Restauration des propriétés mécaniques originelles des sédiments repris en glissements synsédimentaires (slumping)

Nghia Nguyen Cong

▶ **To cite this version:**

Nghia Nguyen Cong. Restauration des propriétés mécaniques originelles des sédiments repris en glissements synsédimentaires (slumping). Planète et Univers [physics]. École Nationale Supérieure des Mines de Paris, 2007. Français. NNT : 2006ENMP1459 . pastel-00003003

HAL Id: pastel-00003003
https://pastel.hal.science/pastel-00003003

Submitted on 10 Oct 2007

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.

MINES PARIS
ParisTech

Collège doctoral

Ecole Doctorale n° **398** : "Géosciences et Ressources Naturelles"

N° attribué par la bibliothèque
|__|__|__|__|__|__|__|__|__|__|

T H E S E

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

Nghia NGUYEN CONG

le 25 mai 2007

Restauration des propriétés mécaniques originelles des sédiments repris en glissements synsédimentaires (Slumping)

Jury

M.	Bernard	BEAUDOIN	Directeur de thèse
M.	Luc	BULOT	Examinateur
M.	Gérard	FRIES	Rapporteur
M.	Jean-Pierre	MASSE	Président
M.	Christian	RAVENNE	Rapporteur

MINES PARIS
ParisTech

Collège doctoral

Ecole Doctorale n° **398** : "Géosciences et Ressources Naturelles"

N° attribué par la bibliothèque
|__|__|__|__|__|__|__|__|__|__|

T H E S E

pour obtenir le grade de
Docteur de l'Ecole des Mines de Paris
Spécialité "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires"

présentée et soutenue publiquement par

Nghia NGUYEN CONG

le 25 mai 2007

Restauration des propriétés mécaniques originelles des sédiments repris en glissements synsédimentaires (Slumping)

Jury

M.	Bernard	BEAUDOIN	Directeur de thèse
M.	Luc	BULOT	Examinateur
M.	Gérard	FRIES	Rapporteur
M.	Jean-Pierre	MASSE	Président
M.	Christian	RAVENNE	Rapporteur

REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur Bernard Beaudoin, Professeur à l'Ecole des Mines de Paris, pour m'avoir dirigé tout le long de cette thèse, pour m'avoir appris les connaissances de base de la géologie notamment lors de stages de terrain dans le Bassin du Sud-Est. Ce travail n'aurait jamais pu aboutir sans lui, qui a toujours su consacrer de son temps à mes travaux et aussi à ma rédaction. Qu'il trouve ici l'expression de ma sincère gratitude.

Je suis reconnaissance à Isabelle Cojan, Responsable de l'équipe Géologie du Centre de Géosciences, pour m'avoir accueilli dans son équipe et m'avoir donné tous les moyens pour terminer cette thèse dans de bonnes conditions.

Je remercie vivement Luc Bulot, Chargé de Recherche CNRS (Université de Provence), avec qui j'ai récolté mes premières faunes ; il a su me communiquer son enthousiasme pour la détermination des ammonites et a accepté d'examiner ce travail. Sans lui, la thèse n'aurait sûrement pas pu aboutir.

Je suis très honoré que Monsieur Gérard Friès, Directeur scientifique chez Véolia, et Monsieur Christian Ravenne, Professeur à l'Institut Français du Pétrole, aient accepté de juger mon travail en tant que Rapporteurs.

Je suis également reconnaissant à Monsieur Jean-Pierre Masse, Directeur de Recherche au CNRS (Université de Provence), pour m'avoir consacré une partie de son temps en examinant ce manuscrit.

J'aimerais également remercier Isabelle Cojan et Daniel Mercier qui m'ont apporté leurs encouragements et une aide précieuse par nos discussions scientifiques lors de la rédaction.

Je ne peux pas quitter le Laboratoire de Sédimentologie sans un message de sympathie à tous ses membres, pour ces années de mon « aventure » en leur compagnie. Un grand merci à Dominique Vassiliadis pour son soutien continu et son aide à la correction du mémoire, à Philippe Le Caër, le « Maître » de l'informatique, pour la résolution de tous problèmes de dessin, à Sylvie Boj et Catherine Le Caër pour leur encouragements et leur efficacité. Je pense également à tous mes collègues doctorants qui m'ont témoigné une vraie amitié, avec qui j'ai surmonté les moments difficiles.

J'exprime tout particulièrement ma gratitude à ma femme et à mes parents pour leur soutien continu à travers toutes les périodes difficiles, pour leur confiance, leur compréhension et leur patience.

Enfin, une seule page est trop courte pour exprimer ma reconnaissance envers tous ceux que j'ai côtoyés, qui m'ont soutenu, qu'ils trouvent ici mes remerciements et toute mon amitié.

RESUME

Le remaniement sédimentaire sous forme de glissements synsédimentaires est un témoin de l'évolution géodynamique à long terme (de l'ordre de millions années) d'un bassin sédimentaire. Cette étude, réalisée dans le Bassin vocontien (SE France), dans le contexte paléogéographique d'une vallée sous-marine, a cherché à mettre en évidence le rôle des propriétés initiales du sédiment dans le phénomène de glissement. L'essentiel des travaux réalisés concerne les alternances marno-calcaires et leurs remaniements (*slumps*) pendant l'Hauterivien, en particulier dans la région de Serres. Sur une colonne sédimentaire de 300 m d'épaisseur environ (coupe de Serres-Montclus), au moins une dizaine de slumps ont été identifiés et sont groupés en trois intervalles. La biostratigraphie des slumps a été réalisée grâce à l'abondance des ammonites. La corrélation bio-lithostratigraphique entre la coupe de Serres-Montclus et la coupe proche de Serres-Buëch a indiqué une variabilité spatiale des slumps avec des dépôts localisés, des variations d'épaisseur ainsi que l'érosion du substratum.

Pour caractériser la lithologie originelle de la tranche affectée par le glissement, une coupe composite représentative a été construite à partir de différentes coupes exemptes de slumps. La corrélation entre cette coupe composite et la coupe de Serres-Montclus, suivie d'une interprétation en temps, a permis de distinguer d'une part deux types du matériel glissé (alternance très marneuse et alternance riche en calcaire), et d'autre part d'identifier des périodes intenses en slumps. Le fait que des « vires » marneuses suspectées d'initier les plans de rupture soient distribuées régulièrement (intervalle 400 ka correspondant à une période principale de l'excentricité - Milankovitch), suggère que les changements climatiques provoquent une condition (indirecte) favorable à la génération des glissements.

L'hétérogénéité de la masse glissée et des structures internes caractéristiques dans les slumps ont mis en évidence un mécanisme de désintégration par cisaillement dans les intervalles marneux. Cependant, la présence de blocs intacts témoigne d'une désintégration incomplète. Une configuration initiale de la tranche affectée a été restaurée par une décompaction sommaire pour étudier l'influence de l'hétérogénéité initiale. A priori, on constate que la lithologie originelle des slumps contenant des blocs a une caractéristique rubanée, c'est-à-dire que les groupes de bancs et interbancs alternent avec des niveaux marneux d'épaisseur importante. Cela suggère que les cisaillements se développent d'abord sur les marnes d'épaisseur importante, puis se transmettent au fur et à mesure selon la distance de transport sur des niveaux marneux d'épaisseur moins importante.

Les éléments de base pour une modélisation géomécanique du comportement d'un massif hétérogène à alternance marno-calcaire, en cours de lithification sur la pente, ont été mis en place. L'objectif sera d'analyser la condition initiale de la désintégration (distribution de contraintes, excès de pression de pore, fracturations précoces, etc.).

RESUME ... 1
LISTE DES FIGURES ... 7
LISTE DES TABLEAUX ... 10

INTRODUCTION GENERALE ... 11

PREMIER CHAPITRE : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE PHENOMENE DE GLISSEMENT SOUS-MARIN ... 13

1.1 - INTRODUCTION ... 15

1.2 - LE PHENOMENE DE GLISSEMENT SOUS-MARIN - DEFINITION ET CAUSES ... 16

1.2.1 - INTRODUCTION ... 16
1.2.2 - POSITION DU GLISSEMENT SOUS-MARIN DANS LE MOUVEMENT DES MASSES ... 17
1.2.2.1 - Classification de Nardin *et al.* (1979) ... 17
1.2.2.2 - Classification de Einsele (1991) ... 18
1.2.2.3 - Classification de Mulder et Cochonat (1996) ... 20
1.2.2.4 - Les autres classifications ... 22
1.2.2.5 - Conclusion sur la classification des mouvements de masse sous-marins ... 23
1.2.3 - LES CAUSES DU GLISSEMENT SOUS-MARIN ... 23
1.2.3.1 - Rôle primordial de l'excès de pression interstitielle (surpression interstitielle ou excès de pression de pore) ... 24
1.2.3.2 - Processus contrôlant la formation de l'excès de pression de pore ... 26
a) Dépôt rapide ... 26
b) Chargement cyclique ... 27
c) Décomposition d'hydrates de gaz ... 28
1.2.3.3 - Facteurs déclenchants majeurs ... 29
a) Surcharge ... 29
b) Tremblement de terre ... 29
1.2.3.4 - Facteurs favorisants ... 30
1.2.3.5 - Récapitulation des facteurs influant sur le glissement sous-marin ... 32

1.3 - CARACTERISTIQUES DU GLISSEMENT SOUS-MARIN ... 34

1.3.1 - CLASSEMENT DES TYPES DE GLISSEMENT SELON LEUR DEGRE DE DESAGREGATION ... 37
1.3.2 - CARACTERISTIQUES SURFACIQUES DU GLISSEMENT SOUS-MARIN – EVENEMENTS « RECENTS » ... 38
1.3.2.1 - Partie proximale ... 43
1.3.2.2 - Partie intermédiaire ... 45
1.3.2.3 - Partie distale ... 47

1.4 - SCENARIO D'EVOLUTION ET COMPORTEMENT MECANIQUE DU GLISSEMENT TRANSLATIONNEL ... 48

1.4.1 - INITIATION ... 48
1.4.1.1 - Condition de pré-rupture ... 48
1.4.1.2 - Phase de rupture ... 49
1.4.2 - PROCESSUS DE PROPAGATION ... 50
1.4.2.1 - Phase de transition ... 50
a) Comportement en tension ... 50
b) Comportement en compression ... 51
1.4.2.2 - Phase de transformation ... 53

1.4.3 - BLOCS, COULEES DE DEBRIS, ECOULEMENTS PARTICULIERS ET COURANTS DE TURBIDITE 53
1.4.3.1 - Blocs 54
a) Blocs proximaux *54*
b) Blocs intermédiaires *54*
c) Blocs distaux *54*
1.4.3.2 - Coulées de débris 55
a) Composition *56*
b) Mécanisme de support *56*
c) Modèles rhéologiques *57*
1.4.3.3 - Ecoulements particuliers 57
a) Ecoulement de boue (mudflow) *57*
b) Ecoulement en grains (grain flow) *57*
c) Ecoulement liquéfié et fluidisé (liquefied flow et fluidized flow) *57*
1.4.3.4 - Courant de turbidité 58

1.5 - CONCLUSION 59

DEUXIEME CHAPITRE : CADRE DE L'ETUDE LE BASSIN VOCONTIEN A L'HAUTERIVIEN 61

2.1 - INTRODUCTION 63

2.2 - CONTEXTE GENERAL 64

2.2.1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE 64
2.2.2 - CONTEXTE PALEOGEOGRAPHIQUE 65
2.2.3 - CONTEXTE STRUCTURAL 66

2.3 – HAUTERIVIEN DU BASSIN VOCONTIEN 67

2.3.1 - CADRE STRATIGRAPHIQUE 67
2.3.2 - CARACTERISTIQUES DES ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES 69
2.3.3 - LES SLUMPS, POINT SUR LES TRAVAUX ANTERIEURS 71

2.4 - LE CONTEXTE DE LA SEDIMENTATION 74

2.4.1 - LA TECTONIQUE 74
2.4.2 - LES VARIATIONS EUSTATIQUES 75
2.4.1 - LES CYCLES DE MILANKOVITCH 77

2.5 - CONCLUSION 78

TROISIEME CHAPITRE : GLISSEMENTS DU BASSIN VOCONTIEN PENDANT L'HAUTERIVIEN 79

3.1 - INTRODUCTION 81

3.2 – COUPES ETUDIEES - DONNEES DE TERRAIN 82

3.2.1 – LOCALISATION DES COUPES 82
3.2.2 – LES COUPES PRESENTANT DE NOMBREUX DEPOTS DE GLISSEMENTS SOUS-MARINS – LA REGION DE SERRES 83
3.2.2.1 – Coupe de Serres–Montclus (SMC) 84
a) Descriptions lithologiques et ammonites de la coupe de Serres-Montclus *85*
b) Distribution verticale des slumps *91*
c) Commentaires généraux *91*

3.2.2.2 – Coupe de Serres-Buëch (SB) 94
a) Descriptions lithologiques et ammonites de la coupe de Serres-Buëch 94
b) Distribution verticale des slumps 99
c) Commentaires généraux 99
3.2.2.3 – Corrélation SMC et SB 101
a) Corrélation en terme d'épaisseur totale 101
b) Corrélation des alternances marno-calcaires 101
c) Variation spatiale des slumps - Interprétation 104
d) Conclusion de la corrélation 107
3.2.3 – ZONE SOURCE DES SLUMPS DE LA REGION DE SERRES 108
3.2.3.1 – Différentes hypothèses de la zones source 108
3.2.3.2 – Coupes illustrant la série de la bordure du bassin dans la région de Die : Chamaloc (CHA) – Les Planeaux (PL) 109
a) Descriptions lithologiques 110
b) Caractères généraux de la sédimentation hémipélagique 113
3.2.3.3 – Conclusion sur la zone source 113
3.2.4 – LA COUPE DE REFERENCE DE LA SEDIMENTATION PELAGIQUE NON PERTURBEE A L'HAUTERIVIEN 113
3.2.4.1 – Constitution du composite 114
3.2.4.2 – Descriptions lithologiques 114
a) Hauterivien inférieur 114
b) Hauterivien supérieur 115
c) Caractères généraux de la sédimentation pélagique 117
3.2.4.3 - Interprétation en échelle du temps 118

3.3 – LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES SLUMPS ET LEUR AGE RELATIF PAR RAPPORT A LA SERIE PELAGIQUE 122

3.3.1 – CORRELATION BIOSTRATIGRAPHIQUE SMC / COUPE DE REFERENCE 122
3.3.1.1 – Repères de corrélation (marqueurs) 122
3.3.1.2 – Position bio-stratigraphique des slumps 123
a) Intervalle I 123
b) Intervalle II 125
c) Intervalle III 126
3.3.1.3 – Commentaires brefs sur la lithologie de la zone de départ et la position bio-stratigraphique des slumps 126
3.3.1.4 – Conclusion 128
3.3.2 – VARIABILITE DE L'EPAISSEUR DES SLUMPS 129
3.3.3 – DATATION DES SLUMPS ET AGE RELATIF DU MATERIEL GLISSE 132
3.3.3.1 – Méthodologie 132
3.3.3.2 - Interprétation 132
a) Âge des slumps 132
b) Âge relatif du matériel glissé 134
3.3.4. – BILAN 135

3.4 - OBSERVATIONS ET ANALYSE DE TERRAIN 136

3.4.1 – INTRODUCTION 136
3.4.2 – ANATOMIE ET ANALYSE DES SLUMPS – EXEMPLES 137
3.4.2.1 – Le slump SM24 138
a) En rive gauche 138
b) En rive droite 145
3.4.2.2 – Le slump SM26 150
3.4.2.3 – Le slump SM18 152

3.4.3 – PROPRIETES GENERALES DES SLUMPS DE LA REGION DE SERRES 154
3.4.3.1 - Les surfaces limites des slumps 154
3.4.3.2 - Les structures de déformation 155
3.4.3.3 - Les figures de cisaillement 156
3.4.3.4 - Les blocs (radeaux d'alternances marno-calcaires) 158

3.5 - CONCLUSION 159

QUATRIEME CHAPITRE : VERS LES PROPRIETES DU MATERIEL AVANT LE GLISSEMENT 161

4.1 - INTRODUCTION 163

4.1 - INTRODUCTION 163

4.2 - COMPACTION ET DIAGENESE DES SEDIMENTS A ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES – POINT SUR LEUR EVOLUTION 163

4.2.1 – DIAGENESE DES SEDIMENTS A ALTERNANTE MARNO-CALCAIRE 163
4.2.2 – SEDIMENTS EN COURS DE COMPACTION 164

4.3 - RESTAURATION DE L'EPAISSEUR ORIGINELLE DE LA MASSE GLISSEE – VERS L'APPROCHE MECANIQUE 164

4.3.1. DECOMPACTION SOMMAIRE 165
4.3.2. COMMENTAIRES SUR L'INFLUENCE DE L'HETEROGENEITE DANS LES ALTERNANCES .. 166
4.3.3. MASSE SEDIMENTAIRE EN COURS DE LITHIFICATION – VERS UNE APPROCHE MECANIQUE DE SON COMPORTEMENT 168
4.3.3.1. Paramètres nécessaires pour la mise en place d'une simulation mécanique 169
a) Angle de frottement interne 169
b) Cohésion du sédiment 169
c) Module Young 170
d) Coefficient de Poisson 170
4.3.3.2. Vers une simulation mécanique 170

4.4 - SUR LES CAUSES DES GLISSEMENTS DANS LA REGION DE SERRES 173

4.4.1 – LES NIVEAUX LES PLUS MARNEUX 173
4.4.2 – SUBSIDENCE DIFFERENTIELLE, COMPACTION DIFFERENTIELLE ET CHANGEMENT DE L'ANGLE DE LA PENTE 174
4.4.3 – INFLUENCE DES VALLEES SOUS-MARINES 174
4.4.4 – EXCES DE PRESSION DE PORE 175
4.4.4.1 - L'excès de pression de pore lié aux processus de lithification au cours de l'enfouissement (diagenèse et compaction mécanique). 175
4.4.4.2 - L'excès de pression de pore lié à la transformation de la matière organique .. 175
4.4.4.3 - L'excès de pression de pore suite à la variation du niveau marin 176
4.4.5 - BILAN 176

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 177

BIBLIOGRAPHIE 181

ANNEXES A – C 197

LISTE DES FIGURES

Figure 1.01 : *Récapitulation des mouvements de masse sous-marins (Einsele, 1991).* *19*
Figure 1.02 : *Classification des mouvements de masse sous-marins adaptée de la classification de mouvements subaériens proposée par l'ISSMGE (Locat et Lee, 2002).* *22*
Figure 1.03 : *Schéma pour le modèle de stabilité de la pente infinie (d'après Dimakis et al., 2000).* *24*
Figure 1.04 : *La pression de pore est la somme de la pression hydrostatique et de l'excès de pression de pore (Strout et Tjelta, 2005).* *25*
Figure 1.05 *: Diagramme schématique du chemin de transport du sable (flèches pleines) et des sédiments plus fins (flèches discontinues) à partir de l'embouchure d'un fleuve vers la plaine abyssale (d'après Moore, 1978).....* *26*
Figure 1.06 : *Le développement d'hydrates de gaz en relation avec les structures d'effondrement observées sur la crête du Blake Outer Ridge (Dillon et al., 1998 d'après Mienert et al., 2003).* *28*
Figure 1.07 : *Profil sismique le long du glissement des Grands Bancs et position des câbles sous-marins rompus (d'après Heezen et Drake, 1964, modifié par Moore, 1978).* *29*
Figure 1.08 : *Rôle de l'hydrate de gaz dans le développement d'instabilités suite à l'abaissement du niveau de la mer (Locat et Lee, 2002).* *31*
Figure 1.09 : *Coupe longi-tudinale du glissement Kidnappers, schématisé à partir du profil sismique (Lewis, 1971).* *36*
Figure 1.10 : *Coupe centrale du glissement Kidnappers. Réinter-prétation (d'après Barnes et Lewis, 1991).* *36*
Figure 1.11 *: Forme et taille de quelques glissements dans le projet COSTA (Canals et al., 2004).* *39*
Figure 1.12 : *Schéma d'illustration de la morphologie du dépôt de glissement Kitimat (Prior et al., 1984).* *41*
Figure 1.13 : *Morphologie d'une partie de l'escarpement du glissement Traenadjupet (d'après Laberg et Vorren, 2000).....* *43*
Figure 1.14 : *Diagramme croisé de la pente de la surface de rupture et de la pente pré-rupture adjacente (marge continentale US). La ligne pointillée indique la limite entre glissement cohésif et désagrégé (McAdoo et al., 2000).* *44*
Figure 1.15 : *Rides de sédiment détaché près de l'escarpement principal du glissement Storegga (d'après Haflidason et al., 2004).* *45*
Figure 1.16 : *Exemple de surface hummock et de dépressions allongées Le glissement BIG 95 (Lastras et al., 2004).* *46*
Figure 1.17 : *Les rides asymétriques latérales formées par la pulsation des coulées de sédiment (d'après Masson et al., 1998).* *47*
Figure 1.18 : *Schéma classique représentant différentes phases du glissement translationnel, de la rupture au courant de turbidité (d'après Bryn et al., 2005).* *48*
Figure 1.19 : *Forme du glissement de type « slab-slide » et les variations créées par le mouvement (O'Leary, 1991).* *49*
Figure 1.20 : *Image d'une portion sur la surface de rupture caractérisant des rides de sédiment détaché en tension à 50 km de l'escarpement principal du glissement Canary. Sens de glissement vers la gauche. Ordre de position par rapport à l'escarpement de (a) à (c) (d'après Masson et al., 1998).....* *51*

Figure 1.21 : *Description schématique de deux types de glissement sous-marin selon la forme de leur emplacement frontal (Frey-Martinez et al., 2006).* *52*
Figure 1.22 : *Transformation en coulée de débris et développement d'une nouvelle surface de glissement (Gee et al., 2005).* *53*
Figure 1.23 : *Diagramme schématique du mouvement de masse, de l'effet « hydroplanning » et de la génération du courant de turbidité (Locat and Lee, 2002).* *58*
Figure 2.01 : *Les chaînes subalpines méridionales (Extrait « Synthèse géologique du Sud-Est de la France »,1980, Mém. BRGM n° 126, carte G1. Cadre géologique et localisation de la zone d'étude.* *64*
Figure 2.02 : *Paléogéographie simplifiée du domaine vocontien (modifié d'après Giraud, 1995).* *65*
Figure 2.03 : *Schéma structural du domaine vocontien : A, actuel ; B, au Crétacé inférieur (Joseph et al., 1989).* *66*
Figure 2.04 : *Colonne sédimentaire synthétique de l'Oxfordien à Aptien (Tangri, 1980).* *69*
Figure 2.05 : *Alternances marno-calcaires du bassin vocontien (les Planeaux, SE de la France).* *70*
Figure 2.06 : *Pourcentage en dépôts gravitaires dans le Berriasien – Vallées de Saillans et de Die, Canyon de Ceüse (Joseph et al., 1988).* *72*
Figure 2.07 : *Diagramme présentant la tendance du température, de l'enregistrement carbone isotope et la courbe du niveau de la mer entre Boreal et Téthys (d'après Schootbrugge et al., 2000).* *75*
Figure 2.08 : *Coupe composite du plateau Vercors (Plate-forma Jura) au bassin Vocontien adjacent. Il est noté que la troncation d'érosion est reliée aux limites séquentielles H7 et B1 s'étalant vers bassin (basinward) et s'arrête vers la plate-forme (landward) dans les zones des failles extensionnelles de Cléry (Jacquin et al., 1991).* *76*
Figure 3.01 : *Localisation des coupes étudiées dans le domaine Vocontien (modifiée d'après Cotillon et al., 1980).* *82*
Figure 3.02 : *Position paléo-géographique des coupes de la région de Serres pendant l'Hauterivien (modifié d'après Joseph et al., 1989).* *83*
Figure 3.03 : *Localisation de la coupe de Serres-Montclus.* *84*
Figure 3.04 : *Barre à silex marquant la limite Valanginien-Hauterivien.* *86*
Figure 3.05 : *Banc calcarénitique à silex noir au sommet de AM9.* *86*
Figure 3.06 : *Coupe de Serres – Montclus.* *87*
Figure 3.07 : *Slump de type coulée boueuse et bancs à silex en son sein.* *90*
Figure 3.08 : *Photo d'une portion du slump SM32 au passage Hauterivien-Barrémien.* *90*
Figure 3.09 : *Coupe de Serres – Montclus – Evolution verticale des slumps.* *92*
Figure 3.10a : *Localisation de la coupe de Serres-Buëch.* *94*
Figure 3.10b: *Position relative de Serres-Montclus et Serres-Buëch dans la région de Serres.* *94*
Figure 3.11 : *Coupe Serres-Buëch - Deuxième barre calcarénite à silex et alternance AB1 (cf. Fig. 3.12).* *95*
Figure 3.12 : *Coupe de Serres – Buëch.* *96*
Figure 3.13 : *Slump SB10, son bloc au milieu et incertitude de l'alternance basale du slump.* *97*
Figure 3.14 : *Coupe Serres-Buëch – Superposition des faciès gravitaires (cf. Fig. 3.12).* *98*
Figure 3.15 : *Coupe de Serres – Buëch.* *100*

Figure 3.16 : *Corrélation SMC-SB en terme d'épaisseur cumulée des alternances et des slumps.* *101*
Figure 3.17 : *Corrélation AM11 (SMC) et AB3 (SB) en termes de variation d'épaisseur des calcaires et des marnes.* *102*
Figure 3.18 : *Corrélation AM19 (SMC) et AB9 (SB) en termes de variation d'épaisseur des calcaires et des marnes.* *102*
Figure 3.19 : *Corrélation banc par banc AM23 (SMC) et AM11 (SB)* *103*
Figure 3.20 : *Corrélation banc par banc AM23 (SMC) et AM11 (SB).* *103*
Figure 3.21 : *Corrélation de la coupe Serres-Montclus et Serres-Buëch.* *105*
Figure 3.23 : *Scénario illustrant la variation spatiale des slumps de la partie supérieure de la série.* *107*
Figure 3.24 : *Localisation géo-graphique de la coupe de Chamaloc et des Planeaux.* *110*
Figure 3.25 : *Vires marneuses de la zone à Ligatus inférieur de la coupe de Chamaloc.* *111*
Figure 3.26 : *Les alternances marno-calcaires de la zone à Ligatus supérieur de l'Hauterivien de la coupe de Chamaloc.* *111*
Figure 3.27 : *Domaine de bordure, l'Hauterivien inférieur - Coupe Des Planeaux l'Hauterivien supérieur – Coupe de Chamaloc.* *112*
Figure 3.28 : *La coupe composite.* *116*
Figure 3.29 : *La coupe composite – Interprétation cyclostratigraphique- variation calcaire-marne.* *121*
Figure 3.31 : *Stratigraphie des slumps de SMC.* *127*
Figure 3.33 : *Datation des slumps et âge relatif du sédiment glissé.* *133*
Figure 3.34 : *Positionnement des affleu-rements du slump SM24 en deux rives. Le pendage de 15° facilite leur observation.* *138*
Figure 3.35 : *Panorama du slump SM24 en rive gauche (la flèche montre le sens du glissement).* *138*
Figure 3.36 : *Photographie de la zone d'interconnexion et struc-tures internes de déformation.* *140*
Figure 3.37 : *Cisaillement à l'intérieur d'un banc calcaire.* *141*
Figure 3.38 : *Graphique mettant en relation la longueur et l'épaisseur des bancs calcaires dans la partie 2.* *142*
Figure 3.39 : *Graphique mettant en relation la longueur et l'épaisseur des lambeaux calcaires dans la partie 3.* *143*
Figure 3.40 : *Restauration de la lithologie originelle des parties de la masse glissée.* *144*
Figure 3.41 : *Vue panoramique en rive droite – Serres Montclus.* *145*
Figure 3.42 : *Structures de déformation dans la partie 1.* *146*
Figure 3.43 : *Structures de déformation dans la partie 2.* *147*
Figure 3.44 : *Structures de déformation dans la partie 3.* *148*
Figure 3.45 : *Profil longitudinal du slump SM24 en rive droite – Serres Montclus.* *149*
Figure 3.46 : *Photographie du slump SM26 en rive gauche.* *151*
Figure 3.47 : *Surface de cisaillement carac-térisant un dépôt à plusieurs reprises.* *152*
Figure 3.48 : *Structures schématisées du deuxième et troisième intervalle du slump SM18.* *153*
Figure 3.49 : *Photographie de la limite supérieure du slump SM24 en rive droite de SMC (pointillés blancs).* *155*
Figure 3.50 : *Boule calcaire enrobée par des bancs calcaires dans le slump SB8 de la coupe de Serres-Buëch.* *156*
Figure 3.51 : *Photographie du cisaillement avec fracturation d'un banc calcaire de la base du slump – SB14 de Serres-Buëch.* *157*
Figure 3.52 : *Photographie du cisaillement sans fracturation d'un banc calcaire du slump au sein du slump SM18 de Serres-Montclus.* *157*

Figure 3.53 : *Photographie du cisaillement formant des structures en forme « d'aile d'avion » - En bas du slump SM22 de Serres-Montclus..... 158*
Figure 4.01 : *Décompaction et interprétation des slumps SM24, SM26 et SM28 ..... 167*
Figure 4.02 : *Zones de tractions dans les bancs calcaires. L'analyse des contraintes principales indique que les fractures sont verticales (d'après Eckert, 2000).... 171*
Figure 4.03 : *Contexte paléo-géologique des glissements de la région de Serres (modifié d'après Joseph et al., 1989). 174*
Figure 4.04 : *Modèle d'instabilité d'une pente infinie et l'excès de pression de pore au cours de lithification..... 176*

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.01 : *Classification de Nardin et al. (1979).... 17*
Tableau 1.02 : *Classification de Einsele (1991). 20*
Tableau 1.03 : *Classification de Mulder et Cochonat (1996).... 21*
Tableau 1.04 : *Les différentes causes du glissement dans chaque environnement spécifique (reposant sur les descriptions de Lee et al., 1993 et Hampton et al., 1996)..... 32*
Tableau 1.05 : *Récapitulation des facteurs contrôlant l'instabilité du glissement sous-marin 33*
Tableau 1.06 : *Présentation de quelques glissements « récents » (référence complète présentée dans l'annexe A) 40*
Tableau 1.07 : *Les caractéristiques surfaciques communes du glissement de type désagrégé 42*
Tableau 2.01 : *Corrélation entre les biozonéographies utilisées pour l'Hauterivien du Sud-Est de la France (d'après Bulot et al., 1992). 67*
Tableau 2.02 : *Quantification du taux de subsidence en m/Ma (Desmaison et Beaudoin, 1988). 74*
Tableau 3.01 : *Durée des zones d'ammonites de l'Hauterivien selon les échelles des temps géologiques récentes et la durée moyenne..... 119*
Tableau 3.02 : *Bilan des slumps de la coupe de Serres-Montclus..... 135*
Tableau 3.03 : *Caractéristiques des blocs dans la coupe de Serres-Montclus.... 159*

INTRODUCTION GENERALE

Les mouvements de masse, notamment les glissements sous-marins, sont reconnus depuis longtemps comme un processus majeur qui modifie la morphologie des bassins sédimentaires. De nombreuses recherches ont montré que l'état physique initial du matériau est fondamental pour expliquer et contrôler les mécanismes du déclenchement, du transport et du dépôt des sédiments glissés. Cependant, les relations entre les propriétés rhéologiques de la masse au moment du glissement, l'évolution dynamique au cours de déplacement et les structures de déformation interne du dépôt sont toujours énigmatiques. Les documents que nous possédons sont souvent le reflet d'un ensemble de phénomènes élémentaires successifs, quasi instantanés ou plus étalés dans le temps.

En effet, la plupart des études récentes consacrées au phénomène de glissement sous-marin reposent sur les profils sismiques. Cet outil permet aux investigateurs de « décoder » certaines caractéristiques du dépôt «tout frais » (géométrie, surface) à l'échelle métrique à kilométrique (cf. § 1.3). Mais il fournit peu d'informations sur les structures de déformations internes dans le dépôt, la distribution des faciès lithologiques originels et notamment l'état physique du matériel glissé. Par ailleurs, les forages pour l'échantillonnage du sédiment sont rarement disponibles (tant dans le dépôt que dans la zone de départ) et souvent limités à quelques mètres. Les limites de ces études sur les glissements récents ont récemment été discutées par Pratson (2001) qui, du point de vue de l'instabilité des pentes sous-marines, évoque la nécessité d'une mesure plus profonde de la colonne sédimentaire car l'instabilité se développe souvent à une profondeur de l'ordre de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres.

L'objectif de cette thèse est donc tenter d'approcher les propriétés mécaniques (état physique) originelles de la masse glissée en se reposant principalement sur des observations et analyses de terrain des slumps (paléo-glissements). Ainsi, il s'inscrit dans le cadre d'un large programme de recherche sur les glissements synsédimentaires du bassin Sud-Est de la France, développé depuis les années 70 au Laboratoire de sédimentologie de l'Ecole des Mines de Paris.

Nous allons dans un premier temps rappeler les connaissances scientifiques actuelles sur le phénomène de glissement sous-marin. Plusieurs aspects sont concernés : la terminologie et la position du glissement dans le mouvement des masses sous-marines, les facteurs et mécanismes contrôlant la génération du glissement, les caractéristiques du dépôt du glissement. On s'intéresse particulièrement au glissement translationnel car la plupart des glissements observés de nos jours affectent une vaste surface (quelques centaines de km^2) et quelques centaines de mètres d'épaisseur. Des éléments caractéristiques de ce type de glissement ont été étudiés avec attention pour « bâtir » un scénario d'évolution. Il traite des

conditions de pré-rupture, du comportement en extension et en compression (conditions de confinement), de la formation et du comportement des blocs et de la coulée de débris.

Dans un second temps, l'Hauterivien du Bassin du Sud-Est de la France a été choisi comme l'intervalle d'étude afin d'illustrer la démarche établie au cours de ce travail de recherche. En effet, les séries marno-calcaires du Crétacé (notamment l'Hauterivien du domaine vocontien) offrent de remarquables exemples de resédimentation sous la forme de glissements synsédimentaires sur les fonds marins. Ces phénomènes, reconnus depuis Goguel (1938), voire même avant (Scipion Gras …) ont permis depuis aux auteurs de reconstituer, à différentes échelles, les morphologies sous-marines. Dans la deuxième partie, une revue brève du contexte géologique du bassin Vocontien pendant l'Hauterivien sera réalisée, traitant de la formation des alternances marno-calcaires et rapportant les travaux antérieurs portés sur les phénomènes de remaniement dans le bassin Vocontien.

La compilation des études antérieures permet de choisir la région de Serres comme la zone d'étude. En effet, cette région, située paléogéographiquement dans le contexte d'une vallée sous-marine, présente deux coupes, Serres-Montclus et Serres-Buëch, comportant, pendant l'Hauterivien, une dizaine de niveaux slumpés (d'épaisseur métrique à décamétrique) intercalés par des alternances marno-calcaires. Les travaux de terrain ont consisté, dans la première étape, en un lever de détail de ces deux coupes et l'élaboration d'un cadre biostratigraphique précis grâce à la récolte de nombreuses ammonites. Les informations issues du terrain nous ont permis de corréler les deux coupes en vue d'étudier la variation spatiale des slumps. Dans le but de chercher la zone source des slumps observés, on a également levé les coupes de Chamaloc et des Planeaux qui se trouvent au bord du bassin. Par ailleurs, une coupe composite jugée représentative a été construite. Le caractère synsédimentaire des slumps permet également de localiser la tranche affectée par chaque slump par le biais de la corrélation bio- et lithostratigraphique avec la coupe composite. Les résultats issus de ces corrélations permettent par référence à la coupe composite d'avoir des idées sur l'âge relatif et la durée de l'intervalle affecté par le slump. La deuxième étape sur le terrain concerne une analyse détaillée de l'anatomie des faciès slumpés.

Suite aux travaux de corrélation et aux observations de terrain, la dernière partie de ce travail est focalisée sur chaque tranche affectée par le slump dans le but d'approcher l'état physique du matériel au moment du glissement. Pour cela, il a été nécessaire, dans une première étape, de pouvoir restaurer l'épaisseur initiale de la tranche considérée en s'attachant à estimer ou approcher ses paramètres rhéologiques. Les premières informations sur l'influence de l'hétérogénéité de la configuration initiale de la masse avant le glissement vont servir d'éléments de base qui permettent d'étudier, avec l'approche mécanique, l'influence de la variabilité des sédiments sur le déclenchement et l'évolution des différents slumps.

PREMIER CHAPITRE :
ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE PHENOMENE DE GLISSEMENT SOUS-MARIN

1.1 – Introduction

1.2 – Phénomène de glissement sous-marin, définition et causes

1.3 – Caractéristiques du glissement sous-marin

1.4 – Scénario d'évolution et comportement mécanique du glissement translationnel

1.5 – Conclusion

1.1 - INTRODUCTION

Cette partie est consacrée à un rappel des connaissances sur les divers paramètres qui influencent le déclenchement et l'évolution du glissement sous-marin. En raison de sa complexité, la description d'un glissement sous-marin est souvent décomposée en trois étapes :

- Etape 1 / le déclenchement : mise en mouvement de la masse instable. Cette phase est caractérisée par la formation d'une ou plusieurs surfaces de glissement (de cisaillement) générée par diverses causes.
- Etape 2 / la propagation : composée le plus souvent de deux phases consécutives, une accélération suivie d'une décélération. La première correspond à une forte érosion du substratum tandis que la deuxième se traduit par un transport sans érosion, voire un dépôt, associé à une diminution de la pente.
- Etape 3 / le dépôt : arrêt total de la masse glissée, y compris le courant de turbidité associé.

Devant la complexité des mécanismes mis en jeu, nous avons choisi d'aborder dans un premier temps la place occupée par **les glissements sous-marins dans les classifications des déplacements en masse**. Les différents termes utilisés pour caractériser les glissements sous-marins y sont explicités. Ensuite, les causes des glissements sous-marins sont analysées, en insistant, en particulier, sur le rôle de l'excès de pression de pore.

Puis, nous nous intéressons aux **caractéristiques des dépôts résultant d'un glissement sous-marin.** Celles-ci comprennent la description de la morphologie du dépôt et des structures spécifiques à l'écoulement. Ces caractéristiques vont permettre l'identification dans le dépôt de trois zones : proximale, intermédiaire et distale.

Enfin, **les scénarios d'évolution des glissements sous-marins** sont traités dans le but d'illustrer les changements de caractéristiques du sédiment au cours du déplacement. Ainsi, une étude détaillée traite de l'initiation et du comportement de la coulée de débris lors de son déplacement. Cette présentation est complétée par quelques modèles rhéologiques représentatifs des coulées de débris.

1.2 - LE PHENOMENE DE GLISSEMENT SOUS-MARIN - DEFINITION ET CAUSES

Dans cette partie, nous présentons une brève revue sur les glissements sous-marins : terminologie, comportement des masses dans le mouvement (glissement translationnel et glissement rotationnel), mécanisme de formation (facteurs déclenchants).

Dans le cadre de cette étude, nous nous concentrons sur le glissement translationnel (*glide* ou *slab slide*) puisque la plupart des glissements sous-marins, à l'exception de quelques glissements sur les pentes raides (par exemple sur le flanc des îles volcaniques), affectent une surface correspondant à une vaste superficie (plusieurs km^2 à plusieurs centaines de km^2) par rapport à l'épaisseur de la masse glissée (de quelques dizaines de mètres jusqu'à 250 m). Ce type de glissement est caractérisé par le passage d'un ensemble cohérent de méga-blocs dans la zone source à une coulée de débris vers l'aval.

1.2.1 - Introduction

Le terme de glissement sous-marin s'applique à des phénomènes de glissement affectant, le long d'une pente sous-marine, une masse de sédiments non encore lithifiés. L'extension du phénomène dépend de quatre facteurs principaux : exposition topographique, alimentation sédimentaire, propriétés mécaniques de la masse glissée et mécanisme de déclenchement. Pour cette raison, l'étude du glissement sous-marin met en jeu diverses disciplines des Sciences de la terre, telles que la sédimentologie marine, la géophysique marine, la mécanique des sols, la paléontologie, la biologie marine, la géomorphologie, etc. (Saxov et Nieuwenhuis, 1980).

Par ailleurs, le glissement sous-marin et les processus associés sont regroupés sous l'appellation « mouvement en masse sous-marin ». La grande variabilité des caractéristiques des glissements et processus associés a conduit à une terminologie riche qui crée parfois des confusions. Une bonne classification de tels processus est très ainsi utile pour les distinguer et déduire des comportements mécaniques associés. On se propose dans un premier temps d'aborder la place des glissements sous-marins dans les classifications des mouvements en masse sous-marins.

1.2.2 - Position du glissement sous-marin dans le mouvement des masses

Comparé au glissement subaérien qui est un objectif de recherche depuis très longtemps, le glissement sous-marin est moins bien étudié à cause surtout de la difficulté d'observer des détails à l'intérieur du dépôt et des limites de l'échantillonnage pour les essais de caractéristiques mécaniques. Ainsi, les classifications de tels processus ne sont pas nombreuses. On peut cependant citer ici quelques classifications représentatives, plutôt générales, des mouvements de masse sous-marins, les limites entre les processus étant souvent difficiles à déterminer.

1.2.2.1 - Classification de Nardin *et al.* (1979)

La classification de Nardin *et al.* (1979) est basée principalement sur la théorie du comportement mécanique de Dott (1963), celle-ci concerne la transformation continue du comportement mécanique dégradant de l'élasticité, à la plasticité au fluide visqueux pendant les processus de glissement sous-marin. On distingue trois principaux types de mouvement de masse : écroulement rocheux, glissement et écoulement gravitaire.

<table>
<tr><th colspan="4">Processus de transport des masses</th><th>Comportement mécanique</th><th>Mécanisme de transport et de support des sédiments</th></tr>
<tr><td colspan="4">Écroulement rocheux
Rock Fall</td><td rowspan="3">Elastique</td><td>Chute libre et roulement subordonné de blocs individuels ou de clastes le long des pentes raides.</td></tr>
<tr><td colspan="2" rowspan="2">Glissement
Slide</td><td>Translation
Glide</td><td>Fracture de cisaillement le long de plans de cisaillement discrets avec faible déformation et rotation interne.</td></tr>
<tr><td>Rotation
Slump</td><td>Fracture de cisaillement accompagnée de rotation le long de surfaces discrètes avec faible déformation interne.</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Écoulement gravitaire
Sediment gravity flow</td><td rowspan="2">Écoulement de masse</td><td>Coulée de débris
Debris flow
Coulée de boue
Mud flow</td><td>Plastique</td><td>Mouvement par cisaillement distribué partout dans la masse sédimentaire. La résistance résulte principalement de la cohésion de l'argile. Un support supplémentaire de la part de la matrice peut venir de la flottabilité.</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Écoulement granulaire</td><td>Inertiel
Visqueux</td><td rowspan="2">Fluide visqueux</td><td>Sédiment non-cohésif supporté par la pression de dispersion. L'écoulement peut être dans le régime inertiel (forte concentration) ou le régime visqueux (faible concentration). Exige souvent des pentes raides.</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Écoulement fluidique</td><td colspan="2">Écoulement liquéfié
Liquified flow</td><td>Sédiment non-cohésif supporté par le déplacement ascendant du fluide (dilatance) comme l'effondrement de structures en paquet lâche. Exige une pente dépassant 3°.</td></tr>
<tr><td colspan="2">Écoulement fluidisé
Fluidized flow</td><td>Sédiment non-cohésif supporté par le mouvement ascendant de l'eau interstitielle. Ecoulement mince (<10cm) et de courte durée.</td></tr>
<tr><td colspan="2">Courant de turbidité
Turbidity current</td><td>Charge sédimentaire supportée par la turbulence du fluide</td></tr>
</table>

Tableau 1.01 : *Classification de Nardin et al. (1979).*

Dans cette classification, les glissements sont par ailleurs subdivisés en glissement rotationnel (*slump*) ou translationnel (g*lide*), selon que le déplacement est accompagné ou non de mouvement de rotation. L'écoulement gravitaire est subdivisé selon le mécanisme de support et de transport du sédiment comme l'ont proposé Middleton et Hampton (1976) et Lowe (1979). D'autres types de courants comme les courants de basse densité ou de contour ne sont pas abordés. De plus, les effets de la variabilité de certains paramètres tels que la distribution de la taille des grains, le taux de sédimentation, la concentration initiale de la masse glissée et la pente ne sont pas évoqués.

Stow (1986) a complété la classification de Nardin *et al.* (1979) en ajoutant quelques processus de dépôts particuliers comme le courant de turbidité de basse densité, les marées et vagues internes (*internal tides and waves*), les courants normaux de canyon (*normal canyon currents*), les courants de fond (*bottom currents*) et les courants profonds. Il a également estimé la gamme de valeurs des paramètres (pente, concentration, vitesse, durée, distance de transport et taux de sédimentation moyen) pour chaque processus.

En ce qui concerne le courant de turbidité, Oakeshott (1989) (d'après Shanmugan, 2000) constate que la classification du courant de turbidité en écoulement fluidique dans les écoulements gravitaires cause parfois une confusion lorsque l'écoulement fluidique est l'écoulement dans lequel le fluide est déplacé par la gravité (selon l'explication de Middleton et Hampton, 1973) tandis que dans l'écoulement gravitaire, le sédiment est déplacé directement par la gravité (*fluid gravity flow*, Lowe, 1979).

1.2.2.2 - Classification de Einsele (1991)

Cette classification est plutôt descriptive et s'appuie sur diverses sources. Distinction est faite entre quatre grandes catégories de mouvement (**Tableau 1.02** & **Fig. 1.01**) : (A) l'écroulement rocheux, (B) le fluage, le *sliding* et le *slumping*, (C) l'écoulement gravitaire, (D) le mouvement de masse composée.

La distinction entre le *sliding* (glissement translationnel) et le *slumping* (glissement rotationnel) se fait sur le degré de perturbation interne. Dans le cas du *sliding*, la perturbation interne est faible et l'état mécanique de la masse ne change pas. Quand au *slumping*, la masse est fortement perturbée et se transforme souvent en coulée de débris ou écoulement boueux. Cependant, la classification de l'écoulement gravitaire est principalement basée sur le mécanisme de génération, avec prise en compte des processus. Selon l'auteur, puisque un écoulement gravitaire se développe d'un système laminaire vers un système entièrement turbulent, une corrélation exacte d'un écoulement naturel avec des écoulements idéalisés (écoulement fluidisé, liquéfié, granulaire, de débris et boueux) est souvent très difficile à réaliser.

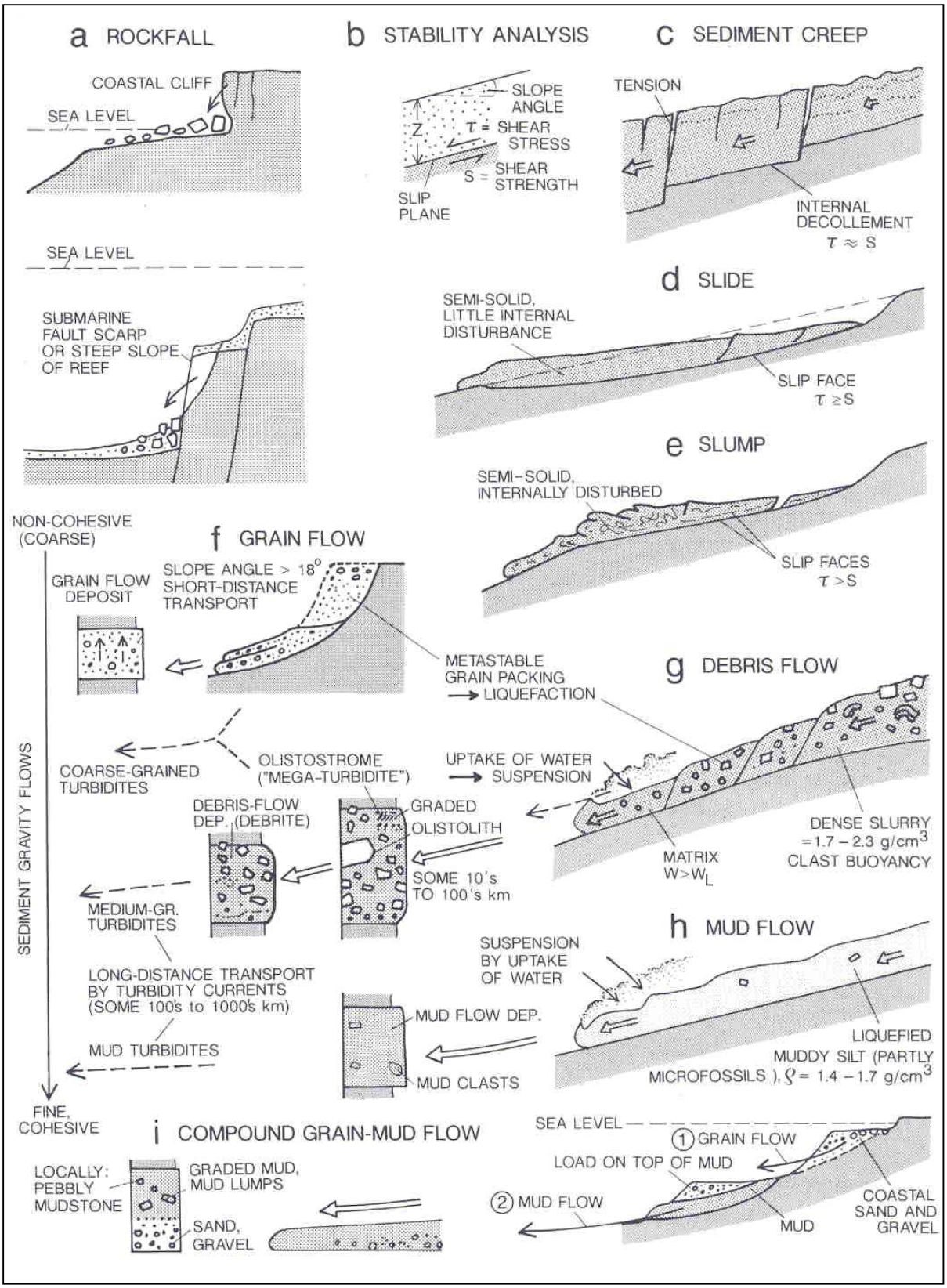


Figure 1.01 : *Récapitulation des mouvements de masse sous-marins (*Einsele, 1991).

A. Ecroulement rocheux
1. roche lithifiée et avec joints
2. le long de falaises côtières ou escarpements faillés
3. distance de transport limitée

B. Fluage, sliding et slumping de sédiment meuble à semi-solide
1. Fluage (*creep*) et sliding
   - état mécanique inchangé
   - déplacé en bouchon rigide et faible perturbation interne
   - courte distance de transport
2. Slumping
   - perturbation interne importante
   - plusieurs surfaces de glissement
   - évolution possible en coulée de débris ou écoulement boueux

C. Ecoulement gravitaire – mécanismes associés à
1. Ecoulements viscoplastiques (*viscoplastic flows*)
   - plans de cisaillement interne
   - pas de mouvement à la base
   - pentes fortes 5-10°, faible épaisseur
2. Glissement- coulée (*slide flows*)
   - déplacé en bouchon rigide
   - excès de pression hydrostatique à la base
   - pentes faibles 0,1-1° et grande épaisseur
3. Ecoulement résultant de
   - la liquéfaction de la masse par tremblement de terre
   - la transformation du slump en coulée plastique de débris ou écoulement boueux
4. Ecoulement granulaire (*grain flows*)
   - sable pur en pression dispersive
   - pente raide, faible distance et surface limitée

D. Mouvement de masse composée
Sédiment du fond marin déstabilisé par le passage d'autres écoulements résultant en un écoulement plus grand (incorporation)

Tableau 1.02 : *Classification de Einsele (1991).*

1.2.2.3 - Classification de Mulder et Cochonat (1996)

La classification de Mulder et Cochonat (1996) (**Tableau 1.03**) est basée principalement sur la morphologie et les caractéristiques de la surface de rupture des mouvements des masses pendant les périodes de l'Holocène et du Pliocène, découvertes principalement grâce aux techniques d'imagerie sismique haute résolution. La division des processus est donc basée sur les cicatrices de rupture, l'organisation des dépôt avec un attention particulière portée à la granulométrie du sédiment déposé.

Treize types de mouvements de masse sont reconnus et sont groupés en quatre classes principales : fluage, glissement (*slide* ou *slump*), écoulement plastique (coulée de débris, écoulement fluidisé et liquéfié) et courant de turbidité (forte densité et faible densité).

Selon les auteurs, un glissement peut être simple ou complexe. Un glissement est simple quand la masse glissée ne provoque pas d'autres glissements importants. Dans le cas contraire, si le glissement est complexe, la masse glissée causera l'instabilité des zones avoisinantes et les glissements générés par le premier seront d'un volume voisin de ce dernier.

De plus, le glissement est considéré comme glissement translationnel ou rotationnel selon le coefficient de Skempton (rapport hauteur sur longueur). Le glissement translationnel possède un rapport $h/l < 0,15$. Dans le cas où $h/l \geq 0,15$, le glissement sera alors considéré comme un

glissement rotationnel. Cette démarche adaptée à partir du glissement de terrain (proposée par Skempton et Hutchinson, 1969) n'est pas vraiment juste puisqu'elle elle n'aborde pas la déformation interne dans la masse glissée (la rotation par exemple). En réalité un glissement dont le rapport h/l > 0,15 n'est pas forcément accompagné de la déformation de rotation.

Glissement en masse (*Mass slide*)	**Ecoulement gravitaire** (*Gravity flow*)
A. Fluage et Mobilité cyclique 1. Fluage (*Creep*) - faible degré de déformation plastique - pas de surface de rupture - possibilité de transformation en glissement ou en écoulement plastique 2. Mobilité cyclique (*Cyclic Mobility*) - augmentation progressive de pression de pore et de déformation - effondrement dû à la liquéfaction - associé à la génération d'un glissement **B. Gravity-Driven Mass Movements** 1. Avalanche rocheuse (*Rock Avalanche*) - à l'échelle large par rapport au cas de la chute rocheux (rock fall) - dissipation énergétique due à l'impact entregrain et bloc de roche 2. Glissement simple (*Simple slide and slump*) - glissement translationnel *(slide*) : h/l < 0,15 - glissement rotationnel (*slump*) : h/l > 0,33 - le mécanisme de transport est la gravité 3. Glissements complexes (*complexe slide and slumps*) - glissements successifs (*Successive Slumps*) - glissements de type chevauchement(*overlapping slumps*) ou glissements avec rétrogression additive (*slide with additive retrogression*) - glissements successifs de type domino (*domino-like successive slides*)	**C. Ecoulement plastique** 1. Coulée de débris (*debris flows*) - sédiment non liquéfiable et cohésif (> 5% de l'argile) - le mécanisme principal de support est la résistance de matrice 2. Ecoulements fluidisés (*fluidized flows*) et Ecoulements liquéfiés (*liquefied flows*) - sédiment non cohésif : sable, silt… - partiellement supportés par le fluide interstitiel pour les écoulements fluidisés et totalement pour les écoulements liquéfiés - considérés comme phénomène associé pendant le mouvement lors des écoulements fluidisés et essentiellement spontanés lors des écoulements liquéfiés - possible transformation en courant de turbidité **D. Courant de turbidité** (*turbidity currents*) 1. la dispersion des grains est maintenue essentiellementpar la turbulence fluide 2. De faible densité (*low-density*) Origines associées à - re-densification du matériau fin suspendu - rupture « ignitive » à petite échelle - transformation progressive panache hyperpycnal 3. De haute densité (*high-density*) - associé à la phase terminale du glissement ou écoulement par la phase de transition appelée ignition.

Tableau 1.03 : *Classification de Mulder et Cochonat (1996).*

Par ailleurs, cette classification des types d'écoulement est basée principalement sur la granulométrie de la taille des particules et leur concentration dans l'écoulement. En effet, la concentration du sédiment dans l'écoulement est la propriété la plus importante contrôlant la rhéologie de ce dernier tandis que la granulométrie rajoute à la rigidité initiale (*yield strength*)

sous forme de cohésion (argile, par exemple). Shanmugam (2000) a proposé de classifier l'écoulement en deux types : Newtonien et plastique, en mettant l'accent sur la concentration du sédiment.

1.2.2.4 - Les autres classifications

La différence majeure de comportement entre le glissement sous-marin et le glissement aérien tient au fait que l'eau dans l'environnement subaquatique peut supporter une pression entre les particules qui est plus grande que celle supportée par l'air dans l'environnement subaérien. En s'appuyant sur la notion de contrainte effective de Terzaghi (1943), le principe de correspondance indique que l'état de déformation de la masse dans un environnement subaquatique est identique à l'état de déformation dans un environnement subaérien si la pression totale exercée sur la masse dans l'environnement subaérien est replacée sous la contrainte effective dans le milieu aqueux (Scheidegger, 1980). Ce principe convient pour le cas de glissement sous-marin alors que dans la plupart des cas, l'observation des glissements subaériens montre que le matériau ne glisse pas mais coule (Hsü, 1978 d'après Pollet, 2004).

Ainsi, le principe de correspondance permet à certains auteurs de proposer une classification des mouvements de masse sous-marins en se reposant sur les classifications des mouvements subaériens de versants. Chaque type a des avantages particuliers : Moore (1978) a adapté la classification classique largement acceptée de Varnes (1958) en conservant deux variables principales : le type du matériel impliqué et le type de mouvement mis en place (voir l'article Tableau 1, page 567). Schwarz (1982) a également subdivisé les types de mouvements selon la classification de Varnes (1958) mais il s'intéresse plutôt aux structures de déformations internes (Figure 1 et Tableau 1, pages 4 & 5, Schwarz, 1982).

De la même manière, Locat et Lee (2002) se basent sur la classification des mouvements de masse subaériens proposée par la Société Internationale de Mécanique des Sols et Géotechnique de l'Ingénieur (ISSMGE), en ajoutant le terme courant de turbidité (**Fig. 1.02**).

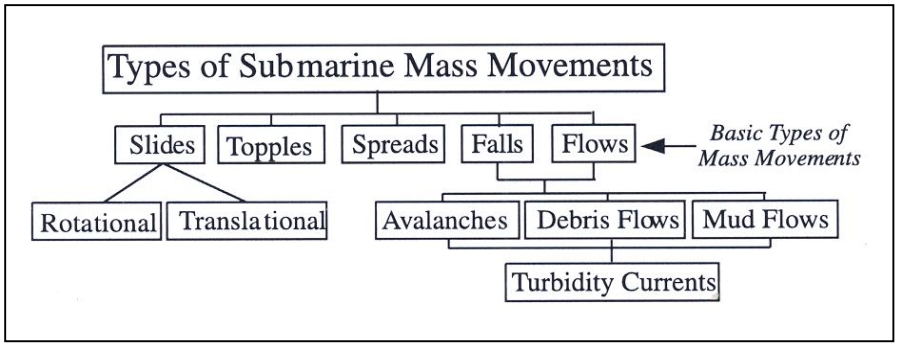


Figure 1.02 : *Classification des mouvements de masse sous-marins adaptée de la classification de mouvements subaériens proposée par l'ISSMGE* (Locat et Lee, 2002).

1.2.2.5 - Conclusion sur la classification des mouvements de masse sous-marins

La plupart des classifications sont basées sur le comportement mécanique dégradant de la masse au cours de mouvement (élastique, plastique et fluide visqueux) en tenant en compte des types de mouvement (Moore, 1978), des mécanismes de transport, des mécanismes de support des sédiments (Nardin *et al.*, 1979), des structures de déformations internes (Schwarz, 1982), des mécanismes de génération (Einsele, 1991) et des paramètres de la morphologie (Mulder et Cochonat, 1996).

Cependant, la terminologie utilisée par les auteurs est très variable. Si le terme « *slide* » porte le sens général pour les classifications de Moore (1978), Nardin *et al.* (1979) et de Schwarz (1982), il est restreint dans la classification de Einsele (1991) et de Mulder et Cochonat (1996) au glissement translationnel (*glide*). Toutefois, le terme « slump » (ou *slumping*) est appliqué pour toutes les classifications au glissement rotationnel.

Les différents types de mouvements listés dans les classifications ne constituent en fait qu'une partie des phénomènes réels. En réalité, plusieurs types peuvent co-exister simultanément ou se succéder les uns aux autres sur une courte distance pendant un événement (Locat, 2001 ; Mienert *et al.*, 2003 ; Canals *et al.*, 2004). Par exemple, un glissement peut se désorganiser et se transformer partiellement ou totalement en coulée plastique (coulée de débris, écoulement de boue…), voire même engendrer par son déplacement des courants de turbidité turbulents (Hampton, 1972).

1.2.3 - Les causes du glissement sous-marin

Une pente est stable quand la magnitude des forces environnementales (qui tentent de déformer et affaiblir les dépôts sédimentaires) est inférieure à la force de résistance du sédiment (qui tente de résister à une telle déformation). Cette relation est présentée par le coefficient de sécurité F, dans le cas du glissement translationnel, le modèle de la stabilité sur la pente infinie est souvent utilisé [Denlinger et Iverson (1990), d'après Dimakis *et al.* (2000)] (**Fig. 1.03**)

$$F = \frac{C + \{\gamma_t H_c \cos\theta - [p(H_c) - p(0)]\}\tan\varphi}{\gamma_b H_c \sin\theta} \qquad (1)$$

Si F > 1, on a la stabilité, si F < 1, la rupture se produit.

H_c : Distance entre le plan de rupture et la surface du sédiment (fond marin)
θ, γ_t, γ_b : respectivement angle de la pente, poids volumique et poids volumique déjaugé.
C, φ : respectivement la cohésion et l'angle de frottement interne du sédiment.

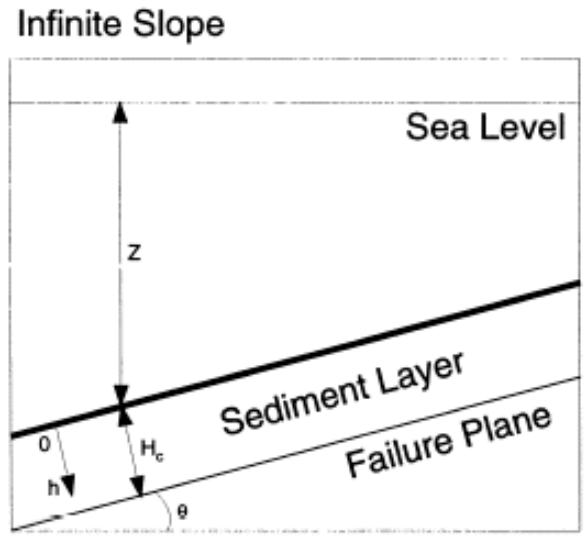


Figure 1.03 : *Schéma pour le modèle de stabilité de la pente infinie (*d'après Dimakis *et al.*, 2000).

Une modification des paramètres de charge ou de résistance peut provoquer l'instabilité de la pente. Donc, l'analyse de la génération du glissement sous-marin revient généralement à l'étude du mécanisme de développement et de déclenchement de l'instabilité. En effet, un glissement (de terrain ou sous-marin) ne se fait pas instantanément mais résulte d'une longue et intensive préparation progressive de la pente (Heim (1932) d'après Pollet (2004)]. Cette préparation progressive affecte le contexte géologique et géomorphologique qui peut faire passer une masse stable à un état de stabilité précaire. Ce sont les mécanismes de pré-rupture.

En principe, en état statique, la force gravitaire et la force de résistance augmentent avec la profondeur sous le fond marin. Mais dans certains cas, la résistance est diminuée du fait de l'excès de pression de pore, notamment quand le sédiment est sous-consolidé. Plusieurs auteurs montrent que l'excès de la pression de pore du sédiment au moment du glissement joue un rôle déterminant dans la formation du plan potentiel de glissement.

1.2.3.1 - Rôle primordial de l'excès de pression interstitielle (surpression interstitielle ou excès de pression de pore)

Le principe de la contrainte effective (Terzaghi, 1943) permet de décomposer la contrainte totale en contrainte effective (σ) et pression de pore (u) :

$$\sigma = \sigma' + u \tag{2}$$

Dans un sol saturé, la pression de pore à n'importe quel point peut être divisé en deux composantes : la pression hydrostatique (u_0) et l'excès de pression de pore (Δu) (**Fig. 1.04**).

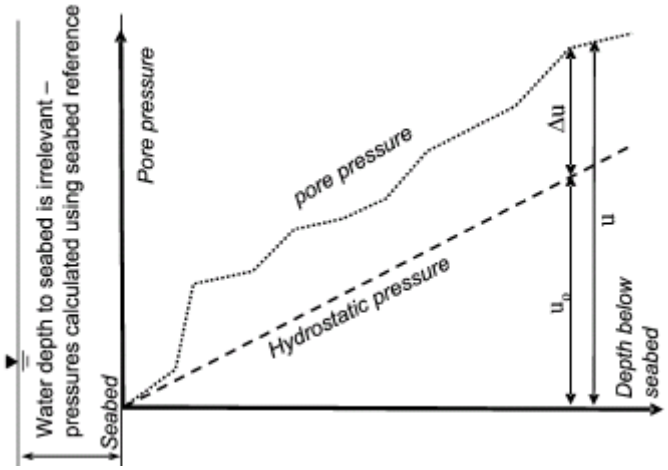


Figure 1.04 : *La pression de pore est la somme de la pression hydrostatique et de l'excès de pression de pore* (Strout et Tjelta, 2005).

En reportant (2) dans (1), le coefficient de sécurité, en terme d'excès de pression de pore, prend la forme suivante (Dimakis *et al.*, 2000) :

$$F = \frac{C + (\gamma_b H_c \cos\theta - \Delta u)\tan\varphi}{\gamma_b H_c \sin\theta} \tag{3}$$

Dans une formation géologique (normalement consolidée) sous condition de pression hydrostatique, le sédiment est perméable, l'eau s'échappe librement à travers les différentes couches, la pression interstitielle est donc hydrostatique, c'est-à-dire que l'excès de pression est nul. De plus, si l'on néglige la résistance supplémentaire fournie par la cohésion du sédiment, puisqu'elle est relativement faible par rapport au rôle essentiel de l'angle de frottement interne, l'expression du coefficient de sécurité devient très simple :

$$F = \frac{\tan\varphi}{\tan\theta} \tag{4}$$

La plupart des sédiments dans la condition hydrostatique montrent un angle de frottement interne assez élevé, de l'ordre de 25° à une profondeur de quelques mètres (Terzaghi, 1956 ; Moore, 1961 ; Hutton et Syvitski, 2004). D'après l'expression (4) du coefficient de sécurité, cela veut dire qu'une masse sédimentaire doit être théoriquement stable sur une telle pente. En réalité, les glissements se produisent sur des pentes relativement faibles, environ 5°-6°, voire 1°-2°, affectant une profondeur variant de quelques dizaines de mètres jusqu'à des centaines de mètres. Ce fait suggère qu'il existe un excès de pression de pore qui réduit la résistance au cisaillement sur le plan de rupture de ces glissements.

A la limite, quand la pression interstitielle est égale à la contrainte totale (la matrice est supportée par la pression interstitielle et la contrainte effective est nulle), la masse sédimentaire flotte sur un « lit » fluide.

1.2.3.2 - Processus contrôlant la formation de l'excès de pression de pore

L'excès de pression de pore dépend du taux de sédimentation, de la porosité, du poids volumique et surtout de la perméabilité du sédiment. Le facteur temps joue un rôle essentiel puisque la durée de vie de l'excès de pression interstitielle sera contrôlée par l'étanchéité du milieu et la continuité de la cause ayant engendré la surpression (Mazingue-Desailly, 2002).

On cherche ici, sans entrer dans le détail, à présenter l'ensemble des phénomènes qui peuvent aboutir à un excès de pression de pore.

a) Dépôt rapide

L'apport rapide d'une grande quantité de sédiments, à l'estuaire (l'embouchure) des grands fleuves (**Fig. 1.05**), produit souvent des masses sédimentaires instables puisque ces sédiments n'ont pas le temps de se rééquilibrer (sous–consolidés) et sont le siège de surpression interstitielle (Lee *et al.*, 1999).

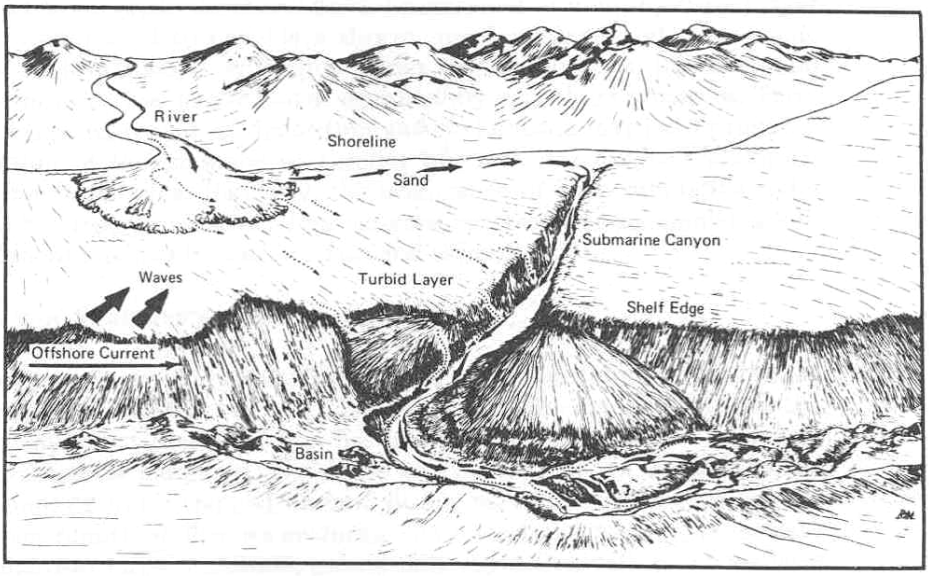


***Figure 1.05** : Diagramme schématique du chemin de transport du sable (flèches pleines) et des sédiments plus fins (flèches discontinues) à partir de l'embouchure d'un fleuve vers la plaine abyssale* (d'après Moore, 1978).

En général, la vitesse de sédimentation sur le talus continental est assez faible, mais quelques processus particuliers reliés, par exemple, aux périodes glaciaires et interglaciaires permettent un dépôt rapide directement sur la partie supérieure du talus. Van Weering *et al.* (1998) montrent que pendant la période maximale de la glaciation, la plate-forme continentale est couverte par la glace, le sédiment s'accumule alors sur le talus continental sous forme de till de déformation (*deformation till*) sous la couverture de glace. Le sédiment s'accumule avec un taux pouvant atteindre 60 cm/an. Ce type de dépôt rapide peut également provoquer un excès de pression de pore.

b) Chargement cyclique

L'effet du **tremblement de terre** sur le changement du comportement du matériau se traduit par un chargement cyclique qui est caractérisé par la durée (nombre de cycles) et l'intensité (magnitude de la contrainte de cisaillement) du séisme.

Quand un sol granulaire (ex : sable, silt) est soumis à l'action dynamique d'un tremblement de terre, les grains ont tendance à se compacter et prennent moins de place. La durée du tremblement de terre est généralement suffisamment courte pour que l'eau ne s'échappe pas, il existe alors un excès de pression de pore (Sultan *et al.*, 2004). Si la magnitude du tremblement est suffisamment élevée et le sable est suffisamment meuble, la contrainte effective verticale est nulle. C'est l'effet de liquéfaction qui domine, et la couche sableuse se comporte de façon plastique (liquéfiée).

Concernant les sols cohésifs (argile, silt fin), le tremblement de terre provoque également l'augmentation de la pression de pores qui diminue la résistance au cisaillement du sol. Cette réduction de résistance dépend non seulement de la durée et de l'intensité du tremblement de terre, mais encore de la sensibilité de l'argile (phénomène de thixotropie).

Un tremblement de terre de faible amplitude ne pourrait donc pas provoquer immédiatement la rupture mais participe à la dégradation de la résistance du sédiment à long terme. Si la masse sédimentaire est encore stable après le tremblement de terre, l'excès de pression de pore généré par celui-ci a tendance à se redistribuer. De plus, si le gradient ascendant est établi et le sol est caractérisé par une stratification, la migration ascendante de la pression de pore engendre une augmentation cumulée de l'excès de pression de pore sous une couche de faible dissipation de pression de pore, souvent caractérisée par une faible perméabilité (Biscontin *et al.*, 2004). Selon les auteurs, le processus de dissipation de l'excès de pression de pore est long, de quelques jours jusqu'à des dizaines d'années, ce qui explique le retard de la rupture de pente par rapport au tremblement de terre.

Les **vagues** générées par les tempêtes ou par un tremblement de terre chargent de façon cyclique la surface de sédiment et augmentent la surpression interstitielle (Dunlap *et al.*, 1979, d'après Prior et Coleman, 1980 ; Mulder *et al.*, 1993). L'un des glissements reconnus causé par l'action des vagues se trouve dans le delta Mississippi. Cette zone a pu supporter deux grandes houles, l'une correspond à l'ouragan Camille avec des vagues de 20-24 m, l'autre à l'ouragan Frederic avec des vagues de 10 m (Prior et Coleman, 1980). Plusieurs dépôts du glissement récent ont été révélés par les profils sismiques. En l'absence de preuves de l'activité sismique, les auteurs suggèrent que les vagues jouent un rôle déterminant dans le déclenchement des glissements sous-marins de cette région.

Suite au recensement des hauteurs maximum des vagues, Franchomme (1991) conclut que l'influence des vagues n'est envisageable que pour une tranche d'eau inférieure à 100-130 m, correspondant à la hauteur maximum de vague observée.

c) Décomposition d'hydrates de gaz

La présence d'hydrates de gaz est commune sur les marges continentales (Mienert *et al.*, 1998). Les hydrates s'accumulent en partie dans des espaces de pore (typiquement quelques pourcents). Ainsi, leur présence modifie les propriétés géotechniques et hydrauliques du sédiment (Ecker *et al.*, 1998 d'après Bouriak *et al.*, 2000, Cochonat *et al.*, 2002). La déstabilisation des hydrates de gaz est générée sous conditions naturelles, est très sensible à des variations de paramètres tels que la température, la pression de pore, la chimie du gaz et la salinité de l'eau de pore. Cette dissociation (1 volume d'hydrate de gaz donne environ 160 volume de gaz) change significativement la résistance du sédiment et libère généralement également une énorme quantité de méthane. Celle-ci est beaucoup plus grande que la solubilité de l'eau de pore et provoque donc un excès de pression de pore (Mienert *et al.*, 2003 ; Sultan *et al.*, 2004). Par contre, l'influence de l'excès de pression de pore est dépendant de la perméabilité du sédiment. Bouriak *et al.* (2000) montrent que la décomposition de l'hydrate de gaz est plus lente dans les sédiments moins perméables que dans les sédiments plus perméables puisque l'excès de pression de pore causée par la décomposition partielle se disperse plus lentement, pouvant favoriser un retour du système à l'équilibre par une augmentation de pression.

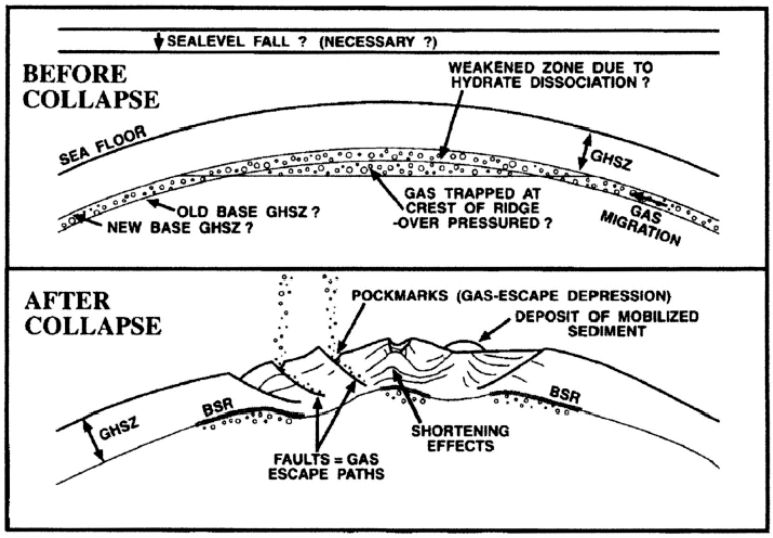


Figure 1.06 : *Le développement d'hydrates de gaz en relation avec les structures d'effondrement observées sur la crête du* Blake Outer Ridge (Dillon *et al.*, 1998 d'après Mienert *et al.*, 2003).

De plus, la dissociation d'hydrate de gaz affaiblit les sédiments environnants, conduisant souvent au développement de zones d'effondrement, accompagnées des failles qui peuvent affecter la colonne sédimentaire sur quelques centaines de mètres (par exemple 400-500 m dans le cas de Blake Outer Ridge (**Fig. 1.06**) (Dillon *et al.*, 1998 d'après Mienert *et al.*, 2003).

Ce processus est probablement à l'origine de la première phase d'instabilité des pentes, surtout à l'endroit où se trouvent des zones de stabilité d'hydrate de gaz (Mienert *et al.*, 2003).

Si l'excès de pression interstitielle causé par les différents processus cités ci-dessus peut ne pas être suffisant pour provoquer le glissement, l'affaiblissement de la masse sédimentaire constitue un mécanisme de pré-rupture qui ne demande qu'une moindre charge externe (séisme ou vague) pour son déclenchement.

1.2.3.3 - Facteurs déclenchants majeurs

a) Surcharge

Le dépôt rapide des sédiments sur les pentes continentales non seulement crée des masses instables mais joue également le rôle de la force motrice dans le déclenchement du glissement d'un ensemble sédimentaire. Ce mécanisme est la cause principale des glissements des fronts de deltas et des têtes des canyons dans la partie proximale de la plate-forme continentale et probablement aussi sur les parois (ou flancs) des canyons et vallées sous-marines, sur les plates-formes ouvertes et les pentes (Moore, 1961). De plus, les activités anthropiques par l'implantation d'infrastructures peuvent jouer le même rôle de surcharge. Par exemple, dans le cas de l'extension de l'aéroport de Nice sur les sédiments du delta du Var, les constructions, de par leur poids, ont augmenté la pression de pore déclenchant un glissement significatif (Mulder *et al.*, 1993).

b) Tremblement de terre

Bien que le tremblement de terre soit depuis longtemps considéré comme le facteur majeur déclenchant les glissements sous-marins (Morgenstern, 1967 ; Embley, 1982 ; Kastens, 1984 ; Schafer et Smith, 1987 ; Hampton *et al.*, 1996), son lien direct sur le déclenchement du glissement sous-marin a rarement été observé jusqu'à aujourd'hui.

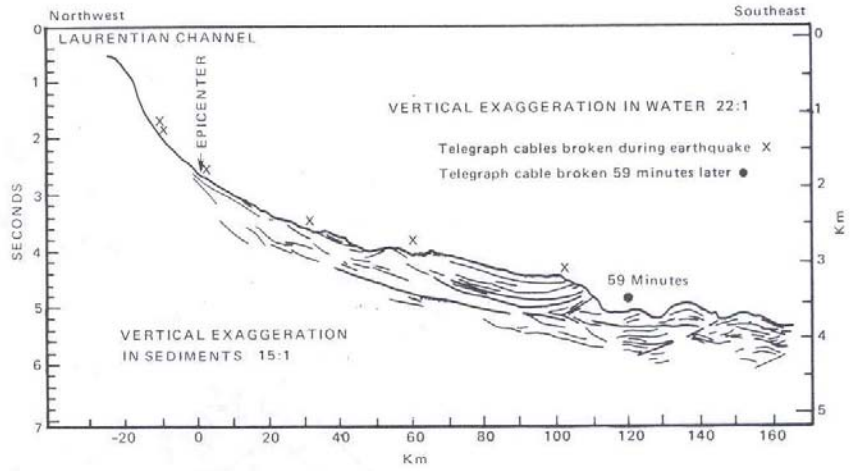


Figure 1.07 : *Profil sismique le long du glissement des Grands Bancs et position des câbles sous-marins rompus* (d'après Heezen et Drake, 1964, modifié par Moore, 1978).

L'un des rares exemples spectaculaires du glissement généré par un tremblement de terre est le cas de Grand Banc de Terre-Neuve, Canada (Heezen et Ewing, 1952 ; Heezen et Drake, 1964). Les auteurs montrent que la rupture des câbles sous-marins s'est produite presque simultanément avec le tremblement de terre. Cette rupture est la conséquence du passage d'un courant de turbidité qui s'est développé à partir du glissement généré par ce tremblement de terre (**Fig. 1.07**).

Les deux facteurs déclenchants cités au-dessus sont des facteurs majeurs dont leur rôle dans la génération des glissements sous-marins est confirmé par plusieurs études. D'autres facteurs contribuant au mécanisme de déclenchement des glissements sous-marins sont évoqués dans la littérature. Comme leur rôle direct n'a pas été montré clairement, ils sont regroupés sous le terme de facteurs "favorisants" et traités à part.

1.2.3.4 - Facteurs favorisants

Ce sont des facteurs directement liés aux caractères géologiques de la zone étudiée : processus sédimentaires et contexte structural, géodynamique ou morphologique à l'échelle régionale.

La tectonique modifie les caractéristiques de la masse sédimentaire par le jeu de failles ou la déformation plastique du substratum. L'expérience, à partir des études des glissements subaériens, montre que les failles non seulement réduisent la résistance globale du massif par l'apparition de zones de cisaillement ou de simples fractures, mais dirigent également le glissement suivant des orientations perpendiculaires à ces failles (direction de contrainte principale) (Scheidegger, 1980). De plus, le soulèvement tectonique, présent dans les zones de compression, aux frontières ou au sein de plaques lithosphériques, a pour principal effet (dans le contexte qui nous intéresse) de créer des pentes de plus en plus fortes. Quand la pente atteint la limite d'équilibre du massif sédimentaire, le glissement se déclenche.

L'érosion est le mécanisme principal de la formation des canyons sous-marins où l'on observe des pentes raides en amont, suivies de systèmes chenalisants de longue durée sur les pentes modérées. Quand l'érosion, cette fois causée par les courants de fond, vient éroder le pied les pentes (notamment dans les zones deltaïques), alors le glissement se produit. On assiste alors à une réduction de la résistance de la masse par la perte de butée frontale [situation comparable au mécanisme de glissement progressif proposé par Kjellman (1955) (d'après Moore, 1961) dans le domaine subaérien].

La reptation (*creeping*) de la masse sédimentaire correspond à un phénomène de déformation faible (sans rupture) répondant à la fatigue du sédiment sous son poids. Ce mouvement lent peut se transformer en glissement si la limite de la déformation plastique est atteinte ou sous l'action des forces externes, comme un tremblement de terre et des vagues (Mulder et Cochonat, 1996).

La fracturation précoce : Elle ressemble à peu près à la reptation mais affecte les matériaux plus rigides. En effet, la masse sédimentaire est coupée en tronçons par les fissurations sous l'effet de la force gravitaire. Ces fentes sont orientées plutôt perpendiculairement à la direction de la pente et donnent une forme concave vers l'aval. Elles sont souvent associées avec la première phase de glissement pour former des surfaces de rupture des glissements successifs (Almagor et Wiseman, 1977).

L'abaissement du niveau de la mer peut influer sur l'instabilité de la pente de deux manières : 1) dans les estuaires, l'abaissement du niveau de la mer favorise le dépôt direct sur les pentes continentales, donc un déclenchement de glissement par surcharge (MacIlvaine (1973) d'après Summerhayes *et al.*, 1979 ; Moore, 1978) ; 2) la libération d'hydrate de gaz suite à l'abaissement du niveau de la mer réduit la pression de confinement (**Fig. 1.08**). Cette libération diminue la résistance de cisaillement du sédiment et contribue à la rupture sur la pente (Whelan *et al.* (1977) d'après Locat et Lee, 2002 ; Summerhays *et al.*, 1979).

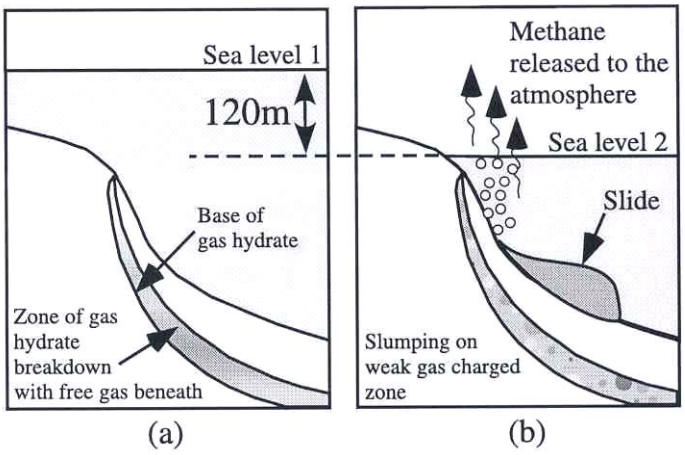


Figure 1.08 *: Rôle de l'hydrate de gaz dans le développement d'instabilités suite à l'abaissement du niveau de la mer* (Locat et Lee, 2002).

Les dépôts rapides, tels les sédiments volcaniques fournissent en plus souvent une grande quantité de minéraux argileux et zéolites qui pourraient développer un plan de glissement potentiel (Imbo *et al.*, 2003). Par ailleurs, l'existence de langues de glace pendant les **périodes de glaciation** ajoute une surcharge sur les sédiments de plate-forme continentale qui doit être prise en compte.

Le rôle de l'hétérogénéité : Dans la plupart des cas, la masse glissée n'est pas homogène, les profils sismiques des zones sources de glissement montrent des réflecteurs contrastés dans la masse sédimentaire (plutôt parallèles). De plus, l'observation sur les carottes prélevées dans la zone de dépôt montre que la masse initiale contient différents types de sédiments. Par ailleurs, dans les anciennes strates géologiques, on observe souvent la présence de plusieurs couches sédimentaires de nature différente. Ce caractère stratigraphique et la variabilité de la lithologie

favorisent la formation de plans potentiels de glissement (d'après O'leary, 1991). On peut citer ici les deux cas les plus connus :

- L'hétérogénéité de type alternant causée par la fluctuation périodique de l'alimentation sédimentaire : directement, comme dans le cas du couple sable-argile, ou indirectement comme dans le cas de sédiments marno-calcaires par la migration des éléments pendant la lithification. En effet, il est souvent constaté que la couche sous-jacente a une plus faible résistance de cisaillement que celle de la couche sus-jacente. Il semble que ce processus corresponde à la première phase de génération de la surface de rupture.
- L'hétérogénéité causée par l'intrusion d'un matériel « exotique » de faible résistance. Par exemple, dans la partie nord-ouest de l'Atlantique, la série sédimentaire quaternaire est caractérisée par les dépôts des périodes glaciaires, interglaciaires interrompus par l'accumulation de sédiments apportés par les courants de contour (contourite) (Laberg *et al.*, 2002a). Ainsi, les contourites, essentiellement argileuses, sont suivies par le dépôt rapide de sédiment lors de la période de déglaciation provoquant alors un excès de pression de pore dans le niveau le plus fin. La contourite joue alors le rôle de plan de rupture pour plusieurs glissements dans cette région (Storegga, Traenadjupet ...).

1.2.3.5 - Récapitulation des facteurs influant sur le glissement sous-marin

Les causes du glissement sous-marin sont variables pour chaque événement et dépendent des conditions géologiques de l'environnement où la rupture s'est produite (**Tableau 1.04**). Un glissement sous-marin peut être déclenché par plusieurs facteurs. Il est difficile de préciser les causes exactes du déclenchement pour chaque glissement, surtout quand les informations sur les propriétés mécaniques de la masse sédimentaire et les sollicitations externes (ex : tremblement de terre) sont rarement disponibles au moment de la rupture.

Environnements	**Pentes**	**Causes**						
		Dépôt rapide	**Tremblement de terre**	**Gaz**	**Tectonique**	**Vague & Marée**	**Erosion**	**Glaciation**
Fjords	5-30°	X	X	X		X		
Deltas actives		X	X	X		X		
Canyon		X	X	X	X	X	X	
Pentes cont.	3-6°	X	X	X	X		X	X
Îles volcaniques			X		X			

Tableau 1.04 : *Les différentes causes du glissement dans chaque environnement spécifique (reposant sur les descriptions de Lee et al., 1993 et Hampton et al., 1996).*

En général, on peut classer les causes du glissement sous-marin en deux types : Les causes internes et les causes externes (**Tableau 1.05**). Certains facteurs, quelque soit leur caractère statique ou dynamique, ou leur influence surfacique (S) ou volumique (V), ont des rôles doubles, d'une part ils diminuent la résistance de la masse sédimentaire (par exemple : excès de pression de pore Δu), d'autre part ils augmentent la force de gravité.

Les causes internes sont liées à l'environnement de dépôt, aux caractéristiques sédimentaires (granulométrie, minéralogie…), aux conditions géotectoniques (pente, coefficients de stabilité, …), aux processus particuliers qui peuvent se développer au cours de la sédimentation (libération d'hydrate de gaz, changement de composition chimique par migration du carbonate dans un domaine de sédimentation carbonatée …).

Les causes externes sont des facteurs, appelés également forces environnementales, dépendant de la condition géodynamique de l'environnement (réactivation de failles, modification de pentes, modification de texture liée aux tremblements de terre), et à la variation du niveau de la mer (augmentation du taux de sédimentation sur la plate-forme, libération d'hydrate de gaz …), la dynamique du milieu marin (vague bien développée,…)

Causes	Facteurs	Type	Caractère	Diminution de la résistance	Augmentation de la force motrice
Internes	**Sédimentation**	S et V	Statique	Δu	Force de gravité
	Erosion	S	Statique	Perte de la butée frontale	-
	Décomposition du gaz hydrate	V	Statique	Δu	-
	Glaciation - Déglaciation	S	Statique	Δu	Force de gravité
Externes	**Tectonique**	V	Statique	Faille synsédimentaire	Force de gravité
	Tremblement de terre	V	Dynamique	Δu	Force de gravité
	Vague	S	Dynamique	Δu	Force de gravité
	Abaissement du niveau de la mer	S	Statique	Δu	Force de gravité

Tableau 1.05 : *Récapitulation des facteurs contrôlant l'instabilité du glissement sous-marin*

S : Surfacique ; V : Volumique,
Δu : Excès de pression de pore

1.3 - CARACTERISTIQUES DU GLISSEMENT SOUS-MARIN

Les caractéristiques du glissement sont mieux étudiées sur les glissements récents (notamment pendant le Quaternaire) grâce au développement des techniques d'imagerie (par exemple : sondeurs multifaisceaux et sonars à balayage) complétées par des profils sismiques. Cependant, les résultats renseignent sur l'extension du glissement mais fournissent peu d'informations sur sa profondeur, les structures caractéristiques internes et basales (Gee *et al.*, 2006). Malgré cela, la morphologie et la topographie de la surface supérieure du dépôt de glissement tendent à préserver les structures de dépôt (Masson *et al.,* 1993).

En effet, le nombre important des publications sur les glissements sous-marins reposant sur les profils sismiques s'étend sur plus de 40 ans. Dans ce contexte, plusieurs glissements ont été réétudiés avec des techniques plus récentes, l'interprétation à partir des profils sismiques s'est ainsi beaucoup améliorée, surtout au niveau de la structure surfacique caractéristique. Les techniques, avantages et limitations du profil sismique, sont discutés par Moore (1978), Masson (2003) et Canals *et al.* (2004).

Nous tentons alors, sans entrer dans le détail, de rappeler quelques traits principaux de cette évolution. Le développement de la connaissance sur le dépôt du glissement nous a permis de distinguer trois périodes.

Avant les années 70, plus précisément, dès au début des années 60, grâce à l'introduction de systèmes de profils de réflexion sismique continue, la détection et l'investigation de grands glissements sous-marins sont devenues plus évidentes. En effet, les investigateurs étaient capables d'identifier l'escarpement du glissement et le corps sédimentaire glissé et de donner des informations sur l'ordre de grandeur du glissement et la surface affectée. On peut ainsi citer les travaux de Moore et Curray (1963), Heezen et Drake (1964), Uchupi (1967), Roberts et Stride (1968), Stanley et Silverberg (1969), etc. Cependant, la plupart des publications n'abordent pas les structures internes dans le dépôt, notamment dans les zones de topographie et structures complexes. Ce problème est lié à la limite du profil sismique utilisé qui correspond souvent à une fréquence moyenne de 100 Hz. Une telle fréquence ne peut résoudre que des couches d'épaisseur de 4 m environ (Moore, 1978). Il est noté également qu'aucun échantillon n'est prélevé dans le dépôt.

Les années 70-80 sont marquées par le nombre important de publications sur les glissements sous-marins se basant sur les profils sismiques. Par ailleurs, la zone d'étude n'est plus limitée aux régions des pentes continentales mais s'étend vers d'autres environnements sédimentaires. Par exemple, pour les éventails sous-marins : Walker et Massingill (1970), Damuth et Embley (1981), Droz et Bellaiche (1985), Normark et Gutmacher (1988), etc ; pour les deltas : Luternauer et Swan (1978), Prior et Coleman (1978, 1980), Prior *et al.* (1982, 1984), etc ;

pour les flancs des îles : Swanson *et al.* (1976), Duffield *et al.* (1982), Lipman *et al.* (1985, 1988), Moore *et al.* (1989), etc ; pour les pentes continentales : Moore *et al.* (1970), Lewis (1971), Normark (1974), Embley (1976), Jacobi (1976), Almagor et Wiseman (1977), Dingle (1977), Summerhayes *et al.* (1979), Embley (1980, 1982), Bugge *et al.* (1987), etc.

Les faciès acoustiques utilisant la nouvelle technique de sismique réflexion à haute résolution 3·5 kHz dans les zones affectées par le glissement indiquent que l'épaisseur de la masse affectée par le glissement est, en général, de l'ordre de quelques dizaines de mètres (Embley, 1976, 1980 ; Normark et Gutmacher, 1988). De plus, la combinaison des images « sismiques » (2D, voire 3D) et des profils de sismique réflexion « multitraces » a permis aux auteurs de décoder les zones « chaotiques » et d'identifier différentes zones caractéristiques dans le dépôt, par exemple : la zone à blocs et à hummocks est caractérisée par des réflexions hyperboloïdales chevauchées à l'échelles métrique à décamétrique (Jacobi, 1976), la zone à débris est représentée par une surface de réflexion lisse et intense (Damuth et Embley, 1981), la zone à surface ridée se trouve à la limite du dépôt (Prior et al, 1984). Quelques prélèvements des carottiers à piston ont été réalisés caractérisant partiellement le matériel glissé et prouvant des déformations sous forme de plis dans le dépôt. Cependant, les prélèvements des carottiers sont souvent limités à quelques mètres.

La période 90 à aujourd'hui : Suite à la demande progressive de l'exploitation offshore qui nécessite de mieux connaître la morphologie du fond marin, plusieurs dépôts de glissements ont ainsi été découverts pendant cette période. En même temps, certains glissements antérieurement décrits ont été réétudiés avec attention, surtout au niveau du mécanisme du glissement et des structures internes dans le dépôt (par exemple : Grands Bancs, Piper *et al.*, 1999 ; Canary, Masson *et al.*, 2002 ; voir **Tableau 1.06**). Les références sur les événements dans les différents environnements sédimentaires pendant cette période peuvent être trouvées dans Hampton *et al.* (1996), Mulder et Cochonat (1996). Par ailleurs, un grand nombre d'événements de glissements sous-marins a permis à certains auteurs de proposer des analyses statistiques (Hampton *et al.*, 1996 ; McAdoo *et al.*, 2000 ; Hühnerbach et Masson, 2004).

Parallèlement, plusieurs projets internationaux récents, directement ou indirectement liés à l'observation de glissements sous-marins, contribuent à mieux comprendre le phénomène. On peut citer ici : ADFEX (*Arctic Delta Failure Experiment*, 1989-1992) (Lee *et al.*, 1999), STRATAFORM (*STRATA FORmation on Margin*, 1995-2001) (Nittrouer, 1999), ENAM II (*European North Atlantic Margins – Quantification and modelling of large-scale sedimentary processes and fluxes*, 1996-1999) et STEAM (*Sediment Transport on European Atlantic Margin*, 1993-1996) et COSTA (*Continental Slope STAbility*, 2000-2004) (Locat *et al.*, 2001). Le projet COSTA regroupe notamment une vingtaine glissements récents et paléo-glissements datés de l'Holocène et pré-Holocène. Un grand nombre de publications issues de ce projet permet d'étudier en détail le déroulement d'étalement du glissement (aspect cinématique), la

forme de dépôt (aspect morphologique) et les structures du dépôt (aspect géologique et mécanique).

Le cas du glissement Kidnappers est un exemple concret de l'évolution de la recherche sur le même glissement. Tout d'abord, le glissement avait été étudié par Lewis (1971), il s'agit d'un seul glissement sur une pente faible de 1 à 4° où la zone de départ est caractérisée par une extension et le pied de la zone de dépôt est caractérisé par une compression (**Fig. 1.09**). Ses résultats repris par plusieurs auteurs, sont considérés comme un glissement classique sur les pentes faibles. Vingt ans après, Barnes et Lewis (1991) ont réétudié le glissement et ont montré que le glissement est complexe composant plusieurs phases de rupture (plutôt rétrogressives) et qu'il n'y a pas de preuves de structures de compression (**Fig. 1.10**).

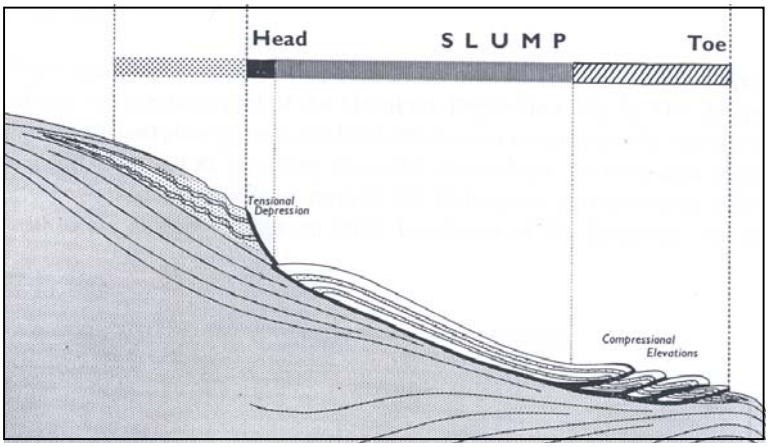


Figure 1.09 : *Coupe longitudinale du glissement Kidnappers, schématisé à partir du profil sismique* (Lewis, 1971).

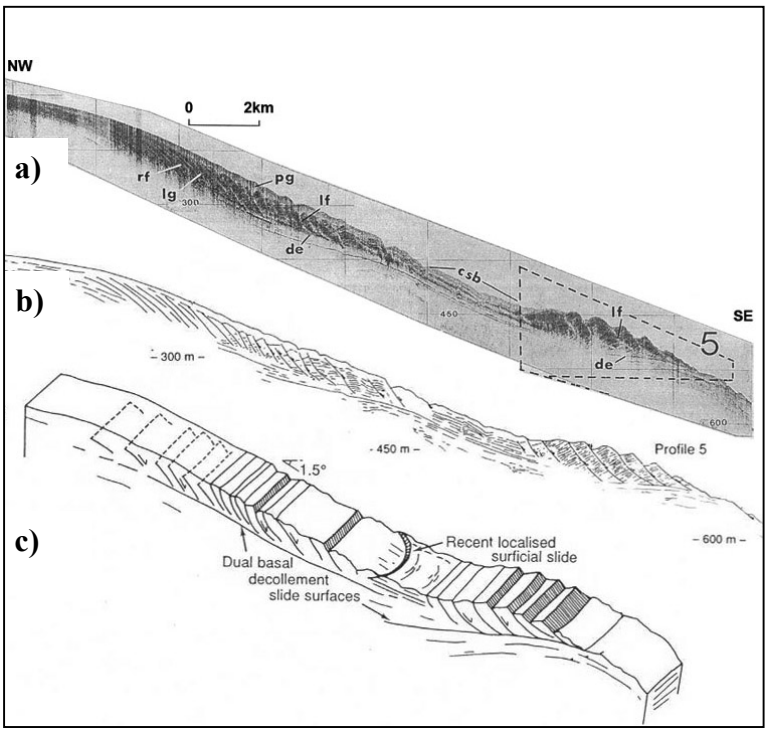


Figure 1.10 : *Coupe centrale du glissement Kidnappers. Réinterprétation* (d'après Barnes et Lewis, 1991).

a) Profil sismique ;

b) Interprétation ;

c) Modèle

En général, il est impossible de trouver des caractéristiques communes à tous les glissements sous-marins, puisque chaque glissement possède des particularités associées à un contexte géologique. De plus, les littératures disponibles sur chaque glissement sont souvent incomplètes, faute d'informations précises sur la morphologie, les structures internes du dépôt et notamment les caractéristiques du sédiment dans la masse glissée.

1.3.1 - Classement des types de glissement selon leur degré de désagrégation

La différence essentielle entre un glissement sous-marin et un glissement aérien est le fait que les propriétés physiques et mécaniques du dépôt marin sont souvent sensiblement les mêmes sur une surface relativement large contrairement à celles d'un sol subaérien (Silva *et al.*, 2004). C'est pourquoi les glissements sous-marins affectent de vastes surfaces et présentent un faible rapport entre longueur et épaisseur (L/H coefficient de Skemton, utilisé pour « décrire » les glissements de terrain). Selon le critère de Mulder et Cochonat (1996), basé sur ce coefficient pour distinguer le glissement rotationnel du glissement translationnel, la majorité des glissements récents décrits dans la littérature sont des glissements translationnels (L/H <0.33). En fait, dans le domaine sous-marin, ce coefficient est difficilement utilisable car la majorité des glissements sont translationnels .

En effet, la masse glissée au moment du dépôt peut être restée intacte, légèrement déformée, fortement déformée ou se briser en des blocs distincts. Dans certains cas, une partie ou la totalité de la masse est complètement désintégrée et transformée en écoulement (Hampton *et al.*, 1996). En se reposant sur les observations du dépôt du glissement sous-marin, on peut néanmoins distinguer trois types de glissement selon leur degré de désagrégation au moment du dépôt :

- Type I : glissement cohésif : après la rupture, le dépôt est caractérisé par les fractures le long de plans de cisaillement discrets avec une faible déformation et une rotation interne (Kidnappers *slide*, Lewis, 1971 ; Barnes et Lewis, 1991 ; Humboldt *slide*, Gardner *et al.*, 1999 ; Lee *et al.*, 2002).
- Type II : glissement semi-cohésif, contenant dans sa partie proximale des méga-blocs, en partie distale des débris (coulée de débris), avec ou non formation d'un courant de turbidité. Même si le courant de turbidité existe, il ne présente qu'un petit pourcentage de la masse glissée (BIG 95 *slide*, Lastras *et al.*, 2002 ; Traednajupet *slide*, Laberg et Vorren, 2000).
- Type III : glissement-coulée : la totalité de la masse glissée est transformée en coulée de débris avec la présence de blocs dans la partie centrale et distale (*outrunner blocs*) ; une partie de coulée de débris est transformée en courant de turbidité

(Kitimat *slide*, Prior *et al.* 1982, 1984 ; Sur *slide*, Normark et Gutmacher, 1988, Grand Banks *slide*, Piper *et al.*, 1999).

Puisqu'il est souvent difficile, à partir des images sismiques, d'estimer le pourcentage de la masse glissée transformée en courant de turbidité et de déterminer si le dépôt contient ou non des méga-blocs, la limite entre le glissement semi-cohésif (type II) et le glissement-coulée (type III) est souvent abstraite. Ils sont regroupés, dans ce cas-là, en terme de glissement désagrégé (*disintegrative* ou *blocky landslide*). Bien qu'il y ait peu d'informations sur les caractéristiques mécaniques de la masse glissée, selon le degré de désagrégation sur les pentes faibles, on constate que la résistance du sédiment de la masse glissée diminue du type I au type III.

La suite de cette partie bibliographique est consacrée à l'étude du dépôt du glissement désagrégé dont les caractéristiques structurales abondantes et l'extension du dépôt permettent de mieux étudier son processus dynamique et le comportement du matériau au cours du glissement.

1.3.2 - Caractéristiques surfaciques du glissement sous-marin – Evénements « récents »

En général, l'ordre de grandeur des paramètres géomorphologiques de dépôt du glissement est très variable. Les paramètres principaux sont : la longueur, la largeur, la superficie, le volume, l'épaisseur maximale et moyenne du dépôt. L'ensemble de ces paramètres n'est pas toujours disponible pour chaque glissement faute de limite de zone d'investigation, de l'incertitude à partir du profil sismique et surtout de la difficulté de savoir s'il s'agit d'un glissement ou des glissements multiples.

Ainsi, les valeurs géométriques prises pour chaque événement correspondent aux paramètres du dépôt total actuellement observé. En réalité, un dépôt de glissement pourrait être la conséquence de plusieurs épisodes d'instabilité. L'intervalle entre chaque épisode peut varier largement d'une minute (glissement des Grands Bancs, Piper *et al.*, 1988, 1999) à des années (glissement Kitimat, Prior *et al.*, 1982, 1984), voire à des milliers d'années (de mineurs glissements se sont produits au Nord de l'escarpement Storegga quelques milliers d'années après le glissement principal, d'après Haflidason *et al.*, 2005). L'intervalle de temps de l'ordre du millier d'années correspond souvent à des glissements où l'escarpement généré par le premier épisode a créé un risque d'instabilité à long terme (Canals *et al.*, 2004). En effet, la fréquence d'instabilité d'un même endroit est contrôlée non seulement par le taux de dépôt mais encore par la fréquence des mécanismes déclenchants (tremblement de terre par exemple). Par ailleurs, l'ordre de grandeur du glissement des épisodes ultérieurs dépend fortement de la quantité du sédiment déposé depuis la mise en place du premier (Schwarz,

1982), et surtout de la profondeur et de la surface rétrogressive dans le cas du glissement rétrogressif.

La **figure 1.11** présente les formes représentatives des glissements étudiés lors du projet COSTA. Le **tableau 1.06** rassemble les paramètres principaux de quelques cas récents dans différents environnements géologiques (pente continentale, delta, fjord, île volcanique).

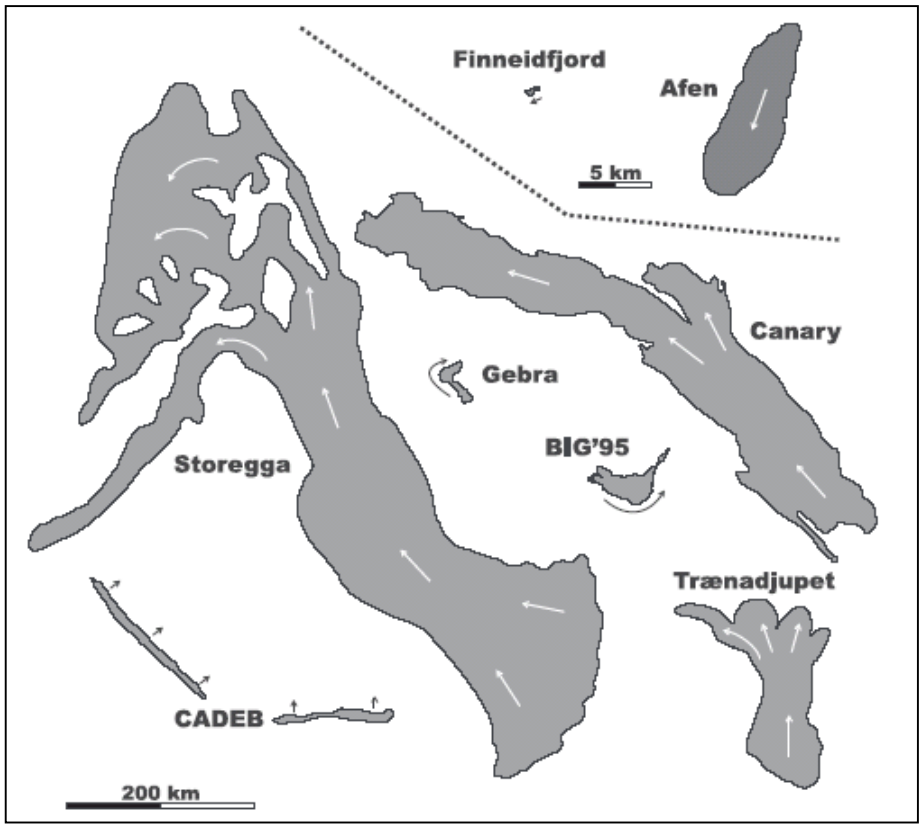


Figure 1.11 *: Forme et taille de quelques glissements dans le projet COSTA* (Canals *et al.*, 2004).

L'analyse en détail du dépôt entier d'un glissement est rarement disponible dans la littérature car la surface affectée par le glissement est souvent très vaste et l'investigation par les profils sismiques et sonars à balayage ne couvrent pas la totalité du dépôt. Le glissement Kitimat est un cas exceptionnel. En effet, les caractéristiques surfaciques du dépôt entier sont bien observées puisque les sonars à balayage, complétés avec les profils sismiques, couvrent l'ensemble du dépôt (7,5 km^2, voir tableau 2.01) permettant de fournir une vue en 3D (Prior *et al.,* 1984).

Les caractéristiques clefs du dépôt ont été relevées : surfaces à blocs, surfaces à hummocks et surfaces ridées (**Fig. 1.12**). Les surfaces à blocs se situent en partie inférieure de la pente deltaïque où la masse sédimentaire a été mobilisée par le glissement. Les surfaces à hummock du dépôt à débris qui se trouvent à la base de la pente, restent sur le fond marin originel (avant glissement). Vers l'aval, la masse glissée se transforme en écoulement qui est caractérisé par les rides de pression subparallèles au lobe de dépôt (*lobe margin*). La partie la plus distale du

Tableau 1.06 : *Présentation de quelques glissements « récents » (référence complète présentée dans l'annexe A)*

	Localisation	**Age**	**Nombre d'épisodes**	**Sédiments**	**H (m)**	**L (km)**	**V (km^3)**	**S (km^2)**	**Références**
	NE Atlantique Marge Norvégienne (Pente continentale)	8200 ans BP	-	Débris glaciaire, dépôt contourite	3650	810	2400-3200	95000	Bugge *et al.*, 1987 ; Evans *et al.* Haflidason *et al.*, 2004, 2005 ; E 2005 ; Solheim *et al.*, 2005 ; Kv 2005.
k	NW Atlantique Terre Neuve (Pente continentale)	1929	nombreux	Sable, silt	365	1000	100-150	20000-25000	Heezen et Ewing, 1952 ; Heezen 1964 ; Piper *et al.*, 1985, 1988,
	NE Pacifique British Columbia (Delta front – Fjord)	1971, 1974, 1975	> 3	gravier, sable, silt, argile marine,	200	5	0,055	7,5	Prior *et al.*, 1982, 1984.
	NE Atlantique (El Hierro) (Île volcanique)	15 ka BP	nombreux	Argile pélagique, turbidité et volcano-clastique	1500	600	400	40000	Embley, 1976, 1982 ; Roberts et 1996 ; Masson *et al.*, 1998, 2002 *al.*, 2001.
	NW Méditerranéen Marge Ebro (Pente continentale)	11 ka BP	nombreux	Sable et silt argileux	1800	95	26	2200	Lastras *et al.*, 2002, 2004 ; Urge 2006.
et	NE Atlantique Marge Norvégienne (Pente continentale)	4000 ans	2	Sédiment glacio-marin, dépôt contourite	2500	200	900	14100	Laberg et Vorren, 2000 ; Laberg 2002b.
	NE Atlantique NW Afrique (Pente continentale)	60 ka BP	2	Argile pélagique, turbidité et volcano-clastique	3200	> 400	600-1100	48000	Embley, 1976, 1980, 1982 ; Mas 1993, 2002 ; Gee *et al.*, 1999.

de chute, L : Distance de parcours, V : Volume total.
affectée par le glissement.

lobe de dépôt comprend des blocs (*sediment slab*) dont certains sont déplacés au-delà de la marge du dépôt principal (*outrunner blocks*) (Prior et Coleman, 1982 ; Prior *et al.*, 1984). Bien que le glissement Kitimat affecte une petite surface (comparé aux autres événements), il présente la plupart des caractéristiques surfaciques du glissement sous-marin, on peut donc le prendre comme l'exemple typique.

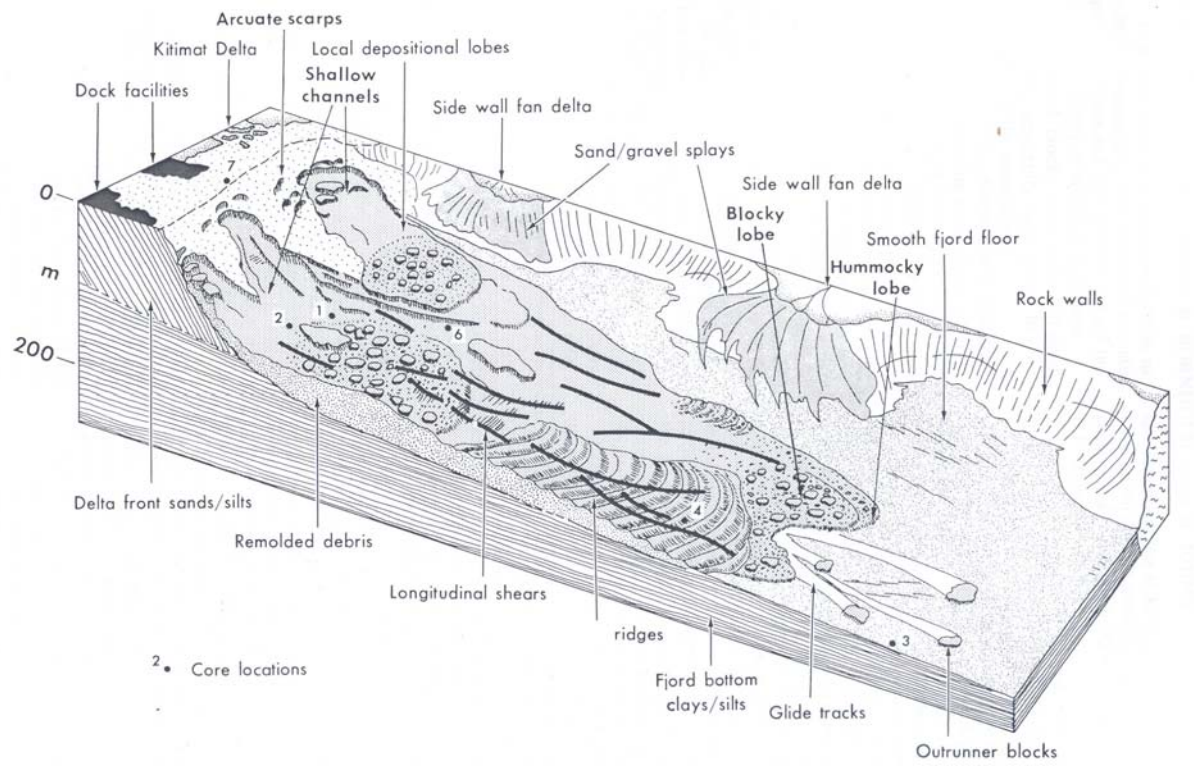


Figure 1.12 : *Schéma d'illustration de la morphologie du dépôt de glissement Kitimat* (Prior *et al.*, 1984).

Cependant, le glissement Kitimat est le cas simple où la coupe longitudinale représente le dépôt d'un événement d'instabilité. En réalité, plusieurs dépôts de glissement décrits dans la littérature sont la conséquence de glissements complexes composés des phases de ruptures superposées (par exemple : le glissement Storegga). Cela rend l'analyse détaillée du dépôt plus difficile puisque les limites des sub-glissements ne sont pas toujours évidentes à détecter. Ainsi, pour simplifier, on peut diviser visuellement la surface de la zone affectée par un glissement simple en trois parties se reposant sur les morphologies et les textures surfaciques de la zone érodée (zone de source) et le dépôt :

- **La partie proximale** se constitue de l'escarpement principal de la rupture et la surface de rupture. En général, cette partie est caractérisée par une zone de dépression formée par la masse glissée.

- **La partie intermédiaire** représente le dépôt principal du glissement qui se compose de dépôt de la coulée de débris et des blocs de taille variable. Cette partie est caractérisée par des surfaces irrégulières à blocs et à hummocks.

- **La partie distale** est caractérisée par des structures d'arrêt de l'écoulement comme les rides de pression, les blocs distaux et les blocs « avant coureurs » (*outrunner blocks*).

	Topographie surfacique	**Nom du glissement**	**Références**
Partie proximale	Forme de rupture en amphithéâtre (*amphitheater shape*)	Walvis Bay, Storegga, Bjornoyrenna, Cape Fear, Gebra, Traenadjupet, Afen, Hinlopen	Summerhayes *et al.*, 1979 ; Haflidason *et al.,* 2004, 2005 ; Bøe *et al.,* 2000 ; Imbo *et al.*, 2003 ; Popenoe *et al.*, 1993 ; Laberg et Vorren, 2000 ; Wilson *et al.*, 2004 ; Vanneste *et al.*, 2006
	Rides de sédiment détaché (*detached sediment ridges*)	Traenadjupet, Storegga, Hinlopen, Karmsundet & Skudenesfjorden, Nyk, Canary, NE Faeroe, BIG 95	Laberg et Vorren, 2000, Laberg *et al.*, 2002b ; Haflidason *et al.*, 2004 ; Vanneste *et al.*, 2006 ; Bøe e*t al.*, 2000 ; Lindberg *et al.*, 2004 ; Masson *et al.*, 1998 ; Van Weering *et al.*, 1998 ; Latras *et al.*, 2004.
Partie intermédiaire (dépôt central)	Surface à blocs ou à hummocks (*blocky or hummocky surface*)	Marge continentale brésilienne, Ranger, NW Afrique, Baronof, Kitimat, Sur, NE Faeroe, Grand Bancs, Canary,BIG95, Palos Verdes , Storegga, Hinlopen, ,etc.	Moore *et al.*, 1970 ; Normark, 1974 ; Jacobi, 1976 ; Embley, 1980 ; Prior *et al.*, 1984 ; Normark et Gutmacher, 1988 ; Van Weering *et al.*, 1998 ; Piper *et al.*, 1999 ; Masson *et al.*, 2002 ; Latras *et al.*, 2004 ; Bohannon et Gardner, 2004 ; Haflidason *et al.*, 2004, 2005 ; Vanneste *et al.*, 2006 ;.
	Dépression allongée (*elongated depression*)	Canary, Traenadjupet, BIG95,	Masson *et al.*, 1998 ; Laberg et Vorren, 2000 ; Latras *et al.*, 2004
	Linéaments (*lineation*s)	Kitimat, Traenadjupet, Sahara, Icod (Canary Islands), Canary, Grand Bancs,	Prior *et al.*, 1984 ; Laberg et Vorren, 2000 ; Masson *et al.*, 1993, 1998, 2002 ; Piper *et al.*, 1985, 1988, 1999.
Partie distale	Rides de compression (*pressure ridges*)	Storegga, Kitimat, Hinlopen, Karmsundet & Skudenesfjorden, Nyk, Canary, NE Faeroe,	Haflidason *et al.*, 2004 ; Prior *et al.*, 1982 ; Vanneste *et al.*, 2006 ; Bøe *et al.*, 2000 ; Lindberg *et al.*, 2004 ; Masson *et al.*, 1998 ; Van Weering *et al.*, 1998 ;
	Surface à blocs distale et blocs « avant coureurs » (*outrunner blocs*)	Kitimat, Finneidford	Prior *et al.,* 1984 ; Canals *et al.,* 2004

Tableau 1.07 : *Les caractéristiques surfaciques communes du glissement de type désagrégé*

La nature récente du dépôt permet l'observation directe de la morphologie surfacique le long du parcours. En effet, la surface du glissement est souvent très irrégulière. Elle est divisée des zones caractéristiques selon le profil du dépôt. Ces caractéristiques surfaciques indiquent différents modes de transport et le degré de liquéfaction de l'écoulement associé. Quelle que soit l'origine des environnements géologiques et l'ordre de grandeur du glissement, la surface affectée par un glissement désagrégé présente un certain nombre de caractéristiques communes (**Tableau 1.07**).

1.3.2.1 - Partie proximale

Bien que la zone de cicatrice des glissements récents (*slide scar*) soit affectée par les processus de post-rupture comme la sédimentation post-glissement, les ruptures rétrogressives, elle garde des informations importantes sur la zone source et permet des comparaisons avec les zones de non-rupture voisines. En effet, sa localisation, sa morphologie et sa taille, conjointement avec la nature de la masse glissée et le mécanisme de déclenchement, contrôlent le type de glissement, la dynamique et le volume du dépôt (Canals *et al.*, 2004).

Escarpement : Dans la plupart des glissements, la zone de cicatrice a la forme d'un amphithéâtre entaillé par des escarpements sinueux d'épaisseur variable. Cette variation d'épaisseur le long de la longueur de l'escarpement est probablement reliée avec l'épaisseur stratigraphiquement ou mécaniquement irrégulière de la masse glissée. Par exemple : le glissement Sahara où l'épaisseur de l'escarpement varie de 20 m à 100 m (Embley, 1982) ; le glissement Traenadjupet dont l'escarpement possède une épaisseur variant de moins de 20 m à 150 m sur une longueur de 20 km (Laberg et Vorren, 2000) (**Fig. 1.13**).

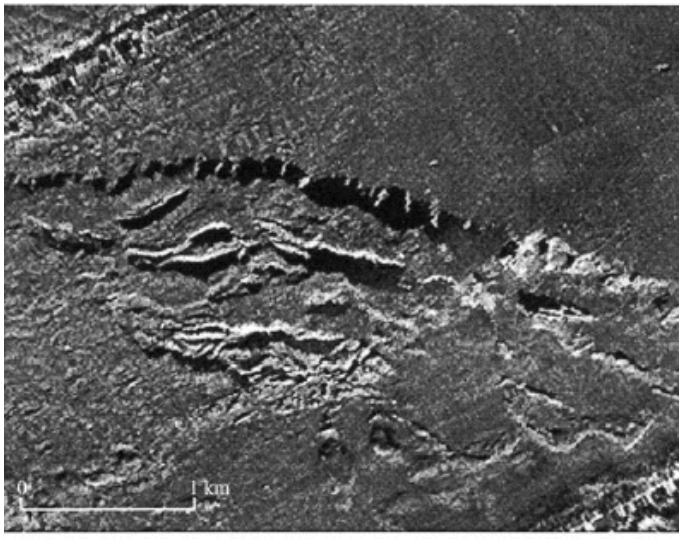


Figure 1.13 : *Morphologie d'une partie de l'escarpement du glissement Traenadjupet* (d'après Laberg et Vorren, 2000).

L'existence d'escarpements distincts affectant différents niveaux stratigraphiques dans la zone de cicatrice est considérée comme une indication de phases d'instabilités multiples d'un glissement complexe ou d'une rupture de type rétrogressif (O'Leary, 1991 ; Masson *et al.*, 1998).

La surface de rupture est définie comme la surface sur laquelle la masse initiale glisse. Ce terme est utilisé pour distinguer la surface de glissement, qui compose la surface de rupture et le fond marin affecté par le passage de la masse glissée. Mécaniquement, la surface de rupture correspond à la surface de faible résistance. Dans le cas du glissement translationnel, cette surface est plane et correspond souvent au plan stratigraphique de faible résistance de la colonne sédimentaire.

Le pendage de ce plan indique l'angle de la pente du glissement. En général, le glissement se produit sur les pentes variables allant de 1° à 30°. La plupart des glissements récents montre que le glissement a lieu sur des pentes faibles, de l'ordre 4-5° voire 1°, cela veut dire que la pente n'est pas un facteur primordial pour le déclenchement du glissement. De plus, dans un même environnement, il n'est pas nécessaire que le glissement corresponde à la zone où se trouvent les pentes raides, il est prouvé que les conditions géologiques locales, notamment le modèle de sédimentation et d'érosion, sont les facteurs les plus importants pour contrôler le déclenchement et la taille du glissement (McAdoo *et al.*, 2000 ; Hühnerbach et Masson, 2004). Par ailleurs, l'étude de l'analyse statistique sur les glissements le long de la marge continentale américaine (McAdoo *et al.*, 2000) montre que l'angle de la pente de la surface de rupture ne correspond pas nécessairement à celui de la pente de pré-rupture. Il semble en effet que la rupture qui affecte la masse peu cohésive crée une pente plus faible que la pente originelle et inversement, si la rupture affecte une masse plus cohésive, la pente sera plus importante que la pente originelle (**Fig. 1.14**).

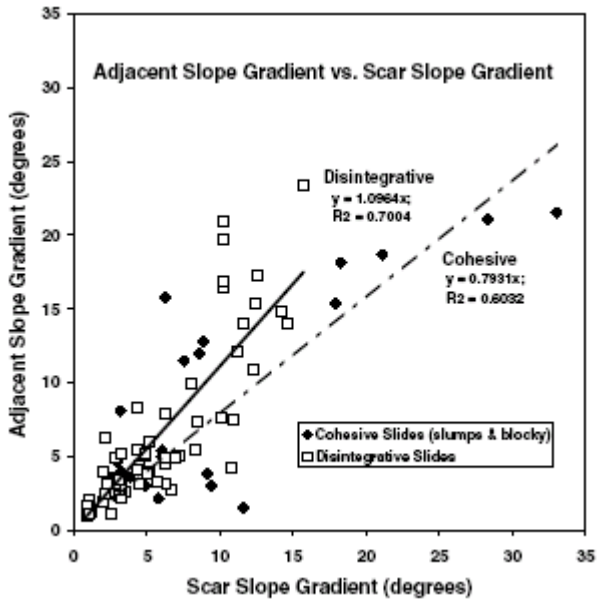


Figure 1.14 : *Diagramme croisé de la pente de la surface de rupture et de la pente pré-rupture adjacente (marge continentale US). La ligne pointillée indique la limite entre glissement cohésif et désagrégé* (McAdoo *et al.*, 2000).

De plus, **la localisation** de l'escarpement principal du glissement est également une indication de la variabilité du modèle de sédimentologie sur la génération du glissement. Alors que la plupart des escarpements de glissements sur les pentes des îles volcaniques correspondent à des failles (*volcanic rift*) (Masson *et al.*, 2002), leur position sur la pente continentale est plutôt due au hasard, allant de la marge de plate-forme continentale (glissements Storegga, Traenadjupet …), à la mi-pente (glissement Gebra), voire même en bas de la pente.

La partie proximale est également caractérisée par les **rides de sédiment détaché** qui se trouvent dans les zones près de l'escarpement principal. Les rides se composent des blocs de formes allongées, parallèles à l'escarpement adjacent dont la longueur peut atteindre 1000 m (glissement Traenadjupet, Laberg *et al.*, 2002b). La crête des rides s'élève quelques dizaines de mètres au-dessus du fond marin (**Fig. 1.13**). Les rides sont marquées près de l'escarpement, vers l'aval sous l'effet de désintégration, elles deviennent moins grandes et plus dispersées (glissement Storegga, Haflidason *et al.*, 2004). En effet, ces rides au basculement vers l'amont (*back-tilting*), capables de se déplacer quelques kilomètres sur le plan de rupture, sont probablement à l'origine de l'étirement consécutif en arrière de la masse glissée (Kvalstad *et al.*, 2005) (**Fig. 1.15**). Leur présence indique également l'existence d'une couche basale de faible résistance en dessous des sédiments rigides (Laberg et Vorren, 2000 ; Kvalstad *et al.*, 2005 ; Vanneste *et al.*, 2004).

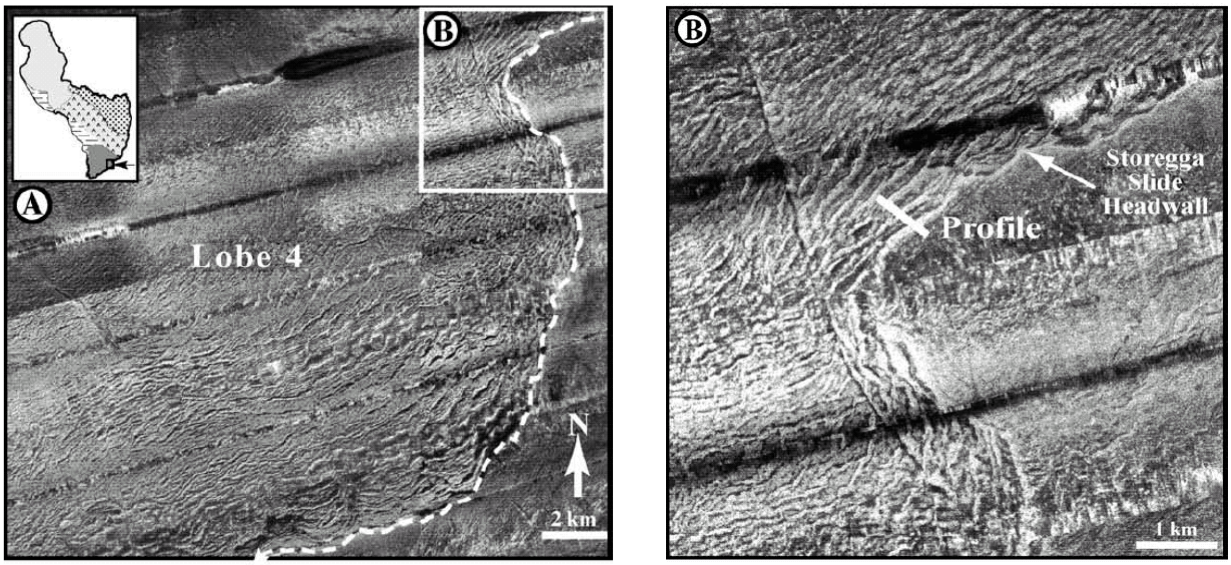


Figure 1.15 : *Rides de sédiment détaché près de l'escarpement principal du glissement Storegga* (d'après Haflidason *et al.*, 2004).

1.3.2.2 - Partie intermédiaire

La zone intermédiaire est dominée par **la surface à blocs** et **à hummocks** qui représente probablement de larges blocs de sédiment cohérent supportés par la masse désagrégée (coulée de débris) (**Fig. 1.16**). En se reposant sur le profil sismique classique (3.5 kHz), les deux types

de surface sont caractérisés par des réflexions hyperboloïdales chevauchées. Elles sont distinguées l'une de l'autre par le fait que dans la surface à blocs, l'échelle est plus petite et les structures internes sont absentes (Normark et Gutmacher, 1988). En réalité, il est souvent très difficiles de déterminer s'il existe de « vrais » blocs intacts dans les zones de surface à blocs et à hummocks. Les caractéristiques des blocs selon leur position dans le dépôt seront présentées dans le § 1.4.3.1.

Intercalées entre les surfaces hummocks, des **dépressions allongées**, perpendiculaires à la direction de déplacement, sont probablement la conséquence des fractures en tension des mégablocs (Laberg *et al.*, 2002b ; Lastras *et al.*, 2002, 2004).

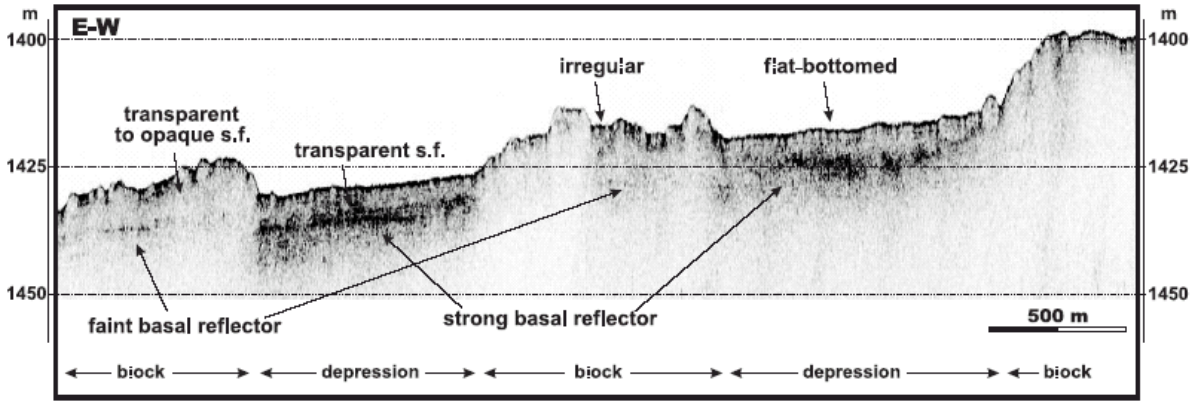


Figure 1.16 : *Exemple de surface hummock et de dépressions allongées Le glissement BIG 95* (Lastras *et al.*, 2004).

Le long du dépôt, il y a souvent des **linéaments** subparallèles sous forme de sillons longitudinaux peu profonds et correspondant aux limites entres les coulées du sédiment (*sediment streams*) dont les bords se présentent sous forme d'escarpements (rides latérales). Les coulées de sédiment sont formées par le cisaillement longitudinal causé par le mouvement divergent de l'écoulement à différentes vitesses ou à différents moments (Prior *et al*., 1982 ; Masson *et al.*, 1993, 1998 ; Laberg *et al.*, 2002b). Les rides latérales indiquent les pulsations multiples de l'écoulement (Masson *et al.*, 1998) (**Fig. 1.17**). La distance entre les rides latérales indique la largeur de chaque coulée de sédiment, qui est de l'ordre de 1-2 km dans le cas du glissement Sahara (Masson *et al.*, 1993) ou variant de 100-500 m pour le glissement Traenadjupet (Laberg et Vorren, 2000).

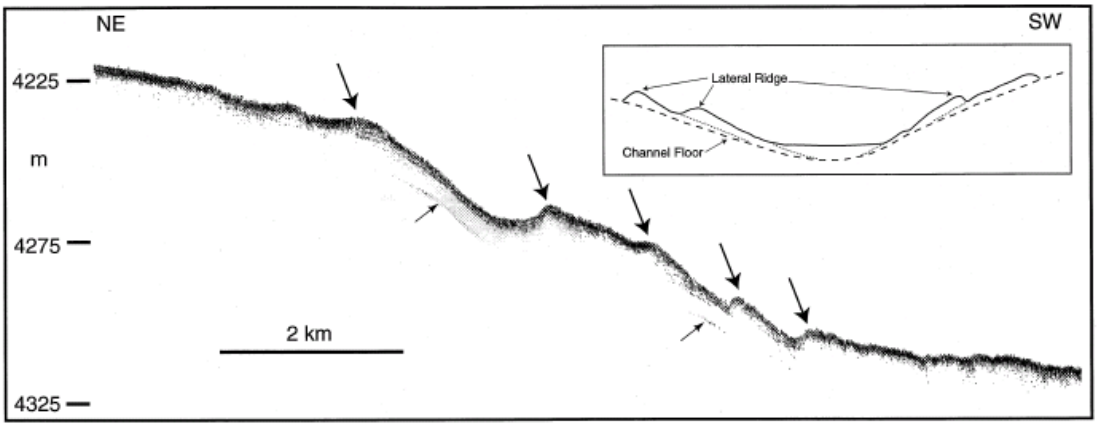


Figure 1.17 : *Les rides asymétriques latérales formées par la pulsation des coulées de sédiment* (d'après Masson *et al.*, 1998).

1.3.2.3 - Partie distale

Rides de pression : leur position près du bord du dépôt suggère qu'elles sont à l'origine de la déformation en compression pendant la phase de décélération. En effet, la mesure de la pression de pore à l'intérieur de l'écoulement, au cours de la mise en place des essais expérimentaux, indique que la pression de pore est suffisamment élevée pour provoquer la liquéfaction persistante, à toutes les phases de l'écoulement, de la mobilisation au dépôt (Major et Iverson, 1999 d'après Masson *et al.*, 2002). Selon les auteurs, le mécanisme de formation des rides de pression est divisé en deux phases :

- Tout d'abord, en l'absence de pression de pore élevée en marge de l'écoulement, la morphologie abrupte de la marge résulte de la résistance de friction à l'interface entre l'écoulement et le substratum qui bloque l'écoulement et l'empêche progresser en avant.
- Ensuite, une série de dépôt de vagues (rides) se développe par la poussée successive en avant de l'écoulement sur la masse déjà déposée. Puisque la pression de pore élevée persiste à l'intérieur du dépôt et qu'elle rend la masse moins solide, les poussées successives sont capables de déformer le dépôt en créant des ondulations (vagues).

Les rides de compression apparaissent moins en relief que les autres structures de surface du de dépôt (exemple : hummock et rides de détachement). Ceci s'explique par le fait que les rides de compression sont plus régulières et qu'elles ne présentent pas de grandes différences de pente sur une courte distance (Linberg *et al.*, 2004).

En l'absence de toute contrainte topographique, les rides s'étalent en diminuant de hauteur et sont finalement suivies par une surface ne présentant que de faibles irrégularités.

1.4 - SCENARIO D'EVOLUTION ET COMPORTEMENT MECANIQUE DU GLISSEMENT TRANSLATIONNEL

En général, le glissement translationnel est caractérisé par une surface de rupture planaire et le déplacement translationnel du sédiment. Comme pour tout glissement, les processus d'évolution composant les phases de rupture, de propagation et de dépôt, passent par la désintégration de la masse glissée en blocs, en coulée de débris et en courant de turbidité (**Fig. 1.18**).

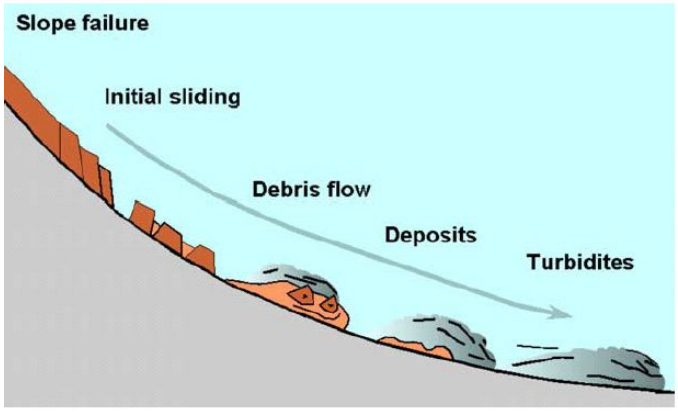


Figure 1.18 : *Schéma classique représentant différentes phases du glissement translationnel, de la rupture au courant de turbidité* (d'après Bryn *et al.*, 2005).

Nous présentons dans cette partie le scénario d'évolution d'un glissement en déterminant à chaque phase les facteurs intervenants et les propriétés physiques responsables du comportement mécanique de la masse glissée et quelques modèles rhéologiques de la coulée de débris.

1.4.1 - Initiation

1.4.1.1 - Condition de pré-rupture

La condition de prédisposition du glissement translationnel nécessite la présence d'une couche de faible résistance de cisaillement qui sert de plan de rupture. La formation de ce plan est variable selon les environnements et les lithologies. Il peut y avoir :

- l'intercalation d'une couche sableuse dans des couches argileuses qui favorisera la liquéfaction lors d'un tremblement de terre (cas du glissement Kidnapper, Afen …).
- le dépôt rapide de débris glaciaires sur une couche argileuse meuble correspondant au dépôt du courant de contour (cas du glissement Storegga, Traenadjupet, Andoya …).

En général, ce type de glissement est commun dans les environnements où le modèle de sédimentation est caractérisé par la formation des couches stratigraphiquement anisotropes, de comportement mécanique hétérogène (voir § 1.2.3.4).

Comme indiqué dans la partie précédente, l'excès de pression de pore joue un rôle primordial dans la formation du plan de rupture. Dépendant de la compressibilité, de la perméabilité du sédiment, du contexte géologique lors du dépôt (par exemple : existence de faille, décomposition d'hydrate de gaz) et des sollicitations environnantes (par exemple : tremblement de terre, action des vagues), cette formation pourrait durer jusqu'à quelques millions d'années. Cela suggère que le plan potentiel de rupture peut se trouver à une grande profondeur, d'où la masse glissée peut atteindre une épaisseur importante, par exemple, le glissement Hinlopen (Vanneste *et al.*, 2006) présente un escarpement de 1600 m, valeur toutefois exceptionnelle (en général quelques centaines de mètres au maximum).

1.4.1.2 - Phase de rupture

La rupture est caractérisée par le déplacement d'une masse de forme tabulaire (*slab*) sur une surface de rupture plane (**Fig. 1.19**). La masse glissée forme un escarpement de pente raide de l'ordre 30°, voire verticale en certains endroits. La présence d'un plan de faible résistance au cisaillement et la perte de la butée frontale dans la zone de l'escarpement favorise les ruptures rétrogressives. Les ruptures rétrogressives se produisent sur un même plan de rupture ou au niveau stratigraphique le moins profond. Ils peuvent également affecter une vaste surface (glissement complexe de Traenadjupet) ou présenter de petites ruptures rétrogressives sous forme de rides de sédiment détaché (glissement complexe de Storegga) (**Fig. 1.15,** § 1.3.2.1).

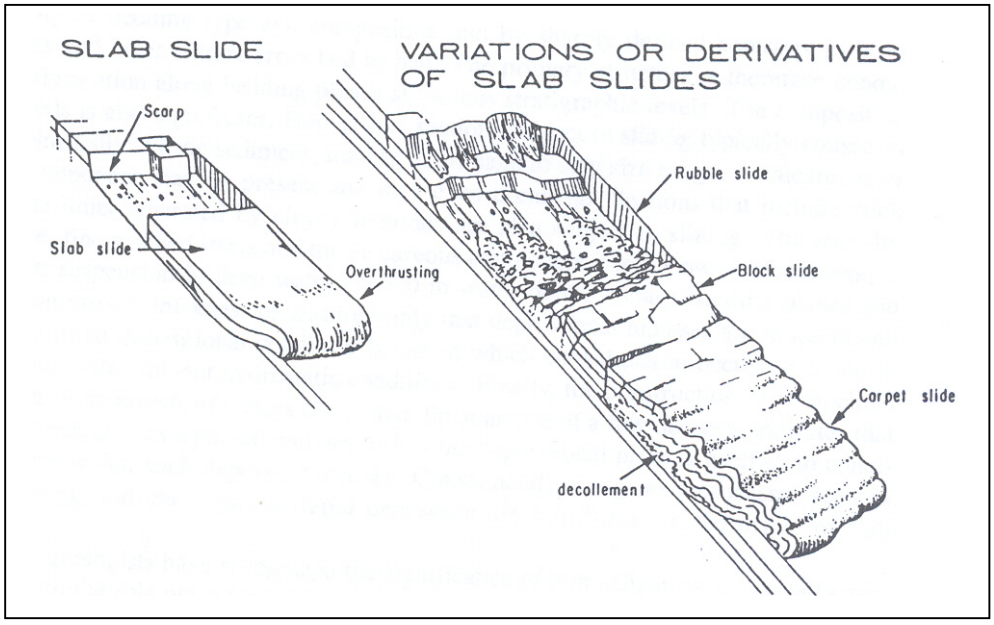


Figure 1.19 : *Forme du glissement de type « slab-slide » et les variations créées par le mouvement* (O'Leary, 1991).

1.4.2 - Processus de propagation

La phase de propagation est caractérisée par la fracturation et la désintégration progressive de la masse glissée en blocs, coulée de débris et courant de turbidité. Elle pourrait être divisée en deux phases : la transition et la transformation en écoulement (Gee *et al.*, 2005).

1.4.2.1 - Phase de transition

La masse glissée en se déplaçant sur une surface de faible résistance commence à accélérer. Selon un profil longitudinal de la masse glissée, on peut distinguer deux zones caractéristiques : comportement en tension à l'arrière et comportement en compression à l'avant de la masse (Farrell, 1984, 1988 ; Farrell et Eaton, 1987 ; Martinsen et Bakken, 1990 ; O'Leary, 1991).

a) Comportement en tension

La partie en arrière de la masse glissée est soumise à une tension due au déplacement vers l'aval, qui conduit à la rupture et la formation de petits blocs. La distribution et la structure des blocs sont à relier à la nature de la masse glissée et donc aux caractéristiques de l'écoulement (Masson *et al.*, 2002). En effet, la formation de fractures de tension et de blocs intacts indique que la masse glissée est relativement consolidée et que l'écoulement n'est pas purement visqueux (Laberg et Vorren, 2000). Les auteurs observent que les côtés des blocs sont orientés parallèlement et perpendiculairement à l'écoulement, ce qui correspond aux forces de tension et de cisaillement longitudinal de l'écoulement.

L'existence de forces de tension en arrière de la masse glissée est également démontrée par la présence des rides de sédiment détaché en tension qui se trouvent en arrière de la masse glissée sur la surface de rupture. Leur distance à l'escarpement principal (50 km dans le cas du glissement Canary (**Fig. 1.20)**, (Masson *et al.*, 1998) permet de les distinguer des rides de sédiment détaché formées par les ruptures rétrogressives post-glissement de l'escarpement principal.

Les rides deviennent moins intenses et plus écartées, conjointement le changement de la surface fine à plus irrégulière de la zone inter-rides vers l'aval indique que le degré de perturbation en surface augmente avec le déplacement vers l'aval.

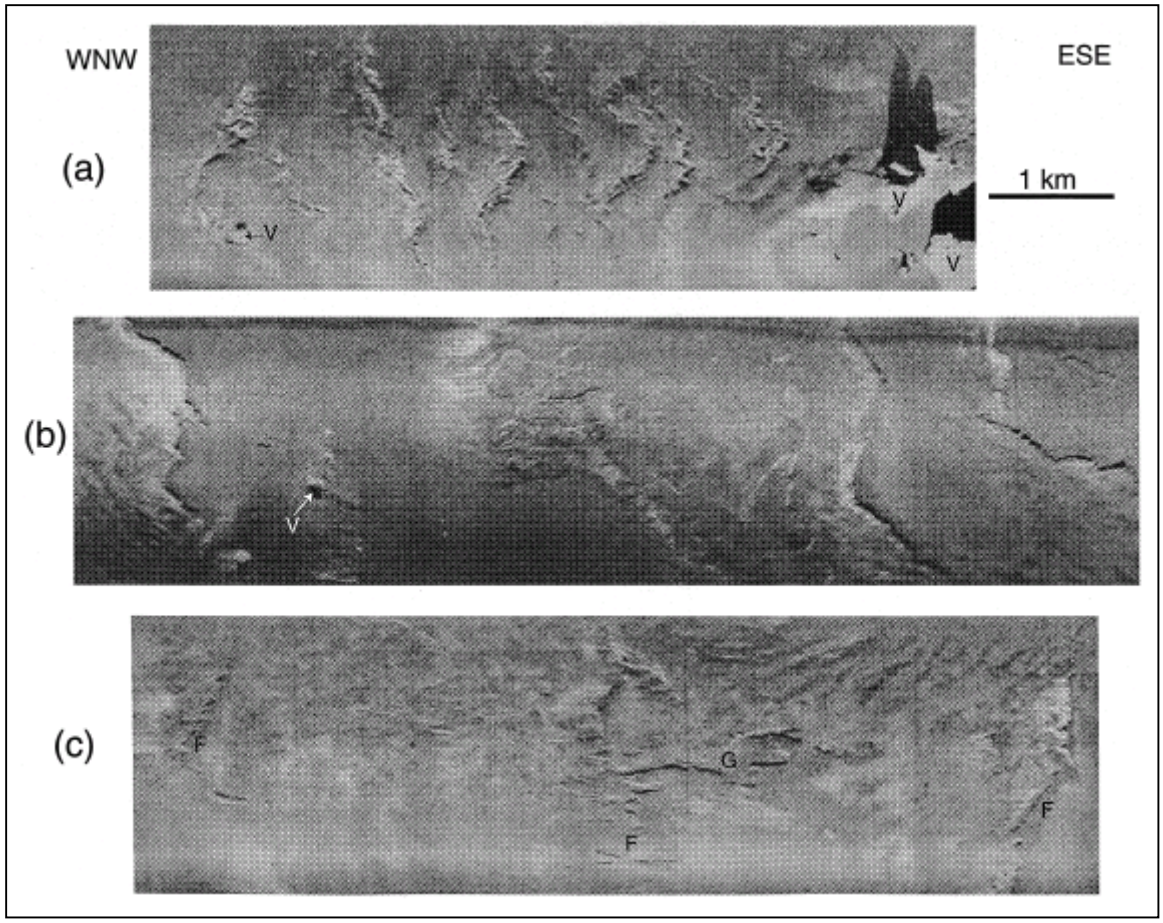


Figure 1.20 : *Image d'une portion sur la surface de rupture caractérisant des rides de sédiment détaché en tension à 50 km de l'escarpement principal du glissement Canary. Sens de glissement vers la gauche. Ordre de position par rapport à l'escarpement de (a) à (c)* (d'après Masson *et al.,* 1998).

b) Comportement en compression

L'extension du glissement dépend fortement de la condition de confinement frontal de la masse glissée. Frey-Martinez *et al.* (2006) ont distingué deux types de glissement selon la forme de l'emplacement frontal : type confiné et type émergent (**Fig. 1.21**). Selon ces auteurs, le premier type présente un déplacement limité puisque la masse glissée ne dépasse pas la butée frontale. Au contraire, dans le deuxième type glissement, la masse est capable de ramper la surface de rupture originelle et de se déplacer de manière non confinée sur le fond-marin. Les auteurs proposent, en se basant sur la théorie de l'équilibre de masse, que la position du centre de gravité de la masse glissée est déterminante pour que le glissement reste en confinement ou évolue en glissement émergent. Plus la masse glissée est épaisse, plus il risque de rester en confinement.

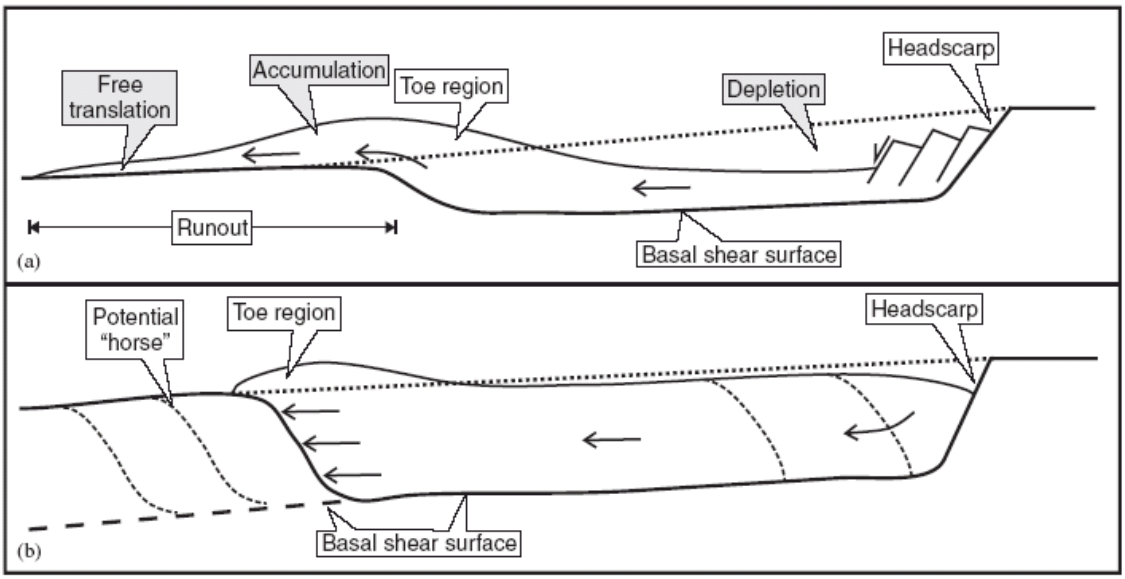


Figure 1.21 : *Description schématique de deux types de glissement sous-marin selon la forme de leur emplacement frontal* (Frey-Martinez *et al.*, 2006).

Le glissement de front confiné peut également être observé lorsque la masse glissée rencontre un obstacle de topographie positive, qui fournit alors une force de résistance suffisante pour empêcher le déplacement (Tricasi et Argnami, 1990 d'après Frey-Martinez *et al.*, 2006). C'est le cas du glissement Nyk (Linberg *et al.*, 2004) où les rides de compressions frontales sont formées quand la masse glissée touche le bord interne du Plateau Voring.

Le modèle proposé par Frey-Martinez *et al.* (2006) est adéquat pour le glissement translationnel proprement dit, c'est-à-dire quand l'épaisseur de la masse est constante. En réalité, un glissement sous-marin affecte une vaste surface et malgré un plan de rupture bien défini, généralement parallèle à la stratigraphie régionale (Haflidason *et al.*, 2004), l'épaisseur de la masse glissée est souvent longitudinalement et latéralement irrégulière du fait de la variabilité du taux de sédimentation sur de larges surfaces. Ce fait est confirmé par la hauteur variable de l'escarpement principal (*headscarp*).

De plus, la variation latérale d'épaisseur d'une masse glissée reflète probablement des conditions de confinement frontal différentes selon les points considérés. Cette proposition est supportée par la présence d'escarpements longitudinaux auxquels sont associés des coulées de débris caractérisées par des vitesses différentes. Cela provoque des structures complexes du dépôt, on voit parfois entre les escarpements longitudinaux, des zones bien évacuées où les dépôts offrent les structures caractéristiques de l'écoulement, et d'autres « bloquées » où le dépôt se présente sous forme « hummocky » et « bloky ».

1.4.2.2 - Phase de transformation

La phase de transformation nécessite un glissement de type front émergent selon la classification de Frey-Martinez *et al.*, 2006. Il est remarqué que leur modèle n'aborde pas l'incorporation dans la masse glissée de sédiment frontal. Par contre, Gee *et al.* (2005, 2006) observent que le volume total du dépôt est souvent approximativement doublé par rapport au volume initial de la masse glissée, ce qui est également observé par Prior *et al.* (1982, 1984) dans le glissement Kitimat. En se reposant sur l'augmentation du volume, les auteurs proposent que la masse glissée, en avançant à l'aval, creuse le sédiment devant son front et érode le substratum sous-jacent (**Fig. 1.22**). La combinaison de l'effet du sédiment du substratum poussé par la masse glissée et la force de compression frontale du glissement pourraient déclencher la coulée de débris. Ce processus développe une nouvelle surface de cisaillement basale (surface de glissement), l'incorporation dans la masse glissée du sédiment meuble de surface rend la masse glissée plus mobile et augmente la distance de transport.

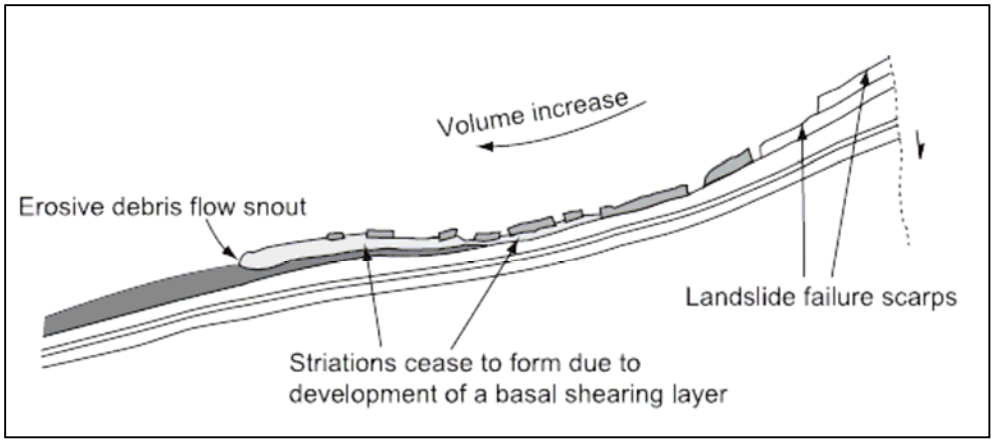


Figure 1.22 : *Transformation en coulée de débris et développement d'une nouvelle surface de glissement* (Gee *et al.*, 2005).

1.4.3 - Blocs, coulées de débris, écoulements particuliers et courants de turbidité

Les descriptions des phénomènes de glissement et de leur dépôt reposent pour les événements récents sur les profils sismiques, et pour les séries anciennes sur les observations de terrain. Ces observations avec des outils différents ont permis d'identifier trois composantes principales dans le dépôt d'un glissement sous-marin : les blocs, la coulée de débris (ou écoulement plastique) et la turbidité («écoulement turbulent). Pour mieux comprendre les processus de propagation, il est important de savoir quels sont leur mécanismes de génération, leur caractéristiques dans des contextes géologiques différents.

1.4.3.1 - Blocs

Les blocs sont des éléments caractéristiques de glissement translationnel. Ils témoignent de la désintégration incomplète de la masse glissée au moment du dépôt qui préserve la stratification originelle de la masse glissée. En général, la taille des blocs diminue vers l'aval, indiquant une désintégration progressive par le cisaillement et les déformations internes (Bøe *et al.*, 2000). On peut distinguer trois types de blocs selon leur position dans le dépôt :

a) Blocs proximaux

Les blocs proximaux sont la conséquence du détachement en arrière de la masse glissée ou correspondent également à la rupture rétrogressive post-glissement de l'escarpement. Ils présentent une faible distance de transport et restent intacts même quand ils sont basculés lors du déplacement (glissement BIG'95). Cela suggère que la masse initiale se compose de sédiment consolidé et se déplace sur une couche de faible résistance.

b) Blocs intermédiaires

La présence de larges blocs intacts flottant dans une matrice de faible viscosité suggère que ces blocs se composent des matériaux moins « friables ». Par exemple, le glissement Canary présente des blocs 50 m en relief au-dessus de la surface du dépôt, avec des morphologies assez douces, dont la pente maximale est environ 3-5° (Masson *et al.*, 1998). Il est suggéré que les blocs soient transportés comme des radeaux dans l'écoulement (Masson *et al.*, 2002). Les blocs s'arrêtent quand l'écoulement ne peut plus les supporter, en même temps, la partie amont de l'écoulement continue à se déplacer en les contournant (*bend around*), formant ainsi des structures d'érosion.

La taille des blocs, par contre, n'est pas proportionnelle aux dimensions du glissement. Dans le méga-glissement Storegga (90 km^2, 3000 km^3), le bloc le plus grand possède les dimensions suivantes 1800 x 200 m, tandis que dans le glissement BIG'95 (2000 km^2, 26 km^3), un bloc de 12500 x 3000 m a été mesuré (d'après Canals *et al.*, 2004 ; Lastras *et al.*, 2004). Cela suggère la variabilité du mécanisme de désintégration dynamique de chaque glissement au cours du déplacement. Processus qui dépend non seulement du mécanisme de rupture mais encore de la hétérogénéité initiale de la masse glissée.

c) Blocs distaux

Les blocs distaux sont caractéristiques du glissement translationnel. Ces blocs dépassent la limite du dépôt correspondant à la coulée de débris. Leur mécanisme de transport est encore énigmatique. Certains blocs *(« outrunner blocs »)* continuent à se déplacer encore quelques kilomètres en avant de la tête de la coulée avant d'arrêter.

1.4.3.2 - Coulées de débris

En général, la coulée de débris est un cas particulier de la coulée plastique (coulée de débris, coulée fluidisée et coulée liquéfiée et écoulement en grains). Le terme générique « débris » indique la présence de fragments dont la taille présente une grande variation allant de fin à grossier. Puisque la coulée de débris porte un sens assez large, il est préférable de diviser la coulée de débris en sous-catégories pour mieux la caractériser. Shultz (1984) (d'après Hugot, 2000) propose une classification distinguant quatre types d'écoulement de débris :

1) L'écoulement de débris plastiques : écoulement laminaire avec une rigidité élevée et des interactions visqueuses.
2) L'écoulement de débris riches en fragments de roches : écoulement laminaire avec une rigidité élevée et des collisions.
3) L'écoulement de débris pseudo-plastiques à charge inertielle : écoulement laminaire ou turbulent avec une faible rigidité et des collisions (quantité d'éléments importante).
4) L'écoulement de débris pseudo-plastiques à charge visqueuse : écoulement laminaire ou turbulent avec une faible rigidité et des interactions visqueuses (quantité de fluide importante).

Sans doute, dans le glissement translationnel, la formation d'une coulée de débris est la conséquence directe du mécanisme de réduction de la granulométrie par fragmentation des méga-blocs et incorporation de sédiments du substratum. Selon le modèle de Gee *et al.* (2005), on constate que les propriétés rhéologiques de la coulée de débris ne sont pas constantes. En effet, l'incorporation du sédiment meuble de surface rend la coulée plus plastique, c'est un mécanisme progressif.

La classification de Shultz (1984) (d'après Hugot, 2000) et le modèle de Gee *et al.* (2005) permettent de distinguer quatre états majeurs de la coulée de débris formée par le glissement translationnel :

- Au début (étape 1, écoulement de type 1), quand la masse glissée commence à se déplacer, elle est hétérogène, les cisaillements sont distribués horizontalement ;
- En avançant vers l'aval (étape 2 – écoulement de type 2), la partie frontale de la masse est soumise à une compression due à la condition de confinement : la masse se fragmente en érodant le sédiment à l'avant ;
- Puis, au cours d'une troisième étape, les blocs dans la masse continuent de se fragmenter, le comportement de l'écoulement est de type (3) ;
- Enfin, l'incorporation de sédiment meuble rend la coulée plus visqueuse, la taille des éléments diminue suite à la fragmentation successive au cours du glissement, l'écoulement est représenté par le type 4.

a) Composition

Physiquement, une coulée de débris est un écoulement diphasique composé d'une part d'eau et d'autre part d'éléments solides de taille variable (allant de quelques millimètres jusqu'à des dizaines voire des centaines de mètres), comme par exemple le glissement de Kitimat, Bristish Columbia, dont la taille des blocs atteint 70 m (Prior *et al.*, 1984). D'autre part, la concentration (en pourcentage) du sédiment peut varier de 20 à 100 %. Un pourcentage de moins de 20 % est alors considéré comme courant de turbidité (Shanmugam, 2000).

La composition du sédiment est fonction du milieu de dépôt et de la zone source. Par exemple, la nature des apports détritiques (argiles de différents types : illite, montmorillonite kaolinite, chlorite, mica, calcite, quartz …) et de la production (teneur en carbonate) jouent un rôle important pour la plasticité (en influençant la cohésion) (Dott, 1963 ; Migniot, 1968) et donc la rhéologie globale de la coulée de débris.

b) Mécanisme de support

La présence des particules de tailles variables dans la coulée de débris conduit à de multiples mécanismes de support des éléments lors du transport. Ces mécanismes peuvent être la pression de dispersion, le frottement des éléments, la cohésion des particules fines et la flottabilité.

La pression de dispersion, produite par les collisions inter-granulaires des graviers dans la coulée de débris, est la meilleure explication de la dispersion presque uniforme des éléments dans la masse de la coulée qui s'oppose à la tendance au tassement causée par la gravité.

La flottabilité joue un rôle important dans le mécanisme de support de larges blocs dans la coulée de débris (Rodine et Johnson, 1976) : des blocs de taille importante, de l'ordre de 10 m, sont observés flottant au sommet de la coulée de débris (Lowe, 1979). Celle-ci s'explique par un faible contraste de densité entre les blocs et la coulée.

La résistance matricielle cohésive se présente sous forme de rigidité de la matrice (*matrix strength*). Bien que l'origine exacte de cette rigidité ne soit pas très claire, plusieurs auteurs montrent que le pourcentage des particules fines (argile) dans la coulée est responsable de cette rigidité (Hampton, 1975 ; Middleton et Hampton, 1976). En effet, les particules argileuses tendent à floculer suite aux forces d'attraction/répulsion qui existent entre elles. De plus, la friction estimée à partir de la contrainte normale effective, l'angle de frottement interne et la viscosité s'ajoutent à la rigidité de la matrice selon le taux de cisaillement exercé dans la coulée. Ces paramètres peuvent être modifiés en fonction du modèle rhéologique utilisé (voir Annexe B – les modèles).

c) Modèles rhéologiques

Comme chacun des mécanismes de support dans la coulée de débris n'est valable que pour certains états dus à l'évolution dynamique de celle-ci, les modèles rhéologiques sont ainsi assez nombreux pour s'adapter à chaque cas spécifique. La description détaillée des modèles (la conception, l'utilisation et l'avantage) est présentée dans l'annexe B.

1.4.3.3 - Ecoulements particuliers

a) Ecoulement de boue (mudflow)

L'écoulement de boue est très plastique grâce à la propriété cohésive des particules argileuses suspendues dans l'eau ambiante. Ces écoulements ont été essentiellement observés dans le cadre subaérien quand les pluies intenses saturent au fur et à mesure les sols des versants et provoquent le mouvement. En effet, dans le domaine sous-marin, cet écoulement est très vite détérioré par l'eau de la mer et développe un courant de turbidité.

b) Ecoulement en grains (grain flow)

La limite entre l'écoulement en grains et la coulée de débris est sensible. En effet, Hampton (1972) et Rodine et Johnson (1976) ont montré qu'il suffit d'une concentration de l'argile de l'ordre de 5 % dans la coulée pour induire une résistance cohésive. Dans ce cas et compte tenu de l'apparition de la résistance matricielle, l'écoulement est considéré comme coulée de débris.

L'écoulement en grains est caractérisé par et seulement par l'existence d'une résistance frictionnelle due au rôle de l'interaction des grains dans l'entretien de la dispersion contre la gravité. Cette résistance suppose une pente relativement raide, généralement supérieure à 20°, nécessaire au maintien de l'écoulement stable (Lowe, 1979). Lorsque le mouvement se réalise sur les pentes plus faibles, la résistance frictionnelle excède la composante tangentielle de la gravité et l'écoulement s'arrête.

c) Ecoulement liquéfié et fluidisé (liquefied flow et fluidized flow)

L'écoulement fluidisé est un écoulement dans lequel des sédiments non cohésifs (sable, silt) sont totalement maintenus en suspension par la surpression due au fluide interstitiel (supportés par le déplacement ascendant du fluide). Dans ce cas particulier, l'écoulement devient liquéfié lorsque les sédiments ne sont pas totalement supportés et retombent à travers leurs pores interstitiels (Lowe, 1976). Ainsi, ces types d'écoulement sont à l'origine de la rupture de la cohésion, des pertes de contact entre les grains et de l'effondrement de l'empilement provoqué par un ébranlement (Hugot, 2000).

1.4.3.4 - Courant de turbidité

La transformation de l'écoulement plastique en courant de turbidité correspond au démantèlement complet des strates initiales et à un mélange dynamique des fluides et du sédiment (Lowe, 1979). Le courant de turbidité est caractérisé par un transport en suspension des particules fines qui peuvent parcourir des distances importantes en suivant la morphologie du fond marin, avant de se déposer dans les zones où le faible gradient de pente (de l'ordre du dixième de degré) ne permet plus son avancée. De plus, selon Parker *et al.* (1986) (d'après Drago, 2002), l'inertie turbulente du courant de turbidité est dépensée pour maintenir les sédiments en suspension et entraîner les nouveaux sédiments du substrat (érodés). Ce mécanisme, appelé « self-reinforcing », faiblit quand l'angle de la pente et donc l'action de la gravité passent sous un certain niveau.

La formation du courant de turbidité à partir du glissement sous-marin est expliquée par une transformation partielle de la masse de glissement sous forme du courant plastique (ex : liquéfaction ou fluidisation progressive du corps de la masse glissée). A cause de la désintégration des matériaux dans le courant et l'incorporation d'eau, la concentration en sédiment du courant diminue. La présence de particules plus grandes à la base du courant induisent une érosion forte et l'incorporation de sédiment dans le courant, (Mulder and Cochonat, 1996). Ce mécanisme, supporté par l'effet « *hydroplanning* » (Mohrig *et al.*, 1998) est schématisé par Locat et Lee (2002) dans la formation d'un courant de turbidité (**Fig. 1.23**).

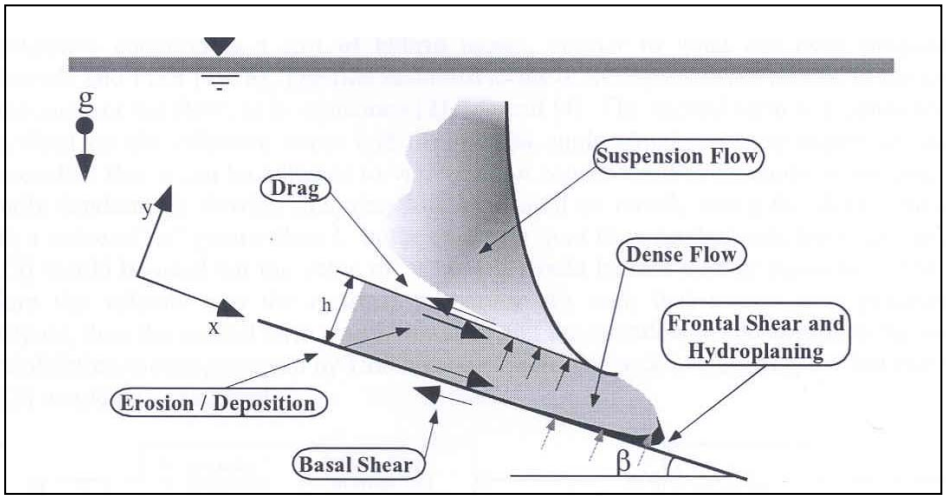


Figure 1.23 : *Diagramme schématique du mouvement de masse, de l'effet* « hydroplanning » *et de la génération du courant de turbidité* (Locat and Lee, 2002).

Bien que la formation du courant de turbidité soit associée avec le glissement sous-marin, la distance de déplacement et le volume de courant de turbidité sont souvent difficiles à estimer. L'un des rares exemples est le cas du glissement Storegga, dont le volume des dépôts associés au courant de turbidité est estimé à 250 km^3 sur un volume total de la masse glissée de 2400-3200 km^3 (Haflidason *et al.*, 2005).

1.5 - CONCLUSION

Les glissements sous-marins se produisent dans différents milieux marins tels que les pentes continentales ouvertes, les deltas actifs sur les plates-formes, les canyons sous-marins, les fjords, ainsi que dans le domaine pélagique (par exemple le flanc des îles volcaniques). Ce phénomène affecte donc différents types de sédiments granulaires et cohésifs dont le taux de sédimentation passe de quelques mètres par an dans les deltas à 2 cm/1000 ans, au moins dans le domaine pélagique. A part les fjords où le déplacement du glissement est contraint par le caractère géomorphologique particulier de l'environnement, dans les autres milieux, l'expansion (l'évolution) du glissement dépend essentiellement des propriétés initiales de la masse glissée et de son mécanisme de libération.

L'analyse de l'initiation du glissement sous-marin montre que les causes de rupture sont multiples et que le rôle de l'excès de pression de pore est déterminant. En l'absence de propriétés mécaniques du sédiment et des sollicitations au moment du dépôt, le tremblement de terre est souvent cité par défaut comme le facteur déclenchant. L'angle de la pente initiale semble jouer un rôle secondaire puisqu'on observe des glissements sur des pentes faibles, de l'ordre de 3 à 4° voire 1°.

La plupart des glissements récents (datés du Pléistocène ou Holocène) montrent une faible épaisseur moyenne de la masse affectée (de l'ordre de 100 m, à l'exception de quelques méga-glissements comme les glissements Storegga et Hinlopen) ainsi qu'un faible rapport épaisseur/longueur. La longueur peut varier de quelques kilomètres à quelques centaines de kilomètres. De plus, la surface de rupture plane, correspondant souvent à une strate géologique de faible résistance, suggérant un mécanisme de glissement translationnel. Cependant, l'épaisseur irrégulière de la masse glissée (due au dépôt variable sur une vaste surface) et la variabilité lithologique (hétérogène) conjointement avec les conditions de confinement frontal provoquent des structures complexes du dépôt dont la taille des éléments variant du mégabloc, bloc, au débris.

Malgré le développement très rapide de la connaissance des glissements récents durant ces dernières années (contexte géologique, morphologie et même mécanismes), la plupart des publications sur les glissements sous-marins se concentrent sur la morphologie du dépôt. De plus, le rôle primaire de l'hétérogénéité de la masse glissée (y compris les propriétés physiques et mécaniques) est souvent cité pour expliquer le mécanisme de rupture mais rarement utilisé pour expliquer l'évolution d'un glissement. Ce manque d'utilisation de l'hétérogénéité de la masse glissée est probablement lié, d'une part, à la limite de l'échantillonnage (dans la zone source et dans le dépôt) qui est souvent de l'ordre quelques mètres tandis que la profondeur affectée par le glissement et du dépôt est de plusieurs dizaines

de mètres voire quelques centaines de mètres et d'autre part, aux limitations des profils sismiques au point de vue des structures internes dans le dépôt.

La formation particulière de la coulée de débris (incorporation avec le sédiment érodé de surface) du glissement translationnel caractérisé par le changement progressif de l'état physique de la coulée de semi-plastique, plastique à écoulement très visqueux. De ce fait, la modélisation de la phase de l'écoulement est impossible pour un seul modèle rhéologique puisque chaque modèle rhéologique ne présente qu'un état physique de l'écoulement en utilisant des paramètres rhéologiques constants.

Dans le troisième chapitre, nous allons nous attacher à décrire à partir d'observations de terrain les caractéristiques de dépôts de glissements sous-marins qui se sont accumulés dans une zone bien délimitée pendant une période de temps couvrant plusieurs millions d'années afin d'en dégager les caractéristiques et de remonter aux conditions de déclenchement, de transport et de dépôt de ces corps sédimentaires.

DEUXIEME CHAPITRE :
CADRE DE L'ETUDE
LE BASSIN VOCONTIEN A L'HAUTERIVIEN

2.1 – Introduction

2.2 – Contexte général

2.3 – Série de l'Hauterivien

2.4 – Contexte de la sédimentation

2.5 – Conclusion

2.1 - INTRODUCTION

Les séries marines du Crétacé inférieur du Sud-Est de la France qui présentent de nombreux glissements synsédimentaires ont servi de support à notre réflexion sur les conditions l'analyse des glissements sous-marins. Nous avons plus particulièrement centré notre étude sur les témoins des glissements sous-marins qui jalonnent l'Hauterivien. La remarquable qualité des affleurements permet d'observer en détail les structures internes des masses glissées.

De plus, les coupes situées dans cet étage peuvent être facilement corrélées entre elles à partir des zones d'ammonites, nombreuses dans l'Hauterivien. D'autre part, ces séries sont essentiellement composées d'alternances marno-calcaires. Ce motif régulier s'organise en fait en faisceaux plus ou moins carbonatés qui reflètent l'influence de facteurs variés tels que la variation de la tranche d'eau, les fluctuations climatiques...

Ainsi, dans le deuxième chapitre, nous étudions :

- **le domaine d'étude**. Nous présentons le contexte paléogéographique au moment du dépôt de ces séries, le bâti structural du bassin et le cadre stratigraphique.

- **la série hauterivienne du bassin vocontien,** et faisons le point des travaux précédents sur les coupes de référence en présentant de façon détaillée les faciès de la sédimentation pélagique (alternances marno-calcaires) et ceux des masses glissées.

- **les paramètres externes** qui ont pu favoriser le déclenchement des glissements sous-marins. La présentation du contexte géodynamique est suivie de celle des fluctuations eustatiques au cours de cette période avant d'aborder le contrôle climatique au travers de l'étude des cycles astroclimatiques.

2.2 - CONTEXTE GENERAL

2.2.1 - Situation géographique

Les séries étudiées représentent des témoins de dépôts accumulés dans le bassin vocontien au cours du Mésozoïque. Les affleurements se situent dans une zone délimitée au Nord par la vallée de la Drôme (latitude de Die), au Sud par l'axe Ventoux-Lure, à l'Est par la vallée de la Tinée et à l'Ouest par celle du Rhône (domaine ardéchois) (**Fig. 2.01**).

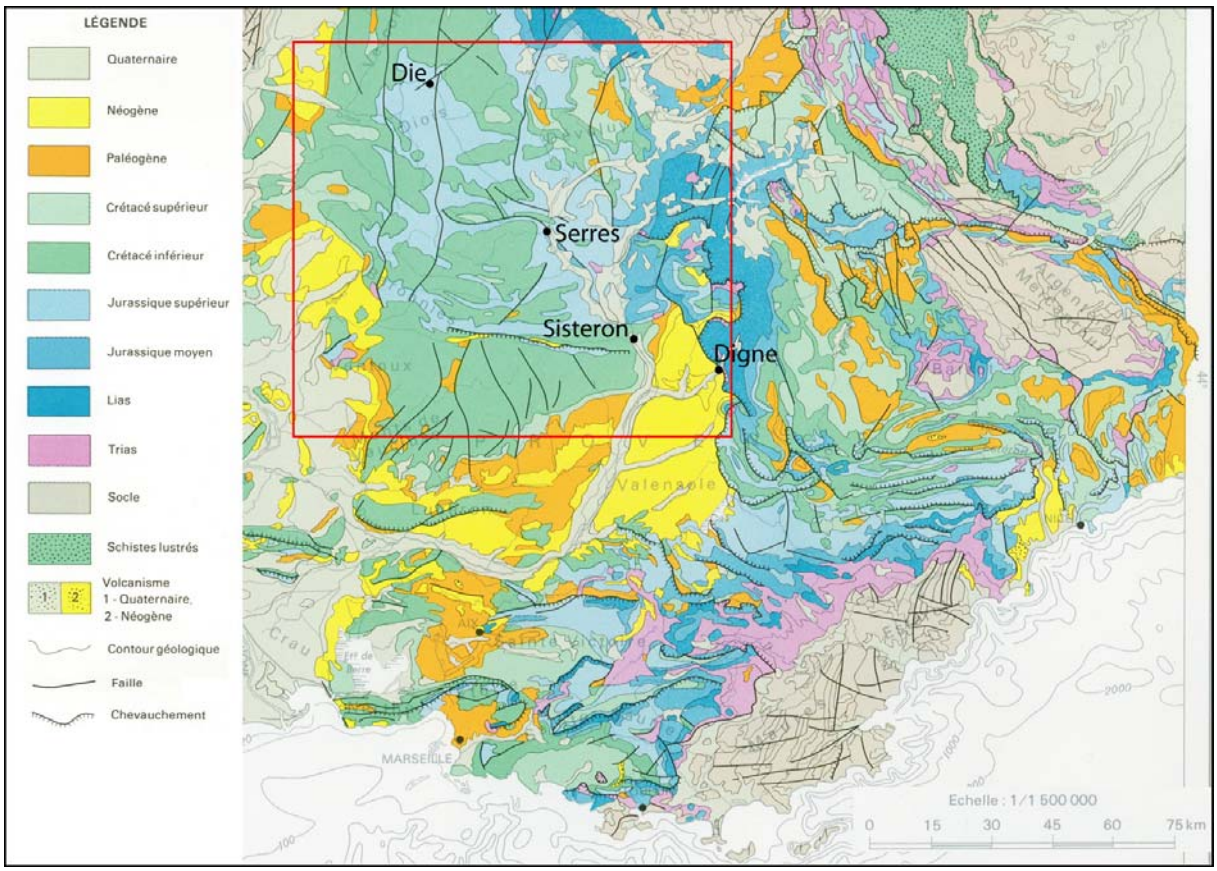


Figure 2.01 : *Les chaînes subalpines méridionales (Extrait « Synthèse géologique du Sud-Est de la France »,1980, Mém. BRGM n° 126, carte G1. Cadre géologique et localisation de la zone d'étude.*

2.2.2 - Contexte paléogéographique

Dès le Jurassique supérieur, le domaine vocontien, correspondant à la marge septentrionale de la Téthys (25° à 30° de latitude N), est ceinturé complètement sauf à l'Est, par une zone périvocontienne moins profonde représentée par des plates-formes occupées temporairement par des formations carbonatées (d'après Giraud, 1995).

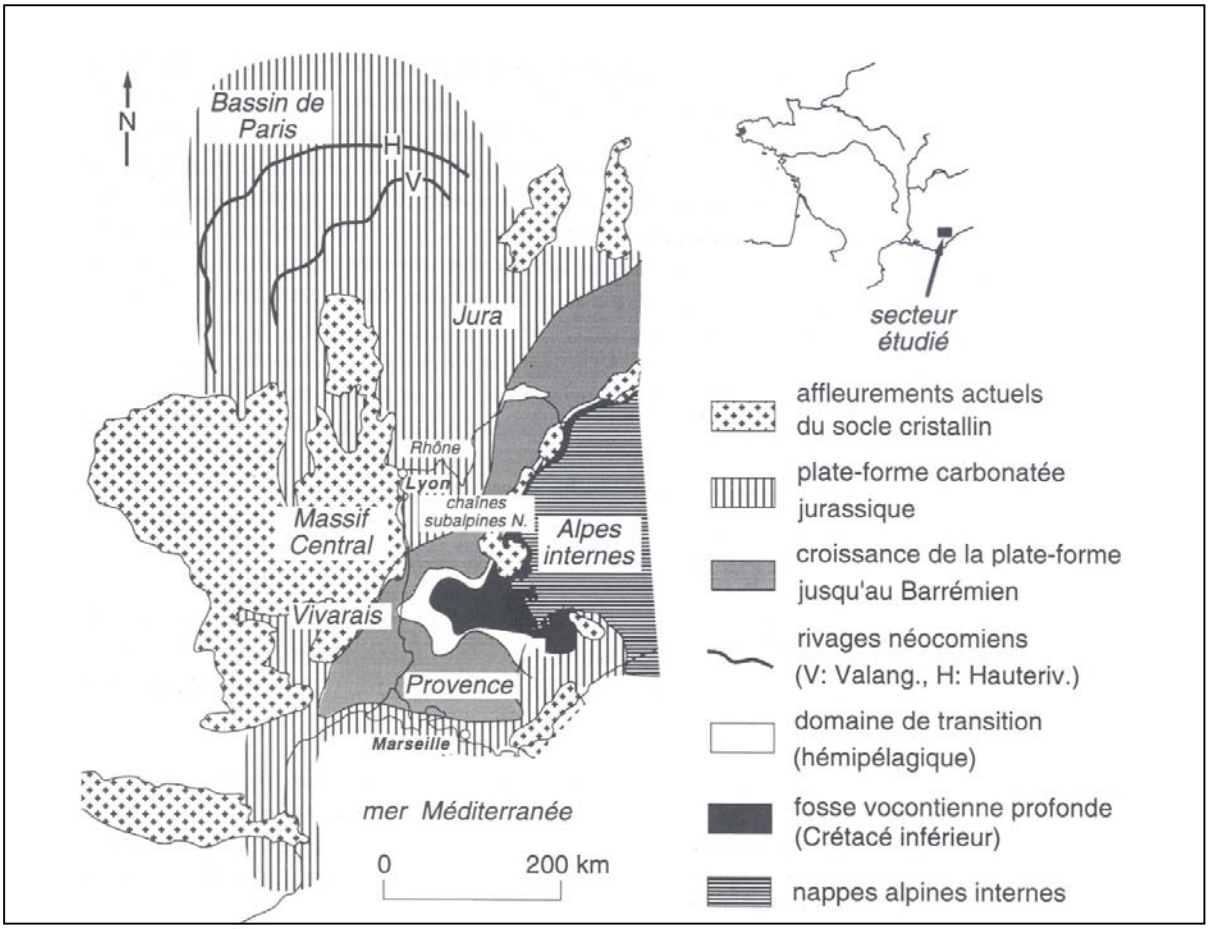


Figure 2.02 : *Paléogéographie simplifiée du domaine vocontien*
(modifié d'après Giraud, 1995).

Les limites du bassin n'ont quasiment pas changé durant le Crétacé inférieur, cependant les frontières entre domaine hémipélagique et plates-formes n'ont pas cessé de fluctuer, avec selon l'intervalle de temps considéré, la prédominance d'un type de dépôt sur l'autre (Cotillon, 1984).

2.2.3 - Contexte structural

Le bâti structural du domaine Vocontien est complexe. Il correspond à un réseau complexe d'accidents (Joseph *et al.*, 1989) :

- Les accidents « cévenols » NE-SW comprennent de nombreuses failles ; celles de Nîmes et des Cévennes au S, celles de Menée au N et de la Durance au Sud-Est pour ne citer que les principales. Les failles de Nîmes et des Cévennes marquent la limite occidentale du bassin pélagique vocontien pendant tout le Crétacé inférieur.
- Les accidents « provençaux » (E-W à NW-SE) ont été remobilisés en faille inverse ou en chevauchement lors des compressions alpines. Parmi ceux-ci on a la faille Ventoux-Lure qui borde le bassin au Sud.
- Les accidents méridiens (Saillans, Die, Bonneval) qui facilitent la montée, très précoce du matériel triasique, associée au compartimentage des blocs.

Comme on le voit, les réponses du bâti seront complexes en fonction du régime des contraintes qui pourra faire jouer certains accidents en failles normales alors qu'au même moment d'autres joueront en décrochement.

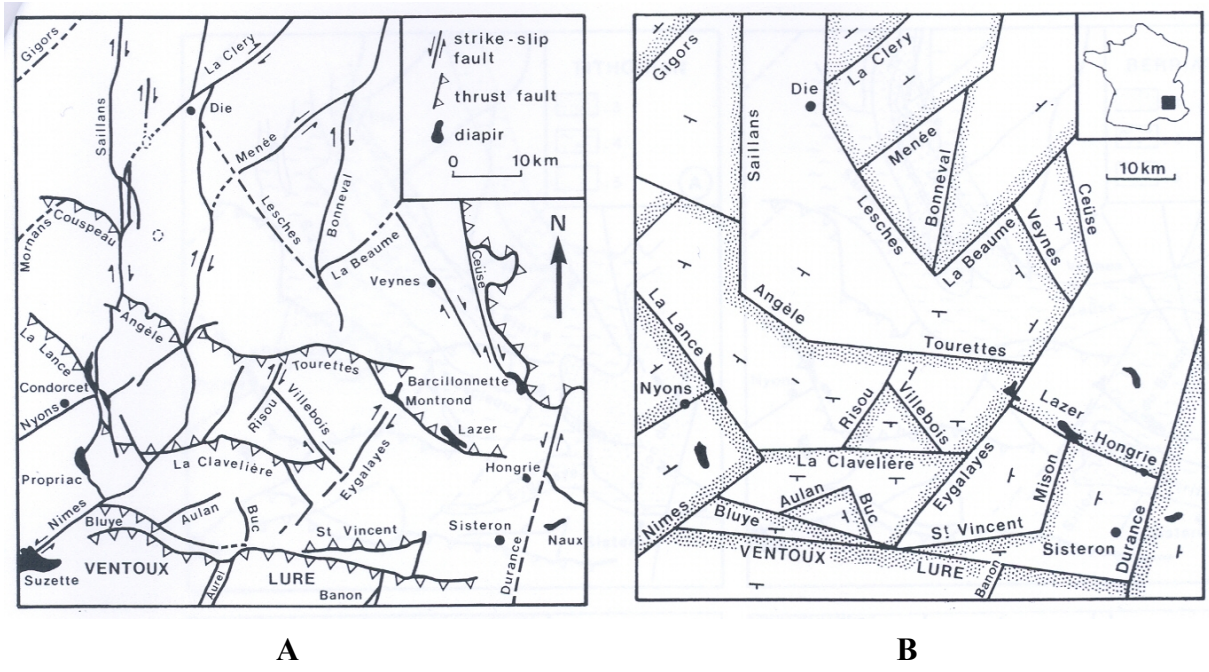


Figure 2.03 : *Schéma structural du domaine vocontien : A, actuel ; B, au Crétacé inférieur* (Joseph *et al.*, 1989).

2.3 – HAUTERIVIEN DU BASSIN VOCONTIEN

2.3.1 - Cadre stratigraphique

Les divisions biostratigraphiques de l'Hauterivien du bassin vocontien reposent sur les zones d'ammonites. On peut citer ici les travaux de Moullade (1966), Moullade et Thieuloy (1967), Thieuloy (1972, 1977), Busnardo (1984), Busnardo et Thieuloy (1989) et récemment les travaux de Bulot *et al.* (1992).

La plupart des auteurs ont utilisé les espèces-index comme marqueurs des limites des zones d'ammonites. Or la majorité de ces espèces-index n'a pas fait l'objet de révision taxonomique moderne, ce qui a engendré dans de nombreux cas des erreurs d'interprétation (Bulot *et al.*, 1992). De plus, la relation entre les faunes d'ammonites et le faciès n'a été que rarement étudiée, ce qui conduit à sous-estimer la valeur de certaines espèces et/ou associations du point de vue stratigraphique (Bulot *et al.*, 1992). De ce fait, les divisions proposées par les auteurs sont légèrement différentes, dépendant également des coupes types utilisées par chaque zone (**Tableau 2.01**).

<table>
<tr><th></th><th>THIEULOY
1977</th><th>BUSNARDO
(1984)</th><th>HOEDEMAECKER &
BULOT (1991)</th><th>BULOT & THIEULOY
1991, 1992</th></tr>
<tr><td rowspan="4">HAUTERIVIEN SUPERIEUR</td><td>ANGULICOSTATA</td><td>ANGULICOSTATA</td><td colspan="2">ANGULICOSTATA
auct.</td><td>ANGULICOSTATA
auct.</td></tr>
<tr><td>LIGATUS
sensu
Moullade &
Thieuloy 1967</td><td>BALEARIS</td><td colspan="2">BALEARIS
Unnamed
association</td><td>BALEARIS
LIGATUS
sensu
Bulot & Thieuloy
1991</td></tr>
<tr><td>SAYNI</td><td>SAYNI</td><td colspan="2">SAYNI</td><td>SAYNI</td></tr>
<tr><td colspan="3"></td><td colspan="2">SAYNI / C.cruasense</td></tr>
<tr><td rowspan="6">HAUTERIVIEN INFERIEUR</td><td>NODOSOPLICATUM
Cruasense</td><td>CRUASENSE
NODOSOPLICATUM</td><td>NODOSOPLICATUM</td><td>Cruasense
Nodosoplicatum</td><td>NODOSOPLICATUM
O.variegatus</td></tr>
<tr><td>JEANNOTI</td><td rowspan="2">LORYI</td><td rowspan="2">LORYI</td><td>Jeannoti</td><td>LORYI
J.jeannoti</td></tr>
<tr><td>LORYI</td><td>Loryi</td><td>C.loryi</td></tr>
<tr><td colspan="2">RADIATUS</td><td colspan="2">RADIATUS</td><td>RADIATUS
L.buxtorfi</td></tr>
<tr><td colspan="4"></td><td>B.
castellanensis</td></tr>
</table>

Tableau 2.01 : *Corrélation entre les biozonéographies utilisées pour l'Hauterivien du Sud-Est de la France (d'après Bulot et al., 1992).*

Dans le cadre de la thèse, les travaux de corrélation bio-lithostratigraphique nécessitent une cohérence dans la détermination des zones d'ammonites distinguées sur chaque coupe. Ainsi, les déterminations des ammonites dans différentes coupes étudiées ont été réalisées par L. Bulot en se référant à l'échelle biostratigraphique proposée par Bulot *et al.* (1992).

Nous avons ainsi retenu cette échelle comme un cadre chrono-biostratigraphique de référence sur l'ensemble des coupes étudiées. Celui-ci servira également dans la corrélation entre les coupes.

De plus, nous avons révisé les coupes types (la Charce et Vergons) qui ont servi de référence pour de nombreux travaux d'analyse séquentielle, cyclostratigraphique, ce qui permet de les intégrer dans nos réflexions sans craindre l'existence de biais.

Pendant le Malm et le Crétacé, les dépôts marins du bassin vocontien évoluent de façon périodique entre deux pôles, l'un carbonaté et l'autre argileux. Dans ce contexte, la série est classiquement sub-divisée en trois mégaséquences : la mégaséquence I couvre l'intervalle Oxfordien-Kimmeridgien-Tithonique, la mégaséquence II l'intervalle Berriasien-Valanginien-Hauterivien-Barrémien-Bédoulien, la mégaséquence III l'intervalle Aptien-Albien-Cénomanien **(Fig. 2.04**). Chaque mégaséquence est caractérisée par une augmentation progressive vers le haut du pourcentage en calcaire, suivi par un retour rapide (Berriasien) ou brutal (Aptien) à une sédimentation à dominante marneuse (Joseph, 1983).

Malgré les variations corrélatives de nature de matériel et l'aspect chronologique, le long de la colonne sédimentaire, trois types de faciès ont été identifiés (Beaudoin, 1977) :

- Faciès détritiques, arénites et rudites
- Faisceaux contournés (appelés " slump")
- Faciès fins, bancs calcaires et couples calcaire/marne.

Dans le cadre de cette thèse, on s'intéresse à l'Hauterivien qui est caractérisé par des alternances marno-calcaires de bancs et interbancs d'épaisseur décimétrique. Dans cette série alternante, s'intercalent de nombreux dépôts de glissements gravitaires qui ont été appelés "slumps", terme que nous utiliserons par la suite.

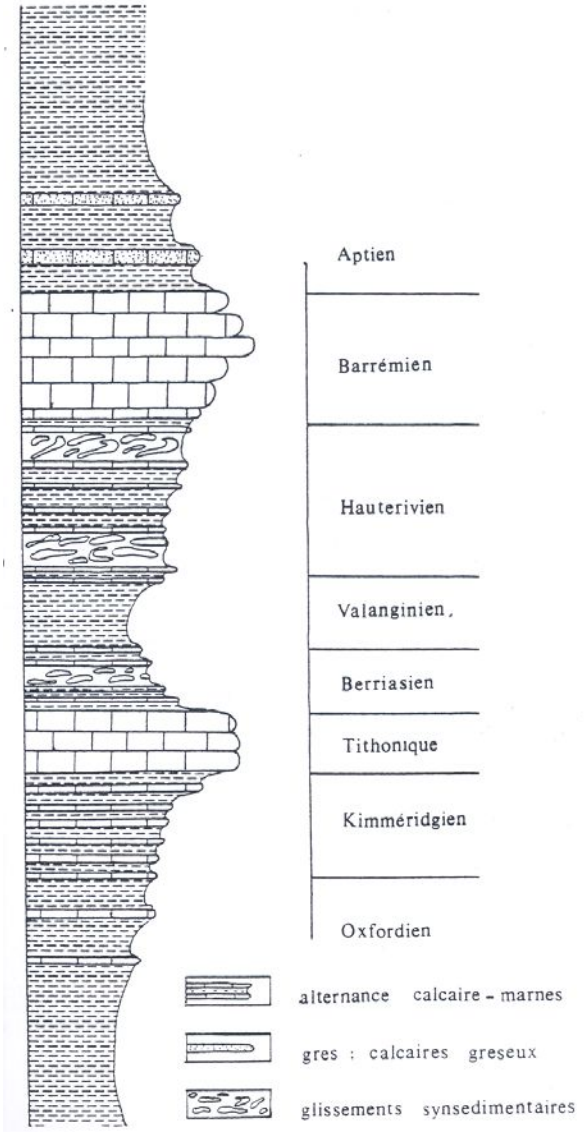


Figure 2.04 : *Colonne sédimentaire synthétique de l'Oxfordien à Aptien* (Tangri, 1980).

2.3.2 - Caractéristiques des alternances marno-calcaires

La formation sédimentaire de type alternances marno-calcaires se rencontre dans différents domaines sédimentaires comme les environnements marins pélagiques et hémi-pélagiques, les plates-formes carbonatées peu profondes et aussi dans les bassins lacustres (Einsele et Ricken, 1991). Dans le domaine marin, elles caractérisent souvent le domaine intermédiaire entre les marges continentales et le milieu océanique profond décarbonaté (Cotillon *et al.*, 1980).

Les alternances marno-calcaires que l'on observe aujourd'hui sur les affleurements (**Fig. 2.05**) reflètent les fluctuations dans la sédimentation originelle modifiées par les effets diagénétiques à long terme et ceux de l'altération superficielle.

Figure 2.05 : *Alternances marno-calcaires du bassin vocontien (les Planeaux, SE de la France).*

La formation : Les alternances marno-calcaires du domaine vocontien pendant le Néocomien, y compris l'Hauterivien, correspondent au dépôt pélagique agencé cycliquement où la sédimentation résultait essentiellement de flux verticaux de particules fines, bio-carbonatées et argileuses (Cotillon, 1984). De plus, l'origine de la variation rythmique des alternances marno-calcaires est principalement attribuée à la variation en production bio-génique carbonatée essentiellement d'origine planctonique (Cotillon, 1985, d'après Giraud *et al.*, 1995).

Les alternances que nous observons, correspondent à une déformation du signal originel. En effet, lors du dépôt, la porosité du sédiment est élevée (autour de 70 %), alors que suite à l'enfouissement, celle préservée aujourd'hui n'est que de 5 à 10 % (Maillart *et al.,* 1987). Au cours de l'enfouissement cette porosité diminue par expulsion d'eau et réarrangement des particules (compaction mécanique) puis par migration de certains éléments (carbonate) vers les niveaux qui donneront les bancs carbonatés (compaction chimique), exacerbant le contraste de la teneur en carbonate entre les bancs et interbancs (Beaudoin *et al.*, 1988). Ainsi le contraste initial de quelques pourcents peut être amplifié à près de 20 %.

La corrélation à l'échelle du bassin : les premiers essais d'analyses des rythmes dans des formations mano-calcaires alternantes (Beaudoin *et al.*, 1974) montrent que les corrélations lithologiques précises sont faisables sur des distances importantes dépassant la dizaine de kilomètres. D'autres travaux, sur l'intervalle stratigraphique de Valanginien supérieur, montrent que la plupart des alternances marno-calcaires sont corrélables banc par banc à l'échelle du bassin (Cotillon *et al.*, 1980 ; Darmedru *et al.*, 1982). Si l'épaisseur des bancs, voire des sous-intervalles, varie selon la position paléogéographique des coupes, les tendances sont conservées à l'intérieur des intervalles (Cotillon et Rio, 1984).

Par ailleurs, l'analyse de la variation de la teneur en carbonate a également montré que les pics de teneur en calcaire sont précisément corrélables entre plusieurs coupes de Valanginien (Atrops et Reboulet, 1993) et de l'Hauterivien (Le Doeuff, 1977 ; Tangri, 1980). De même, Bulot *et al.* (1992), travaillant sur le cadre bio-stratigraphique de l'Hauterivien, ont trouvé plusieurs niveaux marneux d'épaisseur importante qu'ils ont reconnus sur l'ensemble du bassin (répartis sur une distance de 80 km environ).

L'ensemble de ces observations montre que les variations majeures , voire celles à plus haute résolution des caractéristiques que ce soit en termes d'épaisseur ou de teneur en carbonate, constituent des éléments fiables pour les corrélations à l'échelle du bassin.

2.3.3 - Les slumps, point sur les travaux antérieurs

Nous rappelons ici les résultats principaux des travaux antérieurs qui ont porté directement ou indirectement sur les glissements sous-marins dans le bassin vocontien.

Dès les premières notes de Gras (1835), cet auteur montrait de façon convaincante que ces structures résultaient des glissements sous-marins de sédiments non consolidés, dans un intervalle quasi péné-contemporain de leur dépôt. Plus tard, Jones (1937, 1939) et Goguel (1938, 1944) ont relevé un certain nombre d'indications montrant que les sédiments n'étaient pas toujours en place : grumeaux ou galets à faciès micritique au sein de calcaire bioclastique, dépôt soudain de sédiments grossiers sur des vases, etc.

Cependant, l'analyse détaillée des structures de contournement n'a vraiment débuté que lors des travaux de Beaudoin (1972, 1977) ; Beaudoin *et al.* (1975a, 1975b), qui donnent un sens aux structures de contournement en les utilisant comme un indicateur fiable des paléo-pentes pour reconstituer la paléo-morphologie du bassin (notamment pour le Jurassique terminal-Berriasien) (Beaudoin, 1977 ; Le Doeuff, 1977 ; Beaudoin et Friès, 1984 ; Friès *et al.*, 1984, Friès, 1987).

En même temps, les caractères communs des faisceaux contournés ont été également étudiés à travers plusieurs exemples par Beaudoin *et al.* (1975b). Les surfaces limites des faisceaux contournés (inférieures et supérieures) sont irrégulières et correspondent respectivement à des phénomènes de ravinement et au caractère visqueux et hétérogène du matériel glissé. La structure verticale de la masse d'un slump comprend à la base un conglomérat témoin du démantèlement lié aux frottements sur le fond de la masse glissée, au-dessus on observe la masse démantelée sans organisation précise alors que la partie sommitale est généralement granoclassée. Le terme granoclassé se compose d'un conglomérat qui évolue vers une calcarénite, voire jusqu'à un mince liseré de calcaire fin.

Les observations sur les glissements sous-marins du Barrémien et de l'Aptien inférieur (Ferry, 1976) indiquent que les sédiments repris dans les slumps n'étaient pas lithifiés au moment de la déformation. Selon le cas, d'après le contraste biostratigraphique entre les alternances et la masse glissée, la lithification n'était pas encore effective 0,5 à 3 millions d'années après le dépôt. La cohésion observée (préservation des alternances, de bancs) peut être liée à de simples phénomènes de compaction et non de cimentation.

Le Doeuff (1977) travaillant sur l'étude des rythmes et des slumps en série carbonatée alternante (Valanginien et surtout Hauterivien) montre que l'intensité et l'ordre de grandeur des slumps sont fonction de la morphologie particulière du secteur considéré. En ce qui concerne l'aspect lithologique, elle a remarqué que la proximité des pôles carbonatés semble correspondre à des périodes particulièrement favorables aux glissements.

Tangri (1980) a également travaillé sur les slumps de l'Hauterivien dans le domaine Vocontien. La répartition et l'intensité de structures internes des slumps lui ont permis de suggérer cinq zones caractéristiques dont la complexité et l'intensité des slumps se dégradent de la zone 5 à la zone 1 (voir la thèse figure 36, p. 100). Quant au mécanisme de déplacement, l'auteur insiste sur le fait que « les masses glissent en rabotant les niveaux marneux et se déposent en discordance sur les niveaux sous-jacents ainsi décapés ».

La localisation préférentielle des dépôts de slumps dans certaines zones a été interprétée, à partir des reconstitutions des pentes, comme des canyons sous-marins stables sur plusieurs dizaines de millions d'années (par exemple : canyons de Pierre Ecrite, de Ceüse, de Die, Beaudoin, 1977 ; Fries, 1987 ; Joseph *et al.*, 1988) (**Fig. 2.06**)

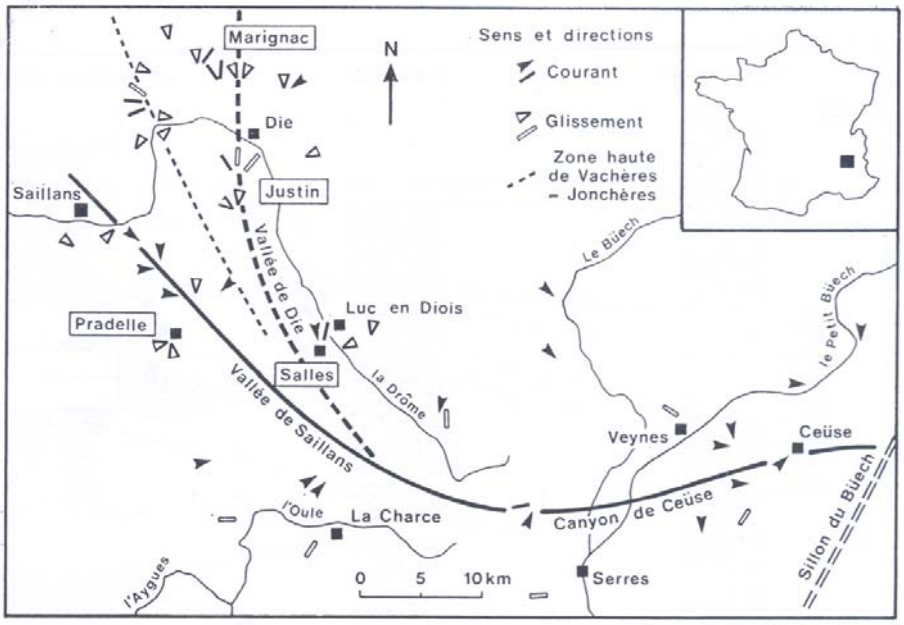


Figure 2.06 : *Pourcentage en dépôts gravitaires dans le Berriasien – Vallées de Saillans et de Die, Canyon de Ceüse* (Joseph *et al.*, 1988).

L'état d'instabilité précaire des masses avant le glissement est illustré par la présence des fracturations précoces sous forme des sills et dykes (Beaudoin *et al.*, 1984). En effet, la direction des sills et dykes permet de prévoir la direction et le sens du glissement tandis que leur profondeur de pénétration ou leur extension latérale donnent un ordre de grandeur de la taille de la masse glissée (les dykes peuvent pénétrer à une profondeur plus grande que 100 m et les sills peuvent dépasser 1 km, selon Beaudoin *et al.*, 1984).

Une revue brève de l'ensemble des travaux antérieurs dans le bassin Vocontien permet de révéler certains aspects communs :

- Les slumps sont corrélables à grande distance, de l'ordre quelques kilomètres à des dizaines de kilomètres, soit par la corrélation bio-lithologique de l'alternance de toit dans des séries régulières d'alternances marno-calcaires (de Reynier au Caire (10 km), Beaudoin *et al.*, 1975b, de Montferrant-la-Fare à Berret-la-Bas (22 km), Tangri, 1980), soit par la variation minéralogique des composants dans des séries dominantes calcaires (de la Chaudière à Rochefourchat (5 km) et de La Charce à Verclause (10 km), Ferry, 1976).
- L'importance et la fréquence des slumps augmentent globalement progressivement d'Ouest en Est (Le Doeuff, 1977 ; Tangri, 1980), mais restent cependant étroitement liées à la présence de paléomorphologies.

2.4 - LE CONTEXTE DE LA SEDIMENTATION

Si les observations sur les structures des masses glissées sont assez concordantes, peu d'auteurs se sont penchés sur les conditions favorables à l'initiation de ces glissements sous-marins. Nous reprenons dans ce qui suit les différents mécanismes qui sont classiquement évoqués (Cf. § 1.2.3).

2.4.1 - La tectonique

Le rôle de la subsidence avec le jeu synsédimentaire de grands accidents qui contrôlent les variations importantes d'épaisseur de la série sédimentaire tout au long du Mésozoïque a été mis en évidence par plusieurs études (réf. *in* Desmaison et Beaudoin, 1988 ; Joseph *et al.*, 1989 …). L'étude s'appuyant sur la compensation isostatique (hypothèse d'une compensation ponctuelle) montre que la subsidence sur l'ensemble du domaine est caractérisé d'abord par une accélération forte et régulière de l'Hettangien à l'Oxfordien, puis un ralentissement (Tithonique-Valanginien) et même une inversion (Hauterivien) (**Tableau 2.02**).

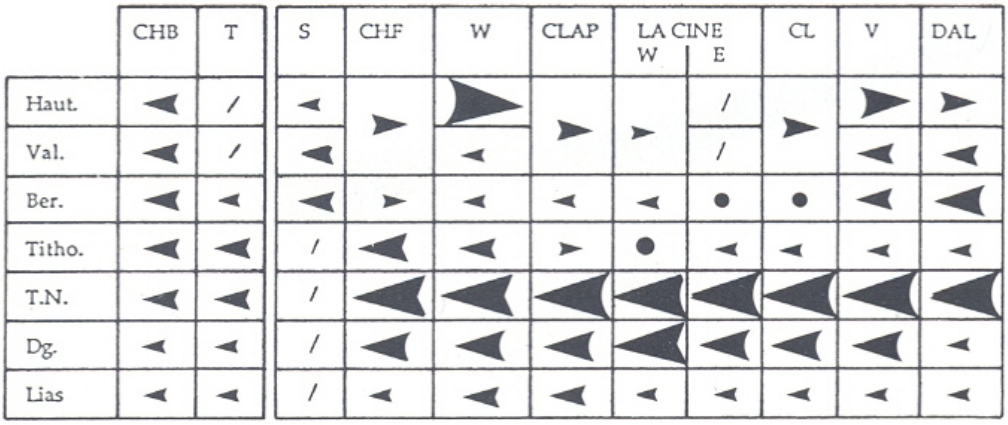


Tableau 2.02 : *Quantification du taux de subsidence en m/Ma (Desmaison et Beaudoin, 1988). Voir l'article Figure 1, page 260, pour la nomenclature et la localisation des coupes. La plus grande flèche à l'Hauterivien correspond à 50m/Ma.*

Dans une étude s'appuyant sur la méthode de «*backstripping*» Wilpshaar *et al.* (1997), pensent restituer, à partir d'une coupe composite, considérée représentative de la partie centrale du bassin, une subsidence tectonique relativement uniforme pendant le Valanginien-Hauterivien. Cependant, les résultats de cette étude limitée ne peuvent fournir des informations sur le régime tectonique de l'ensemble du bassin, surtout quand la subsidence est contrôlée par le jeu des nombreux accidents qui affectent le socle (Joseph *et al.*, 1989 ; Desmaison, 1990) .

Certains travaux ont mis en relation la fréquence des niveaux de glissement avec un approfondissement irrégulier du domaine Vocontien pendant le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Joseph, 1983 ; Joseph *et al.*, 1985). Cependant les études sur la subsidence ne semblent pas confirmer ces hypothèses à l'échelle du bassin (Desmaison et Beaudoin, 1988). Toutefois la complexité du bâti structural, la présence de diapir, peuvent permettre le jeu de certains accidents en failles normales ou en décrochement, en fonction du régime des contraintes qui, à l'Hauterivien, correspondait à une compression N-S (Joseph *et al.*, 1989).

2.4.2 - Les variations eustatiques

Durant l'Hauterivien, l'évolution du niveau marin est marquée par sept fluctuations qui s'inscrivent dans une tendance ascendante (Hardenbol *et al.*, 1998) (**Fig. 2.07**).

L'enregistrement sédimentaire de l'Hauterivien du bassin vocontien est caractérisé d'une part, par une augmentation du taux de sédimentation en domaine de plate-forme et d'autre part, par l'influence croissante des faunes d'ammonites boréales dans la Téthys (Schootbrugge *et al.*, 2000). Ces mêmes auteurs suggèrent à partir de l'analyse de la composition isotopique des bélemnites, un refroidissement dès le début de l'Hauterivien, suivi d'un réchauffement à la fin de l'Hauterivien. Ce refroidissement est attribué au mélange des masses océaniques équatoriales et boréales. Ces éléments sont interprétés comme la conséquence d'une montée du niveau marin relatif dans le domaine vocontien pendant cette période mais également une montée globale permettant la communication entre les masses océaniques;

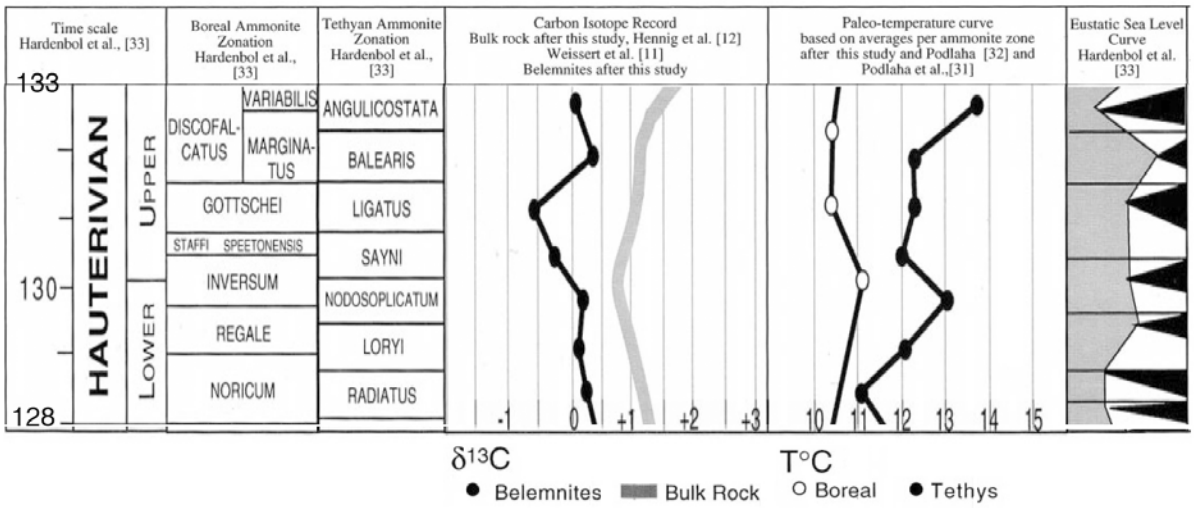


Figure 2.07 : *Diagramme présentant la tendance du température, de l'enregistrement carbone isotope et la courbe du niveau de la mer entre Boreal et Téthys* (d'après Schootbrugge *et al.*, 2000).

En domaine de plate-forme (plateau du Vercors), l'Hauterivien est divisé en sept séquences, H1-H7, correspondant aux fluctuations au niveaux de la mer (**Fig. 2.06)** (Jacquin *et al*., 1991). D'après ces auteurs, ces séquences sont déposées durant la période régressive commencée dès

l'Hauterivien basal (zone à *Radiatus*). De plus, les processus d'érosion sont mis en évidence sous forme de glissement, selon les mêmes auteurs, ces processus correspondant aux périodes de la chute du niveau de la mer.

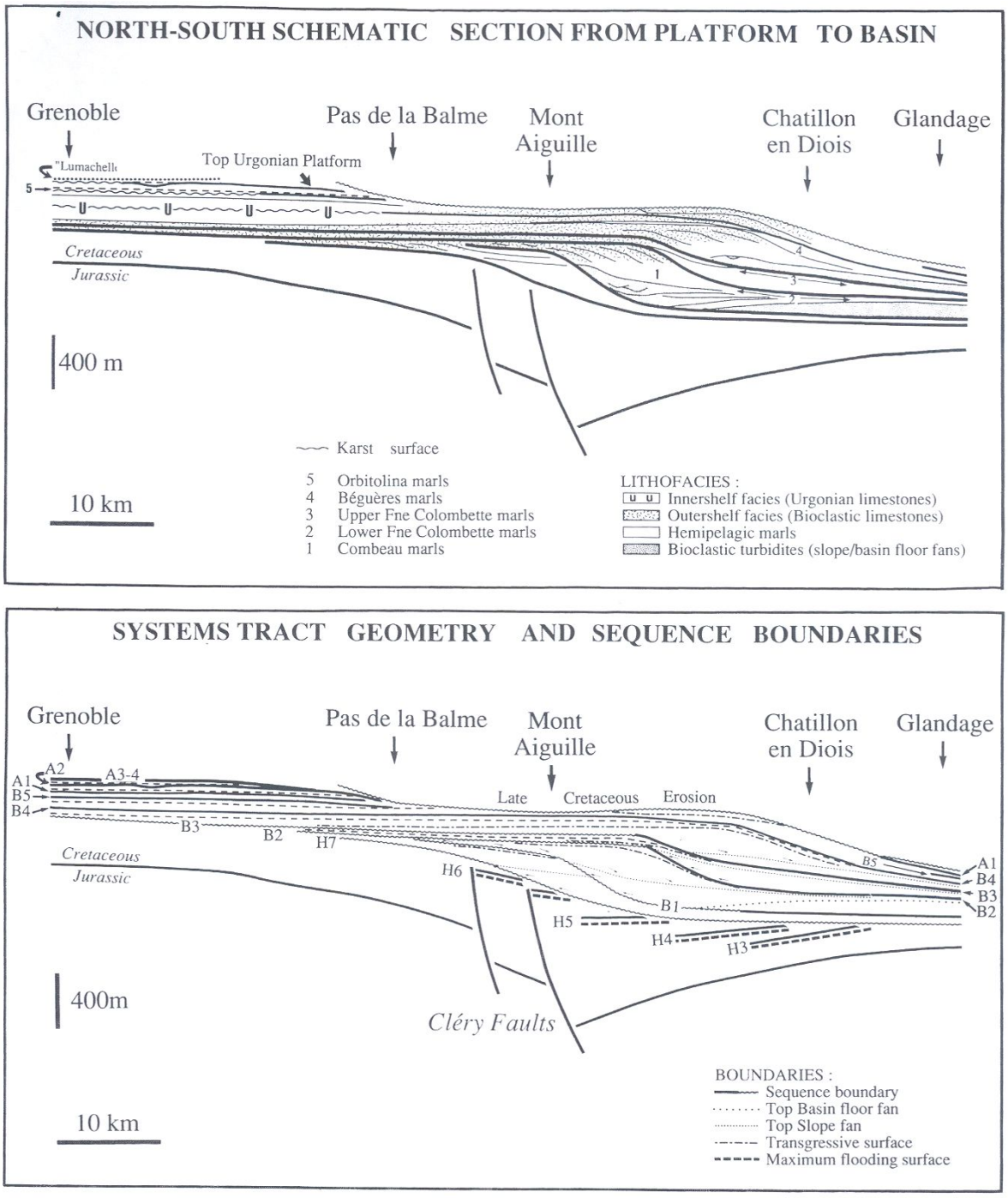


Figure 2.08 : *Coupe composite du plateau Vercors (Plate-forma Jura) au bassin Vocontien adjacent. Il est noté que la troncation d'érosion est reliée aux limites séquentielles H7 et B1 s'étalant vers bassin (basinward) et s'arrête vers la plate-forme (landward) dans les zones des failles extensionnelles de Cléry* (Jacquin *et al.*, 1991).

2.4.1 - Les cycles de Milankovitch

L'alternance rythmique sédimentaire est souvent interprétée comme la conséquence de la variation périodique des paramètres orbitaux principaux de la terre. Ainsi, plusieurs études ont porté sur la périodicités dans les séries d'alternances régulières marno-calcaires dans le but de retrouver des périodes qui coïncident avec celles calculées par Milankovitch (Rio *et al.*, 1989a, b ; Huang *et al.*, 1993 ; Giraud, 1995 ; Giraud *et al.*, 1995).

Le travail de Giraud (1995) sur l'intervalle Berriasien-Barrémien des coupes stratotypes et hypostratotype du bassin Vocontien, montre que les périodicités des cycles carbonatés significatifs sont situées en majorité dans la bande de fréquence de Milankovitch. Les périodicités dominantes sont proches de celle de la précession dans les formations à dominante calcaire et de celle de l'obliquité dans les formations à dominante marneuse. Cette étude montre un contrôle complexe des cycles astroclimatiques de type Milankovitch sur les variations lithologiques dans ces séries alternantes, néanmoins elle confirme une influence de ces cycles à grande échelle sur l'intervalle Berriasien-Barrémien (Berriasien, Vanlanginien inférieur, Hauterivien terminal et Barrémien pour les pics calcaires et Vanlanginien supérieur, Hauterivien pour les pics marneux).

En effet, les résultats d'une étude antérieure sur les mêmes coupes (Rio *et al.*, 1989a, b) avaient déjà montré que les variations orbitales ne sont pas les seuls facteurs modifiant le milieu. Ils évoquent la réponse du milieu aux fluctuations climatiques, en particulier la composante terrigène. Ils suggèrent également que des perturbations postérieures au dépôt pourraient être invoquées en éliminant la compaction différentielle entre calcaires et marnes comme la cause de la distorsion.

Par ailleurs, depuis les travaux de Ricken (1986), il devient évident que la diagenèse modifie profondément la composition initiale du sédiment dans le dépôt du domaine carbonaté. Plus récemment, les travaux de simulations numériques sur des alternances marno-calcaires (Westphal *et al.*, 2004) démontrent que les signaux orbitaux peuvent être distordus, en terme de fréquence, d'amplitude et de phase par les processus de diagenèse et par le fait de l'absence de l'enregistrement des cycles isolés. En effet, cette étude montre que les pics de l'analyse spectrale ne reflètent pas nécessairement les signaux primaires. Ainsi, l'absence ou la mauvaise expression de cycles orbitaux explicites dans une séquence carbonatée n'implique pas forcément que cette dernière n'a pas été contrôlée par les cycles orbitaux, mais peut être la trace d'une diagenèse différentielle certaine. Dans les séries alternantes qui ont subi une diagenèse différentielle, quand le réglage orbital est au point, le spectre peut alors être déplacé de la fréquence causée par la diagenèse à la fréquence orbitale (Shackleton *et al.*, 1995 d'après Westphal *et al.*, 2004).

2.5 - CONCLUSION

Les séries de l'Hauterivien du bassin vocontien constituent un laboratoire exceptionnel pour étudier les glissements synsédimentaires. En effet, ces glissements sont nombreux sur l'ensemble des coupes qui affleurent. De plus, l'étage Hauterivien peut être facilement découpé en plusieurs intervalles sur la base de la zonation établie à partir des ammonites. Enfin, nous disposons d'études sur le cadre structural et l'évolution de la subsidence au cours de cette période. De même les études sur les fluctuations eustatiques et les cycles astro-climatiques fournissent un cadre de réflexion sur les fluctuations des paramètres sédimentaires.

Par ailleurs, cette revue bibliographique permet de mettre en évidence le rôle du couplage entre variations orbitales, variations climatiques, subsidence tectonique et diagenèse avec le taux de sédimentation d'une part, et avec la variation des épaisseurs des bancs calcaires et interlits marneux dans la formation alternante marno-calcaire d'autre part, paramètres importants dans la définition des zones de faiblesse susceptibles d'être à l'origine des glissements sous-marins.

TROISIEME CHAPITRE :
GLISSEMENTS DU BASSIN VOCONTIEN PENDANT L'HAUTERIVIEN

3.1 – Introduction

3.2 – Coupes étudiées – Données de terrain

3.3 – Position stratigraphique des slumps et âge relatif par rapport à la série pélagique

3.4 – Observations et analyses de terrain

3.5 – Conclusion

3.1 - INTRODUCTION

Ce troisième chapitre est consacré aux glissements synsédimentaires de l'Hauterivien du bassin vocontien (Sud-Est de la France) dans le secteur d'une vallée sous-marine. De plus, nous présentons une coupe complète qui servira de référentiel à la sédimentation pélagique dans ce bassin. Dans l'étude des glissements, l'attention est plus particulièrement portée sur la position bio-lithostratigraphique de ceux-ci, leur âge relatif et l'état physique du sédiment au moment de glissement.

Ainsi, le troisième chapitre se compose de :

1. **une description synthétique des coupes étudiées**. Nous nous attachons dans un premier temps à définir au mieux le cadre biostratigraphique de chacune des coupes étudiées (qu'elle contienne des slumps ou non), à partir des ammonites. Dans un second temps, nous caractérisons sur la coupe composite de référence les variations lithologiques dans les alternances marno-calcaires caractéristiques du bassin afin de situer, sur la coupe composite (voir § 3.2.4), la tranche concernée par le glissement et de localiser le plan de glissement probable de chaque slump.

2. **l'analyse de la série Hauterivienne.** A partir des coupes étudiées, on s'intéresse à resserrer au mieux la stratigraphie grâce aux corrélations de terrain, puis à l'identification des lacunes dues au départ de masses glissées ou à l'érosion lors du passage des slumps. Ainsi, les glissements seront datés par la position litho-stratigraphique approximative sur une échelle de temps reposant sur l'interprétation cyclo-stratigraphique.

3. **l'étude des structures présentes à l'intérieur des masses glissées** dans le but de comprendre l'état physique du matériel lors du glissement. On essaie également d'établir un lien entre l'âge relatif de la masse glissée, l'état physique du matériel au moment de glissement et les structures de déformation observées.

3.2 – COUPES ETUDIEES - DONNEES DE TERRAIN

3.2.1 – Localisation des coupes

Le choix de la zone d'étude est basé sur deux critères : l'abondance en slumps et la qualité des affleurements. En s'appuyant sur les travaux quantitatifs de Joseph *et al.* (1985) et Le Doeuff (1977), nous avons retenu la coupe de Serres-Montclus (SMC) qui comporte le pourcentage en slump le plus élevé observé sur l'ensemble du bassin pendant l'Hauterivien (autour de 75%). De plus la qualité exceptionnelle des affleurements et les conditions d'accès facile dans la région de Serres nous ont permis de retenir une coupe située à 4 km de celle de Serres-Montclus pour approcher la variation spatiale des niveaux slumpés.

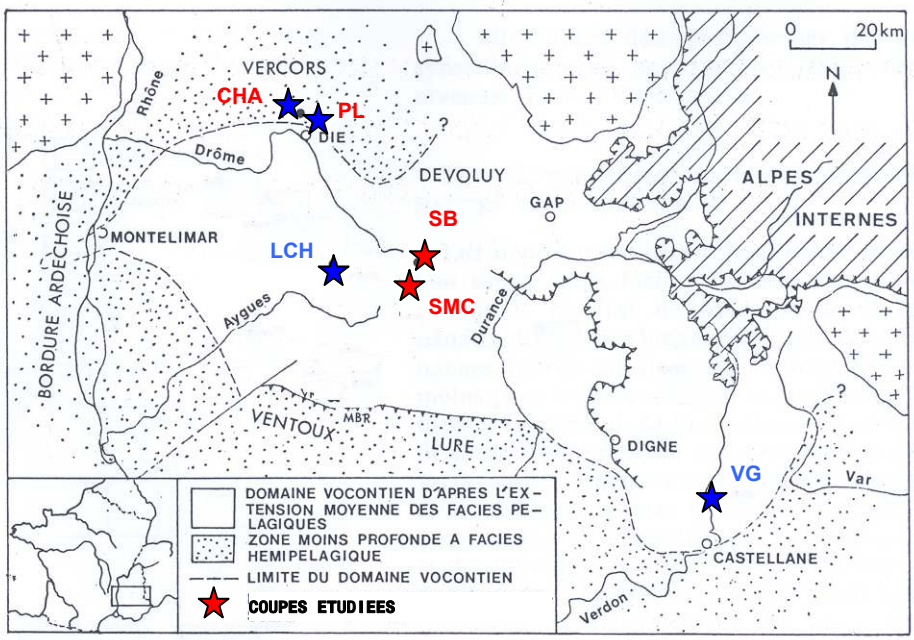


Figure 3.01 : *Localisation des coupes étudiées dans le domaine Vocontien (modifiée d'après Cotillon et al., 1980).*

Parallèlement, des coupes complémentaires ne présentant pas de niveaux slumpés sont présentées. Une coupe composite de référence a été montée principalement à partir des coupes de La Charce (LCH) et de Vergons (VG). Ces deux coupes sont en effet considérées comme des coupes de référence, grâce à leur succession continue, d'alternances marno-calcaires pélagiques et la présence de nombreux horizons riches en ammonites. Ces deux coupes, qui ont fait objet de nombreux relevés (notamment la coupe de Vergons dont les bancs sont numérotés banc par banc), sont citées très souvent dans la littérature scientifique comme des coupes de référence pour l'Hauterivien (Giraud, 1995 ; Bulot *et al.*, 1992). Elles nous serviront ainsi à construire un profil composite représentatif de l'Hauterivien tant pour la

zonation biostratigraphique que pour la description de la sédimentation pélagique et de ses fluctuations au cours du temps.

En regard de la coupe composite caractéristique de la sédimentation de bassin, nous avons retenu les coupes de Chamaloc (CHA) et des Planeaux (PL) pour caractériser les séries hémipélagiques des marges du bassin vocontien.

3.2.2 – Les coupes présentant de nombreux dépôts de glissements sous-marins – La région de Serres

Les deux coupes étudiées sont placées dans les restitutions paléogéographiques dans la zone de convergence de deux vallées sous-marines (actives à cette période) dites de Die et de Rosans (Joseph *et al.*, 1989). Cette localisation particulière explique la présence de nombreux faciès détritiques, d'une part des sédiments de type grain-flow bioclastiques (banc roux à silex) et de nombreux glissements sous-marins (*slumping*) (**Fig. 3.02**).

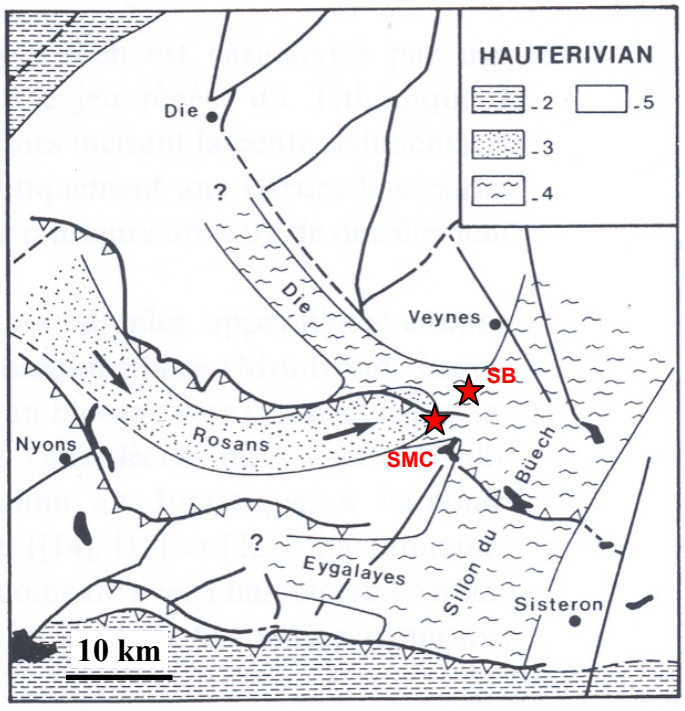


Figure 3.02 : *Position paléo-géographique des coupes de la région de Serres pendant l'Hauterivien (modifié d'après Joseph et al., 1989).*

2. Hemipélagique
3. Turbidites
4. Slumpings et débris flows
5. Pélagique.

Plusieurs campagnes de terrain ont été réalisées dans cette région. L'objectif a été, d'une part, de lever en détail la lithologie des alternances marno-calcaires et les structures de déformation dans les slumps, d'autre part, de mettre la série hauterivienne dans un cadre biostratigraphique précis grâce à l'abondance des ammonites. Celles-ci ont été déterminées par L. Bulot.

3.2.2.1 – Coupe de Serres–Montclus (SMC)

La coupe de Serres-Montclus a été levée le long de la route D994, entre Serres et Rosans (**Fig. 3.03**). Elle offre l'exemple d'une série dont les termes sont presque exclusivement composés de sédiments correspondant à des remaniements sous forme de glissements synsédimentaires, sur un intervalle couvrant l'Hauterivien et le Barrémien (dans le cadre de notre étude, seule la série de l'Hauterivien a été levée). Nous désignerons cette coupe sous le terme de « série perturbée ».

La coupe a été levée une première fois en détail dans les travaux de Le Doeuff (1977), qui l'a considérée, grâce à la multiplicité des slumps, comme une coupe de référence pour l'étude des contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante du domaine vocontien. Par contre, le nombre insuffisant d'ammonites ne n'a lui permis pas de proposer un cadre biostratigraphique bien précis.

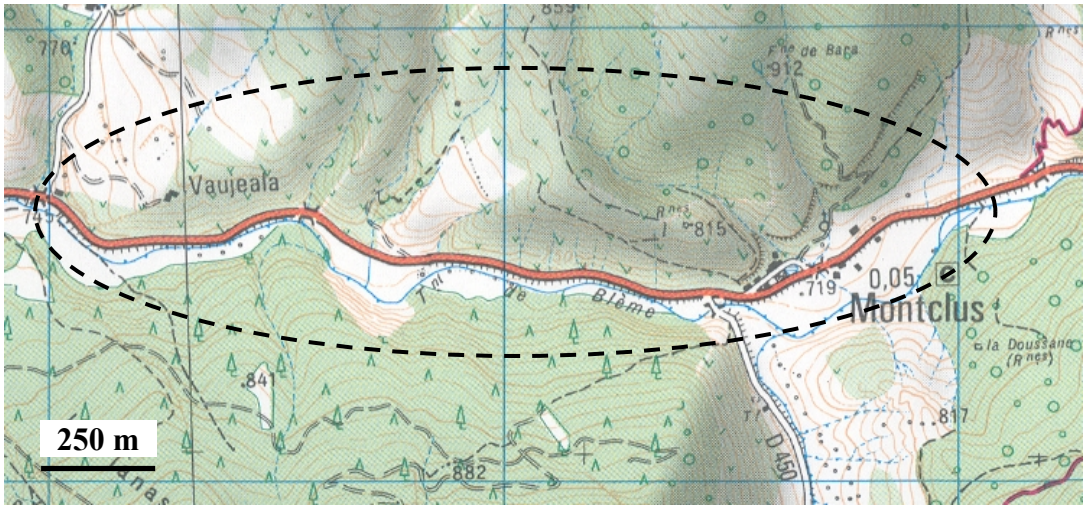


Figure 3.03 *: Localisation de la coupe de Serres-Montclus.*

Dans notre étude, la coupe est donc reprise en conservant les premières informations de base fournies par ses descriptions. Cependant, la découverte d'ammonites dans de nouveaux niveaux nous permet, suite à leur détermination, de proposer un cadre biostratigraphique pour l'ensemble de la coupe sur une échelle bio-stratigraphique plus récente.

De plus, nous avons complété l'information ponctuelle de la coupe par le suivi des alternances marno-calcaires sur des distances importantes (de l'ordre d'un kilomètre). Ce suivi, en tenant compte des observations dans plusieurs ravins, nous a permis de distinguer de façon plus sûre les alternances en place des blocs de large taille présents dans les slumps. Ainsi, comme nous le verrons plus loin, nous avons pu mettre en évidence qu'un faisceau décrit comme alternant par Le Doeuff (1977) correspond en fait à un bloc dans un slump.

Grâce aux nouvelles déterminations, nous avons pu placer assez facilement les limites inférieures et supérieures de l'Hauterivien. La présence d'ammonites de la zone à *Callidiscus*

supérieure (dernière zone d'ammonites du Valanginien) dans l'alternance (AM) sous-jacente à la barre à silex (l'ensemble de bancs calcarénitiques épais, riches en silex bleu-noir, *sensu* Moullade, 1966) et des ammonites de la zone à *Radiatus* supérieure (première zone d'ammonites de l'Hauterivien) dans l'alternance (AM1) sus-jacente, confirme les propositions des anciens travaux (Moullade, 1966 ; Le Doeuff, 1977) qui plaçaient la barre à silex juste au passage Valanginien-Hauterivien. La limite supérieure de l'Hauterivien est définie par la présence d'ammonites de la zone à *Hugii* (première zone d'ammonites du Barrémien) dans l'alternance marno-calcaire située juste au-dessus du slump SM32, marquant la limite Hauterivien-Barrémien de la coupe de Serres-Montclus. Nous montrons ainsi que la coupe de Serres-Montclus fournit un enregistrement de la sédimentation qui couvre l'ensemble de l'Hauterivien.

a) Descriptions lithologiques et ammonites de la coupe de Serres-Montclus

L'Hauterivien de cette coupe présente une épaisseur totale de 300 m environ. Sans développer les descriptions détaillées des faciès qui feront l'objet du § 3.4, on peut néanmoins présenter en bref les caractères stratigraphiques suivants (**Fig. 3.06**) (la coupe détaillée, la position et la détermination des ammonites sont présentées dans l'annexe C) :

AM **3 m :** alternance dominée par les bancs calcaires, d'épaisseur variant de 20 à 60 cm. Celle-ci marque la dernière zone d'ammonites du Valanginien (zone à *Callidiscus*).
MN13, MN14, MN15 : zone à *Callidiscus* supérieure – Valanginien terminal

CM0 **7 m :** ensemble de bancs calcarénitiques épais présentant une stratification entrecroisée (Joseph, 1983, mission GENEBASS, rapport interne), riches en silex bleu-noir. Souvent appelée la « Barre à Silex », elle représente les premiers mètres de l'Hauterivien inférieur (**Fig. 3.04**).

AM1 **0,8 m :** au-dessus de la Barre à silex, de petits bancs calcaires d'épaisseur de l'ordre de 20 cm.
MN16, MN17 : zone à *Radiatus* supérieure – Hauterivien basal

SM2 **3 m :** bancs calcaires peu ondulés d'épaisseur de l'ordre de 20-30 cm, surmontés par une mince couche de calcarénite.
MN18: zone à *Radiatus* supérieure

AM3 **3 m :** contient principalement des bancs marno-calcaires de 20-30 cm et un seul banc calcaire de 40 cm, intercalé dans des couches marneuses d'épaisseur de 20 cm.
MN19, MN20 : zone à *Radiatus* sommitale.

SM4 **34 m :** slump avec des bancs calcaires plus abondants à la base, vers le sommet du faisceau les démantèlements calcaires sont ployés sur eux-mêmes.
MN29 : zone à *Radiatus* sommitale.

Figure 3.04 : *Barre à silex marquant la limite Valanginien-Hauterivien.*

AM5 **3,5 m :** bancs calcaires 20-50 cm, interlits marneux 4-40 cm.
MN21 : sous-zone à *Jeannoti*

SM6 **4 m :** slump très marneux avec quelques bancs calcaires de 15-20 cm.
MN23 : zone à *Loryi*.

AM7 **2 m :** quelques minces bancs calcaires d'épaisseur 5-15 cm surmontés par deux bancs calcarénitiques 30 et 50 cm et séparés par un interlit marneux de 40 cm.
MN22 : sous-zone à *Jeannoti*

SM8 **13 m :** slump avec rouleaux, aplatis, particulièrement abondants.

AM9 **6,5 m :** alternances contenant en bas des bancs calcaires de 15 à 50 cm, au sommet un gros banc calcarénitique à silex noir de 90 cm (**Fig. 3.05**) et un petit banc de calcarénite de 20 cm intercalé par une couche marneuse de 20 cm.

Figure 3.05 : *Banc calcarénitique à silex noir au sommet de AM9.*

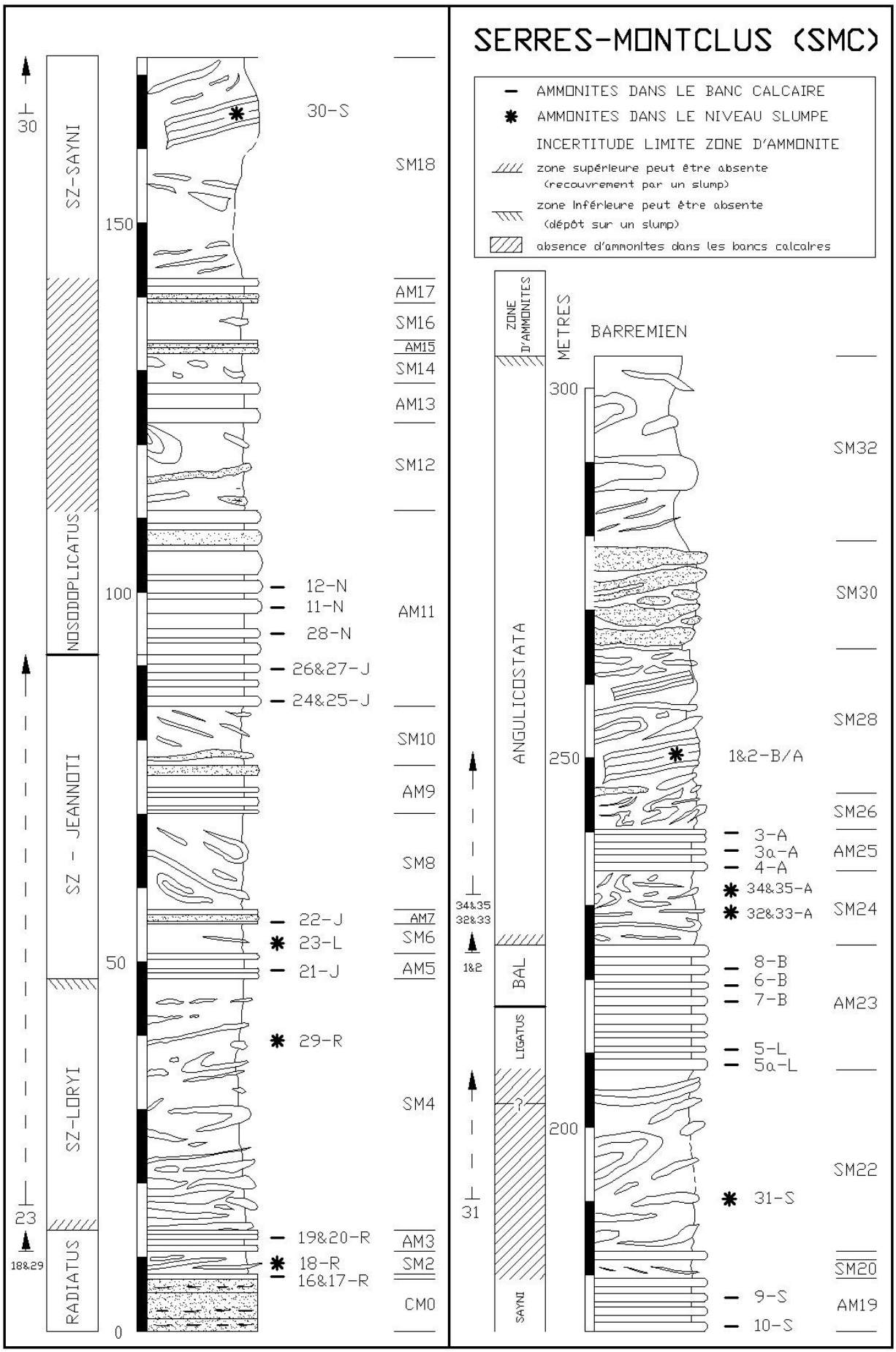


Figure 3.06 : *Coupe de Serres – Montclus.*

SM10 **8 m :** en bas du slump, bancs calcarénitiques à silex reployés, épaisseur de 50 à 80 cm. Au contraire, la partie supérieure comprend des bancs calcaires minces de 10 à 20 cm ; certains forment des rouleaux.

AM11 **26,5 m :** épaisse série rythmique, de bancs calcaires moyens de 40 cm, certains atteignent 75 cm, voire 120 cm, alternant avec des couches marneuses de 20 à 40 cm ; on note deux niveaux importants de marne, d'une épaisseur de 50 cm. En général, cette alternance montre une abondance de calcaire par rapport à la marne, il existe particulièrement une couche calcarénitique de 70 cm. Un banc calcaire légèrement ondulé se trouve au milieu de cette alternance.
MN24, MN25, MN26, MN27 : sous-zone à *Jeannoti*
MN28, MN11, MN12 : zone à *Nodosoplicatus*.

SM12 **12 m :** slump constitué de bancs calcarénitiques à silex, reployés en bas, quelques rouleaux formés de bancs calcaires reployés dans la partie supérieure.

AM13 **5,4 m :** mince unité de bancs calcarénitiques de 60 cm, deux bancs calcarénitiques doubles au niveau supérieur. Deux niveaux calcaires importants de 60 et 80 cm.

SM14 **4 m :** slump contenant des fragments de bancs calcaires d'épaisseur 40-50 cm.

AM15 **2 m :** ensemble dominé par des bancs calcarénitiques constituant un banc calcarénitique, d'une épaisseur de 45 cm, séparé d'un paquet de petits bancs calcarénitiques de 10 à 15 cm d'épaisseur (l'un est à silex noir) par une couche marneuse de 30 cm.

SM16 **5 m :** vraisemblablement un slump car l'affleurement n'est pas bien exposé.

AM17 **3,3 m :** abondance de niveaux calcarénitiques de 15 à 25 cm intercalés avec les bancs calcaires de 50 cm et lits marneux de 20 cm.

SM18 **30 m :** à la base du slump, les bancs calcaires sont peu déformés, la partie médiane contient un bloc à l'endroit, la partie sommitale est particulièrement riche en rouleaux calcaires.
Bloc 5m : l'épaisseur des bancs calcaires constituant le bloc varie de 30 à 70 cm,
MN30 : zone à *Sayni*, (*mimica* jaune).

AM19 **7 m :** unité régulière de bancs calcaires de 30 à 40 cm alternant avec des interlits marneux de 30 cm.
MN10, MN09 : zone à *Sayni* sommitale. *S. mimica* est très fréquent.

SM20 **2 m :** slump à dominance marneuse, d'aspect très «fluidale», avec des fragments calcaires peu ondulés d'épaisseur 10 cm.

AM21 **1,2 m :** comprend un banc calcaire épais de 64 cm intercalé avec un autre banc calcaire de 21 cm par un interlit marneux de 35 cm.

SM22 **25 m :** slump constitué de gros bancs calcaires à la base, parfaitement cisaillés et formant des ailes d'avion, suivi par une zone masquée de 4 m ; la partie sommitale est assez marneuse et comporte quelques rouleaux et morceaux de calcaire arrondis.
MN31 : zone à *Sayni*.

AM23 **17 m :** bancs calcaires d'épaisseur variée (20–70 cm), avec des interlits marneux de même importance, les bancs doubles sont assez fréquents dans cette unité. Cependant, il existe deux niveaux calcaires de faible épaisseur (10-15 cm).

MN05a, MN05 : zone à *Ligatus* sommitale.

MN07, MN06, MN08 : zone à *Balearis* basale.

SM24 **10 m :** En rive droite, le slump présente des blocs d'alternances biseautés à la base, vers le sommet les fragments de couches sont beaucoup plus démantelés et l'on observe des boules calcaires.

Bloc 4 m : contenant des bancs calcaires de l'ordre de 50 cm d'épaisseur et un banc calcarénitique de 15 cm

En rive gauche, il existe également un bloc ; l'ensemble du slump montre une abondante matrice marneuse. Les rouleaux sont nombreux et les traces de cisaillement sont bien observées.

MN32, MN33, MN34, MN35 : zone à *Angulicostata*.

AM25 **5,5 m :** diminution d'épaisseur des interlits marneux, certains bancs calcaires atteignent 60 cm. Cette unité correspond probablement au niveau *Faraoni* (communication orale de B. Beaudoin et L. Bulot), repère que l'on retrouve dans les autres coupes (Baudin *et al.*, 1999).

MN04, MN03a, MN03 : zone à *Angulicostata*

SM26 **4,5 m :** slump remarquable par les structures en rouleaux très fins, à charnières renflées, surmonté par un banc calcarénitique d'épaisseur variable (0- 80 cm).

SM28 **20 m :** slump assez marneux avec des structures internes non visibles. Pourtant, il contient deux blocs constitués de bancs calcaires et de quelques couches marneuses de 10 à 20 cm.

Bloc 3,5 m : en rive gauche, se trouve juste au-dessus du slump SM26. Les ammonites dans ce bloc indiquent le passage entre *Balearis–Angulicostata*.

MN01, MN02 : Passage *Balearis – Angulicostata*.

Bloc 2 m : observé en rive droite dans la partie médiane du slump dont la longueur est de l'ordre de 20 m.

SM30 **15 m :** dépôt de slump de type coulée boueuse, constitué de gros bancs de calcarénite fine, parfois à silex noir, pliés en rouleaux avec les surfaces de contact moins claires (**Fig. 3.07**). Cependant, on trouve au sein du slump des bancs calcaires fins d'épaisseur 30-40 cm.

SM32 **25m :** Seule la partie supérieure du slump affleure en détail. On trouve d'abord un rouleau de banc calcaire épais (1), puis quelques bancs calcaires, largement espacés, dans un horizon à dominante marneuse (2), ensuite vers le haut apparaissent des bancs épais assemblés en rouleaux dont le feuilletage indique un cisaillement important dans un matériel plastique (3) (**Fig. 3.08**). Quelques bancs calcarénitiques (certains à silex noir) ont été observés dans la partie médiane du slump. Cette strate marque le dernier niveau attribuable à l'Hauterivien.

Figure 3.07 : *Slump de type coulée boueuse et bancs à silex en son sein.*

Figure 3.08 : *Photo d'une portion du slump SM32 au passage Hauterivien-Barrémien.*

b) Distribution verticale des slumps

L'ordre de grandeur et la position stratigraphique des slumps permettent de les grouper en trois intervalles (**Fig. 3.09**) :

L'intervalle I : débute par le méga-slump SM4 de 34 m, suivi par les slumps SM6, SM8, SM10 d'épaisseur moins importante (4-8 m). Cet intervalle s'étend dans le cadre bio-stratigraphique de la zone à *Radiatus* à la partie supérieure de la sous-zone à *Jeannoti*. Il est séparé du deuxième intervalle par l'alternance AM11 d'épaisseur 26,5 m.

L'intervalle II : au contraire, commence par de petits slumps SM12, SM14 et SM16 d'épaisseur variant de 4 à 12 m, puis deux méga-slumps SM18 et SM20 d'épaisseur 30 m et 25 m respectivement. Cet intervalle correspond à la colonne sédimentaire composant la partie supérieure de la zone à *Nodosoplicatus* à la zone de *Ligatus* supérieure. Ce ensemble est couvert par l'alternance AM23 d'épaisseur 17 m.

L'intervalle III : comprend d'abord le slump SM24 de 10 m environ d'épaisseur bien encadré par deux ensembles réguliers d'alternances marno-calcaires, puis quatre slumps successifs SM26, SM28, SM30, SM32. Cet intervalle s'étend de la zone à *Balearis* supérieure jusqu'à l'Hauterivien terminal.

c) Commentaires généraux

Cette coupe présente une abondance de slumps (16 slumps occupant 73 % de l'épaisseur totale de la série hauterivienne). Ce fait ne nous permet pas de réaliser un découpage stratigraphique précis car plusieurs strates auraient disparu à cause des processus liés aux glissements (mobilisation en glissement, ravinement du substratum, variabilité du dépôt sédimentaire post-glissement…, voir § 3.3.2). Sur le plan biostratigraphique, à part les deux alternances AM11 et AM13 dans lesquelles les limites entre les zones à *Jeannoti / Nodosoplicatus* et à *Ligatus / Balearis* sont bien localisées, les autres limites sont plus incertaines. Elles sont indiquées approximativement au sommet ou à la base des slumps selon les informations fournies par les ammonites recueillies dans les alternances de toit et/ou de base du slump concerné et dans le slump lui-même. Nous avons toutefois utilisé un figuré spécial indiquant qu'il s'agit d'une position par défaut et que la vraie limite peut se situer plus haut/plus bas que le trait indiqué selon les contraintes disponibles.

L'épaisseur cumulée totale des alternances marno-calcaires est faible par rapport à celle des slumps, 82,5 m sur les 300 m de la série (27 %), comme cela avait déjà été mentionné (Joseph *et al.*, 1985). Cette part des alternances est essentiellement apportée par les deux ensembles d'alternances AM11 (26,5 m) et AM23 (17 m). Par ailleurs, l'épaisseur des bancs calcaires et des interlits marneux est très variable (de quelques centimètres à un mètre), les bancs et interbancs d'épaisseur dépassant 1 m sont rarement observés.

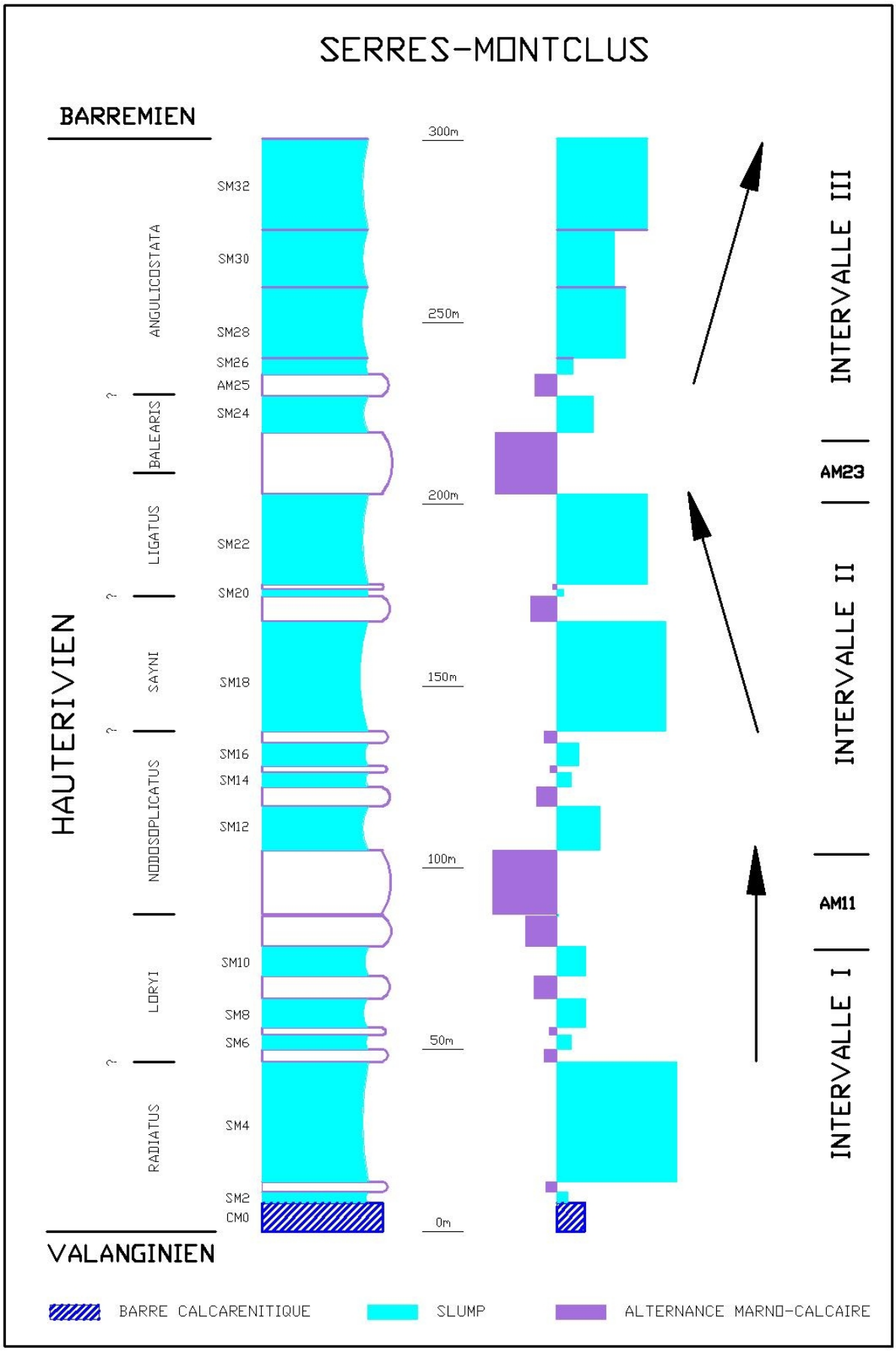


Figure 3.09 : *Coupe de Serres – Montclus – Evolution verticale des slumps.*

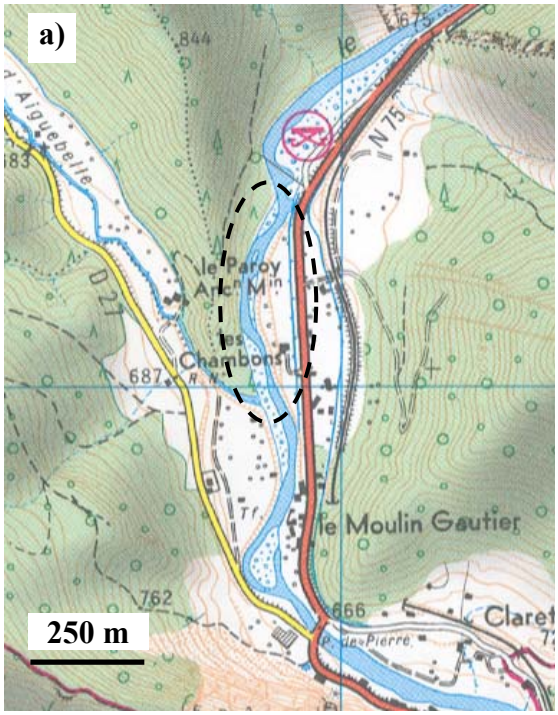
En général, dans les alternances bien régulières (par exemple : AM19 & AM 23), l'épaisseur des bancs calcaires est de l'ordre de 30-60 cm et celle des marnes est de même importance. Les bancs calcaires doubles ou triples sont fréquents.

Les bancs calcarénitiques (certains à silex noir), se présentent dans les alternances marno-calcaires et également dans les slumps tout au long de la série. Ils sont très fréquents dans l'Hauterivien inférieur (Zones à *Radiatus* à *Nodosoplicatus*) et dominent à certains niveaux (par exemple : AM7, AM15 & AM17). Leur épaisseur varie de quelques centimètres à 90 cm. Dans l'Hauterivien supérieur, ils sont moins marqués. De plus, leur épaisseur est aussi moins importante. Par ailleurs, la position stratigraphique des bancs calcarénitiques ne semble pas obéir à des règles particulières. Ils peuvent être sus-jacents, sous-jacents à un banc calcaire ou intercalé entre deux interlits marneux ou deux bancs calcaires.

Concernant la position stratigraphique et l'ordre de grandeur des slumps, il est noté que leur évolution dans les trois intervalles n'est pas identique. En effet, dans chaque intervalle, les slumps sont séparés par les alternances marno-calcaires d'épaisseur de 0 à 7 m. De plus, l'épaisseur des slumps est également très variable, on voit des petits slumps de quelques mètres jusqu'à des méga-slumps de 30 m. Même si les limites inférieures et supérieures de la plupart des slumps ont été bien définies, grâce à l'observation en continu sur une grande distance des alternances marno-calcaires enrobées dans le slump, la discontinuité et la limite d'observation sur l'affleurement de quelques slumps n'ont pas toujours permis de distinguer s'il s'agissait du dépôt d'un seul glissement ou de glissements consécutifs amalgamés, notamment pour les slumps d'épaisseur importante de l'ordre de 30 m.

3.2.2.2 – Coupe de Serres-Buëch (SB)

Celle-ci se trouve à 1,5 km au Nord de Serres (proche des Chambons) ; la coupe levée en rive droite de la rivière du Buëch (le long de N75) présente une épaisseur de 220 m pour l'ensemble de l'Hauterivien.



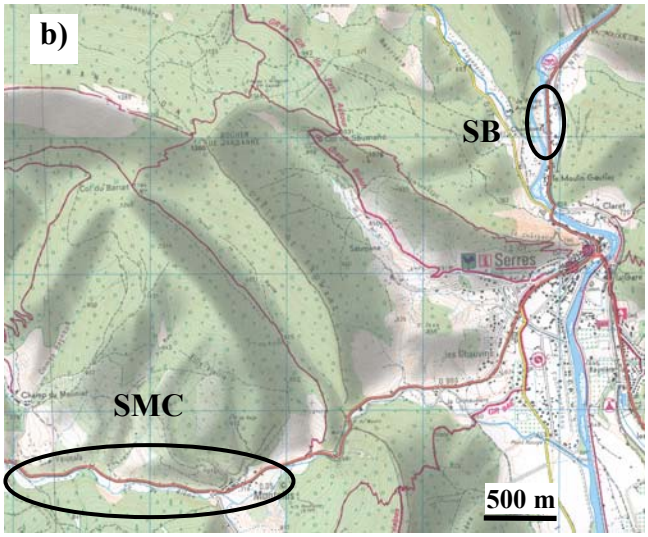


Figure 3.10a : *Localisation de la coupe de Serres-Buëch.*

Figure 3.10b : *Position relative de Serres-Montclus et Serres-Buëch dans la région de Serres.*

Bien marquée sur la carte d'affleurement de l'Hauterivien et reconnue par Le Doeuff (1977) et Tangri (1980) comme une zone intense de dépôts slumpés, cette coupe n'a semble-t-il jamais été étudiée en détail. Nous présentons donc cette coupe dans le but de donner une corrélation « proche » avec la coupe de Montclus (la distance est de 4 km environ). En effet, les slumps y sont manifestement nombreux, même si plusieurs zones masquées nous empêchent parfois de préciser s'il s'agit de slumps ou de bancs réguliers (**Fig. 3.12**). La coupe détaillée, la position et la détermination des ammonites sont présentées dans l'annexe C.

a) Descriptions lithologiques et ammonites de la coupe de Serres-Buëch

CB0 **6,5 m :** comme sur la coupe de Serres-Montclus, l'apparition de la barre calcarénite à silex noir, marque approximativement la limite Valanginien-Hauterivien.

SB0 **8 m :** intervalle dans lequel se trouvent à la partie inférieure (4 m) des bancs réguliers qui correspondent probablement à une alternance marno-calcaire en place. La partie supérieure (4 m) est caractérisée par des bancs calcaires désorganisés, certains sont fortement cisaillés.

CB0' **5,6 m :** Deuxième barre calcarénite à silex noir.

AB1 **14 m :** alternances dont les dix premiers mètres évoquent le caractère rubané. Les bancs minces de l'ordre 10 cm sont intercalés avec des interlits marneux de même épaisseur. Ceux-ci sont groupés en paquets qui sont séparés les uns des autres par des intervalles marneux de 60 à 90 cm environ. Vers le haut, l'épaisseur des bancs calcaires augmente progressivement, avec quelques bancs marno-calcaires.
BN1 : proche du passage *Radiatus - Loryi*
BN2, BN3 : zone à *Loryi*.

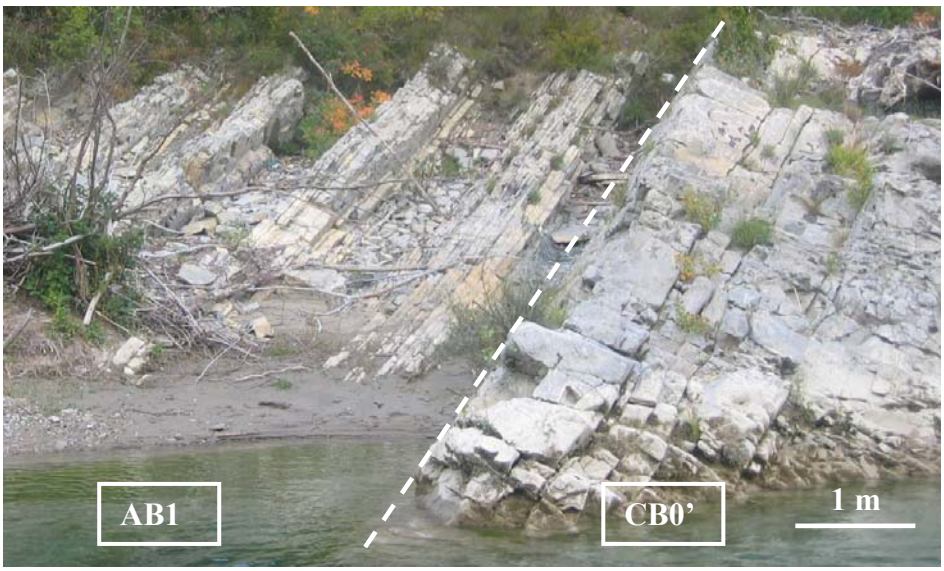


Figure 3.11 : *Coupe Serres-Buëch - Deuxième barre calcarénite à silex et alternance AB1 (cf.* ***Fig. 3.12****).*

SB2 **7 m :** slump qui présente probablement à la base un bloc de 3 m d'alternances marno-calcaires. Les bancs calcaires sont légèrement ondulés en partie médiane. La partie supérieure est masquée.

AB3 **24 m :** cet intervalle montre une abondance de bancs calcaires par rapport aux interlits marneux. Dans la partie basse, les bancs calcaires de 30 à 50 cm alternent régulièrement avec des marnes de 15 à 35 cm d'épaisseur. La partie médiane montre une forte abondance de bancs calcaires de 60 cm intercalés dans des marnes de 15 cm. Cette partie comporte particulièrement deux gros bancs calcaires de 130 cm d'épaisseur, avec l'apparition de quelques traces de silex noir.
BN4 : sous-zone à *Jeannoti*.
BN5 et BN6 : passage *Loryi – Nodosoplicatus*.

SB4 **6 m :** cette zone masquée se distingue par la présence de quelques boules calcaires, aucune trace de bancs réguliers n'est reconnue, il s'agit probablement d'un slump.
BN7 : zone à *Nodosoplicatus*.

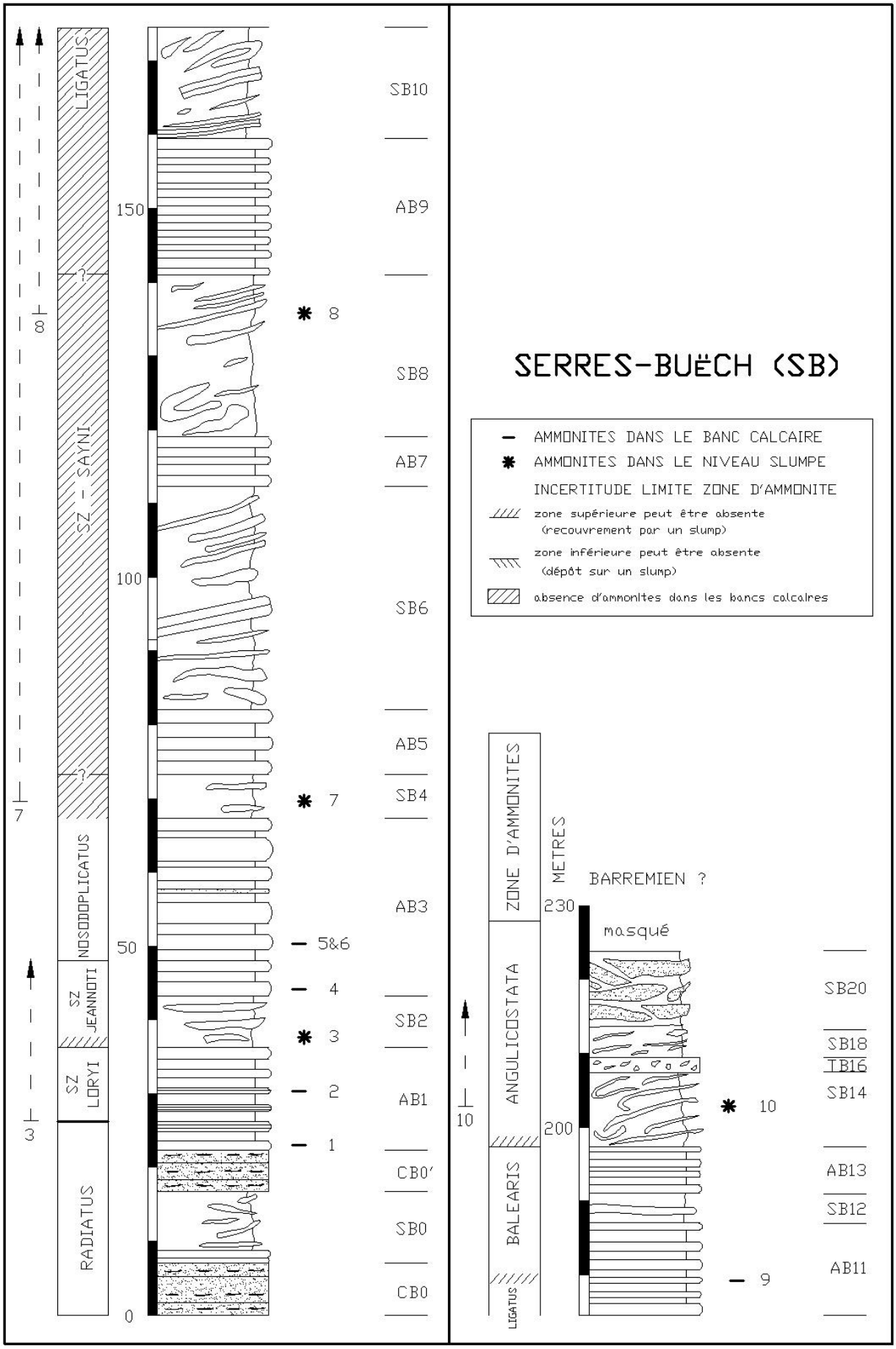


Figure 3.12 : *Coupe de Serres – Buëch.*

AB5 **8,5 m :** les bancs calcaires de 50 cm alternent régulièrement avec les marnes de 10 cm, vers le haut, une couche marneuse atteint 50 cm, un banc calcarénitique de 60 cm est reconnu juste sous un banc calcaire double de 75 cm.

SB6 **30 m :** 12 m inférieurs: Slump dans lequel abondent des éléments riches en calcaire. Les fragments de bancs calcaires d'épaisseur 20 à 30 cm se trouvent concentrés vers le haut.

Bloc (?) 2,5 m : Cet intervalle est mal exposé, on ne peut pas préciser correctement si c'est un bloc dans le slump ou bien des bancs réguliers.

10 m : au milieu du slump se trouvent des boules rondes de calcaire dont le diamètre est de l'ordre de 30 cm et quelques lambeaux de bancs calcaires d'épaisseur variant de 30 à 45 cm.

Bloc 3 m : des bancs calcaires de 50 cm séparés par des marnes de même épaisseur.

5 m : du sommet du slump très marneux avec la présence des boules calcaires de 10-20 cm.

AB7 **6,5 m :** la séquence inférieure ressemble à une alternance, cependant celle supérieure montre quelques discontinuités associées à des bancs calcaires. Cela suggère que cette partie est probablement un bloc appartenant au slump supérieur.

SB8 **22 m :** le bas du slump présente quelques boules calcaires, bancs calcaires peu tordus, par contre le haut montre un caractère chaotique avec des rouleaux (un est formé d'un banc double) surmontés par les bancs calcaires légèrement ondulés qui gardent encore la stratification originelle (de type bloc).

BN8 (éboulis): zone à *Sayni* supérieure

AB9 **16 m :** épaisse zone à stratification régulière avec des bancs calcaires de 40 cm intercalés avec les marnes de même épaisseur

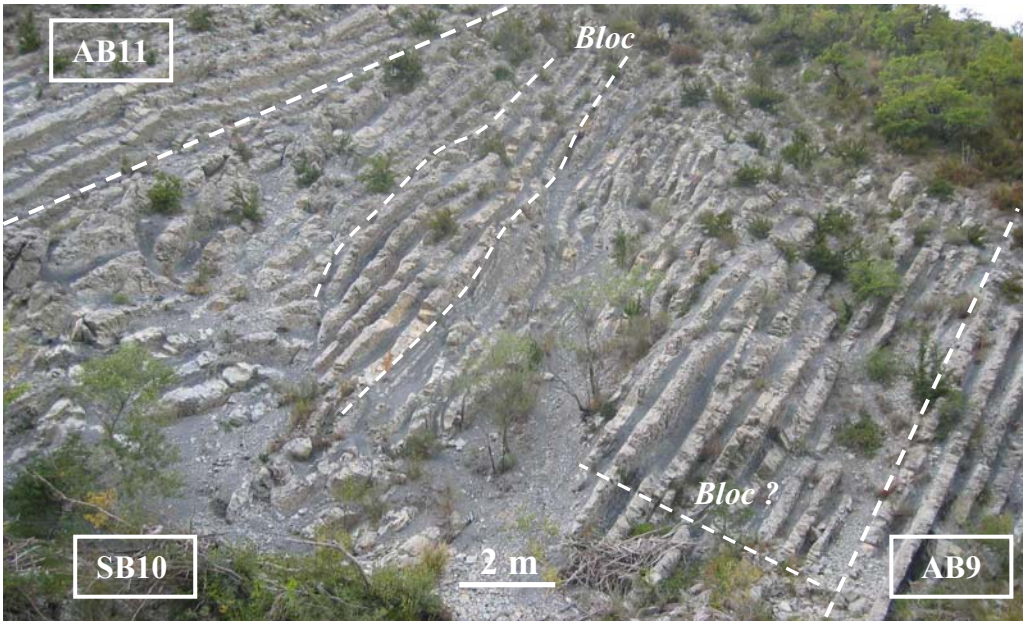


Figure 3.13 : *Slump SB10, son bloc au milieu et incertitude de l'alternance basale du slump.*

SB10 **15 m :** slump avec les bancs ondulés en bas, cette partie évoque un doute entre le slump et une déformation causée par l'effet de la tectonique postérieure. Par ailleurs, il présente au milieu un bloc bien identifié et un sommet légèrement désorganisé, constituant quelques bancs pliés (**Fig. 3.13**).

AB11 **12,5 m :** alternance marno-calcaire régulière des couches de même épaisseur de 40 cm.

BN9 : zone à *Ligatus* élevée – *Balearis* basale

SB12 **4 m :** bancs peu ondulés marquant des traces de cisaillement.

AB13 **6 m :** analogue à AB11, en plus, cet intervalle présente un banc calcaire triple.

SB14 **10 m :** slump très chaotique des lambeaux de bancs calcaires de l'ordre 20 cm, plusieurs bancs calcaires fragmentés ondulés se trouvent au sein des marnes avec des traces de cisaillement très claires.

BN9 : zone à *Angulicostata* plus jeune que le niveau Faraoni.

TB16 **2 m :** cette couche, de type turbidite, surmonte directement le slump précédent et comporte des boules calcaires.

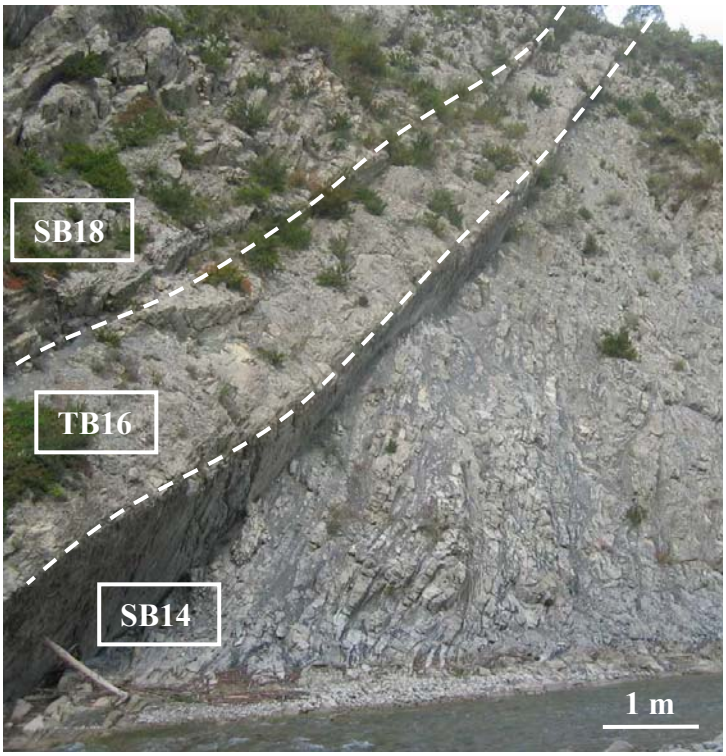


Figure 3.14 : *Coupe Serres-Buëch – Superposition des faciès gravitaires (cf.* ***Fig. 3.12****).*
- SB14 (bancs démantelés)
- TB16 (coulée de débris)
- SB18 (bancs démantelés)

SB18 **4,5 m :** comprend à sa base les fragments calcaires légèrement ondulés, d'épaisseur variant de 15 à 20 cm. Le sommet est figuré par des boules calcaires et des bancs calcaires repliés.

SB20 > **10 m :** le dépôt, de type coulée de boue, montre des caractères ressemblant à ceux du slump SM30 de la coupe de Serres-Montclus. Comme pour le slump SM30, quelques bancs calcaires « bien » lithifiés sont présents au sein du slump.

Cependant, nous n'observons pas de banc calcaire à silex sur cette coupe, mais la faible superficie de cet affleurement ne nous permet pas de conclure définitivement sur leur absence.

b) Distribution verticale des slumps

La position stratigraphique des slumps par rapport aux alternances marno-calcaires dans cette coupe nous a également permis de distinguer trois intervalles (**Fig. 3.15**). Ils sont séparés par les alternances marno-calcaires AB3 & AB11 datées respectivement au passage des zones d'ammonites *Jeannoti – Nodosoplicatus* et *Ligatus – Balearis*.

L'intervalle I : est d'épaisseur assez réduite (par rapport à la coupe de Serres-Montclus). Il comprend deux niveaux slumpés d'épaisseur moins importante (SB0 : 8 m et SB2 : 7 m) occupant la moitié de l'épaisseur totale de cet intervalle.

L'intervalle II : commencé par le petit slump SB4 d'épaisseur 6 m, il est suivi par les méga-slump SB6 (30 m) & SB8 (22 m). La fin de l'intervalle est marquée par le slump SB10 d'épaisseur moyenne (15 m). Cet intervalle s'étend de la zone d'ammonites à *Nodosoplicatus* supérieure jusqu'à la zone à *Ligatus* supérieure.

L'intervalle III : comme le deuxième intervalle, il débute par un petit slump. Par contre, l'épaisseur de l'ensemble des slumps est bien réduite par rapport à l'intervalle précédent. Il convient de noter que ce fait est peut être dû à la zone masquée au sommet de la série.

c) Commentaires généraux

Dix niveaux slumpés ont été identifiés dans la série dont l'épaisseur cumulée est 129 m (57 % de la série). Par ailleurs, la limite d'exposition de l'affleurement exposée nous a parfois empêché de distinguer les slumps ou bancs réguliers, donc de déterminer précisément le nombre de slumps.

Mis à part les premiers mètres de l'alternance AB1 formés par des paquets des bancs et interbancs centimétriques intercalés avec des couches marneuses d'épaisseur importante (60-90 cm), la variation des épaisseurs des bancs et interbancs de la coupe de Serres-Buëch a la même tendance que ceux de la coupe de Serres-Montclus. D'autre part, les bancs calcarénitiques sont beaucoup moins fréquents dans les alternances ainsi que dans les slumps.

L'épaisseur des slumps est aussi variable (4 à 30 m). Il est également noté qu'il y a une tendance décroissante en épaisseur des slumps de l'Hauterivien supérieur.

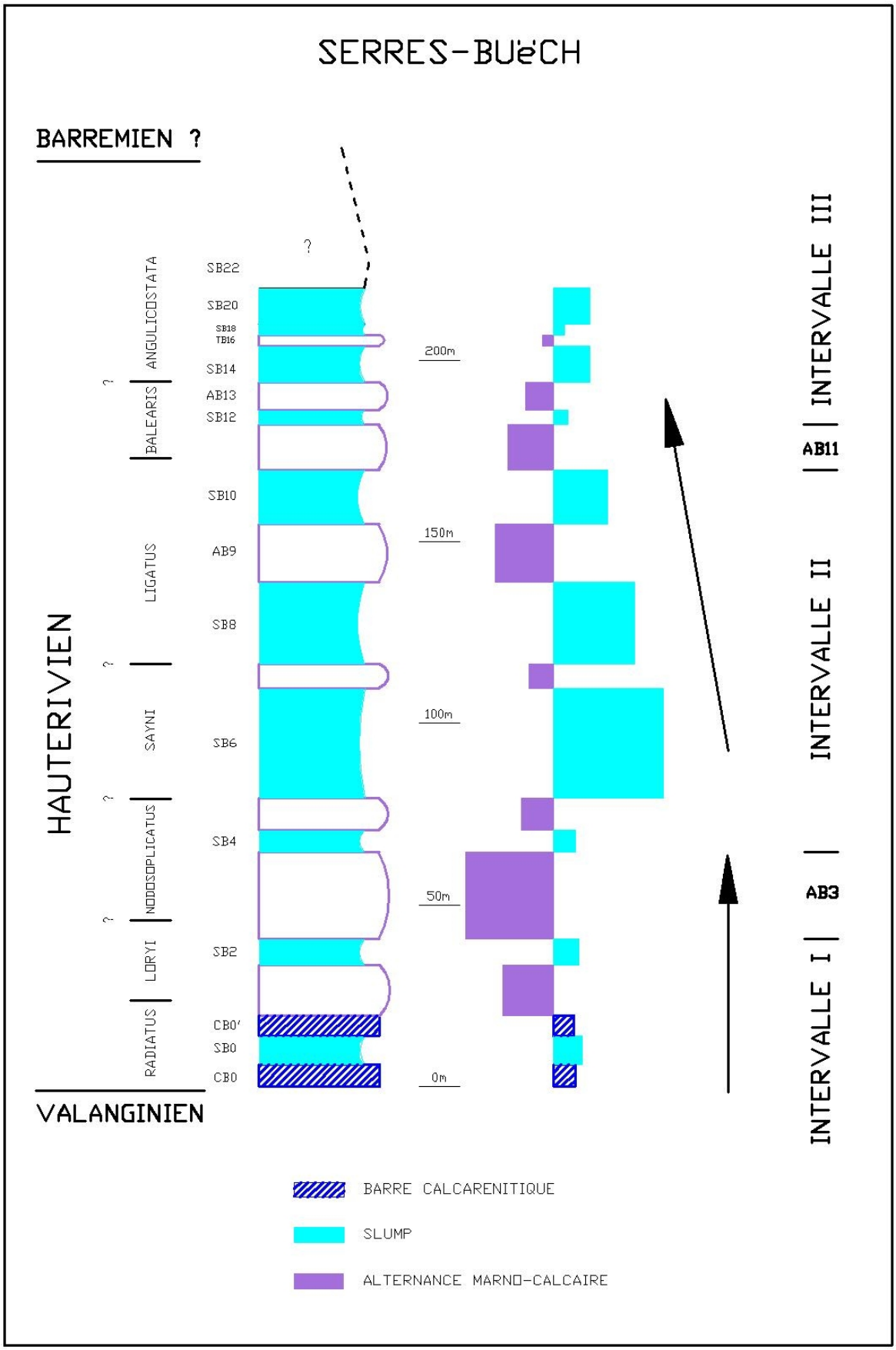


Figure 3.15 : *Coupe de Serres – Buëch.*

3.2.2.3 – Corrélation SMC et SB

Malgré quelques doutes précités pour la coupe de Serres-Buëch, on a tenté de corréler les deux coupes au vu de la cohérence de l'étalement du dépôt des slumps et de la lithologie (**Fig. 3.20**). La corrélation se fait en effet reposant surtout sur les informations fournies par les ammonites et la variation lithologique des alternances marno-calcaires.

a) Corrélation en terme d'épaisseur totale

En terme d'épaisseur totale, on trouve une réduction d'épaisseur de la coupe de Serres-Buëch par rapport à la coupe de Montclus (228 m contre 304 m). Cette réduction est due, d'une part aux zones masquées au sommet de la coupe de Serres-Buëch (une partie de SB20 et probablement SB22, estimées approximativement 30 m), d'autre part, à la réduction de l'épaisseur cumulée des slumps (123 m à SB contre 214 m à SMC). Au contraire, l'épaisseur cumulée des alternances marno-calcaires à SMC est de 83 m contre 99 m à SB (**Fig. 3.16**).

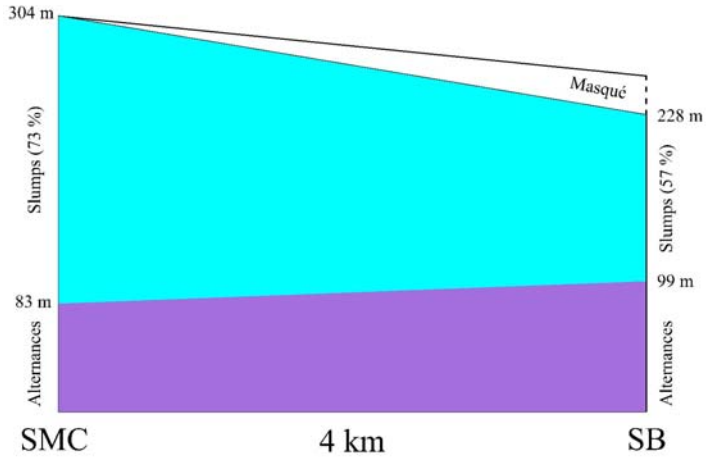


Figure 3.16 : *Corrélation SMC-SB en terme d'épaisseur cumulée des alternances et des slumps.*

b) Corrélation des alternances marno-calcaires

La corrélation entre les alternances marno-calcaires « survivantes » encadrées par deux slumps (faisceaux à contournement) des deux coupes est réalisée. Les informations fournies par les ammonites permettent a priori de mettre en regard des alternances corrélables. Puis la corrélation est confirmée soit par l'analyse (courbe) de la variation en épaisseur des bancs et interbancs (par exemple : AM11 à Serres-Montclus et AB3 à Serres-Buëch, sur une épaisseur respectivement de 17,5 m et de 18 m, seuls deux ou trois bancs s'interrompent, **Fig. 3.17**), soit par la corrélation banc par banc (par exemple : AM23 à Serres-Montclus et AB11 à Serres-Buëch où treize couples banc-interbanc sont précisément corrélables sur l'épaisseur totale de 11,8 m à Serres-Montclus et 12,5 m à Serres-Buëch, **Fig. 3.19** & **Fig. 3.20**). Il est noté également une faible variation d'épaisseur totale des alternances corrélées d'une coupe à l'autre.

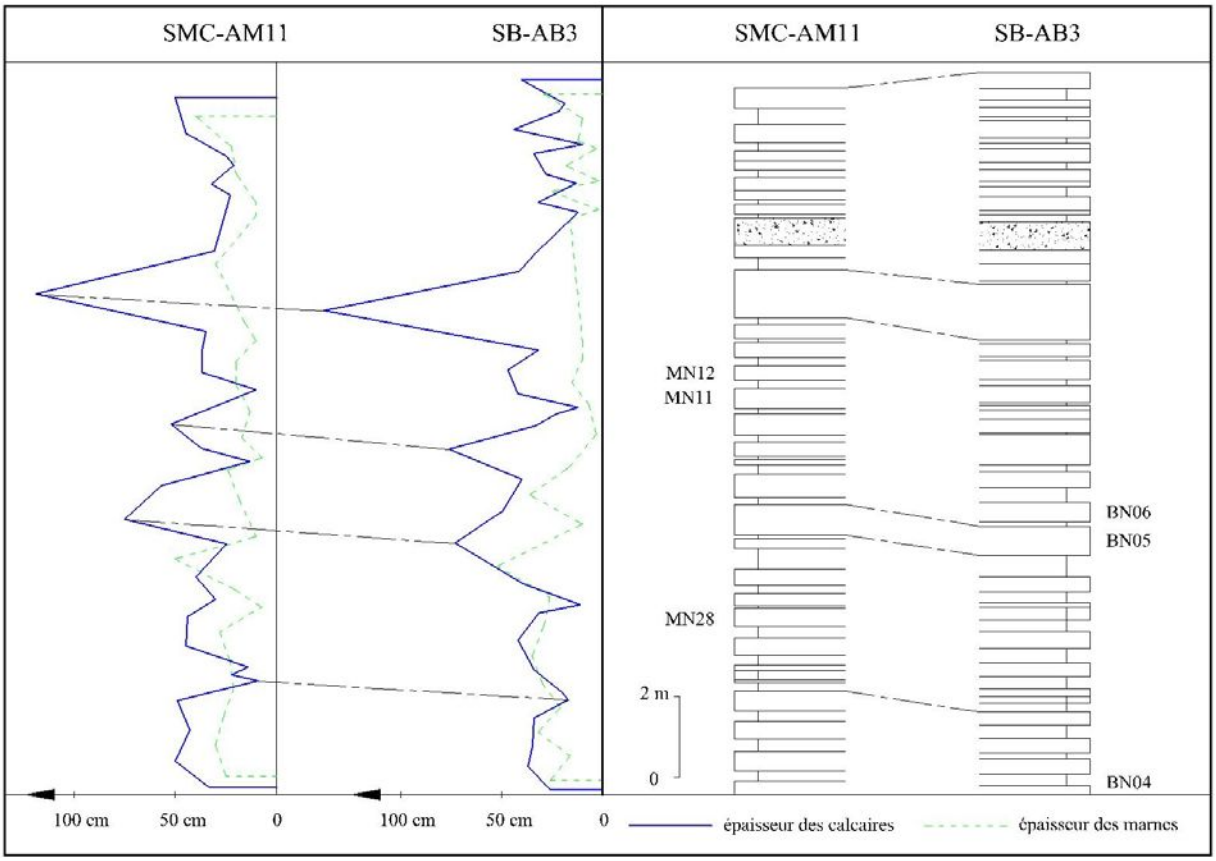


Figure 3.17 : *Corrélation AM11 (SMC) et AB3 (SB) en termes de variation d'épaisseur des calcaires et des marnes.*

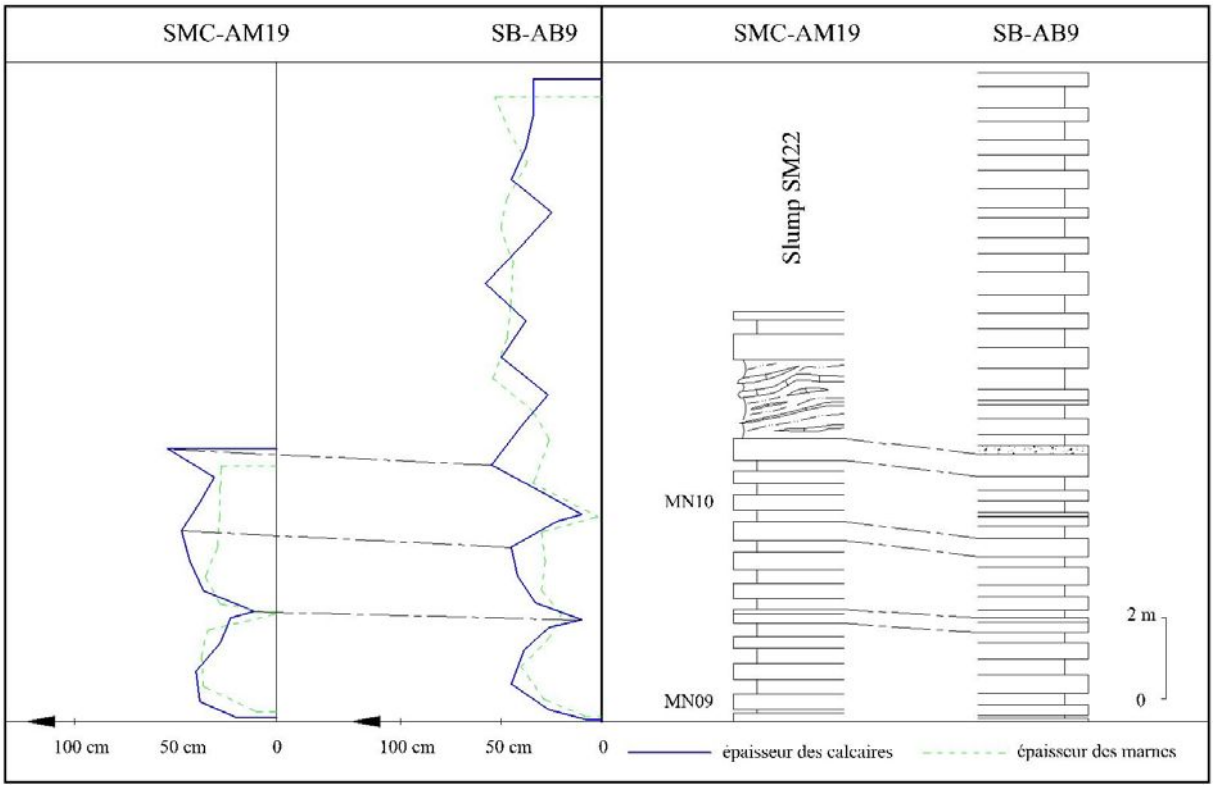


Figure 3.18 : *Corrélation AM19 (SMC) et AB9 (SB) en termes de variation d'épaisseur des calcaires et des marnes.*

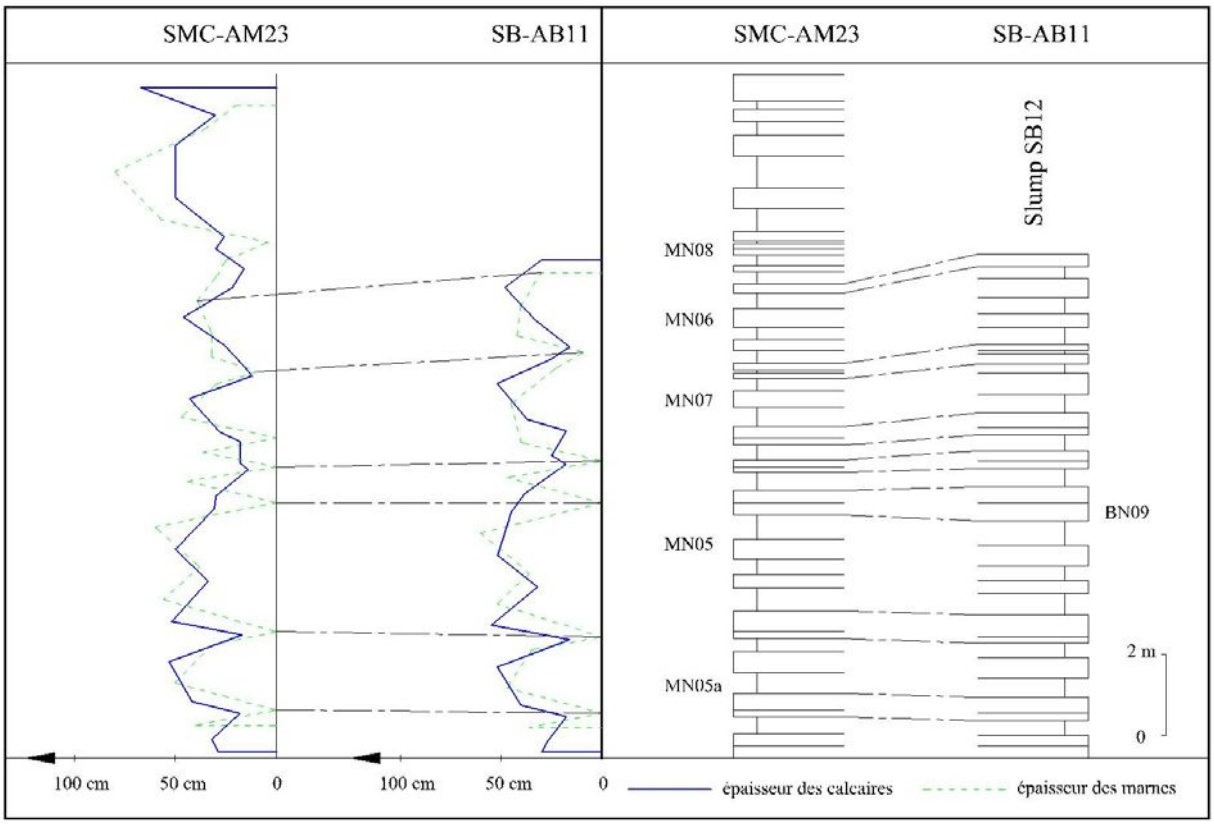


Figure 3.19 : *Corrélation banc par banc AM23 (SMC) et AM11 (SB)*

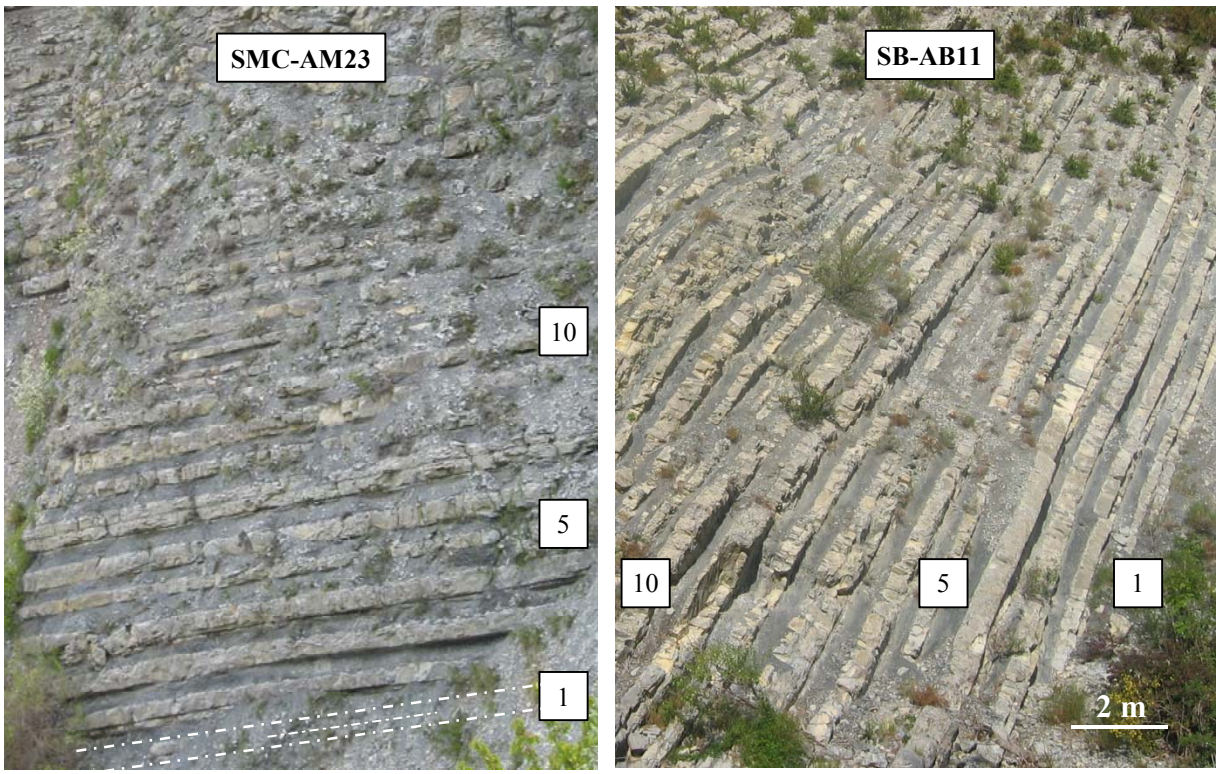


Figure 3.20 : *Corrélation banc par banc AM23 (SMC) et AM11 (SB).*

c) Variation spatiale des slumps - Interprétation

La concordance des alternances AM11-AB3 et AM23-AB9 grâce à la corrélation bio-lithologique entre les deux coupes nous a également permis d'analyser la variation spatiale des glissements en trois intervalles (**Fig. 3.21**) :

Le premier intervalle à Montclus est dominant en slump dont le méga-slump SM4 de 33 m réduit à SB0 de 8 m à la coupe de Serres Buëch. De plus la barre à silex CB0' n'existe plus à la coupe de Serres-Montclus, on n'observe également pas de traces de banc calcarétitique à silex le long de l'affleurement du slump SM4. Cela suggère probablement que la deuxième barre à silex n'existe pas à la coupe de Serres-Montclus (ce qui est cohérent avec la localisation de la deuxième barre à silex observée par Moullade, 1966 et Tangri, 1980).

Cependant, la diversité des faciès entre les deux coupes pourrait amener à plusieurs possibilités d'interprétation. Pour simplifier, nous supposons que l'alternance AM9 se corrèle avec la partie supérieure de AB1 (AB1-2) qui est bien régulière parce que des premiers mètres de la partie inférieure de cette alternance (AB1-1) a le caractère rubané (bancs et interbancs centimétriques groupés en paquets intercalés de couches marneuses d'épaisseur importante, cf. **Fig. 3.11** et **Annexe C**) qui n'est pas reconnu ailleurs. Ainsi, les deux slumps SM6, SM8 et probablement SM4-2 correspondant à l'alternance intacte AB1-1 indiquent le caractère localisé de ces phénomènes de slumping. Concernant les derniers slumps SM10 et SB2, en absence de critères nets, nous supposons qu'ils ont résulté de deux phénomènes distincts affectant séparément les deux coupes car il y a une grande différence entre leur alternance de toit (sauf pour la partie corrélée).

Le deuxième intervalle est dominé par deux méga-slumps SM18 & SM22 qui ont été bien corrélés dans les deux coupes avec une faible variation d'épaisseur. En effet, le premier banc de l'alternance de toit et le dernier banc de l'alternance basale sont bien identifiés grâce à la corrélation banc par banc. Ce qui permet dans un premier temps de constater une érosion provoquée par le glissement entre les deux coupes (**Fig. 3.22**). De la même manière, on voit une érosion pour le couple SM12-SB4 qui se trouve en bas de cette séquence. Par ailleurs, il paraît que l'épaisseur du slump à Serres-Montclus est un peu près égale à la somme de l'épaisseur du slump à Serres-Buëch et de l'alternance non érodée.

Concernant les slumps, SM14 et SM16 à Serres-Montclus, il est difficile de savoir s'il s'agit deux slumps séparés ou d'un seul slump, car le fait que « l'alternance » entre les deux est de faible d'épaisseur et qu'elle n'est pas suivie sur une grande distance faute d'affleurement ne nous permet pas de distinguer si c'est un bloc glissé ou une « vraie » alternance. Cependant, cette alternance se compose essentiellement des bancs calcarénitiques d'origine du dépôt turbidite qui est souvent observé au toit des slumps (B. Beaudoin, communication orale).

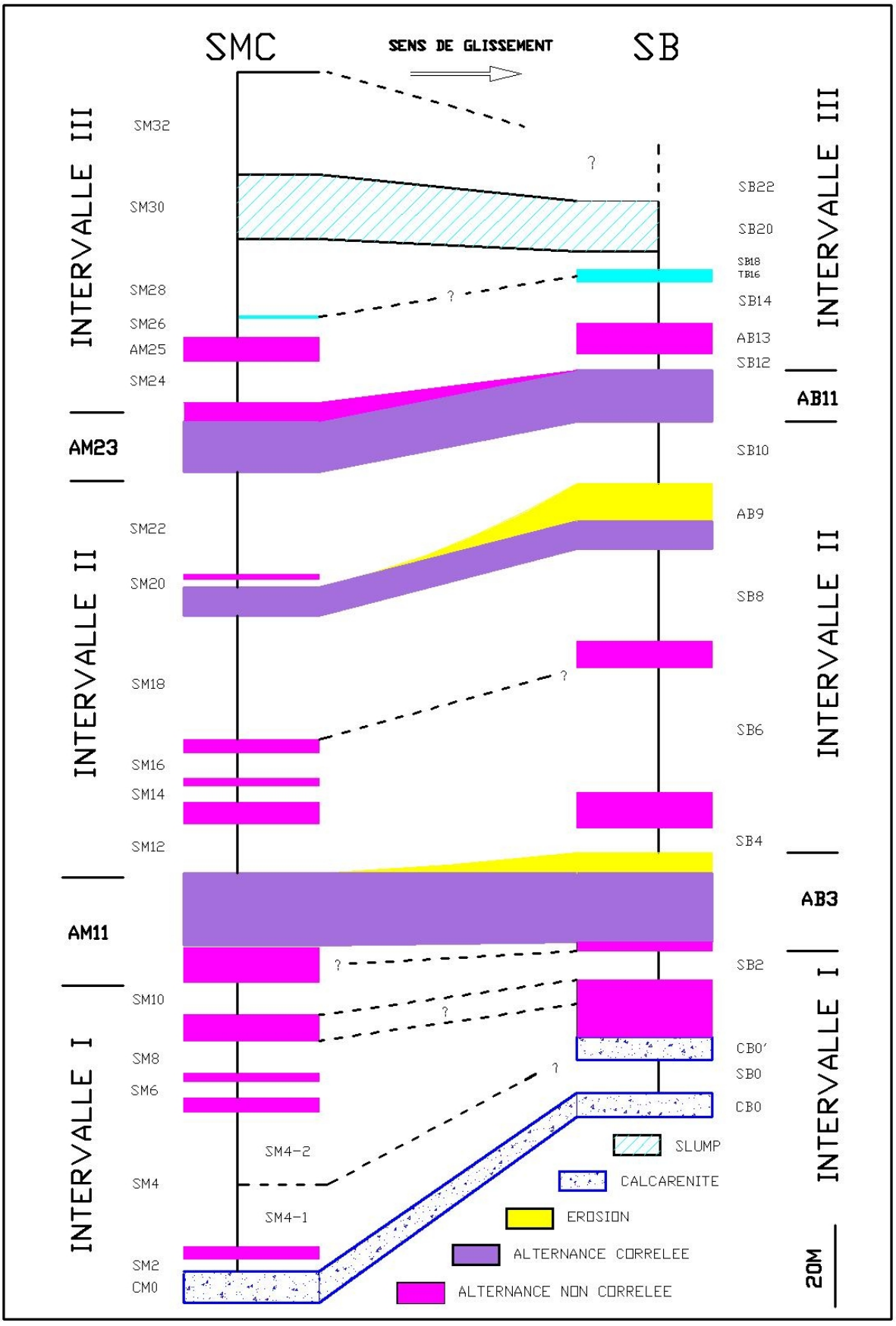


Figure 3.21 : *Corrélation de la coupe Serres-Montclus et Serres-Buëch.*

Cela suggère une alternance sur place. Si c'est le cas, il est préférable de diviser le slump à SB6 en deux sub-slumps (SB6-1 et SB6-2) correspondant respectivement aux SB14 et SB16.

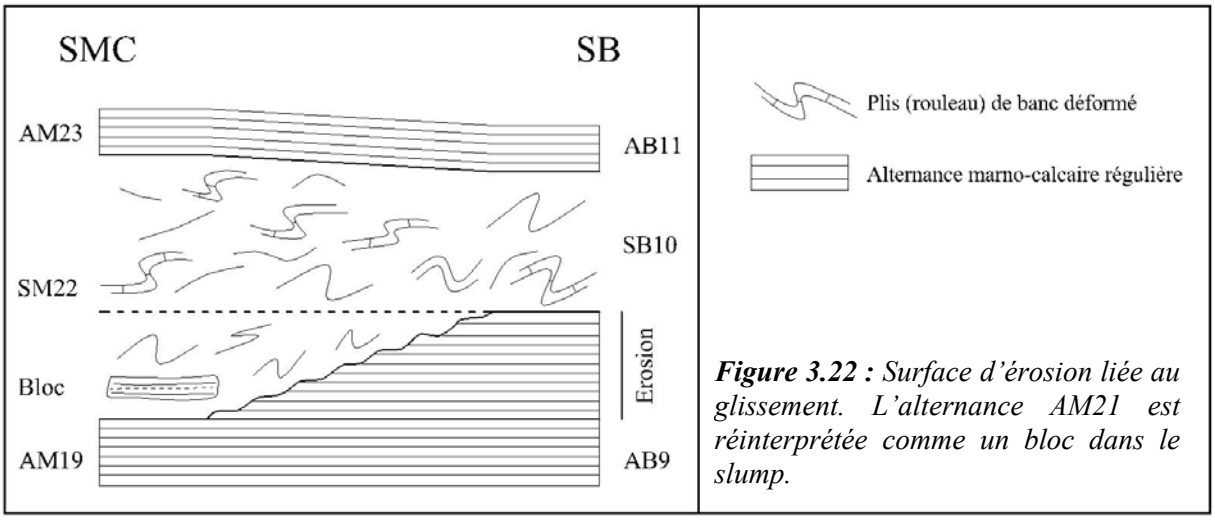


Figure 3.22 : *Surface d'érosion liée au glissement. L'alternance AM21 est réinterprétée comme un bloc dans le slump.*

Le troisième intervalle : commence par des glissements locaux (SB12 et SM24) à chaque coupe, c'est-à-dire que les slumps SM24 et SB12 ne semblent affecter respectivement que Serres-Montclus et Serres-Buëch.

La partie supérieure de cet intervalle à Serres-Montclus n'est représentée que par des slumps successifs. On peut toutefois distinguer quatre événements de glissement, SM26, SM28, SM30 et S32 grâce à la différence de la lithologie et structures internes. En effet, seul le slump SM30 est corrélé avec certitude avec SB20 puisque les deux faciès présentent des faisceaux, tous particuliers, constitués de gros bancs de calcarénite fine, certains à silex, assemblés en rouleaux, bancs très tordus ou boules. Le dernier slump SM32 correspond à la zone masquée de la coupe Serres-Buëch.

Comme pour la partie inférieure de deux coupes, pour les slumps SM26 et SM28, nous n'avons aucun critère de corrélation particulièrement net. Cependant, on peut suggérer néanmoins deux cas possibles (**Fig. 3.23**) :

1. Le slump SM28 correspond au slump SB14. Dans ce cas-là, les slumps SM26, TB14 et SB16 sont le dépôt des glissement « locaux », c'est-à-dire qui n'affectent que l'une ou l'autre coupe.
2. Le slump SM28 est cohérent avec le slump SB16. Cette hypothèse est supportée par le fait que l'on observe à Serres-Montclus un niveau turbiditique sur le slump SM26 qui est probablement l'homologue de la couche des débris TB16 à Serres-Buëch. Ainsi, ces deux niveaux, dont les faciès sont particuliers, seraient la conséquence du dépôt d'un glissement qui viendrait de plus loin en amont sur une distance suffisamment grande pour que le glissement évolue en coulée de débris et courant de turbidité.

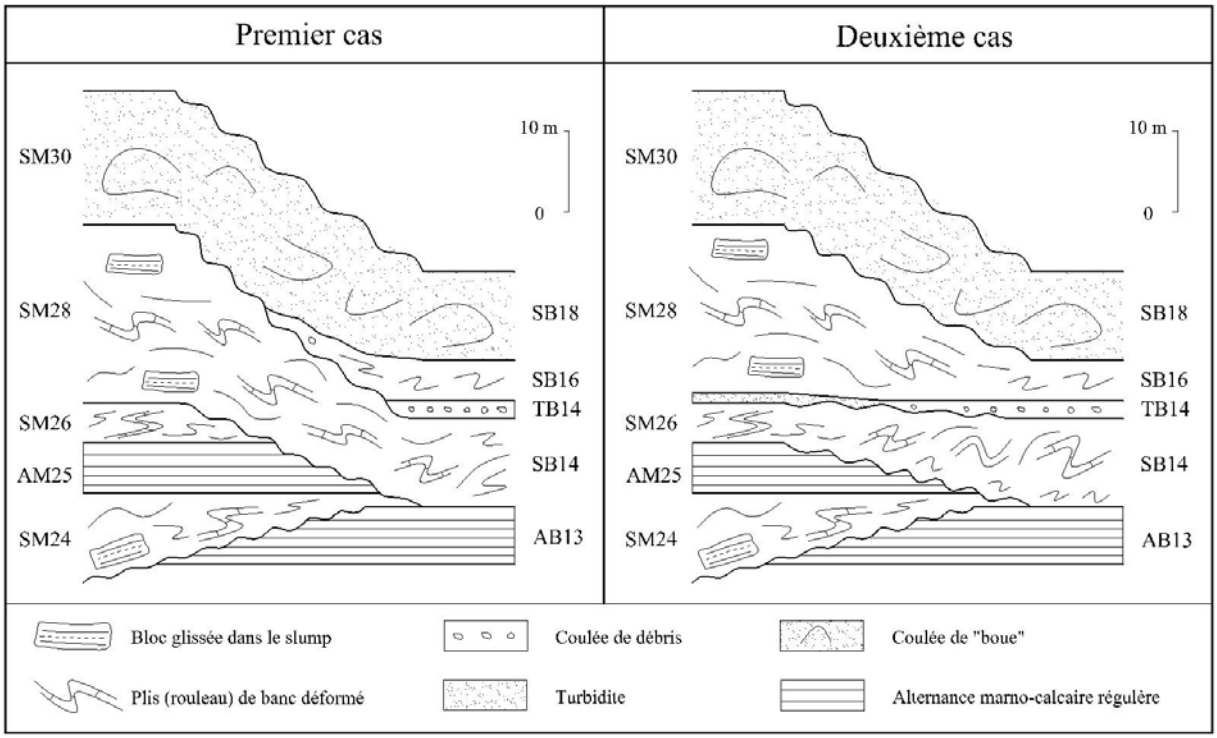


Figure 3.23 : *Scénario illustrant la variation spatiale des slumps de la partie supérieure de la série.*

d) Conclusion de la corrélation

L'ensemble de la corrélation bio-lithostratigraphique des deux coupes de Serres-Montclus et Serres-Buëch montre une variabilité d'étalement des slumps dans chaque intervalle.

Le premier intervalle est caractérisé, entre la barre à silex et l'alternance AM 11 – AB 3, par une différence en terme d'épaisseur totale ; cette différence (86 m à SMC contre 36 m à SB) est due à l'épaisseur cumulée des slumps à Serres-Montclus qui est beaucoup plus grande que celle à Serres-Buëch. On note également la présence de la deuxième barre à silex et la particularité des alternances sus-jacentes (caractère rubané des dix premiers mètres de AB1). Dans ce contexte, des slumps observés à SMC (SM6 et SM8 et la partie supérieure de SM4) sont plutôt locaux.

Le deuxième intervalle représente une concordance de la cadence alternances – slumps dont les grands slumps affectent bien les deux coupes. De plus, le fait de la faible variation d'épaisseur des mégaslumps, la concordance du premier banc de toit du slump et des surfaces d'érosion nettes du passage d'une coupe à l'autre suggèrent que l'emplacement des coupes est plutôt dans le profil longitudinal du dépôt de slump. De plus, la réduction du ravinement provoqué par le passage des slumps de SMC à SB suggère que la coupe de Serres-Montclus est plus proche de la zone source d'instabilité que la coupe de Serres-Buëch, c'est le positionnement amont - aval.

Le troisième intervalle signale dès le début un changement de la zone source, ce qui est indiqué par la présence des slumps locaux qui n'affecte que l'une ou l'autre coupe (SM24 et

AB12). Ce changement se manifeste une nouvelle fois pour SB14 où l'on observe un ravinement qui est plus grand à SB qu'à SMC.

Enfin, même si la corrélation ne donne pas des figures détaillées du processus des glissements, elle nous a permis, par ailleurs, de constater une variabilité des slumps de la zone étudiée (région de Serres) qui dépend de l'emplacement de la coupe par rapport au dépôt entier et du changement au niveau de la zone source.

Ainsi, cette tentative d'interprétation des corrélations à partir de deux coupes montre certaines limites

- L'absence de la position relative des coupes observées par rapport au dépôt continu (en avant, en arrière, au centre ou à côté …) peut conduire à sous-estimer l'ordre de grandeur de chaque slump. Surtout quand on est dans la zone de dépôts intensifs, l'arrivée d'un glissement change significativement la morphologie de la zone d'arrivée. Et si le dépôt normal dans l'intervalle de stabilité n'est pas suffisamment grand pour combler le relief provoqué par le glissement antérieur, le prochain glissement évolue en prenant les zones de dépression ou érodant le dernier. C'est le phénomène d'interférence (télescopage) qui a été signalé par Le Doeuff (1977).

- L'identification d'un corps glissé repose principalement sur les limites supérieure et inférieure du slump car il est souvent difficile de distinguer un glissement d'un autre s'il n'y a pas de critère suffisamment net (caractéristiques de faciès, lithologie…). Ainsi, une fois que les alternances encaissantes entre deux coupes sont absentes (cas des slumps successifs) ou ne donnent pas suffisamment d'informations précises pour la corrélation, il est difficile de déterminer si les slumps considérés viennent d'un même corps glissé ou du dépôt d'événements différents. Dans ce cas là, on est parfois incapable de dire si l'un s'est produit avant l'autre (l'ordre chronologique).

3.2.3 – Zone source des slumps de la région de Serres

3.2.3.1 – Différentes hypothèses de la zones source

Les dépôts de glissement que l'on observe dans les coupes de la région de Serres sont le résultat d'un transport sur certaines distances, les sédiments repris dans les slumps ne sont donc évidemment pas sur place. Il est intéressant alors de savoir où est la zone source de ces sédiments remaniés. En effet, la position paléogéographiquement profonde de la région étudiée (Tangri, 1980) contrôlée par les sillons (du Buëch) et la vallée (de Die) sous-marins jointe au fait de la subsidence irrégulière au sein du bassin, conduisent à proposer deux cas possibles :

- La zone source du glissement vient de l'amont, vers les plateformes. Cette idée est supportée par la remarque que le transport du glissement s'est effectué dans des zones relativement profondes, par exemple, Ferry (1976) suggère que les « calcaires à débris » se sont déposés dans un milieu réducteur, plus profond que le milieu de dépôt des calcaires des plateformes environnantes en insistant « Cela paraît logique : seuls les faciès de bordure sont suffisamment éloignés pour avoir été aussi désorganisés et mélangés au cours du transport ». Dans ce contexte, le transport du matériel glissé prend l'orientation guidée par la vallée de Die (voir **Fig. 3.02**), donc la zone source se trouve probablement dans la partie Nord du bassin.
- La zone source du glissement se trouve au sein même du bassin. Cette hypothèse repose sur le fait des blocs basculés contrôlés par les failles synsédimentaires lors de subsidence irrégulière au sein du bassin (Joseph et *al.*, 1989). En effet, la présence de pentes pérennes pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur, accompagnant ces failles, facilite le déclenchement des glissements.

Pour tester ces deux hypothèses, la première étape est de remonter en domaine de bordure du Nord où se trouvent la coupe de Chamaloc et la coupe des Planeaux.

3.2.3.2 – Coupes illustrant la série de la bordure du bassin dans la région de Die : Chamaloc (CHA) – Les Planeaux (PL)

Les coupes de Chamaloc et des Planeaux se situent paléogéographiquement sur le talus de la bordure Nord du bassin vocontien. Ces coupes ont été retenues pour deux raisons. D'une part, elles donnent une idée de la sédimentation sur le talus, d'autre part elles se situent dans la zone amont de la vallée sous-marine reconnue à cette époque (Joseph *et al.*, 1989). Etant limitée par les conditions d'affleurement, la coupe représentative de cette zone se compose de la coupe des Planeaux (jusqu'au début de la sous-zone à *Jeannoti*) et de celle de Chamaloc (commencée par la partie basse de la sous-zone à *Jeannoti*). Les limites approximatives des zones d'ammonites sont proposées sur la base des ammonites récoltées et la comparaison avec les données personnelles de L. Bulot. La coupe détaillée, la localisation et la détermination des ammonites sont présentées dans l'annexe C.

Les deux coupes se trouvent à 3 km au Nord-Est de Die. La coupe des Planeaux est accessible à partir du sentier qui mène des Planeaux au col du Puterne. Elle affleure dans de nombreux ravins sur le flanc SE du Serre des Blanches (cote 953). La coupe de Chamaloc se situe sur le côté gauche de la route qui mène de Marignac en Diois au col du Rousset (**Fig. 3.24**).

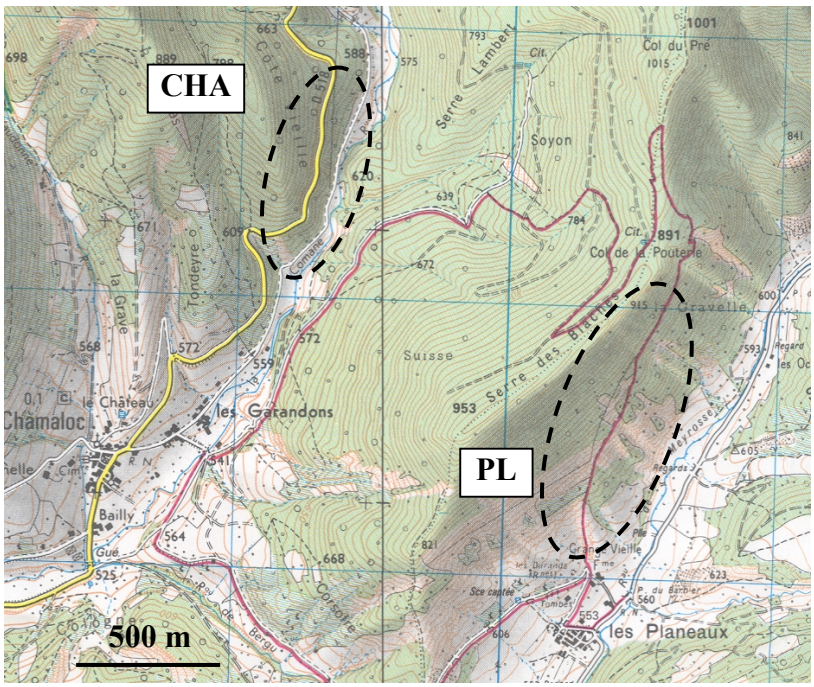


Figure 3.24 : *Localisation géographique de la coupe de Chamaloc et des Planeaux.*

a) Descriptions lithologiques

En grand, la coupe de Chamaloc-les Planeaux présente le passage graduel des marno-calcaires pélagiques du domaine profond aux dépôts hémipélagiques de la plate-forme externe. Il s'agit toujours d'une alternance marno-calcaire, cependant, le microfaciès est plus grossier en raison d'une forte teneur en spicules et en silts bioclastiques et ou quartzeux (Cotillon, 1984). Dans certains intervalles, les bancs calcaires ont tendance à se débiter en miches (Hauterivien moyen de la coupe des Planeaux) ou à se grouper en faisceaux qui induisent une rythmicité particulière (Hauterivien supérieur de la coupe de Chamaloc).

- *L'Hauterivien inférieur*

Le passage Valanginien-Hauterivien est marqué par une unité (5 m) assez carbonatée avec des bancs calcaires décimétriques, contenant trois niveaux de calcarénite. A cette unité succède une alternance à dominante marneuse (bancs calcaires 10-25 cm intercalés par les marnes de 20-60 cm). Le sommet de cet ensemble est perturbé par un slump de 5 m.

Le slump est surmonté par 6 m d'alternance régulière de bancs calcaires 20-60 cm intercalés par les marnes de même importance. Puis une épaisse unité à dominante marneuse constituée de bancs calcaires d'épaisseur 50 cm en moyenne (certains atteignent 90 cm) avec des interlits marneux de 50-90 cm.

La suite de la série est présentée par la coupe de Chamaloc ; on note une zone masquée entre la coupe des Planeaux et celle de Chamaloc, qui correspond probablement à la partie inférieure de la sous-zone à *Jeannoti* (zone à *Loryi*).

Cet intervalle présente une diminution progressive d'épaisseur des interlits marneux. Dix premiers mètres assez réguliers dont les bancs calcaires d'épaisseur 30-50 cm s'intercalent avec les marnes de même épaisseur ; les bancs doubles y sont fréquents. Cette unité est suivie par 8 m d'alternance qui marque le retour en pôle carbonaté avec des bancs calcaires ou groupe de bancs calcaires d'épaisseur 60-100 cm. Les dix derniers mètres montrent le régime régulier alternant (bancs d'épaisseur 30 cm en moyenne intercalés de marnes de 30-40 cm).

- L'Hauterivien supérieur

Le passage de l'Hauterivien inférieur à supérieur est interrompu par une lacune de 8 m suivie par une unité régulière perturbée par deux niveaux slumpés d'épaisseur moins importante (1,5 m et 3 m). Surmontant le deuxième slump, une alternance très marneuse marque un retour net au pôle argileux (bancs doubles ou triples d'épaisseur 25-50 cm, marnes d'épaisseur 35-90 cm). Vers le haut, se présentent des vires marneuses d'épaisseur 60-300 cm (**Fig. 3.25**). Ce caractère se maintient sur un intervalle d'épaisseur 45 m dont le sommet est suivi par une unité régulière caractérisée par des groupes de bancs décimétriques (épaisseur totale moyenne un mètre) séparés par des niveaux marneux d'épaisseur 80-120 cm (**Fig. 3.26**).

Cette unité est perturbée par un seul slump d'épaisseur 2,3 m. Le sommet de la série est couverte par un slump de 3 m, qui est probablement à la limite Hauterivien-Barrémien.

Figure 3.25 : *Vires marneuses de la zone à Ligatus inférieur de la coupe de Chamaloc.*

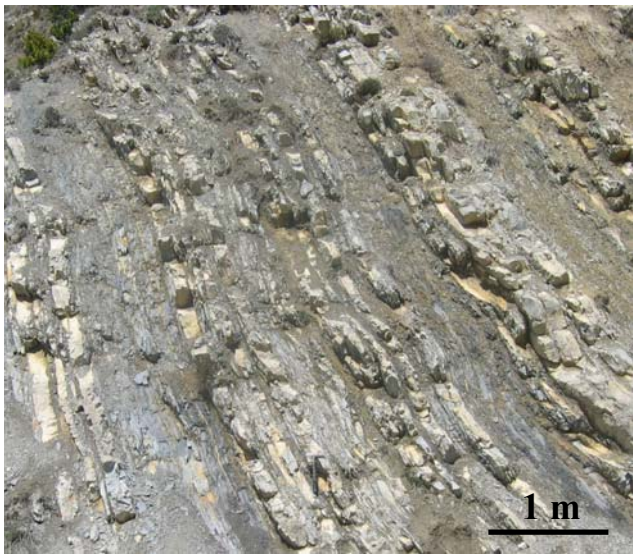


Figure 3.26 : *Les alternances marno-calcaires de la zone à Ligatus supérieur de l'Hauterivien de la coupe de Chamaloc.*

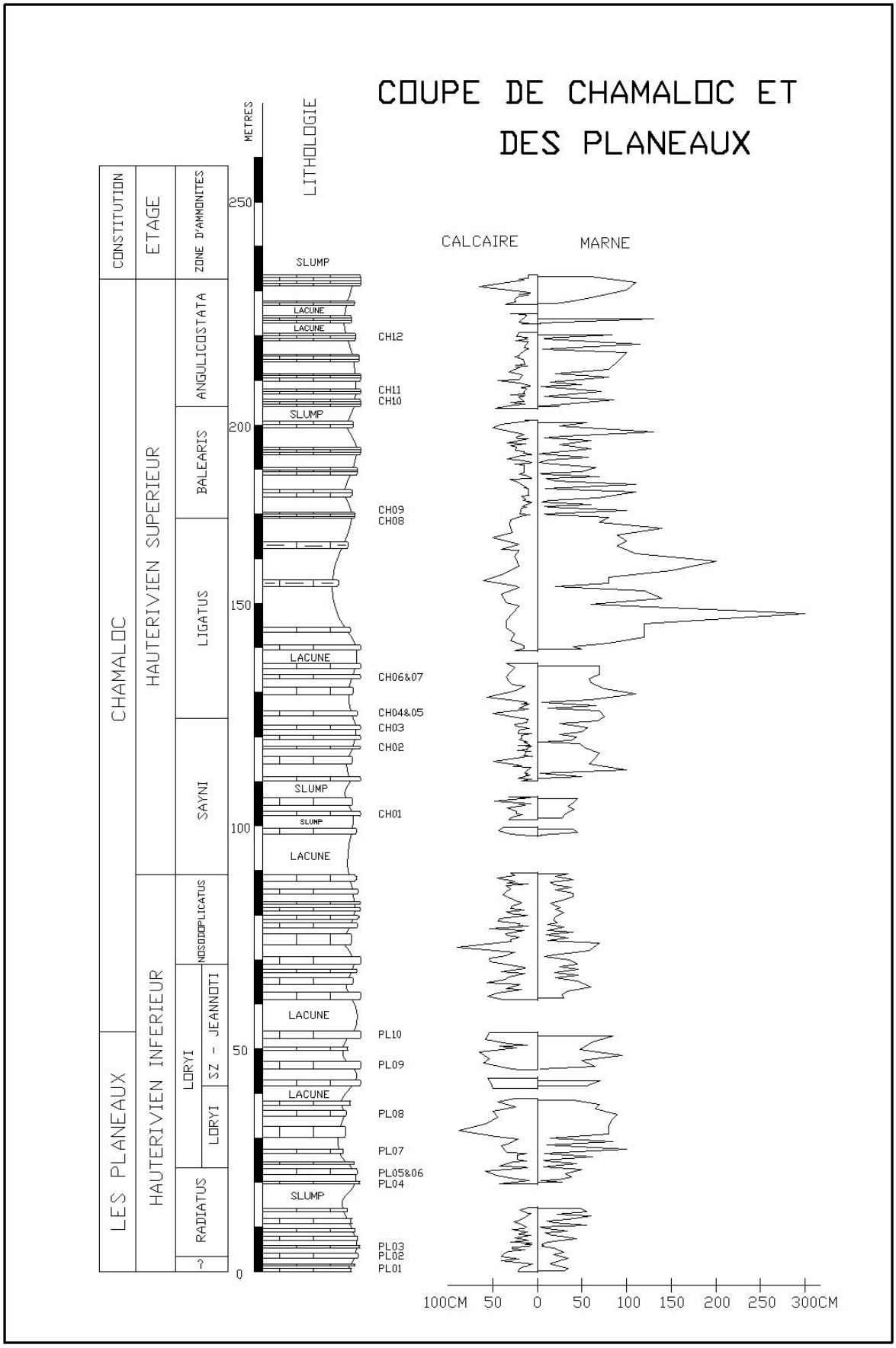


Figure 3.27 : *Domaine de bordure, l'Hauterivien inférieur - Coupe Des Planeaux l'Hauterivien supérieur – Coupe de Chamaloc.*

b) Caractères généraux de la sédimentation hémipélagique

La coupe des Planeaux a été étudiée par Tangri (1980) et est considérée comme une coupe représentative du domaine de bordure du bassin. Des caractéristiques similaires des sédiments du domaine de talus ont été également observées par Ferry et Monier (1987) sur la bordure Sud du Bassin vocontien (coupe Fontfiole au Nord du Ventoux). Ces observations concordantes montrent que l'organisation des alternances sur la coupe des Planeaux-Chamaloc reflète une évolution caractéristique de l'ensemble du talus du bassin Vocontien. Les travaux de corrélation entre la coupe du domaine de talus et les alternances marno-calcaires pélagiques de Ferry et Monier (1987) montrent que des oscillations climatiques à courte période sont également enregistrées et peu modifiées en domaine de plate-forme bien que la nature du carbonate et les mécanismes de dépôt soient différents.

3.2.3.3 – Conclusion sur la zone source

L'observation des sédiments dans les slumps montre que les bancs calcaires ont un microfaciès fin de type pélagique. De plus, la lithologie des blocs dans les slumps indique qu'ils résultent de la fragmentation d'alternances bien régulières (exemple la zone à *Ligatus* de la coupe de Serres-Montclus et de Serres-Buëch) (**Fig. 3.20**). Par ailleurs, dans certains slumps de la régions de Serres, le matériel glissé est peu déformé et peu fragmenté (voir § 3.4), ce qui suggère un déplacement de l'ordre de quelques kilomètres.

Le fait que la région de Serres se situe loin le domaine de talus (40 km) et la différence de la lithologie entre les sédiments du domaine de talus et le centre du bassin permet donc d'écarter l'hypothèse que les slumps viennent dans les zones de bordure du bassin. Les sédiments repris en slumps dans la région de Serres proviennent de zones à sédimentation pélagique situées dans le bassin lui-même.

3.2.4 – La coupe de référence de la sédimentation pélagique non perturbée à l'Hauterivien

Pendant l'Hauterivien, la colonne sédimentaire pélagique du centre du bassin est souvent perturbée par plusieurs niveaux « slumpés » (aucune coupe sans slump) qui effacent une partie importante de la stratonomie originelle des sédiments. Pour avoir des idées sur la variation lithologique de la série complète, il est nécessaire d'avoir une coupe représentative du domaine pélagique qui soit exempte au maximum de perturbations synsédimentaires. Or, une telle coupe n'a jamais existé, faute d'une part, des conditions d'affleurement de la série de l'Hauterivien et d'autre part de l'intensité des glissements synsédimentaires pendant cette période. Cet inconvénient nous a conduit à construire un profil composite de la série pendant l'Hauterivien.

3.2.4.1 – Constitution du composite

A partir des coupes disponibles sur l'ensemble du bassin Vocontien pendant l'Hauterivien, et notamment des travaux de Bulot *et al.* (1992) sur le cadre bio-stratigraphique de l'Hauterivien, nous avons construit une coupe composite représentative se composant d'éléments de plusieurs coupes :

- **L'Hauterivien inférieur** et la zone d'ammonites à *Sayni* sont décrits à partir de la coupe de La Charce, avec le remplacement de la zone de lacune sur la coupe de La Charce (slump de 10,75 m) par une alternance du passage de la sous-zone *Jeannoti* à *Nodosoplicatus* de la coupe de Serres-Montclus. Bulot *et al.* (1992) ont remplacé cette lacune de la coupe de La Charce par une alternance correspondante de la coupe de Salerans - Le Cervel. D'après notre corrélation banc par banc celle-ci est équivalente avec la partie correspondante de la coupe de Serres-Montclus. Cependant, ce remplacement n'assure que la continuité de la partie supérieure de l'intervalle remplacé, il manque en partie inférieure quelques mètres (au maximum) de la sous-zone à *Jeannoti*.

- **L'Hauterivien supérieur** (à partir de la zone d'ammonites à *Ligatus*) est décrit à partir de la coupe de Vergons. En effet, l'abondante faune récoltée dans certains niveaux (des ammonites et particulièrement des dinoflagellés, Londeix, 1990 d'après Giraud, 1995), et des niveaux- repères (par exemple *Faraoni*, Baudin *et al*., 1999) ont permis une bonne datation de cette partie de la série.

Il est noté que trois niveaux slumpés et une lacune n'influencent guère la stratonomie de l'ensemble de la série composite. Cette coupe composite ainsi construite présente une succession lithologique presque complète de la sédimentation pélagique hauterivienne du bassin Vocontien dans un cadre bio-stratigraphique bien défini (selon la détermination de Bulot *et al.* (1992). Les levés banc par banc de la coupe de La Charce sont tirés des rapports Génébass (Joseph, 1983, mission GENEBASS, rapport interne) et ceux de la coupe de Vergons m'ont été fournis par M. Beaudoin (données personnelles). Les levés détaillés des coupes de La Charce et de Vergons sont présentés dans l'annexe C.

3.2.4.2 – Descriptions lithologiques

La coupe composite de référence possède une épaisseur totale de 250 m (**Fig. 3.28**). Elle présente les caractéristiques lithologiques suivantes :

a) Hauterivien inférieur

La lithologie de la série à l'Hauterivien inférieur de la coupe de La Charce représente parfaitement les caractéristiques lithologiques à l'échelle du Bassin vocontien.

La partie basale de l'Hauterivien (premiers vingt mètres) est caractérisée par une alternance marno-calcaire bien régulière avec des bancs calcaires d'épaisseur de 30-40 cm et des interbancs marneux d'épaisseur variant entre 30 et 100 cm. Cette régularité de l'alternance est seulement perturbée par quelques bancs métriques (épaisseur 70-90 cm) et des niveaux marneux sombres, d'épaisseur importante (**VM1** et **VM2**) appelés souvent les «vires marneuses ». Ces bancs métriques et vires marneuses sont caractéristiques de fluctuations des conditions de sédimentation qui ont marqué l'ensemble du bassin puisqu'elles existent dans la même position stratigraphique sur d'autres coupes (Angles, Buis-les-Baronnies, Montbrun-les-Bains, d'après Bulot *et al.*, 1992).

La suite de la série est perturbée par un slump de 3,5 m qui est suivi par une alternance (15 m) bien rythmée de bancs calcaires d'épaisseur de 30 cm en moyenne et d'interlits marneux de 40 à 60 cm. Dans la partie supérieure de cet intervalle, la régularité de l'alternance est perturbée par une vire marneuse sombre (**VM3**), qui comme les précédentes, a été reconnue dans plusieurs coupes (Le Pët-en-Percip, Salérans, Les Comments, Courchons…, d'après Bulot *et al.*, 1992).

La zone perturbée par le slump a donc été remplacée sur la coupe composite par une alternance (passage de la zone d'ammonites *Jeannoti-Nodosoplicatus*) qui montre une tendance à l'augmentation de la teneur en carbonate, d'où des bancs calcaires, d'épaisseur de 40 à 60 cm, séparés par des interlits marneux de 20-30 cm d'épaisseur. Cette alternance abondante en calcaire est marquée au milieu par une couche marneuse de 50 cm d'épaisseur (**VM4**). Il est également intéressant de noter que, dans cet intervalle, les bancs doubles sont fréquents et localement des bancs à silex finement bioclastiques se présentent.

Cet intervalle est suivi par une alternance au motif peu régulier. L'épaisseur des bancs calcaires varie entre 20 et 60 cm, tout comme celle des niveaux marneux. On est particulièrement frappé par la présence d'une vire marneuse de 110 cm (**VM5**) qui se trouve au milieu de cet intervalle à dominance calcaire. Il est cependant difficile d'en caractériser l'extension à l'échelle du bassin car cet intervalle est très fréquemment perturbé par des remaniements gravitaires (d'après Bulot *et al.*, 1992). Enfin, la partie supérieure de cet intervalle est caractérisée par un retour progressif vers le pôle argileux.

b) Hauterivien supérieur

A l'échelle du bassin Vocontien, le passage Hauterivien inférieur à supérieur (zone à *Sayni*) débute par un horizon essentiellement marneux, dont l'épaisseur atteint une dizaine de mètres (**VM6**). A cette vire succède une alternance assez marneuse (bancs calcaires de 30 à 50 cm, interlits marneux de 40 à 80 cm) caractérisant le retour vers le pôle carbonaté. Cependant, ce retour progressif est interrompu localement (par rapport à l'échelle du bassin) par une vire marneuse (**VM7**).

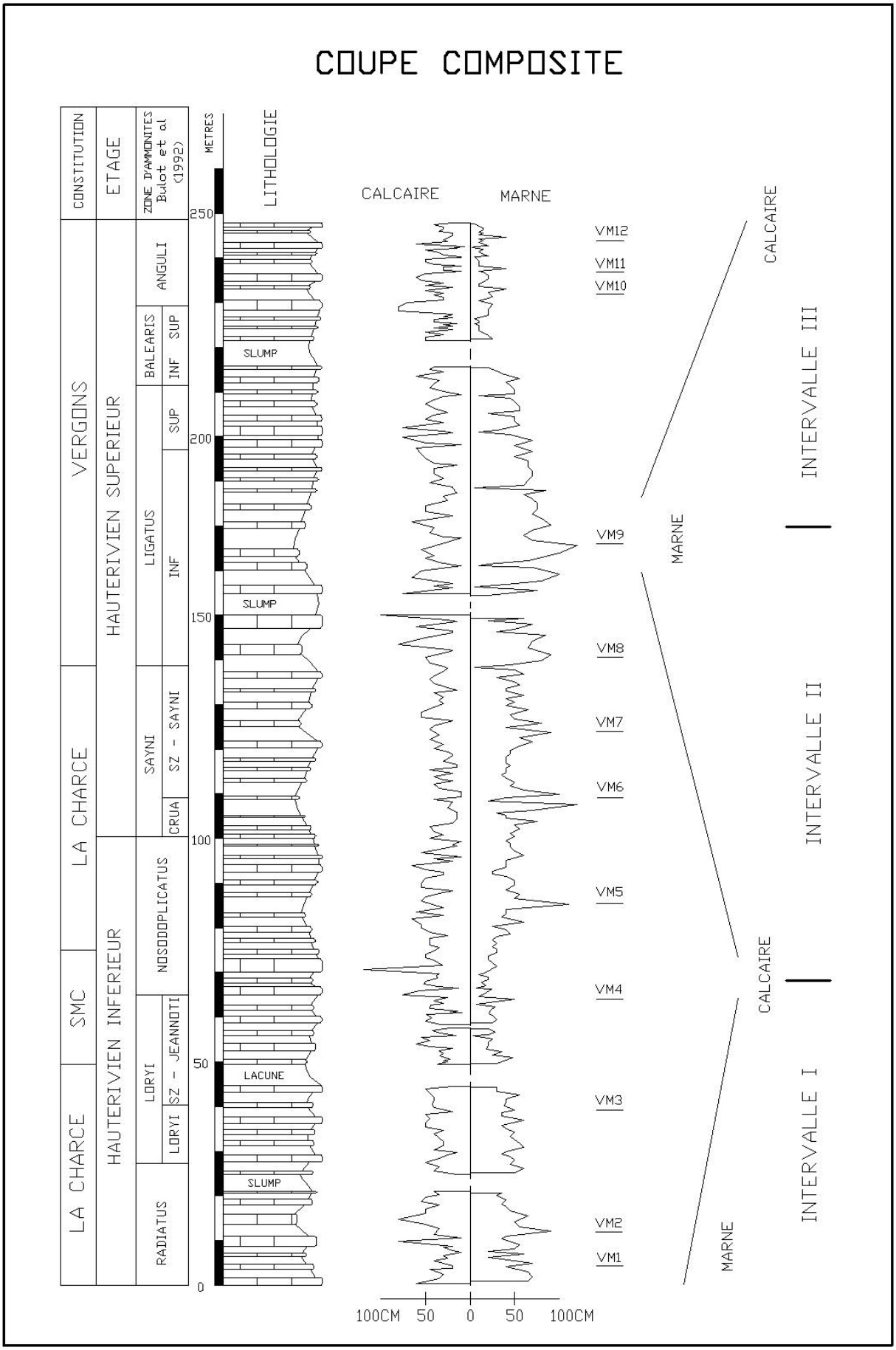


Figure 3.28 : *La coupe composite.*

La suite de la série composite est représentée par la coupe de Vergons. Encore une fois, la l'évolution vers le pôle marneux (bancs calcaires 20-50 cm alternant avec des marnes d'épaisseur 70-120 cm) se manifeste également par la présence de niveaux très marneux en **VM8** et **VM9** (100 et 120 cm). Cependant, à l'échelle du bassin, cet intervalle présente une épaisseur variable (observation sur les coupes de La Charce - Combe Reboul, La Charce Serre de l'Ane, d'après Bulot *et al.*, 1992 ; Sisteron, Montbrand, Chateauneuf d'Oze, d'après Tangri, 1980) ainsi qu'une variabilité lithologique importante (par exemple entre La Charce - Combe Reboul, La Charce - Serre de l'Ane et Vergons).

Cette partie de la série assez fluctuante est suivie par des alternances montrant une réduction considérable de l'épaisseur des interlits marneux (50 cm en moyenne), tandis que l'épaisseur des bancs calcaires reste constante (40 cm en moyenne). Cette tendance se maintient et dans les termes précédant l'Hauterivien supérieur, la série est caractérisée par une alternance assez régulière de bancs calcaires et d'interlits marneux d'épaisseur pluri-décimétrique (40 à 60 cm).

L'Hauterivien terminal est marqué par de gros bancs calcaires (80 cm) qui sont suivis par une alternance dans laquelle les bancs calcaires sont beaucoup plus développés que les interbancs (bancs calcaires 50 cm en moyenne et marnes 10-20 cm). Par ailleurs, on constate la présence des niveaux marneux de 40 cm d'épaisseur « **VM10 », « VM11 » et « VM12 »**. De plus, cet intervalle contient le niveau « *Faraoni* » qui a été originellement défini dans le bassin de l'Ombrie-Marches (Italie centrale), puis reconnu dans les Alpes italiennes, comme un niveau repère régional. Les travaux de Baudin *et al.* (1999) indiquent que le niveau Faraoni est également présent dans le bassin Vocontien. Selon ces auteurs, le fait que le niveau Faraoni s'exprime de façon identique sur une aire paléogéographique vaste offre un niveau repère excellent pour les corrélations lithologiques à grande distance de l'ordre 1000 km), en supposant son synchronisme sur l'ensemble de l'aire considérée.

c) Caractères généraux de la sédimentation pélagique

Bien que certaines périodes présentent des enregistrements fluctuants au niveau géographique (variation du rapport calcaire/marne) ou perturbés par des remaniements sous forme de glissements synsédimentaires, l'évolution, à l'échelle du bassin, des alternances marno-calcaires, que ce soit en épaisseur, en contraste entre les bancs et interbancs ou en teneur en carbonate, est parfaitement illustrée par la coupe composite. Celle-ci permet de décomposer la série pélagique de l'Hauterivien en trois périodes majeures :

- L'intervalle inférieur est caractérisé par un premier accroissement de la puissance des bancs calcaires qui marque le passage Valanginien-Hauterivien. Celui-ci est suivi d'un deuxième accroissement qui atteint son maximum en carbonate dans la partie base de la zone à *Nodosoplicatus*. La régularité des alternances est parfois interrompue par des vires

marneuses d'épaisseur importante (120 cm environ). Localement, la série alternante est interrompue par des dépôts de calcarénites granoclasssées, certaines contenant des silex noirs.

- L'intervalle médian correspond au passage de l'Hauterivien inférieur et l'Hauterivien supérieur. Il représente une évolution brutale vers le pôle argileux. Il est caractérisé par des alternances à dominante marneuse (zone à *Sayni* et à *Ligatus* inférieur) dans lesquelles se situent des vires marneuses métriques (**VM6**, **VM7**, **VM8** et **VM9**).

- L'intervalle supérieur débute par un retour progressif vers le pôle calcaire (zone à *Ligatus* supérieure à *Balearis* basale) puis par une augmentation brutale du pourcentage en calcaire qui a eu lieu au passage des zones d'ammonites *Balearis-Angulicostata*. Ensuite, la série de l'Hauterivien terminal (zone à *Angulicostata*) présente la dominance des bancs calcaires par rapport aux marnes (environ 80 %). Il est intéressant de noter que même dans une alternance à dominante calcaire (marnes d'épaisseur 10-20 cm), on reconnaît des niveaux marneux d'épaisseur importante de l'ordre de 40 à 50 cm.

3.2.4.3 - Interprétation en échelle du temps

Au vu de l'estimation de la durée des zones d'ammonites et l'analyse détaillée des variations au cours du temps des faciès sédimentaires, de l'épaisseur des bancs calcaires et des interlits marneux, nous tentons de représenter la coupe composite en échelle de temps. La première démarche consiste à considérer le couple calcaire-marne comme un cycle sédimentaire. Cette considération doit accepter les hypothèses proposées par Rio *et al.* (1989a) :

1. **L'enregistrement sédimentaire est quasi-continu.** En fait, le composite La Charce-Vergons choisi représente complètement les zones d'ammonites de l'Hauterivien. Par ailleurs, quelques niveaux contournés et lacunes mineures sont facilement décelables et ne perturbent que légèrement les mesures.

2. **La durée du cycle élémentaire calcaire – marne est constante.** Cette hypothèse n'implique pas forcement le taux de sédimentation pour chaque cycle puisque la nature du sédiment n'est pas prise en compte. Elle permet, par contre, de mettre à l'échelle (chronologique) l'ensemble de la colonne sédimentaire.

Il est noté que cette conception simple peut être affinée par une division de la série en des sections correspondant aux principaux cycles carbonatés identifiés en prenant en compte la signification orbitale (cf. travaux de Giraud, 1995). Pour simplifier, en considérant le couple calcaire-marne comme un cycle sédimentaire, la durée moyenne approximative de chaque cycle sera approchée par le rapport de la durée totale de l'Hauterivien sur le nombre de cycles calcaire-marne identifiés.

Les échelles des temps géologiques proposées pour l'Hauterivien dans la littérature sont très variables, qu'elles soient récentes ou moins récentes, allant de 3,2 Ma (Harland *et al.*, 1990) à 7 Ma (Kent et Gradstein, 1985). Ainsi, nous retenons ici des échelles dont la durée de l'Hauterivien est proche de celle fournie par l'échelle de temps la plus récente et largement connue, proposée par Gradstein *et al.* (2004) : 6,4 Ma. Le calcul de la durée des zones d'ammonites basée sur la durée moyenne d'un cycle à différentes échelles du temps est présenté dans le **Tableau 3.01**.

La série hauterivienne du composite comprend 330 cycles environ. Par conséquent, la durée moyenne d'un cycle, calculée à partir de la durée moyenne de l'Hauterivien, est de l'ordre 17 ka. Il est noté que cette valeur est un peu plus faible que la valeur moyenne de 21 ka proposée par Rio *et al.* (1989b) pour tout le Crétacé inférieur du bassin vocontien.

Zone d'ammonites	**Nb de cycles**	**Gradstein *et al.* (2004)**	**Odin (1994)**	**Huang *et al.* (1993)**	**Harland *et al.* (1982)**	**Moyenne (M.a)**
Radiatus	29	0,56	0,44	0,47	0,53	0,5
Sz à Loryi	16	1	0,79	0,84	0,95	0,9
Sz à Jeannoti	36					
Nodosoplicatus	62	1,2	0,94	1	1,13	1,07
Sz à Cruasense	20	1,1	0,86	0,92	1,04	0,98
Sayni	37					
Lygatus	65	1,26	0,98	1,04	1,18	1,12
Balearis	24	0,47	0,36	0,39	0,44	0,42
Angulicostata	41	0,8	0,62	0,66	0,75	0,71
Total	**330**	**6, 4**	**5**	**5,3**	**6**	**5,7**

Tableau 3.01 : *Durée des zones d'ammonites de l'Hauterivien selon les échelles des temps géologiques récentes et la durée moyenne.*

La **Figure 3.29** représente la variation des épaisseurs des bancs calcaires et des interlits marneux sur l'échelle de temps moyenne. La tendance de variation est représentée par la courbe lissée (valeur moyenne sur 5 points). Il est noté que les bancs calcaires doubles sont considérés comme deux cycles intercalés par une couche marneuse d'épaisseur nulle. De plus, les bancs calcarénitiques ne sont pas pris comme un cycle car ils sont le résultat d'un dépôt turbiditique (instantané) venant de la plate-forme.

Au cours de l'Hauterivien, on constate que l'épaisseur des bancs calcaires a peu varié, leur épaisseur moyenne est de l'ordre 35 cm. Seulement deux intervalles se situent au début de la zone à *Nodosoplicatus* et à *Sayni* où l'épaisseur des bancs calcaires diminue rapidement. Ces deux intervalles correspondent à une période de temps de 0,5 Ma. A contrario, les marnes présentent une forte variation, leur épaisseur variant de 0 à 120 cm.

Le passage des alternances à dominante calcaire à des alternances à dominante marneuse se traduit par une augmentation du taux de sédimentation, qui est marquée par une augmentation progressive de l'épaisseur des calcaires et des marnes (notamment pour la zone à *Sayni* et la zone à *Ligatus* inférieure).

Il est observé également que les bancs calcaires doubles (niveaux où l'épaisseur de marne est nulle) se présentent dans les zones à dominante calcaire ainsi que les intervalles à dominante marneuse. Ce qui suggère des fluctuations à l'échelle réduite par rapport à la durée moyenne d'un cycle. Par ailleurs, Giraud (1995) étudiant la puissance spectrale de la fréquence des cycles carbonatés (signal carbone de l'Hauterivien de la coupe de Vergons) constate des pics inférieurs à 49 cm (correspondant à la période en cm d'un cycle) qui sont situés en dehors de la bande de fréquence de Milankovitch. Elle suggère deux hypothèses pour interpréter ces cycles :

- Ces petits cycles correspondent aux couples banc-interbanc mineurs qui doublent les alternances élémentaires dans la série de Vergons.

- Selon Pestiaux *et al.* (1988) (d'après Giraud, 1995), les cycles dont la durée est comprise entre 1000 et 10 000 ans représenteraient des modulations des fréquences astronomiques fondamentales et résulteraient d'un comportement non linéaire du système climatique.

On est attiré particulièrement par la présence des niveaux marneux d'épaisseur importante (les VM1 à VM12), notamment VM4, VM5, VM6, VM7 et VM8 dont l'épaisseur varie de 80 à 120 cm. Du fait de cette grande épaisseur, l'influence de la diagenèse semble moins importante et ces niveaux gardent probablement l'enregistrement originel des fluctuations majeures. En effet, l'intervalle de temps entres ces niveaux est de l'ordre de 400 ka correspondant à une période principale de l'excentricité.

Une courbe de $2c_n$ / (m_{n-1}+m_{n+1}) a été réalisée en vue d'étudier la variation de l'épaisseur de banc calcaire (c_n) par rapport à celles des marnes encadrantes (m_{n-1}et m_{n+1}). Cette courbe permet de distinguer clairement deux types de variation :

1. Une alternance correspondant à la sous-zone à *Jeannoti* et la zone à *Nodosoplicatus* inférieure où les bancs calcaires sont plus abondants, qui est marquée par un rapport de 2 à 3.

2. Une alternance correspondant à la sous-zone de *Loryi* et aux zones à *Sayni* et à *Ligatus* où les marnes se manifestent. Ces alternances présentent un rapport moyen de 0,6.

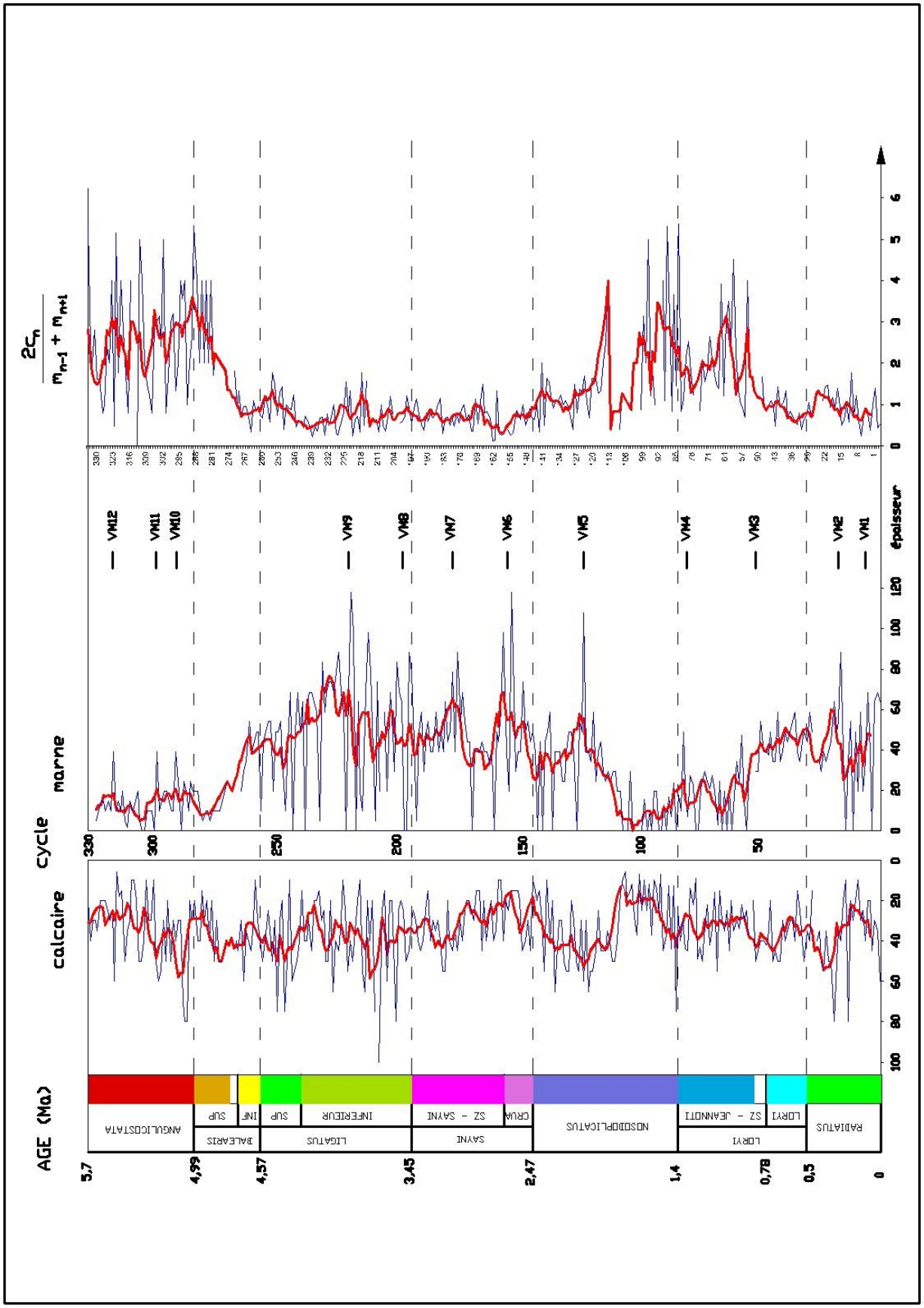


Figure 3.29 : *La coupe composite – Interprétation cyclostratigraphique- variation calcaire-marne.*

3.3 – LA POSITION STRATIGRAPHIQUE DES SLUMPS ET LEUR AGE RELATIF PAR RAPPORT A LA SERIE PELAGIQUE

Pour avoir des données sur la lithologie avant le glissement de la tranche affectée par un slump, on considère la coupe composite basée sur les coupes de La Charce et Vergons comme le référentiel de l'Hauterivien du bassin vocontien. Bien que les coupes utilisées pour construire le référentiel soit géographiquement assez éloignées de la région de Serres (20 km et 80 km respectivement), nous considérons leurs successions d'alternances, et plus particulièrement les variations d'épaisseur et de minéralogie de celles-ci, caractéristiques de la sédimentation pélagique hauterivienne. Ce référentiel est ainsi utilisé pour caractériser les masses glissées en comparant les motifs préservés sur les coupes présentant de nombreux slumps, avec ceux des coupes de référence. Cette démarche revient à considérer le motif de la coupe composite comme la source virtuelle (zone de départ) des slumps.

3.3.1 – Corrélation biostratigraphique SMC / coupe de référence

3.3.1.1 – Repères de corrélation (marqueurs)

La première étape de la corrélation consiste à établir des correspondances litho-stratigraphiques de très haute précision entre les alternances inter-slumps et les alternances de la coupe de référence. Cette corrélation s'appuie sur le cadre bio-stratigraphique et sur le motif des alternances.

Ainsi, la corrélation se fait dans un premier temps en se reposant essentiellement sur des informations fournies par les ammonites. En effet, l'abondance en ammonites dans la coupe de Serres-Montclus et l'extension précise des sous-zones d'ammonites dans la coupe de référence permet de corréler les deux coupes. Mise à part l'alternance AM11, qui est replacée dans la coupe de référence grâce à la corrélation avec la coupe de Salerans - Le Cervel (cf. § 3.2.4.1), les trois alternances marno-calcaires (AM19, AM23 & AM25) de la coupe de Montclus sont directement replacées sur la coupe de référence (**Fig. 3.30**). En effet, l'alternance AM19 contient des ammonites indiquant le sommet de la zone *Sayni*. L'alternance AM23 est datée du passage des zones à *Ligatus* - *Balearis*. Enfin l'alternance AM25 contient des ammonites de la zone à *Angulicostata*, et la lithologie que l'on observe est très semblable à celle du niveau *Faraoni* (banc 196 de la coupe de Vergons).

L'attention a été portée dans un second temps sur la comparaison lithologique des motifs des alternances marno-calcaires. Nous avons regardé l'évolution de l'épaisseur des bancs calcaires et des interbancs marneux, ainsi que celle de leur rapport (**Fig. 3.29**). Cette approche confirme la position précédemment proposée à partir des ammonites. En effet, l'alternance AM19 est

caractérisée par les bancs calcaires d'épaisseur 30-40 cm intercalés par des marnes de même importance, ce qui est cohérent avec la tendance observée dans la partie sommitale de la zone à *Sayni*. On trouve une tendance semblable dans AM23 et l'alternance correspondante dans la coupe de référence. Il convient de noter qu'une telle tendance n'existe nulle part ailleurs sur cet intervalle. Quant à l'alternance AM25, elle se distingue par des bancs calcaires représentant 70 % de l'épaisseur totale, observation tout à fait concordante avec la description des alternances correspondantes dans la coupe de référence.

Le dernier repère de corrélation provient des informations tirées des blocs intacts présents au sein des slumps (radeaux d'alternance marno-calcaire). Non seulement ils fournissent une image d'une partie de la lithologie de la masse glissée, mais leur datation par ammonite nous permet de les localiser approximativement sur la coupe de référence, donnant une indication de leur position sur la hauteur de la masse glissée.

3.3.1.2 – Position bio-stratigraphique des slumps

Bien que la coupe de Serres-Montclus comporte plusieurs slumps (au moins un dizaine), d'épaisseurs fort variables (2 m à 30 m), son épaisseur totale (300 m) est supérieure d'environ 20 % à celle de la coupe composite de référence (240 m). Cette observation suggère, sur cette coupe, une tendance générale au remplacement des hiatus sédimentaires (créés par le départ de masses glissées) par le dépôt des glissements. Par contre, cette tendance n'est pas régulière pour toute la série de l'Hauterivien. Le découpage des coupes de la région de Serres nous conduit à étudier séparément ce « mécanisme » de remplissage en trois intervalles I, II et III (**Fig. 3.30 et 3.31**).

a) Intervalle I

Le premier ***slump SM2***, d'épaisseur de 3 m, surmonte la barre calcarénitique datée de la zone d'ammonite *Radiatus,* partie basale, de plus l'alternance sus-jacente à celui-ci (AM3) comporte une faune de la zone à *Radiatus,* partie sommitale. Ces contraintes bio-stratigraphiques suggèrent que le glissement et les processus associés affectent un intervalle d'au moins 15 m d'épaisseur (compris entre *Radiatus* basal et *Radiatus* supérieur). La lithologie de cet intervalle correspond à une suite d'alternances symétriques de bancs calcaires et marneux d'épaisseur variant entre 30-40 cm dans laquelle se trouvent deux vires marneuses **VM1** et **VM2**.

Le ***slump SM4***, qui se compose sans doute de deux slumps SM4-1 et SM4-2 comme déjà montré dans le chapitre précédent, contient en son sein une faune de la partie sommitale de la zone à *Radiatus*. De plus, l'alternance qui surmonte ce slump est datée de la sous-zone à *Jeannoti*. Ce fait indique que l'intervalle compris entre le sommet de *Radiatus* et la sous-zone à *Jeannoti* (y compris la sous-zone à *Loryi*, sachant que la zone à *Loryi* se compose en effet à

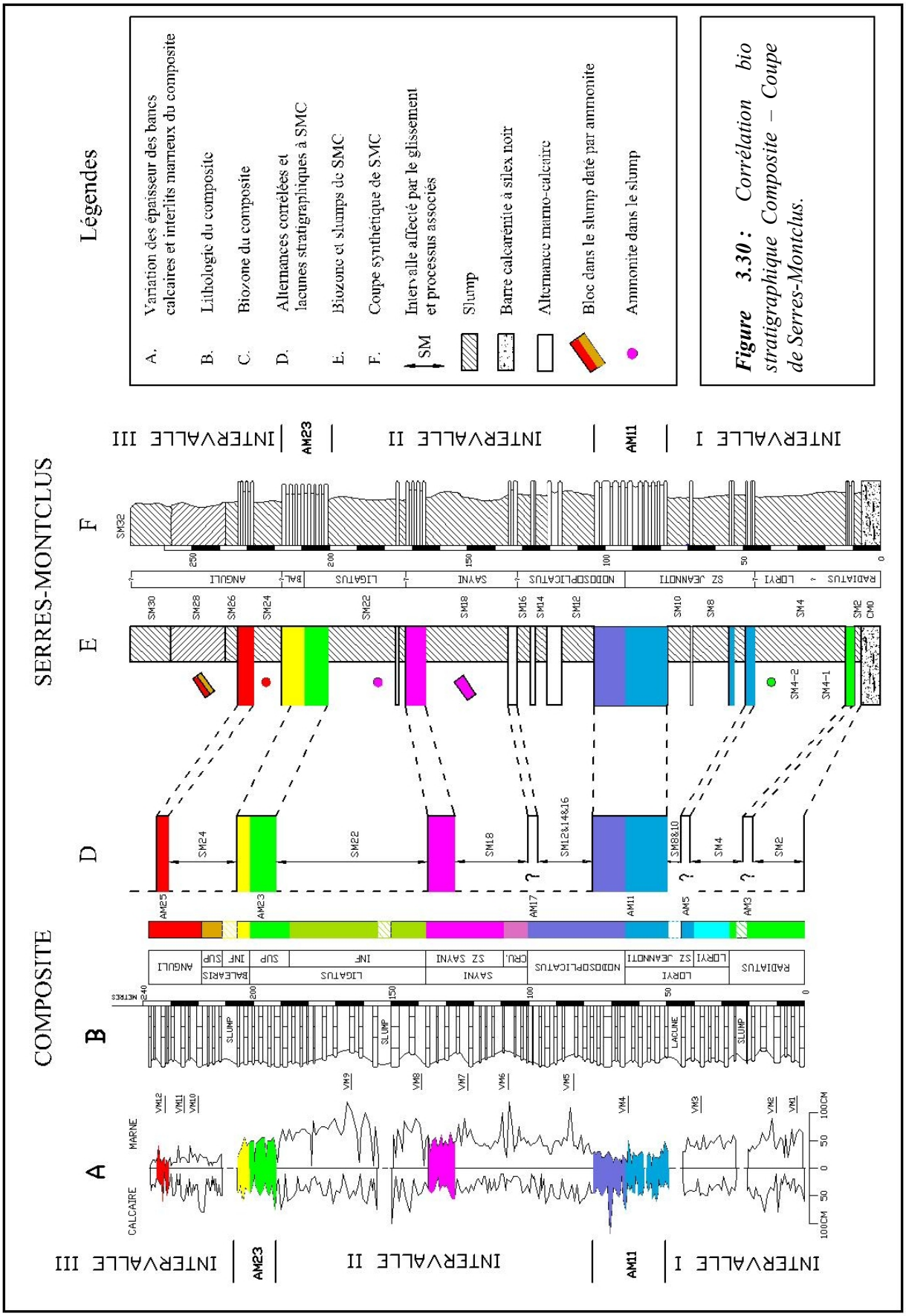


Figure 3.30 : *Corrélation bio stratigraphique Composite – Coupe de Serres-Montclus.*

sa base de la sous-zone à *Loryi* surmontée de la sous-zone à *Jeannoti*, cf. § 2.3.1) est mobilisé ou raviné par les processus des glissements SM4-1 et SM4-2. Cet intervalle correspond à une lithologie alternante de façon symétrique entre les bancs calcaires et les interbancs marneux d'épaisseur comprise entre 30 et 40 cm.

Les ***slumps SM6, SM8 & SM10*** sont encadrés par les alternances marno-calcaires (AM5 et AM11) datées de la sous-zone à *Jeannoti*. Ces slumps se sont produits pendant la période de la sous-zone à *Jeannoti*, par contre nous ne possédons pas d'information sur l'âge des sédiments glissés. Il est possible qu'ils appartiennent à la sous-zone à *Jeannoti* en se référant à la lacune observée dans cette zone.

Sur la coupe de référence, l'épaisseur de la lacune de la sous-zone à *Jeannoti* est estimée à quelques mètres. Par contre, sur la coupe de Serres-Montclus, cet intervalle présente une épaisseur de 20 m, soit une expansion par 5 de l'épaisseur de la stratification originelle.

b) Intervalle II

L'intervalle II comprend trois alternances d'épaisseur variant de 2 à 5 m, composées essentiellement de calcarénites et de marnes (cf. **Annexe C**). En l'absence d'ammonites et à cause du faible nombre de bancs calcaires insuffisants pour établir une comparaison lithologique, nous n'avons aucun critère de corrélation avec la coupe de référence. Cependant, Bulot *et al.* (1992) constatent que « localement la partie supérieure de la zone à *Nodosoplicatus* montre des bancs à silex finement bioclastiques ». Supposons alors que ces trois alternances se situent dans la zone à *Nodosoplicatus* supérieure. Alors, les ***slumps SM12, SM14 et SM16*** sont attribués à la zone à *Nodosoplicatus,* partie supérieure. En mettant AM17 à la limite des zones *Nodosoplicatus*/*Sayni*, on obtient une expansion de l'ensemble de 7,5 m, soit 27 % de l'épaisseur initiale observée sur la coupe de référence.

Le dépôt du ***slump SM18*** est assez important (épaisseur de 30 m environ). Il contient dans sa partie supérieure un bloc daté de la zone à *Sayni* supérieure (*mimica* jaune, Bulot, communication orale). Son toit est recouvert par l'alternance AM19 datée de la zone à *Sayni* terminale. Ces informations indiquent que ce glissement s'est produit dans la zone à *Sayni* supérieure. L'intervalle concerné par ce slump est caractérisé sur la coupe de référence par une variation importante du pôle marneux dont les pics correspondent aux vires marneuses **VM7** et **VM8**. En terme d'épaisseur, on trouve que l'épaisseur du slump est à peu près égale à la tranche correspondante dans la coupe de référence.

Le ***slump SM22*****,** d'épaisseur de 24 m, est encadré par les deux alternances AM19 et AM23 qui se corrèlent bien avec le composite. L'épaisseur de 50 m entre ces deux alternances indique une lacune correspondante de même importance dans la coupe de Serres-Montclus.

Tandis que ce slump ne présente que 28 m dans la coupe de Serres-Montclus. Cette différence indique une rétraction énorme du slump SM22 qui est de 22 m.

c) Intervalle III

La limite stratigraphique supérieure de la coupe de référence et le caractère exotique du slump SM30 (dépôt de type coulée boueuse) ne nous permettent d'étudier que les trois premiers slumps de cet intervalle (SM24, SM26 et SM28).

Tout d'abord, la correspondance des alternances marno-calcaires AM23 et AM25 entre la coupe de Serres-Montclus et celle de référence montre une lacune d'épaisseur d'au moins 25 m qui correspond au ***slump* SM24** dont l'épaisseur atteint 10 m. La présence d'ammonites de la zone à *Angulicostata* dans le slump confirme bien que celui-ci a affecté une masse appartenant à un intervalle daté *Angulicostata*. Encore une fois, on constate une rétraction de l'épaisseur du slump par rapport à la lacune correspondante dans le composite.

Le ***slump SM26*** d'épaisseur 4,5 m est surmonté par le slump SM28 et probablement érodé car on ne l'observe plus à 50 m en rive droite. Cependant, le fait qu'il repose directement sur l'alternance marno-calcaire datée *Angulicostata* (qui contient le niveau *Faraoni*) suggère qu'il s'est déclenché dans la zone à *Angulicostata* supérieure (plus jeune que le niveau *Faraoni*).

Le ***slump SM28*** d'une épaisseur de 20 m contient à sa base un bloc qui est daté du passage *Balearis-Angulicostata*. On constate que sa surface de rupture doit être sous ce niveau, c'est-à-dire dans des sédiments de la zone à *Angulicostata* (ceux-ci ont déjà été mobilisés dans le slump SM24). Au slump SM28 succèdent deux slumps SM30 et SM32. Le recouvrement du slump SM32 contient une faune appartenant à la première zone d'ammonites du Barrémien. Nous proposons que le slump SM28 se soit produit dans la zone à *Angulicostata*.

3.3.1.3 – Commentaires brefs sur la lithologie de la zone de départ et la position bio- stratigraphique des slumps

En général, on constate que les alternances préservées sur la coupe SMC correspondent à des alternances assez régulières dont les proportions en calcaire et marne sont à peu près constantes. On note une augmentation de l'épaisseur des bancs calcaires dans la partie sommitale de la coupe. On note également que, parmi ces alternances « survivantes », une seule contient une vire marneuse d'épaisseur importante. Par contre, les intervalles de la coupe de référence correspondants aux alternances disparues sur la coupe de Serres-Montclus présentent souvent une abondance en intervalles marneux (notamment l'intervalle correspondant au slump SM22) avec quelques vires marneuses d'épaisseur importante, nettement supérieures à celles des bancs calcaires (**VM1** à **VM12**). Ces vires marneuses correspondent probablement, dans chaque intervalle, au plan de rupture des glissements (**Fig. 3.31**).

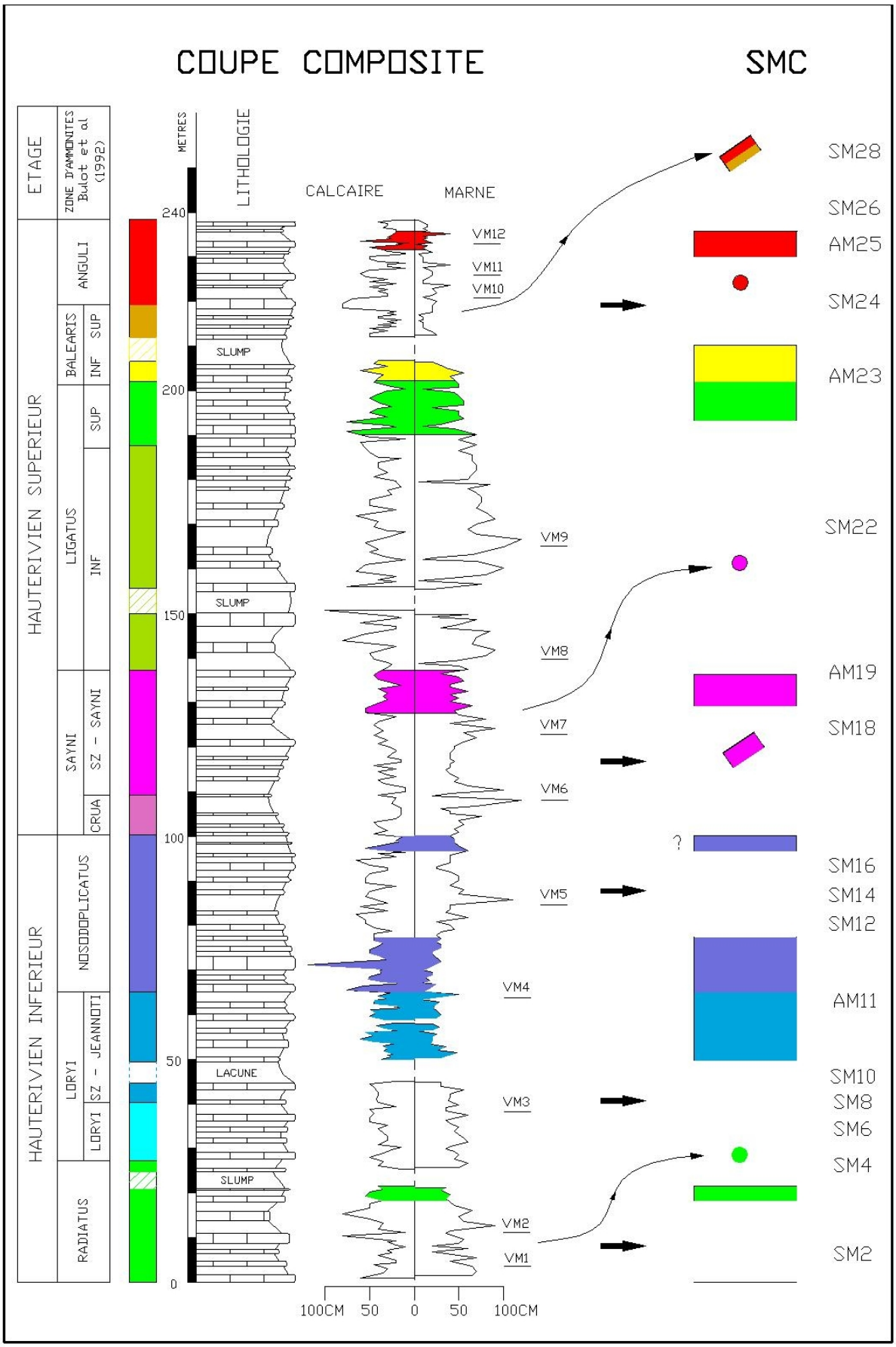


Figure 3.31 : *Stratigraphie des slumps de SMC.*

Cependant, la position des plans de rupture ne se trouve pas nécessairement dans l'intervalle de temps correspondant à l'âge du dépôt. Les slumps SM4, SM22 et SM28 en sont de bons exemples. En effet, le slump SM22 surmonte l'alternance AM19 (datée la zone à *Sayni* terminale), dont l'âge est proche de la limite *Sayni-Ligatus*. La zone *Ligatus* caractérisée par des alternances très marneuses comporte en plus deux vires marneuses **VM8** et **VM9**. Les contraintes d'âge et la succession lithologique suggèrent que le glissement s'est produit dans la zone à *Ligatus* et qu'il a impliqué des sédiments dont l'âge va de la zone à *Sayni* (blocs arrachés à la base) à celle à *Ligatus*.

L'ammonite de la zone à *Sayni* trouvée dans ce slump indique soit que la surface de rupture de celui-ci se trouvait probablement quelque part dans la zone à *Sayni* ou que le glissement, dont la surface de rupture se trouvait dans la zone à *Ligatus*, a incorporé au cours de son déplacement les sédiments de la zone à *Sayni* supérieure (ravinement). La même interprétation est évoquée pour le slump SM4.

Le phénomène est beaucoup plus clair que dans le cas du slump SM28. Dans ce slump, un bloc daté du passage *Balearis-Angulicostata* a été observé. Comme le slump SM28 est situé au-dessus de l'alternance AM25 datée *Angulicostata* supérieure, il est bien évident que le slump s'est produit dans la zone à *Angulicostata* et que son plan de rupture se situe plus bas que le passage *Balearis-Angulicostata*.

Ces observations montrent que le matériel glissé peut être significativement plus âgé que le sédiment de l'alternance surmontée par le slump considéré.

3.3.1.4 – Conclusion

Les descriptions de la corrélation stratigraphique nous conduisent à remarquer trois phénomènes :

Une expansion légère en épaisseur (autour de 20 %) dans la zone de dépôt par rapport à la lacune observée dans la coupe de référence. Cette augmentation de l'épaisseur est attribuée essentiellement aux dépôts de petits glissements (SM6, SM8, SM10 dans le premier intervalle et SM12, SM14 et SM16 dans le deuxième intervalle) ou aux dépôts de glissements successifs dans la partie supérieure du troisième intervalle (SM24, SM26, SM28 et SM30).

Une rétraction (réduction) brutale en terme d'épaisseur qui apparaît dès le slump SM2 puis à nouveau dans les slumps SM22 et SM24. Cette réduction d'épaisseur est probablement la conséquence d'un mécanisme de rééquilibrage qui aurait compensé l'expansion provoquée par les événements antérieurs. De plus, ce phénomène de rétraction ou expansion en épaisseur de chaque slump dépend également du point d'observation (emplacement de la coupe par rapport à la géométrie entière du dépôt). On va étudier cette influence dans § 3.3.2.

Le fait que la surface de rupture du slump se trouve à un niveau stratigraphique plus ancien que celui de l'alternance surmontée par la masse glissée (le cas de SM24 et probablement SM22) suggère l'existence d'une dénivellation importante entre la zone de départ et le dépôt. Ces observations suggèrent des mécanismes de glissement rétrogressif.

3.3.2 – Variabilité de l'épaisseur des slumps

On s'intéresse ici aux irrégularités de la surface supérieure du dépôt résultant du glissement. En effet, ces irrégularités peuvent modifier le scénario d'évolution du glissement ultérieur. Ce phénomène a été signalé par Le Doeuff (1977), en soulignant que l'épaisseur d'un glissement peut être variable à la fois transversalement et longitudinalement.

L'étude de ce phénomène nécessite une vue en 3D d'un corps glissé. Dans notre cas, aucune coupe proche des deux coupes de la région de Serres n'est disponible pour réaliser une telle étude. Supposons que la largeur des glissements considérés soit suffisamment grande, ainsi on peut supposer que l'on se situe dans la zone centrale des slumps et que l'on étudie alors leur variation longitudinale. La coupe de SMC constitue un excellent site pour observer ces irrégularités car elle se trouvait dans un contexte de dépôt répétitif et intense de matériel glissé par rapport à une zone géographique spécifique. De plus, les observations peuvent être étendues aux ravins adjacents à la coupe.

Le phénomène de rétraction ou d'expansion en épaisseur de certains slumps (ou groupe des slumps) par rapport à l'épaisseur de la lacune correspondant dans la coupe de référence suggère que, dans certains glissements, les sédiments qui s'étaient déposés sur le site de Serres-Montclus ont été mis en glissement. Cette suggestion est supportée par le fait que :

- Les alternances marno-calcaires de Serres-Montclus se sont formées dans un régime sédimentaire normal, on n'observe pas le phénomène de ralentissement sédimentaire (condensation). Cela veut dire qu'avant le glissement, on devait avoir une tranche sédimentaire dont l'épaisseur était à peu près égale à celle de la coupe de référence.

- L'hétérogénéité de l'alternance marno-calcaire suggère un mécanisme de glissement translationnel. Si l'on considère que les dépôts de la zone de Serres-Montclus ont été affectés par le passage du glissement, on peut imaginer soit une érosion, soit l'entraînement de la masse disparue dans le glissement. D'après les corrélations avec la coupe de référence, la masse ainsi remaniée devait être d'une hauteur voisine de celle de l'épaisseur du glissement. Il semble difficile d'imaginer qu'un glissement translationnel puisse éroder une épaisseur un peu près égale à son épaisseur initiale (lors de la mise en glissement), notamment dans le cas de SM18 (épaisseur du slump 30 m contre une lacune de 26,7 m) et de SM22 (épaisseur du slump 25 m contre une lacune de 55 m).

En se basant sur le modèle de glissement de type *slab-slide* (cf. § 1.4), la coupe de SMC peut occuper trois positions possibles dans le profil du dépôt (**Fig. 3.32a** et **Fig. 3.32b**). On considère d'abord le moment juste après le glissement.

1. **En partie proximale** : cette position représentée par la coupe A-A indique la zone de dépression où l'on observe une réduction de l'épaisseur du slump par rapport à la hauteur initiale de la masse glissée. L'ordre de grandeur de la réduction dépend également de la position de la coupe dans cette partie. Au niveau du substratum, on voit que la surface de rupture du glissement est proche de la limite basale du slump.

2. **En partie intermédiaire** : la position correspondant à la coupe B-B montre la forme bombée de la surface supérieure du dépôt de glissement et à la base de celui-ci, la surface d'érosion causée son passage. En ce qui concerne l'épaisseur de la masse glissée, on constate que l'épaisseur du slump dépend des positions relatives de la surface d'érosion et de la forme bombée de la partie sommitale du dépôt. En général, cette zone d'accumulation présente une épaisseur de dépôt qui est au moins égale voire supérieure à la hauteur initiale de la masse glissée. Par ailleurs, la masse glissée s'est généralement déplacée sur des sédiments plus jeunes que ceux situés au-dessus de la surface de rupture, ainsi les alternances marno-calcaires situées en-dessous du slump peuvent donner des informations précieuses sur une partie de la lithologie originelle de la masse glissée, voire sur la position probable de la surface de rupture.

3. **En partie distale** : cette partie correspond à un dépôt (la coupe C-C), donc pas d'érosion, les alternances situées sous la base du slump représentent donc la totalité de la lithologie de la masse glissée. En ce qui concerne l'épaisseur du slump, on constate qu'elle doit être inférieure à celle observée dans la partie intermédiaire, par contre la variation d'épaisseur par rapport à celle de la masse glissée est inconnue, elle peut être plus grande ou plus petite en fonction de la position de la coupe dans cette partie.

La description de la relation entre le slump et son substratum dans chacune de ces trois positions montre que l'alternance située sous la base du slump, peut correspondre à la surface de rupture dans la zone de dépression, à une surface d'érosion entaillant des sédiments plus jeunes que ceux pris dans la surface de rupture ou représenter la totalité de la masse glissée lorsqu'il n'y a eu aucune érosion.

On considère maintenant le moment où commence le dépôt du sédiment recouvrant le slump (**Fig. 3.32c**). A priori, on constate une tendance au remplissage des zones en dépression. Ainsi, dans la zone intermédiaire, il est possible d'avoir des lacunes sédimentaires dues à la forme bombée du dépôt.

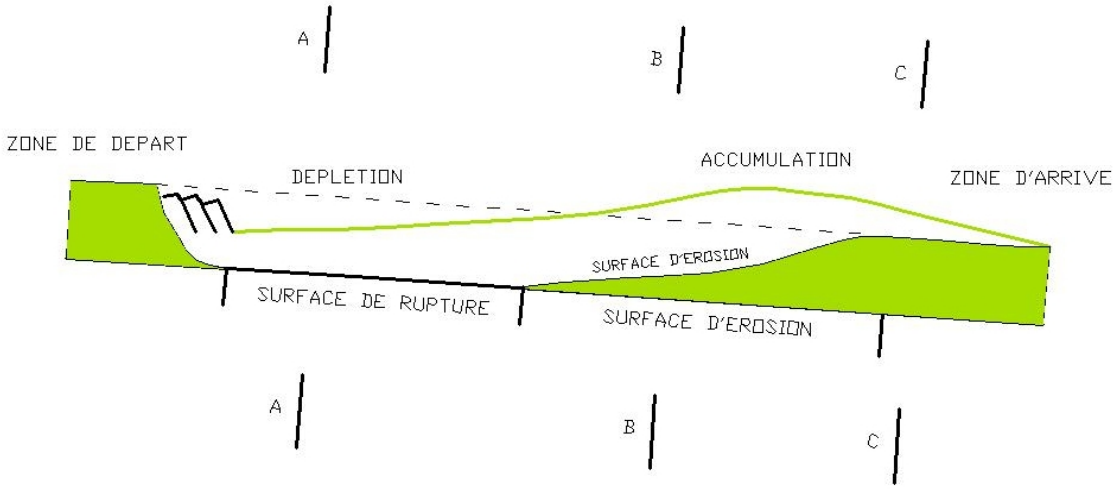


Figure 3.32a : Profil typique du dépôt d'un glissement translationnel.

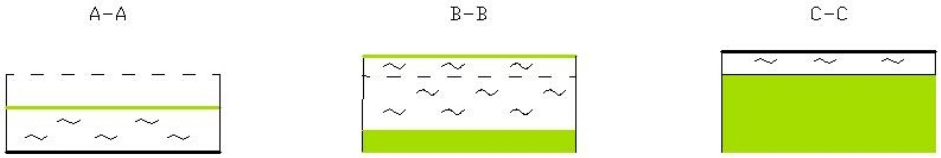


Figure 3.32b : Variation d'épaisseur selon l'emplacement de la coupe.

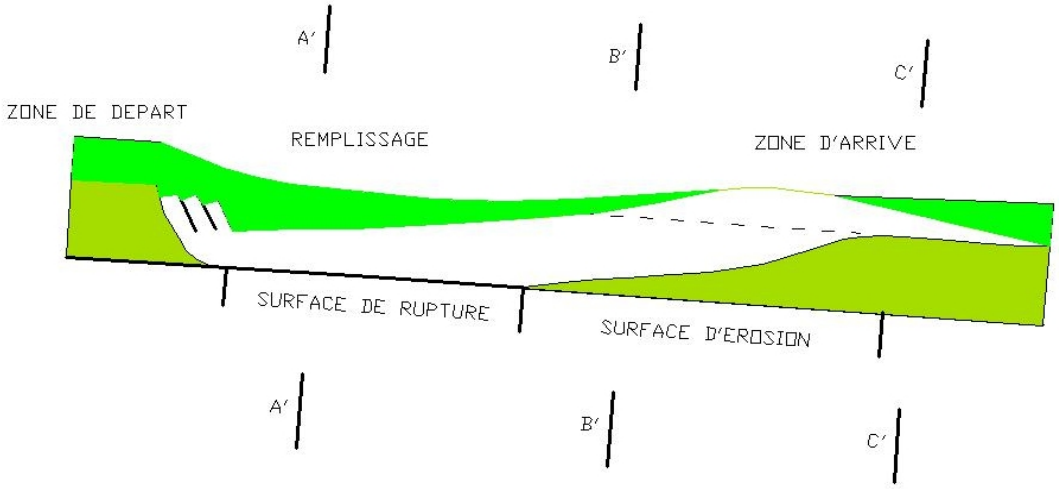


Figure 3.32c : Variabilité de la sédimentation après le slump.

3.3.3 – Datation des slumps et âge relatif du matériel glissé

3.3.3.1 – Méthodologie

En raison de la complexité de la situation de la coupe étudiée, les corrélations proposées ont été établies à partir des hypothèses simplificatrices suivantes :

- Le premier banc calcaire de l'alternance marno-calcaire qui recouvre le slump est considéré de même âge que le slump (en négligeant la lacune due à la morphologie bombée du slump), car le *slumping* est un phénomène instantané et le dépôt des alternances marno-calcaires est continu.

- Le dernier banc calcaire de l'alternance marno-calcaire sous le slump est considéré comme représentant le niveau stratigraphique le plus bas qui n'a pas été érodé par le slump. La distance entre ce banc et le premier banc de l'alternance sur le slump représente sur la coupe de référence la hauteur totale de sédiment mobilisé par le glissement.

3.3.3.2 - Interprétation

La datation des slumps est présentée dans la **Figure 3.33**. Il faut noter que celle-ci est établie par valeur supérieure puisque qu'elle repose directement sur la position stratigraphique du premier banc de l'alternance recouvrant le slump. Or celle-ci dépend de la position de l'emplacement de la coupe observée par rapport au dépôt et qui est pourrait être très variable (voir **Fig. 3.32c**). En tenant compte de ce fait, on doit envisager l'âge du glissement plus jeune que la valeur déterminée. Il est également remarqué que des petits slumps sont regroupés et considérés comme un glissement car les alternances entre eux sont souvent moins importantes et ne nous permettent donc pas de les localiser précisément dans le composite.

a) Âge des slumps

La datation montre que le nombre de slumps est important dans le premier et le troisième intervalles. En effet, dans le premier intervalle, six slumps se sont produits pendant une période d'environ 0,5 Ma. Une tendance semblable s'observe dans le troisième intervalle qui comprend quatre slumps successifs (SM26, SM28, SM30 et SM32) qui semblent tous avoir eu lieu dans la période correspondant à la partie supérieure de la zone à *Angulicostata* (limite inférieure du slump SM26 datée *Angulicostata* supérieur et limite supérieure du slump SM32 datée du Barrémien basal). Ainsi, ces quatre slumps se sont produits sur une période de 0,15 Ma environ. Dans le deuxième intervalle, la répartition des slumps est assez étalée dans le temps. L'intervalle entre les mégaslumps et le groupe de petits slumps est de l'ordre 0,8 - 1 Ma.

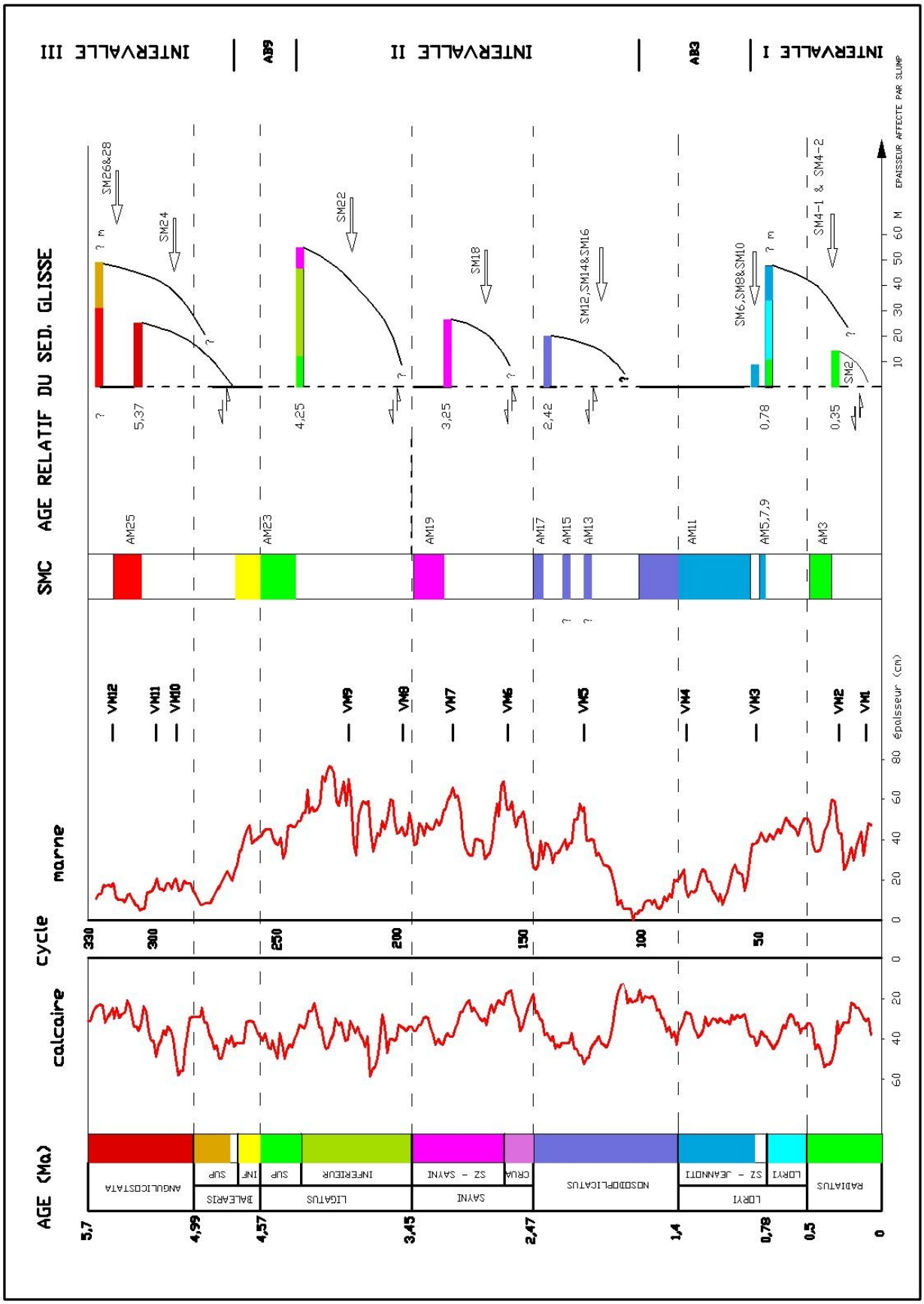


Figure 3.33 : *Datation des slumps et âge relatif du sédiment glissé.*

Ces observations suggèrent, du point de vue de l'instabilité des pentes, deux modes de pré-rupture :

- Dans le cas des slumps fréquents sur une courte période, il existe déjà des mécanismes favorables au glissement. Leur fréquence montre qu'il n'est pas nécessaire d'avoir une accumulation suffisante de sédiment pour déclencher le glissement. Autrement dit, les glissements sont déclenchés soit par des sollicitations externes (par exemple le tremblement de terre) soit par l'existence de pentes fortes sur lesquelles la pile sédimentaire devient instable dès qu'elle atteint une faible épaisseur. Ce phénomène est bien illustré par les glissements SM24 et SM28. En effet, le slump SM28 se produit un peu (au moins 0,15 Ma) après le slump SM24 et affecte la surface de rupture aussi profonde que celle de SM24.

- Au contraire, dans le cas des slumps étalés dans le temps, le déclenchement du glissement a besoin d'une accumulation suffisante pour provoquer l'instabilité. En effet, nous observons le long de la coupe de référence correspondant aux SM18 et SM22, quatre vires marneuses régulièrement réparties dans le temps (environ 0,4 Ma). Elles vont probablement jouer le rôle de surfaces de rupture de ces slumps.

b) Âge relatif du matériel glissé

L'âge relatif du sédiment glissé est défini à partir de la différence d'âge entre le moment du glissement (âge du glissement) et l'âge de la surface de rupture. Ainsi, l'âge relatif du sédiment pris dans le glissement varie de 0 Ma (sédiment sur le fond marin juste avant le glissement) à 0,8 Ma (le cas de SM22).

La position de la surface de rupture proposée pour chaque slump ou groupe de petits slumps et l'âge relatif du sédiment glissé sont présentés dans la **Fig. 3.33** et le **Tableau 3.02**. En effet, la surface de rupture est déterminée en se basant sur 1) la position des vires marneuses qui correspondent à des surfaces potentielles de rupture initiale (c'est le cas des slumps SM18 et SM22) ; 2) les informations fournies par les ammonites présentes dans le slump (cas de SM4 et SM28), la position de la surface de rupture est alors minimum, et peut se situer plus profondément.

Malgré les incertitudes sur la position de la surface de rupture proposée, la détermination de l'âge relatif du sédiment glissé montre que les sédiments repris en glissement correspondent à une tranche temps de 0,8 Ma au maximum.

3.3.4. – Bilan

Les corrélations bio et litho-stratigraphiques entre la coupe de référence et celle de Serres-Montclus nous ont permis de :

- localiser stratigraphiquement l'intervalle affecté par le slump. En comparaison avec la lithologie de la coupe de référence, on constate qu'il y a deux types de matériel glissé, l'un correspond à des alternances à dominante marneuse (SM4, SM18 et SM22) et l'autre à des alternances à dominante calcaire (SM24, SM26 et SM28).

- reconnaître la manifestation du phénomène de rétraction et d'expansion de l'épaisseur des slumps par rapport à l'intervalle correspondant dans la coupe de référence. Ce qui souligne l'importance de la connaissance de l'emplacement de la coupe observée au sein de la masse glissée.

- dater les glissements et l'âge relatif du matériel glissé par le biais de l'interprétation cyclostratigraphique. Nous estimons que, dans la plupart des cas, une tranche sédimentaire du dépôt maximum de l'ordre d'un million d'années environ est mobilisée par le glissement.

Slumps	Epaisseur (m)	Epaisseur de la tranche affectée (m)	Zone d'ammonite affectée	Âge (Ma)	Âge relatif du sédiment (Ma)
SM2	3	18	*Radiatus*	0,35	0 - 0,35
SM4	34	-	*Radiatus, Sz Loryi et probablement Sz Jeannoti*	0,78	0 – 0,28 (au moins)
SM6	4	> 5	*Sz Jeannoti*	-	-
SM8	13				
SM10	8				
SM12	12	20	*Nodosoplicatus*	1,7-2,4	0 – 0,77
SM14	4				
SM16	5				
SM18	30	26,7	*Sayni*	3,25	0 - 0,78
SM20	2	-	-	-	-
SM22	25	55	*Ligatus et probablement Sayni*	4,25	0 - 0,8
SM24	10	25	*Balearis et Angulicostata*	5,37	0 – 0,63
SM26	4,5	-	*Angulicostata*	5,17-5,7	-
SM28	20	> 12	*Balearis et Angulicostata*	5,17-5,7	0 – 0,5 (au moins)

Tableau 3.02 : *Bilan des slumps de la coupe de Serres-Montclus*

3.4 - OBSERVATIONS ET ANALYSE DE TERRAIN

3.4.1 – Introduction

Les structures résultant de glissements sous-marins ont été étudiées fréquemment dans la littérature à travers de nombreux exemples pris dans d'anciennes séries géologiques situées dans le monde entier. On peut citer ici les travaux de Mikulenko (1967), Williams *et al*. (1969), Gregory (1969), Helwig (1970), Lowry et Cooper (1970), Sturm (1971), Woodcock (1976), Stone (1976), Rupke (1976), Cook (1979), Naylor (1981), Tobisch (1984), Postma (1984), Farrell (1984), Brodzikowski et Van Loon (1985), Ineson (1985), Cieszkowski *et al.* (1987), Gibling et Stuart (1988), Martinsen et Bakken (1990), Blewett (1991), Paterson et Tobisch (1993), Smith (2000), Lucente et Pini (2003), etc. Ces publications, et plus particulièrement les synthèses de Allen (1982), Mills (1983), puis de Elliott et Williams (1988) permettent de présenter les structures internes caractéristiques du glissement sous-marin :

Les rouleaux ou plis (*fold*) : sont symétriques ou asymétriques correspondant à un style ductile avec amincissement du flanc et épaississement de la charnière qui reflètent deux mécanismes (selon Ramsay, 1967) : d'une part, un cisaillement parallèle aux bords des couches (*drag fold*, *parasitic fold*) et d'autre part une déformation longitudinale, tangentielle aux bords, développée dans les couches ployées. Il en résulte une direction de déformation tangentielle à la surface de la couche ployée. Les plis symétriques sont souvent isoclinaux et couchés (*recumbent*) et préférentiellement arrangés en systèmes en cascade. Des rouleaux asymétriques peuvent se développer indépendamment ou en association avec d'autres plis à grande échelle (par exemple : plis parasites). D'après Hewing (1970), la contrainte de cisaillement induite par la gravité n'est effective que pour la rupture et la mobilisation du glissement mais ne peut pas causer les déformations dans un plan non-parallèle à la surface de glissement. Ainsi, l'auteur suggère que le plissement des bancs calcaires démantelés ne se produit que s'il y a déflexion de la contrainte majeure de cisaillement provoquée par le changement du gradient de pente, ou liquéfaction locale, ou collision avec un obstacle, ou un substratum qui n'est pas plan, ou enfin en raison d'un changement local de vitesse d'écoulement. Donc le plissement résulte d'une modification dans la cinématique et les caractéristiques du chemin de contrainte.

L'amincissement (*pinching*), le grossissement (gonflement ou *swelling*) et le boudinage résultent à la fois de l'étirement et la constriction liés au cisaillement lors de la phase d'accélération et d'arrêt.

Les blocs intacts sont des éléments dans lesquels les couches sédimentaires originelles sont encore observables.

Les structures chaotiques sans fracturation ouverte ou injection (intrusion). Cela permet de les distinguer des structures chaotiques d'origine tectonique qui provoquent bien souvent des déformations fragiles avec des fracturations ouvertes.

En général, les structures internes du slump « décrites » dans la littérature ont une taille variant de quelques centimètres à des méga-blocs de plusieurs dizaines de mètres, affectant tant des sédiments très meubles que des sédiments assez bien lithifiés. De plus, la coexistence des structures caractérisant l'extension et la compression à l'échelle de l'affleurement est fréquente. Ce qui indique la variabilité du chemin de force dans la masse glissée. Toutefois, la plupart des publications se concentrent sur les descriptions des structures et leur mécanisme de génération. Mais peu de travaux étudient les caractéristiques du matériel originel avant le glissement (hétérogénéité de la masse, état physique et notamment rhéologique).

Les structures de déformation que l'on considère dans cette partie sont la conséquence d'une désorganisation au cours et au moment de dépôt du glissement affectant les sédiments d'une alternante marno-calcaire en cours de lithification.

3.4.2 – Anatomie et analyse des slumps – Exemples

Notre attention s'est particulièrement portée sur deux intervalles de la coupe de Serres-Montclus: l'Hauterivien moyen contenant le slump SM18 et l'Hauterivien supérieur comprenant les slumps SM24, SM26 et SM28. Les deux intervalles ont été choisis pour leur accessibilité et leurs excellentes conditions d'affleurement. Ainsi le slump SM18 est très bien observable sur un affleurement long de 200 m correspondant au talus de la route. De même l'incision profonde par la rivière autorise de très bonnes conditions d'observation pour les slumps SM24, SM26 et SM28 sur les deux rives. Par ailleurs, les deux intervalles choisis permettent de couvrir deux types de slumps : le premier correspond à des alternances marno-calcaire assez marneuses au milieu de l'Hauterivien et le deuxième se trouve dans l'intervalle très riche en calcaire de l'Hauterivien supérieur. Nous rappelons les données sur ces slumps :

- Le slump SM18 a une épaisseur totale de 30 m. La corrélation avec la coupe de référence composite montre que le glissement affecte la plupart des sédiments de la zone d'ammonite à *Sayni* dont l'épaisseur est un peu près égale à celle du slump. La datation du premier banc calcaire de l'alternance du toit donne un âge de 3,25 Ma (le niveau zéro est défini à la limite Valanginien-Hauterivien).

- Les slumps SM24, S26 et SM28 ont respectivement des épaisseurs de 10 m, 4,5 m et 20 m . L'instabilité débute par le slump S24 qui a été daté 5,37 Ma. L'âge des slumps SM26 et SM28 n'a pas été déterminé puisqu'on n'a pas de trace pour leur toit, par contre le fait qu'ils soient séparés du slump SM24 par neuf couples calcaire-marnes suggère que leurs ruptures se sont produites approximativement au moins 150 ka après celle de SM24.

3.4.2.1 – Le slump SM24

Ce slump de 10 m environ, localisé entre deux strates non perturbées, est observable sur deux côtés de la rivière. Il est noté qu'en rive gauche l'affleurement est partiellement masqué.

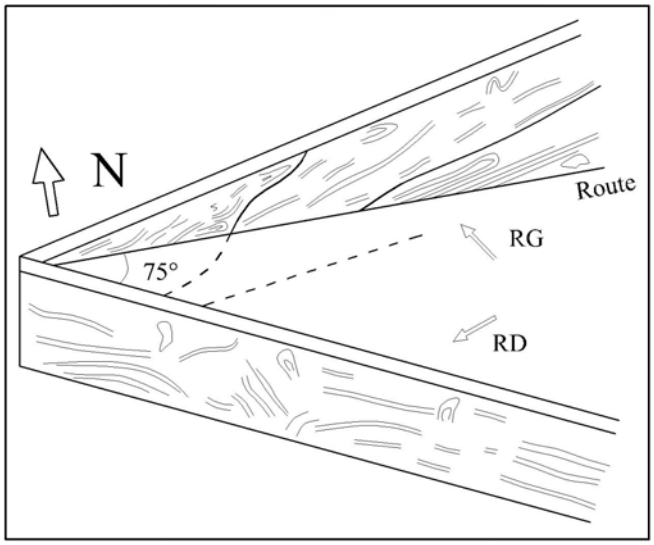


Figure 3.34 : *Positionnement des affleurements du slump SM24 en deux rives. Le pendage de 15° facilite leur observation.*

a) En rive gauche

a1) Description

En général, le slump contient principalement des bancs calcaires fragmentés de longueur variable qui s'orientent parallèlement aux surfaces de cisaillement adjacentes. Le slump peut être divisé en trois unités (**Fig. 3.35**). Dans la première, un bloc (nommé B1, à l'endroit) est présent en bas du slump, au-dessus de celui-ci se trouve un long banc calcaire qui se replie sur lui-même et dont la longueur totale est de 7 m. Cette unité est séparée de la masse sus-jacente (unité 2) par une « couche » à dominante marneuse d'1 m d'épaisseur.

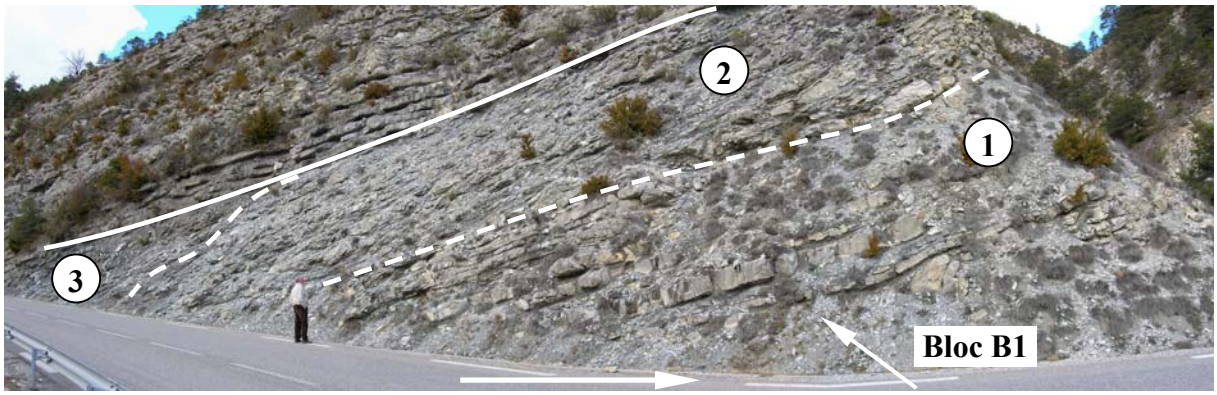


Figure 3.35 : *Panorama du slump SM24 en rive gauche (la flèche montre le sens du glissement).*

L'unité 2 comprend essentiellement des lambeaux calcaires obliques, *imbriqués*, empilés les uns au-dessus des autres, séparés par des surfaces de cisaillement d'extension décamétriques. Les rouleaux sont y presque absents. Cependant, au sommet de cette unité on note quelques bancs minces fortement déformés. La troisième unité est isolée de la deuxième par une surface de cisaillement majeure (voir *a.2*).

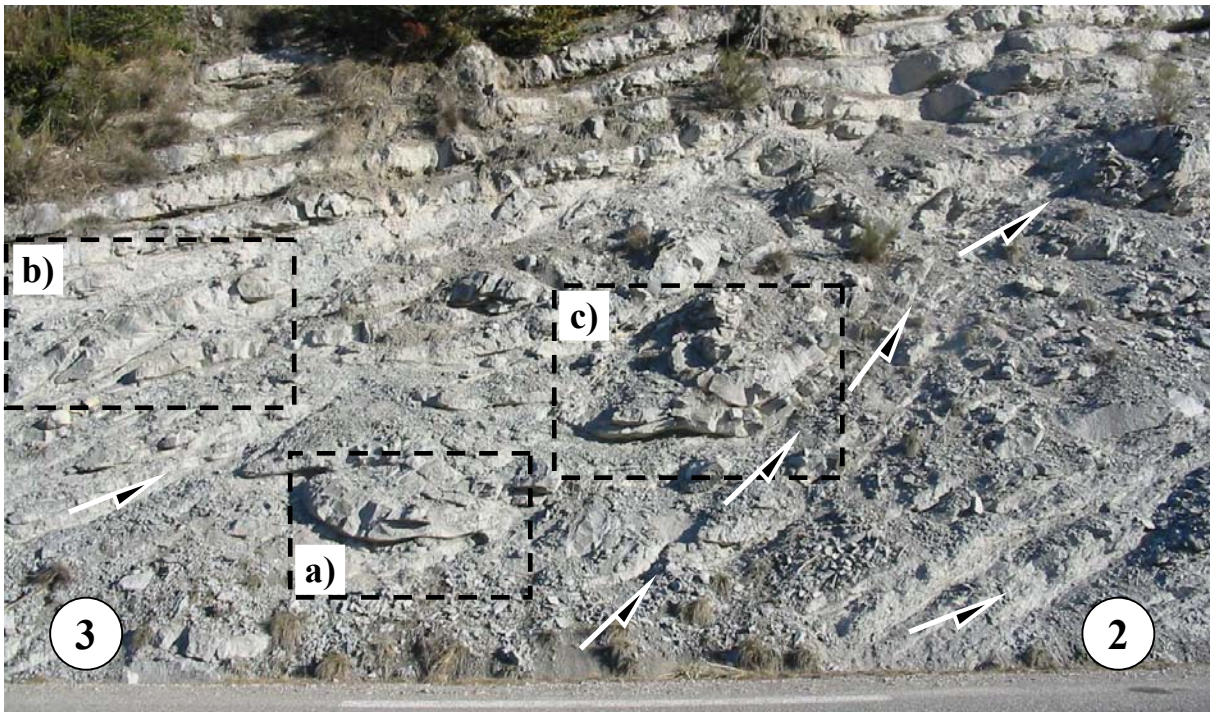
a2) Indication d'un dépôt en plusieurs épisodes

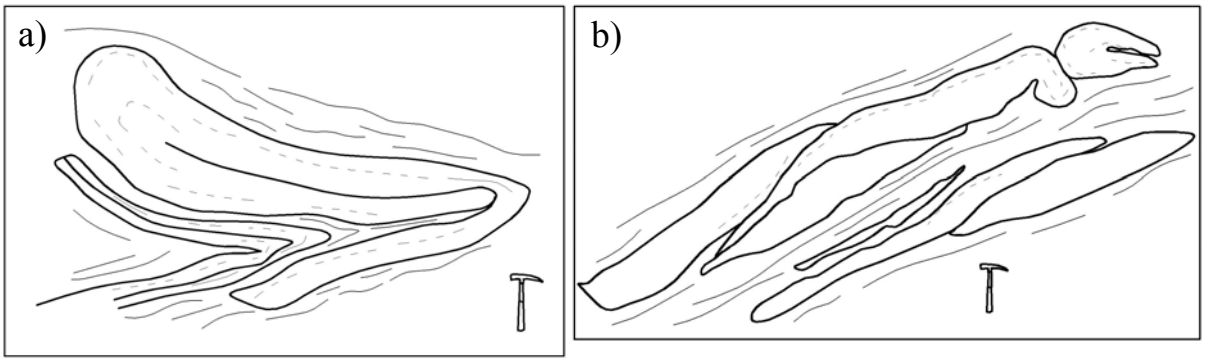
L'observation effectuée sur l'inclinaison les surfaces de cisaillement et des bancs calcaires fragmentés nous a permis de reconnaître deux groupes :

- Premier groupe (unité 1 et 2) : bancs calcaires et surfaces de cisaillement s'orientent parallèlement entre eux faisant un angle de 25° environ avec l'horizontale (le référentiel est le plan général de stratification).

- Deuxième groupe (unité 3) : les bancs calcaires et surfaces de cisaillement parallèles à l'horizontale sont suivis par les bancs et surfaces formant un angle de 25° avec l'horizontale.

Les deux groupes sont séparés par une surface de cisaillement majeure qui peut être suivie jusqu'au sommet du slump. Son inclinaison est de l'ordre de 45°. Plusieurs structures de déformation, appartenant du deuxième groupe, se concentrent dans cette zone d'interconnexion (**Fig. 3.36**). De plus, on n'observe pas des structures de type rouleau ailleurs. Cela suggère que ces structures de déformation ont résulté d'une compression (collision) lors de l'arrivée d'une masse sur d'autres déjà déposées. C'est-à-dire que le dépôt s'est effectué en au moins deux épisodes.





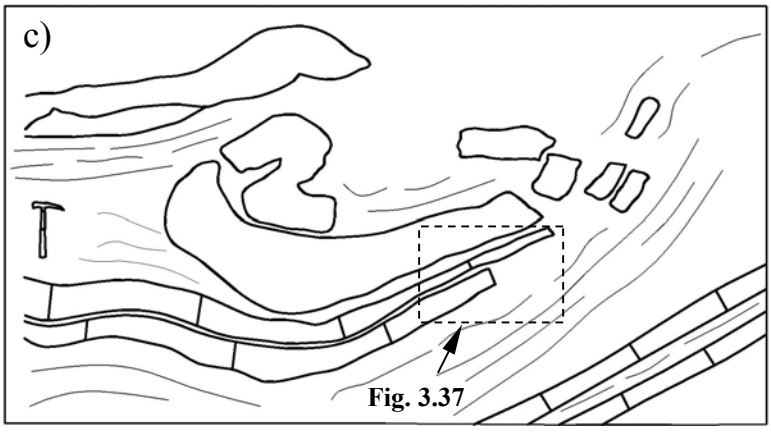


Figure 3.36 : *Photographie de la zone d'interconnexion et structures internes de déformation.*

a). Banc replié sur lui-même plusieurs fois en formant des charnières.

b). Bancs laminés par cisaillement.

c). Cisaillement complexe avec plis, laminage et fracturation

a3) Cisaillement à l'intérieur d'un banc calcaire

L'observation à l'intérieur de certains bancs calcaires montre que la stratonomie initiale a été précocement déstructurée, au cours du déplacement (**Fig. 3.37**). En effet, des structures en cisaillement ont été préservées, témoignant d'un mode de déformation très plastique. Le cisaillement déforme les lamines originellement horizontales, induisant des rotations et des décalages.

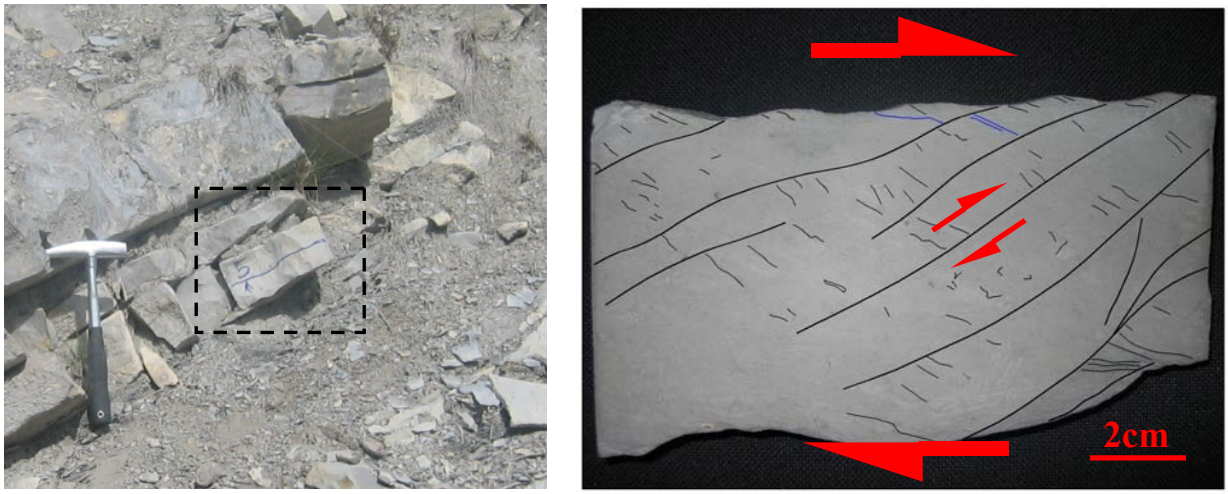


Figure 3.37 : *Cisaillement à l'intérieur d'un banc calcaire.*

a4) Distribution en taille des fragments calcaires : L'accès facile à l'affleurement permet de mesurer directement l'épaisseur et la longueur des bancs calcaires. Le nombre de bancs calcaires dans la première unité est insuffisant pour une étude quantitative. L'étude s'est donc concentrée sur la deuxième et la troisième unités dans le but de comprendre la distribution en taille des lambeaux de calcaire dans la matrice marneuse et en plus de comparer les épaisseurs des bancs calcaires dans le slump avec celles de la coupe de référence composite.

La deuxième unité :

Le deuxième ensemble comprend environ 340 lambeaux de calcaire dont la taille est variable. Leurs épaisseurs s'étalent entre 5 cm et 70 cm. Leur longueur varie de quelques centimètres à quelques mètres (**Fig. 3.38)**. En terme de dimension, on trouve que :

- Les lambeaux calcaires d'épaisseur moyenne d'environ 5-10 cm sont très nombreux, très peu de bancs dépassent 40 cm, cependant il existe quelques bancs épais d'épaisseur 60 cm. Par ailleurs, la présence de bancs d'épaisseur à peu près égale pourrait être liée à la fragmentation d'une même strate. Cette constatation permet d'approcher l'épaisseur

actuelle des bancs dans la masse glissée. On peut classer quantitativement les bancs selon leur épaisseur en :

- bancs de 5-10 cm environ : très nombreux
- bancs de 20 cm environ : nombreux
- bancs de 30 cm : une dizaine
- bancs de 40-50 cm : plusieurs
- bancs de 60-70 cm : trois

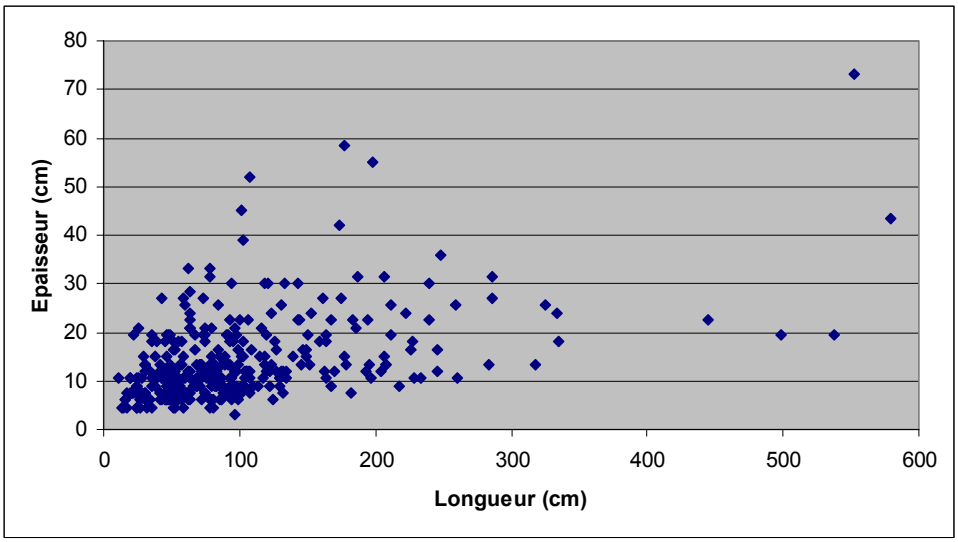


Figure 3.38 : *Graphique mettant en relation la longueur et l'épaisseur des bancs calcaires dans la partie 2.*

- La plupart des lambeaux de bancs calcaires présentent une longueur inférieure à 2 m, avec une moyenne d'environ 1 m, seuls quelques-uns dépassent 4 m. Ce fait suggère que les bancs calcaires sont fortement fragmentés au cours du glissement.

La troisième unité :

Le troisième ensemble comporte une centaine de lambeaux de bancs calcaires ; l'analyse géométrique montre les mêmes tendances que dans la deuxième partie. En effet, le graphique longueur - épaisseur révèle une épaisseur moyenne de 15 cm, aucun banc ne dépasse 40 cm. La longueur des bancs s'étale entre 0,5 et 5 m avec une moyenne de l'ordre de 1 m (**Fig. 3.39**).

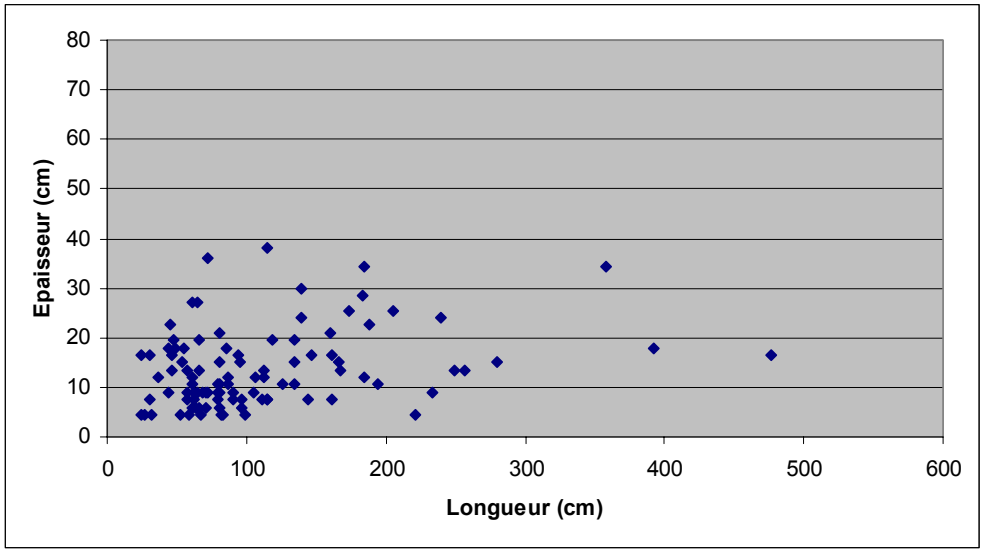


Figure 3.39 : *Graphique mettant en relation la longueur et l'épaisseur des lambeaux calcaires dans la partie 3.*

a5) Comparaison avec la lithologie de la zone source

L'ensemble de cet intervalle présente une alternance riche en calcaire (80 % environ). Par contre, l'épaisseur des bancs est fortement variable. On observe d'abord plusieurs bancs de 10 à 30 cm d'épaisseur dans la partie supérieure de la zone d'ammonites à *Balearis*. Le passage des zones d'ammonites à *Balearis* et *Angulicostata* est marqué par trois bancs calcaires d'épaisseur importante (70-80 cm).

En considérant l'analyse géométrique des bancs calcaires dans la deuxième partie, on constate qu'il est probable que cet intervalle corresponde à la lithologie originelle avant le glissement de cette partie. Cette observation est supportée par le fait que les bancs calcaires dans cette partie de dépôt ont de faibles épaisseurs de l'ordre 10-20 cm, de plus, on note également la présence de quelques bancs d'épaisseur importante 60-75 cm.

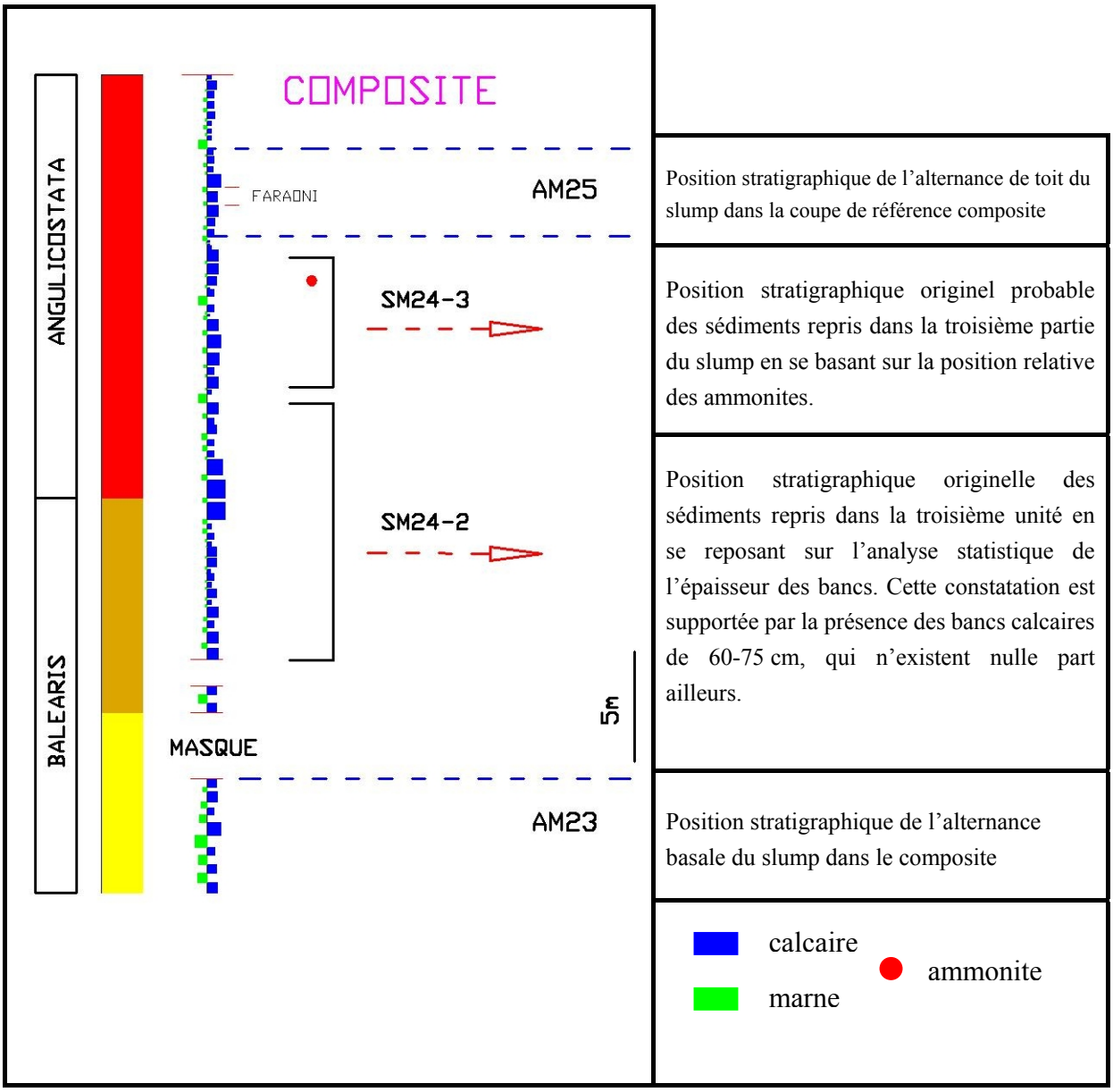


Figure 3.40 : *Restauration de la lithologie originelle des parties de la masse glissée.*

En ce qui concerne la troisième unité, l'analyse de l'épaisseur des lambeaux calcaires montre une variation de 10 à 40 cm. De plus, la présence d'ammonites de la zone *Angulicostata* moyen (cf. *Mortilleti*, voir Company *et al.*, 2003) dans quatre lambeaux calcaires différents conduit à mettre la stratification originelle dans la partie supérieure comme, l'indique la **figure 3.40**.

Cependant, les conclusion issues de cette étude d'analyse statistique sont plutôt délicates car les lambeaux calcaires ont parfois des épaisseurs variables liées aux déformations, rabotage, rallongement. La valeur prise pour chaque banc est donc une moyenne approximative. Par ailleurs, l'affleurement n'est pas suffisamment large pour une étude plus précise.

b) En rive droite

b1) Description : La qualité exceptionnelle de l'affleurement en rive droite permet d'observer sans discontinuité notable la variation des structures internes du slump SM24 sur une distance de 150 m (**Fig. 3.41**). Le slump SM24 est bien encadré par deux strates d'alternance régulières bien corrélées avec celles de la rive gauche. De plus, le dernier banc de l'alternance basale et le premier banc de l'alternance de toit sont présents tout le long de l'affleurement. Ainsi, l'épaisseur du dépôt de 10 m est quasiment constante.

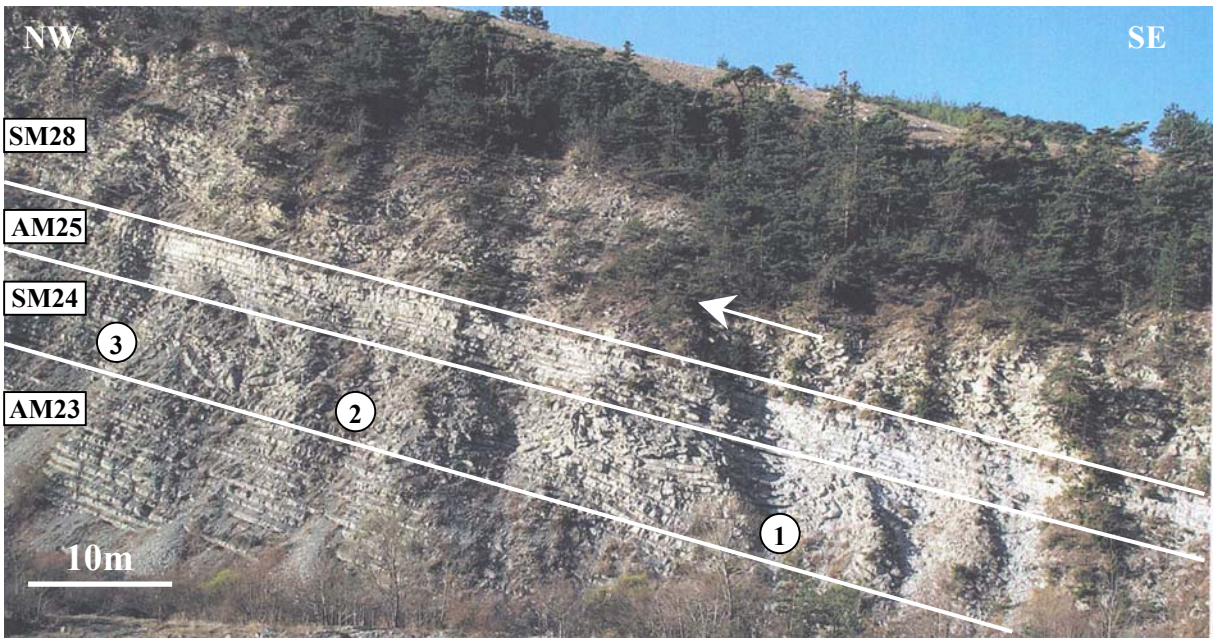


Figure 3.41 : *Vue panoramique en rive droite – Serres Montclus.*

b2) Structures internes et mécanisme de l'emplacement

Les structures caractéristiques sont distribuées localement, notamment dans les parties où les bancs calcaires se concentrent. Bien que l'affleurement soit exposé sans discontinuité, l'analyse de la totalité du slump est rendue difficile par le relief des faciès. Ainsi pour simplifier, on peut diviser le dépôt en trois grandes parties. Elles seront étudiées séparément dans l'ordre de droite à gauche, donc selon le sens du glissement.

La première partie :

La première partie comporte à sa base un bloc de 4 m dont quelques bancs calcaires sont biseautés. Ce bloc est surmonté par des bancs calcaires peu ondulés, cet ensemble occupe à peu près l'épaisseur totale du slump. La partie supérieure du slump, par contre, très marneuse, contient des fragments de bancs centimétriques ((**Fig. 4.42**). On est attiré par les structures très déformées au bout du bloc qui sont sans doute la conséquence du mécanisme de

compression lors de la phase de dépôt. Ce mécanisme est simplement expliqué par la différence de vitesse de deux masses au moment du dépôt. En effet, la vitesse de la masse contenant le bloc (1a) est encore assez grande tandis que celle de la masse devant elle (1b) a déjà beaucoup diminué, voire est nulle. L'énergie de la masse 2 est transformée alors en force de compression qui d'une part fracture les bancs calcaires au bout du bloc, d'autre part déforme les minces bancs calcaires moins rigides dans la partie supérieure. Quand la masse n'est plus « compressive », le reste de l'énergie se disperse en formant des plans de cisaillement inclinés sur la stratification.

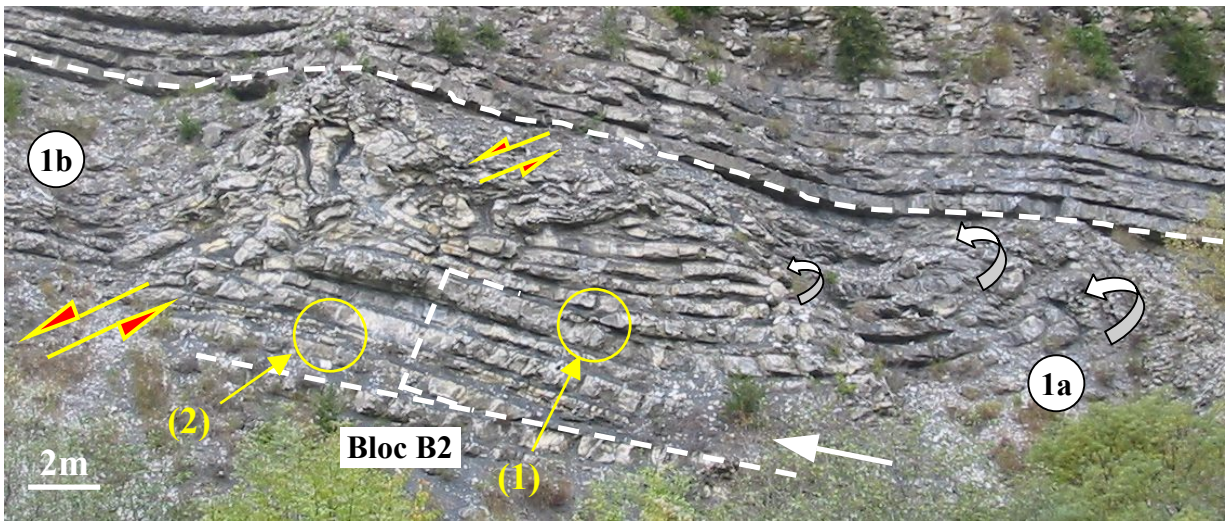


Figure 3.42 : *Structures de déformation dans la partie 1.*

D'autre part, le caractère intact de bloc non seulement nous fournit l'information sur la lithologie originelle d'une partie de la masse avant le glissement, mais témoigne encore d'une désorganisation incomplète de la masse au cours et au moment de dépôt. On note également la présence, entre deux bancs calcaires de 40 cm d'épaisseur, de trois bancs minces d'épaisseur individuelle de 10 cm (2) ; le banc médian est une calcarénite. De plus, le dernier banc du bloc est un banc double : 40 cm puis 15 cm (1). Ces caractéristiques lithologiques constituent des repères reconnus dans d'autres parties du slump. L'absence d'identification directe banc par banc dans la partie supérieure du bloc pose encore problème quant à leur origine exacte.

La deuxième partie :

La deuxième partie est séparée de la précédente par une zone assez masquée de 12 m environ. L'ensemble des structures internes et leur orientation permettent de distinguer trois unités (**Fig. 3.43**) :

- A droite se trouve un bloc qui fait un angle de 40° avec la stratification horizontale, la lithologie dans le bloc présente les deux repères (1) & (2) que l'on a remarqués dans la

première partie. De plus, ces deux repères sont séparés par deux bancs calcaires confirmant que ce bloc et celui de la première partie ont pour origine la même strate. Le fait que le bloc est incliné avec la stratification est également expliqué par la différence de vitesse des masses lors du dépôt qui faire tourner le bloc.

- A gauche se présente un banc formant un angle de 30° environ avec la stratification horizontale, il y a deux possibilités pour expliquer la cause de cette inclinaison : 1). Cette inclinaison est la conséquence du dépôt précédent, c'est-à-dire le banc fait part de la masse précédente. 2). L'inclinaison est liée à l'arrivée du bloc. En effet, en arrivant le bloc « creuse » les sédiments devant lui, ce qui est illustré par les « boues » comme l'indique la figure. Quand le bloc frappe la masse précédemment arrêtée, la force de compression causée par le bloc fait remonter le banc.

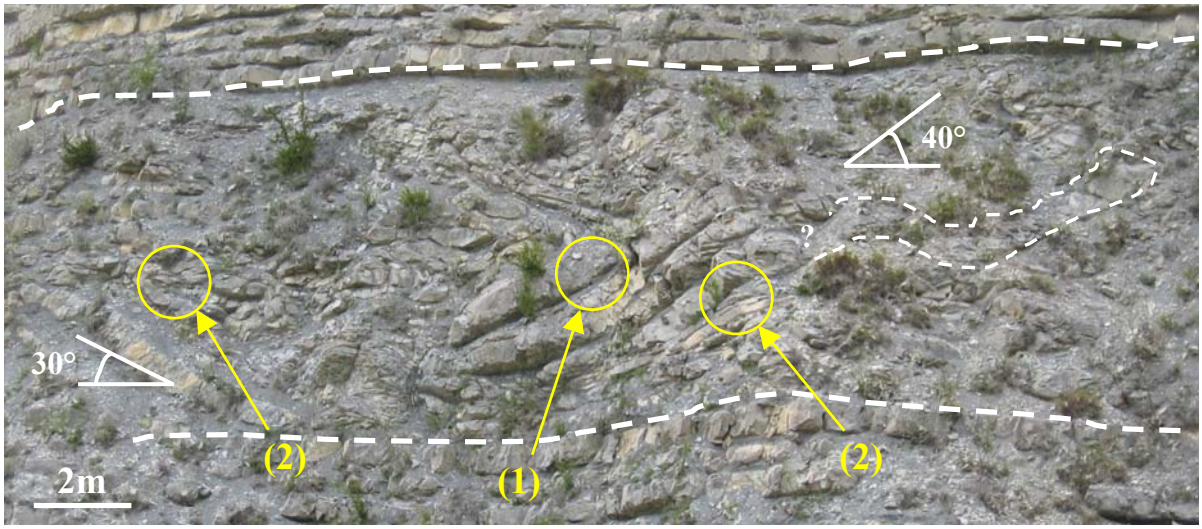


Figure 3.43 : *Structures de déformation dans la partie 2.*

- La troisième unité correspond à la zone de compression confinée par deux unités à son extrémité. La compression en condition confinée conduit à transformer une partie de la force de compression en cisaillement appliqué directement sur chaque banc. Cette combinaison déforme fortement les bancs calcaires en serrant la distance entre eux, donc ils ne gardent plus l'épaisseur initiale.

La troisième partie :

La troisième partie se compose principalement des bancs fragmentés (**Fig. 3.44**). Les lambeaux calcaires orientés horizontalement se concentrent en partie médiane. Les cisaillements intensifs ne permettent pas de reconnaître la lithologie originelle de la masse glissée. Cependant, on peut néanmoins identifier en partie à gauche le deuxième repère (banc triple encadré par deux bancs calcaires épais). Par ailleurs, le sommet du slump est assez

marneux avec la présence de minces bancs calcaires cisaillés et quelques lambeaux de bancs calcaires 30 cm.

Figure 3.44 : *Structures de déformation dans la partie 3.*

b3) Interprétation

Le dessin de la vue panoramique et la position des bancs corrélés sont présentés dans la **Figure 3.45**. L'ensemble de la partie étudiée suggère que le dépôt est composé de plusieurs masses glissées (que nous avons étudiées en es séparant en différentes parties). La cohérence des groupes de bancs corrélés à l'échelle de l'affleurement ainsi que les caractéristiques de certains bancs d'extension au moins métrique, montrent que ces radeaux sont des éléments d'une même masse initiale, fragmentée au cours du déplacement. L'inclinaison des blocs dans chaque masse et les structures de déformation dans les zones inter-blocs indiquent un mécanisme de compression lors de la phase de dépôt. Ce processus se traduit par une pression continue exercée par une masse glissée sur celle située devant elle. Il peut être rapproché du mécanisme de la formation des rides dans la partie frontale observée dans les dépôts des glissements récents.

La préservation d'ordre stratigraphique des bancs calcaires corrélés dans des blocs intacts ou dans des parties peu désorganisées (partie 3) indique également une faible désorganisation des éléments au cours du glissement. De plus, il traduit le rôle dominant du cisaillement dans ces masses au cours du glissement.

Concernant la lithologie, la présence de bancs calcaires épais de 60-65cm dans le bloc B2 suggère que la position stratigraphique originelle des sédiments repris dans le slump est la même avec celle du SM24-2 en rive gauche (cf. Fig. 3.41)

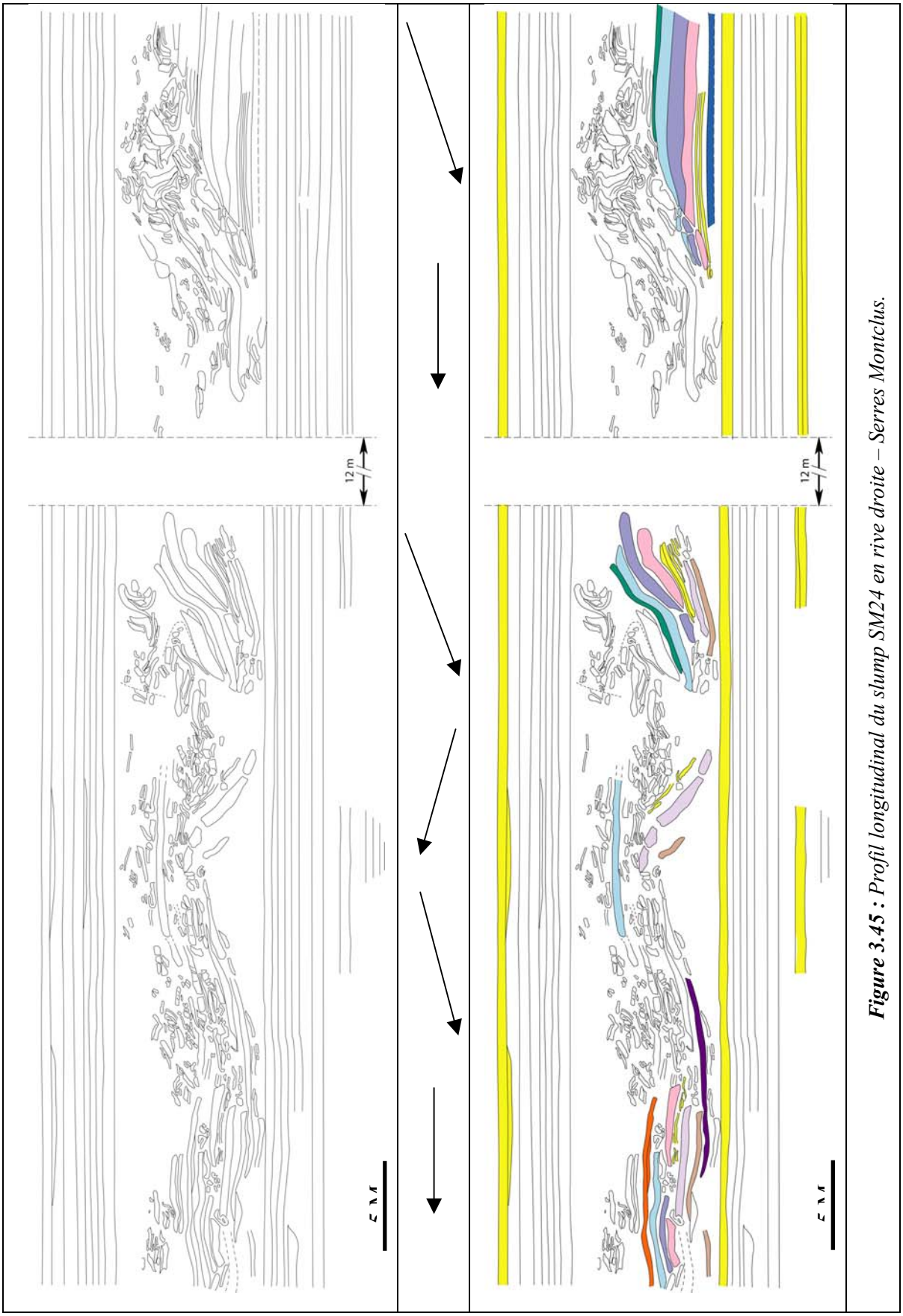


Figure 3.45 : *Profil longitudinal du slump SM24 en rive droite – Serres Montclus.*

3.4.2.2 –Le slump SM26

Le slump SM26, d'une épaisseur de 4,5 m, surmonte l'alternance de toit du SM24. En rive gauche, ce slump est bien identifié par ses structures de déformation en rouleaux très remarquables. A la différence du slump SM24, la surface supérieure n'est pas plane, mais irrégulière et comblée par la turbidite de sommet de slump dont l'épaisseur varie de quelques cm à 60 cm. En rive droite, la limite entre ce slump et le slump SM28 n'est pas distinguable. Il semble que le passage du slump SM28 a érodé une partie de SM26.

Grâce à l'abondance en rouleaux, le slump SM26 constitue un exemple exceptionnel de la déformation de sédiments meubles (**Fig. 3.46**). En effet, cet ensemble montre le comportement extrême d'un matériel glissé en état de la plasticité avec un raccourcissement de l'ordre de 2 à 3 (le raccourcissement est le rapport de la longueur dépliée sur la longueur du rouleau selon la direction de raccourcissement).

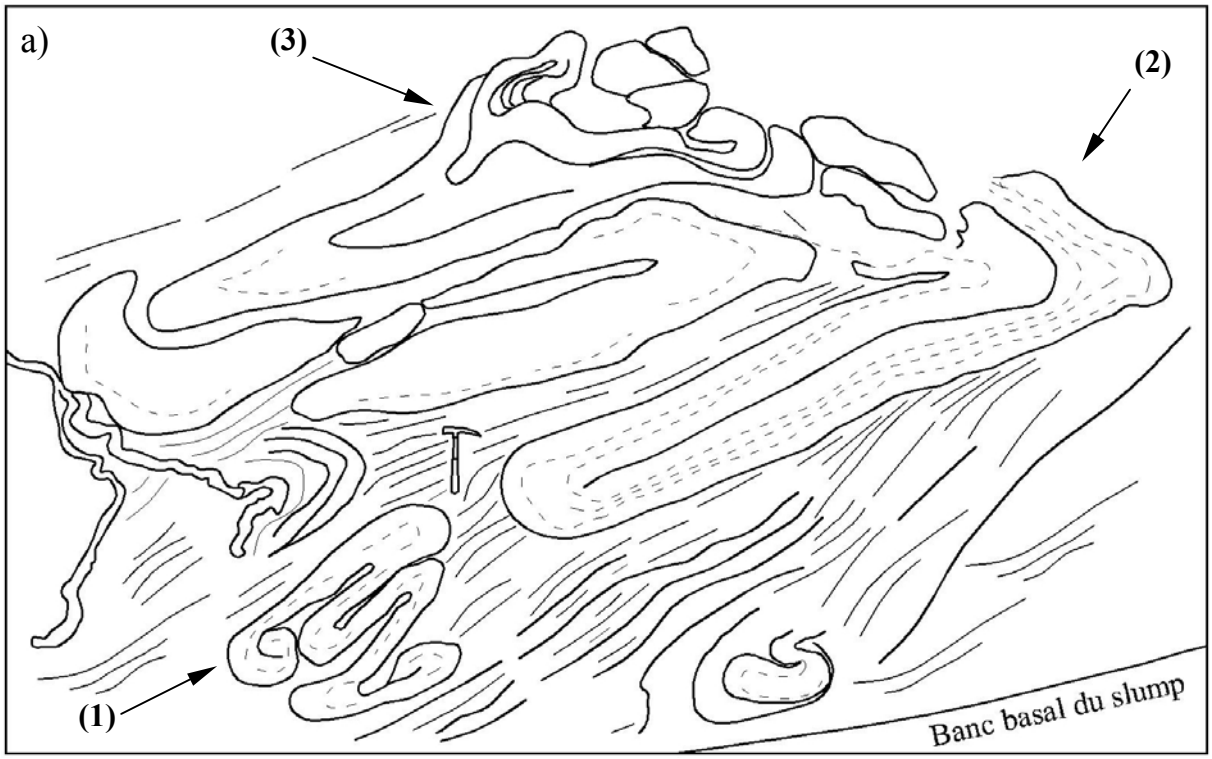
De plus, les rouleaux, se chevauchant les uns sur les autres, témoignent également d'une forte dynamique de la masse au moment du dépôt. Par ailleurs, on observe localement des bancs intensément repliés plusieurs fois sur eux-mêmes. Les deux structures particulières (1) et (2) (**Fig. 3.46a**) évoquent deux phénomènes :

- Un banc calcaire se raccourcit en accordéon dans une matrice très marneuse présentant un raccourcissement de l'ordre de 5. Cela suggère qu'il y a une faible différence de viscosité entre ce banc et les marnes environnantes [selon des formules théoriques de Biot (1961) (d'après Tabot, 1999)]. La prédiction du contraste de viscosité d'un banc raccourci (μ_l) avec les marnes environnantes (μ_h), se basant sur la longueur d'onde (L_d) et l'épaisseur du banc considéré (t) a été abordée par Tabot (1999), qui propose la formule suivante :

$$L_d = 2\pi t \left(\frac{\mu_l}{6} \mu_h \right)^{1/3} \quad (5)$$

- Un rouleau avec inversion de polarité et redoublement (2), suggérant que le matériel remanié a subi une première déformation au cours du déplacement puis une seconde au cours de la mise en place finale. Dans chacune de ces étapes, les reploiements, les étirements parfois les cisaillement furent fréquents.

La présence de *grumeaux* décamétriques aux structures complexes (3) et une divergence localisée des génératrices de rouleaux témoignent aussi d'une viscosité élevée du matériel glissé. De plus, la présence des rouleaux successifs (tant à gauche qu'à droite du rouleau dans la figure 3.47) sur le plan de glissement suggère une série de déformations compressives par les pulsations séparées comme dans l'exemple du slump SM24 en rive droite mais affectant des sédiments moins lithifiés.



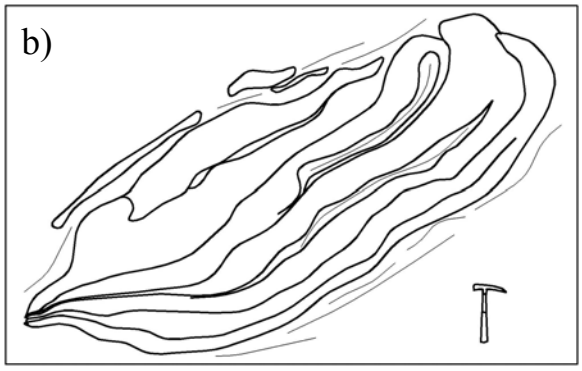


Figure 3.46 : *Photographie du slump SM26 en rive gauche.*

a) Rouleaux au sein du slump SM26 et structures de déformation associées.

b) Rouleaux formés des bancs repliés en cascade.

3.4.2.3 – Le slump SM18

L'association des structures dans le dépôt de SM18 permet de distinguer trois intervalles. Le premier intervalle se situant en bas du slump (vers la droite de la Fig. 3.48) est assez marneux. Il se compose de lambeaux calcaires décamétriques avec parfois des rouleaux de bancs calcaires. Deux surfaces caractérisant un dépôt en plusieurs épisodes ont été identifiées. Comme dans SM24-RG (rive gauche), des rouleaux se concentrent à gauche de cette interface (**Fig. 3.47**). La partie supérieure de cet intervalle est masquée.

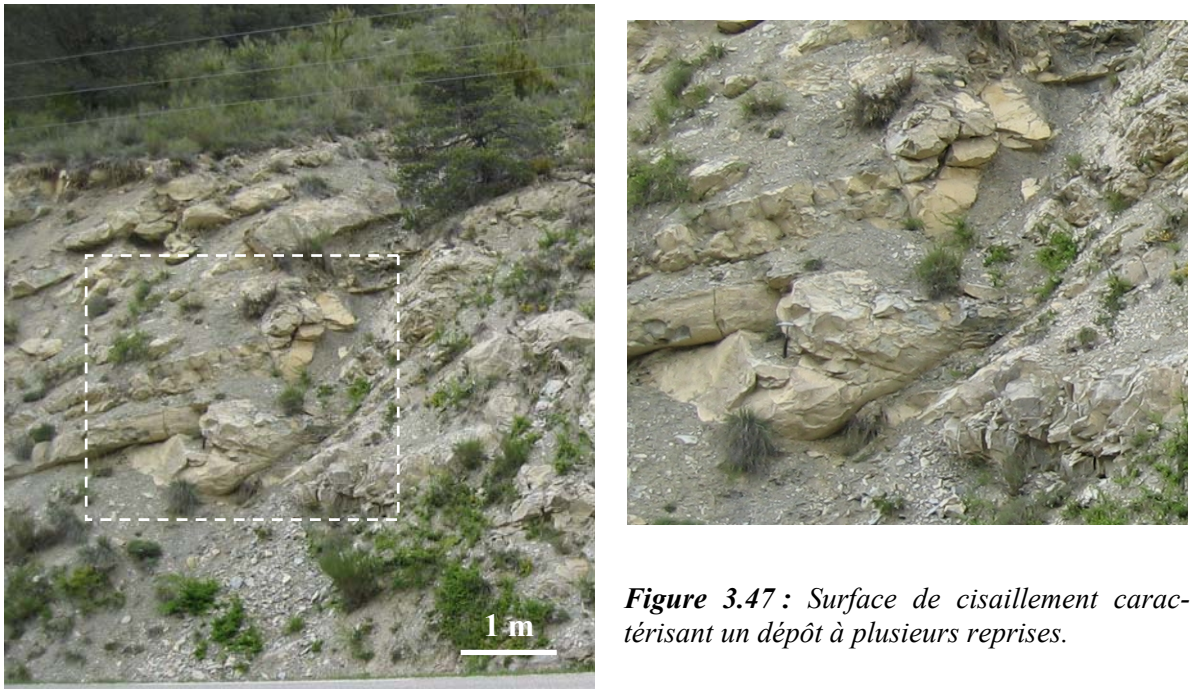


Figure 3.47 : *Surface de cisaillement caractérisant un dépôt à plusieurs reprises.*

Les structures du deuxième et troisième intervalles sont schématisées dans la **Figure 3.48**. Le deuxième intervalle est caractérisé par la présence d'un grand bloc (B6). En observant avec attention la lithologie le long de cet intervalle, on constate que le bloc résulte d'une fracturation incomplète de la tranche glissée correspondante.

En effet, à droite du bloc B6, se trouvent des bancs légèrement ondulés (**Fig. 3.48c**), parfois cisaillés et fracturés. Cependant, on est capable de reconnaître que ces bancs calcaires appartiennent aux mêmes strates que ceux du bloc B6 grâce à la présence des bancs doubles (localisés dans la figure par les cercles de couleur jaune). On notera que l'ordre stratigraphique des bancs est conservé. De plus, quelques bancs en bas du bloc B6 sont rabotés et fortement déformés. A gauche du bloc B6, on trouve également des bancs légèrement déformés dont on a pu reconnaître qu'ils forment un ensemble cohérent avec les bancs de la partie supérieure du bloc B6. Ces bancs surmontent ce bloc B6 et ravinent quelques bancs calcaires de la partie supérieure de celui-ci formant des structures de rouleaux (**Fig. 3.48b**). Ils correspondent au démantèlement d'un bloc de taille inférieure à celle du bloc B6.

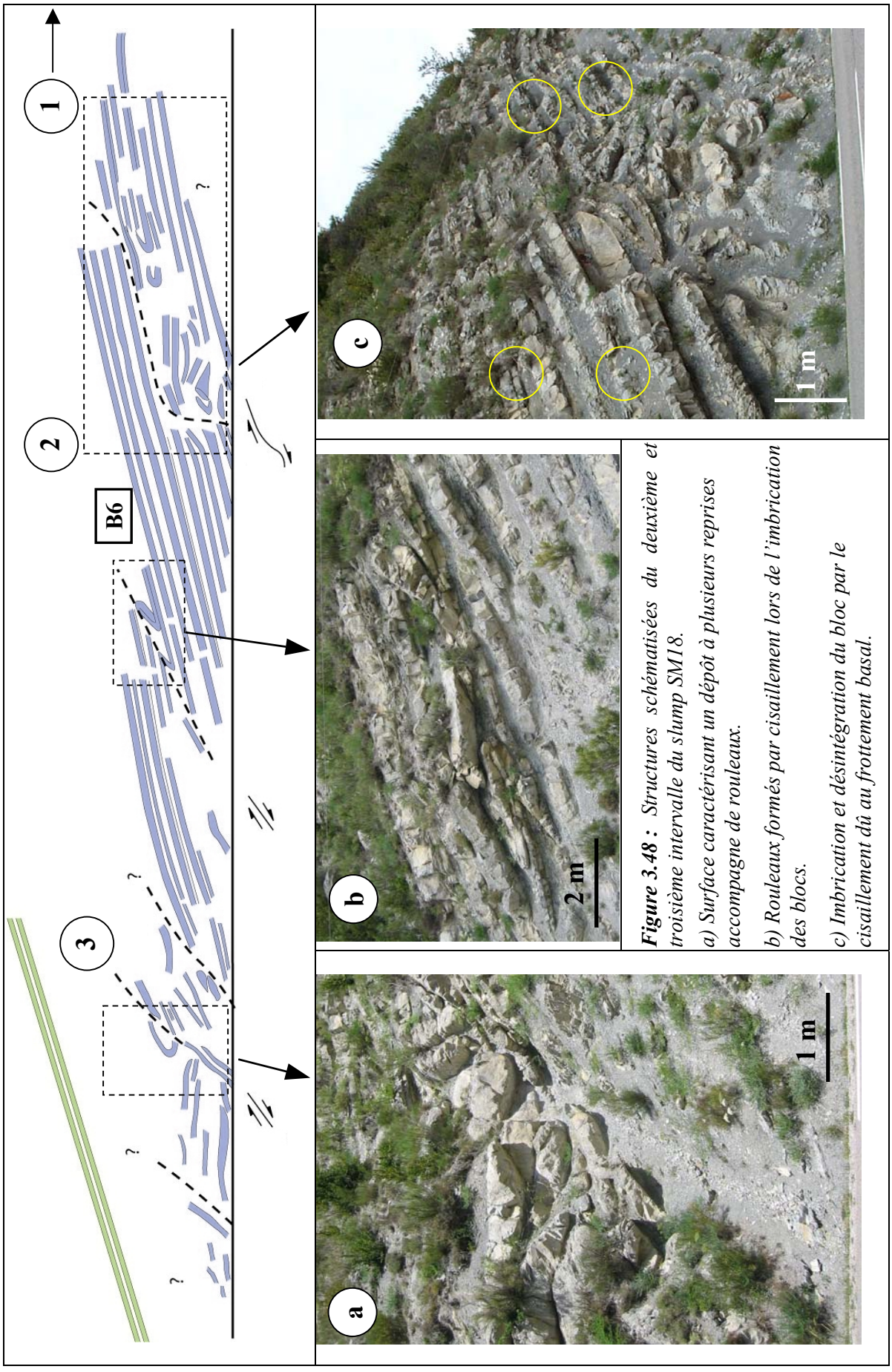


Figure 3.48 : *Structures schématisées du deuxième et troisième intervalle du slump SM18.*

a) Surface caractérisant un dépôt à plusieurs reprises accompagne de rouleaux.

b) Rouleaux formés par cisaillement lors de l'imbrication des blocs.

c) Imbrication et désintégration du bloc par le cisaillement dû au frottement basal.

L'ensemble de ces observations est interprété comme illustrant le mécanisme d'imbrication des blocs au moment du dépôt. Ce processus s'accompagne d'un ravinement et d'un rabotage du sommet du bloc inférieur. Ce mécanisme de l'imbrication assez « doux » suggère que les blocs sont formés avant le dépôt final. C'est-à-dire que ces blocs se sont formés soit au cours du déplacement de la tranche glissée, voire aient été initiés dans la zone de départ (par des fracturations précoces par exemple).

L'ensemble des blocs imbriqués est séparé par une surface cisaillement importante du troisième intervalle comprenant essentiellement des bancs calcaires fragmentés dans une matrice marneuse (**Fig. 3.48a**). L'épaisseur importante des bancs calcaires présents dans la matrice marneuse est comparable à celle des bancs constitutifs des blocs, suggérant que ces lambeaux calcaires appartenaient à la même strate, indiquant alors une forte désorganisation au cours du glissement.

En comparant avec la lithologie de la tranche concernée dans la courbe de référence composite (cf. **Fig. 3.31**), on constate que la tranche glissée repose directement sur la vire marneuse VM6 (deux couches marneuses de l'ordre 1 m). Cette vire sert probablement le plan de cisaillement du glissement concerné permettant dans un premier temps, un déplacement de l'ensemble sans désorganisation notable.

3.4.3 – Propriétés générales des slumps de la région de Serres

La région de Serres présentant une abondance de slumps permet de reconnaître plusieurs types de dépôt de glissements synsédimentaires variant des dépôts constitués de bancs peu ondulés jusqu'à des structures très chaotiques formées de bancs calcaires fragmentés avec des rouleaux de bancs calcaires repliés.

3.4.3.1 - Les surfaces limites des slumps

Les limites inférieure et supérieure des slumps sont fixées respectivement par le dernier banc calcaire de l'alternance basale (à la base du slump) et le premier banc calcaire de l'alternance de toit. En général, la surface supérieure du slump, correspondant à la base du banc calcaire qui le surmonte, n'est pas toujours plane. Il s'agit de deux types de régularité, l'une correspond à une irrégularité significative liée à la viscosité importante des masses calcaires due à un début de lithification (Beaudoin *et al*. 1975b, Beaudoin, 1977) et l'autre correspond à des protubérances liées à la présence des éléments calcaires au sommet du slump (Le Doeuff, 1977). Il est noté que ces deux phénomènes ne sont pas observés dans les slumps de la région de Serres où la surface supérieure de la plupart des slumps observés est, à l'échelle de l'affleurement, assez plane (**Fig. 3.49**). Il en est de même pour les surfaces inférieures.

Figure 3.49 : *Photographie de la limite supérieure du slump SM24 en rive droite de SMC (pointillés blancs).*

3.4.3.2 - Les structures de déformation

Les slumps de la région de Serres présentent une large variété de déformations internes qui regroupent les formes classiquement décrites. La structure rencontrée le plus souvent correspond aux rouleaux (*folds*) qui sont présents au sein de la plupart des slumps observés dans les deux sites. Ces rouleaux sont formés de bancs calcaires fragmentés, d'épaisseur variable, repliés sur eux-mêmes. L'amincissement du flanc et l'épaississement de la charnière des rouleaux sont très fréquents (cf. **Fig. 3.36a, 3.46a**). Ces structures nous informent 1) sur l'état du matériel qui était suffisamment plastique pour se déformer ; 2) sur les conditions de fragmentation qui ont conduit au transport de masses de tailles variées soit suite à la mise en mouvement d'une masse originellement fragmentée, soit suite au démantèlement de la masse originelle au cours du transport ; 3) sur les mécanismes de transport et de déformation le long des plans de frottement.

Le boudinage des bancs calcaires est rarement observé. Cependant, on note parfois des boules calcaires qui ont perdu leur stratonomie sédimentaire originelle. Ces boules peuvent se concentrer dans les slumps de type coulées de débris (comme l'exemple de SM30 et SB20, cf. **Fig. 3.07**) ou se trouver isolément dans une matrice marneuse (coulée boueuse). Certaines boules calcaires sont "enrobées" par des bancs calcaires. Elle correspondent à un fort degré de désorganisation de la masse au cours du déplacement et au moment du dépôt (**Fig. 3.50**).

Figure 3.50 : *Boule calcaire enrobée par des bancs calcaires dans le slump SB8 de la coupe de Serres-Buëch.*

3.4.3.3 - Les figures de cisaillement

L'hétérogénéité d'une série alternante marno-calcaire prête à glisser sur une pente va conduire au développement de surfaces de cisaillement non seulement à la base (au moment du déclenchement), mais aussi en son sein (au cours même du glissement). En effet, les interlits marneux plus « fluides » résisteront mal au cisaillement et seront rapidement dilacérés. Par ailleurs, les bancs calcaires plus rigides enregistreront bien les traces de déformation par le cisaillement.

A l'échelle de l'affleurement, nous distinguons trois types de comportements d'un banc calcaire soumis à une force de cisaillement :

Cisaillement avec fracturation : c'est le cas observé dans le slump SB14 sur la coupe de Serres-Buëch où un banc calcaire a été complètement écrasé, débité en morceaux lors du passage d'une masse sur celui-ci (**Fig. 3.51**). Les morceaux fragmentés font un angle de 45° par rapport à la stratification horizontale (référentiel stratigraphique). Le fait que cette orientation coïncide avec celle des bancs calcaires fragmentés dans le slump suggère que le banc écrasé fut cisaillé sous condition de confinement. Ce phénomène s'est traduit probablement par une érosion du substratum lors du passage de la partie frontale de la masse glissée car le banc cisaillé repose directement sur un autre banc calcaire appartenant aux alternances régulières.

Cisaillement sans fracturation : le processus est le même que celui invoqué dans l'exemple précédent : le passage d'une masse sur un banc calcaire applique une forte contrainte de cisaillement sur celui-ci. Cependant, dans ce nouvel exemple, le banc calcaire cisaillé ne s'est pas fracturé, il est resté intact, et s'est allongé le long de la surface de cisaillement (**Fig. 3.52**). Ce comportement est interprété comme une plasticité élevée du banc calcaire au moment du glissement.

Figure 3.51 : *Photographie du cisaillement avec fracturation d'un banc calcaire de la base du slump – SB14 de Serres-Buëch.*

Figure 3.52 : *Photographie du cisaillement sans fracturation d'un banc calcaire du slump au sein du slump SM18 de Serres-Montclus.*

Cisaillement d'un groupe alternant bancs-interbancs : les deux cas précédents ont illustré comment un banc calcaire se comporte lors du passage de la masse d'un glissement. Par contre dans la masse glissée, en général, le processus de cisaillement affecte l'ensemble de la masse glissée à toutes les échelles. Il fragmente les bancs calcaires tout en préservant une épaisseur constante sur une longueur de quelques mètres ou déforme complètement un banc calcaire sous forme « d'aile d'avion » (**Fig. 3.53**).

Figure 3.53 : *Photographie du cisaillement formant des structures en forme « d'aile d'avion » - En bas du slump SM22 de Serres-Montclus.*

3.4.3.4 - Les blocs (radeaux d'alternances marno-calcaires)

Les blocs préservés dans les différents slumps résultent de la préservation de paquets de strates à l'intérieur d'une masse glissée en cours de désintégration. En cela ils témoignent de l'état du sédiment originel, dans sa zone de dépôt, en sachant bien entendu qu'ils ont été affectés d'une empreinte diagénétique après leur re-dépôt.

Ainsi, l'attention a été portée particulièrement sur les *blocs*. Au long de la série hauterivienne de la coupe de Serres-Montclus, plus d'une dizaine de blocs ont été identifiés, dont six sont aisément accessibles sur l'affleurement. Le tableau 3.03 montre les caractéristiques de ces six grands blocs.

En terme de composition, les blocs sont caractérisés par une forte proportion de calcaire (allant de 65 à 80 %). De plus, aucune couche marneuse d'épaisseur importante n'apparaît au sein de ces blocs. Ce fait lui permet de résister au cisaillement au cours de transport. La position des blocs dans le slump ne paraît pas systématique, en effet, B2, B4 et B5 se trouvent en bas du slump, tandis que les autres (B1, B3 et B6) sont au milieu du slump. Cependant dans tous les cas analysés, on n'observe pas de bloc en partie supérieure du slump.

Blocs	% en Calcaire	Epaisseur (m)	Slump	Epaisseur du slump (m)	Longueur (m)
B1	64,94	2	SM24-RG	> 8,5	7
B2	70,91	3,85	SM24-RD	10	-
B3	75,63	4,35	SM28	20	-
B4	64,08	4,54			-
B5	80	2,25			> 10
B6	64,9	4,73	SM18	30	> 15

Tableau 3.03 : *Caractéristiques des blocs dans la coupe de Serres-Montclus.*

L'épaisseur des blocs n'est pas fortement liée à celle du slump qui le contient. Par exemple, B6, d'une épaisseur de 4,7 m se trouve dans le slump SM18, d'épaisseur de 30 m tandis que le bloc B4, d'épaisseur 3.85 m est dans le slump SM 24 de 10m. Il semble que l'hétérogénéité de la masse initiale, plus précisément la position des couches marneuses d'épaisseur importante, contrôle l'épaisseur des blocs.

L'observation en détail de trois blocs B1, B5 et B6 indique que ces blocs sont à l'endroit. Ce qui signifie un détachement lors du déplacement translationnel d'un masse glissée. De plus, la diversité de la position des blocs suggère qu'ils ne sont pas toujours supportés par la matrice.

3.5 - CONCLUSION

Les slumps hauteriviens de la région de Serres résultent de glissements translationnels affectant des alternances marno-calcaires en cours de lithification. L'analyse de leur stratigraphie et leurs structures internes met en évidence de nombreux points communs, mais également quelques différences. Un certain nombre d'informations peuvent en être retirées.

Les slumps se sont produits dans un même contexte d'une vallée sous-marine présentant des pentes pérennes durant cette période et dans un contexte de sédimentation de type alternances marno-calcaires assez équilibrées, en particulier par rapport aux autres périodes voisines (Valanginien à dominante marneuse et Barrémien à dominante calcaire). Sur l'ensemble de la série hauterivienne, le nombre des slumps et des vires marneuses est comparable. Cette observation suggère que ces vires marneuses ont joué le rôle du plan de rupture dans la plupart des slumps. Un essai d'interprétation cyclostratigraphique indique un contrôle astronomique (indirect ?) probable de la distribution des surfaces de rupture des slumps, par exemple dans le deuxième intervalle où les vires marneuses sont séparées d'environ 400 ka correspondant à une période principale de l'excentricité calculée par Milankovitch.

La localisation stratigraphique des tranches affectées par un slump dans le composite a montré une tendance générale à la correspondance entre des hiatus sédimentaires de la coupe de Serres-Montclus et le dépôt de slumps. Ce mécanisme se traduit par la mobilisation de la tranche concernée en glissement translationnel, qui s'accompagne souvent de phénomènes de rétraction et d'expansion en épaisseur liés à la position relative de la coupe observée par rapport au corps du dépôt entier. Cependant, dans certains slumps (SM4 et SM28), le fait que l'âge relatif du sédiment glissé déterminé par des ammonites soit significativement plus vieux que celui de l'alternance surmontée par le slump, suggère une complexité de la zone source et peut-être une dénivellation importante entre la zone de départ et le dépôt.

Concernant la lithologie de la masse glissée, la variation d'épaisseur de bancs calcaires et d'interlits marneux permet de constater deux types d'hétérogénéité : les alternances à dominante marneuse et les alternances à dominante calcaire. Cependant, cette hétérogénéité n'est pas « régulière » pour chaque tranche, qui dépend fortement d'une variation d'épaisseur des marnes (de 0-120 cm). La variabilité de la lithologie des tranches à glisser témoigne des comportements très différents pour chaque slump.

Le long du dépôt de certains slumps (SM18 et SM24), des surfaces de cisaillement majeures sont souvent identifiables, caractérisant un dépôt à plusieurs reprises. Il est cependant difficile de savoir si ces dernières sont la conséquence d'arrivée de masses détachées d'une tranche au cours du glissement ou de glissements différents. Par ailleurs, les structures de déformation sont assez variées avec la présence de rouleaux présentant différents degrés de déformation, des blocs d'épaisseur et de longueur variables, de bancs laminés et fracturés par le cisaillement, de grumeaux et de boules calcaires. Cette diversité de faciès et de structures de déformations résulte ainsi d'une évolution dynamique contrôlée par les variations d'épaisseur des bancs calcaires et des interlits marneux (hétérogénéité de la masse) et par la plasticité des bancs calcaires et la viscosité des marnes (degré de lithification ou rhéologie) au moment de la mise en glissement. L'étude sur l'influence de l'hétérogénéité et la rhéologie de la masse glissée nécessite une restauration de la configuration initiale de la masse (décompaction sommaire) d'une part et des approches de modélisations numériques d'autre part. Le principe de cette étude sera traité dans le quatrième chapitre.

QUATRIEME CHAPITRE :

VERS LES PROPRIETES DU MATERIEL AVANT LE GLISSEMENT

4.1 – Introduction

4.2 – Compaction et diagenèse des sédiments à alternances marno-calcaires. Point sur leur évolution

4.3 – Restauration de l'épaisseur originelle de la masse glissée. Vers l'approche mécanique

4.4 – Sur les causes des glissements dans la région de Serres

4.1 - INTRODUCTION

Dans ce chapitre, nous tentons de proposer des approches vers la restitution des propriétés originelles de la tranche sédimentaire affectée par des phénomènes de slumping.

Ainsi, nous présentons dans un premier temps une brève revue des processus pouvant contrôler l'évolution d'une série alternante marno-calcaire en cours d'enfouissement. Il s'agit de la diagenèse et notamment de la compaction.

Ensuite, nous abordons les approches mécaniques et l'influence d'hétérogénéités au sein de la masse glissée sur le déclenchement et l'évolution du glissement. Ces approches nécessitent d'effectuer une décompaction sommaire de la tranche superficielle concernée. Cette procédure est illustrée par un exemple de la partie sommitale de l'Hauterivien où se concentrent plusieurs slumps sur une courte période de temps (environ 150 ka).

Enfin, ce chapitre se termine par un regard sur les causes des glissements affectant les alternances marno-calcaires de la région de Serres dans le but de déterminer l'épaisseur de la masse instable par des approches théoriques et numériques.

4.2 - COMPACTION ET DIAGENESE DES SEDIMENTS A ALTERNANCES MARNO-CALCAIRES – POINT SUR LEUR EVOLUTION

Comme nous l'avons montré dans les chapitres précédents, la série alternante marno-calcaire affectée par un glissement correspond à une tranche superficielle des sédiments (de l'ordre quelques dizaines de mètres, en épaisseur actuelle) en cours de lithification. Son évolution au cours du temps dépend de deux mécanismes principaux : la diagenèse et en particulier la compaction résultant du dépôt des sédiments successifs. Nous allons présenter dans un premier temps une brève revue de l'influence de ces deux mécanismes sur les alternances marno-calcaires de la zone d'étude.

4.2.1 – Diagenèse des sédiments à alternante marno-calcaire

La diagenèse différentielle dans des séries à alternances marno-calcaires a été étudiée dans les dernières dizaines d'années, sur différents exemples. Il s'agit d'un processus de redistribution du carbonate de calcium depuis les couches marneuses vers les niveaux calcaires encadrants, par dissolution, migration d'ions et re-précipitation (Ricken, 1986 ; Beaudoin *et al*., 1987 ; Beaudoin et Pinault, 1992 …). En effet, une alternance marno-calcaire peut être à l'origine liée à une fluctuation primaire de l'alimentation du carbonate, à une diagenèse « pure » et sans

doute le plus souvent aux deux mécanismes à la fois (Einsele et Ricken, 1991, Westphal *et al.*, 2004).

C'est le cas dans les séries jurassiques et crétacées alternantes du bassin vocontien où le signal originel, sous contrôle astroclimatique (voir ci-dessus notamment les travaux cités de l'Ecole lyonnaise, avec P. Cotillon, M. Rio, …et d'autres à la suite), a été profondément contrasté en raison des transferts de carbonate (travaux de l'Ecole des Mines, avec B. Beaudoin …et d'autres à la suite).

4.2.2 – Sédiments en cours de compaction

Le caractère synsédimentaire des slumps montre qu'au moment du glissement les sédiments étaient en train de se déposer, de se lithifier et de se compacter. En effet, après le dépôt, les sédiments perdent plus ou moins rapidement leurs caractéristiques de « boue » par expulsion d'eau et par réorganisation des grains et des éléments de la phase solide. Ainsi, l'évolution de la lithologie avec la profondeur est le phénomène de compaction : la compaction mécanique et la compaction chimique sont liées respectivement à deux processus de changement d'état des sédiments.

La compaction mécanique résulte principalement de l'application d'une contrainte verticale qui entraîne l'expulsion de l'eau contenue dans des pores et un réarrangement des particules du sédiment. Ce type de compaction persiste dans la colonne sédimentaire, sur des épaisseurs allant jusqu'à quelques kilomètres. De nombreuses approches ont été proposées pour décrire la loi d'évolution de la porosité en fonction de la profondeur (voir notamment in Vandromme, 2007).

La compaction chimique concerne la dissolution et la re-cristallisation des particules des sédiments, ainsi que la re-précipitation des matières dissoutes sous forme de ciment dans les pores. Plusieurs publications montrent que la compaction chimique ne s'effectue qu'à partir d'une certaine profondeur (autour de 200 m, Moreau *et al.*, 1994). En comparant avec l'épaisseur des tranches affectées par les slumps de la région de Serres, il semble que la compaction chimique n'a pas joué de rôle important dans l'évolution des sédiments de la tranche étudiée (épaisseur de la série compactée inférieure à 30 m dans la plupart des slumps).

4.3 - RESTAURATION DE L'EPAISSEUR ORIGINELLE DE LA MASSE GLISSEE – VERS L'APPROCHE MECANIQUE

La série de référence composite précédemment considérée comme la zone source virtuelle des slumps de la région de Serres a subi, depuis son dépôt (il y a plus de 100 Ma), des

modifications lithologiques et mécaniques qui pourraient « cacher » sa stratonomie originelle. Ainsi, pour étudier l'influence de l'hétérogénéité initiale de la tranche glissée sur l'évolution au cours du glissement et des approches mécaniques sur les propriétés originelles du matériel au moment du glissement, il est indispensable de décompacter la tranche sédimentaire affectée.

4.3.1. Décompaction sommaire

Les sédiments carbonatés dans les premiers mètres de la colonne sédimentaire présentent typiquement une porosité voisine de 70 %, voire 80 %. Une réduction élevée de l'épaisseur initiale jusqu'à 50 % peut s'effectuer à une profondeur de moins 150-200 m (Goldhammer, 1997 ; Scholle, 1978 d'après Mazingue-Desailly, 2002). Cependant, la compaction d'une masse sédimentaire à alternances marno-calcaires ne semble pas suivre une règle aussi simple. Plusieurs publications montrent que le taux de compaction dans des séries alternantes marno-calcaires est contrôlé par la teneur en carbonate et les transferts dans la succession (par exemple : Beaudoin *et al.*, 1988 ; Beaudoin et Pinault, 1992).

En effet, la préservation sphérique des kystes de dinoflagellés des calcaires dans certaines formations à alternances marno-calcaires (par exemple, sur le Pliocène supérieur du Grand banc des Bahamas (Westphal *et al.*, 2000) suggère que les bancs calcaires sont quasiment non compactés mais que les marnes ont subi une forte réduction d'épaisseur. Cela a conduit les auteurs à proposer qu'une cimentation se soit produite très tôt avant que l'accumulation des sédiments sus-jacents soit suffisante pour provoquer une compaction « discernable ». Ainsi, la compaction des couches calcaires dépend fortement du moment et du taux de cimentation, qui peut conduire à des taux de compaction très différents dans les différents dépôts alternants marno-calcaires. En effet, le taux de cimentation est probablement contrôlé par la transformation d'aragonite en calcite dans les couches calcaires d'une part (correspondant à une augmentation en volume de 8-8,7 % (Schmidt, 1965 et Pingitore, 1970 d'après Westphal *et al.*, 2000) et la redistribution locale de la calcite dans les successions d'autre part (Westphal *et al.*, 2000). Sous un enfouissement plus important, la calcite constituant le milieu poreux, se dissout donc, ce qui accélère la compaction ; ainsi, la compaction chimique devient plus importante.

L'épaisseur d'enfouissement de la série hauterivienne du bassin vocontien n'est pas précisément connue en tout point mais est d'ordre kilométrique. Selon les différentes lois de compaction usuelles (Beaudoin *et al.*, 1985, 1987 ; Maillart, 1991) et en tenant compte des mesures directes à partir d'objets indéformables et de déformation d'objets (Beaudoin *et al.*, 1985, 1988), nous avons choisi (pour simplifier) un taux de décompaction élémentaire (petite épaisseur) de l'ordre 1,5 - 2 pour les calcaires et de 4 pour les marnes. Il est à noter que ces coefficients varient également avec la profondeur considérée.

Cette décompaction sommaire permet d'approcher une configuration initiale de la tranche affectée par le glissement.

4.3.2. Commentaires sur l'influence de l'hétérogénéité dans les alternances

Nous avons choisi de tester l'apport d'une telle décompaction sur l'intervalle de l'Hauterivien sommital car il présente une fréquence élevée de glissements sur une courte durée (SM24, SM26 et SM28) permettant d'approcher à différents moments l'état de lithification correspondant à des slumps quasi successifs. Ainsi, l'épaisseur de la masse initiale mise en glissement est restaurée par une décompaction sommaire permettant une analyse de l'influence de hétérogénéité sur l'évolution des slumps (**Fig. 4.01**).

L'intervalle décompacté comprend les sédiments représentant les zones à *Balearis* supérieure et à *Angulicostata*. Il permet de couvrir les sédiments repris dans les trois slumps SM24, SM26 et SM28. La position stratigraphique de l'alternance AM25 et la localisation des tranches affectées par ces trois slumps sont présentées dans la **Figure 4.01**.

Dans la tranche décompactée correspondant au slump SM24, on peut distinguer deux types de lithologie caractéristique : la partie inférieure est caractérisée par des bancs calcaires de taille moyenne, intercalés de marnes d'épaisseur moins importante. La désintégration de cette portion illustrée par l'affleurement en rive gauche qui montre des bancs très fragmentés (cf. § 3.4.2.1.a). Elle se traduit par un cisaillement fort et intense, dû au mouvement des masses sus-jacentes dont l'épaisseur atteint 20 m environ. La partie supérieure (marquée B) est caractérisée par des rubans d'alternances marno-calcaires encadrés par des marnes d'épaisseur importante. La désorganisation d'une portion de cette partie est remarquablement figurée en rive droite où l'on observe la fragmentation d'une tranche de sédiments en blocs séparés le long d'un affleurement de 150 m. Le fait que ces blocs ont un contact « franc » (sans trace d'érosion) avec les sédiments de substratum est encore énigmatique. Il semblerait que le sédiment se soit déplacé sur une surface formée par une masse antérieurement mobilisée en glissement. Par ailleurs, le caractère assez intact de certains blocs met en évidence un rôle important du cisaillement sur les niveaux marneux d'épaisseur importante sur lesquels la masse initiale commence à se désintégrer.

Le slump SM26 a une faible épaisseur (4,5m). Cela permet de localiser la tranche décompactée correspondante de 7,5 m au-dessus de la position stratigraphique de AM25. Ses structures de déformation confirment bien que les sédiments de surface, de l'ordre quelques mètres, ont une viscosité très élevée ; parfois ils ne gardent pas leur stratonomie originelle sous les effets du « malaxage » au cours du déplacement (comme en témoigne la présence des *grumeaux*).

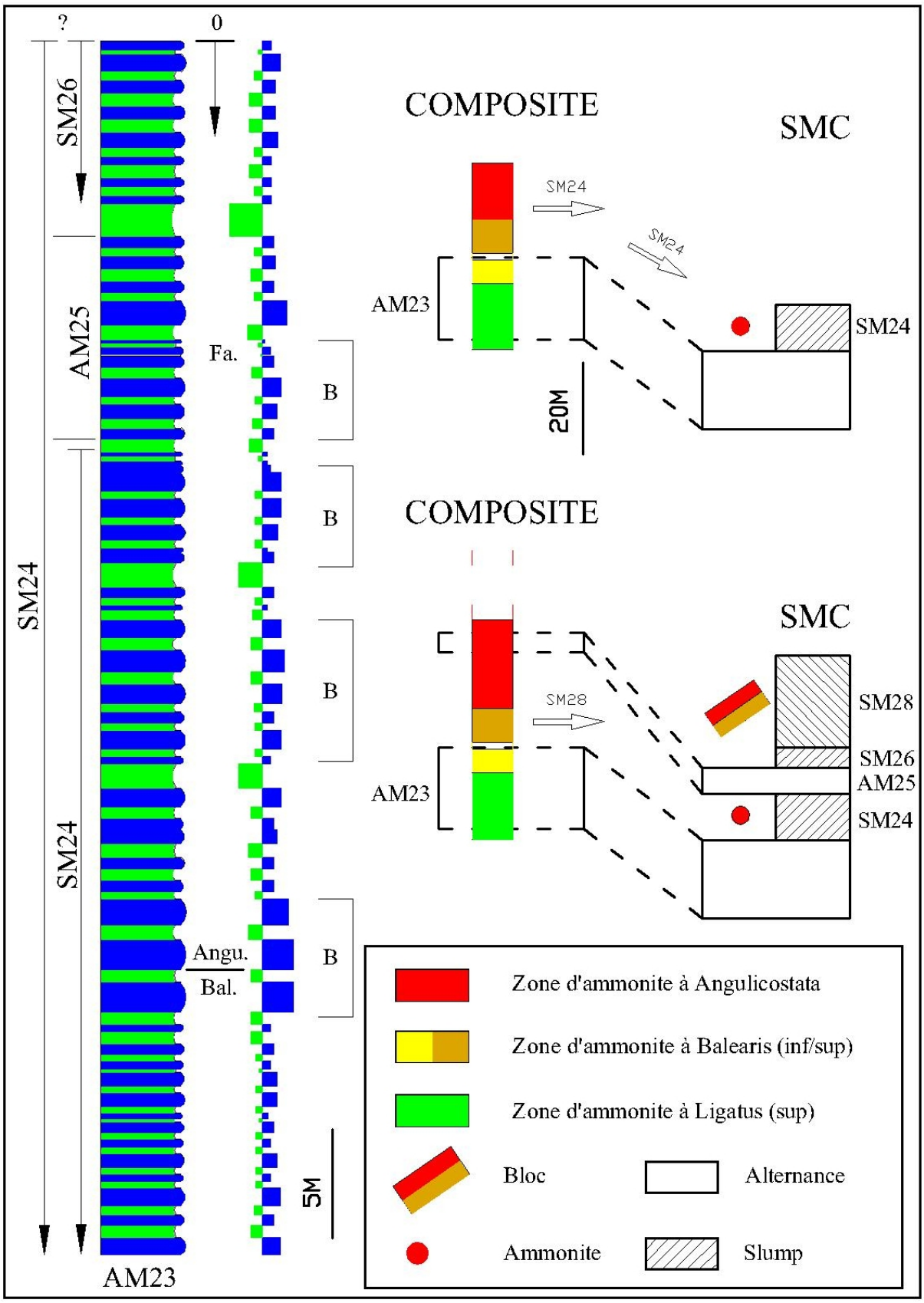


Figure 4.01 : *Décompaction et interprétation des slumps SM24, SM26 et SM28*

Le slump SM28 contient un bloc à sa base, bloc daté du passage *Balearis - Angulicostata* (comme déjà signalé dans le § 3.3.1.2). De ce fait, on constate que la tranche affectée par ce slump est comprise entre cette limite et les sédiments de AM25 au moins (et probablement des sédiments plus jeunes). Ainsi, comme pour le slump SM24, sa désintégration au cours du glissement est dominée par le cisaillement dans des niveaux marneux d'épaisseur importante. Ce qui est en cohérence avec la présence de nombreux blocs en son sein.

La comparaison entre la taille des blocs et l'épaisseur des rubans dans la tranche décompactée confirme bien que la taille des blocs n'est pas forcement dépendante de la taille du slump. Leur taille est en effet d'abord définie par la position des couches marneuses d'épaisseur importante. Au cours de déplacement, ils seront probablement rabotés par le cisaillement du dessous et du dessus.

4.3.3. Masse sédimentaire en cours de lithification – Vers une approche mécanique de son comportement

L'analyse des structures de déformation résultant du glissement permet d'approcher deux paramètres principaux caractérisant la masse sédimentaire au moment du glissement :

- Un comportement élastique de l'ensemble de la masse dont témoigne la fracturation en tension de la tranche glissée des blocs (radeaux d'alternances marno-calcaires). Cette fracturation peut s'effectuer au cours du déplacement ou être préparée sous forme de fractures précoces.

- Une hétérogénéité initiale de la masse glissée jointe à un excès de pression de pore dans des niveaux marneux, affaiblissant la résistance au cisaillement de la masse, favorisant donc une désintégration rapide à l'intérieur de la masse elle-même dès le début du déplacement. C'est le mécanisme de feuilletage (foliation). L'intensité de ce cisaillement n'est pas régulière dans des niveaux marneux mais se concentre sur des niveaux d'épaisseur importante, ce que révèlent les blocs intacts.

Suite à une décompaction sommaire, il est intéressant alors de simuler la mécanique du comportement de la masse initiale : on cherche à analyser ***la condition initiale de la désintégration*** de la masse en étudiant la variation de contrainte dans la masse d'une part, et à localiser les zones de fracturation et de cisaillement probables d'autre part. Il est à noter que cette condition initiale de la désintégration dépend de deux paramètres principaux : le degré de lithification de la masse au moment du déclenchement et le degré d'hétérogénéité. On pourrait étudier l'influence de ces deux paramètres grâce à des outils de simulation numériques, par exemple VIPLEF (Ecole des Mines de Paris, Tijani, 1985) ; CESAR (logiciel développé au LCPC qui intègre plusieurs modèles rhéologiques connus).

4.3.3.1. Paramètres nécessaires pour la mise en place d'une simulation mécanique

a) Angle de frottement interne

Plusieurs formules empiriques ou approches théoriques permettent d'estimer l'angle de frottement interne. Nous présentons ici quelques exemples.

- Selon Hutton et Syvitski (2004), l'angle de frottement interne peut varier avec la taille des grains du sédiment :

$$\phi = \begin{cases} 25°, & D > 2\ mm \\ 27°, & 0{,}6 < D \leq 2\ mm \\ 32°, & 0{,}2 < D \leq 0{,}6\ mm \\ 36°, & D \leq 0{,}2\ mm \end{cases} \quad (6)$$

  Et peut être modifié par la densité relative ρ_r :

$$\phi = \begin{cases} \phi - 1°, & \rho_r < 0{,}5 \\ \phi + 4°, & \rho_r > 0{,}75 \end{cases} \quad (7)$$

  Où : $$\rho_r = \frac{e_{\max} - e}{e_{\min} - e} \quad (8)$$

- En se reposant sur les essais expérimentaux (Bishop, 1966, d'après Hutton et Syvitski, 2004), l'angle de frottement interne est fonction de la contrainte effective :

$$\tan\phi = Ap\sigma_e^{p-1} \quad (9)$$

  Où : A et p sont des constantes empiriques avec p = 0,6 et A = 0,69, σ_e est la contrainte effective (mesurée en Mpa).

b) Cohésion du sédiment

- La valeur de la cohésion C pour les sédiments boueux est modélisée comme une fonction de la contrainte effective (Bardet, 1997 d'après Hutton et Syvitski (2004) :

$$C = A(1-p)\sigma_e^p \quad (10)$$

  Où : A et p sont définis comme dans (9).

- La cohésion est également évaluée par des valeurs dans plusieurs sédiments argileux et dépend directement de la hauteur sus-jacente (corrélation interne IFP, d'après Mazingue-Desailly, 2002).

Limite basse : $C = 28 + 129z$ (11)

Limite haute : $C = 38 + 1{,}77z$ (12)

c) Module Young

Le rapport du module Young entre les bancs calcaires et les interlits marneux est estimé de l'ordre 10 (Gauthier, 1986, d'après Eckert, 2000).

d) Coefficient de Poisson

La relation entre la contrainte effective verticale et la contrainte horizontale d'une masse à comportement élastique est de la forme :

$$\sigma'_h = \left(\frac{\upsilon}{1-\upsilon}\right)\sigma'_v \quad (13)$$

υ : Le coefficient de Poisson. Pour les sédiments très argileux, ce coefficient peut aller de 0,3 à 0,4. Dans le cas d'une alternance marno-calcaire, on prend a priori une valeur de 0,25 pour le calcaire et 0,3 pour une marne.

4.3.3.2. Vers une simulation mécanique

Nous considérons dans la suite la masse sédimentaire comme un solide soumis à un champ de contraintes. L'analyse des déformations et de la rupture à l'intérieur de la masse a besoin d'un modèle rhéologique qui représente la relation entre la contrainte et la déformation et d'un critère de rupture. L'observation des structures de déformation dans les slumps montre qu'au moment de mise en glissement les bancs calcaires avaient une certaine plasticité (les traces de cisaillement voir § 3.4.3.3). Ainsi, le modèle rhéologique de type Elasto-plasticité semble convenir le mieux. Concernant le critère de rupture, nous choisissons le critère classique de Coulomb. Par ailleurs, la résistance à la traction d'un banc calcaire n'est pas connue. Nous estimons dans notre cas une résistance à 0,5-1 Mpa pour les bancs calcaires.

Des premiers essais de modélisation d'un massif d'alternances marno-calcaires ont été réalisés par Eckert (2000). Le but était d'analyser l'influence des hétérogénéités lithologiques dans des séquences argilo-carbonatées dans la formation des fractures précoces. L'exemple illustré montre que la fracturation en tension dans les bancs calcaires résulte d'un excès de cisaillement à la limite entre les bancs calcaires et les niveaux marneux (**Fig. 4.02**). Elle s'effectue de façon verticale.

Cependant, cette étude simple ne considère que la fracturation à l'échelle d'un banc calcaire ne permettant pas de d'étudier l'influence de l'hétérogénéité de l'ensemble de la masse

sédimentaire. L'observation sur la lithologie de la série décompactée montre que l'hétérogénéité d'une masse est représentée plutôt par le caractère rubané (groupes de bancs calcaires (B) intercalés par les niveaux marneux importants, cf. **Fig. 4.01**). Cela suggère qu'on peut modéliser la masse en homogénéisant partiellement des groupes de bancs calcaires comme un matériau. Cette constatation nous permet d'étudier l'influence, dans la formation des blocs, des cisaillements dans des niveaux marneux épais (avant le glissement par les fractures précoces et après un certain temps après le déclenchement).

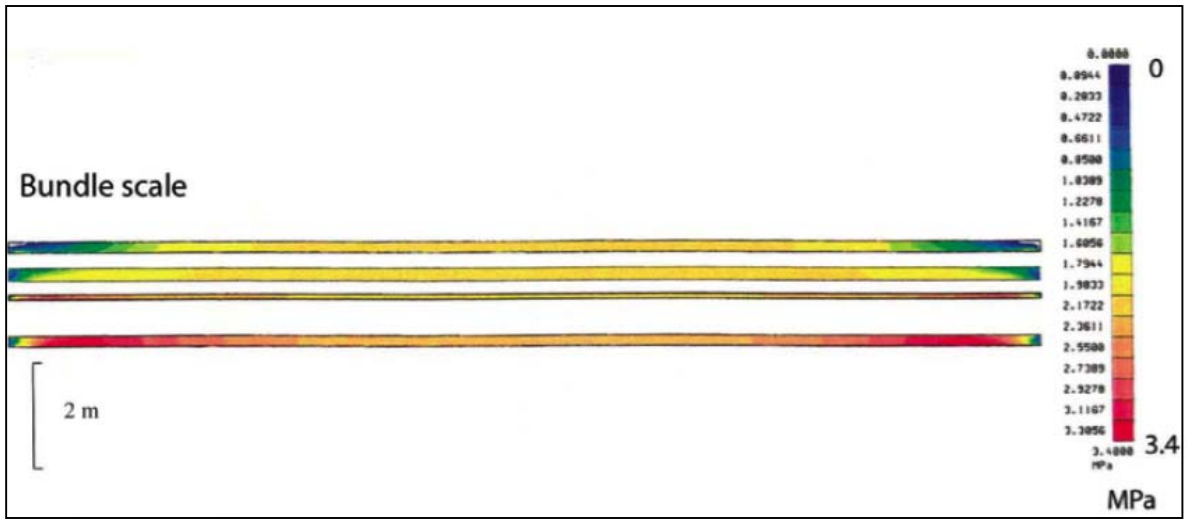


Figure 4.02 : *Zones de tractions dans les bancs calcaires. L'analyse des contraintes principales indique que les fractures sont verticales* (d'après Eckert, 2000).

Il convient de noter également que la simulation réalisée par Eckert (2000) a été effectuée sous condition hydrostatique, c'est-à-dire qu'il n'y a pas d'excès de pression de pore. Cependant, la perméabilité différente entre les bancs calcaires et les interlits marneux, suggère qu'il existe un excès de pression de pore dans les marnes (cf. § 4.4.4). Cet excès de pression de pore réduit alors considérablement la résistance au cisaillement des marnes. L'hétérogénéité de la masse suggère également une concentration de l'excès de pression de pore dans certains niveaux (probablement dans des marnes d'épaisseur importante). Cet effet doit être pris en compte.

Parmi plusieurs approches numériques et expérimentales qui permettent estimer l'excès de pression de pore, la méthode exponentielle de Bardet (1997) est la plus adéquate dans le cas d'un massif marno-calcaire. En effet, le modèle classique de Gibson (1958) largement utilisé semble ne pas être adéquat à notre contexte car il traite le problème de l'excès de pression de pore pour une masse argileuse homogène, avec un taux de sédimentation constant et l'hypothèse d'une couche sous-jacente imperméable.

La méthode de Bardet (1997) (d'après Hutton et Syvitski, 2004) a l'avantage de pouvoir estimer l'excès de pression de pore pour chaque couche sédimentaire dans la colonne

sédimentaire. Il est nécessaire de donner la valeur de contrainte de la couche sus-jacente et la taille moyenne des particules de chaque couche sédimentaire.

L'excès de pression de pore dans chaque couche est déterminé par la formule suivante :

$$u_i = \sigma(1-U) \tag{14}$$

Où : σ : Contrainte provoquée par le sédiment du dessus (*overlying load*)

U : Degré de consolidation

$$U = \frac{1}{H}\int_0^H U_y dy \tag{15}$$

$$U(T_v) = \begin{cases} \sqrt{\frac{4}{\pi}T_v} & si \quad T_v < 0{,}2827 \\ 1 - \frac{8}{\pi^2}\exp\left(-\frac{\pi^2}{4}T_v\right) & si \quad T_v \geq 0{,}2827 \end{cases} \tag{16}$$

Où : T_v est le facteur du temps (*dimensionless time factor*), H est l'épaisseur de la couche de drainage.

$$T_v = \frac{C_v t}{H^2} \tag{17}$$

L'ensemble des paramètres définis ci-dessus et la configuration initiale de la tranche affectée par le glissement par le biais d'une décompaction sommaire peuvent servir de base à une modélisation du comportement d'une masse au cours de sa lithification et à une analyse l'influence des hétérogénéités lithologiques sur l'évolution ultérieure de la masse « prête » à glisser.

4.4 - SUR LES CAUSES DES GLISSEMENTS DANS LA REGION DE SERRES

Les slumps que l'on observe sont la conséquence du glissement sur les pentes faibles (de l'ordre 3-4 % selon B. Beaudoin, communication orale). De plus, l'épaisseur maximum de la lacune (issue de la corrélation avec la coupe de référence composite) est de l'ordre 30 m, tandis que la longueur du slump est estimée à au moins 4 km (basée sur le fait qu'il affecte les deux coupes distantes de 4 km). Ce qui donne un rapport h/l = 0,01. Selon la classification de Mulder et Cochonat (1996), les glissements produits dans la région de Serres sont considérés comme étant de type translationnel. Plus précisément, l'hétérogénéité due au caractère alternant et la surface de rupture plane (sur le niveau marneux) permet de les classer en type « Slab-slide », *sensu* O'Leary (1991). Un tel glissement nécessite des conditions de pré-ruptures décrites dans le § 1.4.1.1.

Par ailleurs, quelques slumps de la région de Serres montrent une épaisseur (actuelle) importante correspondant à des lacunes de quelques dizaines de mètres (actuelles). Les observations détaillées sur le terrain illustrent bien le fait qu'un dépôt correspond assez souvent à plusieurs masses déposées, cependant, pour certains slumps (SM18 et SM22) il est difficile de savoir si ces dépôts successifs sont la conséquence de l'arrivée de différentes masses d'un même glissement ou résultent de glissements différents.

Cette partie a pour l'objectif de synthétiser différents facteurs contrôlant les glissements de la région de Serres dans le but d'envisager l'épaisseur « critique » d'une masse à l'état de stabilité précaire.

4.4.1 – Les niveaux les plus marneux

L'analyse détaillée, effectuée sur la série jugée représentative (la coupe composite), montre plusieurs niveaux marneux d'épaisseur (actuelle) importante (de l'ordre du mètre dans les alternances à dominante marneuse et 50 cm dans les alternances à dominante calcaire). Ces niveaux marneux se retrouvant à l'échelle du bassin (observés tant au centre du bassin que dans les domaines de bordure selon les auteurs) sont certainement la conséquence de fluctuations lors du dépôt dont l'origine est considérée ici comme climatique. Ils correspondent en effet probablement aux plans de rupture potentiels des glissements synsédimentaires.

4.4.2 – Subsidence différentielle, compaction différentielle et changement de l'angle de la pente

Le Bassin Vocontien pendant le Crétacé inférieur se trouve dans un contexte géotectonique complexe. Le comportement en blocs basculés (Joseph *et al.* 1989) suggère qu'il existe des zones de subsidence ou de compaction différentielle accompagnées souvent de fracturation précoce, pour les sédiments plutôt « rigides », et des zones de fragilité pour des sédiments moins rigides (Laurent, 2005). Les zones de rupture dues à une telle compaction différentielle sont interprétées comme des zones de cisaillement entraînant des déformations horizontales (Parize *et al.* 2006 selon Vandromme, 2007). De tels endroits peuvent constituer des zones de départ du glissement.

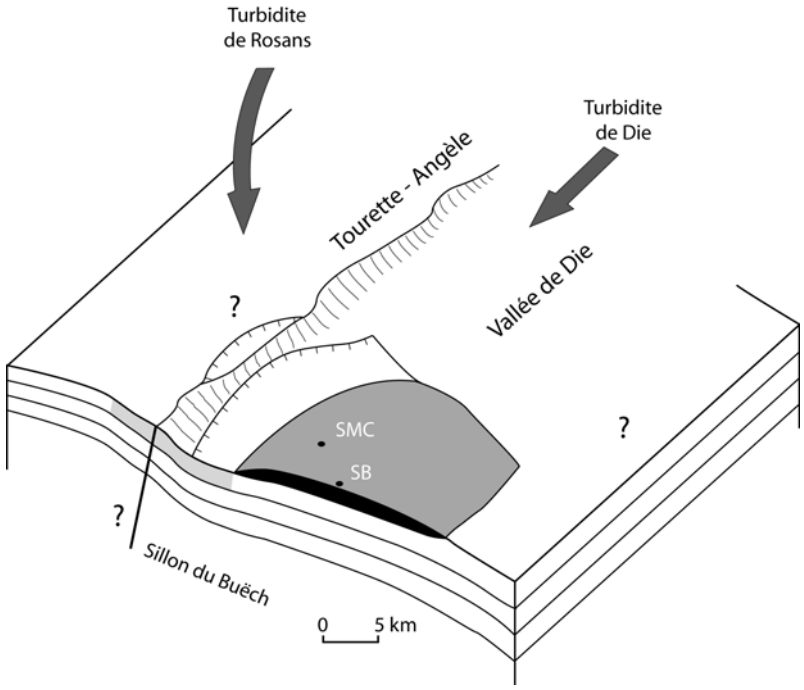


Figure 4.03 : *Contexte paléo-géologique des glissements de la région de Serres* (modifié d'après Joseph *et al.*, 1989).

Même si le changement de pente est très lent sur les intervalles de temps géologiques, il peut provoquer le glissement une fois que les sédiments sur une pente atteignent la limite d'équilibre précaire dont le coefficient de sécurité est égal à 1 (par l'augmentation de surcharge, l'excès de pression de pore, etc.).

4.4.3 – Influence des vallées sous-marines

La zone d'étude (région de Serres) se situe dans un contexte de vallées sous-marines. Les dépôts des calcarénites alimentées par l'action des vallées sous-marines sont très intenses à

certaines périodes (par exemple : sous-zone à *Jeannoti* et zone à *Nodosoplicatus* de l'Hauterivien inférieur) où l'on observe de grands bancs calcarénitiques (max. 90 cm) ou des alternances constituées essentiellement de calcarénites et de marnes. Ces niveaux d'interruption, de caractère « exotique » local, peuvent modifier le comportement ultérieur de la masse sédimentaire et favoriser le glissement.

4.4.4 – Excès de pression de pore

L'excès de pression de pore joue un rôle déterminant dans la plupart des glissements. Il est à l'origine de différents mécanismes (cf. § 1.2.3.2). Dans le contexte du Bassin vocontien, pendant l'Hauterivien, on peut envisager trois mécanismes principaux contrôlant la génération et la variation de l'excès de pression de pore.

4.4.4.1 - L'excès de pression de pore lié aux processus de lithification au cours de l'enfouissement (diagenèse et compaction mécanique).

En effet, le taux de sédimentation moyen dans le domaine pélagique de l'Hauterivien est assez faible de l'ordre 300 m/6 Ma, ce qui correspond à 5 cm/1000 ans (taux compacté). Un tel taux de sédimentation pour les argiles seules semble difficile pour provoquer l'excès de pression de pore à quelques dizaines de mètres au-dessous du fond marin (l'ordre de grandeur d'épaisseur qui nous intéresse) car l'eau dans l'argile a suffisamment de temps pour être expulsée sous une faible vitesse d'enfouissement (la consolidation normale). Il faut noter que la présence de chemins de drainage au sein de la masse argileuse est un facteur essentiel. Dans notre contexte de séries calcaires-marnes alternantes, la présence des couches carbonatées peut modifier significativement les chemins de drainage dans les niveaux marneux et provoquer un excès de pression de pore dans ces derniers. Cela dépend de la perméabilité et la vitesse de consolidation (expulsion d'eau) des couches calcaires et marneuses. Comme la perméabilité du calcaire diminue avec l'augmentation du degré de lithification, cette couche « étanche » empêche l'échappement continu de l'eau dans les couches marneuses et provoque donc l'excès de pression de pore dans les marnes.

4.4.4.2 - L'excès de pression de pore lié à la transformation de la matière organique

L'observation de certains niveaux marneux dans le slump suggère qu'il contient probablement de la matière organique. En effet, la dégradation de la matière organique contenue dans les sédiments peut, sous l'action de bactéries, dégager du méthane biogénique. Celui-ci est peut-être piégé par la présence des couches calcaires formant des poches de gaz. Cette quantité seule est souvent faible mais elle peut s'accumuler avec l'excès de pression de pore existant dans les marnes pour favoriser le déclenchement du glissement.

4.4.4.3 - L'excès de pression de pore suite à la variation du niveau marin

Durant l'Hauterivien, le niveau marin a une tendance générale à l'augmentation. Cependant, cette augmentation n'est pas régulière. Il existe des périodes de chute du niveau marin, suivies de nouveau d'une augmentation brutale. Cette variation influence, sous forme de pression surfacique, la pression des pores. Une telle variation peut probablement favoriser ou ralentir la consolidation à certaines périodes. Comme la masse constituée du couple calcaire-marne n'a pas le même régime de consolidation et de perméabilité, l'excès de pression de pore peut se concentrer à certains niveaux en relation avec la période de changement du niveau de la mer.

4.4.5 - Bilan

En absence d'évidence de forces externes (séismes par exemple), on peut envisager que l'excès de pression de pore soit un facteur primordial contrôlant le déclenchement du glissement car les niveaux marneux constitués essentiellement de marne pélagique présentaient un angle de frottement interne de l'ordre 25-30°. Sans pour autant éliminer l'influence d'autres facteurs, la synthèse sur les causes des glissements et l'étude sur la décompaction sommaire de la tranche superficielle probablement affectée par les glissements permettra par la suite les calculs théoriques (**Fig. 4.02**) et une simulation numérique du point de vue d'instabilité des pentes sous-marines. Ainsi, on est capable d'envisager l'épaisseur réelle de chaque slump et de découper a priori des grands slumps en sub-slumps. Autrement dit, cela nous permet de préciser l'état du matériel avant le glissement.

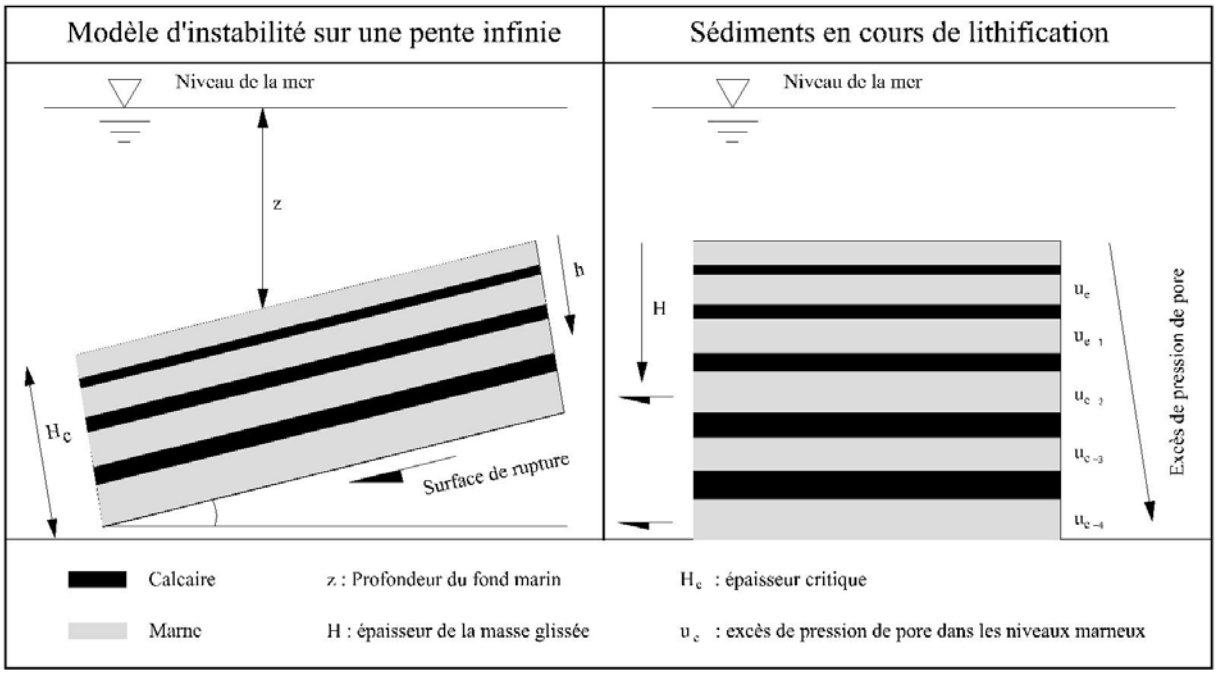


Figure 4.04 : *Modèle d'instabilité d'une pente infinie et l'excès de pression de pore au cours de lithification*

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Au cours de ce travail, le but a été d'approcher l'état initial des sédiments au moment du glissement en se basant principalement sur les enseignements de l'analyse de terrain. La région de Serres, où affleure exceptionnellement la série hauterivienne, a été choisie pour cette étude.

La première étape de ce travail a consisté en la caractérisation des glissements sous-marins à partir de la littérature, notamment les glissements translationnels de type *slab-slide*. Les informations principales sont : 1) l'évidence de causes multiples et du rôle primordial de l'excès de pression de pore dans le déclenchement des glissements sur des pentes faibles (de l'ordre de quelques degrés) dans différents environnements géologiques ; 2) l'observation et la comparaison avec des dépôts des glissements translationnels récents ont révélé certaines caractéristiques communes reflétant l'existence de phénomènes particuliers de propagation et d'arrêt (rides de sédiments détachés, surfaces à blocs et à hummocks, dépressions allongées, linéaments, rides de compression et blocs « avant coureurs ») ; 3) l'étude d'un scénario typique d'évolution du glissement translationnel mettant en valeur les conditions de confinement frontales de la masse glissée, la variabilité de la taille des blocs et de l'état du débris au cours de l'évolution du glissement. Suite à cette bibliographie, il apparaît que l'hétérogénéité et la rhéologie initiale de la masse glissée ont un effet primordial sur la mobilité, de même que les caractéristiques du dépôt. Ainsi la pente ne joue qu'un rôle secondaire.

L'Hauterivien du Bassin vocontien présente un contexte particulier puisqu'il correspond à des dépôts calcaire-marne alternants assez réguliers (par rapport aux autres étages) avec un cadre biotratigraphique bien défini grâce à l'abondance des ammonites. Les travaux antérieurs ont montré que les glissements synsédimentaires ont lieu très intensivement à différents niveaux stratigraphiques et dans différentes zones paléographiques de morphologie particulière à l'échelle du bassin. Ainsi, l'étude s'est focalisée sur les slumps de la région de Serres, où ils sont particulièrement abondants et présentent d'excellentes conditions d'affleurement. Dans le but de reconstituer la masse sédimentaire initiale correspondant à chaque slump, il fallait répondre à deux questions :

- Quelle est la position biostratigraphique des paléo-glissements ?
- Quelle est la lithologie de la tranche affectée par le slump ?

Pour répondre à la première question, les levées lithologiques de détail et la récolte des ammonites ont été réalisées pour les deux coupes de Serres-Montclus et Serres-Buëch permettant d'étudier la série hauterivienne en trois intervalles séparés. L'ensemble de deux coupes montre une relative continuité (temporelle) de sédimentation dont témoigne la

présence de l'ensemble des zones d'ammonites. Une tentative de corrélation entre les deux coupes indique clairement une érosion vers l'aval des glissements. Cependant, l'épaisseur de la partie érodée n'est pas forcément proportionnelle à celle du slump correspondant. D'autre part, la présence de certains slumps sur un seul site suggère une localisation particulière du phénomène de glissement.

Le caractère synsédimentaire des slumps (slump encaissé par des strates non remaniées) permet de répondre à la deuxième question par le biais des travaux de corrélation entre la coupe contenant des slumps et la coupe de référence composite reposant sur les outils de corrélation comme des faunes, des niveaux de repère, des variations lithologiques, etc. Nous distingons a priori deux types de lithologie du matériel glissé : l'un correspond à une alternance abondante en marne et l'autre est plus calcaire. La comparaison entre l'épaisseur du slump et celle de la tranche concernée dans la coupe composite évoque des phénomènes de rétraction et d'expansion en épaisseur. Ce phénomène est en effet lié à la position relative de la coupe observée par rapport au corps resédimenté. Ceci explique l'importance de la variabilité de l'épaisseur du slump selon le point d'observation. Du point de vue d'instabilité sur une pente, la datation reposant sur une interprétation en temps du composite montre deux périodes caractéristiques où les slumps sont intensifs sur une courte période ou plutôt étalés dans le temps. Cela suggère un contexte complexe de la zone source du point de vue topographique et de la variabilité du matériel glissé.

L'analyse détaillée des structures internes des slumps a été faite pour trois slumps de la coupe de Serres-Montclus (SM18, SM24 et SM26). Le slump SM18 est caractérisé par l'imbrication des méga-blocs issus de la même tranche sédimentaire et des surfaces de cisaillement majeures indiquant un dépôt à plusieurs reprises. Le slump SM24 en rive droite a révélé de nombreuses figures de la désintégration incomplète de la masse glissée traduite par des blocs assez intacts obliques à la stratification lors du dépôt. Le slump SM26 est exceptionnel par ses structures de déformation en rouleaux avec des bancs repliés plusieurs fois sur eux-mêmes. L'ensemble de trois niveaux slumpés montre une influence importante de l'hétérogénéité des dépôts initiaux sur l'évolution du glissement, associée au degré de lithification du sédiment glissé (âge relatif), en particulier les paramètres rhéologiques initiaux. Les structures de prédisposition favorable à l'alternance calcaire-marne participe à la désintégration continue par cisaillement sur des niveaux marneux, comme processus essentiel pour la mobilité du sédiment. Ceci n'est pas distribué régulièrement sur l'ensemble de la masse glissée mais se concentre sur des niveaux marneux d'épaisseur importante.

Ce travail suggère, en terme de perspectives, certains points intéressants à développer :

En profitant de la coupe composite réalisée, les mêmes démarches sont applicables aux autres endroits du bassin vocontien pendant l'Hauterivien où les glissements synsédimentaires sont également abondants (par exemple la région de Sisteron, de Reynier-Baudinard, la coupe de

Caire …). Les résultats pourraient alors être comparés avec ceux de la région de Serres pour mieux comprendre l'évolution verticale et horizontale des slumps du bassin vocontien pendant l'Hauterivien, ainsi que l'âge relatif du sédiment glissé et notamment le moment de glissement pour chaque slump. Puisque si l'on trouve que les glissements se produisent en même temps dans les différents endroits du bassin, ça pourrait être la conséquence du tremblement affectant l'ensemble du bassin. Ainsi, cette étude peut s'étendre également dans les autres étages géologiques du bassin où les glissements synsédimentaires se manifestent, par exemple le Valanginien et le Barrémien, ayant pour but d'étudier une large variation de la gamme d'hétérogénéités liée à l'alternance marno-calcaire (très marneuse au Valanginien et riche en calcaire au Barrémien).

La désintégration progressive de la masse glissée par fragmentation et cisaillement, comme processus essentiel à l'évolution comportementale du sédiment, requiert des approches mécaniques du point de vue de la condition initiale de la désintégration. Pour cela, l'une des premières étapes est de modéliser le comportement d'un massif sédimentaire (décompacté) à alternances marno-calcaires au cours de la lithification.

La présence de nombreuses surfaces majeures de cisaillement caractérisant un dépôt repris successivement conduit à vérifier si ces surfaces correspondent à l'arrivée successive des masses d'un glissement lors de la phase d'arrêt ou résultent de glissements distincts affectant différents niveaux stratigraphiques de la colonne sédimentaire. Il convient donc d'élaborer des calculs théoriques et numériques d'instabilité des pentes sur la configuration initiale (décompactée) des intervalles concernés, approchant l'épaisseur critique et les propriétés de la tranche prête à glisser.

BIBLIOGRAPHIE

ALLEN, J.R.L. **(1982)**. Sedimentary structures : Their character and physical basic, Vol. 2, *Developments in sedimentology*, 30B, Elsevier, p. 663.

ALMAGOR, G. et WISEMAN, G. **(1977)**. Analysis of submarine slumping in the contienental slope off the southern coast of Israel, *Marine Geotechnology*, **vol. 10**, p. 303-342.

ATROPS, F. et REBOULET, S. **(1993)**.Nouvelle données sur la zonation par ammonites du Valanginien supérieur de l'hypostratotype d'Angle (Alpes de Haute Provence) et sur ses corrélations, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **t. 317**, p. 499-506.

BARDET, J-.P. **(1997)**. Experimental Soil Mechanics, Prentice Hall, Upper Saddle Rive, NJ, 583 p.

BARNES, P.M et LEWIS, K.B. **(1991)**. Sheet slides and rotational failures on a convergent margin : the Kidnappers Slide, New Zealand, *Sedimentology*, **vol. 38**, p. 205-221.

BAUDIN, F., BULOT, L.G., CECCA, F., COCCIONI, R., GARDIN, S. et RENARD, M. **(1999)**. Un equivalent du "Niveau Faraoni" dans le Bassin du Sud-Est de la France, indice possible d'un événement anoxique fini-hauterivien étendu à la Téthys méditerranéenne, *Bull. Soc. Géol. France.*, **t. 170**, **n°4**, p. 487-498.

BEAUDOIN, B. **(1972)**. Contribution à l'application des methods de l'analyse sédimentaire à la constitution d'un bassin de sedimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des chaînes subalpines méridionales, *Thèse Doct. Ing.*, Caen, 143 p.

BEAUDOIN, B. **(1977)**. Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal – Berriasien des chaînes subalpines méridionales, *Thèse Doct. ès Sciences*, Caen, 339 p.

BEAUDOIN, B. et FRIES, G. **(1984)**. Phénomènes de resédimentation Crétacé inférieur subalpin, *V^ème^ Congrès Européen de Sédimentologie, Marseille*, Livret-guide, **Excursion n° 6**, 51 p.

BEAUDOIN, B., BIE, J., CONARD, M., GUY, B. et LE DOEUFF, D. **(1974)**. Essai d'analyse des rythmes dans des formations marno-calcaires alternantes, *B.S.G.F., (7), XVI,* **n° 6**, p. 634-642.

BEAUDOIN, B., CAMPREDON, R., COTILLON, P. et GIGOT, P. **(1975a)**. Alpes méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation, *IXè Congr. Int. Sédimentologie*, Nice, Livret-guide, Excursion n° 7, 230 p.

BEAUDOIN, B., COJAN, I., FRIES, G. et PINOTEAU, B. **(1985)**. Lois de décompaction et approche de l'évolution du taux de sedimentation dans les forages pétroliers du SE de la France, In : *Programme Géologie Profonde de la France. Doc. BRGM 95/11*, **theme 11**, p. 133-148.

BEAUDOIN, B., COJAN, I., FRIES, G., MAILLART, J., PARIZE, O., PINAULT, M., PINOTEAU, B. et TRUYOL, V. **(1987)**. Mesures directes de la compaction dans les sediments, *Notes et Mémoires TOTAL*, **vol. 21**, p. 235-247.

BEAUDOIN, B., DELAVENNA, M-.F., PINAULT, M., ROHRLICH, V. et TRAUTH, N. **(1988)**. Influence de la profondeur et de la teneur en carbonate sur la porosité et le taux de compaction dans les sediments Jurassiques du sondage Sancerre-Couy (G.P.F. anomalie magnétique du basin de Paris), *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, **vol. 307**, **no. 4**, p. 395-399.

BEAUDOIN, B., FRIES, G., JOSEPH, Ph. et PINAULT, M. **(1984)**. Sedimentary dykes and sills, slumps and paleomorphology, *XXVII^{ème} Congrès International de Geologie*, Moscou, n° 4, **vol. 2**, p. 17.

BEAUDOIN, B., LE DOEUFF, D. et PINAULT, M. **(1975b)**. Les glissements synsédimentaires (slumping) : un mécanisme essentiel au Jurassique terminal – Neocomien dans le S.E de la France, *IX^{ème} Congrès International Sédimentologie*, Nice.

BEAUDOIN B. et PINAULT M. **(1992)**. - Taux de compaction témoins des transferts de carbonate dans les sédiments jurassiques du sondage de Sancerre-Couy. - Bull. Soc. géol. France, t. 163, n° 4, p. 477-482.

BISCONTIN, G., PESTANA, J.M. et NADIM, F. **(2004)**. Seismic triggering of submarine slides in soft cohesive siol deposits, *Marine Geology*, **vol. 203**, p. 341-354.

BLEWETT, R.S. **(1991)**. Slump folds and early structures, Northeastern Newdoundland Appalachians: Re-Examined, *Journal of Geology*, **vol. 99**, p. 547-557.

BOHANNON, R.G. et GARDNER, J.V. **(2004)**. Submarine landslides of San Pedro Escarpment, southwest of Long Beach, California, *Marine Geology*, **vol. 203**, p. 261-268.

BØE, R., HOVLAND, M., INSTANES, A., RISE, L. et VASSHUS, S. **(2000)**. Submarine slide scars and mass movements in Karmsundet and Skudenesfjorden, southwestern Norway: morphology and evolution, *Marine Geology*, **vol. 167**, p. 147-165.

BOURIAK, S., VENNESTE, M. et SAOUTKINE, A. **(2000)**. Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Vøring Plateau, offshore Norway, Marine Geology, **vol. 163**, p. 125-148.

BRODZIKOWSKI, K. et VAN LOON, A.J. **(1985)**. Penecontemporaneous non-tectonic brecciation of unconsolidated silts and muds, *Sedimentary Geology*, **vol. 41**, p. 269-282.

BRYN, P., BERG, K., FORSBERG, C.F., SOLHEIM, A. et KVALSTAD, T.J. **(2005)**. Explaining the Storegga Slide, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 22**, p. 11-19.

BUGGE, T., BEFRING, S., BELDERSON, R.H., EIVIN, T., JANSEN, E., KENYON, N.H., HOLTEDAHL, H. et SEJRUP, H.P. **(1987)**. A giant three-stage submarine slide off Norway, Geo-Mar. Lett, **vol.** 7, p. 191-198.

BULOT, L.G., THIEULOY, J.-P., BLANC, E. et KLEIN, J. **(1992)**. Le cadre stratigraphique du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien du Sud-Est de la France : Définition des biochronozones et caractérisation de nouveaux biohorizons, *Géologie Alpine*, **t. 68**, p. 13-56.

BUSNARDO, R. **(1984)**. Crétacé inférieur : échelles biostratigraphiques, In : Synthèse géologique du Sud-Est de la France, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **vol. 125**, p. 291-294.

BUSNARDO, R. et THIEULOY, J.-P. **(1989)**. Les ammonites de l'Hauterivien jurassien : Révision des faunes de la région du Stratotype historique de l'étage Hauterivien, *Mém. Soc. Neuch. Sc. Nat.*, **vol. 11**, p. 101-147.

CANALS, M., LASTRAS, G., URGELES, R., CASAMOR, J.L., MIENERT, J., CATTANEO, A., DE BATIST, M., HAFLIDASON, H., IMBO, Y., LABERG, J.S., LOCAT, J., LONG, D., LONGVA, O., MASSON, D.G., SULTAN, N., TRINCARDI, F. et BRYN, P. **(2004)**. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project, *Marine Geology*, **vol. 213**, p. 9-72.

CIESZKOWSKI, M., OSZCZYPKO, N. et ZUCHIEWICZ, W. **(1987)**. Late cretaceous submarine slump in the Inoceramian beds of Magura nappe at Szczawa (Polish west Carpathians), *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **vol. 57**, p. 189-201.

COCHONAT, P, CADET, J-P., LALLEMANT, S.J., MAZZOTTI, S., NOUZÉ, H., FOUCHET, C. et FOUCHET J-P. **(2002)**. Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environement in the eastern Nankai accretionary wedge (KAIKO-Tokai'96 cruise), *Marine Geology*, **vol. 187**, p. 193-202.

COMPANY, M., SANDOVAL, J. et TAVERA, J.M. **(2003)**. Ammonite biostratigraphy of the uppermost Huterivian in the Betic Cordillera (SE Spain), *Geobios*, **vol. 36**, p. 685-694.

COOK, H.E. **(1979)**. Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development, *SEPM Spec. Pub. 27*, p. 287-305.

COTILLON, P. **(1984)**. Paléogéographie. In : DEBRAND-PASSARD, S., COURBOULEIX, S. et LIENHARDT, M.J (eds), *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, *Mémoire B.R.G.M*, **n° 125**, p. 328-330.

COTILLON, P. et 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), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington (US Government Printing Office), **vol. 77**, p. 339-376.

COTILLON, P., FERRY, S., GAILLARD, C., JAUTÉE, E., LATREILLE, G. et 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, *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XXII, **n° 5**, p. 735-744.

COUSSOT, P. **(1996)**. Debris flows - Basic knowledge for engineers, Cemagref Editions, Paris, 180p.

DAMUTH, J.E. et EMBLEY, R.W. **(1981)**. Mass-transport processes on Amazon Cone : Western equatorial Atlantic, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., vol 65/4, p. 629-643.

DARMEDRU, C., COTILLON, P. et RIO, M. **(1982)**. Rhythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les depots crétacés alternants du basin vocontien (S-E France). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **vol. 7 (24,3)**, p. 627-640.

DESMAISON, Y. et BEAUDOIN, B. **(1988)**. Géotraverse Mercantour-Cévennes au Mésozoïque ; Subsidence du Bassin subalpin oriental, *Notes et Mémoires TOTAL*, **vol. 21**, p. 259-266.

DESMAISON, Y. **(1990)**. La géotraverse Mercantour-Cévennes au Mésozoïque – Approche quantitative de la dynamique du bassin, *Thèse 3^{e} cycle, ENSMP-Univ. Lille*, inédite.

DIMAKIS, P., ELVERHØI, A., HØEG, K., SOLHEIM, A., HARBITZ, C., LABERG, J.S., VORREN, T.O. et MARR, J. **(2000)**. Submarine slope stability on high-latitude glaciated Svalbard-Barents Sea margin, *Marine Geology*, **vol. 162**, p. 303-216.

DINGLE, R.V. **(1977)**. The anatomy of large submarine slump on a sheared continental margin, *Journal Geol. Soc. Lond.*, **vol. 134**, p. 293-310.

DOTT, R.H. **(1963)**. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **vol. 47**, p. 104-128.

DRAGO, M. **(2002)**. A coupled debris flow-turbidity current model, *Ocean Engineering*, **vol. 29**, p. 1769-1780.

DROZ, L. et BELLAICHE, G. **(1985)**. Rhone deep-sea fan : Morphostructure and growth pattern, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 69**, **No. 1**, p. 460-479.

DUFFIELD, W.A., STIELTJES, L. et VARET, J. **(1982)**. Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **vol. 12**, p. 147-160.

ECKERT, S. **(2000)**. Modélisation géométrique et mécanique de la fracturation d'un massif argilo-carbonaté, étude des filons gréseux sédimentaires albiens de Bevons (Alpes de Haute Provence), *Rapport de stage d'option Sciences de la terre et environnement, Ecole nationale supérieure des Mines de Paris,* 165 p.

EINSELE, G. **(1991)**. Submarine mass flow deposits and turbidites, In: EINSELE, G., RIKEN, W. et SEILACHER (eds), Cycles and Events in Stratigraphy, Berlin, Germany, Springer Verlag, p. 313-339.

EINSELE, G. et RICKEN, W. **(1991)**. Limestone-Marl Alternations – an Overview, In: EINSELE, G., RIKEN, W. et SEILACHER (eds), Cycles and Events in Stratigraphy, Berlin, Germany, Springer Verlag, p. 23-47.

ELLIOTT, C.G. et WILLIAMS, P.F. **(1988)**. Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland, *Journal of Structural Geology*, **vol. 10, no. 2**, p. 171-182.

EMBLEY, R.W. **(1976)**. New evidence for occurrence of debris flow deposits in the deep sea, *Geology*, **vol. 4**, p. 371-374.

EMBLEY, R.W. **(1980)**. The role of mass transport in the distribution and character of deep-ocean sediments with special reference to the north Atlantic, *Marine Geology*, **vol. 38**, p. 23-50.

EMBLEY, R.W. **(1982)**. Anatomy of some Atlantic margin sediment slides and some comments on ages and mechanisms. In: SAXOV S. et NIEUWENHUIS. J. K. (ed.), Marine Slides and Other Mass Movements, NATO Conference Series 4, Marine Sciences, **vol. 6**, p. 189-213.

EVANS, D., KING, E. L., KENYON, N.H., BRETT, C. et WALLIS, D. **(1996)**. Evidence for long-tern instability in the Storegga Slide region off wertern Norway, *Marine Geology*, **vol. 130**, p. 281-292.

FARRELL, S.G. **(1984)**. A dislocation model applied to slump structures, Ainsa Basin, South Central Pyrenees, *Journal of Structural Geology*, **vol. 6**, p. 727-736.

FARRELL, S.G. **(1988)**. Foliations developed during slump deformation of Miocene marine sediments, Cyprus, *Journal of Structural Geology*, **vol. 10, no. 6**, p. 567-576.

FARRELL, S.G. et EATON, S. **(1987)**. Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of palaeoslopes and models of soft-sediment deformation, *Geological Society Special Publication*, **No. 29**, p. 181-196.

FERRY, S. **(1976)**. Cones d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontien de la drôme – Implications paléostructurales, Thèse 3ème Cycle, Lyon, France, 144 p.

FERRY, S. et MONIER, Ph. **(1987)**. Correspondances entre alternances marno-calcaires de bassin et de plate-forme (Crétacé du SE de la France), *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, **n° 5**, p. 961-964.

FRACCAROLLO, L. et PAPA, M. **(2000)**. Mumerical simulation of real debris-flow Events, *Phys. Chem. Earth (C)*, vol. 25, n°. 9, p. 757-763.

FRANCHOMME, O. **(1991)**. Modèle de risqué de glissements de fonds marins, *Thèse 3e cycle, Ecole centrale de Paris*, 164 p.

FREY-MARTÍNEZ, J., CARTWRIGHT, J. et JAMES D. **(2006)**. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides : A 3D seismic characterisation, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 23**, p. 585-604.

FRIES, G. **(1987)**. Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanien, *Thèse Doct. ès Sciences*, Paris, 370 p.

FRIES, G., BEADOIN, B., JOSEPH, Ph. et PATERNOSTER, B. **(1984)**. Les grès de Rosans et les slumpings Aptiens associés: Restitution paléomorphologique, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7ème série, t. XXVI, **n° 4**, p. 693-702.

GARDNER, J.V., PRIOR, D.B. et FIELD, M.E. **(1999)**. Humboldt Slide – a large shear-dominated retrogressive slope failure, Marine Geology, vol. 154, p. 323-338.

GEE, M.J.R, WATTS, A.B., MASSON, D.G. et MITCHELL, N.C. **(2001)**. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands, *Marine Gelology*, **vol. 177**, p. 271-293.

GEE, M.J.R., GAWTHORPE, R.L. et FRIEDMANN, S.J. **(2005)**. Giant striations at the base of a submarine landslide, *Marine Geology*, **vol. 214**, p. 287-294.

GEE, M.J.R., GAWTHORPE, R.L. et FRIEDMANN, S.J. **(2006)**. Triggering and Evolution of a giant submarine landslide, offshore Angola, revealed by 3D seismic stratigraphy and geomorphology, *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 76**, p. 9-19.

GEE, M.J.R., MASSON, D.G., WATTS, A.B. et ALLEN, P.A. **(1999)**. The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows, *Sedimentology*, **vol. 46** (2), p. 317–335.

GIBLING, M.R. et STUART, C.J. **(1988)**. Carbonate slide deposits in the Middle Jurassic of Portugal, *Sedimentary Geology*, **vol. 57**, p. 59-73.

GIBSON, R.E. **(1958)**. The progress of consilidation in a clay leyr increasing in thickness with time, Géotechnique, **vol. 8**, p. 171-182.

GIRAUD, F. **(1995)**. Recherche des périodicités astronomiques et des fluctuations du niveau marin à partir de l'étude du signal carbonaté des séries pélagiques 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 3è cycle*, Lyon I, 231 p.

GIRAUD, F., BEAUFORT, L. et COTILLON, P. **(1995)**. Periodicities of carbonate cycles in the Valanginian of the Vocontien Trough : a strong obliquity control, In : HOUSE, M.R et GALE, A.S. (eds), Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy, *Geological Society Special Publication*, **n° 85**, p. 143-164.

GOGUEL, J., **(1938)**. Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, p. 251-256.

GOGUEL, J., **(1944)**. Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **n° 215, t. XLIV**, p. 39-50.

GOLDHAMMER, R.K. **(1997)**. Compaction and decompaction algorithms for sedimentay carbonates, Journal of Sedimentary Research, **vol. 67**, p. 26-35.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SMITH, A.G., AGTERBERG, F.P. *et al.* **(2004)**. A geological time scale 2004, *Cambridge University Press*, ~ 500 p.

GRAS, S. **(1835)**. Statistique minéralogique du département de la Drôme , ou description géologique des terrains qui constituent ce département, *Prudhomme Publ*., Grenoble, 224 p.

GREGORY, M.R. **(1969)**. Sedimentary features and penecontemporaneous slumping in the Waitemeta Group, Whangaparaoa Peninsula, North Auckland, New Zealand, *N.Z. Jl Geol. Geophys*, **vol. 12**, p. 248-282.

HAFLIDASON, H., LIEN, R., SEJRUP, H.P., FORSBERG, C.F. et BRYN, P. **(2005)**. The dating and morphometry of the Storegga Slide, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 22**, p. 123-136.

HAFLIDASON, H., SEJRUP, H.P., NYGÅRD, A., MIENERT, J., BRYN, P., LIEN, R., FORSBERG, C.F., BERG, K. et MASSON, D. **(2004)**. The Storegga slide: architecture, geometry and slide development, *Marine Geology*, **vol. 213**, p. 201-234.

HAMPTON, M.A. **(1972)**. The role of subaqueous debris flow in generation of turbidity corrents, Journ. Sedim. Petro., **n° 42**, p. 775-793.

HAMPTON, M.A. **(1975)**. Competence of fine-grained debris flow, *Jour. Sed. Petrol.*, **vol. 45**, p. 834-844.

HAMPTON, M.A., LEE, H.J. et LOCAT, J. **(1996)**. Submarine Landslides, Reviews of Geophysics, vol. 34, p. 33-59.

HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., GRANCIANSKY, P-.C. et VAIL, P.R. **(1998)**. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, in: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, Special Publication, *Society for Sedimentary Geology*, **vol. 60**, p. 3-13.

HARLAND, W.B., COX, A.V., LEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. et WALTERS, R. **(1982)**. A Geologic Time Scale, *Cambridge University Press*, 131 p.

HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. et SMITH, D.G. **(1990)**. A geological time scale 1989, *Cambridge University Press*, 263 p.

HEEZEN, B.C. et DRAKE, C.L. **(1964)**. Grand banks slump, *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **vol. 48**, **No. 2**, p. 221-233.

HEEZEN, B.C. et EWING, M. **(1952)**. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake, *American Journal of Science*, **vol. 250**, p. 849-873.

HELWIG, J. **(1970)**. Slump folds and early structures, Northeastern Newfoundland Appalachians, *Journal of Geology*, **vol. 78**, p. 172-187.

HUANG, X. et GARCÍA, M.H. **(1999)**. Modeling of non-hydroplaning mudflow on continental slopes, *Marine Geology*, **vol. 154**, p. 131-142.

HUANG, Z., OGG, J.G et GRADSTEIN, F.M **(1993)**. A quantitative study of lower Cretaceous cyclic sequences from the Atlantic ocean and the Vocontian basin (SE France), *Paleoceanography*, **vol. 8**, **no. 2**, p. 275-291.

HUGOT, A. **(2000)**. Modélisation des écoulements gravitaires catastropiques par une approche objet dynamique: Erosion – Transport – Dépôt, *Thèse 3è cycle*, Institut Français du Pétrole, 387 p.

HÜHNERBACH, V. et MASSON, D.G. **(2004)**. Landslides in the North Atlantic an dits adjacentt seas : an analysis of their morphology, setting and behaviour, *Marine Geology*, **vol. 213**, p. 343-362.

HUTTON, E.W.H. et SYVITSKI, J.P.M. **(2004)**. Advances in the numerical modeling of sediment failure during the development of a continental margin, *Marine Geology*, **vol. 203**, p. 367-380.

IMBO, Y., DE BATIST, M., CANALS M., PRIETO, M.J. et BARAZA, J. **(2003)**. The Gebra slide : a submarine slide on the Trinity peninsula margin, Antarctica, *Marine Geology*, **vol. 193**, p. 235-252.

IMRAN, J., HARFF, P. et PARKER, G. **(2001)**. A numerical model of submarine debris flow with graphical user interface, *Computers & Geosciences*, **vol. 27**, p. 717-729.

INESON, J.R. **(1985)**. Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula, *Sedimentology*, **vol. 32**, p. 659-670.

JACOBI, R.D. **(1976)**. Sediment slides on the northwestern continental margin of Africa, *Marine Geology*, **vol. 22**, p. 157-173.

JACQUIN, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., RAVENNE, C. et VAIL, P.R. **(1991)**. Systems tracts and depositional in a carbonate setting : a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 8**, p. 122-139.

JONES, O.T. **(1937)**. On the sliding or slumping of submarine sediments in Denbighshire, North Wales, during the Ludlow Period, *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **vol. 93**, p. 241-283.

JONES, O.T. **(1939)**. The geology of the Colwyn Bay district: a study of submarine slumping during the Salopian period, *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **vol. 95**, p. 335-376.

JOSEPH, P., BEAUDOIN, B., FRIES, G. et PARIZE O. **(1989)**. Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **t. 309, Série II**, p. 1031-1038.

JOSEPH, Ph. **(1983)**. Position des slumpings dans l'évolution sédimentaire du Malm-Crétacé subalpin, *Rapport E.N.S.M.P. –G.S. Genebass*, 11 p.

JOSEPH, Ph., BEAUDOIN, B., FRIES, G. et DECONINCK, J.F. **(1985)**. Megasequences and resediments in the subalpine basin, France (Malm-Cretaceous), *VI*^{ème} *European Regional Meeting of Sedimentology*, Lerida, p. 209-212.

JOSEPH, Ph., BEAUDOIN, B., SEMPERE, T. et MAILLART, J. **(1988)**. Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises), *Bull. Soc. Géo. France*, **vol. 8, t. IV, n° 3**, p. 363-374.

KASTENS, K.A. **(1984)**. Earthquakes as a triggering macanism for debris flows and turbidites on the Calabrian ridge, *Marine Geology*, **vol. 55**, p. 13-33.

KENT, D.V. et GRADSTEIN, F.M. **(1985)**. A Cretaceous and Jurassic geochronology, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **vol. 96**, p. 1419-1427.

KVALSTAD, T.J., ANDRESEN, L., FORSBERG, C.F., BERG, K., BRYN, P. et WANGEN, M. **(2005)**. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 22**, p. 245-256.

LABERG, J.S. et VORREN, T.O. **(1993)**. A Late Pleistocene submarineslide on the Bear Island Trough Mouth Fan, *Geo-Marine Letters*, **vol. 13**, p. 227-234.

LABERG, J.S. et VORREN, T.O. **(2000)**. The Trænadjupet slide, offshore Norway – morphology, evacuation and triggering mechanisms, *Marine Geology*, **vol. 171**, p. 95-114.

LABERG, J.S., VORREN, T.O., DOWDESWELL, J.A., KENYON, N.H. et TAYLOR, J. **(2000)**. The Andøya Slide and the Andøya Canyon, north-eastern Norwegian–Greenland Sea, *Marine Geology*, **vol. 162**, p. 259-275.

LABERG, J.S., DAHLGREN, T., VORREN, T.O., HAFLIDASON, H. et BRYN, P. **(2002a)**. Seismic analyses of Cenozoic contourite drift development in the Northern Norwegian Sea. *Marine Geophysical Researches,* **vol. 22**, p. 401-416.

LABERG, J.S., VORREN, T.O., MIENERT, J., EVANS, D., LINDBERG, B., OTTESEN, D., KENYON, N.H., HENRIKSEN, S. **(2002b)**. Late Quaternary paleoenvironment and chronology in the Trænadjupet Slide area offshore Norway, Marine Geology, vol. 188, p. 35-60.

LASTRAS, G., CANALS, M., HUGHES CLAKE, J.E., MORENO, A., DE BATIST, M., MASSON, D.G et COCHONAT, P. **(2002)**. Seafloor imagery from the BIG'95 debris flow, western Mediterranean, *Geology*, **vol. 30**, p. 871-874.

LASTRAS, G., CANALS, M., URGELES, R., DE BATIST, M., CALAFAT, A.M. et CASAMOR, J.L. **(2004)**. Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data, *Marine Geology*, **vol. 213**, p. 235-255.

LAURENT K. **(2005)**. - Fissuration induite dans les argilites par compaction différentielle au-dessus d'un substrat structuré. - ENSMP, Rapport d'option Sciences de la Terre.

LE DOEFF, D. **(1977)**. Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonate alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales, *Thèse 3^{e} cycle, Orsay*, 229 p.

LEE, H. J., SYVITSKI, J.P.M., PARKER, G, ORANGE, D., LOCAT, J., HUTTON, E.W.H. et IMRAN, J. **(2002)**. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field exemples, including the 'Humboldt slide', and modelling results, *Marine Geology*, **vol. 192**, p. 79-104.

LEE, H., LOCAT, J., DARTNELL, P., ISRAEL, K. et WONG, F. **(1999)**. Regional variability of slope stability: application to the Eel margin. California, *Marine Geology*, **vol. 154**, p. 305-321.

LEE, H.J., SCHWAB, W.C. et BOOTH, J.S. **(1993)**. Submarine Landslides: An Introduction, In: SCHWAB, W. C., LEE, H. J. and TWICHELL, D. C. (ed), *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*, U.S. Geol. Surv. Bull., 2002, p. 1-13. *Wiley*, p. 197-218.

LEWIS, K.B. **(1971)**. Slumping on a continental slope inclined at 1° - 4°, *Sedimentology*, **vol. 16**, p. 97-110.

LINBERG, B., LABERG, J.S. et VORREN, T.O. **(2004)**. The Nyk Slide – morphology, progression and age of a partly buried submarine slide offshore northern Norway, *Marine Geology*, **vol. 213**, p. 277-289.

LIPMAN, P.W., LOCKWOOD, J.P., OKAMURA, R.T., SWANSON, D.A. et YAMASHITA, K.M. **(1985)**. Ground deformation associated with the 1975 magnitude – 7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea Volcano, Haii, *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1276**, 45 p.

LIPMAN, P.W., NORMARK, W.R., MOORE, J.G., WILSON, J.B. et GOUMACHER C.E. **(1988)**. The Giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaï, *Journal of the Geophysical Research*, **vol. 93**, p. 4279-4299.

LOCAT, J. **(2001)**. Instabilities along ocean margins : a geomorphological and geotechnical perspective, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 18**, p. 503-512.

LOCAT, J. et LEE, H.J **(2002)**. Submarine landslides : advances and challenges, *Can. Geotech. J.*, **vol. 39**, p. 193-212.

LOCAT, J., BORNHOLD, B., BYRNE, P., HART, B., HUGHES CLARKE, J., KONRAD, J.-M., LEE, H., LEROUEIL, S., LONG, B., MOSHER, D., PIPER, D., PHILLIPS, R., POPESCU, R. et THOMSON, R. **(2001)**. Costa-Canada, a canadian contribution to the study of continental slope stability: an overview, *An Earth Odyssey*, p. 730-737.

LOCAT, J., NOREM H. et SCHIELDROP B. **(1990)**. Modélisation de la dynamique de glissements sous-marins, In : PRICE D.G. (ed.), Proc 6th Int. Cong. International Association of Engineering Geology, *Amsterdam. A.A. Balkema, Rotterdam*, p. 2849-2855.

LOWE, D.R. **(1976)**. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits, *Sedimentology*, **vol. 23**, p. 285-308.

LOWE, D.R. **(1979)**. Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits, *SEPM Special Publication*, **No. 27**, p. 75-82.

LOWRY, W.D. et COOPER, B.N. **(1970)**. Penecontemporaneous downdip slump structures in Midle Ordovician limestone, Harrisonburg, Virginia, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 54**, **No. 10**, p. 1938-1945.

LUCENTE, C.C et PINI, G.A. **(2003)**. Anatomy and emplacement mechanism of a large submarine slide within a Miocene foredeep in the northern Apennines, Italy: A field perspective, *American journal of Science*, **vol. 303**, p. 565-602.

LUTERNAUER, J.L et SWAN, D. **(1978)**. Kitimat submarine slump deposit(s) : a preliminary report, part A : Geol. Survey Canada Paper, 78-1A, p. 327-332.

MAILLART J. **(1991)**. - Différenciation entre tectonique synsédimentaire et compaction différentielle. - *Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires",* 1989, ENSMP-Univ. Lille, 193 p. - ENSMP, *Mém. Sc. de la Terre,* n° 12, Paris, 191 p.

MAILLART J., BEAUDOIN B., COJAN I., JOSEPH P. et PINOTEAU B. **(1987)**. - Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle. Exemples dans le Sud-Est de la France. - Genebass, *Notes et Mémoires CFP*, n° 21, chap. 12, p. 249-257.

MARR, J.G., ELVERHØI, A., HARBITZ, C., IMRAN, J. et HARFF, P. **(2002)**. Numerical simulation of mud-rich subaqueous debris flows on the glacially active margins of the Svalbard-Barents sea, *Marine Geology*, **vol. 188**, p. 351-364.

MASSON, D.G. (**2003**). Summary of geophysical techniques, In: MIENERT, J et WEAVER, P. (eds), European Margin Sediment Dynamics, Side-Scan Sonar and Seismic Images, Springer-Verlag, Berlin, p. 9-16.

MASSON, D.G., CANALS, M., ALONSO, B, URGELES, R. et HUHNERBACH, V. **(1998)**. The Canary Debris Flow : source area morphology and failure mechanismes, *Sedimentology*, **vol. 45**, p. 411-432.

MASSON, D.G., HUGGETT, Q.J. et BRUNSDEN, D. **(1993)**. The surface texture of the Saharan Debris Flow deposit and some speculations on submarine debris flow processes, *Sedimentology*, **vol. 40**, p. 583-598.

MASSON, D.G., WATTS, A.B., GEE, M.J.R., URGELES, R., MITCHELL, N.C., LE BAS, T.P. et CANALS, M. **(2002)**. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth-Science Reviews*, **vol. 57**, p. 1-35.

MARTINSEN, O.J. et BAKKEN, B. **(1990)**. Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland, *Journal of the Geology Society, London*, **vol. 147**, p. 153-164.

MAZINGUE-DESAILLY, V. **(2002)**. Modélisation du déclenchement des glissements de sediments sur la marge continentale brésilienne. *Rapport de stage d'option Sciences de la terre et environnement, Ecole nationale supérieure des Mines de Paris,* 89 p.

McADOO, B.G., PRATSON, L.F. et OGANGE, D.L. **(2000)**. Submarine landslide geomorphology, US continental slope, *Marine Geology*, **vol. 169**, p. 103-136.

MIDDLETON, G.V. et HAMPTON, M.A. **(1973).** Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition. In: Middleton, G.V. et BOUMA, A.H., Turbidites and Deep Water Sedimentation, Soc. Econ. Peleotol. Mineral., Pac. Sect., Short Course, p. 1-38.

MIDDLETON, G.V. et HAMPTON, M.A. **(1976)**. Subaqueous sediment transport and deposition of sediment gravity flows, In: STANLEY, D.J. and SWIFT, D.J.P. (ed), Marine Sediment Transport and Environmental Management, New York, *Wiley*, p. 197-218.

MIENERT, J., BERNDT, C., LABERG, J.S. et VORREN, T.O. **(2003)**. Slope instability of continental margins. In: WEFER, G., BILLET, D., HEBBELN, D., JØRGENSEN, B.B., SCHLÜTER, M. and van WEERING, T. (eds.) Ocean Margin Systems. Berlin, Germany, Springer Verlag, p. 179-193.

MIENERT, J., POSEWANG, J. et BAUMANN, M. **(1998)**. Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin : possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane, In : HENRIET, J.-P. et MIENERT, J. (ed), Gas Hydrates: Relevance to World Margin Stability and Climate Change, *Spec. Publ*, **vol. 137**, *Geol. Soc. London*, p. 275-291.

MIGNIOT, C. **(1968)**. Etude des propriétés physiques de différents sediments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques, *La houle blanche*, **vol.** , p. 591-620.

MIKULENKO, K.N. **(1967)**. Submarine slump structures in Paleocene and Eocene deposits, Internat. Geology Rev., **vol. 9, no. 10**, p. 1353-1364.

MILLS, P.C. **(1983)**. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – A review, *Sedimentary Geology*, **vol. 35**, p. 83-104.

MOORE, D.G. **(1961)**. Submarine slumps, *Journal of Sedimentary Petrology*, **vol. 31**, p. 343-357.

MOORE, D.G. **(1978)**. Submarine slides, In : Voight B. (ed.), Rocks slides and avalanches, 1: Natural phenomena, *Elsevier*, p. 563-604.

MOORE, D.G. et CURRAY, J.R. **(1963)**. Sedimentary framework of continental terrace of Norfolk, Virginia, and Newport, Rhode Island, *Am Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **vol. 47**, p. 2051-2054.

MOORE, J.G. et al **(1989)**. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge, *Journal og Geophisical Research*, **vol. 94**, p. 17465-17484.

MOORE, T.C., Van ANDEL, T.J. H., BLOW, W.H. et HEATH, G.R. **(1970)**. Large submarine slide off northeastern continental margin of Brazil, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **vol. 54**, **No. 1**, p. 125-128.

MOREAU, M.-A., COJAN, I. et ORY, J. **(1994)**. Mechanismes of remanent magnetization acquisition in marl and limestone alternations. Case study: Upper Cretaceous (Chron 31-30), Sopelana, Basque Country, *Earth and Planetary Sciences Letters*, **vol. 123**, p. 15-37.

MORGENSTERN, N.R. **(1967)**. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents, In: RICHARDS, A. F. **(ed.)**, Marine Geotechnique, *University of Illinois Press*, Urbana, I11, p. 189-220.

MOHRIG, D., WHIPPLE, K.X., HONDZO, M., ELLIS, C. et PARKER, G. **(1998)**. Hydroplaning of subaqueous debris flows, *GSA Bulletin*, **vol. 110 (3)**, p. 387-394.

MOSHER, D.C., MORAN, K., HISCOTT, R.N., (**1994**). Late Quaternary sediment, sediment mass flow processes and slope stability on the Scotian Slope, Canada. *Sedimentology*, **vol. 41**, p.1039-1061.

MOULLADE, M. **(1966)**. Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la « Fosse vocontien ». Thèse 3ème cycle, Lyon, 369 p.

MOULLADE, M. et THIEULOY, J.-P. **(1967)**. Les zones d'ammonites du Valanginien supérieur et de l'Hauterivien vocontien, *C. R. somm. S. G. F.*, **vol. 6**, p. 228-229.

MULDER, T. et COCHONAT, P. **(1996)**. Classification of offshore mass movements, *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 66**, p. 43-57.

MULDER, T., TISOT, J.-P., COCHONAT, P., BOURILLET, J.-F. **(1993)**. Stabilité des pentes sous-marines dans la Baie des Anges, Nice, France. Approche géotechnique, *Rev. Franç. Géotech*, **n° 64**, p. 21-30.

NARDIN, T.R., HEIN, F.J., GORSLINE, D.S. et EDWARDS, B.D. **(1979)**. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems, *SEPM Special Publication*, **No. 27**, p. 61-73.

NAYLOR, M.A. **(1981)**. Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines, *Sedimentology*, **vol. 28**, p. 837-852.

NITTROUER, C.A. **(1999)**. STRATAFORM: overview if its design and synthesis of its results, *Marine Geology*, **vol. 154**, p. 3-12.

NOREM, H., LOCAT, J. et SCHIELDROP, B. **(1990)**. An approach to the physics and the modeling of submarine flowslides, *Marine Geotechnology*, **vol. 9**, p. 93-111.

NORMARK, W.R. **(1974)**. Ranger submarine slide, northern Sebastian Vizcaino bay, Baja California, Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, **vol. 85**, p. 781-784.

NORMARK, W.R. et GUTMACHER, C.E. **(1988)**. Sur submarine slide, Monterey Fan, central California, *Sedimentology*, **vol. 35**, p. 629-647.

O'LEARY, D.W. **(1991)**. Structure and morphology of submarine slab slides: Clues to origine and behaviour, *Marine Geotechnology*, **vol. 10**, p. 53-69.

ODIN, G. S. (**1994**). Geological time scale 1994, Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre, (II), **t. 318**, p. 59-71.

PATERSON, S.R. et TOBISCH, O.T. **(1993)**. Pre-lithification structures, deformation macanisms, and fabric ellipsoids in slumped turbidites from the Pigeon Point Formation, California, *Tectonophysics*, **vol. 222**, p. 135-149.

PIPER, D.J.W, COCHONAT, P. et MORRISON, M. **(1999)**. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Grand Banks earthquake : initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar, *Sedimentology*, **vol. 46**, p. 79-97.

PIPER, D.J.W, SHOR, A.N., FARRE, J.A., O'CONNELL, S. et JACOBI, R. **(1985)**. Sediment slides around epicenter of the 1929 Grand Banks Earthquake, *Geology*, **vol. 13**, p. 538-541.

PIPER, D.J.W., SHOR, A.N. et CLARKE, J.E.H. **(1988)**. The 1929 "Grand Banks" earthquake, slump, and turbidity current, *Geological Society of America*, **Special Paper 229**, p. 77-92.

POLLET, N. **(2004)**. Mouvements gravitaires rapides de grandes masses rocheuses: Apports des observations de terrain à la comprehension des processus de propagation et dépôt, *Thèse 3^{e} cycle, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées*, 252 p.

POPENOE, P., SCHMUCK, E.A. et DILLON, W.P. **(1993)**. The Cape Fear landslide: Slope failure associated with salt diapirism and gas hydrate decomposition, In: SCHWAB, W. C., LEE, H. J. and TWICHELL, D. C. (ed), *Submarine Landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*, U.S. Geol. Surv. Bull., 2002, p. 40-53.

POSTMA, G. **(1984)**. Slumps and their deposits in fan delta front and slope, *Geology*, **vol. 12**, p. 27-30.

PRIOR, D.B. et COLEMAN, J.M. **(1978)**. Disintegrating, retrogressive landslides on very low angle subaqueous slopes, Mississipi Delta, *Mar. Geotech*., **vol. 2**, p. 37-60.

PRIOR, D.B. et COLEMAN, J.M. **(1980)**. Active slides and flows in underconsolidated marine sediments. In: SAXOV S. et NIEUWENHUIS. J.K. (ed.), Marine Slides and Other Mass Movements, NATO Conference Series 4, Marine Sciences, **vol. 6**, p. 21-49.

PRIOR, D.B., BORNHOLD, B.D. et JOHNS M.W. **(1984)**. Deposional characteristics of a submarine debris flow, *Journal of Geology*, **vol. 92**, p. 707-727.

PRIOR, D.B., BORNHOLD, B.D., COLEMAN, J.M. et BRYANT, W.R. **(1982)**. Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia, *Geology*, **vol. 10**, p. 588-592.

RAMSAY, J.G. **(1967)**. Folding and Fracturing of Rocks, New York, McGraw-Hill Book Company, 568 p.

RICKEN, W. **(1986)**. Diagenetic bedding: A model for limestone-marl alternations, Berlin, Springer-Verlag, *Lecture Notes in Earth Sciences*, **no. 6**, 210 p.

RIO, M., COTILLON, P. et FERRY, S. **(1989a)**. Rhythmic pelagic successions and terrestrial obital variations. The exemple of the Lower Cretaceous from Angles (SE France), *Terra Research*, **vol. 1, n°5**, p. 449-450.

RIO, M., FERRY, S. et COTILLON, P. **(1989b)**. Périodicité dans les series pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France, *C. R. Acad. Sci.*, **t. 309, Série II**, p. 73-79.

RISE, L., OTTESEN, D., LONGVA, O., SOLHEIM, A., ANDERSEN, E.S. et AYERS, S. **(2006)**. The Sklinnadjupet slide and its relation to the Elsterian glaciation on the mid-Norwegian margin, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 23**, Issue 5, p. 569-583.

ROBERTS, D.G., et STRIDE, A.H. **(1968)**. Late Tertiary slumping on the continental slope of southern Portugal, Nature, **vol. 217**, p. 48-50.

ROBERTS, J.A. et CRAMP, A. **(1996)**. Sediment stability on the western flanks of the Canary Islands, *Marine Geology*, **vol. 134**, p. 13-30.

RODINE, J.D. et JOHNSON, A.M. **(1976)**. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes, Sedimentology, **vol. 23**, p. 213-234.

RUPKE, N.A. **(1976)**. Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees, *Jl. Geol. Soc. Lond.*, **vol. 132**, p. 121-130.

SAXOV, S et NIEUWENHUIS, J.K. **(1980)**. Marine slides and others mass movements, NATO Conference Series 4, Marine Sciences, **vol. 6**, 353 p.

SCHAFER, C.T. and SMITH, J.N. **(1987)**. Hypothesis for a submarine landslide and cohesionless sediment flows resulting from a 17th century earthquake-triggered landslide in Quebec, Canada, *Geo-marine Letters*, **vol. 7**, p. 31-37.

SCHEIDEGGER, A.E. **(1980)**. On the tectonic setting of submarine slides. In: SAXOV S. et NIEUWENHUIS. J.K. (ed.), Marine Slides and Other Mass Movements, NATO Conference Series 4, Marine Sciences, **vol. 6**, p. 11-20.

SCHOOTBRUGGE, B.V., FÖLLMI, K.B., BULOT, B.G. et BURNS, S.J. **(2000)**. Paleoceanographic changes during the early Cretaceous (Valanginian^Hauterivian): evidence from oxygen and carbon stable isotopes, *Earth and Planetary Science Letters*, **vol. 181**, p. 15-21.

SCHWARZ, H.-U. **(1982)**. Subaqueous slope failures, *Contributions to Sedimentology*, **vol. 11**, 116 p.

SHANMUGAM, G. **(2000)**. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 17**, p. 285-342.

SILVA, A.J., BAXTER, C.D.P., LAROSA, P.T. et BRYANT, W.R. **(2004)**. Investigation of mass wasting on the continental slope and rise, *Marine Geology*, **vol. 203**, p. 355-366.

SKEMPTON, A.W. et HUNCHINSON, J.N. **(1969)**. Stability of natural slopes. *Proc. 17th Int. Conf. Soil Mech.*, Mexico City, **vol. 2**, p. 291-340.

SMITH, J.V. **(2000)**. Flow pattern within a Permian submarine slump recorded by oblique folds and deformed fossils, Ulladulla, south-eastern Australia, *Sedimentology*, **vol. 47**, p. 357-366.

SOLHEIM, A., BERG, K., FORSBERG, C.F. et BRYN, P. **(2005)**. The Storegga Slide complex : repetitive large scale sliding with similar cause and development, *Marine and Petroleum Geology*, **vol. 22**, p. 97-107.

STANLEY, D.J. et SILVERBERG, N. **(1969)**. Recent slumping on the continental slope off Stable Island Bank, southeast Canada, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **vol. 6**, p. 123-133.

STONE, B.D. **(1976)**. Analysisof slump slip lines and deformation fabric in slumped Pleistocene lake beds, *Journal of Sedimentary Petrology*, **vol. 46, No. 2**, p. 313-325.

STOW, D.A.V. **(1986)**. Deep clastic seas. In: READING, H. G. (ed.), *Sedimentary Environnements and facies*, Blackwell Sciencetific Publications, Oxford, p. 398-444.

STROUT, J.M. et TJELTA, T.I. **(2005)**. In situ pore pressures: What is their significance and how can they be reliably measured ?, *Marine and Petroleum Geology,* **vol. 22**, p. 275-285.

STURM, E. **(1971)**. Subaqueous slump structures, *Geological Society of America Bulletin*, **vol. 82**, p. 481-484.

SULTAN, N., COCHONAT, P., CANALS, M., CATTANEO, A., DENNIELOU, B., HAFLIDASON, H., LABERG, J.S., LONG, D., MIENERT, J., TRINCARDI, F., URGELES, R., VORREN, T.O. et WILSON, C. **(2004)**. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach, *Marine Geology*, **vol. 231**, p. 291-321.

SUMMERHAYES, C.P., BORNHOLD, B.D. et EMBLEY, R.W. **(1979)**. Surficical slides and slumps on the continenetal slope and rise of south west Africa: A reconnaissance study, *Marine Geology*, **vol. 31**, p. 265-277.

SWANSON, D.A., DUFFIELD, W.A. et FISKE, R.S. **(1976)**. Displacement of the sounth flank of Kilauea Volcano : the result of forceful intrusion of magma into the rift zones, *US Geol. Surv. Prof. Pap*., **963**, 39 p.

TALBOT, C.J. **(1999)**. Can field data constrain rock viscosities ?, *Journal of Structural Geology*, vol. 21, p. 949-957.

TANGRI, A.K. **(1980)**. Paléopentes, glissements synsédimentaires et reconstitution de bassin dans le domaine vocontien (Valanginien-Hauterivien de la zone subalpine méridionale des alpes occidentales françaises), *Thèse 3^{e} cycle, Grenoble*, 197 p.

TERZAGHI, K. **(1943)**. Theoretical Soil Mechanics, John Wiley and Sons, New York, 528 p.

TERZAGHI, K. **(1956)**. Varieties of Submarin Slope Failures, *Proceedings of the Eighth Texas Conference on Soil Machanics and Foundation Engineering, Havard Soil Mechanics*, **Series No. 52.**

THIEULOY, J.-P. **(1972)**. Biostratigraphie des lentilles à Pérégrinelles (Brachiopodes) de l'Hauterivien de Rottier (Drôme, France), *Géobios*, **vol. 5 (1)**, p. 5-53.

THIEULOY, J.-P. **(1977)**. La zone à Callidiscus du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). Lithostratigraphie, ammonitofaune, limite Valanginien-Hauterivien, corrélations, *Géologie alpines*, **vol. 53**, p. 83-143.

TIJANI, M. **(1985)**. VIPLEF - La méthode des éléments finis appliquée aux problemes non linéaires de calcul des structures, *Communication Extr. de: Méthodes numériques utilisées en mécanique des roches, Fontainebleau*, p. 98-137.

TOBISCH, O.T. **(1984)**. Development of foliation and fold interference patterns produced by sedimentary processes, *Geology*, **vol. 12**, p. 441-444.

UCHUPI, E. **(1967)**. Slumping on the continental margin southeast of Long Island, New York, *Deep-Sea Research*, **vol. 14**, p. 635-639.

URGELES, R., LEYNAUD, D., LASTRAS, G., CANALS, M. et MIENERT, J. **(2006)**. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro slope, NW Mediterranean, *Marine Geology*, **vol. 226**, p. 185-206.

VANDROMME, R. **(2007)**. Approche des mécanismes de l'injection sableuse *per descensum*, *Thèse Doct. « Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires », Ecole des Mines*, 234 p.

VAN WEERING, T.C.E., NIELSEN, T., KENYON, N.H., AKENTIEVA, K. et KUIJPERS, A.H. **(1998)**. Sediments and sedimentation at the NE Faeroe continental margin; contourites and large-scale sliding, *Marine Geology*, **vol. 152**, p. 159-176.

VANNESTE, M., MIENERT, J. et BÜNZ, S. **(2006)**. The Hinlopen Slide : A giant, submarine slope failure on the northern Svalbard margin, Arctic Ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, **vol. 245**, p. 373-388.

VARNES, D.J. **(1958)**. Landslide types and processes, In: Landslides and Engineering Pratice, Eckel, E.D. (Ed.), *Spec. Rep. 29*, Highway Res. Board, Natl. Res. Counc., Washington, D.C. p. 20-47.

WALKER, J.R. et MASSINGILL, J.V. **(1970)**. Slump features on the Mississippi Fan, northeastern gulf of Mexico, *Geological Society of America Bulletin*, **vol. 81**, p. 3101-3108.

WESTPHAL, H, BÖHM, F et BORNHOLDT, S **(2004)**. Orbital frequencies in the carbonate sedimentary record: distorted by diagenesis ?, *Facies*, **vol. 50**, p. 3-11.

WESTPHAL, H., HEAD, M.J. et MUNNECKE, A. **(2000)**. Differential diagenesis of thuthmic limestone alternations supported by palynological evidence, *Journal of Sedimentary Research*, **vol. 70**, p. 715-725.

WILLIAMS, P.F., COLLINS A.R. et WILTSHIRE, R.G. **(1969)**. Cleavage and penecontemporaneous deformation structures in sedimentary rocks, *Journal of Geology*, **vol. 77**, p. 415-425.

WILPSHAAR, M., LEEREVELD, H. et VISSCHER, H. **(1997)**. Early Cretaceous sedimentary and tectonic development of the Dauphinois Basin (SE France), *Cretaceous research*, **vol. 18**, p. 457-468.

WILSON, C.K., LONG, D. et BULAT, J. **(2004)**. The morphology, setting and processes of the Afen Slide, *Marine Geology*, **vol. 213**, p. 149-167.

WOODCOCK, N.H. **(1976)**. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales, *Journal geol. Soc. Lond.*, **vol. 132**, p. 399-415.

ANNEXES

Annexe A – Données bibliographiques des glissements sous-marins

Annexe B – Modèles rhéologiques de la coulée de débris

Annexe C – Coupes détaillées et détermination des ammonites

ANNEXE A : DONNEES BIBLIOGRAPHIQUES DES GLISSEMENTS SOUS-MARINS

Les paramètres présentés dans le tableau:

H : Hauteur de chute

L' : Longueur totale de parcours = L +R

V : Volume

S : Surface totale = $S_1 + S_2$

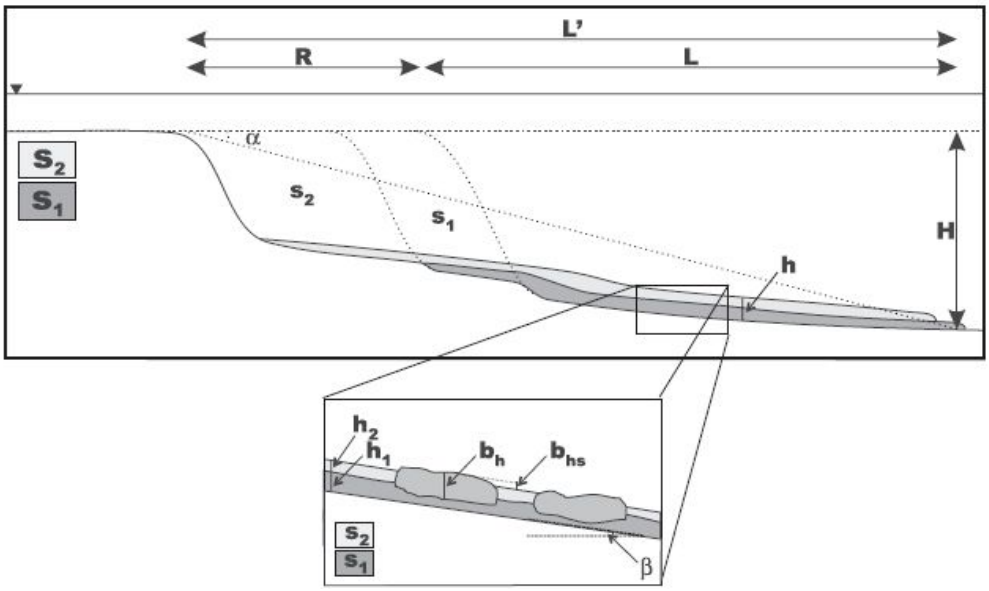


Figure 1: *Description géométrique de la mobilité* (Canals et al., 2004).

Les paramètres non-présentés dans le tableau:

L : Longueur de parcours *sensu stricto*

R : Distance de rétrogression

α : Angle moyen de la pente

S1 et **S2** : Première et deuxième phase de glissement

h_1 et **h_2** : Epaisseur du dépôt du premier et deuxième glissement

b_h : Epaisseur du bloc

β : Angle de la surface de dépôt.

	Localisation	**Age**	**Sédiments**	**H m**	**L' km**	**V km^3**	**S km^2**	**Référence**
	W Shetland Faeroe-Shetland Channel	5,8 ka BP	Sédiments glaciaires argileux et silteux	295	13	0,2	40	Wilson *et al.* (2004) ; Canals *et al.* (20
	SE Africa Agulhas Bank (Pente continentale)	Post P	-	375	106	20000 ?	80000 ?	Dingle (1977), Hampton *et al.*(1996).
nk				300	5,3		-	Hampton *et al.* (1996)
	V			5300	105	1800	-	Lipman *et al.* (1988)
				4800	95	300	-	Hampton *et al.* (1996)
				20	2		-	Hampton *et al.* (1996)
	NE Atlantique Norwegian margin (Pente continentale)	< 10 ka BP	-	-	190	900	9700	Laberg *et al.* (2000) ; Imbo *et al.* (200
st				30	3,4		-	Hampton *et al.* (1996)
	-	-	-	360	37	900	4000	Dingle (1977) ; Hampton *et al.* (1996
y				250	21		-	Hampton *et al.* (1996)
TMF					450	1400		Laberg et Vorren (1993) ; Imbo *et al.*
	NW Méditerranéen Marge Ebro (Pente continentale)	11 ka BP	Sable et silt argileux	1800	95	26	2200	Lastras *et al.*, 2002, 2004 ; Urgeles *et*
a	NE Atlantique Norwegian margin (Pente continentale)	> 200 ka BP	-	-	400	1100 - 1400	23000	Vorren et Laberg (2001)
ment				3600	42	600	-	Hampton *et al.* (1996)
	Central Adriatic Ortona, Gargano Promontory	2,6 ka BP	Boue, Argile	80	250	38,5	2200	Canals *et al.* (2004)
	NE Atlantique (El Hierro) (Île volcanique)	15 ka BP	Argile pélagique, turbidité et volcano-clastique	1500	600	400	40000	Embley, 1976, 1982 ; Roberts et Cran Masson *et al.*, 1998, 2002 ; Gee *et al.*
				700	30		-	Hampton *et al.* (1996)
Bay	SW Afrique	Late P	-	> 1400	250-	150	2500	Summerhayes *et al.* (1979)

	Concepcion Bay (Pente continentale)	< 25 ka BP			300			
r delta				115	18		-	Hampton *et al.* (1996)
ast				1150	70	13	-	Hampton *et al.* (1996)
Vest				1100	110	160	-	Hampton *et al.* (1996)
	Norway Soerfjorden, Finneidjord	1996	Argile marine et glaciomarine	> 62	1	0,001	1	Canals *et al.* (2004)
North	NE Atlantique Norwegian margin (Pente continentale)	> 10 ka BP	-	-	250	-	> 12250	Taylor *et al.* (2003), d'après Haflidas (2004)
South	NE Atlantique Norwegian margin (Pente continentale)	> 10 ka BP	-	-	110	-	> 4250	Taylor *et al.* (2003), d'après Haflidas (2004)
	Trinity Peninsula Antarctica (Pente continentale)	13,5 ka BP	Sable boueux, silteux	1050	35	21	515	Imbo *et al.* (2003) ; Canals *et al.* (200
s	NW Atlantique Terre Neuve (Pente continentale)	1929	Sable, silt	365	1000	100-150	20000-25000	Heezen et Ewing, 1952 ; Heezen et D Piper *et al.*, 1985, 1988, 1999
	-	-	-	2000	160	-	-	Hampton *et al.* (1996)
	-	-	-	11	0,4	6E-06	-	Hampton *et al.* (1996)
	N California (Pente continentale)	Late P	-	430	10	6	200	Gardner *et al.* (1999)
& rden	Boknafjorden SW Norway Fjord	10-12 ^{14}C ka BP	-	-	-	-	-	Bøe *et al.* (2000)
gh				115	15		-	Hampton *et al.* (1996)
	E North Island New Zealand (Pente continentale)	Early H	Sable, Boue	50	15	19	720	Lewis (1971), Dingle (1977) ; Barnes (1991) ; Hampton *et al.* (1996)
	NE Pacifique British Columbia (Delta front – Fjord)	1971, 974, 1975	gravier, sable, silt, argile marine	200	5	0,055	7,5	Prior *et al.*, 1982, 1984
				1400	24	0,30	-	Hampton *et al.* (1996)
River				20		0,04	-	Hampton *et al.* (1996)

yon				175	6	5	-	Hampton *et al.* (1996)
				5000	230	5000	-	Hampton *et al.* (1996)
	NE Atlantique Norwegian margin (Pente continentale)	> 16,2 ka BP		-	-	-	2200	Lindberg *et al.* (2004) ;
	V			5500	180	1800	-	Lipman *et al.* (1988)
				500	22,5	0,025	-	Hampton *et al.* (1996)
				1350	24,4	39	-	Shaller (1991) d'après Pollet (2004).
k				200	6 ,5		-	Hampton *et al.* (1996)
	Pacifique, Baja California, Mexixo (Pente continentale)	Late P	Boue hémipélagique	1000 - 1200	35	20	300	Normark (1974), Dingle (1977)
	-	-	-	330	160	300	2200	Dingle (1977) ; Hampton *et al.* (1996)
						70	-	Hampton *et al.* (1996)
	NE Atlantique NW Afrique (Pente continentale)	60 ka BP	Argile pélagique, turbidité et volcano-clastique	3200	> 400	600-1100	48000	Embley, 1976, 1980, 1982 ; Masson *e* 2002 ; Gee *et al.*, 1999
				180	1,2	0,005	-	Hampton *et al.* (1996)
a				120	2,3	0,02	-	Hampton *et al.* (1996)
on				6		0,00005	-	Hampton *et al.* (1996)
				200	3	0,0027	-	Hampton *et al.* (1996)
t	NE Atlantique Norwegian margin (Pente continentale)	339-245 ka BP	-	-	-	-	-	Rise *et al.* (2006)
				120	2,5	0,0005	-	Hampton et al. (1996)
	NE Atlantique Norwegian margin (Pente continentale)	8200 ans BP	Débris glaciaire, dépôt contourite	3650	810	2400-3200	95000	Bugge *et al.*, 1987 ; Evans *et al.*, 1996 Haflidason *et al.*, 2004, 2005 ; Bryn *e*
	NW Pacific Monterey Fan (Eventail sous-marin)	Late H	Boue sableux et hémipélagique, sable	750	70	10	1000	Normark (1988) ; Hampton et al. (199
				100		0,15	-	Hampton *et al.* (1996)
	NE Atlantique Norwegian margin	4 ka BP	Sédiment glacio-marin, dépôt contourite	2500	200	900	14100	Laberg et Vorren, 2000 ; Laberg *et al.* 2003

	(Pente continentale)							
unha				3750	50	150	-	Hampton *et al.* (1996)
ntic			4,0	1200	4		-	Hampton *et al.* (1996)
			6,0	168	1,28	0,075	-	Hampton *et al.* (1996)
on								Mosher *et al.* (1994) ; Imbo *et al.* (20
	SW Afrique Walvis Bay (Pente continentale)	Late P < 25 ka BP	-	> 1000	> 250	90	3500	Summerhayes *et al.* (1979)
				5000	65	150-180	1500	Masson *et al.* (2002)
as I	V			4000	50	-	1700	Masson *et al.* (2002)
as II				4500	50	< 50	950	Masson *et al.* (2002)
				4600	60	130	1800	Masson *et al.* (2002)
Nueva	V			6000	80	95	780	Masson *et al.* (2002)
la Veta				6000	80	650	2000	Masson *et al.* (2002)
uz				3500	50	-	1000	Masson *et al.* (2002)
								Masson *et al.* (2002)
				6800	105	150	1700	
	V			6600	90	500	2100	Masson *et al.* (2002)
e Garcia				7000	130	500	4500	Masson *et al.* (2002)
				>3500	-	-	>400	Masson *et al.* (2002)
				>4000	>50	120	1600	Masson *et al.* (2002)

ANNEXE B : MODELES RHEOLOGIQUES DE LA COULEE DE DEBRIS

L'observation directe du phénomène de coulée de débris est difficile car on ne sait pas quand il s'est produit. De plus, les techniques de mesure directe semblent impossibles. L'utilisation des modèles de modélisation est un outil nécessaire pour caractériser la mécanique de l'écoulement. D'après Fraccarollo et Papa (2000), il y a deux approches possibles pour la modélisation des coulées de débris :

- Deux phases (ou multi-phases)
- Une phase

En effet, les modèles de deux phases traitent séparément le solide et le fluide (composé de l'eau et des grains fins d'argile ou du silt) avec l'hypothèse qu'il n'y a pas de relation de vitesse entre les deux phases. La solution du problème est de décrire l'écoulement par des équations de conservation de masse pour chaque phase.

Dans le cas où il n'y aurait pas de changement morphologique significatif observé, il est possible de considérer le mixte solide-fluide comme une phase unique homogène. Les équations du problème sont alors l'équation de conservation volumique et l'équation d'équilibre du moment. L'application de l'équation de conservation volumique indique qu'il n'y a pas de changement de volume au cours d'écoulement, c'est-à-dire que la coulée de débris n'érode pas ni ne dégage pas les sédiments dans l'ambiant (Drago, 2002).

En général, les propriétés rhéologiques des débris de «barbotine » sont décrites par un modèle viscoplastique simple (ex : Type Bingham) dont les deux paramètres sont la rigidité de seuil *(yield strength)* τ_c et la viscosité. En effet, la masse est déformée sous l'application de n'importe quelle contrainte supérieure à la rigidité de seuil et caractérisée par la viscosité de type Bingham μ (Drago, 2002 ; Imran *et al.*, 2001 ; Coussot, 1996 ; Marr *et al.*, 2002 ; Fraccarollo et Papa, 2000).

La résistance de seuil de la coulée est caractérisée par la résistance cohésive du matériau (fournie par la teneur en argile) et la résistance frictionnelle due à l'enchevêtrement des éléments démantelés. La résistance de seuil de la coulée de débris typique varie de 101 à 105 Pa (Coussot, 1996).

Il est évident que la viscosité et la rigidité de seuil augmentent rapidement avec l'augmentation de la concentration des particules. En effet, la résistance cohésive et la résistance frictionnelle jouent le même rôle dans la déformation liée au cisaillement et la définition des propriétés rhéologiques du matériau.

En réalité, la contrainte de seuil peut être déterminée soit par les essais en laboratoire (rhéomètre), soit par l'observation de l'épaisseur de la partie frontale du dépôt grâce à la relation expérimentale suivante :

$$\tau_y = (\rho_s - \rho_w) g H \sin\alpha_d$$

Où, ρs, ρw, g, H, αd représentent respectivement le poids volumique du sédiment, de l'eau, l'accélération de la gravité, l'épaisseur critique du sédiment (quand la coulée s'arrête) et l'angle de la pente dans la zone de dépôt.

En ce qui concerne la viscosité, d'après Coussot (1996), la conception de la viscosité doit se baser sur la microstructure et l'interaction entre les éléments de base du fluide (grain, particule argileuse, molécule polymère, etc.) et dépend également de l'intensité du cisaillement et de l'histoire de mouvement. En effet, la viscosité de la coulée de débris est beaucoup plus grande que celle des autres matériaux. Par exemple, la viscosité varie de 10 à 1000 (Pa.s) pour la coulée de débris, 50 pour le miel, 0,3 pour l'huile de lubrification, 1,787.10-3 pour l'eau et 1,16.10-5 pour l'air.

a). Modèle viscoplastique pour le fluide de type Bigham et Hershel-Bulkley:

L'équation de base pour ces deux types de fluide est la suivante :

$$\tau = \tau_y + K\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)^n \qquad (18)$$

Où : τ : Contrainte de cisaillement.
τy : Contrainte de seuil.
K : « Viscosité ».
∂u/∂y : Taux de cisaillement (vitesse de cisaillement).
u : La vitesse de la coulée selon la direction de l'écoulement x.

Dans l'équation, l'exposant n est utilisé pour qualifier l'état du mélange de la coulée pour n < 1, le mélange est considéré comme pseudo-statique, n > 1 le fluide est dilatant. (Huang et Garcia, 1998 ; Locat et Lee, 2002). Quand l'exposant n → 1, K → μ (où μ est la viscosité dynamique du sédiment dont l'unité est en m.Pa.s), l'équation devient celle du fluide de type Bingham « idéal » dont la relation contrainte/déformation est linéaire (**Fig. 2**).

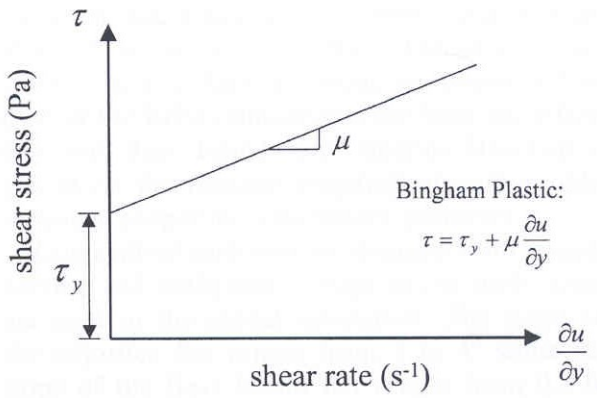


Figure 2 : *La relation linéaire contrainte/déformation du fluide plastique Bigham (d'après Marr et al., 2002)*

Le choix du modèle dépend de plusieurs facteurs, mais surtout de la condition de l'environnement et des propriétés du matériau. Parmi les deux types ci-dessus, le modèle linéaire viscoplastique de type Bingham est le plus souvent utilisé pour décrire la rhéologie des débris et de la coulée boueuse. Cependant, le modèle Herschel-Bulkley semble mieux décrire le comportement non linéaire viscoplastique de la coulée de débris (Imran *et al.*, 2001 ; Coussot, 1996). En effet, pour les deux modèles rhéologiques de Bingham et de Herschel-Bulkley, le fluide est considéré comme deux couches distinctes, la couche de cisaillement et la « *plug layer* » (**Fig. 3**). La contrainte à l'interface des deux couches est la contrainte de seuil τ_y (Drago, 2001, Imran *et al.,* 2001).

- $\tau \geq \tau_y$: la couche de cisaillement de la coulée de débris est considérée comme visqueuse ;
- La « *plug layer* » est caractérisée par un déplacement cohésif, non déformé ; la masse est alors considérée comme un corps solide.

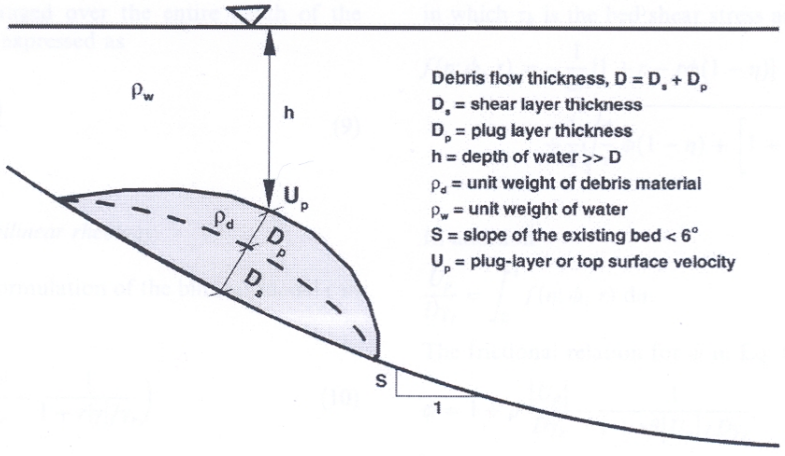


Figure 3 : *Schématisation de la coulée de débris en deux couches (couche de cisaillement et « plug layer)* (Imran *et al.*, 2001 ; Drago, 2001).

b). Modèle visco-plastique pour le fluide bilinéaire

Ce modèle est considéré comme l'intermédiaire entre le modèle du fluide de type Bigham et celui de l'écoulement « lâche » des grains suspendus, de type Newtonien (Locat, 2001 ; Imran *et al.*, 2001).

La formule générale du fluide bilinéaire est la suivante (O'Brien and Julien, 1988 d'après Locat et Lee, 2002) :

$$\tau = \tau_y + \eta\gamma + \left(\frac{c}{\gamma + \gamma_0} \right) \qquad (19)$$

Où : η la viscosité dynamique (mPa.s), γ est le taux de cisaillement ($=\partial u/\partial y$) et γ_0 est le taux de cisaillement correspondant à la résistance de seuil dans le fluide bilinéaire.

c). Modèle hybride pour le fluide visco-plastique bilinéaire

Ce modèle est proposé pour analyser la mobilité des mouvements des masses sous-marines en se basant sur le modèle viscoplastique (Norem *et al.*, 1990 ; Locat *et al.*, 1990) :

$$\tau = \tau_y + \sigma' tg\phi + \mu\gamma^n \qquad (20)$$

Où :

σ : Contrainte effective normale, $\sigma'_n = -\gamma.z(1 + u/\gamma z)$ (21)

u : Pression de pore

Le premier et le troisième termes de l'équation représentent le composant visqueux de la coulée, le deuxième terme représente la plasticité exprimée par la contrainte effective et l'angle de frottement interne du matériau. L'avantage de cette formule est permettre de faire varier les différents paramètres et de pouvoir ainsi s'appliquer à la plupart des conditions de la coulée.

ANNEXE C : LES COUPES DETAILLEES ET DETERMINATION DES AMMONITES

Tableau des ammonites – Coupe de Serres-Montclus

Numéro de faune	Localisation	Type d'ammonite	Zone correspondante
MN13	AM	*Teschenites subpachydicranus*	*Callidiscus* supérieur
MN14		*Teschenites subflucticulus, Teschenites subpachydicranus*	*Callidiscus* supérieur
MN15		*Teschenites subpachydicranus, Jeanthieuloyites* sp.	*Callidiscus* supérieur
MN16	AM1	*Olcostephanus* cf. *astierianus s. str.*	*Radiatus* supérieur
MN17		*Spitidiscus* gr. *lorioli*	*Radiatus* supérieur
MN18	SM2	*Spitidiscus* gr. *lorioli*	*Radiatus* supérieur
MN19	AM3	*Spitidiscus* gr. *lorioli*	*Radiatus* « *top* »
MN20		-	*Radiatus* « *top* »
MN29	SM4	*Crioceratites (Crioceratites) loryi* (éboulée)	*Radiatus* « *top* » (PB !!!)
MN21	AM5	*Olcostephanus (Jeannoticeras) jeannoti Crioceraites (Crioceratites) loryi*	*Loryi* Sous-zone à *Jeannoti*
MN23	SM6	*Crioceratites (Crioceratites) loryi*	*Loryi*
MN22	AM7	-	*Loryi* Sous-zone à *Jeannoti*
MN24	AM11	*Olcostephanus (Jeannoticeras) jeannoti Crioceraites (Crioceratites) loryi*	*Loryi* Sous-zone à *Jeannoti*
MN25		-	*Loryi* Sous-zone à *Jeannoti*
MN26		*Olcostephanus (Jeannoticeras) jeannoti*	*Loryi* Sous-zone à *Jeannoti*
MN27		-	*Loryi* Sous-zone à *Jeannoti*
MN28		*Olcostephanus (O.) variegatus*	*Nodosoplicatum*
MN11		*Olcostephanus (O.) variegatus*	*Nodosoplicatum*
MN12		-	*Nodosoplicatum*
MN30	SM18	-	*Sayni*
MN10	AM19	*Pseudovaldedorsella loryi*	*Sayni « top »*
MN09		*Subsaynella mimica*	*Sayni « top »*
MN31	SM22	-	*Sayni*
MN05a	AM23	*Crioceratites (C.)* cf. *villersianum*	*Ligatus « top »*
MN05		*Crioceratites* aff. *majoricensis*	*Ligatus « top »*
MN07		*Balearites* sp.	*Balearis* basal
MN06		*Balearites* sp.	*Balearis* basal
MN08		*Balearites balearis, Acrioceras (Paraspinoceras)* cf. *pulcherinum*	*Balearis* basal

MN32	SM24	*Pseudothurmania* cf. *picteti*	*Angulicostata auct*. Sous-zone à *Picteti*
MN33		*Pseudothurmania* cf. *picteti*	*Angulicostata auct*. Sous-zone à *Picteti*
MN34		*Pseudothurmania* cf. *picteti*	*Angulicostata auct*. Sous-zone à *Picteti*
MN35		*Pseudothurmania* cf. *picteti*	*Angulicostata auct*. Sous-zone à *Picteti*
MN04	AM25	*Pseudothurmania* cf. *mortilleti*	*Angulicostata auct*. Sous-zone à *mortilleti*
MN03a		*Pseudothurmania* cf. *mortilleti*	*Angulicostata auct*. Sous-zone à *mortilleti*
MN03		*Pseudothurmania* cf. *mortilleti*	*Angulicostata auct*. Sous-zone à *mortilleti*
MN01	SM28	-	Passage *Balearis- Angulicostata*
MN02		-	Passage *Balearis- Angulicostata*
MN36	AM33	-	*Hugii*

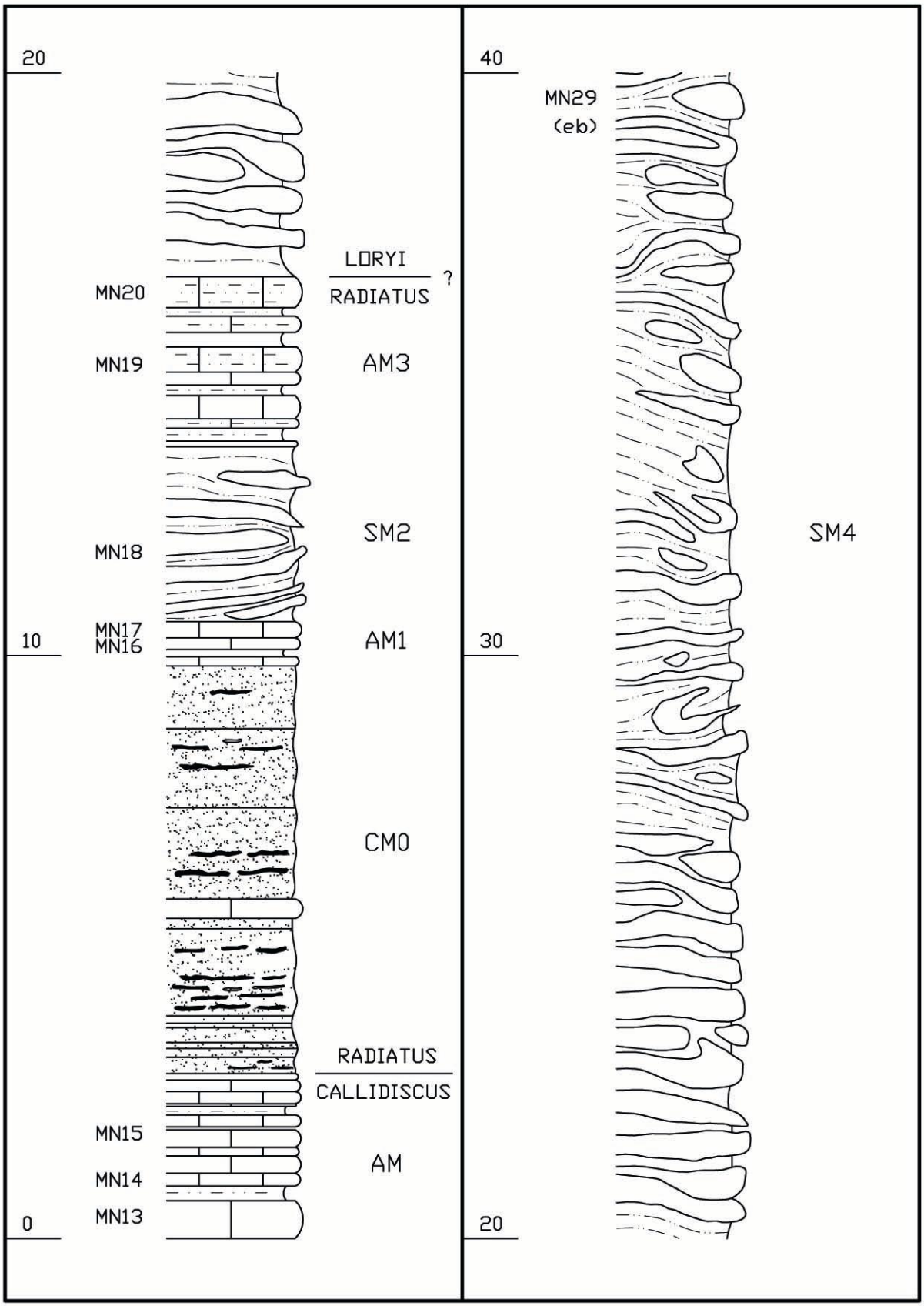
Tableau des ammonites – Coupe de Serres-Buëch

Numéro de faune	Localisation	Type d'ammonite	Zone correspondante
BN01	AB1	*Saynella* gr. *clypeiformis*	Proche le passage *Radiatus-Loryi*
BN02		*Crioceratites (Crioceratites) loryi*	*Loryi*
BN03		*Crioceratites (Crioceratites) loryi*	*Loryi*
BN04	AM1	-	Sous-zone à *Jeannoti*
BN05		-	Passage *Jeannoti-Nodosoplicatum*
BN06		-	Passage *Jeannoti-Nodosoplicatum*
BN07	SB4	-	*Nodosoplicatum*
BN08	SB8	-	*Sayni* supérieur
BN09	AB11	-	Passage *Ligatus-Balearis*
BN10	SB14	-	*Angulicostata auct*. Plus jeune que Faraoni

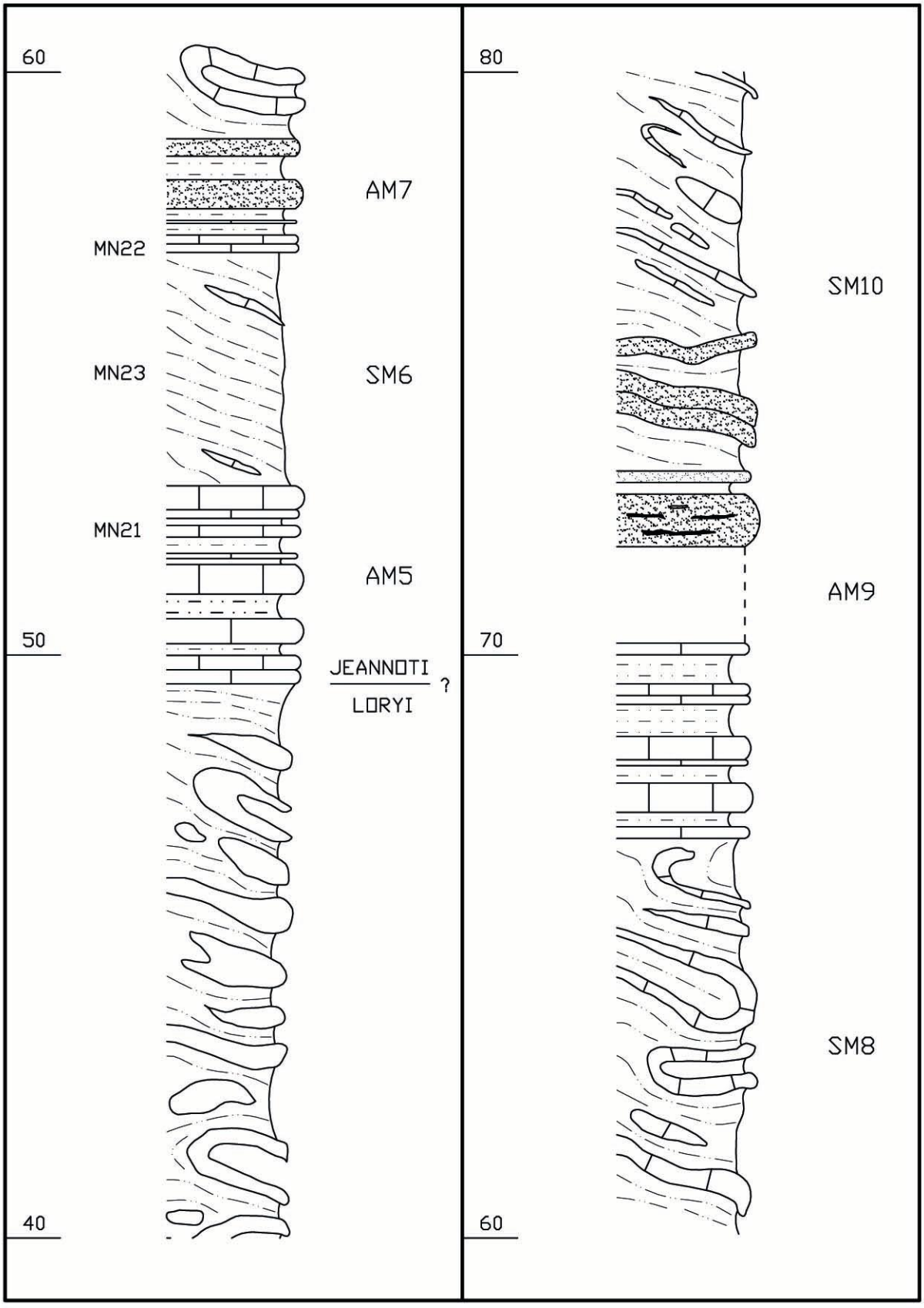
Tableau des ammonites – Coupe de Chamaloc & des Planeaux

Numéro de faune	Numéro d'origine	Type d'ammonite	Zone correspondante
PL01	PL50	*Karakaschiceras* cf. *companyi*	Zone à *Trinodotum* Sous-zone à *Nicklesi* sup.
PL02	PL11		*Radiatus*
PL03	PL25		*Radiatus*
PL04	PL03	*Spitidiscus* gr. *lorioli*	*Radiatus*
PL05	Eb PL06	-	*Radiatus*
PL06	PL07	-	*Radiatus*
PL07	PL54	*Crioceratites (Crioceratites) loryi*	*Loryi* Sous-zone à *Loryi*
PL08	PL56	*Crioceratites (Crioceratites) loryi*	*Loryi* Sous-zone à *Loryi*
PL09 + PL10	PL58 PL60	*Lyticoceras* sp. juv. gr. *nodosoplicatum* (PL58) et *Olcostephanus (Jeannoticeras) jeannoti* (PL 60)	*Loryi* Sous-zone à *Jeannoti* ou *Nodosoplicatum* (horizon à *O. (O.) variegatus)*
CH01	CH05	-	*Sayni*
CH02	CH10	-	*Sayni*
CH03	CH14	-	*Sayni « top »*
CH04	CH15 a-c	-	*Ligatus basal*
CH05		-	*Ligatus basal*
CH06	CH18 a-g	-	*Ligatus*
CH07		-	*Ligatus*
CH08	CH25 a-h	-	*Balearis plutôt sup*
CH09		-	*Balearis plutôt sup*
CH10	CH34a	-	*Angulicostata basal*
CH11	CH34b	-	*Angulicostata basal*
CH12	CH38	-	*Angulicostata*

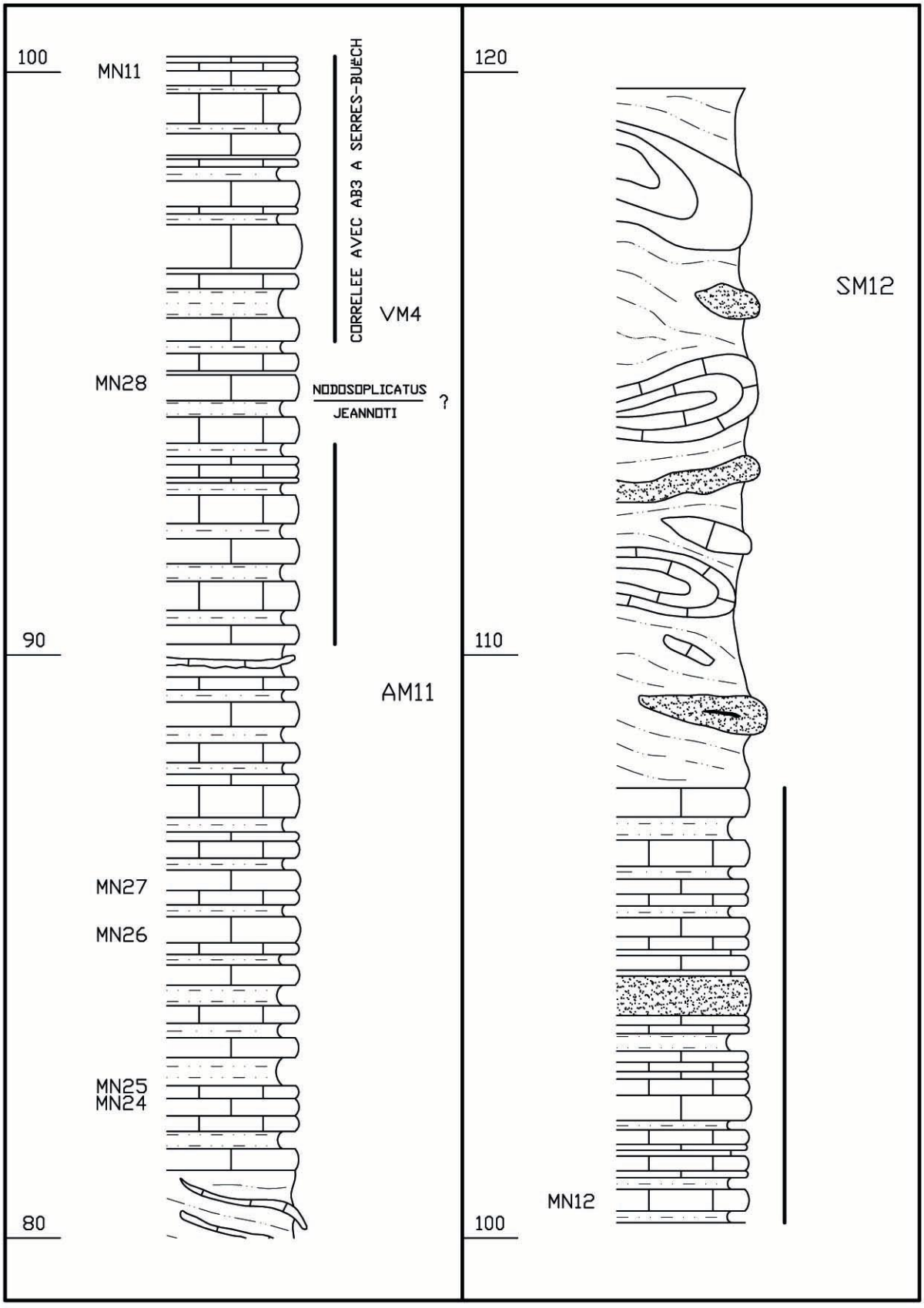
COUPE DE SERRES-MONTLUS (SMC 1)



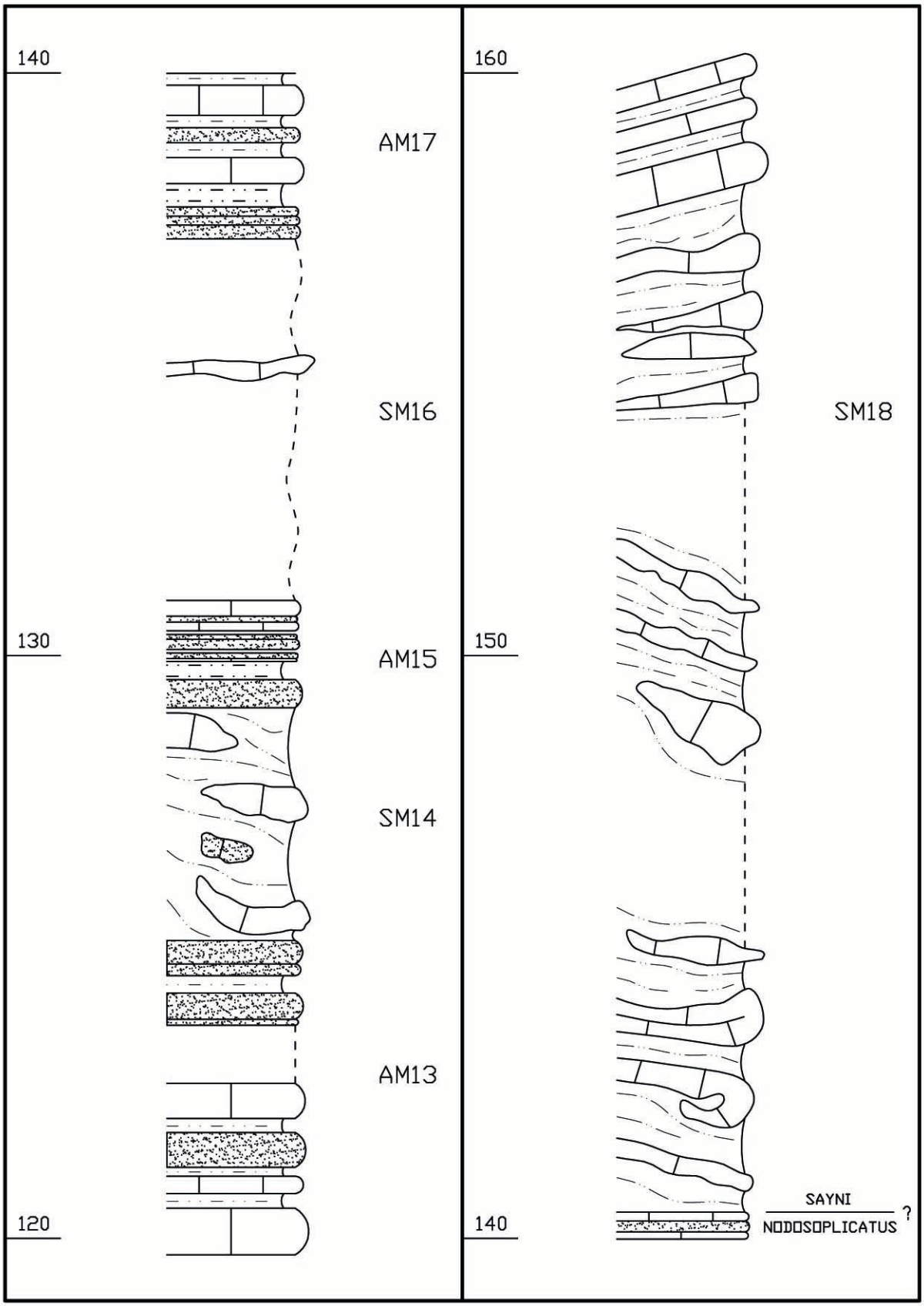
SMC 2


60
50
40
MN22
MN23
MN21
AM7
SM6
AM5
JEANNOTI
LORYI
?
80
70
60
SM10
AM9
SM8

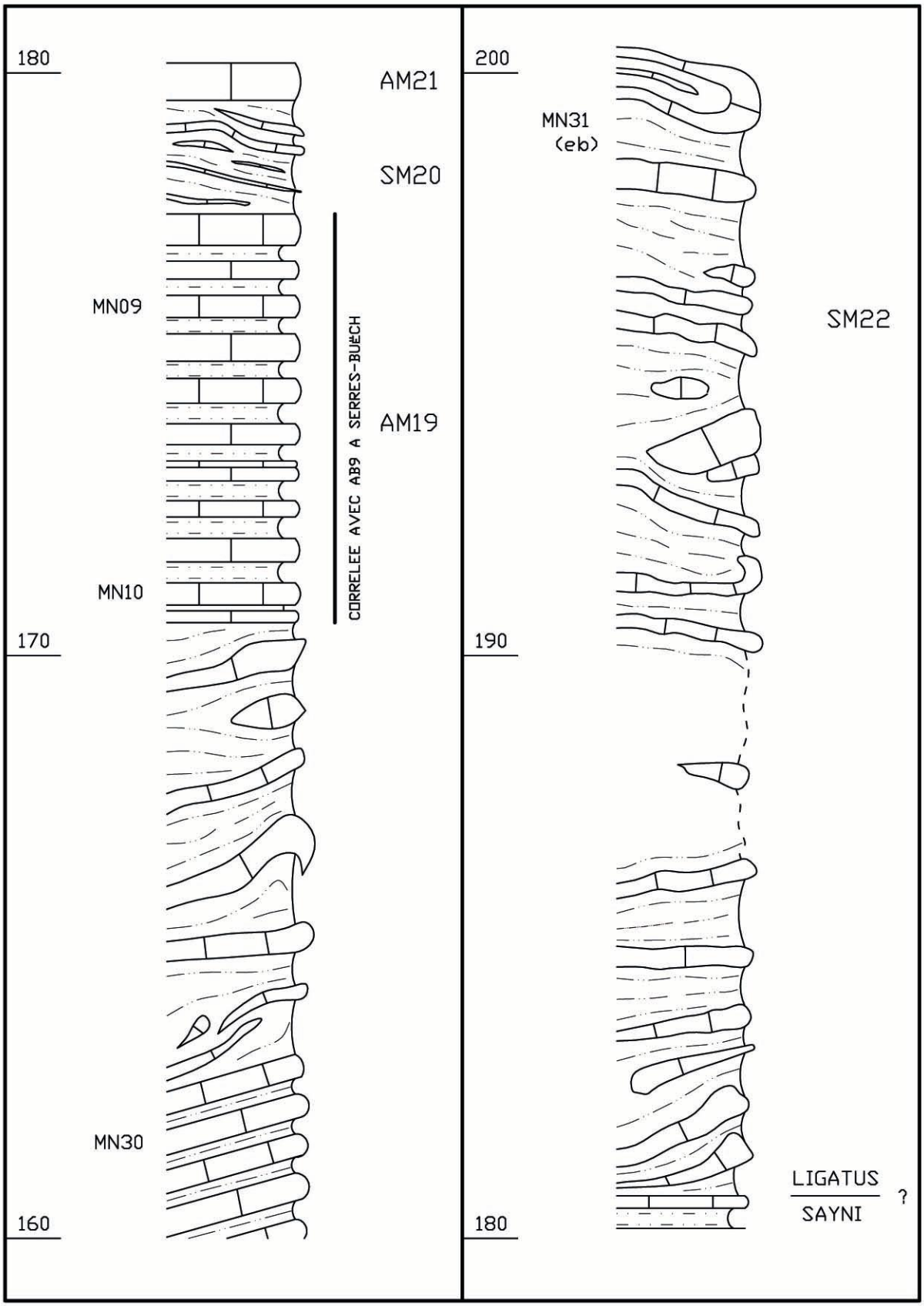
SMC 3


100
MN11
CORRELEE AVEC AB3 A SERRES-BUECH
VM4
MN28
NODOSOPLICATUS
JEANNOTI
?
90
AM11
MN27
MN26
MN25
MN24
80
120
SM12
110
MN12
100

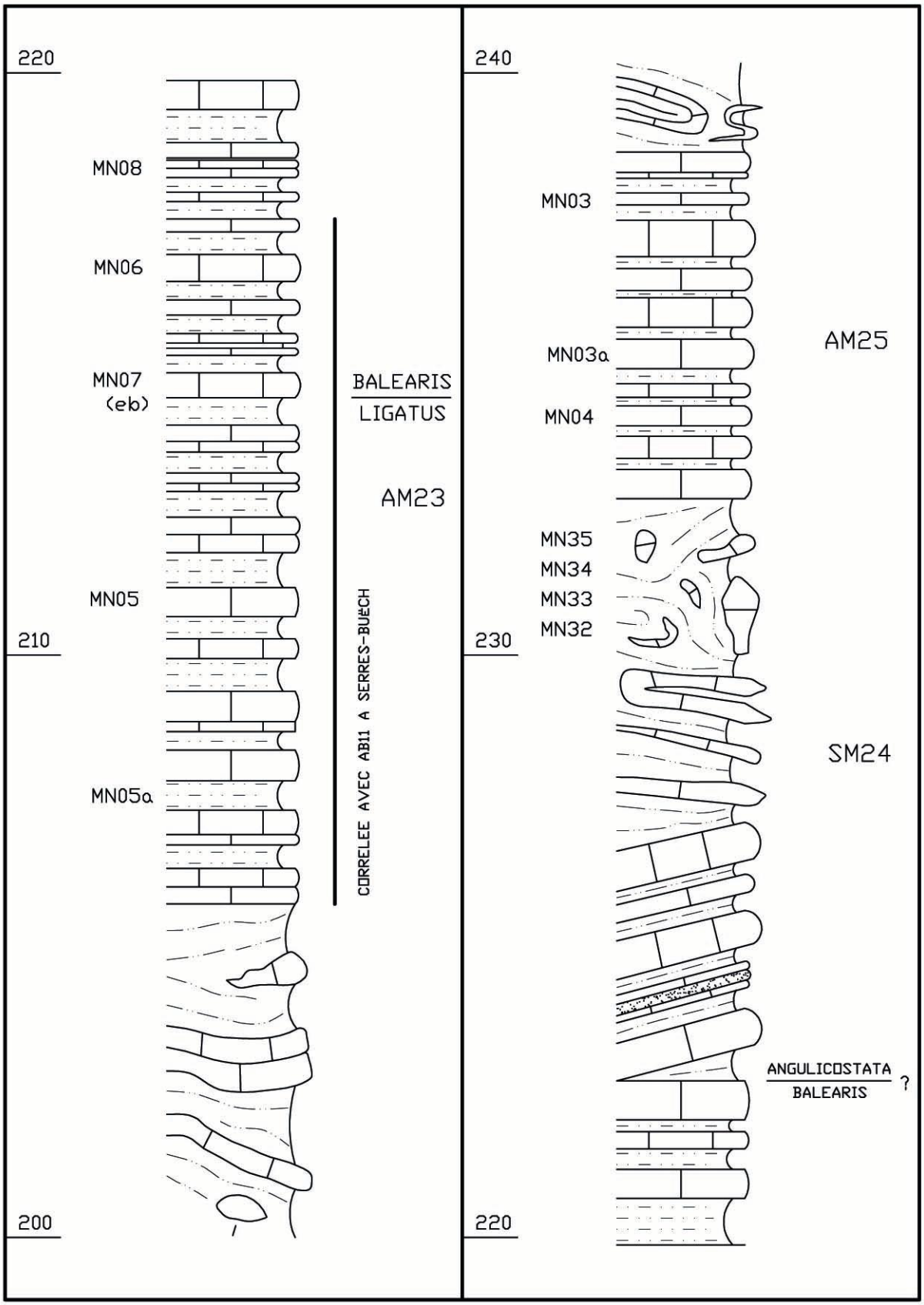
SMC 4


140
AM17
SM16
130
AM15
SM14
AM13
120
160
SM18
150
140
SAYNI
NODOSOPLICATUS ?

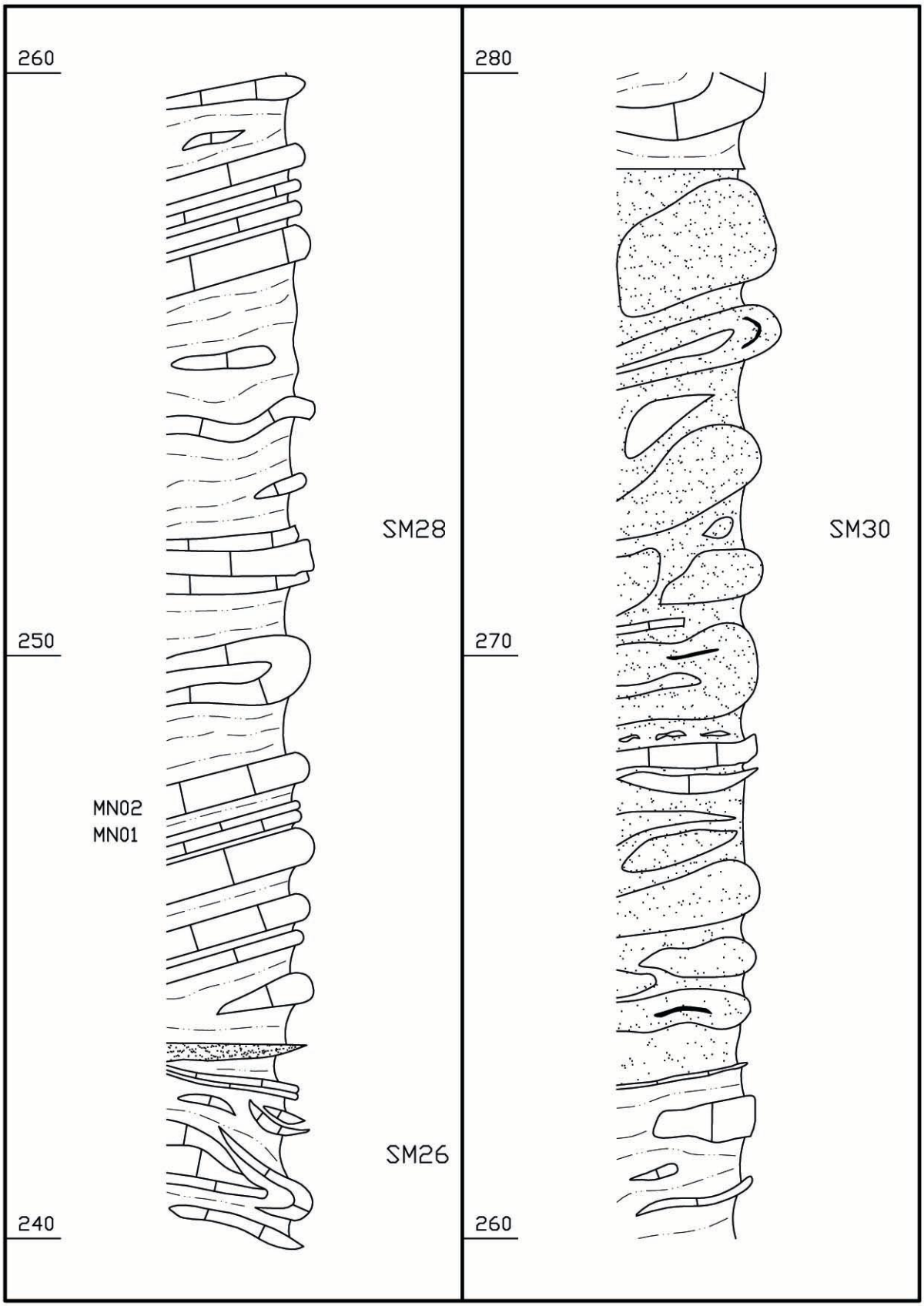
SMC 5


180
170
160
MN09
MN10
MN30
AM21
SM20
AM19
CORRELEE AVEC AB9 A SERRES-BUECH
200
190
180
MN31
(eb)
SM22
LIGATUS
SAYNI
?

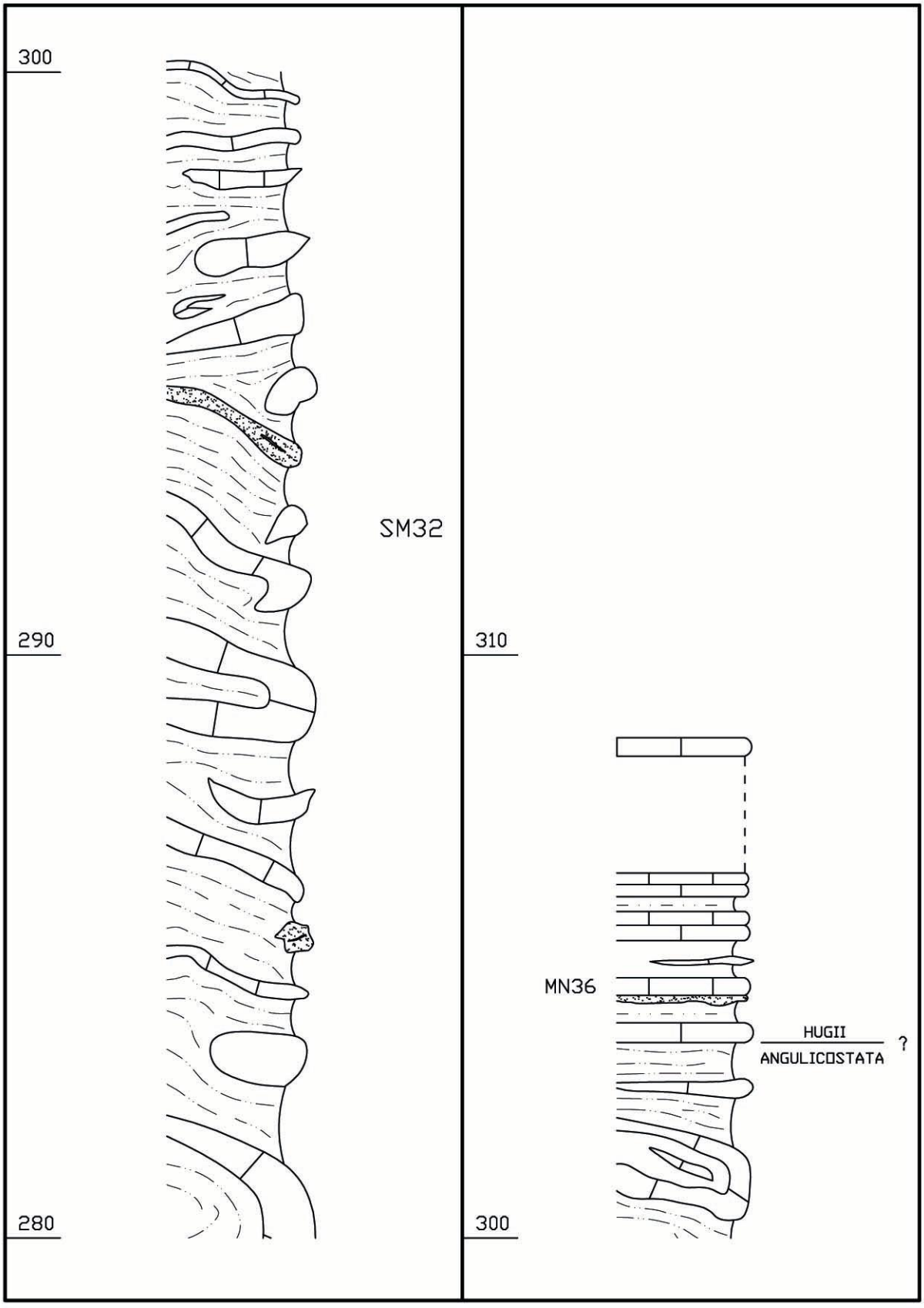
SMC 6


220
MN08
MN06
MN07
(eb)
MN05
210
MN05a
200
BALEARIS
LIGATUS
AM23
CORRELEE AVEC AB11 A SERRES-BUECH
240
MN03
MN03a
MN04
MN35
MN34
MN33
MN32
230
220
AM25
SM24
ANGULICOSTATA
BALEARIS
?

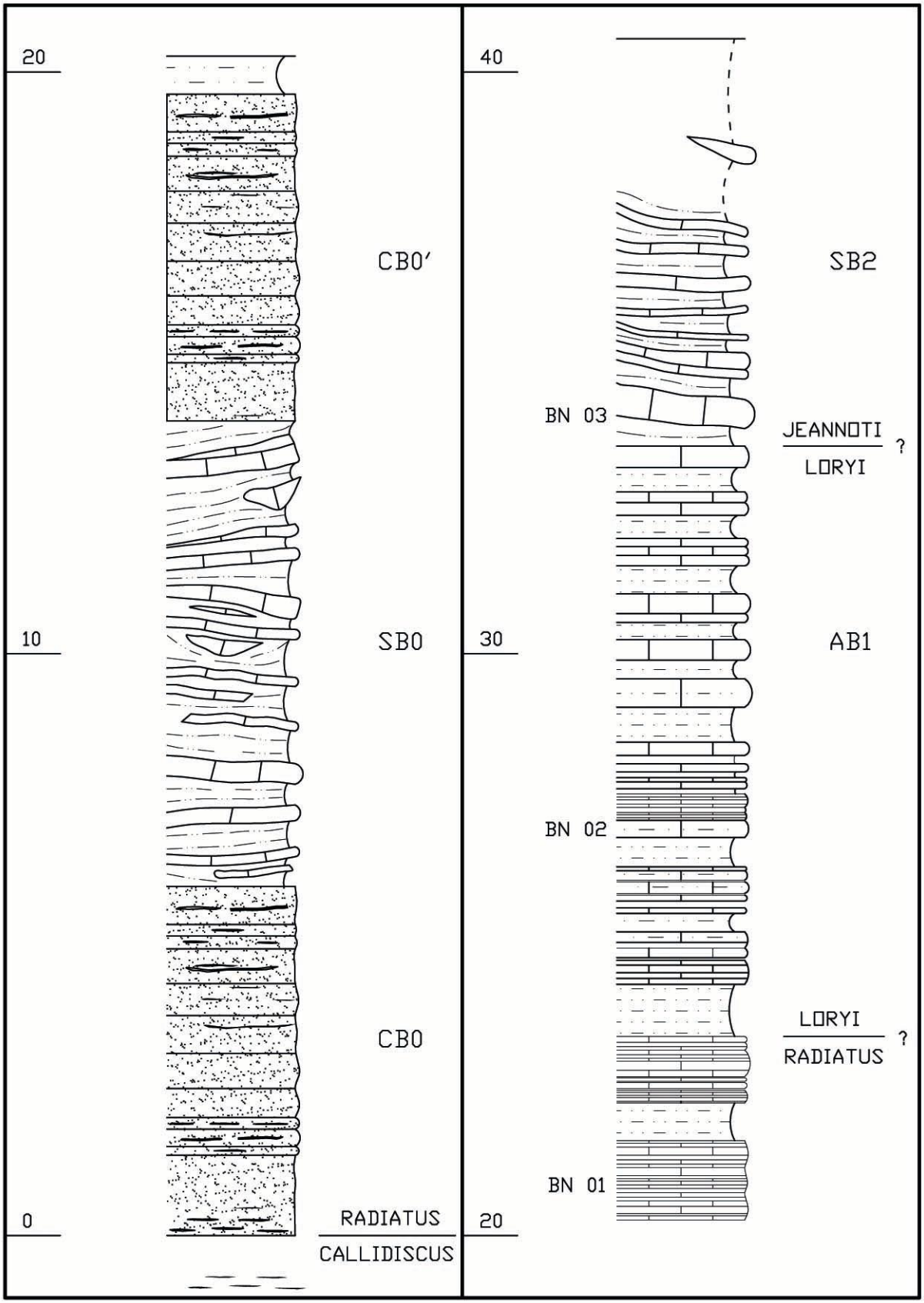
SMC 7



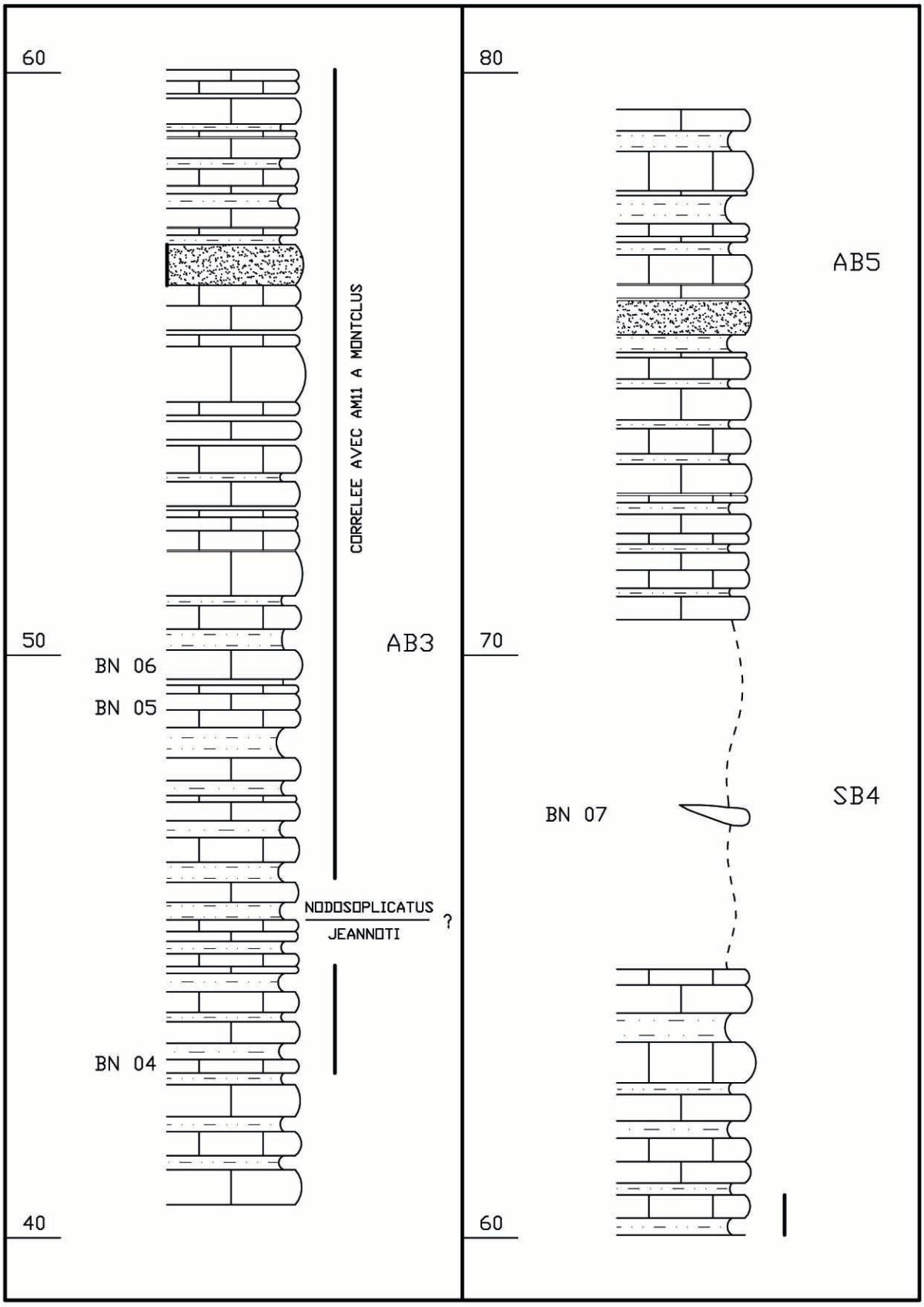
SMC 8



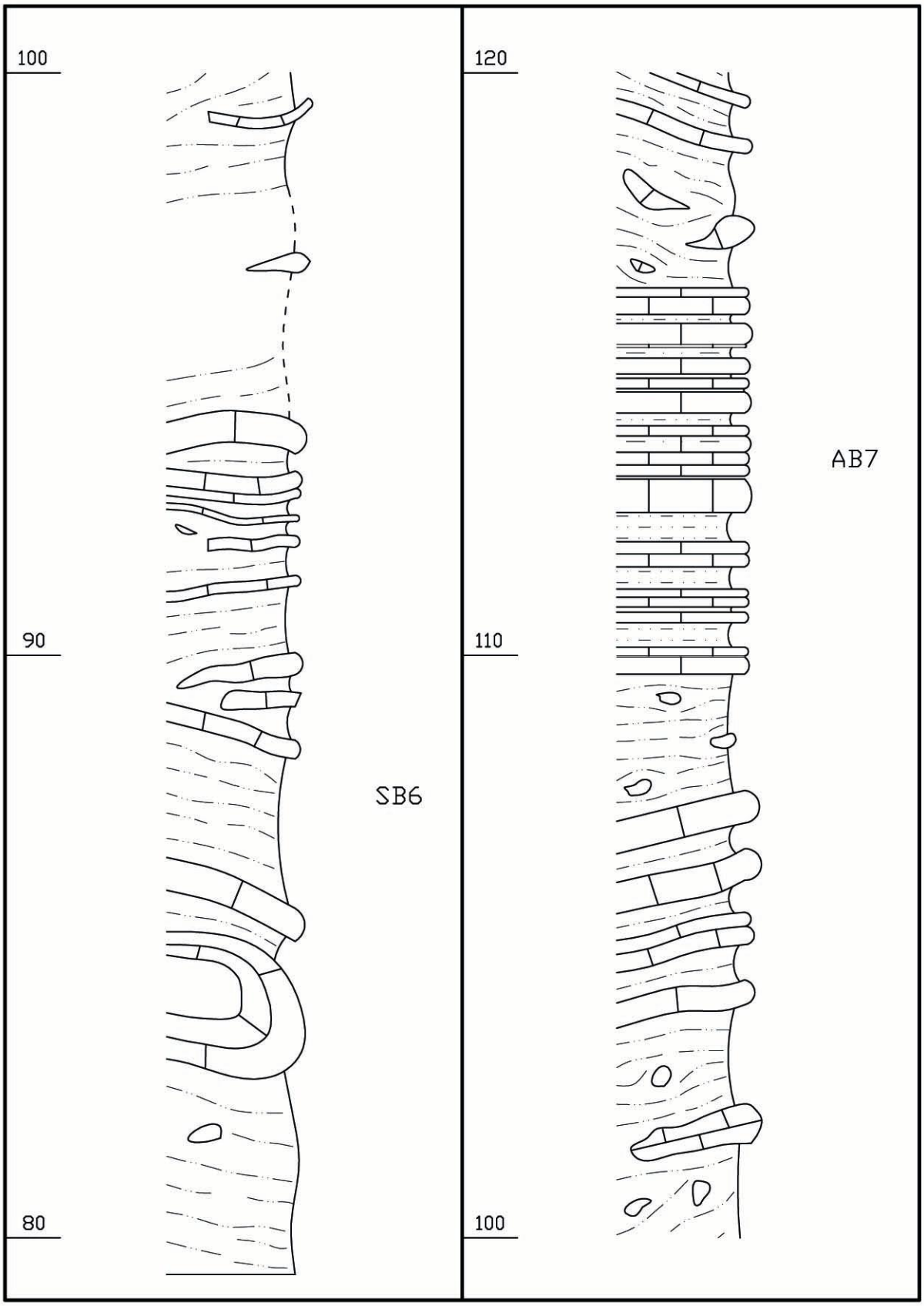
COUPE DE SERRES-BUËCH (SB 1)



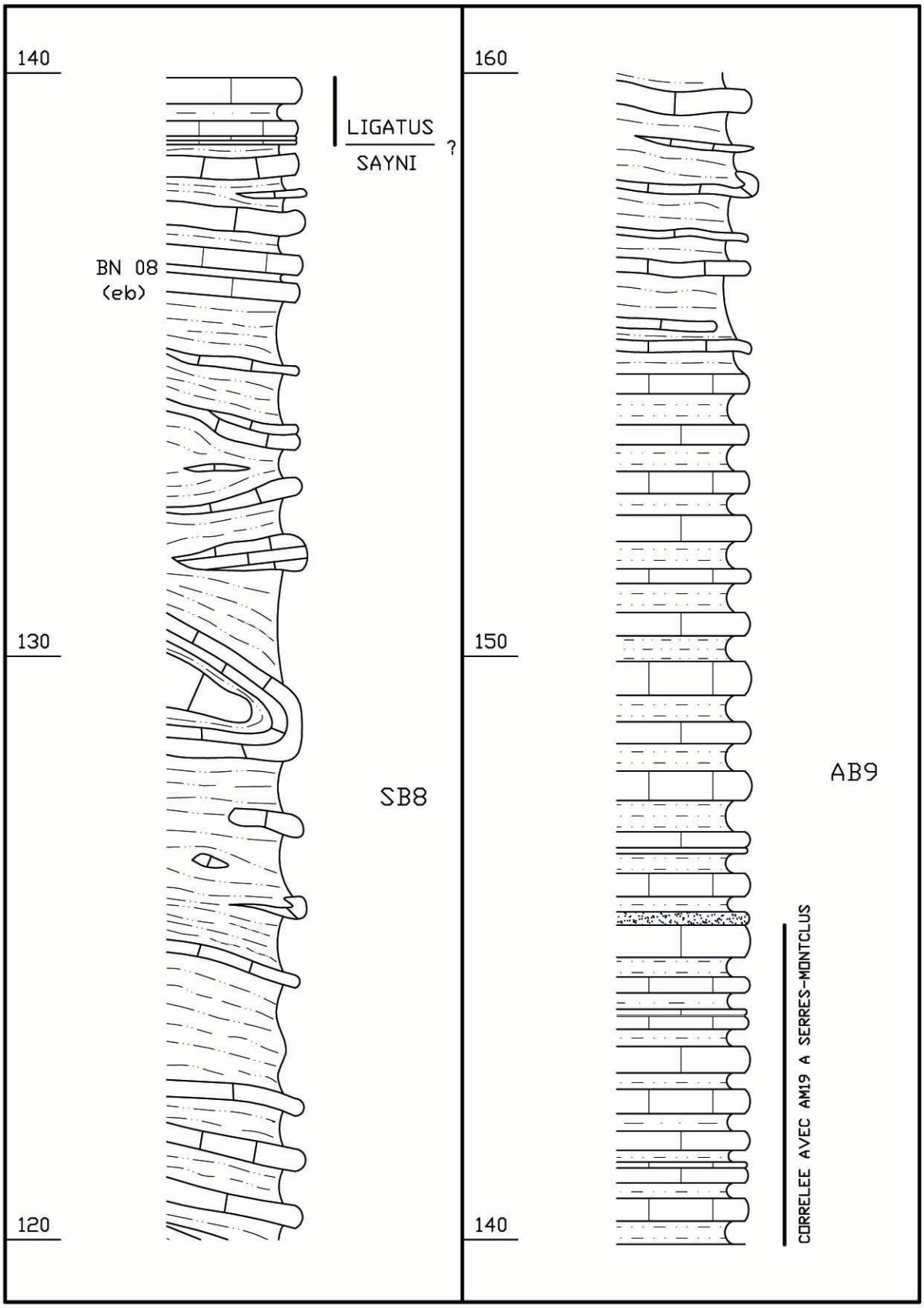
SB 2


60
50
40
80
70
60
BN 06
BN 05
BN 04
BN 07
AB3
AB5
SB4
CORRELEE AVEC AM11 A MONTCLUS
NODOSOPLICATUS
JEANNOTI
?

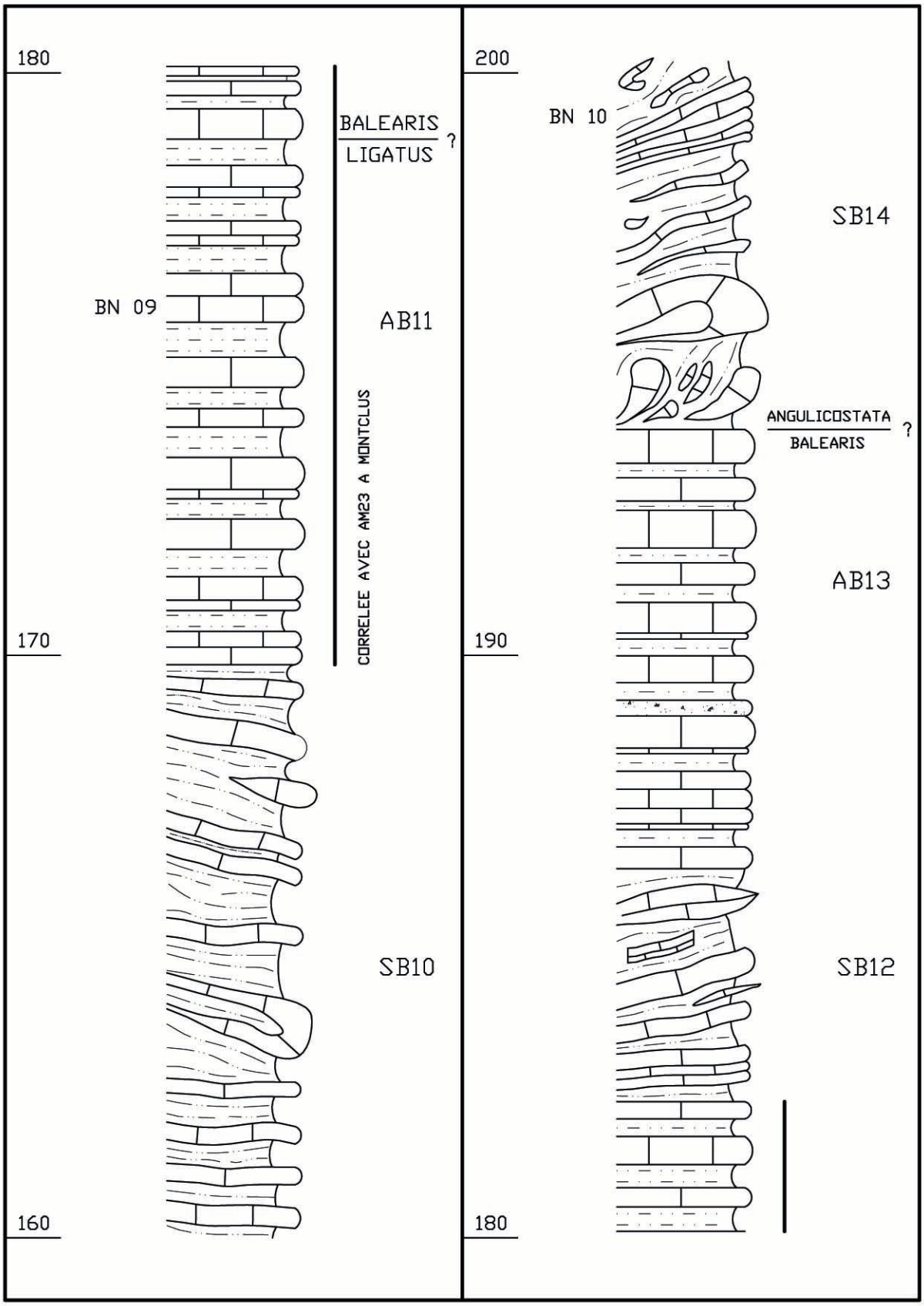
SB 3



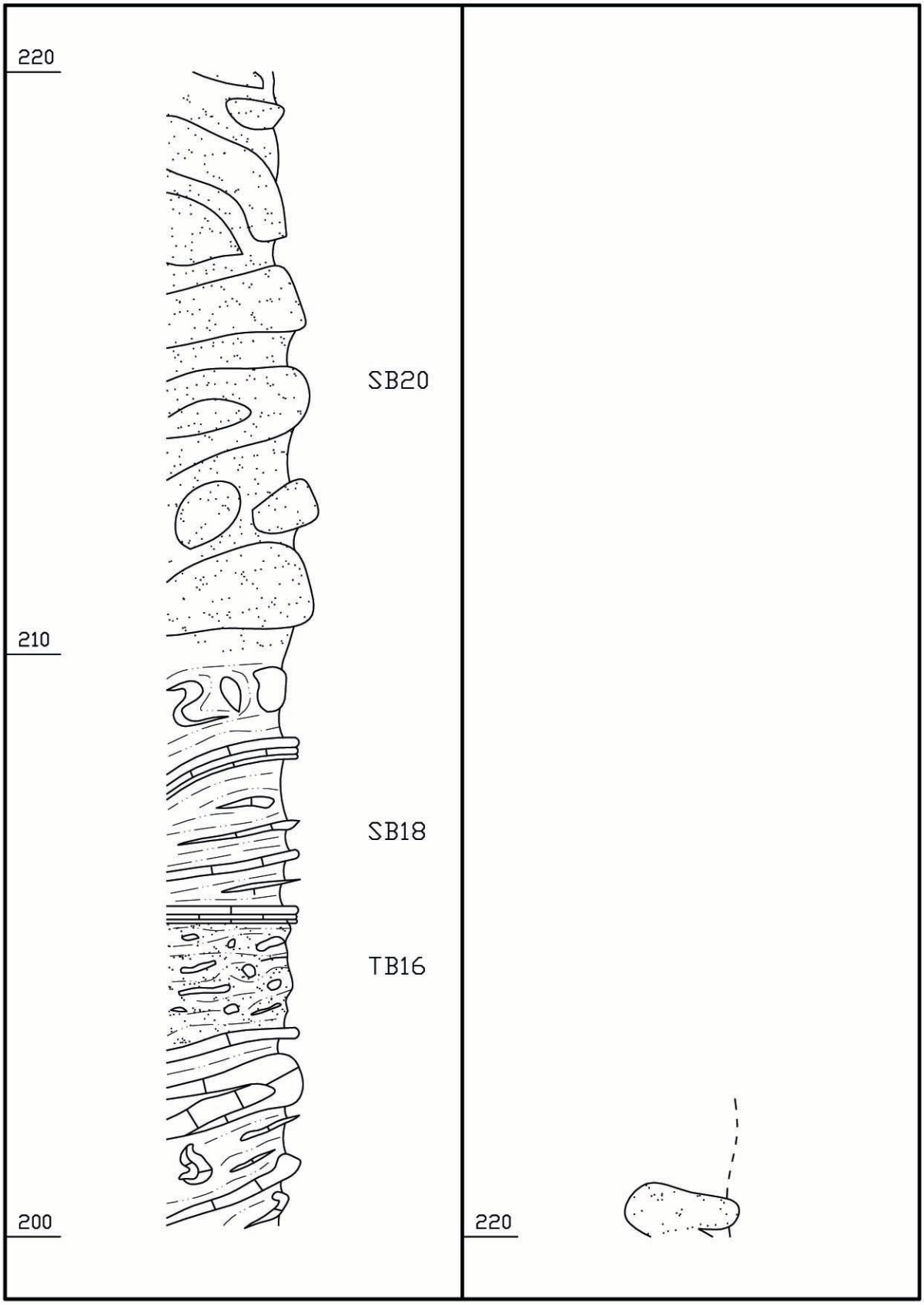
SB 4


140
130
120
BN 08
(eb)
LIGATUS
SAYNI
?
SB8
160
150
140
AB9
CORRELEE AVEC AM19 A SERRES-MONTCLUS

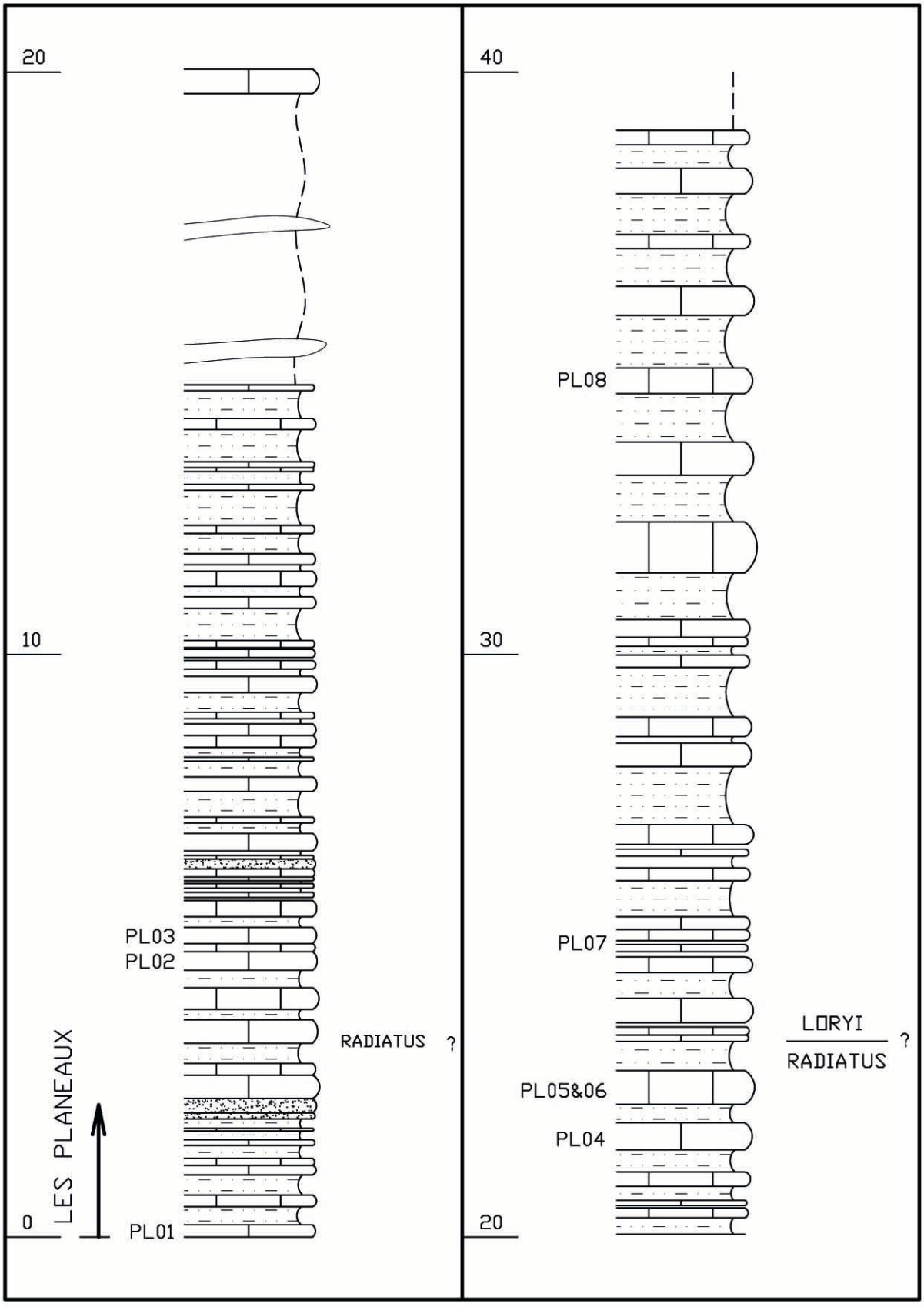
SB 5


180
170
160
BN 09
BALEARIS
LIGATUS
?
AB11
CORRELEE AVEC AM23 A MONTCLUS
SB10
200
190
180
BN 10
SB14
ANGULICOSTATA
BALEARIS
?
AB13
SB12

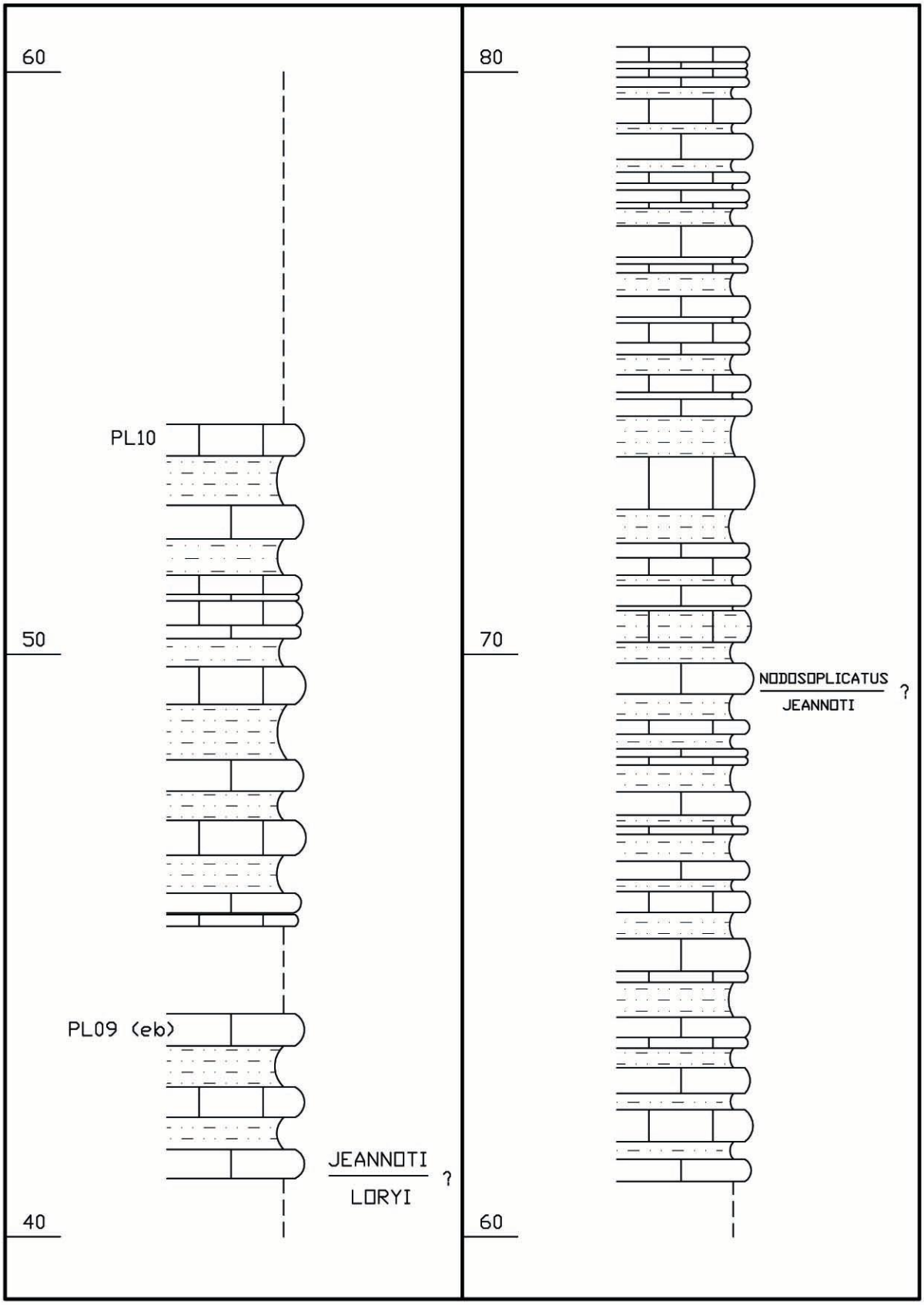
SB 6



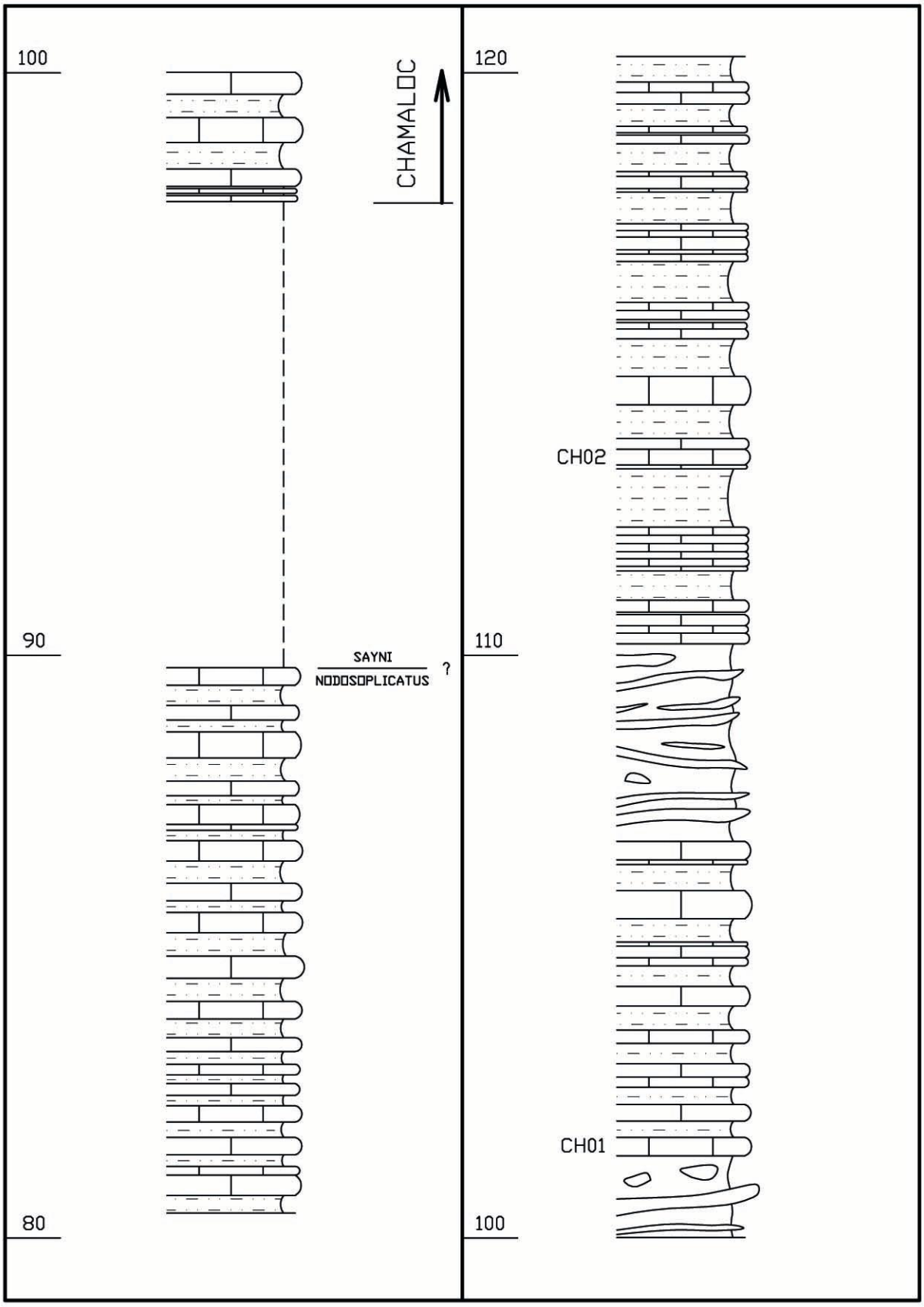
COUPE DE CHAMALOC ET DES PLANEAUX (CPL 1)



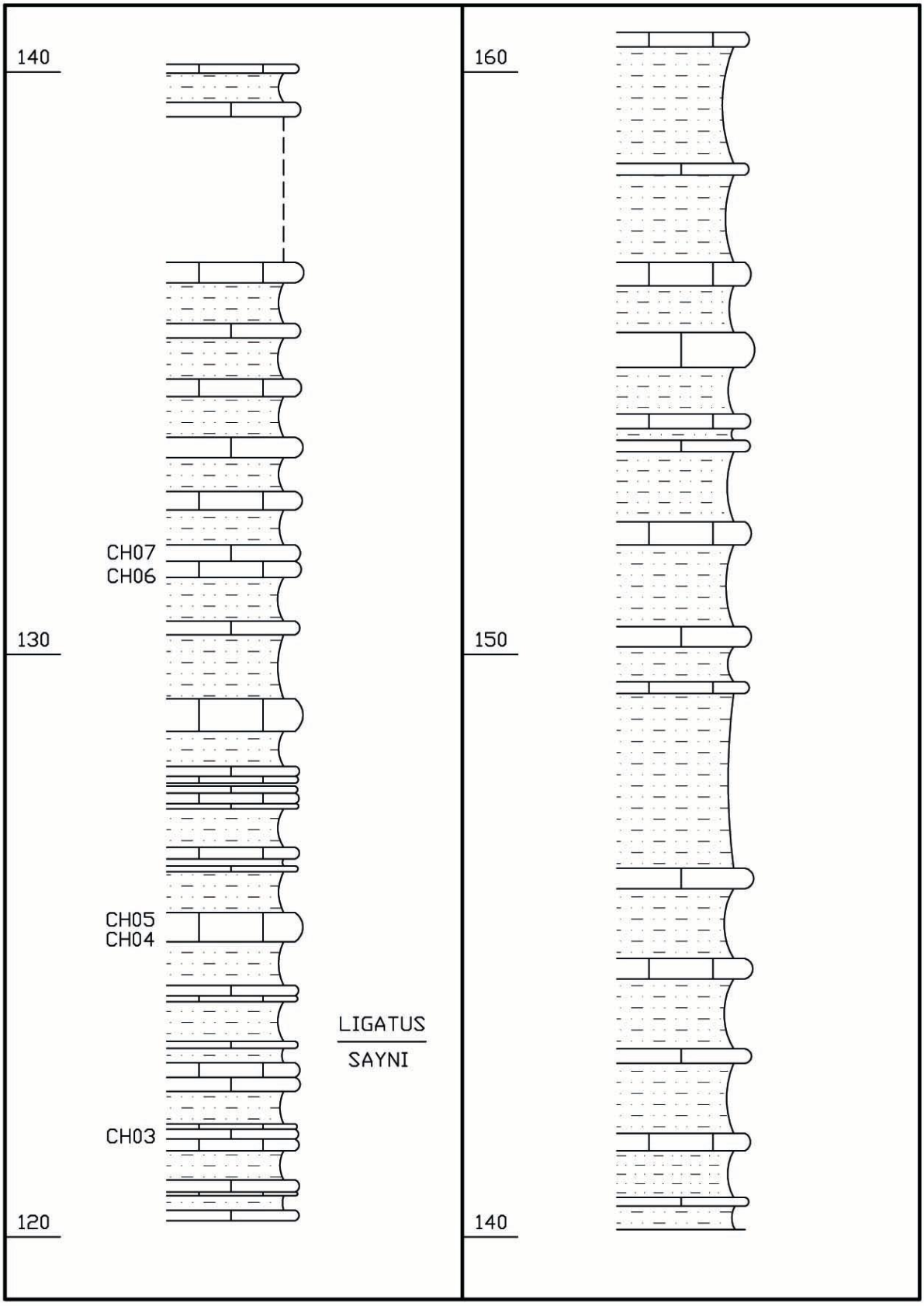
CPL 2


60
50
40
PL10
PL09 (eb)
JEANNOTI
LORYI
?
80
70
60
NODOSOPLICATUS
JEANNOTI
?

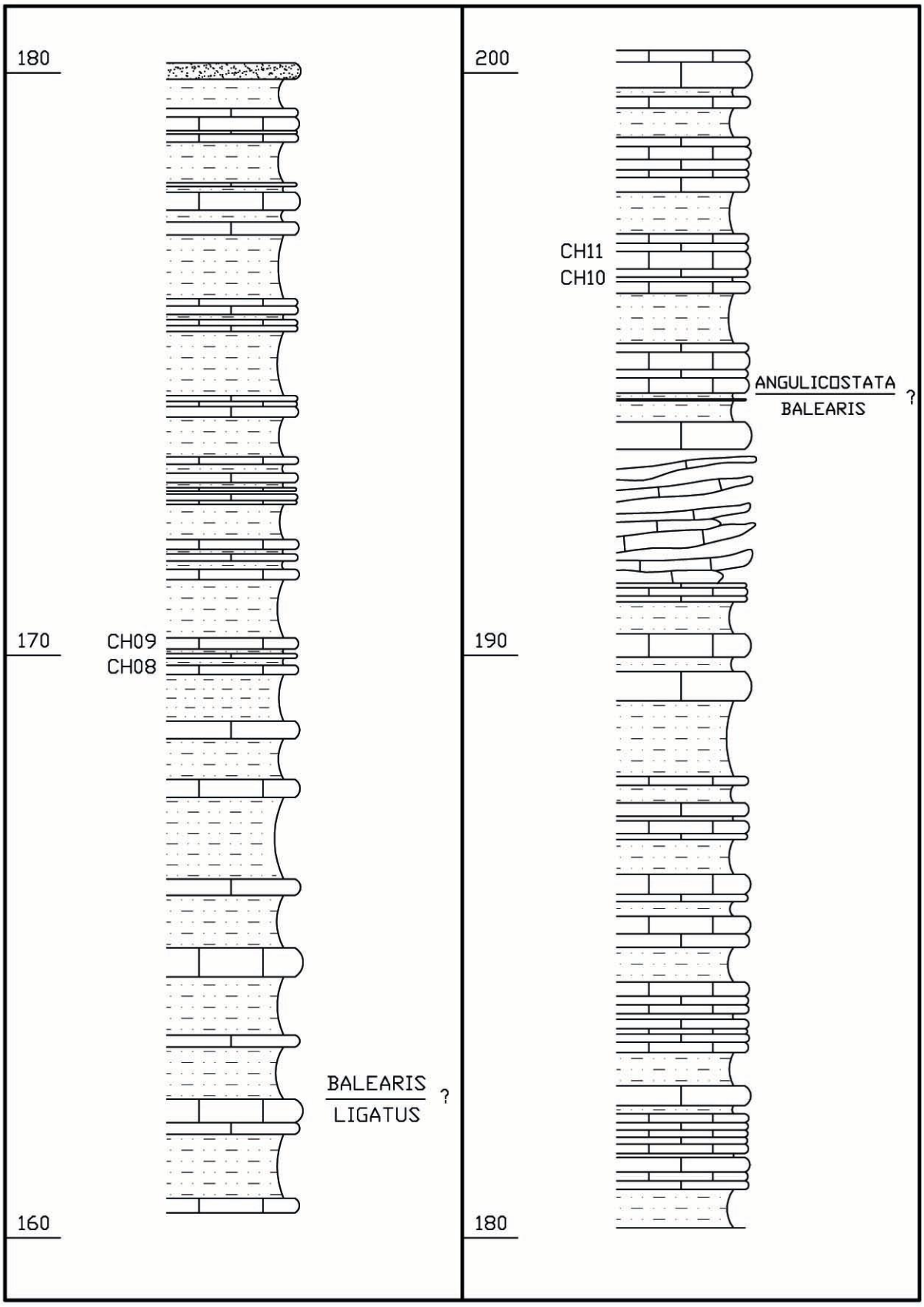
CPL 3


100
90
80
CHAMALOC
SAYNI
NODOSOPLICATUS
?
120
110
100
CH02
CH01

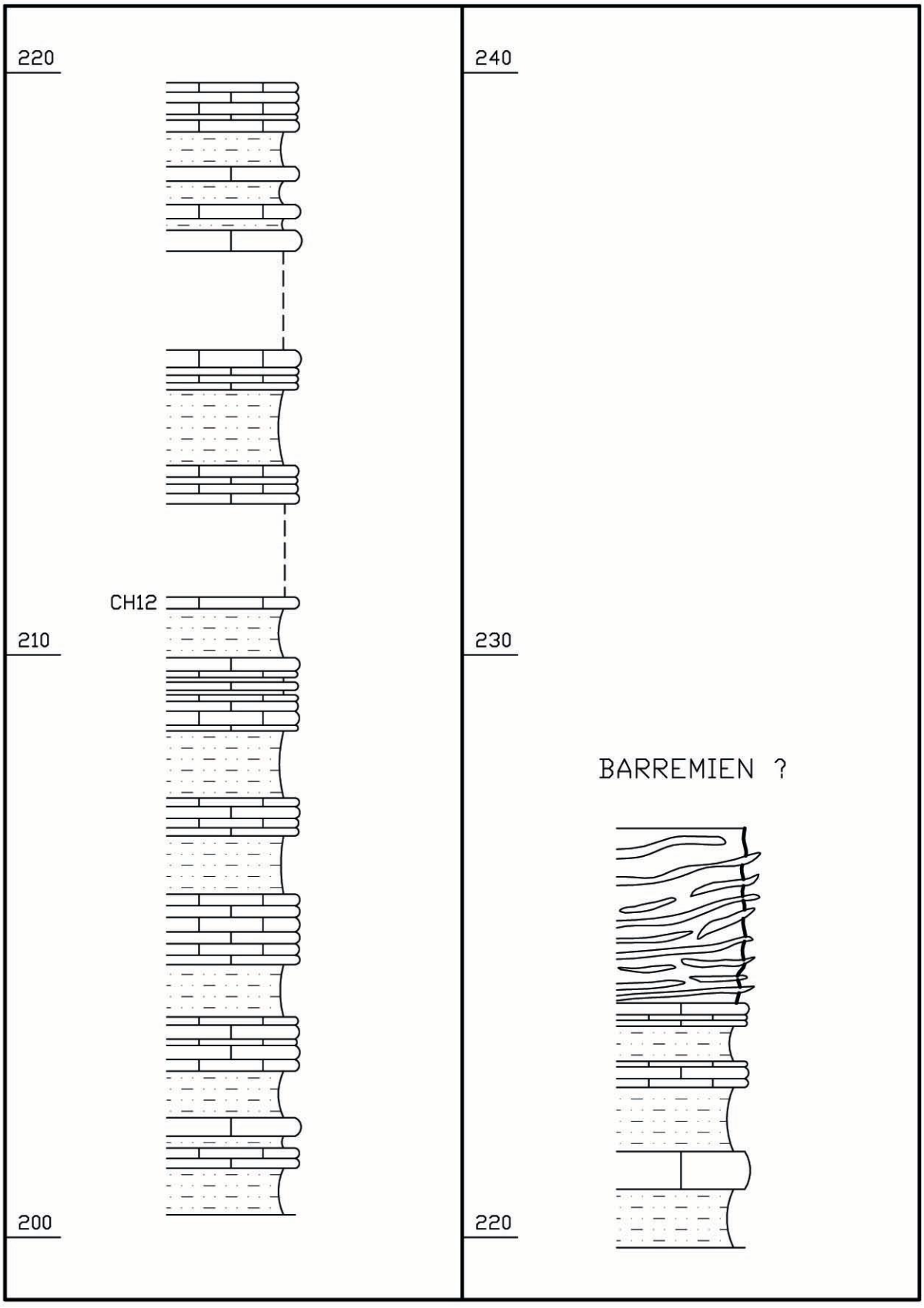
CPL 4


140
130
120
CH07
CH06
CH05
CH04
CH03
LIGATUS
SAYNI
160
150
140

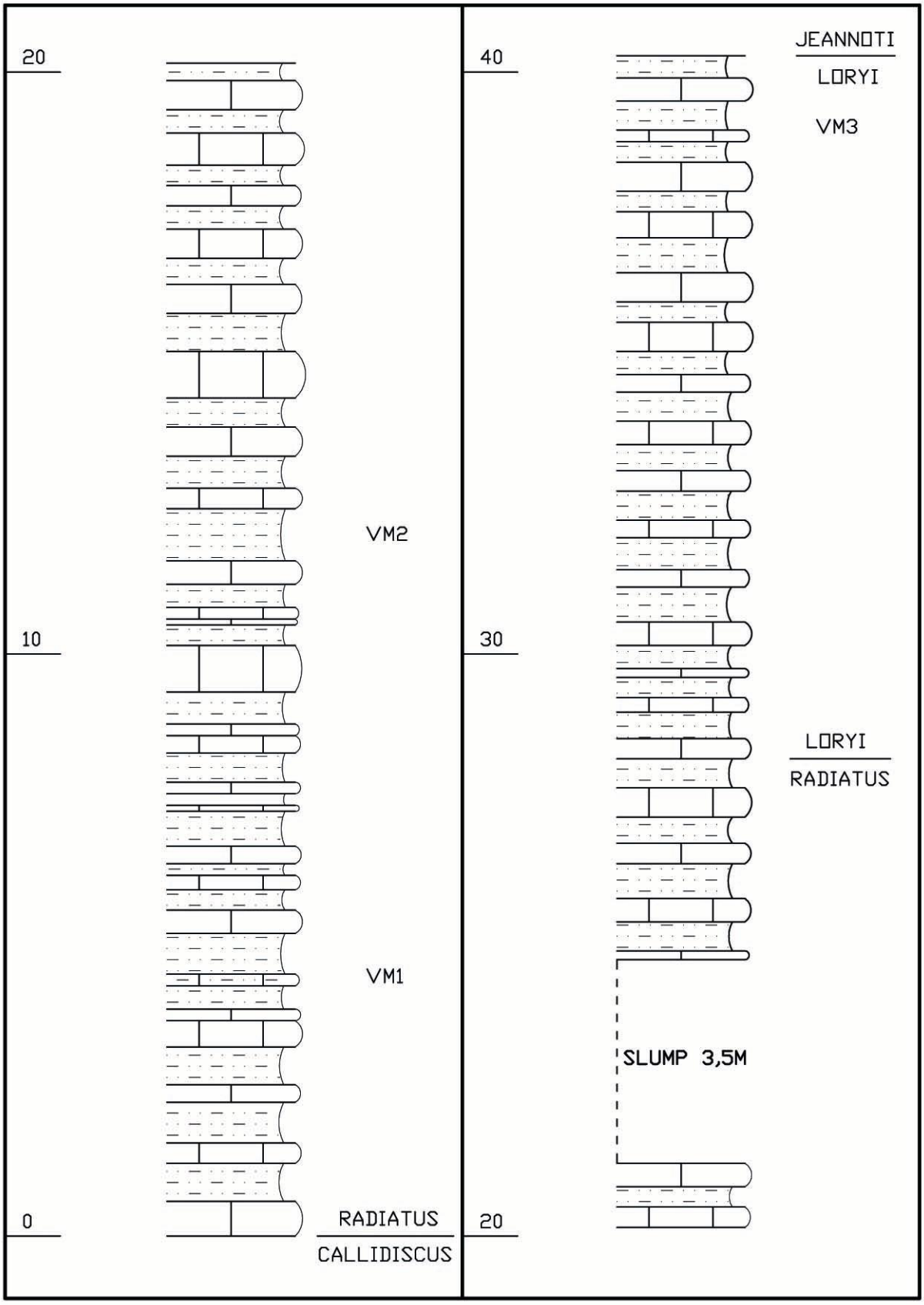
CPL 5


180
170
160
CH09
CH08
BALEARIS
LIGATUS
?
200
190
180
CH11
CH10
ANGULICOSTATA
BALEARIS
?

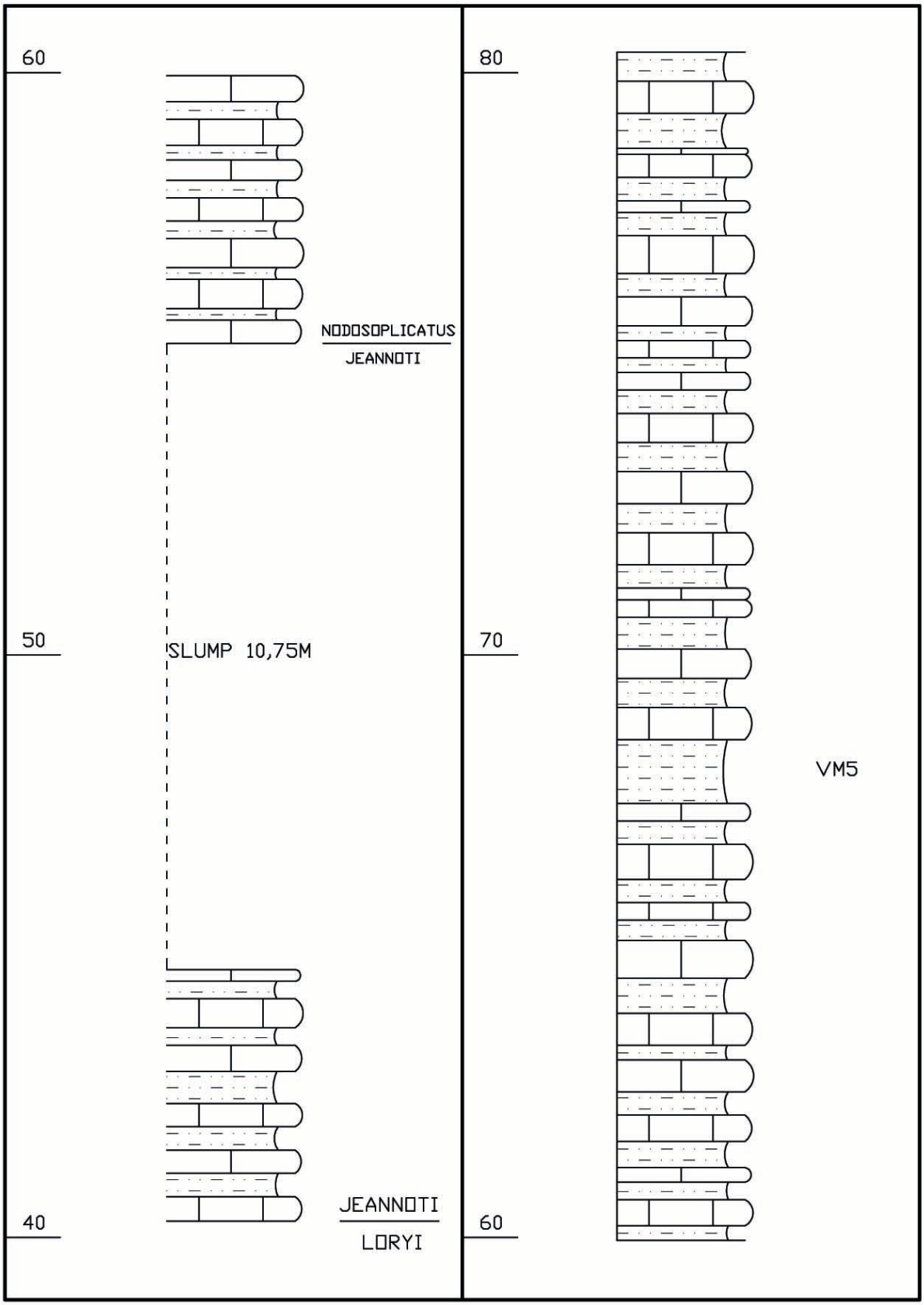
CPL 6



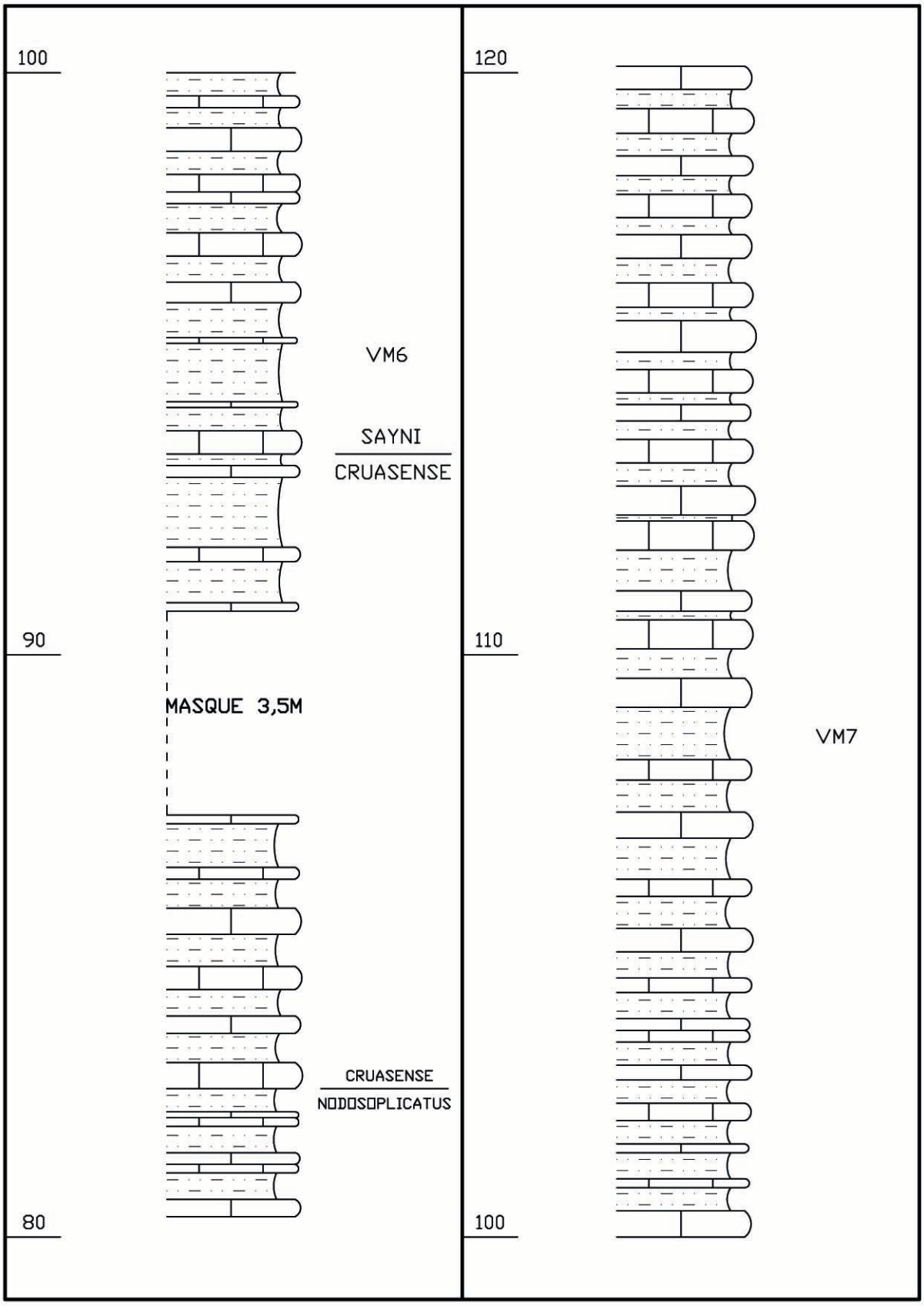
COUPE DE LA CHARCE (CHA 1)



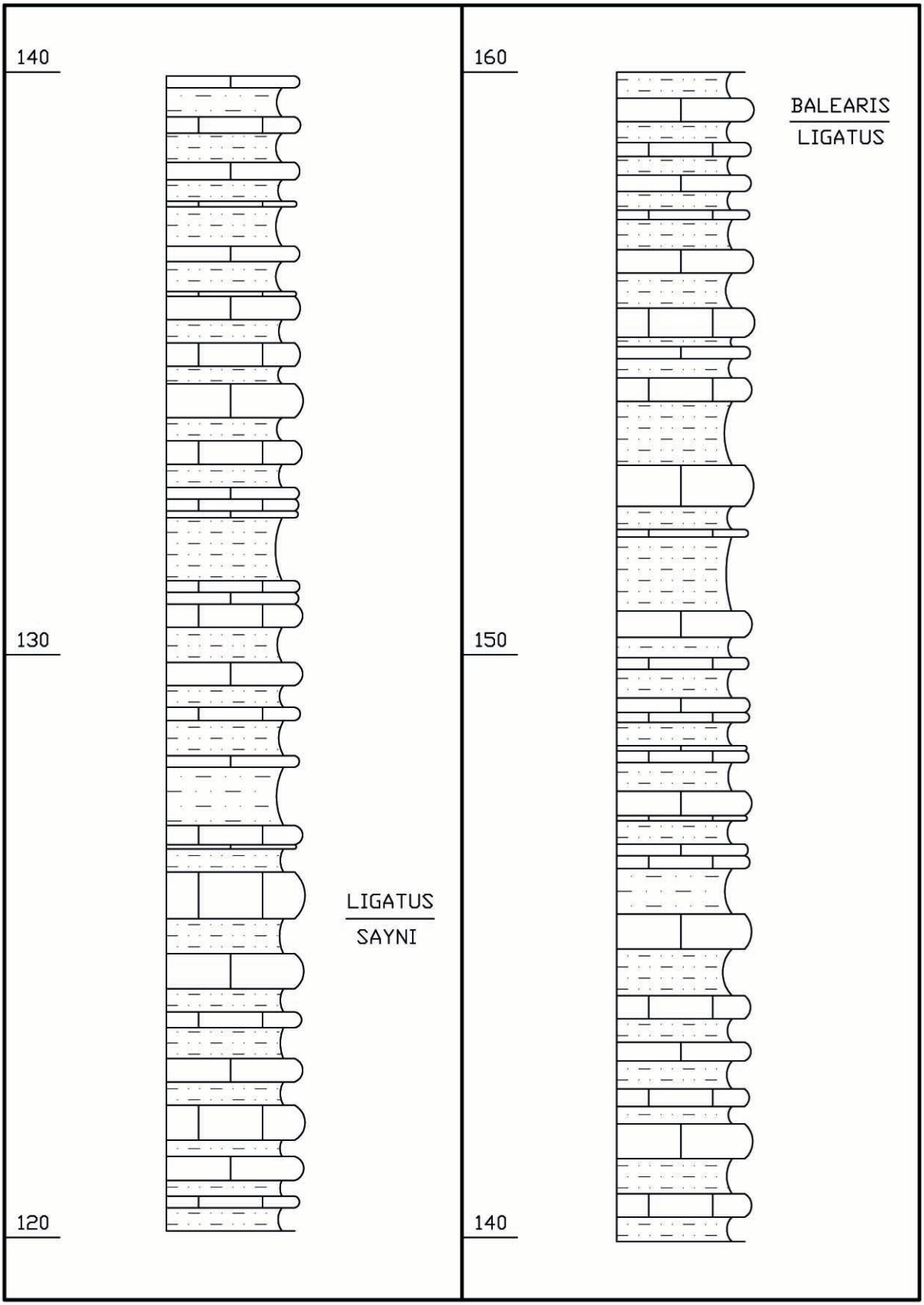
CHA 2


60
50
40
NODOSOPLICATUS
JEANNOTI
SLUMP 10,75M
JEANNOTI
LORYI
80
70
60
VM5

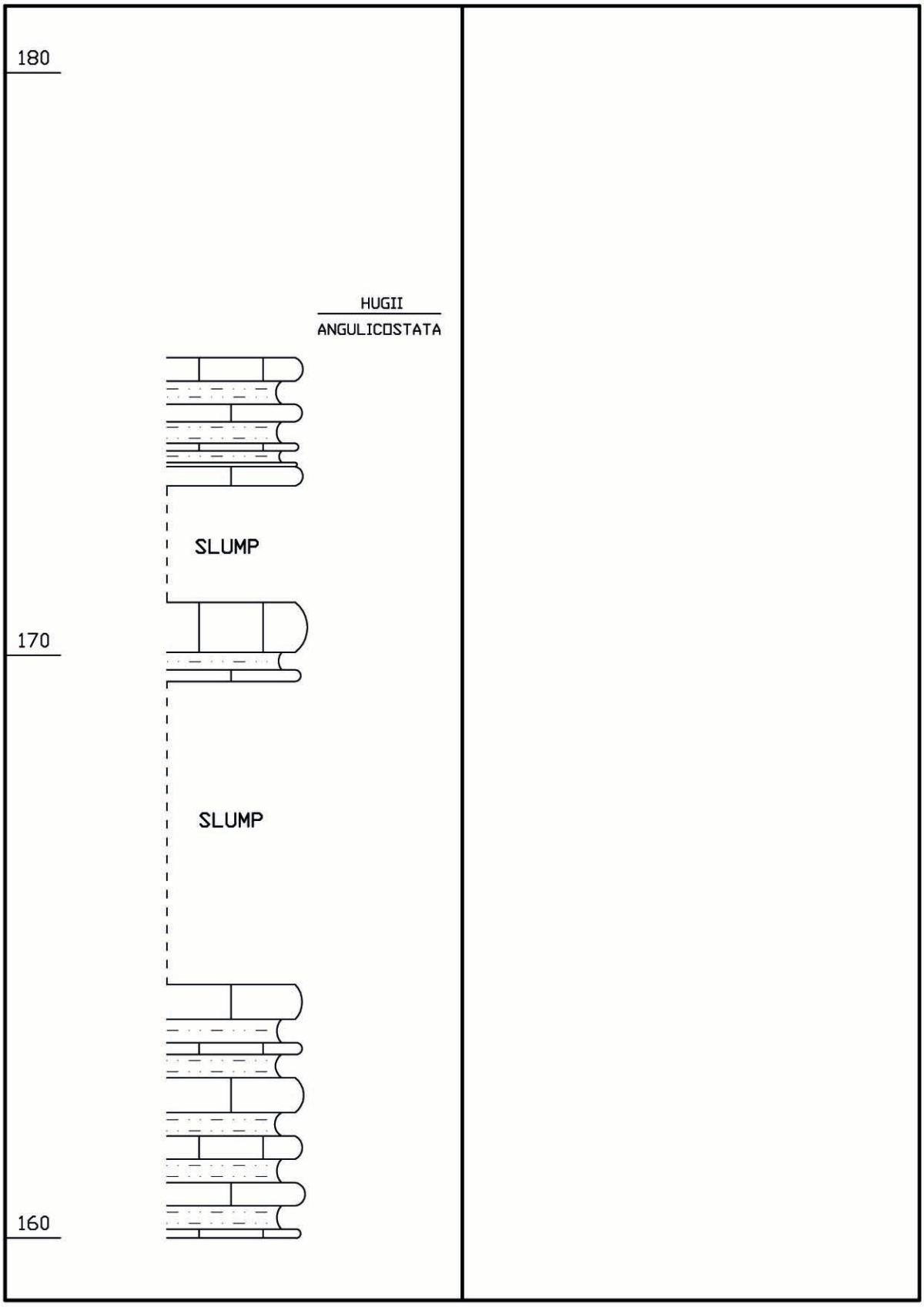
CHA 3


100
90
80
VM6
SAYNI
CRUASENSE
MASQUE 3,5M
CRUASENSE
NODOSOPLICATUS
120
110
100
VM7

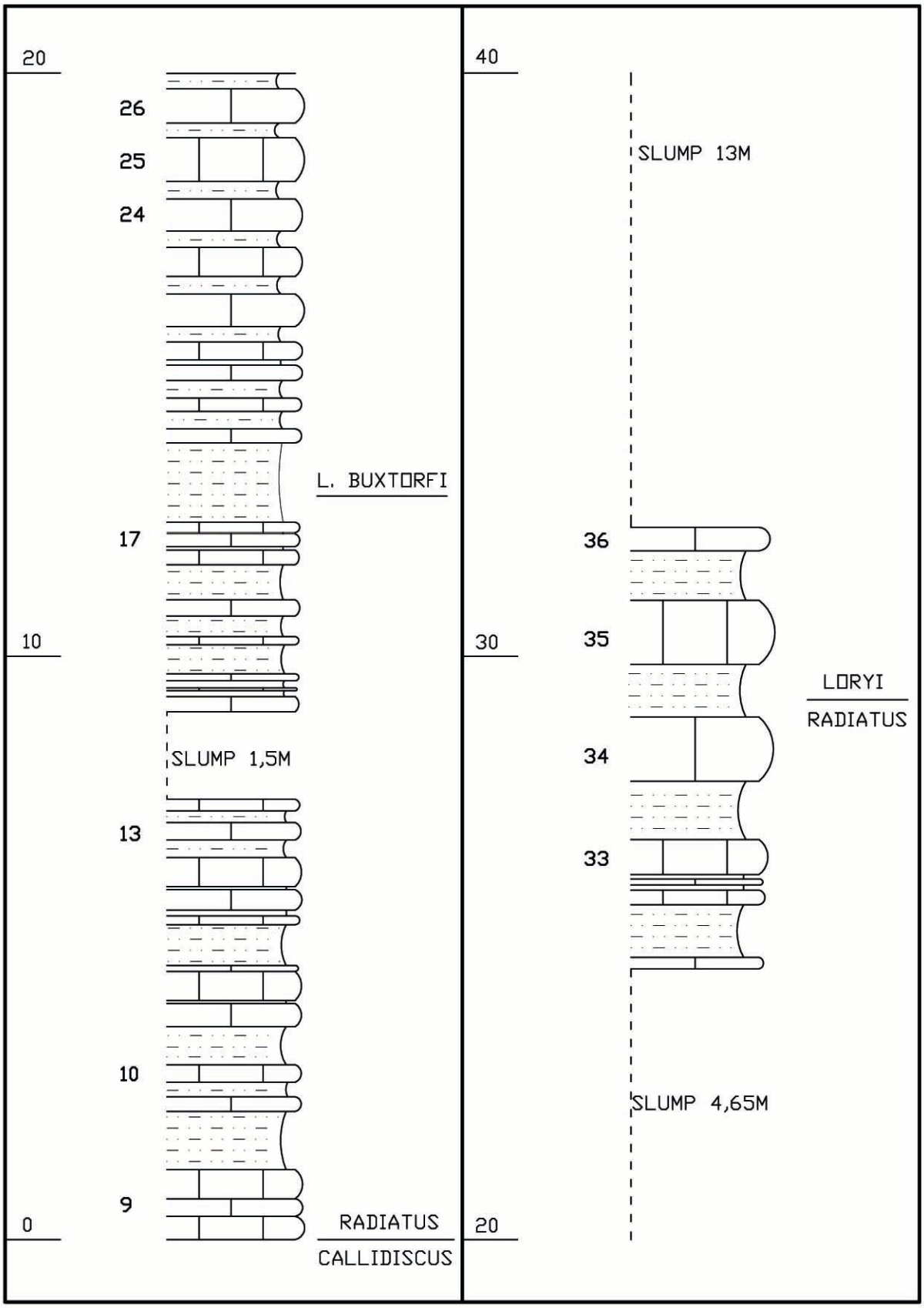
CHA 4



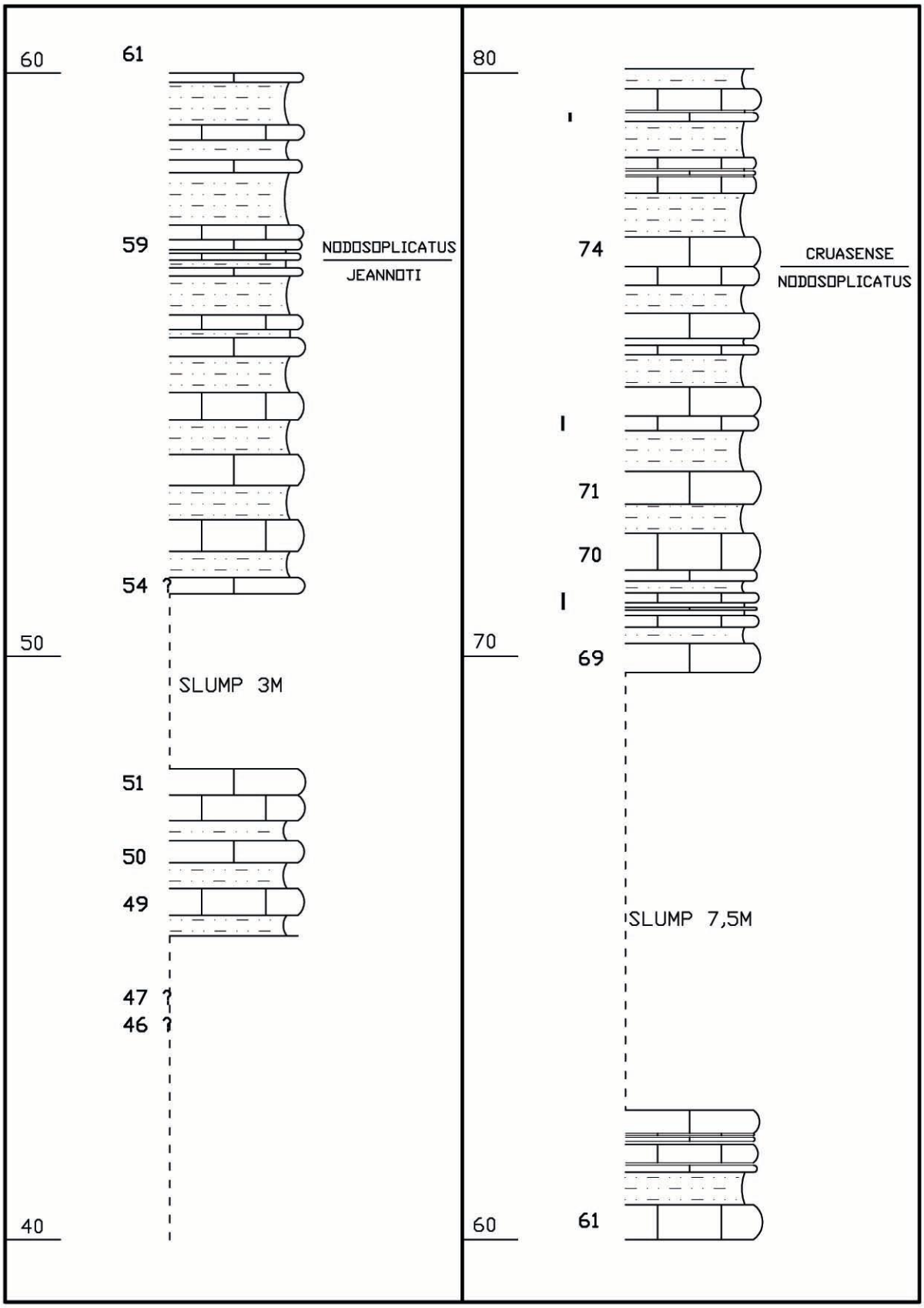
CHA 5



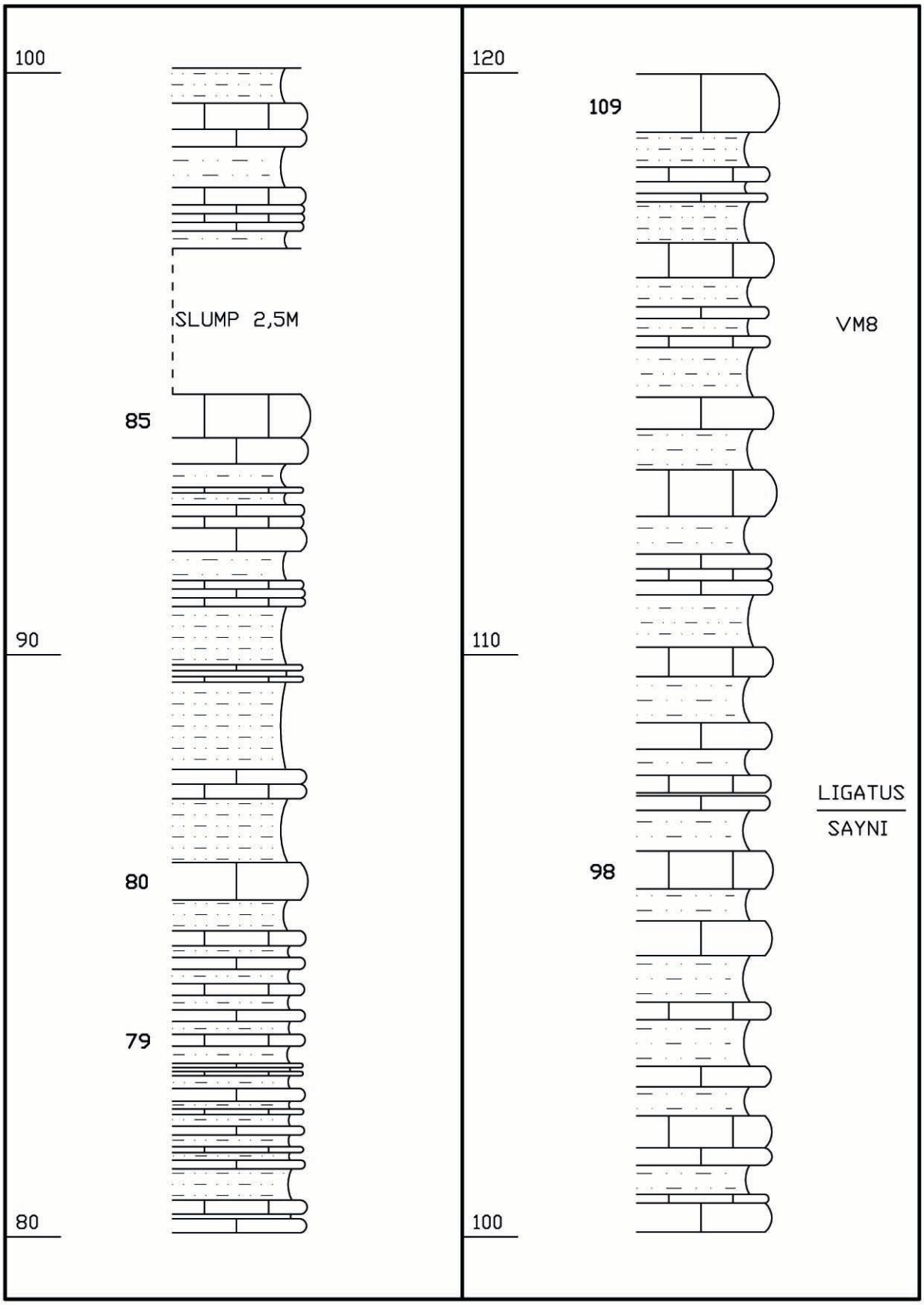
COUPE DE VERGONS (VG 1)



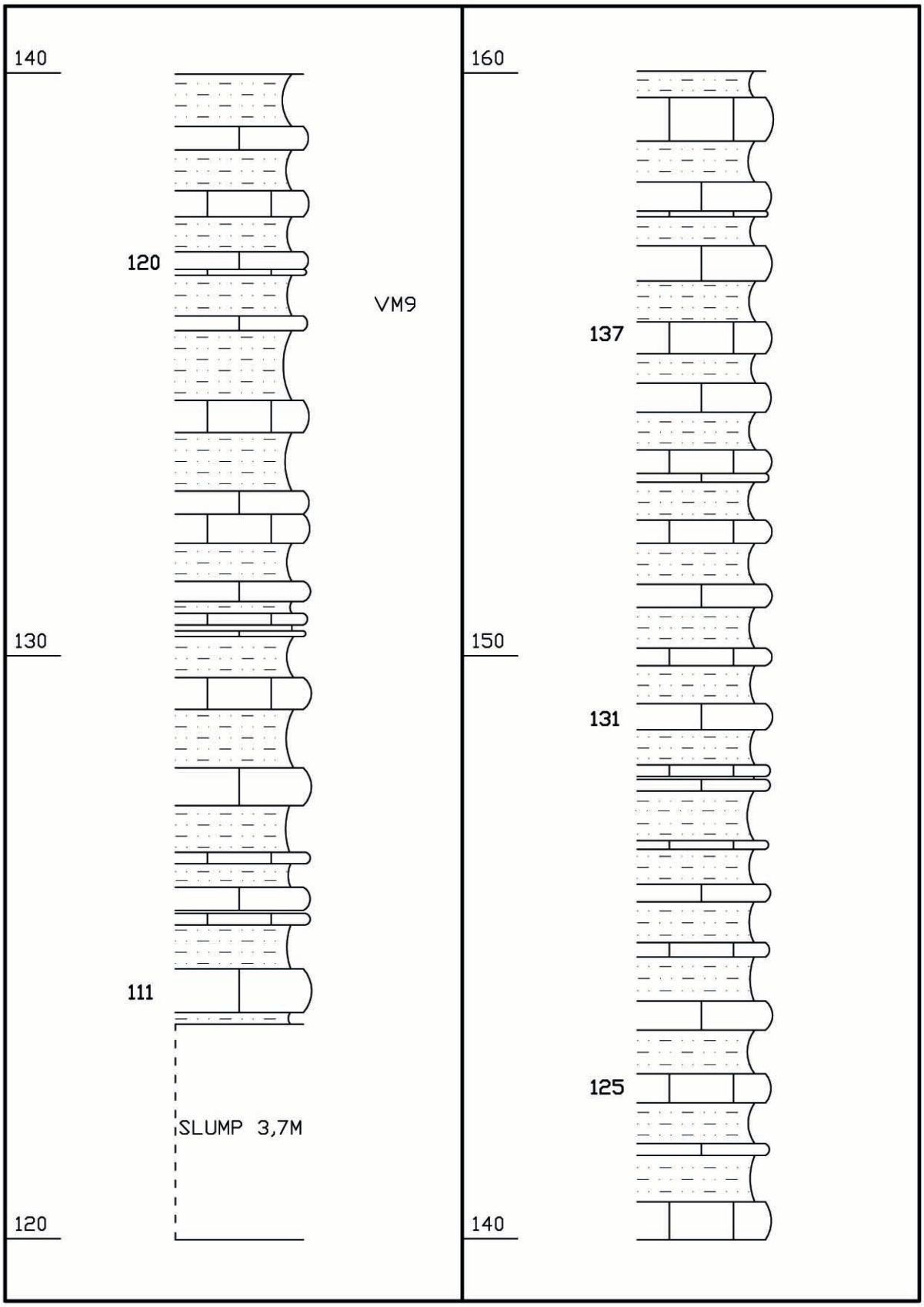
VG 2


60
61
59
NODOSOPLICATUS
JEANNOTI
54 ?
50
SLUMP 3M
51
50
49
47 ?
46 ?
40
80
74
CRUASENSE
NODOSOPLICATUS
71
70
70
69
SLUMP 7,5M
60
61

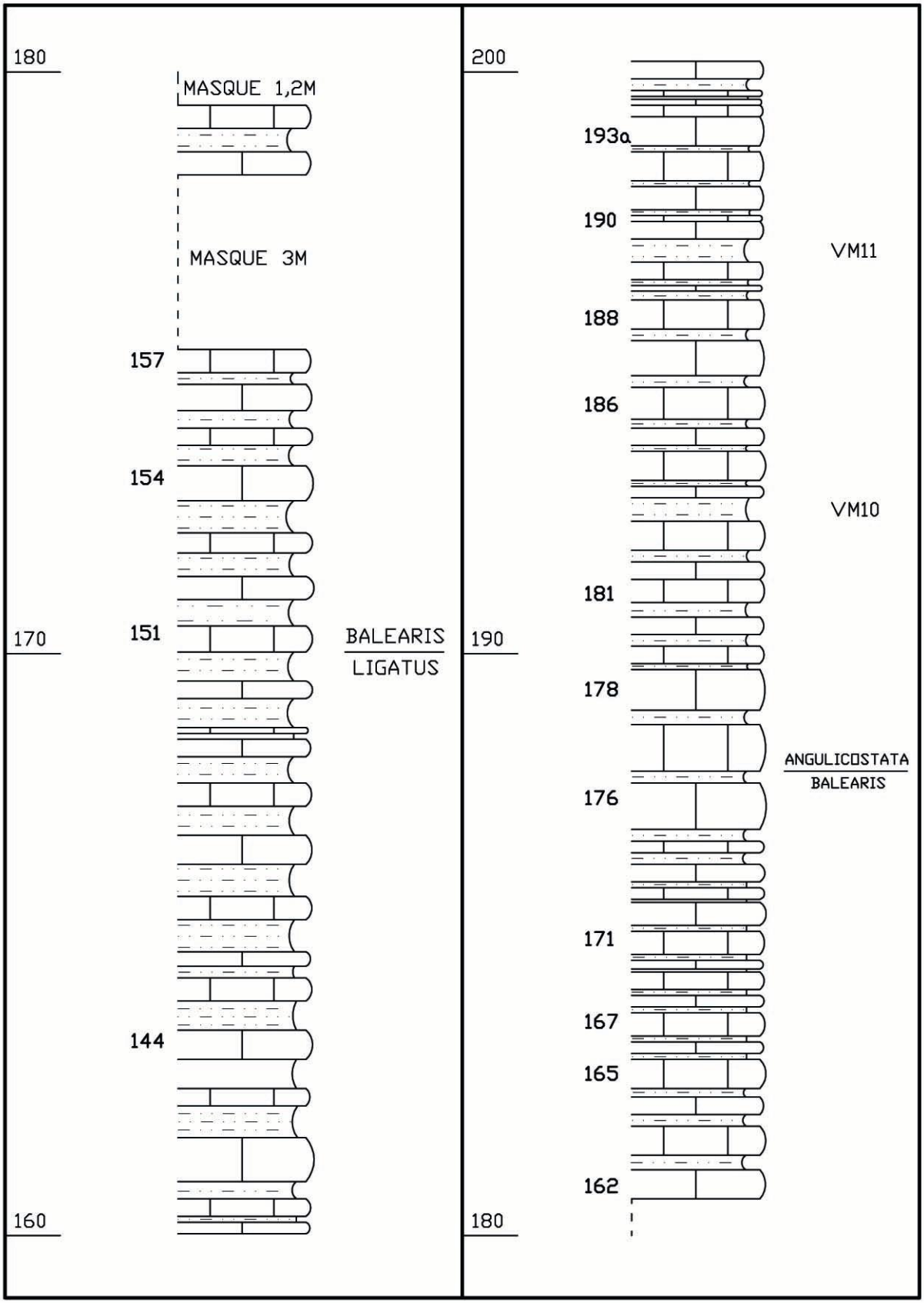
VG 3


100
SLUMP 2,5M
85
90
80
79
80
120
109
VM8
110
LIGATUS
SAYNI
98
100

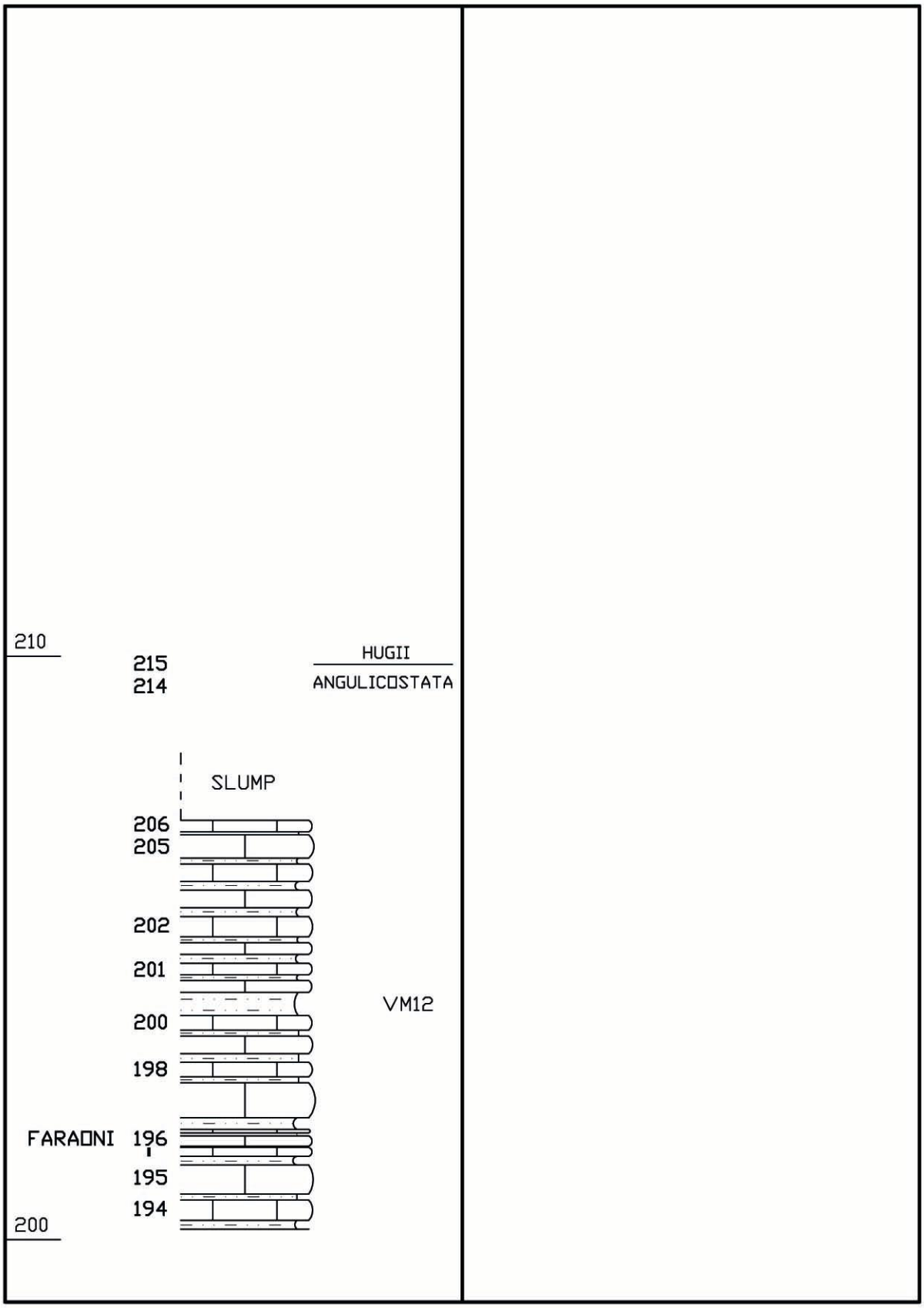
VG 4



VG 5


180
MASQUE 1,2M
MASQUE 3M
157
154
151
144
160
170
BALEARIS
LIGATUS
200
193a
190
188
186
181
178
176
171
167
165
162
180
190
VM11
VM10
ANGULICOSTATA
BALEARIS

VG 6


210
215
214
HUGII
ANGULICOSTATA
SLUMP
206
205
202
201
VM12
200
198
FARAONI
196
195
194
200