes-de-Haute-Provence. Parallélisme avec la crise observée dans le Jura à la même époque. *Cretaceous Research*, **12**, 597-606.597-606
- Walter, B.** (1997) Une faune berriassienne de bryozoaires à Musièges (Jura Méridional, Haute Savoie)). *Géobios*, **30**, 371-377.371-377

- Waterhouse, J.B. and Flood, P.G.** (1981) Poorly sorted conglomerates, breccias and diamictites in late Palaeozoic, Mesozoic and Tertiary sediments of New Zealand. In: *Earth's pre-Pleistocene glacial record* (Eds M.J. Hambrey and W.B. Harland), pp. 438-445. Cambridge University Press.
- Weissert, H.** (1979) *Die Palaeoozeanographie der suedwestlichen Tethys in der Unterkreide*, Zürich, 185 pp.
- Weissert, H. and Bréhéret, J.G.** (1991) A carbonate-isotope record from Aptian-Albian sediments of the Vocontian Trough (SE France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **162**, 1133-1140.1133-1140
- Weissert, H. and Erba, E.** (2004) Volcanism, CO₂ and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society of London*, **161**, 695-702.695-702
- Weissert, H. and J.E.T., C.** (1989) Tethyan carbonate carbon isotope stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary : an indicator of decelerated global carbon cycling? *Paleoceanography*, **4/4**, 483-494.483-494
- Weissert, H. and Lini, A.** (1991) Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? In: *Controversies in modern geology* (Eds D.W. Müller, J.A. McKenzie and H. Weissert), pp. 173-191. Academic Press, London.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B. and Kuhn, O.** (1998) Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events : a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **137**, 189-203.189-203
- Westermann, G.E.G.** (1996) Ammonoid life and habitat. In: *Ammonoid paleobiology* (Eds N.H. Landman, K. Tanabe and R.A. Davis), *Topics in Geobiology*, **13**, pp. 607-707. Plenum, New York.
- Wetzel, A., Allenbach, R.P. and Allia, V.** (2003) Reactivated basement structures affecting the sedimentary facies in a tectonically "quiescent" epicontinental basin: an example from NW Switzerland. *Sedimentary Geology*, **157**, 153-172.153-172
- Wilkin, R.T., Arthur, M.A. and Dean, W.E.** (1997) History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 517-525.517-525
- Wilson, J.L.** (1975) *Carbonate facies in geologic history*. Springer, New York, 471 pp. pp.
- Wilson, P.A., Norris, R.D. and Cooper, M., J.** (2002) Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara. *Geology*, **30**, 607-610.607-610
- Winter, A., Jordan, R.W. and Roth, P.** (1994) Biogeography of living coccolithophores in ocean waters. In: *Coccolithophores* (Eds A. Winter and W.G. Siesser), pp. 161-177. Cambridge University Press.
- Wippich, M.G.E.** (2001) *Die tiefe Unter-Kreide (Berrias bis Unter-Hauterive) im Südwestmarokkanischen Becken: Ammonitenfauna, Bio- und Sequenzstratigraphie*. Thesis, Bochum, 233 pp.
- Wippich, M.G.E.** (2003) Valanginian (Early Cretaceous) ammonite faunas from the western High Atlas, Morocco, and the recognition of western Mediterranean 'standard' zones. *Cretaceous Research*, **24**, 357-374.357-374
- Witt, W. and Gökdag, H.** (1994) Orbitolinid biostratigraphy of the Shuaiba Formation (Aptian), Oman; implications for reservoir development. In: *Micropalaeontology and hydrocarbon exploration in the Middle East* (Ed M.D. Simmons), pp. 221-241. Chapman & Hall, London.

- Wolff, E.W., Fischer, H., Fundel, F., Ruth, U., Twarloh, B., Littot, G.C., Mulvaney, R., R  thlisberger, R., de Angelis, M., Boutron, C.F., Hansson, M., Jonsell, U., Hutterli, M.A., Lambert, F., Kaufmann, P., Stauffer, B., Stocker, T.F., Steffensen, J.P., Bigler, M., Siggaard-Andersen, M.L., Udisti, R., Becagli, S., Castellano, E., Severi, M., Wagenbach, D., Barbante, C., Gabrielli, P. and Gaspari, V.** (2006) Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature*, **440**, 491-496.
- Wortmann, U.G. and Weissert, H.** (2000) Tying platform drowning to perturbations of the global carbon cycle with a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -curve from the Valanginian of DSDP Site 416. *Terra Nova*, **12**, 289-294.
- Wright, V.P.** (1992) A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, **76**, 177-186.
- Yang, B., Dalrymple, R.W. and Chun, S.** (2006) The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, south Korea. *Journal of Sedimentary Research*, **76**, 2-8.
- Yates, K.K., & Robbins, L.L.** (1999) Radioisotope tracer studies of inorganic carbon and Ca in microbially derived CaCO_3 . *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **63**, 129-136.
- Zachos, J.C., R  hl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H. and Kroon, D.** (2005) Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, **308**, 1611-1615.
- Zakharov, V. and Judovnyi, E.G.** (1974) Sedimentary processes and paleoenvironments of fauna in the Khatanga Early Cretaceous Sea. In: *Mesozoic paleobiogeography of northern Eurasia* (Eds A.S. Dagens and V. Zakharov), pp. 127-174, Novosibirsk.
- Ziegler, P.A.** (1988) Late Jurassic-Early Cretaceous Central Atlantic sea-floor spreading, closure of Neo-Tethys, and opening of Canada Basin. In: *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*, AAPG Mem. 43, Tulsa, Oklahoma, U.S.A. (Ed P.A. Ziegler), pp. 63-82.
- Ziegler, P.A.** (1990) Late Jurassic opening of Central Atlantic and Polarization of European Rift System. In: *Geological Atlas of Western and Central Europe, second edition*, Shell Internationale Petroleum Maatschappij B. V. (Ed P.A. Ziegler), pp. 102-110.

RÉSUMÉ

L'étude des géométries et des faciès des dépôts sédimentaires du Berriasien-Valanginien de la Plate-forme du Jura-Dauphiné jusqu'au Bassin Vocontien (SE France) met en évidence la crise globale des plates-formes carbonatées au Valanginien, celle-ci se faisant en plusieurs étapes.

Le développement de glaces en hautes latitudes entraîne des variations du niveau marin de plusieurs dizaines de mètres. L'asymétrie de ces variations traduit des débâcles rapides et des englacements plus lents qui sont contrôlés par les cycles d'excentricité de l'orbite terrestre. Le refroidissement global couplé à une hausse des apports en nutriments sous un climat plus humide et la baisse du niveau marin global vont progressivement diminuer la production des plates-formes, installer des systèmes de rampe, jusqu'à la mort de ces systèmes au Valanginien supérieur.

La comparaison de cet évènement de crise avec celui de l'Aptien-Albien suggère qu'à plus d'une reprise le Mésozoïque a connu des épisodes glaciaires.

TITLE

Impact of paleoclimatic variations on carbonate sedimentation during the Valanginian

ABSTRACT

The detailed study of depositional geometries and facies of sedimentary successions from the Jura platform to the Vocontian trough (SE France) shows that the Valanginian (Cretaceous) global carbonate crisis is recorded as a multistep process. The development of ice caps at high latitudes led to sea-level fluctuations of several tens of meters. Global cooling associated with an increase of nutrient input linked to moister climate as well as decreasing sea-level then led to diminishing carbonate platform production and install ramp facies until the demise of these systems in the Late Valanginian. Comparing this event with the Aptian-Albian crisis suggests that the greenhouse-dominated Mesozoic may have been interrupted several times by icehouse episodes.

DISCIPLINE

Géologie ; sédimentologie

MOTS-CLÉS / KEYWORDS

Crise des plates-formes ; Bassin Vocontien ; Jura ; Valanginien ; Crétacé inférieur ; niveau marin ; géométries ; sédimentologie de faciès

Platform crisis; Vocontian Trough; Jura; Valanginian; Lower Cretaceous; sea-level; depositional geometries; facies

INTITULÉ ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE :

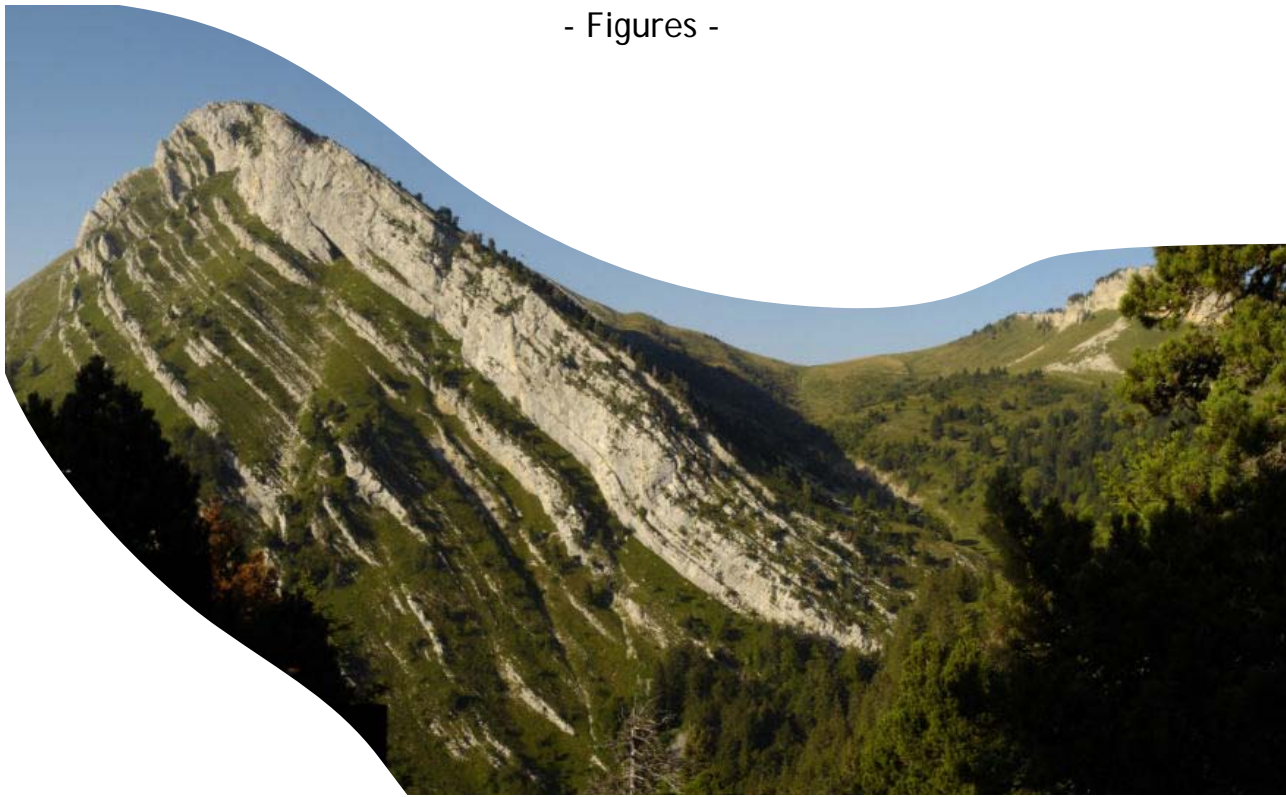
UMR CNRS 5125 « PaléoEnvironnements et PaléobioSphères »
UFR Sciences de la Terre ; 2 rue Dubois ; Bât. GEODE
Université Lyon1 Claude Bernard ; Campus la Doua
69622 Villeurbanne cédex

Thèse présentée devant
l'UNIVERSITÉ LYON1 - CLAUDE BERNARD
pour l'obtention du DIPLÔME DE DOCTORAT
(arrêté du 7 août 2006)

Benjamin GRÉSELLE

IMPACT DES VARIATIONS PALÉOCLIMATIQUES
SUR LA SÉDIMENTATION CARBONATÉE AU VALANGINIEN

- Figures -



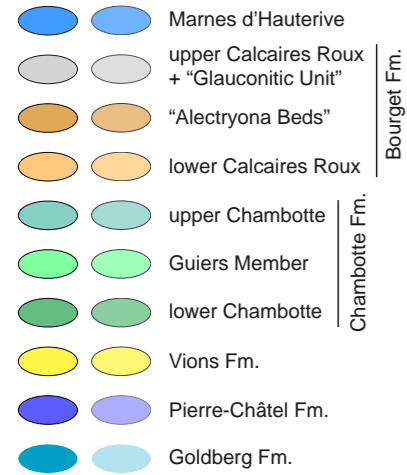
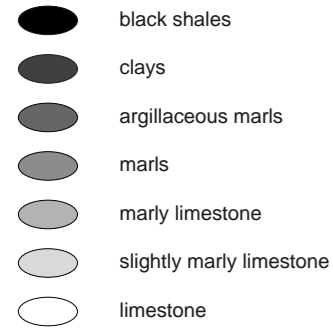
Directeurs de thèse :

Dr. Bernard PITTET
Pr. Fabrice CORDEY

présentée le 19 septembre 2007 devant :

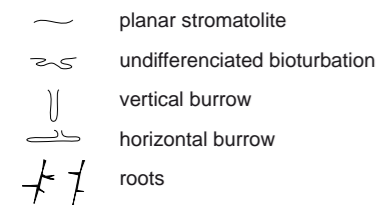
Pr. Karl FÖLLMI	<i>Rapporteur</i>
Pr. Adrian IMMENHAUSER	<i>Rapporteur</i>
Pr. Jean-François DECONINCK	<i>Examineur</i>
Pr. Helmut WEISSERT	<i>Examineur</i>
Pr. Fabrice CORDEY	<i>Directeur de thèse</i>
Dr. Bernard PITTET	<i>Directeur de thèse</i>

LITHOLOGIES

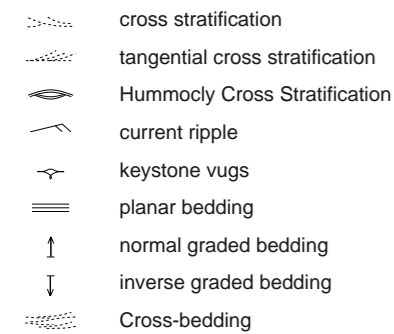


SEDIMENTARY STRUCTURES

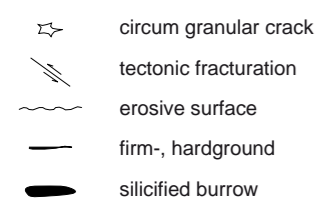
Biogenic structures



Hydraulic structures

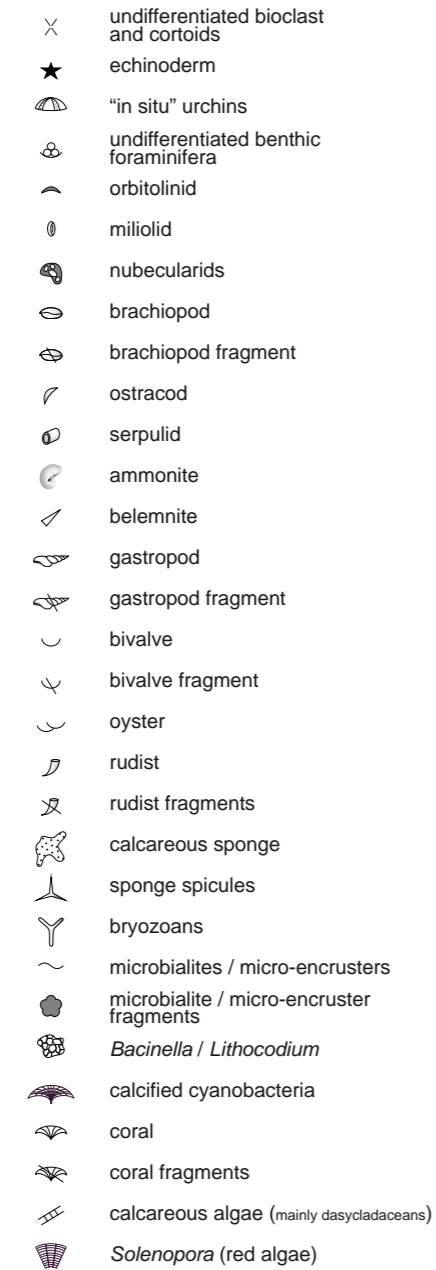


Others structures



ALLOCHEMS

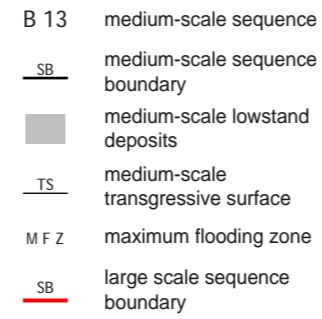
Bioclastic grains



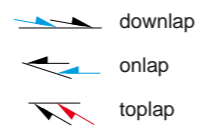
Non-bioclastic grains



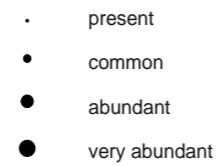
SEQUENCE STRATIGRAPHY



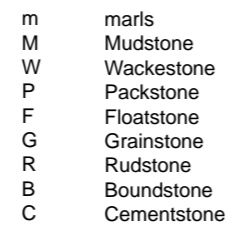
GEOMETRIES



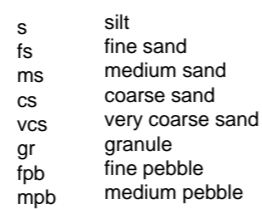
ABUNDANCES



TEXTURES



GRAIN SIZES



LISTE DES ILLUSTRATIONS

<i>Fig. 1.1 - Geographic position of studied sections</i>	13
<i>Fig. 1.2 - Paleogeographic reconstruction of the western Tethys</i>	14
<i>Fig. 1.3 - Stratigraphic chart for the studied interval.</i>	15
<i>Fig. 1.4 - Comparison of different lithostratigraphic charts for the Jura-Dauphiné domain.</i>	16
<i>Fig. 2.1 - Hydrodynamic profile in a ramp setting and associated main sedimentary structures</i>	18
<i>Fig. 2.3 - Encrustation of serpulids by bryozoans.</i>	19
<i>Fig. 2.2 - Micritization of grains.</i>	19
<i>Fig. 2.4 - Calcedony spherulites.</i>	20
<i>Fig. 2.5 - Glauconite impregnations in echinoids.</i>	20
<i>Fig. 2.6 - Several phases of cementation at the Berriasian/Valanginian boundary.</i>	21
<i>Fig. 2.7 - Slumped interval in marls-limestones alternations.</i>	21
<i>Fig. 2.8 - Characteristic features and generation of an idealized storm sequence.</i>	22
<i>Fig. 2.9 - Storm sequence from La Chambotte.</i>	23
<i>Fig. 2.10 - Keystone-vugs.</i>	23
<i>Fig. 2.11 a - Principal facies occurring in studied sections.</i>	24
<i>Fig. 2.11 b - Principal facies occurring in studied sections.</i>	25
<i>Fig. 2.12 - Facies model in platform and ramp configuration and corresponding distribution of facies and characteristic constituents.</i>	26
<i>Fig. 2.13 - Wentworth-Udden grain-size scale.</i>	27
<i>Fig. 3.1 - Typical depositional sequences in the basin.</i>	28
<i>Fig. 3.2 - Typical depositional sequences on the platform.</i>	29
<i>Fig. 3.3 - Typical depositional sequences on the platform-margin.</i>	30
<i>Fig. 3.4 - Typical weathering profile of depositional sequences of the Dauphinois margin domain.</i>	31
<i>Fig. 3.5 - Sequence model with main surfaces, deposits and sequences.</i>	31
<i>Fig. 3.6 - Legend for all studied sections and correlation figures.</i>	32
<i>Fig. 3.7 - Legend for all studied sections.</i>	33
<i>Fig. 3.8 - Location of the Crozet section.</i>	33
<i>Fig. 3.9 - Crozet section.</i>	34
<i>Fig. 3.10 - Depositional geometries observed in the Bourget Formation at the Crozet section.</i>	35
<i>Fig. 3.11 - Depositional geometries at the base of the Bourget Formation at the Crozet section.</i>	36
<i>Fig. 3.12 - Location of the Salève section.</i>	36
<i>Fig. 3.13 a - Salève section, part 1.</i>	37
<i>Fig. 3.13 b - Salève section, part 2.</i>	38
<i>Fig. 3.14 - Berriasian-Valanginian transition at the Coratterie, Salève section.</i>	39
<i>Fig. 3.15 - Location of the Val-de-Fier section.</i>	40
<i>Fig. 3.16 - Val-de-Fier section.</i>	40
<i>Fig. 3.18 - Location of the Chambotte section.</i>	41
<i>Fig. 3.17 - Polygenetic surface capping the Upper Calcaires Roux Member (Bourget Formation) at the Val-de-Fier section.</i>	41

Fig. 3.19 a - La Chambotte section, part 1.	42
Fig. 3.19 b - La Chambotte section, part 2.	43
Fig. 3.19 c - La Chambotte section, part 3.	44
Fig. 3.21 - Location of the La Pointière section.	45
Fig. 3.20 - Locations of Chartreuse sections.	45
Fig. 3.22 - La Pointière synthetic section.	46
Fig. 3.23 a - La Pointière detailed section, part 1.	47
Fig. 3.23 b - La Pointière detailed section, part 2.	48
Fig. 3.23 c - La Pointière detailed section, part 3.	49
Fig. 3.23 d - La Pointière detailed section, part 4.	50
Fig. 3.23 e - La Pointière detailed section, part 5.	51
Fig. 3.23 f - La Pointière detailed section, part 6.	52
Fig. 3.23 g - La Pointière detailed section, part 7.	53
Fig. 3.23 h - La Pointière detailed section, part 8.	54
Fig. 3.24 - Location of La Grande Sure Nord section.	55
Fig. 3.25 a - La Grande Sure Nord synthetic section, part 1.	56
Fig. 3.25 b - La Grande Sure Nord synthetic section, part 2.	57
Fig. 3.26 a - La Grande Sure Nord detailed section, part 1.	58
Fig. 3.26 b - La Grande Sure Nord detailed section, part 2.	59
Fig. 3.26 c - La Grande Sure Nord detailed section, part 3.	60
Fig. 3.26 d - La Grande Sure Nord detailed section, part 4.	61
Fig. 3.26 e - La Grande Sure Nord detailed section, part 5.	62
Fig. 3.26 f - La Grande Sure Nord detailed section, part 6.	63
Fig. 3.26 g - La Grande Sure Nord detailed section, part 7.	64
Fig. 3.26 h - La Grande Sure Nord detailed section, part 8.	65
Fig. 3.26 i - La Grande Sure Nord detailed section, part 9.	66
Fig. 3.26 j - La Grande Sure Nord detailed section, part 10.	67
Fig. 3.26 k - La Grande Sure Nord detailed section, part 11.	68
Fig. 3.26 l - La Grande Sure Nord detailed section, part 12.	69
Fig. 3.26 m - La Grande Sure Nord detailed section, part 13.	70
Fig. 3.27 - Upper Chambotte Member at the Grande Sure Massif.	70
Fig. 3.28 - La Grande Sure Nord synthetic section and microfacies data.	71
Fig. 3.29 - Location of Le Goulet de la Sure and La Croix de la Sure sections.	72
Fig. 3.30 - Le Goulet de la Sure synthetic section.	73
Fig. 3.31 a - Le Goulet de la Sure detailed section, part 1.	74
Fig. 3.31 b - Le Goulet de la Sure detailed section, part 2.	75
Fig. 3.31 c - Le Goulet de la Sure detailed section, part 3.	76
Fig. 3.31 d - Le Goulet de la Sure detailed section, part 4.	77
Fig. 3.31 e - Le Goulet de la Sure detailed section, part 5.	78
Fig. 3.31 f - Le Goulet de la Sure detailed section, part 6.	79
Fig. 3.31 g - Le Goulet de la Sure detailed section, part 7.	80
Fig. 3.31 h - Le Goulet de la Sure detailed section, part 8.	81
Fig. 3.31 i - Le Goulet de la Sure detailed section, part 9.	82
Fig. 3.32 - La Croix de la Sure synthetic section.	83
Fig. 3.33 - Location of the Velouze sections.	84

Fig. 3.34 - South flank of the Grande Sure massif exposing depositional geometries from Middle to the end of the Berriasian.	85
Fig. 3.35 - Velouze 1 synthetic section.	86
Fig. 3.36 a - Velouze 1 detailed section, part 1.	87
Fig. 3.36 b - Velouze 1 detailed section, part 2.	88
Fig. 3.36 c - Velouze 1 detailed section, part 3.	89
Fig. 3.36 d - Velouze 1 detailed section, part 4.	90
Fig. 3.36 e - Velouze 1 detailed section, part 5.	91
Fig. 3.36 f - Velouze 1 detailed section, part 6.	92
Fig. 3.36 g - Velouze 1 detailed section, part 7.	93
Fig. 3.36 h - Velouze 1 detailed section, part 8.	94
Fig. 3.37 - Velouze 2 synthetic section.	95
Fig. 3.38 a - Velouze 2 detailed section, part 1.	96
Fig. 3.38 b - Velouze 2 detailed section, part 2.	97
Fig. 3.38 c - Velouze 2 detailed section, part 3.	98
Fig. 3.38 d - Velouze 2 detailed section, part 4.	99
Fig. 3.38 e - Velouze 2 detailed section, part 5.	100
Fig. 3.38 f - Velouze 2 detailed section, part 6.	101
Fig. 3.38 g - Velouze 2 detailed section, part 7.	102
Fig. 3.39 - Location of the Cheminée Saint-Martin section.	103
Fig. 3.40 a - Cheminée Saint-Martin section, part 1.	104
Fig. 3.40 b - Cheminée Saint-Martin section, part 2.	105
Fig. 3.41 - Location of the Vergol section.	106
Fig. 3.42 - Location of the Morenas section.	106
Fig. 3.43 - Location of the La Charce section.	107
Fig. 3.44 - Vocontian Basin synthetic section.	108
Fig. 3.45 a - Vocontian Basin detailed section, part 1.	109
Fig. 3.45 b - Vocontian Basin detailed section, part 2.	110
Fig. 3.45 c - Vocontian Basin detailed section, part 3.	111
Fig. 3.45 d - Vocontian Basin detailed section, part 4.	112
Fig. 3.46 - Thickness evolution of carbonate beds and marly intervals (Vocontian Basin, Late Berriasian - earliest Hauterivian).	113
Fig. 3.47 - Evolution of ratio carbonate beds/marly intervals and marly intervals/carbonate beds in each couplet (Vocontian Basin, Late Berriasian - earliest Hauterivian).	114
Fig. 3.48 - Barrande layers in marl-limestone alternations. Those centimeter-thick layers illustrate a change in the lithology towards more argillaceous marls.	115
Fig. 3.49 - Transition from Lower to Upper Valanginian in the Vocontian Basin.	115
Fig. 3.50 - Location of the Carajuan section.	116
Fig. 3.51 - Facies changes in the Lower Valanginian at Carajuan.	116
Fig. 3.52 - Carajuan synthetic section.	117
Fig. 3.53 a - Carajuan detailed section, part 1.	118
Fig. 3.53 b - Carajuan detailed section, part 2.	119
Fig. 3.53 c - Carajuan detailed section, part 3.	120
Fig. 3.53 d - Carajuan detailed section, part 4.	121
Fig. 3.53 e - Carajuan detailed section, part 5.	122

Fig. 4.1 - Chemostratigraphic and lithostratigraphic correlation of the Carajuan and the Vocontian Basin sections.	124
Fig. 4.2 - Minerals relative abundance and stable isotope values of the Valanginian of the Sure Nord section.	125
Fig. 4.3 - Exemple of correlation between the Jura-Dauphiné Platform and the Dauphinois Margin (Bourget Formation) using sequence stratigraphy.	126
Fig. 4.4 - Correlation of the Jura-Dauphiné Platform sections based on available biostratigraphic framework, facies changes and sequence stratigraphy.	127
Fig. 4.5 - Correlation of depositional sequences of the Dauphinois Margin sections.	129
Fig. 4.6 - Photomosaic of the Middle Berriasian to Lower Barremian of the Grande Sure massif and interpretation in terms of geometrical units (formations and members) and sub-units (medium-scale sequences).	131
Fig. 4.7 - Correlation of depositional sequences of all studied sections.	133
Fig. 4.8 - Schematic correlation of large-scale units represented by their thickness.	135
Fig. 4.9 - Evolution of medium-scale unit thickness from the Swiss Jura Platform to the Provence Platform margin.	136
Fig. 4.10 - Migration through time of the boundary between exposed and flooded areas.	137
Fig. 4.11 - Time table of the studied interval.	138
Fig. 5.1 - Evolution in the Vocontian Basin of ammonites generic diversity and turnover (T) phases illustrated by apparitions (A) and extinctions (E).	140
Fig. 5.2 - Sedimentary fluxes across the Early/Late Valanginian boundary.	141
Fig. 5.3 - Evolution of the sedimentation rate in the Vocontian Basin.	142
Fig. 5.4 - Sea-level fluctuations on three different scales in the Lower Calcaires Roux Member (Bourget Formation) at La Chambotte.	143
Fig. 5.5 - Sequence stratigraphic evolution of a medium-scale depositional sequence in the Bourget Formation at the Dauphinois margin (Sure Nord section).	144
Fig. 5.6 - Major sea-level fluctuations during the Early and first half of Late Valanginian and corresponding depositional geometries.	145
Fig. 5.7 - Long-term climatic evolution in the Perivocontian Domain.	146
Fig. 5.9 - Model of sediment export from the production zone (carbonates) or the continent (clays) and corresponding record in the basin during highstand and lowstand.	147
Fig. 5.8 - Karstic surface capping the «grande lumachelle» overlain by mineralized surface and by ammonite-, belemnite- and nautiloid-rich marls.	147
Fig. 6.1 - Distribution of possible glacially derived sediments (tillites, diamictites and dropstones), ikaite and glendonite of Valanginian age.	148
Fig. 6.2 - Regions characterized by a non-depositional hiatus of the Upper Valanginian.	148
Fig. 6.3 - Regions characterized by a major sea-level drop and important progradation of fluvio-deltaic facies.	148
Fig. 6.4 - Polar maps of the Early and Late Valanginian modified after Baraboshkin (1999) and Mellinte & Mutterlose (2001).	149
Fig. 7.1 - Correlation of the western Tethyan $\delta^{13}\text{C}$ record with those of central Tethyan, northern Pacific, eastern Atlantic and western Atlantic realm.	150
Fig. 7.2 - Photopanel of W-E cliff of Wadi Al Assyi and interpretations in terms of geometrical units.	151
Fig. 7.3 - Paleogeographical map of the southwest part of the Arabian Plate during the Early Cretaceous.	152
Fig. 7.4 - Comparison of sedimentary and environmental events around the Valanginian and the Aptian-Albian events.	153

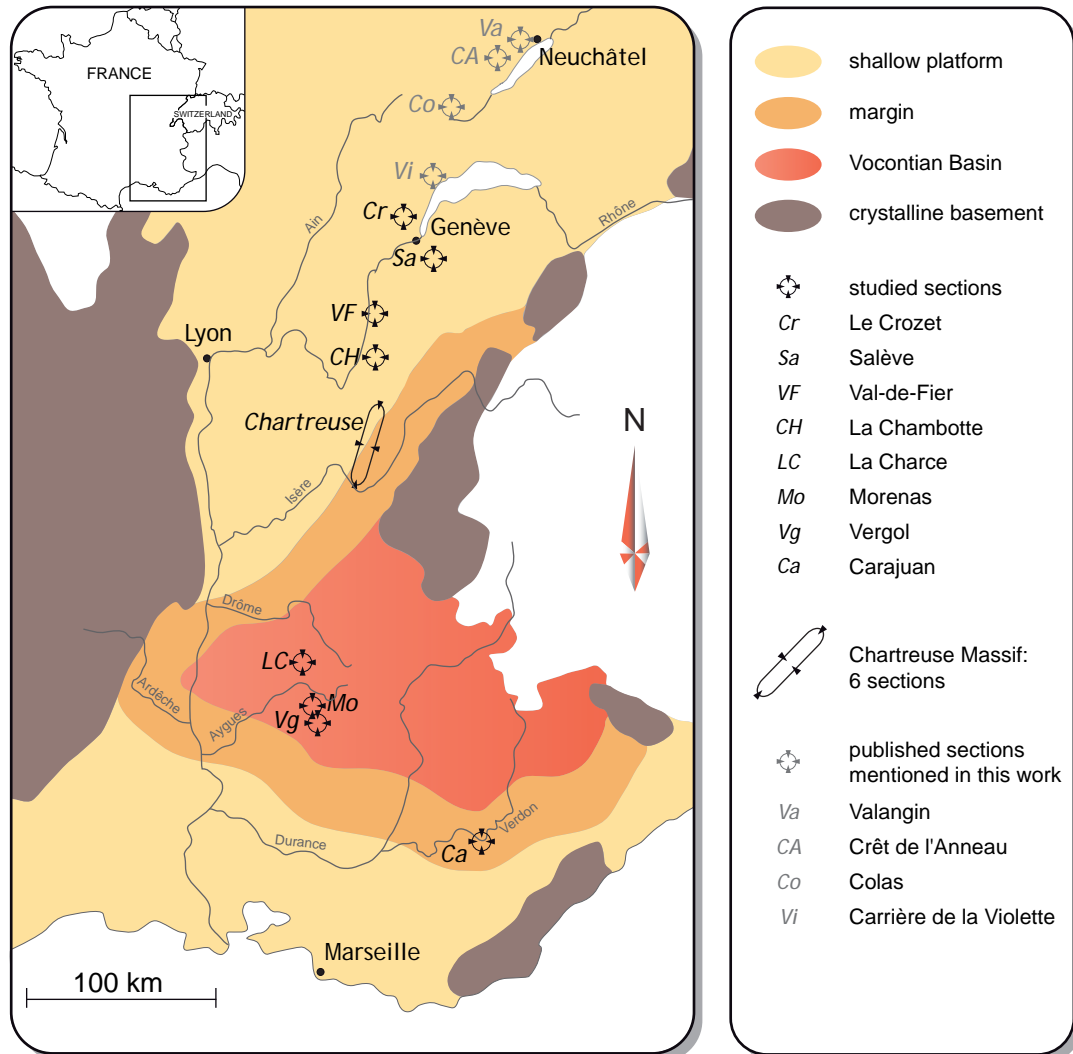


Fig. 1.1 - Geographic position of studied sections (modified after Ferry, 1991)

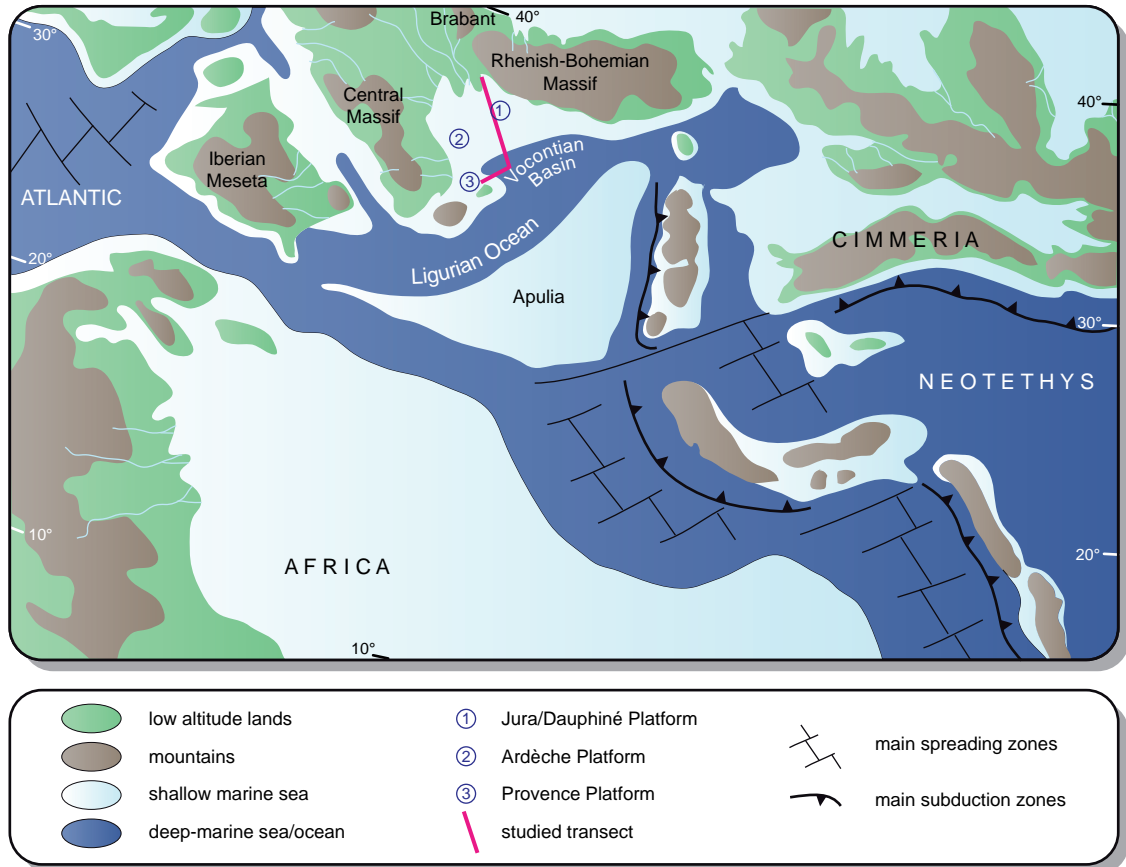


Fig. 1.2 - Paleogeographic reconstruction of the western Tethys (after Blakey, 2005).

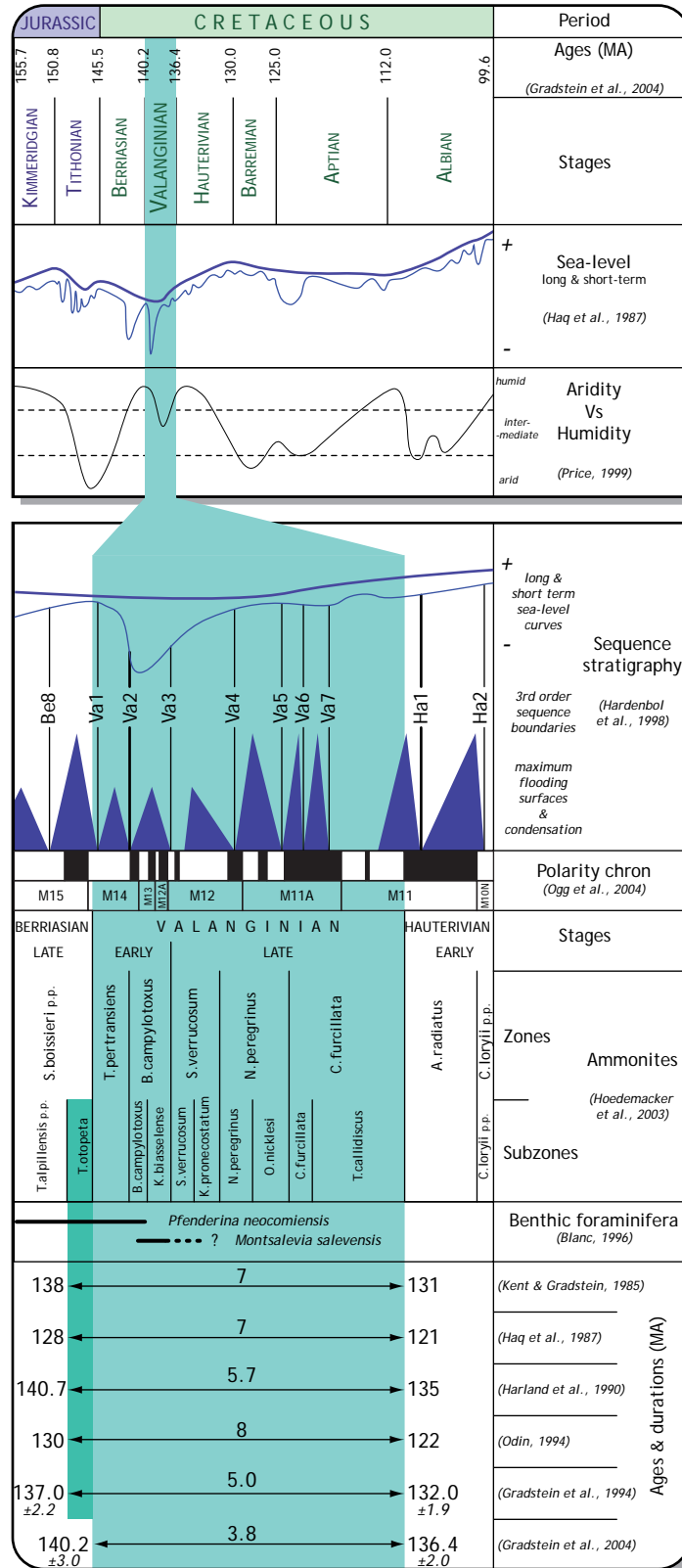
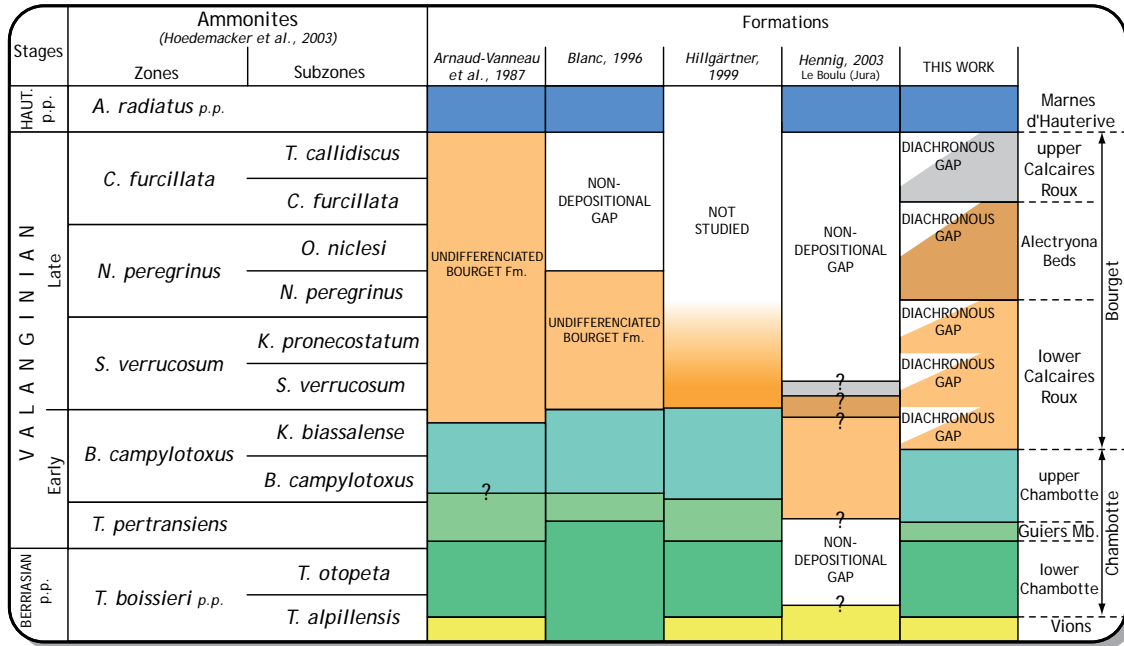


Fig. 1.3 - Stratigraphic chart for the studied interval.



Blanc (1996) used ammonite biostratigraphy from Bulot (1995). Equivalence with biostratigraphy from Hoedemacker et al. (2003) by Reboulet (2001)

Fig. 1.4 - Comparison of different lithostratigraphic charts for the Jura-Dauphiné domain.

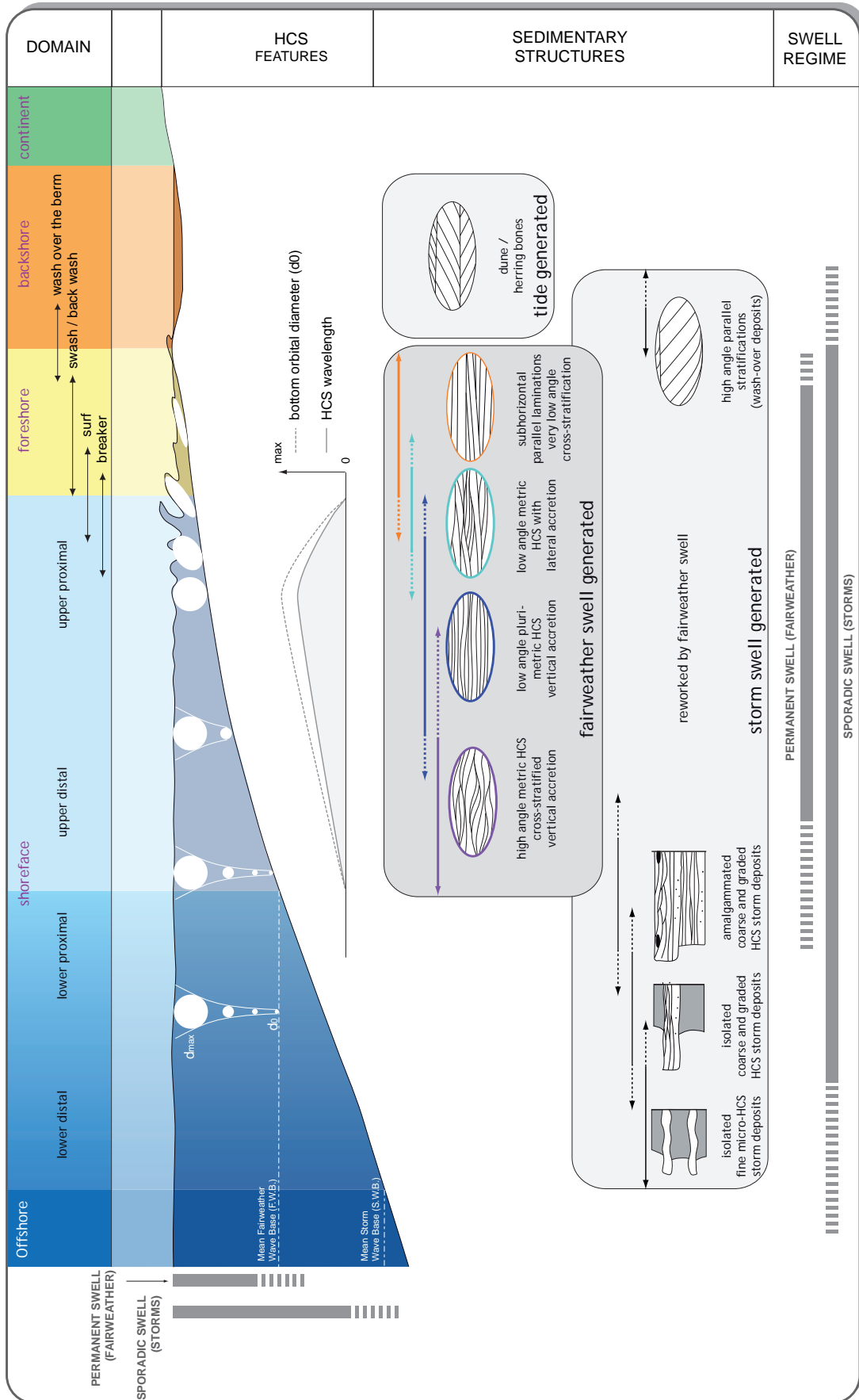


Fig. 2.1 - Hydrodynamic profile in a ramp setting and associated main sedimentary structures

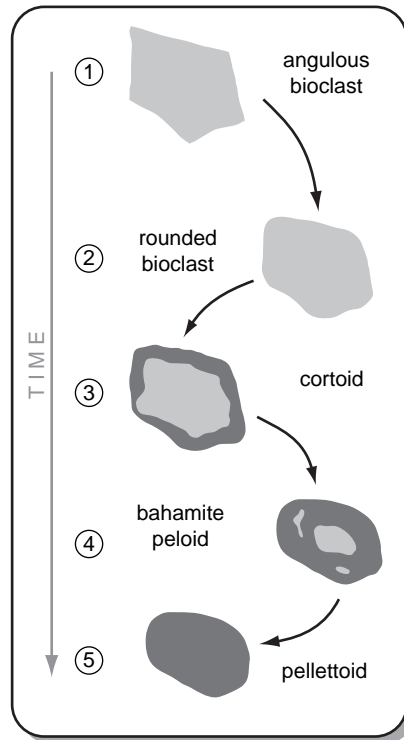


Fig. 2.2 - Micritization of grains.

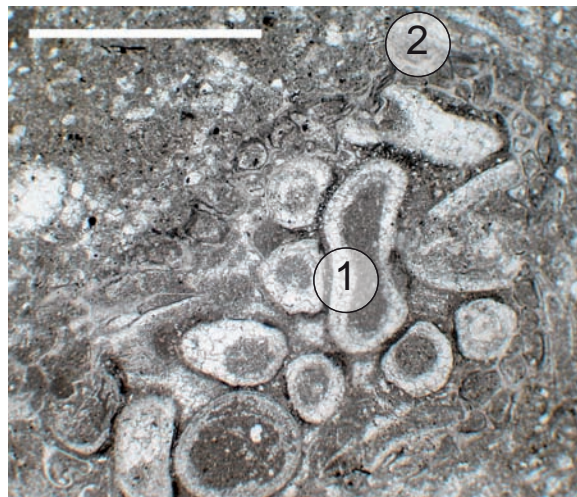


Fig. 2.3 - Encrustation of serpulids (1) by bryozoans (2). Biomicrite; Sure Nord (SU 170); scale bar 1mm.

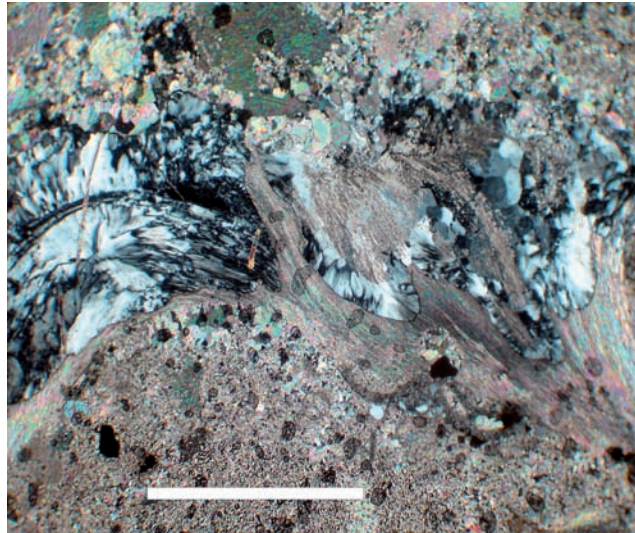


Fig. 2.4 - Calcedony spherulites (in blue). Biosparite; Sure Nord (SU 160); scale bar 1mm.

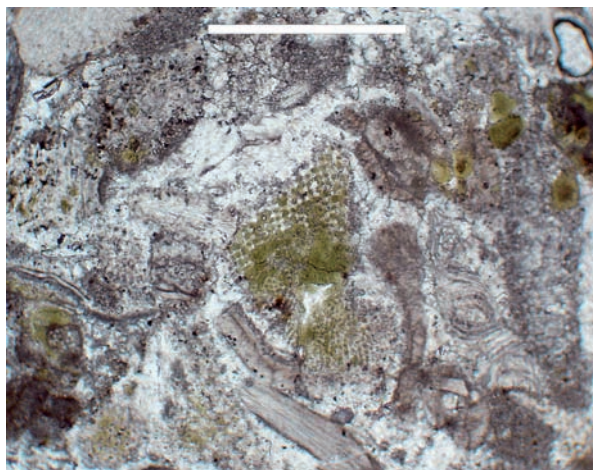


Fig. 2.5 - Glauconite impregnations in echinoids. Biosparite; La Chambotte (CHB 2); scale bar 1mm.

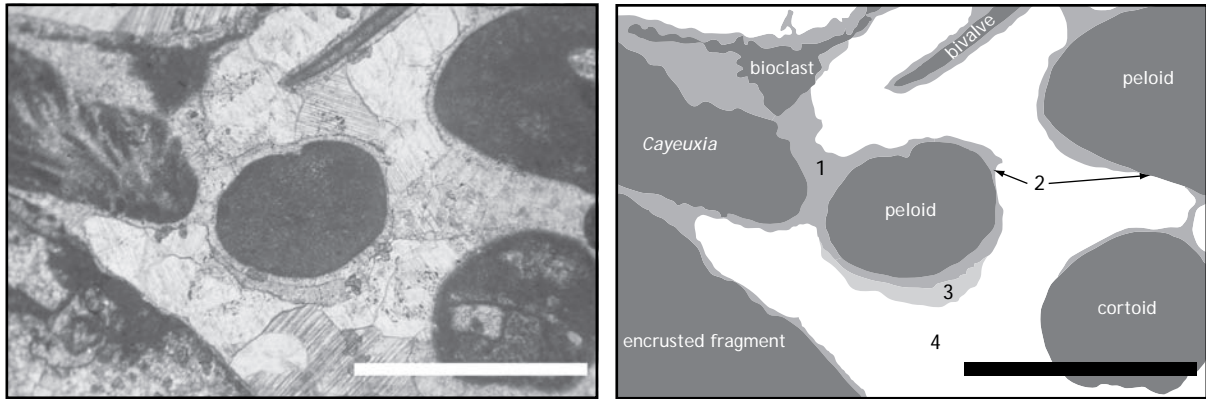


Fig. 2.6 - Several phases of cementation at the Berriasian/Valanginian boundary. 1 - isopach phreatic cement. 2 - karstification and truncation of previous cements. 3 - vadose meniscus cements. 4 - deep burial diagenesis. Velouze section (Ve 79). Scale bar 1mm.



Fig. 2.7 - Slumped interval in marls-limestones alternations. Vergol, base of sequence V3 (meter 55); thickness 5m.

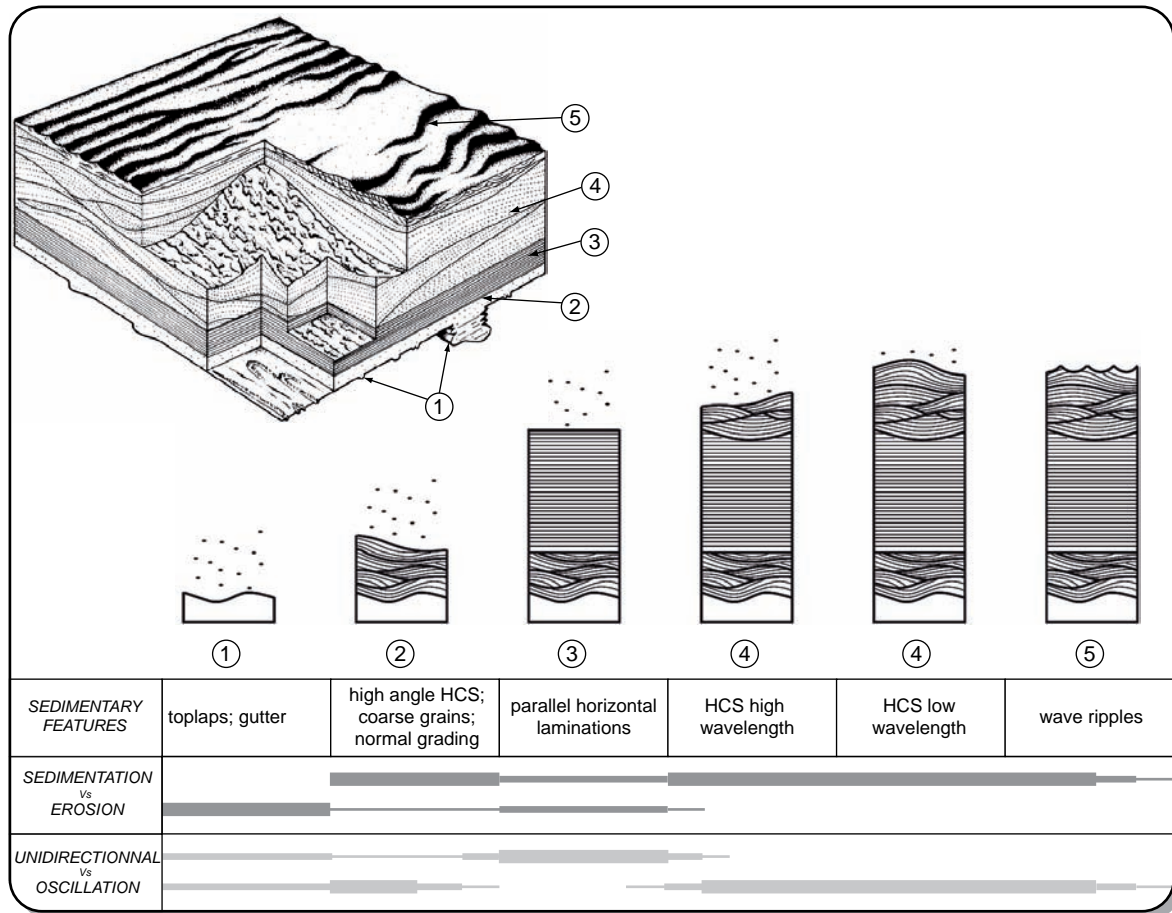


Fig. 2.8 - Characteristic features and generation of an idealized storm sequence (after Leckie & Krystinick, 1989 ; Cheel & Leckie, 1993 ; Reading, 1996 ; Thiry-Bastien, 2002).

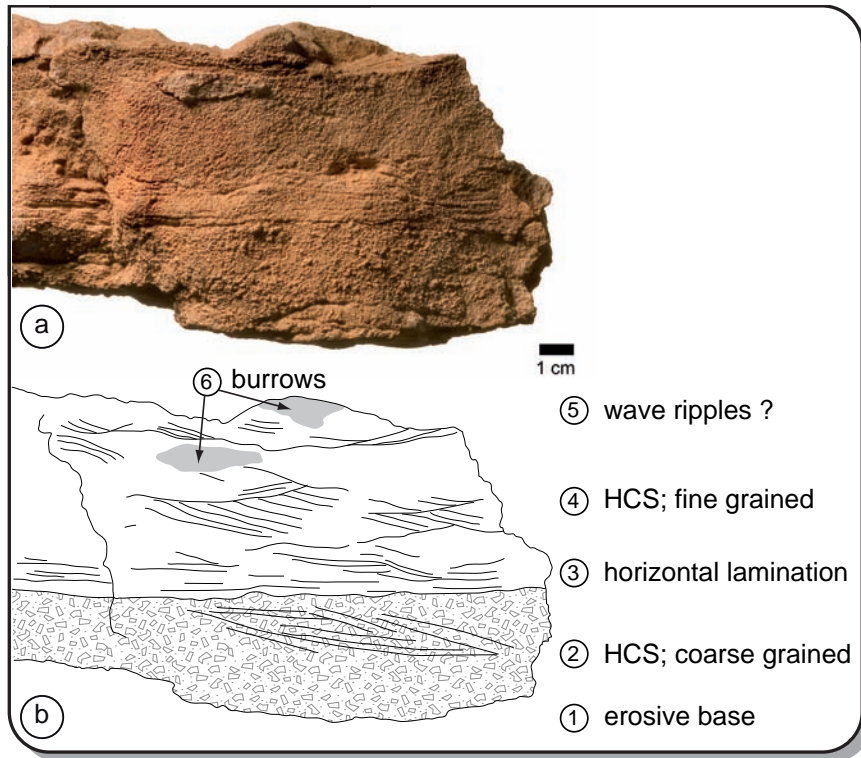


Fig. 2.9 - Storm sequence from La Chambotte (Lower Calcaires Roux Member, meter 57.7).



Fig. 2.10 - Keystone-vugs. Grainstone-rudstone; Salève (meter 25.5). Scale bar 1cm.

Facies	Sediment	Texture	Fauna & flora	Allochthems	Sedimentary structures	Other features	Interpretation of depositional environment	Facies zone
Offshore: basin								
O1	Biomicrite and marls	M & m	abundant urchins, brachiopods, sponge spicules, ammonites, orthocones frequent textulariids, lenticulidids, bivalves and bellerophites rare ostracods	micropeloids	horizontal bedding; laminated marls; bioturbation	marl-limestone alternations	hemipelagic basin	FZ 1
O2	Biomicrite and marls	M & m	abundant urchins, brachiopods, sponge spicules, ammonites, orthocones frequent textulariids, lenticulidids, bivalves and bellerophites rare ostracods	micropeloids	slumped deposits	marl-limestone alternations	hemipelagic basin (slumped)	FZ 1
O3	Biomicrite	M-P	abundant urchins, brachiopods, sponge spicules, ammonites, orthocones frequent textulariids, lenticulidids, bivalves and bellerophites rare ostracods	micropeloids	thin bedded fine-grained deposits		hemipelagic basin (turbidites)	FZ 1
O4	argillaceous black marls	m	very rare fauna : orthocones and unidentified bioclasts		cm-thick horizontal interval	black color due to organic matter enrichment	hemipelagic basin; anoxic to dysoxic bottom-water	FZ 1
Storm dominated								
S1	silty biomicrite	P	abundant sponge spicules, urchins, bivalves frequent lenticulidids, textulariids, brachiopods	micropeloids	pluricentimetric beds horizontal orientation of grains, no HCS	isolated carbonate levels in marly intervals	offshore (storm deposits led by storm surge currents)	FZ 1
S2	biomicrite	P	abundant sponge spicules, urchins, crinoids, bivalves, serpulids, brachiopods, bryozoans frequent lenticulidids, textulariids, ostracods	peloids	pluricentimetric beds, micro-HCS	isolated carbonate levels in marly to marly limestone intervals	lower distal shoreface (storm deposits with wave influence)	FZ 2
S3	bioparite	G-R (P)	abundant sponge spicules, echinoderms, bivalves, serpulids, brachiopods, bryozoans frequent lenticulidids, textulariids, ostracods	peloids	decimetric beds, HCS, normal grading	isolated carbonate levels in marly to marly limestone intervals	lower proximal shoreface (storm deposits)	FZ 2
S4	bioparite	G-R (P-F)	abundant sponge spicules, echinoderms, bivalves, serpulids, brachiopods, bryozoans, gastropods frequent lenticulidids, textulariids, ostracods	peloids	accumulation of decimetric beds, HCS, normal grading	amalgamation of incomplete storm sequences; complete sequence sometimes on the top	lower to upper shoreface transition (storm deposits)	FZ 2
S5	bio/pel/oo-sparite	G-R	abundant echinoderms, brachiopods, bivalves, serpulids, bryozoans, gastropods, textulariids, ostracods	peloids, ooids, intraclasts	high-angle lamination, perpendicular to beach, landward oriented	one to three meters behind the berm	backshore (wash-over deposits)	FZ 2
Cliniform: talus								
C1	bio/pel-micrite	P (G)	abundant echinoderms, bivalves and sponge spicules textulariids, lenticulidids, orbitolids, miliolids, sponges, bryozoans, gastropods, corals, ostracods	peloids, intraclasts, ooids	horizontal bedding, no stratification; sometimes current-linked orientation of grains	beds stacked in massive white, bars separated by recessive marly limestones intervals; mud abundance decreases with shallowing	distal cliniform below fairweather wave base	FZ 2
C2	oncobionmicrite	P	abundant echinoderms, bivalves, nubeculariids, textulariids, lenticulidids, sponge spicules frequent orbitolids, serpulids	oncoids, peloids, intraclasts, agregates	horizontal bedding, no stratification	more than half of the grains are encrusted by foraminifera and microbial activity; quartz enriched levels	distal cliniform below fairweather wave base; higher trophic levels	FZ 2
C3	bio/pel-micrite	G (P)	abundant echinoderms, bivalves, textulariids, lenticulidids frequent miliolids, orbitolids, agglutinating forams, corals, sponges, brachiopods	peloids, intraclasts, ooids	horizontal bedding, no stratification orientation of grains	beds stacked in more massive white bars	proximal cliniform above fairweather wave base	FZ 3
C4	onco/bio/pel/intra-sparite	G (P)	abundant textulariids, nubeculariids, orbitolids, <i>Bacrinella</i> , echinoderms, bivalves frequent lenticulidids, agglutinating forams, <i>Lithocodium</i> , brachiopods	oncoids, peloids, intraclasts, agregates	horizontal to slightly undulous bedding	many grains are encrusted by foraminifera and microbial activity; quartz enriched (up to 30%)	proximal cliniform above fairweather wave base; higher trophic levels	FZ 3
C5	sandy calcarenite	G	ostracods, echinoderms	peloids	pluricentimetric beds, separated by silty marls, intense bioturbation		starved external platform high siliciclastic input	FZ 3-4
Reef: patch / barrier								
R1	biomicrite	B (F-R)	corals, bryozoans, sponges, nubeculariids, <i>Bacrinella-Lithocodium</i> or rudists		massive beds with no stratifications	depending on its height, the reef can be very shallow and emerge	shallow water coralgal patch or barrier reefs	FZ 5 FZ 4
R2	bio/intra/pel-sparite	G-R	corals, bryozoans, sponges, nubeculariids, <i>Bacrinella-Lithocodium</i> , miliolids, textulariids, bivalves	peloids, intraclasts	very massive plurimetric beds with rare horizontal laminations	quartz abundance between 1 and 5%	high energy fore reef debris accumulation; shallow perireefal domain	FZ 3 FZ 5
R3	bio/intra-micrite	F (P)	corals, bryozoans, sponges, nubeculariids, <i>Bacrinella-Lithocodium</i> , miliolids, textulariids, bivalves, gastropods	peloids, intraclasts	very massive plurimetric beds with rare horizontal laminations	quartz abundance between 1 and 5%	low to medium energy back reef debris accumulation; shallow perireefal domain	FZ 5 FZ 6

Fig. 2.11 a - Principal facies occurring in studied sections.

Facies	Sediment	Texture	Fauna & flora	Allochans	Sedimentary structures	Other features	Interpretation of depositional environment	Facies zone
Lagoon								
L1	bio/pel-sparite	P-G (W)	abundant miliolids, textularids, agglutinating forams, echinoderms, bivalves, ostracods, bryozoans	peloids, ooids	muddy limestones intercalated with bioclastic/ooid bars, intense bioturbation	frequent occurrence of high energy bars (Facies B3); low biodiversity	low energy external lagoon with low sedimentation rate; higher trophic levels	FZ 3
L2	bio/pel/oo-sparite	G (P)	abundant miliolids, textularids, echinoderms, bivalves, gastropods, dasycladaceans	peloids, ooids	pluridemic beds with some horizontal stratifications, bioturbation	low biodiversity	high energy open lagoon	FZ 5
L3	bio/pel/onco-sparite	P (W; G; F)	miliolids, textularids, agglutinating forams, echinoderms, bivalves, gastropods, ostracods, dasycladaceans, <i>Bacarella-Lithocodium</i>	peloids, oncooids	horizontal beds; not well visible subhorizontal stratifications	high biodiversity	shallow-water protected lagoon	FZ 6
L4	sterile marls	m			finely laminated		restricted lagoon with high siliclastic input; near emersion	FZ 6
sWell dominated								
W1	bio/pel/oo-sparite	G (R)	abundant echinoderms, brachiopods, bivalves, serpulids, bryozoans	peloids, ooids	swell HCS, high to low angle, cross-stratified; proximal amalgamated coarse grained tempestites	very progressive transition to upper proximal shoreface	distal upper shoreface on a very low angle ramp	FZ 3
W2	bio/pel/oo-sparite	G (R)	abundant echinoderms, brachiopods, bivalves, serpulids, bryozoans, ostracods	peloids, ooids	swell HCS, plurimetric amplitude, very low angle; subhorizontal laminations within	very progressive transition to foreshore	proximal upper shoreface on a very low angle ramp	FZ 3 FZ 4
Beach / bars								
B1	oo/pel/bio-sparite	G (R)	abundant echinoderms, brachiopods, bivalves, serpulids, bryozoans, gastropods, textularids, ostracods	peloids, ooids, oncooids	horizontal to subhorizontal laminations, slightly cross-stratified; keystone vugs		swash-backwash zone on the beach (high energy)	FZ 4
B2	bio/oo/pel-sparite	G	reworked grains from beach deposits		inverse grading in very thin laminae	very well sorted grains, strong abrasion (aeolian transport); meiotic vadose cements	aeolian dune behind the beach	FZ 7
B3	oo/pel/bio-sparite	G	abundant echinoderms, brachiopods, bivalves, serpulids, bryozoans, textularids, ostracods	peloids, ooids, intraclasts	low to high angle oblique angular laminae at the base possibly swell HCS and foreshore laminae at the top	depending on its height, the bar can be totally subtidal or intertidal (foreshore) even emerge	subtidal to intertidal ooid/bioclastic bar; high energy	FZ 3 FZ 4 FZ 5
Tidal domain								
T1	oo/bio-sparite	G	abundant echinoderms, bivalves, miliolids, textularids	ooids, oncooids, pleoids	high angle oblique stratifications, angular base (foresets); herring-bones; current ripples		tidal dunes	FZ 4 FZ 6
T2	stromatolitic microbial mats	B-M	microbial activity	peloids	very thin laminations; birdseyes		low energy tidal flat in a protected lagoon	FZ 6
Non-marine / emersion								
N1	coal enriched marls	m			centimetric horizontal levels in marly horizons		palustrine to continental environment	FZ 7
N2	alteration, erosion of previous sediments				rhizoturbation	dolomitisation	paleosol, subaerial exposure	FZ 7
N3	alteration, erosion of previous sediments				karstification; microkarstification	vadose diagenesis; cutted grains	subaerial exposure	FZ 7

Fig. 2.11 b - Principal facies occurring in studied sections.

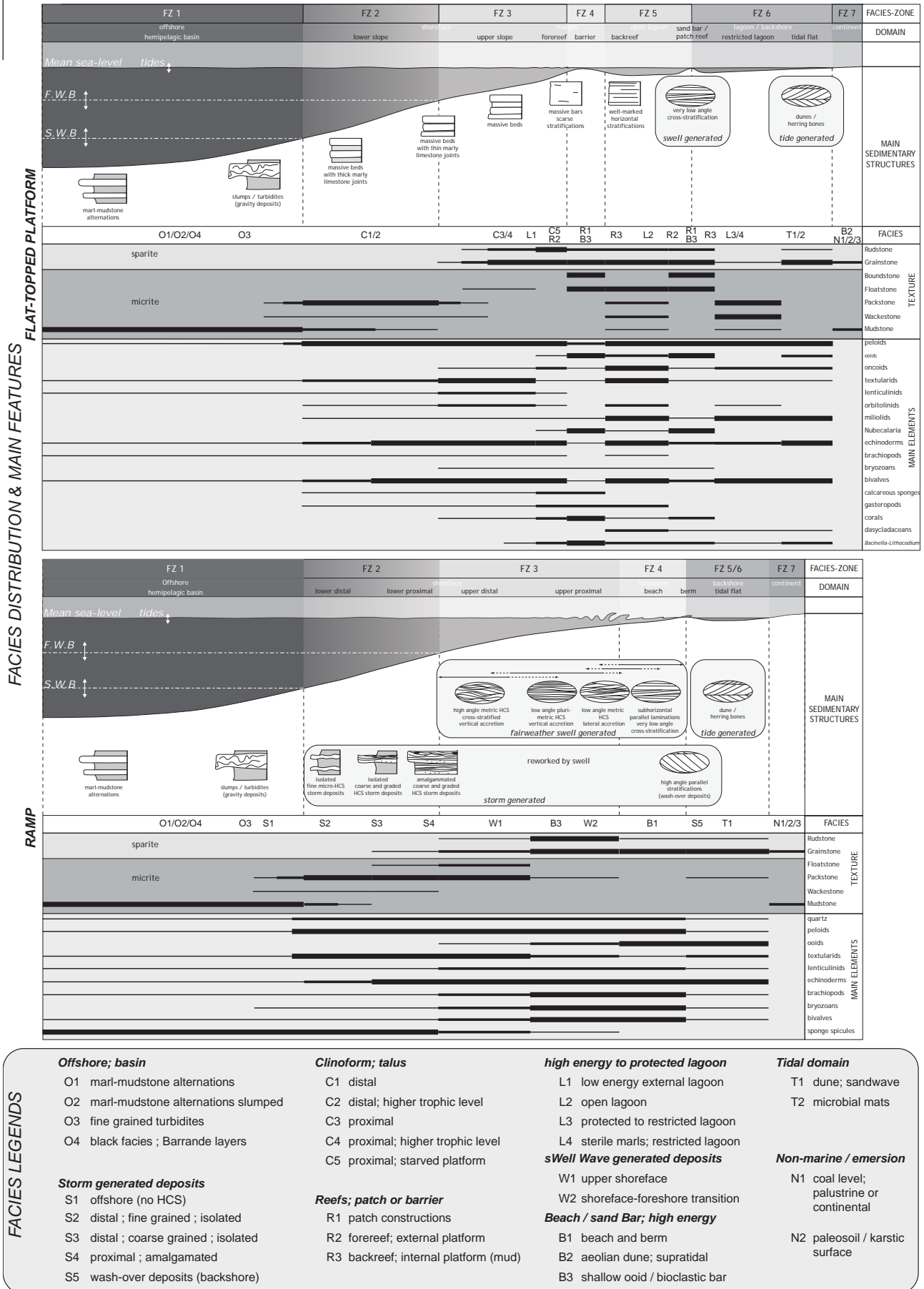


Fig. 2.12 - Facies model in platform (a) and ramp (b) configuration and corresponding distribution of facies and characteristic constituents. Color version in Appendix B (back cover).

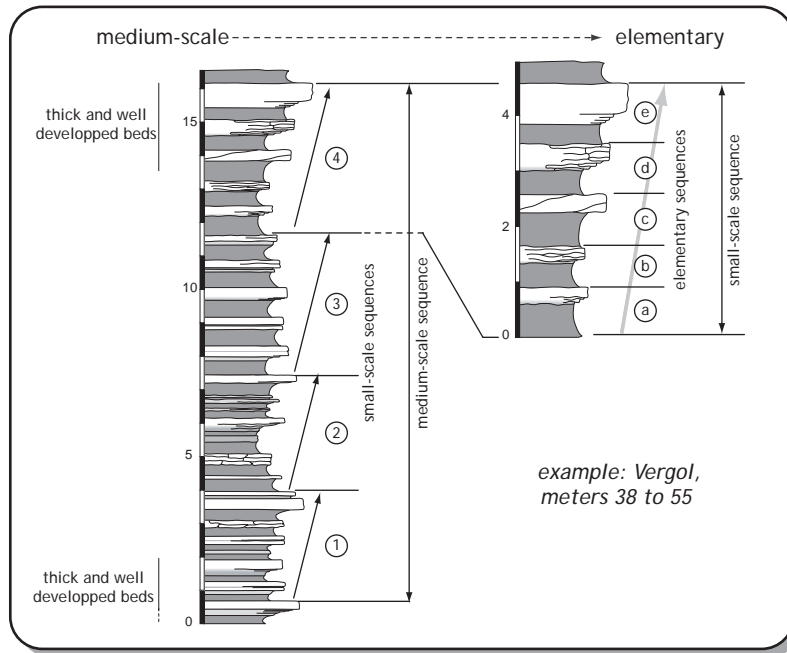


Fig. 3.1 - Typical depositional sequences in the basin.

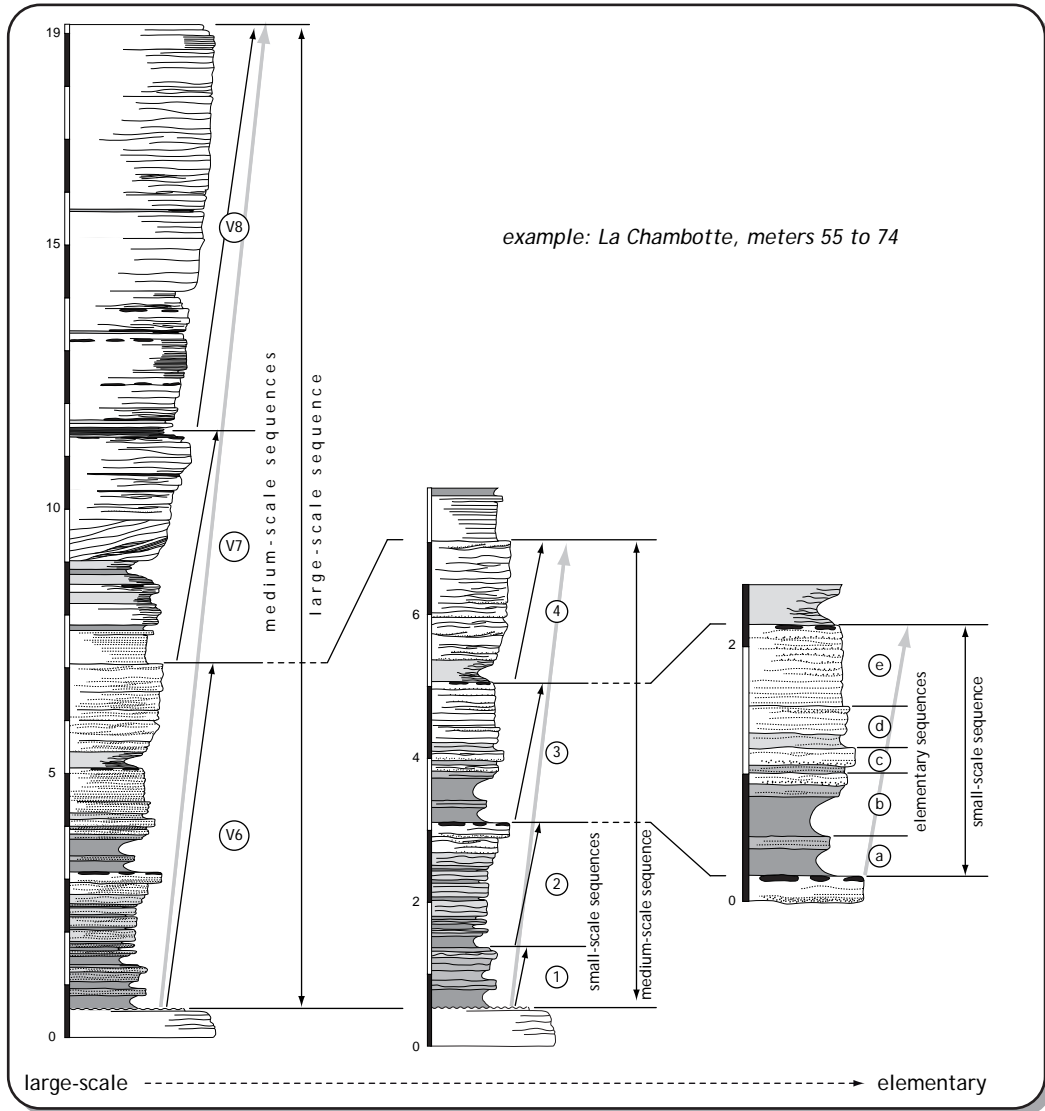


Fig. 3.2 - Typical depositional sequences on the platform.

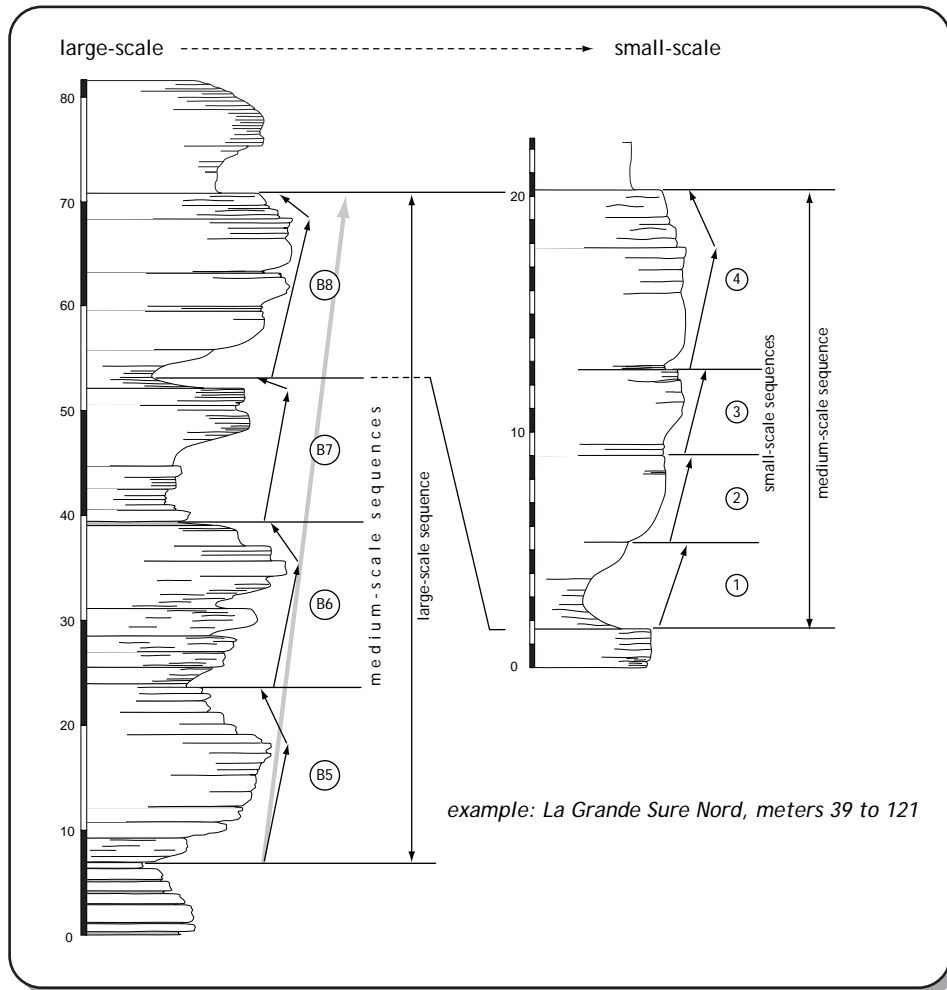


Fig. 3.3 - Typical depositional sequences on the platform-margin.



Fig. 3.4 - Typical weathering profile of depositional sequences of the Dauphinois margin domain. Exemple of B5-12 (Pierre-Châtel and Vions Formations).

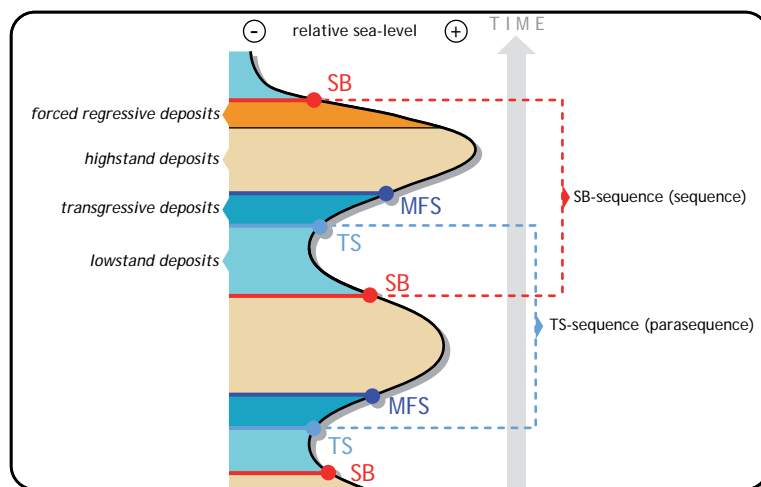


Fig. 3.5 - Sequence model with main surfaces, deposits and sequences. Refer to text for detailed explanation of terms used.

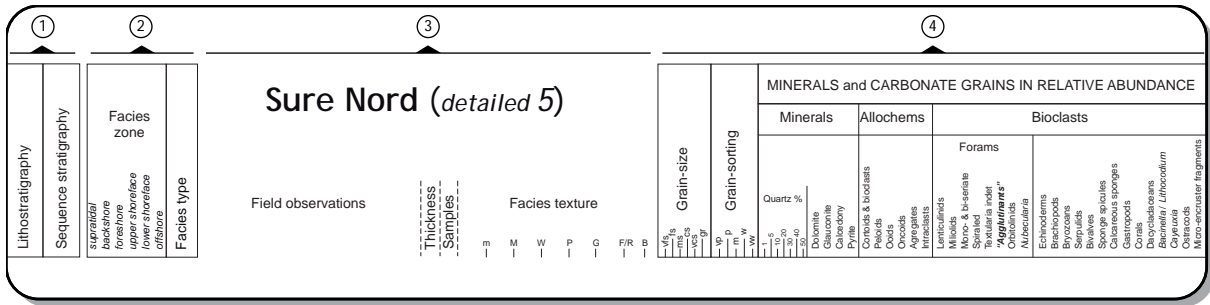


Fig. 3.7 - Legend for all studied sections.

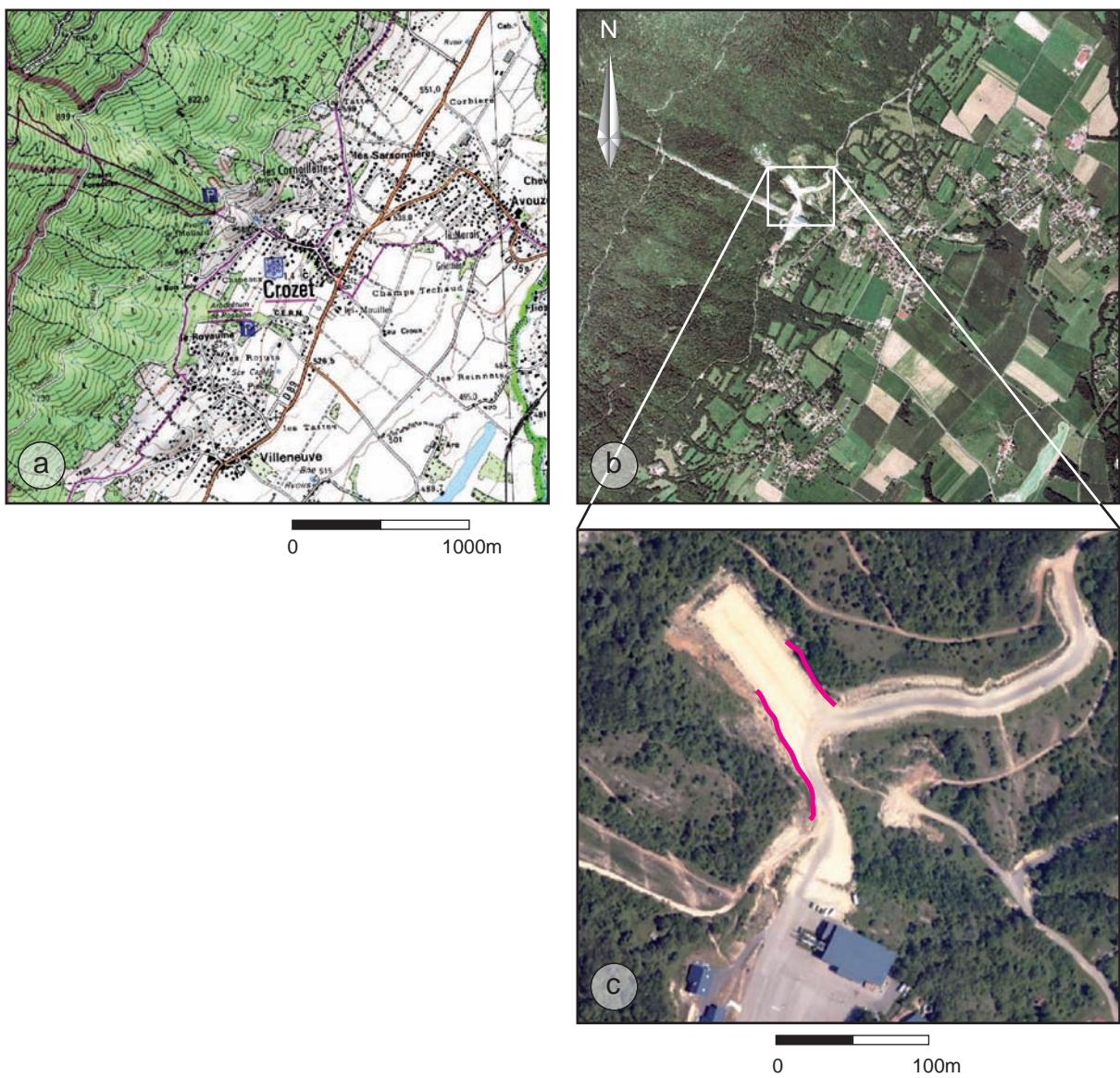


Fig. 3.8 - Location of the Crozet section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

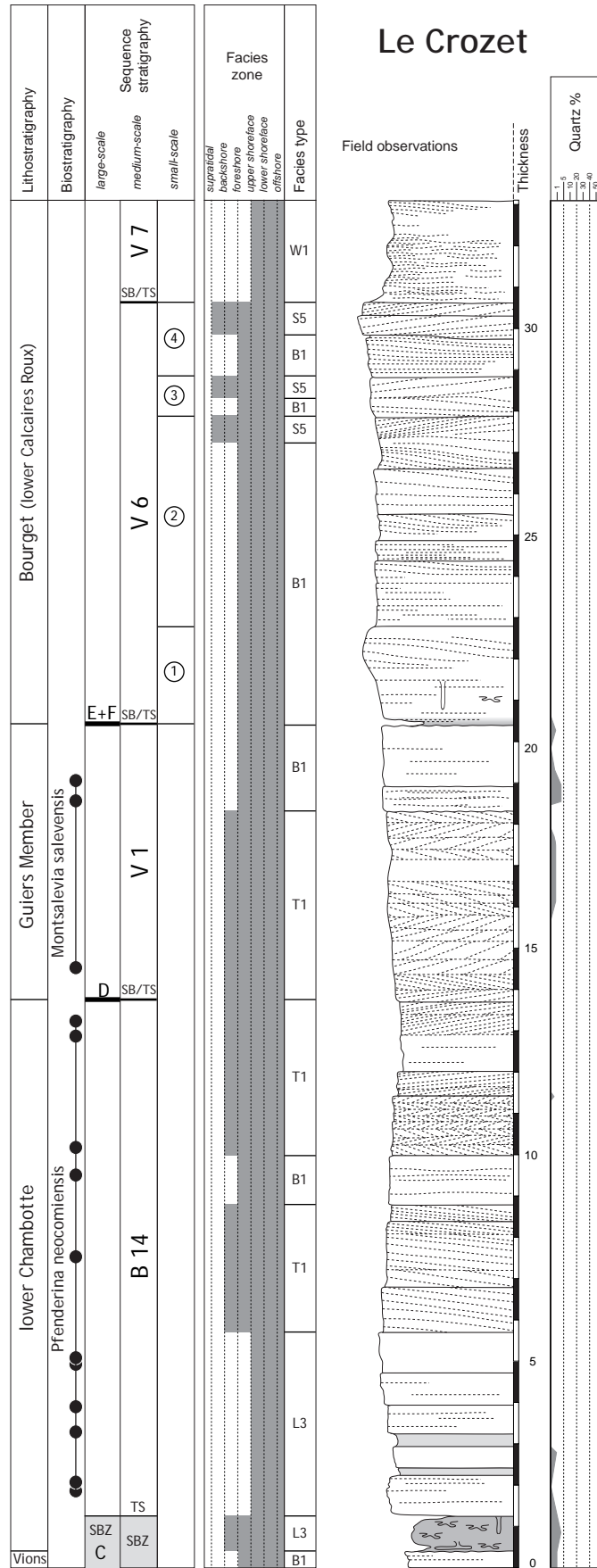


Fig. 3.9 - Crozet section.

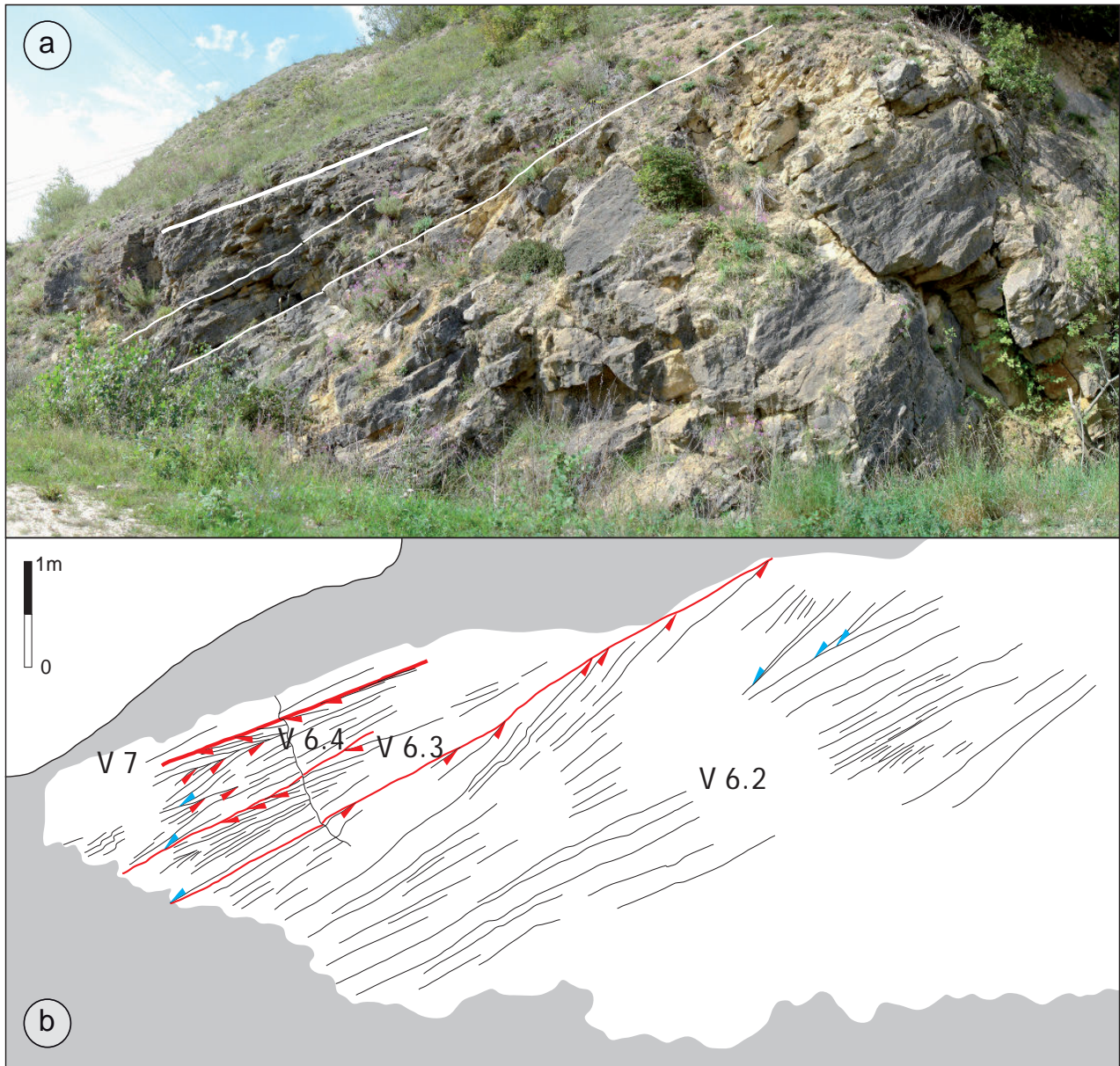


Fig. 3.10 - Depositional geometries observed in the Bourget Formation at the Crozet section. Legend in Fig. 3.5.

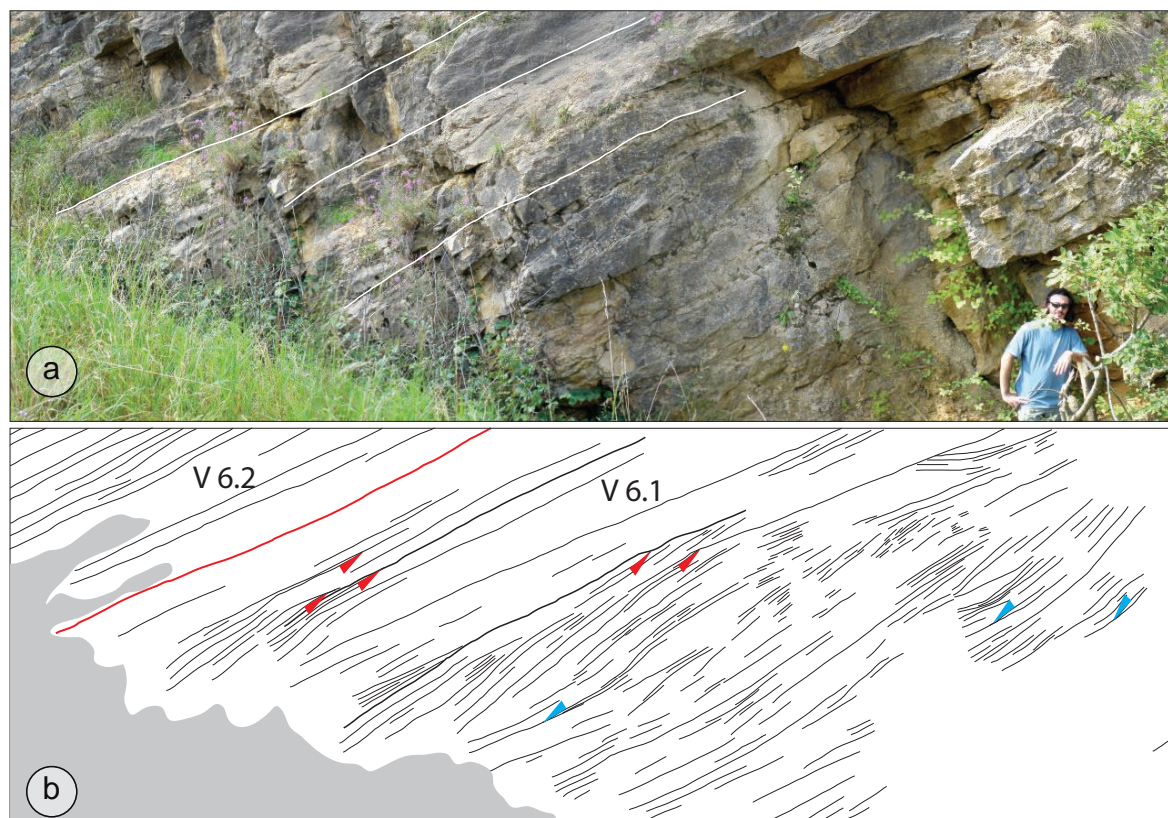


Fig. 3.11 - Depositional geometries at the base of the Bourget Formation at the Crozet section. Legend in Fig. 3.5.

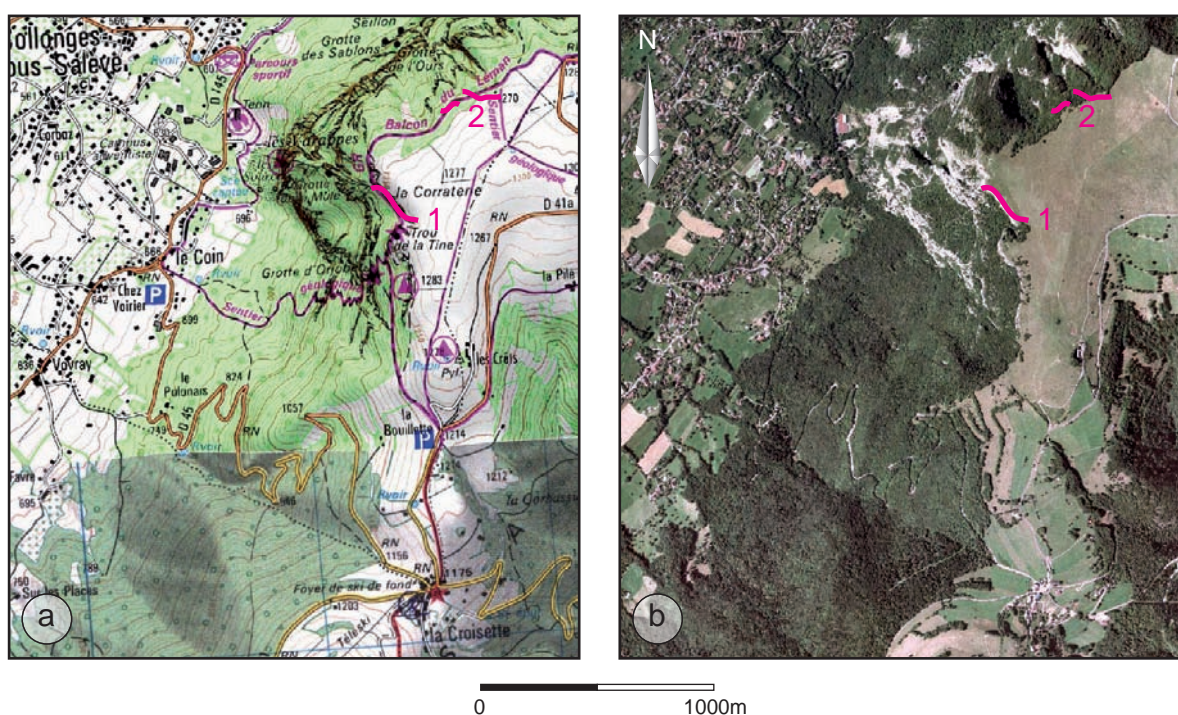


Fig. 3.12 - Location of the Salève section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

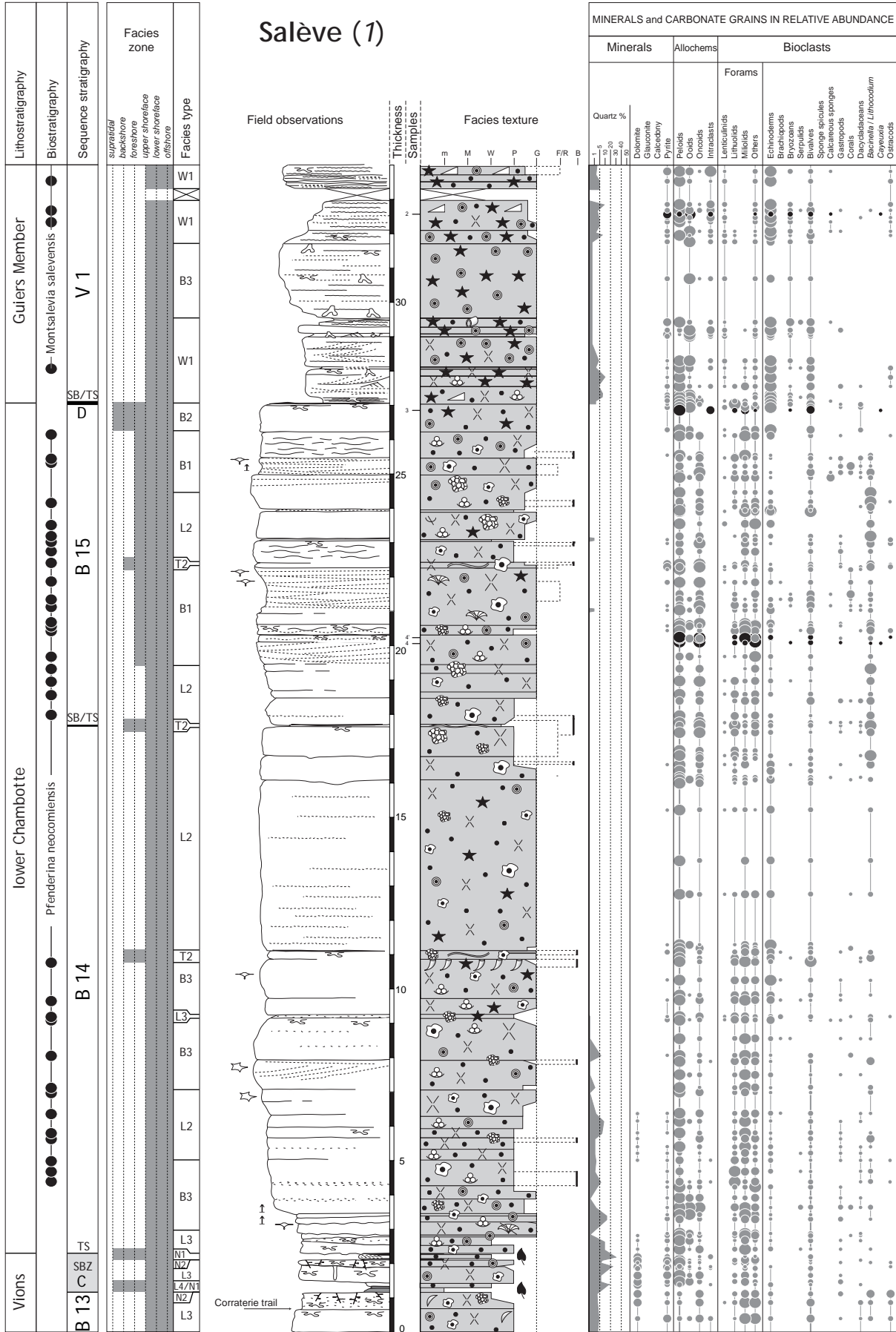


Fig. 3.13 a - Salève section, part 1. Log and abundances in grey from Hillgärtner (1999).

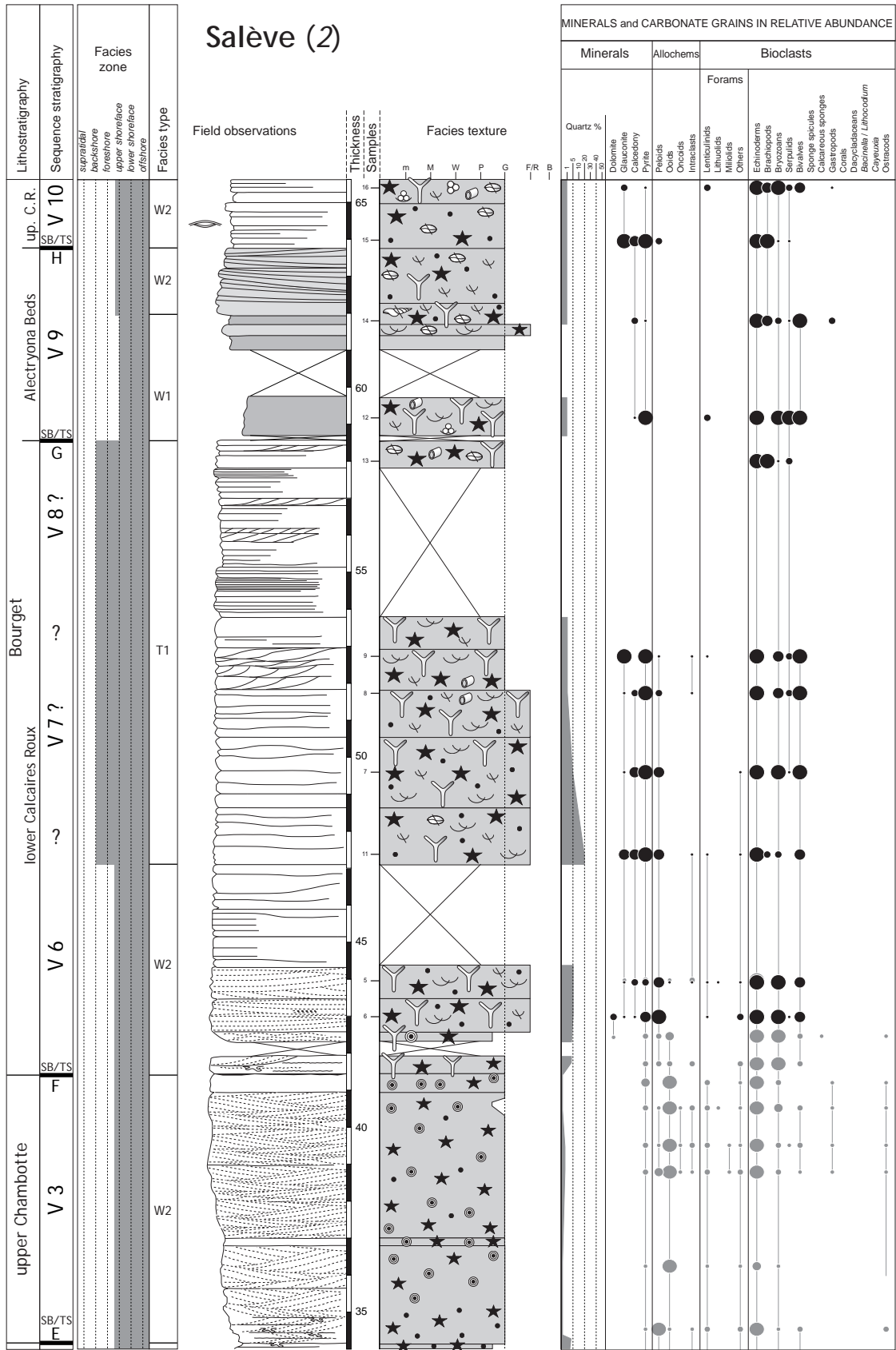


Fig. 3.13 b - Salève section, part 2. Log from Hillgärtner (1999) and Hennig (2003). Abundances in grey are from Hillgärtner (1999).

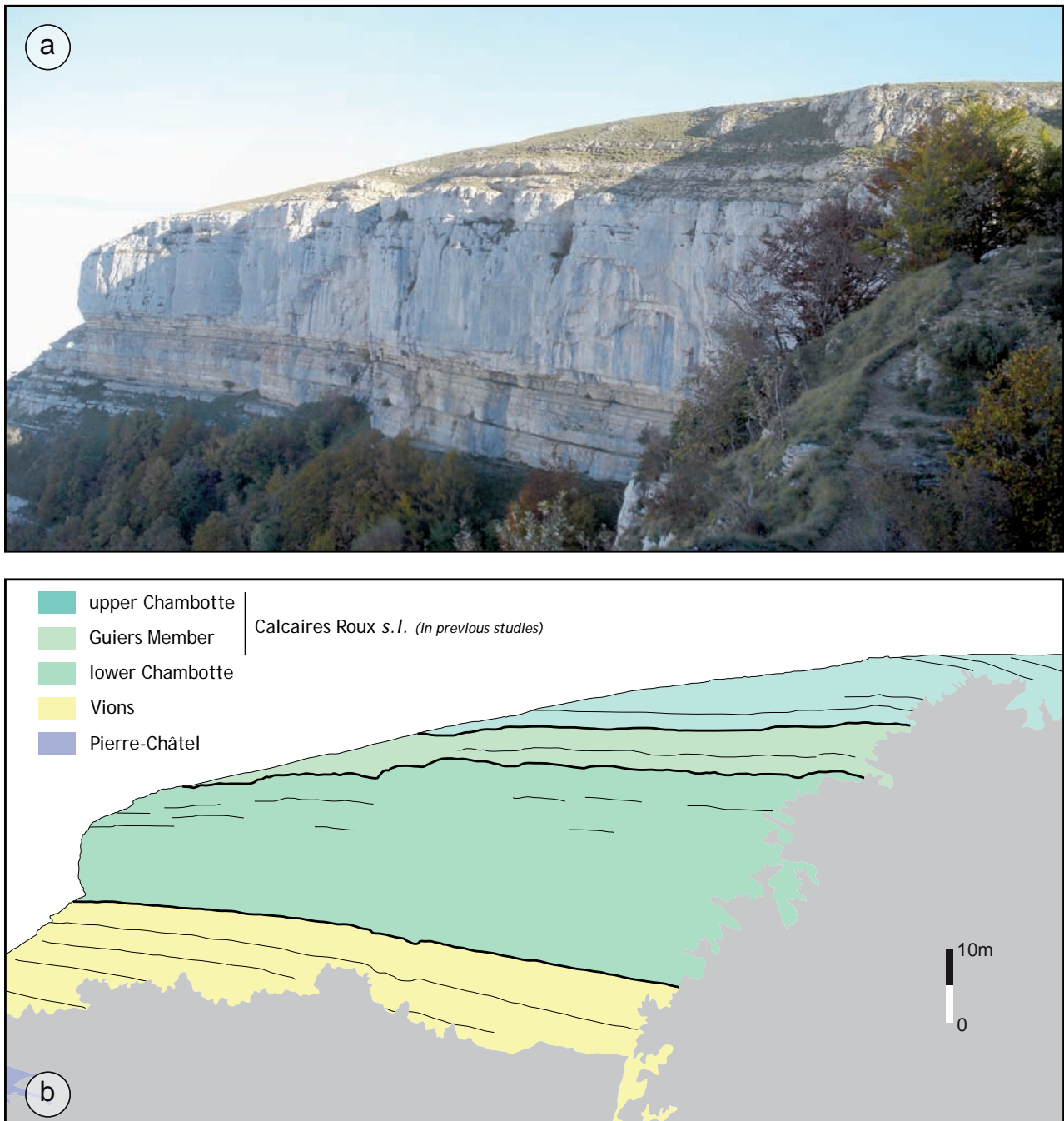


Fig. 3.14 - Berriasian-Valanginian transition at the Coratterie, Salève section.

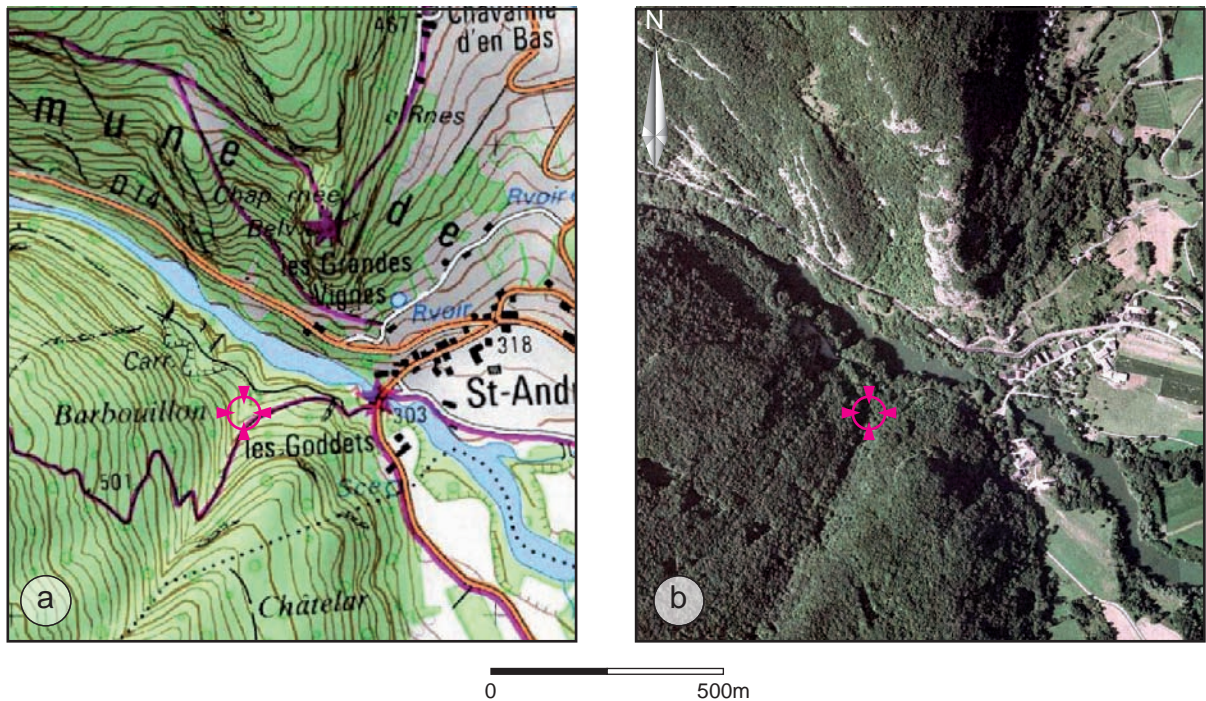


Fig. 3.15 - Location of the Val-de-Fier section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

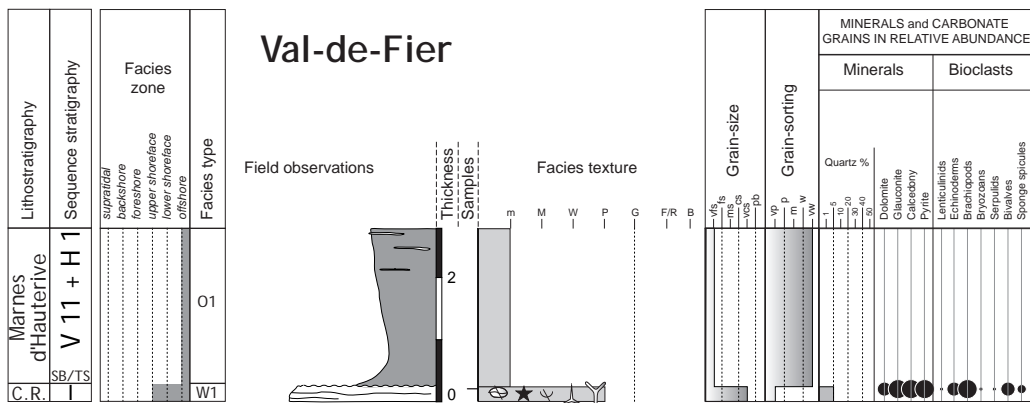
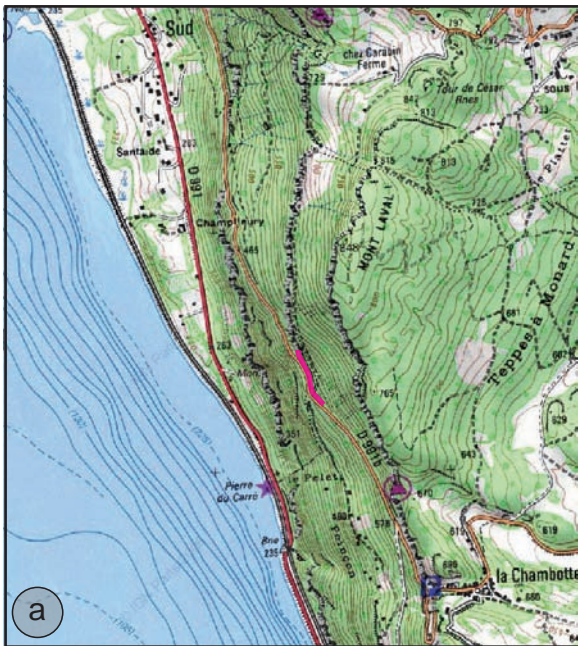


Fig. 3.16 - Val-de-Fier section.



Fig. 3.17 - Polygenetic surface capping the Upper Calcaires Roux Member (Bourget Formation) at the Val-de-Fier section. The surface is firstly karstified. Later on, during the transgression, a hardground is formed before the deposition of glauconitic-rich marls (Marnes d'Hauterive Formation). Hammer for scale.



0 1000m

Fig. 3.18 - Location of the Chambotte section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

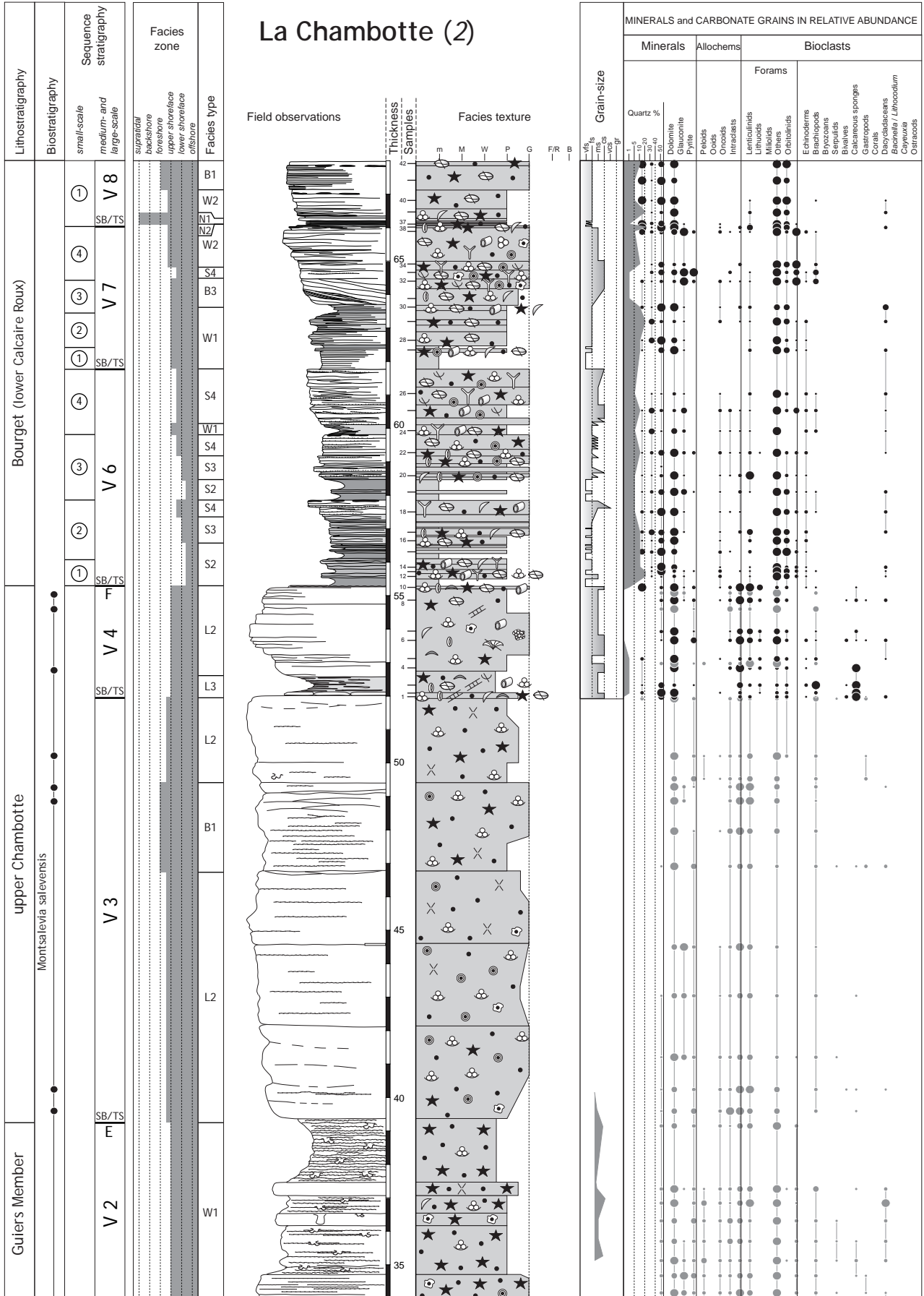


Fig. 3.19 b - La Chambotte section, part 2. Abundances in grey are from Hillgärtner (1999).

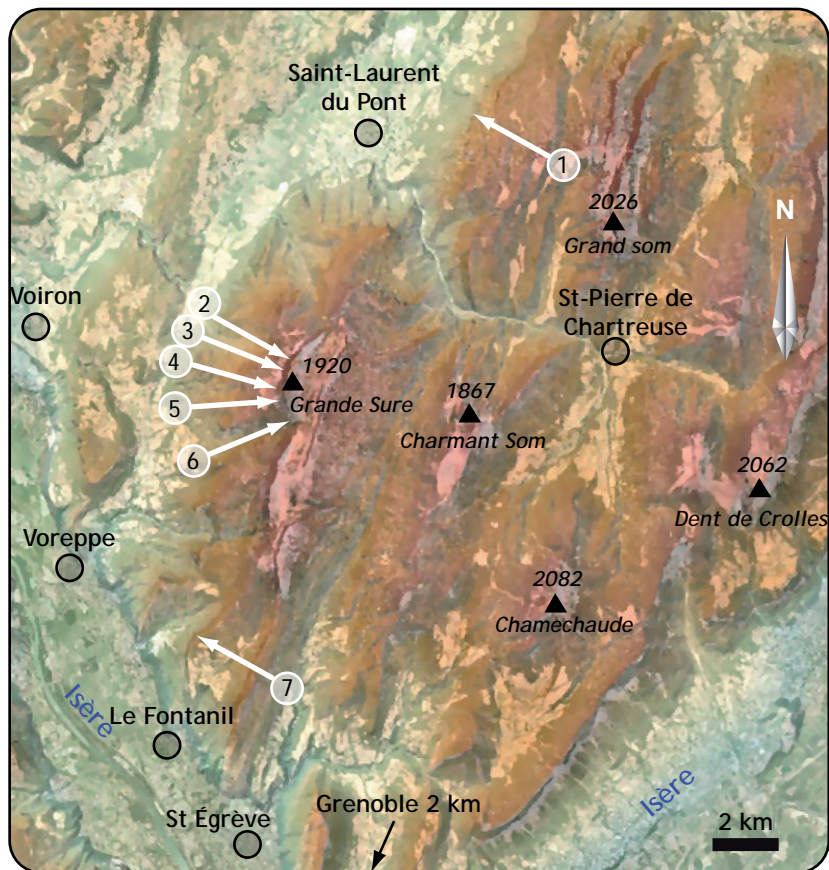


Fig. 3.20 - Locations of Chartreuse sections. 1 - La Pointière; 2 - La Grande Sure Nord; 3 - Le Goulet de la Sure; 4 - La Croix de la Sure; 5 - Velouze1; 6 - Velouze2; 7 - Chaminée Saint-Martin. Altitudinal and aerial photo data from www.geoportail.fr (IGN).

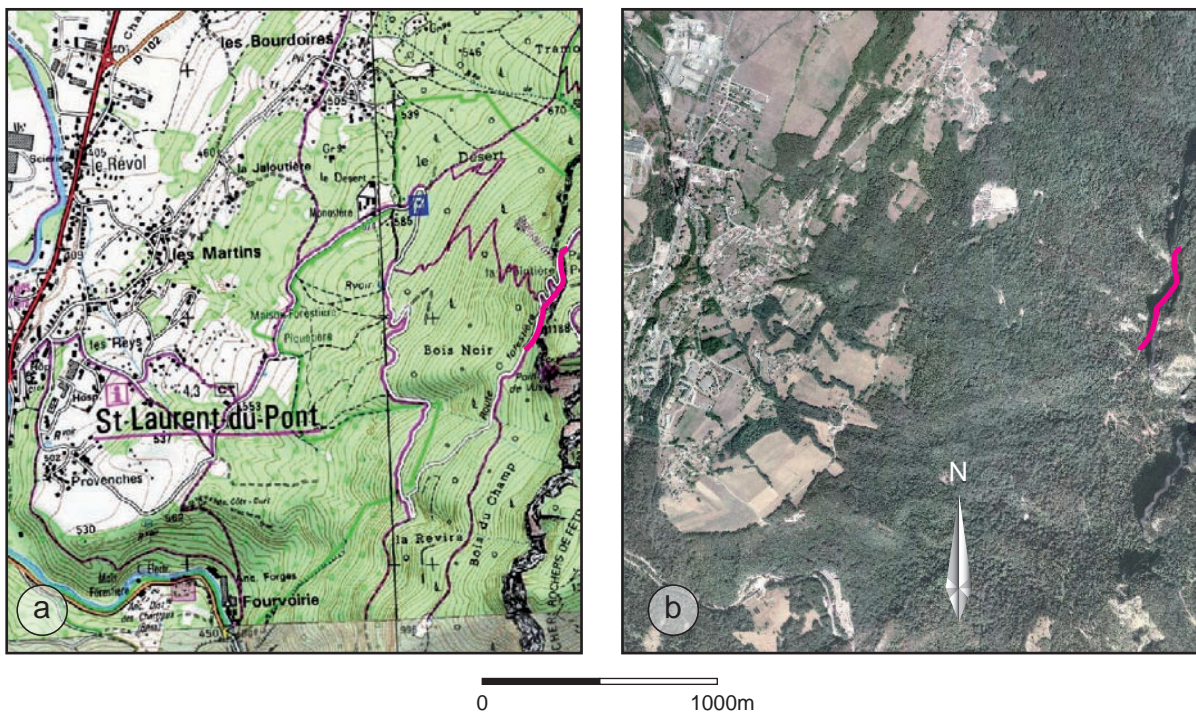


Fig. 3.21 - Location of the La Pointière section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

La Pointière (synthetic)

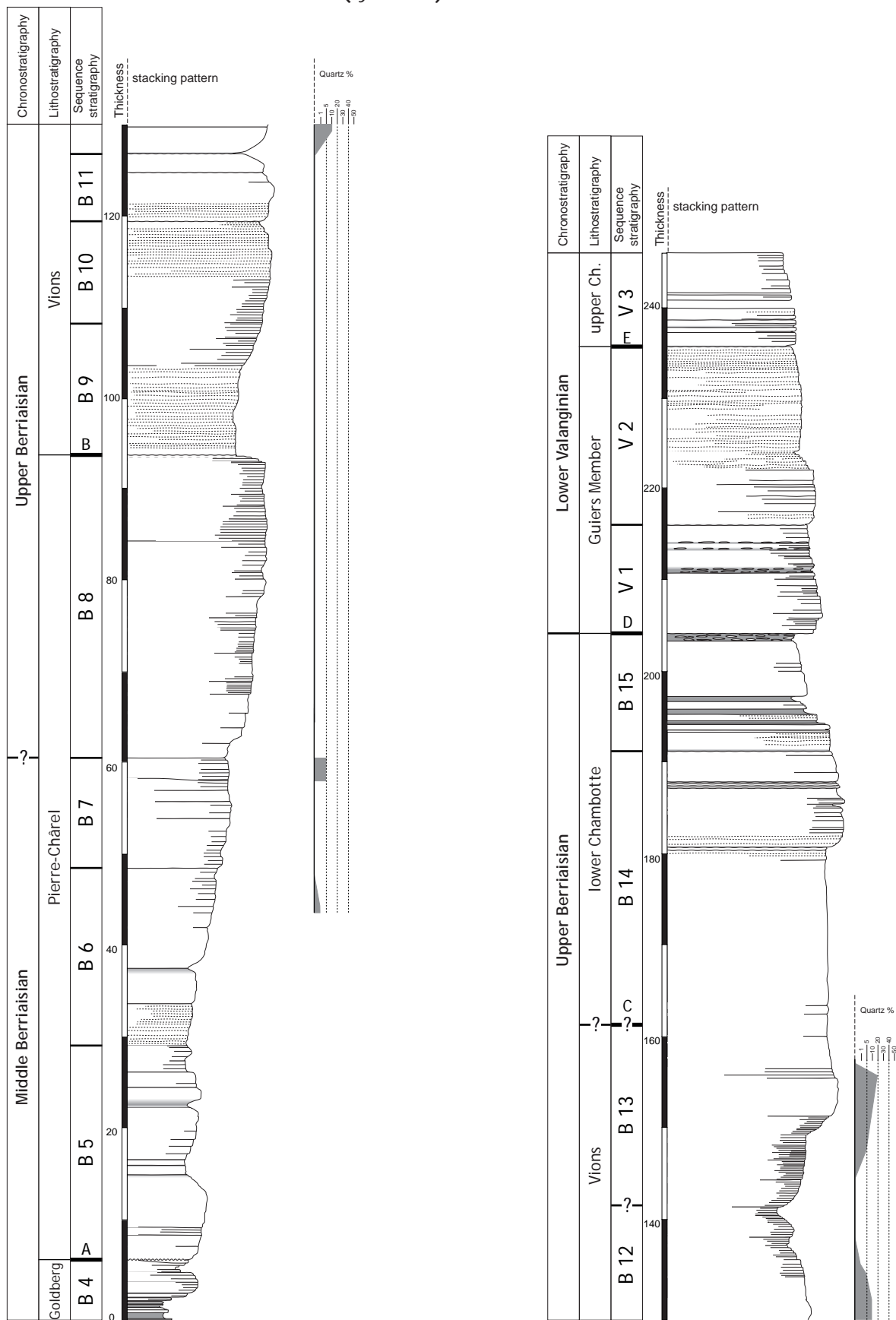


Fig. 3.22 - La Pointière synthetic section.

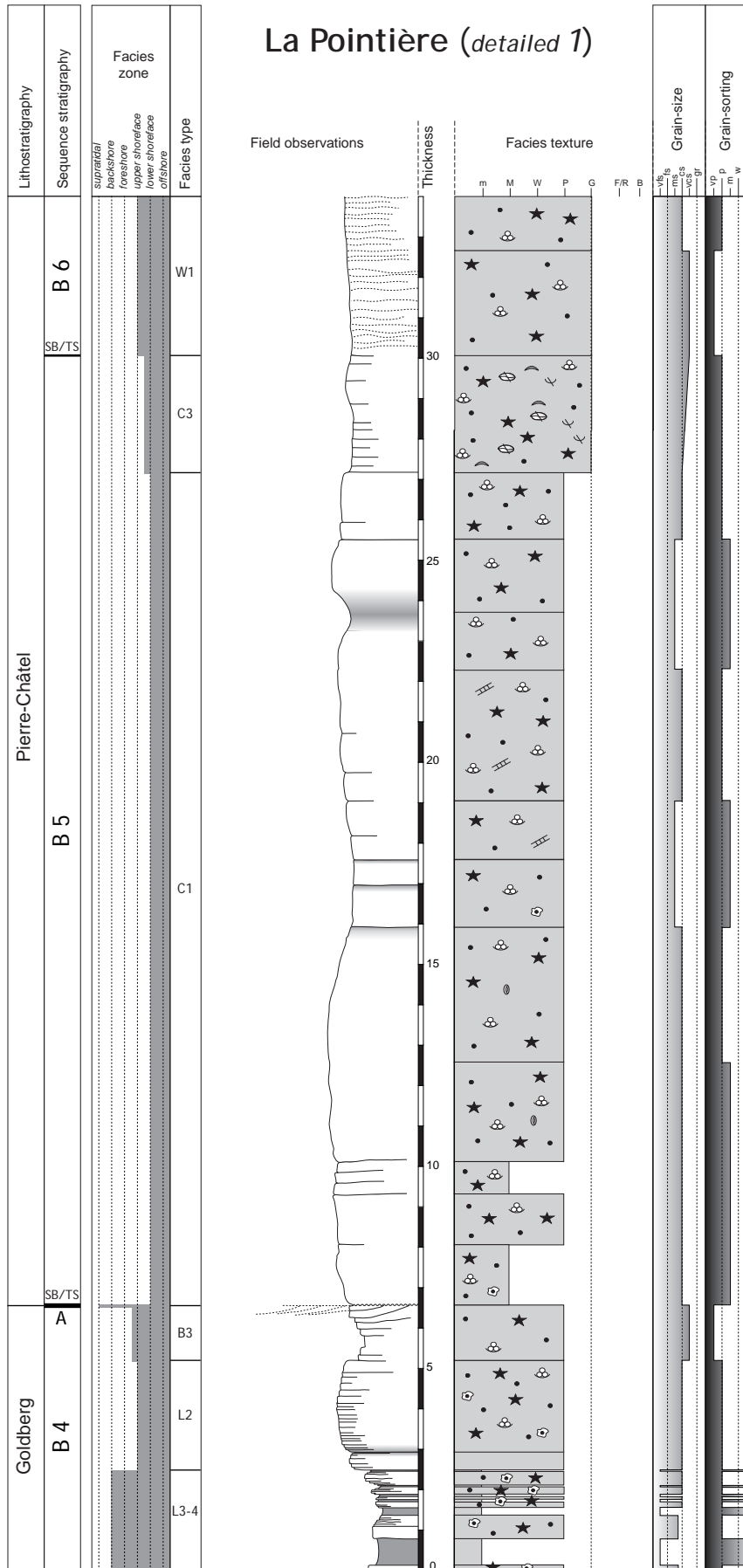


Fig. 3.23 a - La Pointière detailed section, part 1.

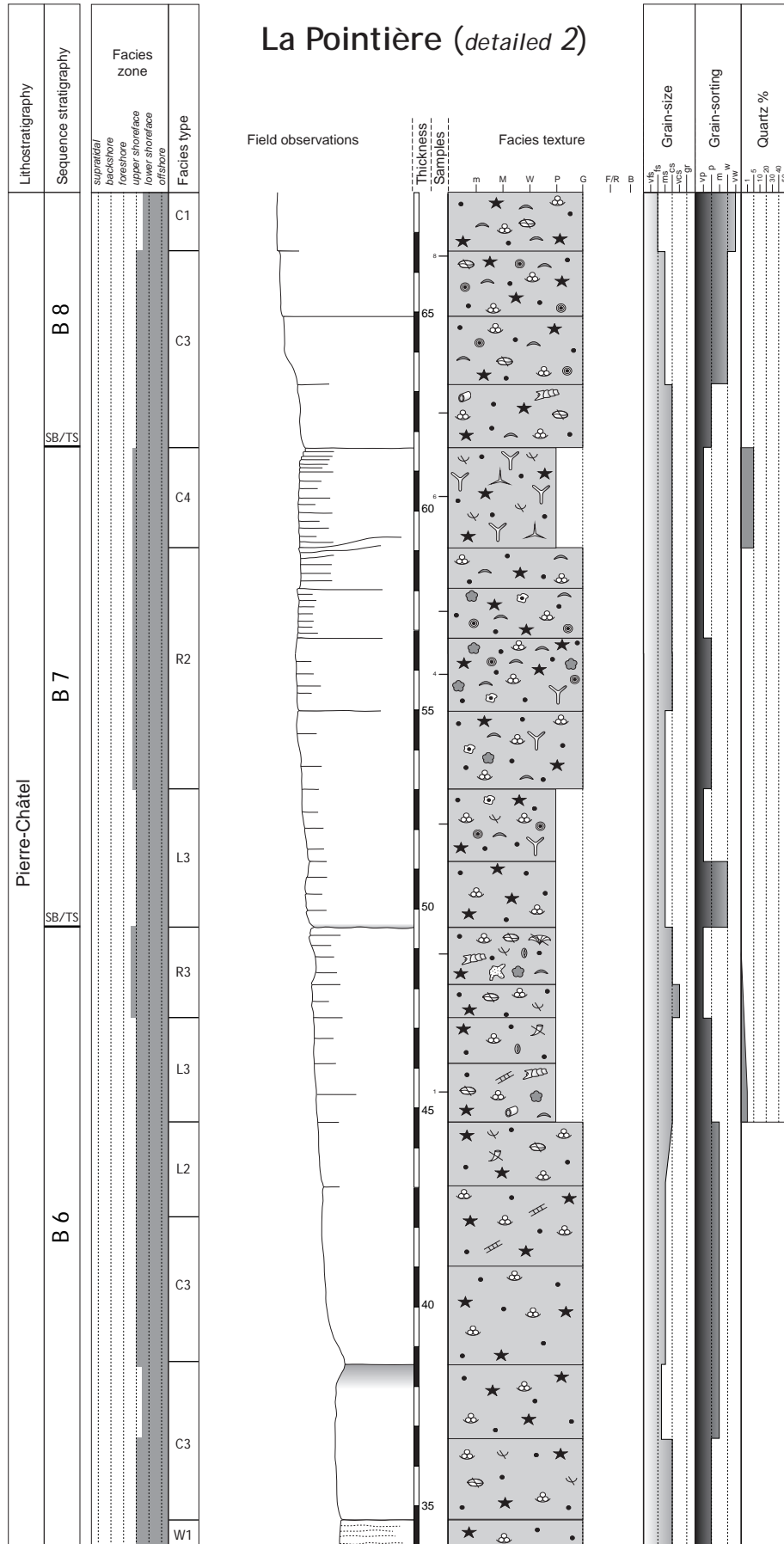


Fig. 3.23 b - La Pointière detailed section, part 2.

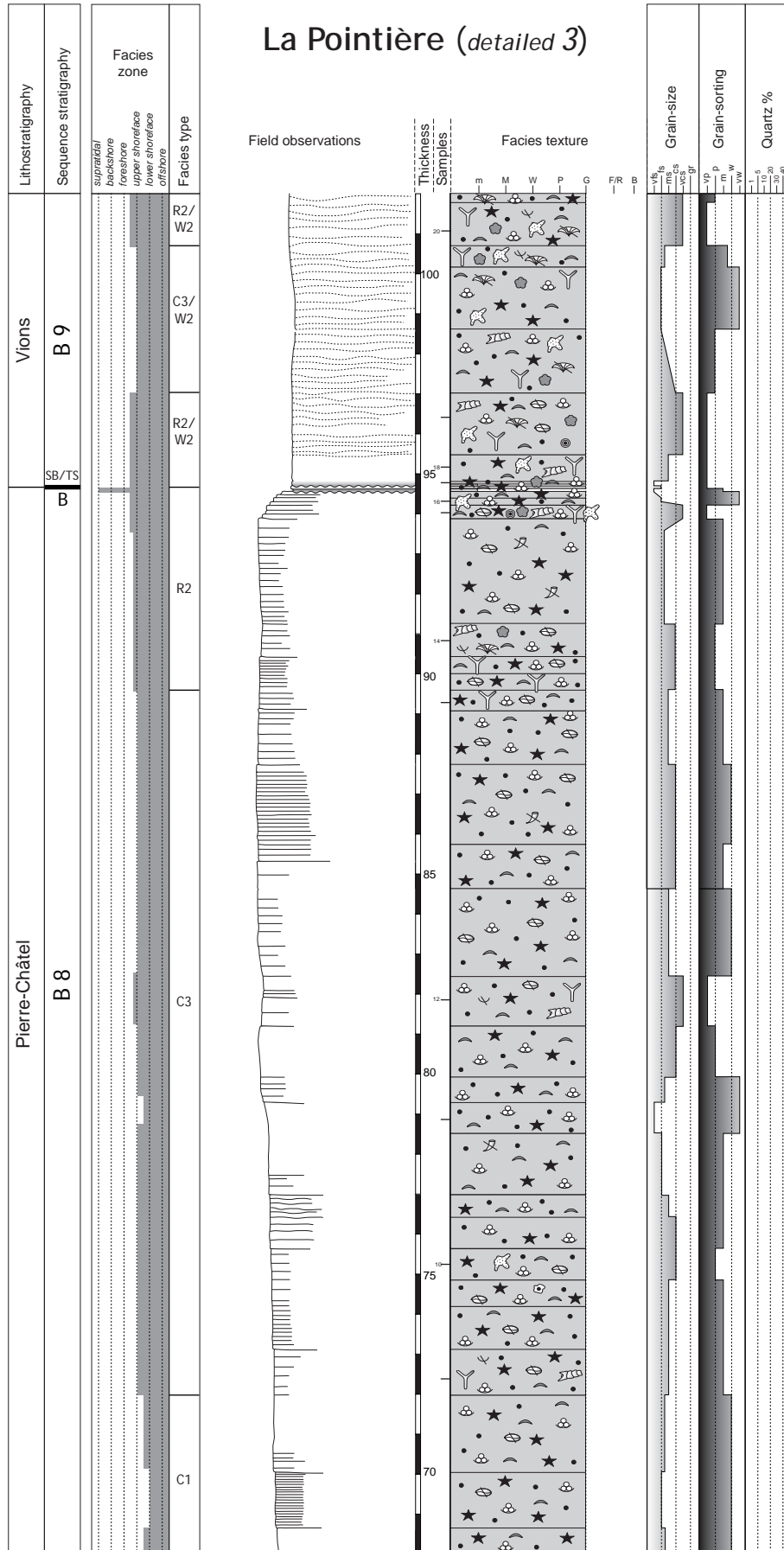


Fig. 3.23 c - La Pointière detailed section, part 3.

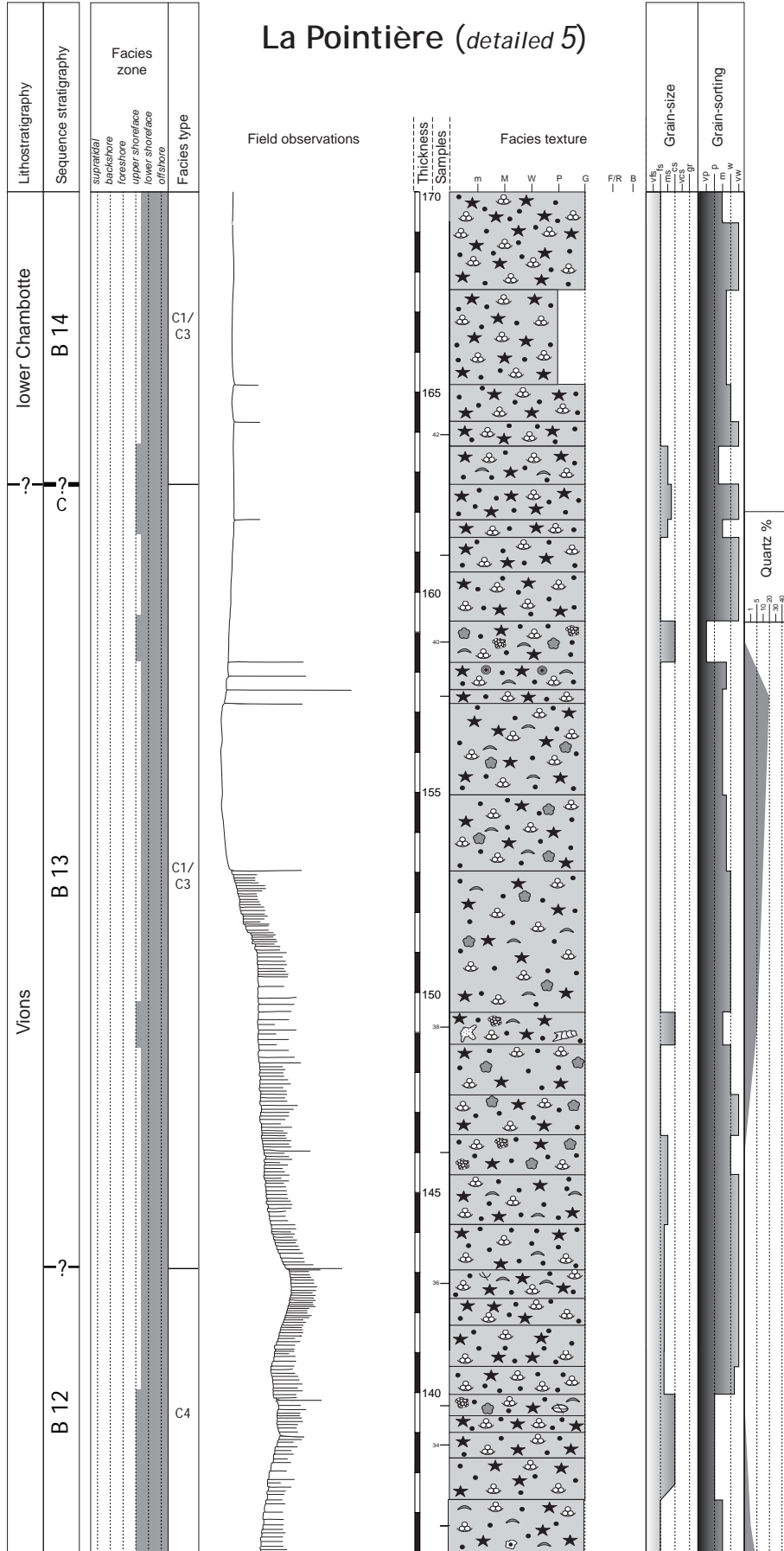


Fig. 3.23 e - La Pointière detailed section, part 5.

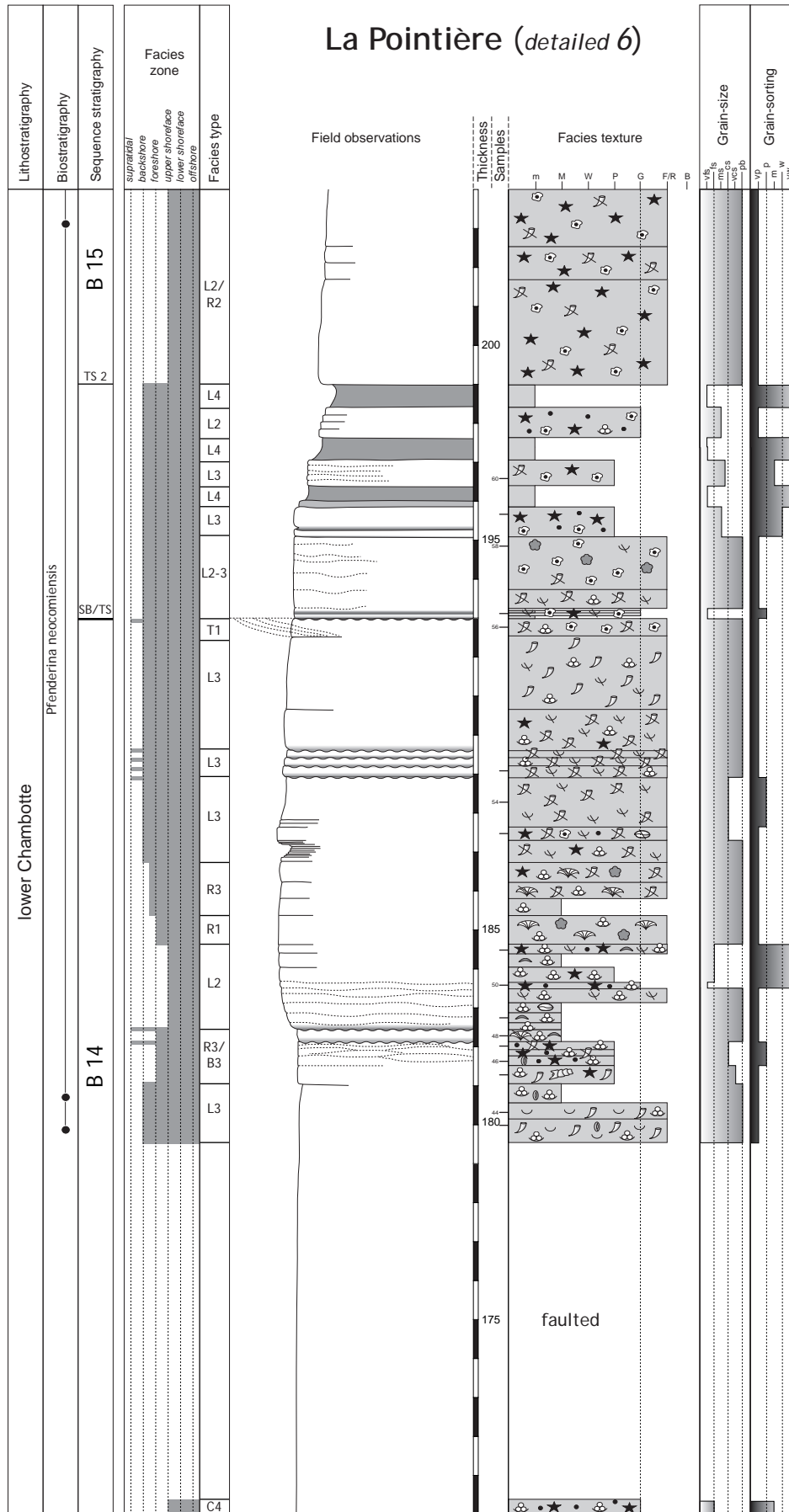


Fig. 3.23 f - La Pointière detailed section, part 6.

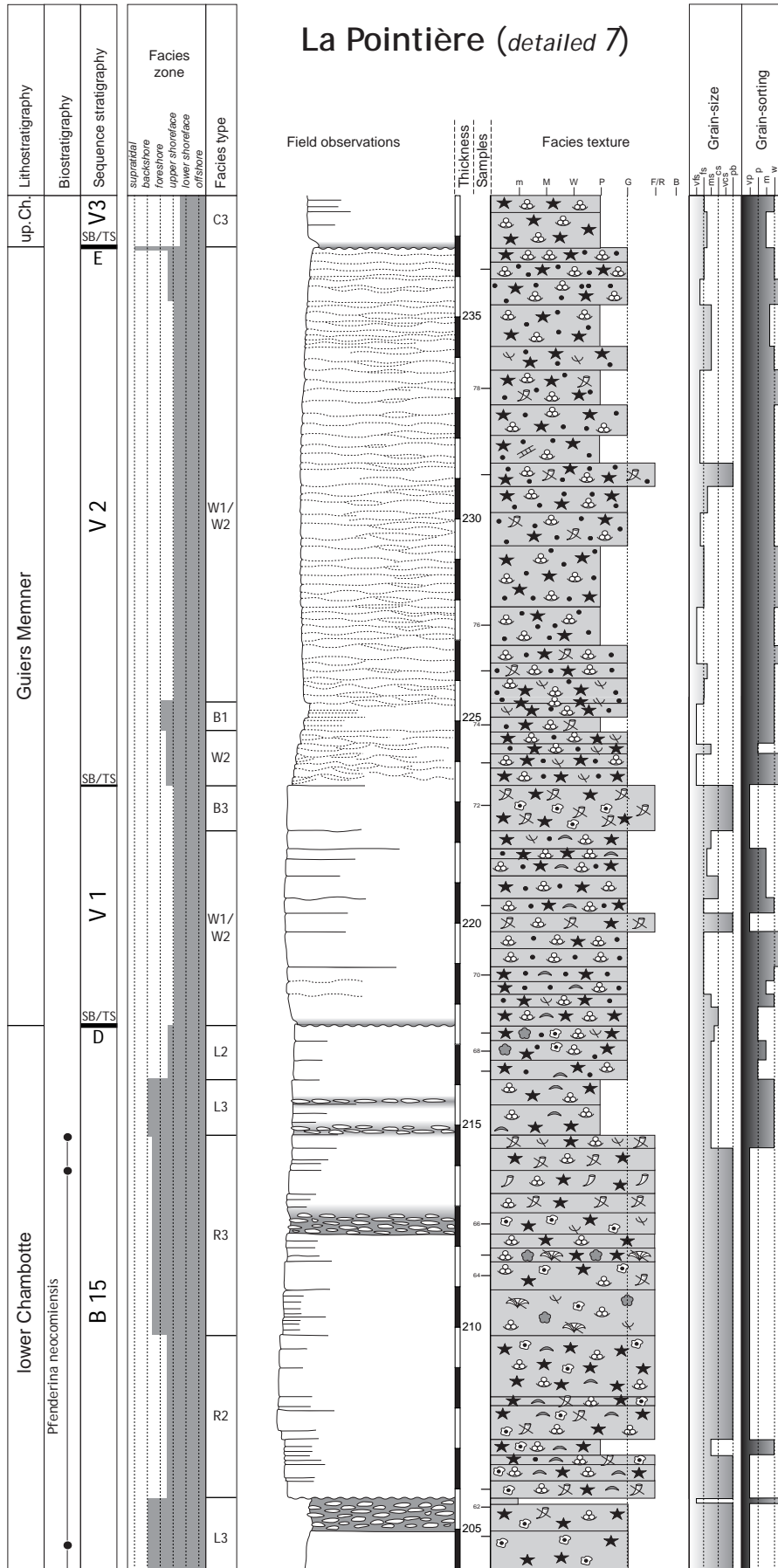


Fig. 3.23 g - La Pointière detailed section, part 7.

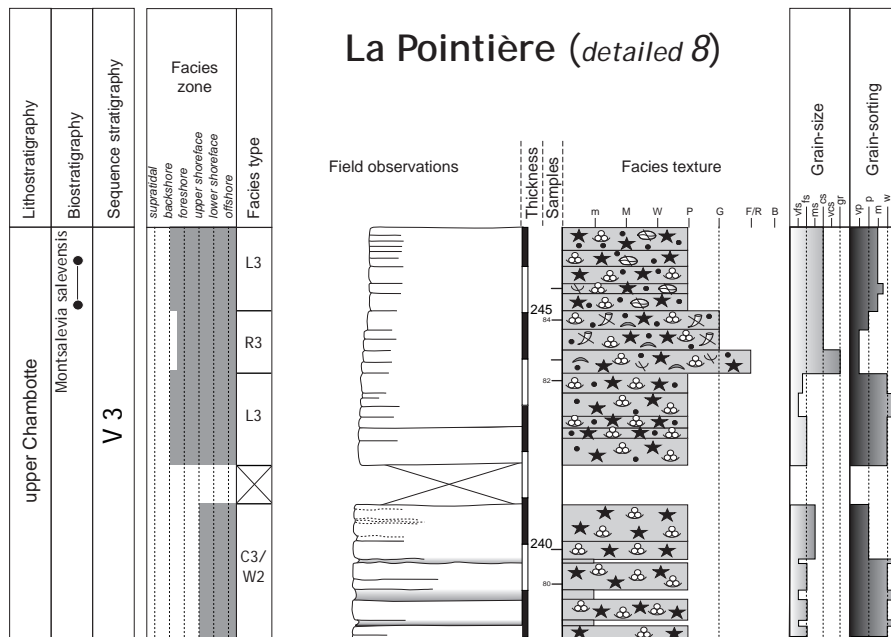


Fig. 3.23 h - La Pointière detailed section, part 8.

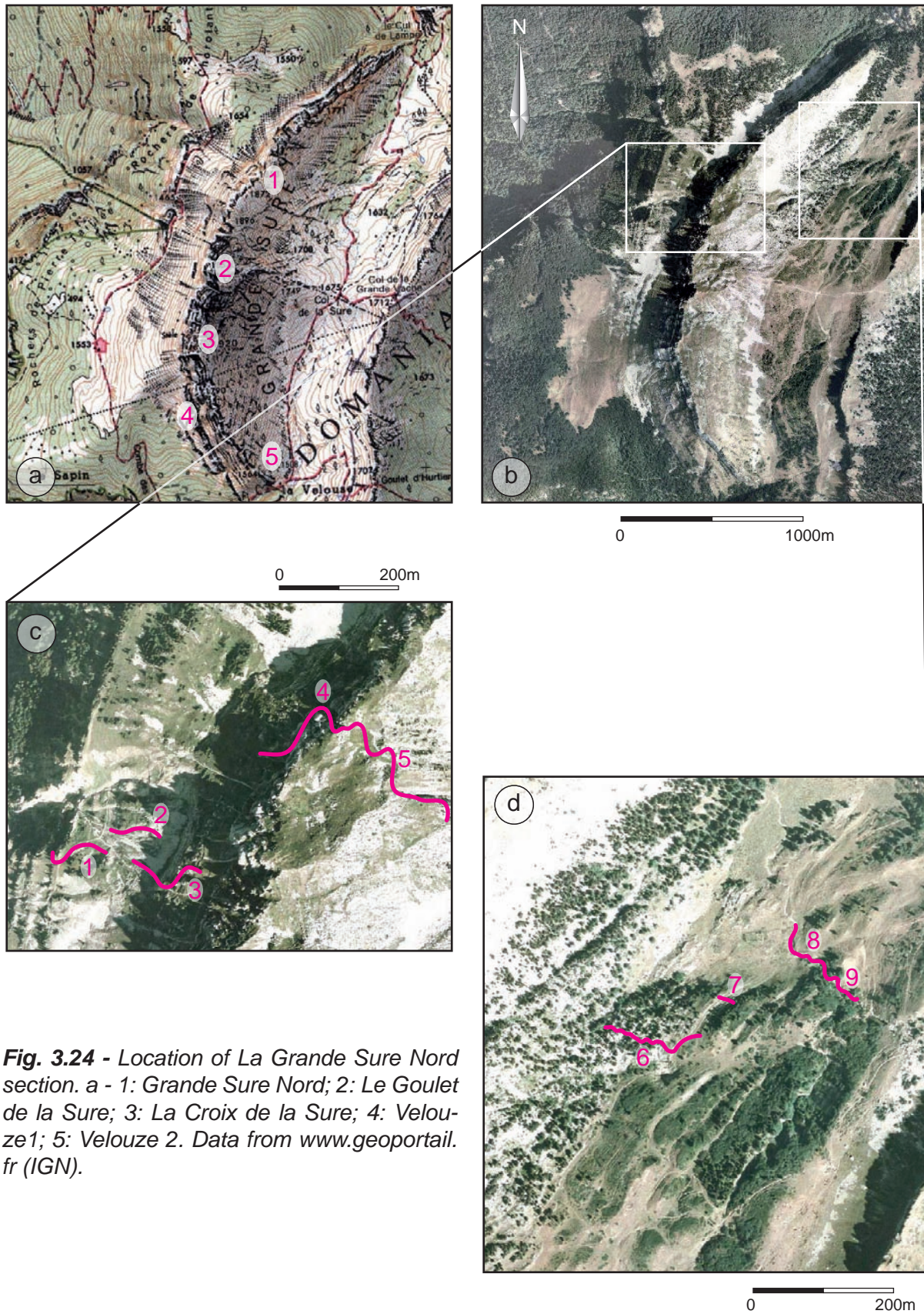


Fig. 3.24 - Location of La Grande Sure Nord section. a - 1: Grande Sure Nord; 2: Le Goulet de la Sure; 3: La Croix de la Sure; 4: Velouze1; 5: Velouze 2. Data from www.geoportail.fr (IGN).

Sure Nord (*synthetic 1*)

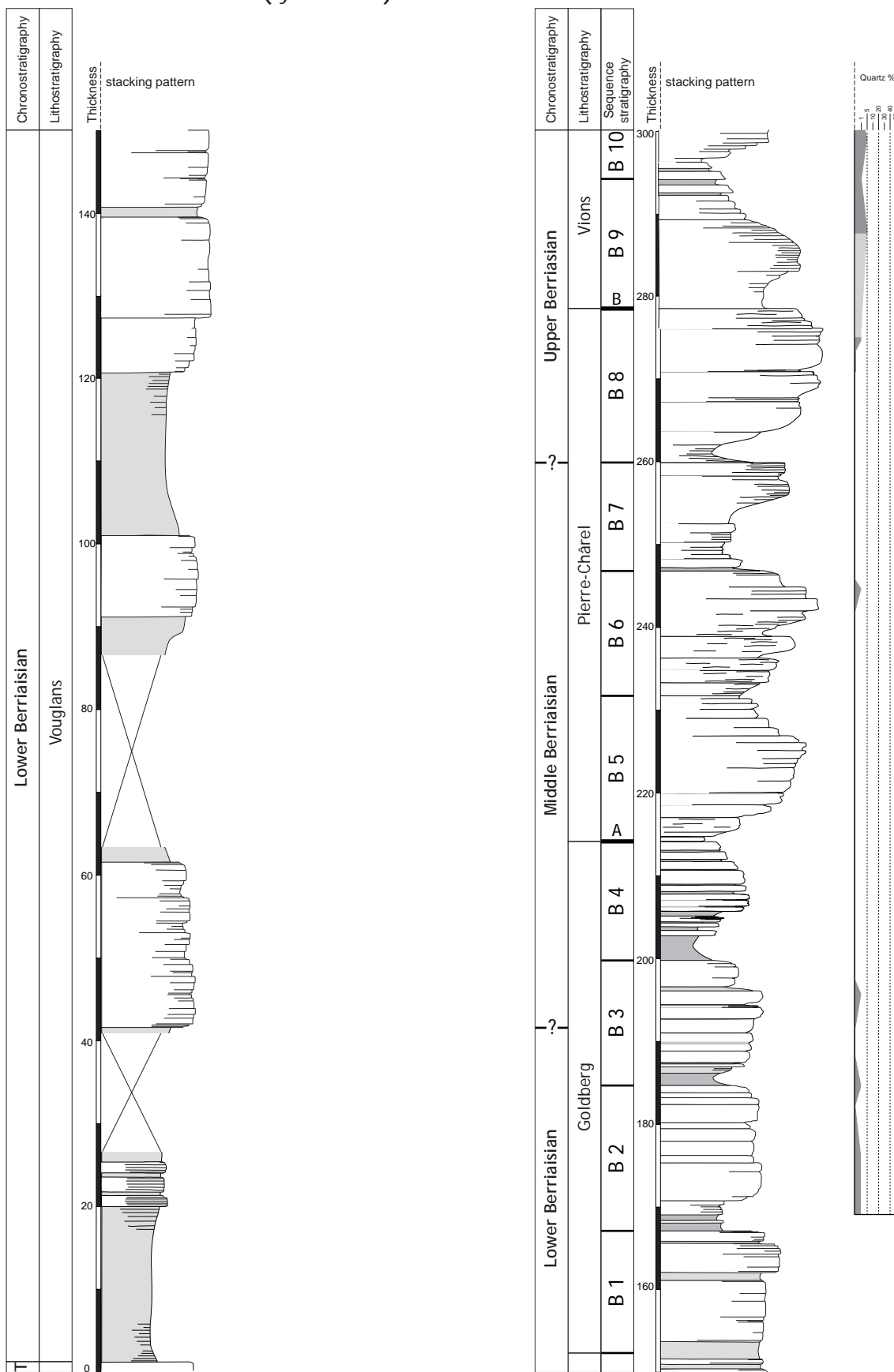


Fig. 3.25 a - La Grande Sure Nord synthetic section, part 1.

Sure Nord (*synthetic 2*)

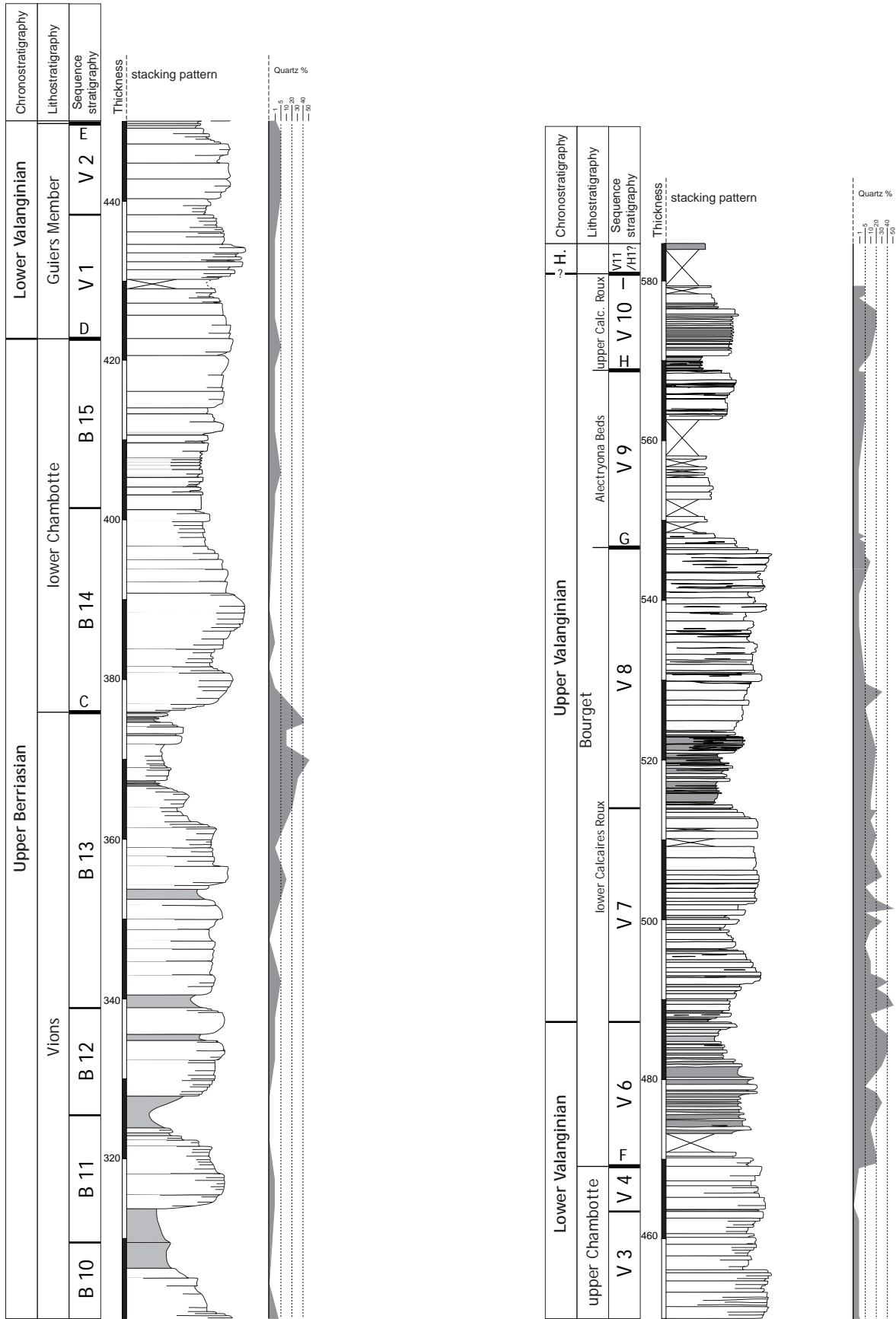


Fig. 3.25 b - La Grande Sure Nord synthetic section, part 2.

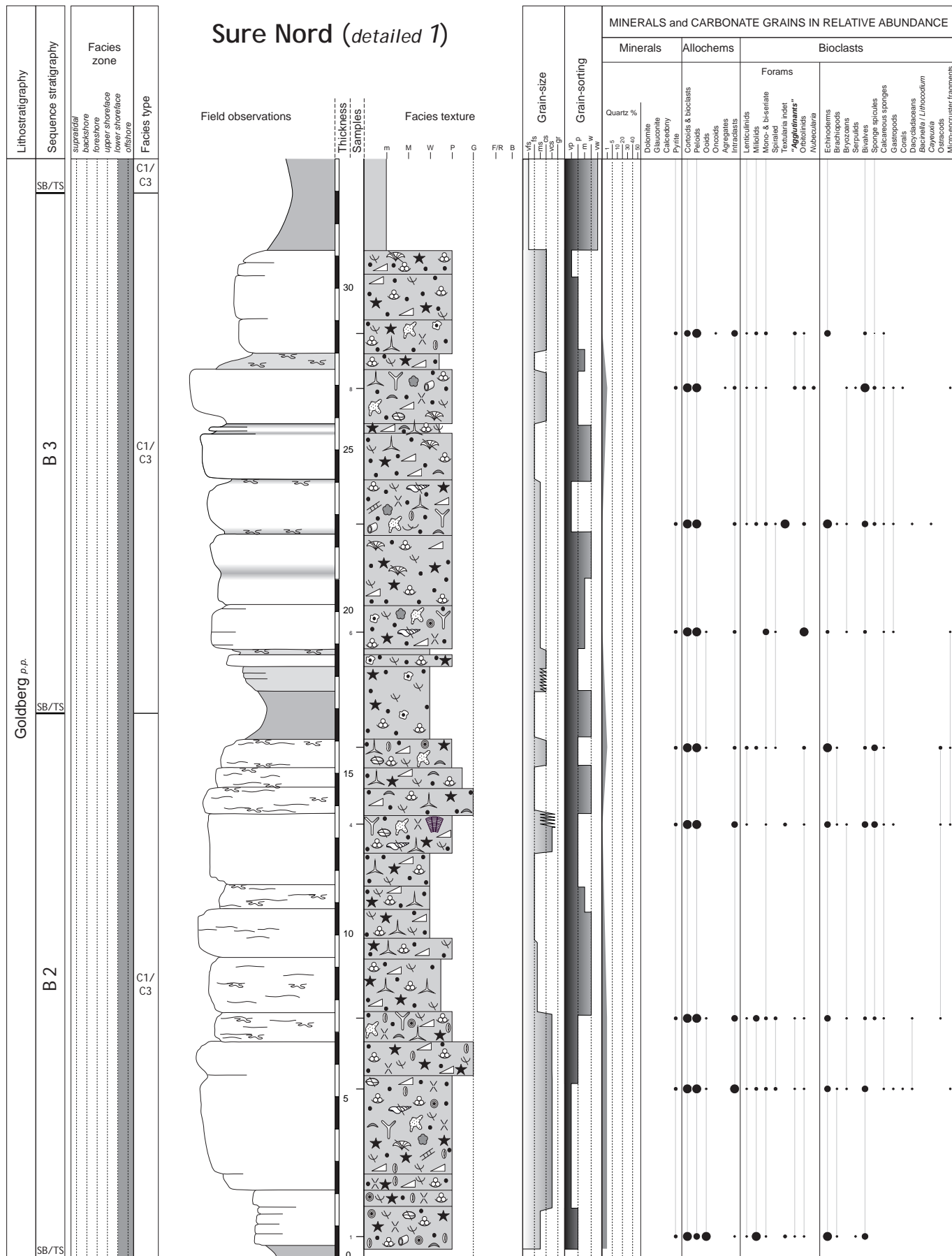


Fig. 3.26 a - La Grande Sure Nord detailed section, part 1.

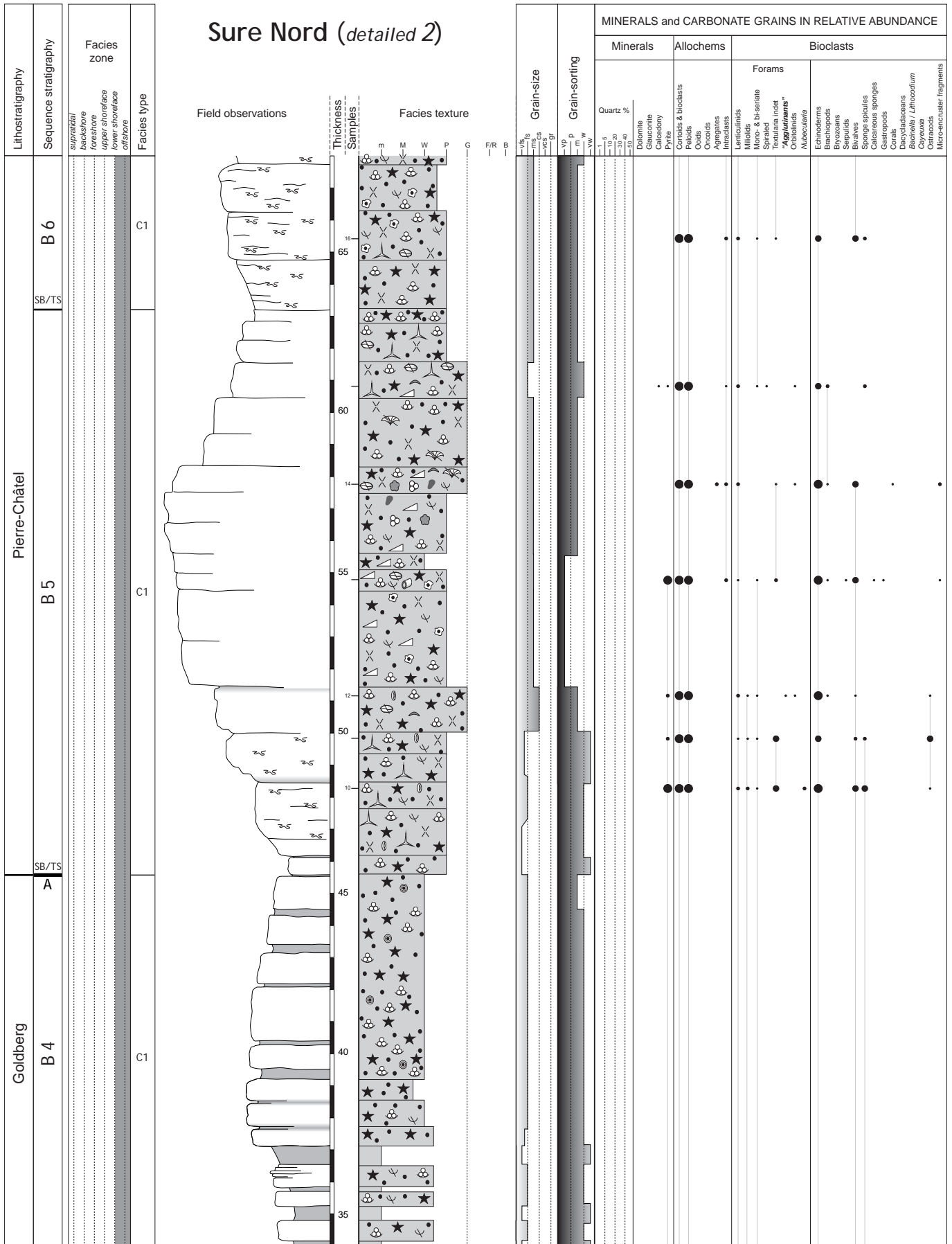


Fig. 3.26 b - La Grande Sure Nord detailed section, part 2.

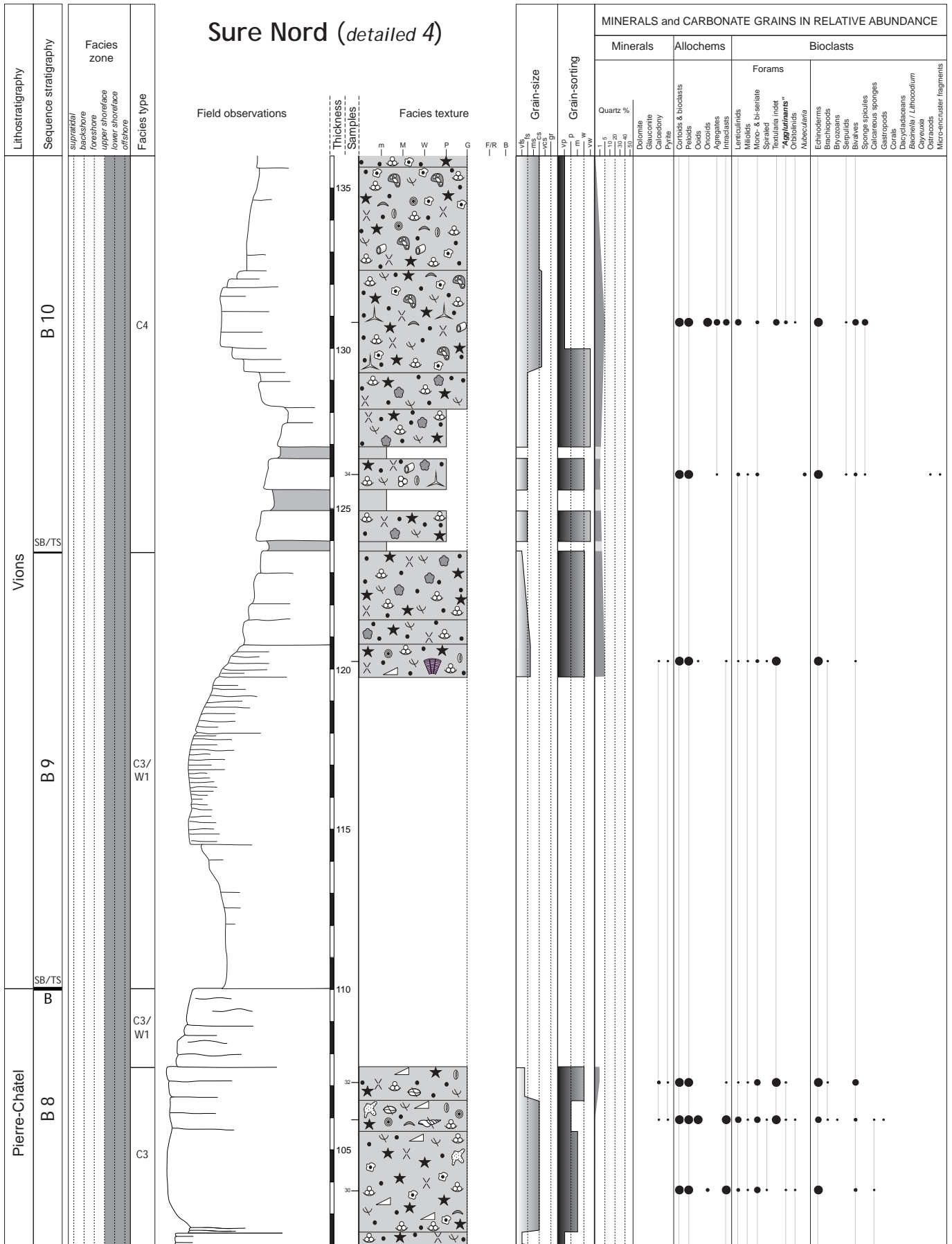


Fig. 3.26 d - La Grande Sure Nord detailed section, part 4.

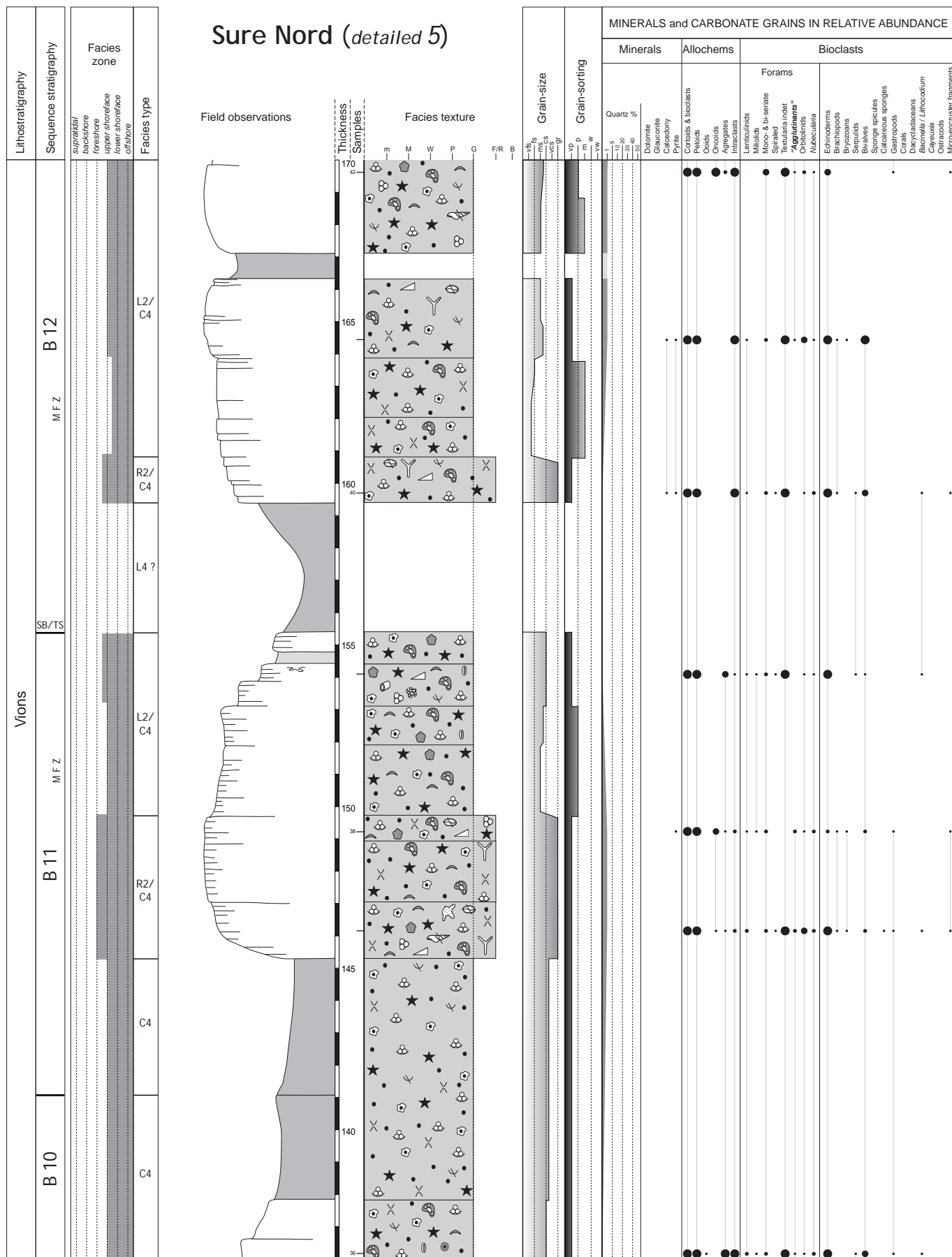


Fig. 3.26 e - La Grande Sure Nord detailed section, part 5.

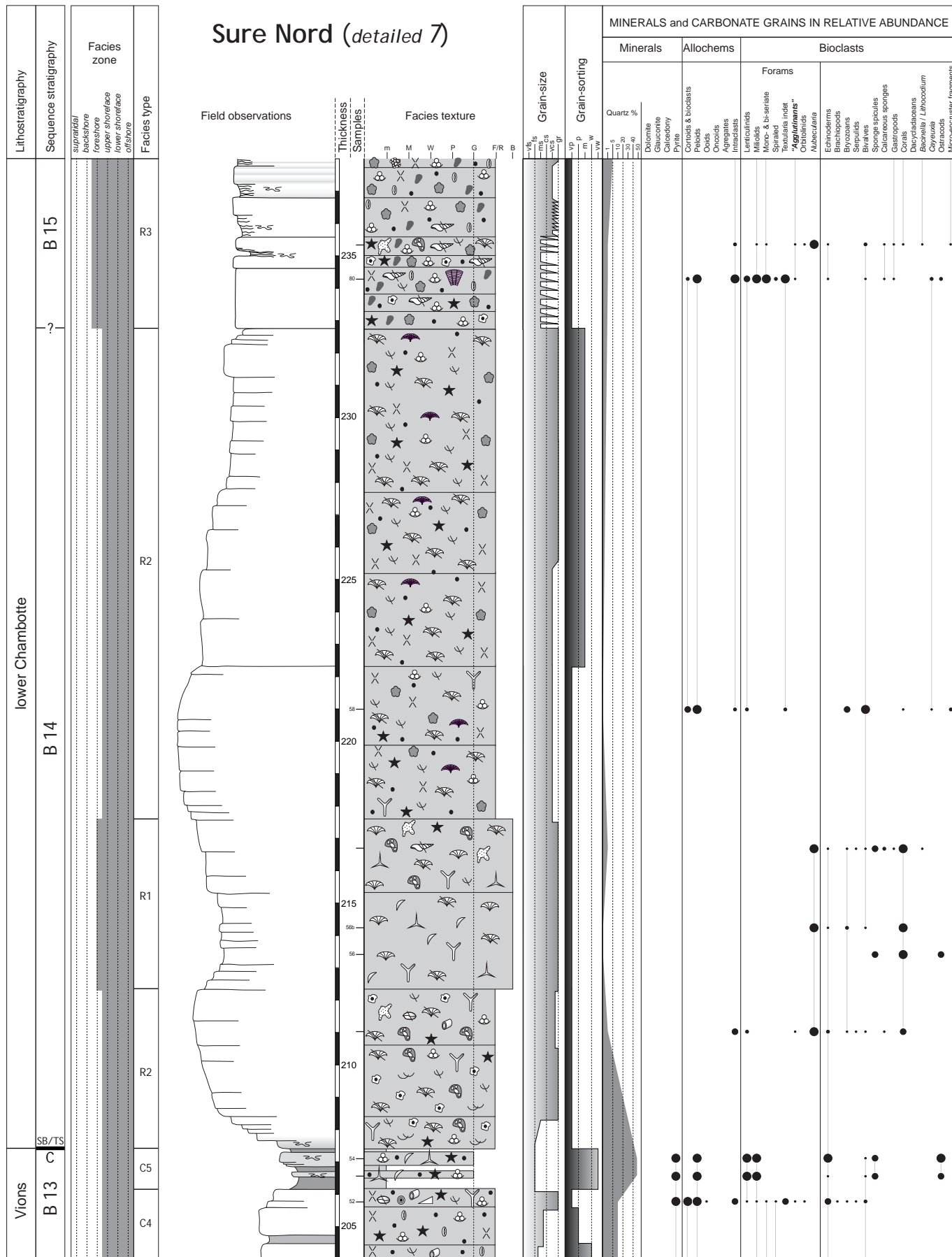


Fig. 3.26 g - La Grande Sure Nord detailed section, part 7.

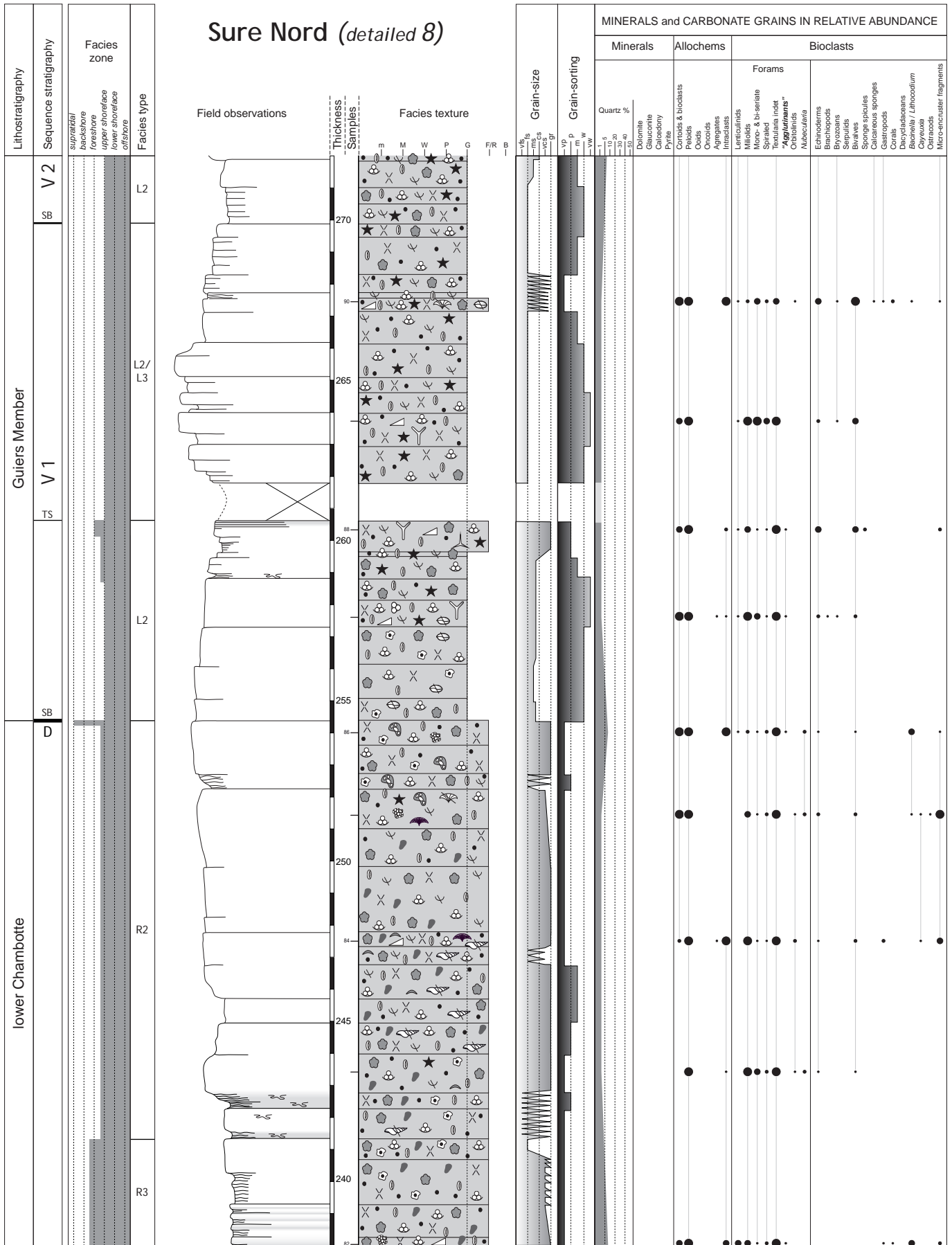


Fig. 3.26 h - La Grande Sure Nord detailed section, part 8.

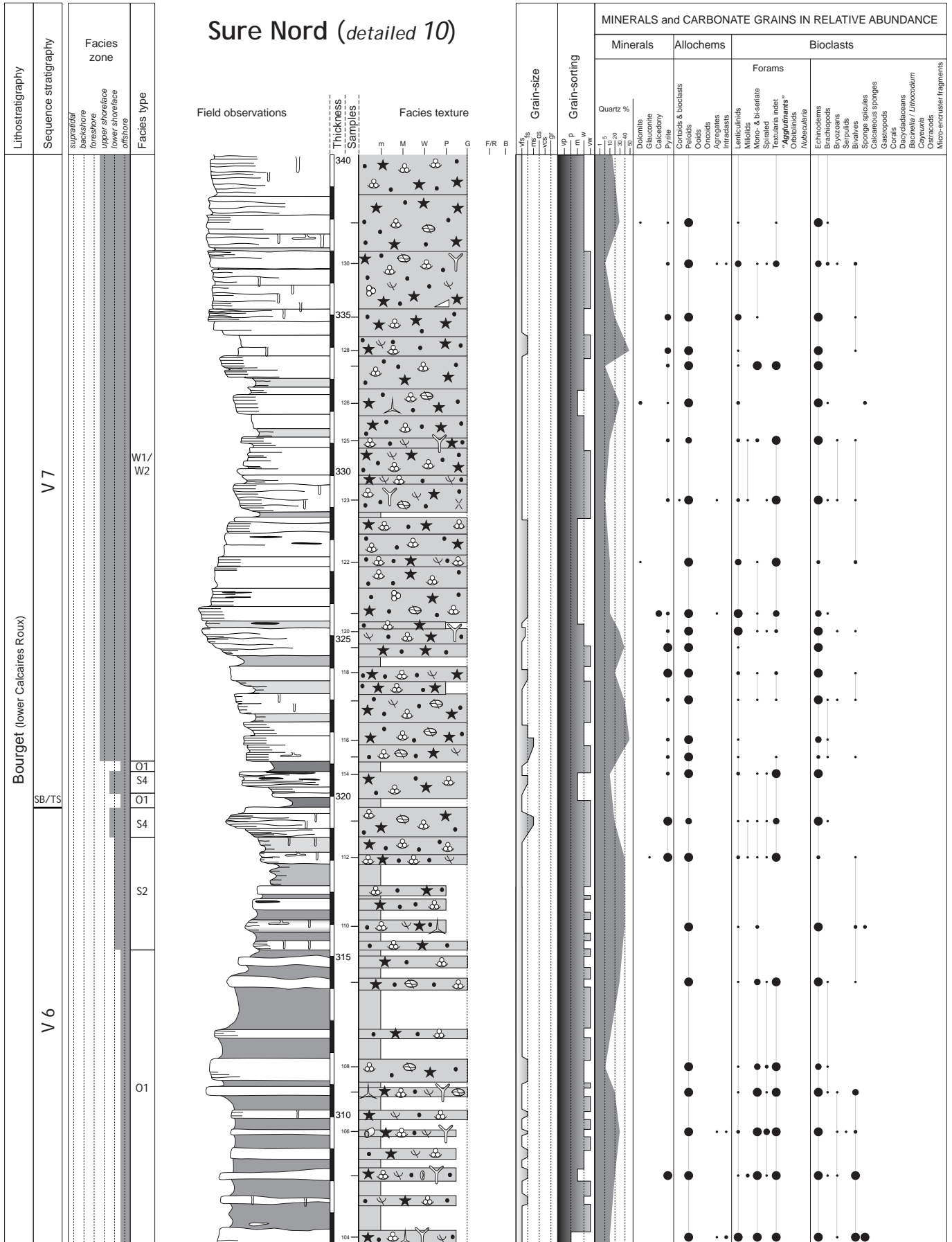


Fig. 3.26 j - La Grande Sure Nord detailed section, part 10.

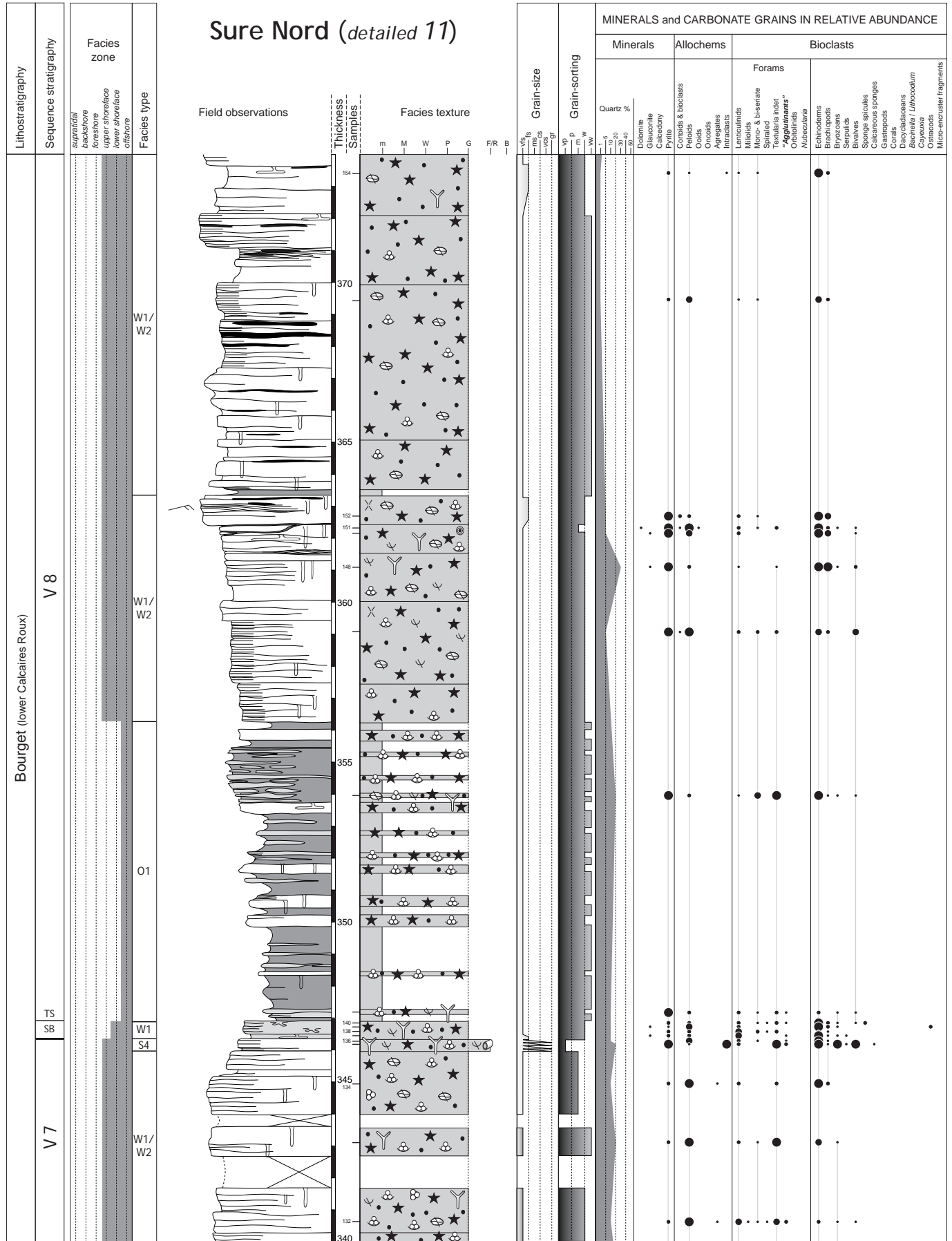


Fig. 3.26 k - La Grande Sure Nord detailed section, part 11.

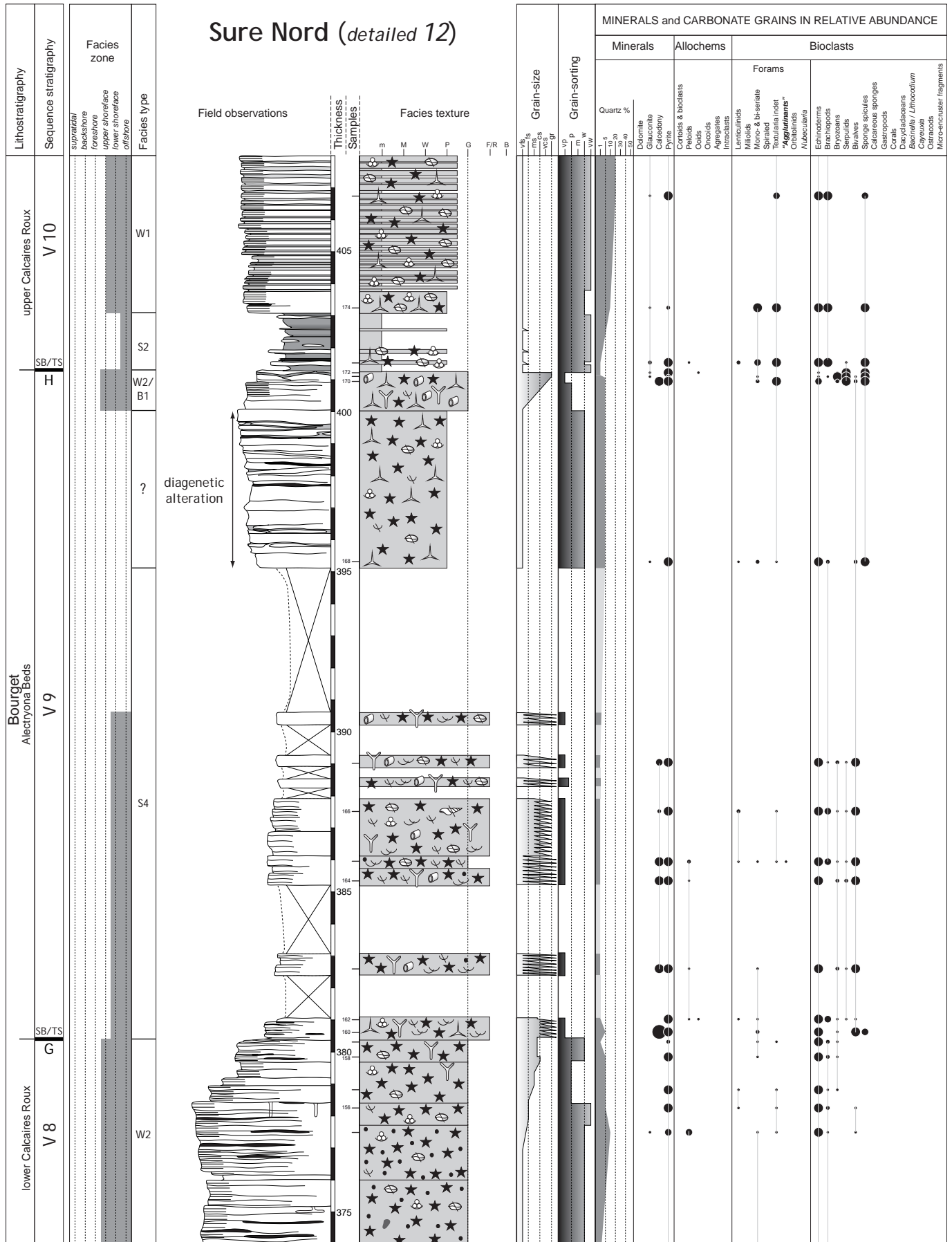


Fig. 3.26 I - La Grande Sure Nord detailed section, part 12.

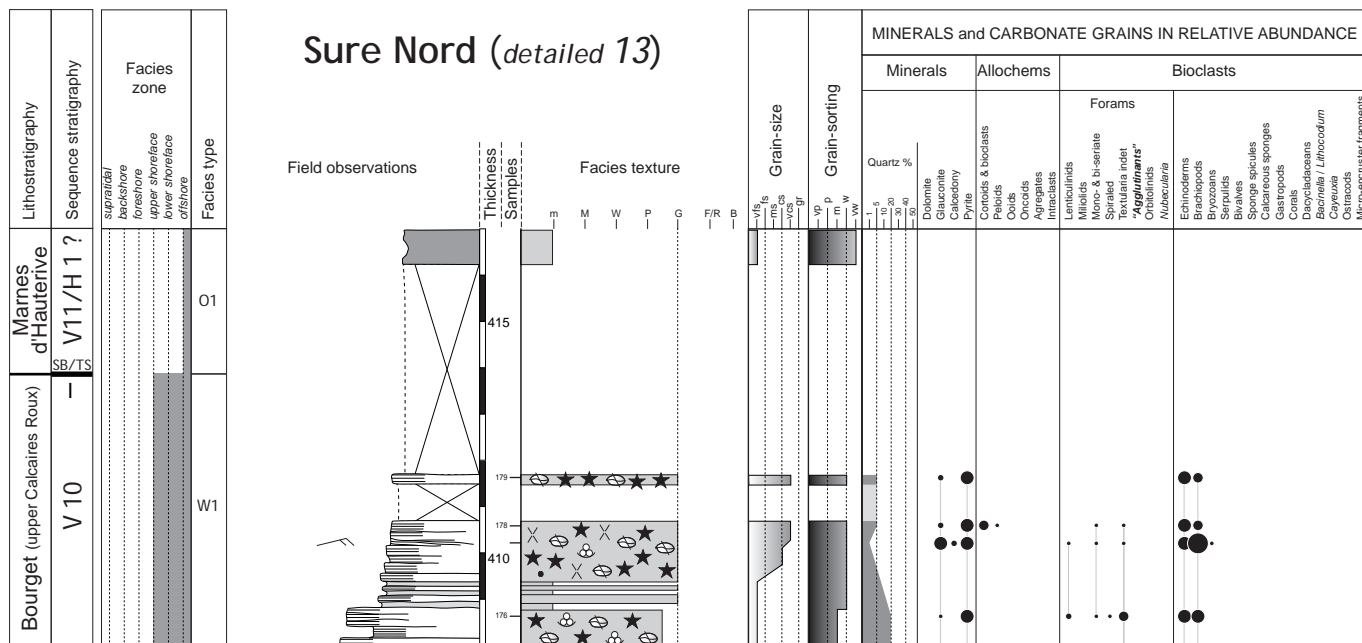


Fig. 3.26 m - La Grande Sure Nord detailed section, part 13.



Fig. 3.27 - Upper Chambotte Member at the Grande Sure Massif. Very laminated facies illustrate the transition between the massive perireefal carbonates of the Lower Chambotte Member and the fine siliciclastic-rich limestones of the Bourget Formation.

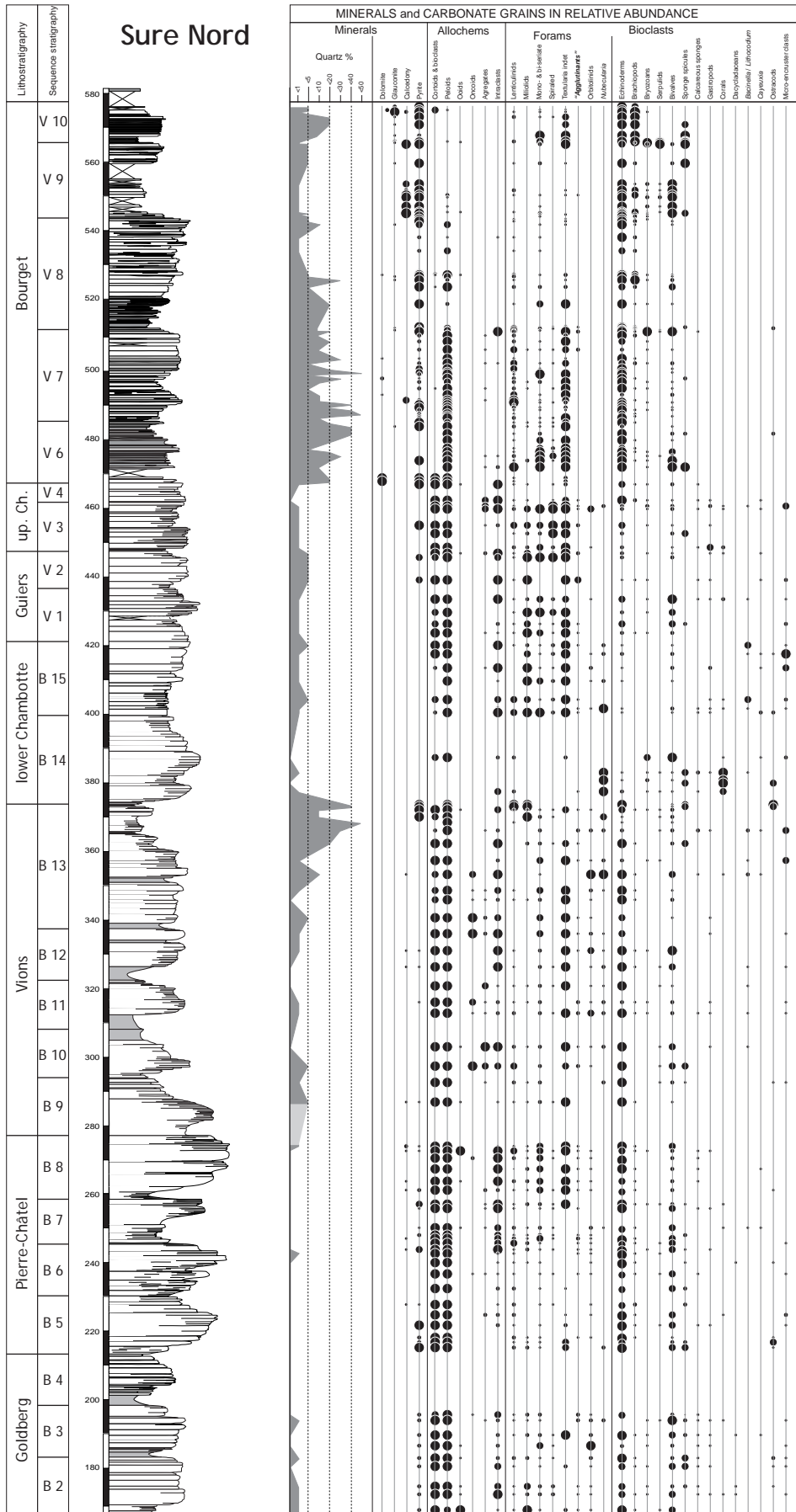


Fig. 3.28 - La Grande Sure Nord synthetic section and microfacies data.

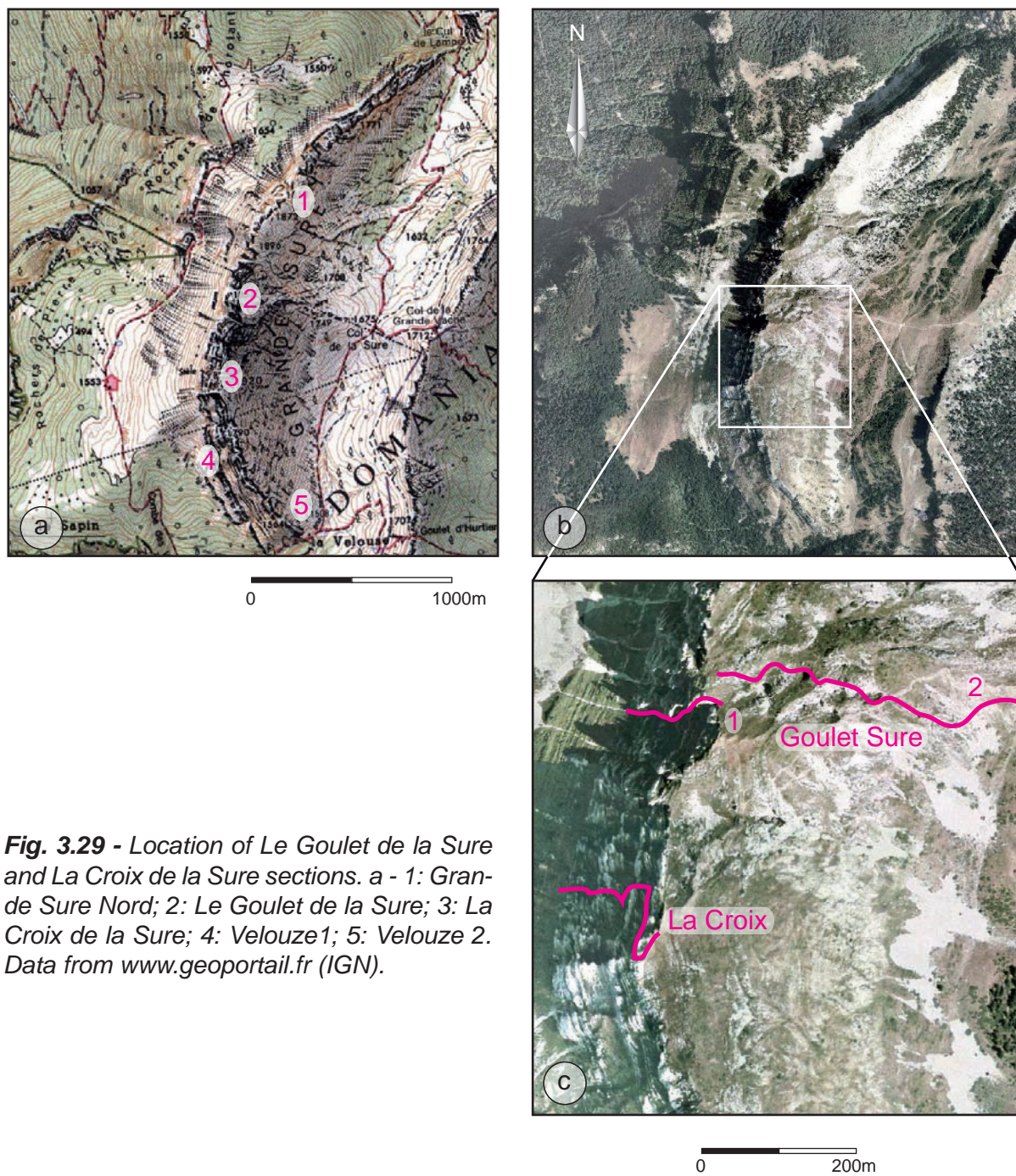


Fig. 3.29 - Location of Le Goulet de la Sure and La Croix de la Sure sections. a - 1: Grande Sure Nord; 2: Le Goulet de la Sure; 3: La Croix de la Sure; 4: Velouze1; 5: Velouze 2. Data from www.geoportail.fr (IGN).

Goulet Sure (*synthetic*)

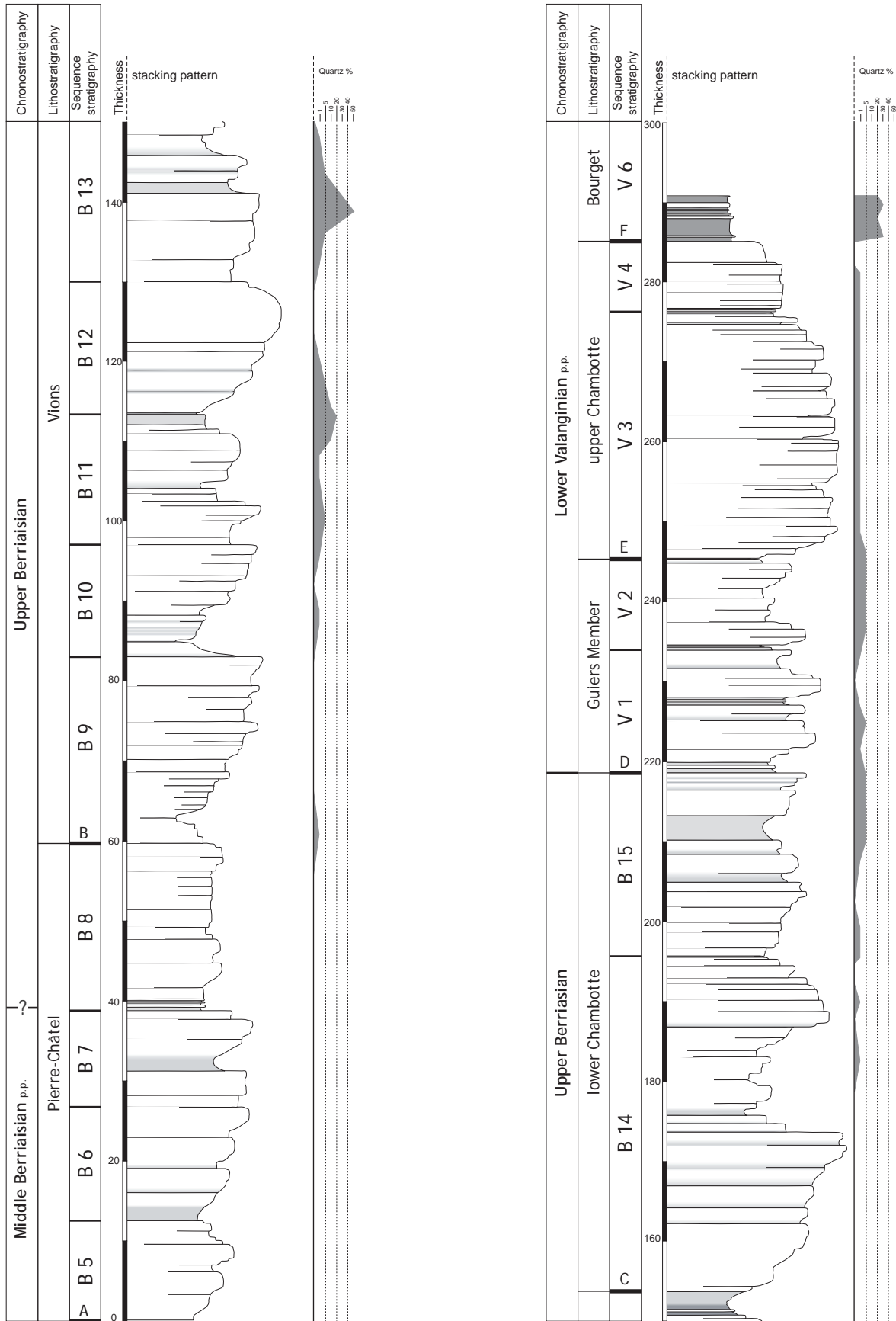


Fig. 3.30 - Le Goulet de la Sure synthetic section.

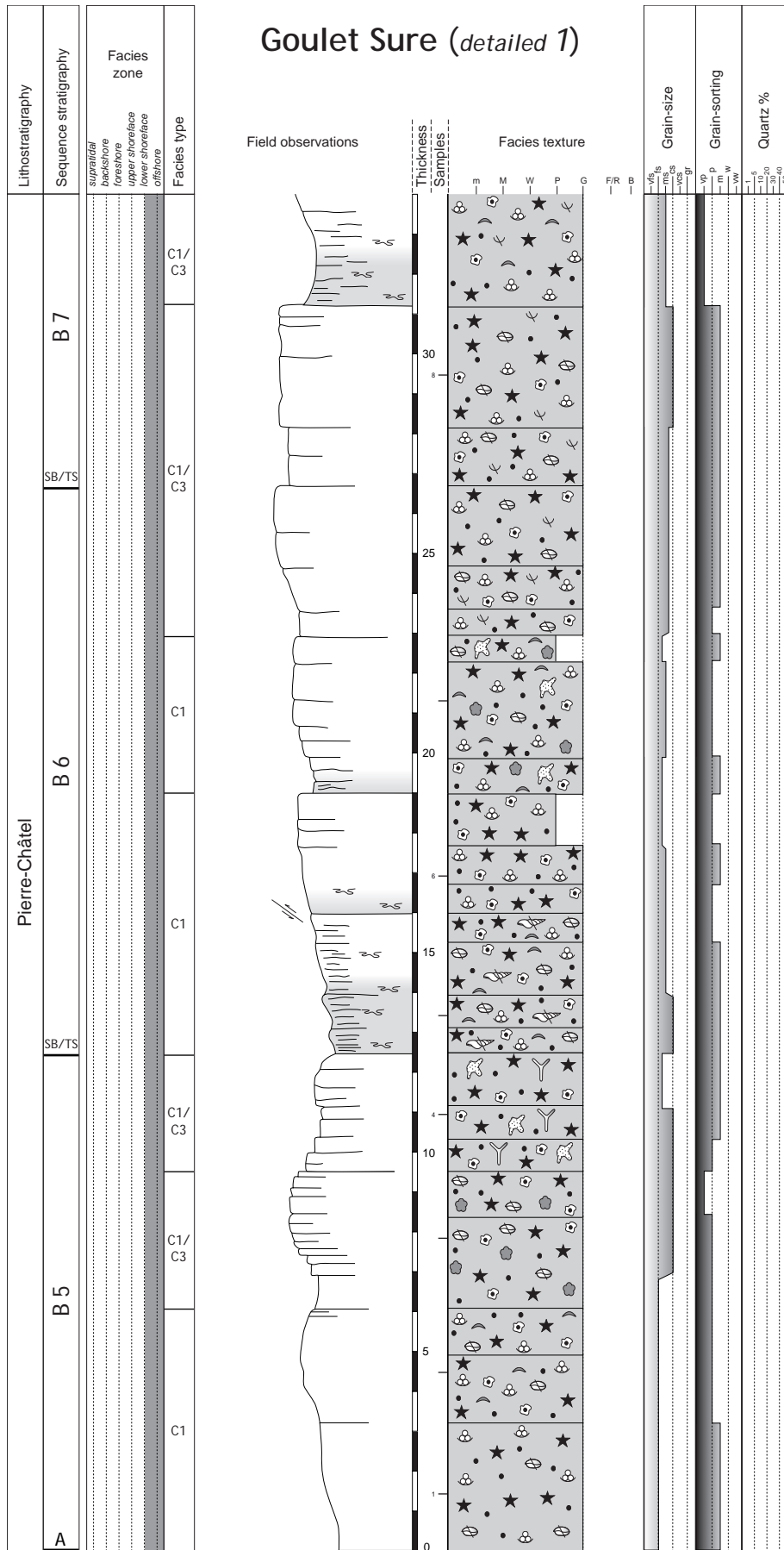


Fig. 3.31 a - Le Goulet de la Sure detailed section, part 1.

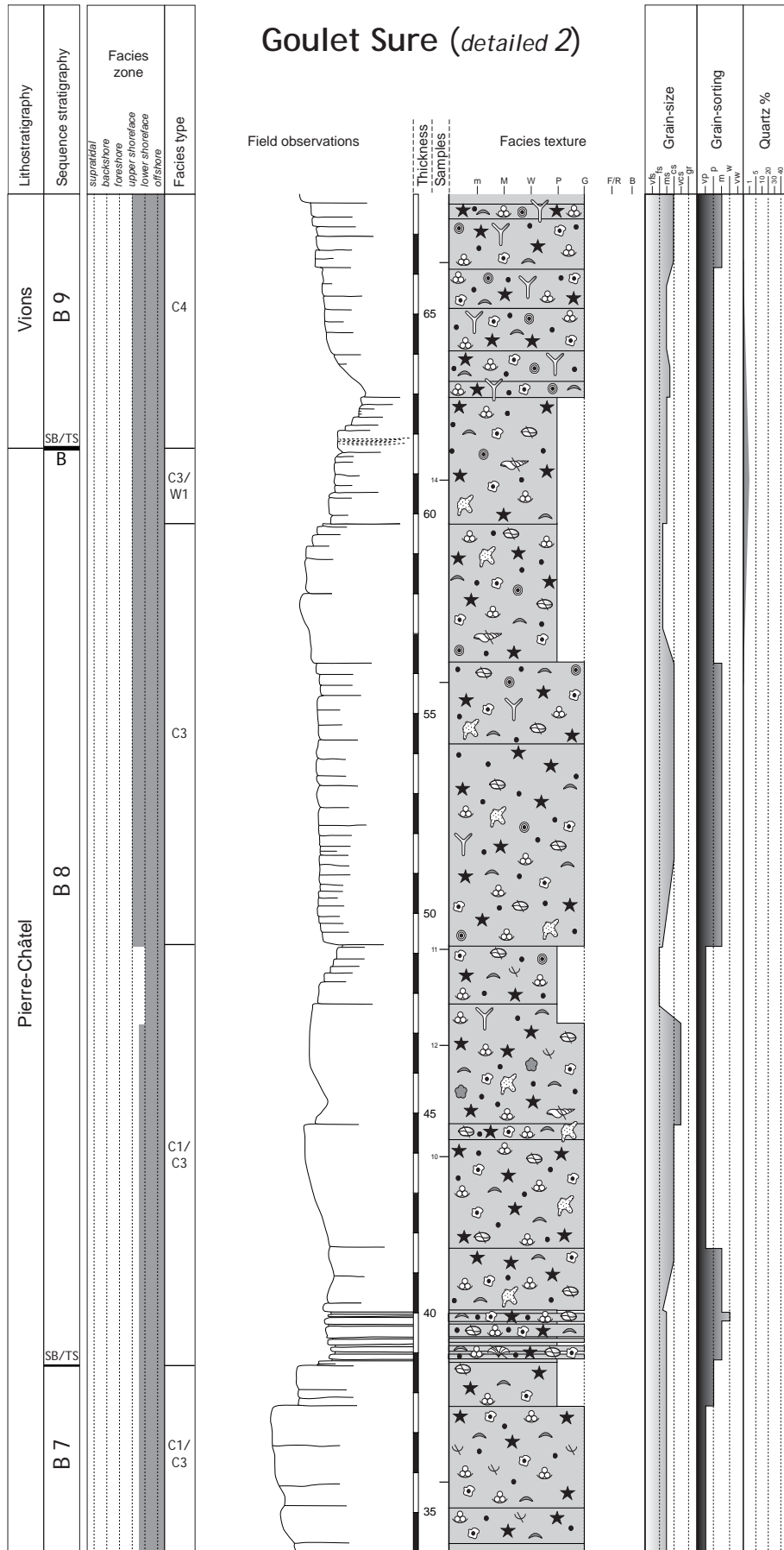


Fig. 3.31 b - Le Goulet de la Sure detailed section, part 2.

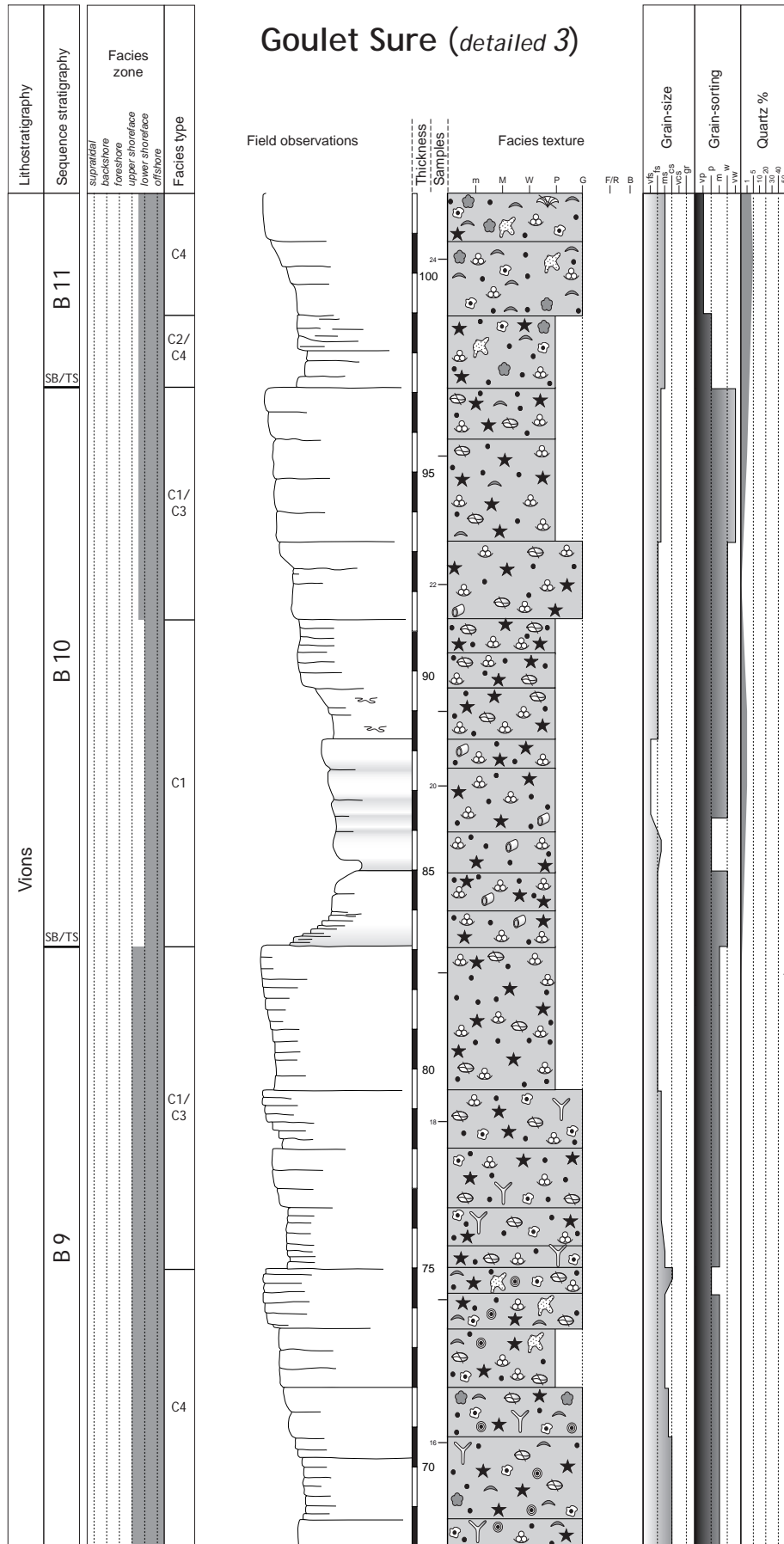


Fig. 3.31 c - Le Goulet de la Sure detailed section, part 3.

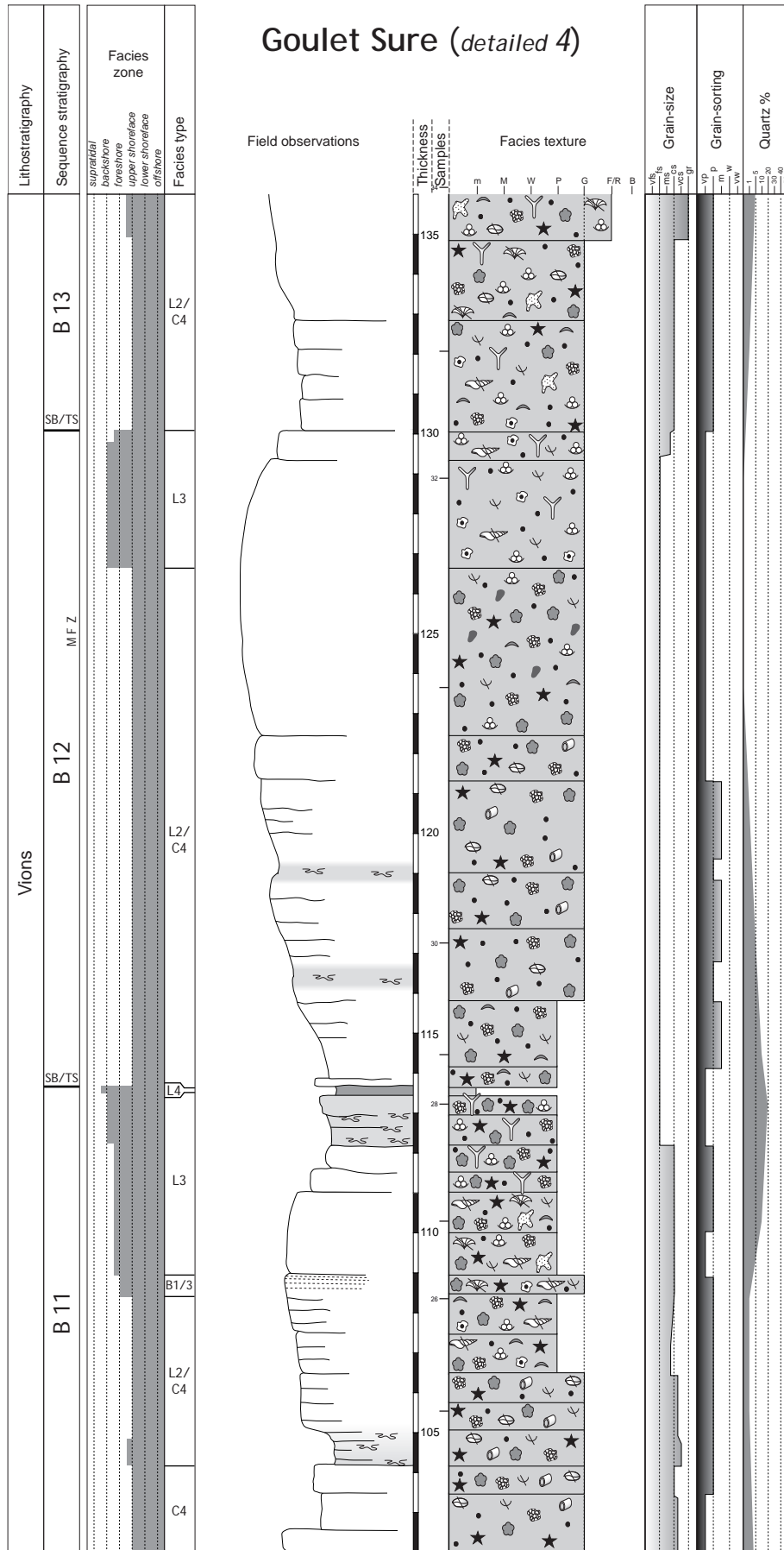


Fig. 3.31 d - Le Goulet de la Sure detailed section, part 4.

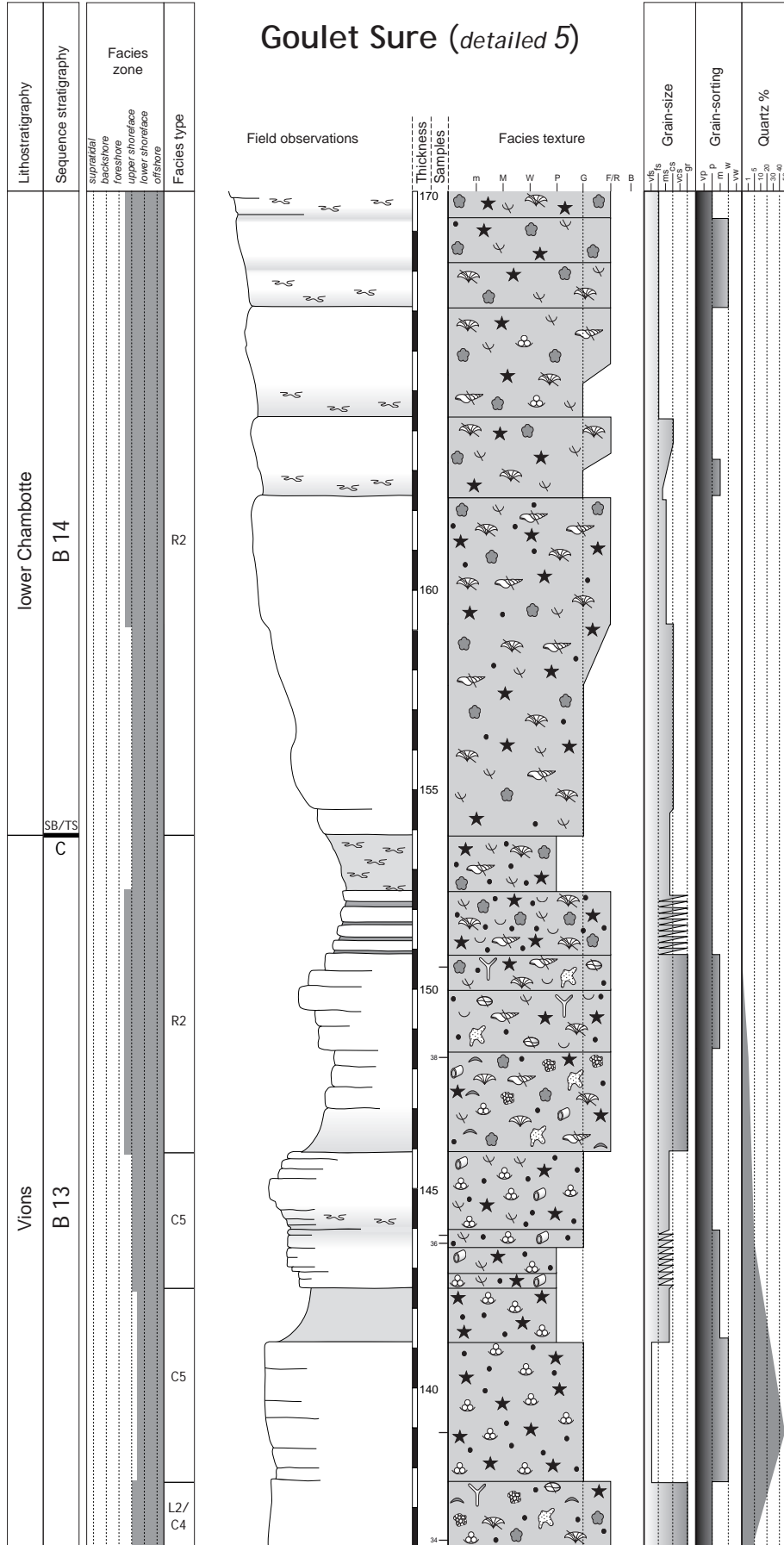


Fig. 3.31 e - Le Goulet de la Sure detailed section, part 5.

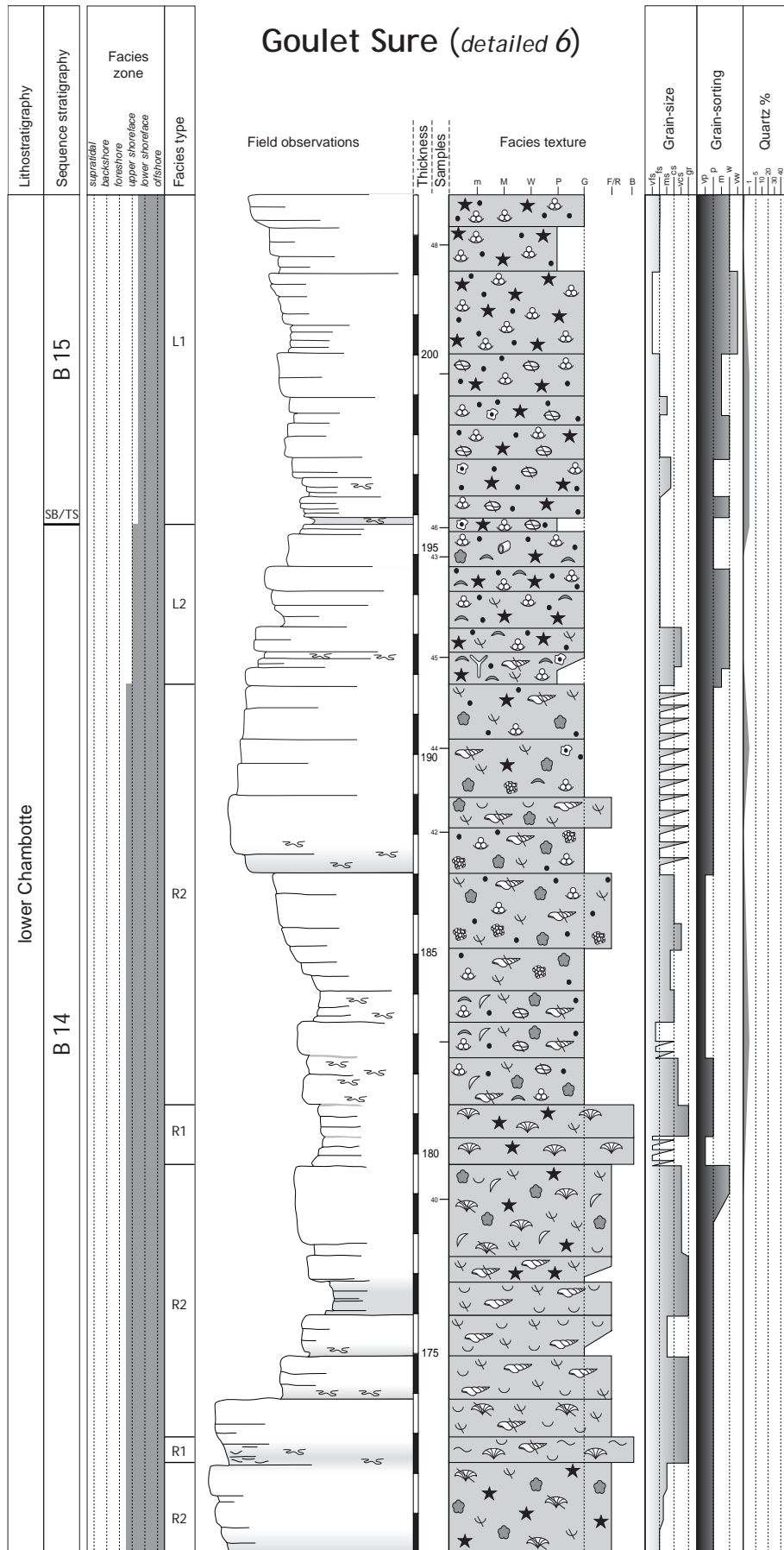


Fig. 3.31 f - Le Goulet de la Sure detailed section, part 6.

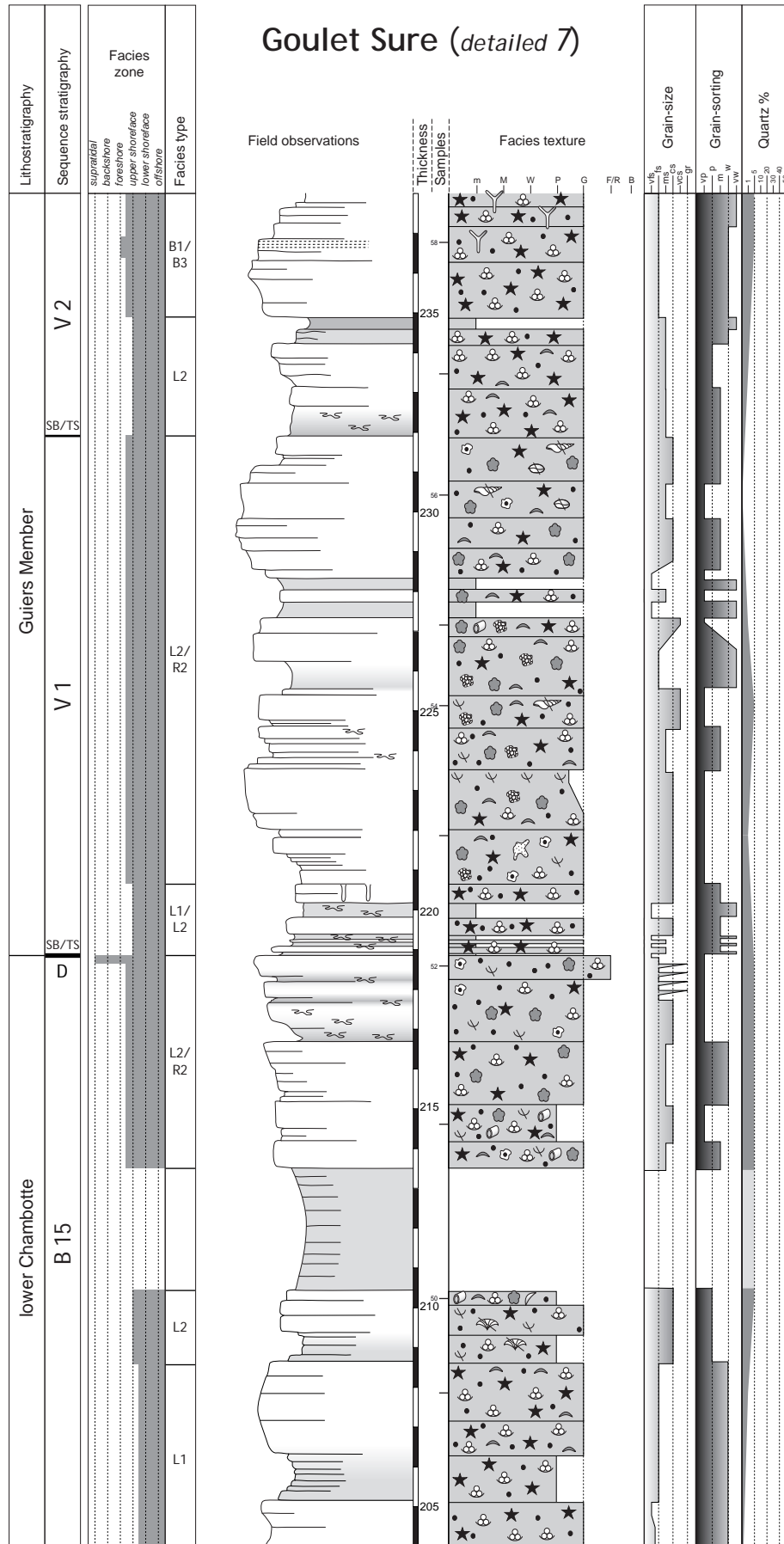


Fig. 3.31 g - Le Goulet de la Sure detailed section, part 7.

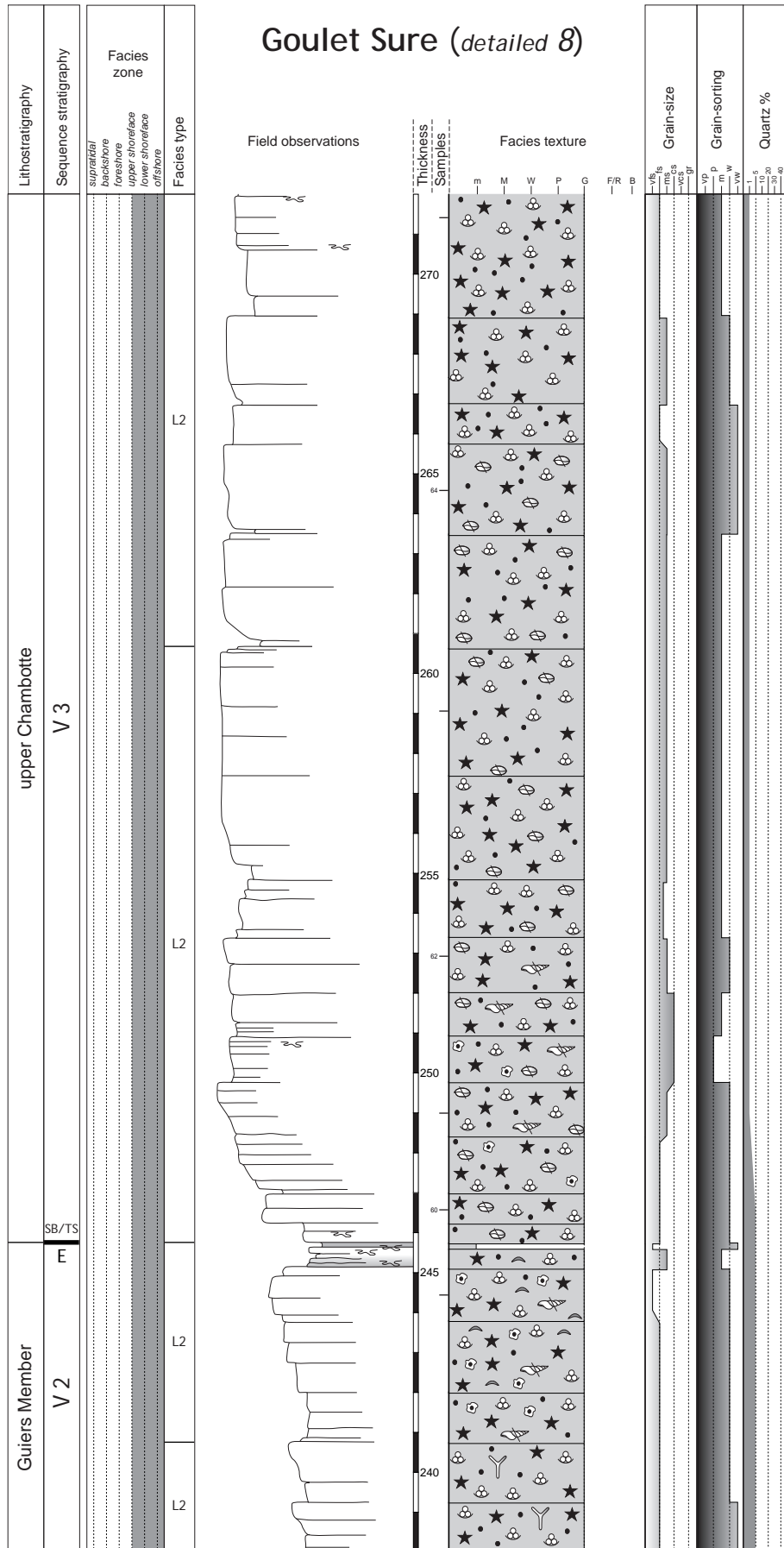


Fig. 3.31 h - Le Goulet de la Sure detailed section, part 8.

La Croix de la Sure (synthetic)

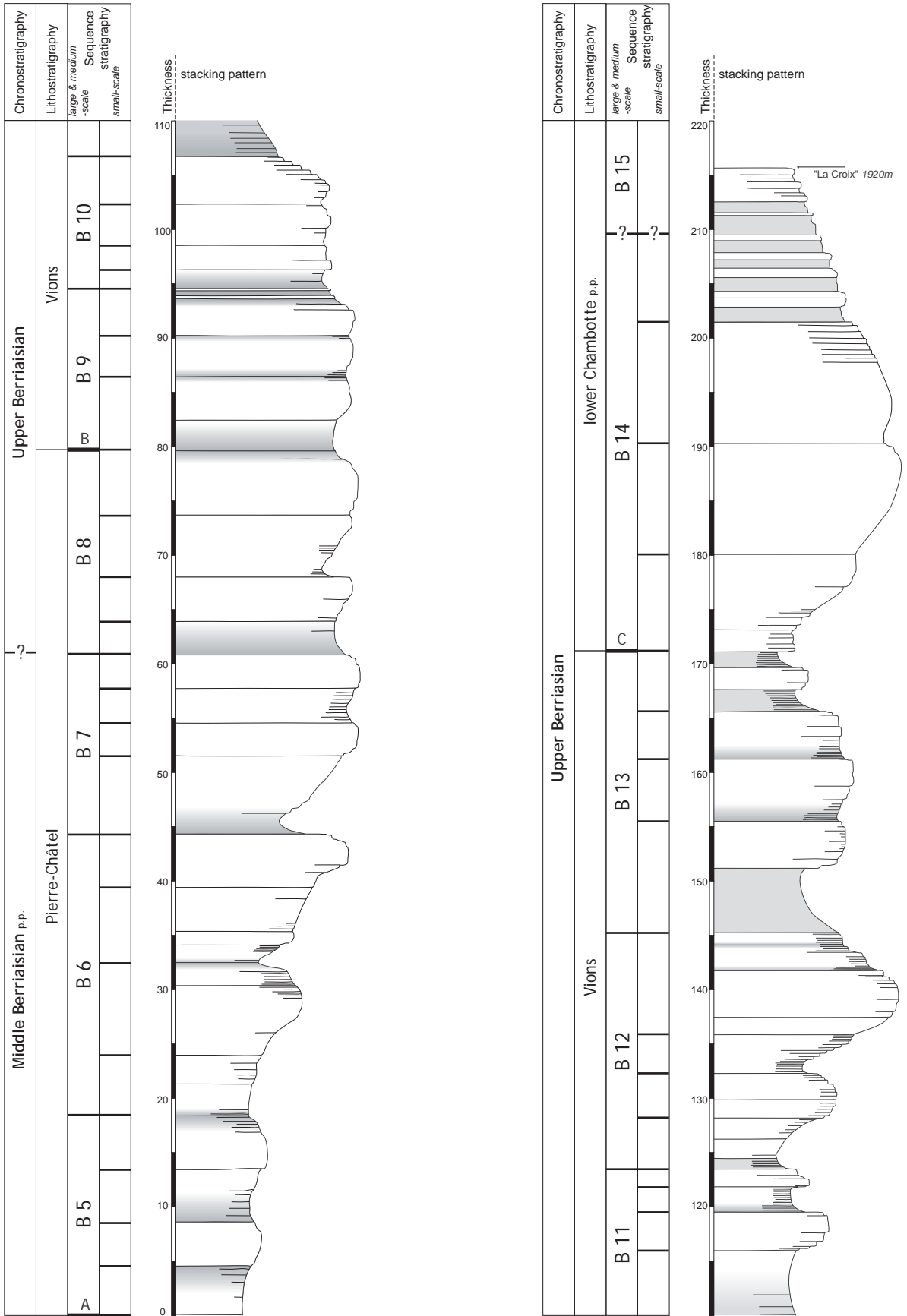


Fig. 3.32 - La Croix de la Sure synthetic section.

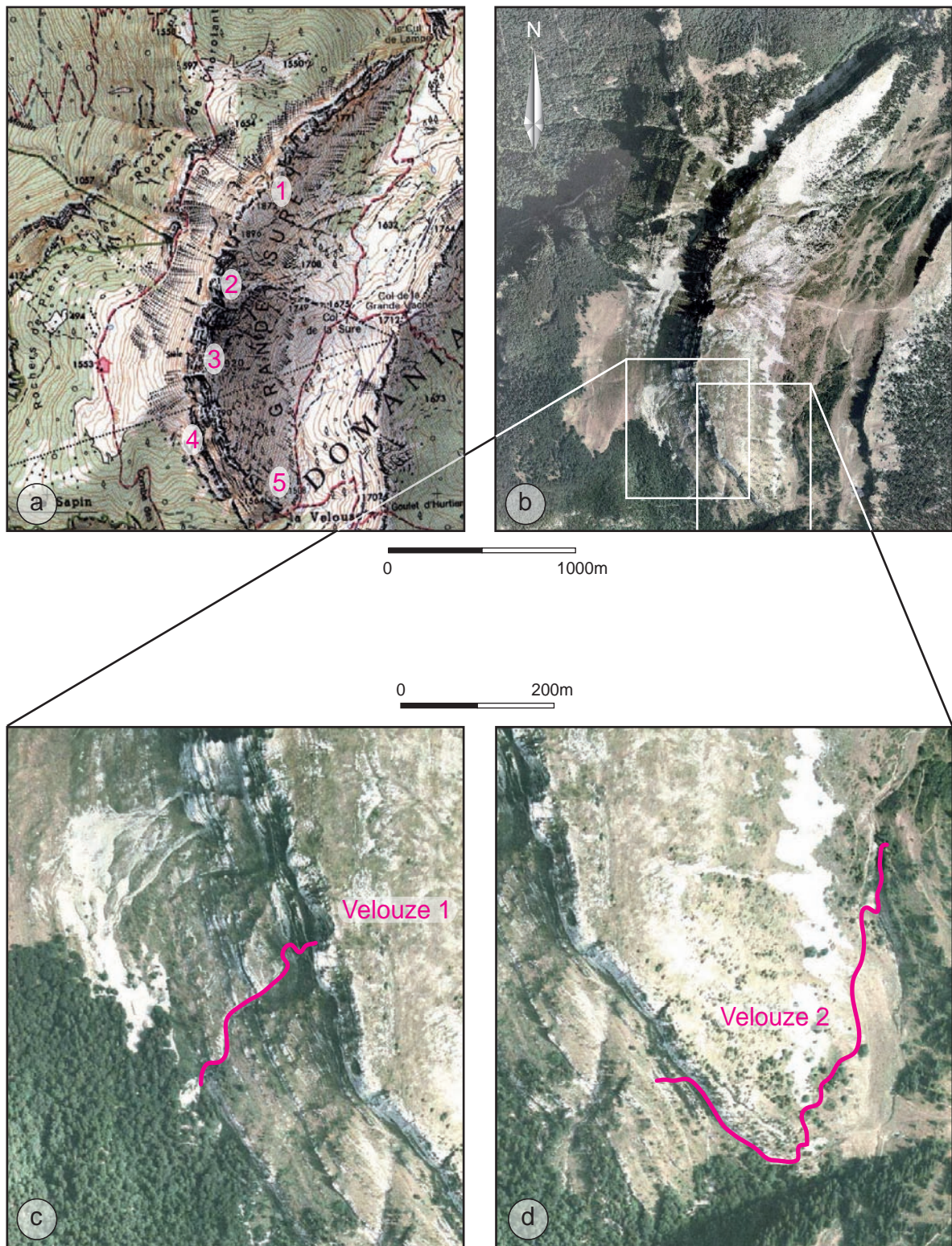


Fig. 3.33 - Location of the Velouze sections. a - 1: Grande Sure Nord; 2: Le Goulet de la Sure; 3: La Croix de la Sure; 4: Velouze1; 5: Velouze 2. Data from www.geoportail.fr (IGN).

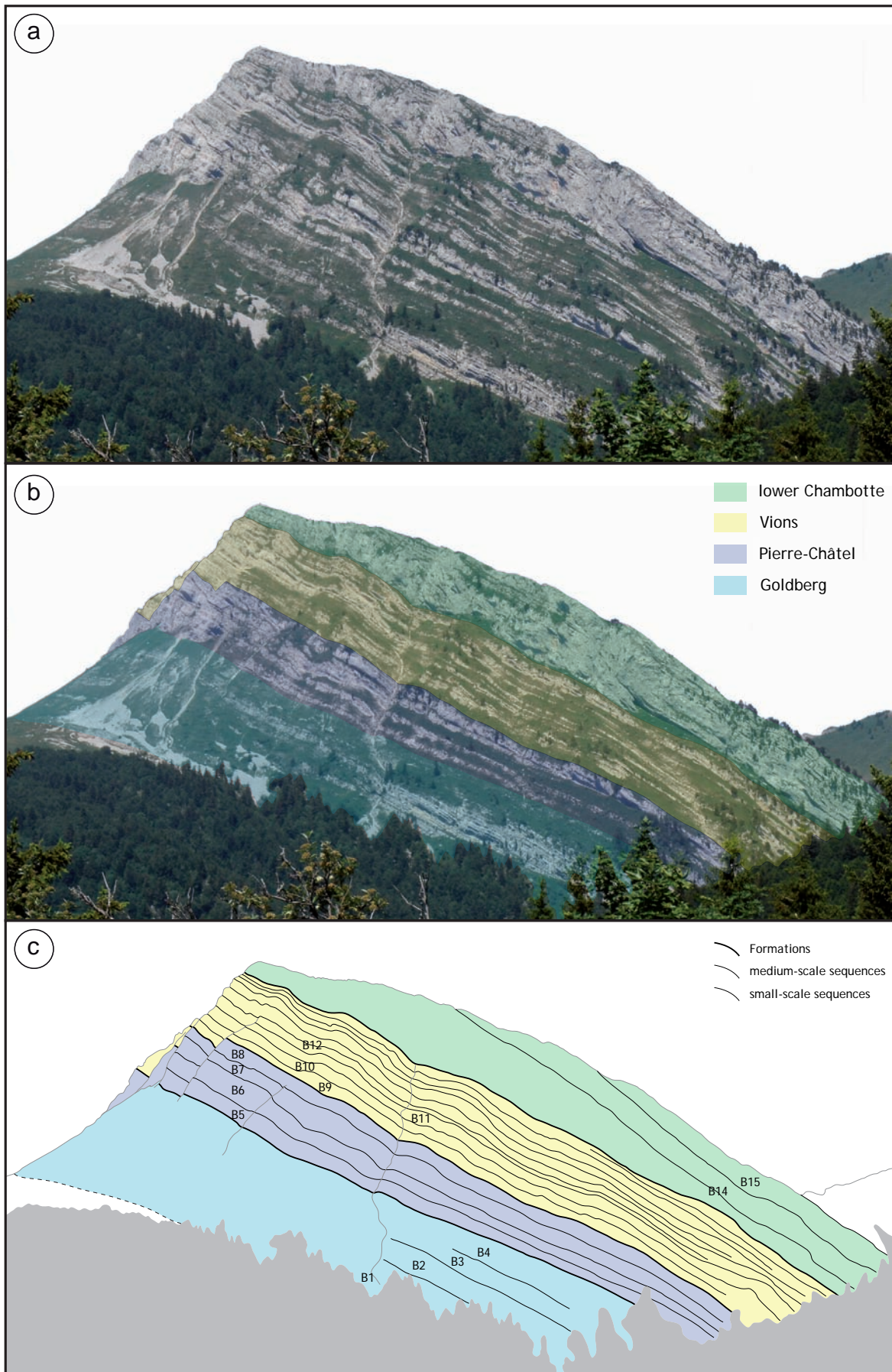


Fig. 3.34 - South flank of the Grande Sure massif exposing depositional geometries from Middle to the end of the Berriasian.

Velouze I (synthetic)

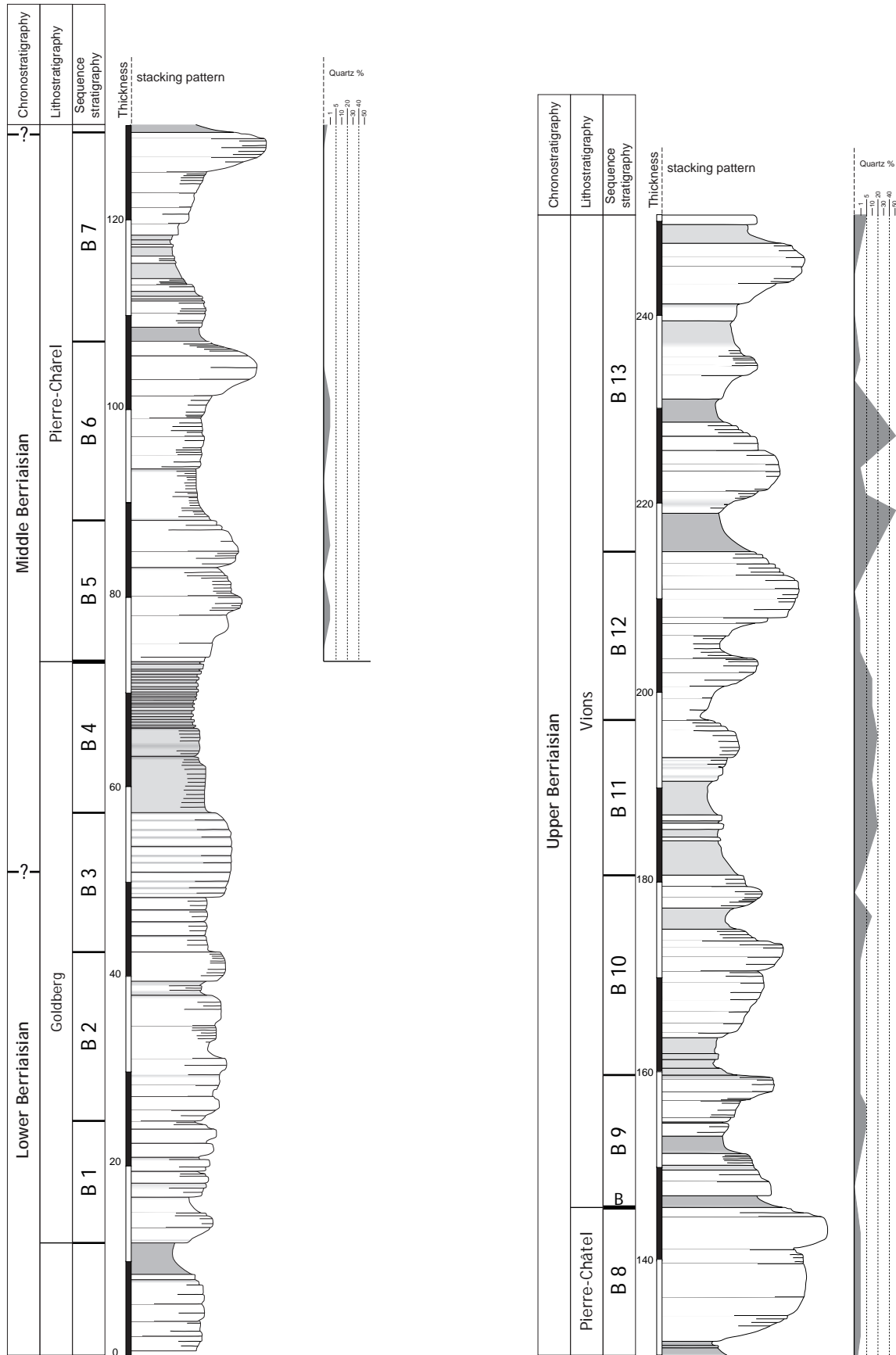


Fig. 3.35 - Velouze 1 synthetic section.

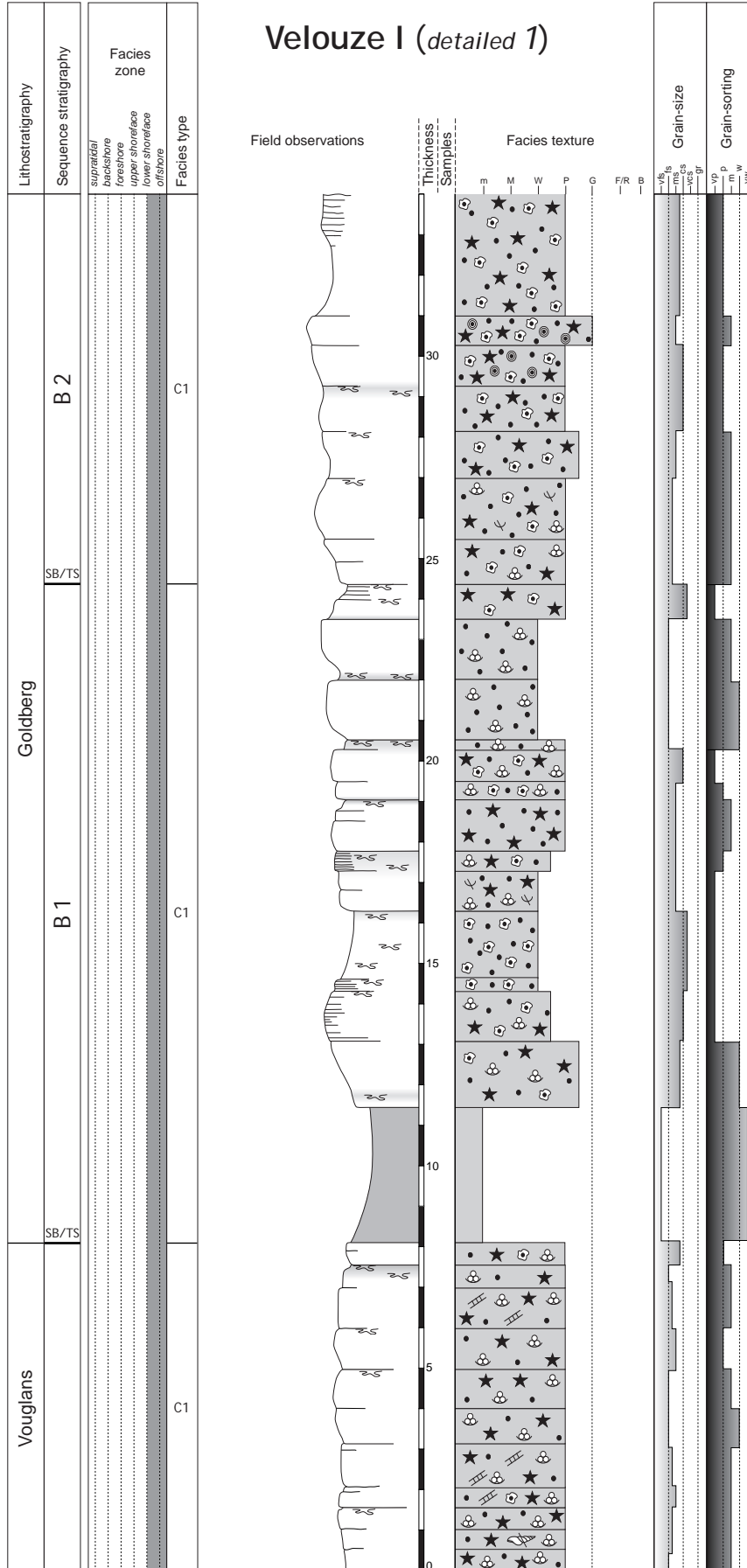


Fig. 3.36 a - Velouze 1 detailed section, part 1.

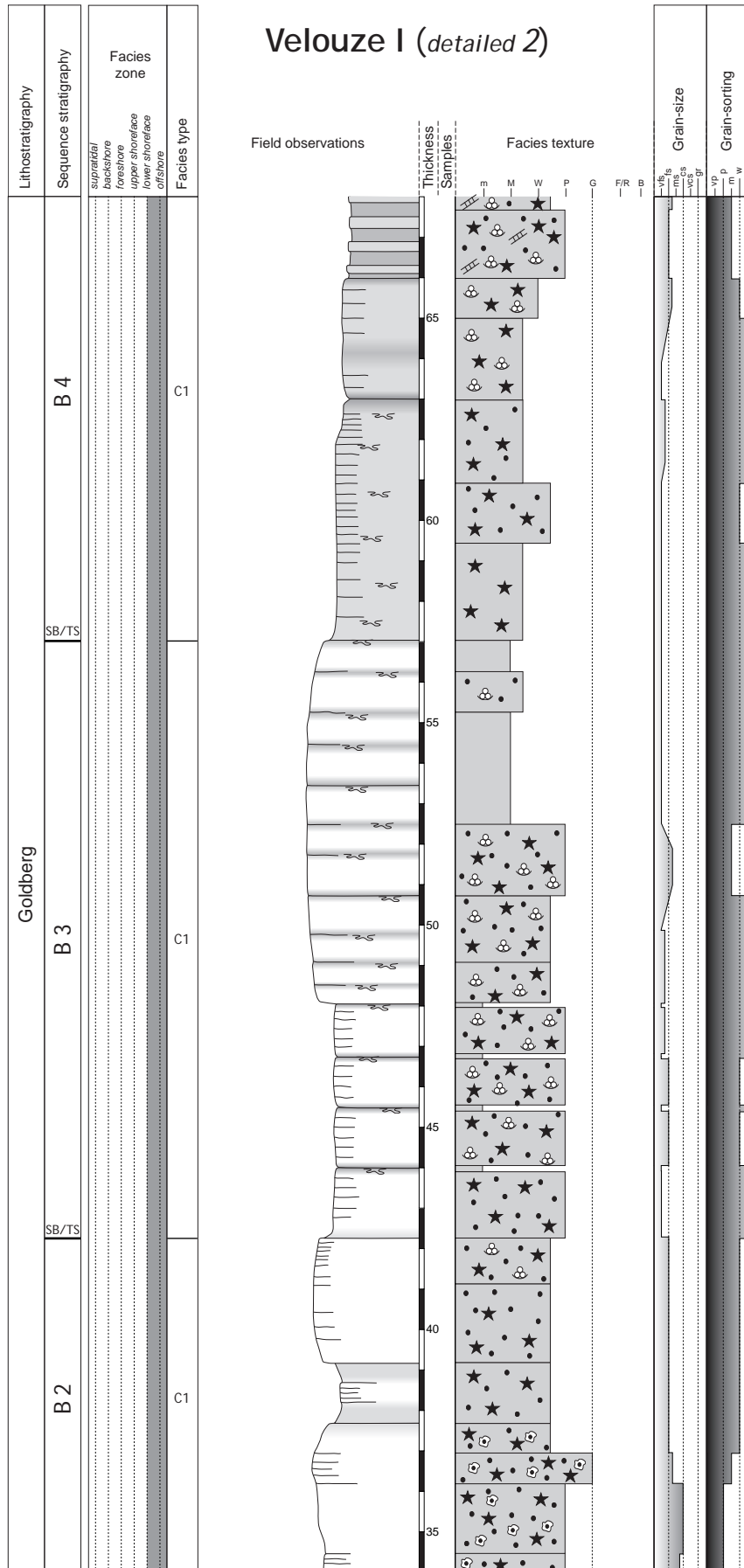


Fig. 3.36 b - Velouze 1 detailed section, part 2.

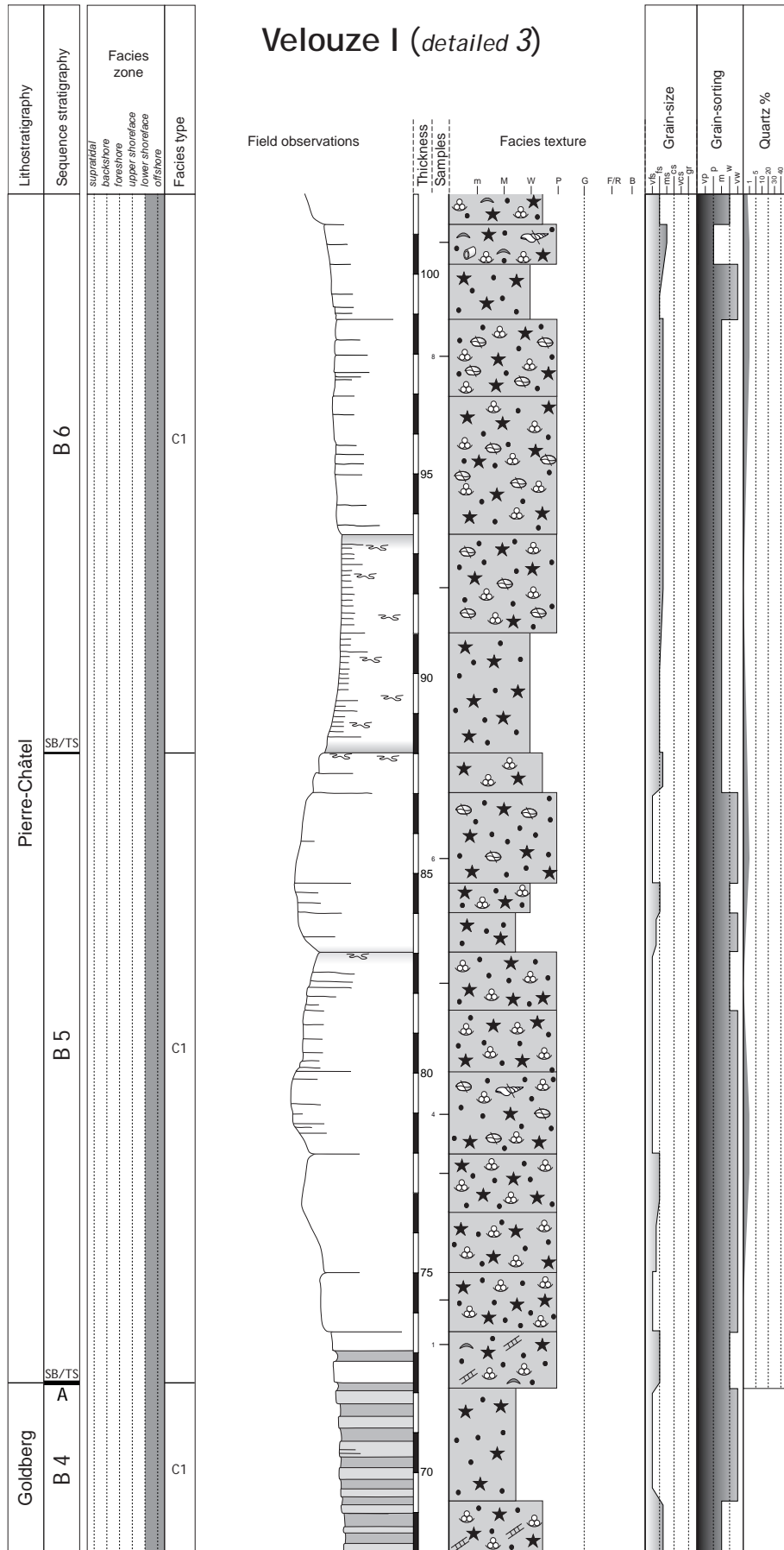


Fig. 3.36 c - Velouze 1 detailed section, part 3.

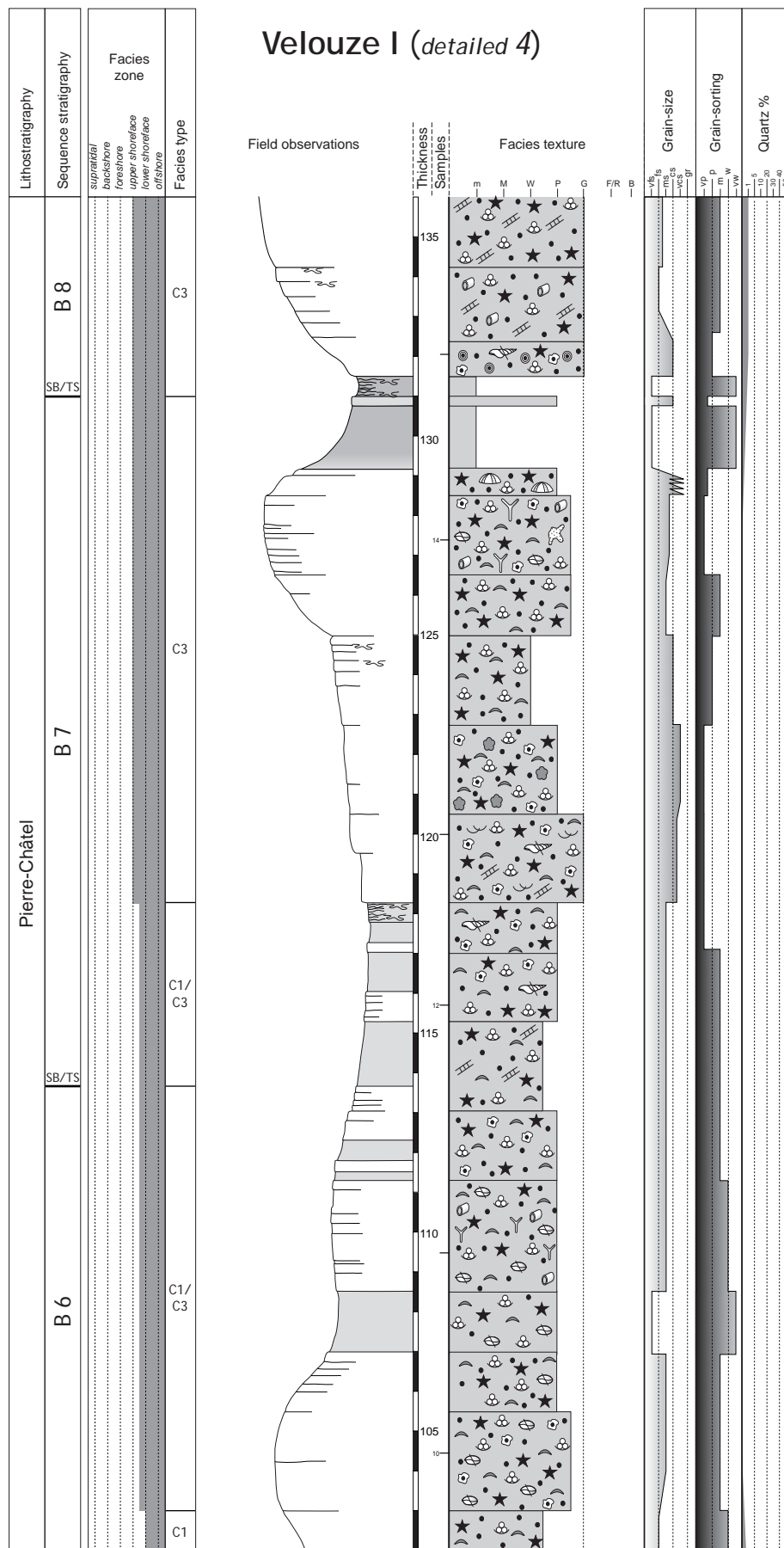


Fig. 3.36 d - Velouze 1 detailed section, part 4.

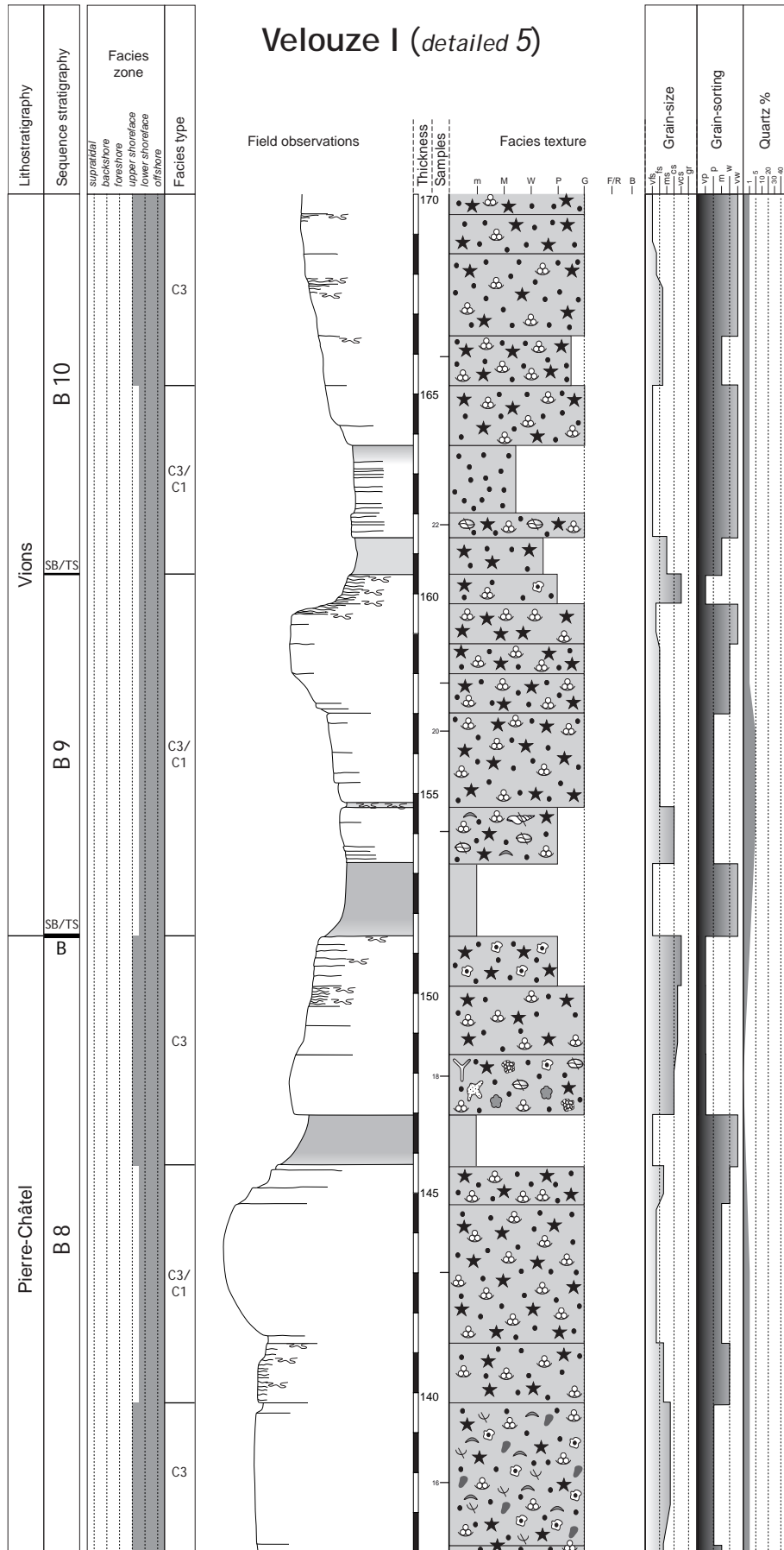


Fig. 3.36 e - Velouze 1 detailed section, part 5.

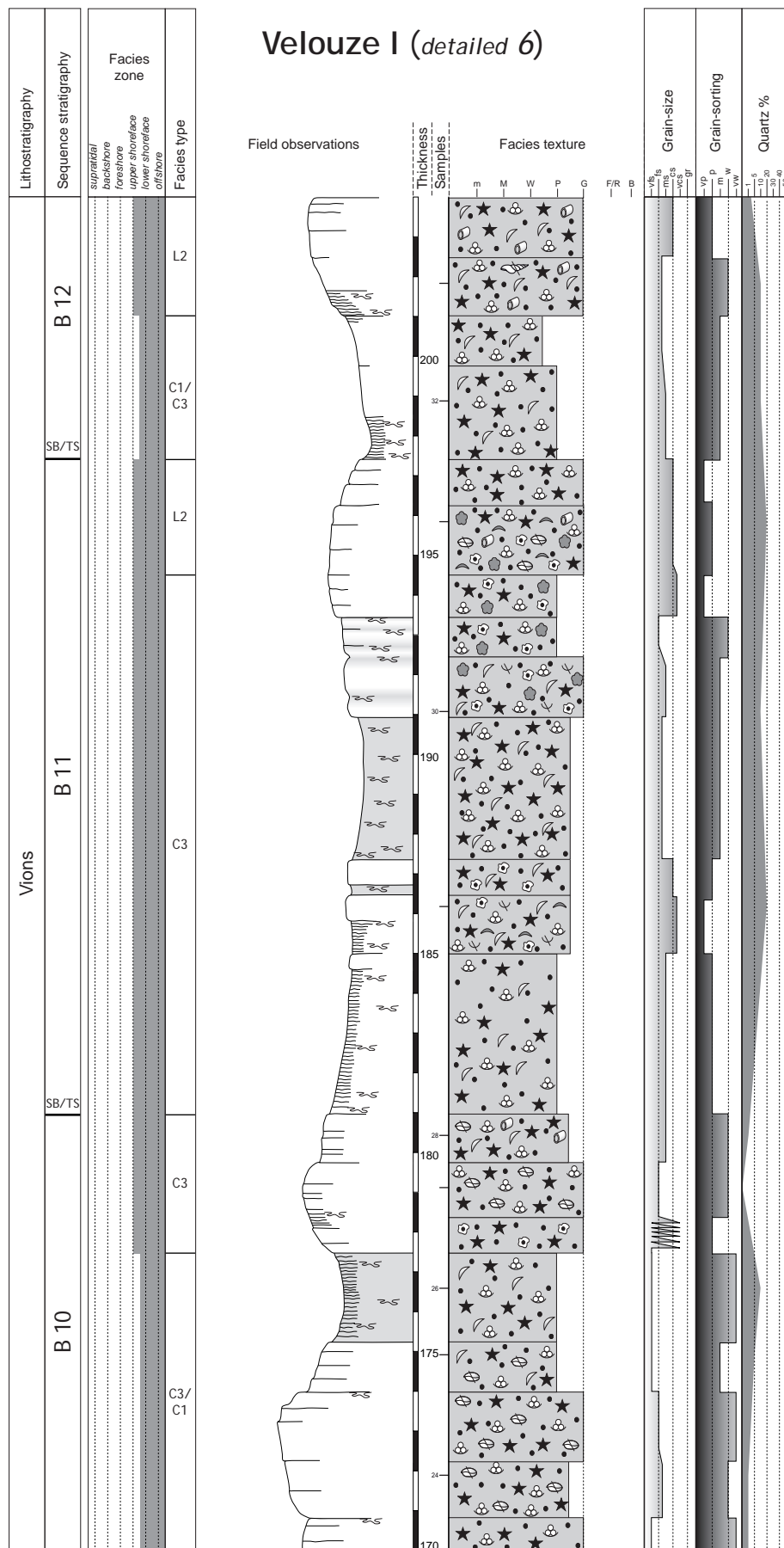


Fig. 3.36 f - Velouze 1 detailed section, part 6.

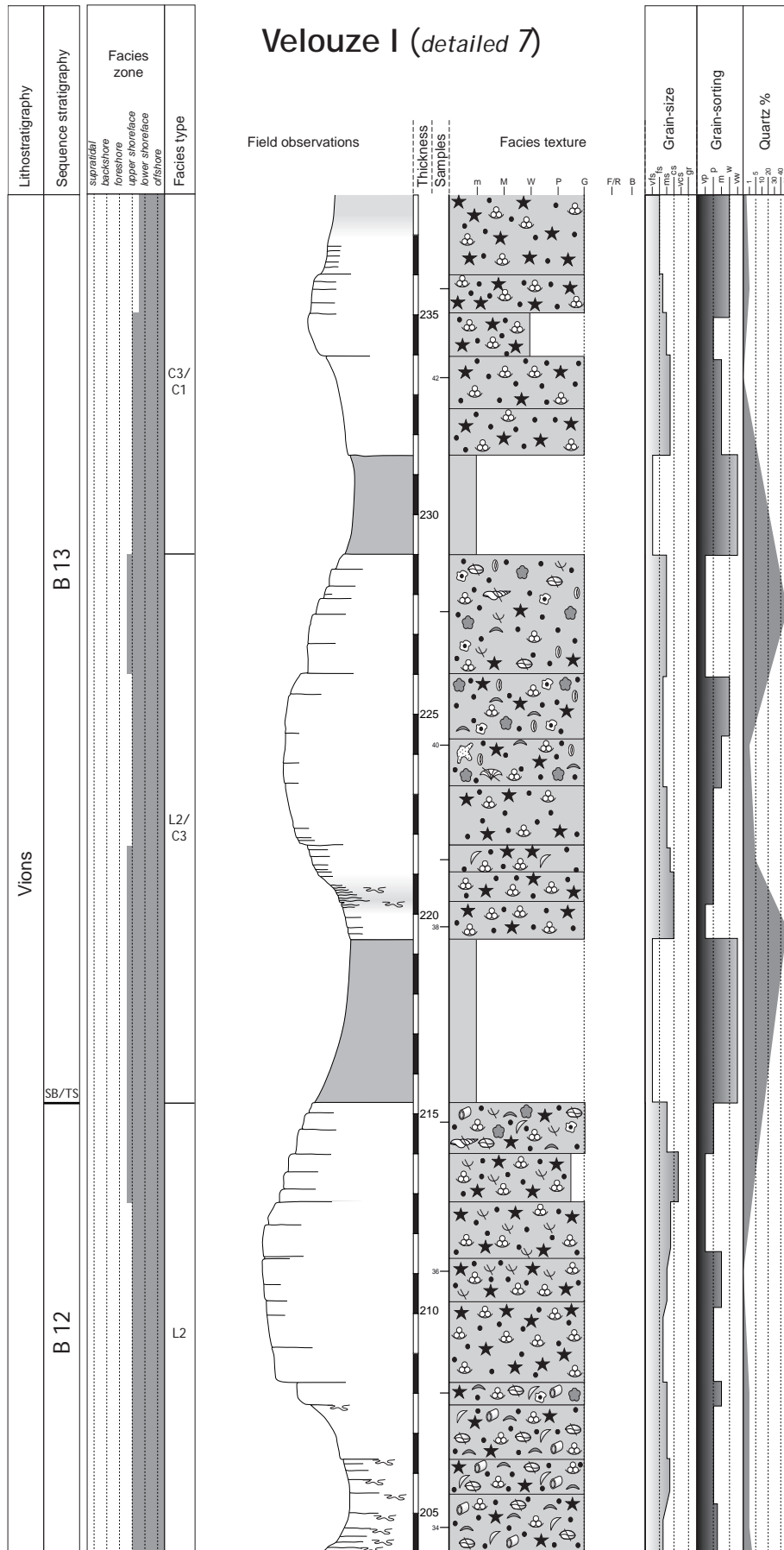


Fig. 3.36 g - Velouze 1 detailed section, part 7.

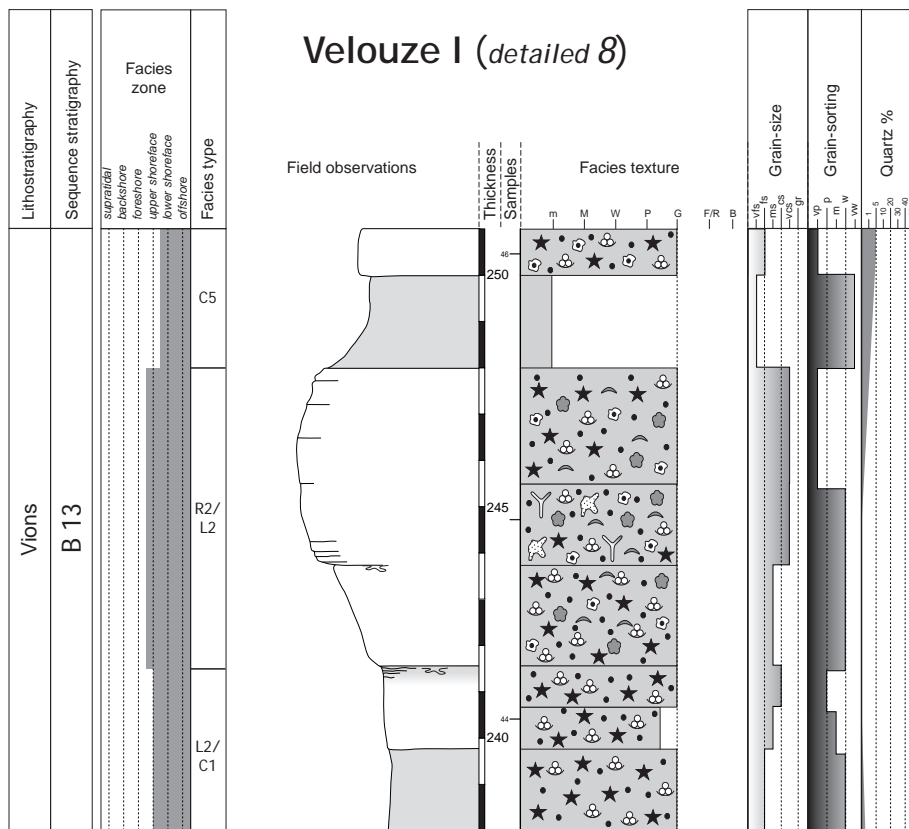


Fig. 3.36 h - Velouze 1 detailed section, part 8.

Velouze II (synthetic)

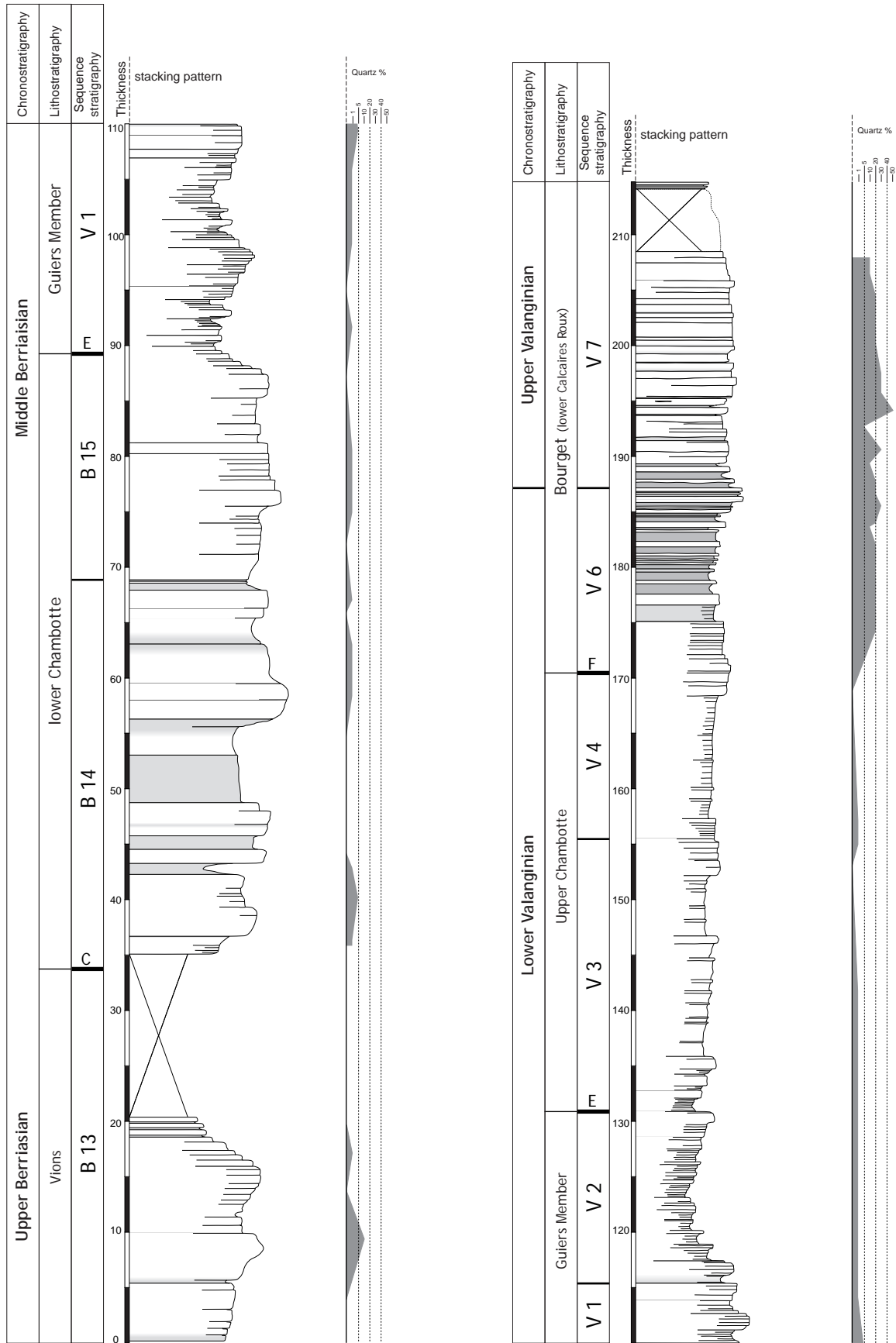


Fig. 3.37 - Velouze 2 synthetic section.

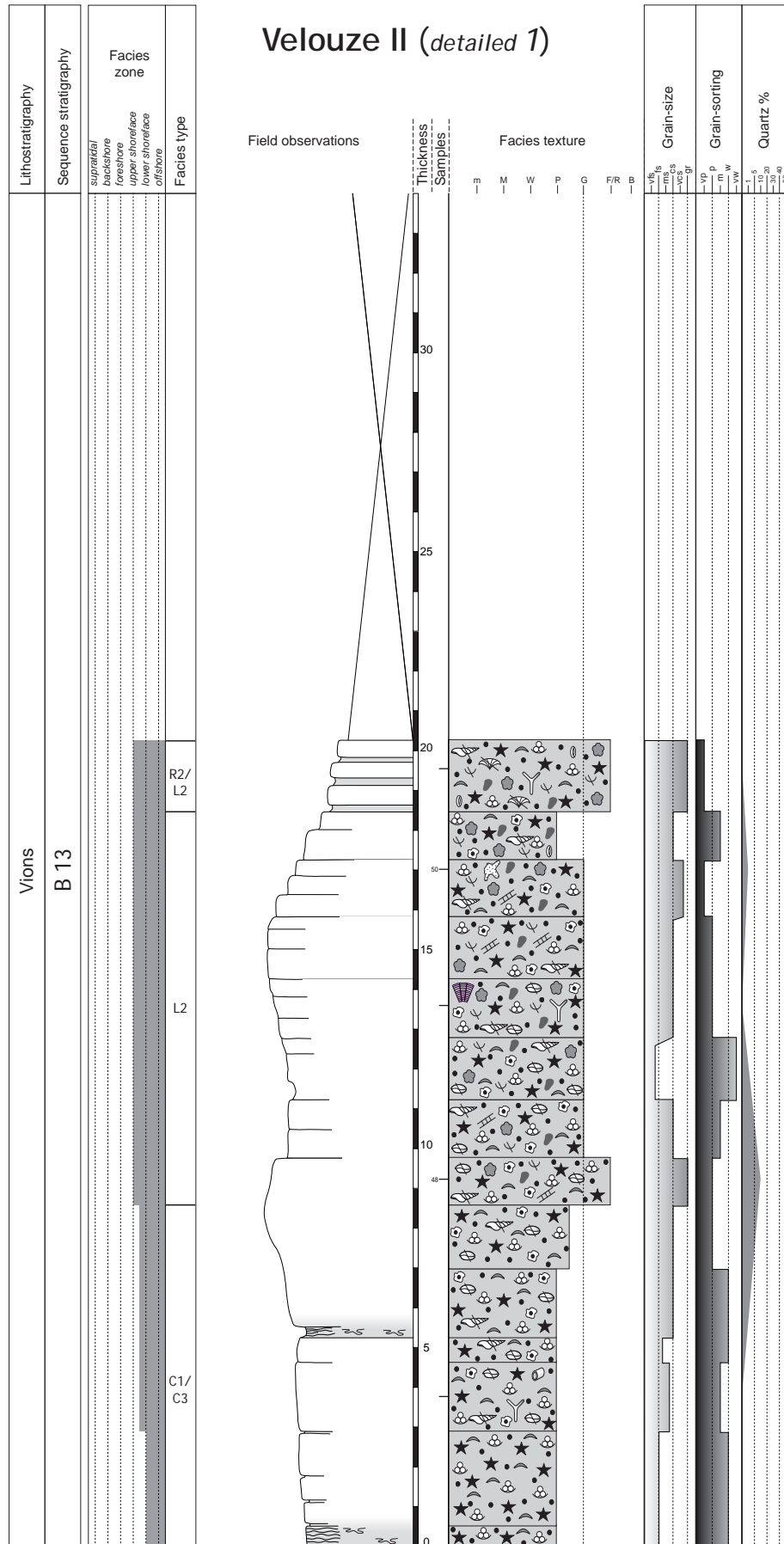


Fig. 3.38 a - Velouze 2 detailed section, part 1.

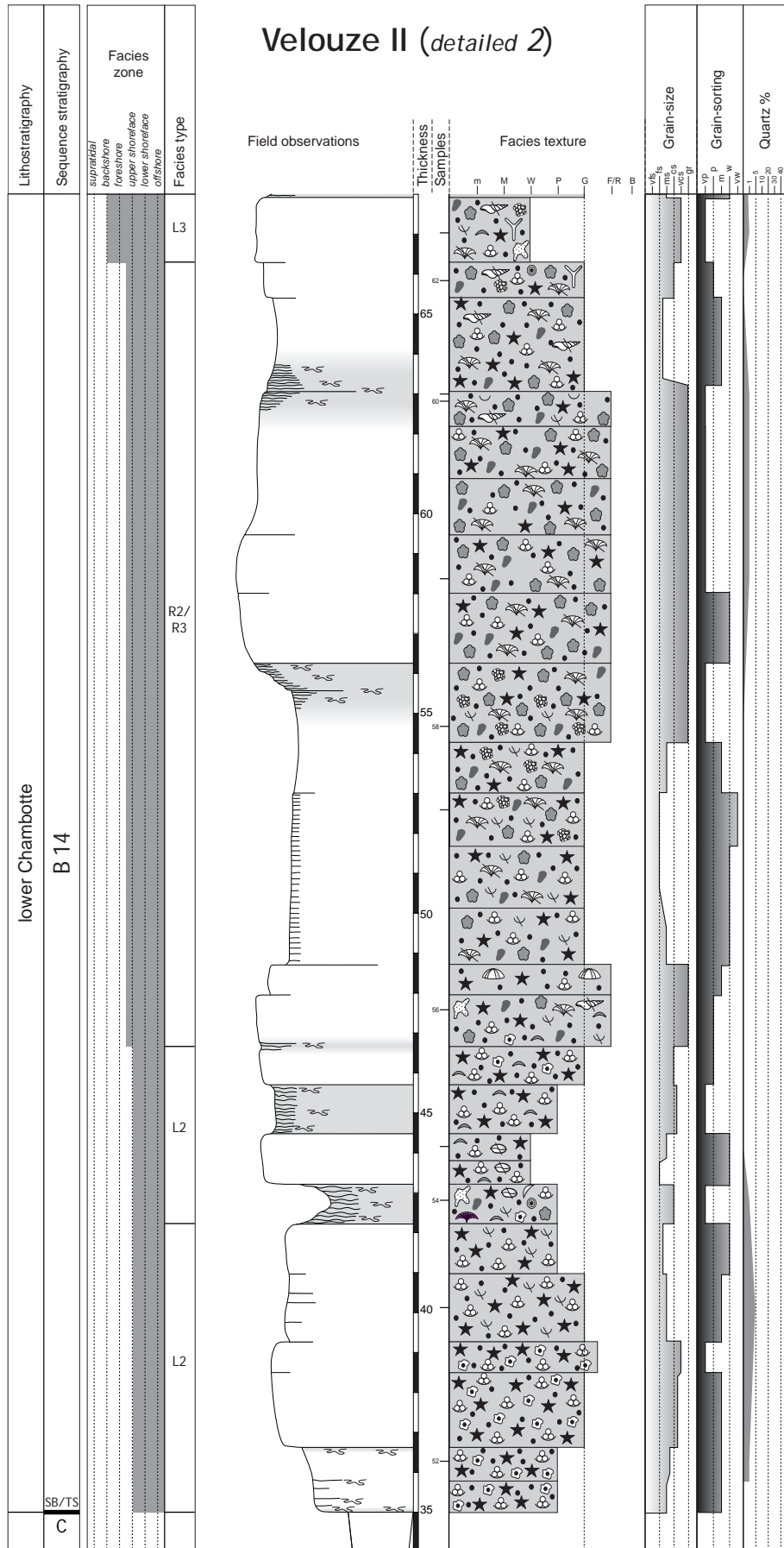


Fig. 3.38 b - Velouze 2 detailed section, part 2.

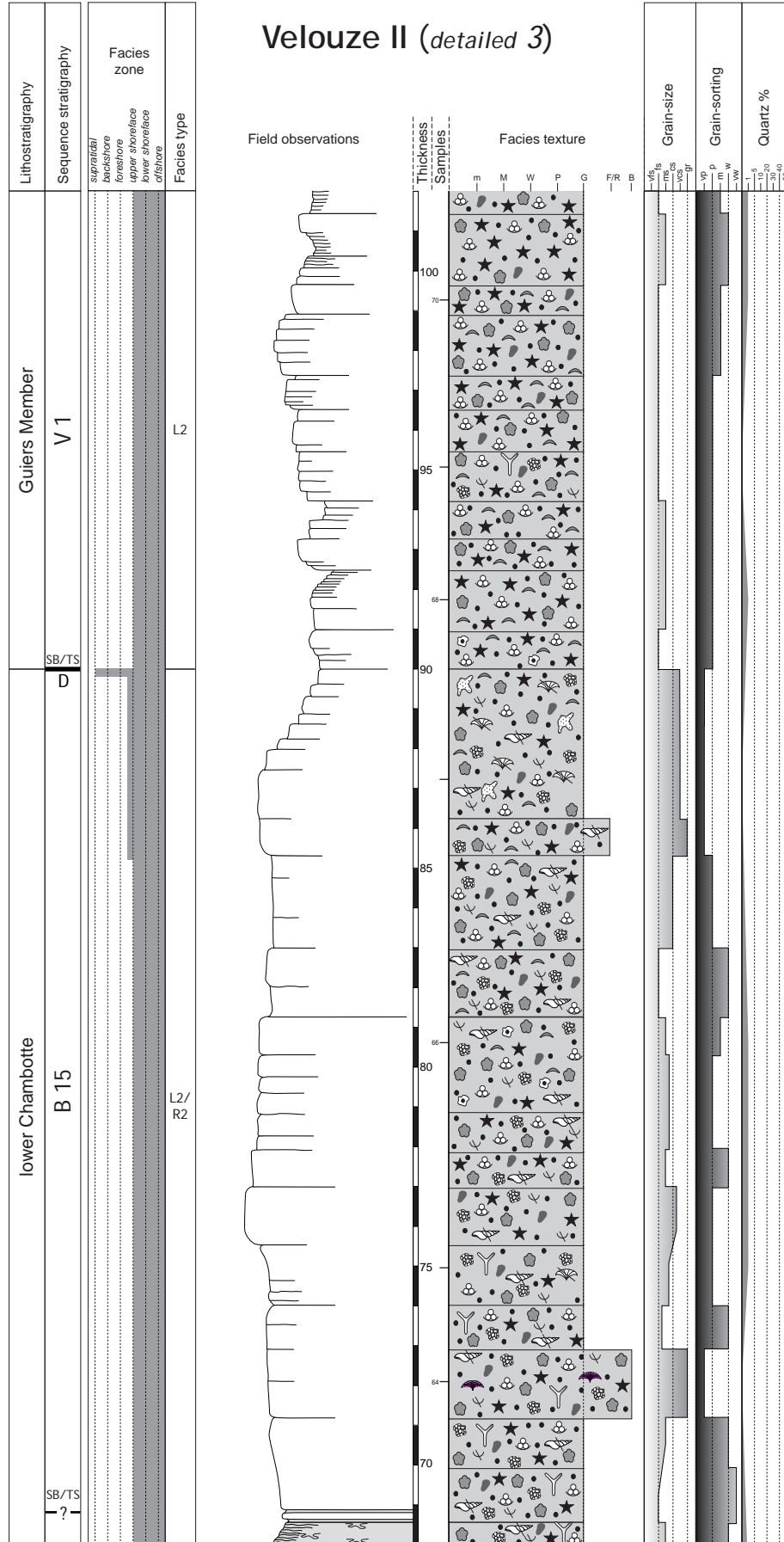


Fig. 3.38 c - Velouze 2 detailed section, part 3.

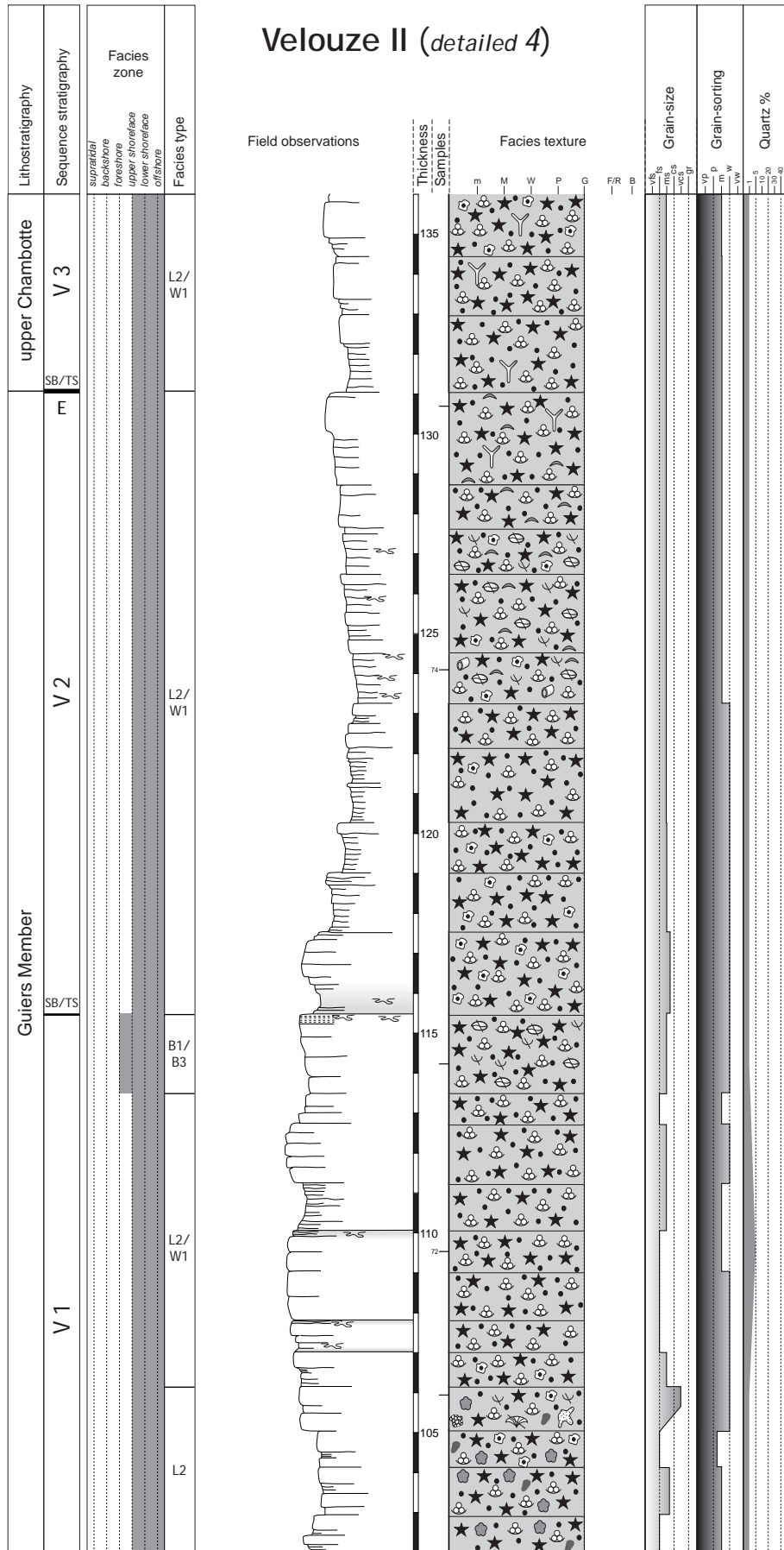


Fig. 3.38 d - Velouze 2 detailed section, part 4.

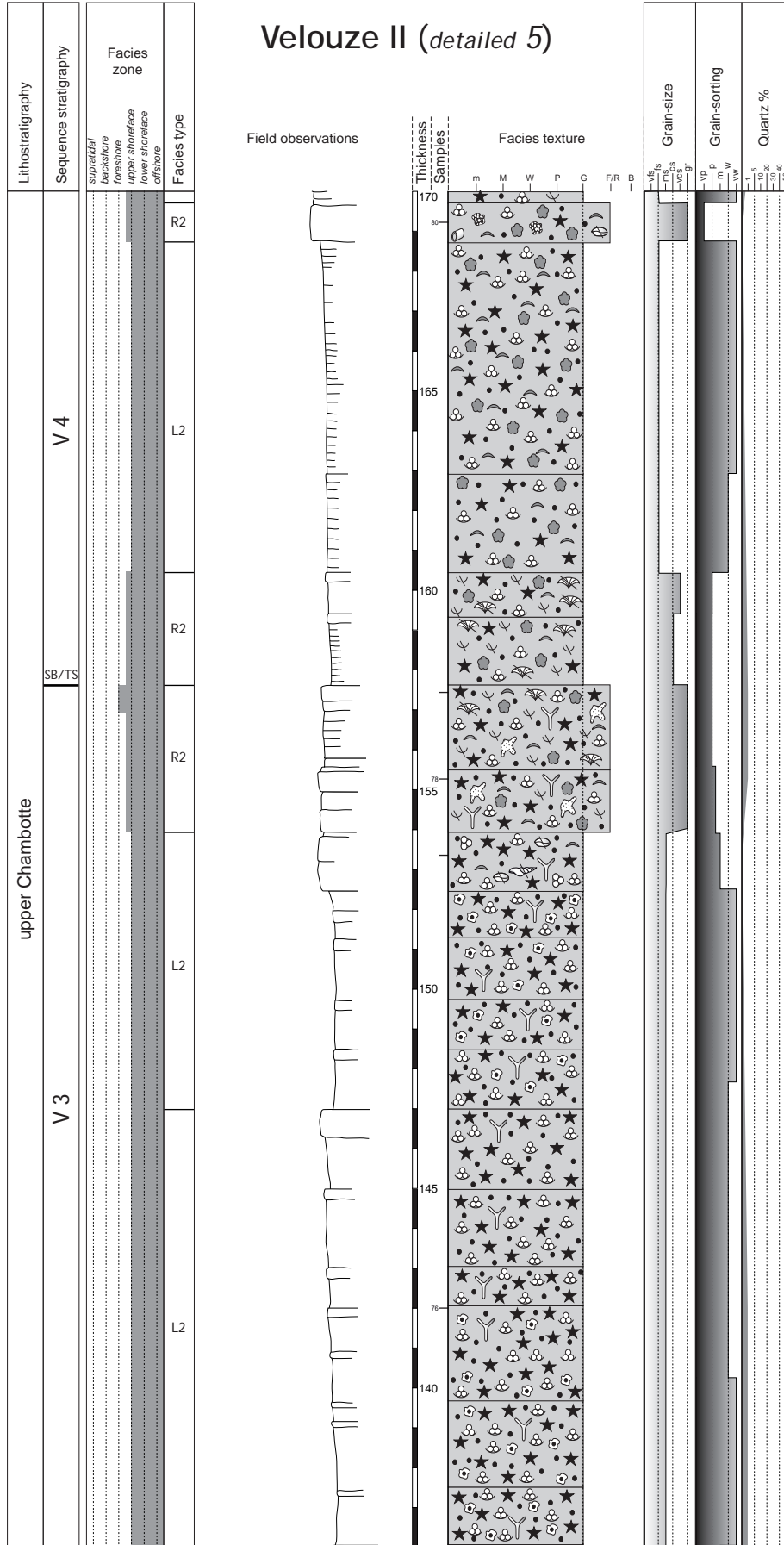


Fig. 3.38 e - Velouze 2 detailed section, part 5.

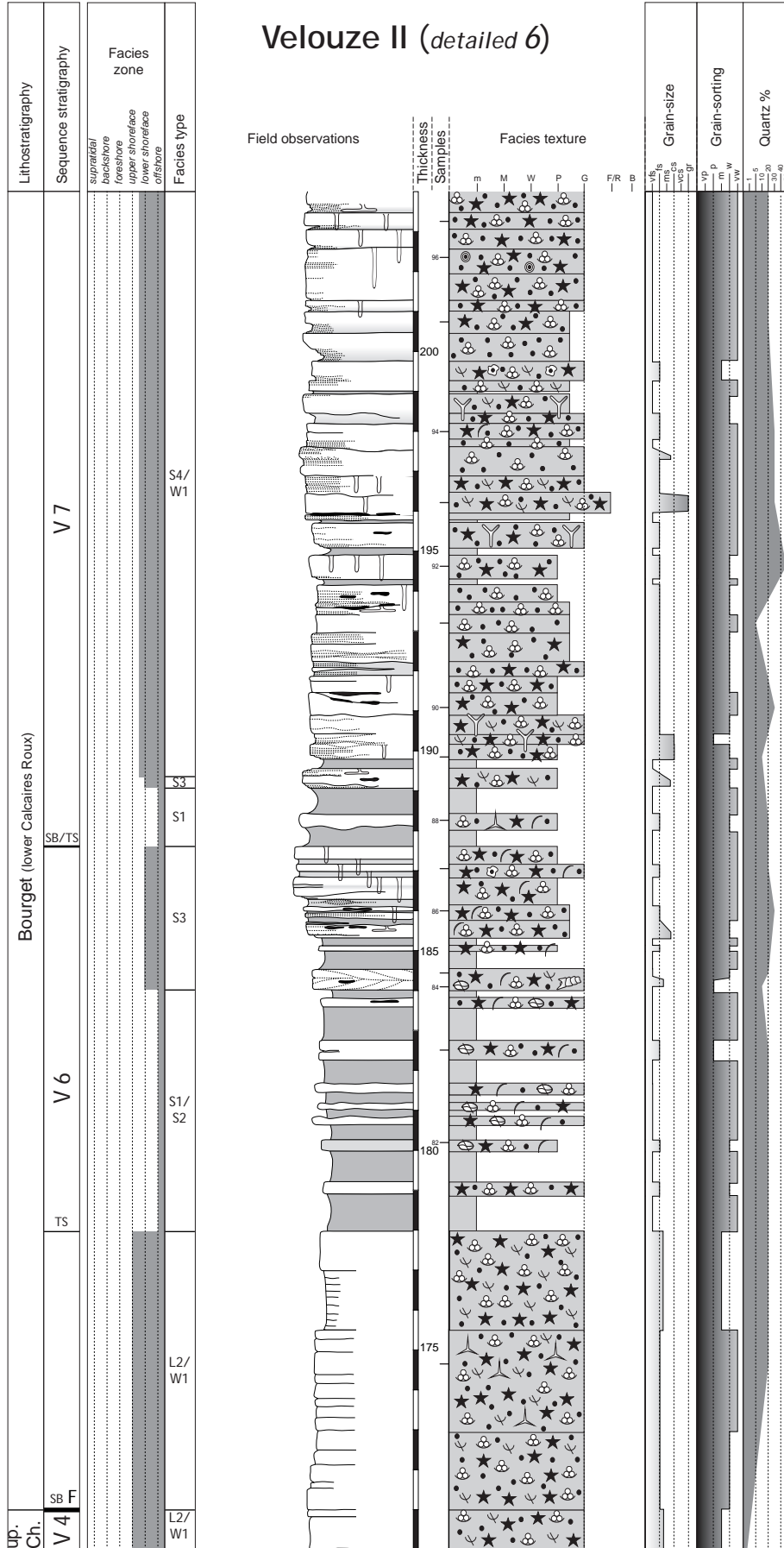


Fig. 3.38 f - Velouze 2 detailed section, part 6.

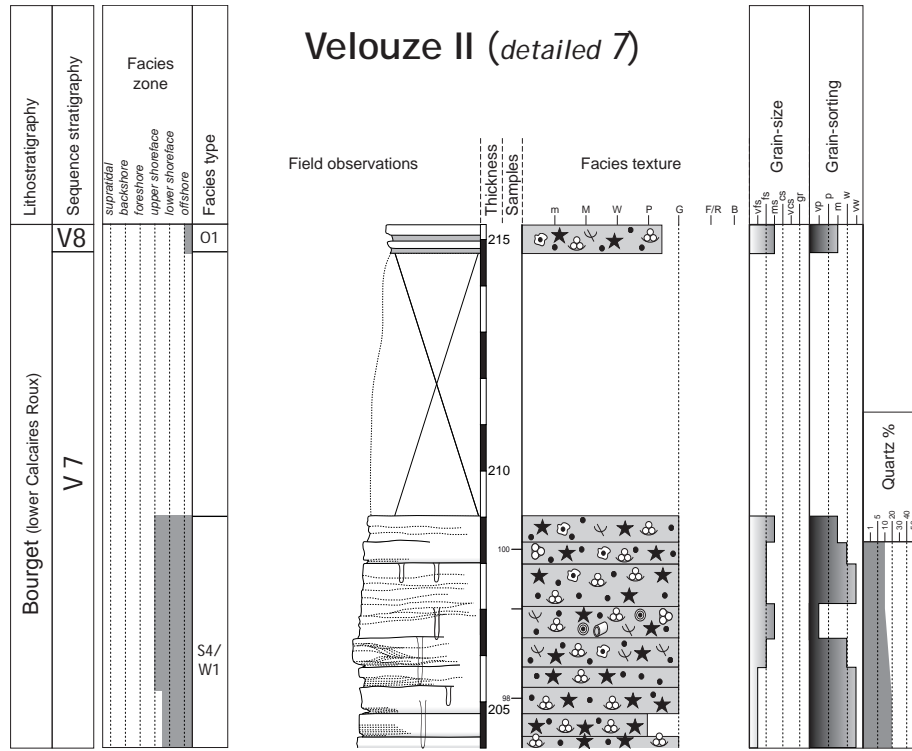


Fig. 3.38 g - Velouze 2 detailed section, part 7.

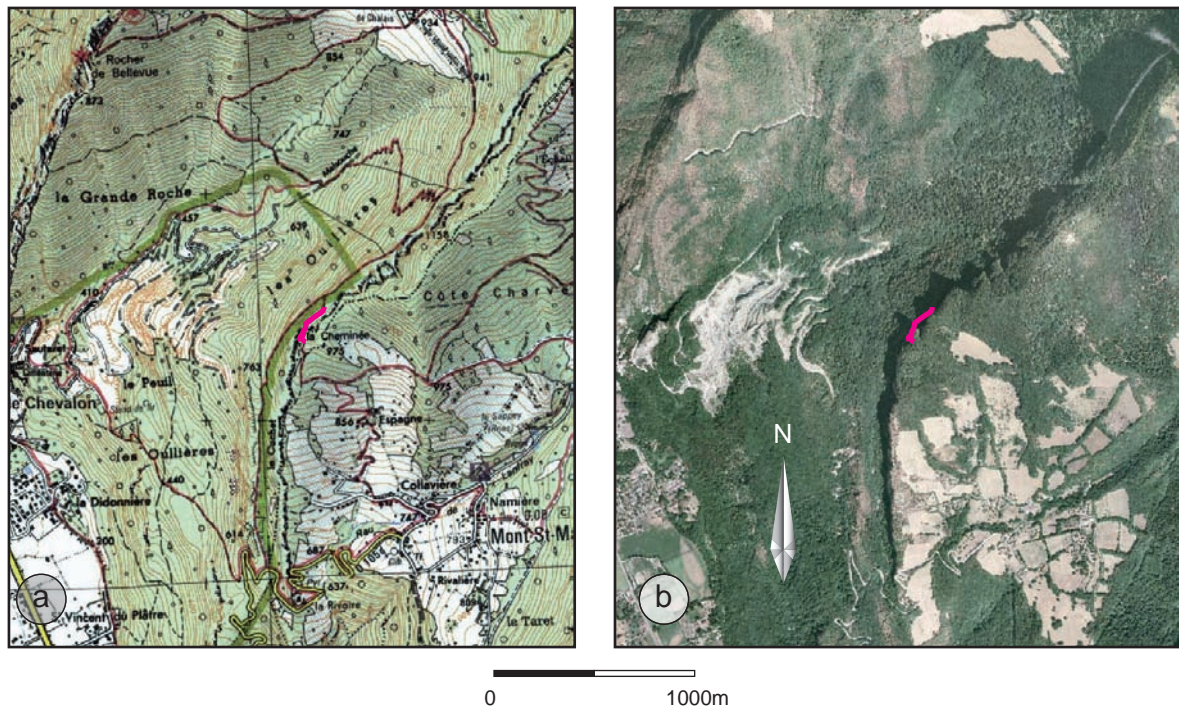


Fig. 3.39 - Location of the Cheminée Saint-Martin section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

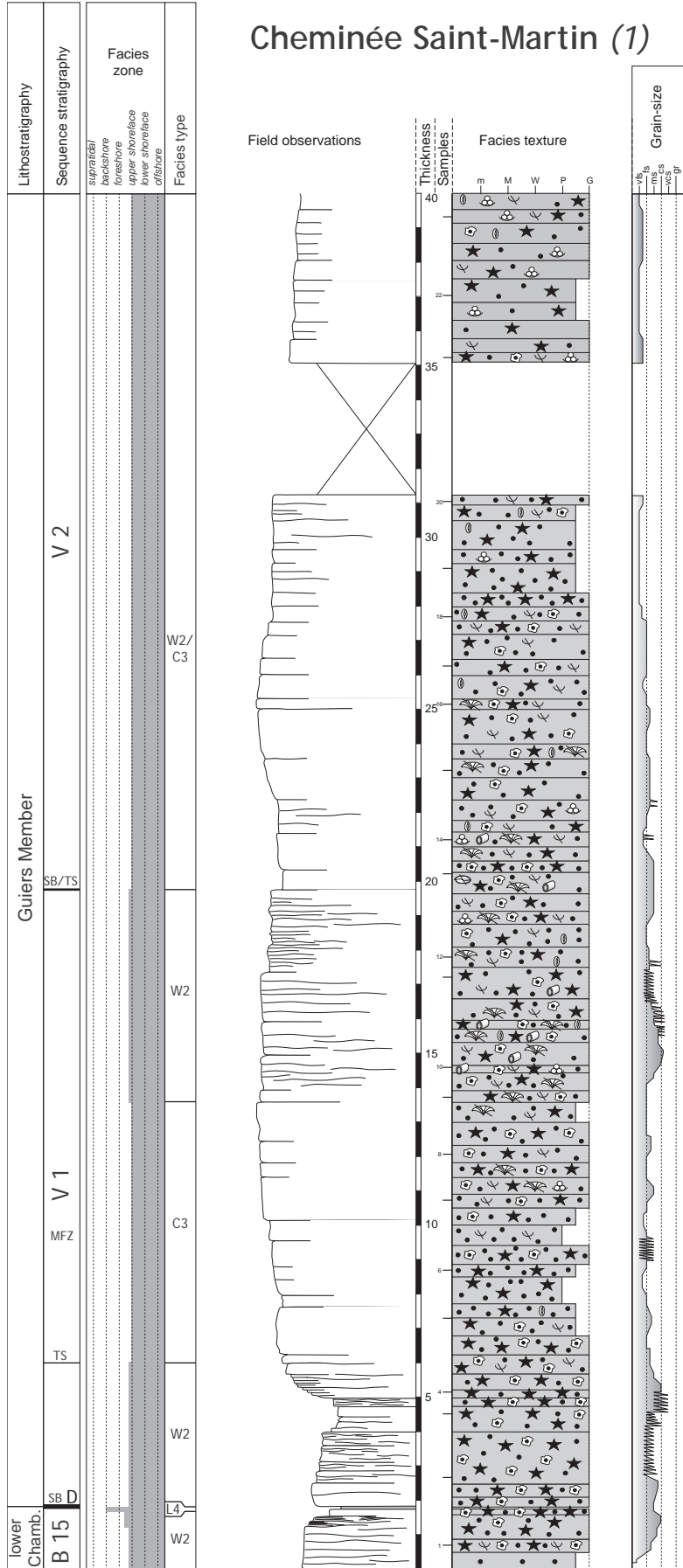


Fig. 3.40 a - Cheminée Saint-Martin section, part 1.

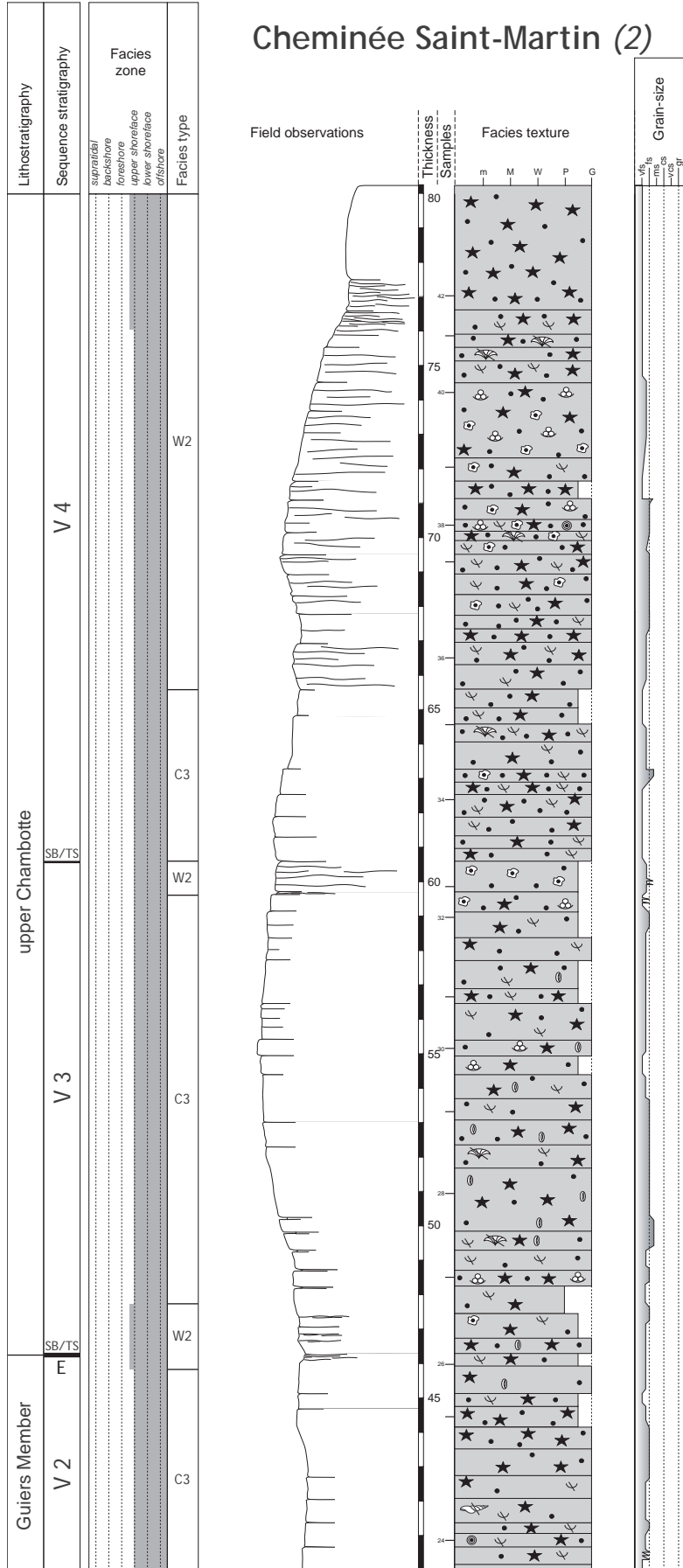


Fig. 3.40 b - Cheminée Saint-Martin section, part 2.

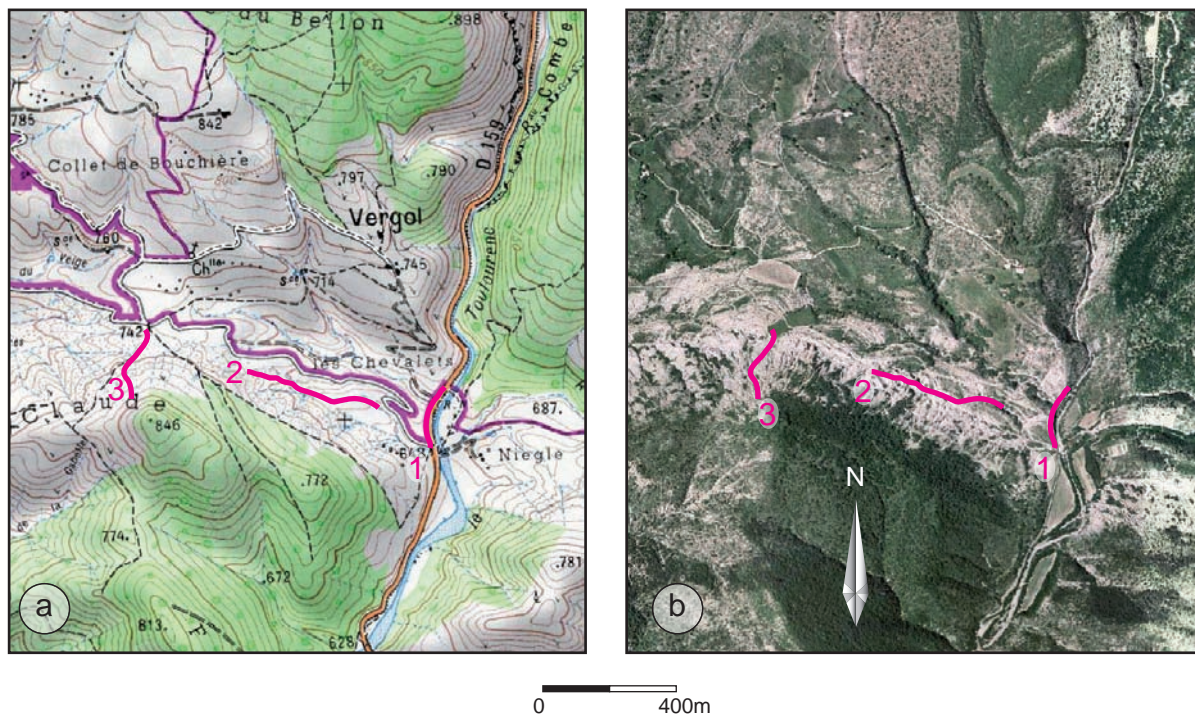


Fig. 3.41 - Location of the Vergol section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

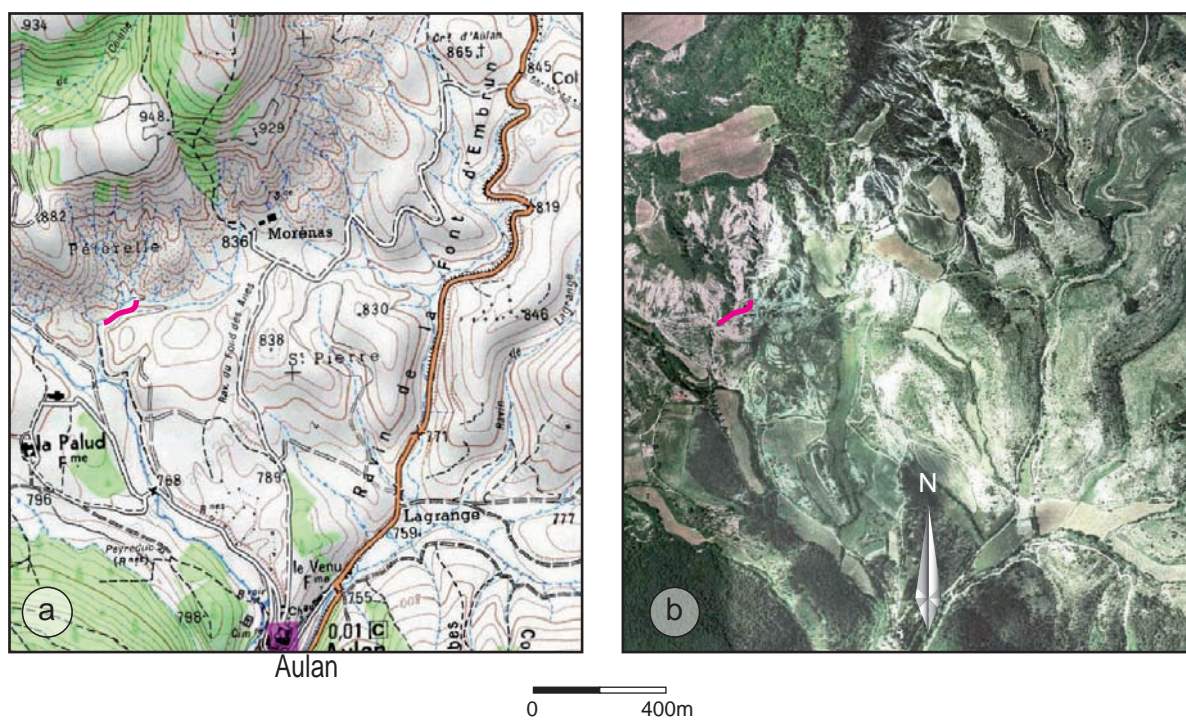


Fig. 3.42 - Location of the Morenas section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

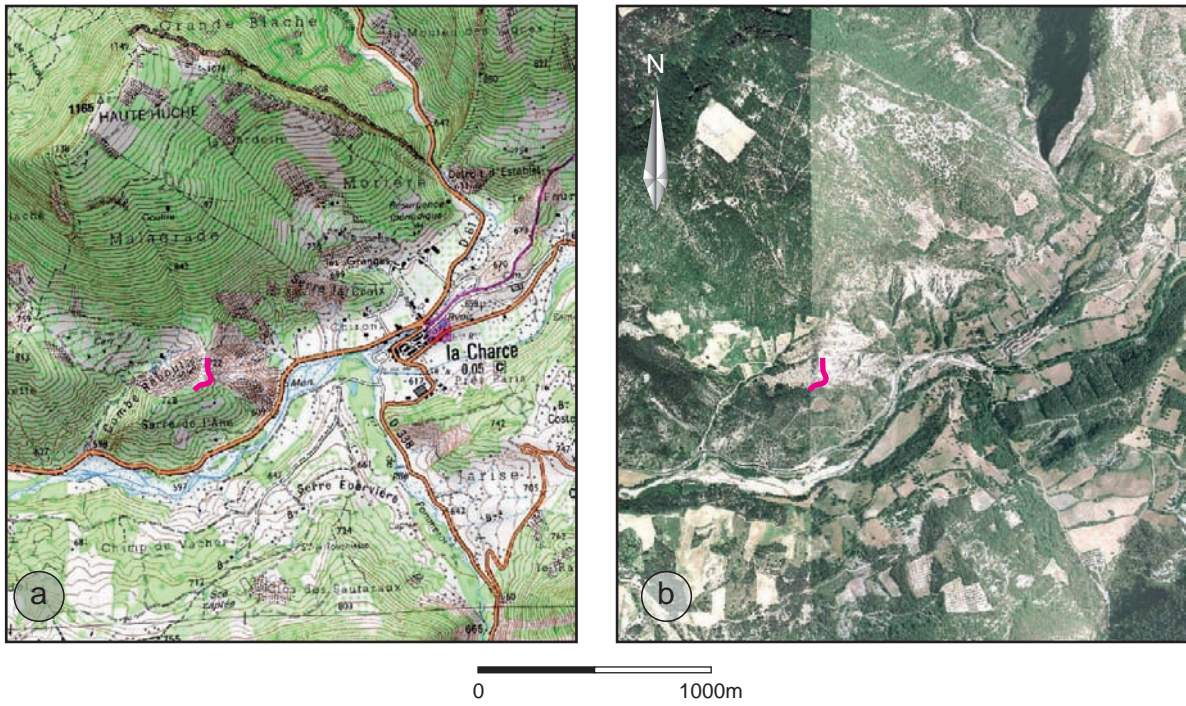


Fig. 3.43 - Location of the La Charge section. Data from www.geoportail.fr (IGN).

Vocontian Basin (synthetic)

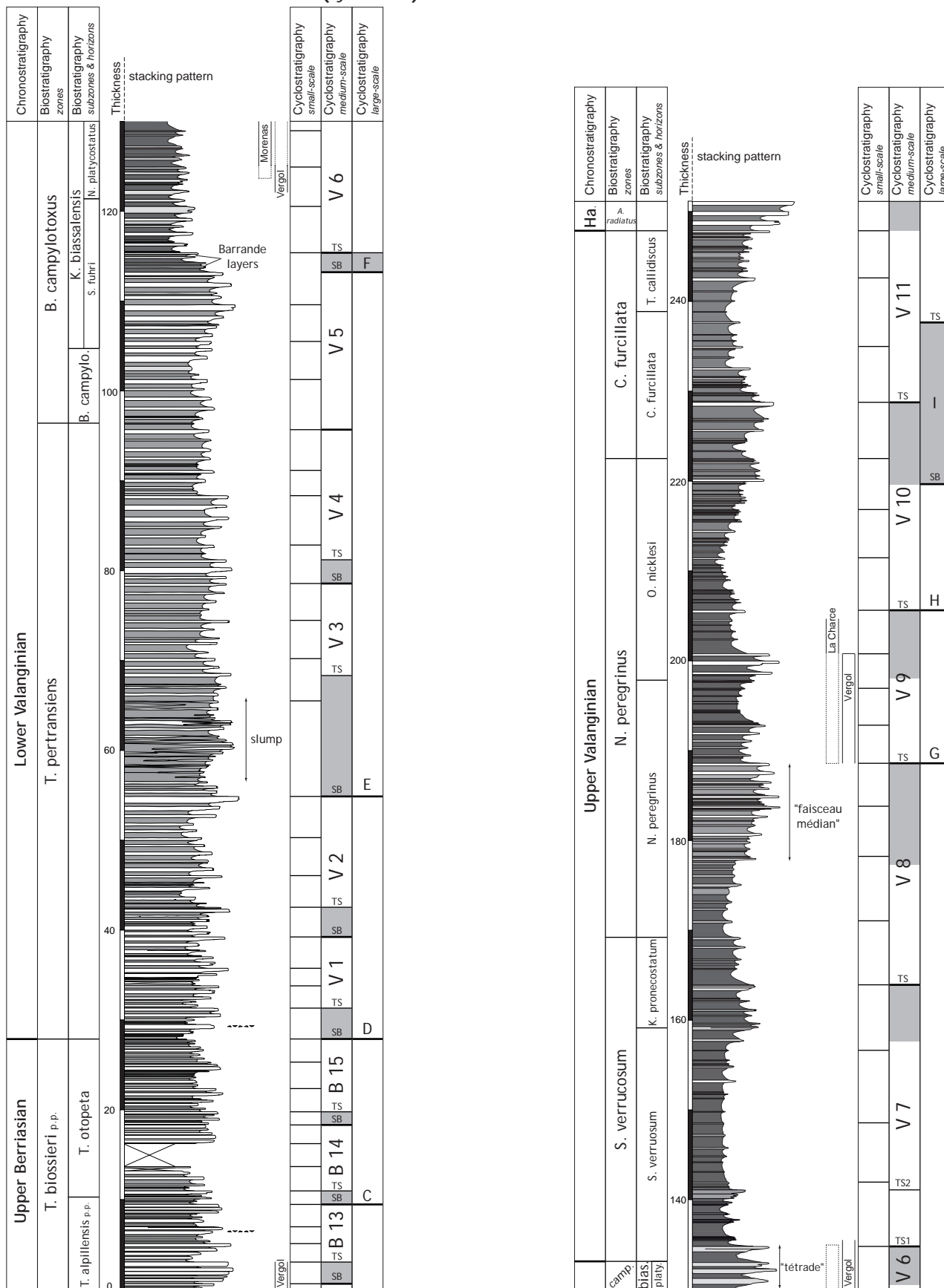


Fig. 3.44 - Vocontian Basin synthetic section.

Vocontian basin (detailed 1)

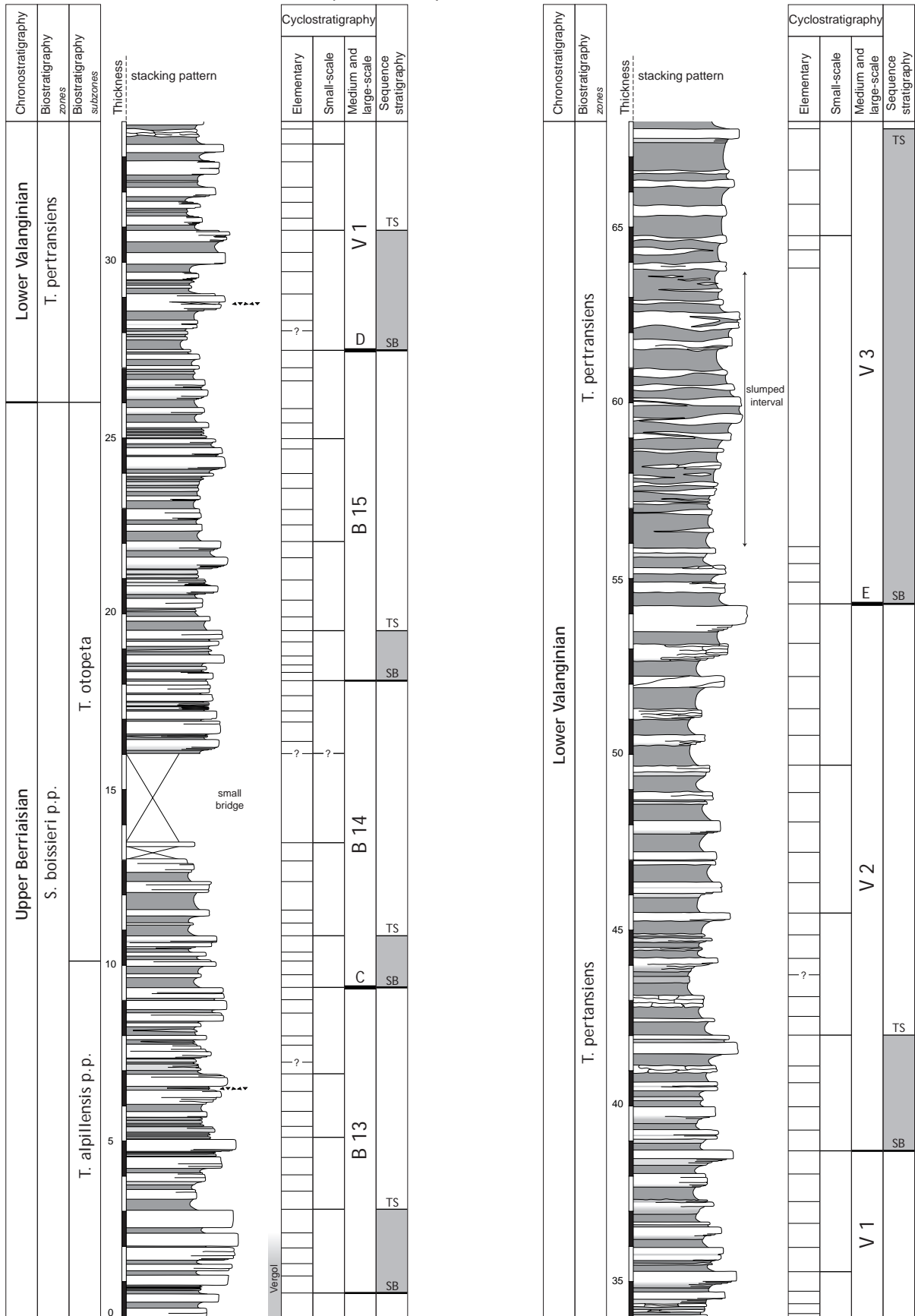


Fig. 3.45 a - Vocontian Basin detailed section, part 1.

Vocontian basin (detailed 2)

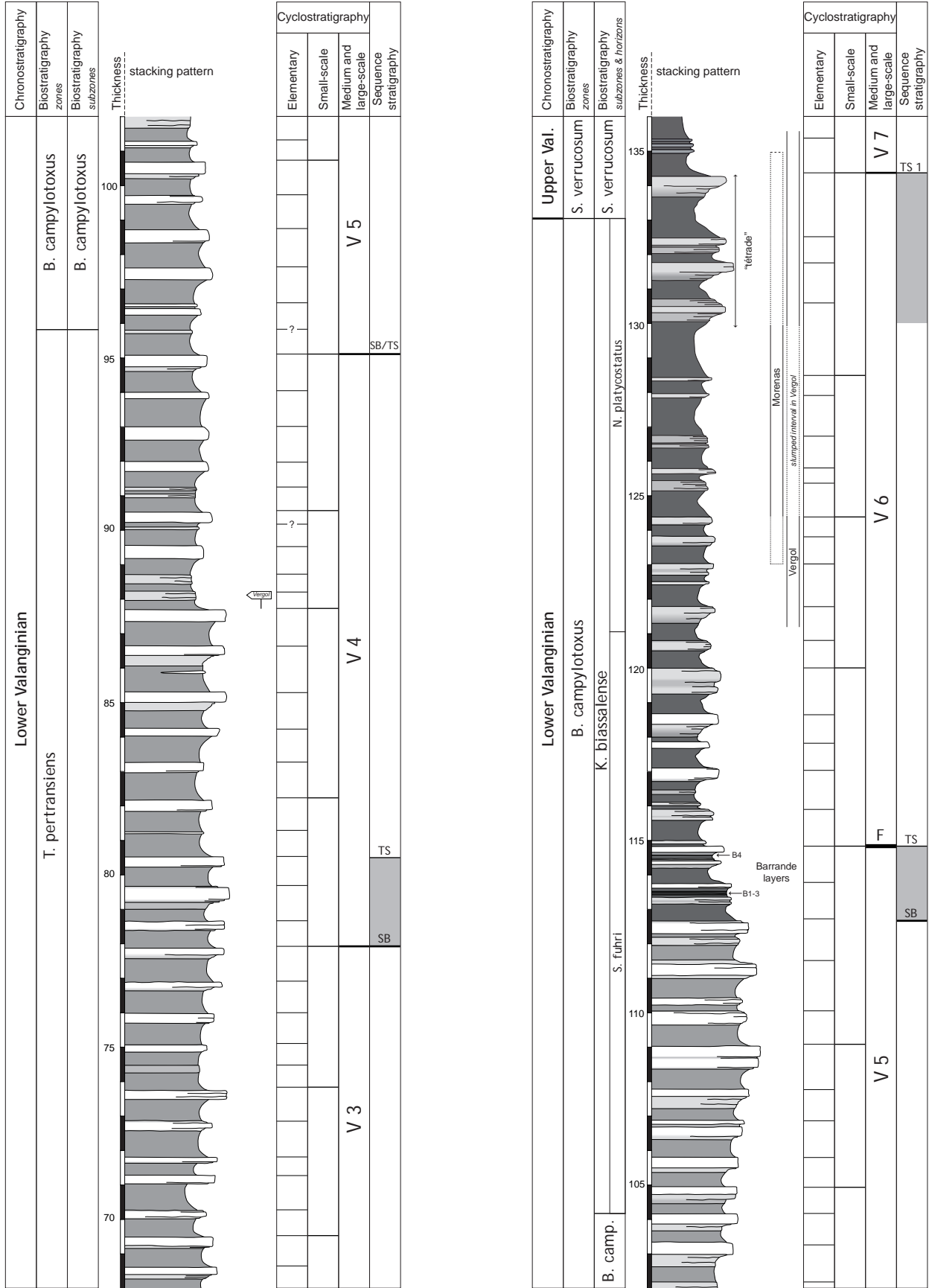


Fig. 3.45 b - Vocontian Basin detailed section, part 2.

Vocontian basin (detailed 3)

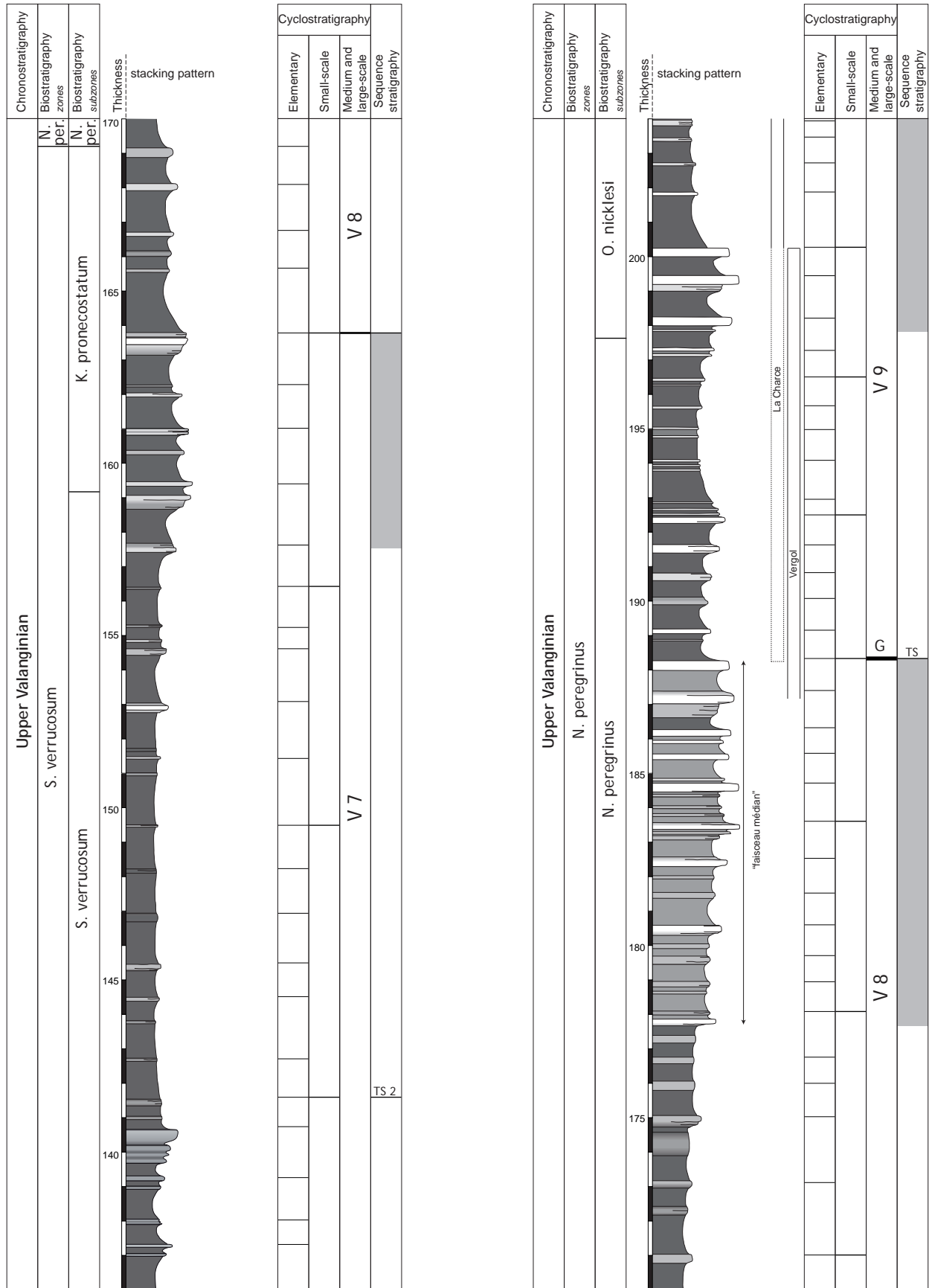
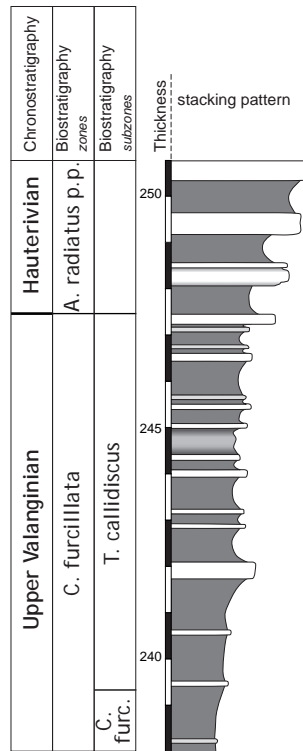
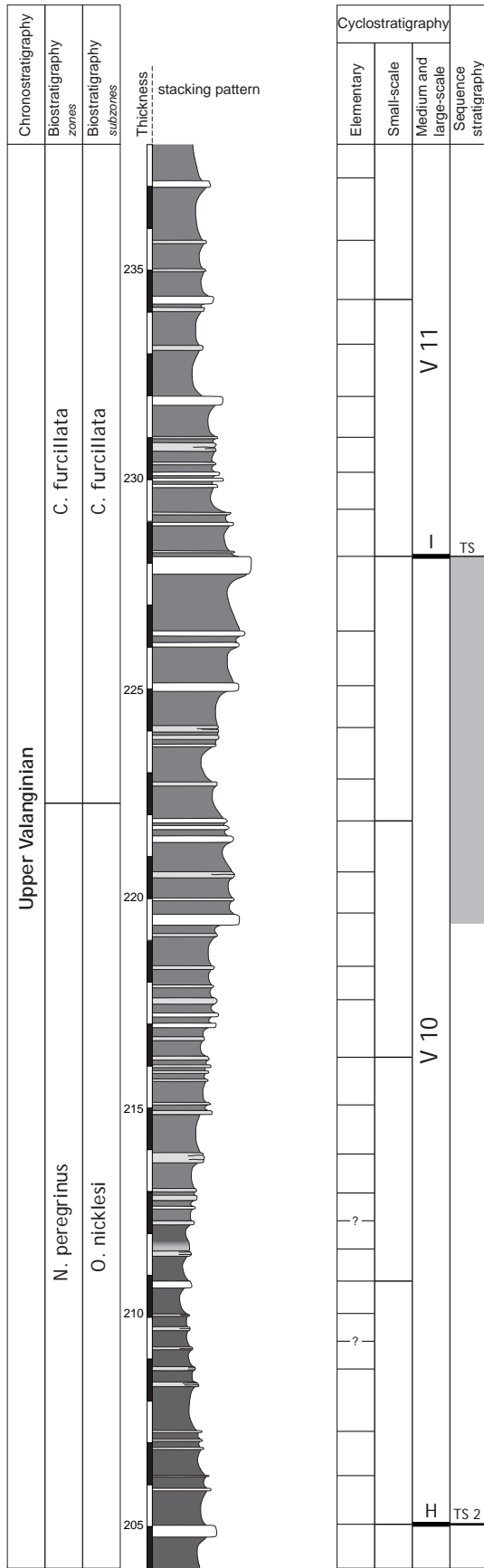


Fig. 3.45 c - Vocontian Basin detailed section, part 3.

Vocontian basin (detailed 4)



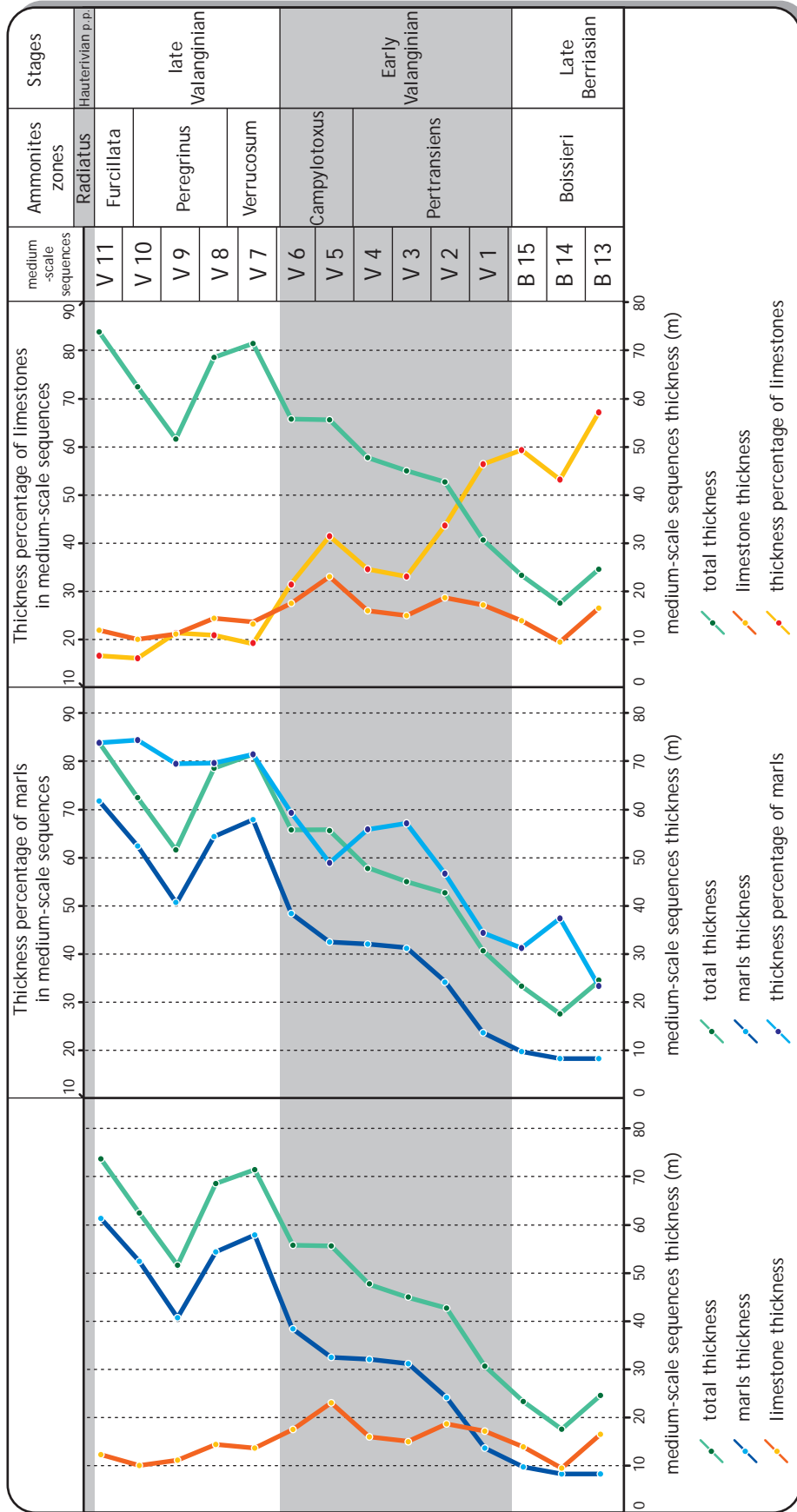


Fig. 3.46 - Thickness evolution of carbonate beds and marly intervals (Vocontian Basin, Late Berriasian - earliest Hauterivian).

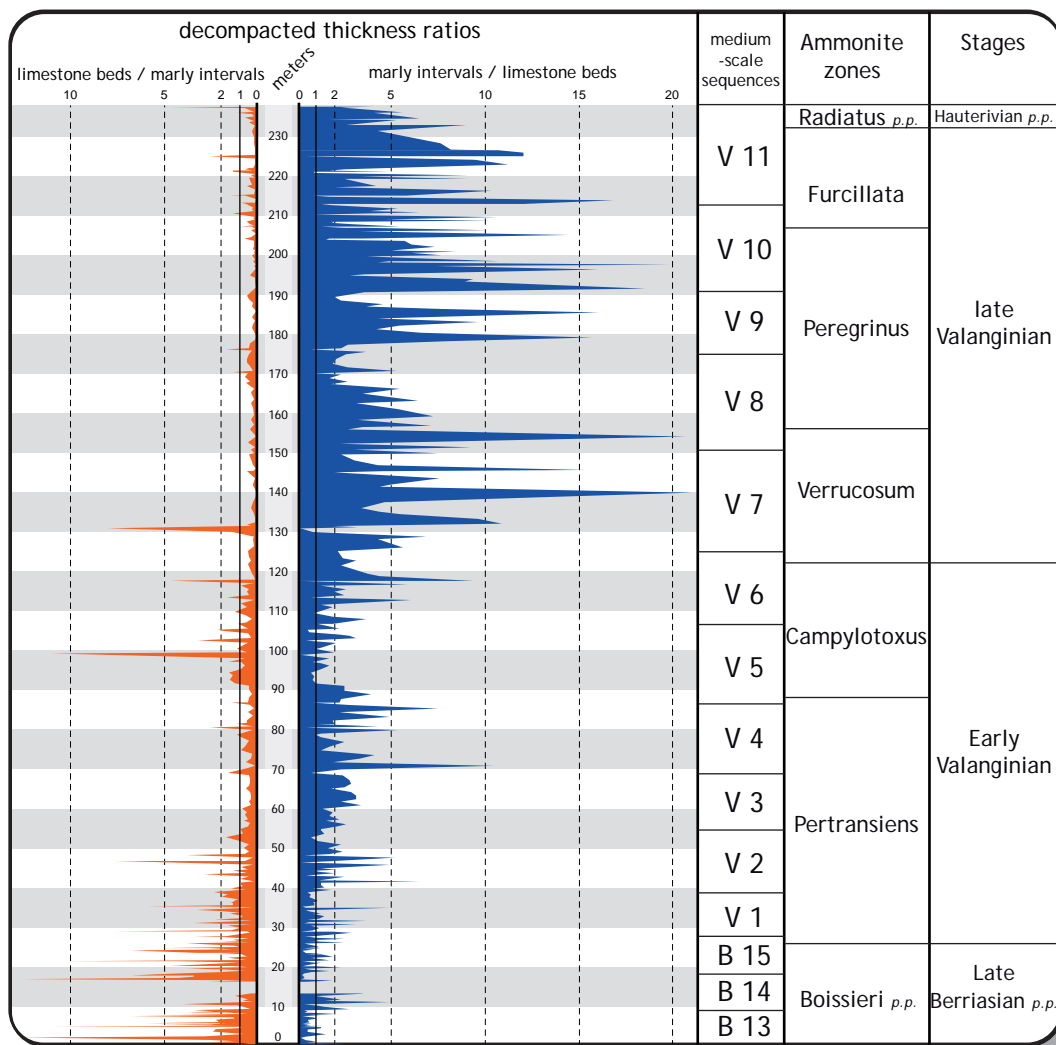


Fig. 3.47 - Evolution of ratio carbonate beds/marly intervals and marly intervals/carbonate beds in each couplet (Vocontian Basin, Late Berriasian - earliest Hauterivian).

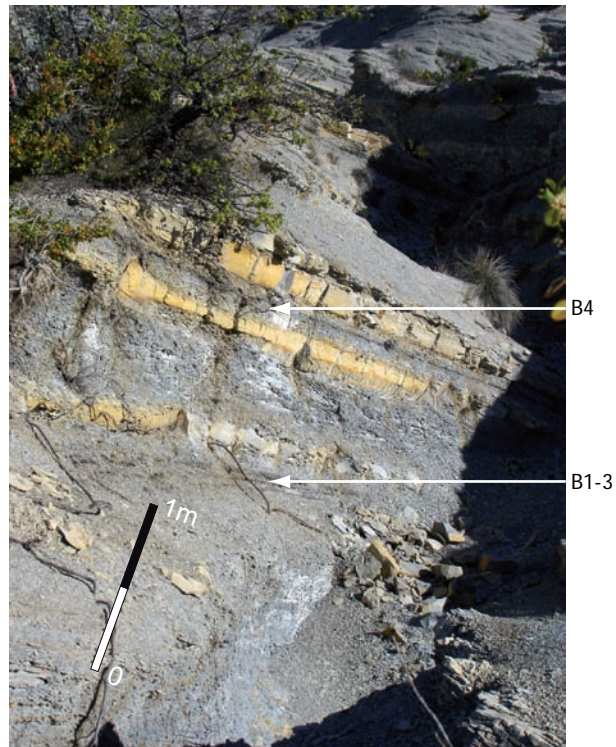


Fig. 3.48 - Barrande layers (B 1-4) in marl-limestone alternations. Those centimeter-thick layers illustrate a change in the lithology towards more argillaceous marls (meters 113 and 114).



Fig. 3.49 - Transition from Lower to Upper Valanginian in the Vocontian Basin (Vergol section). The «tétrade» (white arrow) is the last bundle of carbonate beds before the very argillaceous marls of the Verrucosum zone.

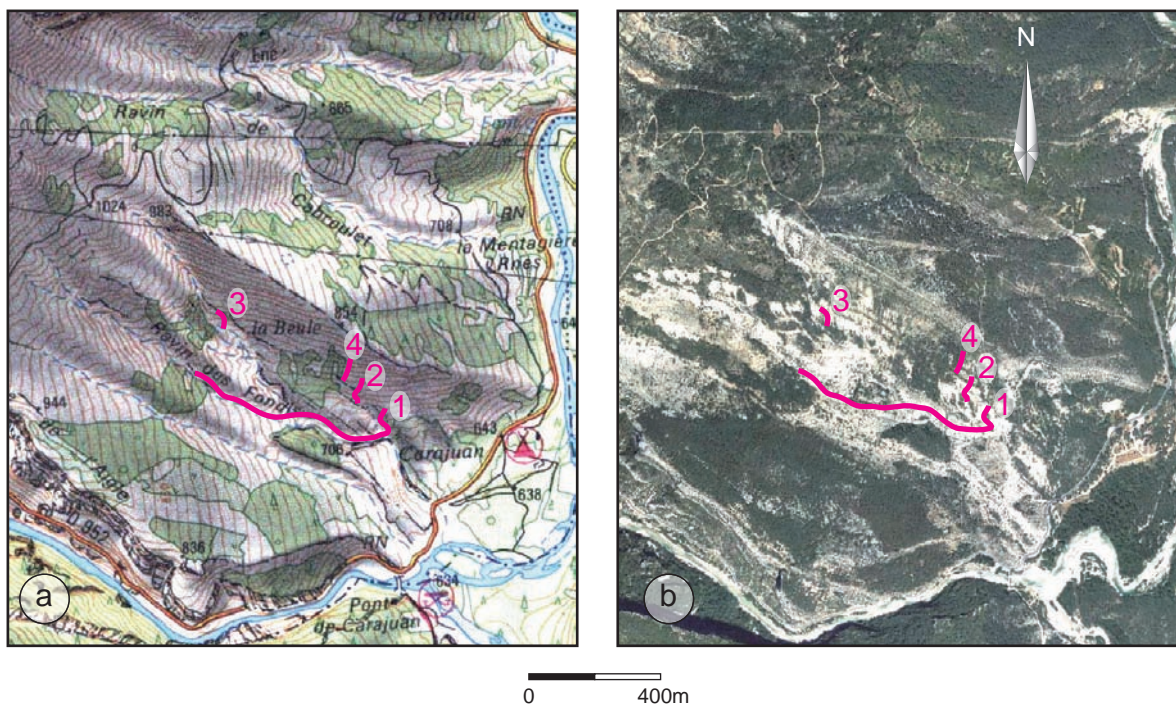


Fig. 3.50 - Location of the Carajuan section. Data from www.geoportail.fr (IGN).



Fig. 3.51 - Facies changes in the Lower Valanginian at Carajuan. A first break is illustrated by the marls at the base of the Karakachiceras beds. The second break is marked by the *Toxaster* marls here covered by the vegetation.

Carajuan (synthetic)

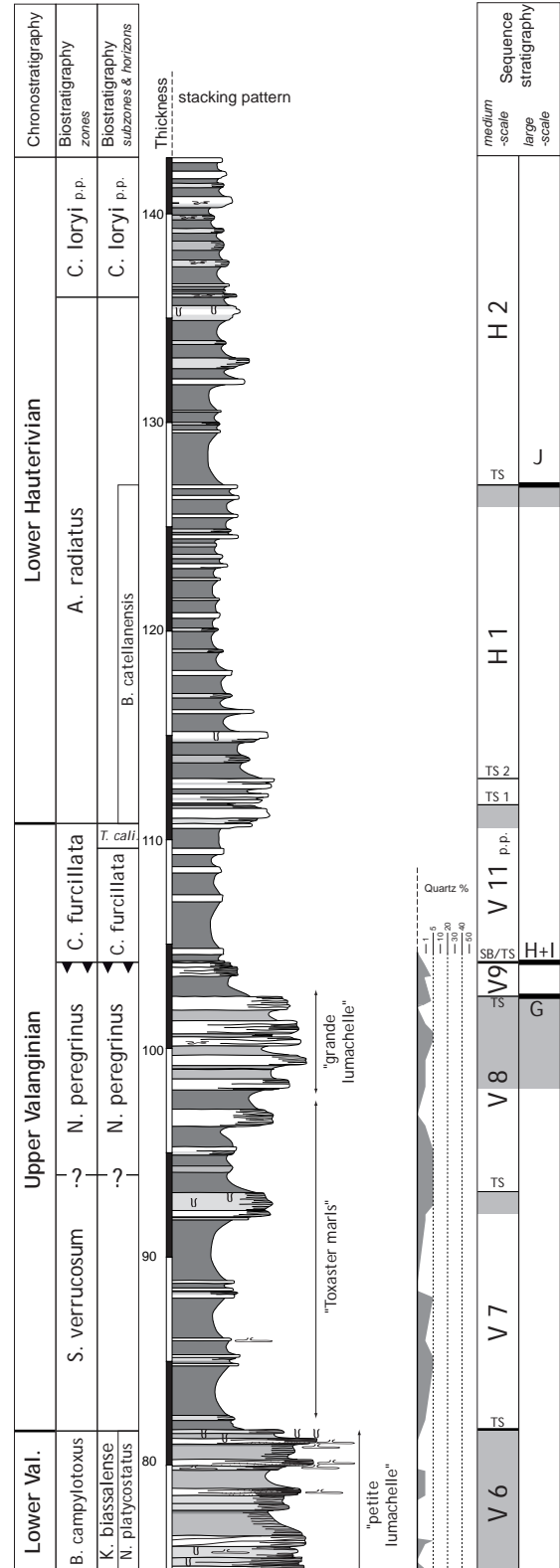
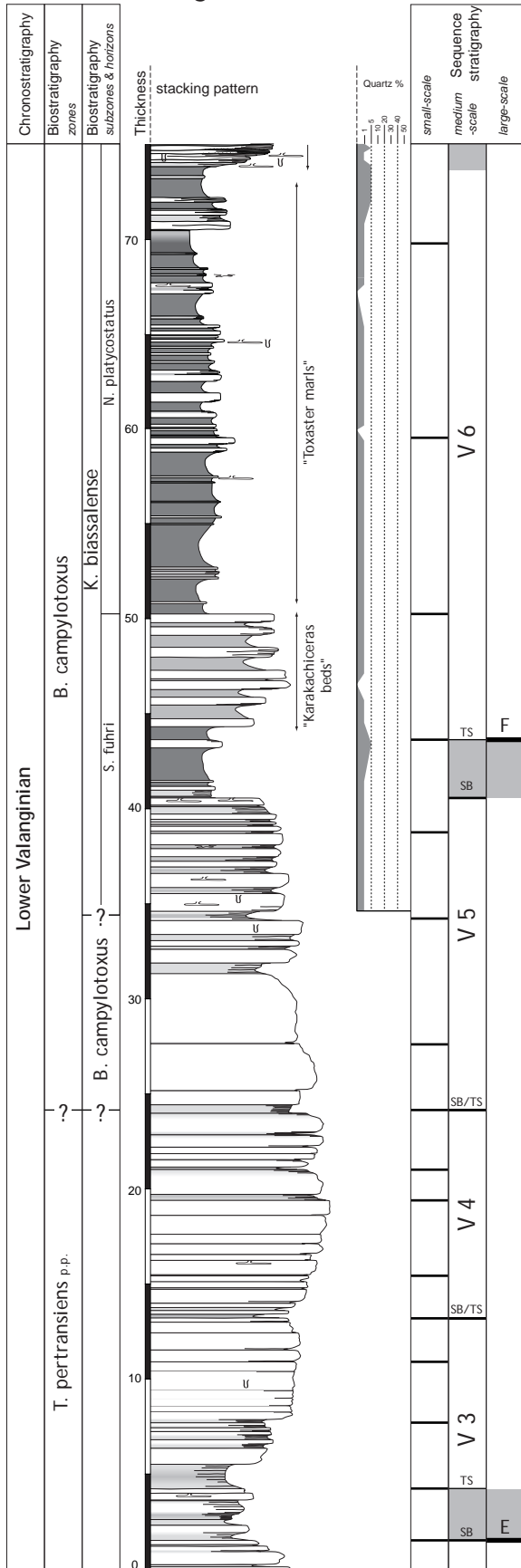


Fig. 3.52 - Carajuan synthetic section.

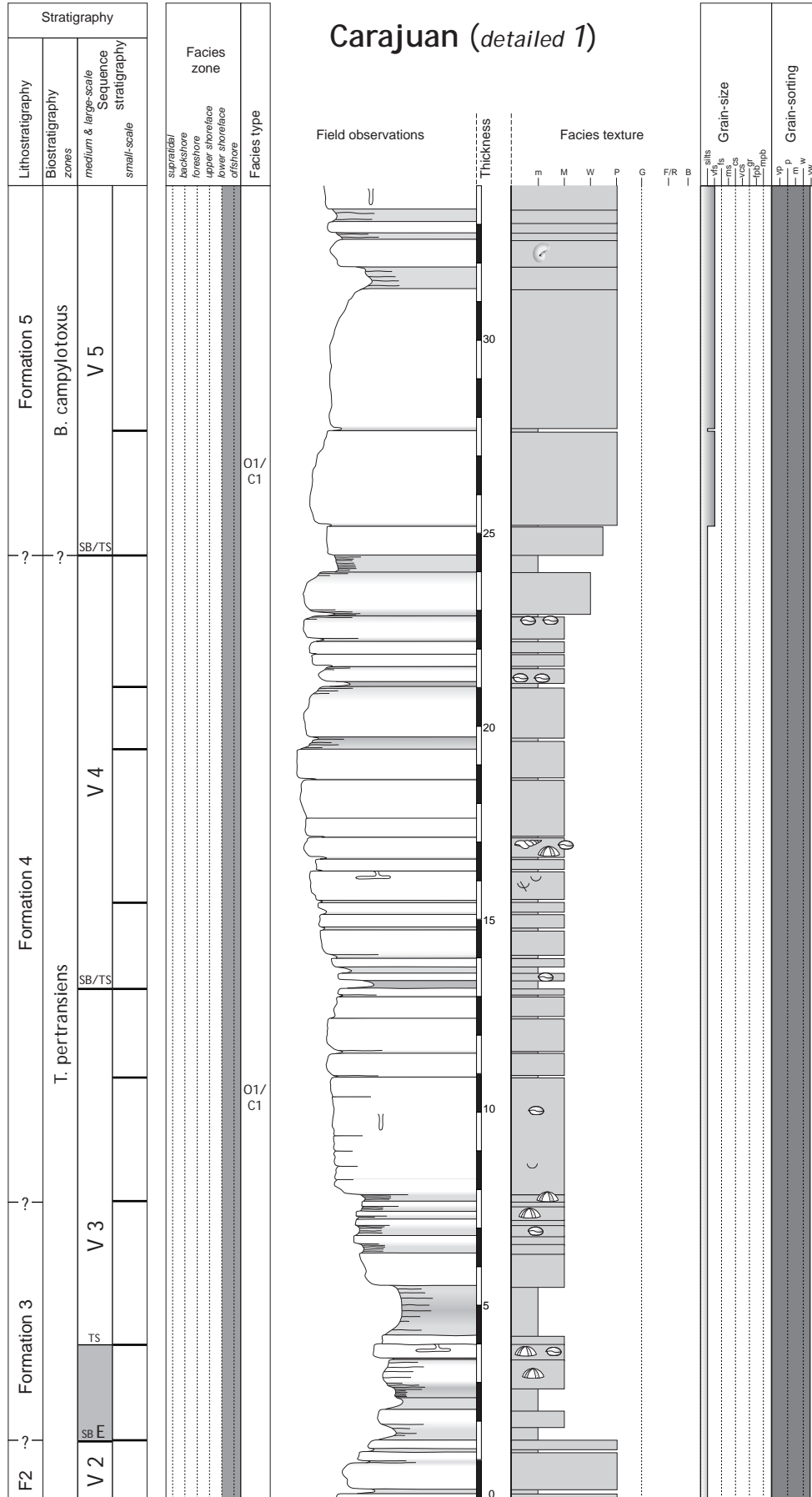


Fig. 3.53 a - Carajuan detailed section, part 1.

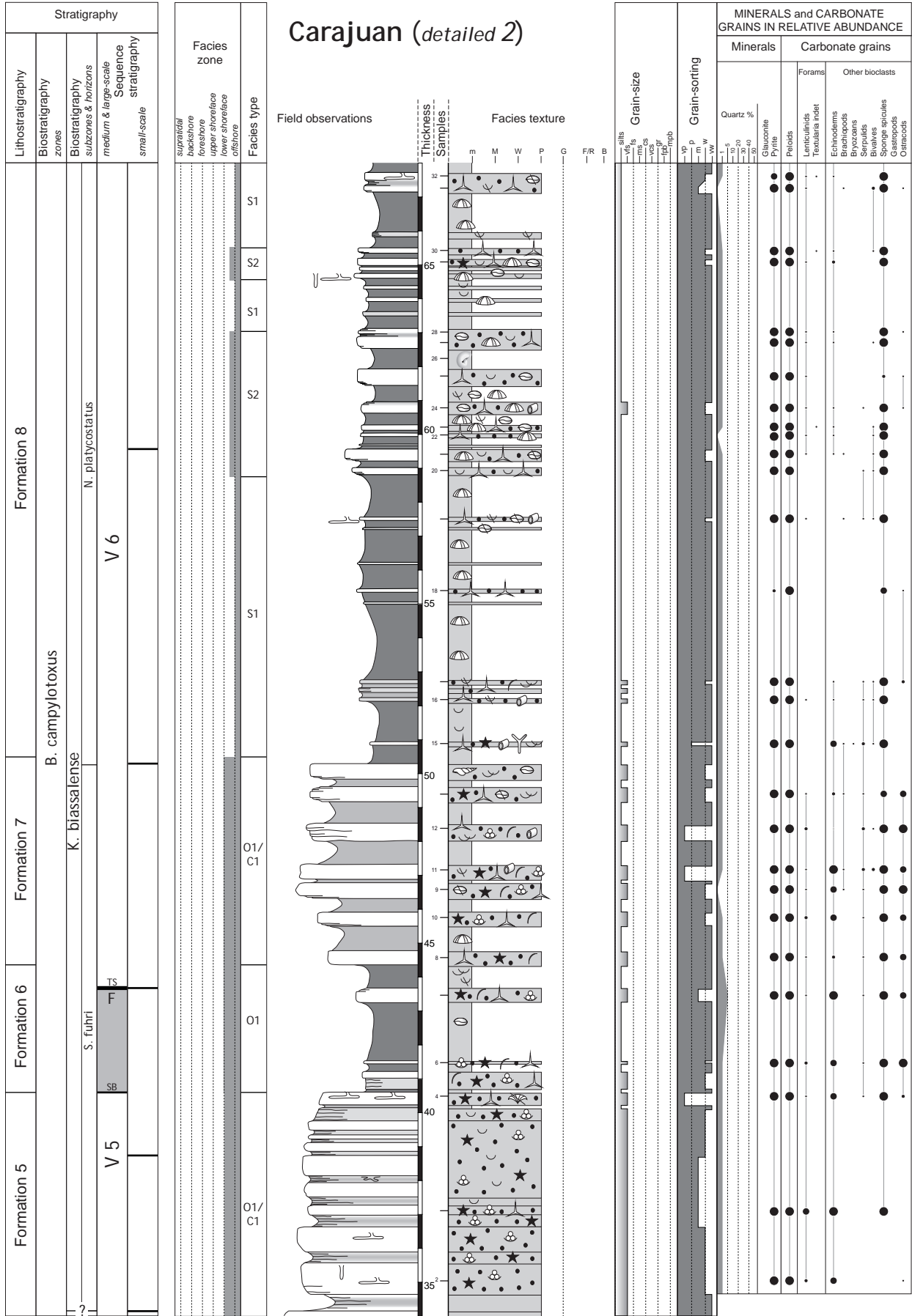


Fig. 3.53 b - Carajuan detailed section, part 2.

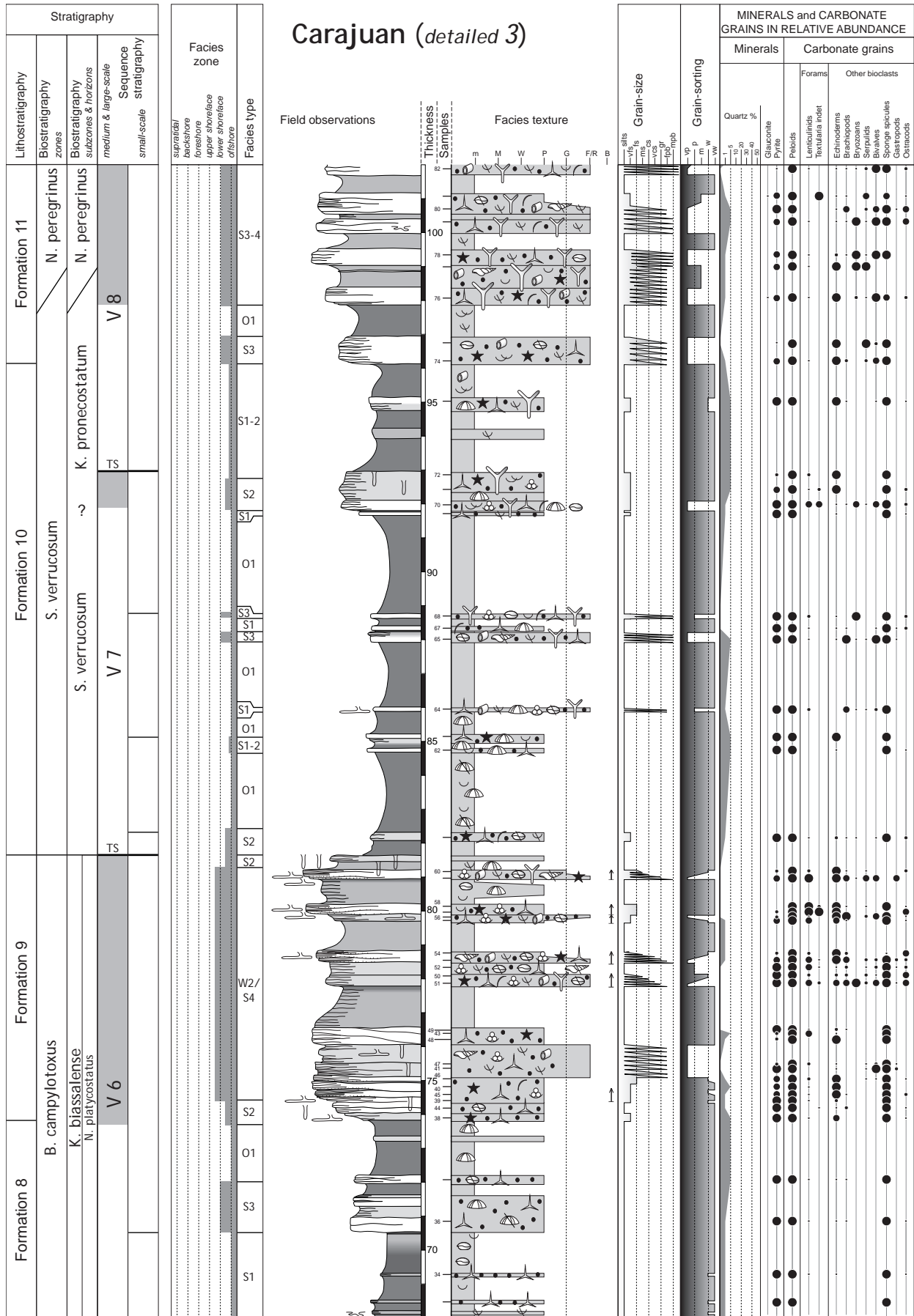


Fig. 3.53 c - Carajuan detailed section, part 3.

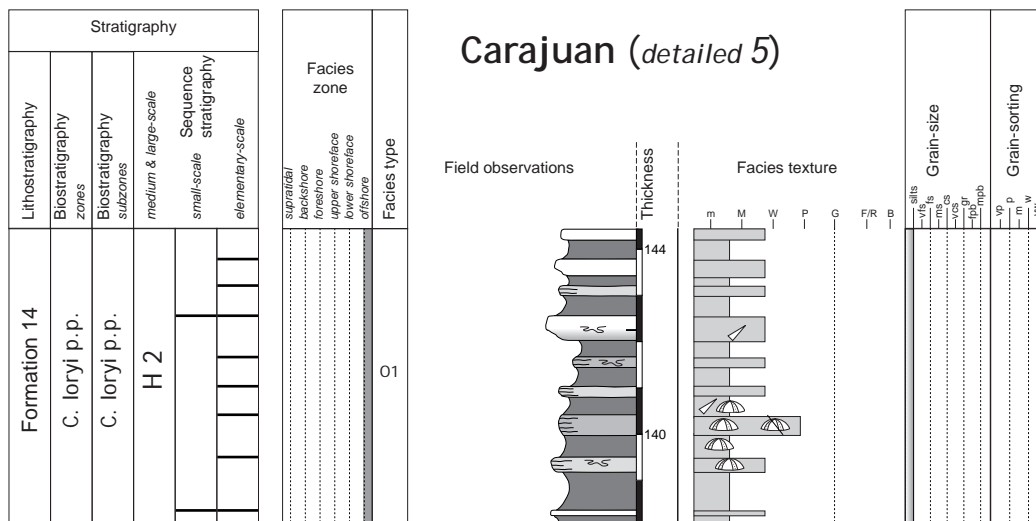


Fig. 3.53 e - Carajuan detailed section, part 5.

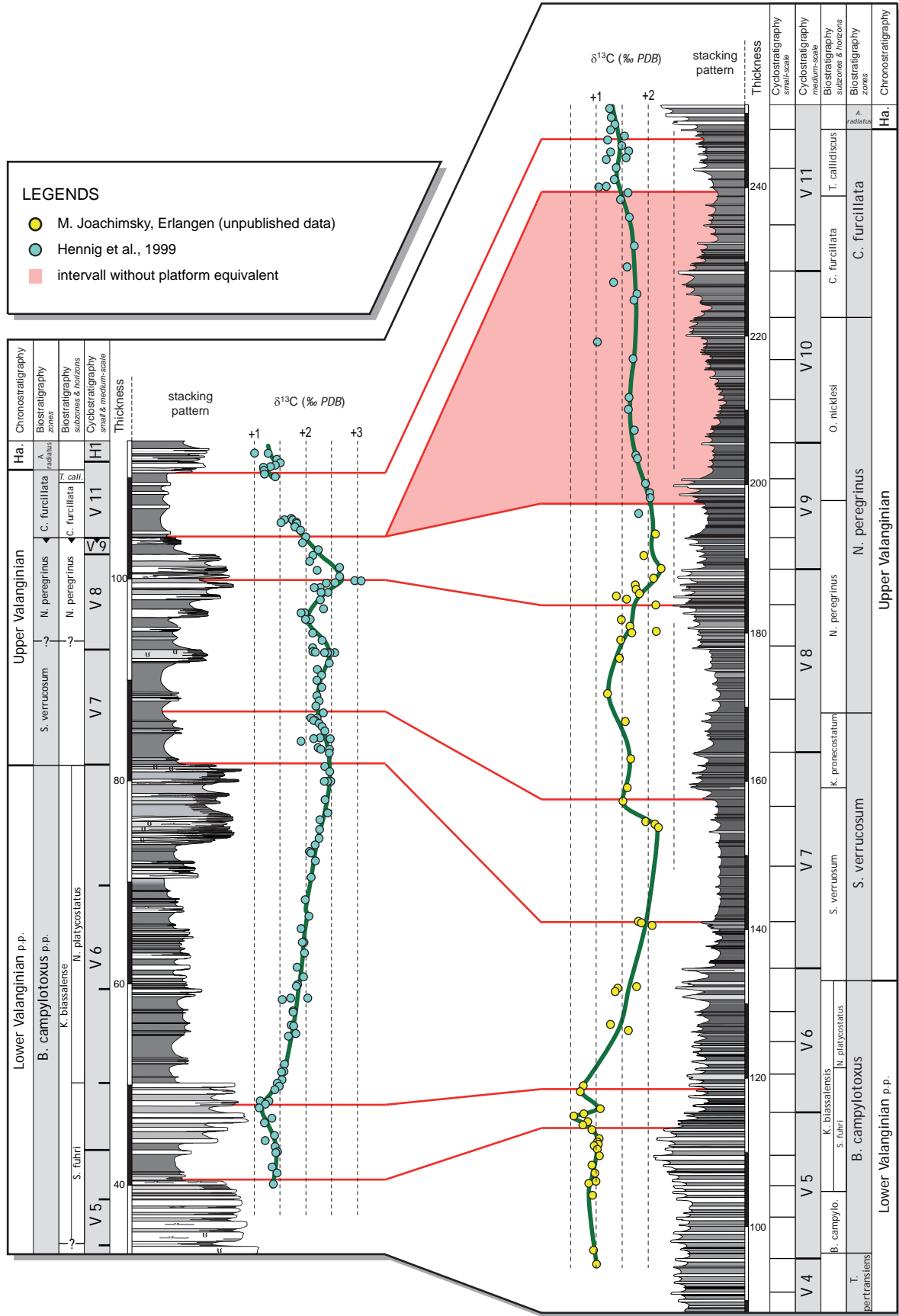


Fig. 4.1 - Chemostratigraphic and lithostratigraphic correlation of the Carajuan and the Vocontian Basin sections.

Sure Nord (*Bourget Formation*)

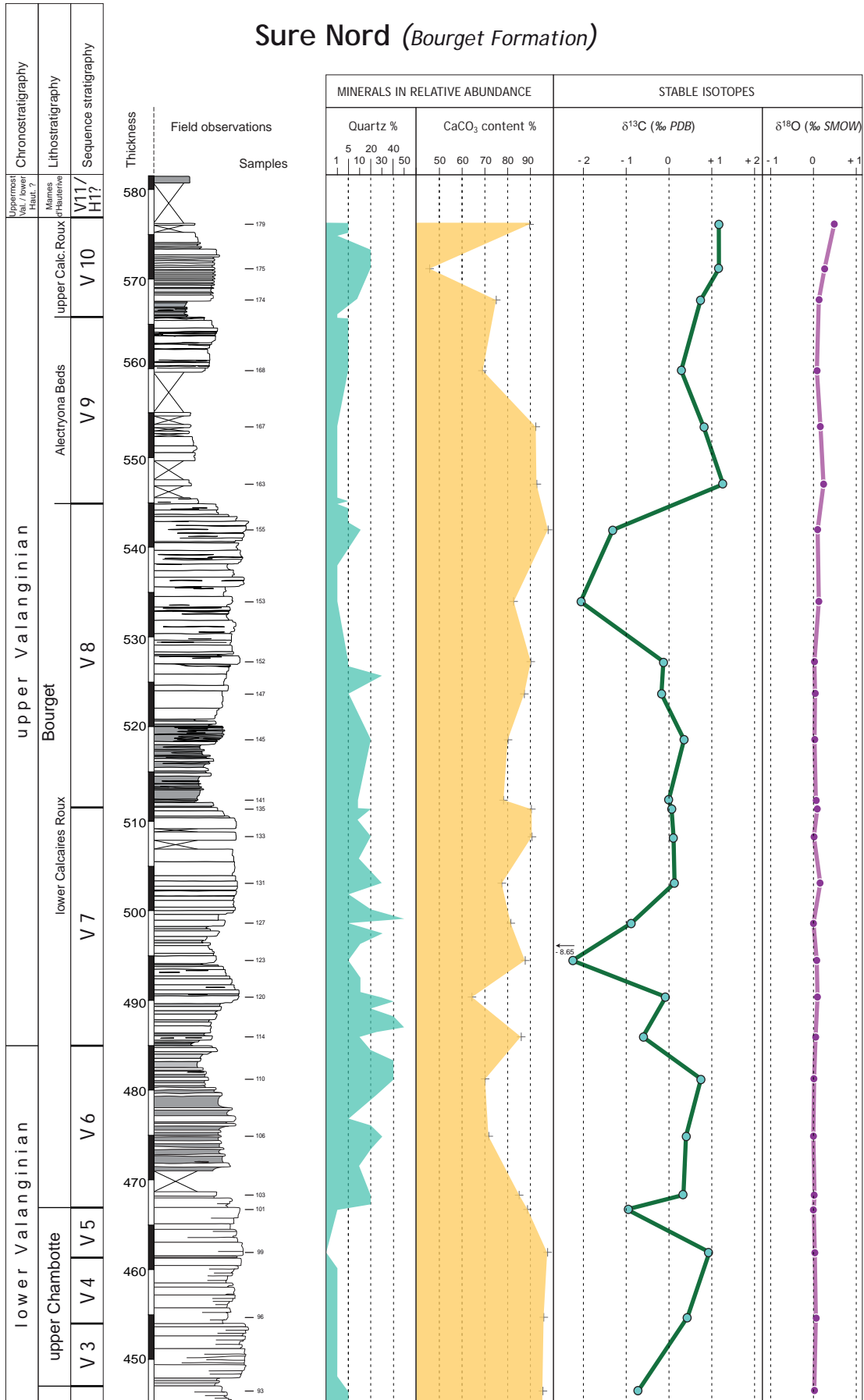


Fig. 4.2 - Minerals relative abundance and stable isotope values of the Valanginian of the Sure Nord section.

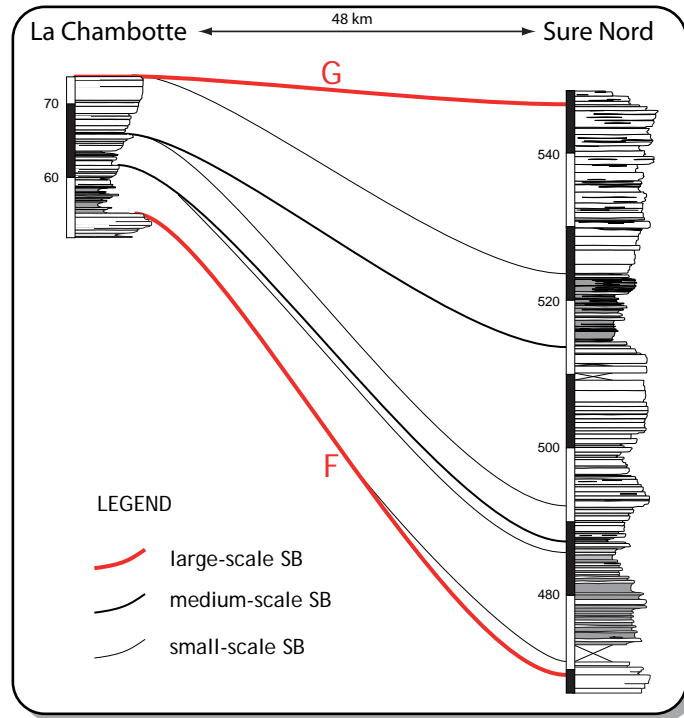


Fig. 4.3 - Exemple of correlation between the Jura-Dauphiné Platform and the Dauphinois Margin (Bourget Formation) using sequence stratigraphy. Refer to text for explanations.

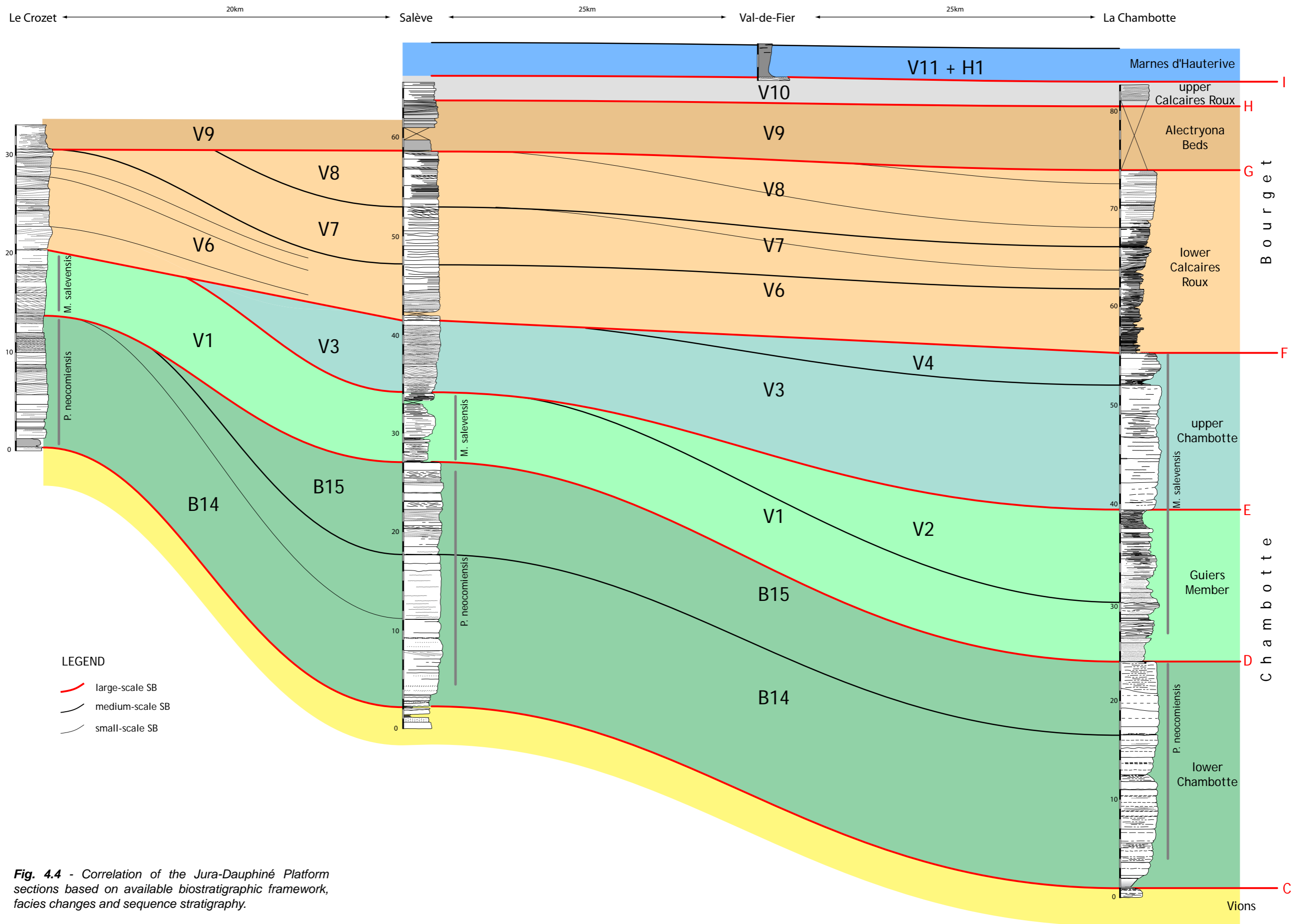


Fig. 4.4 - Correlation of the Jura-Dauphiné Platform sections based on available biostratigraphic framework, facies changes and sequence stratigraphy.

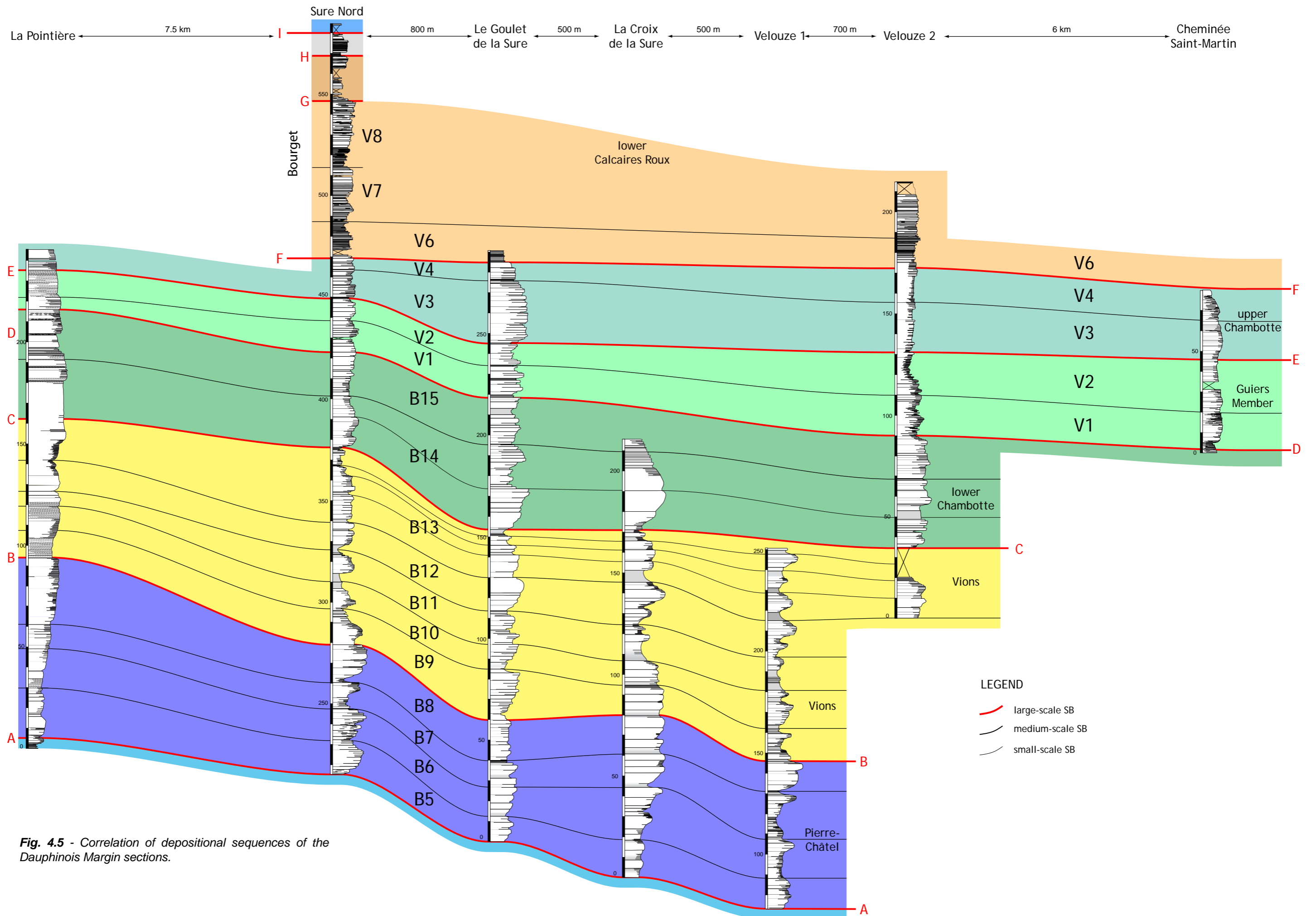


Fig. 4.5 - Correlation of depositional sequences of the Dauphinois Margin sections.

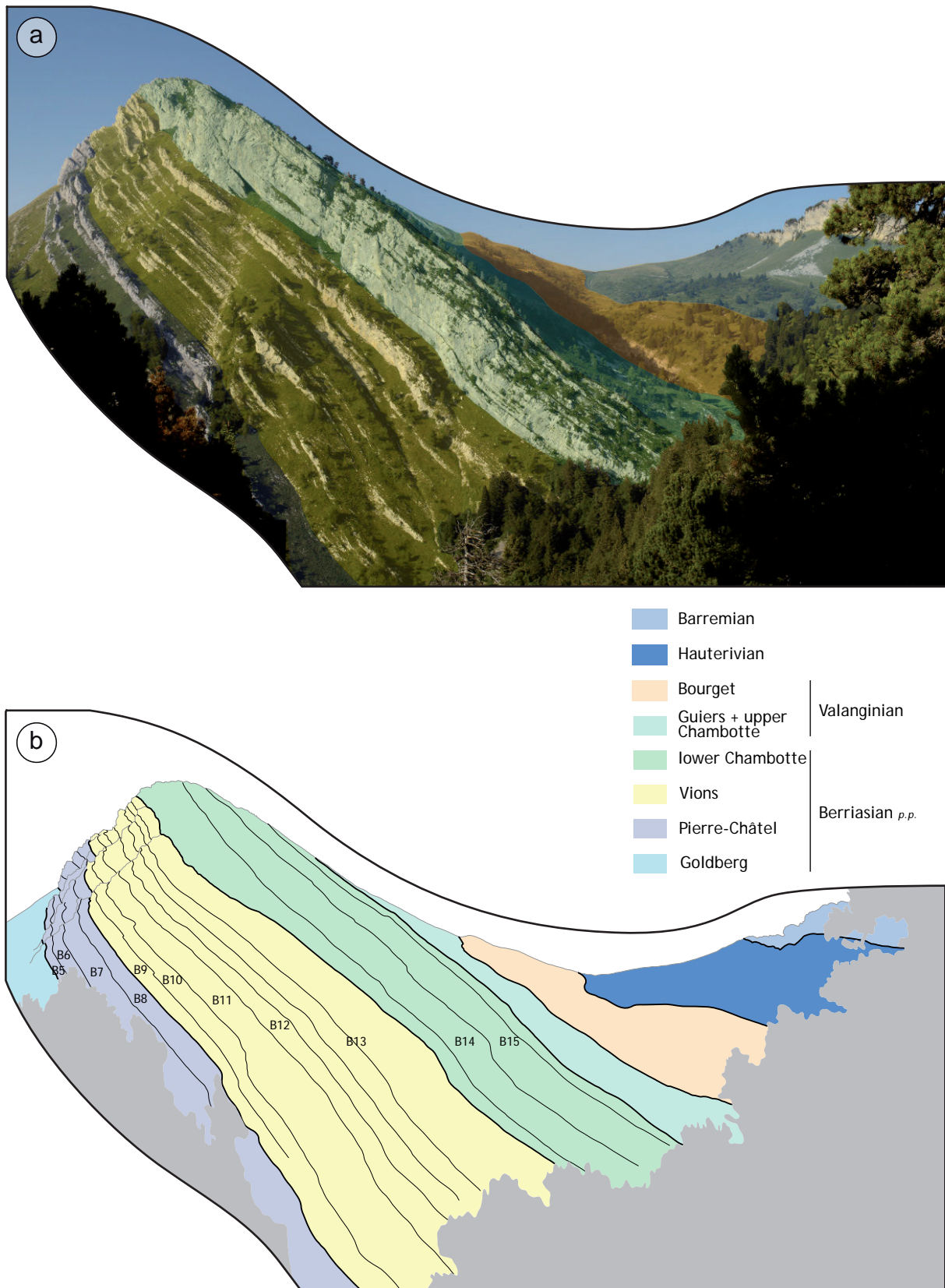


Fig. 4.6 - Photomosaic of the Middle Berriasian to Lower Barremian of the Grande Sure massif and interpretation in terms of geometrical units (formations and members) and sub-units (medium-scale sequences). Raw photography in front cover of the volume.

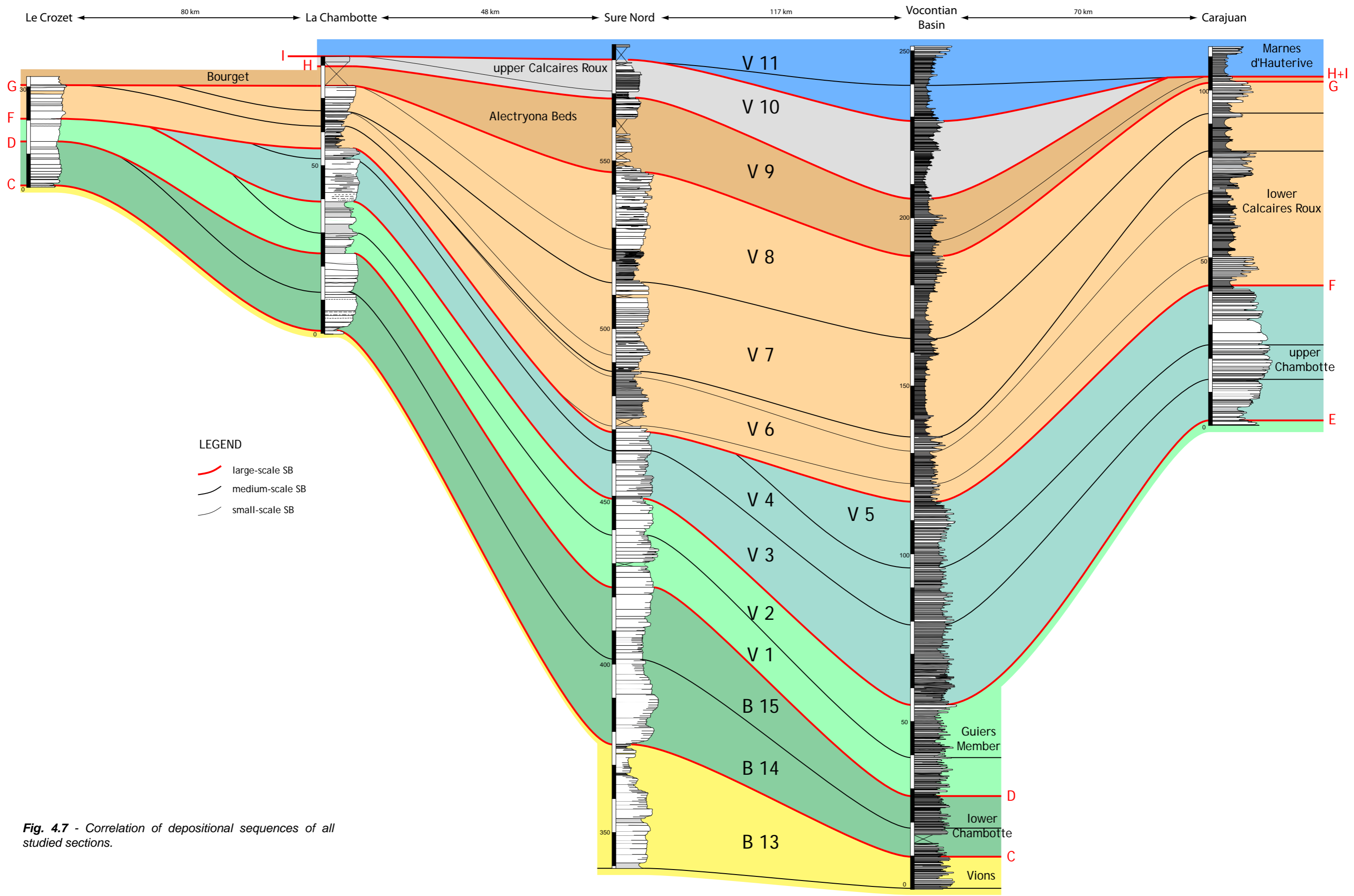


Fig. 4.7 - Correlation of depositional sequences of all studied sections.

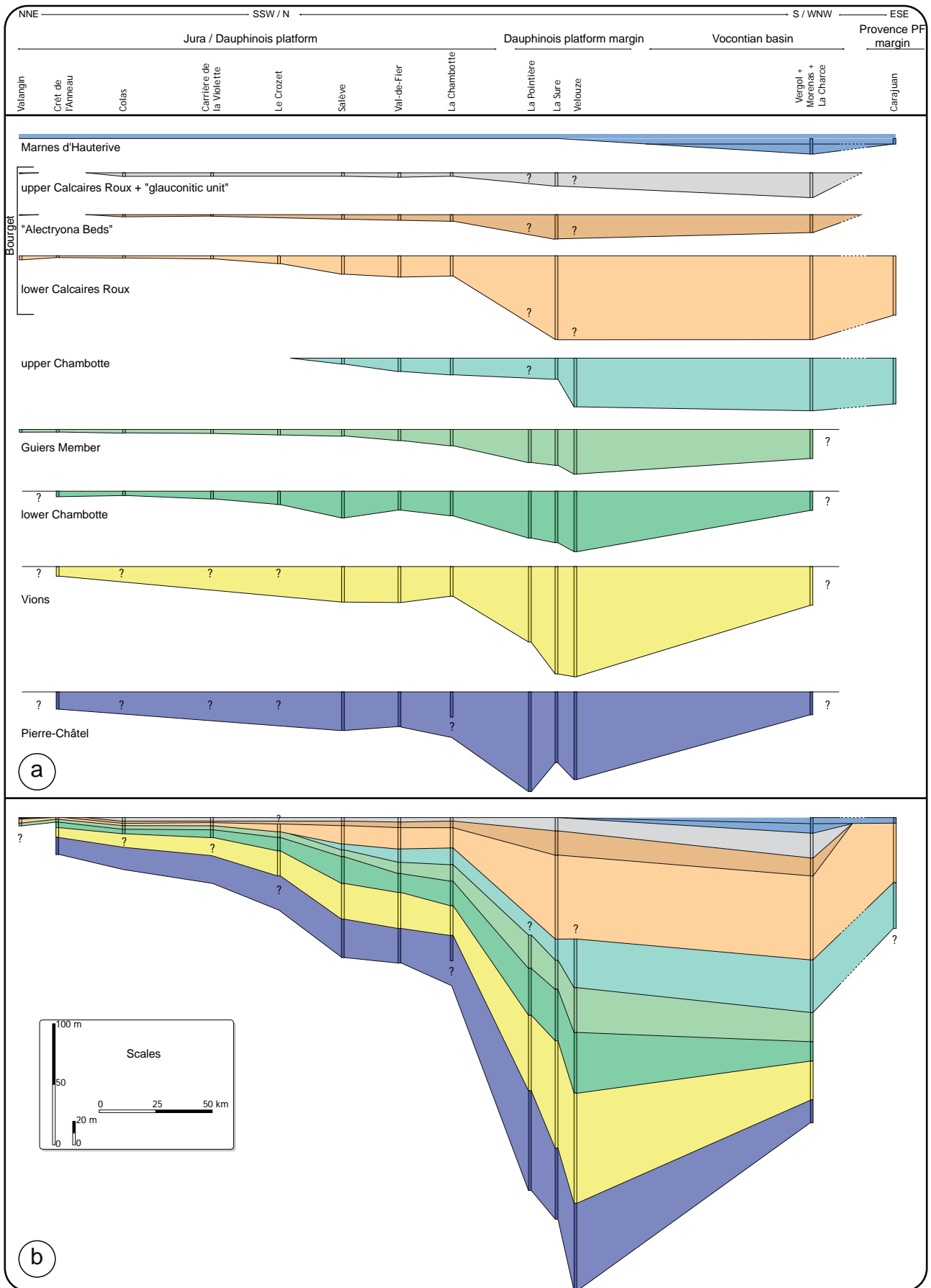


Fig. 4.8 - Schematic correlation of large-scale units represented by their thickness. Data of Valengin section from Steinhauser & Charollais (1971) and Blanc (1996). Data of Colas section from Hennig (2003). Data of Carrière de la Violette section from (Mojon, 2005). Other data from Hillgärtner (1999).

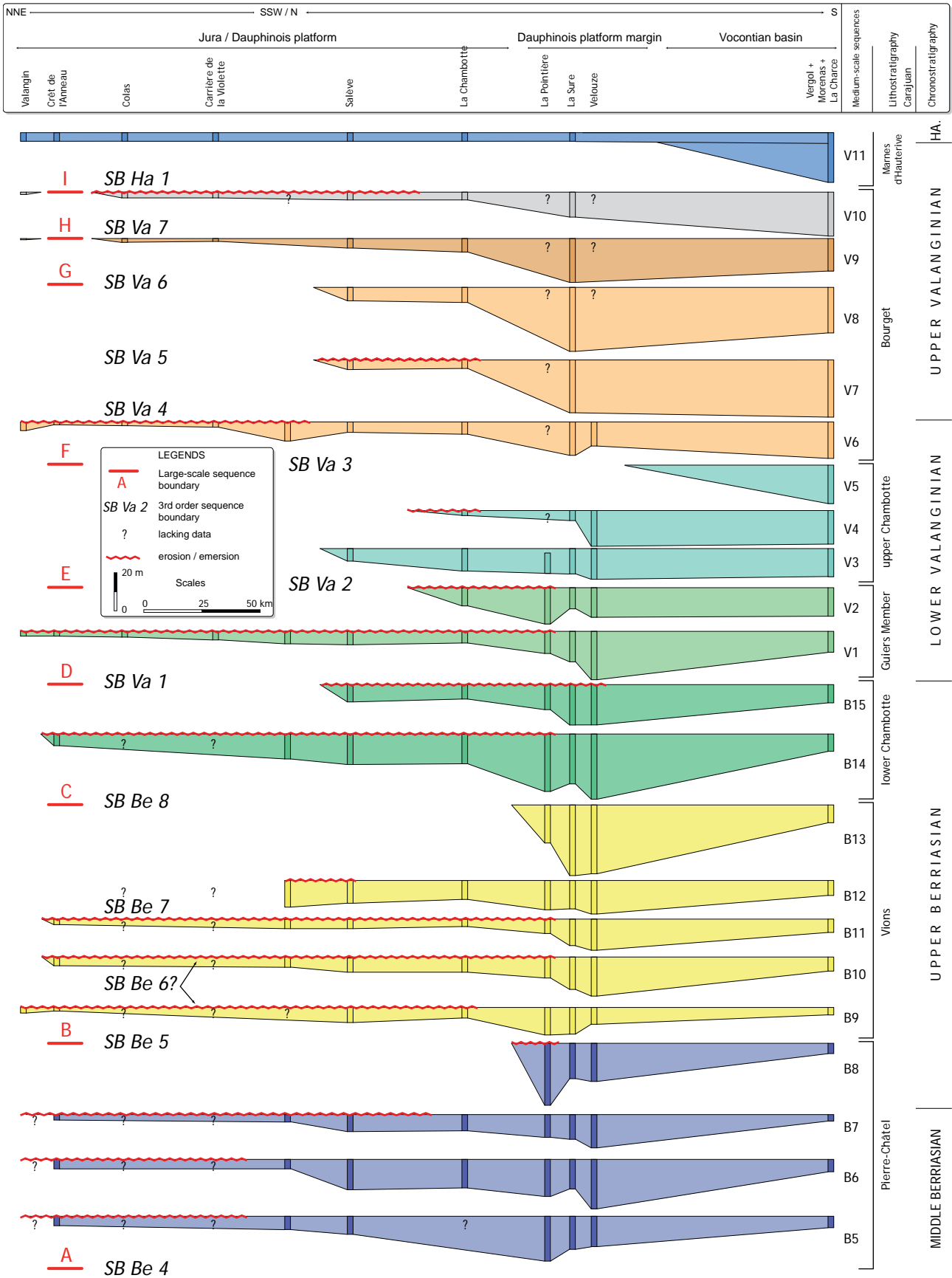


Fig. 4.9 - Evolution of medium-scale unit thickness from the Swiss Jura Platform to the Provence Platform margin. See Fig. 4.8 for references used to other data used in this work.

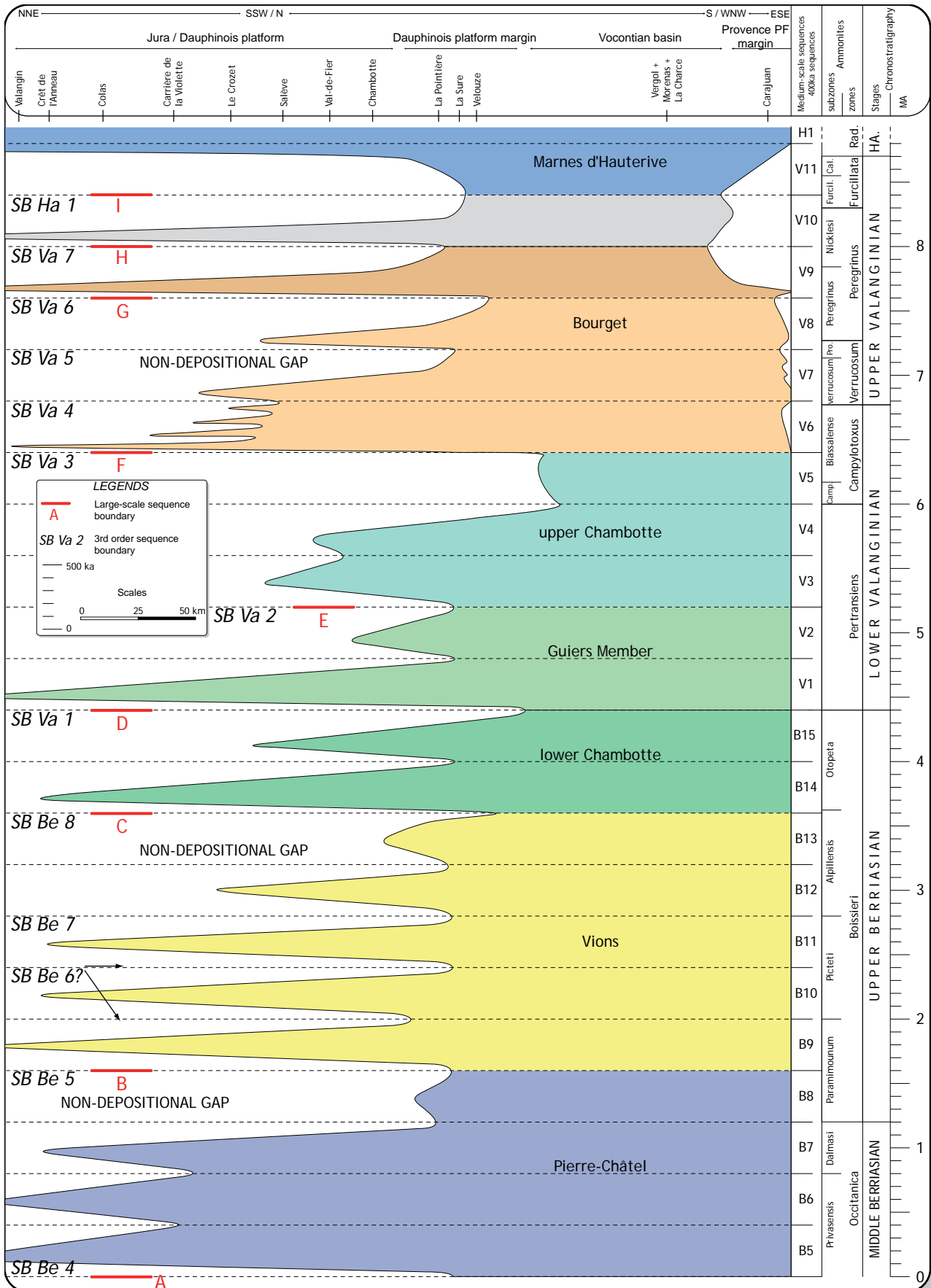


Fig. 4.10 - Migration through time of the boundary between exposed and flooded areas. See Fig. 4. 8 for references used to other data used in this work.

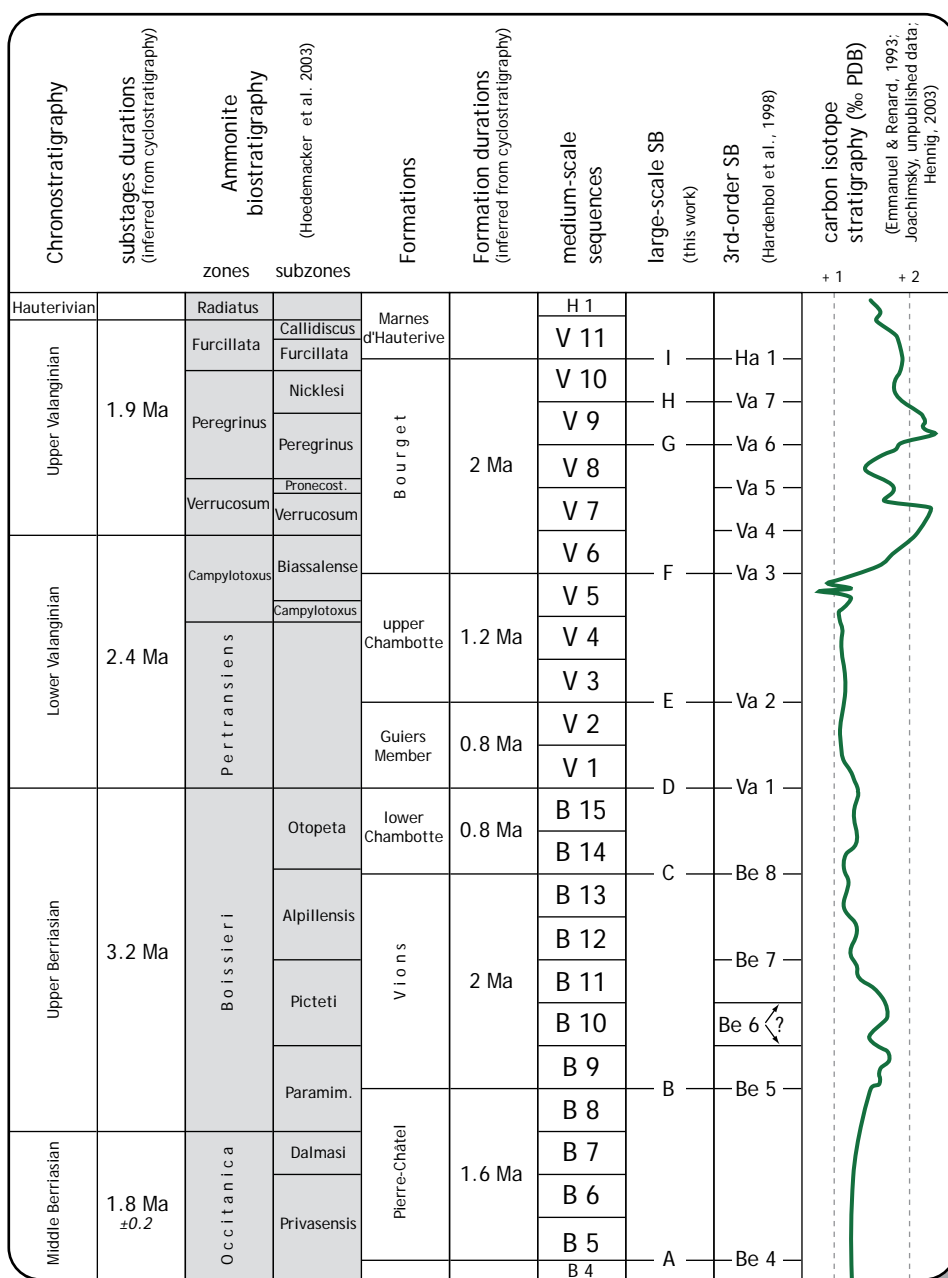


Fig. 4.11 - Time table of the studied interval.

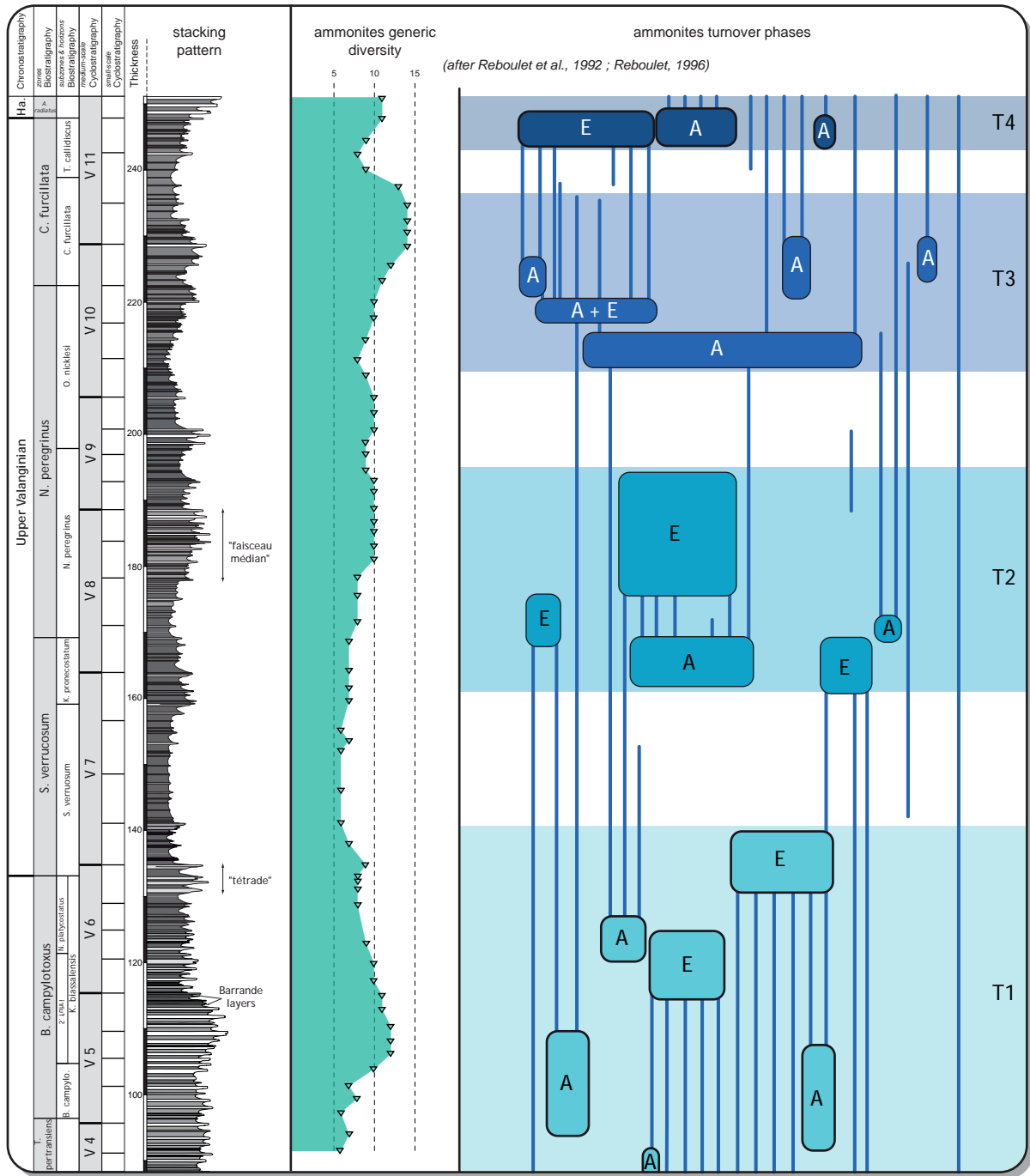


Fig. 5.1 - Evolution in the Vocontian Basin of ammonites generic diversity and turnover (T) phases illustrated by apparitions (A) and extinctions (E).

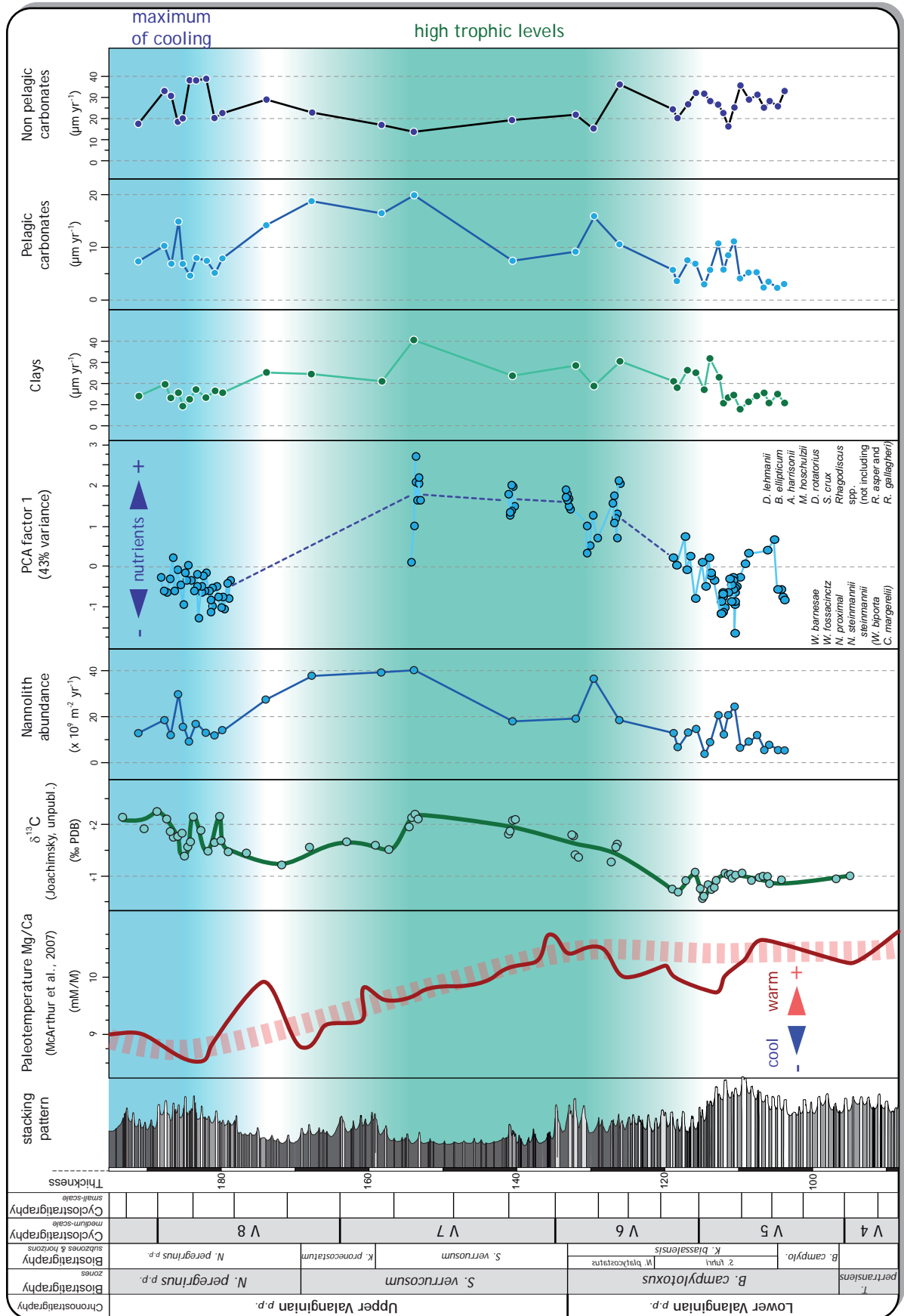


Fig. 5.2 - Sedimentary fluxes across the Early/Late Valanginian boundary. Data from Mattioli et al. (2005) and Pittet (2006). Paleotemperatures from McArthur et al., 2007. $\delta^{13}\text{C}$ signal from Joachimsky (unpublished data). Refer to text for explanations.

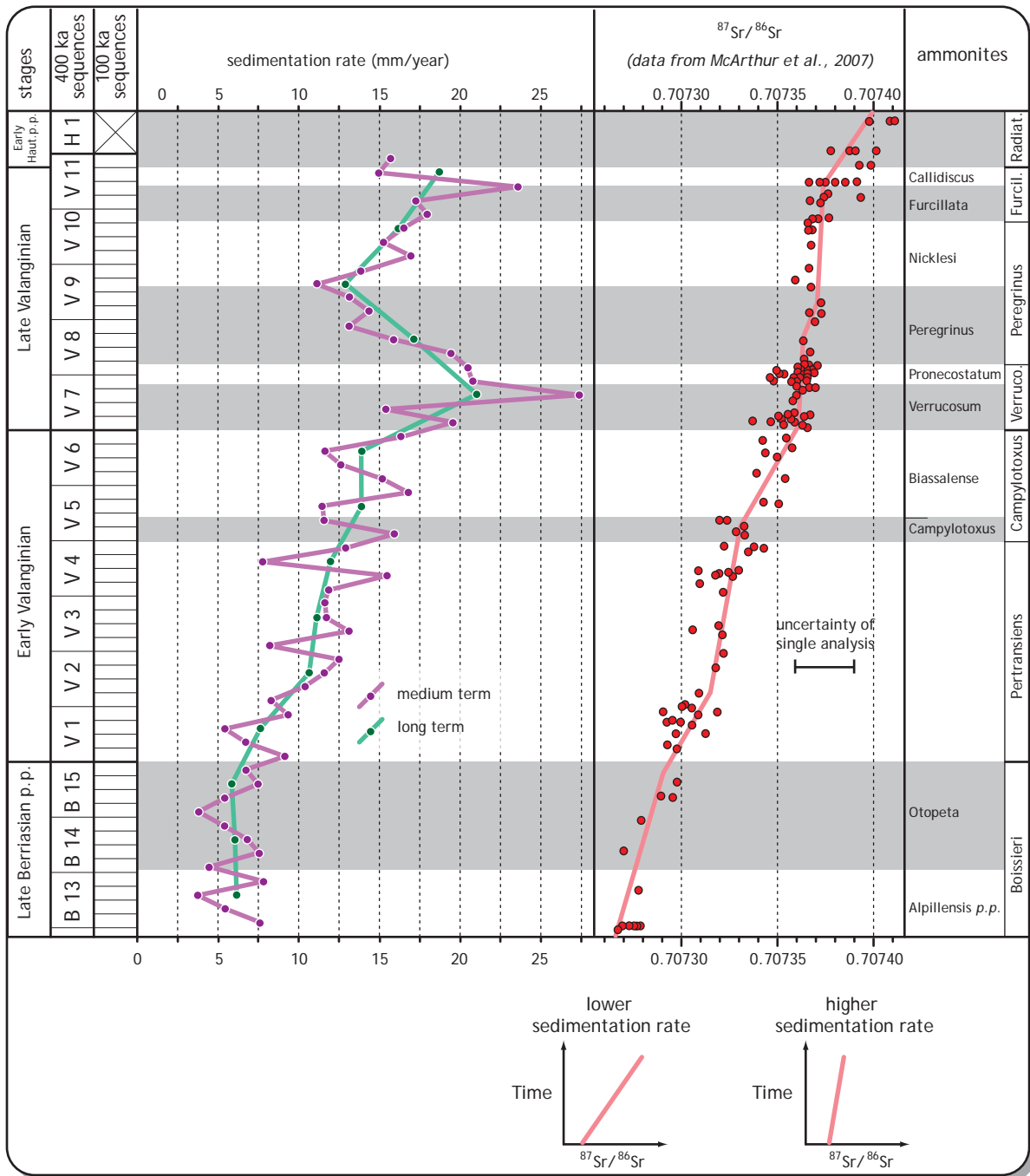


Fig. 5.3 - Evolution of the sedimentation rate in the Vocontian Basin. Rates are calculated for each small-scale (100ka in purple) and medium-scale (400ka in green) sequences and compared with the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ signal (red) of McArthur et al. (2007). A good correlation between the two proxies is shown by higher sedimentation rates corresponding to lower increases of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio.

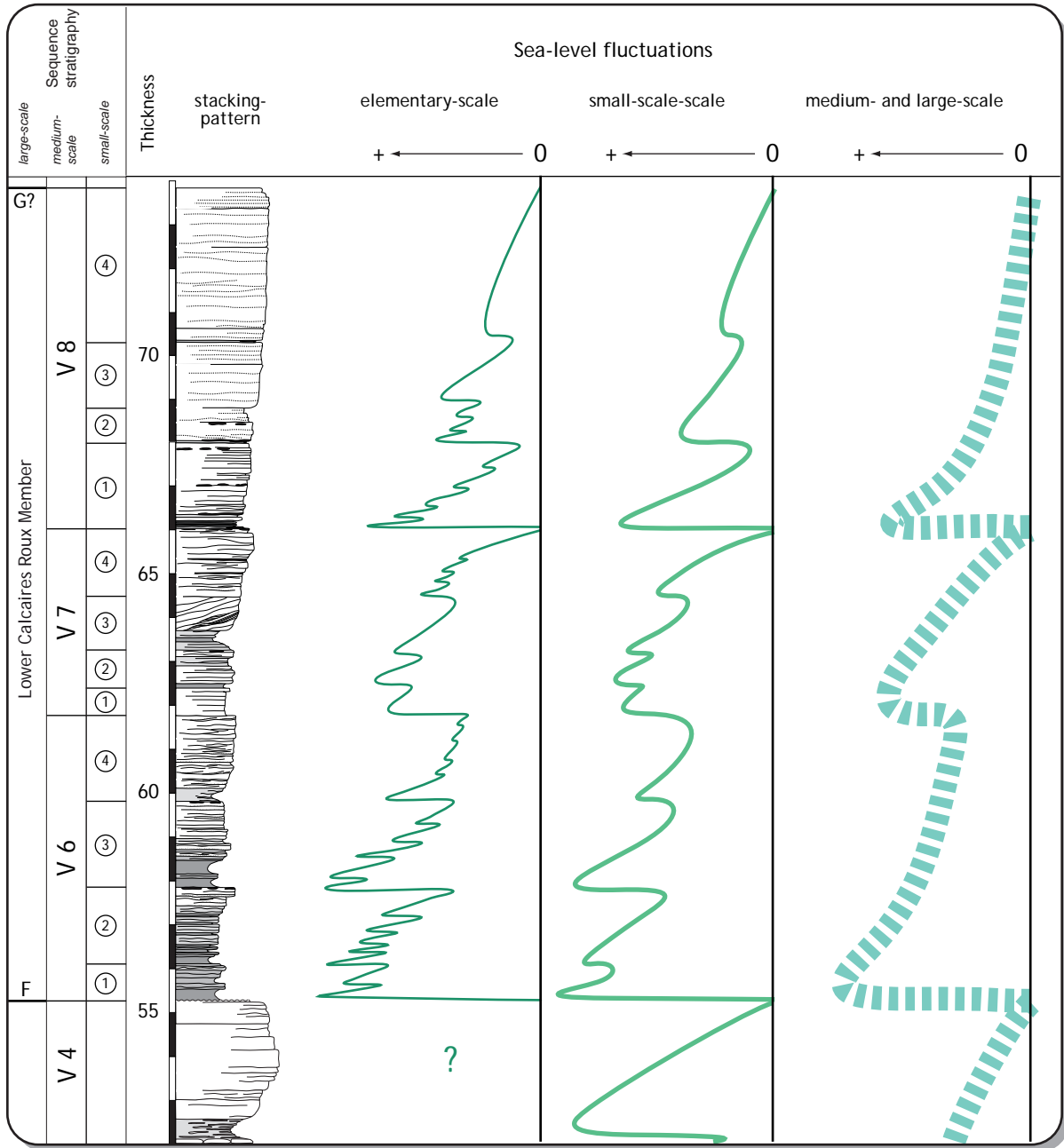


Fig. 5.4 - Sea-level fluctuations on three different scales in the Lower Calcaires Roux Member (Bourget Formation) at La Chambotte.

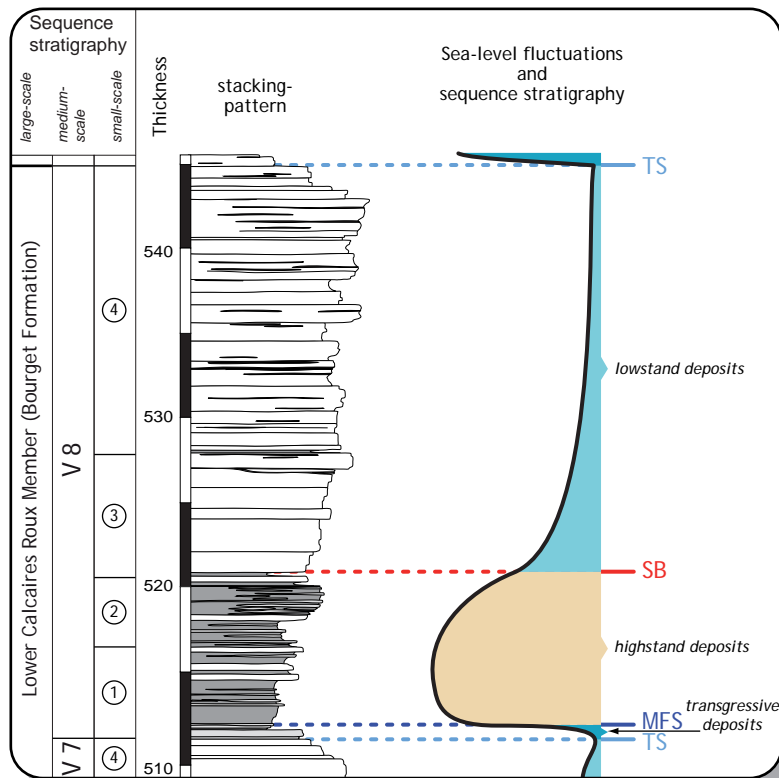


Fig. 5.5 - Sequence stratigraphic evolution of a medium-scale depositional sequence in the Bourget Formation at the Dauphinois margin (Sure Nord section).

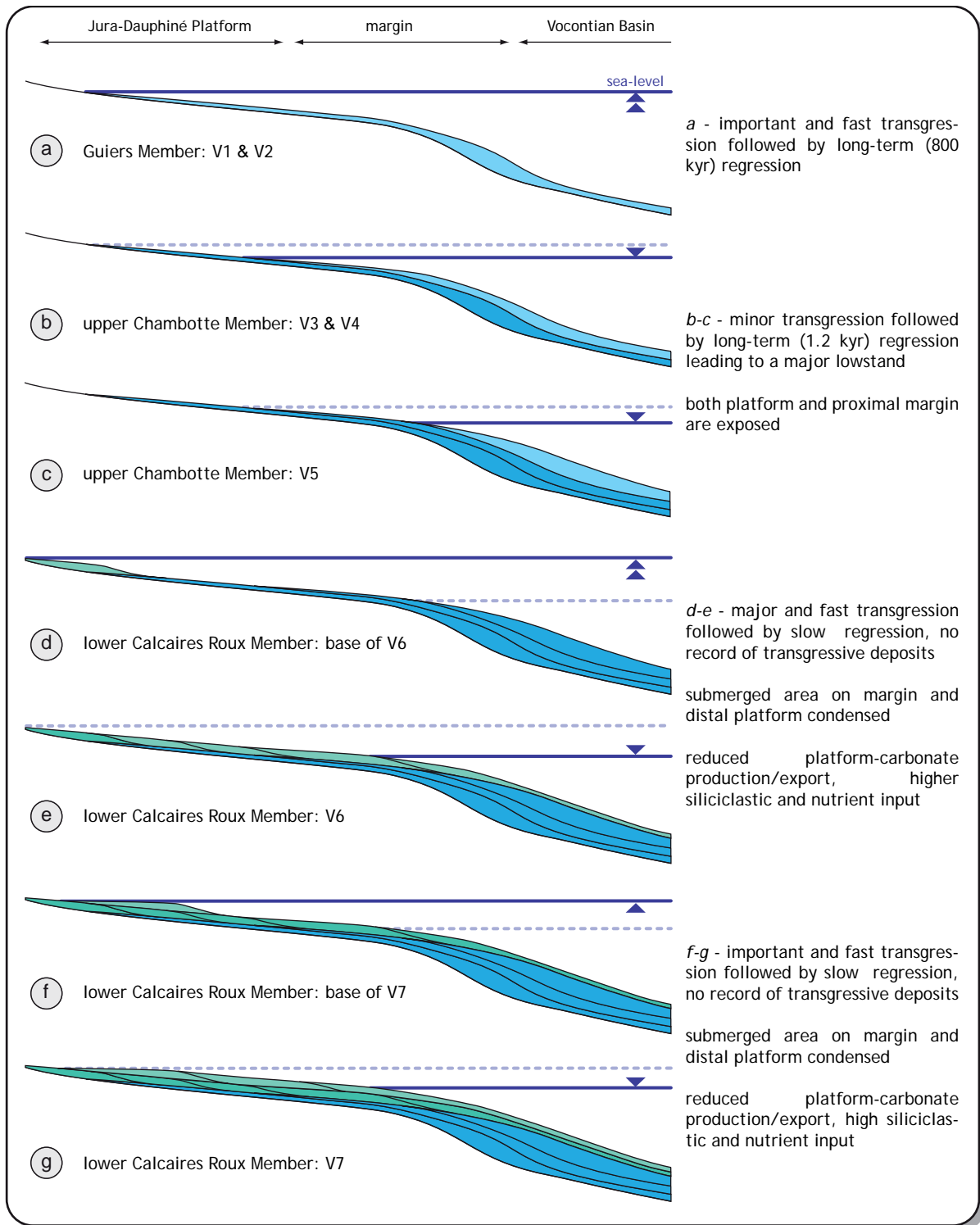


Fig. 5.6 - Major sea-level fluctuations during the Early and first half of Late Valanginian and corresponding depositional geometries. Refer to text for discussion.

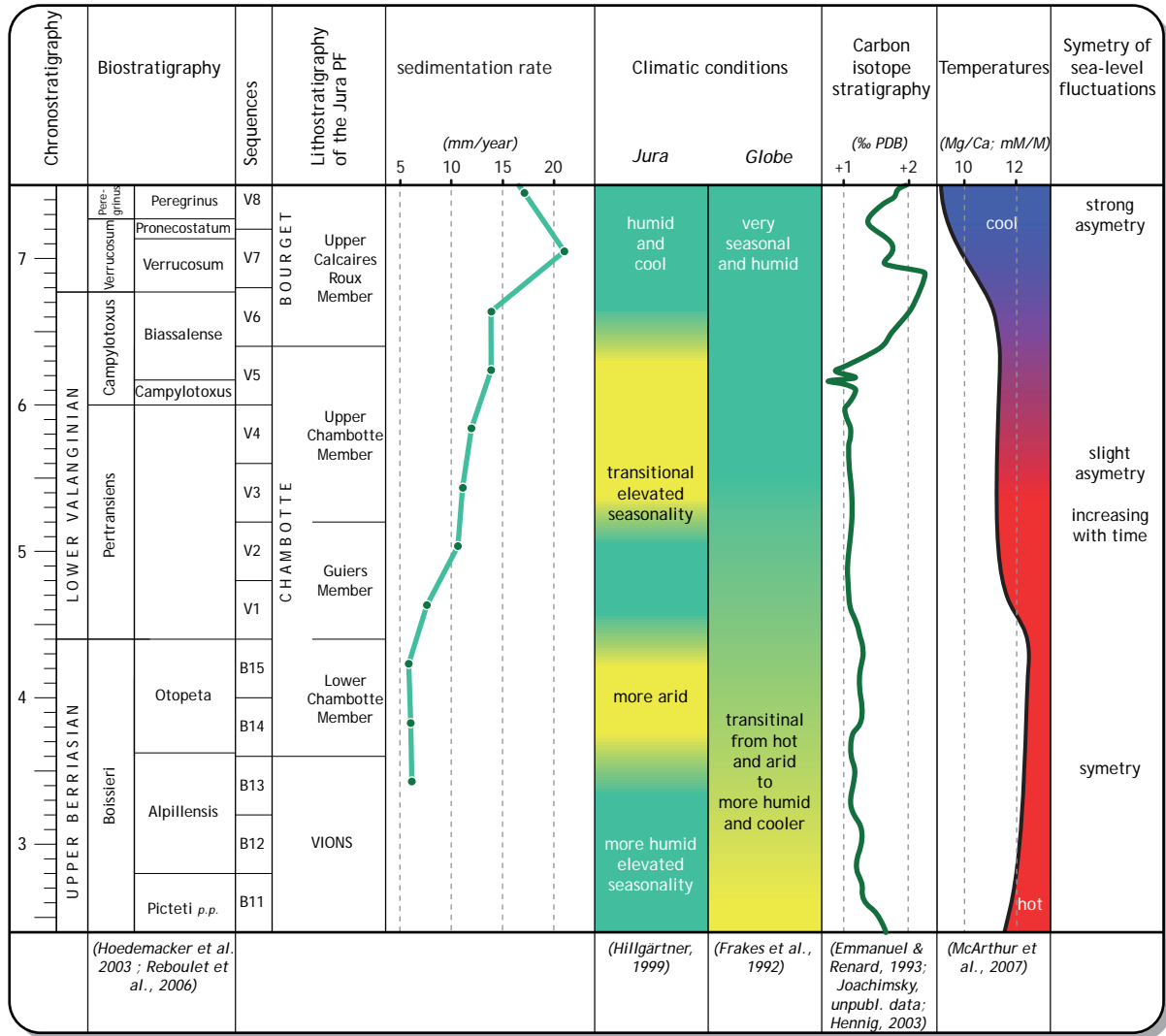


Fig. 5.7 - Long-term climatic evolution in the Perivocontian Domain. Refer to text for discussion.



Fig. 5.8 - Karstic surface capping the «grande lumachelle» overlain by mineralized surface and by ammonite-, belemnite- and nautiloid-rich marls (Carajuan, meter 104).

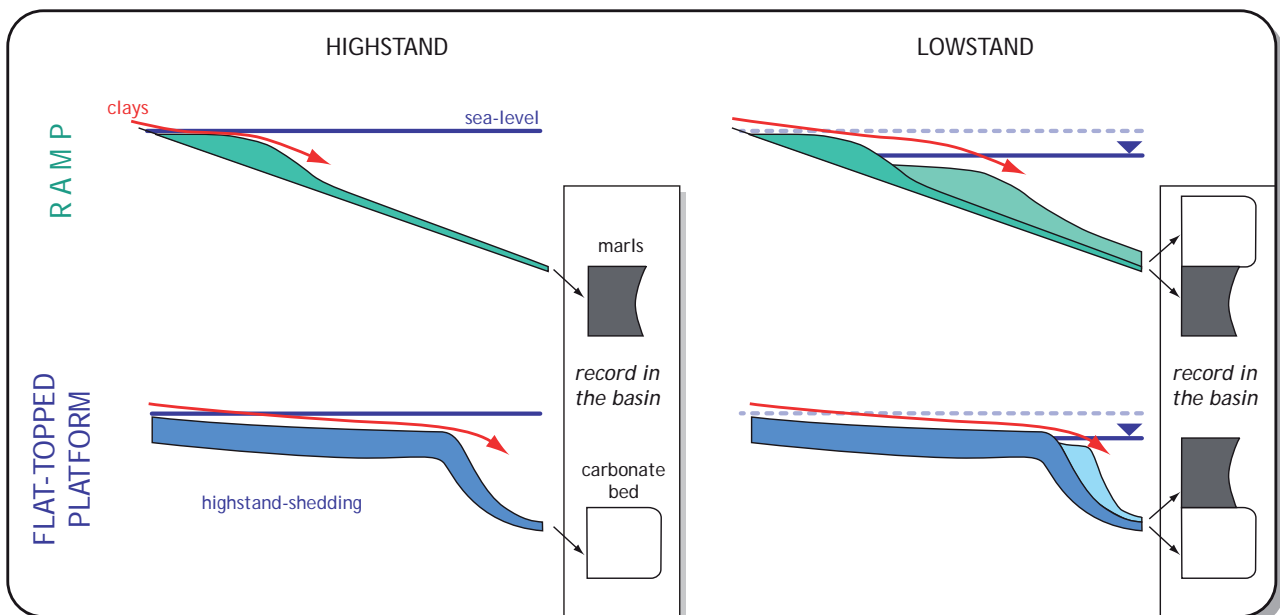


Fig. 5.9 - Model of sediment export from the production zone (carbonates) or the continent (clays) and corresponding record in the basin during highstand and lowstand. Two configurations are distinguished: a flat-topped platform, illustrating the Late Berriasian to earliest Valanginian and a ramp system corresponding to most of the Valanginian. Refer to text for discussion.

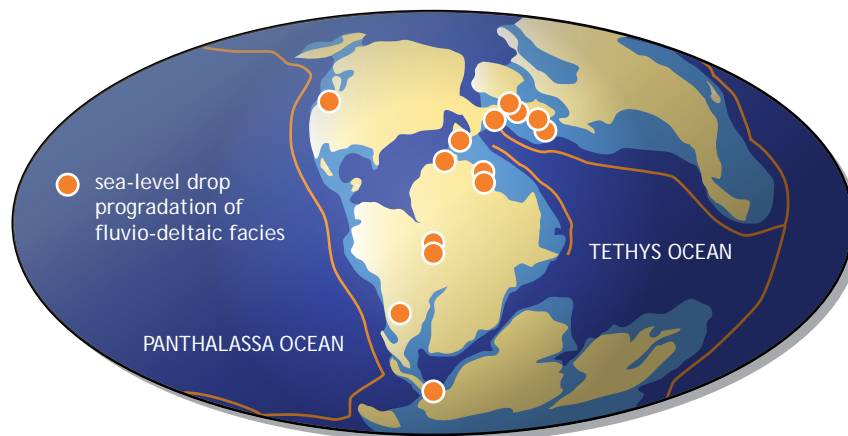


Fig. 6.1 - Regions characterized by a major sea-level drop and important progradation of fluvio-deltaic facies. Paleogeographic map modified after Smith et al. (1994) and Scotese (2001).

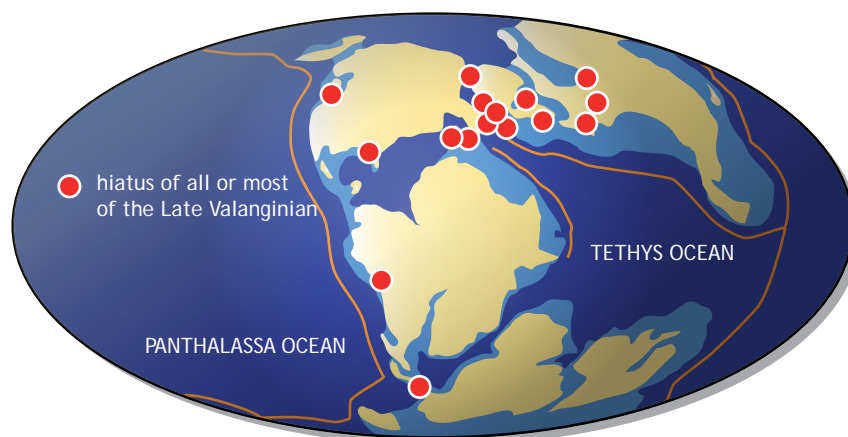


Fig. 6.2 - Regions characterized by a non-depositional hiatus of the Upper Valanginian. Paleogeographic map modified after Smith et al. (1994) and Scotese (2001).

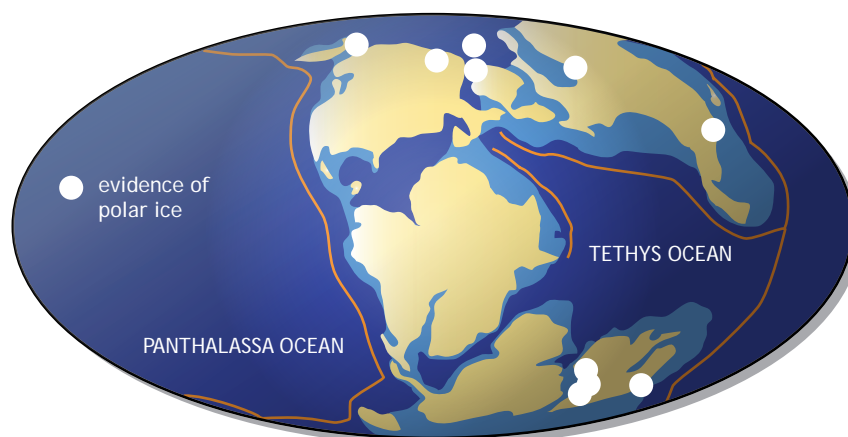
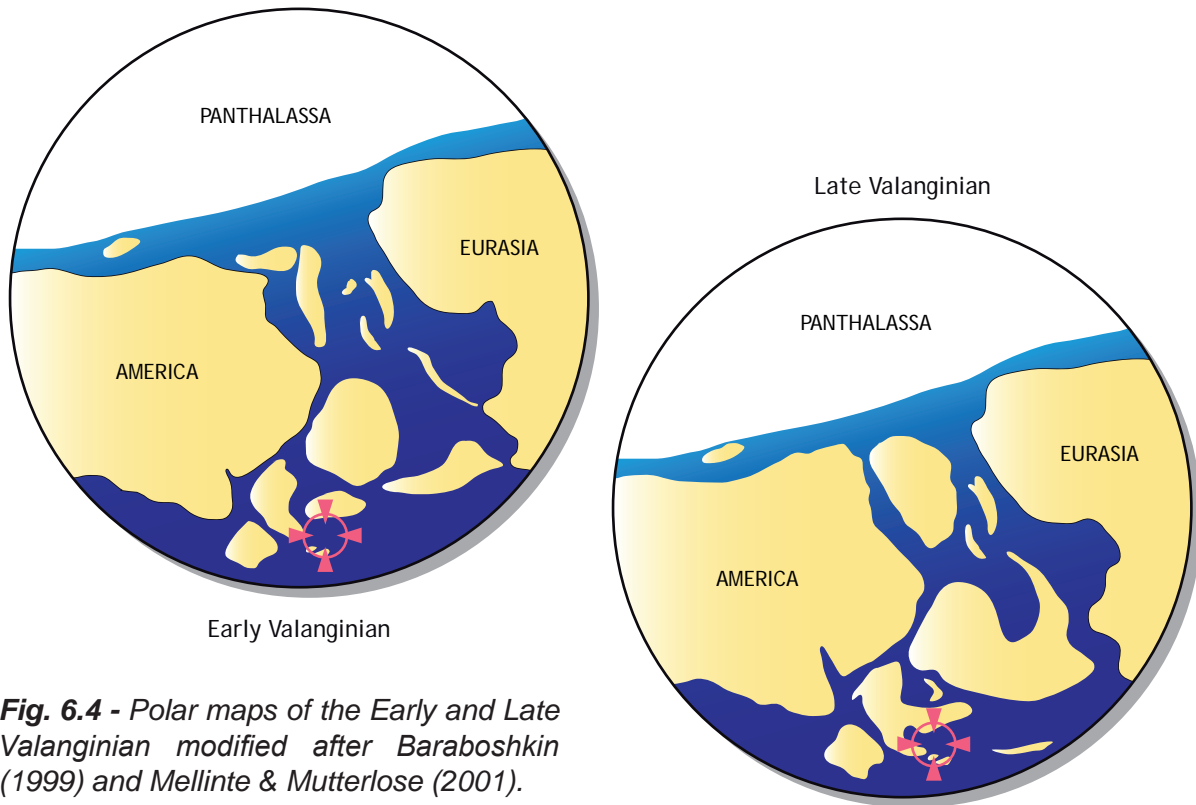


Fig. 6.3 - Distribution of possible glacially derived sediments (tillites, diamictites and dropstones), ikaite and glendonite of Valanginian age. Paleogeographic map modified after Smith et al. (1994) and Scotese (2001).



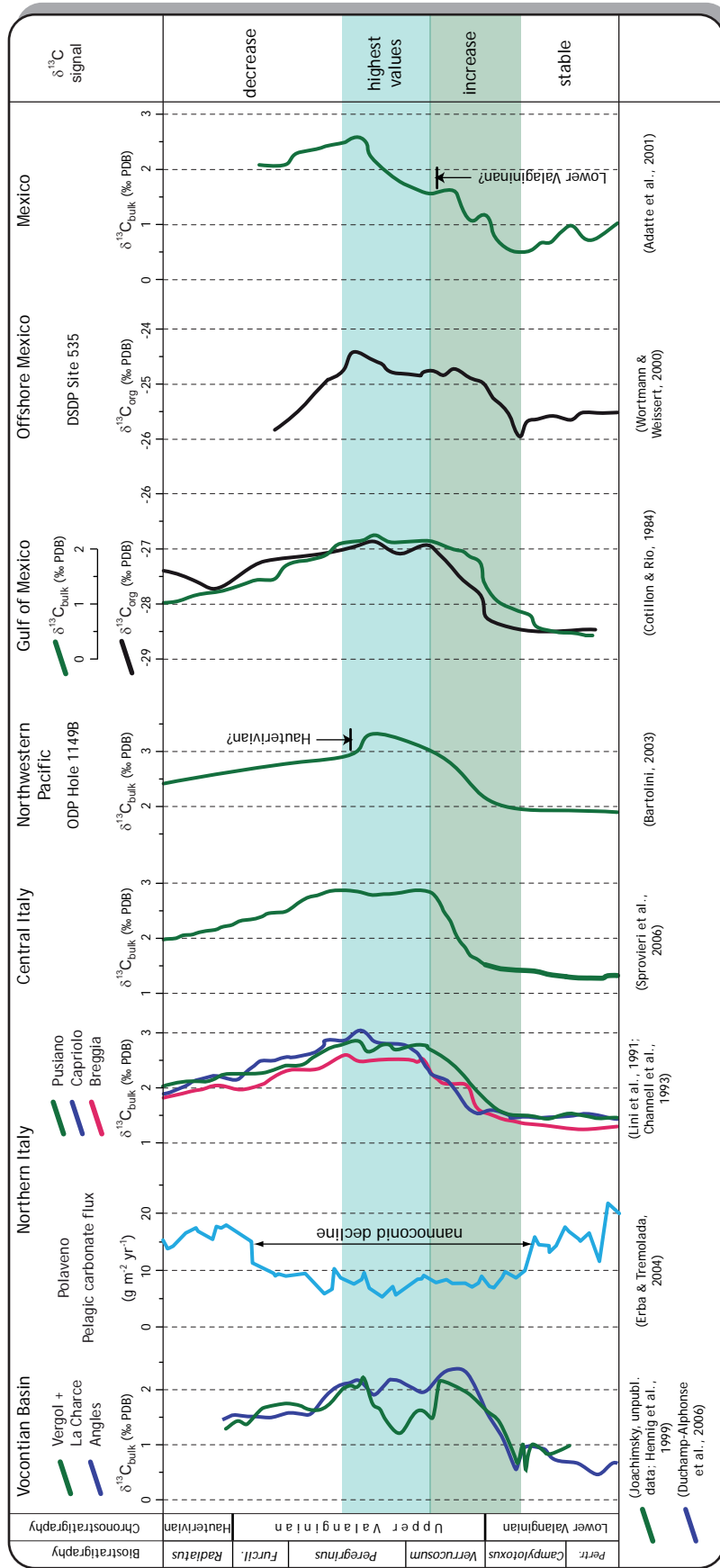


Fig. 7.1 - Correlation of the western Tethyan δ13C record with those of central Tethyan, northern Pacific, eastern Atlantic and western Atlantic realm.

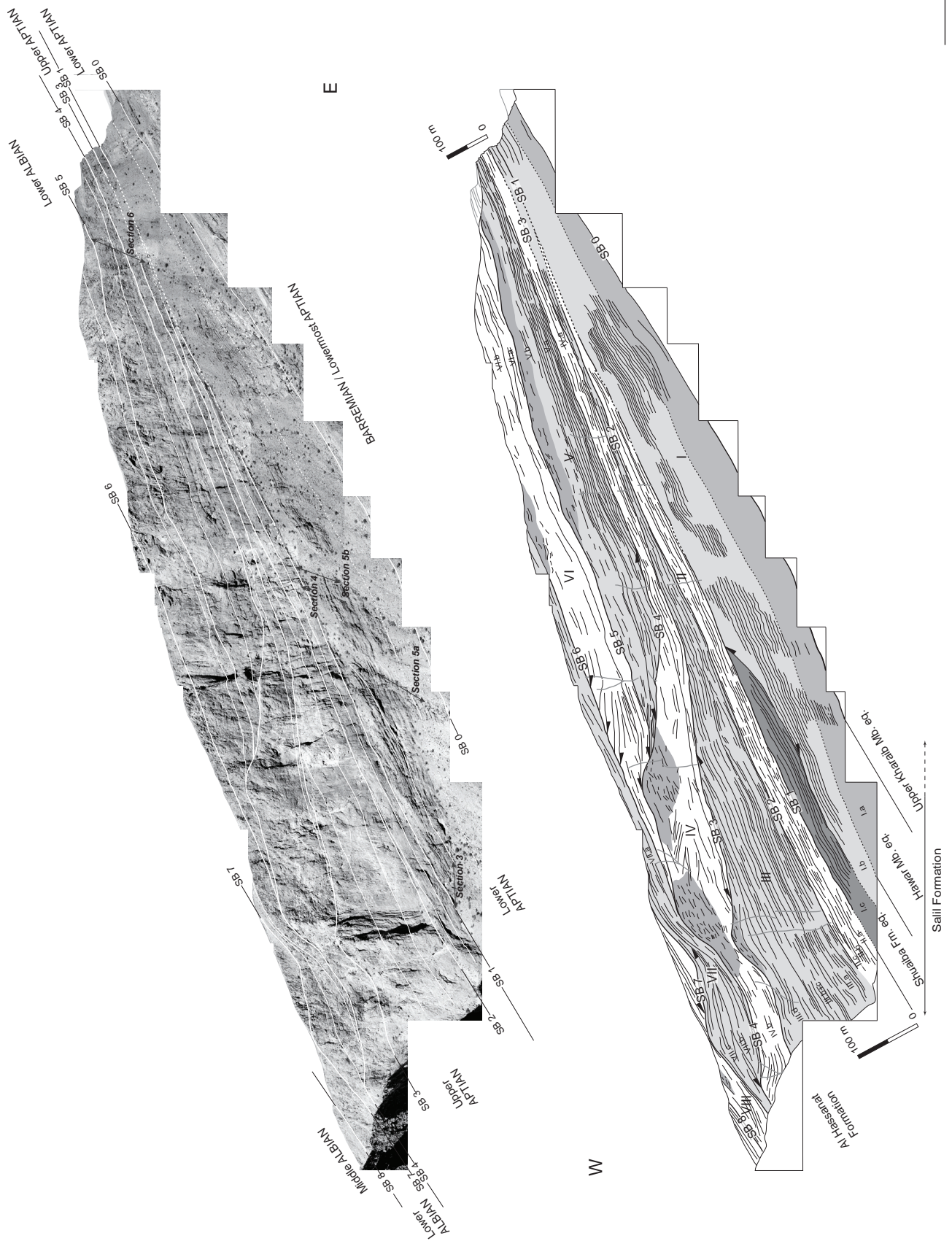


Fig. 7.2 - Photopanel of W-E cliff of Wadi Al Assyi and interpretations in terms of geometrical units (Gréselle & Pittet, 2005).

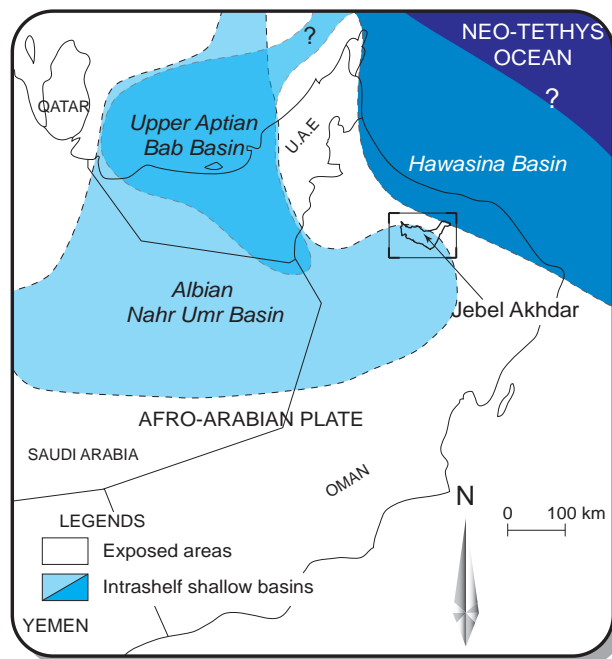


Fig. 7.3 - Paleogeographical map of the southwest part of the Arabian Plate during the Early Cretaceous (modified after Gréselle & Pittet, 2005).

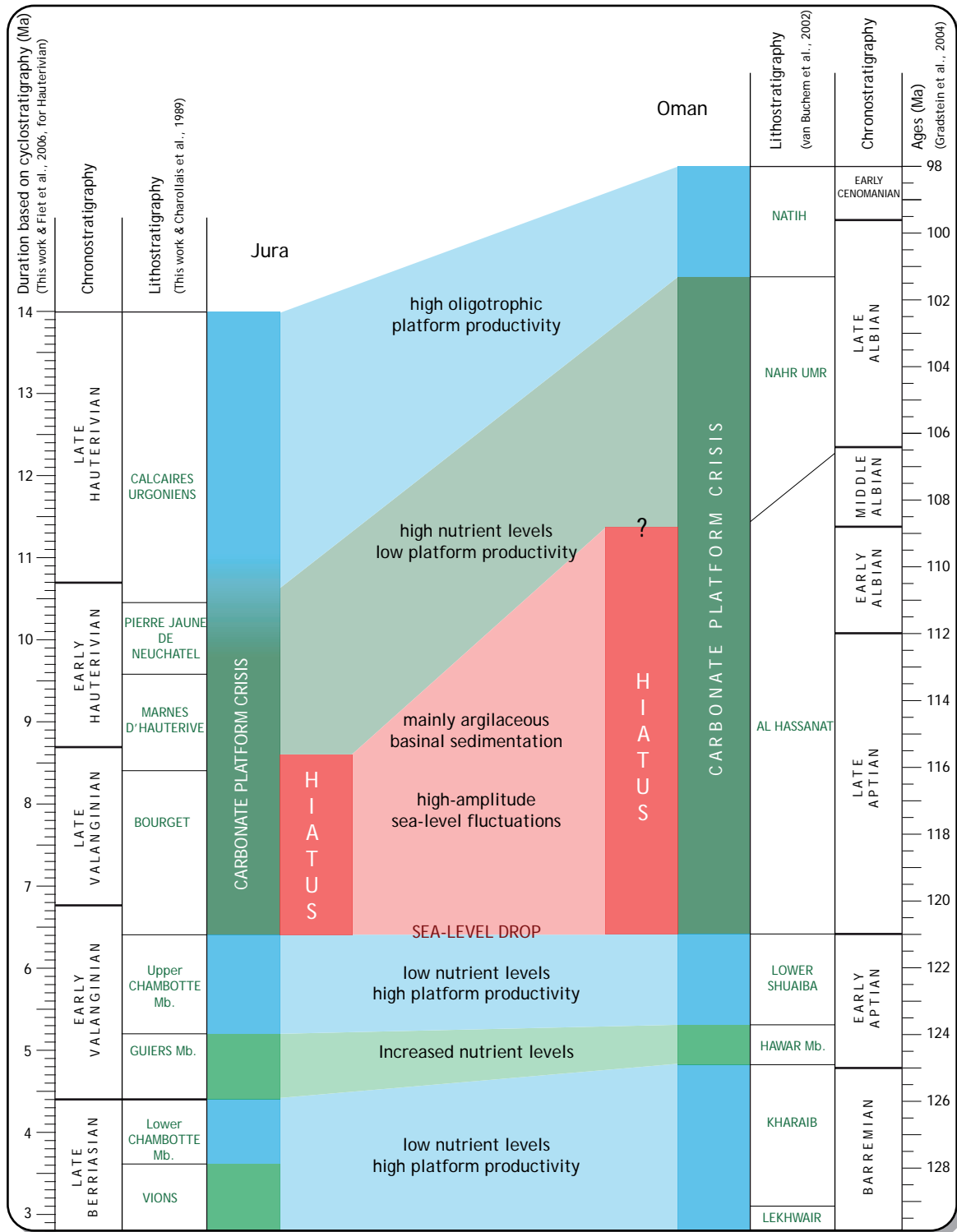


Fig. 7.4 - Comparison of sedimentary and environmental events around the Valanginian and the Aptian-Albian events. Even if the duration of these events are different, a similar succession can be observed. Refer to text for discussion.



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Sedimentary Geology 175 (2005) 367–390

**Sedimentary
Geology**

www.elsevier.com/locate/sedgeo

Research paper

Fringing carbonate platforms at the Arabian Plate margin in northern Oman during the Late Aptian–Middle Albian: Evidence for high-amplitude sea-level changes

B. Gréselle*, B. Pittet

UFR Sciences de la Terre/UMR CNRS 5125 PaléoEnvironnements et PaléobioSphères, Université Claude Bernard Lyon 1, 2 rue Dubois, Campus La Doua, F-69622 Villeurbanne, France

Received 15 April 2004; received in revised form 3 November 2004; accepted 16 November 2004

Abstract

The Aptian–early Middle Albian margin of the Arabian Platform is exposed in Wadi al Assyi (northeast of Jebel Akhdar in northern Oman), and exhibits remarkable geometries testifying to the sedimentary history during the subaerial exposure of most of the Arabian Platform. Detailed analysis of the depositional geometries allows the reconstruction of sea-level fluctuations during the studied time interval, and an estimation of their amplitude. The final progradation of the Lower Cretaceous Arabian carbonate Platform (uppermost part of Kahmah Group) coincides with the deposition of the uppermost Salil Formation whereas the Al Hassanat Formation mostly developed at the margin during the exposure of the Arabian Platform in the Late Aptian to Middle Albian, and thus corresponds to a 2nd-order shelf-margin wedge. During the Early Aptian, km-scaled clinoforms constituted the prograding part of the partly bioconstructed Lower Shuaiba Member. Close to the Early–Late Aptian boundary, the Arabian Platform became exposed and a forced regression took place as evidenced by strong erosion and deposition of a channelized clinoform. These preceded the formation of at least seven, km-scaled, carbonate sequences in the Upper Aptian–lowermost Middle Albian Al Hassanat Formation that, by their geometries and palaeoenvironmental setting, look like fringing coral reefs. These carbonate sequences are therefore described as fringing carbonate platforms that developed laterally and/or above each other. Their internal architecture is mainly retrogradational and aggradational due to rapid, 3rd-order sea-level fluctuations of high amplitude, which forced the carbonate systems to migrate basinward after a sea-level fall and aggraded during sea-level rise, and to the fact that these systems were partly bioconstructed. Five major sea-level falls (30 to 100 m) possibly correlate to sequence boundaries identified in other palaeotectonic/palaeogeographic settings, and are interpreted as resulting from glacio-eustatism or, alternatively, an unknown mechanism.

© 2005 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Aptian–Albian; Oman; Carbonate platforms; Geometries; Sea-level changes

* Corresponding author. Tel.: +33 4 72446286.

E-mail addresses: benjamin.greselle@univ-lyon1.fr (B. Gréselle), bernard.pittet@univ-lyon1.fr (B. Pittet).

1. Introduction

During the Late Aptian, the Arabian carbonate Platform in Oman was nearly totally exposed (Murriss, 1980; Witt and Gökdag, 1994; Immenhauser et al., 1999; Sharland et al., 2001; Van Buchem et al., 2002), and sedimentation continued only in the intrashelf Bab Basin, i.e. in Oman and the U.A.E. (Murriss, 1980) and at the eastern margin of the Arabian Platform facing the Hawasina Basin (Pratt and Smewing, 1993; Witt and Gökdag, 1994; Masse et al., 1997; Fig. 1a).

Situated at the margin of the Oman Platform, the sediments of Wadi al Assyi (Fig. 1b) were first dated as Lower Cretaceous by Pratt and Smewing (1993; ‘Wadi Laasi’). These authors placed the Upper Aptian limestones within the Shuaiba Formation. This interpretation was subsequently revised by Masse et al. (1997). Indeed, these sediments are younger than those of the Shuaiba Formation deposited on the platform, and have been dated by means of rudists and orbitolinids as Upper Aptian to lowermost Middle Albian. Masse et al. (1997) attributed these limestones

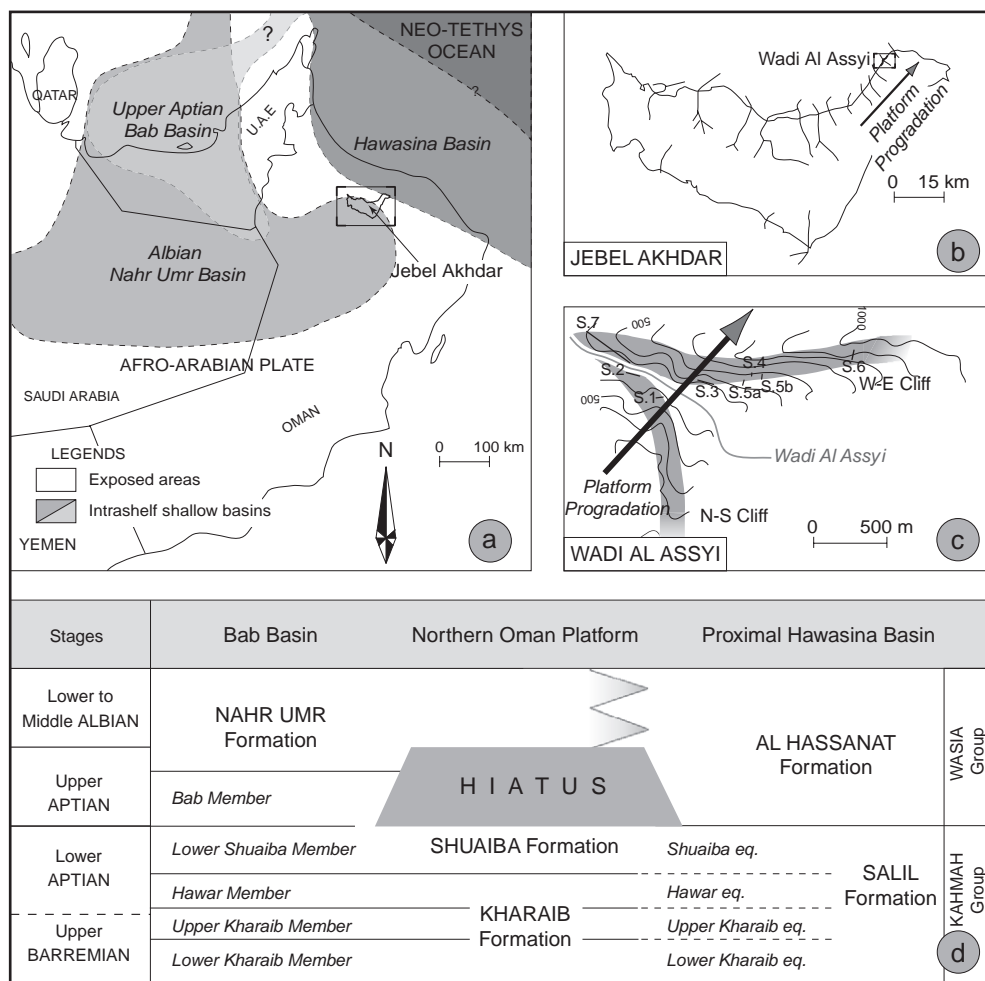


Fig. 1. (a) Palaeogeographical map of the southwest part of the Arabian Plate. (b) Schematic map of the Jebel Akhdar and location of Wadi al Assyi. (c) Detailed map of Wadi al Assyi and position of the two studied cliffs relatively to the platform progradation. (d) Stratigraphic framework based on Simmons and Hart (1987), Hughes Clarke (1988), Simmons (1994), Witt and Gökdag (1994), Vahrenkamp (1996), Masse et al. (1997, 1998), Immenhauser et al. (1999, 2001), Immenhauser and Scott (2002), and Skelton and Masse (2000).

to a new formation (Al Hassanat Formation). This formation is therefore partly equivalent to a hiatus on the top of the Shuaiba Formation (most of the Upper Aptian; Immenhauser et al., 1999) and to the Nahr Umr Formation in the intrashelf Bab Basin (uppermost Aptian and Albian; Masse et al., 1997, 1998; Immenhauser et al., 1999).

Immenhauser et al. (2001) focused on the proximal part of the Wadi al Assyi, and studied in detail the deposits of the uppermost Aptian to lowermost Upper Albian (Immenhauser et al., 2001; Immenhauser and Matthews, 2004). By studying discontinuity surfaces (diagenetic features, geochemistry, and petrography), a model of relative sea-level changes was proposed using correlations of the Wadi al Assyi section with intrashelf basin sections (Immenhauser et al., 1999, 2001; Immenhauser and Scott, 2002; Immenhauser and Matthews, 2004).

Hillgärtner et al. (2003) published a more general picture of the Lower Cretaceous geometries along a transect from the Oman Platform to the open margin in the Jebel Akhdar area (Fig. 1a). They included the main geometries visible in the Wadi al Assyi in the most distal setting (Hillgärtner et al., 2003) that relate the carbonate platform formations of the Kahmah Group to the basinal Salil Formation (Fig. 1d), thus contradicting the fault-supported depositional model of Masse et al. (1997, 1998). Hillgärtner et al. (2003) proposed important relative sea-level changes (tens to 100 m) in the Upper Salil and Al-Hassanat formations and evaluated the role of each of the principal factors controlling relative sea-level fluctuations (eustasy and tectonics). They concluded that eustasy was responsible for sea-level drops of up to 50 to 80 m of amplitude (Hillgärtner et al., 2003; Immenhauser and Matthews, 2004).

The transition between the platform and the basin is certainly one of the best places to have a realistic estimation of relative sea-level variations. Therefore, the present work presents a detailed study of depositional geometries outcropping in the Wadi al Assyi on a 2D transect of more than 3 km that represents the transition from the Oman Platform to the Hawasina Basin during the Early Aptian/Middle Albian time interval. Remarkable geometries of the Salil and Al-Hassanat Formations are studied at a metre-scale resolution and supported by seven detailed sections. Depositional geometries in the Al-

Hassanat Formation testify to the final exposure of the Arabian Platform at the end of the deposition of the Shuaiba Formation (uppermost Lower Aptian), and for a complex history of successive platforms, i.e. a carbonate producing system with a morphology of platform, that hung on to the palaeo-slope of the Arabian Platform. By their geometries, these platforms can be compared to fringing coral reefs, and are here described as fringing carbonate platforms.

This paper aims (1) to describe in detail the geometries of the Shuaiba platform-to-slope transition and of the Al-Hassanat fringing platforms; (2) to provide evidence for the successive depositional sequences that form these platforms and that testify to high-amplitude relative sea-level changes responsible for the formation of major discontinuities recognized in the proximal part of the Wadi al Assyi and in the Nahr Umr Basin (Immenhauser and Matthews, 2004); and finally, (3) to discuss the possible origin of the sea-level fluctuations recorded in the Upper Aptian–Lower/Middle Albian of northern Oman.

2. Geological framework

In the northeastern part of the Jebel Akhdar (Nakhl area; Fig. 1a and b), Lower Cretaceous sediments testify to the progradation of the Arabian Platform towards the Hawasina Basin of the Neotethys Ocean (Pratt and Smewing, 1993; Masse et al., 1997, 1998; Immenhauser et al., 2001; Hillgärtner et al., 2003). These sediments mainly belong to the Kahmah Group that constitutes two second-order sequences (Sharland et al., 2001) *sensu* Vail et al. (1991). This group is formed in northern Oman by the Rayda, Habshan, Lekwhair, Kharaib and Shuaiba carbonate platform formations (Harris et al., 1984; Hughes Clarke, 1988; Pratt and Smewing, 1993; Sharland et al., 2001) and their more basinal equivalents regrouped in the Rayda and Salil Formation (Fig. 1d). On the Arabian Platform, a hiatus of about 5 My caps the Kahmah Group (Simmons, 1994; Witt and Gökdag, 1994; Immenhauser et al., 1999), whereas sedimentation continued in the Bab Basin (Fig. 1a) and along the open-ocean margin. There, the Al Hassanat Formation was deposited during the Late Aptian, Early and Middle Albian and earliest Late Albian (Masse et al., 1997;

Skelton and Masse, 2000; Immenhauser et al., 2001). Therefore, this formation is contemporaneous to the exposure of the Arabian Platform during most of the Late Aptian and to the lower part of the shaly Nahr Umr Formation of latest Late Aptian–Albian age (Immenhauser et al., 1999, 2001; Immenhauser and Scott, 2002), which constitutes the first formation of the Wasia Group (Harris et al., 1984; Hughes Clarke, 1988; Pratt and Smewing, 1993). The studied rocks were buried 8 km deep during obduction of the Late Cretaceous; their present-day position is a result of Miocene uplift and folding (Rabu, 1987; Hanna, 1990).

3. Materials and methods

The Wadi al Assyi outcrops (E 57°53' 48.5"; N 23°26' 21.9") can be studied on two steep cliffs, orientated N–S and W–E, forming an angle of about 90° (Fig. 1c). As the platform prograded from the SW to the NE, it is possible to observe the geometries of progradation on both sides of the wadi. The cliffs were analysed using photopanel to document the geometrical relationships between the strata (onlaps, downlaps and toplaps), the geometries of the deposits (e.g., clinoforms), and to identify key-surfaces for an interpretation in terms of sequence stratigraphy. In addition, seven sections were logged in order to control the facies.

The geometries are well visible in most of the cliffs. The stratal geometries are sometimes difficult to establish, due to numerous fractures in the uppermost part of both cliffs. Photopanel for each side of the Wadi Al Assyi (N–S cliff, Fig. 2; W–E cliff, Fig. 3) and for key-areas were constructed. Their analysis allowed us to follow the main key-surfaces that separate either sequences or systems tracts. A certain degree of uncertainty in the internal organisation of the sequences or systems tracts remains.

The biostratigraphic framework used in this study was established by Masse et al. (1997, 1998) and Skelton and Masse (2000) on the basis of benthic foraminifers (orbitolinids) and rudists. The first occurrences of (1) *Palorbitolina lenticularis* defines the base of the Aptian, (2) *Orbitolina (Mesorbitolina) texana* the base of the Late Aptian, (3) *Sellaea caprotina* the Early Albian, (4) *Eor-*

adiolites lyratus the Middle Albian. The biostratigraphic framework of the Albian was refined in detail by Immenhauser et al. (2001) using the graphic correlation method.

4. Results: geometry and facies evolution

By recognition of discontinuities, of geometrical bodies and their internal architecture, nine complete large-scale units (Units I to IX in Figs. 2–10) were identified from the base of the Hawar Member equivalent (Hillgärtner et al., 2003) to the top of the Wadi al Assyi.

4.1. Unit I: lower Shuaiba member equivalent

The Lower Aptian sediments in Wadi al Assyi form one geometrical unit that can be subdivided in three main sub-units (Ia, Ib and Ic in Figs. 2 and 3). Lying on the uppermost Barremian–lowermost Aptian limestones that correspond to prograding clinoforms (Savary, 2003), the first sedimentary sub-unit (Ia) is mainly composed of marly sediments in which thin calcareous turbidites and debris flows can be recognized (Hillgärtner et al., 2003). In the southernmost part of the S–N cliff of Wadi al Assyi (Fig. 2), this sub-unit is rather calcareous, and is about 50 m thick. It corresponds to sediments deposited close from the platform margin (coral–rudist–microbialite boundstones; Hillgärtner et al., 2003). More distally, it thickens up to 90 m in the westernmost part of the W–E cliff, and again reduces in thickness basinwards (about 40 m; Fig. 3). Therefore, this sub-unit has a clinoform geometry.

The second sub-unit (Ib) is dominantly calcareous, and is about 30 m thick. It is incomplete in the N–S cliff of the wadi, because of erosion by the third sub-unit (Ic; Figs. 2 and 3). More distally, sub-unit Ib reduces in thickness, and gradually becomes marlier. Also, sub-unit Ib becomes marlier in its upper part (Figs. 3–5). As observed for sub-unit Ia, this sub-unit has a clinoform geometry. Metric to decametric olistoliths are observed in the middle part of sub-unit Ib. They consist of coral–rudist–microbialite boundstones that slid or rolled down slope. They correlate to episodes of reef development at the platform margin (Hillgärtner et al., 2003).

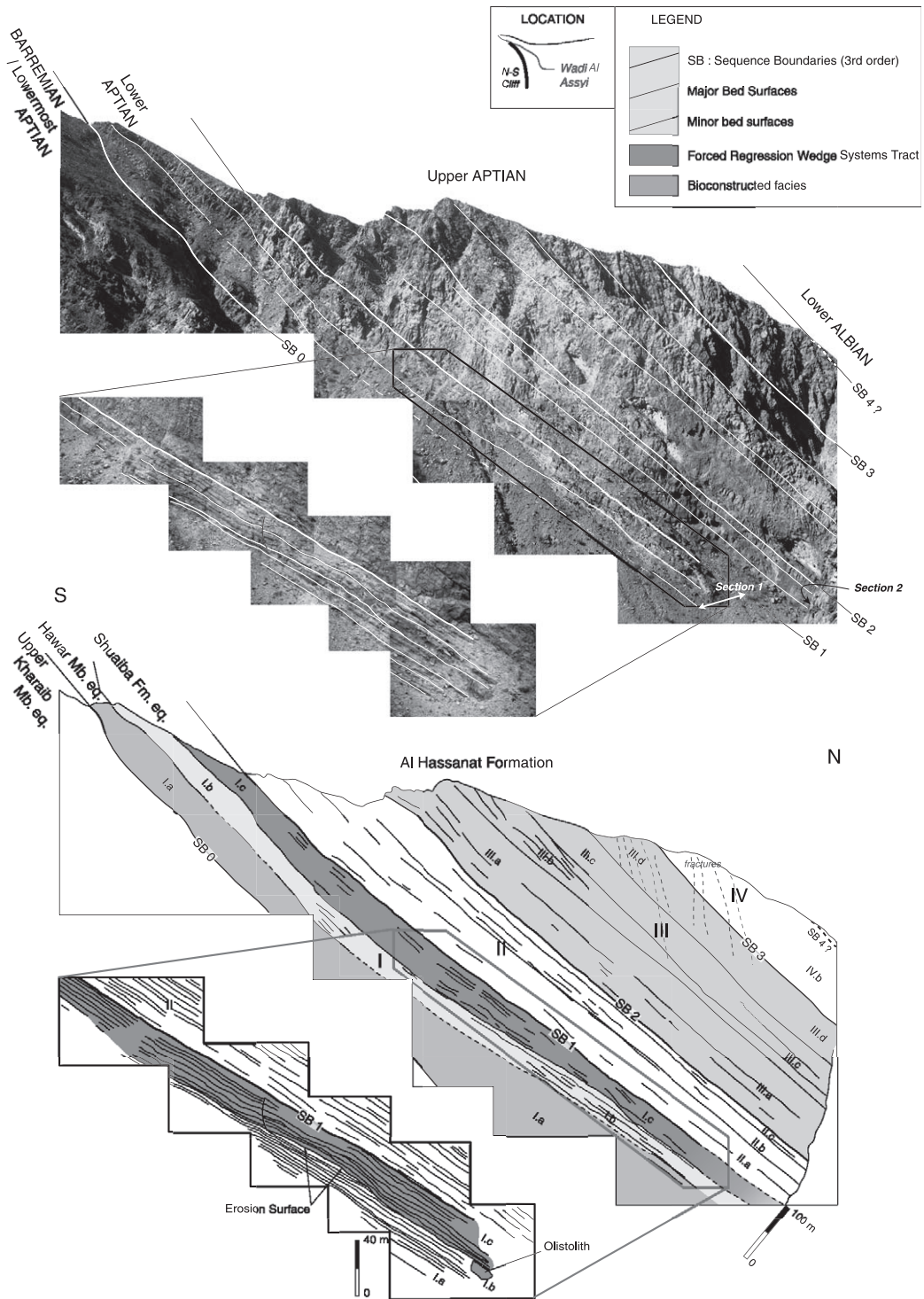


Fig. 2. Photopanel of the S–N cliff of Wadi al Assyi and interpretation in terms of geometrical units (I–IV) and sub-units (a–d). The boundary between two units correspond to a 3rd-order sequence boundary (SB). Location of the logged Sections 1 and 2 is shown.

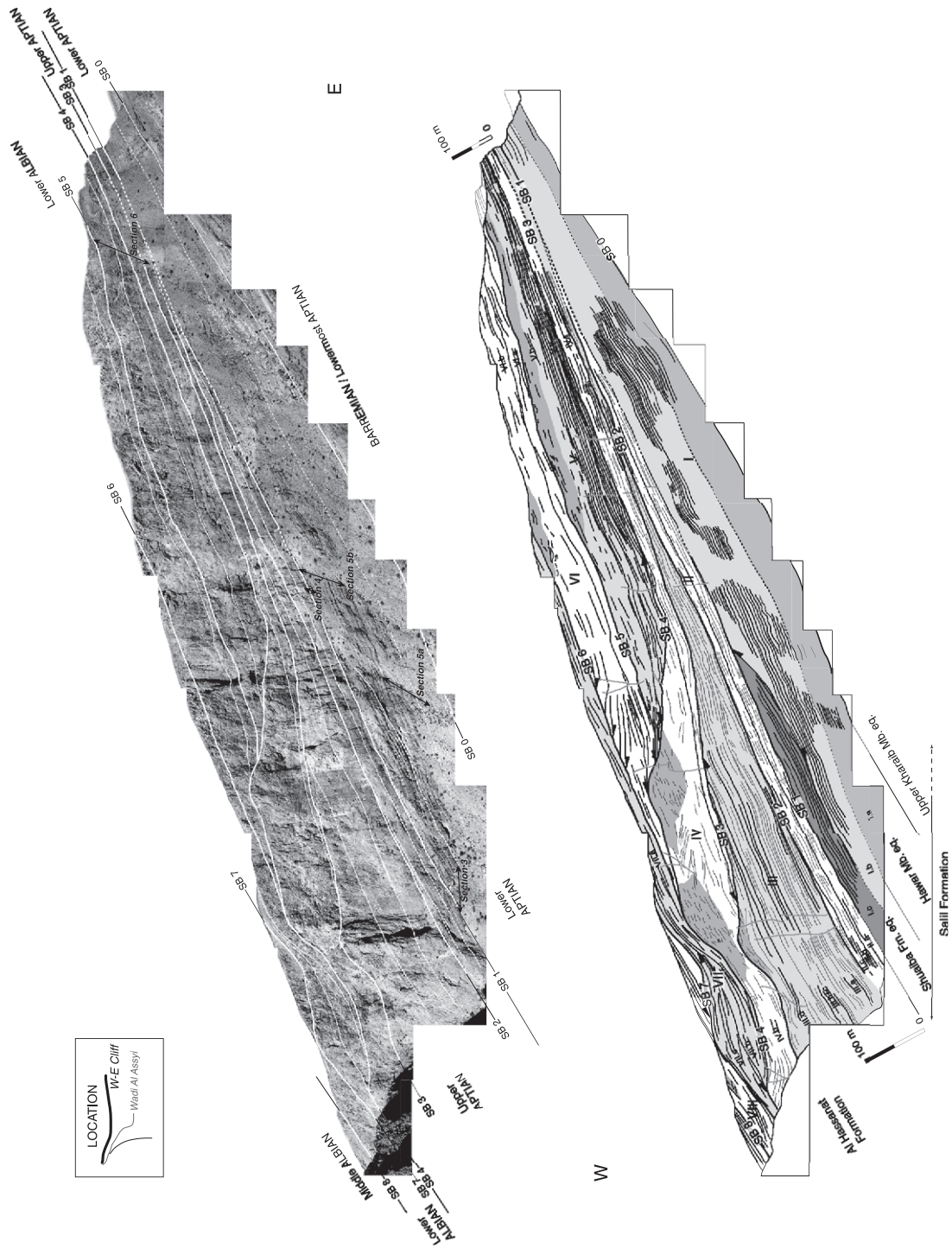


Fig. 3. Photopanel of the W–E cliff of Wadi al Assyi and interpretation in terms of geometrical units (I, II, ...) and sub-units (a, b, ...). The boundary between two units correspond to a 3rd-order sequence boundary (SB). Location of the logged Sections 3–6 is shown.

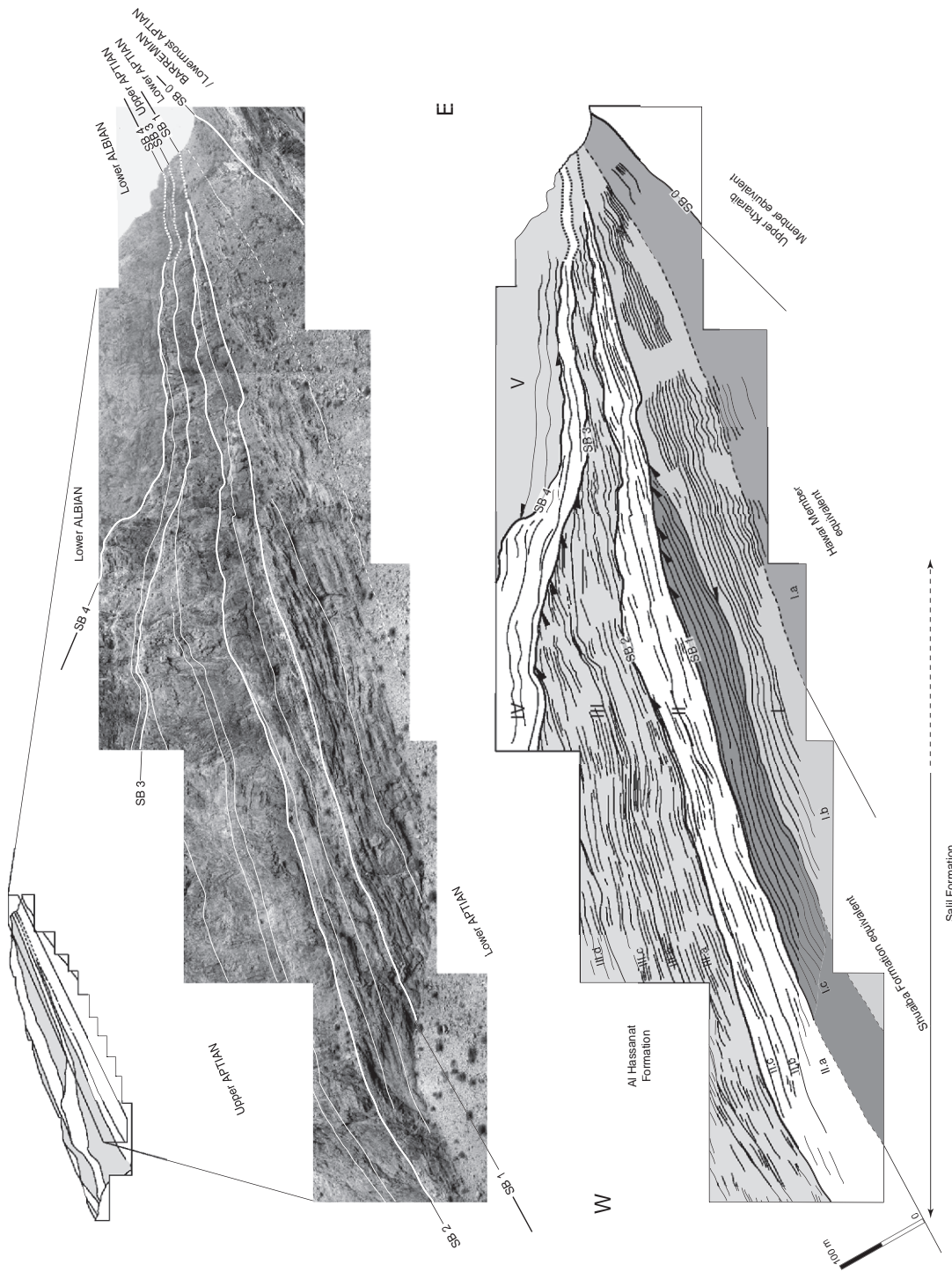


Fig. 4. Detail of the channelized clinoform at the top Unit I, probably corresponding to a forced regression wedge. The photopanel also shows the thinning of Unit II towards the basin (clinoform downlap) and the deposition of the upper shoreface sediments of Unit III directly on the clinoform deposits of Unit II.

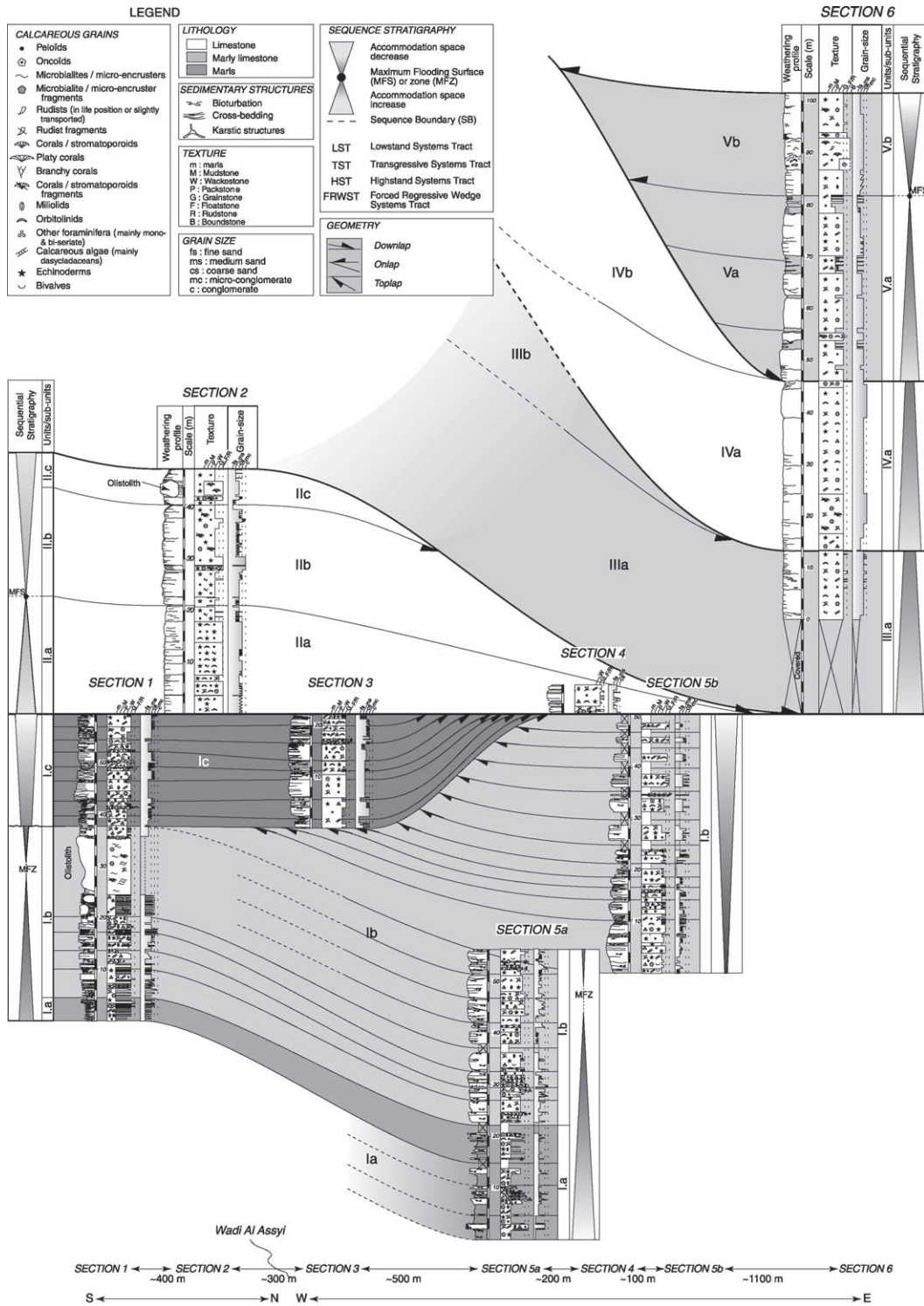


Fig. 5. Detailed logged Sections 1–6. Facies and grain size are shown. The geometrical relationships between the different units and sub-units are schematically represented. Interpretation in terms of sequence stratigraphy is given (location of different sections shown in Figs. 1c, 2 and 3).

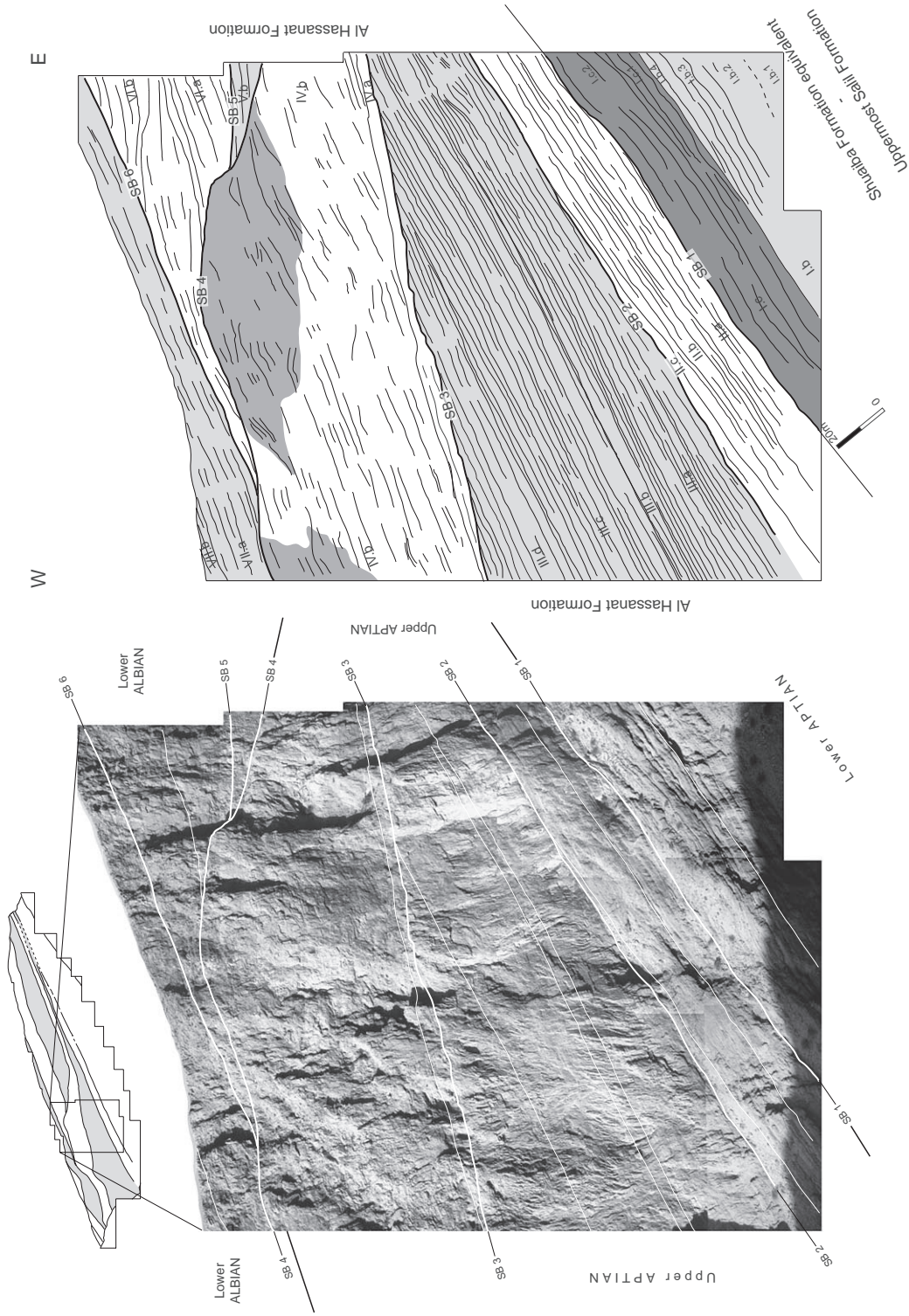


Fig. 6. Details of the well-bedded Unit III showing nearly parallel stratification of upper shoreface sediments deposited during a high-amplitude relative sea-level rise. Unit IV is massive, and the stratification is locally chaotic. This suggests that bioconstructed facies dominate in Unit IV. Onlaps of Unit V and VI on the slope of Unit IV are visible.

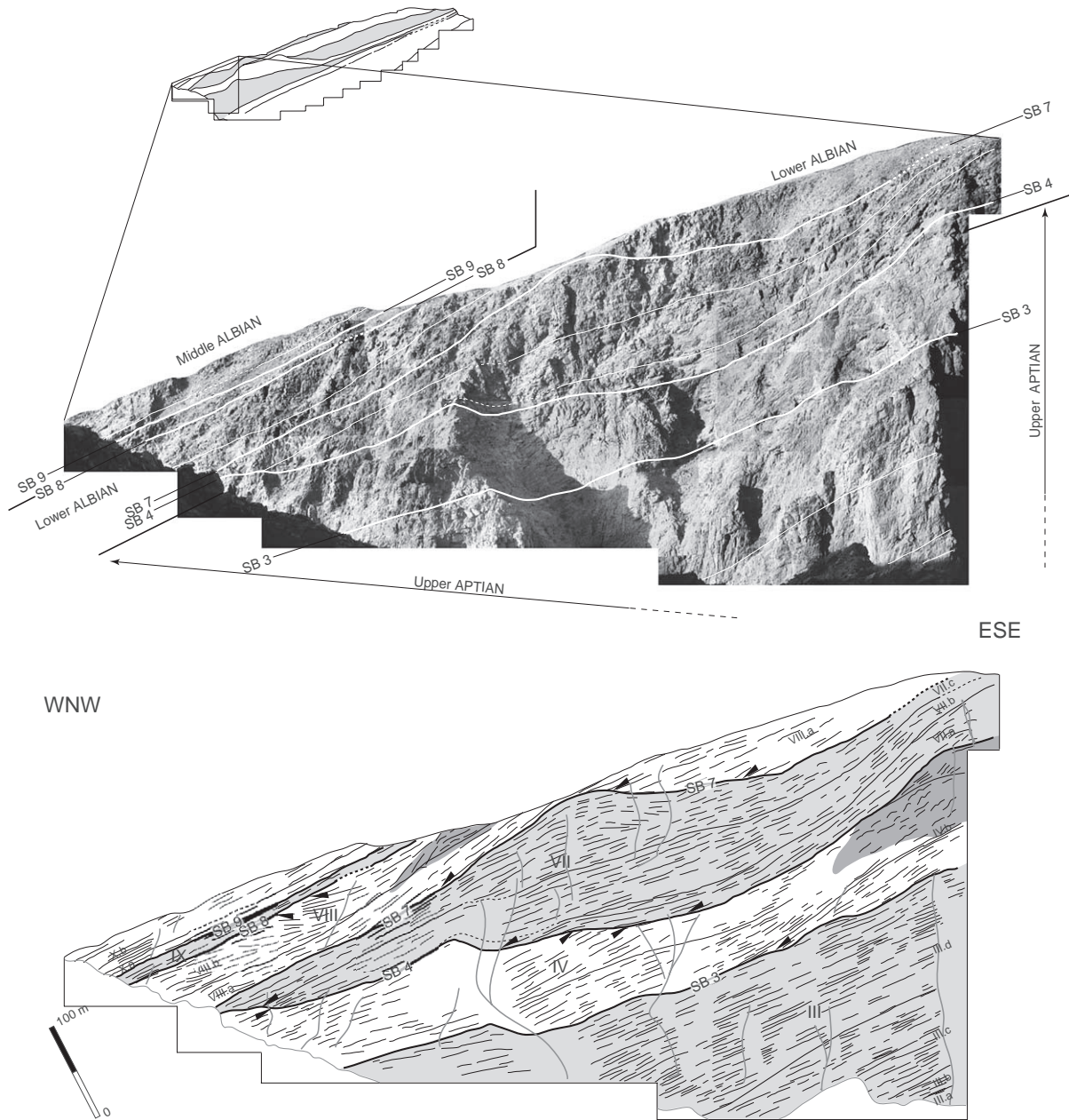
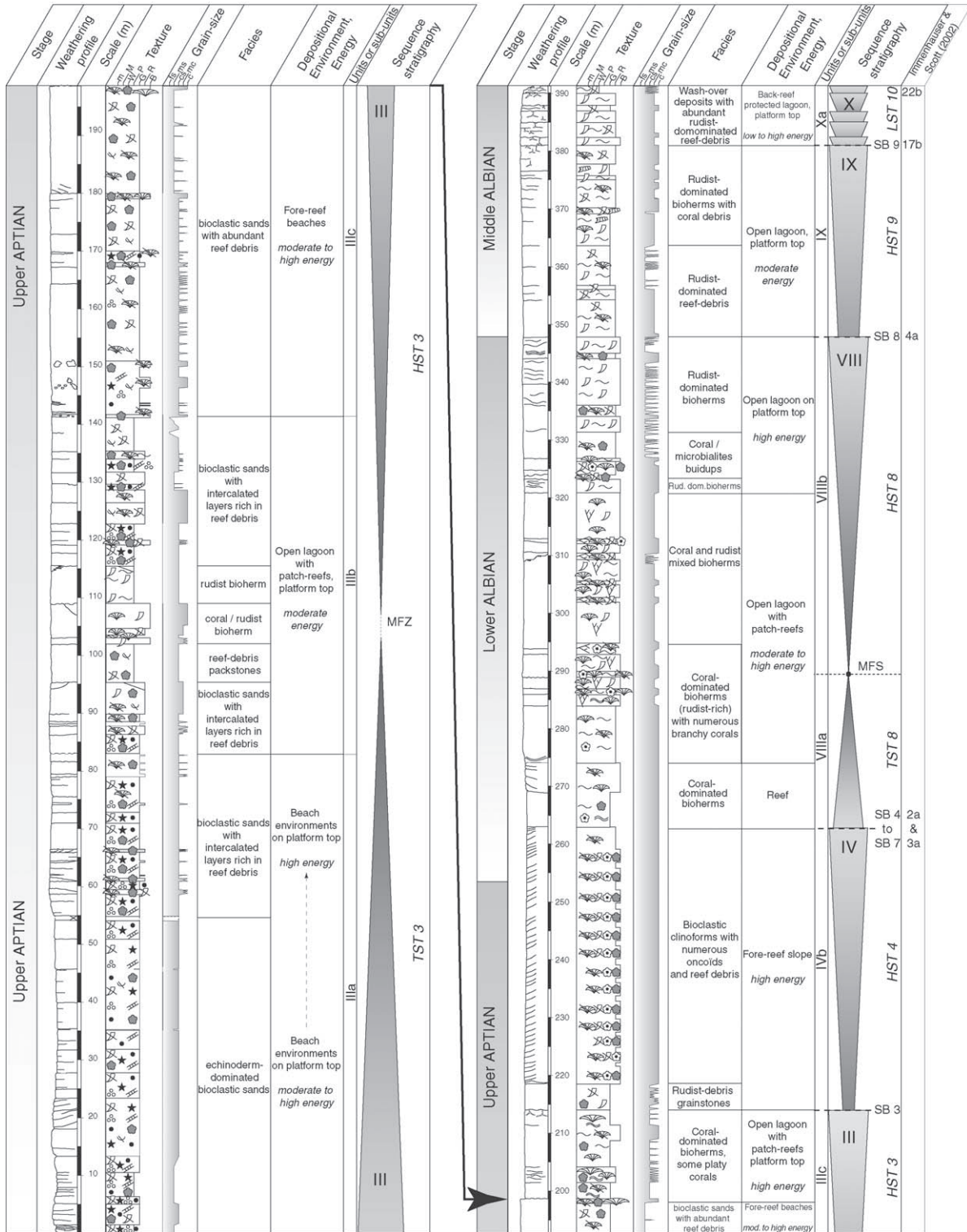


Fig. 7. Photopanel of the uppermost part of the Al Hassanat Formation showing the Upper Aptian–Middle Albian succession. Despite numerous tectonic fractures, the main bed surface allows us to evidence geometrical units that can be interpreted in terms of sequence stratigraphy.

Fig. 8. Logged Section 7 shows the facies evolution in Units III to X (location showed in Fig. 1c). The facies are rather homogenous in the different units, and are dominated by calcarenites with coral and rudist fragments; in the upper part corals are rarer and the succession becomes rudist-dominated. Note that facies evolution is difficult to interpret in terms of sea-level changes; the proposed sequence stratigraphic interpretation is mainly based on the geometrical consideration.



The lower boundary of the third sub-unit (Ic) is an erosional surface that deeply cuts (up to 20 m) into sub-unit Ib (Figs. 2–5). On the N–S cliff of the wadi, sub-unit Ic is regularly bedded, whereas on the W–E cliff this sub-unit is channelized, and the sediments are accreted laterally in the channel (Figs. 3 and 4). Maximum observed thickness of the channelized part of sub-unit Ic is 22 m (Fig. 5) whereas this sub-unit is thicker in its more proximal part (≈ 30 m; Fig. 2). A 4-m-thick slumped interval characterizes the top of sub-unit Ic in the two logged sections (Fig. 5).

Carbonate sediments of Unit I are gravity deposits along clinoforms. They are formed by amalgamation of centimetre- to decimetre-scaled, normally grading deposits containing variable amounts of bioclasts, peloids and reefal debris (Fig. 5). A generally coarsening-upward trend is observed within Unit I. Especially, sub-unit Ic exhibits very common micro-conglomerates (Fig. 5). Distally, a fining-up of the calcarenites is observed (well visible in sub-unit Ib).

4.2. Unit II: transition to the Al Hassanat Formation

The first Upper Aptian geometrical unit (Unit II in figures) is represented by a calcarenitic succession that exhibits a rapid change of thickness from proximal to distal settings. In the southernmost part of the S–N cliff, this sedimentary body is about 100 m thick (Fig. 2); it reaches 48 m in thickness at the level of the wadi (Fig. 5), and pinches out in the eastern part of the W–E cliff (Fig. 3). Unit II is built by three main sub-units (IIa, b and c; Figs. 2–6); the two first sub-units can be followed along Unit II whereas the third one (IIc) pinches out in the western part of the W–E cliff (Fig. 3). As the Arabian Platform was exposed during most of the Late Aptian (Murriss, 1980; Simmons, 1994; Witt and Gökdag, 1994; Sharland et al., 2001; Van Buchem et al., 2002; Immenhauser and Scott, 2002), this sedimentary body hung on to the pre-existing slope of the platform (Hillgärtner et al., 2003). However, this geometrical contact cannot be directly observed in the field. The section logged at the level of the wadi on the N–S cliff shows that sub-unit IIa is formed by orbitolinid-rich, coarse-sandy to micro-conglomeratic rudstones in its two first thirds and by medium- to coarse sandy packstones in its upper third part (Fig. 5). Sub-unit IIb alternates intervals of medium- to coarse sandy packstones with micro-conglomeratic to con-

glomeratic rudstones. It is rich in reefal fragments such as corals, microbialites and microencrusters (*Bacinella* and *Lithocodium*). In its uppermost part, this unit becomes finer (fine to medium sandy packstones; Fig. 5). Sub-unit IIc displays medium to coarse sandy packstones with rare micro-conglomeratic rudstones. An olistolith occurs in this sub-unit (Fig. 5); it is a bioconstructed boulder that probably slid, or rolled, downwards on the platform slope.

4.3. Unit III (Al Hassanat Formation)

The next unit (Unit III in figures) has an almost constant thickness of about 220 m in the N–S cliff of the wadi, whereas on the W–E cliff, Unit III rapidly reduces in thickness, thus exhibiting the palaeo-slope of a small carbonate platform (Hillgärtner et al., 2003). In its proximal part, this platform is formed by the stacking of nearly parallel beds (Figs. 3 and 6), which are grouped in three sedimentary sub-units (IIIa, b and c; Figs. 2, 3, 6 and 7). The first sub-unit (IIIa) can be followed all along the W–E cliff, whereas sub-units IIIb and c were partly truncated, and/or not deposited, towards the basin (Fig. 3). The domal geometry and the less-visible stratification at the top of sub-unit IIIc suggest bioconstructed facies at the margin of this small platform. Coral–microbialite boundstones are also observed in the uppermost part of sub-unit IIIc in the wadi (Section 7; Fig. 8); these bioconstructions are capped by a karstic surface. All these observations might indicate that this platform was mainly aggrading until it became exposed at the top of sub-unit IIIc. Fig. 8 illustrates the facies evolution in Unit III. Sub-unit IIIa is characterized by parallel- or low-angle cross-stratified, bioclastic sandy grainstones. In its upper part, coral–microbialitic rubbles are intercalated as discontinuous layers within the calcarenites. These observations suggest a shoreface to foreshore depositional environment. Sub-unit IIIb displays alternations of bioclastic, rudist-rich packstones with coral–microbialite rudstones and boundstones forming metre-scaled patch-reefs (Fig. 8). These facies suggest lower energy conditions than in sub-unit IIIa, either due to more protected (back barrier?) or slightly deeper conditions. High energy conditions characterize sub-unit IIIc where bioclastic sands are deposited with plane- or low-angle parallel stratifications, locally interrupted by discontinuous levels of coral–micro-

bialite rubbles (Fig. 8). The top of sub-unit IIIc is formed by bioherms with platy corals and microbialites, which were finally exposed as demonstrated by local karstification of their upper surfaces.

4.4. Unit IV (*Al Hassanat Formation*)

The geometrical Unit IV is composed of two main sub-units (IVa and b in the figures). Sub-unit IVa starts in the upper part of the palaeo-slope of Unit III, forming a thin, 5–10-m thick interval, parallel to the slope, and that becomes thicker basinwards (32 m in Section 6; Figs. 3 and 5) and subhorizontal. In Section 6 (Fig. 5), sub-unit IVa is formed by bioclastic, coarse-sandy to micro-conglomeratic grainstones. At its base, numerous coral–microbialite-reef debris are observed, whereas orbitolinid-rich sediments characterize its top (Section 6; Fig. 5). Sub-unit IVb is absent towards the basin, and only developed along the slope and on the top of Unit III (Figs. 3 and 7). The stratification is not very well expressed and locally chaotic, suggesting a bioconstructed origin. In its more proximal setting (Fig. 8), sub-unit IVb is 49 m thick, and is mainly represented by fore-reef deposits forming a steep slope with an angle of more than 30° (in average 36°; Immenhauser et al., 2001). Decimetre-scale *Bacinella*–*Lithocodium* oncoid-rich layers are recognized. The upper boundary of this unit is a toplap-surface (see Fig. 3 of Immenhauser et al., 2001).

4.5. Units V and VI: most basinward part of the *Al Hassanat Formation*

Unit V is only present in the central and eastern parts of the W–E cliff. This unit onlaps on the palaeo-slope of Unit IV (Fig. 3), but does not reach the platform top. Two main sub-units (Va and Vb in Figs. 3 and 5) can be recognized. Sub-unit Va is formed by well-bedded, subhorizontal deposits with alternations of bioclastic, medium- to coarse-sandy grainstones and slightly argillaceous wackestones in which thin bioclastic grainstones are observed (Fig. 5). Sub-unit Vb forms a massive body, probably due to bioconstructed facies by corals and microbialites as observed in Section 6 (Fig. 5). The presence of these bioconstructions in the distal part of sub-unit Vb suggests relatively shallow waters, above the fair-weather wave base (between 10 and 30 m; Immen-

hauser and Matthews, 2004). Total thickness of Unit V exceeds 50 m (55 m in Section 6; Fig. 5).

Unit VI onlaps on the slope of Unit IV and is similar to Unit V (Fig. 3). Two sub-units are identified. The first sub-unit (VIa) is the onlapping part of Unit VI whereas, in its proximal part (western part of the W–E cliff; Fig. 3), the second one (VIb) displays both downlaps and toplaps, suggesting progradation of the system towards the basin. Toplaps clearly evidence an erosional surface at the top of Unit VI. As in Unit V, Unit VI is massive, and only rare, discontinuous stratifications can be identified. This suggests that Unit VI is partly bioconstructed (Fig. 3). The total thickness of this unit is estimated to reach 100 m.

4.6. Units VII, VIII, IX and X: top of the *Al Hassanat Formation*

Sub-horizontal stratifications characterize the lower part of Unit VII in Wadi al Assyi (VIIa; Figs. 3 and 6). This sub-unit covers Unit VI in its distal part, whereas it partly overlies Unit IV in its most proximal part (Figs. 3 and 7) where it pinches out. Sub-unit VIIb is a small sedimentary body that onlaps Unit IV and sub-unit VIIc progrades on a limited distance (600–700 m) towards the basin (Figs. 3 and 7). The more distal part of Unit VII cannot be observed, and its exact lateral extension cannot be assessed. Its maximum thickness is about 125 m.

Geometrically, Unit VIII can be subdivided in two sub-units (Fig. 7). Sub-unit VIIIa first onlaps on the slope of Unit VII, and finally covers it conformably. Sub-unit VIIIb displays angular stratifications that implies progradation of the sedimentary system. In the section logged along the wadi (Fig. 8), Unit VIII is mainly bioconstructed with coral–microbialite bioherms at the base and rudist–microbialite build-ups at the top. Toplaps in the uppermost part of Unit VIII imply an erosional surface at its top (Fig. 7).

Two thin units (Units IX and X in Figs. 7–10) are recognized, mainly based on facies evolution and recognition of exposure surfaces. Unit IX is 35 m thick and displays rudist-rich grainstones and rudstones (Fig. 8) with parallel stratifications. Its boundary with Unit X is marked by a karstified surface, and by a change in colour, from light grey to dark-

brown/grey. Unit X is formed at its base (Xa) by well-bedded limestones in which rudist-rich boundstones and rudstones alternate (Fig. 8). Most of the beds display karstic features at their top, indicating a succession of subaerial exposures. Sub-unit Xb has not been studied in detail but is documented by Masse et al. (1997) and Immenhauser et al. (2001). This unit is about 25 m thick, and contains rudist-dominated wackestones.

5. Sequence stratigraphic interpretation

5.1. Geometries, facies and depositional sequences

Geometries of retrogradation have not been observed in the Lower Aptian of Wadi al Assyi (Unit I), and the depositional system seems to continuously prograde (Figs. 2–4). Therefore, a direct interpretation of relative sea-level changes cannot be uniquely supported by the analysis of the depositional geometries observed in Wadi al Assyi. However, the base of Unit I corresponds to lowstand and early transgressive deposits that probably retrograded when taking into account a larger picture of the margin evolution (Hillgärtner et al., 2003). The upper part of the Lower Aptian (sub-unit 1c; Figs. 2–4) is strongly erosive, suggesting that progradation was forced, possibly due to a fall in relative sea level. This hypothesis is supported by the detailed work recently carried out on the Shuaiba system by Pittet et al. (2002), Van Buchem et al. (2002) and Hillgärtner et al. (2003): the Arabian Platform was exposed close to the end of the Early Aptian (Murriss, 1980; Simmons, 1994; Witt and Gökdag, 1994; Immenhauser et al., 1999; Sharland et al., 2001) whereas the proximal platform margin (Wadi Hammam, Wadi Sreer, Wadi Hedeck, Wadi Barakah, in Hillgärtner et al., 2003; Savary, 2003) was exposed at the Early–Late Aptian boundary (Masse et al., 1997; Hillgärtner et al., 2003). The clay-rich Lower Aptian sub-unit Ia partly correlates on the Oman Platform to the Hawar member (Hillgärtner et al., 2003), which was also influenced by siliciclastic input. This marly member was interpreted as being deposited above the exposure surface at the top of the Upper Kharaib Member (Fig. 1d) during an early phase of transgression (Pittet et al., 2002; Van Buchem et al., 2002; Hillgärtner et al.,

2003). Consequently, the base of sub-unit Ia corresponds to the lowstand systems tract of Unit I (Hillgärtner et al., 2003).

Sub-unit 1b is contemporaneous to the Lower Shuaiba member (Masse et al., 1997, 1998; Hillgärtner et al., 2003) that was interpreted as late transgressive and highstand deposits of a third-order sequence (our Unit I; Sequence III of Pittet et al., 2002; Van Buchem et al., 2002; Hillgärtner et al., 2003). Consequently, the Lower Aptian deposits of Wadi al Assyi record a complete cycle of relative sea-level change. The transgressive systems tract of this sequence is formed by sub-unit 1a and base of sub-unit 1b, whereas the upper part of sub-unit 1b corresponds to the highstand systems tract.

Sub-unit 1c can be interpreted as the forced regressive wedge systems tract *sensu* Hunt and Tucker (1992, 1995) of the Lower Aptian 3rd-order sequence (Unit I in Figs. 2–5). This long-term sequence is capped by a major erosive surface (SB1 in this study; Lower–Upper Aptian boundary in Masse et al., 1997; surface F in Hillgärtner et al., 2003) that can be traced along many tens of kilometres, and that marks the exposure of the major part of the Arabian Platform (Masse et al., 1997). This event, however, was placed by Hillgärtner et al. (2003) 40 m further up (surface G in Hillgärtner et al., 2003; their Fig. 11) regrouping Units I and II of this study in the same sequence (Sequence III in Hillgärtner et al., 2003). As Unit II is dated from the earliest Late Aptian (Masse et al., 1997) and the boundary between the Aptian–Albian is recorded close to the top of Unit IV (Fig. 8), Units II and III as well as most of Unit IV can be attributed to the Upper Aptian.

Based on the geometrical relationships (onlaps, toplaps, downlaps) between the different units described above (Units II to X in figures), and on their internal architecture and facies (recognition of sub-units), Units II to X can be interpreted as depositional sequences resulting from relative sea-level changes. By analogy to fringing coral reefs, Units II to IX are here described as fringing platforms that hung on to the slope of previously deposited sedimentary bodies. These units have no, or very reduced equivalents on the adjacent Oman Platform. These carbonate systems were commonly deposited laterally to each other, and/or overlapped palaeo-topographic highs. Unit II corresponds to one

depositional sequence, and is represented by a short, km-scale shelf-margin wedge system that prograded over Unit I (Figs. 2, 3, 5 and 9) when the Arabian Platform top was exposed. Therefore, this unit developed on the palaeo-slope of the exposed Arabian Platform (Hillgärtner et al., 2003), forming a first geometrical body here described as a fringing platform. This interpretation is in contrast to Hillgärtner et al. (2003) who interpreted Unit II as the highstand systems tract of their third-order Sequence III. Its upper limit can be interpreted as a sequence boundary, because of the downward shift of facies that has been recognized between Units II and III. Indeed, shoreface facies with low-angle parallel or cross-bedded stratifications (base of Section 7; Fig. 8) are observed directly on fine-grained clinoform facies (top of Section 2; Fig. 5).

Unit III (Sequence IV of Hillgärtner et al., 2003) is dominantly aggrading (Figs. 3 and 6), and is capped by an erosional surface well visible along the slope of the platform. Exposure of the platform top is testified by the presence of a karstified surface (Section 7; Fig. 8). Unit III can also be described as a fringing carbonate platform. The palaeo-slope of Unit III possibly served as a by-pass during deposition of sub-unit IVa (Fig. 3).

The next identified units strongly differ from those interpreted by Hillgärtner et al. (2003); their Sequences V correspond in the proximal part of the wadi to our Units IV and VIII (Figs. 7 and 9) and in the distal part to our Units IV and V. Difference in interpretation probably results from the fact that the geometries in the cliff are often difficult to follow due to numerous fractures that render necessary different angles of observation in order to solve the continuity of sedimentary surfaces. This is mainly true for the uppermost part of the cliffs for the correlation of the proximal geometries (Fig. 7) with those visible in the main cliff on the right side of the wadi (Fig. 3). Hillgärtner et al. (2003) have mainly based their interpretation on the geometries visible along the main cliff shown in Fig. 3. Units IV and V are well developed and overlain by remarkable geometrical contacts (SB4 on which Unit V onlaps; Fig. 3). Sequence VI of Hillgärtner et al. (2003) is our Unit VI (Figs. 3 and 9; Fig. 11 in Hillgärtner et al., 2003). The sub-unit IVa can be interpreted as the lowstand systems tract of Unit IV, whereas sub-unit IVb comprises the transgressive

and highstand systems tracts of this sequence (Fig. 9). Relative sea-level rise was of high amplitude during deposition of Unit IV, and can be estimated to be at least 100 m (Figs. 3 and 8). The top of this sequence in its most proximal setting is constituted by steep slope deposits of a reefal platform margin (Fig. 8) truncated as toplaps (Fig. 7), suggesting an important retrogradation towards the Oman Platform before a major sea-level fall. Sediments at the top of Unit IV (Section 7, Fig. 8) are deposited along clinoforms and bear high-energy *Bacinella-Lithocodium* oncoids that developed at a water-depth near the fair-weather wave base (Immenhauser and Matthews, 2004). Sediments at the base of sub-unit Va (Section 6; Fig. 5) show a high- to medium-energy bioclastic fore-beach facies deposited above the fair-weather wave base. Therefore, the carbonate sediments of the top of Unit IV and base of Unit V were both deposited at a relatively shallow water depth, and the palaeotopographic difference between top of sub-unit IVb and base of sub-unit Va roughly estimates the amplitude of the sea-level drop at the boundary between these two units. Consequently, this relative sea-level fall can be estimated as being in the order of 100 m (Figs. 3 and 9).

Units V and VI developed laterally to Unit IV, onlapping on its palaeo-slope (Figs. 3 and 9). These two units show a comparable evolution with a bedded lower part (best expressed in Unit V; Figs. 3 and 5) and more massive upper part (possibly bioconstructed) corresponding to the highstand systems tract (Section 6; Fig. 5) which shows, in their most proximal setting, inclined stratifications capped by a toplap surface (SB 5 and SB 6, respectively; Fig. 3). Unit VII shows a geometrical complete cycle of relative sea-level change, with an onlapping lower part (VIIa and b) on Unit IV, and an upper part (VIIc) that prograded on a short distance (Figs. 7 and 9). Thus, Unit VII is a fringing platform that has a top of very limited extension (around 300 m; Fig. 7). Unfortunately, facies evolution of Units VI and VII could not directly be controlled because of lack of accessibility on the cliff.

A relative sea-level fall of more than 50 m (Fig. 7) is testified by the onlapping of sub-unit VIIa on the sequence boundary above Unit VII. Unit VIII, in its exposed part (Fig. 7), is mainly aggrading. In its uppermost part (sub-unit VIIIb; Section 7; Fig. 8),

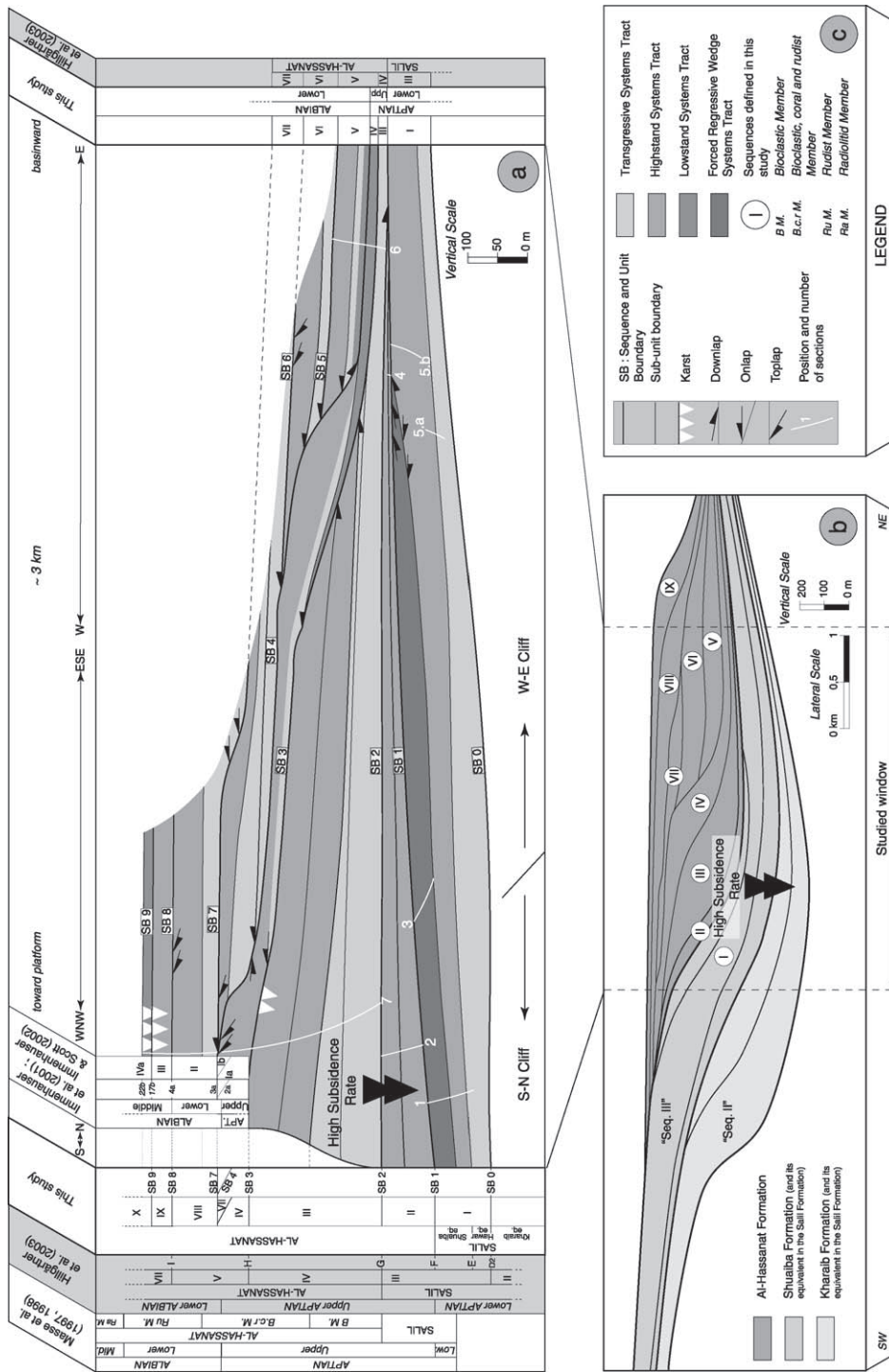


Fig. 9. (a) Reconstructed overall geometries of the Lower Aptian–Middle Albian of Wadi al Assyi that clearly evidences high-amplitude sea-level changes. Note high differential subsidence in the south-western part of the transect after deposition of Unit II. (b) Schematic sequence stratigraphic representation of the Oman Platform margin (modified from Hillgärtner et al., 2003). “Seq. II” and “Seq. III” are the third-order sequences identified on the platform by Van Buchem et al. (2002), Pittet et al. (2002), Hillgärtner et al. (2003) and Savary (2003). (c) Legend to (a) and (b).

prograding geometries are observed in the highstand systems tract. A toplap surface caps Unit VIII, which corresponds to the Lower–Middle Albian boundary (Skelton and Masse, 2000; Immenhauser et al., 2001). In Section 7 (Fig. 8), changes from coral–microbialite dominated facies to rudist–microbialite dominated facies in Unit VIII imply a shallowing upward trend (Gili et al., 1995).

Units IX and X only outcrop on a limited distance (Fig. 7), and thus cannot be interpreted in terms of geometry. Furthermore, facies in Unit IX are quite homogenous (Fig. 8), and are interpreted as shallow-water sediments of a platform top (rudist-dominated facies; Fig. 8). Unit IX is capped by a karstic surface (SB 9 in this study; discontinuity 4a in Immenhauser et al., 2001; respectively 17b in Immenhauser and Scott, 2002) that separates it from Unit X. Therefore, Unit IX may also be interpreted as one depositional sequence (Section 7 in Fig. 8). The boundary between Units IX and X is also evidenced by a change in the colour of the rocks, passing from light grey to dark grey-brown. The base of Unit X is formed by a succession of shallowing-upward, metre-scaled sequences capped by karstic surfaces (Fig. 8). Its upper part is not described in the present work, but is formed by rudist-dominated facies that were deposited during a relative rise of sea level (Immenhauser et al., 2001). The upper boundary of Unit X is not exposed in Wadi al Assyi.

5.2. Duration of sequences

Available biostratigraphic data allow us to estimate the mean duration of the identified sequences. The base of Unit I is dated by correlation from the earliest Aptian, whereas its upper limit corresponds to the Lower–Upper Aptian boundary (Masse et al., 1997). Therefore, Unit I represents a sequence deposited during a time interval of less than 4 My (Gradstein et al., 1994), and can be interpreted as a 3rd-order sequence sensu Vail et al. (1991). Units II, III and most of Unit IV are dated as Late Aptian (Masse et al., 1997; Skelton and Masse, 2000). This translates in a mean duration of at least 1.6 My applying the timescale of Gradstein et al. (1994). The transition between Units VIII and IX is attributed to the Lower–Middle Albian boundary (Skelton and Masse, 2000; Immenhauser and Scott, 2002; Fig. 9). Consequently,

four sequences were deposited during the Early Albian (Fig. 9), and their mean duration is close to 1.5 My (Gradstein et al., 1994). Therefore, Units V to VIII can be interpreted as third-order sequences. Probably, Units IX and X correspond also to 3rd-order sequences; however, their duration cannot be constrained due to lack of precise age attribution.

Substantial time gaps may result in an over-estimation of the mean duration of some units. However, the outcrop continuity between platform top and proximal basin deposits in Wadi al Assyi allows us to reconstruct most of the sedimentary evolution during the Late Aptian–Middle Albian. SB4 on the platform top is a long-lasting exposure surface that corresponds to the basinward Sequences V to VII, in which sedimentary evolution can be analysed. However, the duration of the exposure surfaces SB8 and SB9 cannot be estimated because the distal part of Sequences VIII and IX do not outcrop in Wadi al Assyi due to post-Miocene erosion after uplift of the Jebel Akhdar (Rabu, 1987; Hanna, 1990).

6. Discussion

6.1. Fringing platform system

The analysed marginal system of the Late Aptian–Middle Albian of northern Oman exhibits a succession of kilometre-scale carbonate platforms that develop laterally to each other (Hillgärtner et al., 2003), similarly to fringing reefs developing directly at the shoreline in upper shoreface environments. The geometry of these platforms, here defined as fringing carbonate platforms, is the result of the exposure of the main part of the Oman Platform during the Late Aptian and of high-amplitude relative sea-level changes during Late Aptian–Middle Albian time, both forcing the marginal carbonate system to prograde. Therefore, each fringing platform developed first laterally to, and if relative sea-level rise was sufficient, also above the preceding one (Fig. 9). These fringing platforms correspond to 3rd-order sequences because of their geometrical development and of their mean duration (≥ 1.5 My). They are characteristically formed by an aggradational/retrogradational lower part and an only slightly progradational upper part (Fig. 9). The weak progradation of

each of these sequences possibly results from two main mechanisms: limited erosion and high-amplitude sea-level fluctuations. The observed fringing platforms are partly bioconstructed, forming rigid aggrading systems that suffered only limited erosion, so that only a relatively small volume of debris was shed basinwards. High-amplitude relative sea-level falls were responsible for a rapid downward shift of the depositional system that limited the progradation of each of these platform systems. As a consequence, the carbonate systems were forced to shift basinwards, thus contributing to the overall progradation of the margin. High-amplitude relative sea-level rise was responsible for the aggradation of the carbonate systems that kept-up with sea level. Consequently, these fringing carbonate platforms show a behaviour comparable to that of scleractinid coral reefs. The carbonate systems first catch-up and then keep-up with sea-level rise (Kendall and Schlager, 1981). Due to the limited extension of these platforms, only a limited volume of debris are exported basinwards in contrast to extensive carbonate systems that shed a lot of sediments to the basin during highstand periods (Droxler and Schlager, 1985; Schlager et al., 1994).

6.2. Relative sea-level fluctuations during the Aptian–Early Albian

Five major relative sea-level falls are recognized in the studied system (Fig. 9). The first sea-level fall occurred at the Early–Late Aptian boundary (SB1; Fig. 9). In the study area, this event resulted in a pronounced downward shift of facies (Figs. 5 and 8) and the deposition of a forced regressive wedge systems tract that deeply eroded the underlying sediments (Figs. 3 and 4). This sea-level fall was estimated to have a magnitude of about 100 m (Hillgärtner et al., 2003), and fall was probably the result of a regional tectonic uplift of the Arabian Platform margin combined with a eustatic drop in the order of 50 to 80 m (Hillgärtner et al., 2003). Based on the recognition of onlap geometries of basinal deposits against the platform margin, this event was similarly identified in the intra-shelf Bab Basin (Fig. 1) (Witt and Gökdag, 1994; Grötsch et al., 1998; Van Buchem et al., 2002). In the Bab Basin, this drop in sea level was estimated to have an amplitude of at least 50 m (Van Buchem et al., 2002), and the same

event was perhaps recognized across the Tethyan realm (e.g., Hardenbol et al., 1998), the Pacific Ocean (Röhl and Ogg, 1996, 1998), and on the Russian Platform (Sahagian et al., 1996). This sea-level fall resulted in the nearly total exposure of the Arabian Platform (Sharland et al., 2001), and carbonate sedimentation only continued at the platform margin. However, this event, as many other major global sea-level events, is not exactly synchronous all over the world (Immenhauser and Scott, 1999). Other factors such as local or regional tectonics or different palaeobathymetry of the environments can have interplayed with, and masked global sea-level fluctuations (Immenhauser and Scott, 1999). In many cases, insufficient time resolution as well as the use of different time scales makes the correlation of sea-level fluctuations deduced from different palaeogeographical settings difficult (Immenhauser and Scott, 1999).

A second, possibly major, relative sea-level fall occurred in the early Late Aptian, and defines the sequence boundary SB2 between Units II and III (Fig. 9). This event is evidenced by a downward shift of facies, passing abruptly from clinof orm to shoreface deposits (Figs. 5 and 8). However, the amplitude of this sea-level fall cannot be assessed because of incomplete information on the geometrical relationships between Units II and III (Figs. 2 and 3). Hillgärtner et al. (2003) estimated a sea-level drop in the order of 100 m from which 50–80 m would have had a eustatic origin, because tectonic uplift was considered as insufficient to explain the major downward shift of inner-platform facies along the margin during Late Aptian times. A third major relative sea-level fall of 30 to 40 m occurred in the middle Late Aptian at the end of the deposition of Unit III (Fig. 9). A well-developed wedge corresponding to a lowstand systems tract can be observed at the base of Unit IV (Fig. 3).

The fourth major relative sea-level fall occurred in the earliest Early Albian (Fig. 9), and can be estimated to be at least 100 m. A long-lasting sequence boundary characterizes the top of Unit IV (SB4; Fig. 9), and three 3rd-order sequences were deposited basinwards while platform top of Unit IV was still exposed (Fig. 9). The last major relative sea-level fall is late Early Albian in age, and followed the deposition of Unit VII (SB7; Fig. 9). Its minimum amplitude is estimated to be 50 m (Fig. 7).

Three high-amplitude rises in relative sea level are evidenced based on the geometrical analysis of Upper Aptian–Lower Albian sediments in Wadi al Assyi (Fig. 9). The first rise occurred during deposition of Unit III, and is testified by the aggradational stacking pattern of 215 m of sediments (Fig. 3). A major sea-level rise is recorded during deposition of Unit IV close to the Aptian–Albian boundary (Fig. 9). An important and possibly rapid creation of accommodation is suggested by the observation of reef-slope deposits at the top of Unit IV, directly on Unit III. The amplitude of the relative sea-level rise probably exceeded 100 m (Fig. 3). The third high-amplitude sea-level rise took place during deposition of Unit VIII, and more than 100 m of sediments were deposited between the base of the onlap surface on SB 7 and the toplap surface SB8 (Fig. 7).

6.3. Sea-level fluctuations and correlation between the Al Hassanat and Nahr Umr formations

Fluctuations in relative sea level were reconstructed for the Aptian–earliest Middle Albian (Fig. 10). The resulting curve is based on the quantification of relative sea-level fall, but also takes the re-flooding of the Arabian Platform recorded in the Nahr Umr Basin (Immenhauser and Scott, 2002) into account. The resulting curve is compared with the sea-level curve constructed for the Wadi Al Assyi and the Nahr Umr Basin by Immenhauser and Matthews (2004).

Three main hardgrounds (HB1, HB2 and HB3 in Immenhauser et al., 1999; DS-1, DS-2 and DS-4a in Immenhauser et al., 2001; 1a, 2a and 3a in Immenhauser and Scott, 2002), which were formed by the combining effect of subaerial exposure and marine flooding, have been identified in the Nahr Umr Basin. The first hardground occurred at the top of the Lower Shuaiba Member, and comprised the main part of the Late Aptian (Immenhauser et al., 1999). Therefore, it corresponds to Unit II and most of Unit III in Wadi al Assyi (Fig. 10a). The sediments deposited in the Nahr Umr Basin between the major discontinuities 1a and 2a likely correspond to the highstand of Unit III in Wadi al Assyi (Fig. 9).

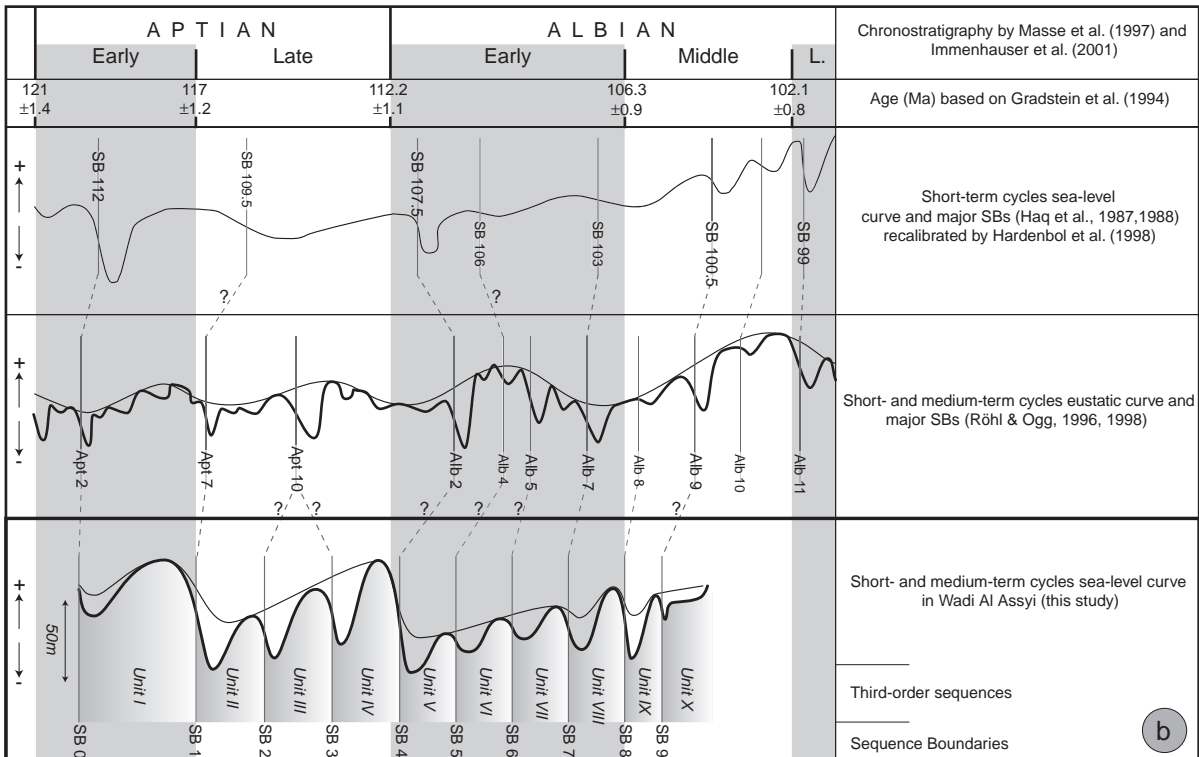
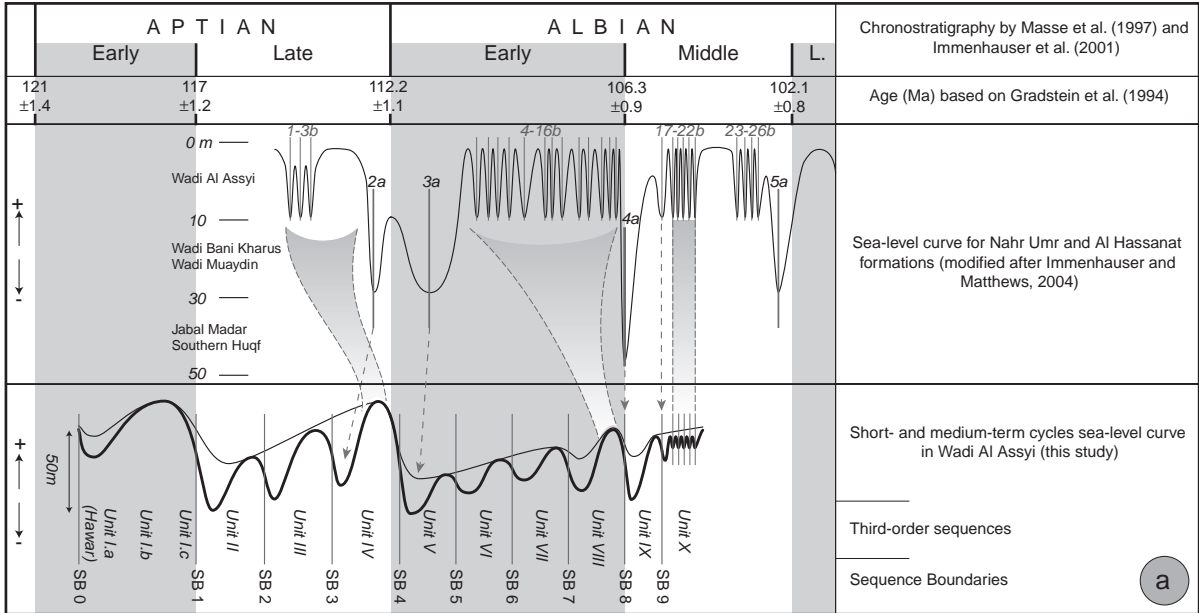
Immenhauser and Matthews (2004) have correlated their surface 2a and 3a of the Nahr Umr Formation to one single surface in Wadi al Assyi (SB4 to SB7 in Fig. 8). However, the present study suggests a major

discontinuity surface (SB3) some 50 m below SB4 that corresponds to a sea-level drop of about 30 to 40 m. SB3 is therefore tentatively correlated to the surface 2a of Immenhauser and Matthews (2004) (HB2 of Immenhauser et al., 1999) in the Nahr Umr Formation. This interpretation is also supported by the fact that both are dated from the uppermost Upper Aptian (Fig. 8; Masse et al., 1997; Skelton and Masse, 2000; Immenhauser and Scott, 2002).

Deposits of the Nahr Umr comprised between these two hardgrounds (2a and 3a in Immenhauser and Matthews, 2004) likely correspond to the sea-level highstand at the top of Unit IV (Fig. 10a). The strongly retrogradational trend during deposition of this unit (Figs. 9 and 10) may have resulted in a second re-flooding event in the Nahr Umr Basin (Figs. 1 and 10). In the proximal part of Wadi al Assyi, SB4 to SB7 are amalgamated, and therefore correspond to a hiatus of extended duration (Figs. 8 and 9). There, the limestones deposited above this hiatus are attributed to our Unit VIII, and Units V to VII are only recorded basinwards (Figs. 3, 7–9). Top of Unit VIII corresponds to the surface 4a of Immenhauser and Scott (2002) (DS-4 of Immenhauser et al., 2001) in Wadi al Assyi, and is correlated to the surface FG4 (labelled 4a in Immenhauser and Matthews, 2004) in the Nahr Umr Basin. Consequently, the interval comprised between SB4/SB7 to SB8 in the proximal part of Wadi al Assyi (Fig. 8) may correspond to the entire interval comprised between the surface 3a and 4a in the Nahr Umr Basin, or only to a part of this interval. In this second hypothesis, the identified Unit V to VII possibly have a correspondence to the small-scale sequences identified in the Nahr Umr Basin by Immenhauser and Matthews (2004).

Surface 17b of Immenhauser and Matthews (2004) is our surface SB9, whereas surfaces 18b to 22b of these authors are the sequence boundaries of the small-scale sequences within our Unit X (Fig. 8). The correspondence of these surfaces with the Nahr Umr deposits is not yet clearly established.

The comparison of the sea-level curve of Immenhauser and Matthews (2004) with that deduced from the geometrical analysis of the Wadi al Assyi (Fig. 10a) evidences great similarities both in terms of timing and amplitude of the major sea-level drops. However, the proposed correlation between the Wadi al Assyi and the Nahr Umr Basin in the present study implies that the



surfaces 1–3b of Immenhauser and Matthews (2004) in Wadi al Assyi belong to the highstand systems tract of Unit IV. The major hiatus in Wadi al Assyi occurred at the top of Unit IV (SB4 to SB7 in Fig. 8), and Units V to VII are absent in the section used by Immenhauser and Matthews (2004) to reconstruct their sea-level curve. Consequently, surfaces 4–16b of Immenhauser and Matthews (2004) have been deposited during the highstand systems tract of Unit VIII (Fig. 10a).

6.4. Origin of sea-level changes

Reconstruction of the complete geometry of the Aptian and Lower–Middle Albian in Wadi al Assyi evidences that the clinoform geometries constituting Units I and II have underwent a rotational movement due to differential subsidence along the studied transect (see geometries in Fig. 9a). This tectonic movement was the result of the migration towards the basin of the depocenter that followed the general progradation of the platform margin (Hillgärtner et al., 2003; Savary, 2003). It probably resulted from the accumulation during the Early Aptian of a very thick (about 400 m) carbonate succession 4 km to the south–west of Wadi al Assyi where the margin of the Oman Platform was situated (Hillgärtner et al., 2003). The reconstruction of the platform geometry in Wadi al Assyi (Fig. 9a) also suggests that deposition of the 215-m-thick Unit III was responsible for enhanced subsidence in the south-western part of the studied transect. Therefore, the important accommodation creation during deposition of Unit III was partly controlled by tectonics (Hillgärtner et al., 2003).

Immenhauser and Scott (1999) suggested that some Albian important sea-level fluctuations are diachronous, or are difficult to correlate globally due to imprecise biostratigraphic frameworks, use of different time scales and/or disturbance of the eustatic signal by local or regional tectonism. Thus, uncertainty remains for correlations between different palaeogeographical domains. However, there is some

correspondence between the major episodes of sea-level falls recognized in the present study with the major sequence boundaries evidenced in the north-western Pacific (ODP Legs 143 and 144; Röhl and Ogg, 1996, 1998) and with the global chart of Haq et al. (1987, 1988). SB0, SB1 and SB4 may correspond to Apt2, Apt7 and Alb2 of Röhl and Ogg (1998), respectively (Fig. 10b). Uncertainty in age attribution concerns SB2, SB3, SB5, SB6 and SB7 in Wadi al Assyi. Therefore, the correspondence with the sequence boundaries of Röhl and Ogg (1998) is not straightforward. Apt10 can then correspond either to SB2 or SB3 (Fig. 10b). Alb4 and Alb5 are tentatively correlated to SB5 and SB6, respectively, and Alb7 to SB7. The event Alb8, which approximately corresponds to the Early–Middle Albian boundary, may thus correspond to SB8. Alb 9 of Röhl and Ogg (1998), which is dated from the middle Middle Albian, possibly correlates to SB9 (Fig. 10b). Major sea-level events recorded in Wadi Al Assyi may have their correspondence with some of the sequence boundaries of Haq et al. (1987, 1988). SB112 of Early Aptian age, early Late Aptian SB109.5, earliest Early Albian SB107.5 and latest Early Albian SB103 of Haq et al. (1987, 1988) can possibly be correlated to SB0, SB1, SB4 and SB7, respectively (Fig. 10b).

The over-regional correlation of the 3rd-order sequences evidenced in northern Oman suggests that sea-level changes are likely of eustatic origin (Fig. 10b). If amplitudes of relative sea-level rise are difficult to estimate because of the contribution of subsidence to accommodation gain, the high-amplitude sea-level falls that correlate to sequence boundaries recognized also in other study areas have certainly an important eustatic component (Fig. 10b). This interpretation highlights the problem of the origin of rapid eustatic sea-level changes of 30 to (possibly) 100 m in the Late Aptian–Early Albian. Immenhauser and Matthews (2004) provided a review of the different driving mechanisms responsible for fluctuations of relative sea-level in order to explain the origin of sea-

Fig. 10. (a) Reconstruction of the sea-level fluctuations deduced from the geometry of the uppermost Salil and Al Hassanat Formations. Our sea-level curve is compared to the sea-level curve proposed by Immenhauser and Matthews (2004). Small-scale discontinuities 1b to 3b represent low amplitude/high frequency surfaces in the highstand of Unit IV, and 4b to 16b in the highstand of Unit VIII. Major (regional) discontinuities are also correlated. Note that the surfaces 2a and 3a of Immenhauser and Matthews (2004) are correlated to SB3 and SB4; see text for further explanations. (b) The proposed sea-level curve is compared to that of Röhl and Ogg (1996, 1998) in the Pacific, and to that of Haq et al. (1987, 1988). Many similarities are observed between these three curves. However, due to a poor biostratigraphic resolution in Wadi al Assyi and in the Pacific (Röhl and Ogg, 1996, 1998), uncertainties remain for the correlation of several sea-level fluctuations.

level events for the Albian of Oman. They discussed the range of duration and the possible resulting amplitude of sea-level changes linked to processes such as volume changes of mid-ocean ridges, volcanism, local and regional tectonics, changes in volume of sediment deposition amount in oceans. They concluded that only unknown mechanisms or changes in continental ice volumes (glacio-eustasy) could explain high-amplitude sea-level variations as those observed in Wadi al Assyi. However, a controversy exists about the existence of polar ice caps in the Aptian–Albian (see discussion in Price, 1999; Francis and Frakes, 1993; Sellwood et al., 1994; Immenhauser and Matthews, 2004). For instance, the development of gymnosperm rainforests in Antarctica (Francis, 1986; Price, 1999) contradicts the notion of low-altitude ice-shields during the Albian–Cenomanian. Short ice-house episodes during the Cretaceous have been however proposed by different authors (Frakes and Francis, 1988; Francis and Frakes, 1993; Weissert and Lini, 1991; Sellwood et al., 1994; Pirrie et al., 1995; Stoll and Schrag, 1996) and especially for the Aptian time interval (Price, 1999; Pucéat et al., 2003). Mainly, a cooling event has been evidenced during the Late Aptian–Early Albian both in northern and southern hemispheres (Hochuli et al., 1999; Pirrie et al., 2004), probably resulting in the formation of perennial and/or seasonal polar ice caps. A global cold climate may therefore have been one of the mechanisms that contributed to the decline of many carbonate platforms during the Late Aptian and the Albian, and then to the deposition of siliciclastic-rich sediments (e.g., Oman, Immenhauser et al., 1999; Vocontian Basin, Bréhéret, 1997; or Pyrenees Platform, Lenoble and Canérot, 1993) or formation of condensed phosphatic horizons (e.g., Helvetic realm, Föllmi et al., 1994).

7. Conclusion

Marginal carbonate systems, i.e. transition from platform to basin, are ideal sites when seeking the most complete the sedimentary record, mainly in periods of high-amplitude sea-level fluctuations. When hiatuses occur on the platform due to low sea-level stands, carbonate sedimentary systems migrate basinwards, where facies evolution and sea-level changes still can be analysed. This is the case at

the margin of the Arabian carbonate Platform in northern Oman during the Late Aptian–Middle Albian. There, the analysis of the geometries in the uppermost Salil and Al Hassanat Formations of Wadi al Assyi testifies to the exposure of the Arabian Platform during most of the Late Aptian–Middle Albian and for the development of successive fringing carbonate platforms in tune with 3rd-order sea-level fluctuations. These fringing platforms mainly display retrogradational/aggradational geometries. They are separated from each other by sequence boundaries formed during rapid, high-amplitude sea-level fall that forced the carbonate system to migrate towards the Hawasina Basin. This results in the overall progradation of the Arabian Platform margin during the Late Aptian and Middle Albian. Together, the fringing platforms constitute a 2nd-order shelf-margin wedge that terminates the Early Cretaceous Kahmah Group.

Five major relative sea-level fluctuations of 30 to possibly 100 m of amplitude are identified in the Aptian–lowermost Middle Albian of Wadi al Assyi. As they can possibly be correlated to sequence boundaries found in other basins (e.g., Pacific; Röhl and Ogg, 1998), they are here interpreted as having a dominantly eustatic origin. The existence of polar ice caps in the Late Aptian and Early–Middle Albian is still controversial, but the high amplitude of these sea-level changes is best explained by glacio-eustatic mechanisms. Therefore, polar ice caps may have existed at least during time of low sea level. Cooling episodes and low sea-level stands have probably contributed to the decrease in carbonate accumulation in platform settings, thus reducing the shedding of carbonates toward basinal environments (Schlager et al., 1994) resulting in the deposition of dominantly siliciclastic sediments or condensed horizons in the Tethyan realm (e.g., Bréhéret, 1997; Föllmi et al., 1994). Cooling events commonly preceded or coincided with carbonate crises (e.g., Pliensbachian–Toarcian boundary, Rosales et al., 2004; Callovian–Oxfordian transition, Dromart et al., 2003; Mid-Valanginian, Pucéat et al., 2003). This seems to be also the case for the Aptian–Albian.

Some Mesozoic drowning unconformities (Schlager, 1989, 1998) as the one observed at the boundary between the Shuaiba and Nahr Umr formations in Oman are first surfaces of exposure that later record a fast deepening of the environment. Glacio-eustatic sea-level changes could both explain long-duration

exposure (ice accumulation) followed by rapid deepening (melting). Therefore, the formation of drowning unconformities, or of complex surfaces that are both exposure surfaces and marine hardgrounds (e.g., Nahr Umr Formation; Immenhauser et al., 1999) might result from glacio-eustasy. Drowning of platforms is also favoured by environmental disturbances (Schlager, 1991), and the cooling events that are commonly recorded in time of carbonate crisis challenge the question of the role of temperature as one supplementary factor responsible for the decline of carbonate producing systems.

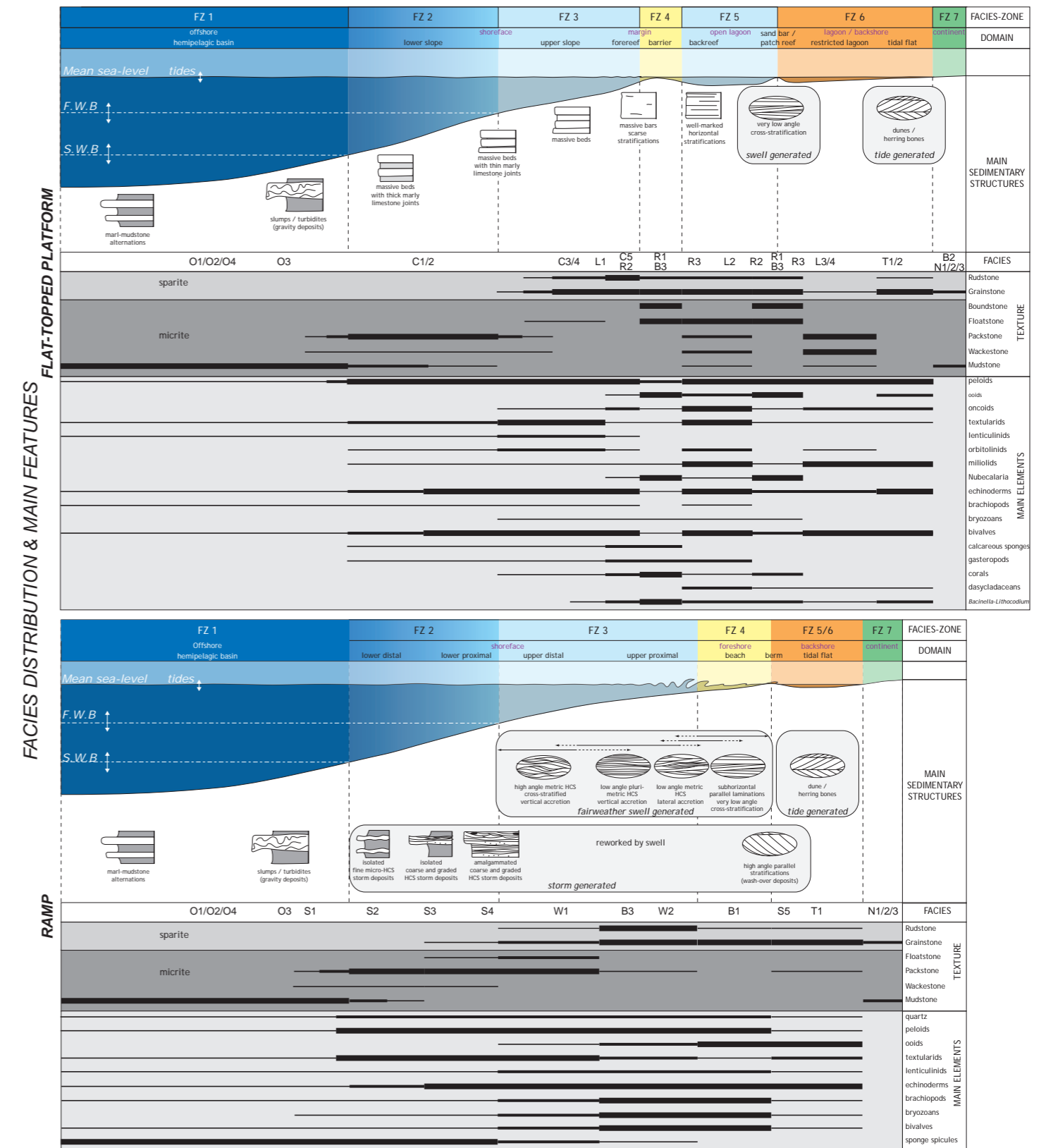
Acknowledgements

Field work was financially supported by a project led by F. Guillocheau within the GDR-Marges program, confection of thin sections by an Eclipse project of the CNRS attributed to B.P. This study would not have been possible without the previous work led in Oman by the group of Frans van Buchem of the Institut Français du Pétrole (IFP), in which B.P. greatly improved his experience of omanese carbonate systems. We would like to thank Frans van Buchem, Adrian Immenhauser and an anonymous reviewer who greatly helped us to strengthen the general quality of the present study. Thanks also to John Reijmer and Adrian Immenhauser for inviting us to contribute to this special issue dedicated to Wolfgang Schlager.

References

- Bréhéret JG. L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne (des bordures au bassin) Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. *Mém Soc Géol Nord* 1997;25 [614 pp.].
- Dromart G, Garcia J-P, Picard S, Atrop F, Lécuyer C, Sheppard SMF. Ice age at the Middle–Late Jurassic transition. *Earth Planet Sci Lett* 2003;213:205–20.
- Droxler AW, Schlager W. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* 1985;13:799–802.
- Föllmi KB, Weissert H, Bisping M, Funk H. Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy and carbonate platform evolution along the northern Tethyan margin. *Geol Soc Amer Bull* 1994;106:729–46.
- Frakes LA, Francis JE. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature* 1988;333:547–9.
- Francis JE. Growth rings in Cretaceous and Tertiary wood from Antarctica and their paleoclimatic implications. *Palaeontology* 1986;29:665–84.
- Francis JE, Frakes LA. Cretaceous climates. In: Wright VP, editor. *Sedimentology Review*, vol. 1. Blackwell; 1993. p. 17–30.
- Gili E, Skelton PW, Vicens E, Obrador A. Coral to rudists—an environmentally induced assemblage succession. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeocol* 1995;119:127–36.
- Gradstein FM, Agterberg FP, Ogg JG, Hardenbol J, Van Veen P, Thierry J, et al. A Mesozoic time scale. *J Geophys Res* 1994;99:24051–74.
- Grötsch J, Billing I, Vahrenkamp V. Carbon-isotope stratigraphy in shallow water carbonates: implications for Cretaceous black shale deposition. *Sedimentology* 1998;45:623–34.
- Hanna SS. The Alpine deformation of the Central Oman mountains. *Geol Soc Spec Publ* 1990;49:341–59.
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science* 1987;235:1156–67.
- Haq BU, Hardenbol J, Vail PR. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: Wilgus CK, Hastings BS, Ross CA, Posamentier HW, van Wagoner J, Kendall CGStC, editors. *Sea-level Changes; An integrated Approach*. Spec Publ-SEPM, vol. 42. 1988. p. 72–108. Tulsa.
- Hardenbol J, Thierry J, Farley MB, de Graciansky P-C, Vail PR. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: de Graciansky P-C, Hardenbol J, Jacquin T, Vail PR, editors. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Spec Publ - Soc Sediment Geol, vol. 60. 1998. p. 3–13.
- Harris PM, Frost SH, Seiglie GA, Schneidermann N. Regional unconformities and depositional cycles Cretaceous of the Arabian Peninsula. *AAPG Mem* 1984;36:67–80.
- Hillgärtner H, Van Buchem FSP, Gaumet F, Razin P, Pittet B, Grötsch J, et al. The Barremian–Aptian evolution of the eastern arabian carbonate platform margin (northern Oman). *J Sediment Res* 2003;73(5):756–73.
- Hochuli PA, Menegatti AP, Weissert H, Riva A, Erba E, Premoli Silva I. Episodes of high productivity and cooling in the early Aptian Alpine Tethys. *Geology* 1999;27:657–60.
- Hughes Clarke MW. Stratigraphy and rock unit nomenclature in the oil-producing area of Interior Oman. *J Pet Geol* 1988;11(1):5–60.
- Hunt D, Tucker ME. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sediment Geol* 1992;81:1–9.
- Hunt D, Tucker ME. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall—reply. *Sediment Geol* 1995;95:147–60.
- Immenhauser A, Matthews RK. Albian sea-level in Oman: the ‘Rosetta Stone’ approach. *GeoArabia* 2004;9(3):11–46.
- Immenhauser A, Scott RW. Global correlation of middle Cretaceous sea-level events. *Geology* 1999;27(6):551–4.
- Immenhauser A, Scott RW. An estimate of Albian sea-level amplitudes and its implication for the duration of stratigraphic hiatuses. *Sediment Geol* 2002;152:19–28.
- Immenhauser A, Schlager W, Burns SJ, Scott RW, Geel T, Lehman J, et al. Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations

- constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Formation, Oman). *J Sediment Res* 1999;69:434–46.
- Immenhauser A, Van der Kooij B, Van Vliet A, Schlager W, Scott RW. An ocean-facing Aptian–Albian carbonate margin, Oman. *Sedimentology* 2001;48:1187–207.
- Kendall CGStC, Schlager W. Carbonates and relative changes in sea-level. *Mar Geol* 1981;44:181–212.
- Lenoble JL, Canérot J. Sequence stratigraphy of the Clansayesian (uppermost Aptian) formations in the western Pyrénées (France). In: Posamentier HW, Summerhayes CP, Haq BU, Allen GP, editors. *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. IAS Spec Publ, vol. 18. 1993. p. 283–94.
- Masse J-P, Borgomano J, Al Maskiry S. Stratigraphy and tectonosedimentary evolution of a late Aptian–Albian carbonate margin: the northeastern Jebel Akhdar (Sultanate of Oman). *Sediment Geol* 1997;113:269–80.
- Masse J-P, Borgomano J, Al Maskiry S. A platform-to-basin transition for lower Aptian carbonates (Shuaiba Formation) of the northeastern Jebel Akhdar (Sultanate of Oman). *Sediment Geol* 1998;119:297–309.
- Murris RJ. Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat. *AAPG Bull* 1980;64:597–618.
- Pirrie D, Doyle P, Marshall JD, Ellis G. Cool Cretaceous climates—new data from the Albian of Western Australia. *J Geol Soc (Lond)* 1995;152:739–42.
- Pirrie D, Marshall JD, Doyle P, Riccardi AC. Cool early Albian climates; new data from Argentina. *Cretac Res* 2004;25:27–33.
- Pittet B, Van Buchem FSP, Hillgärtner H, Razin P, Grötsch J, Drostes H. Ecological Succession, palaeoenvironmental change, and depositional sequences of Barremian–Aptian shallow-water carbonates in northern Oman. *Sedimentology* 2002;49:555–81.
- Pratt BR, Smewing JD. Early Cretaceous platform-margin configuration and evolution in the Central Oman Mountains, Arabian Peninsula. *AAPG Bull* 1993;77:225–44.
- Price GD. The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic. *Earth-Sci Rev* 1999;48:183–210.
- Pucéat E, Lécuyer C, Sheppard SMF, Dromart G, Reboulet S, Grandjean P. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography* 2003;18(2):1029.
- Rabu, D., 1987. Géologie de l'autochtone des montagnes d'Oman: la fenêtre du Jebel Akhdar. La semelle métamorphique de la nappe ophiolitique de Semail dans les parties orientale et centrale des montagnes d'Oman: une revue. Thèse Doct. D'Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris, Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 130. 582 pp.
- Röhl U, Ogg JG. Aptian–Albian sea-level history from Guyots in the Western Pacific. *Paleoceanography* 1996;11:595–624.
- Röhl U, Ogg JG. Aptian–Albian eustatic sea-levels. *IAS Spec Publ*, vol. 25. p. 95–136.
- Rosales I, Robles S, Quesada S. Elemental and oxygen isotope composition of Early Jurassic belemnites: salinity vs temperature signals. *J Sediment Res* 2004;74(3):342–54.
- Sahagian D, Pinous O, Olfieriev A, Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic–Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy, zonal resolution. *AAPG Bull* 1996; 80:1433–58.
- Savary, B., 2003. Dynamique de dépôt et Géométries des turbidites carbonatées: Barrémien–Aptien de l'Oman et du Sud-Est de la France. Unpubl. PhD thesis, Univ. Lyon, France. 277 pp.
- Schlager W. Drowning unconformities on carbonate platforms. In: Crevello PD, Sarg JF, Read JF, Wilson JL, editors. *Controls on Carbonate Platform to Basin Development*. Spec Publ-SEPM, vol. 44. 1989. p. 15–25. Tulsa.
- Schlager W. Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy. *Sediment Geol* 1991; 70:109–30.
- Schlager W. Exposure, drowning and sequence boundaries on carbonate platforms. *IAS Spec Publ* 1998;25:3–21.
- Schlager W, Reijmer JJG, Droxler A. Highstand shedding of carbonate platforms. *J Sediment Geol*, B 1994;64-3:270–81.
- Sellwood BW, Price GD, Valdes PJ. Cooler estimates of Cretaceous temperatures. *Nature* 1994;370:453–5.
- Sharland PR, Archer R, Casey DM, Davies RB, Hall SH, Heward A, et al. Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia Spec Publ*, vol. 2. Bahrain: Gulf PetroLink; 2001. 371 pp.
- Simmons MD. Micropalaeontological biozonation of the Kahmah Group (Early Cretaceous), Central Oman Mountains. In: Simmons MD, editor. *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*, British Micropalaeontol. Soc Publ Ser, p. 177–220.
- Simmons MD, Hart MB. The biostratigraphy and microfacies of the Early to mid-Cretaceous carbonates of Wadi Mi'Aidin, Central Oman Mountains. In: Hart MB, editor. *Micropalaeontology of Carbonate Environments*. Chichester: Ellis Horwood; 1987; p. 176–207.
- Skelton PW, Masse J-P. Synoptic guide to Lower Cretaceous rudist bivalves of Arabia. In: Alsharhan AS, Scott RW, editors. *Middle East Models of Jurassic/Cretaceous Carbonate Systems*. Spec Publ-SEPM, vol. 69. 2000. p. 89–99.
- Stoll HM, Schrag DP. Evidence for glacial control of rapid sea-level changes in the early Cretaceous. *Science* 1996;272:1771–4.
- Vahrenkamp VC. Carbon isotope stratigraphy of the Upper Kharai and Shuaiba Formations: implications for the Early Cretaceous evolution of the Arabian Gulf Region. *AAPG Bull* 1996; 80(5):647–62.
- Vail PR, Audemard F, Bowman SA, Eisner PN, Perez-Cruz G. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation—an overview. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A, editors. *Cyclic Stratigraphy*. New York: Springer Verlag; 1991; p. 617–59.
- Van Buchem FSP, Pittet B, Hillgärtner H, Grötsch J, Al-Mansouri AI, Billing IM, et al. High-resolution sequence stratigraphic architecture of Barremian/Aptian Carbonate Systems in Northern Oman and the United Arab Emirates (Kharai and Shuaiba Formations). *GeoArabia* 2002;7:461–500.
- Weissert H, Lini A. Ice Age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? In: Mueller DW, McKenzie JA, Weissert H, editors. *Controversies in Modern Geology*. London: Academic Press; 1991; p. 173–1911.
- Witt W, Gökdag H. Orbitolimid biostratigraphy of the Shuaiba Formation (Aptian), Oman Implications for reservoir development. In: Simmons MD, editor. *Micropalaeontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. London: Chapman and Hall; 1994; p. 221–34.



FACIES LEGENDS	Offshore; basin	Clinoform; talus	high energy to protected lagoon	Tidal domain
		O1 marl-mudstone alternations O2 marl-mudstone alternations slumped O3 fine grained turbidites O4 black facies ; Barrande layers Storm generated deposits S1 offshore (no HCS) S2 distal ; fine grained ; isolated S3 distal ; coarse grained ; isolated S4 proximal ; amalgamated S5 wash-over deposits (backshore)	C1 distal C2 distal; higher trophic level C3 proximal C4 proximal; higher trophic level C5 proximal; starved platform Reefs; patch or barrier R1 patch constructions R2 forereef; external platform R3 backreef; internal platform (mud)	L1 low energy external lagoon L2 open lagoon L3 protected to restricted lagoon L4 sterile marls; restricted lagoon swell Wave generated deposits W1 upper shoreface W2 shoreface-foreshore transition Beach / sand Bar; high energy B1 beach and berm B2 aeolian dune; supratidal B3 shallow ooid / bioclastic bar

Appendix B (Fig. 2.12) - Facies model in platform (a) and ramp (b) configuration and corresponding distribution of facies and characteristic constituents.

RÉSUMÉ

L'étude des géométries et des faciès des dépôts sédimentaires du Berriasien-Valanginien de la Plate-forme du Jura-Dauphiné jusqu'au Bassin Vocontien (SE France) met en évidence la crise globale des plates-formes carbonatées au Valanginien, celle-ci se faisant en plusieurs étapes.

Le développement de glaces en hautes latitudes entraîne des variations du niveau marin de plusieurs dizaines de mètres. L'asymétrie de ces variations traduit des débâcles rapides et des englacements plus lents qui sont contrôlés par les cycles d'excentricité de l'orbite terrestre. Le refroidissement global couplé à une hausse des apports en nutriments sous un climat plus humide et la baisse du niveau marin global vont progressivement diminuer la production des plates-formes, installer des systèmes de rampe, jusqu'à la mort de ces systèmes au Valanginien supérieur.

La comparaison de cet évènement de crise avec celui de l'Aptien-Albien suggère qu'à plus d'une reprise le Mésozoïque a connu des épisodes glaciaires.

TITLE

Impact of paleoclimatic variations on carbonate sedimentation during the Valanginian

ABSTRACT

The detailed study of depositional geometries and facies of sedimentary successions from the Jura platform to the Vocontian trough (SE France) shows that the Valanginian (Cretaceous) global carbonate crisis is recorded as a multistep process. The development of ice caps at high latitudes led to sea-level fluctuations of several tens of meters. Global cooling associated with an increase of nutrient input linked to moister climate as well as decreasing sea-level then led to diminishing carbonate platform production and install ramp facies until the demise of these systems in the Late Valanginian. Comparing this event with the Aptian-Albian crisis suggests that the greenhouse-dominated Mesozoic may have been interrupted several times by icehouse episodes.

DISCIPLINE

Géologie ; sédimentologie

MOTS-CLÉS / KEYWORDS

Crise des plates-formes ; Bassin Vocontien ; Jura ; Valanginien ; Crétacé inférieur ; niveau marin ; géométries ; sédimentologie de faciès

Platform crisis; Vocontian Trough; Jura; Valanginian; Lower Cretaceous; sea-level; depositional geometries; facies

INTITULÉ ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE :

UMR CNRS 5125 « PaléoEnvironnements et PaléobioSphères »
UFR Sciences de la Terre ; 2 rue Dubois ; Bât. GEODE
Université Lyon1 Claude Bernard ; Campus la Doua
69622 Villeurbanne cédex