



HAL
open science

Excursion dans le du bassin subalpin (20-23 septembre 2013). Turbidites et brèches carbonatées (Jurassique et Crétacé du bassin subalpin)

Serge Ferry, Danièle Grosheny

► To cite this version:

Serge Ferry, Danièle Grosheny. Excursion dans le du bassin subalpin (20-23 septembre 2013). Turbidites et brèches carbonatées (Jurassique et Crétacé du bassin subalpin). Excursion du Groupe Français du Crétacé, 2013, Série "Excursion", 107 p. hal-00908177

HAL Id: hal-00908177

<https://hal.science/hal-00908177>

Submitted on 22 Nov 2013

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.



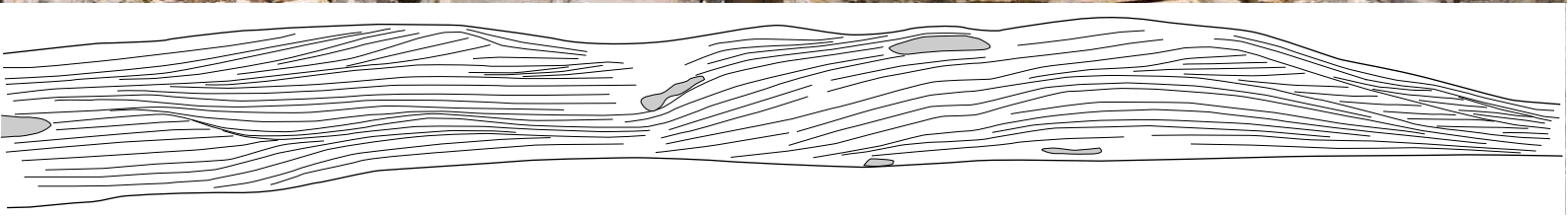
Excursion du Groupe Français du Crétacé en collaboration avec l'Association des Sédimentologistes Français



Turbidites et brèches carbonatées (Jurassique et Crétacé du bassin subalpin)

20-23 septembre 2013

Organisée par : Serge Ferry et Danièle Grosheny



Sommaire

Liste des figures	02
1. Introduction	04
2. Contexte géologique	06
2.1. Stratigraphie	06
2.2. Le bassin subalpin méridional au Jurassique terminal-Crétacé	09
2.3. La sédimentation marno-calcaire de bassin	11
3. Brèches et calcarénites tithoniennes	16
3.1. Stratigraphie	16
3.2. Historique sur les brèches	16
3.3. Faciès de dépôt autochtones.....	21
3.4. Faciès de dépôt remaniés par gravité	21
3.5. Les différents appareils gravitaires nouvellement reconnus	31
3.6. Exemples vus pendant l'excursion	36
3.6.1. Le système pseudo-calcarénitique des Gorges de l'Aygues	36
3.6.2. Le système bréchiqique de Cèuse	42
4. Calcarénites barrémiennes	62
4.1. Le chenal des Aures	68
4.2. Le lobe de Pas-de-la-Cluse	68
4.3. Stratigraphie séquentielle	75
5. Conglomérats et calcarénites coniaciens	79
5.1. Le système coniacien	83
5.2. Le système campanien	94
6. Conclusions	94
References citées	96

en bleu, appareils sédimentaires vus pendant l'excursion

Liste des figures

Fig. 1 - Situation des ateliers journaliers	05
Fig. 2 - Les grandes entités géologiques du Sud-Est de la France	06
Fig. 3 - Série stratigraphique subalpine (zone profonde)	07
Fig. 4 - Répartition stratigraphique des remaniements gravitaires en fosse vocontienne au Jurassique terminal - Crétacé inférieur	08
Fig. 5 - Evolution paléogéographique du bassin subalpin méridional du Jurassique supérieur au Crétacé	10
Fig. 6 - Microfaciès des marno-calcaires hémipélagiques et pélagiques	12
Fig. 7 - Alternances de talus et de bassin. Exemple barrémien	13
Fig. 8 - Différents types d'alternances marno-calcaires de bassin et leur empilement au cours du temps dans la série jurassico-crétacée	14
Fig. 9 - Corrélations banc à banc dans l'alternance marno-calcaire vocontienne (Valanginien supérieur)	15
Fig. 10 - Stratigraphie de la série du Kimméridgien-Tithonien subalpin	17
Fig. 11 - Exemple de lacune stratigraphique en amont d'un appareil bréchiq (Châteauneuf-d'Oze, au NW de la Montagne de Céüse)	18
Fig. 12 - Faciès noduleux de bassin (Kimméridgien supérieur-Tithonien inférieur)	19
Fig. 13 - Différents types de microfaciès des calcaires tithoniens de bassin	20
Fig. 14 - Microfaciès des calcarénites tithoniennes et berriasiennes	22
Fig. 15 - Séquences turbiditiques tithoniennes (1)	23
Fig. 16 - Séquences turbiditiques tithoniennes (2)	24
Fig. 17 - Séquences turbiditiques tithoniennes (3)	25
Fig. 18 - Brèches tithoniennes (1)	26
Fig. 19 - Brèches tithoniennes (2)	27
Fig. 20 - Brèches tithoniennes (3)	28
Fig. 21 - Coulees de débris à mégablocs	29
Fig. 22 - Exemples de slumps kimmeridgiens et tithoniens	30
Fig. 23 - Situation des principaux lobes bréchiq et calcarénitiques tithoniens dans le bassin vocontien	31
Fig. 24 - Organisation stratigraphique amont-aval du lobe bréchiq de la Drôme	32
Fig. 25 - Correspondances stratigraphiques entre le lobe pseudo-calcarénitique des Gorges de l'Aygues (Rémuzat, Drôme) et le lobe bréchiq de la vallée de la Drôme	33
Fig. 26 - Coupes stratigraphiques à travers les appareils bréchiq des Baronnies	34
Fig. 27 - Courbe-enveloppe de l'éventail turbiditique calcarénitique des Gorges de l'Aygues	37
Fig. 28 - Corrélations Ouest-Est à travers le lobe tithonien de l'Aygues	38
Fig. 29 - Corrélations Sud-Nord à travers le lobe tithonien de l'Aygues	39
Fig. 30 - Panorama sur le lobe de l'Aygues	40
Fig. 31 - Différents panoramas de la falaise tithonienne dans les Gorges de l'Aygues	41
Fig. 32 - Contexte du système bréchiq de Céüse	43
Fig. 33 - Corrélations stratigraphiques selon une traverse orientée NW-SE	44
Fig. 34 - Corrélations stratigraphiques selon une traverse orientée SO-NE	45
Fig. 35 - Secteur d'Espréaux - Petite Céüse, au sud de la Montagne de Céüse	46
Fig. 36 - Situation des points d'observation dans le lobe bréchiq de Céüse	49
Fig. 37 - Contact basal érosif des brèches de Céüse sur les calcaires et marno-calcaires du Kimmé- ridgien	50
Fig. 38 - Falaise latérale nord de Céüse	51
Fig. 39 - Accrétions obliques dans les brèches au col de la Manche. Interprétation	52
Fig. 40 - Géométrie en accrétion latérale vers le Sud des brèches tithoniennes sur le flanc ouest de Céüse	53
Fig. 41 - Géométrie des brèches du flanc ouest reconstituée à partir de coupes sées	54
Fig. 42 - Vues générales de l'intérieur du synclinal perché de Céüse	55
Fig. 43 - Situation des panoramas de détail de la falaise est de Céüse	56
Fig. 44 - Amalgamation progressive des unités bréchiq vers l'axe du lobe	57
Fig. 45 - Organisation spatiale d'un lobe progradant élémentaire	58
Fig. 46 - Partie distale du lobe bréchiq de Céüse à turbidites de boue (Chapeau de Napoléon, près Gap)	59

Fig. 47 - Géométrie interne du remplissage bréchique du chenal tributaire du lobe de Céüse	60
Fig. 48 - Organisation du système de Céüse	61
Fig. 49 - Le lobe calcarénitique de la Lance, vu depuis Valouse	62
Fig. 50 - Répartition des lobes turbiditiques barrémo-bédouliens dans le bassin vocontien	63
Fig. 51 - Turbidites bioclastiques barrémiennes	64
Fig. 52 - Situation du lobe de Pas-de-la-Cluse et du chenal des Aures dans l'anticlinal de la Lance et contexte paléogéographique	65
Fig. 53 - Situation stratigraphique par rapport à la série stratotypique d'Angles des appareils calcaré- nitiques barrémiens vocontiens	66
Fig. 54 - Le chenal des Aures	67
Fig. 55 - Déroulé de la falaise barrémienne du Pas-de-la-Cluse	69
Fig. 56 - Panorama détaillé des unités inférieures du Pas-de-la-Cluse	70
Fig. 57 - Partie supérieure (unité 3) en accrétion latérale du lobe de Pas-de-la-Cluse (extrémité nord) ..	71
Fig. 58 - Extrémité méridionale du lobe de Pas-de-la-Cluse	72
Fig. 59 - Coupes sériées à travers le lobe barrémien de Pas-de-la-Cluse montrant sa géométrie interne.	73
Fig. 60 - Corrélations granulométriques à travers le lobe barrémien de Pas-de-la-Cluse montrant l'évolution verticale grano-croissante	74
Fig. 61 - Organisation schématique du lobe de Pas-de-la-Cluse	75
Fig. 62 - Structure de type HCS dans une turbidite des lobes intermédiaires du Pas-de-la-Cluse	77
Fig. 63 - Zonation des faciès urgonien à vocontien, et position séquentielle des remaniements gravitaires dans une séquence de 3 ^o ordre	78
Fig. 64 - Situation de l'appareil conglomératique et calcarénitique coniacien des Gâs dans le synclinal de Glandage	79
Fig. 65 - Relations cartographiques entre les deux systèmes gravitaires dans le synclinal de Glandage.	80
Fig. 66 - Relations stratigraphiques entre les deux systèmes	80
Fig. 67 - Série stratigraphique schématique (sans échelle)	81
Fig. 68 - Panorama de l'entrée des Gorges (côté ouest) montrant la discordance de ravinement du premier système (coniacien) sur les calcaires de talus aptiens de la plate-forme urgonienne du Vercors	81
Fig. 69 - Panoramas de l'entrée ouest des Gorges des Gâs, regardant vers le nord et montrant les deux séquences superposées	82
Fig. 70 - Système coniacien des Gâs, grès turbiditiques de base	84
Fig. 71 - Faciès des conglomérats de Gâs (séquence 1)	85
Fig. 72 - Calcarénites de la séquence 1	86
Fig. 73 - Accrétions latérales dans les calcarénites de la séquence 1	87
Fig. 74 - Séquences conglomérat (cg)/calcarénite (calc) dans la transition des conglomérats médians aux calcarénites supérieures (route des Gorges)	88
Fig. 75 - Orientation des stratifications obliques dans les niveaux de calcarénites intercalés dans les conglomérats de la zone de transition	89
Fig. 76 - Modèle de dépôt des séquences conglomérats-calcarénites	90
Fig. 77 - Interprétation séquentielle du système coniacien (séquence 1)	92
Fig. 78 - Faciès de la séquence 2 (campanienne)	93
Fig. 79 - Vues de la brèche BR2 de base du lobe tithonien de la Drôme (trajet retour)	95

1. Introduction

Les exemples d'appareils gravitaires carbonatés courts présentés au cours de cette excursion puisent leurs sources dans une série de travaux menés depuis le début des années 2000. Ils ont été soutenus en grande partie par des financements récurrents issus des programmes "GDR Marges" puis "Action Marges". Il s'agit de la thèse de B. Savary (2004) qui reprend localement, de façon détaillée des études anciennes (Ferry, 1976; Ferry & Flandrin, 1979; Ferry, 1980, 1984) sur les calcarénites barrémiennes de la "fosse vocontienne" occidentale. Deux mémoires de D.E.A. sur les brèches tithoniennes (Lozano-Garcia, 2003; Backert, 2004), menés en collaboration avec F. Atrops (Université Claude-Bernard, Lyon1), ont servi de point de départ à la synthèse réalisée à une échelle plus vaste par T. Courjault (thèse, 2011) sur ces mêmes brèches, à la suite de la réinterprétation des brèches en "tempestites" (Séguret et al., 2001, Bouchette et al., 2001). L'étude des conglomérats coniaciens des Gâs (Porthault 1974), reprise par T. Courjault (2007) et complétée par nous-mêmes, a permis de montrer qu'il s'agissait d'un système gravitaire sous-marin à faciès particulier. Ils seront également présentés lors de l'excursion car ils apportent des compléments indispensables à la compréhension du mode de dépôt des coulées granulaires.

Le but des études était de réaliser un inventaire comparatif des systèmes "turbiditiques" carbonatés au sens large, dont la partie vocontienne du bassin subalpin est particulièrement riche. Ces systèmes carbonatés sont moins bien connus que leurs équivalents silico-clastiques (flyschs anciens, cônes en eau profonde actuels). Leur taille est beaucoup plus faible et ils présentent des particularités géométriques inconnues ou très peu développées dans leurs équivalents silico-clastiques. Cet inventaire comparatif (géométrie des dépôts, faciès) permet de comprendre leur mode de mise en place. Le début de l'inventaire réalisé dans le bassin du Sud-Est montre la grande variabilité de ces appareils; ils vont de lobes détachés des sources à des tabliers de talus, ces derniers étant sans doute assez fortement pentés. Un dernier atelier est en cours sur les tabliers d'éboulis sous-marins à très forte pente (Nummulitique des Aiguilles d'Arves).

Cette excursion reprend en partie une excursion du Groupe Français du Crétacé (2005) dans laquelle on pourra trouver des données complémentaires, comme par exemple la description du système des coulées barrémiennes à mégablocs du Diois occidental.

La micropaléontologie (calpionnelles, foraminifères) s'est révélée être un outil indispensable non seulement pour corréler les coupes mais aussi pour définir les environnements de dépôt. L'exemple des conglomérats des Gâs (redatés du Coniacien et non du Turonien), où la découverte de faunes diversifiées de foraminifères planctoniques entre les couches calcarénitiques a permis d'asseoir définitivement l'interprétation "turbiditique", en est un bon exemple. Les nouvelles datations, associées aux travaux sédimentologiques en cours permettront par ailleurs d'actualiser la première synthèse géologique du Sud-Est de la France, coordonnée par le BRGM (Debrand-Passard et coll.) en 1984.

Le livret-guide comporte quatre parties. La première est consacrée au contexte stratigraphique et paléogéographique. Les trois autres parties portent chacune sur un système gravitaire donné, tithonien, barrémien ou coniacien. Ils sont présentés ci-après dans l'ordre stratigraphique, qui ne coïncide pas forcément avec le déroulement de l'excursion.

Les exemples ont été choisis de manière à illustrer les particularités les plus saillantes de ces petits appareils carbonatés. Au final, se dégagent un certain nombre de traits communs aux systèmes calcarénitiques et bréchiqes subalpins, quel que soit leur âge. Ils permettent de présenter un modèle original où la sédimentation des coulées granulaires s'effectue en régime progradant (obliques frontales et latérales), en tête de dépôt, au ressaut hydraulique en bas de pente. Le système coniacien des Gâs permet en outre de montrer que ce schéma est le même pour les conglomérats et pour les calcarénites grossières associées aux coulées.

La Figure 1 situe les arrêts.

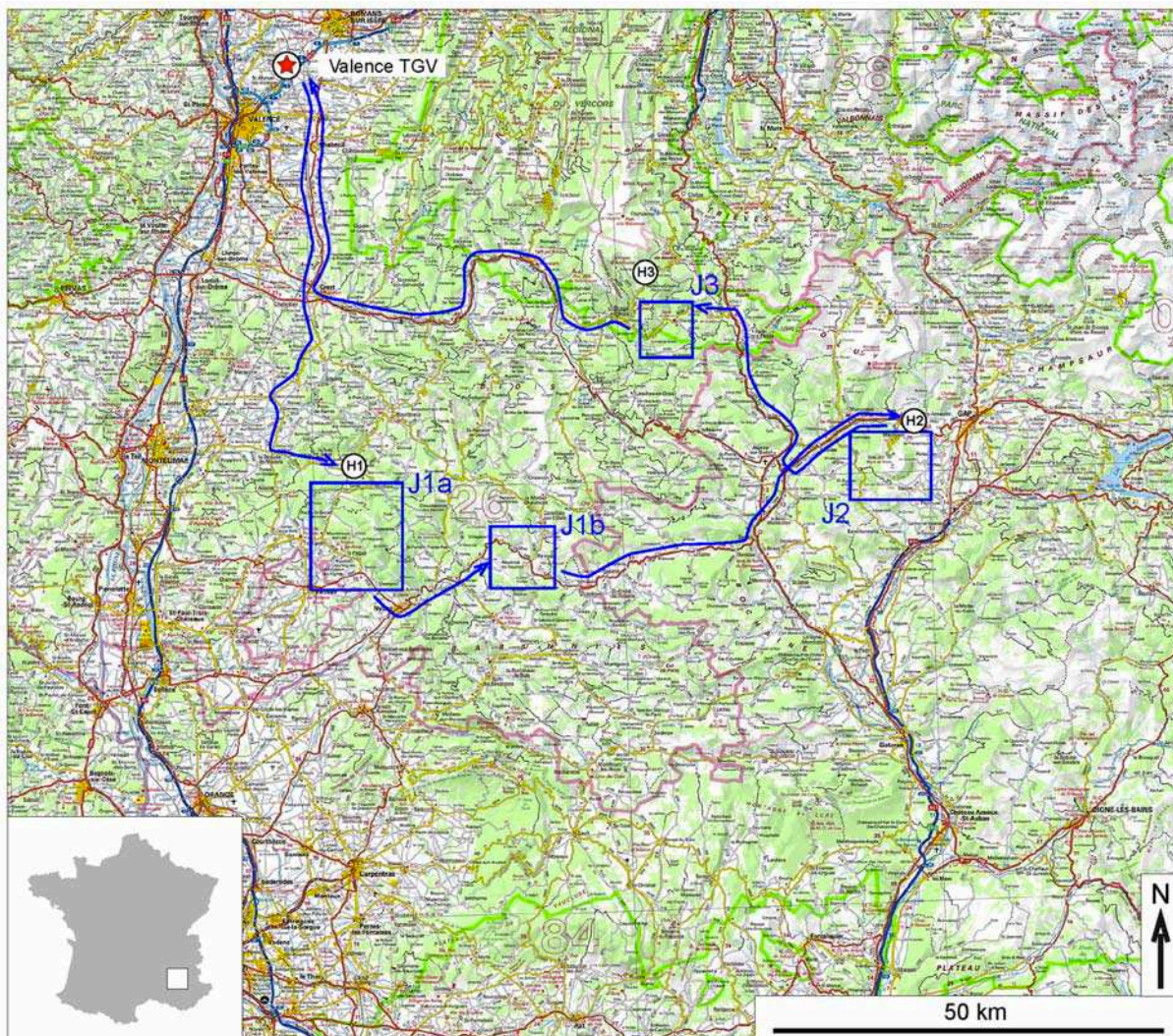


Fig. 1 - Situation des ateliers journaliers.

Valence TGV, Point rencontre départ et retour.

H1 ... H3, situation des hôtels : 1, "Escargot d'Or", Dieulefit (+33475464052) ; 2, "Azur", La Freissinouze (+33475464052) ; "Mont Barral", Treschenu-Creyers (+33475211221).

J1a, transition chenal/lobe dans un appareil calcarénitique barrémien (Montagne de la Lance).

J1b, lobe pseudo-calcarénitique tithonien des Gorges de l'Aygues.

J2, lobe bréchiqye tithonien de Céliuse, près Gap.

J3, système mixte coniacien des Gâs (synclinal de Glandage).

2. Contexte géologique

Le bassin subalpin méridional (Fig. 2) se développe entre les plateaux du Vercors au nord, la marge du Bas-Vivarais à l'ouest et le domaine provençal au sud, secteurs qui seront envahis par des dépôts carbonatés peu profonds au Crétacé inférieur. La partie profonde du bassin peut être subdivisée en deux parties, une partie occidentale (Diois, Baronnies) ou bassin vocontien au sens strict, et une partie orientale (arcs de Digne et de Castellane), la limite entre les deux correspondant à peu près au chevauchement de Digne.

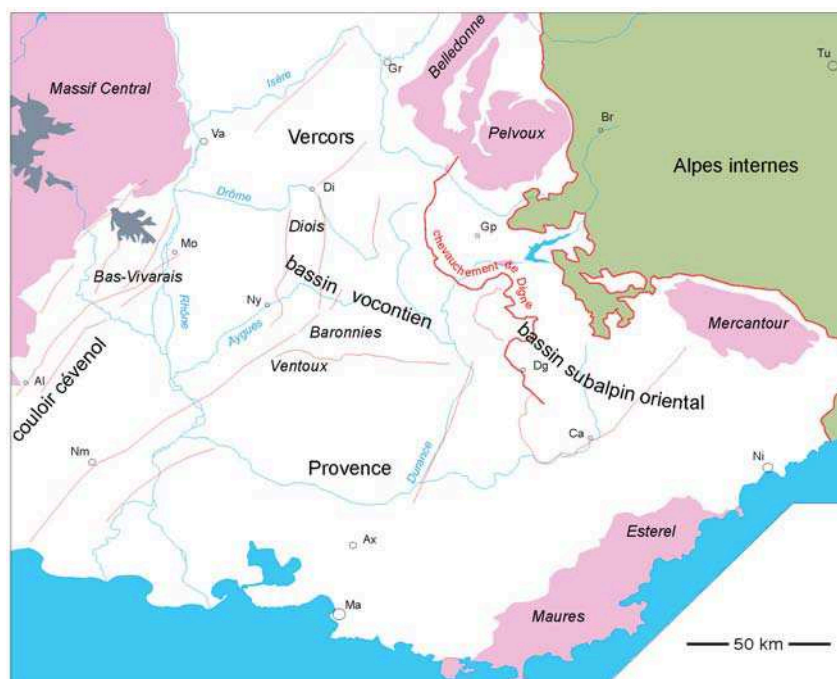


Fig. 2 - Les grandes entités géologiques du Sud-Est de la France.

Abréviations : Al, Alès ; Ax, Aix-en-Provence ; Br, Briançon ; Ca, Castellane ; Di, Die ; Gp, Gap ; Gr, Grenoble ; Ma, Marseille ; Mo, Montélimar ; Ni, Nice ; Nm, Nîmes ; Ny, Nyons ; Va, Valence.

2.1. Stratigraphie.

La série mésozoïque subalpine de type vocontien est épaisse (Fig. 3), atteignant localement jusqu'à 10.000 m d'épaisseur (Beaudrimont & Dubois 1977). La série affleurante de l'Arc de Digne est complète. Dans la partie occidentale du bassin profond (Diois, Baronnies), les affleurements ne débutent le plus souvent qu'avec les Terres Noires calloviennes, exceptionnellement le toit du Dogger. L'épaississement de la série liasique sur la marge ouest, au niveau de la moyenne vallée du Rhône est extrêmement rapide et intense, ainsi que le suggèrent les profils sismiques réétudiés grâce aux travaux de l'ANDRA sur le site de Marcoule (Seguret et al. 1996), c'est-à-dire au carrefour paléogéographique entre le couloir de failles cévenol orienté N50 et le bassin vocontien à polarité E-W. B. Porthault (1974) avait déjà souligné l'importance paléogéographique du couloir cévenol (nommé "sinus rhodanien") au Crétacé supérieur, période où commencent probablement les serrages tectoniques (Flandrin, 1966). Les études en cours le confirment. La série, des Terres Noires au Turonien, est latéralement continue sur toute la superficie du bassin, aux épaisseurs près. Au Coniacien, apparaissent des différences entre la partie occidentale qui se comble et la partie orientale (arcs de Digne et de Castellane) qui reste sous des faciès de bassin profond. L'excursion se situe dans la partie occidentale du bassin, connue depuis V. Paquier (1900) sous le nom de "fosse vocontienne".

bassin vocontien

bassin subalpin oriental
(arcs de Digne et de Castellane)

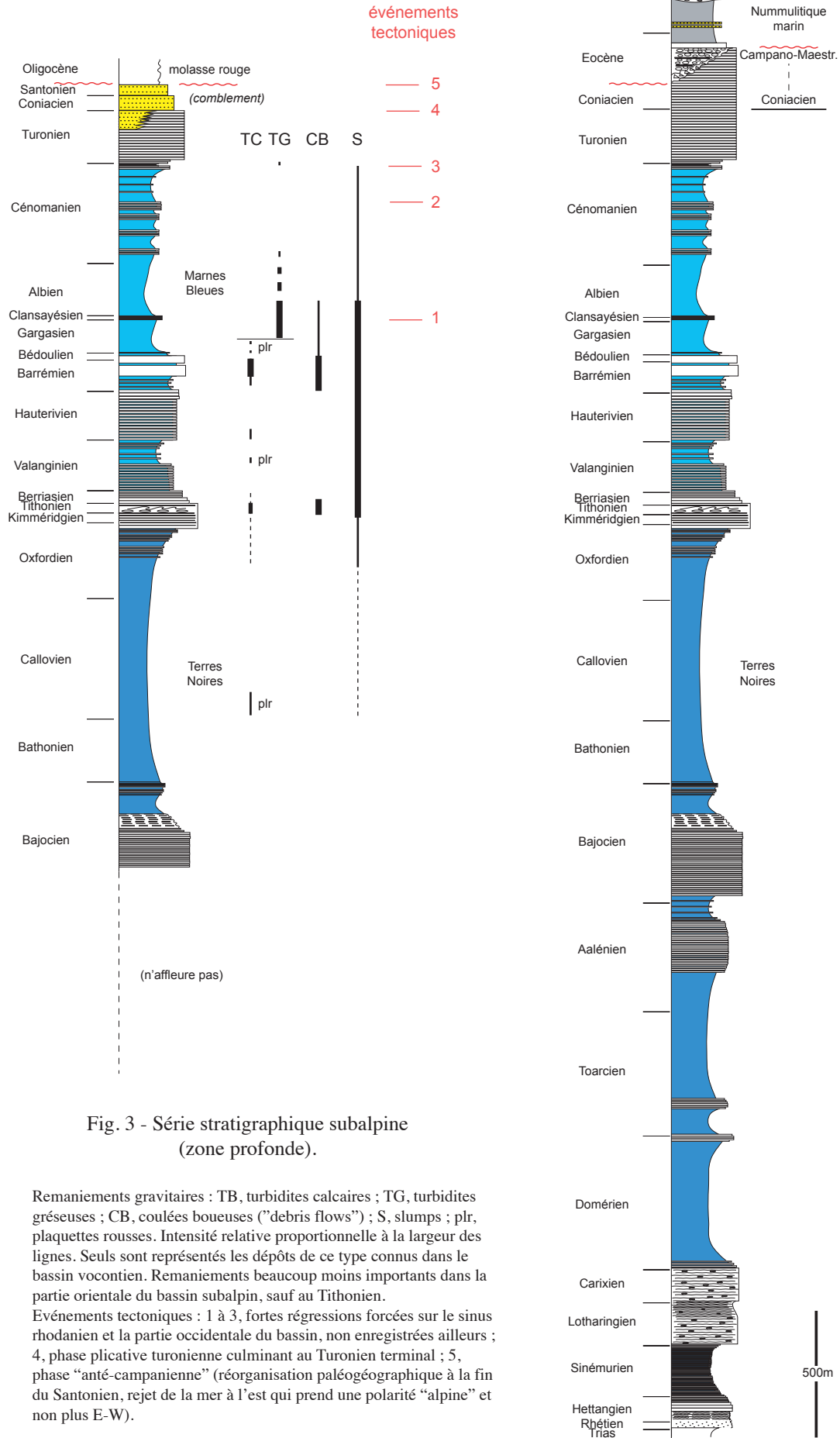


Fig. 3 - Série stratigraphique subalpine (zone profonde).

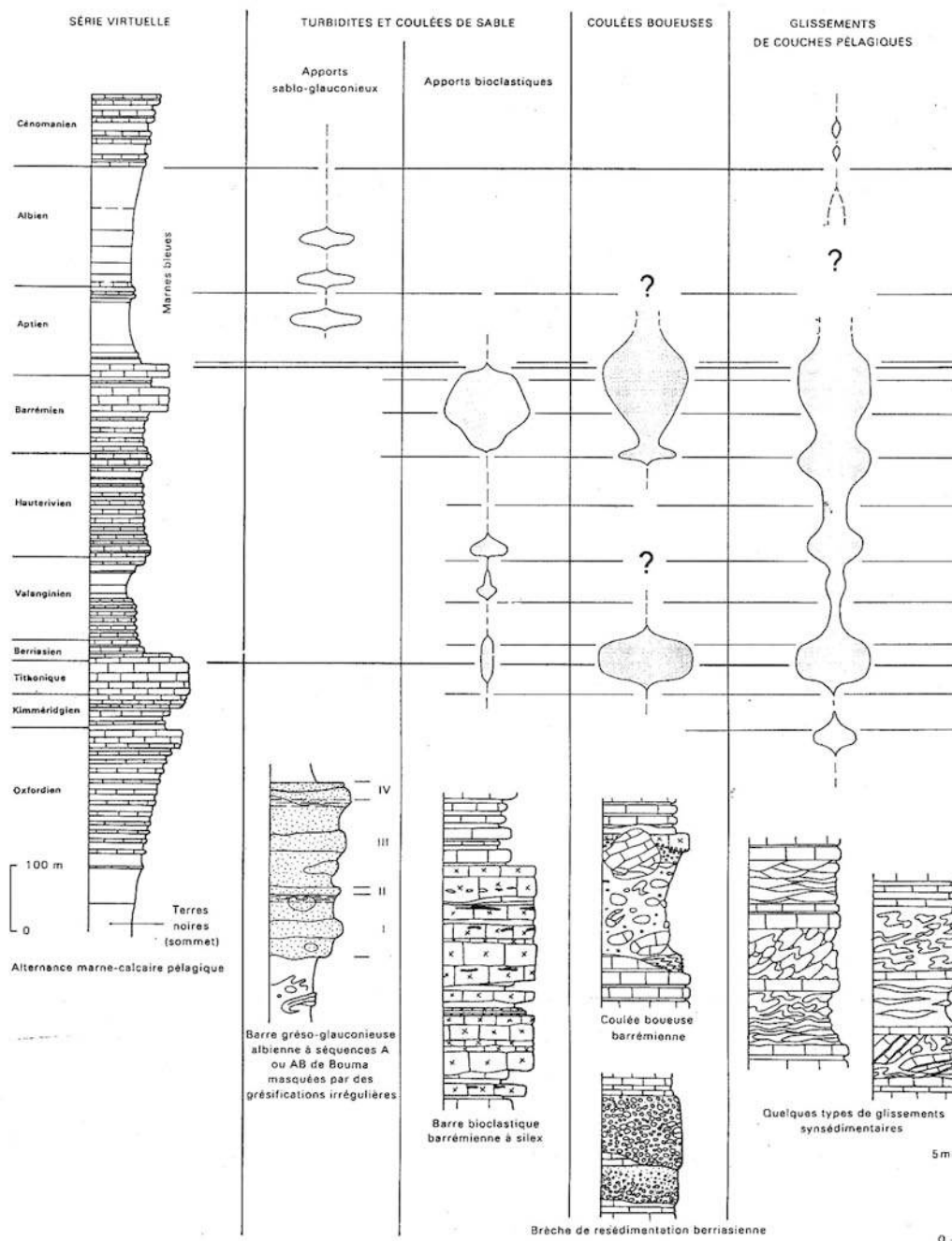


Fig. 4 - Répartition stratigraphique des remaniements gravitaires en fosse vocontienne au Jurassique terminal - Crétacé inférieur, et illustration de quelques faciès (Ferry 1984).

Les remaniements gravitaires (turbidites calcarénitiques ou gréseuses, brèches, coulées boueuses, slumps) affectent principalement l'intervalle Oxfordien-Cénomanien, avec un paroxysme des apports turbiditiques en provenance des plates-formes périphériques au cours de l'intervalle Tithonien-Albien (Figs. 3 & 4).

Les dépôts turbiditiques, les plus anciens connus à l'affleurement, sont une formation de "plaquettes rouges" (Fig. 3) mise en place au Callovien inférieur (Artru, 1972) et qui correspond au développement des plates-formes carbonatées sur la Bourgogne. Des turbidites calcarénitiques se manifestent supradialement de l'Oxfordien au Barrémien. Un nouvel épisode de dépôt de "plaquettes rouges" se produit au début du Valanginien supérieur (zone d'ammonites à *Verrucosum*) (Fig. 3), sur l'axe de la future fosse vocontienne (Ferry, in Busnardo et al. 1977). Un système turbiditique calcarénitique de grande extension mais d'épaisseur faible (une quinzaine de mètres au maximum) affecte tout le Gapençais et la partie est du bassin vocontien à la base de

l'Hauterivien. Il provient du nord (données inédites) et montre indirectement que le Pelvoux, et/ou la partie sud du massif de Belledonne, étaient à l'époque couvert(s) par une plate-forme carbonatée (sommet de bloc basculé pendant la phase de rifting alpin ?). Les turbidites calcarénitiques atteignent logiquement un développement maximum au moment de la progradation des plates-formes urgoniennes au Barrémo-Bédoulien (Aptien inférieur). Deux épisodes à "plaquettes rousses" sont encore connus au Bédoulien terminal et dans la base du Gargasien (Ferry & Rubino, 1990). L'épisode bédoulien est contemporain de la mise en place du black shale "Goguel" (Breheret 1995), comme il est observé à proximité du village de Tarendol (Drôme). Les calcarénites sont remplacées, du Gargasien moyen à l'Albien, par des grès souvent massifs, formant un système turbiditique aux caractéristiques particulières (Friès, 1987; Fries & Beaudoin 1987; Rubino, 1990; Fries & Parize, 2003). Il est principalement développé au Gargasien et dans la base de l'Albien ; il s'amenuise ensuite. Un dernier épisode se manifeste au moment de la forte régression forcée du Cénomanién terminal pendant lequel des turbidites gréseuses s'intercalent dans le black shale de la limite C/T sur l'axe du bassin vocontien résiduel (Malartre & Ferry, 1993). Le remplacement des turbidites calcarénitiques par des turbidites gréseuses à la fin de l'Aptien inférieur correspond à l'engorgement des plates-formes carbonatées urgoniennes et l'installation d'une sédimentation marneuse (Marnes Bleues). Un changement climatique est peut-être aussi associé, qui favorise les apports silico-clastiques (argiles et grès).

Les coulées de débris (coulées boueuses et brèches) sont principalement représentées au Tithonien-Berriasien et au Barrémo-Bédoulien (Fig. 3). Les slumps de marno-calcaires profonds se manifestent de façon à peu près continue de l'Oxfordien au Cénomanién. Ils sont particulièrement spectaculaires dans l'Hauterivien et le Gargasien de la partie centrale du bassin vocontien. Quelques uns de ces dépôts parmi les plus importants ont été cartographiés (Ferry, 1987; Ferry & Atrops, 1987; Friès, 1987).

Il est possible dans l'ensemble de distinguer deux périodes paroxystiques. La première concerne le Tithonien, la seconde, l'intervalle Barrémien-Albien. Il n'y a pas d'explication évidente pour la première car les brèches se manifestent dans un bassin encore étendu (Fig. 5A). Quant à la seconde, elle semble correspondre au début du serrage tectonique de la fosse vocontienne qui, tout en conservant une certaine profondeur, voit sa superficie se réduire (Fig. 5B). Il existe en effet un certain paradoxe entre la forte extension géographique du bassin jurassique (Terres noires) et la quasi-absence (Fig. 3) de remaniements gravitaires à cette époque, d'une part, et la réduction de la zone profonde au Crétacé (Fig. 5B) qui conserve ou acquiert toutefois une profondeur suffisante pour permettre le développement des systèmes gravitaires. La quasi disparition des remaniements gravitaires à partir du Cénomanién (Fig. 3) correspond à une diminution générale de la profondeur, bien que la subsidence reste forte et les séries localement épaisses (presque 900 m de marno-calcaires cénomaniens dans le synclinal de la Méouge selon C. Oudet, 2013 et plus de 500 m de calcaires turoniens dans le synclinal de la Charce selon B. Porthault, 1974).

2.2. le bassin subalpin méridional au Jurassique terminal-Crétacé.

En fosse vocontienne, les premiers affleurements sont des dépôts du Dogger. Ils sont d'ailleurs rares. Ce sont surtout les dépôts callovo-oxfordiens (marnes des "Terres Noires") puis les dépôts progressivement plus calcaires de l'Oxfordien terminal-Tithonien qui affleurent sur de vastes distances et ont ainsi été étudiés.

La figure 5 montre la contraction progressive du bassin subalpin profond depuis la fin du Jurassique jusqu'au Santonien puis la réorganisation paléogéographique qui s'opère à la charnière Santonien-Campanien.

Au Jurassique terminal (Fig. 5A), les calcaires de plate-forme ceinturent un bassin apparemment étendu. La répartition des brèches de resédimentation est cependant plus restreinte et souligne le véritable bassin profond.

La progradation des plates-formes carbonatées périphériques du Berriasien à l'Aptien inférieur restreint la zone profonde à la "fosse vocontienne" proprement dite (Paquier 1900), de taille plus modeste (Fig. 5B). La progradation de ces plates-formes culmine avec la mise en place des "calcaires urgoniens" barrémo-aptiens. Les controverses récentes entre les écoles genevoise et grenobloise sur la stratigraphie des calcaires urgoniens du Vercors font que les modalités de cette progradation sont toujours discutées dans les chaînes subalpines septentrionales. Issus de ces plates-formes, des appareils calcarénitiques turbiditiques se sont mis en place en fosse vocontienne, formant des lobes d'extension plurikilométrique à disposition centripète (Ferry, 1980, 1984). La progradation des plates-formes carbonatées au cours de l'intervalle Berriasien-Hauterivien reste modeste et, de ce fait, ne s'accompagne pas de la mise en place de systèmes turbiditiques comme au Barrémo-Bédoulien (Aptien inférieur). Il en résulte qu'au cours de cet intervalle les dépôts remaniés par gravité en zone profonde sont principalement des slumps ou des coulées de débris impliquant des sédiments de talus et/ou de bassin (Fig. 3). On notera (Fig. 5B) le décalage des lignes isopiques par le jeu décrochant senestre postérieur de la faille de Nîmes, estimé par J.-P. Masse (1980) à une quarantaine de kilomètres. Ce jeu décrochant correspond au décalage vers le nord du bloc Ventoux-Lure, responsable des plis serrés des Baronnies.

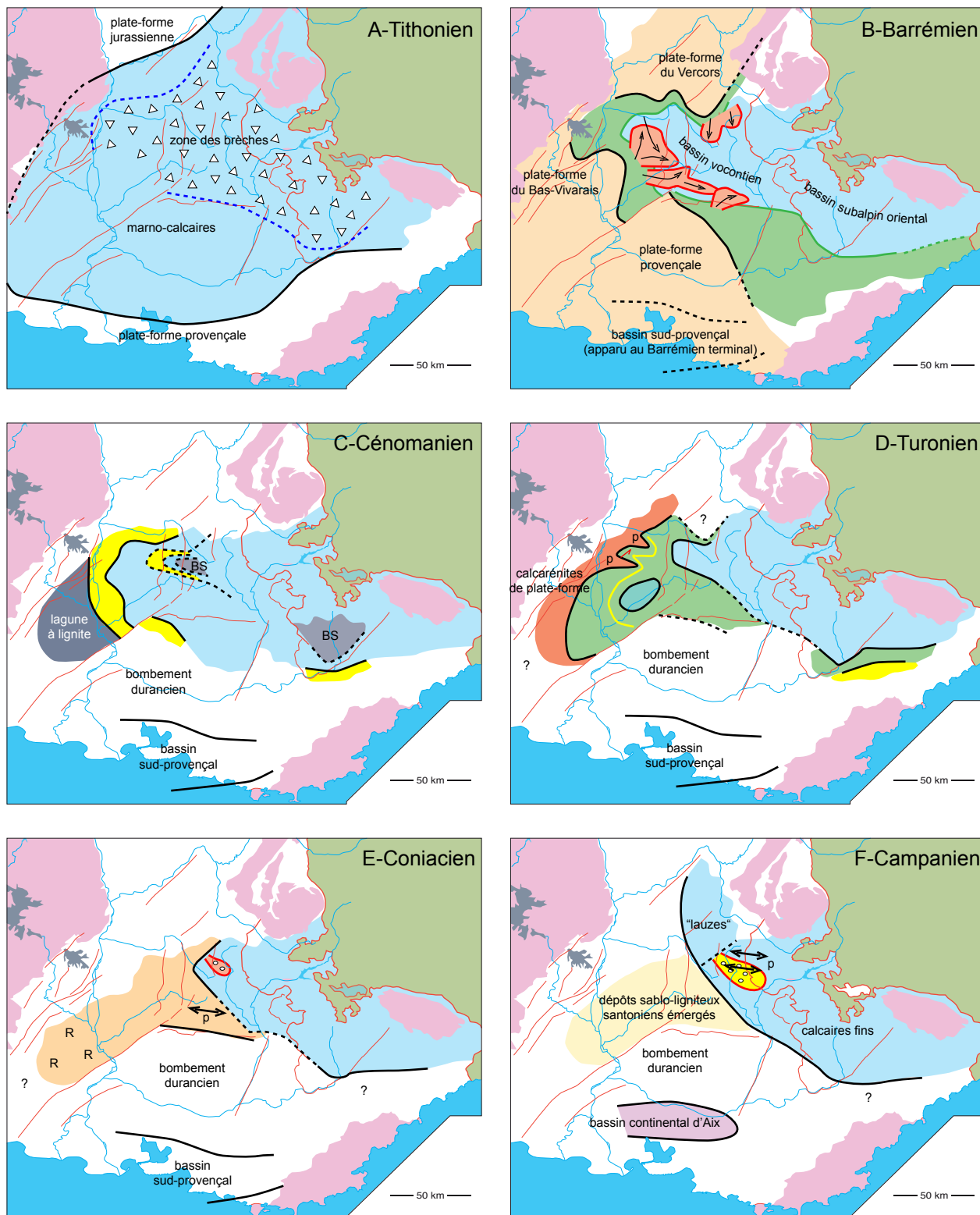


Fig. 5 - Evolution paléogéographique du bassin subalpin méridional du Jurassique supérieur au Crétacé.

Tithonien : calcaires de talus et de ssin non différenciés. **Barrémien** : en orange, faciès urgoniens (extension maximale, l'ennoyage du sillon sud-provençal au Barrémien terminal n'est pas représenté) ; vert, marno-calcaires de talus ; bleu, marno-calcaires de bassin ; rouge, lobes turbiditiques calcarénitiques avec sens des apports. **Cénomanién** : lignes noires continues, paléogéographie au Cénomanién inférieur élevé (une flèche littorale sableuse (jaune) isole une lagune à lignite (grise) dans le sinus rhodanien) ; marno-calcaires de bassin en bleu ; lignes noires pointillées, paléogéographie pendant la régression forcée du Cénomanién terminal et localisation du black shale de la limite C/T ; la régression est forte dans le sinus rhodanien, faible à nulle dans le bassin oriental. **Turonien** : lignes noires continues, paléogéographie au Turonien inférieur élevé ; ligne jaune, maximum de progradation des grès du Turonien supérieur dans le sinus rhodanien ; p, localisation des plis de rampe en cours de formation par décrochement sur une des failles du faisceau cévenol (études en cours). **Coniacien** : en orange, faciès peu profonds (grès, calcarénites, calcaires à rudistes) ; bleu, marno-calcaires de bassin ; rouge, tablier turbiditique calcarénitique et conglomératique des Gâs ; p, pli de Chauvac (discordance de 60° des grès coniaciens sur les calcaires turoniens verticaux). **Campanien** : en bleu, faciès calcaires fins indifférenciés, le faciès en plaquettes ("lauzes") de développe sur l'ancienne plate-forme du Vercors ennoyée ; jaune, appareil turbiditique de Glandage (conglomérats et grès chenalisés) ; p, plis anté-campaniens du Dévoluy ; noter le décalage vers le nord du bassin d'Aix par rapport au bassin sud-provençal. Sur les cartes C à E, le bassin marin sud-provençal n'est pas détaillé.

Au cours de l'intervalle Aptien-supérieur-Albien se dépose la Formation marneuse des "Marnes Bleues" qui héberge des systèmes turbiditiques gréseux et non plus calcarénitiques. Ces systèmes gréseux, formés de sables souvent massifs, recoupés de filons clastiques (Beaudoin & Fries, 1982; Beaudoin et al., 1983, 1985) ont été très étudiés (Rubino, 1981; Friès et al., 1984, Friès, 1987; Friès & Beaudoin, 1987; Parize et al., 1987; Rubino, 1990; Parize et al. 1995, 1997). Une synthèse de l'Aptien a été réalisée (Fries & Parize, 2003). L'Albien est moins connu. Des révisions stratigraphiques en cours montrent que des changements paléogéographiques assez importants commencent avec l'Albien, période de la surrection du "Bombement Durancien" (Masse & Philip, 1976) entre la chaîne Ventoux-Lure et la Provence méridionale. L'Albien est en effet assez fortement régressif par rapport à l'Aptien supérieur sur la bordure vocontienne occidentale (La Lance), alors qu'il est transgressif ailleurs (bassin anglo-parisien). C'est la première des fortes régressions forcées qui vont affecter à plusieurs reprises le secteur charnière entre le couloir cévenol (ou sinus rhodanien de B. Porthault) et la fosse vocontienne (Fig. 2). Mais globalement la paléogéographie apto-albienne ne change guère par rapport à la paléogéographie barrémienne, sauf peut-être dans sa terminaison amont à l'ouest (révisions stratigraphiques en cours). La fosse vocontienne se ferme ensuite progressivement, du Cénomaniens au Turonien supérieur, au cours d'une succession de transgressions et de régressions rapides (événements 2 et 3, Fig. 3, puis progradation forcée des grès du Turonien supérieur), surtout sensibles à ce carrefour entre le couloir cévenol et le bassin vocontien (Fig. 5C). Le détail de ces transgressions-régressions dans le Gard rhodanien a été décrit à la faveur des travaux Andra sur le site de Marcoule (Ferry, 1999). Ces régressions rapides peuvent s'interpréter comme le résultat de phases successives de compression suivies de relaxations, liées à la remontée vers le nord du bloc provençal coulissant le long du couloir cévenol, comme B. Porthault (1974) l'avait déjà envisagé. La régression forcée de la limite Cénomaniens-Turonien (événement 3, Fig. 3) restreint ainsi très fortement la superficie du bassin marin (Fig. 5D), au cours de l'événement anoxique global de la limite C/T. Mais l'événement est de courte durée. La sédimentation marine réhenvahit le sinus rhodanien au Turonien inférieur (Ferry, 1999). La phase tectonique du Turonien supérieur (événement 4, Fig. 3) est bien marquée dans le bassin vocontien central où existent des discordances de 60° entre les calcaires fins turoniens et les grès coniaciens (études en cours, Fig. 5E). Elle préfigure la fin du bassin vocontien proprement dit, qui interviendra à la fin du Santonien. La déformation du passage Turonien-Coniacien est contemporaine des mouvements "anté-Gosau" des Alpes autrichiennes (Doglioni & Bosellini, 1987; Wagneich, 1995). L'appareil turbiditique coniacien des Gâs, très localisé, se met en place après cette phase tectonique (Fig. 5E). Il est suivi d'une deuxième appareil turbiditique, de plus grande extension, d'âge campanien, et qui post-date la phase tectonique "anté-campanienne" du Dévoluy (Flandrin, 1966). Ces deux appareils s'ancrent sur une flexure qui limite la plate-forme du Vercors émergée. Ils s'étalent vers l'est dans la mer résiduelle profonde du Gapençais. La phase tectonique anté-campanienne (événement 5, Fig. 3) met ainsi fin à la sédimentation crétacée dans le bassin vocontien où la sédimentation ne reprendra qu'à l'Oligocène (molasses rouges continentales).

Après son comblement final par les dépôts gréseux coniaciens et santoniens, la sédimentation calcaire fine est rejetée plus à l'est et perdure uniquement dans sa partie orientale (Arcs de Digne et de Castellane) (Figs. 4 & 5F), jusque probablement la fin du Crétacé. Ces calcaires fins sont les équivalents externes des premiers flyschs alpins internes (Flysch à Helmintoïdes). En même temps, le nord de la plate-forme du Vercors est réennoyée. Le changement paléogéographique qui se produit dans le bassin subalpin méridional à la charnière entre le Santonien et le Campanien coïncide aussi avec le comblement final du bassin marin sud-provençal et le décalage vers le nord du bassin d'Aix. Il marque la fin de la fosse vocontienne ouest-est et l'apparition d'une paléogéographie de type "alpin", qui préfigure celle du bassin d'avant-chaîne nummulitique.

2.3. La sédimentation marno-calcaire de bassin.

Les dépôts de bassin sont des marno-calcaires à grain fin, du Lias à la fin du Turonien, en fosse vocontienne occidentale, jusqu'à la fin du Crétacé dans le domaine oriental. Il s'agit d'alternances bancs-interbancs d'épaisseur pluri-décimétrique. Il existe toutefois des différences entre les marno-calcaires de talus et les marno-calcaires de bassin. La texture des premiers (siltites bioclastiques wackestones analogues aux boues de péri-plates-formes actuelles) est plus grossière que celle des marno-calcaires de bassin dont le grain peut-être très fin (Fig. 6). Ceux-ci comportent une fraction carbonatée pélagique (radiolaires, foraminifères planctoniques, coccolithes, nannoconidés) plus ou moins importante, aussi bien dans les marnes que dans les calcaires, pouvant atteindre 80-90% dans les bancs calcaires du Barrémien supérieur, d'après les observations faites en microscopie électronique (Noel, 1968; Ferry & Schaaf, 1981). Les faciès de plate-forme externe et de talus sont ici appelés "hémipélagiques", les faciès de bassin "pélagiques", bien que le terme soit impropre au sens strict, étant donné qu'il existe toujours une fraction carbonatée exportée des plates-formes, mélangée au carbonate purement planctonique et dont la teneur variable est difficile à estimer, sauf à faire des observations systématiques en microscopie électronique.

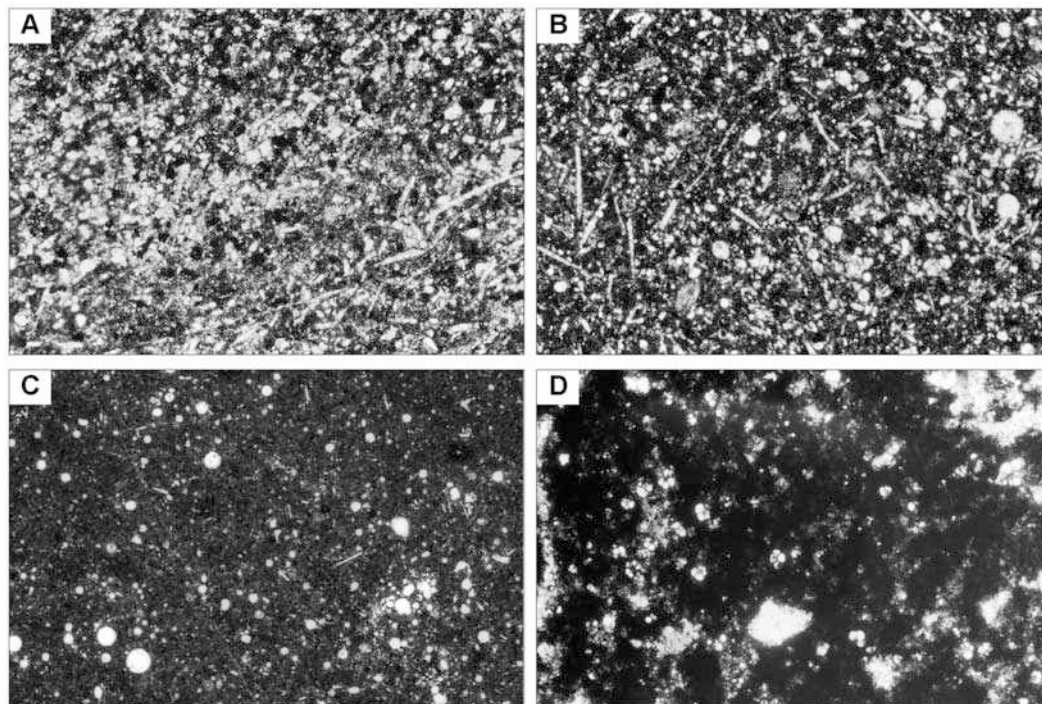


Fig. 6 - Comparaison des micro- et nannofaciès des calcaires fins de talus et de bassin (exemple barrémien).

A, calcaire hémipélagique (noter l'abondance des petits débris bioclastiques de la taille des silts ainsi que celle des spicules d'éponges) ; B, faciès de transition (noter l'importance plus grande de la boue et l'apparition des éléments du plancton comme les radiolaires) ; C, calcaire pélagique (noter la raréfaction des petits débris bioclastiques et la plus grande abondance des radiolaires) ; D, marne pélagique (noter l'abondance des foraminifères planctoniques ; les plages blanches sont des trous dans la lame mince dus à la difficulté de réaliser des lames dans ce type de matériel). La surface de chaque échantillon correspond à peu près à la surface d'une lame mince standard.

Les marno-calcaires hémipélagiques peuvent présenter un aspect cyclique (Fig. 7). Des corrélations de détail dans le Barrémien (Ferry & Monier, 1987) ont montré que ces cycles, dont l'épaisseur peut varier de quelques mètres à une vingtaine de mètres se corrélaient au couple banc-interbanc dans les alternances de bassin. Il y a donc une forte dilatation du cycle élémentaire dans les faciès de talus, en même temps que la nature du sédiment change progressivement (Fig. 6). Des observations analogues peuvent être faites dans les calcaires du Jurassique supérieur où les faciès de talus peuvent présenter cette allure cyclique, mais aucune corrélation de détail n'a jamais été réalisée dans cet intervalle.

Les marno-calcaires vocontiens évoluent au cours du temps. Leur texture atteint un maximum de finesse au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, signe sans doute d'un approfondissement relatif du bassin. A partir du Cénomaniens, le grain devient moins fin partout, y compris dans le domaine oriental jusqu'au Campano-Maestrichtien, bien que le faciès reste marin ouvert. La diminution de fréquence des remaniements gravitaires à partir du Cénomaniens et leur disparition au Turonien indiquent cependant une diminution générale des profondeurs, la subsidence restant toutefois très forte.

Les marno-calcaires de bassin oscillent au cours du temps entre des alternances à dominante calcaire (bancs dominants sur les interbancs), équilibrées ou à dominante marneuse (Fig. 8). Les premières études montrant que ce type de dépôt résulte probablement de variations cycliques de l'environnement (climat), à relier aux variations d'ensoleillement dues aux instabilités de l'orbite terrestre, remontent au début des années 80 (Cotillon et al., 1979, 1980; Rio et al., 1989a, 1989b; Darmedru, 1982, 1983, 1984; Darmedru et al. 1982; Giraud, 1994; Giraud et al., 1995), les bancs et interbancs différant par leur contenu minéralogique (argiles), et paléontologique (microfaune et nannoflore). Ces études sur les alternances en général se poursuivent et nourrissent une abondante littérature. Les auteurs cherchent à évaluer les flux relatifs entre boues de péri-plateforme, production planctonique et apports terrigènes. Certains privilégient les effets diagénétiques (Ricken 1986), d'autres l'export à partir des plates-formes carbonatées (Colombié et Strasser 2003, Reboulet et al. 2003, E. Mattioli, B. Pittet), d'autres enfin les variations de la productivité planctonique primaire (Cotillon et al. 1980; Darmedru et al., 1982; Boulila et al. 2010, 2011). Le développement des théories astro-climatiques (cycles de Milankovitch) fait que ces séries sont maintenant utilisées pour réaliser un calibrage temporel indépendant des méthodes classiques (Boulila et al. 2008, 2010, Charbonnier et al. 2013).

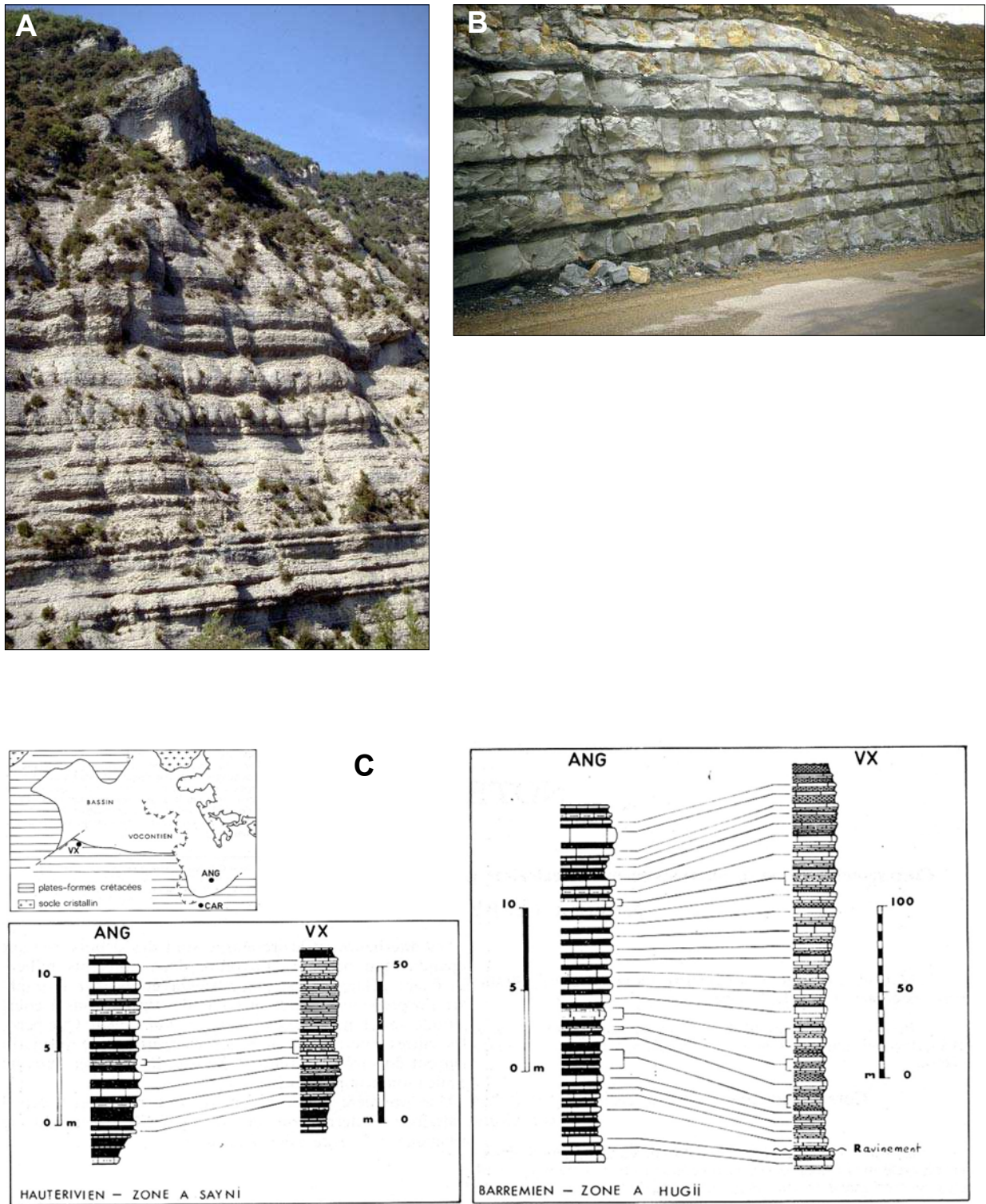


Fig. 7 - Alternances de talus et de bassin. Exemple barrémien.

A, Cycles de bancs à débit en miches dans les marno-calcaires de talus (Barrémien supérieur, vallée de la Gervanne, au nord de Crest) ; B, Alternance banc-interbanc (Barrémien sommital-Aptien inférieur, Francillon-sur-Roubion) ; C, corrélations cycle à banc dans l'Hauterivien supérieur et le Barrémien inférieur entre les marno-calcaires de talus (Ventoux) et les marno-calcaires de bassin (coupe stratotypique d'Angles), d'après Ferry & Monier (1987).

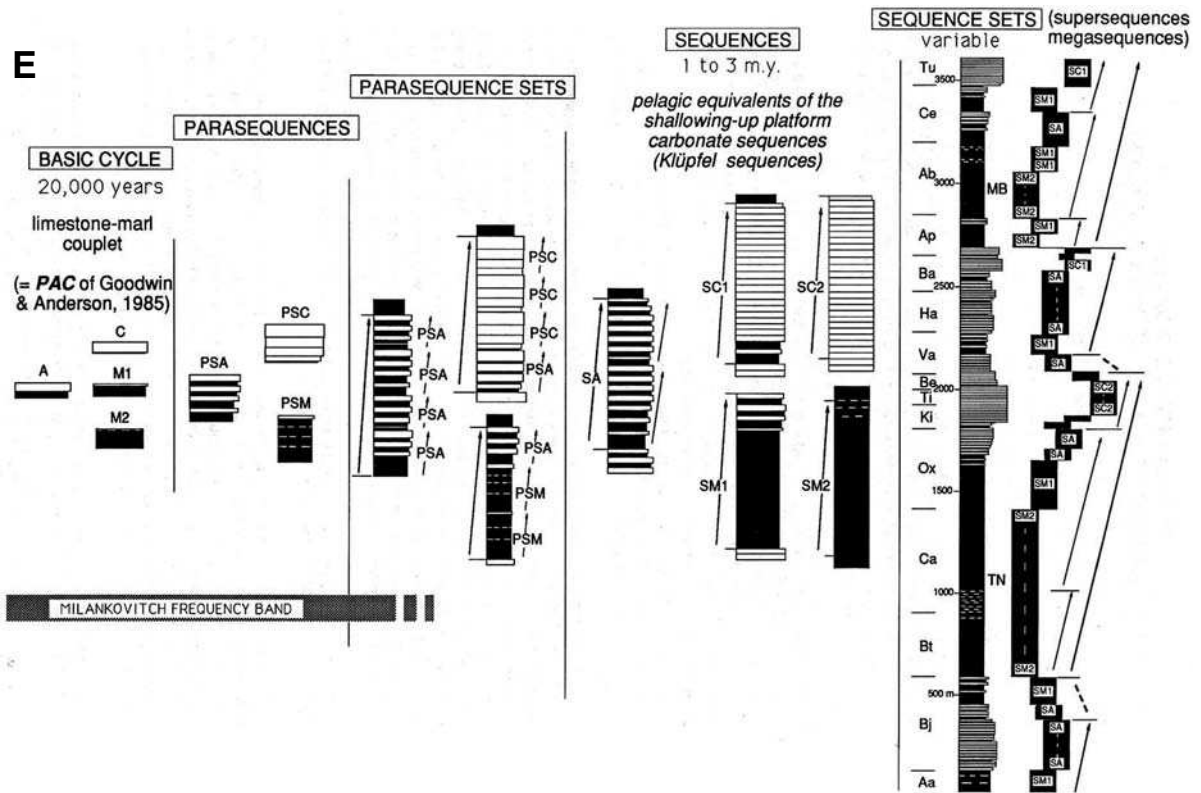
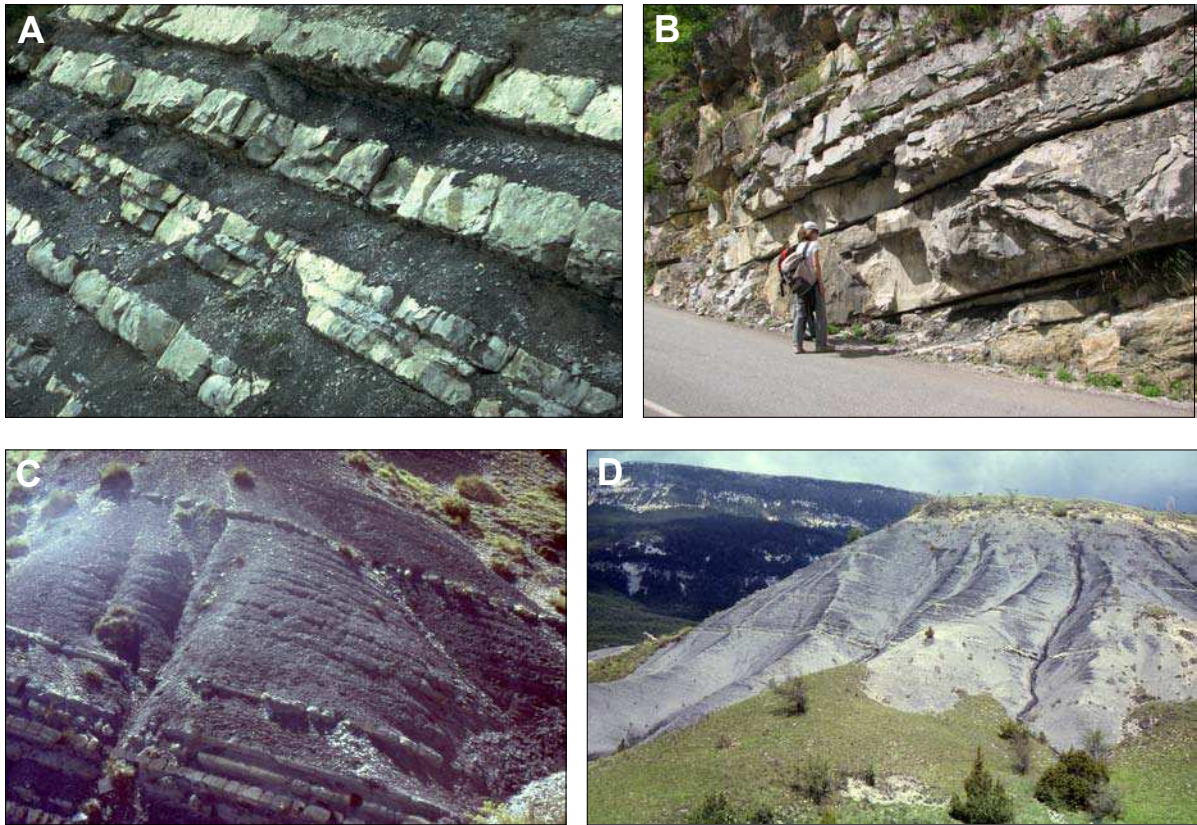


Fig. 8 - Différents types d'alternances marno-calcaires de bassin et leur empilement au cours du temps dans la série jurassico-crétacée.

A, alternance équilibrée (Hauterivien), alternance à dominante calcaire, banc épais/interbanc mince (Barrémien supérieur) ; C, passage d'une alternance équilibrée à une alternance à dominante marneuse où les bancs sont seulement marqués par des différences légères de teneur en carbonate et de couleur au sein des marnes (Clansayésien) ; D, alternance à dominante marneuse dans les Marnes Bleues albiennes où l'alternance est à peine soulignée par un rubanement de couleur ténu. E, La série vocontienne interprétée comme un empilement de couples A, C ou M (à gauche), constituant des petits cycles PSA, PSC ou PSM, eux-mêmes constituant des séquences SA, SC ou SM (d'après Ferry 1990).

Un point particulier est à souligner : la parfaite corrélabilité des bancs et interbancs de l'alternance marno-calcaire sur toute la superficie du bassin profond (Cotillon et al. 1980). La correspondance banc à banc est si parfaite d'une coupe à l'autre qu'il est possible de suivre des niveaux centimétriques un peu plus calcaire au sein d'interbancs marneux sur plus de 100 km (voir par exemple le petit banc surmontant le banc 1, Fig. 9). Cette continuité a permis de rejeter l'hypothèse selon laquelle ces alternances pouvaient représenter des turbidites (Beaudoin, 1970). Une observation montrant que ces alternances ne pouvaient résulter de phénomènes de résédimentation (turbidites de boue). Cette corrélabilité fut utilisée (Ferry et al., 1983, Levert & Ferry, 1987,1988; Levert;1991) pour dresser, avec une économie de moyens, des cartes d'intensité de la diagenèse à plusieurs niveaux stratigraphiques sur l'ensemble du bassin dans des bancs et interbancs bien repérés.

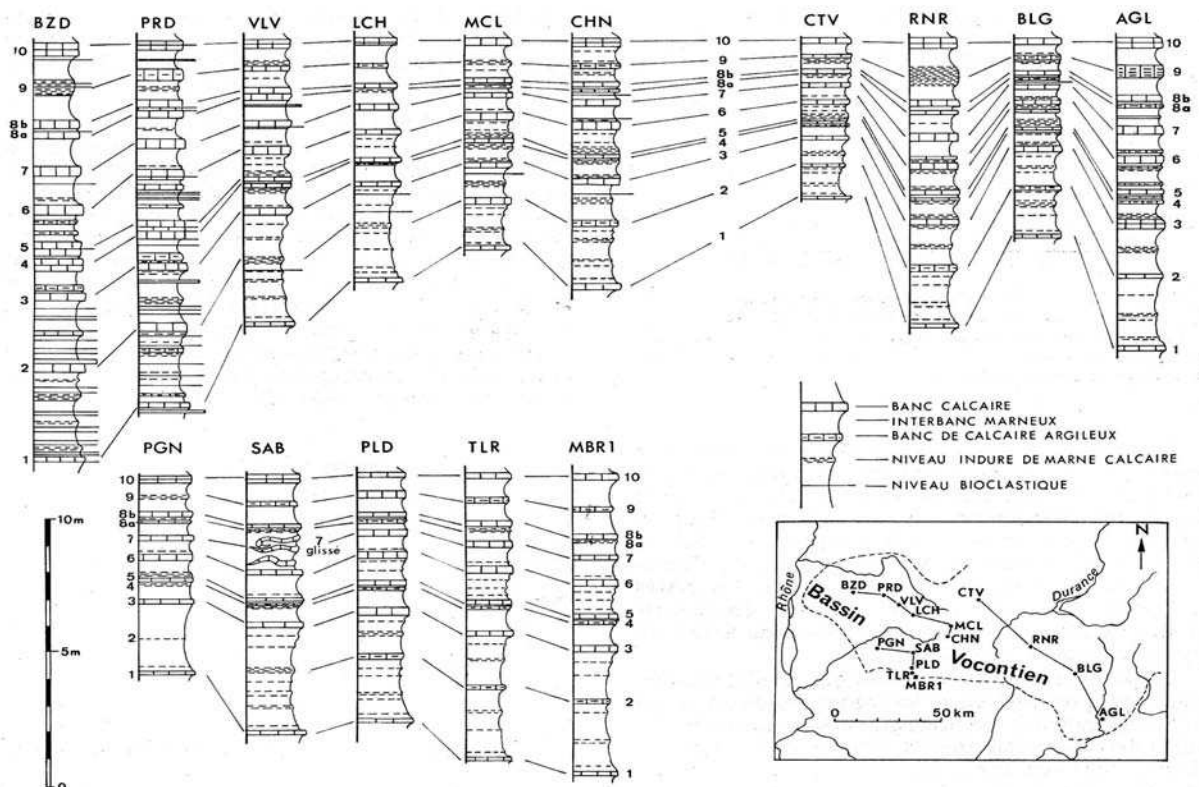


Fig. 9 - Corrélabilité banc à banc dans l'alternance marno-calcaire vocontienne (Valanginien supérieur)
(d'après Cotillon et al. 1980).

Noter la persistance remarquable de niveaux d'épaisseur centimétrique, comme le petit banc > banc 1.

La corrélabilité banc à banc se retrouve au niveau hiérarchique supérieur et explique que les principales barres calcaires de la série mésozoïque vocontienne soient corrélables sur de grandes distances. Elles constituent des repères stratigraphiques sûrs. Les travaux biostratigraphiques de F. Atrops (1982) dans le Kimméridgien subalpin n'ont jamais mis en défaut cette continuité latérale des bancs. Les corrélabilités banc à banc ont ainsi permis de faire la différence entre les bancs autochtones et des turbidites de boue dans l'Oxfordien (Borel et al., 1987), à première vue indistinguables les uns des autres. Un examen plus approfondi révèle que ces bancs "surnuméraires" comportent une mince couche de siltite calcaire laminée en base de banc ; ce sont des turbidites de boue au sens de Stow & Shanmugam (1980).

3. Brèches et calcarénites tithoniennes

3.1. Stratigraphie

L'abondance des remaniements gravitaires dans le Jurassique terminal-Berriasien ainsi que les lacunes stratigraphiques liées aux érosions sous-marines qui accompagnent leur mise en place compliquent les corrélations. Ceci d'autant plus que les ammonites sont rares et que les calpionnelles utilisables pour des datations fines se diversifient seulement à partir du Tithonien supérieur. Les meilleures coupes stratigraphiques à peu près dépourvues de brèches (Fig. 10) permettent de reconstituer une série "virtuelle" qui est la suivante (Fig. 10, encart) :

L'oxfordien supérieur est d'abord à dominante marneuse, les bancs calcaires rares. L'oxfordien terminal (sensu gallico), correspondant à la zone d'ammonite à *Planula* aujourd'hui rangée dans le Kimméridgien basal, est à dominante calcaire et forme une barre présente partout. Son sommet comporte un slump de grande extension géographique (Ferry & Atrops, 1987), qui prend un caractère bréchique dans le secteur nord de Céüse.

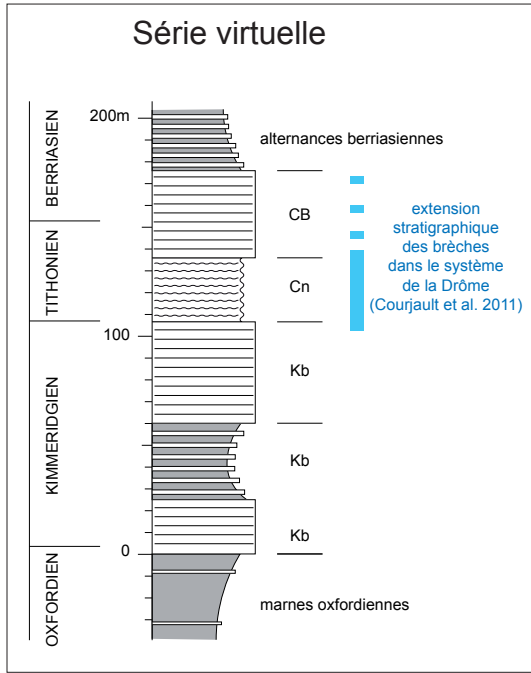
Le reste du Kimméridgien inférieur forme une vire au-dessus de la barre à *Planula*. Il s'agit de marnes hébergeant des faisceaux de petits bancs calcaires. Il y a peu de remaniements gravitaires dans cet intervalle, surtout des petits slumps.

Le Kimméridgien supérieur (zones à *Acanthicum*, *Eudoxus* et *Beckeri*) forme un nouveau ressaut calcaire. Des brèches de resédimentation commencent à apparaître en son sommet dans certains secteurs du bassin.

La reconstitution d'une série virtuelle tithonienne est plus délicate en raison de la fréquence des brèches. L'analyse de nombreuses coupes suggère que le Tithonien inférieur soit un peu plus marneux en moyenne que le Kimméridgien supérieur mais les faciès sont un peu différents. Au lieu des habituelles alternances marno-calcaires, les dépôts prennent un caractère noduleux ou à petit bancs en plaquettes. Les brèches de resédimentation sont les plus fréquentes dans cet intervalle. Il y a probablement un lien de cause à effet, la nodulisation primaire favorisant la bréchification dans les couches remaniées. Le Tithonien supérieur ainsi que le Berriasien basal sont représentés par une formation calcaire litée massive connue sur la bordure occidentale sous le nom de "Calcaires Blancs" (Le Hégarat, 1973) qui s'étend de la zone à *Microcanthum* à la sous-zone à *Jacobi*. Le retour à une sédimentation alternante marno-calcaire s'effectue progressivement au cours du Berriasien inférieur. Les brèches disparaissent alors, au profit de remaniements gravitaires de type "slump" qui vont perdurer pendant tout le Crétacé inférieur.

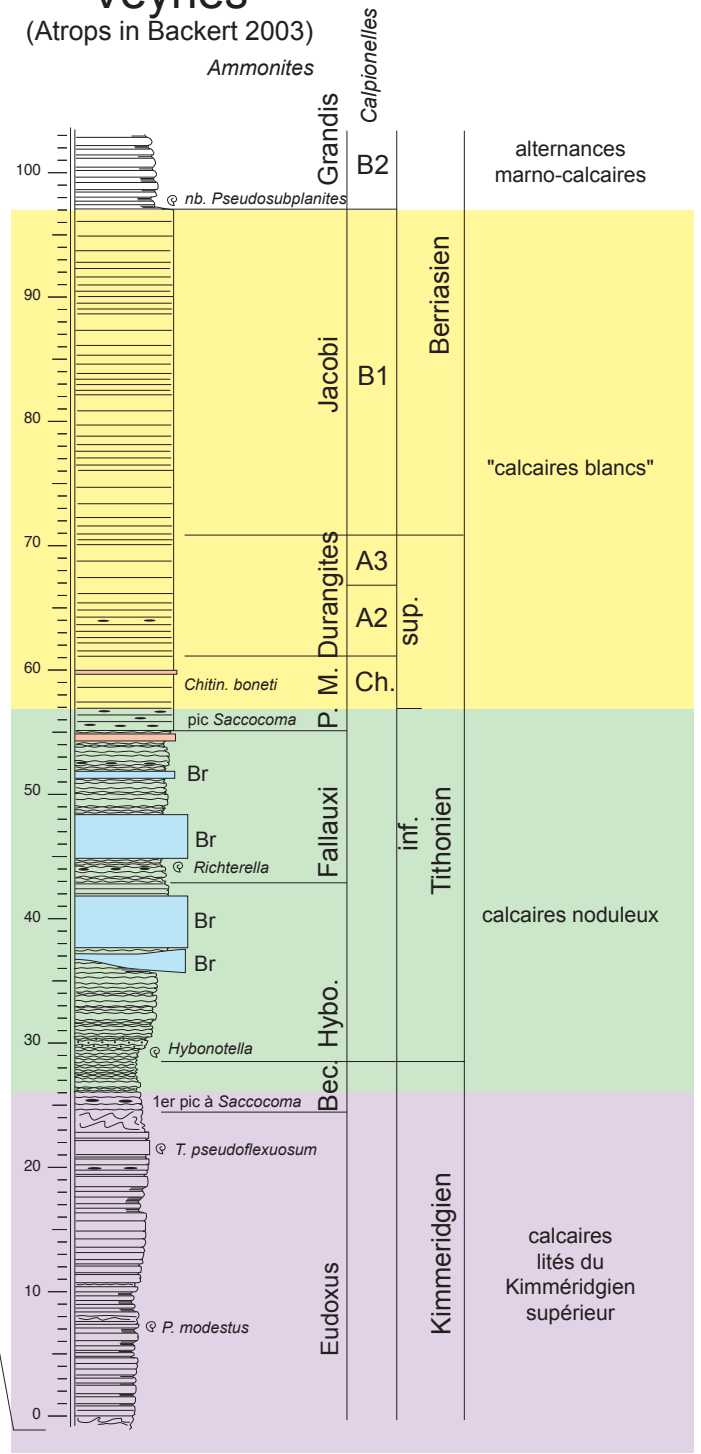
3.2. Historique sur les brèches

Depuis la fin du 19^e siècle, les brèches tithoniennes ont fait l'objet de diverses interprétations. Les interprétations sont d'abord autochtonistes ; elles envisagent soit la bréchification sur place (Kilian, 1888; Haug, 1891), par effet de circulation des eaux dans des zones peu profondes et agitées (Gignoux & Moret 1952) ou par effet de "table vibrante" lors de séismes (Goguel 1944), soit par simple concrétionnement (Kilian 1895). Les interprétations allochtonistes, impliquant des déplacements gravitaires sur les pentes sous-marines, apparaissent avec J. Remane (1960, 1966, 1970). Elles seront reprises par B. Beaudoin (1972, 1977) et G. Le Hégarat (1973). Remane insiste sur le fait que le point de départ du matériel resédimenté est situé en domaine profond car il s'agit principalement de calcaires fins. La présence de calcarénites associées aux brèches implique également une source, minoritaire en terme de volumes, situées dans les faciès externes des plates-formes périphériques (Fig. 5A). La répartition des brèches principalement sur un axe allant de la vallée de la Drôme au Gapençais (Montagne de Céüse), ainsi que la présence de fortes lacunes stratigraphiques conduit B. Beaudoin (Beaudoin et al. 1975; Beaudoin, 1977; Joseph et al., 1988) à envisager leur dépôt selon un grand canyon sous-marin orienté NW-SE, le canyon de Céüse. G. Le Hégarat (1973) reconnaît une deuxième zone de dépôt, orientée W-E, dans les Baronnies, longeant au nord l'accident Ventoux-Lure. Ces brèches sont également présentes dans la falaise tithonienne qui longe le bord oriental du plateau du Vercors. Elles sont aussi connues très à l'ouest, au-delà de la vallée du Rhône, au sud de Valence (région du Pouzin-Berrias, Dromart et al., 1993).



Veynes

(Atrops in Backert 2003)



Sederon

(Atrops 1982, 1994, Atrops et Ferry 1989)

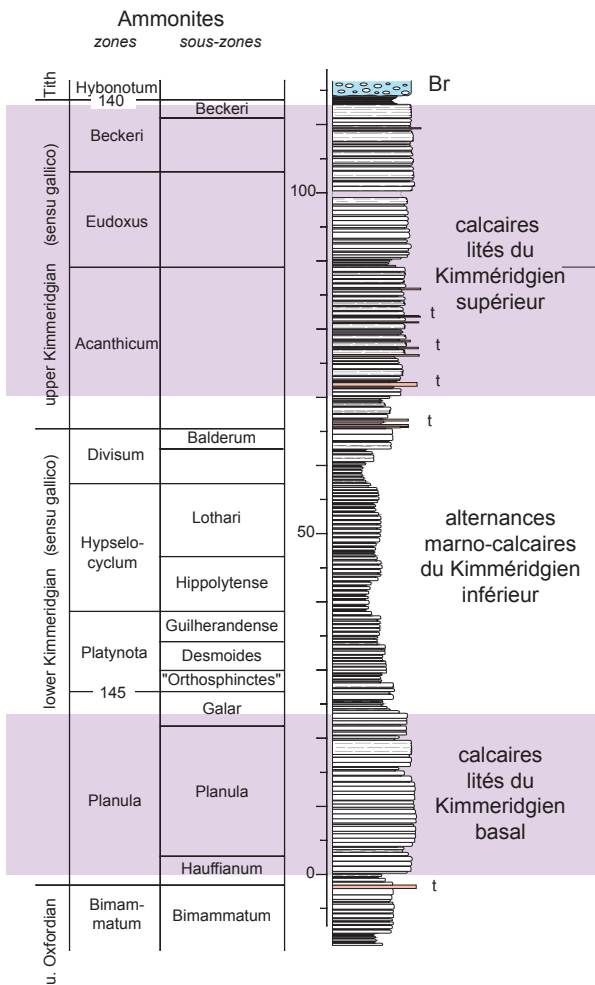


Fig. 10 - Stratigraphie de la série du Kimmeridgien - Tithonien subalpin.

L'hypothèse autochtoniste a été reprise récemment par les géologues montpelliérains, à la suite des observations de G. Raja Gabaglia (1995) qui met en doute la notion de canyon de Céüse au sens de B. Beaudoin et coll. Un remplissage de canyon implique en effet des onlaps latéraux sur sa paroi. Or, les brèches s'effilochent latéralement dans les marno-calcaires de bassin, ce qui est en faveur d'un dépôt de lobe, plutôt que d'un remplissage de canyon. L'hypothèse d'une bréchification sur place est ensuite reprise et développée (Bouchette et al., 2001, Séguret et al., 2001). La bréchification serait due aux effets de variations de charge et de cisaillement du sédiment sous l'action des grandes vagues de tempête abordant une plate-forme, cette interprétation faisant appel aux observations des océanographes sur la marge actuelle du Golfe du Mexique. Dans cette interprétation, la fosse vocontienne devient ainsi une sorte de plate-forme externe au Tithonien. L'hypothèse est fondée également sur la présence, dans les calcarénites associées aux brèches, de structures de type HCS (hummocky-cross stratification), jugées caractéristiques de dépôts de houle depuis le milieu des années 1970 (Harms et al., 1975, Dott & Bourgeois, 1982; Duke, 1985,1987; Greenwood & Sherman 1986, Leckie, 1988; Dumas et al., 2005; Dumas & Arnott, 2006). Il faut toutefois signaler que des structures mimétiques, à classer plutôt dans les antidunes, sont rencontrées dans des dépôts aussi bien fluviatiles (Rust & Gibbling, 1990) que turbiditiques (Skipper, 1971; Hand et al., 1972; Prave & Duke, 1990; Rust et al., 1990; Morris et al., 1998; Mulder et al., 2008), de sorte que le débat sur ce type de structures (i.e., Higgs, 2010; Mulder et al., 2010), et donc l'interprétation de certains dépôts est toujours discutée. Ainsi, l'hypothèse montpelliéraine se révèle finalement basée sur une somme d'observations de détail, et non sur la géométrie des appareils bréchiques, déduite de corrélations détaillées à grande distance. En outre, elle ne permet pas d'expliquer la présence au sein des formations bréchiques de dépôts chaotiques hébergeant des radeaux de couches stratifiées non déformées de plus de 100 m de long (Courjault et al., 2011) ainsi que des mégablocs d'épaisseur décamétrique (ibid.). Elle n'explique pas non plus la présence de très nombreuses couches déformées de type slumps, connues à d'autres niveaux dans la série vocontienne (Fig. 3).

Une série de travaux a été ensuite entreprise à Lyon et Strasbourg, avec F. Atrops et D. Grosheny pour tester cette hypothèse, via des diplômes de DEA : F. Lozano-Garcia (2003) sur les calcarénites des Gorges de l'Aygues, N. Backert (2004) sur les brèches de Céüse, T. Courjault (Courjault 2011, Courjault et al. 2011) à plus grande échelle et notamment sur le lobe de la Drôme, c'est-à-dire la partie amont du "canyon de Céüse", réinterprétée en "lobe". Tous ces travaux sont basés sur la géométrie générale des dépôts et montrent qu'il s'agit d'appareils localisés, faiblement ravinants et surtout en relief sur le fond, déposés soit au pied des pentes marginales du bassin, soit au pied de ressauts morphologiques situés en zone profonde (cas de Céüse). Les plus fortes lacunes stratigraphiques sont localisées dans les zones sources des glissements ou au débouché des petits canyons hypothétiques qui ont dû alimenter les lobes reconnus. C'est le cas d'une zone très localisée, située juste en amont de l'appareil bréchique de Céüse où les marno-calcaires berriasiens (zone B ou zone C des calpionnelles) peuvent reposer directement sur les Kimméridgien (Remane, 1966 ; Atrops 1982) (Fig. 11), voire même sur les «Terres Noires» de l'Oxfordien (Beaudoin et al., 1975), le Tithonien et le Kimméridgien étant totalement absents.



Fig. 11 - Exemple de lacune stratigraphique en amont d'un appareil bréchique (Châteauneuf-d'Oze, au NW de la Montagne de Céüse).

Les marno-calcaires berriasiens reposent directement sur les marno-calcaires du Kimméridgien inférieur. La surface de contact passe au milieu d'un banc de calcaire fin (au niveau de la main de F. Atrops) et n'est soulignée que par un léger changement dans les nuances de gris de la roche, plus sombre dans le demi-banc kimméridgien, plus claire et gris bleuté dans le demi-banc berriasien.

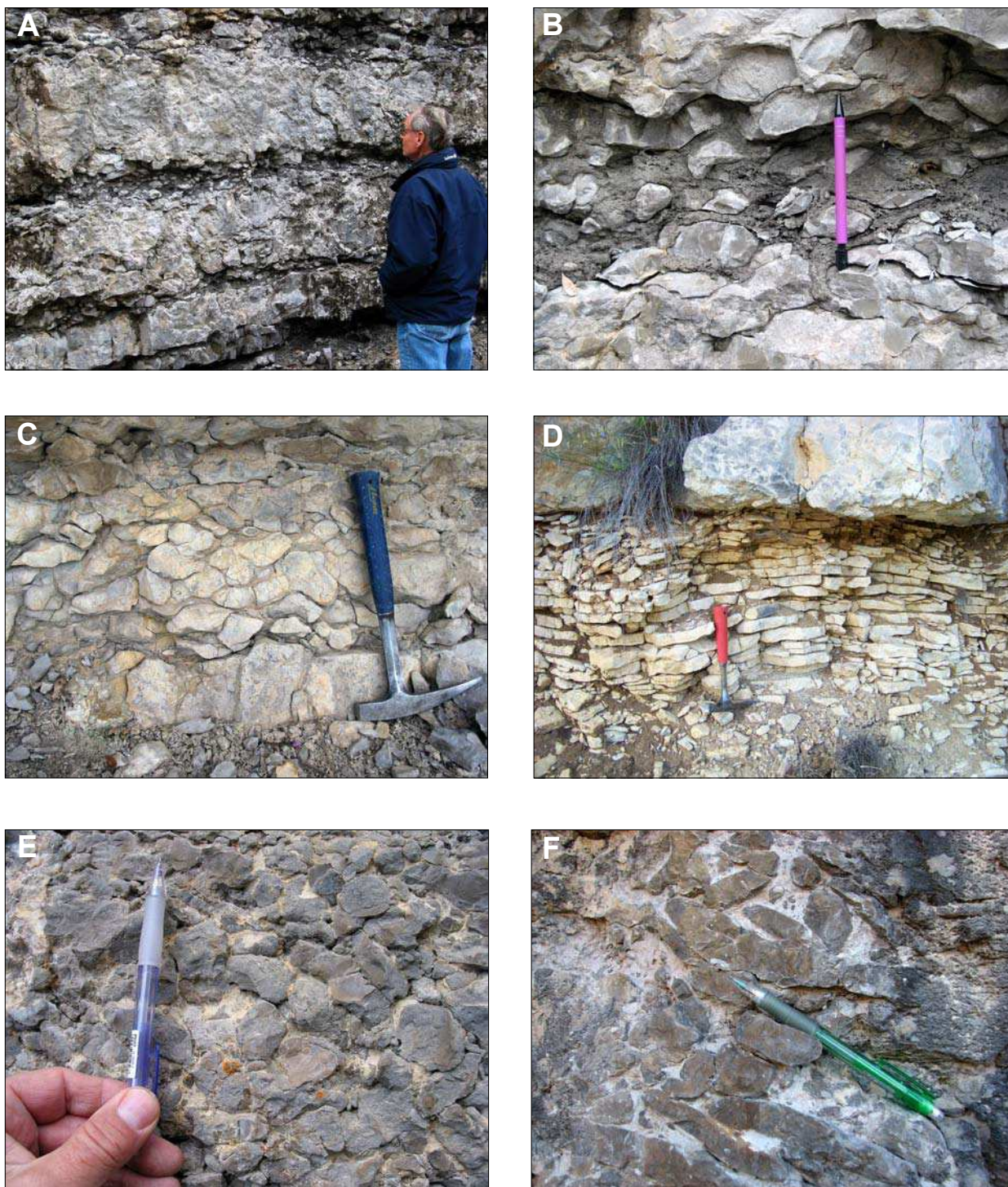


Fig. 12 - Faciès noduleux de bassin (Kimméridgien supérieur-Tithonien inférieur).

A, Kimméridgien supérieur (Gorges d'Agnielles, vallée du Buech) ; **B**, détail de la précédente ; **C**, Tithonien inférieur (Veynes-en-Dévoluy) ; **D**, faciès en plaquettes de la fin du Tithonien inférieur, intercalé entre des brèches de resédimentation (St-Benoit-en-Diois) ; **E** et **F**, exemples de brèches de resédimentation tithoniennes pour comparaison (noter en F les clastes imbriqués en plaquettes semblables au faciès de la photo D).

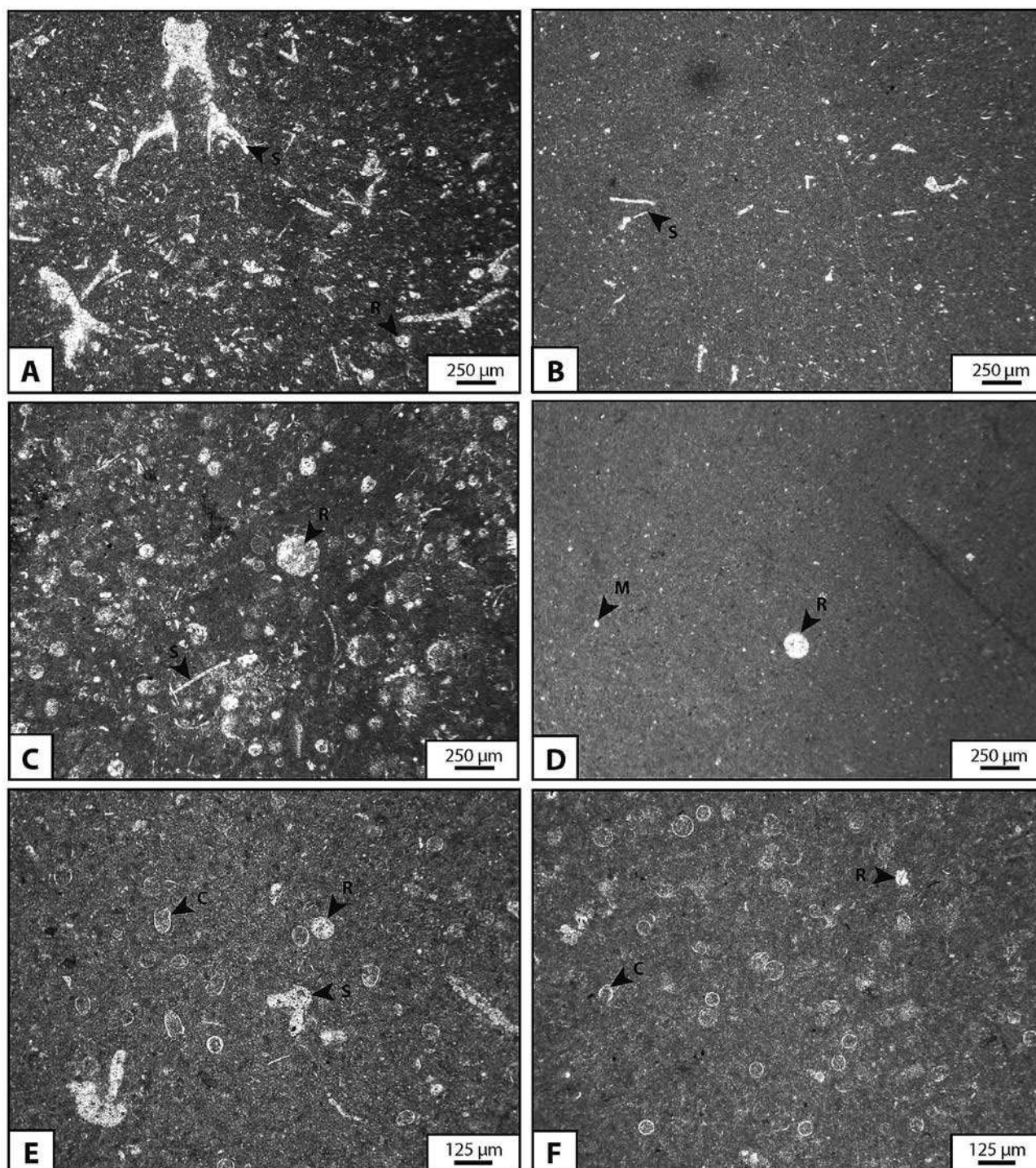


Fig. 13 - Différents types de microfaciès des calcaires tithoniens de bassin.
(d'après Courjault 2011)

A et B, faciès à *Saccocoma* ; B et C, micrites à radiolaires ; E et F, micrites à calpionnelles.

3.3. *Faciès de dépôt autochtones*

Il s'agit de marno-calcaires alternants régulièrement lités où les interlits marneux deviennent très minces dans le Kimméridgien supérieur et le Tithonien supérieur (Calcaires Blancs) où il sont réduits à de simples joints entre les bancs.

Les dépôts de bassin du Tithonien inférieur, localement du Kimméridgien supérieur, ont un faciès particulier de bancs ondulés ou noduleux, évoquant, à la couleur près, les faciès "ammonitici rosso" (Fig. 12). A certains niveaux, un débit en plaquettes est observé.

Ce faciès noduleux ou en plaquettes semble avoir fourni l'essentiel des brèches. En effet, on le retrouve désorganisé en leur sein (Fig. 12E et F). La source principale du matériel bréchiq ue semble donc avoir été ces faciès noduleux ou en petits bancs, faciles à désorganiser. Les brèches présentent parfois des traces de doubles remaniements, certains clastes étant des brèches remaniées (Fig. 19-E et F). Les remaniements multiples et les lacunes par érosion peuvent ainsi expliquer que les mudstones noduleux puissent persister tardivement à l'affleurement sur le fond dans certains secteurs et ainsi nourrir des brèches jusque dans le Berriasien inférieur, alors que la sédimentation autochtone est redevenue partout de type alternant régulièrement lité et donc moins favorable à la bréchification. La présence de fragments roulés d'ammonites du Tithonien inférieur (*Richterella*) dans certaines brèches berriasiennes datées par ammonites dans les bancs encadrants le démontre indirectement.

3.4. *Faciès de dépôt remaniés par gravité*

On distingue 4 catégories : (a) les séquences calcarénitiques granoclassées apparentées à des séquences de Bouma, (b) les brèches massives, (c) les coulées de débris et (d) les slumps. Quelques exemples pris dans divers appareils sont illustrés ci-dessous.

Les séquences calcarénitiques ont une épaisseur toujours infra-métrique. Le matériel de la calcarénite est formé principalement de petits grains micritiques et non de bioclastes qui n'existent qu'à l'état dispersé (Fig. 14), les grains sont de même faciès que les clastes des brèches et peuvent être par conséquent considéré comme le résultat de la désagrégation ultime d'un matériel bréchiq ue. On parlera de "pseudo-calcarénites" pour les distinguer des calcarénites bioclastiques issues des plates-formes périphériques. Cette pseudo-calcarénite constitue des couches granoclassées mais peut aussi constituer le matériel situé entre les clastes des brèches (cf. ci-après).

Les séquences observées sont variables (Figs. 15 à 17). La granulométrie peut être très étalée, allant d'une brèche en base de banc au calcaire fin à son toit, en passant par une calcarénite, avec ou sans coupure granulométrique dans l'évolution verticale. La semelle est nette en général, rarement irrégulière (Fig. 18). Dans certaines couches, des clastes micritiques peuvent être "flottants" dans un matériel pseudo-calcarénitique (Fig. 18-G).

Le matériel bioclastique existe cependant dans ces pseudo-calcarénites mais en faible proportion, quand il est présent. Il s'agit de foraminifères benthiques, de débris d'échinodermes, rarement d'oolithes, associés à des débris provenant d'organismes profonds ou nectoniques, comme les fragments d'*Aptychus*. D'une façon générale, les calcarénites sont des pseudo-calcarénites dans le Tithonien, plutôt des calcarénites bioclastiques dans le Berriasien (Fig. 14-E et F). L'explication réside dans le fait que les plates-formes carbonatées tithoniennes sont dominées par la boue et bordées de faciès biohermaux à madréporaires, donc peu productrices de sables calcaires. Les plates-formes berriasiennes sont différentes et comportent des calcarénites bioclastiques externes.

Des structures de type HCS (Fig. 16-F) sont parfois observées dans certains bancs, rares parmi les couches granoclassées.

Les couches bréchiques (Figs. 18 à 20) sont en général épaisses (un mètre à plus de 10 m) et bien repérables dans les falaises (Fig. 18A). Les bancs bréchiques sont latéralement continus sur des kilomètres voir davantage, sans variations internes notables, avec une semelle peu érosive, sauf exception locale (Figs. 18B et C). Le granoclassement est exceptionnel et n'affecte généralement que les derniers décimètres voir centimètres. Dans les cas les plus caractéristiques, la brèche homogène voit sa granulométrie diminuer, passer à une pseudo-calcarénite granoclassée, à lamination plane (Fig. 19-D), puis à du calcaire fin (Fig. 17-C). Mais la transition pseudo-calcarénitique peut manquer et la brèche non granoclassée passer verticalement à de la boue (Fig. 17-D). Il est possible d'observer des séquences épaisses où le granoclassement est particulièrement progressif (Fig. 20-A à D).

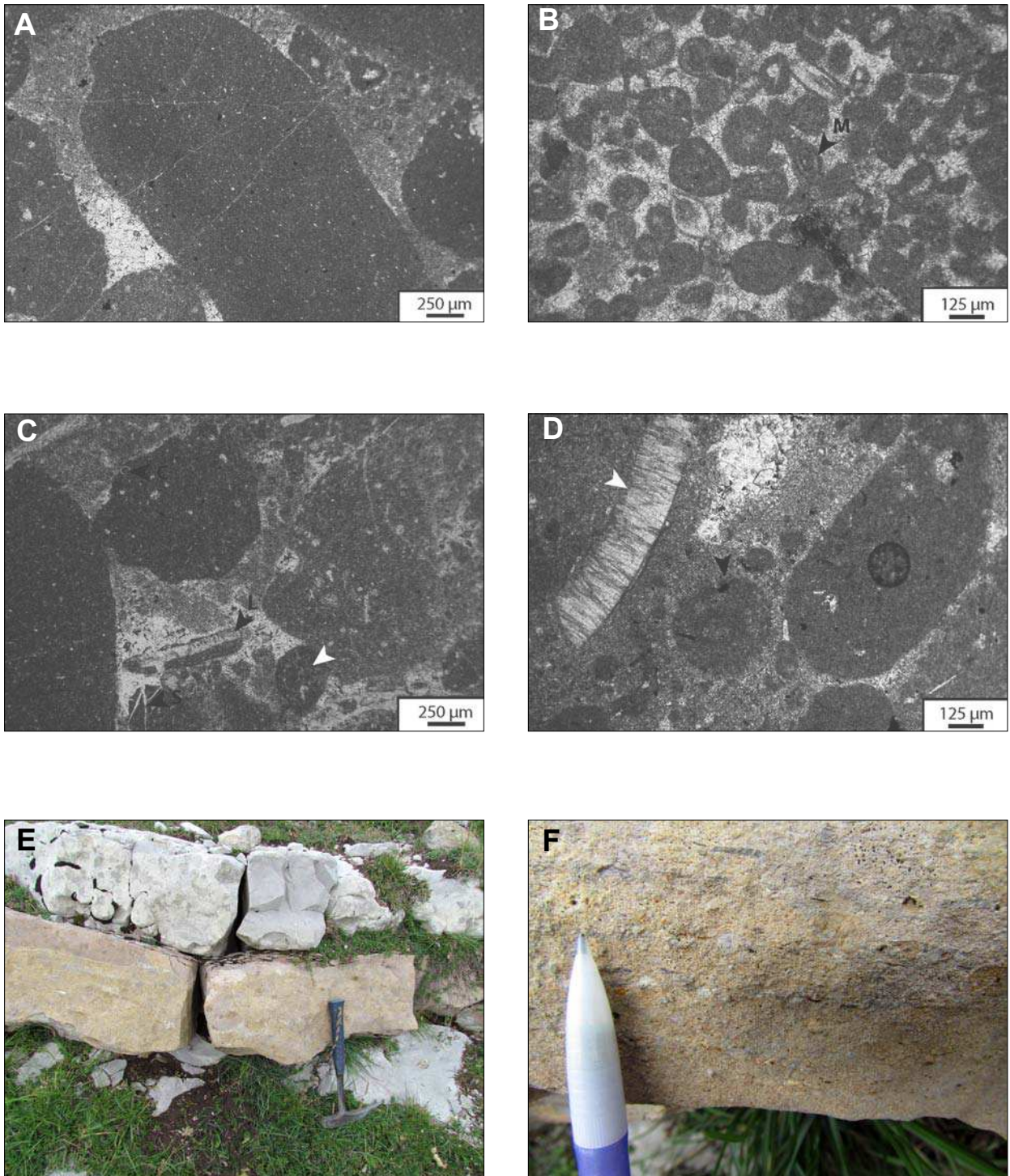


Fig. 14 - Microfaciès des calcarénites tithoniennes et berriasiennes.

A à C, pseudo-calcarenites tithoniennes à microclastes micritiques, rares éléments bioclastiques (milioles, lenticulines, fragments de lamellibranches) ; la matrice est micritique, plus ou moins recristallisée (B), contenant des péloïdes micritiques (D) ; D, pseudo-calcarenite berriasienne comportant des oolites parmi les microclastes micritiques ; E et F, calcarénites bioclastiques berriasiennes (leur couleur rousse tranche avec les pseudo-calcarenites tithoniennes, toujours grises).

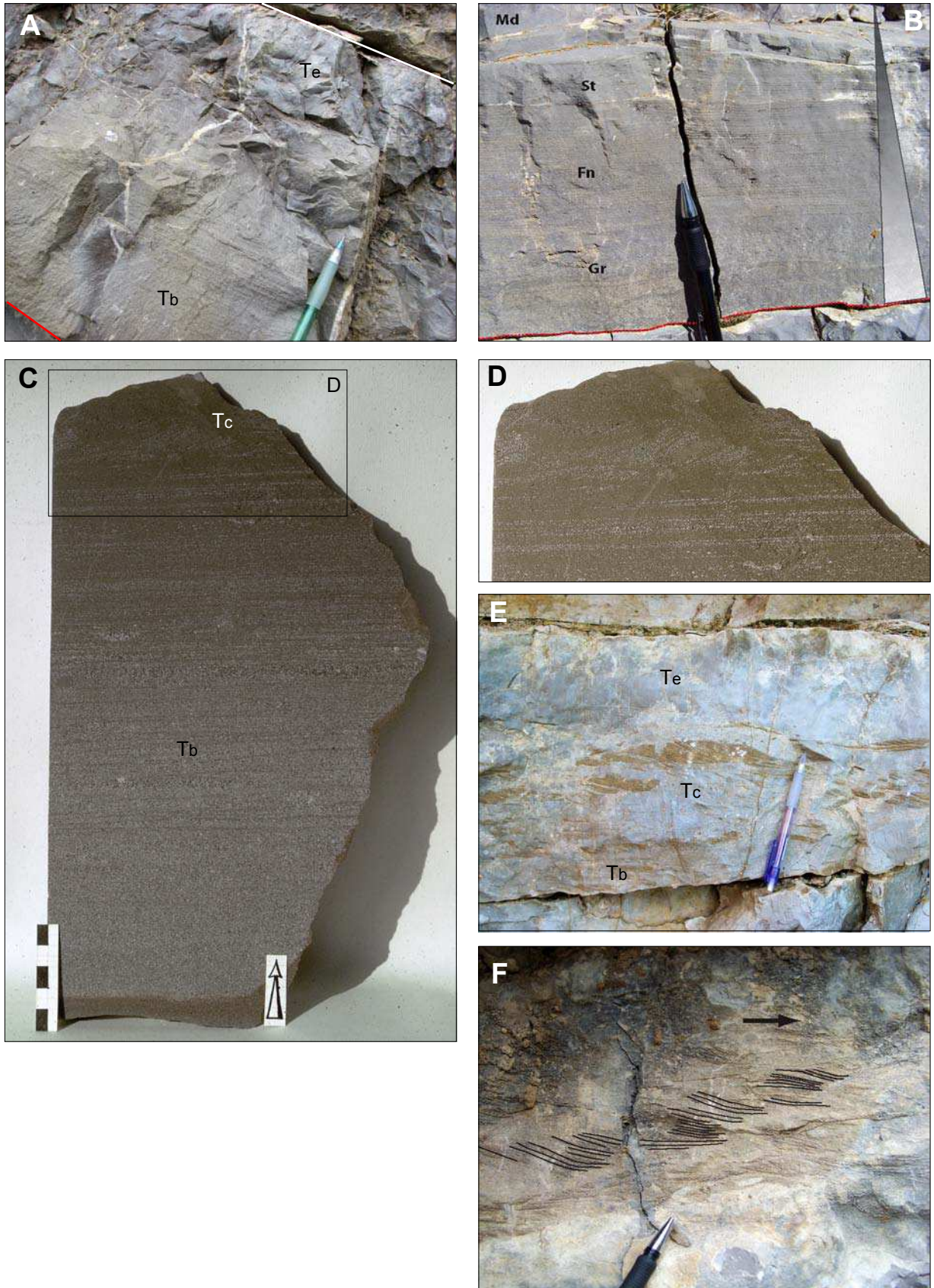


Fig. 15 - Séquences turbiditiques tithoniennes (1).

Séquences de type Tb, Tb-e, Tb-c, Tb-e de Bouma. En F, rides grimpantes.
Photo B et F, d'après Courjault (2011) (G, grossier ; Fn, fin ; St, silt ; Md, mudstone)

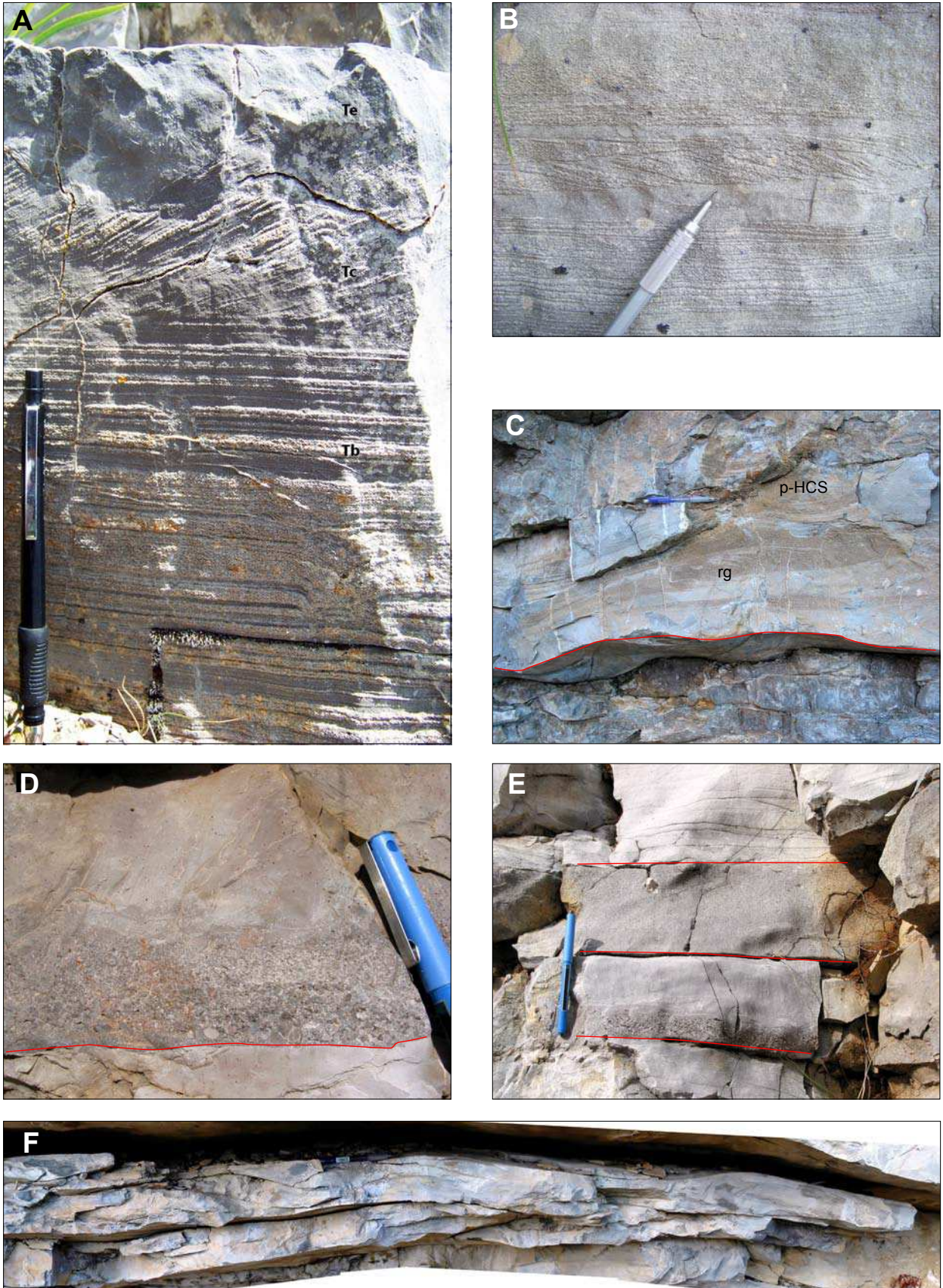


Fig. 16 - Séquences turbiditiques tithoniennes (2).

A, séquence Tb-e avec division Tc représentée par une petite mégaride ; B, rides intercalées dans la lamination horizontale ; C, rides grimpanes (rg) prise dans la lamination ondulée (pseudo-HCS p-HCS) ; D, séquence à base bréchique passant rapidement à la boue ; E, superposition de types de séquences très variables. F, Structure de type HCS dans un banc de calcarénite.

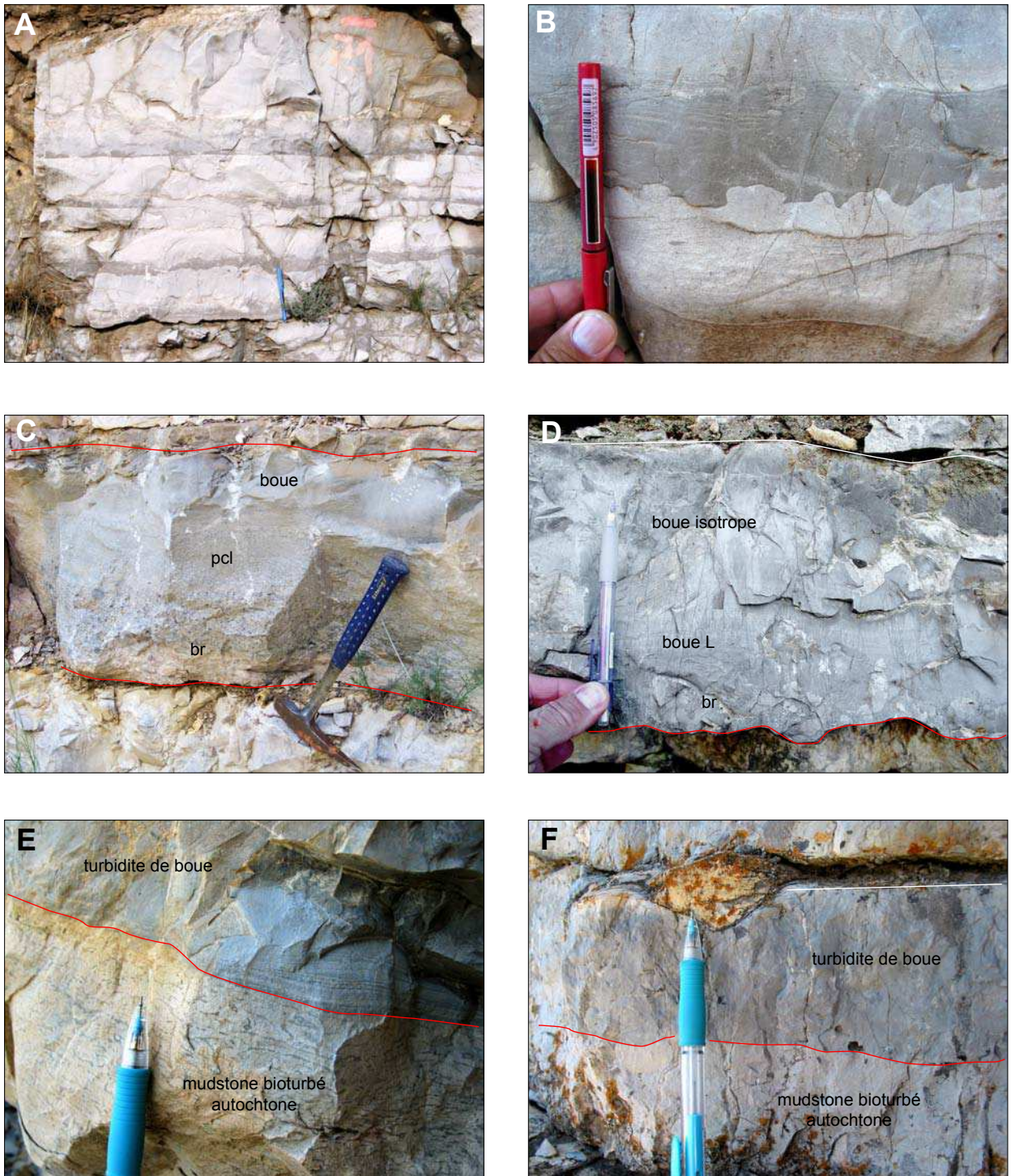


Fig. 17 - Séquences turbiditiques tithoniennes (3).

A, turbidites de boue à base "silteuse", à surface de base plane ou très irrégulière ; B, détail de la base d'une séquence de la photo A, montrant une surface de ravinement particulièrement irrégulière ("dentelles" de Seguret et al. 2001) ; C et D, séquences à base bréchique, avec ou sans rupture granulométrique interne (br, brèche ; pcl, pseudo-calcarénite) ; E et F, turbidites de boue du faciès distal du lobe de Céüse.

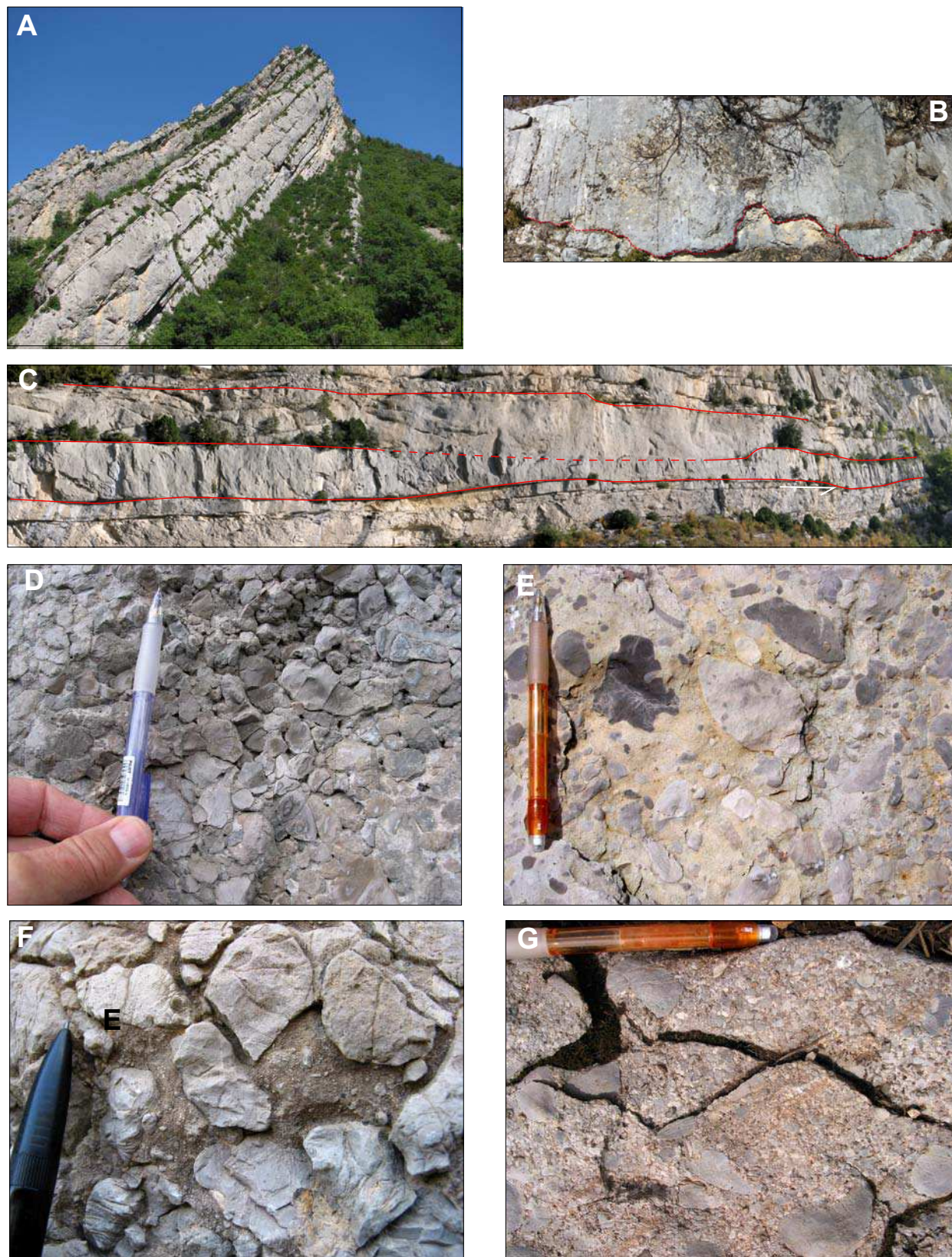


Fig. 18 - Brèches tithoniennes (1).

A, allure typique de la falaise tithonienne avec ses bancs épais de brèches à base quasi plane (Serres) ; **B**, brèche à base irrégulière ; **C**, amalgamation de bancs bréchiques par érosion (Chalancon) ; **D**, brèche à clastes jointifs, sans matrice entre les éléments ; **E**, brèche à clastes flottants dans une matrice de boue à microclastes dispersés ; **F**, brèche à clastes jointifs et vides remplis par une pseudo-calcarénite ; **G** brèche à clastes dispersés dans une matrice microbréchiqque à pseudo-calcarénitique (Céüse).

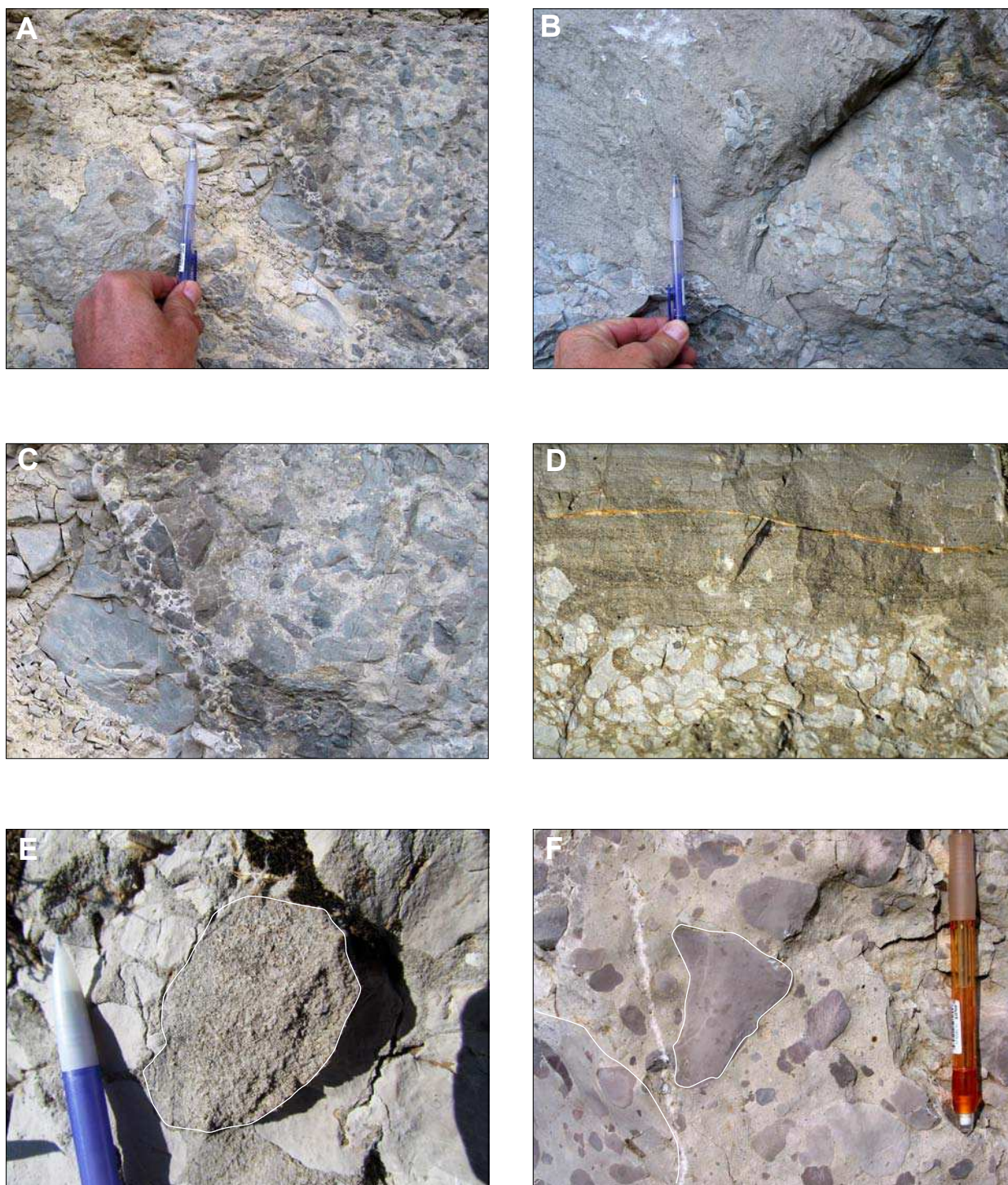


Fig. 19 - Brèches tithoniennes (2).

A à C, défauts d'homogénéisation du matériel dans les brèches (A, paquet de boue jaune à contour flou, en voie d'incorporation à la matrice de la brèche ; B, contours irréguliers entre paquets bréchiques et pseudo-calcarénite dans une brèche ; C, détail de A) ; **D**, toit de banc bréchique passant à une pseudo-calcarénite laminée plane et granoclassée ; **E et F**, exemples de doubles remaniements (E, galet de pseudo-calcarénite dans une brèche à clastes jointifs et ciment pseudo-calcarénitique ; F, galets bréchiques à clastes flottants au sein d'une brèche également à clastes flottants dans une matrice de boue à microclastes dispersés).

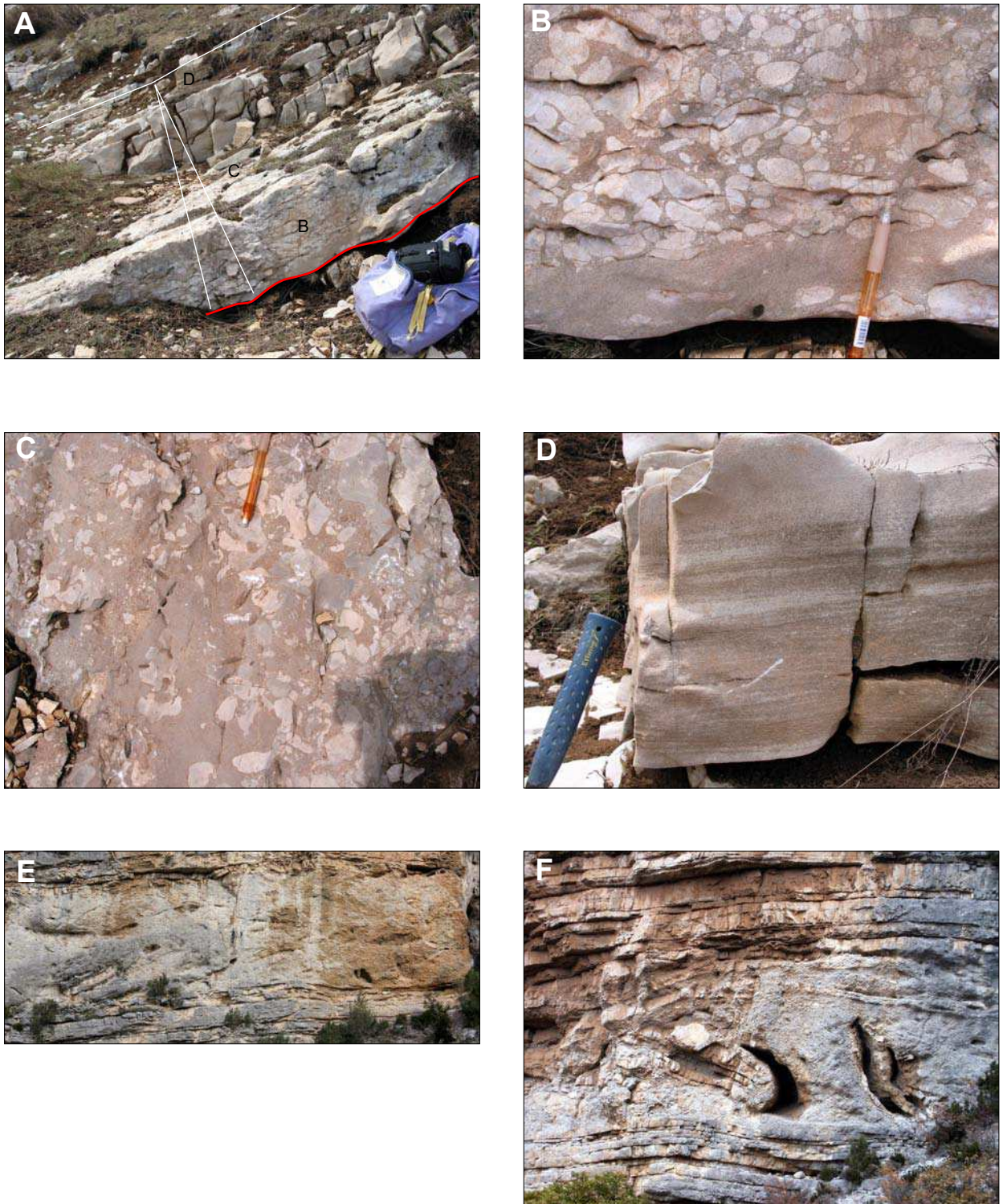


Fig. 20 - Brèches tithoniennes (3).

A, Séquence débutant par une brèche et se terminant par une pseudo-calcarénite à lamination plane ; B, détail de la base ; C, passage à la pseudo-calcarénite (clastes “flottants”) ; D, pseudo-calcarénite à lamination plane du sommet de séquence ; E et F, brèche-repère médiane du lobe de l’Aygues, non granoclassée, à clastes déformés de marnes (en creux) et de calcaires à calpionnelles.

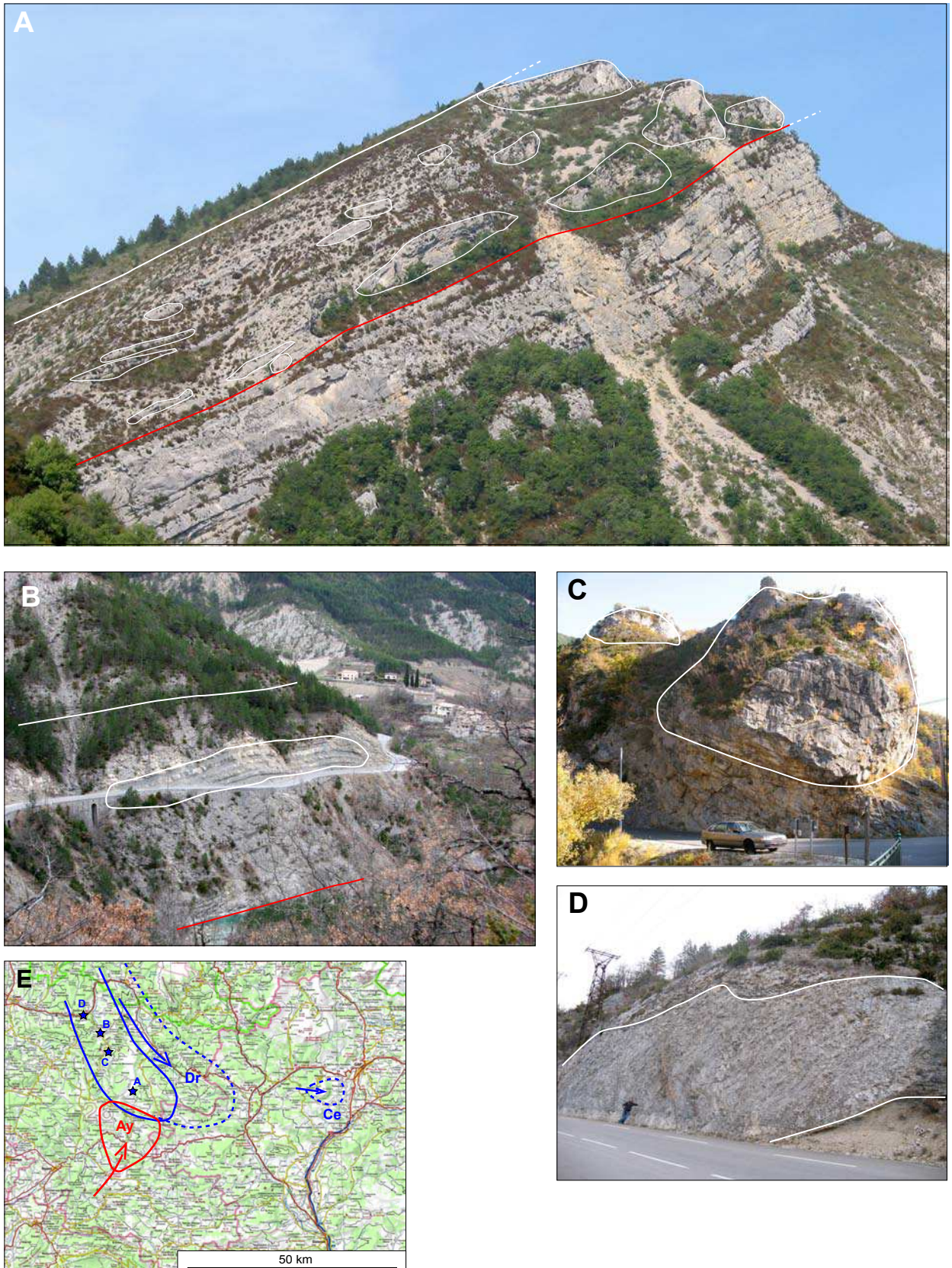


Fig. 21 - Coulées de débris à mégablocs.

Exemple du «mégalump» terminal du système bréchiq ue de la Drôme (Courjault et al. 2011).

Il se développe (ligne bleue continue sur encart E) sur le bord latéral sud du système bréchiq ue de la Drôme (ligne bleue discontinue, Dr).

Les autres systèmes vus au cours de l'excursion (lobe de l'Aygu es, Ay et lobe bréchiq ue de Céti se, Ce) sont également indiqués pour comparaison, avec leurs directions d'apports (flèches). Les illustrations A à D sont situées sur l'encart E. La coulée représente une collapse de grande dimension, comportant des mégablocs (A, C, D) ou des radeaux flottants non déformés (C) au sein d'une matrice complexe, de texture intermédiaire entre brèche et slump. Sa mise en place s'effectue à la fin du dépôt des Calcaires Blancs berriasiens mais la coulée remanie des calcaires noduleux du Tithonien inférieur, datés par ammonites (*Richterella* sp.).

Des coulées à mégablocs de ce type sont également rencontrées dans le système barrémien (Fig. 61B).

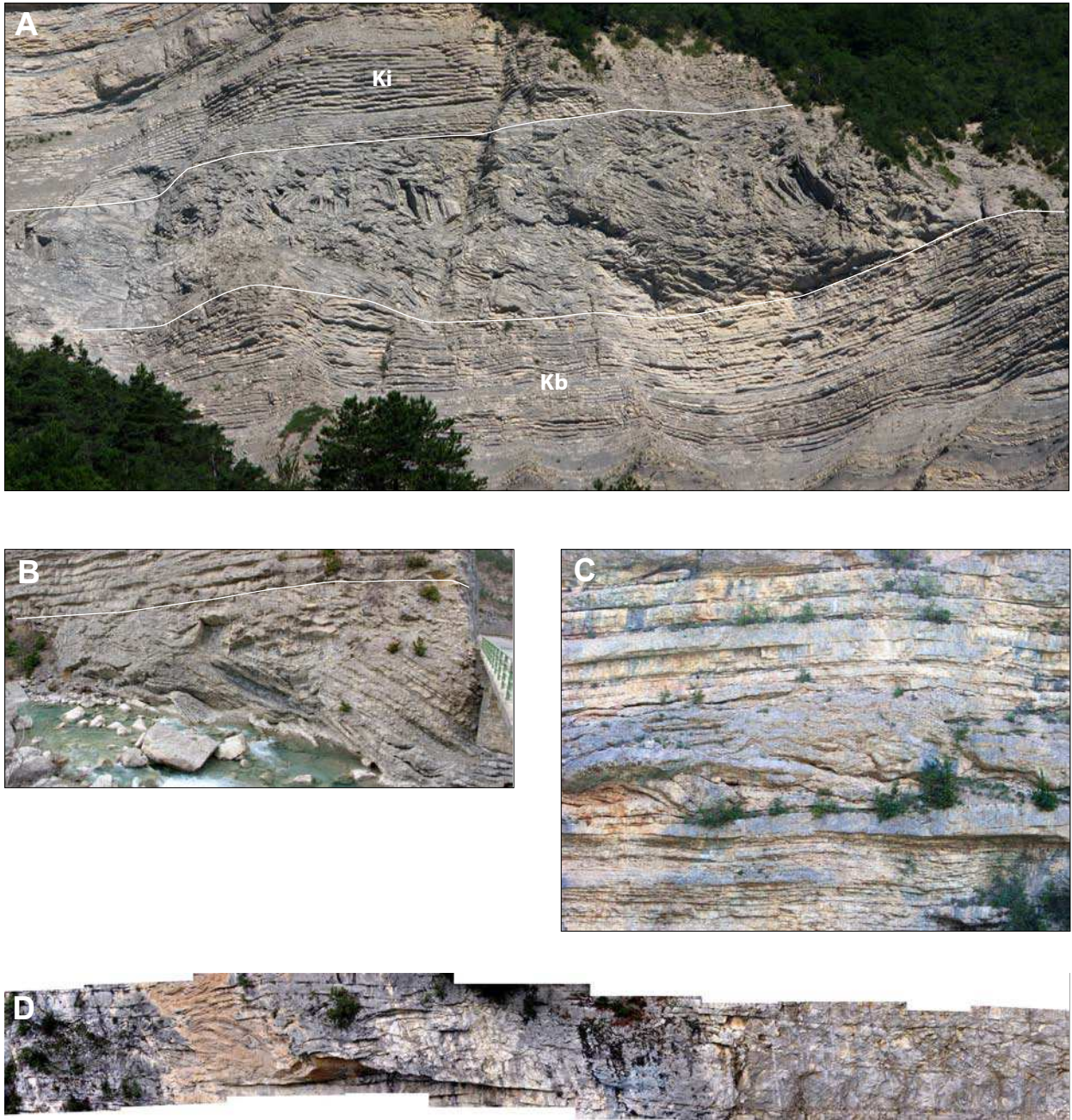


Fig. 22 - Exemples de slumps kimmeridgiens et tithoniens.

- A**, Slump remaniant les calcaires de la zone d'ammonites à Planula (Kb, Kimméridgien basal ; Ki, alternances du Kimméridgien inférieur). Ce slump a une étendue considérable dans le bassin (Atrops & Ferry 1987) ;
B, slump du kimméridgien inférieur ; **C**, slump tithonien intercalé dans les bancs de brèches ; détail de A) ;
D, slump tithonien intercalé dans les pseudo-calcarénites de l'Aygues.

La matrice des brèches peut être quasi inexistante (Fig. 18-D) à vides remplis de sparite ou partiellement remplis de pseudo-calcarénite. Elle est plus souvent constituée soit de boue (Fig. 18-E), soit de pseudo-calcarénite mal classée (Fig. 18-F). Les clastes sont soit jointifs (texture grain-supported), soit "flottants" (texture mud-supported). Il existe toutes les transitions entre des brèches à clastes jointifs à vides remplis de pseudo-calcarénite et des pseudo-calcarénites à clastes de mudstones "flottants" (Fig. 20-B). L'homogénéisation du matériel au sein d'une brèche peut être fruste, avec des zones d'aspect "nuageux" de pseudo-calcarénite passant à du mudstone (Fig. 19-A et C). La présence de clastes de brèches dans un banc bréchique indique des remaniements multiples (Fig. 25-E et F). Certaines brèches à grains jointifs transportent des clastes marneux repliés (Fig. 20-E et F) impliquant un transport en masse ; elles s'apparentent aux dépôts de la catégorie suivante.

Les coulées de débris (Fig. 21) sont généralement des corps épais, transportant des mégablocs ou des radeaux stratifiés de grande taille non déformés. Ce type de dépôt se retrouvera dans les grandes coulées barrémiennes.

Les slumps (Fig. 22) sont des couches simplement déformées, sans constitution de matrice, ce qui les rangerait automatiquement dans la catégorie des coulées. Certains slumps de grande extension, comme le mégaslump remaniant la barre calcaire à Planula du Kimméridgien basal (Atrops & Ferry, 1987), passent latéralement à des brèches Céüse nord). Celles-ci constituent probablement une variante des turbidites de toit connues dans les coulées barrémiennes (Ferry et al., 2005) (voir ci-après, dépôts gravitaires barrémiens).

3.5. Les différents appareils gravitaires nouvellement reconnus

L'étude exhaustive des dépôts tithoniens du bassin subalpin méridional (Courjault, 2011) a permis de réfuter l'hypothèse des tempestites (Séguret et al., 2001, Bouchette et al., 2001) et de mettre en évidence un certain nombre d'appareils de resédimentation gravitaire bien délimités (Fig. 23).

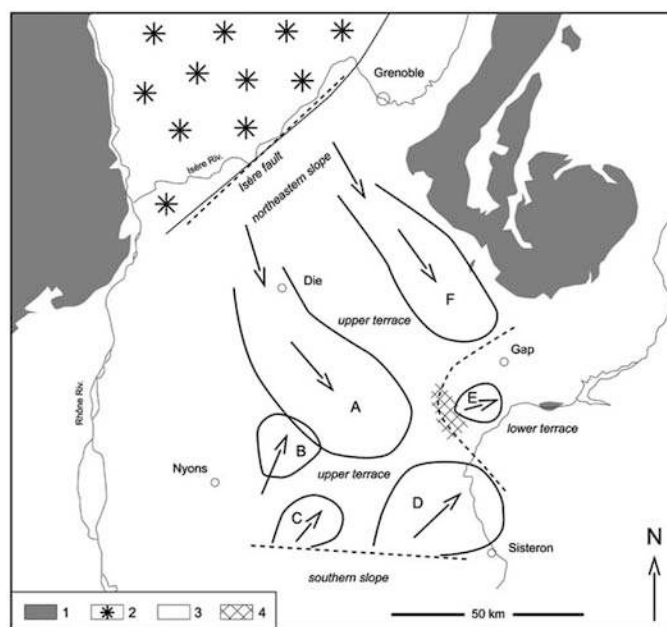


Fig. 23 - Situation des principaux lobes bréchiques et calcarénitiques tithoniens dans le bassin vocontien. A, lobe bréchique de la Drôme ; B, lobe "calcarénitique" des Gorges de l'Aygues ; C, lobe bréchique des Bartonnies occidentales ; D, lobe bréchique des Baronnies orientales ; E, lobe bréchique de Céüse ; F, lobe bréchique du Dévoluy. (d'après Courjault et al. 2011)

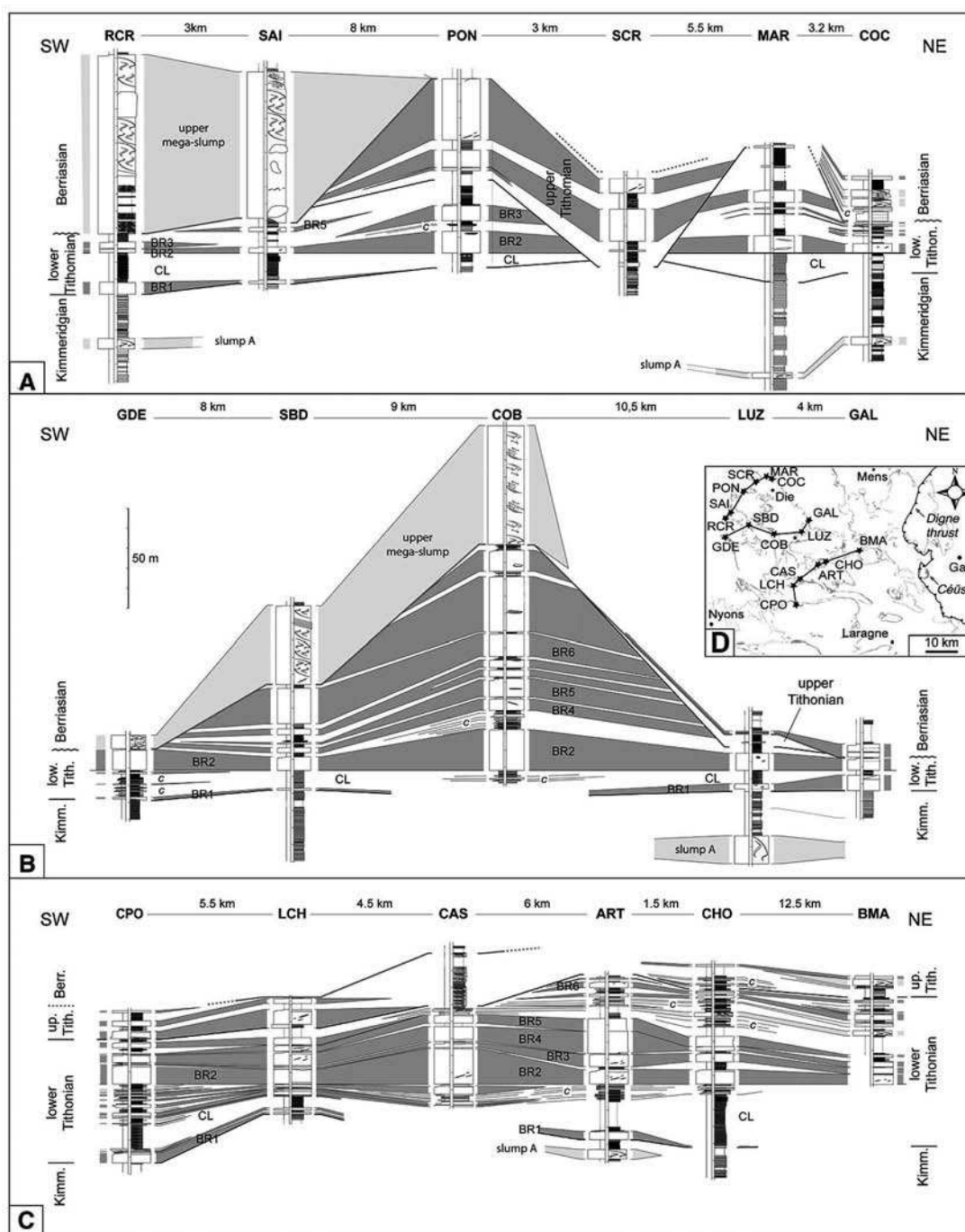
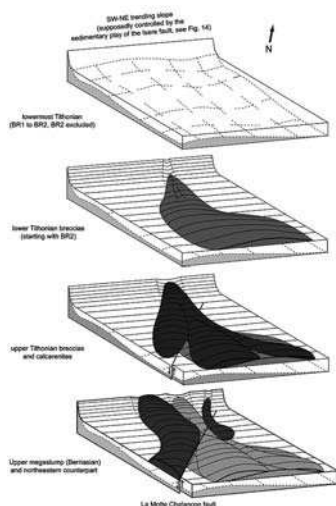


Fig. 24 - Organisation stratigraphique amont-aval du lobe bréchique de la Drôme. (d'après Courjault et al. 2011)

En haut, coupes séries transversales ; noter le déport latéral du mégaslump terminal (voir aussi Fig. 21, encart géographique) renforçant l'idée d'un lobe en relief sur le fond, hypothèse basée également sur la faible érosion en base de l'appareil. **En bas à gauche**, reconstitution de l'édification du lobe au cours du temps.



Rémuzat
(cette étude)

St-Benoit-en-Diois
(Courjault 2011, Courjault et al. 2011)

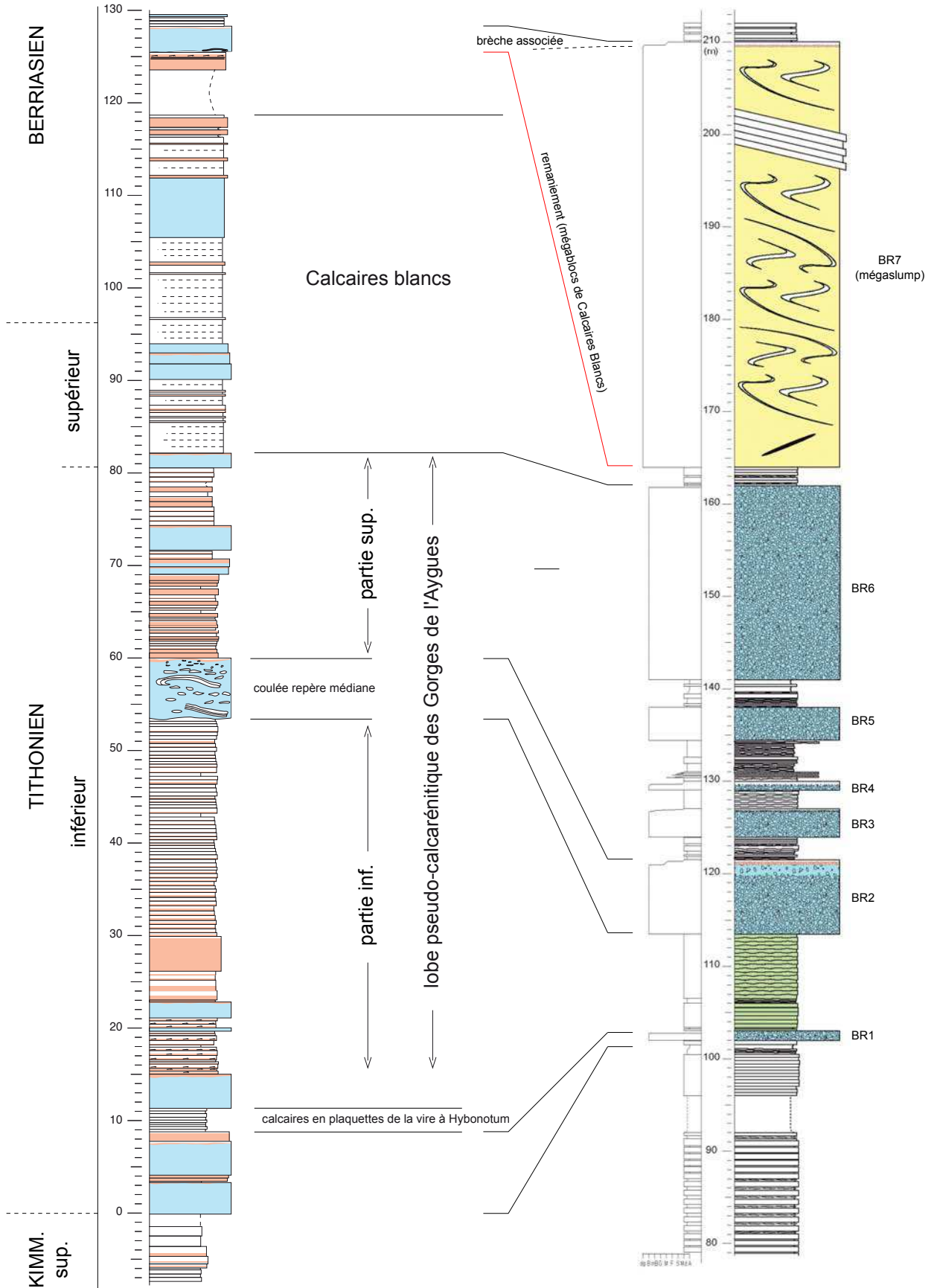


Fig. 25 - Correspondances stratigraphiques entre le lobe pseudo-calcarénitique des Gorges de l'Aygues (Rémuzat, Drôme) et le lobe bréchiq ue de la vallée de la Drôme.

Le lobe de l'Aygues correspond à la dilatation par un système turbiditique de l'intervalle compris entre les brèches BR1 et BR6. Pseudo-calcarénites en rouge, brèches en bleu, slumps en jaune.

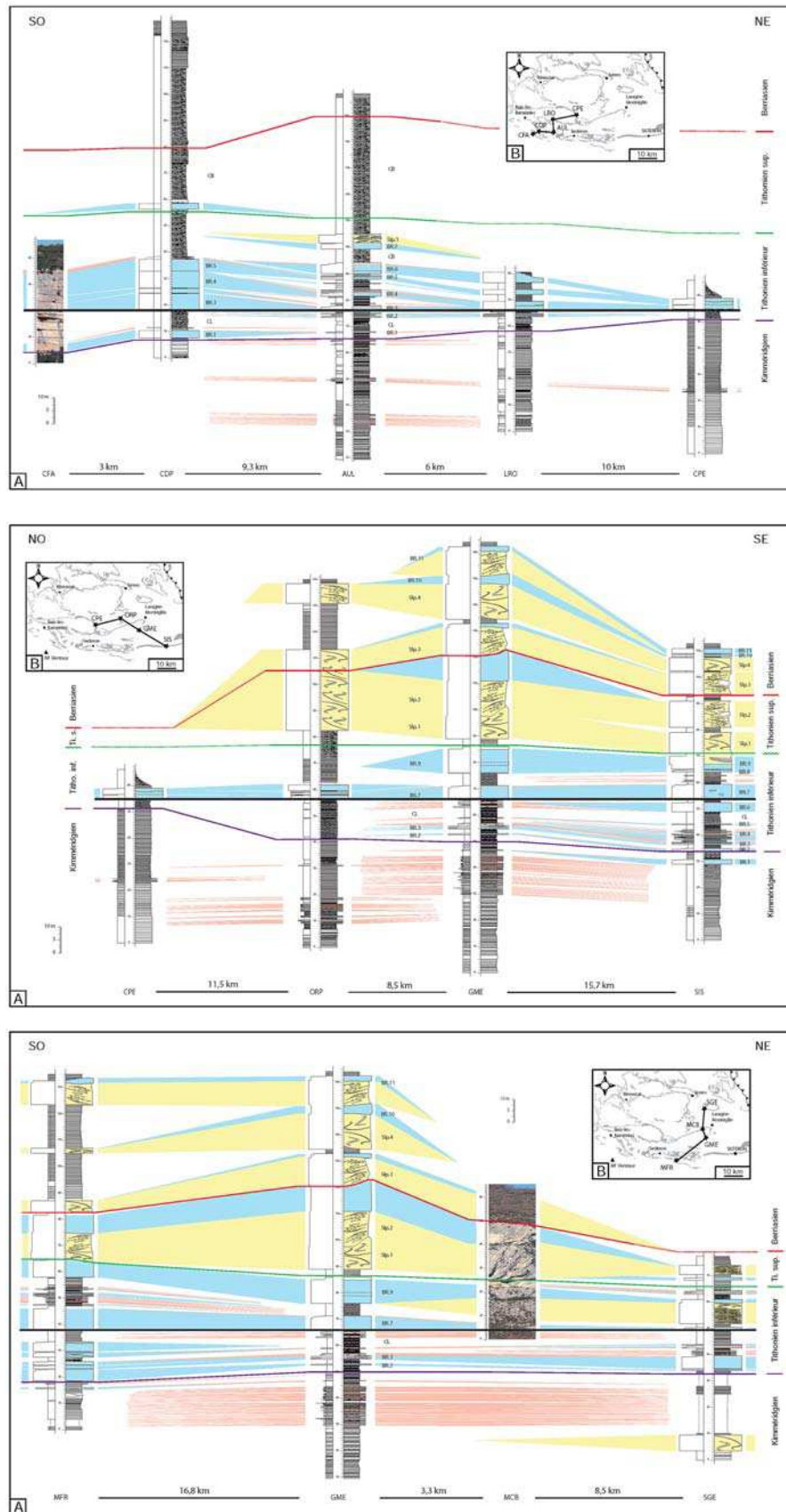


Fig. 26 - Coupes stratigraphiques à travers les appareils bréchiés des Baronnies. (d'après Courjault 2011)

Brèches en bleu, calcarénites en rouge, slumps en jaune. La limite Tithonien-Berriasien au sein des Calcaires Blancs (CB) a été déterminée par les calpionnelles. Les coupes sont alignées sur la base de la brèche BR2 mise arbitrairement à l'horizontale.

Le lobe de Céüse se rattache à une zone dénudée (hachurée, Fig. 23) qui est interprétée comme un talus profond. Celui-ci délimiterait une terrasse supérieure et une terrasse inférieure dans le bassin profond. La position du lobe de l'Aygues ainsi que celle du lobe des Baronnies orientales coïncide avec celle d'appareils turbiditiques bioclastiques barrémiens (voir plus loin), ce qui suggère une permanence morphologique. La mise en place des pseudo-calcarénites de l'Aygues s'effectue par une voie d'apport qui longe le prolongement intra-vocontien de la faille de Nîmes dont l'importance paléogéographique est soulignée, outre le fait qu'elle décale postérieurement les lignes de faciès lors de la compression du Crétacé supérieur (Fig. 5).

Le lobe de la Drôme est un appareil principalement bréchique de 70 km de long pour une largeur maximale de 30 km. Son épaisseur maximale est de 200 m. Il correspond à la partie amont du "canyon de Céüse" de B. Beaudoin, et coll. Il est constitué de sous-unités bréchiques à géométrie interne plutôt drapante en position médiane et surtout aval, ainsi que les corrélations de détail le montrent (Fig. 24). Les surfaces d'érosion internes de l'appareil sont en revanche très marquées en position amont où s'effectue la divergence des sous-unités disposées globalement en régime de compensation morphologique. La faible érosion en base du système, ainsi que le décalage latéral du méga-slump terminal (Fig. 24-A et B) suggèrent une morphologie en faible relief sur le fond (Fig. 24, interprétation). Il s'ancre au pied de la marge mais est principalement alimenté par les écroulements de boues de talus. Sa position géographique est identique à celle d'un appareil plus récent (barrémo-aptien), formé également de coulées de débris (Ferry et Flandrin, 1979, Ferry et al., 2005) et débouchant d'un probable "canyon de Crest". La persistance paléogéographique suggère une morphologie de canyon pérenne mais de longueur restreinte par rapport à l'hypothèse "canyon de Céüse". Ce lobe s'étale, en perdant de l'épaisseur, sur la partie distale de la terrasse supérieure du bassin (Fig. 23) et ses dépôts gravitaires s'effilochent dans les dépôts autochtones latéraux.

Cet appareil ne sera pas vu pendant l'excursion, faute de temps.

Le lobe de l'Aygues est un appareil principalement pseudo-calcarénitique de dimension plus modeste que le lobe de la Drôme (15 km de large, 15 km de long, pour une épaisseur maximale d'une centaine de mètres). Les corrélations de coupes détaillées ainsi que la continuité latérale des couches constatée sur les panoramas photographiques (voir partie excursion) indique un système principalement drapant, en accrétion verticale régulière à peu près sur toute sa surface. Il comporte une brèche-repère en position à peu près médiane qui sépare une unité inférieure et une unité supérieure de couches calcarénitiques (Fig. 25). Cette brèche est latéralement continue, quasi sans variations d'épaisseur sur toute la superficie du lobe. Les derniers travaux suggèrent que cette brèche médiane est l'équivalent latéral (mais provenant d'une autre source) de la brèche BR2 du lobe de la Drôme (Fig. 25). Dans la coupe CPO (Fig. 24-C, transversale aval), la dilatation de l'intervalle compris entre les brèches BR1 et BR2 correspondrait à la partie distale de l'unité inférieure des calcarénites de l'Aygues (Fig. 25). Si la corrélation est correcte, les pseudo-calcarénites inférieures se mettraient en place au Tithonien basal, au-dessus de quelques bancs bréchiques (Fig. 25) jugés contemporains de la brèche BR1 du lobe de la Drôme (Fig. 24). Les pseudo-calcarénites supérieures se déposeraient dans la deuxième moitié du Tithonien inférieur, pouvant déborder dans la base des Calcaires Blancs (Tithonien supérieur). L'appareil est entouré de séries tithoniennes à brèches massives, y compris vers l'amont (Buis-les-Baronnies). Sa position particulière en plein bassin, au débouché du sinus rhodanien limité par la faille de Nîmes (bien que cette paléogéographie ne soit pas encore distincte au Tithonien, Fig. 5), suggère un transport plus long que pour les autres appareils bréchiques. Ceci pourrait expliquer la plus grande désorganisation des clastes micritiques en pseudo-calcarénite. Il est à noter également que le chemin d'alimentation parallèlement à la faille de Nîmes était déjà emprunté pendant l'Oxfordien supérieur (turbidites de boue de Borel et al. 1987) et qu'il refonctionnera au Barrémien (voir plus loin). Cet appareil, vu rapidement au cours de l'excursion, est décrit plus loin.

Les lobes des Baronnies, et notamment celui des Baronnies orientales (région de Séderon, vallée du Jabron) sont des appareils presque exclusivement bréchiques, issu de la bordure sud du bassin, à partir d'un probable talus profond commandé par le jeu de la faille Ventoux-Lure. La position du lobe des Baronnies orientales coïncide, là encore, avec la position d'un lobe calcarénitique barrémien (Fig. 5B), ainsi qu'avec celle d'un appareil turbiditique gréseux apto-albien (Fries & Parize, 2003). Cette permanence paléogéographique suggère, ici aussi, l'existence d'une voie d'amenée pérenne, malgré les changements de sédimentation. Ce passage pourrait être commandé, à travers le paléo-talus Ventoux-Lure, par les failles de Sault-de-Vaucluse, responsables à l'Oligocène de la création du fossé du même nom et dont le jeu pourrait être très précoce, en ayant commandé la morphologie sous-marine mésozoïque. Les travaux de Courjault (2011) montrent que les turbidites calcarénitiques apparaissent ici au Kimméridgien supérieur, que les brèches se déposent principalement au Tithonien inférieur, comme ailleurs, et que les Calcaires Blancs sont en général bien préservés, sauf à l'aplomb des lobes où ils sont affectés par des slumps épais (Fig. 26).

Le lobe de Céüse est un appareil de taille encore plus limitée (Fig. 23). Il est principalement constitué de brèches qui constituent une accumulation en relief, ainsi qu'en témoignent les onlaps latéraux des Calcaires Blancs du Tithonien supérieur-Berriasien basal sur les brèches axiales. Ces brèches s'effiloquent rapidement sur les bords latéraux et s'interdigitent dans des séries complexes où beaucoup de bancs micritiques présentent des caractères de turbidites de boue à semelle "silteuse" (Rabou, Chapeau de Napoléon près de Gap). Cet appareil, vu pendant l'excursion, est décrit en détail plus loin.

Le lobe du Dévoluy est presque totalement bréchique. Il constitue un appareil particulièrement développé parmi un système d'atterrissements continus le long du paléotalus de l'Isère. Il est constitué d'un petit nombre de brèches épaisses qui se déposent, ici, comme ailleurs, principalement au cours du Tithonien inférieur.

3.6. Exemples vus pendant l'excursion

3.6.1. Le système pseudo-calcarénitique des Gorges de l'Aygues

Il a une forme ramassée, étalée latéralement et à développement longitudinal faible. Il vient buter en aval contre le bord latéral sud du lobe de la Drôme (Fig. 27). La position des coupes et des panoramas photos est indiquée. Les coupes levées, en termes de faciès et de granulométrie, permettent de construire deux transversales (en partie d'après Lozano-Garcia 2003), l'une perpendiculaire à la direction des apports déduite des rides de courant en toit de turbidite (Fig. 28), l'autre sensiblement selon l'axe des apports (Fig. 29). Les brèches de base sont latéralement continues au-dessus des calcaires du Kimméridgien supérieur. La brèche médiane, avec son faciès particulier à clastes argileux de grande taille et bancs calcaires contournés (Fig. 20E-F) représente un repère commode qui permet également de faire la correspondance stratigraphique jusqu'à Chalancon, au nord, dans le lobe bréchique de la Drôme (Fig. 25). Son suivi latéral vers l'ouest dans la falaise, jusque Sahune (Sa, Fig. 27), permet de montrer que la partie supérieure (M2) des pseudo-calcarénites s'effiloche (sous forme de turbidites de boue ?) dans la base des Calcaires Blancs (Fig. 28).

Le maximum d'épaisseur du lobe pseudo-calcarénitique est atteint au carrefour des vallées de L'Aygues et de l'Oule (Rémuzat) (Fig. 30) où il forme une falaise rousse, litée, massive (Fig. 30-C), d'allure très différente de la falaise tithonienne ailleurs, où les bancs de brèches sont dominants. Vers le sud (Tarendol), c'est-à-dire vers l'amont du lobe, l'épaisseur des calcarénites diminue rapidement et la falaise tithonienne devient insignifiante (Fig. 30-B). Plus au sud, en position encore plus amont, les brèches se développent (Le Buis) (Fig. 29). Le lobe pseudo-calcarénitique semble ainsi se développer en aval d'un système bréchique plus proximal. La voie d'apport était parallèle au tracé de la faille de Nîmes. Celle-ci a pu jouer un rôle précoce dans la morphologie sous-marine de l'époque.

Il est constitué de pseudo-calcarénites généralement granoclassées en séquence de Bouma de type Tb-c, parfois à base micro bréchique et allant souvent jusqu'à la boue en toit de banc (Fig. 15A-B). Certaines séquences présentent une rupture granulométrique au sein du banc, la boue plus ou moins laminée ou isotrope recouvrant parfois une brèche ou microbrèche granoclassée. (Fig. 16D-E) Des turbidites de boue à base "silteuse" plus ou moins laminée ou à rides de courant (Fig. 17-A, E, F) se développent en position latérale ou frontale dans le lobe. Des structures laminées ondulées évoquant des HCS (hummocky cross-stratification) sont parfois rencontrées (Fig. 16-C et F). Ces structures sont en partie à l'origine des réinterprétations des brèches en faciès de tempête (Séguret et al., 2003).

Les brèches de base sont corrélées à la brèche BR1 du lobe de la Drôme (Figs. 24 et 25), souvent composite. La sédimentation bréchique et pseudo-calcarénitique débute donc à la transition Kimméridgien-Tithonien.

Une série de panoramas a été réalisée dans les falaises (Fig. 31A à D). Ils montrent la grande continuité amont-aval et latérale des unités M1 et M2, de part et d'autre de la brèche médiane repère. Les variations d'épaisseurs des séquences turbiditiques élémentaires sont faibles, de même que les ravinelements internes. Le système calcarénitique est globalement de type drapant. L'érosion en base est difficile à évaluer par suite de la rareté des ammonites dans les calcaires du Kimméridgien supérieur, plutôt faible si elle existe.

Le sommet de l'appareil comporte des coulées à géométrie particulière (Fig. 31-E et F). Les brèches sommitales sont déjà berriasiennes mais elles ont livré des ammonites du Tithonien inférieur au Mont Angèle (coupe MA, Fig. 29).

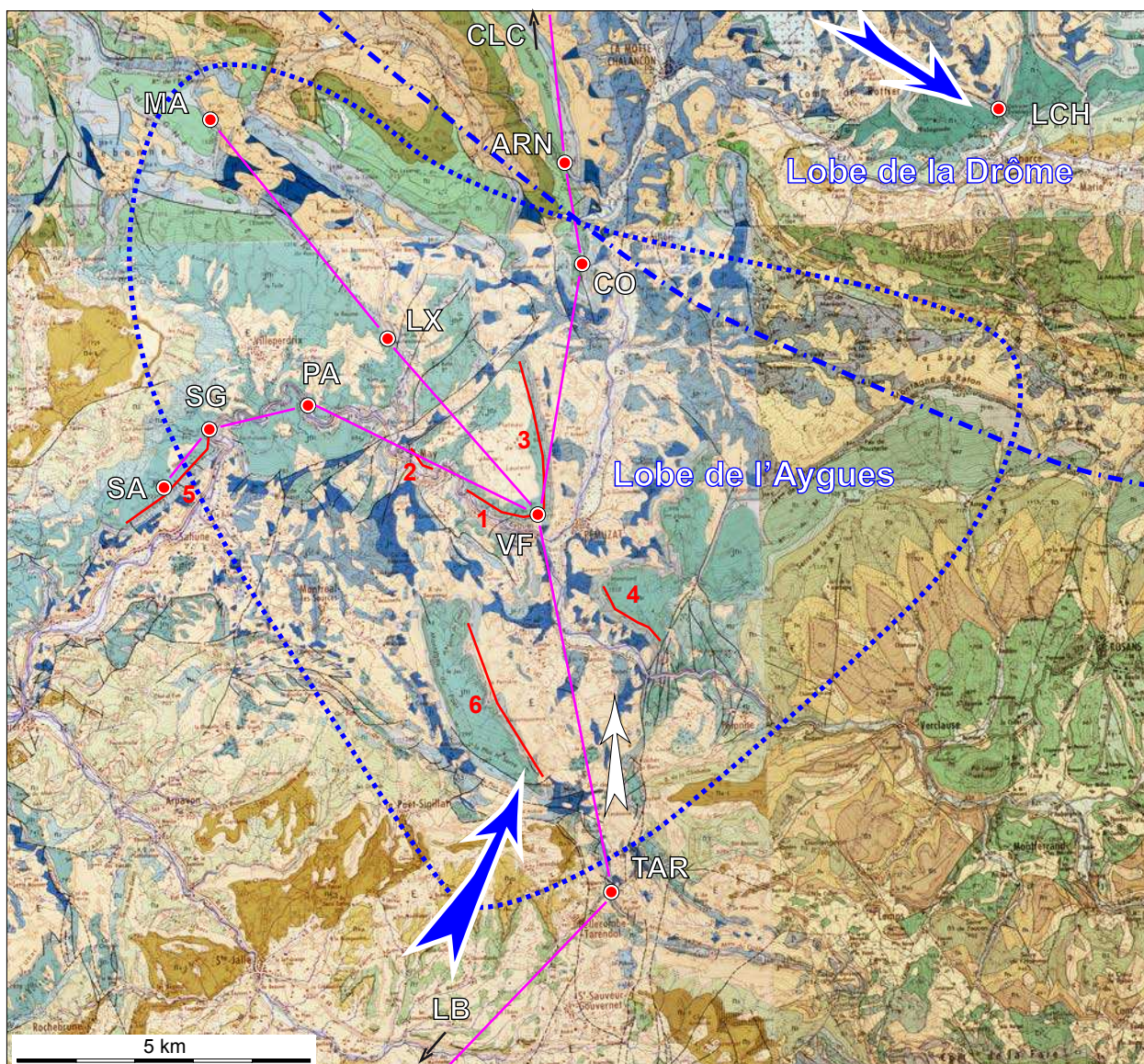


Fig. 27 - Courbe-enveloppe de l'éventail turbiditique calcarénitique des Gorges de l'Aygues.

Le bord latéral sud du lobe bréchtique de la Drôme (Courjault et al. 2011), dans lequel s'interdigitent les turbidites pseudo-calcarénites du lobe de l'Aygues, est indiqué.

Points rouges : coupes figurées (ARN, Arnayon ; CLC, Chalancon ; CO, Cornillon ; LCH, La Charce ; LB, Buis-les-Baronnies ; LX, Léoux ; MA, Montagne d'Angèle ; PA, Pont sur l'Aygues ; SA, Sahune ; SG, sortie des Gorges ; TAR, Tarendol ; VF, via ferrata du Rocher du Caire). Traits rouges 1 à 6 : situation des panoramas photographiques. Traits roses : transects de coupes corrélées. Fond géologique à 1/50.000 Infoterre-BRGM (échelle modifiée).

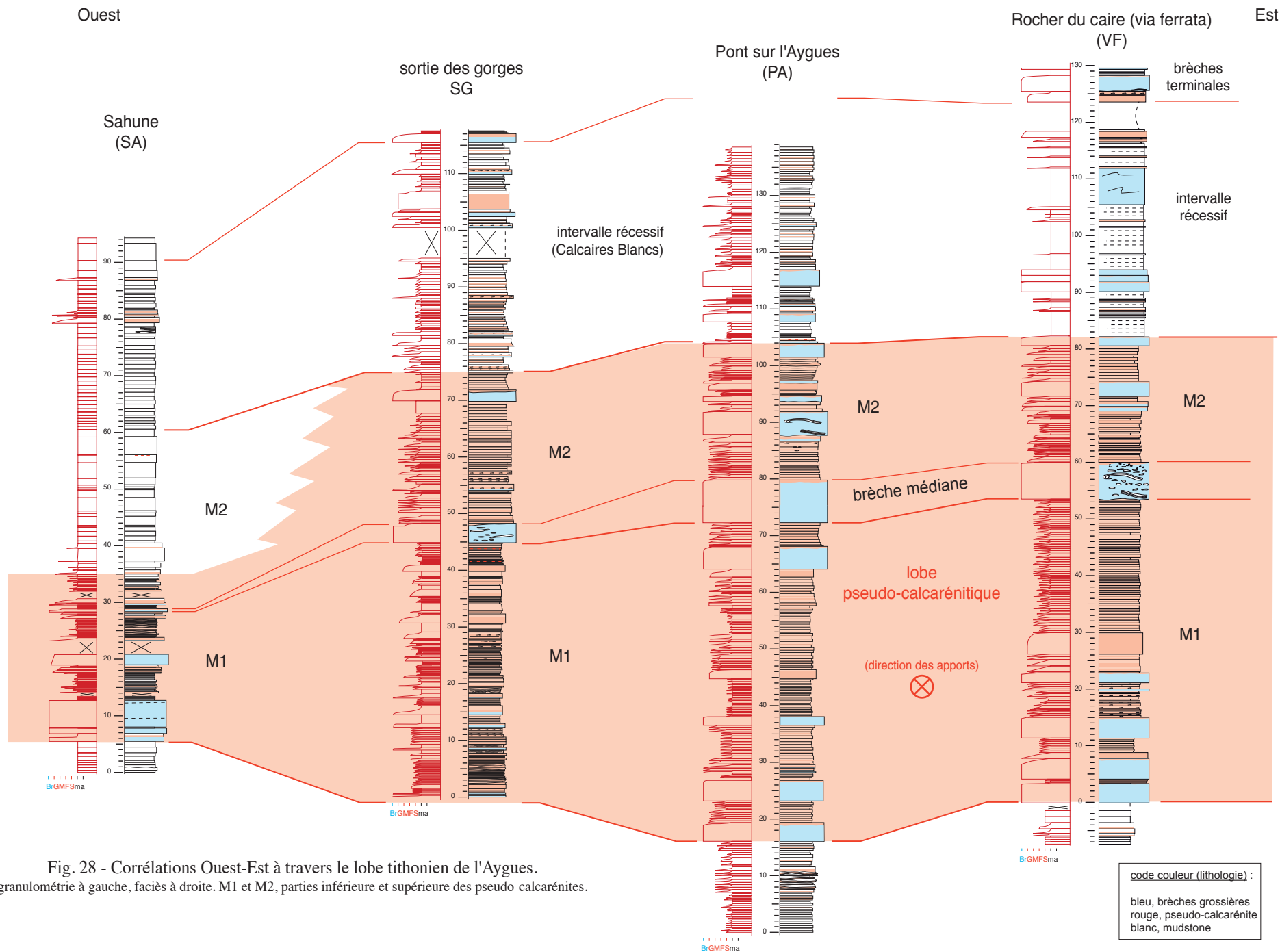


Fig. 28 - Corrélations Ouest-Est à travers le lobe tithonien de l'Aygues.
granulométrie à gauche, faciès à droite. M1 et M2, parties inférieure et supérieure des pseudo-calcarénites.

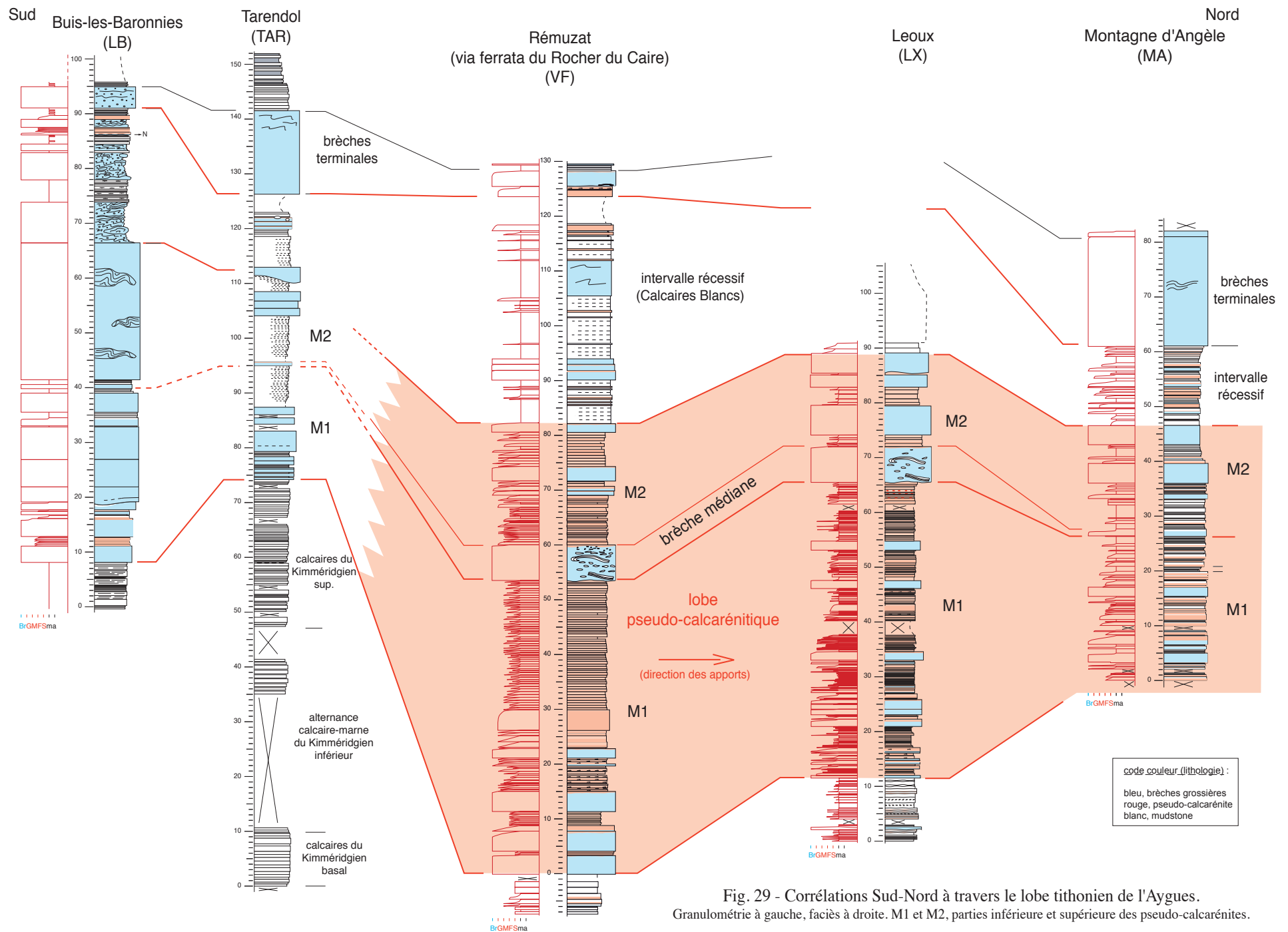


Fig. 29 - Corrélations Sud-Nord à travers le lobe tithonien de l'Aiguës. Granulométrie à gauche, faciès à droite. M1 et M2, parties inférieure et supérieure des pseudo-calcarénites.

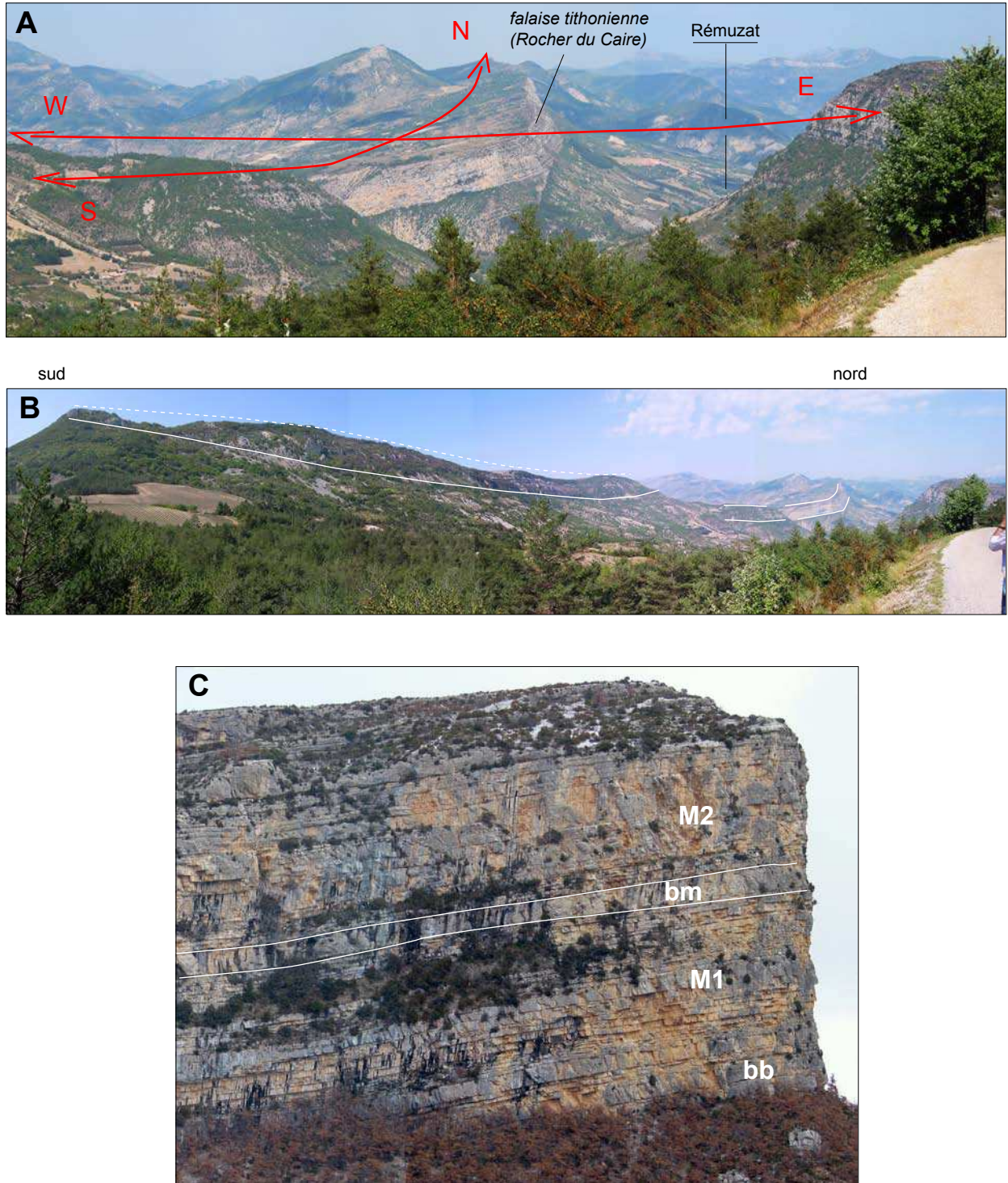


Fig. 30 - Panorama sur le lobe de l'Aygues.

A et B, panoramas pris du col de Soubeyrand au sud et montrant le développement de la falaise calcarénitique tithonienne dans les Gorges de l'Aygues (Rémuzat) ; noter l'amincissement de la falaise calcaire vers le sud (photo B, panorama 6, Fig. 27) en direction de Tarendol (voir Fig. 29), c'est-à-dire vers l'amont de l'appareil turbiditique ; Les lignes rouges W-E et S-N correspondent à peu près aux transects des Figures 28 et 29, respectivement ; **C**, vue de la falaise tithonienne au Rocher du Caire près Rémuzat (bb, brèches de base ; bm, brèche-repère médiane ; M1 et M2, unités pseudo-calcarénitiques inférieure et supérieure ; voir log stratigraphique Fig. 25).

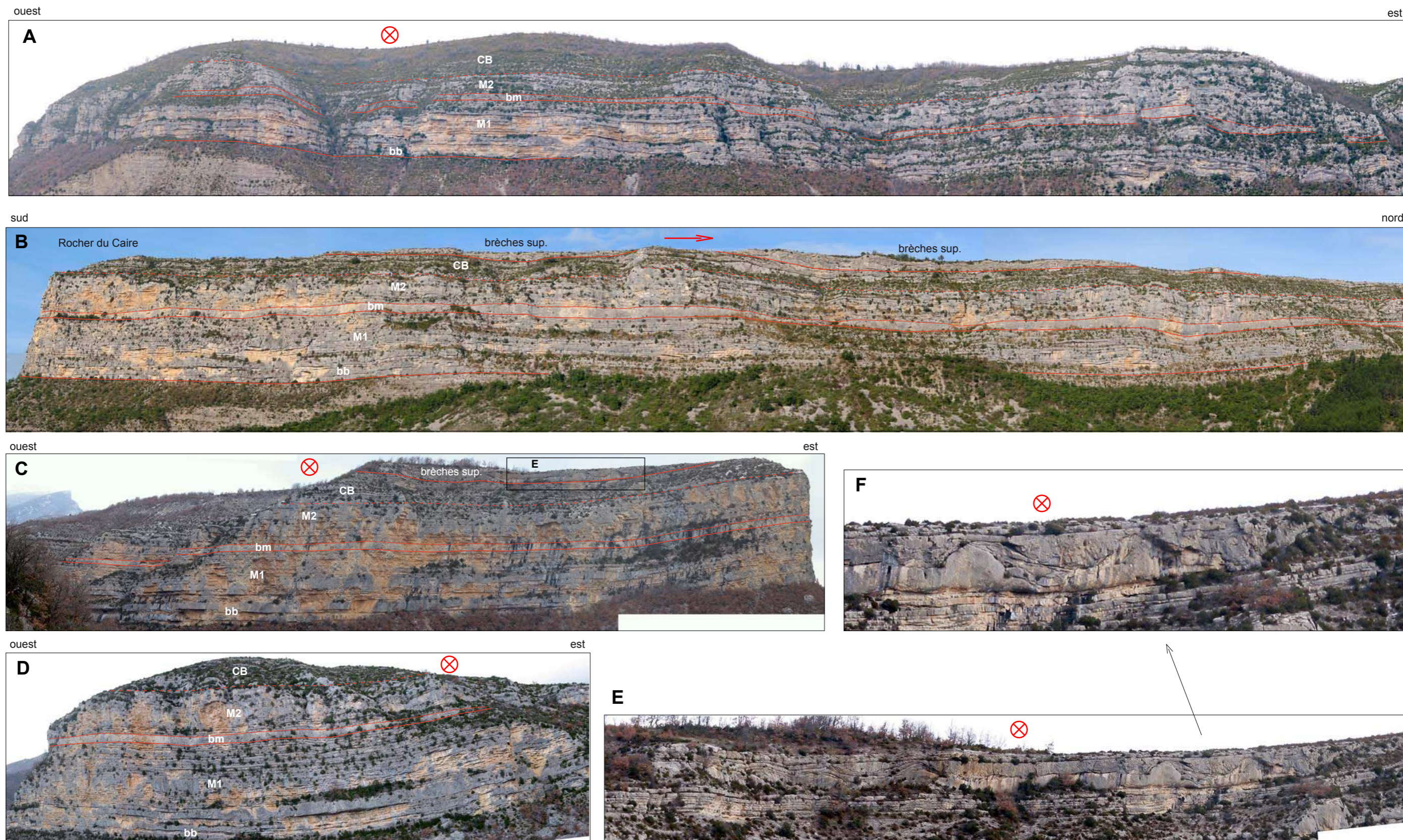


Fig. 31 - Différents panoramas de la falaise tithonienne dans les Gorges de l'Aygue.

Situation des panoramas sur la Fig. 27 : A, pano 4 ; B, pano 3 ; C, pano 7 ; D, pano 2. E et F, agrandissement du sommet de la falaise montrant la géométrie particulière des brèches terminales dans le sommet des Calcaires Blancs et d'âge déjà berriasien. Flèches rouges, sens des apports. Abréviations : bb, brèches de base ; bm, brèche médiane ; CB, Calcaires Blancs ; M1 et M2, unités pseudo-calcarénitiques inférieure et supérieure.

3.6.2. Le système bréchiq ue de Céüse

3.6.2.1. Contexte régional

Le système des brèches tithoniennes de Céüse est d'extension limitée (Figs. 23 et 32). Les brèches de l'appareil de Céüse proprement dit se développent au front du chevauchement de Digne (parautochtone), alors que les séries lacunaires amont sont dans l'autochtone juste à l'ouest. Il ne semble pas néanmoins que le décalage tectonique soit très important car le chevauchement passe entre l'appareil de Céüse et celui, plus limité, de Petite Céüse plus au sud (Fig. 32). Lacunes et brèches paraissent donc génétiquement liées, les lacunes de l'ouest étant la source des brèches de l'est.

Les corrélations stratigraphiques effectuées à l'échelle régionale (Figs. 33 et 34) montrent que le système lacune/brèches est très localisé géographiquement. La lacune de Chateauneuf d'Oze (Fig. 11) s'accroît dans le ravin de Bramefaim (Fig. 33), juste à l'amont de l'appareil de Céüse. Plus en amont, de St-Julien-en-Bochaine à Veynes (Fig. 33), les séries sont épaisses, comportent peu de brèches et évoluent peu ; il s'agit de la terminaison aval du lobe de la Drôme. Le secteur de lacune de Chateauneuf d'Oze -Espréaux (Figs. 32 et 35) est ainsi interprété comme un talus profond, dénudé par les glissements qui ont donné naissance aux brèches. Le secteur de Bramefaim, où les alternances marno-calcaires berriasiennes reposent directement sur les marnes oxfordiennes, doit représenter l'axe d'un petit canyon entaillant ce talus et ayant canalisé les brèches de l'appareil de Céüse. De part et d'autre de ce secteur à lacunes et brèches épaisses (Fig. 34), les séries s'épaississent. Au sud, on a affaire à la terminaison NE du lobe des Baronnies orientales (Courjaurt, 2011). Au nord (Dévoluy), les séries s'épaississent fortement comme par exemple dans la coupe de Rabou, la dilatation étant due principalement à des turbidites de boue à base "silteuse". Il s'agit peut-être d'un faciès distal du lobe bréchiq ue du Dévoluy (Fig. 23). Au sud de la Montagne de Céüse, la falaise bréchiq ue de la Petite Céüse semble représenter la tête d'un appareil semblable à celui de Céüse et connecté aux lacunes du secteur d'Espréaux (Fig. 35).

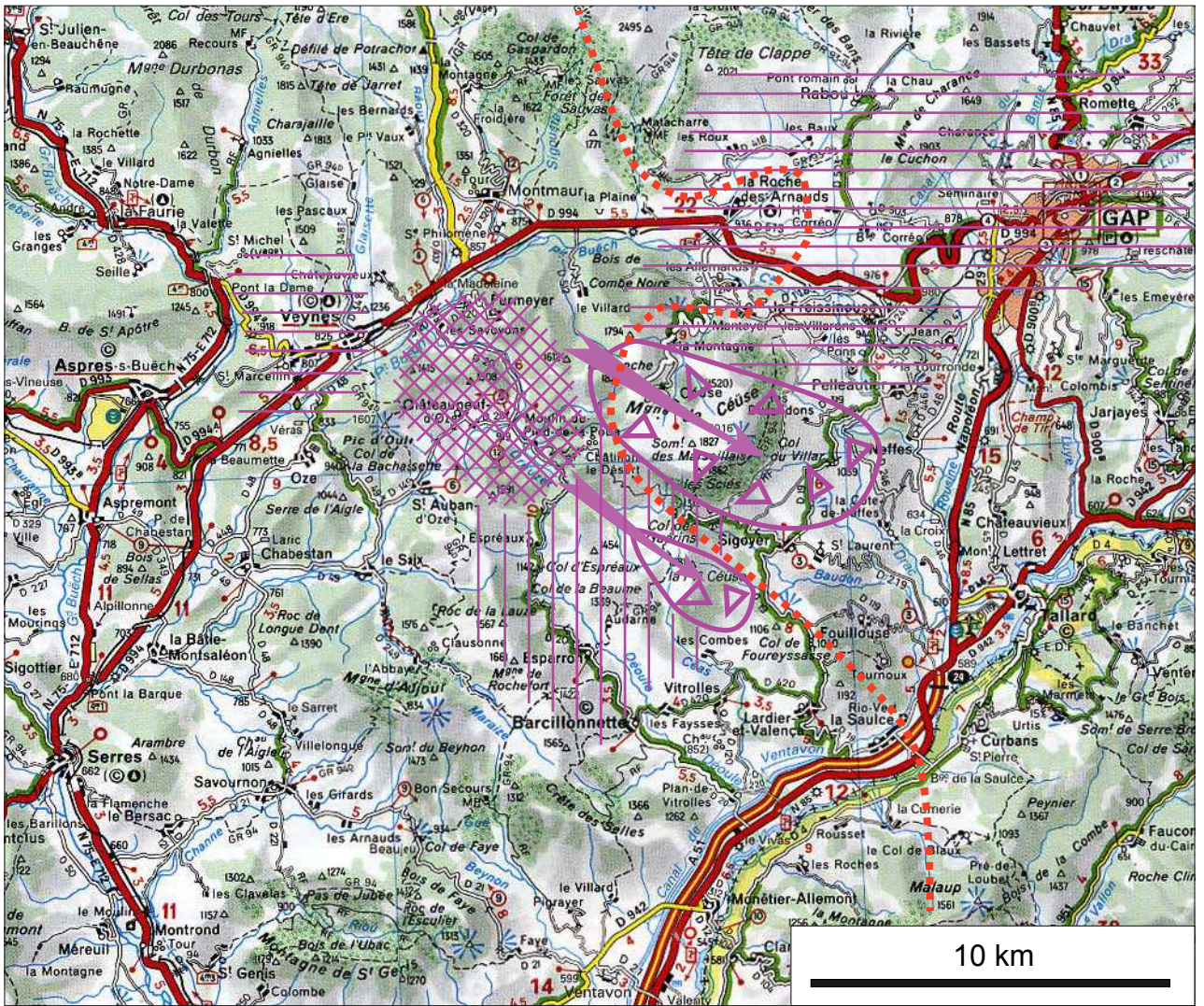
La répartition géographique limitée des séries lacunaires amont, entourées de séries épaisses à brèches et turbidites est un argument en faveur de l'existence d'un talus profond séparant les systèmes de resédimentation de l'ouest (lobes de la Drôme, de l'Aygues et des Baronnies) de ceux de l'est (Céüse) (Fig. 23).

3.6.2.2. Le lobe de Céüse

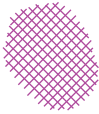
Il s'agit de l'appareil vu au cours de l'excursion. La situation des panoramas analysés est indiquée sur la figure 36.

La surface de base du système bréchiq ue de Céüse ravine d'au moins 30-35 mètres les marno-calcaires kimméridgiens le long de la falaise ouest (Fig. 37) où les calcaires du Kimméridgien supérieur sont absents et peut-être une partie des marno-calcaires du Kimméridgien inférieur (voir stratigraphie, Fig. 10). En allant vers le bord nord du système, la série se reconstitue et les calcaires du Kimméridgien supérieur semblent complets. L'érosion de base semble peu importante d'après l'analyse des panoramas de la falaise. Il est donc vraisemblable que l'amplitude stratigraphique de cette érosion puisse atteindre les cinquante mètres sur l'axe du système (Fig. 37-D).

Inversement, les Calcaires Blancs sommitaux, à petits bancs de brèches et turbidites bioclastiques viennent s'appuyer en onlap contre les dernières brèches massives sur les bords latéraux nord (Fig. 38) et sud (Figs. 40 et 41) de l'appareil. L'épaisseur maximale des brèches massives sur l'axe étant d'une centaine de mètres, on en déduit que l'appareil à la fois remplit un creux et constitue un léger relief en fin de fonctionnement. Les panoramas ainsi que les coupes réalisés dans l'entourage éloigné de l'appareil montrent par ailleurs que les brèches ne s'appuient pas en onlap sur une paroi de canyon (observation déjà faite par Raja-Gabaglia, 1995) mais s'effiloquent dans les marno-calcaires latéraux. L'ensemble de ces observations indiquent que l'appareil de Céüse doit être considéré comme un lobe dont la base est assez fortement ravinante en tête, au débouché du petit canyon supposé de Bramefaim.



lobes de brèches carbonatées (le plus grand est le lobe de Céüse proprement dit, le petit au sud est celui de Petite Céüse)



lacune totale du Kimmeridgien supérieur et du Tithonien



séries fortement réduites, parfois à un seul banc bréchiq
pour l'intervalle Kimméridgien sup.-Tithonien



séries épaisses de calcaires fins à petits bancs bréchiq
et turbidites



chevauchement de Digne (feuille géologique Gap à 1/50.000)

Fig. 32 - Contexte du système bréchiq de Céüse (Backert, 2004).

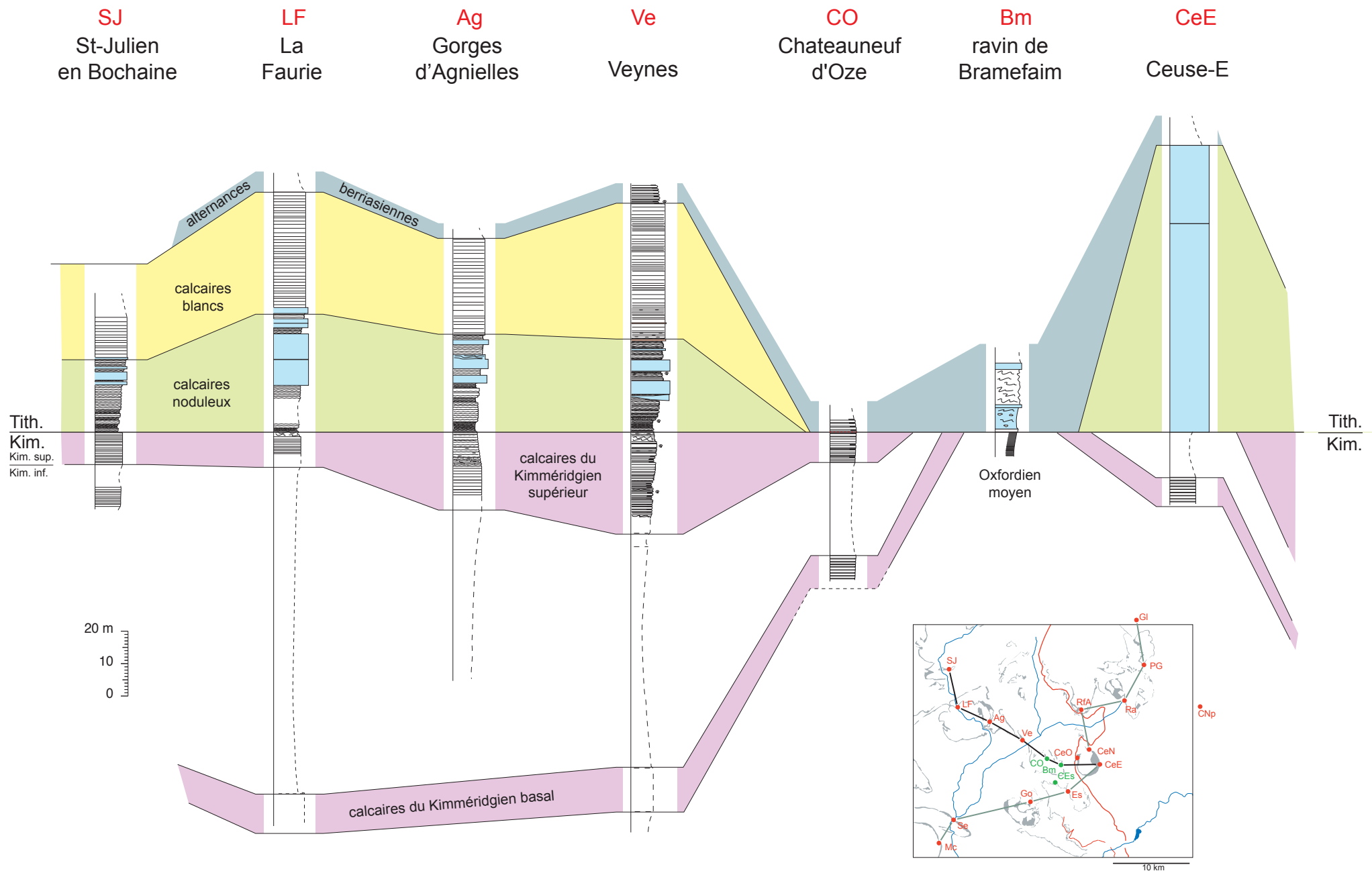


Fig. 33 - Corrélations stratigraphiques selon une traverse orientée NW - SE.

Lithologie : brèches en bleu, calcarénites en rouge, calcaires fins en blanc

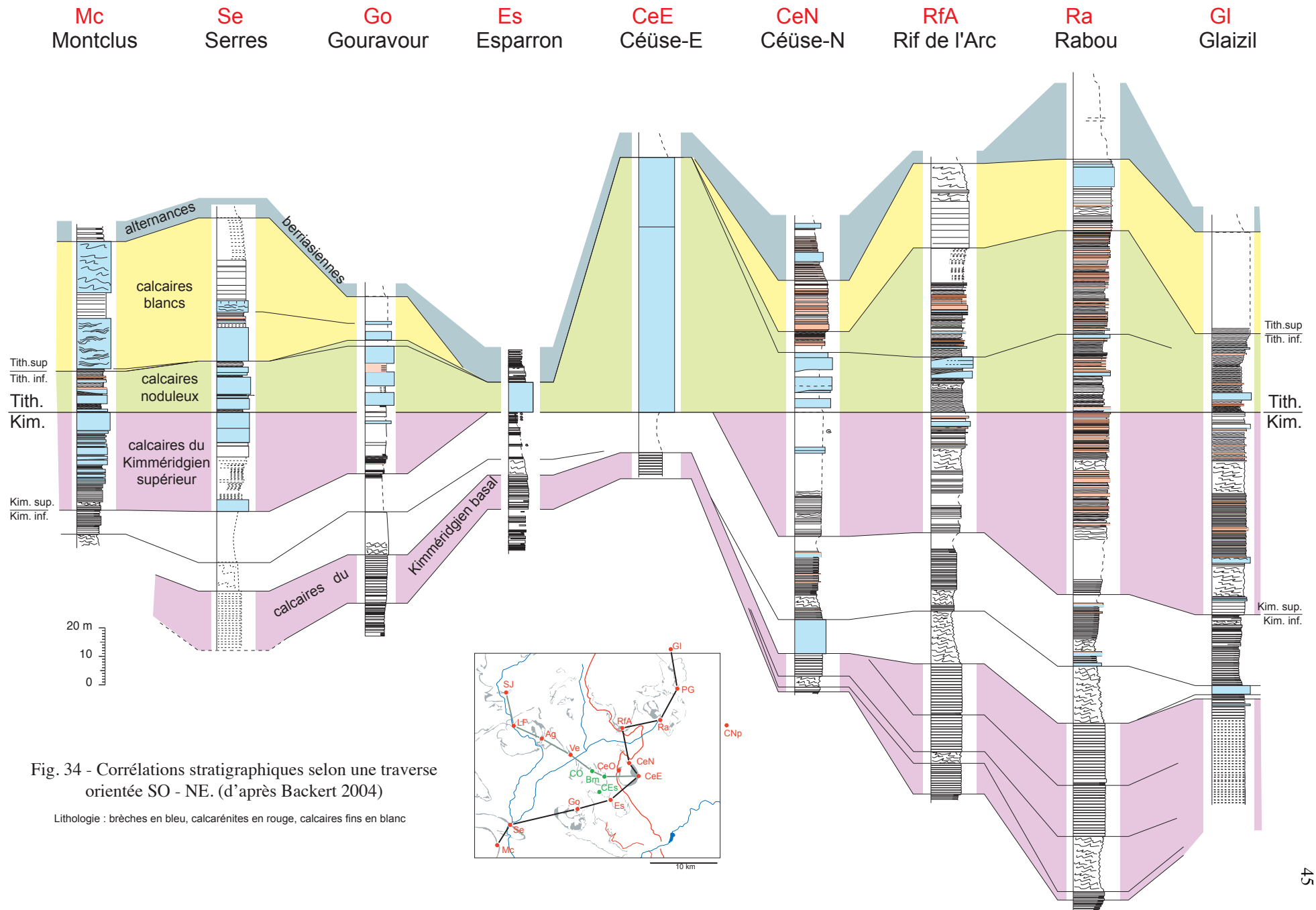


Fig. 34 - Corrélations stratigraphiques selon une traverse orientée SO - NE. (d'après Backert 2004)

Lithologie : brèches en bleu, calcarénites en rouge, calcaires fins en blanc

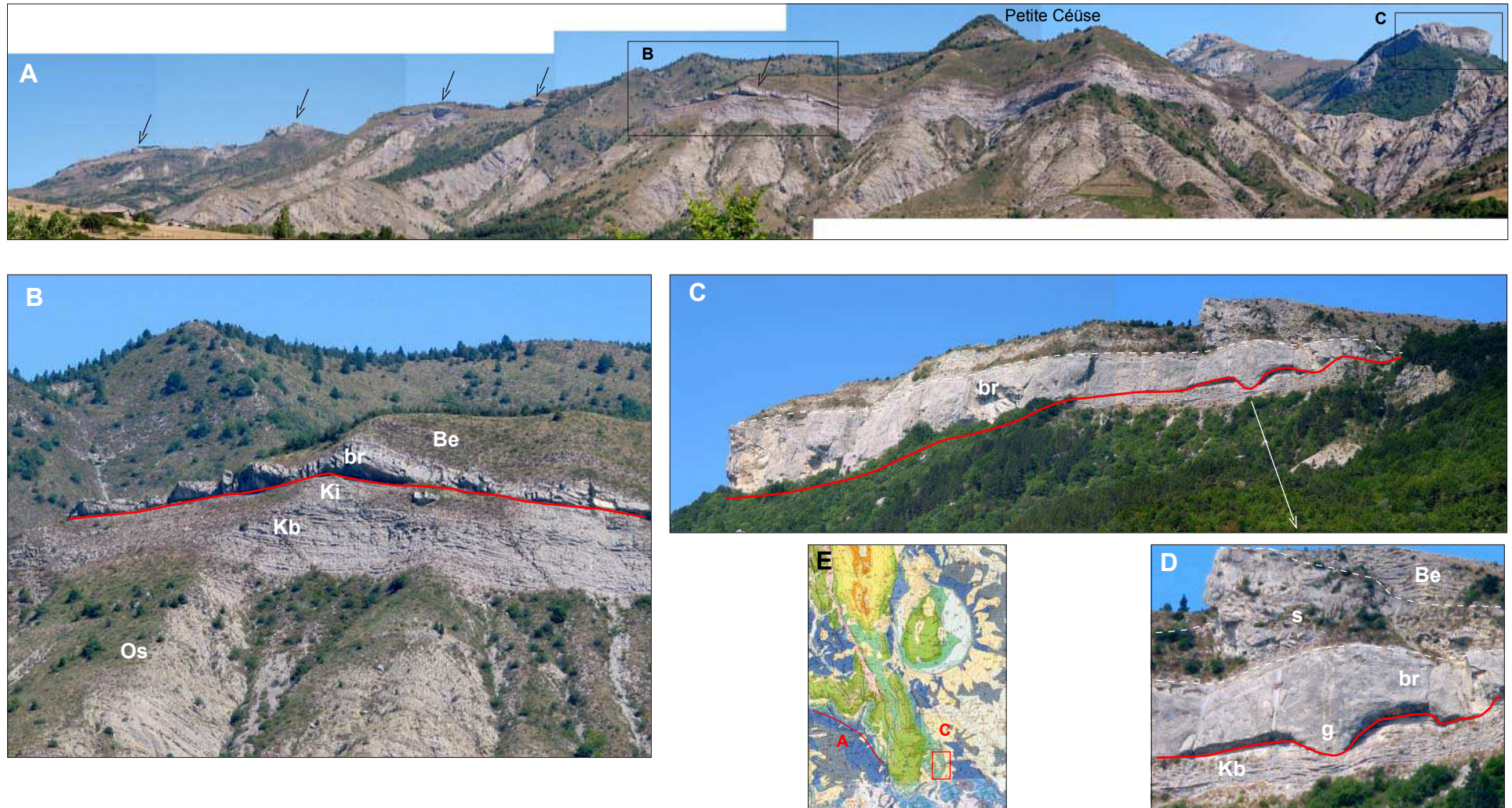


Fig. 35 - Secteur d'Espréaux - Petite Céüse, au sud de la Montagne de Céüse.

A, panorama des affleurements du Jurassique terminal au nord d'Espréaux montrant la réduction des brèches tithoniennes à quelques lambeaux épars (flèches) sur la surface d'érosion qui tronque le Kimméridgien ; B, vue de détail ; C, tête du lobe bréchiq ue de Petite Céüse ; D, agrandissement montrant le chenal ("gully", g) en base de la brèche unique représentant le Tithonien sur les marno-calcaires du Kimméridgien inférieur. La brèche unique est surmontée directement par les calcaires blancs berriasiens, localement slumpés (s).

Abréviations : Os, Oxfordien supérieur ; Kb, barre calcaire du Kimméridgien basal ; Ki, marno-calcaires du Kimméridgien inférieur ; Be, Berriasien ; br, brèche ; s, slump.

La falaise ouest (amont) de l'appareil montre des géométries spectaculaires en accréation latérale dans la formation bréchique. Au col de la Manche (Fig. 39), La petite falaise forme un angle droit et permet d'interpréter les stratifications obliques observées dans les brèches. Il s'agit d'un lobe progradant (Fig. 39, interprétation). La géométrie implique que le mode de mise en place de la brèche soit de type grain flow et non de type debris flow.

En se déplaçant vers le sud le long de la falaise, on observe que l'accréation latérale se poursuit dans cette direction. En outre, les Calcaires Blancs, ici à petits bancs bréchiques et turbidites bioclastiques rousses (berriasiennes), se pincent en onlap contre l'accumulation latérale de brèches, à l'extrémité sud (Figs. 40 et 41). Les panoramas généraux de la figure 42 montrent enfin que les alternances berriasiennes viennent sceller partout, sur la surface structurale est, la couche bréchique en accréation latérale (Calcaires Blancs réduits à des placages). On retrouve ici le même onlap que sur le bord latéral nord (Fig. 38). On en déduit donc que les lobes bréchiques de l'amont de l'appareil s'empilent latéralement vers le sud (Fig. 39, interprétation) et que l'accumulation, bien que relativement mince, constitue un léger relief sur le fond qui explique les onlaps latéraux des Calcaires Blancs. L'appareil bréchique est donc totalement différent de celui des Gorges de l'Aygues qui est drapant (aggradant). Mais les conditions de mise en place (turbidites calcarénitiques vs. grain flows bréchiques) ainsi que le contexte morphologique (lobe distal vs accumulation proximale au pied d'un talus) ne sont pas les mêmes.

L'analyse de la falaise est (partie aval du lobe) a été réalisée à partir d'un déroulé photographique constitué de plusieurs panoramas pris au cours d'un survol en avion (Fig. 43). Quelques uns sont analysés plus en détail pour montrer la géométrie transversale du lobe (Fig. 44). Sur le flanc gauche du lobe (côté nord), le panorama B2 (Fig. 44) continue vers le sud le panorama A (Fig. 38). Il montre l'installation progressive des brèches qui commencent à se manifester dans le sommet des calcaires du Kimméridgien supérieur. Ces brèches s'organisent vers le sud (l'axe du lobe) progressivement en deux ensembles, br1 et br2, séparés par un intervalle où elles sont moins fréquentes et plus minces, intercalées dans des calcaires fins en petits bancs, équivalent des calcaires noduleux (cn) du Tithonien inférieur. Vers l'axe du lobe (panoramas C et D, Fig. 44), l'amalgamation des brèches se réalise, l'intervalle cn disparaît. C'est l'ensemble br1 qui se dilate le plus, comblant la morphologie en creux. Les brèches amalgamées de l'ensemble br2 drapent l'ensemble. Elles constituent un léger relief contre lequel viennent s'appuyer les dépôts latéraux des Calcaires Blancs à turbidites calcarénitiques et petits bancs de brèches, que l'on voit côté nord (bord latéral gauche du lobe) (Fig. 38) et côté sud (bord latéral droit du lobe) (Fig. 41).

3.6.2.3. Modèle de dépôt des brèches de Céüse

Les vues aériennes rapprochées de la falaise est de Céüse sur l'axe des apports, là où l'épaisseur est la plus forte et la falaise la plus massive, montrent une alternance de brèches massives sans structures, de brèches à lamination planaire et de brèches à stratifications obliques (Fig. 45). Combinées avec celles réalisées sur la falaise ouest où dominent les dépôts à stratification obliques, ces observations permettent de proposer un modèle de mise en place des brèches dans l'environnement particulier du système de Céüse.

Au débouché du canyon, la rupture de pente provoque le dépôt (ressaut hydraulique) d'un écoulement granulaire sous la forme d'un lobe progradant (grandes obliques), l'écoulement se poursuit vers l'aval par la mise en place d'une brèche massive "classique". La partie supérieure de cette brèche, ou même la totalité de cette brèche présente une lamination quasi-planaire. Les obliques plurimétriques observées dans la falaise est sont interprétées comme des mégarides bréchiques en toit de séquence. Ainsi, l'écoulement granulaire édifie-t-il une séquence qui, à l'exception de la granulométrie très grossière, évoque une séquence Ta-b-c de Bouma dans son expression la plus complète (Fig. 45, schéma du milieu). Seule diffère la géométrie de la partie amont du dépôt, avec ses grandes obliques de progradation. Il n'est pas possible de considérer que les brèches soient des variétés de coulées de débris (debris flows) en raison des structures internes. Mais nombre de brèches de l'appareil de Céüse n'ont sans doute pas cette organisation idéale. Beaucoup se sont mises en place sous forme de brèches massives latéralement continues, comme celles du lobe de la Drôme, par exemple, où on n'observe jamais les structures obliques de Céüse. La séquence idéale de la figure 45 semble n'exister que sur l'axe du lobe de Céüse, là où les caractéristiques des courants de gravité pouvaient s'exprimer au mieux, au débouché du petit canyon supposé.

Le lobe de Céüse se poursuit vraisemblablement vers l'aval par des turbidites de boue associées à la mise en place des brèches (Fig. 45). Le Chapeau de Napoléon, à l'est de Gap, c'est-à-dire environ une quinzaine de km vers le NE, est un bon exemple de série distale (Fig. 46), comme la coupe de Rabou déjà citée (Fig. 34), où les turbidites de boue constituent la plus grande partie de l'épaisseur de la série stratifiée.

3.6.2.4. Organisation amont-aval du système de Céüse

En contrebas de la falaise ouest se développe un corps bréchiq ue isolé (Fig. 47), depuis lequel les panoramas de la falaise ouest (Fig. 40) ont été réalisés en partie. L'épaisseur des brèches y est environ le double de celle de la falaise ouest. Elles ne peuvent donc s'y raccorder directement, malgré la proximité. Le chevauchement de Digne passe exactement entre la falaise ouest et ce corps bréchiq ue (Fig. 47-B). L'interprétation proposée est que ce corps bréchiq ue lenticulaire représente le remplissage du chenal tributaire du lobe. Mais il aurait été rapproché artificiellement du lobe lui-même par le chevauchement de Digne à vergence ouest. L'analyse du remplissage, sur les faces les mieux exposées (Fig. 47-A) montre des structures progradantes analogues à celles de la falaise ouest (Fig. 39), mais elles s'empilent en aggradation verticale ici, et non en accrétion latérale comme dans la falaise ouest. Cette différence peut s'expliquer par le confinement des écoulements dans le chenal, confinement qui n'existe plus à son débouché en tête de lobe. Le déconfinement permet l'accumulation latérale en régime de compensation morphologique, tel qu'il est observé dans la falaise ouest.

Le remplissage du chenal tributaire déborde latéralement vers le sud, où les brèches de ce compartiment peuvent être suivies sur quelques centaines de mètres. Elles ne présentent plus de stratifications obliques, ce qui peut être interprété comme le résultat du débordement final, une fois le chenal rempli. L'importance du rapprochement tectonique entre le chenal ouest à remplissage débordant et la partie amont du lobe à la géométrie en accrétion latérale, telle qu'elle est observée dans la falaise ouest, est incertaine, de quelques kilomètres au maximum.

L'ensemble des observations permet de proposer une reconstitution du système de dépôt dans son ensemble (Fig. 48). Les séries de l'ouest (région de Veynes) sont complètes, latéralement continues, sans grands changements (Fig. 33). Les Calcaires Blancs sommitaux sont présents partout avec leur épaisseur maximale. L'importance des brèches du Tithonien inférieur est faible. Le secteur représente en effet la partie distale du lobe de la Drôme où ne sont présentes que les brèches les plus épaisses de l'amont, comme la brèche BR2 (Courjault et al., 2011). Plus à l'est se développe rapidement une zone de lacunes stratigraphiques (hachurée, Fig. 48) qui est interprétée comme un talus profond dénudé. La dénudation gravitaire des dépôts noduleux du Tithonien inférieur (Fig. 10) aurait donné les brèches rencontrées plus à l'est (Céüse, Petite Céüse), en pied de talus. La zone de surcreusement de Bramefaim où les alternances berriasiennes reposent directement sur les Terres Noires se situe exactement dans le prolongement du chenal à remplissage bréchiq ue de la figure 47. Ceci conduit à imaginer que la dénudation du talus ne s'est pas faite au hasard mais qu'elle a été canalisée par de petits canyons (Fig. 48). L'un de ces petits canyons a nourri le lobe de Céüse, Un autre a pu alimenter les brèches de Petite Céüse. Le chevauchement de Digne, en rapprochant le lobe de Céüse du débouché de son canyon tributaire, masque la transition chenal-lobe. Le hiatus ne permet pas de comprendre comment la forte épaisseur de brèches dans le canyon peut passer vers l'aval aux accumulations minces, en régime d'accommodation réduite (provoquant l'accumulation en accrétion latérale) de la falaise ouest de Céüse.

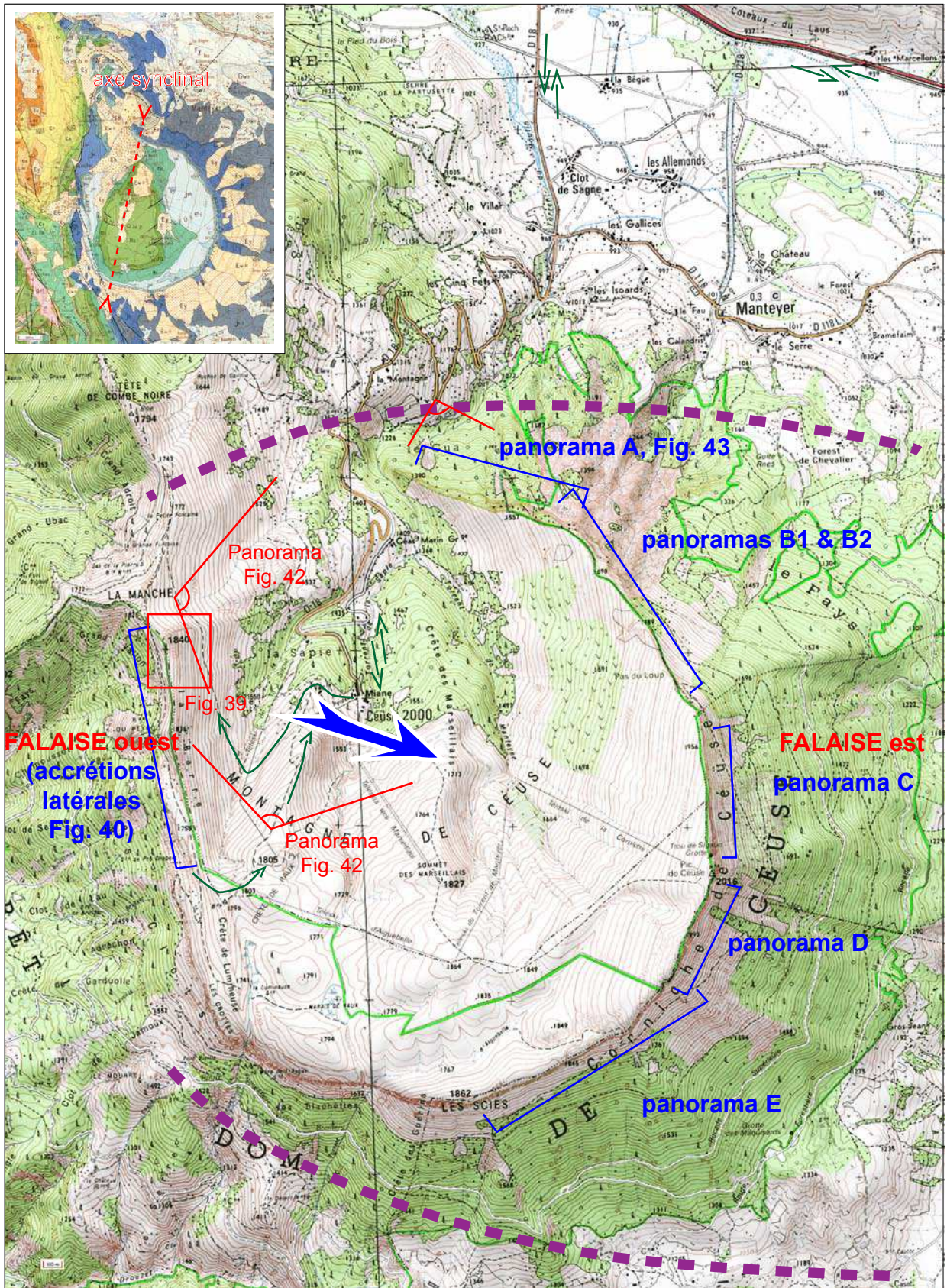


Fig. 36 - Situation des points d'observation dans le lobe bréchiqúe de Céúse.

Pointillés violets, limites approximatíves du lobe bréchiqúe ; flèche bleue, sens approximatíf des apports ; flèches vertes, trajet de l'excursion.

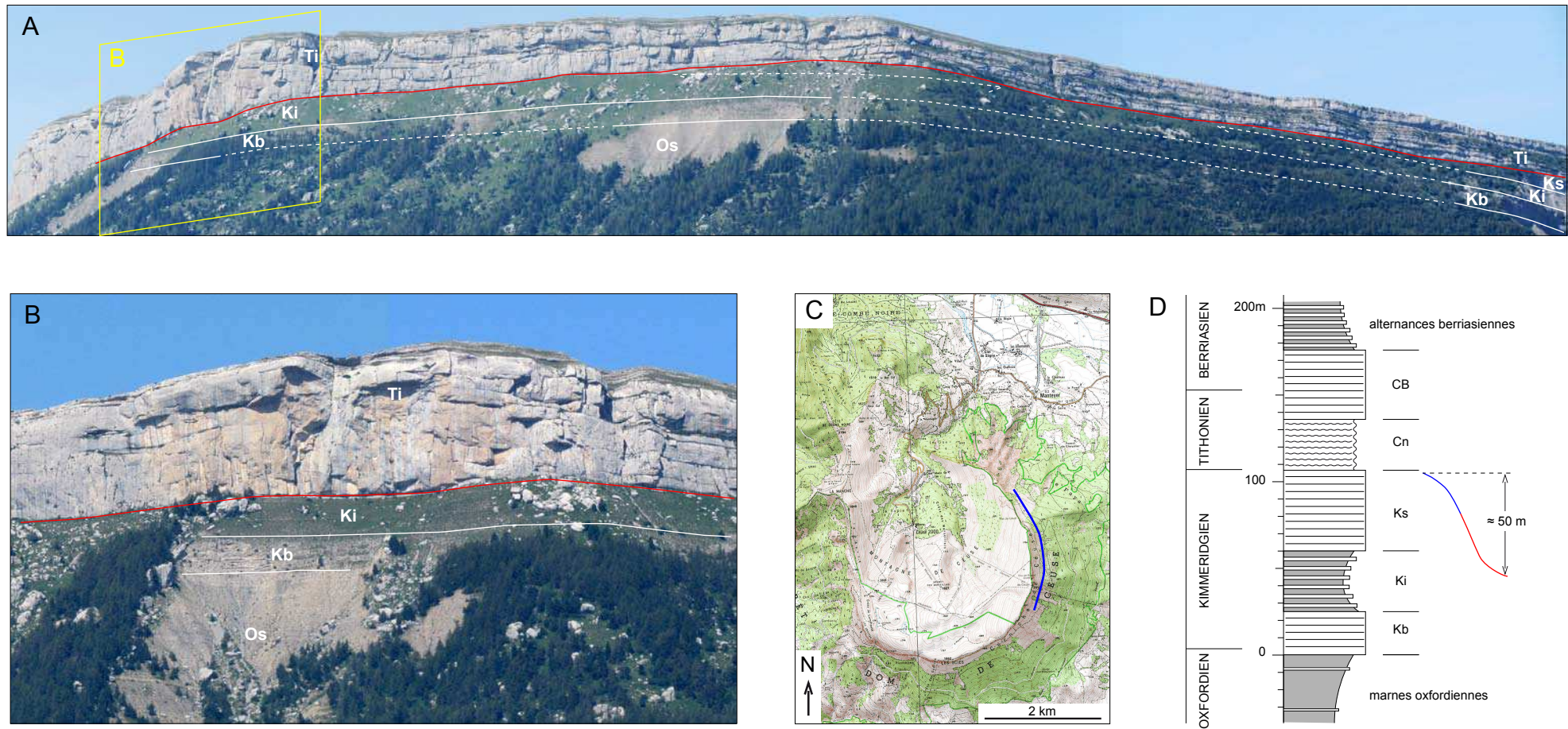
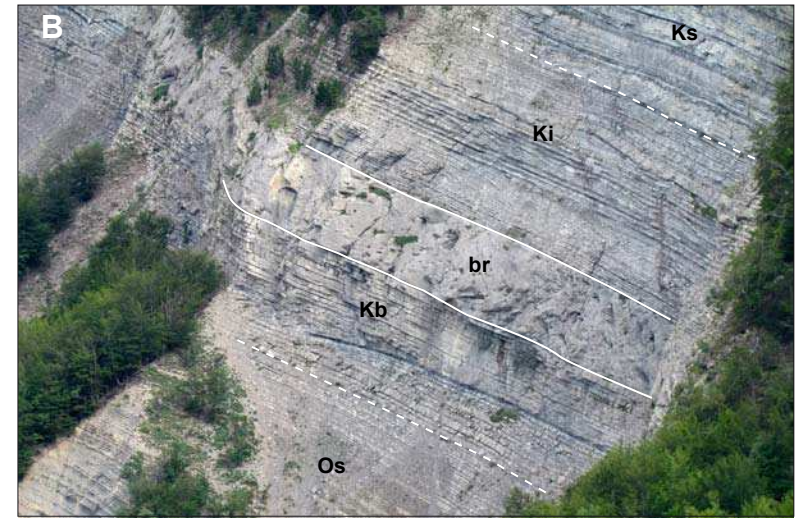
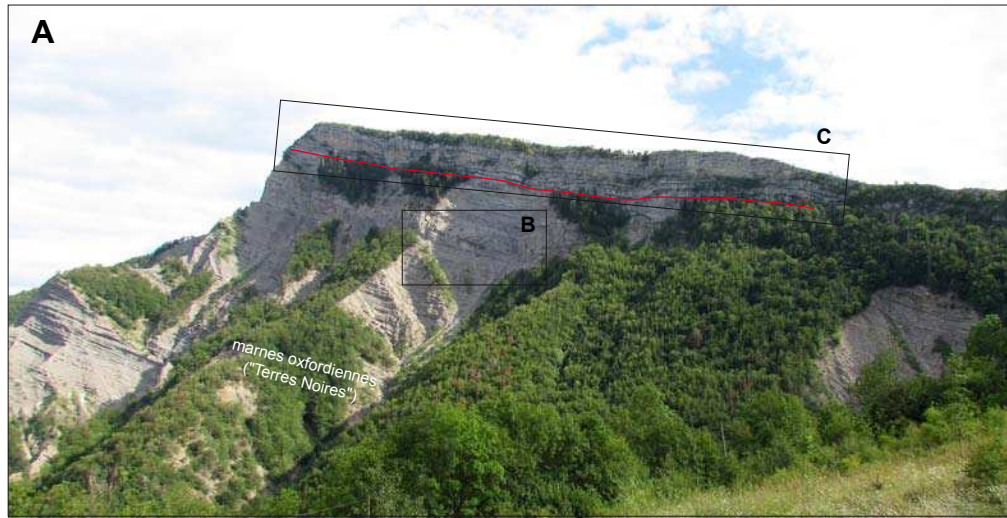


Fig. 37 - Contact basal érosif des brèches de Céüse sur les calcaires et marno-calcaires du Kimmeridgien.

A, vue générale de la falaise de brèches massives et des formations marno-calcaires ravinées ; B, vue de détail ; C, position du panorama A sur la falaise de Céüse ; D, rappel de la série virtuelle indiquant l'amplitude stratigraphique maximale du ravinement, dans l'hypothèse où les premières brèches sont d'âge tithonien basal comme dans le système de la Drôme (Courjault et al., 2011). Le long de la falaise de Céüse, des bords latéral nord à latéral sud du lobe bréchiqve conservés par l'érosion, cette amplitude (ligne rouge en D) est néanmoins plus faible, de l'ordre de 30-35 m environ, car les zones d'ammonites à Eudoxus et Beckeri ne sont pas présentes.

Abréviations : Kb, Ki, Ks, Kimmeridgien basal, inférieur, supérieur, respectivement ; Cn, calcaires noduleux du Tithonien inférieur, CB, «Calcaires blancs» du Tithonien supérieur-Berrisien inférieur.



coupe Céüse N (Fig. xx)

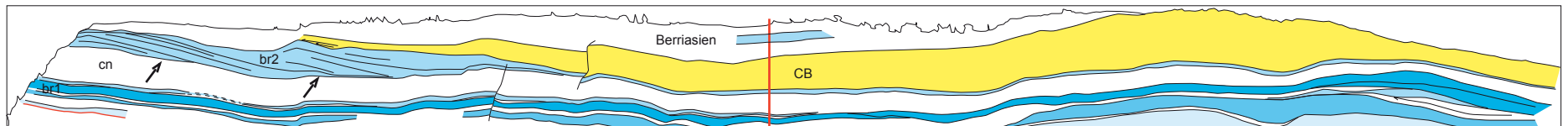


Fig. 38 - Falaise latérale nord de Céüse.

A, vue générale ; B, vue de détail de la brèche (br) à clastes argileux qui remplace localement le slump supra-calcaires du Kimméridgien basal (Fig. 22A) ; C, géométrie en accretion latérale des brèches br2 et onlap des Calcaires Blancs (à turbidites calcarénitiques) sur celles-ci.

Abréviations : br1, brèches de base du Tithonien ; cn, calcaires noduleux ; br2, brèches du sommet du Tithonien inférieur ; CB, Calcaires Blancs. Principales brèches en bleu.

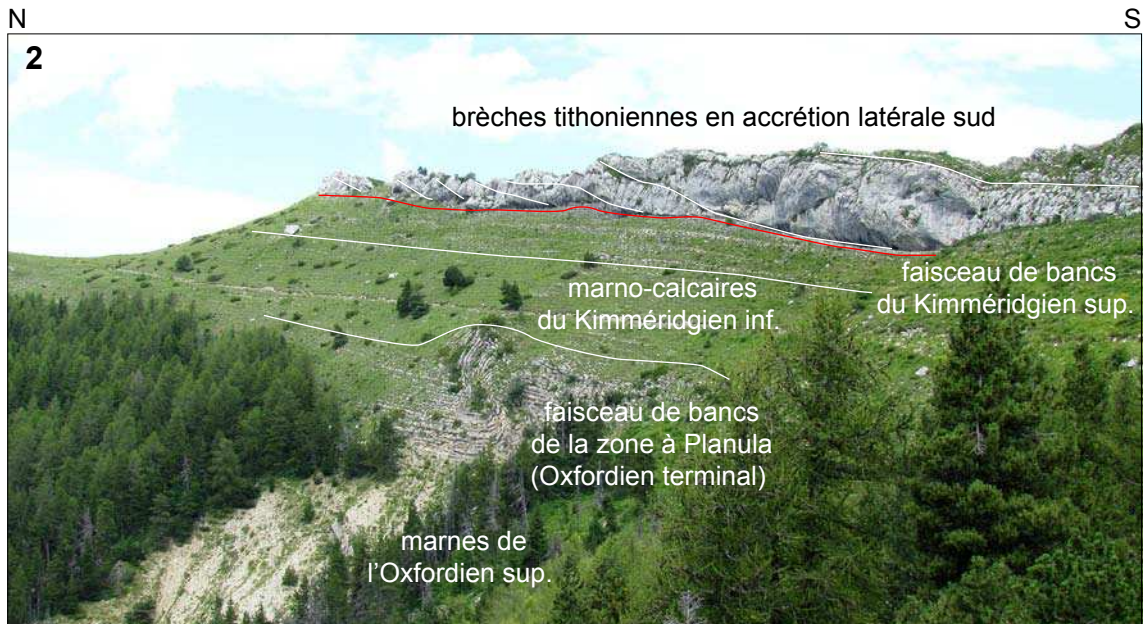
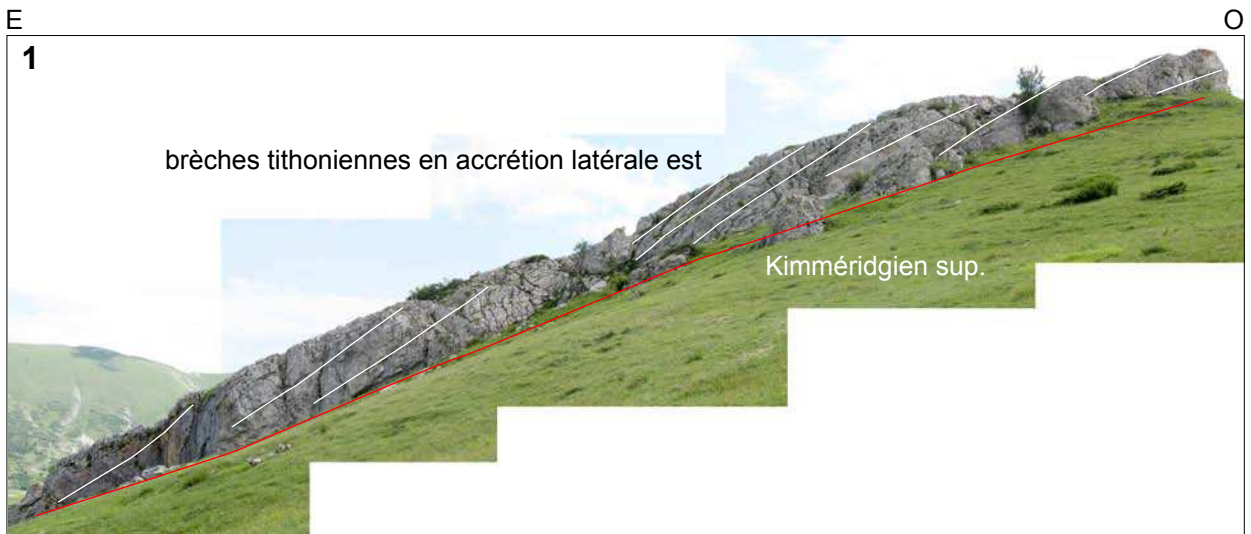
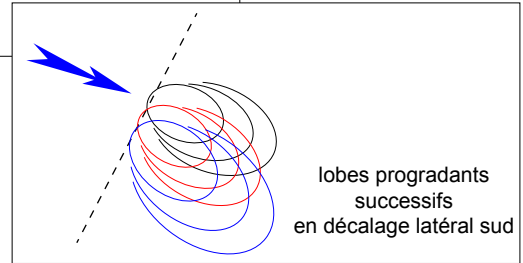
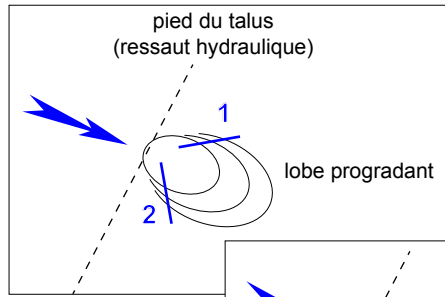
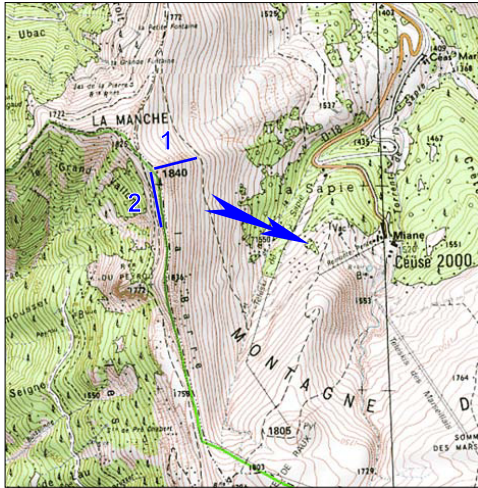


Fig. 39 - Accrétions obliques dans les brèches au col de la Manche. Interprétation.

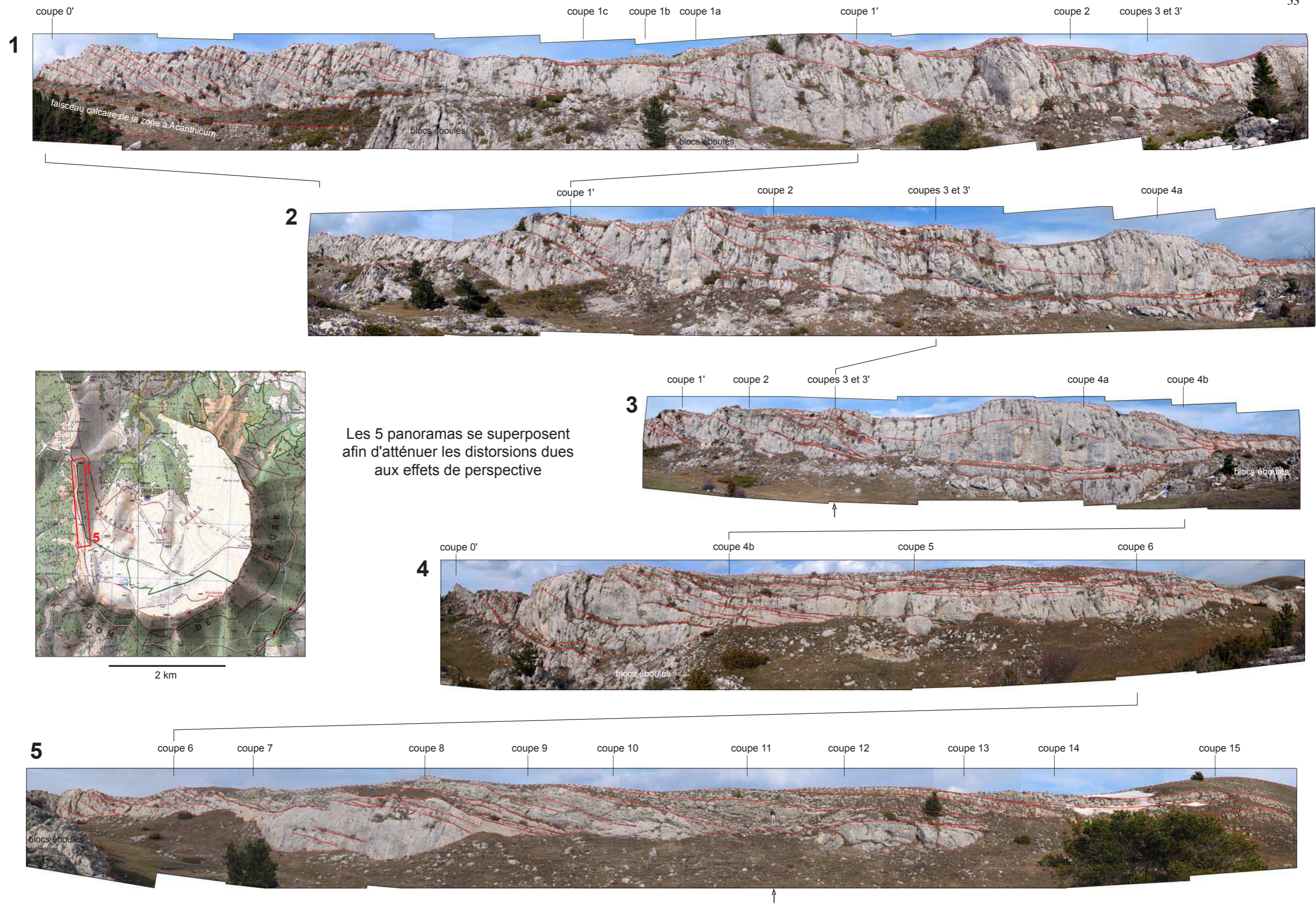


Fig. 40 - Géométrie en accréction latérale vers le Sud des brèches tithoniennes sur le flanc ouest de Céüse. (d'après Backert 2004).
Le personnage (flèches) donne l'échelle.

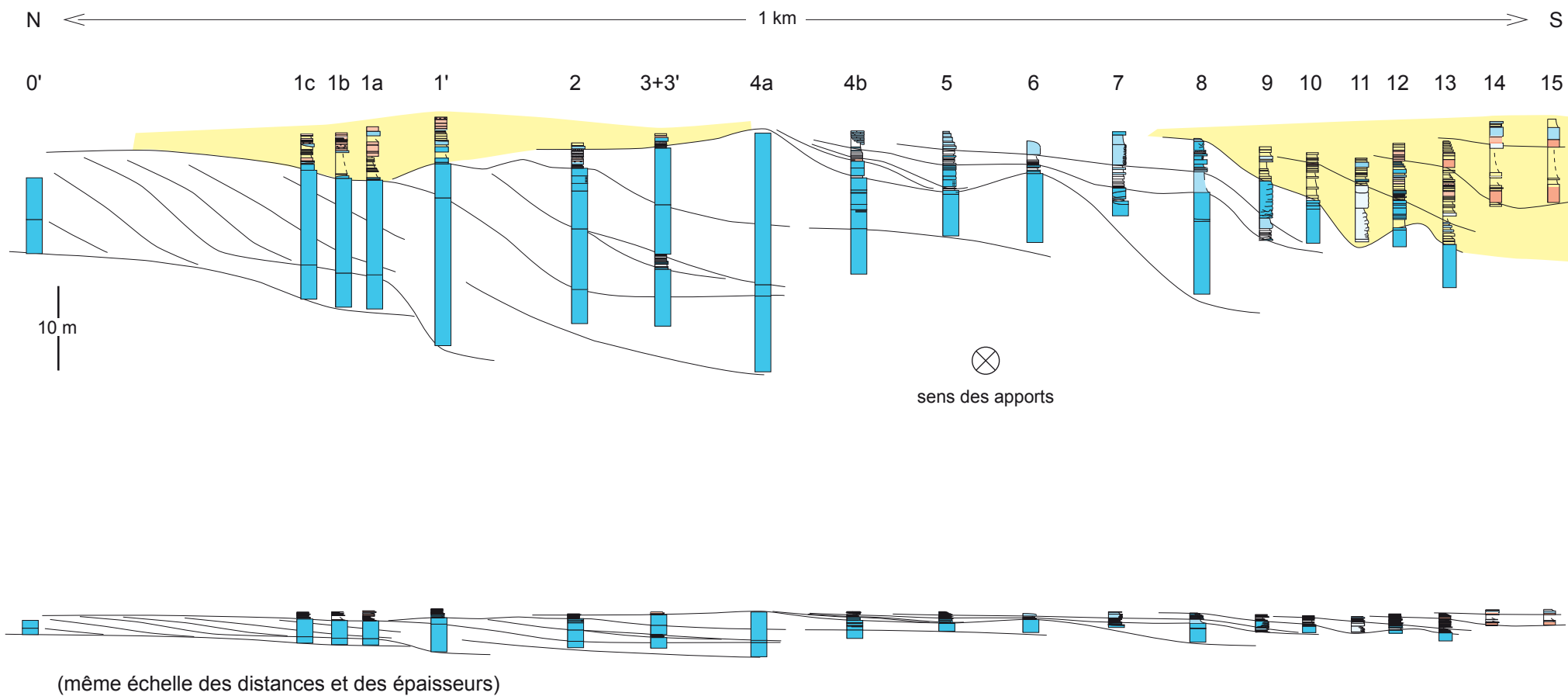


Fig. 41 - Géométrie des brèches du flanc ouest reconstituée à partir de coupes sériees (d'après Backert 2004).

Les numéros de coupes renvoient à la Figure 40.

(brèches en bleu, calcarénites en rouge, fond jaune : Calcaires Blancs)

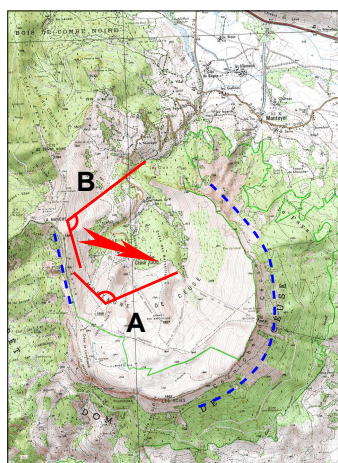
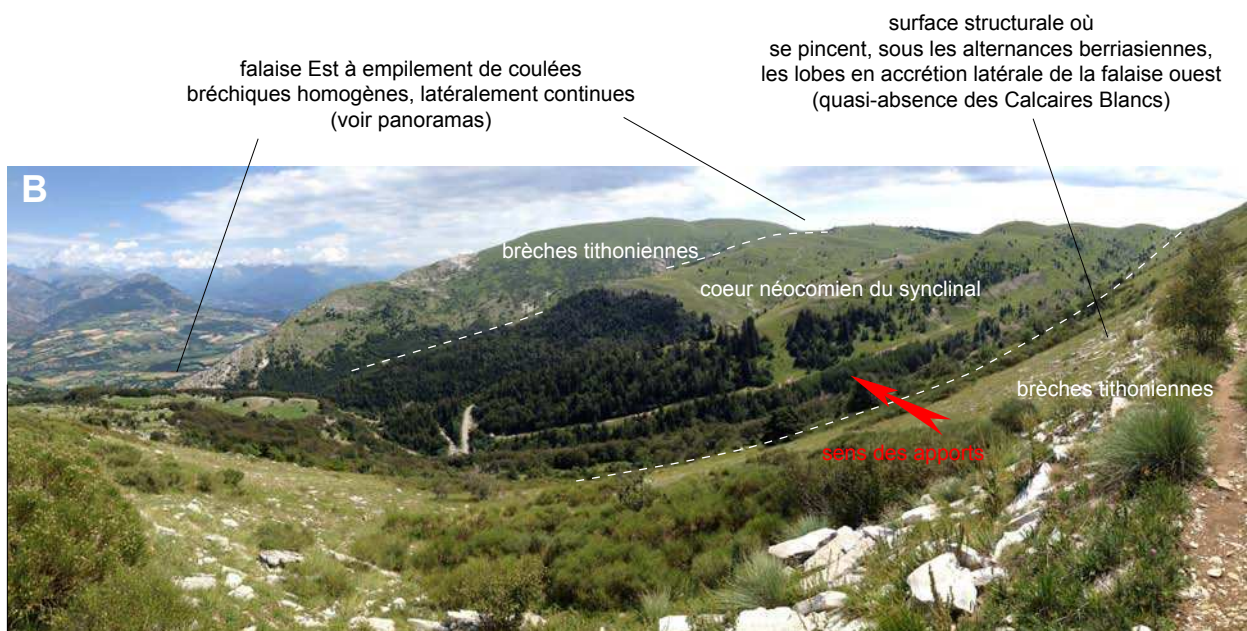
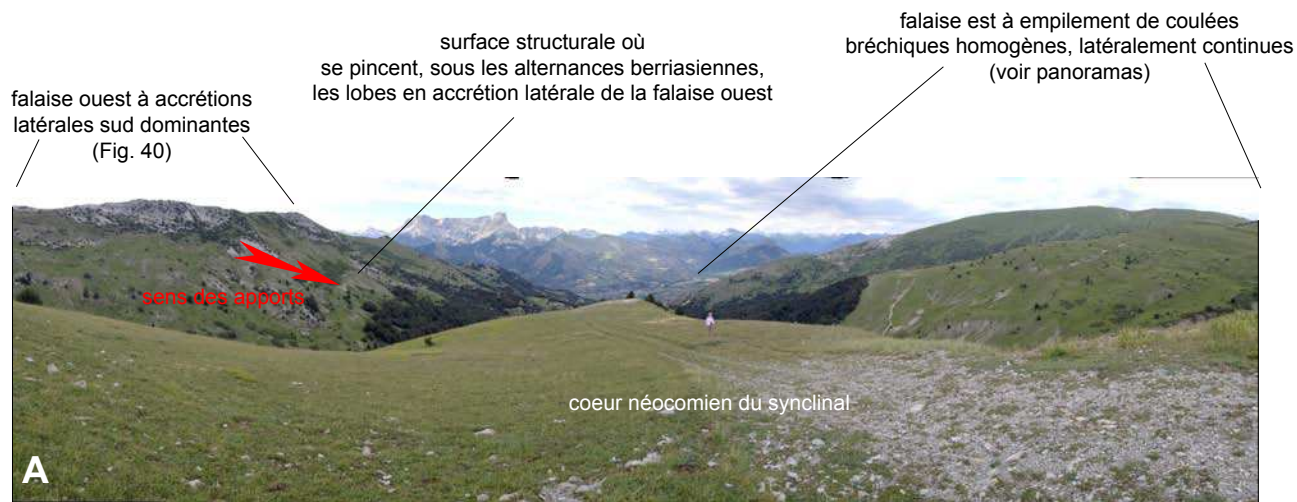


Fig. 42 - Vues générales de l'intérieur du synclinal perché de Céüse.

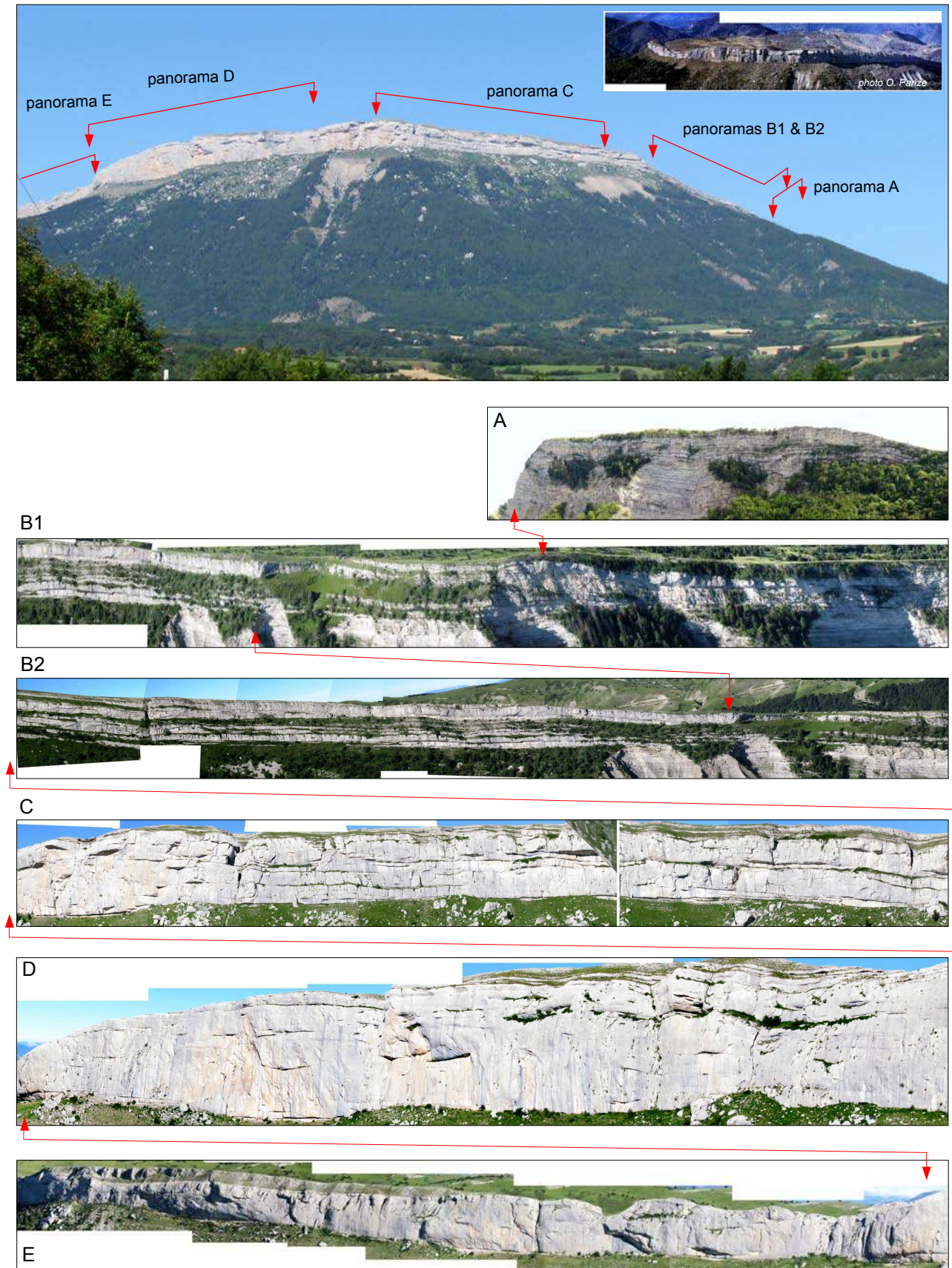


Fig. 43 - Situation des panoramas de détail de la falaise est de Céüse.

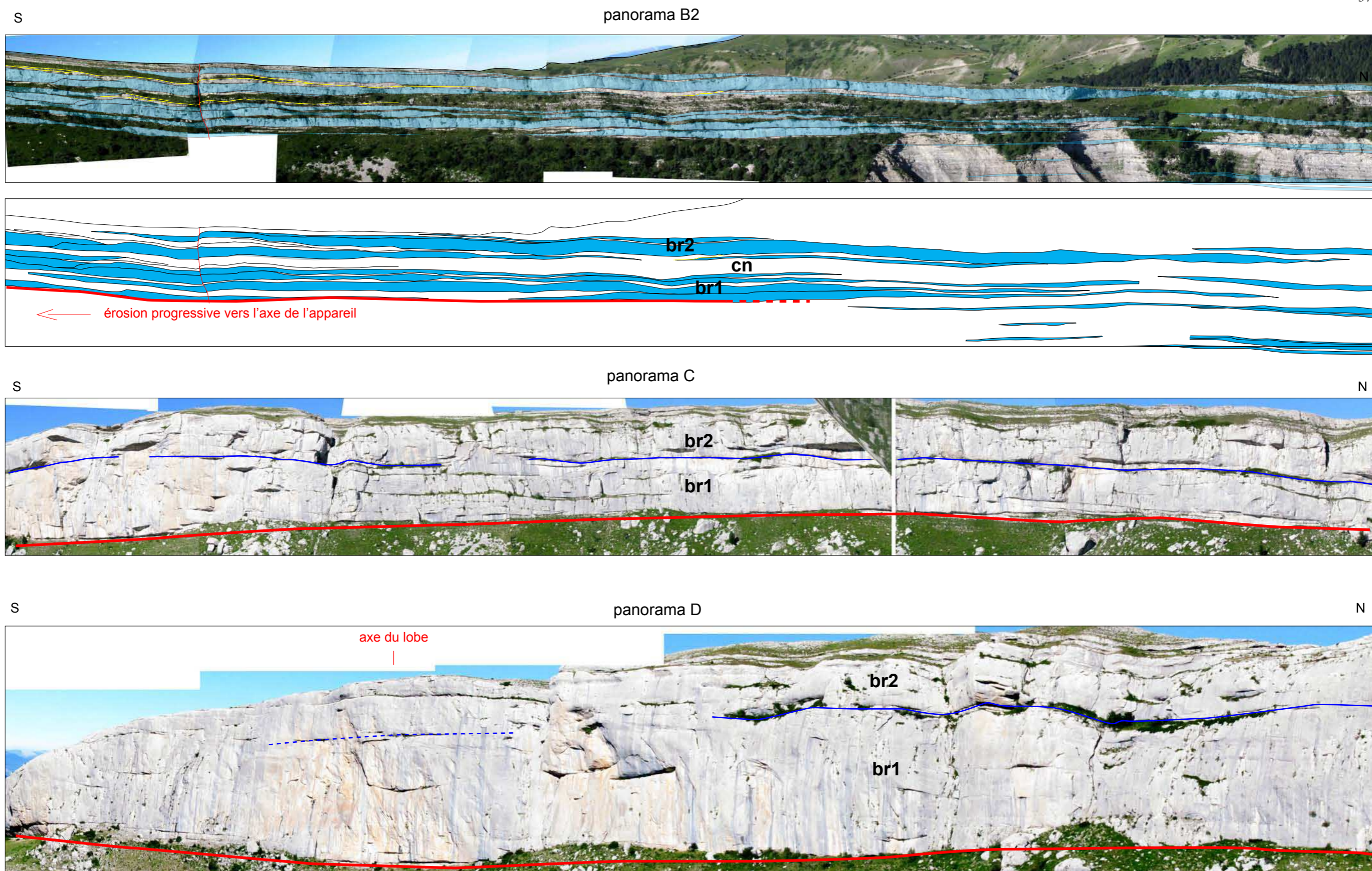


Fig. 44 - Amalgamation progressive vers l'axe du lobe des unités bréchiqes br1 (Tithonien basal) et br2 (fin du Tithonien inférieur), et disparition de l'intervalle «calcaires noduleux» (cn) intermédiaire.

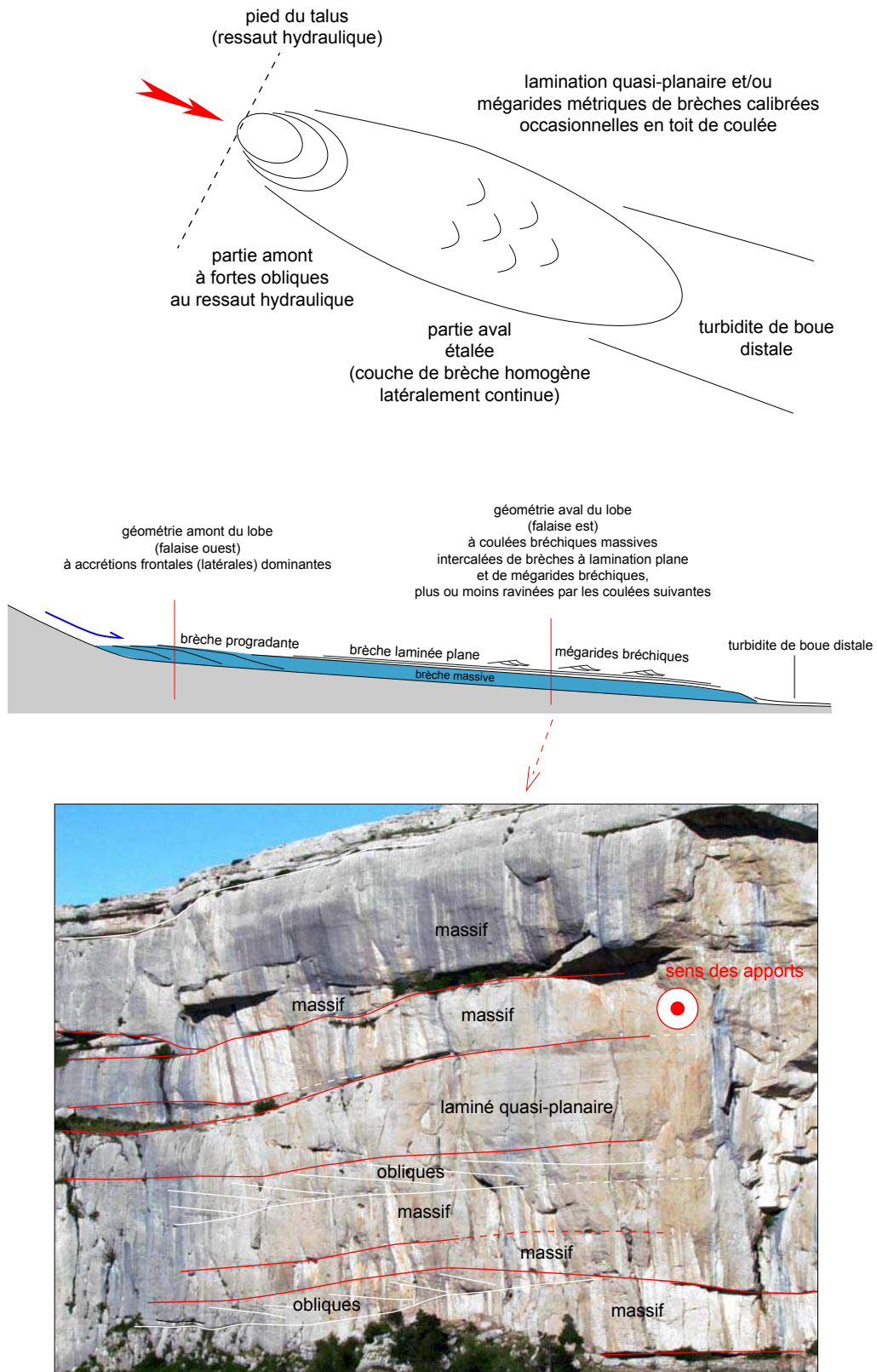


Fig. 45 - Organisation spatiale d'un lobe progradant élémentaire.

En haut, vue en plan ; au milieu, vue en coupe ; en bas, vue détaillée de la falaise frontale orientale illustrant la structure aval où alternent brèches massives, brèches à lamination planaire et brèches à obliques. Les séquences aval sont ainsi bâties fondamentalement selon la séquence de Bouma, avec division massive sur surface d'érosion (rouge) en base, et division B ou C (mégarides) facultatives au sommet. La distinction principale avec la séquence de Bouma réside dans la géométrie progradante de la partie amont de la "turbidite".

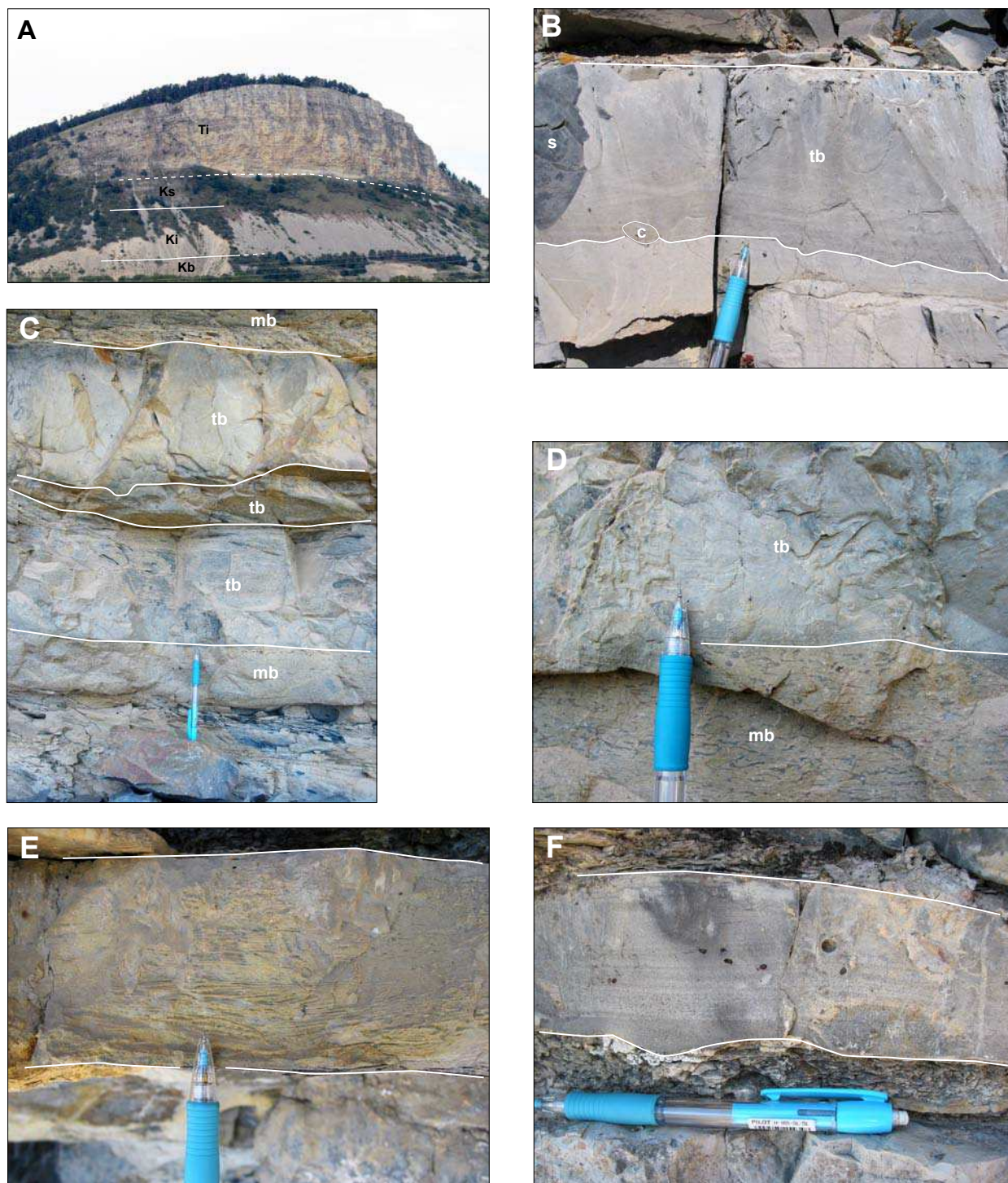


Fig. 46 - Partie distale du lobe bréchiq ue de Céüse à turbidites de boue (Chapeau de Napoléon, près Gap).

A, vue générale de la série montrant les calcaires tithoniens bien stratifiés (Kb, barre calcaire du Kimméridgien basal ; Ki, marno-calcaires du Tithonien inférieur ; Ks, calcaires du Kimmeridgien supérieur ; Ti, calcaires lités tithoniens) ; **B** à **D**, turbidites de boue (tb) à base "silteuse" laminée plan, intercalées dans des mudstones bioturbés (mb) de bassin ; noter en B, un petit galet de calcarénite fine (c) sur la surface de base de la turbidite (s, silex) ; **E** et **F**, turbidites "calcarénitiques" à granulométrie fine, à lamination plane (F) et/ou rides de courant (E).

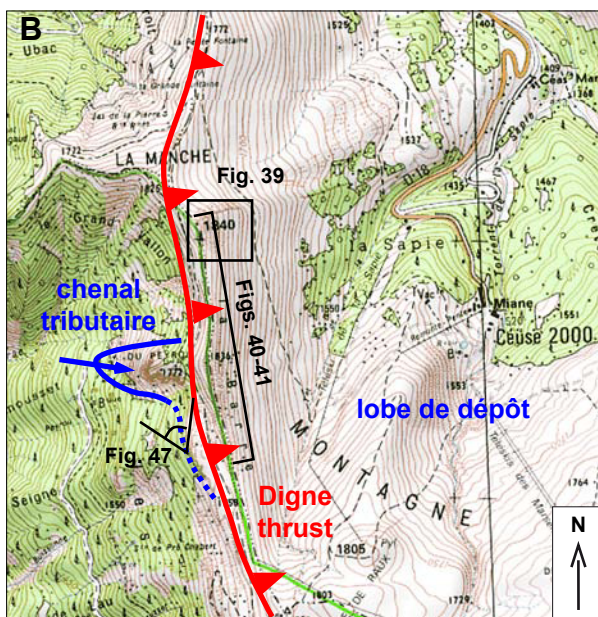
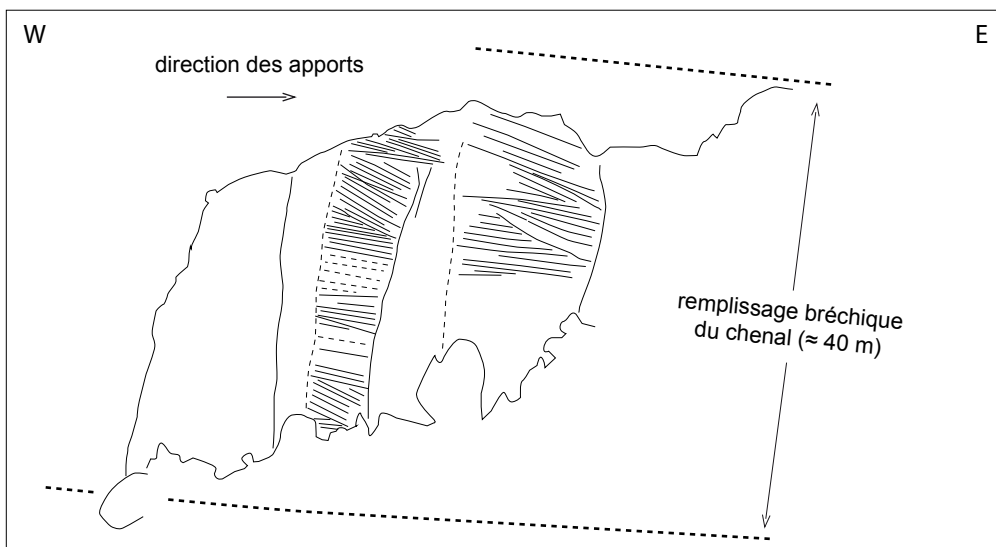


Fig. 47 - Géométrie interne du remplissage bréchié du chenal tributaire du lobe de Céüse. Le lobe a été artificiellement rapproché du chenal par le déplacement vers l'ouest du chevauchement de Digne.

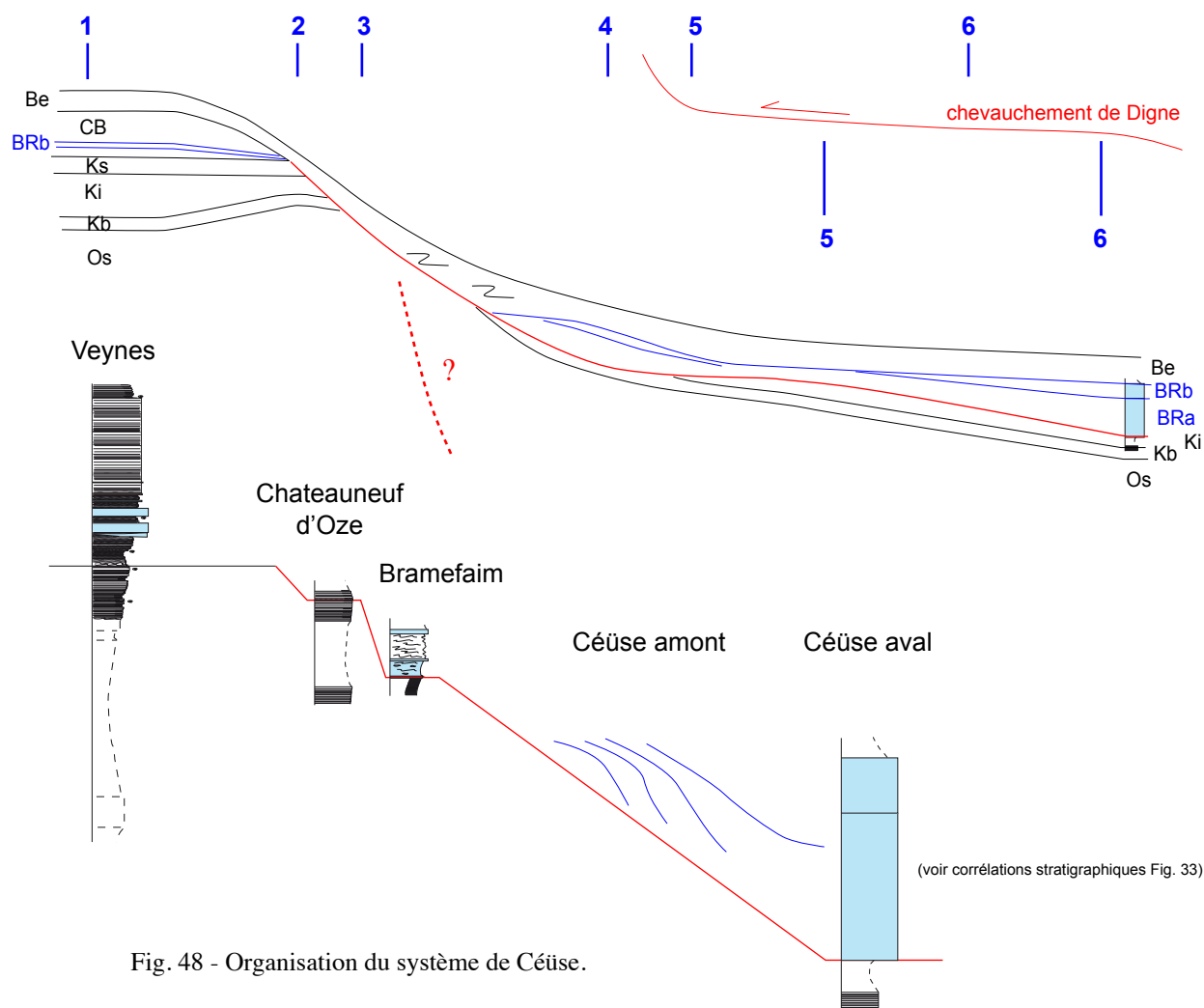
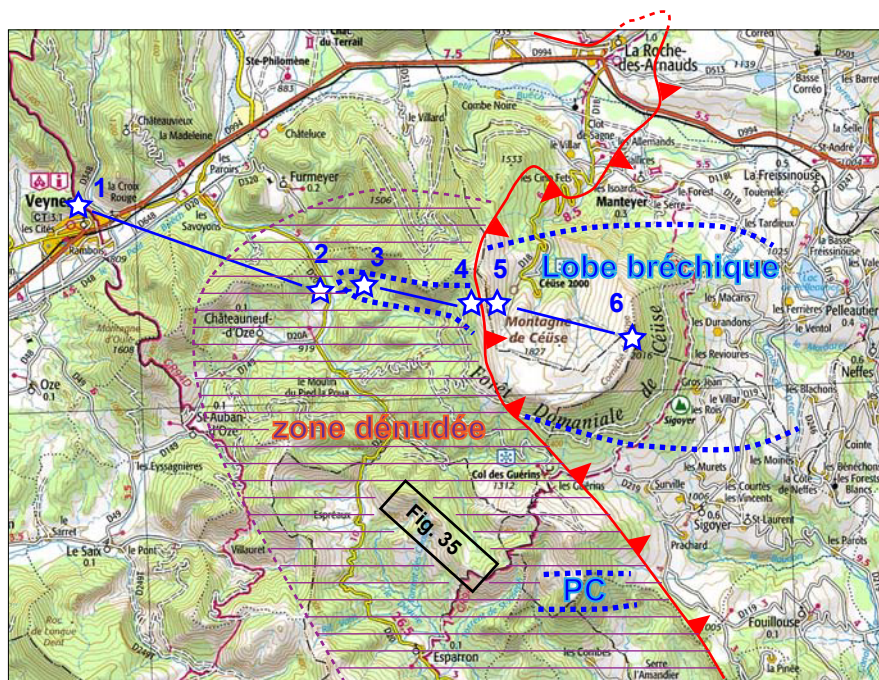


Fig. 48 - Organisation du système de Céüse.

1, secteur de Veynes : domaine distal du lobe de la Drôme (Courjault et al. 2011) ; 2 et 3, zone de talus dénudé où un surcreusement local apparaît dans le ravin de Bramefaim (Berriisien sur Terres Noires) ; 4, chenal tributaire, rempli de brèches en accrétion frontale, du lobe de Céüse ; 5, partie amont du lobe bréchuque (artificiellement rapprochée de 4 par le chevauchement de Digne), à série bréchuque mince (20-30 m) composée de petites unités élémentaires en accrétion frontale et disposées en accrétion latérale sud les unes par rapport aux autres ; 6, partie aval du lobe bréchuque, plus épaisse (100 m). La position des brèches de Petite Céüse est indiquée (PC) dans la partie sud de la zone dénudée.

Os, Oxfordien supérieur ; Kb, Ki, Ks, Kimméridgien basal, inférieur, supérieur ; CB, Calcaires Blancs (Tithonien supérieur) ; Be, alternances mamo-calcaires berriasiennes, BRa, b, brèches inf. et sup.

4. Calcarénites barrémiennes

Les atterrissements gravitaires barrémo-bédouliens en fosse vocontienne comportent des lobes calcarénitiques (Fig. 49) issus des faciès bioclastiques externes des plates-formes urgoniennes, des coulées de débris issues principalement des marges des plates-formes et des slumps intra-basinaux. Les slumps de couches pélagiques sont représentés à peu près partout et sont difficilement corrélables entre eux. Un exemple particulièrement spectaculaire de système de coulées de débris se développe dans la moyenne vallée de la Drôme, du NW au SE, exactement à l'aplomb du lobe tithonien cité plus haut, et débouchant d'un probable canyon situé au niveau de la ville de Crest (Ferry & Flandrin, 1979). Une illustration est mise à jour dans un livret-guide d'excursion antérieur (Ferry et al., 2005). L'intérêt de cet appareil est qu'il a été possible de cartographier la niche d'arrachement d'une des coulées principales (Ferry & Flandrin, 1979).

La répartition des éventails turbiditiques barrémo-bédouliens est indiquée sur la figure 50. Ils sont principalement originaires de la plate-forme urgonienne du Bas-Vivarais, dans une moindre mesure de la plate-forme du Vercors ou de Provence. L'éventail principal se développe à l'aplomb du Pays-de-Bourdeaux. il est alimenté principalement de l'ouest mais des directions de courant en semelle de banc indiquent également une alimentation partielle depuis le NW, peut-être depuis le canyon de Crest, en débordement latéral sud du système de coulées cité plus haut. La figure 51 illustre quelques caractéristiques des ces turbidites de bassin.

Les affleurements vus pendant l'excursion se concentrent autour du problème de la transition chenal-lobe dont un exemple particulièrement spectaculaire existe dans la partie nord de l'anticlinal de la Lance, sur la bordure est du bassin tertiaire de Valréas. Deux affleurements sont visités, le *chenal des Aures* au nord et le *lobe de Pas-de-la-Cluse* plus au sud (Fig. 52). Les lignes isopiques des marno-calcaires autochtones sont légèrement obliques par rapport à la direction de l'anticlinal, de sorte que, du NW au SE, le faciès des marno-calcaires autochtones évolue du type hémipélagique (faciès de talus) au type pélagique (faciès de bassin) près de Nyons. La base du Barrémien supérieur de la Lance est marquée par un éventail calcarénitique dont l'épaisseur maximale coïncide avec le sommet de la Lance (Figs. 49, 52). La position stratigraphique des ensembles étudiés est indiquée sur la figure 53.

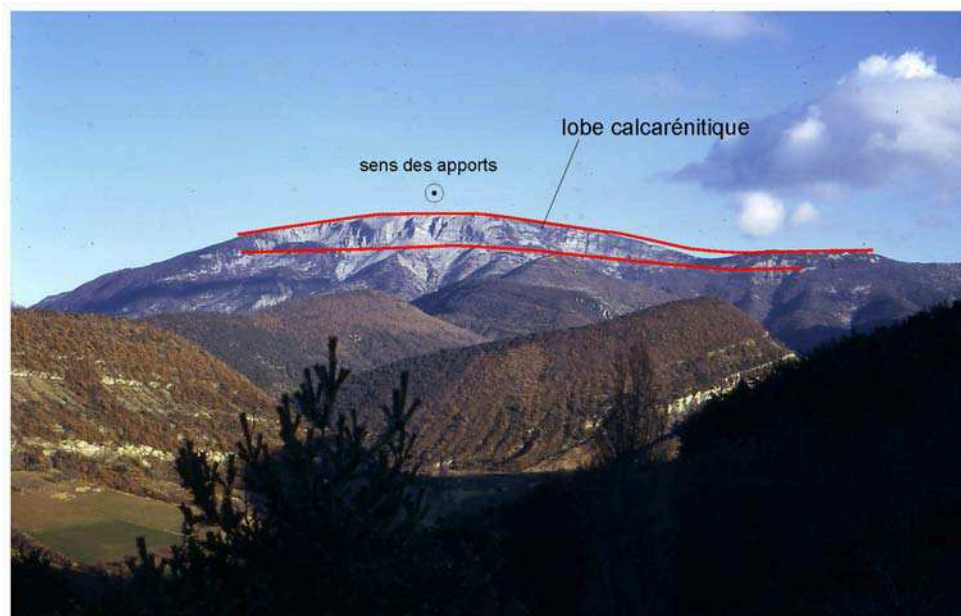


Fig. 49 - Le lobe calcarénitique de la Lance, vu depuis Valouse.
(situation, voir Fig. 50).

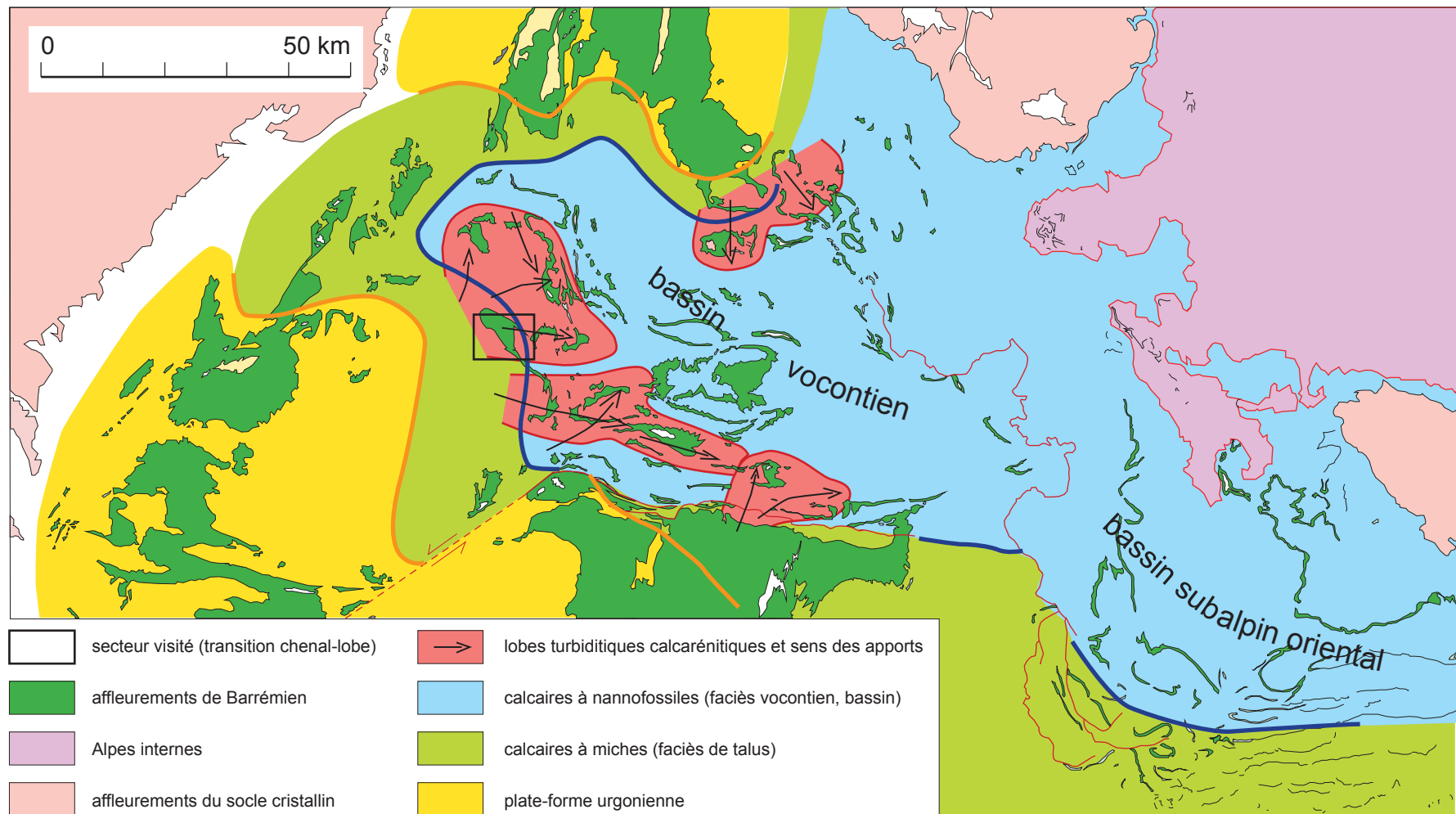


Fig. 50 - Répartition des lobes turbiditiques barrémo-bédouliens dans le bassin vocontien.

(d'après Ferry 1978, Ferry 1979, Ferry 1984, Ferry & Flandrin 1979).

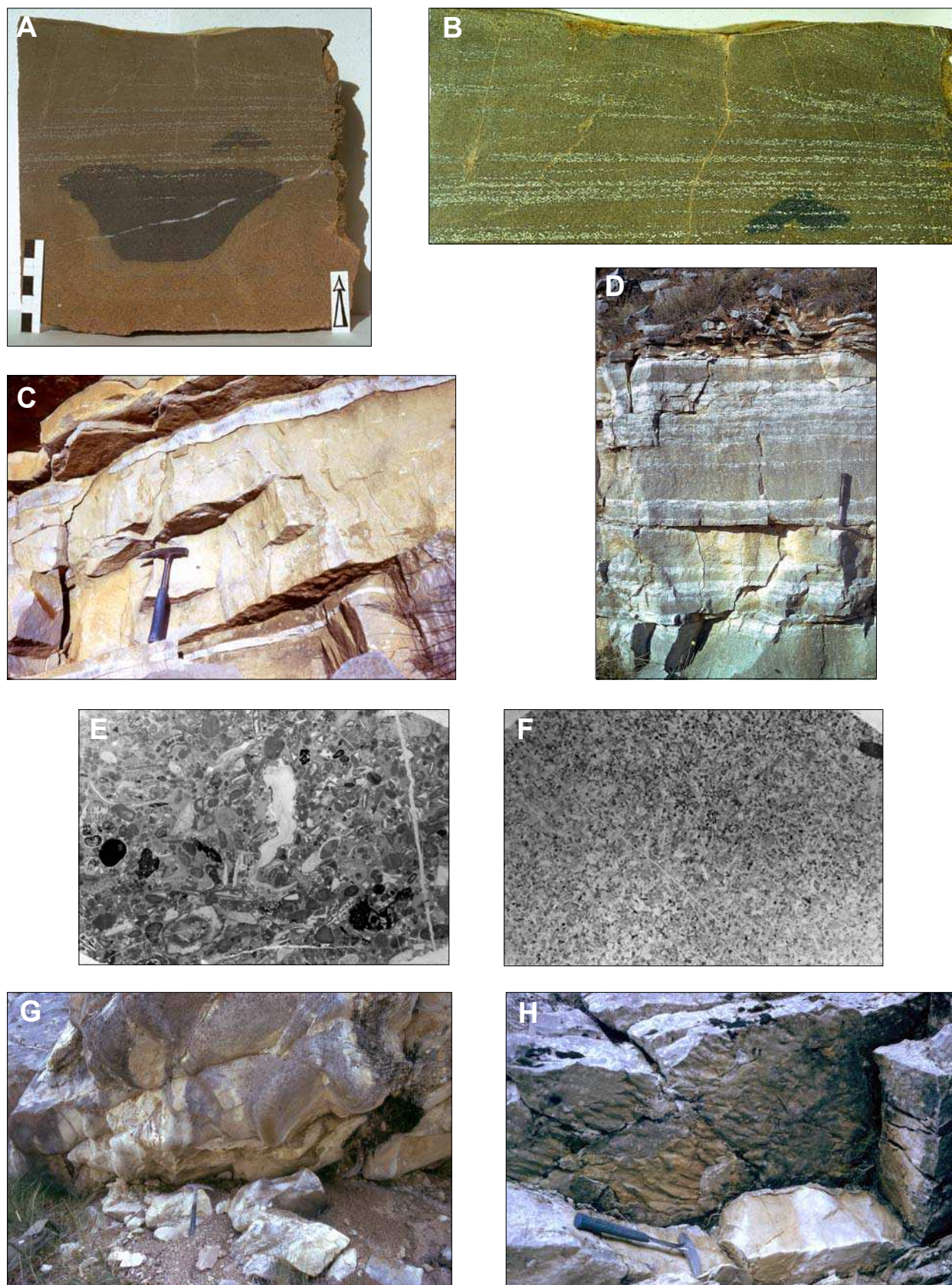


Fig. 51 - Turbidites bioclastiques barrémiennes.

A à D, quelques exemple de séquences turbiditiques barrémiennes (A, séquence Ta-b-c ; B, détail du toit de A montrant les rides de courant ; C, séquence Ta-b caractéristique des barres bioclastiques vocontiennes (silex et galets mous en toit de banc) ; D, petites séquences T-a-b-e à toit bioturbé) ; E et F, granulométrie en base et sommet d'une turbidite Ta-b d'épaisseur métrique ; G et H, exemples de flute-casts en base de banc (en G, gros flutes-casts en base d'un banc mal granoclassé de 3 m d'épaisseur).

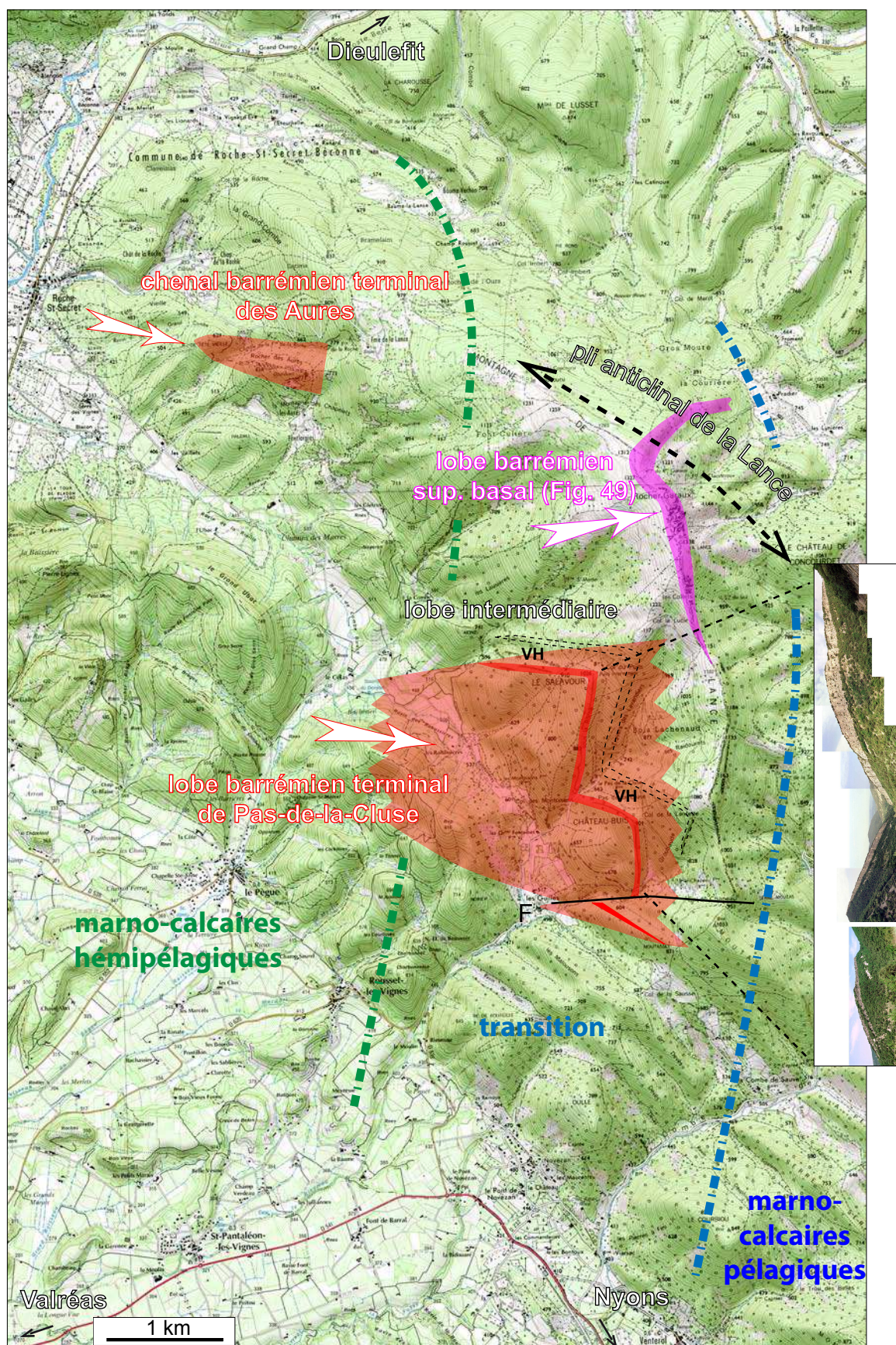


Fig. 52 - Situation du lobe de Pas-de-la-Cluse et du chenal des Aures dans l'anticlinal de la Lance et contexte paléogéographique.

Situation des lignes isopiques des marno-calcaires au Barrémien terminal (maximum de progradation de la plate-forme). VH, vire à hétérocères du Barrémien supérieur. Fond topographique IGN, Infoterre-BRGM.

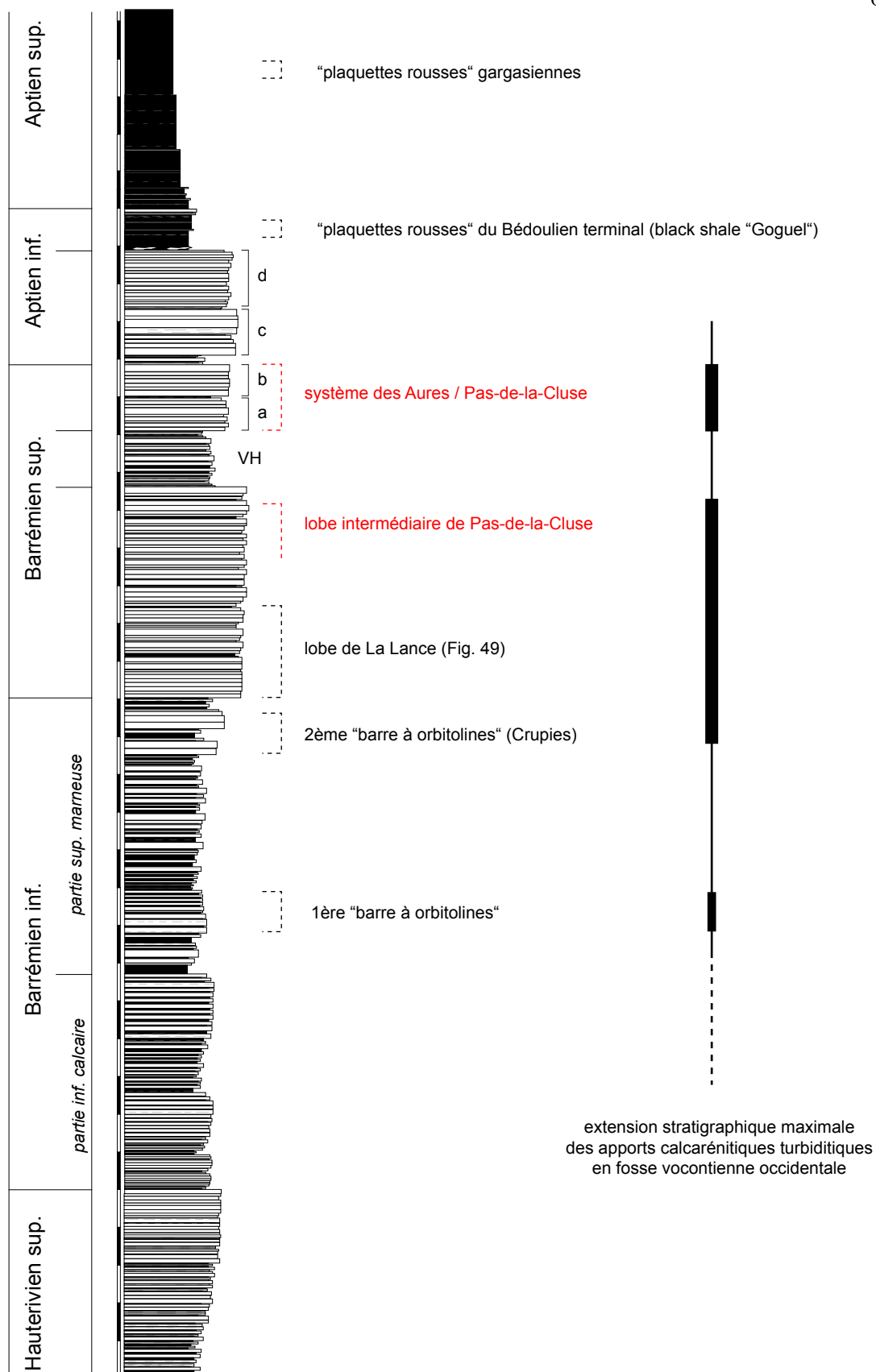


Fig. 53 - Situation stratigraphique par rapport à la série stratotypique d'Angles des appareils calcarénitiques barrémiens vocontiens.

VH, vire à hétérocères. En rouge, appareils vus pendant l'excursion. a à d, faisceaux de bancs du Barrémien sommital-Bédoulien (ils sont encore représentables dans les faciès de talus de La Lance (J1 - excursion)).

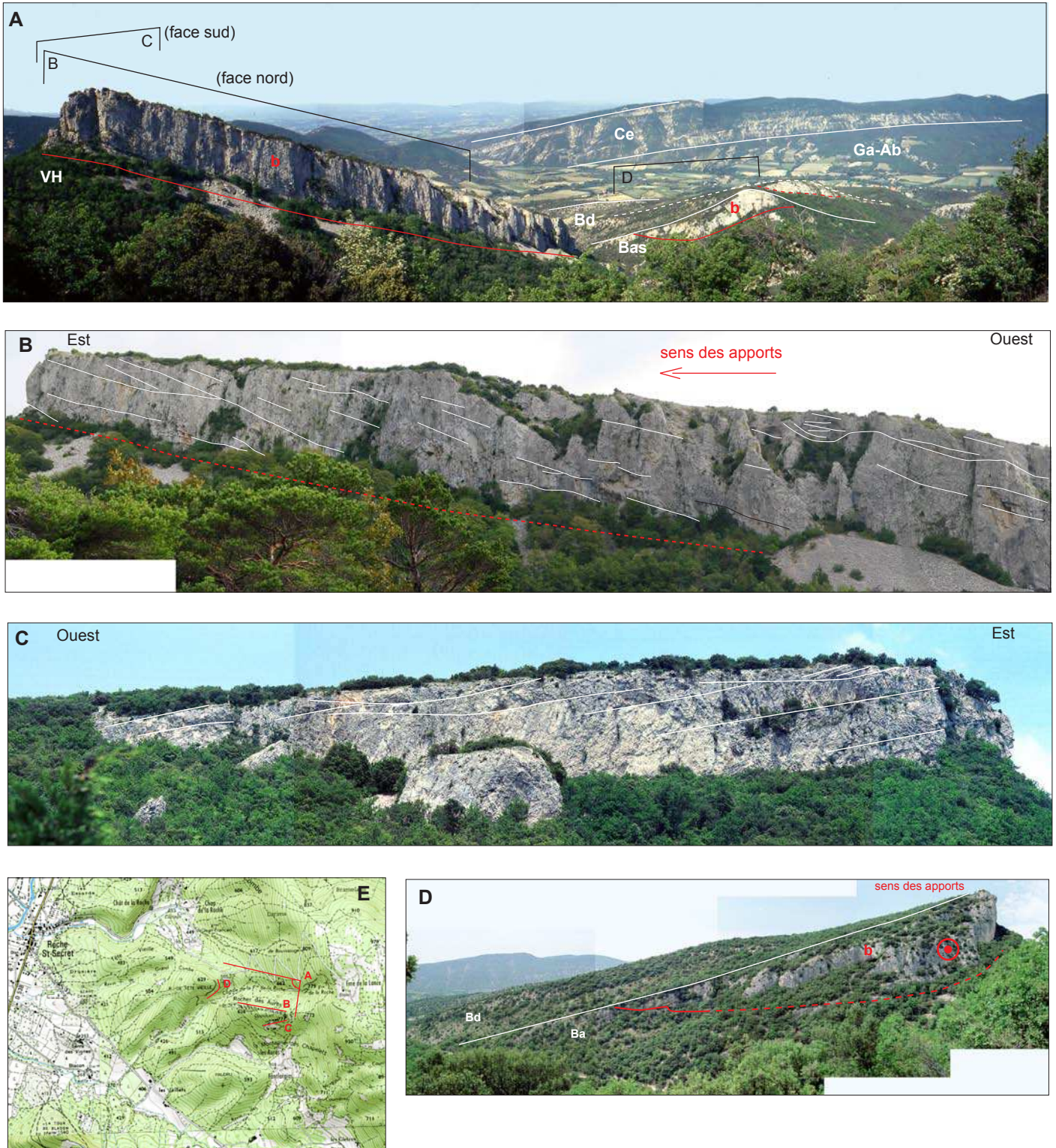


Fig. 54 - Le chenal des Aures.

La géométrie particulière de son remplissage est interprétée comme le résultat d'un comblement en onlap amont au fur et à mesure de la croissance du lobe qui lui est attaché en aval. Des surcreusements apparaissent dans sa partie sommitale.

A - Vue générale. A droite (B), la falaise représente une coupe naturelle longitudinale dans le chenal, parallèlement au sens des apports. A l'arrière-plan (D), coupe transversale dans la partie amont du chenal. B - Vue de détail de la partie aval du chenal (Rocher des Aures) montrant un downlap apparent sur la surface de base de l'unité calcarénitique formant falaise (panorama basculé). C - vue de la paroi sud du Rocher des Aures montrant le même downlap amont. Noter les surcreusements au toit de l'unité calcarénitique, comme en B. D - Vue de détail de la tête du chenal à remplissage calcarénitique, en coupe transversale. Il entaille le dernier faisceau calcaire barrémien. E - Plan de situation.
 Abréviations : b, calcaires bioclastiques ; Bas, Barrémien supérieur sommital ; Bd, Bédoulien (Aptien inférieur) ; Ga, Gargasien (Aptien sup.) ; Ab, Albien ; Ce, Cénomannien ; VH, vire à hétérocères (Barrémien sup.)

4.1. Le chenal des Aures

Il constitue un corps calcarénitique très étroit (Fig. 52) coïncidant à peu près avec le Rocher des Aures. L'érosion actuelle préserve, d'une part, la falaise des Aures qui est une coupe naturelle longitudinale dans le remplissage du chenal barrémien (Fig. 52-A) et, d'autre part, une coupe transversale dans la partie amont du chenal (Fig. 52-A et D). L'étroitesse du plateau des Aures permet d'examiner selon deux plans légèrement différents la géométrie interne du remplissage (Fig. 52-B et C).

Le chenal creuse dans les marno-calcaires hémipélagiques exactement au sommet du faisceau b (Fig. 50), c'est-à-dire exactement à fin du Barrémien (Fig. 52-A et D). La surface d'érosion est en marche d'escalier sur le bord sud du chenal (Fig. 52-D). Elle est couverte de calcarénites grossières en bancs amalgamés.

La géométrie du remplissage vu en long (Fig. 52B) est curieuse. Elle dessine globalement un downlap amont sur la surface d'érosion. Mais des chenalisations emboîtées apparaissent dans le sommet. Il est difficile de suivre les bancs qui sont amalgamés. Le matériel est grossier en moyenne. On n'observe aucun granoclassement dans les bancs.

Le downlap amont peut -être interprété, après suppression du pendage tectonique et restitution de la pente sédimentaire originelle, comme un onlap rétrogradant sur l'axe du chenal. L'onlap se mettrait en place par suite de la croissance d'un lobe attaché en aval.

4.2. Le lobe de Pas-de-la-Cluse.

Il se développe plus au sud (Fig. 52). La largeur du corps sédimentaire est plus importante (environ 3 km) que celle du chenal de Aures. Il n'y a aucun indice de surface d'érosion à sa base, au contraire des calcarénites des Aures qui remplissent clairement un chenal. Le corps calcarénitique surmonte la vire à hétérocères du Barrémien supérieur et est surmonté par les calcaires fins de l'Aptien inférieur (Bédoulien). Il est donc contemporain du remplissage du chenal des Aures. Bien que lobe et chenal ne soient pas dans le prolongement l'un de l'autre, il est logique de réunir les deux appareils pour reconstruire la transition chenal-lobe au pied du talus barrémien.

Le déroulé de la falaise est illustré sur la figure 55, pour situer les panoramas photographiques. Ces panoramas (Figs. 56 à 58) permettent de reconstituer la géométrie interne de l'appareil (Fig. 61). Une série de coupes sériées ont été réalisées dans la falaise, afin d'obtenir des coupes granulométriques (Figs. 59 et 60) complétant les informations géométriques tirées des panoramas photographiques. La synthèse des observations a été publiée (Savary & Ferry, 2004).

De façon simplifiée, l'histoire du lobe peut être résumée ainsi :

- mise en place d'un système drapant de turbidites granoclassées et de granulométrie fine (unité 1, Fig. 56A) qui se dédouble vers le sud (Fig. 58D),

- mise en place latéralement vers le nord d'un ensemble légèrement ravinant de turbidites calcarénitiques plus épaisses et plus grossières (unité 2, Fig. 56B),

- édification sur l'unité 2 d'un ensemble de coulées de débris et de calcarénites très grossières disposées en accréation latérale au sommet de la falaise (Fig. 57) et qui semble se poursuivre, après une interruption, jusque sur le bord sud du lobe (Fig. 58B et C),

- drapage de l'ensemble par une couche de marne grise,

- mise en place finale d'une nouvelle unité calcarénitique (unité 4, Fig. 58) uniquement sur le flanc sud.

La figure 61 résume cette histoire ainsi que la disposition des unités les unes par rapport aux autres sur une coupe transversale du lobe. La sédimentation évolue donc au cours du temps en combinant une augmentation de la granulométrie de l'unité 1 à l'unité 3 (l'unité 4 est à part car déposée après le drapage marneux). ainsi qu'une divagation latérale (compensation morphologique ?) lors de leur mise en place.

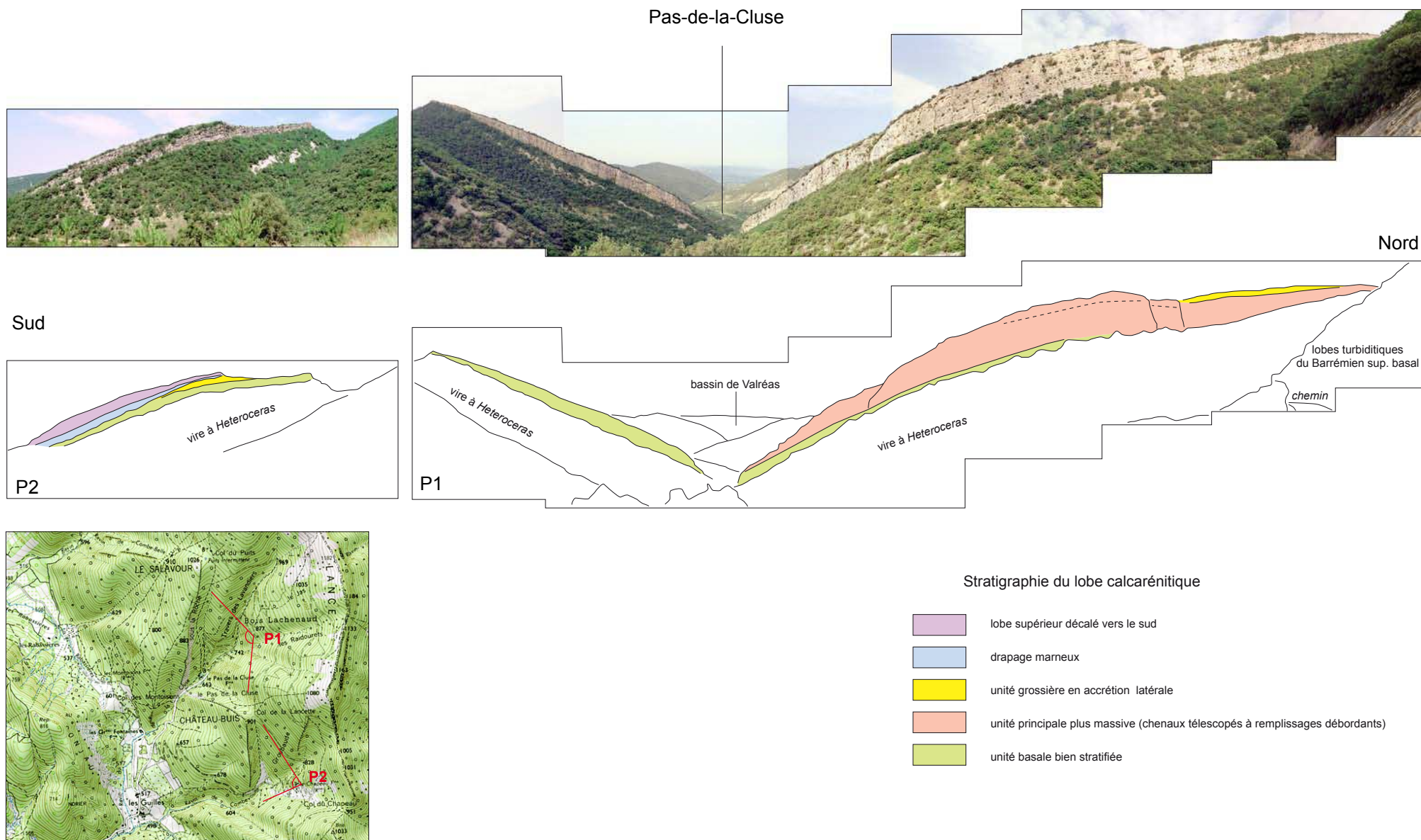


Fig. 55 - Déroulé de la falaise barrémienne du Pas-de-la-Cluse.

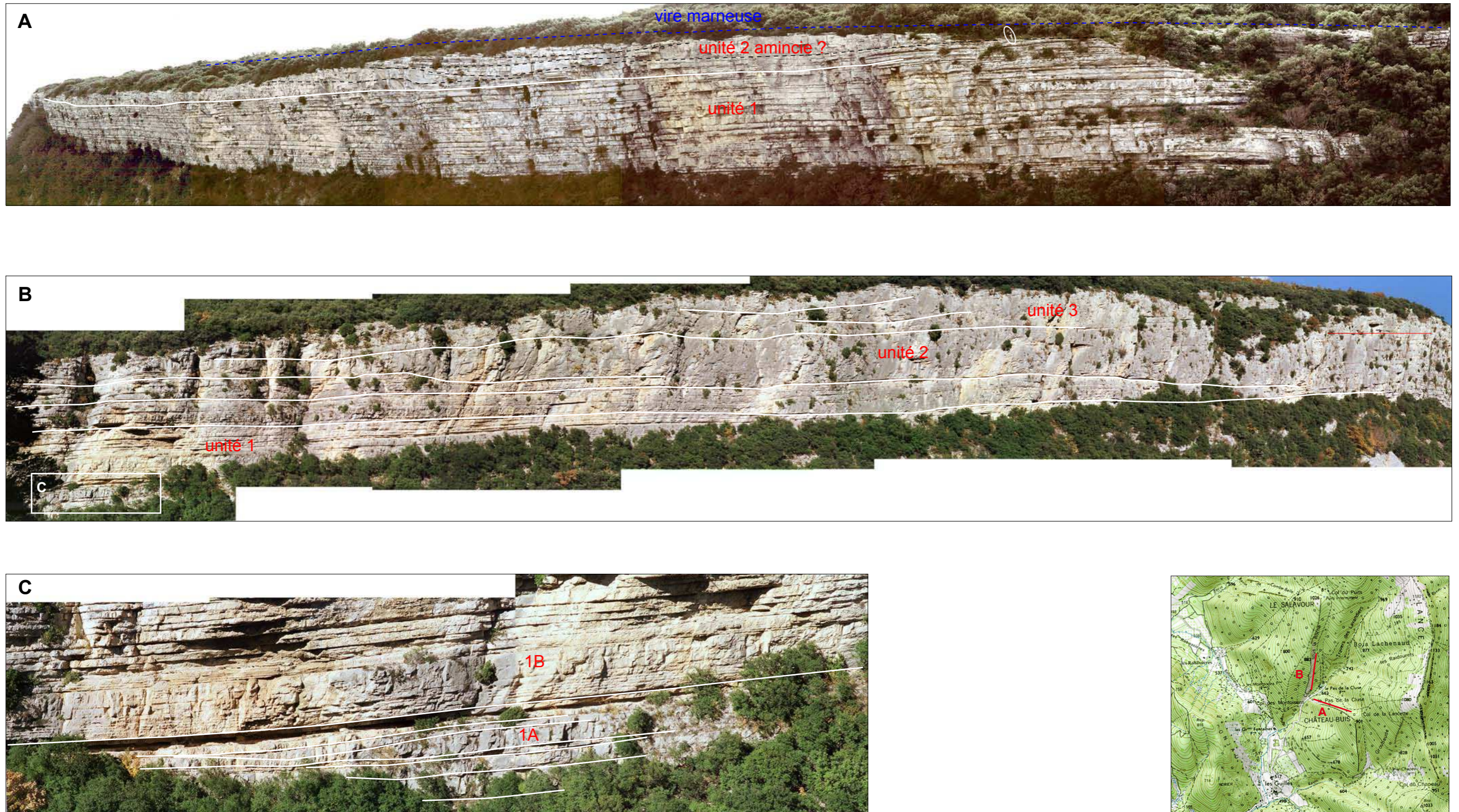


Fig. 56 - Panorama détaillé des unités inférieures du Pas-de-la-Cluse.

Amincissement de l'unité 1, régulièrement litée, du sud (panorama A) au nord (panorama B) et épaisseur corrélative de l'unité 2 (plus grossière et massive) vers le nord.

C, détail de la base de l'unité 1 dans la cluse montrant des séquences ravinantes (1A) passant verticalement aux couches latéralement continues (1B) qui se développent côté sud (panorama A). Le dépôt latéral de l'unité 2 par rapport à l'unité 1 s'effectue progressivement car il n'y a pas de coupure nette entre les deux (panorama B). Une vire marneuse recouvre l'ensemble et scelle ce dépôt latéral.

Panorama A, le personnage (cerclé) donne l'échelle.

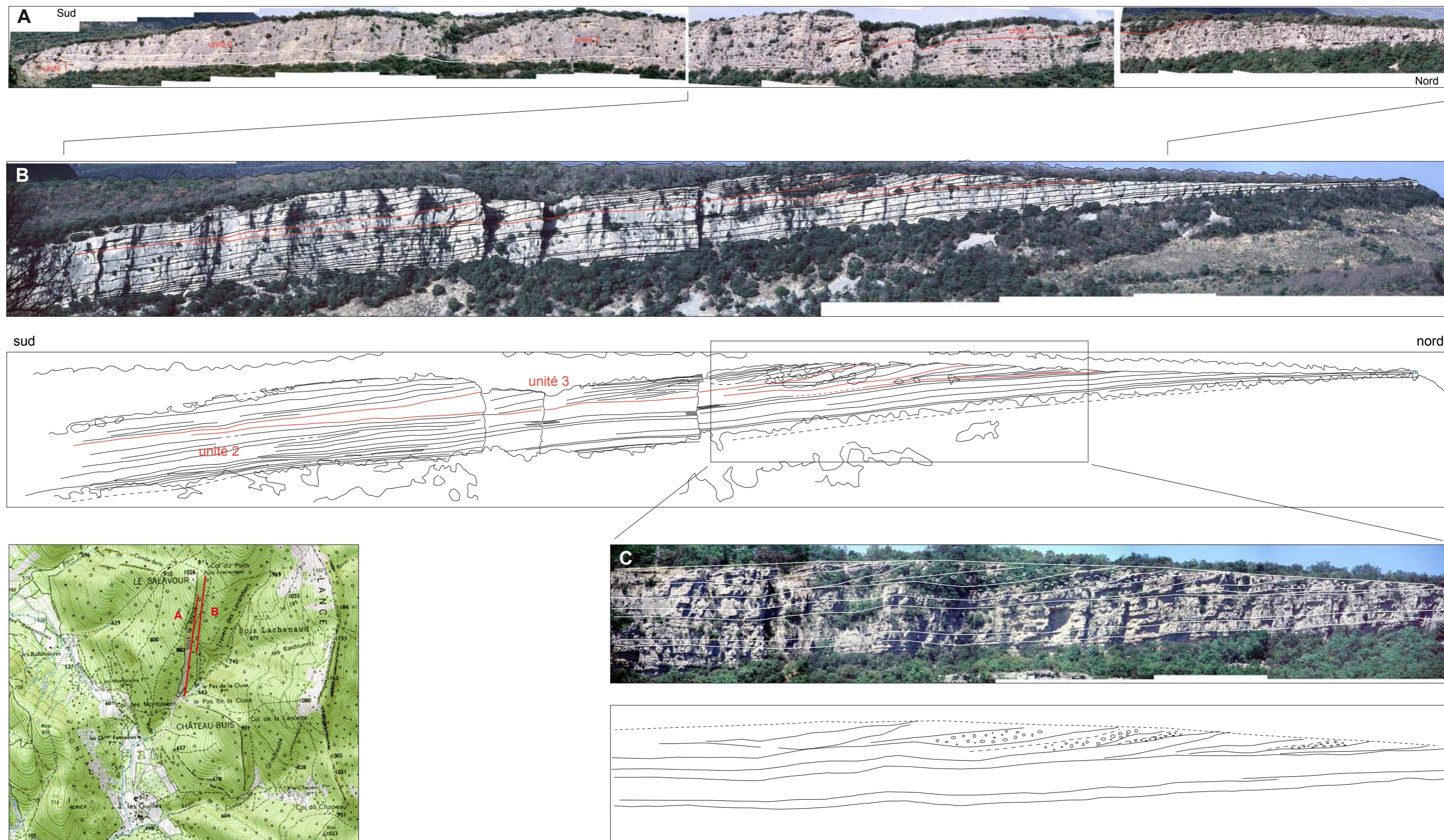


Fig. 57 - Partie supérieure (unité 3) en accrétion latérale du lobe de Pas-de-la-Cluse (extrémité nord).
 A, panorama de la partie nord du lobe pour situer les panoramas de détail B et C ; B, coulées de débris et des calcarénites en accrétion latérale au toit du lobe ; C, détail des coulées à débris, à toit calcarénitique, déposées en accrétion latérale vers le sud.

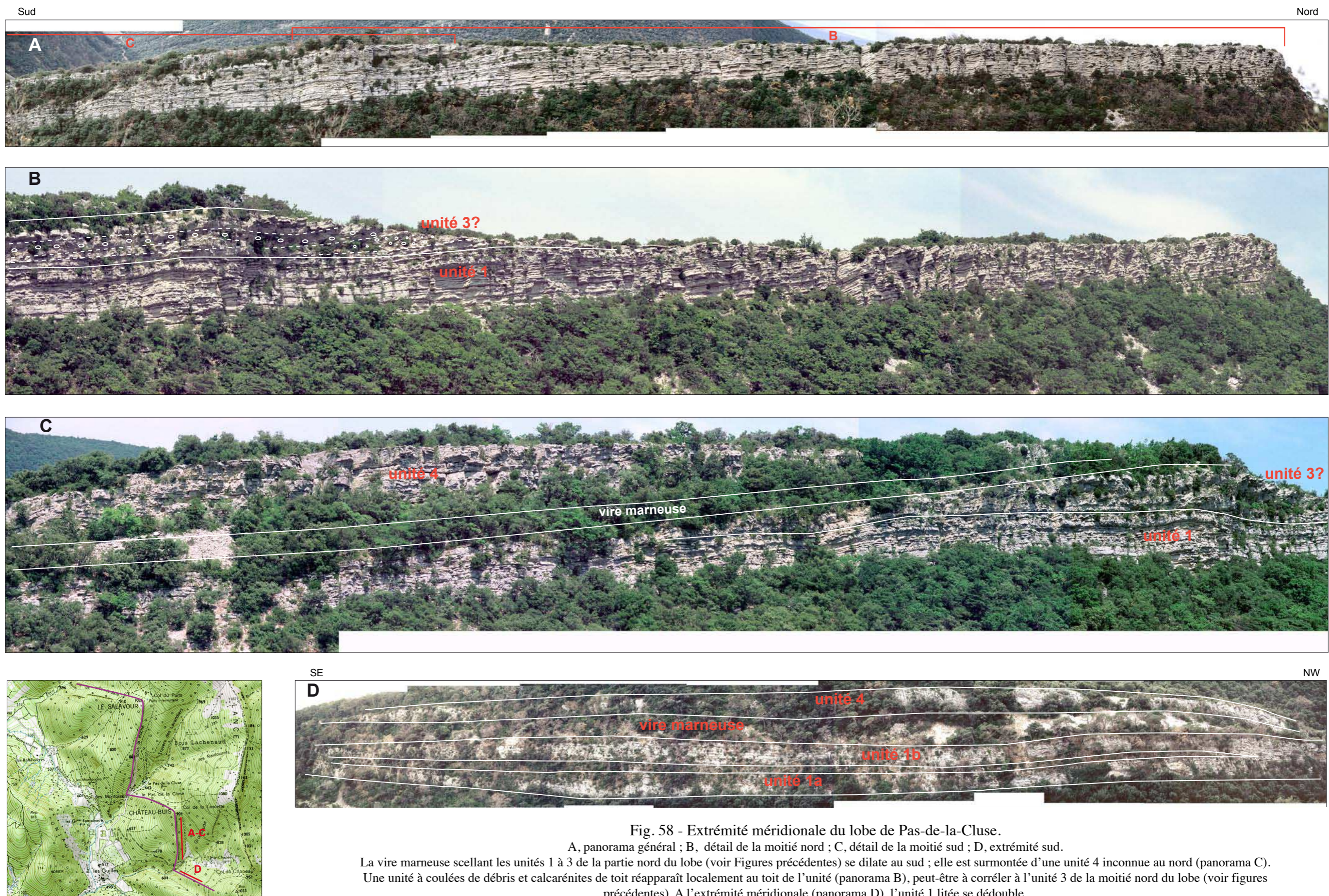


Fig. 58 - Extrémité méridionale du lobe de Pas-de-la-Cluse.

A, panorama général ; B, détail de la moitié nord ; C, détail de la moitié sud ; D, extrémité sud.

La vire marneuse scellant les unités 1 à 3 de la partie nord du lobe (voir Figures précédentes) se dilate au sud ; elle est surmontée d'une unité 4 inconnue au nord (panorama C). Une unité à coulées de débris et calcarénites de toit réapparaît localement au toit de l'unité (panorama B), peut-être à corrélérer à l'unité 3 de la moitié nord du lobe (voir figures précédentes). A l'extrémité méridionale (panorama D), l'unité 1 litée se dédouble.

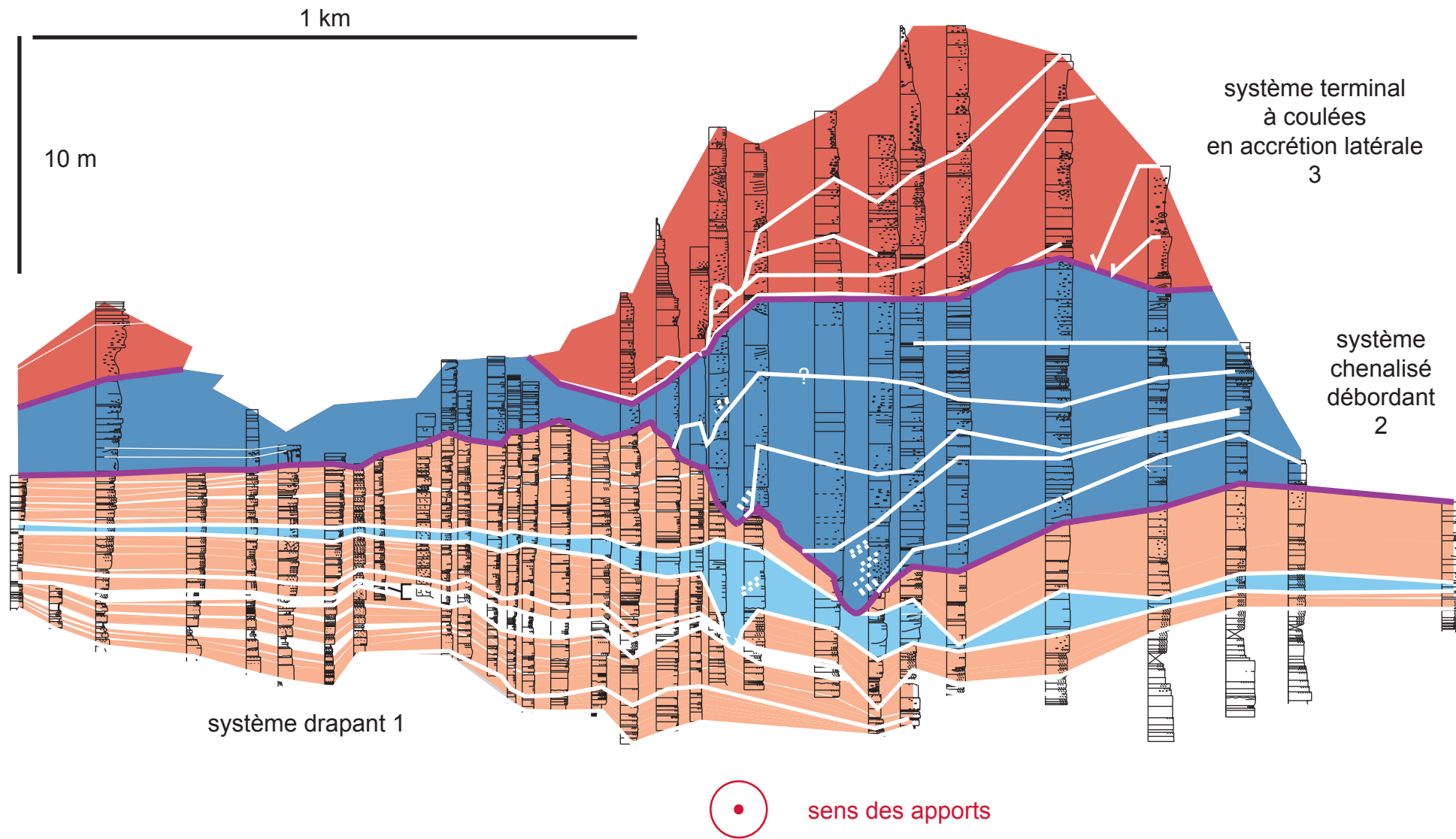


Fig. 59 - Coupes sériées à travers le lobe barrémién de Pas-de-la-Cluse montrant sa géométrie interne.
(Savary & Ferry 2004)

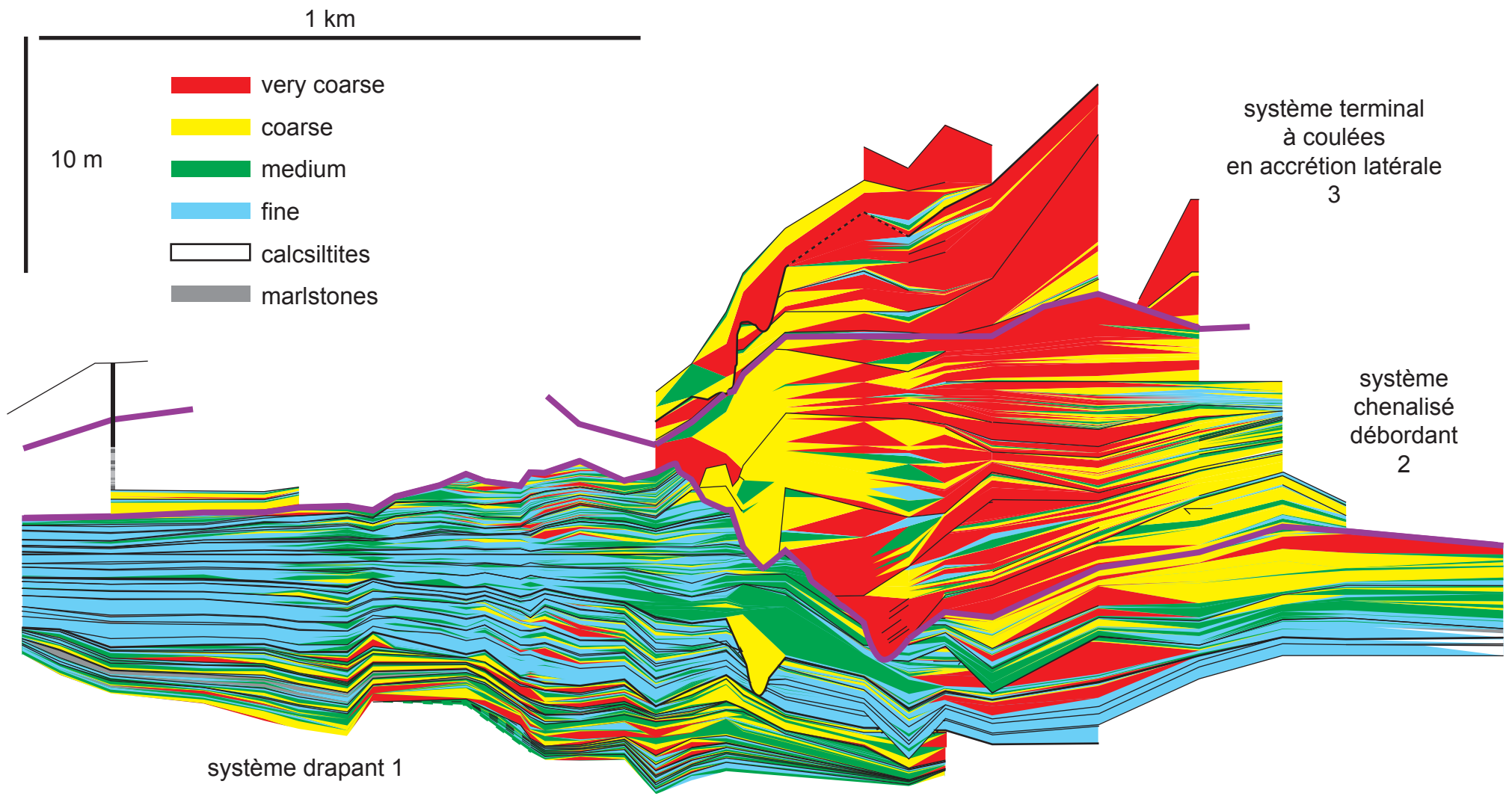


Fig. 60 - Corrélations granulométriques à travers le lobe barrémien de Pas-de-la-Cluse montrant la tendance grano-croissante.
 (Savary & Ferry 2004)

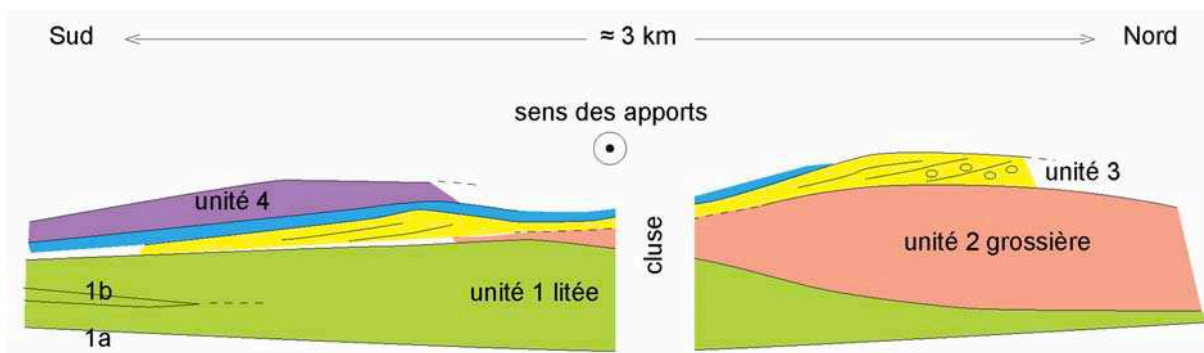


Fig. 61 - Schéma de l'organisation du lobe de Pas-de-la-Cluse en coupe transversale.

En montant sur le flanc de la Lance pour observer, on recoupe les lobes calcarénitiques intermédiaires situés sous la vire à hétérocères du Barrémien supérieur (Fig. 52). C'est l'occasion d'observer les faciès habituels des turbidites calcarénitiques du bassin car, à ce moment, la progradation urgonienne n'a pas encore atteint son maximum et, corrélativement, le secteur de la Lance est encore en domaine de bassin à ce moment. Il est aussi possible d'observer au milieu des turbidites classiques un banc calcarénitique particulier, présentant une lamination ondulée pouvant évoquer les problématiques structures "HCS-like" (Fig. 62), présentes parfois dans les turbidites.

4.3. Stratigraphie séquentielle.

Y a-t-il une logique séquentielle dans la mise en place des coulées et des lobes calcarénitiques barrémiens ?

La question réclame l'adaptation aux carbonates du modèle de Vail et coll. (1987), principalement conçu pour les dépôts silico-clastiques. S'il est possible de tirer certaines conclusions dans l'exemple barrémien, la déconnection totale entre les carbonates peu profonds et les brèches tithoniens ne le permet pas, sauf à se baser sur des considérations théoriques. Dans le cas du barrémien, il est possible au contraire de suivre physiquement les corps sédimentaires de la plate-forme urgonienne au bassin et donc d'en tirer des conclusions.

La première observation est la continuité physique entre les unités de carbonates de plate-forme et les ensembles plus calcaires dans les alternances marno-calcaires de talus (Fig. 63-A), d'une part, et entre les faisceaux de bancs plus calcaires de talus et de bassin (Fig. 7), d'autre part. Il s'ensuit qu'une séquence de plate-forme se corrèle avec une séquence SA ou SC de bassin (Fig. 8). Ainsi il faut placer dans le prisme sédimentaire plate-forme/bassin les surfaces de la stratigraphie séquentielle (limites de séquence, surfaces de transgression et d'inondation maximale), sachant qu'il existe différents modèles (stratigraphie séquentielle vs. stratigraphie génétique).

En deuxième lieu, dans les séquences de bassin, les turbidites calcarénitiques et les coulées à débris ne coexistent pas (Fig. 63-C), d'après les observations faites à divers niveaux de la série stratigraphique. Les turbidites calcarénitiques (Fig. 63-H et I) se mettent en place à la base des unités calcaires de bassin, alors que les collapsés majeurs se mettent en place à leur sommet. Si les unités calcaires de bassin représentent les bas niveaux marins, en considérant qu'ils traduisent un export maximum de boue de péri-plate-forme, la limite de séquence de 3^e ordre doit se situer en base de ceux-ci. Il s'agit de l'interprétation suivie par Y. Hardenbol pour calibrer stratigraphiquement la charte "eustatique" dans des dépôts riches en données biostratigraphiques. Par conséquent les lobes calcarénitiques turbiditiques représentent des dépôts de bas niveau marin et les grandes collapsés (Fig. 63-B) des dépôts globalement transgressifs (Fig. 63-C). Nombre d'auteurs considèrent cependant que ces collapsés sont, d'une manière générale, des dépôts de bas niveau.

Les marno-calcaires de talus périvocontiens sont affectés de chenalisation parfois spectaculaires (Fig. 63-E à G). Les chenaux sont soit remplis de boues hémipélagiques (chenaux "vides" de talus), soit de calcarénites (chenaux "remplis" en base de talus, connectés aux lobes). Ils sont les tributaires des lobes calcarénitiques.

Le problème principal est le raccordement aux faciès urgoniens des limites de séquences et des surfaces de transgression définies dans les séquences de bassin (Fig. 63-C). Si (1) les séquences urgoniennes sont des séquences progradantes où le faciès à rudistes de plate-forme interne est ceinturé en permanence par des calcarénites externes (Masse, 1976) et si (2) ces séquences progradantes sont des primes progradantes de haut niveau marin (hypothèse courante), une contradiction apparaît (Fig. 63-D) : la mise en place des lobes calcarénitiques est en opposition de phase avec la progradation urgonienne. En effet, les calcarénites externes de plate-forme se rapprochent au maximum de la bordure de la plate-forme en fin de progradation alors que les lobes turbidites se mettent en place dans le bassin au moment où ces calcarénites externes ont le plus rétrogradé.

L'observation détaillée des géométries de dépôt et des relations de faciès calcarénites/calcaires à rudistes à la bordure de la plate-forme du Vercors a permis de résoudre cette contradiction (Quesne et Ferry, 1994, 1995; Quesne, 1998; Quesne & Benard, 2006). Les calcarénites "externes" ne sont pas contemporaines des calcaires urgoniens, comme il est admis dans les interprétations classiques. Ces calcarénites représentent des prismes sableux calcaires de plate-forme externe, déposés sous faible tanche d'eau (dominance des structures de houle). Ils sont surmontés, en augmentation de profondeur, par un faciès urgonien au sens strict (wackestones à rudistes) qui représente un faciès de plate-forme modérément noyée, de mer ouverte et non de "lagon" comme il est souvent considéré dans l'hypothèse du prisme progradant (Fig. 60-D). L'urgonien est aggradant par rapport aux calcarénites externes (Fig. 60-C). Cet urgonien sera ensuite exondé lors de la chute du niveau marin relatif suivante qui provoquera le dépôt d'un nouveau prisme calcarénitique "externe", et ainsi de suite. Les paradoxes sont les suivants : (1) les calcarénites sont bien "externes" mais ne sont pas contemporaines des faciès à rudistes et (2) les faciès à rudistes de plate-forme modérément noyée sont couronnés par des surfaces d'émersion au moment où la dédimentation de bas niveau (calcarénites) est rejetée sur la bordure de la plate-forme. Le paradoxe est que le faciès d'inondation est recouvert directement par une surface d'émersion et qu'il n'y a pas de prisme de haut niveau marin progradant (tout au plus, des faciès subémersifs peu épais qui recouvrent directement les faciès à rudistes d'ennoyage et annoncent l'émersion). Ceci s'explique par la platitude de la plate-forme carbonatée qui ne permet pas l'édification d'un tel prisme progradant lorsque le niveau marin chute. Cette interprétation permet de résoudre le problème évoqué plus haut : les calcarénites externes de plate-forme, considérées comme le vrai prisme de bas niveau, alimentent directement les lobes calcarénitiques de bassin. En remontée du niveau marin, les faciès à rudistes envahissent la plate-forme à nouveau noyée et les collapses de bordure de plate-forme peuvent s'expliquer par l'effet des différences de charge sur les sédiments, engendrées par l'atténuation des houles de tempête.

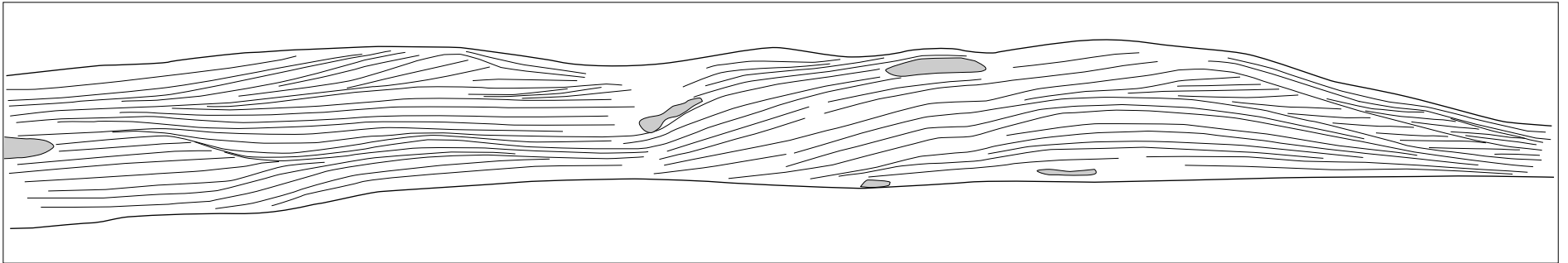


Fig. 62 - Structure de type HCS dans une turbidite des lobes intermédiaires du Pas-de-la-Cluse.

Les autres bancs sont des turbidites "classiques" (Ta à Ta-b). En grisé, silex.

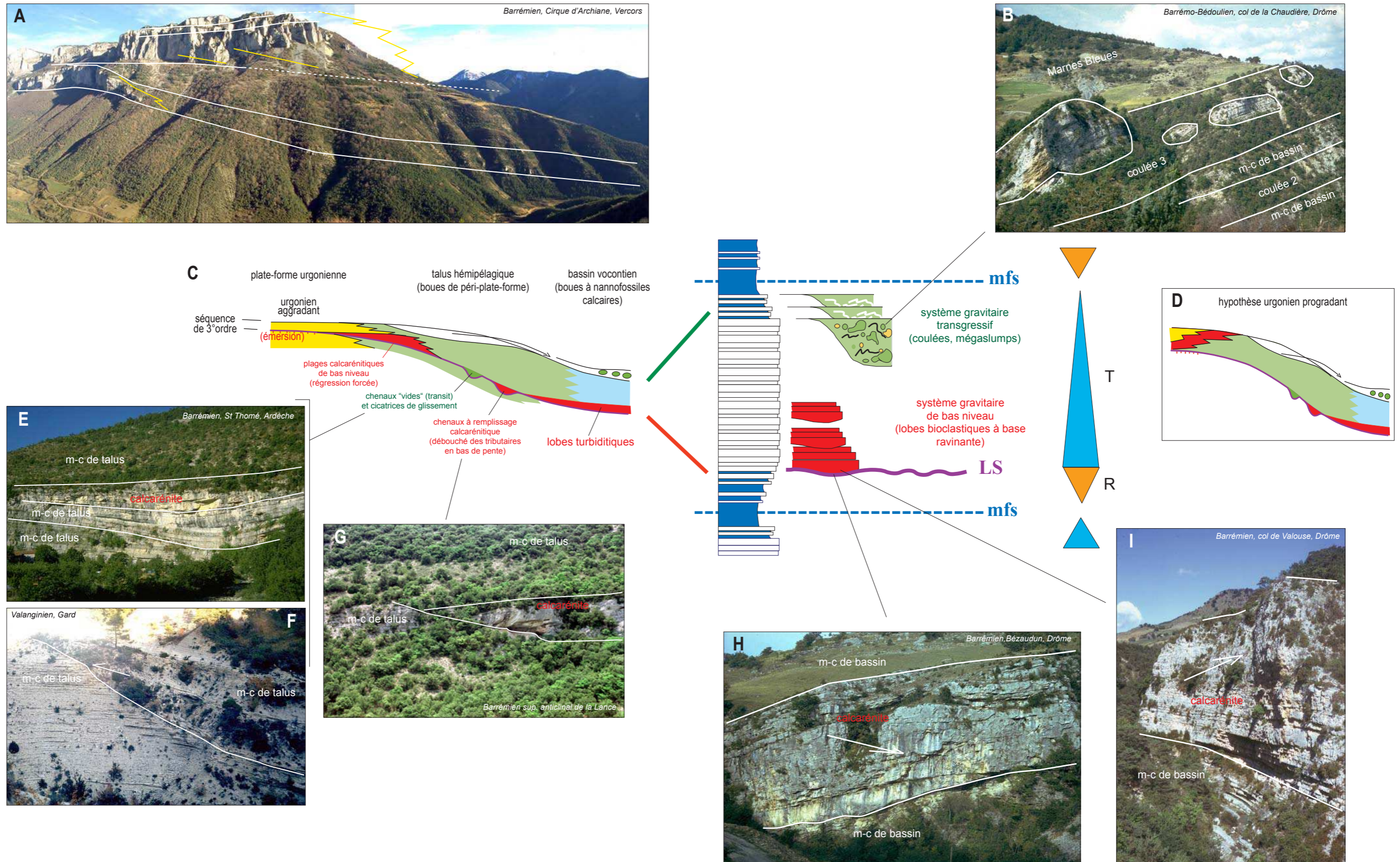


Fig. 63 - Zonation des faciès urgonien à vocontien, et position séquentielle des remaniements gravitaires dans une séquence de 3^o ordre. (explications dans le texte)

5. Conglomérats et calcarénites coniaciens

Ils constituent la partie inférieure d'un système de conglomérats, de calcarénites et de grès limités principalement au synclinal de Glandage dans le Diois oriental (Figs. 5 et 64).

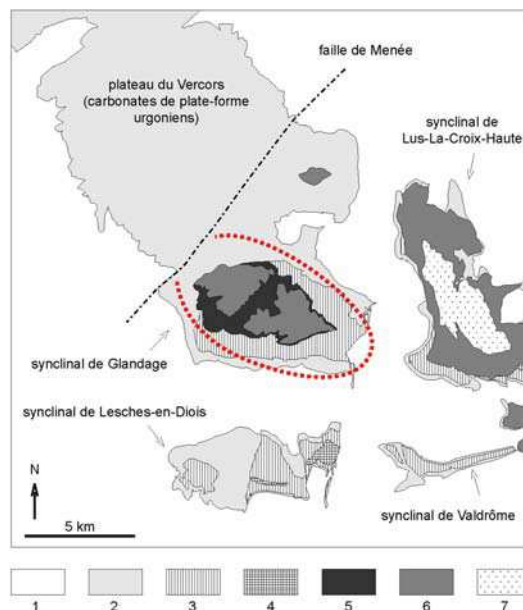


Fig. 64 - Situation de l'appareil conglomératique et calcarénitique coniacien des Gât dans le synclinal de Glandage.

1, dépôts anté-barrémiens ; 2, carbonates barrémo-bédouliens (urgonien dans le Vercors, faciès de talus et de bassin dans le synclinal de Glandage) ; 3, Marnes Bleues gargasiennes à cénomaniennes ; 4, calcaires turoniens (faciès fins de bassin) ; 5, conglomérats et calcarénites coniaciennes (1er système turbiditique) ; 6, conglomérats, grès et calcaires lités (lauzes) campaniens ; 7 dépôts paléogènes (Molasses rouges). Ligne rouge pointillée, enveloppe du premier système turbiditique (écoulement vers le S-E).

Réétudiés récemment (Courjault, 2007) ils forment deux systèmes gravitaires superposés ravinants (Figs. 65 et 66) adossés au talus hémipélagique de la plate-forme urgonienne du Vercors exondée (probablement par le jeu de la faille de Menée, au cours de la phase tectonique du Turonien supérieur nouvellement reconnue). Le premier, daté du Turonien supérieur par Porthault (1974), a été redaté du Coniacien, le second du Campanien par des faunes de foraminifères planctoniques. Seul le premier système sera vu pendant l'excursion. La série stratigraphique schématisée est illustrée sur la Figure 67. Les variations d'épaisseurs et de faciès sont importantes d'ouest en est et du nord au sud, pour des raisons à la fois de mise en place des dépôts en régime de compensation morphologique sur les tabliers turbiditiques, et aussi par suite d'érosions plus ou moins importantes du premier système par le second.

Le premier système (Fig. 67) comporte à sa base une unité conglomératique épaisse côté ouest du synclinal. A la sortie sud du tunnel de Boulc et aux Tatins (resp. coupes TUB et TAT, Fig. 65), une alternance de calcaires fins à foraminifères planctoniques et de turbidites grésoglaucieuses précède les conglomérats et reposent en discordance de ravinement sur les marnes cénomaniennes. Les conglomérats sont surmontés d'une série calcarénitique dont l'épaisseur atteint une centaine de mètres dans les Gorges. A la sortie NE des Gorges (Glandage), les conglomérats de base manquent. Les turbidites gréseuses laminées plan passent directement aux calcarénites. La transition des conglomérats aux calcarénites est très graduelle dans la falaise à l'aplomb du tunnel de Boulc.

Le second système (Fig. 65) débute par des coulées conglomératiques à matrice de marnes cénomaniennes remaniées, surtout épaisses dans la partie aval (S-E). Elles comportent du matériel volcanique andésitique, non signalé jusqu'ici. Les conglomérats alternent avec des grès massifs chenalisés et des turbidites gréseuses. La profondeur des chenaux peut atteindre une vingtaine de mètres. La série se poursuit par des calcaires laminés plan ("lauzes") comportant des turbidites gréseuses, puis passe à une formation très épaisse de lauzes laminées.

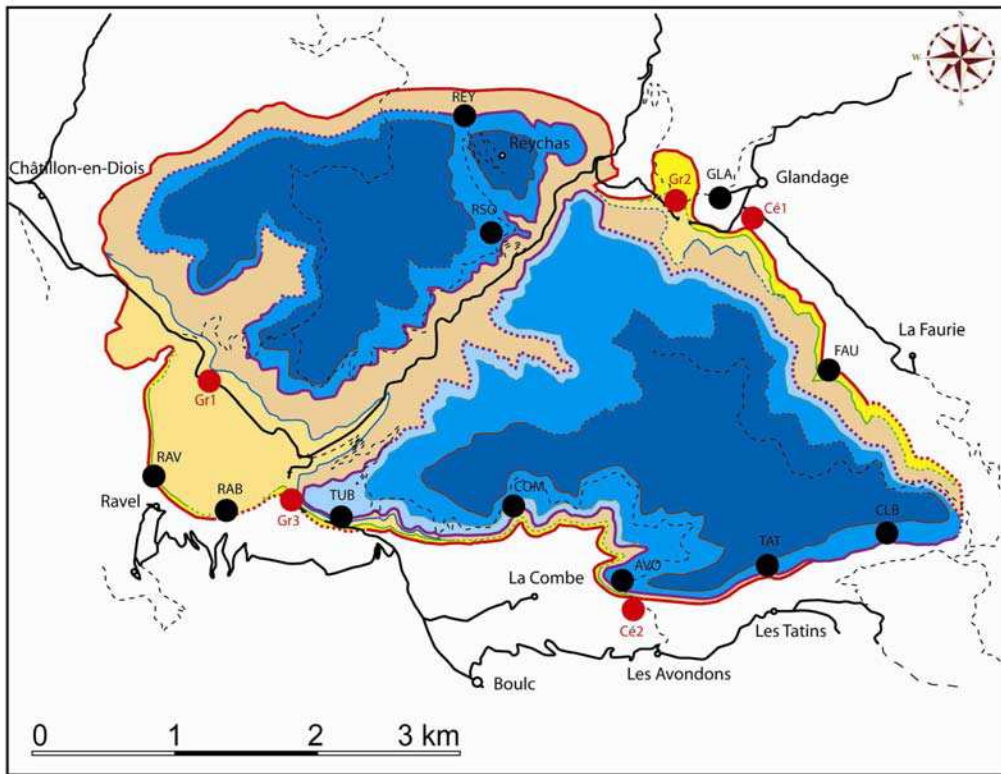


Fig. 65 - Relations cartographiques entre les deux systèmes gravitaires dans le synclinal de Glandage. (d'après Courjault 2007).

système coniacien : jaune, conglomérats de base ; orange, calcarenites supérieures
système campanien : bleu clair, unité de base à coulées conglomératiques et chenaux gréseux ; bleu foncé, calcaires laminés ("lauzes")

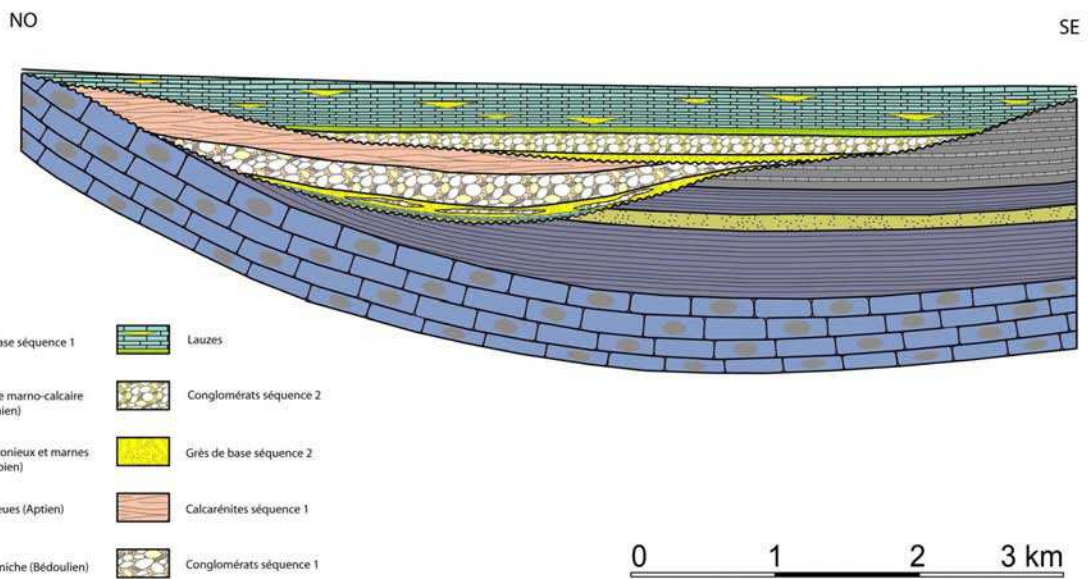


Fig. 66 - Relations stratigraphiques entre les deux systèmes. (d'après Courjault 2007).

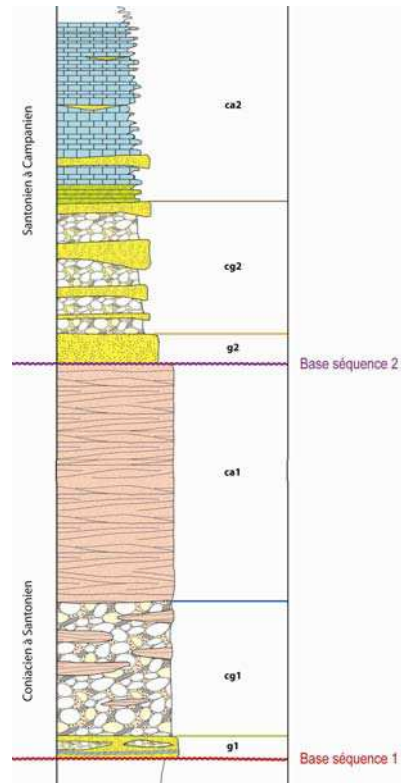


Fig. 67 - Série stratigraphique schématique (sans échelle).
(d'après Courjault 2007)

Les panoramas réalisés à l'entrée des Gorges, côté ouest, montrent (Figs. 68 et 69) que le système coniacien s'adosse aux calcaires hémipélagiques du talus de la plate-forme urgonienne du Vercors qu'il ravine.

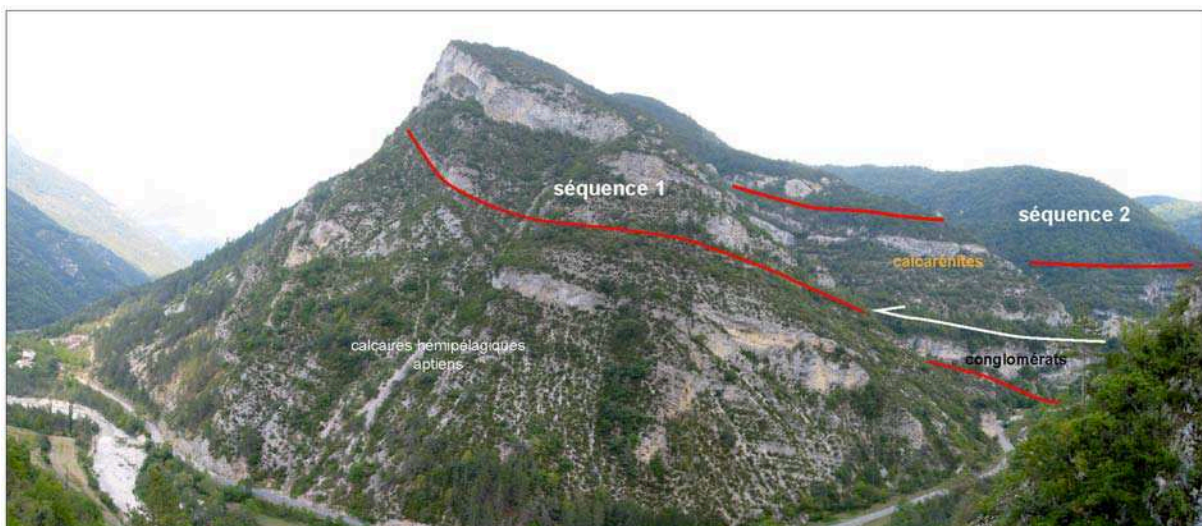


Fig. 68 - Panorama de l'entrée des Gorges (côté ouest) montrant la discordance de ravinement du premier système (coniacien) sur les calcaires de talus aptiens de la plate-forme urgonienne du Vercors.

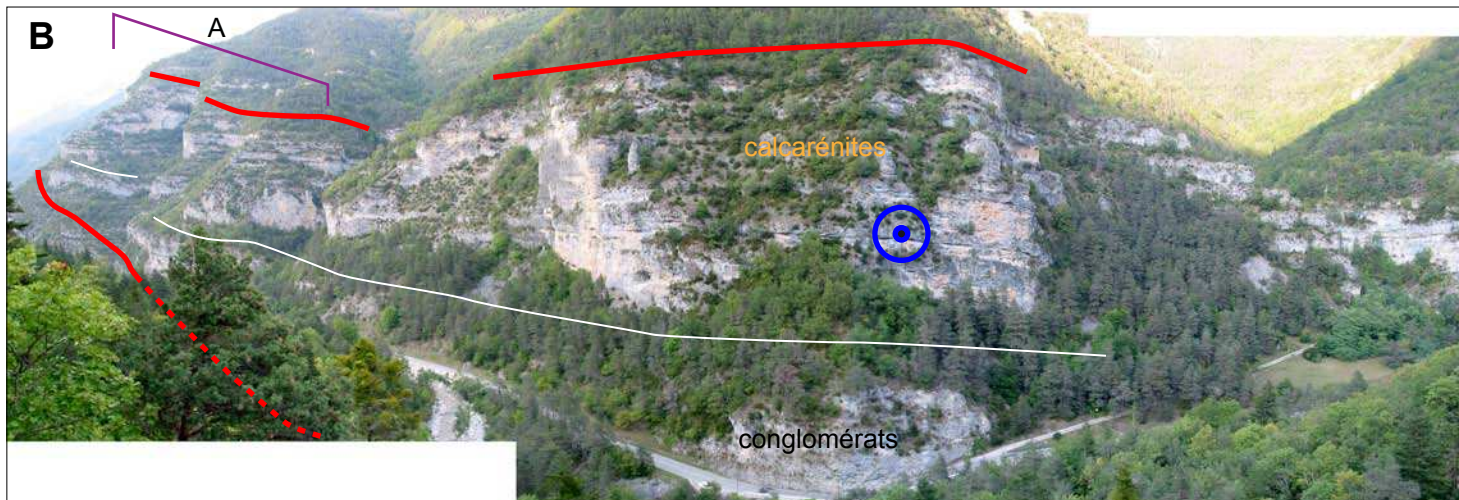
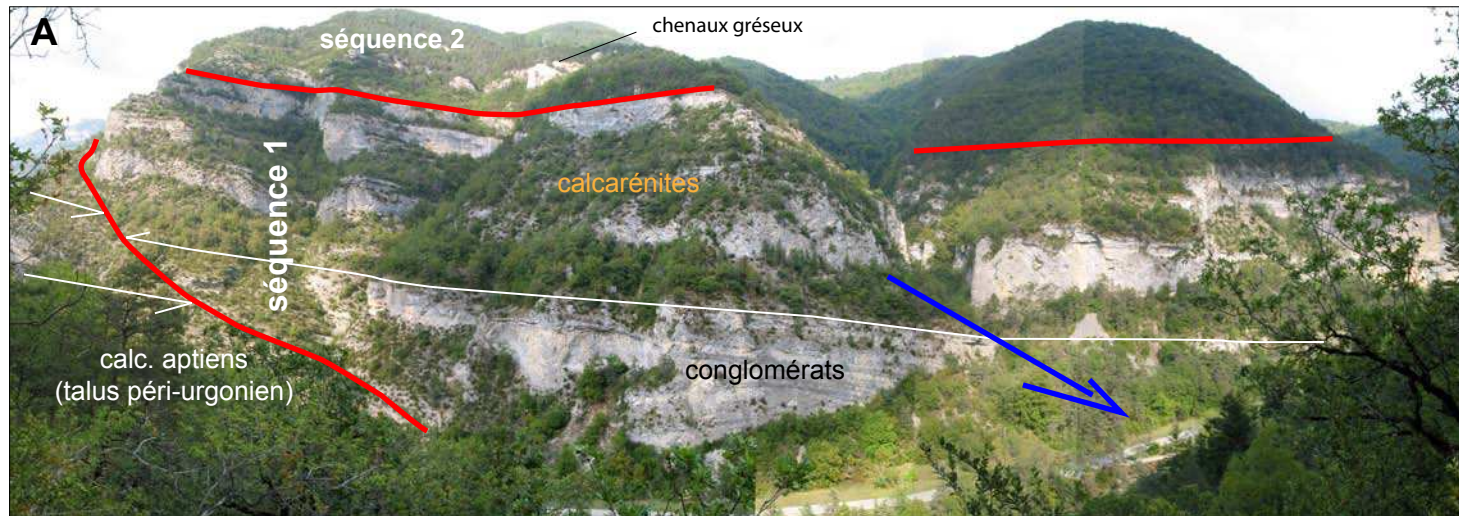


Fig. 69 - Panoramas de l'entrée ouest des Gorges des Gâs, regardant vers le nord et montrant les deux séquences superposées.

5.1. Le système coniacien

La base est observée à la sortie du tunnel de Boulc, côté Boulc (Fig. 70-A). A la base des conglomérats est préservée une lentille de calcaires fins dilatés par des turbidites grésos-glaucosconieuses (Fig. 70-B à D), parfois à semelle irrégulière évoquant les "dentelles" parfois observées à la base des turbidites du système tithonien de l'Aygues (Fig. 17-B).

Les conglomérats qui les surmontent peuvent être très grossiers, comporter des blocs métriques anguleux (Fig. 71-A) et aussi de nombreux clastes marneux (Fig. 71-B), ce qui implique, pour ces couches au moins, une mise en place en masse. Les microfaunes planctoniques révèlent qu'ils sont empruntés aux marnes cénomaniennes et albiennes (Marnes Bleues). Ils ont une géométrie complexe (emboitements, obliques en accretion latérale par rapport à la direction générale d'écoulement) (Fig. 71-C). L'orientation opposée des obliques observées perpendiculairement à la direction d'écoulement (Fig. 71-C) évoque ce qui a été observé dans les brèches de la falaise ouest de Céüse (Fig. 39). Certaines unités de conglomérats ont pu constituer des lobes progradants au cours de leur mise en place. D'autres constituent des couches massives latéralement continues. Les mécanismes de dépôt se situent probablement à la limite débris flow/écoulements granulaires selon les cas. Dans les cas les plus caractéristiques (Fig. 71-D), les obliques s'aplatissent latéralement, en même temps que la granulométrie diminue, comme si un granoclassement s'exprimait en fin de dépôt, mais surtout visible latéralement, sur le côté du lobe de dépôt élémentaire.

Les calcarénites s'intercalent en lentilles dans la partie supérieure des conglomérats (Fig. 72-A et B) avant de devenir dominantes plus haut. Quelques lits marneux entre les paquets de calcarénites ont fourni une riche faune de foraminifères planctoniques coniaciens. Le milieu de dépôt n'est pas littoral mais situé à une certaine profondeur au large du talus.

La stratification est soit sub-planaire (Fig. 72-C), ondulée à l'échelle décimétrique, évoquant des grands HCS (Fig. 72-B), soit entrecroisée complexe (Fig. 72-D). Il n'y a aucun granoclassement observé. La structure dominante est une lamination planaire à quasi-planaire. Les accretions obliques, perpendiculairement à la direction d'apport, sont très fréquentes (Fig. 73), comme dans les conglomérats (Fig. 72-A et B). L'examen détaillé de la falaise sud, à la sortie du tunnel de Boulc (Fig. 74), montre que les calcarénites intercalées dans le sommet des conglomérats peuvent avoir soit une géométrie drapante (cas 1), oblique à forte pente (quasi-angulaire) (cas 2), oblique tangentielle vers la droite ou la gauche (cas 3) ou encore oblique quasi angulaire à forte pente dans le sens du courant (cas 4). L'ensemble suggère une géométrie de corps lenticulaires à la fois progradant vers l'aval et s'étalant latéralement tout en perdant de l'angularité. Ces observations suggèrent que le mécanisme de mise en place soit analogue à celui des lobes conglomératiques de l'unité médiane, c'est à dire sous la forme de lobes aplatis (Fig. 74-C) en croissance frontale. Cette croissance frontale génère en section transverse des obliques vers la gauche et la droite de l'écoulement, conformément aux observations. Le mécanisme d'amalgamation peut quant à lui expliquer les stratifications entrecroisées complexes (Fig. 72-D).

Dans la zone de transition entre l'unité conglomératique médiane et l'unité calcarénitique supérieure, existent des **séquences conglomérat-calcarénite** dans lesquelles il n'y a pas de limite nette entre le conglomérat de base et la calcarenite litée sus-jacente (Fig. 72-E). Ces séquences montrent que les deux faciès sont génétiquement liés au cours de leur mise en place. Les meilleures observations sur les relations entre conglomérats et calcarénites sont faites le long de la route des Gorges (Fig. 75) où se superposent plusieurs de ces séquences mixtes et où des dièdres permettent de faire des observations dans des directions perpendiculaires. Les séquences ont toutes une base légèrement ravinante. Elles débute par une mince couche conglomératique qui remplit les creux de la surface d'érosion de base. Le passage à la calcarénite s'effectue sans surface nette, donc en continuité de sédimentation. La géométrie de la couche calcarénitique est remarquable : planaire à quasi-planaire en vue frontale, oblique en vue latérale (Fig. 75-A et B). Certaines séquences calcarénitiques sans conglomérat de base présentent des structures évoquant les HCS (Fig. 75-C) mais probablement plus proches de structures d'antidunes, d'après les expériences en canal de Cartigny et al. (sous presse). Ces observations concordent avec celles réalisées dans la falaise sud : les calcarénites constituent des lobes progradants probablement très aplatis mais, de plus, leur mise en place peut accompagner celle des conglomérats.

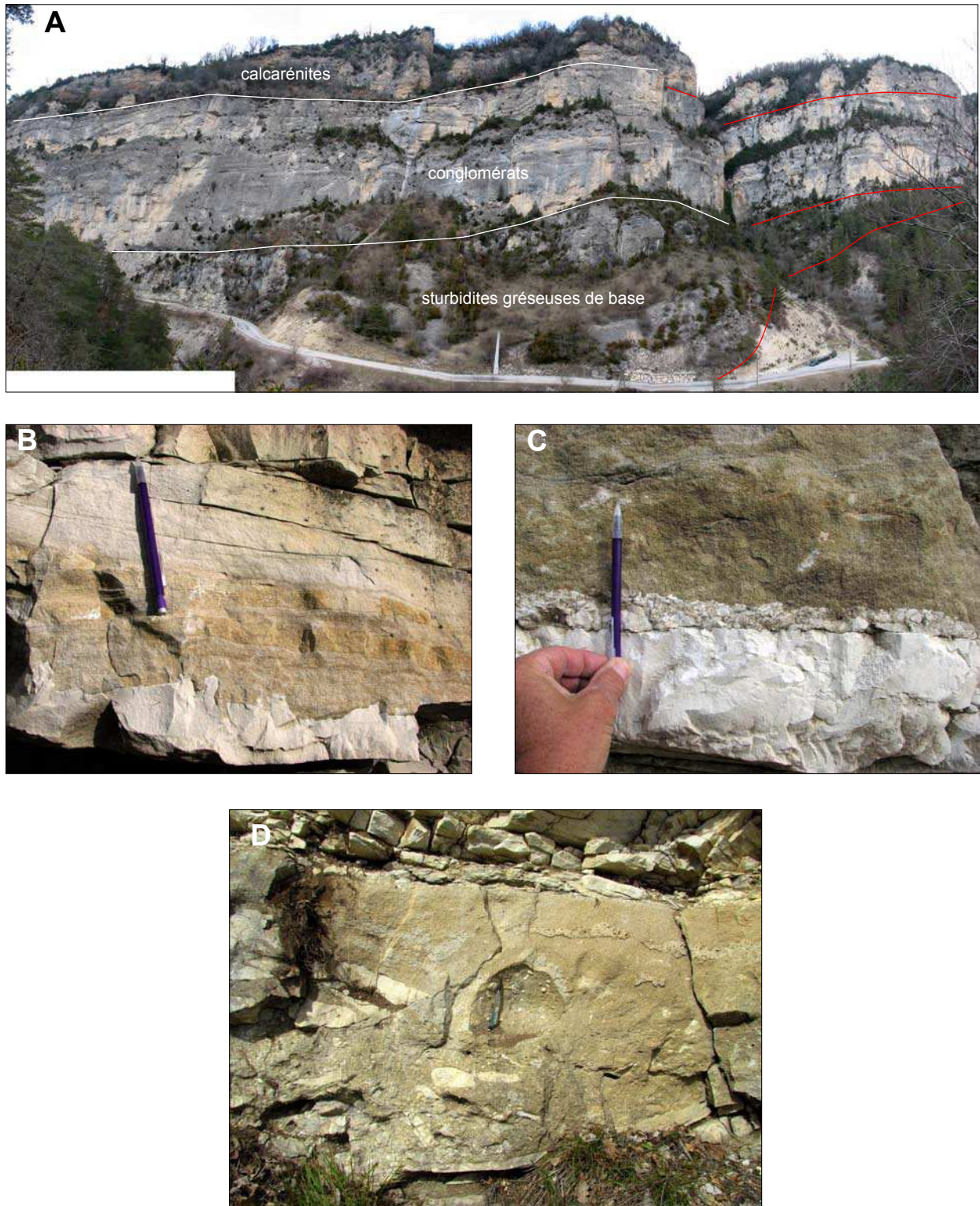


Fig. 70 - Système coniacien des Gât, grès turbiditiques de base.

A, panorama de la falaise à la sortie du tunnel de Boulc montrant les trois unités composant la séquence inférieure coniacienne ; **B à D**, exemples de turbidites gréseuses de l'unité de base. **B**, Turbidite Tb à base très irrégulière (sortie tunnel) ; **C**, Turbidite massive à galets mous de calcaire fin en base, reposant sur des calcaires fins coniaciens (sortie tunnel) ; **D**, Turbidite massive faiblement granoclassée, à nombreux galets mous calcaires (coupes des Tatins).

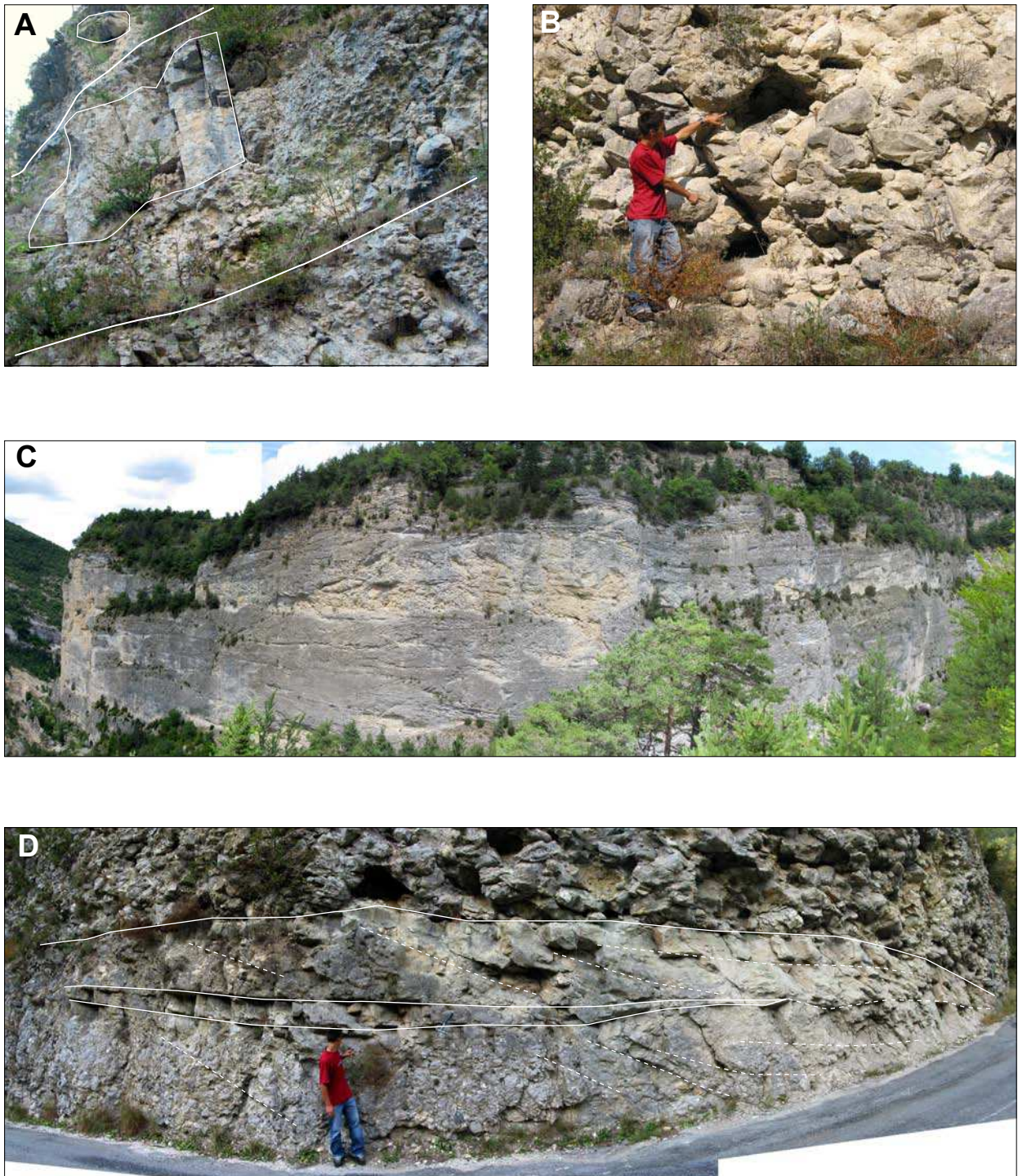


Fig. 71 - Faciès des conglomérats de Gâs (séquence 1).

A, blocs anguleux de calcaire de talus aptien dans les couches conglomératiques **B**, blocs de marnes albiennes dans une couche conglomératique ; **C**, Emboitements des corps conglomératiques dans la falaise sud (tunnel de Boulc) ; direction d'écoulement de l'arrière vers l'avant, perpendiculairement à la falaise ; **D**, accrétions obliques, perpendiculairement à la direction d'écoulement (d'arrière en avant) dans des couches conglomératiques ; noter que la taille des éléments diminue vers la droite (granoclassement latéral) en même temps que la stratification s'aplatit.

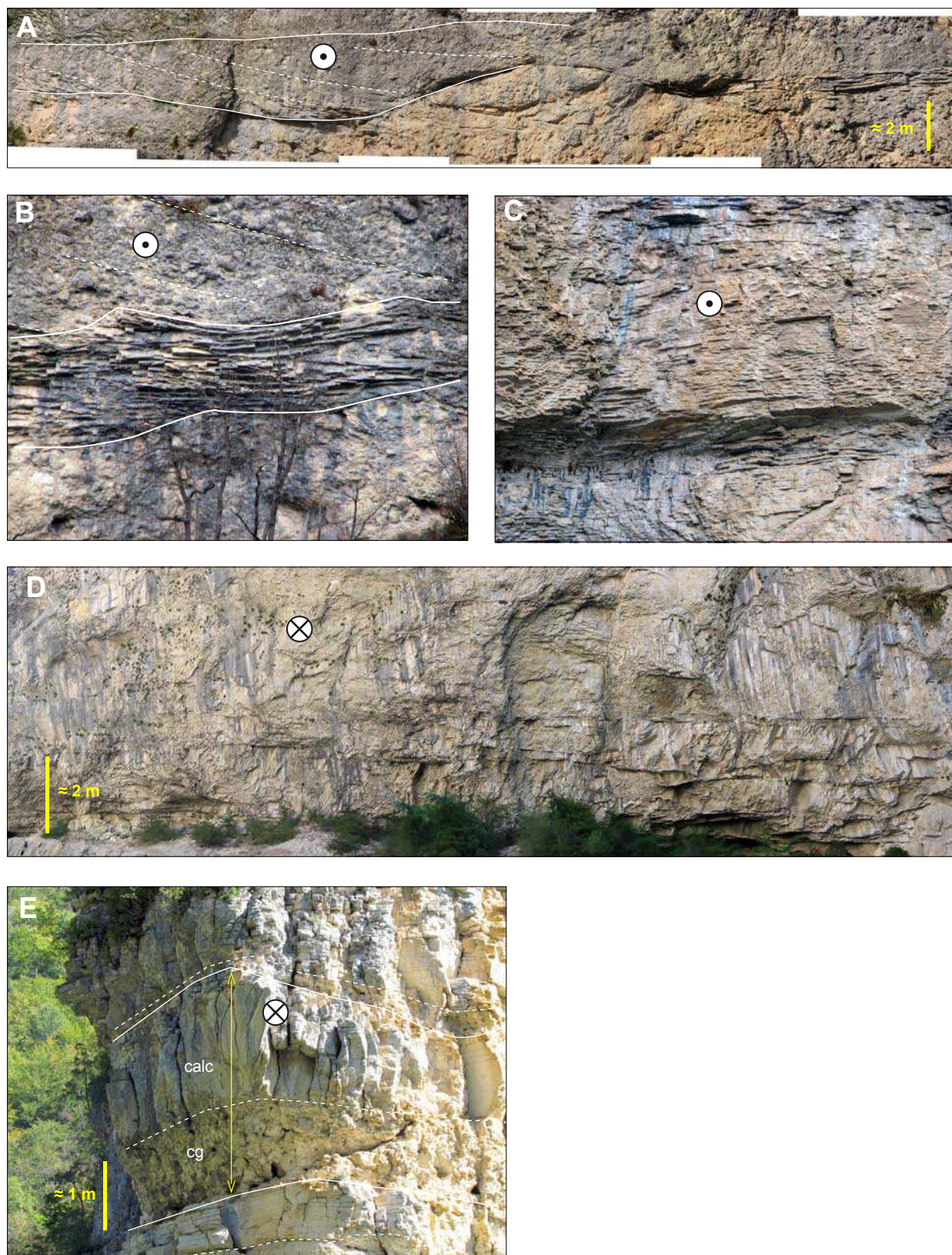


Fig. 72 - Calcarénites de la séquence 1.

A et B, intercalations de calcarénites dans les conglomérats (en falaise, sortie du tunnel de Boulc) ; noter l'accrétion oblique (pointillés) dans certaines couches conglomératiques, cf. Fig. 69D) ; **C**, litage quasi-plan dans des calcarénites massives ; **D**, Calcarénite massive à stratifications entrecroisées d'angle faible à la sortie est des Gorges ; **E**, séquences conglomérat (cg)-calcarénite (calc) dans la transition des conglomérats médians aux calcarénites supérieures ; noter que le passage cg-calc (lignes pointillées) est le plus souvent graduel.

Sens du courant indiqué par la flèche.

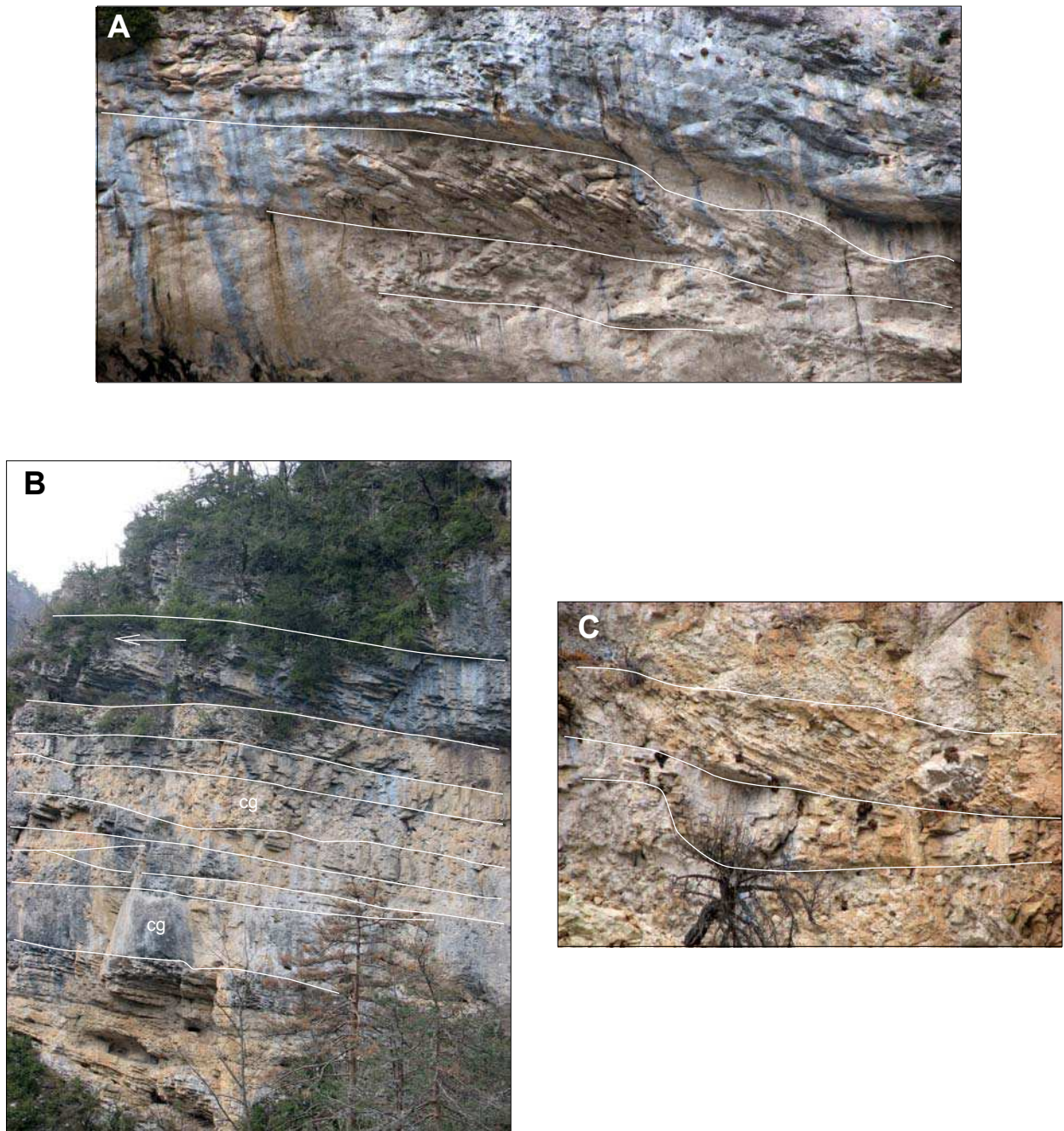


Fig. 73 - Accrétions latérales dans les calcarénites de la séquence 1.

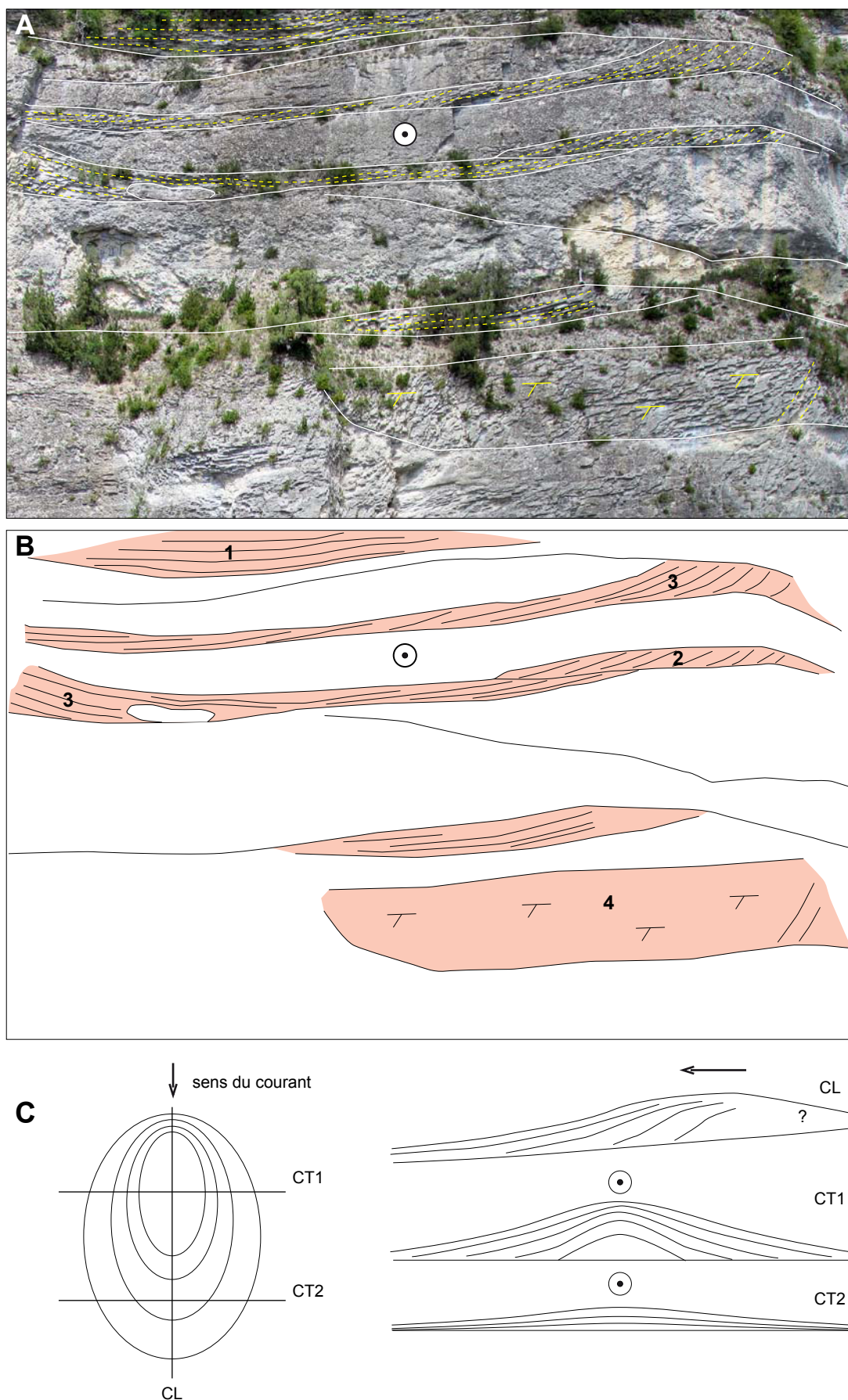


Fig. 74 - Orientation des stratifications obliques dans les niveaux de calcarénites intercalés dans les conglomérats de la zone de transition (falaise sud, sortie du tunnel de Boulc). Calcarénites en rose, conglomérats en blanc. Sens de courant selon la flèche. En C, CL = coupe longitudinale, CT = coupe transversale.

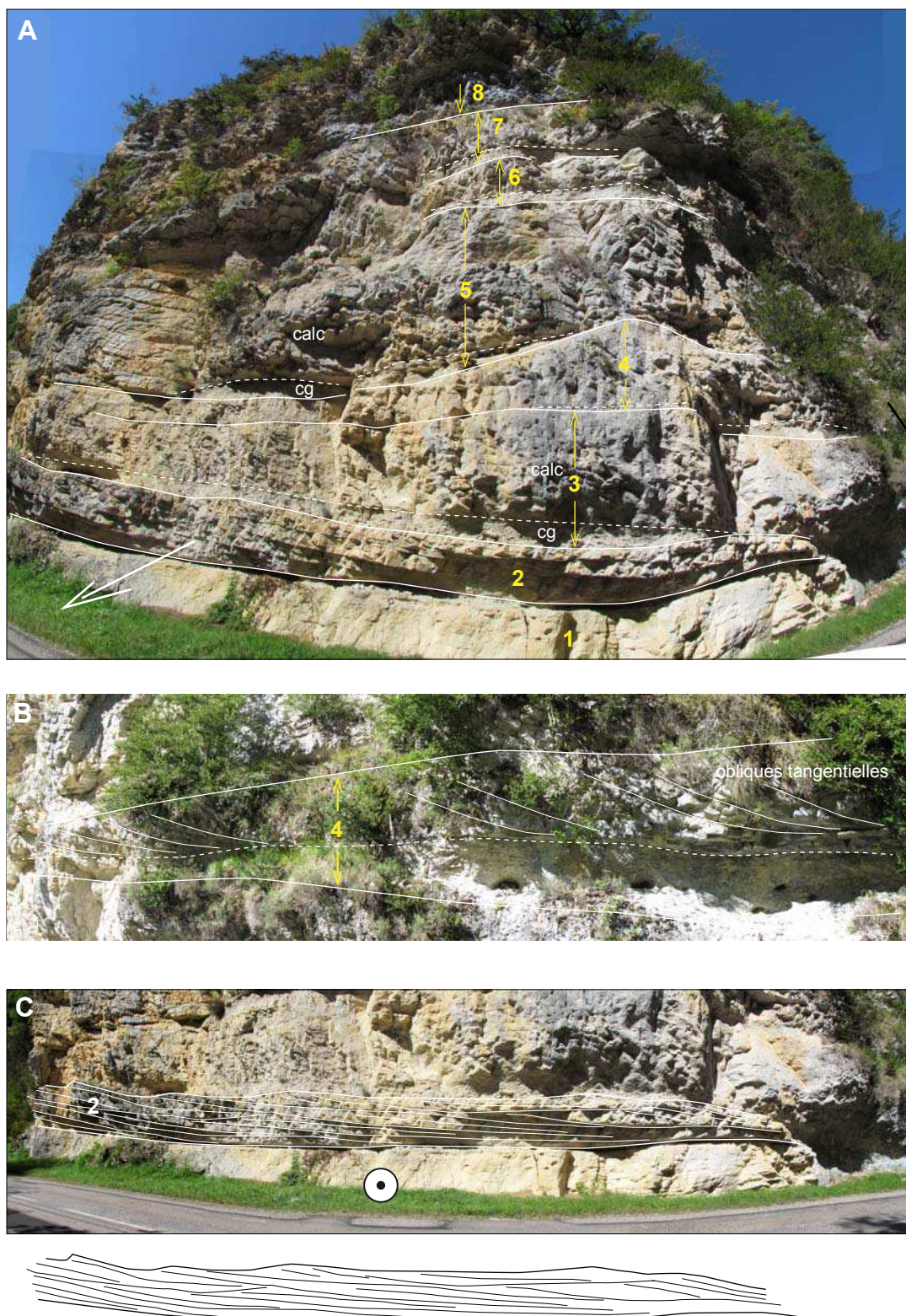


Fig. 75 - Séquences conglomérat (cg)/calcarénite (calc) dans la transition des conglomérats médians aux calcarénites supérieures (route des Gorges).

Noter le ravinement modéré d'une séquence par la suivante ainsi que la géométrie interne des calcarénites en vue frontale (planaire à ondulée de type "HCS") et en vue latérale (obliques tangentielles). Ces structures se rapprochent des structures internes de type anti-dunes réalisées en bassin expérimental (Cartigny et al. sous presse).

modèle de dépôt de la séquence élémentaire.

A partir des observations précédentes, il est possible de construire un modèle de dépôt (Fig. 76) où l'avalanche sous-marine se déleste d'abord sous la forme d'un lobe conglomératique progradant et s'étalant vers l'aval. La sédimentation conglomératique est ensuite relayée par le dépôt d'une calcarénite grossière qui poursuit le régime progradant. La séquence amont est purement conglomératique, la séquence aval est mixte. Le modèle évoque par certains côtés le modèle de Bouma d'étalement longitudinal de la séquence de dépôt, mais avec une géométrie interne différente (progradation). Cette séquence s'applique à des écoulements granulaires qui conduisent à des conglomérats présentant une stratification interne, même fruste. Le mécanisme de dépôt ne s'applique pas aux couches conglomératiques charriant des clastes marneux qui sont des debris flows. De même, toutes les couches calcarénitiques ne se déposent pas sous la forme d'un lobe progradant. Certaines présentent des structures proches des antidunes et correspondent à d'autres types de courants.

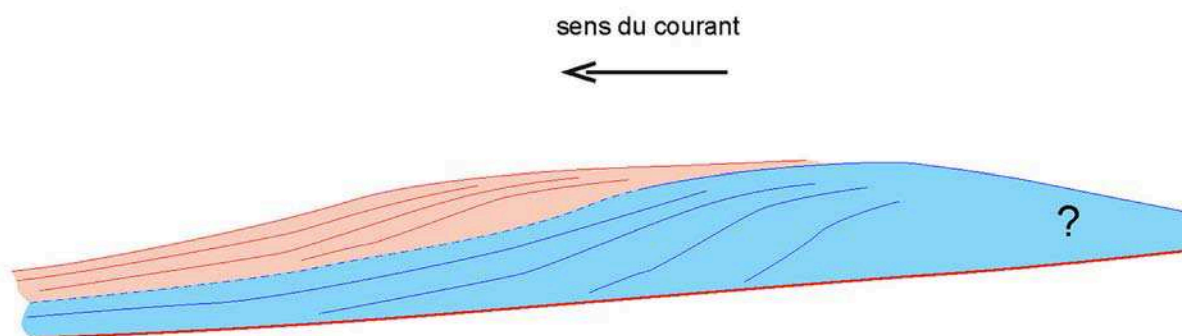


Fig. 76 - Modèle de dépôt des écoulements granulaires mixtes (conglomérat/calcarénite).

En bleu, lobe progradant conglomératique, en rouge lobe calcarénitique continuant la progradation.

La base (rouge) est érosive. La ligne pointillée bleue souligne l'absence de rupture entre le dépôt du conglomérat de base et la calcarénite surincombante.

Les séquences mixtes coniaciennes évoquent les successions debris-flow/calcarénite observées en accretion latérale dans le lobe barrémien de Pas-de-la-Cluse. Elles évoquent également les coulées de débris couronnées de turbidites de toit, fréquentes dans le système barrémien de La Chaudière (Ferry et al., 2005).

Géométrie de l'appareil coniacien.

L'ensemble des observations montre (1) que le système coniacien est un appareil gravitaire et (2) que cet appareil est atypique. Lobe de pied de talus ou tablier de pente ? La deuxième solution semble préférable, étant donné que l'appareil empiète sur le talus selon une géométrie générale d'onlap divergent. L'existence d'une unité basale à turbidites gréseuses localisée sur l'axe suggère toutefois qu'il puisse exister une amorce de chenal (système "point-sourcé"). Le mécanisme de dépôt d'une grande partie des conglomérats et surtout des calcarénites est lui aussi atypique, sans doute proche de coulées granulaires (grain flows), en écoulement laminaire et non turbulent comme dans les turbidites de basse densité. Les relations géométriques entre les trois unités successives montrent que les calcarénites se déposent plutôt latéralement par rapport aux conglomérats, ce qui suggère un mécanisme de compensation morphologique.

Interprétation séquentielle de la séquence coniacienne :

La succession verticale des 3 unités (grès, conglomérats, calcarénites) peut s'interpréter comme le résultat d'une mise en place accompagnant la remise en eau de la plate-forme du Vercors (Fig. 77) :

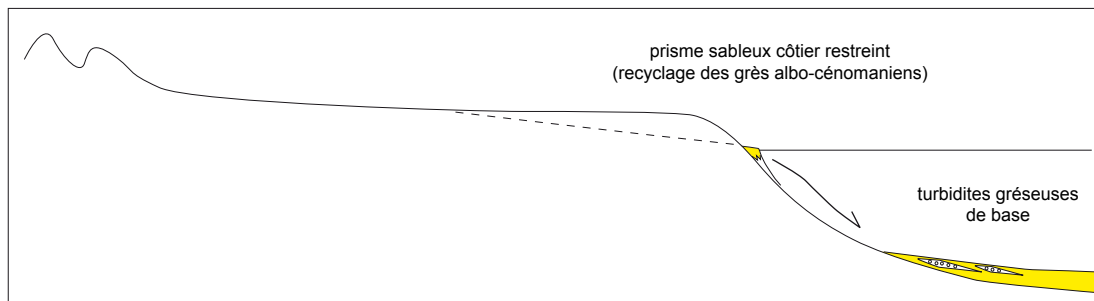
- mise en place des turbidites gréseuses de base en bas niveau marin relatif, par recyclage des grès glauconieux albo-cénomaniens, connus plus au NW sur le Vercors. L'exondation de la plate-forme aurait créé un prisme gréseux étroit de bordure de plate-forme, source des turbidites de base.

- recul du du prisme gréseux en transgression, écroulements des calcaires et marnes albo-cénomaniens de talus dans le bassin selon une logique évoquant celle de la mise en place des grandes collapses barrémiennes au début des transgressions (Fig. 63).

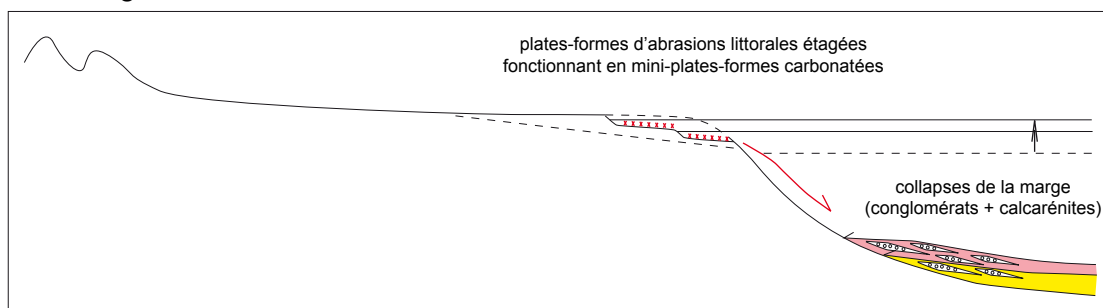
- création de plates-formes d'abrasion littorale successives sur la plate-forme urgonienne au cours de la transgression. ; ces plates-formes fonctionnent d'abord en petites usines à carbonates (sables calcaires) au début (= transition coulées calcarénites sur la pente) puis la production augmente au fur et à mesure du réennoyage et de l'augmentation de la surface de production ; Sur la pente, les atterrissement calcarénitiques deviennent dominants (unité 3).

Le système paraît donc globalement transgressif.

1. bas niveau



2. transgression



3. haut niveau

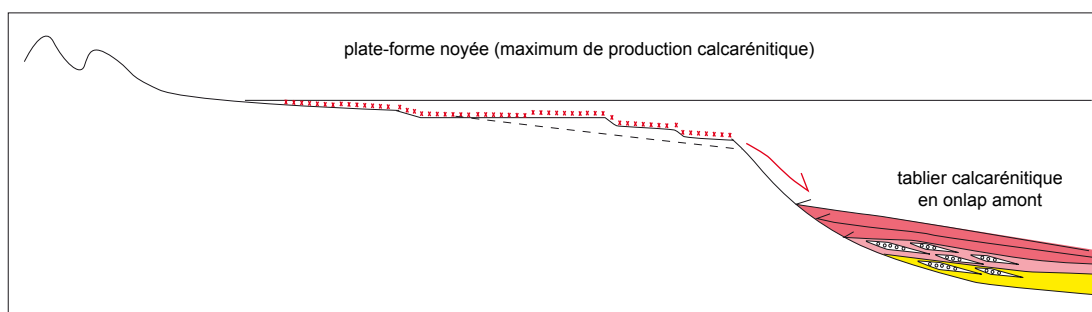


Fig. 77 - Interprétation séquentielle du système coniacien (séquence 1).

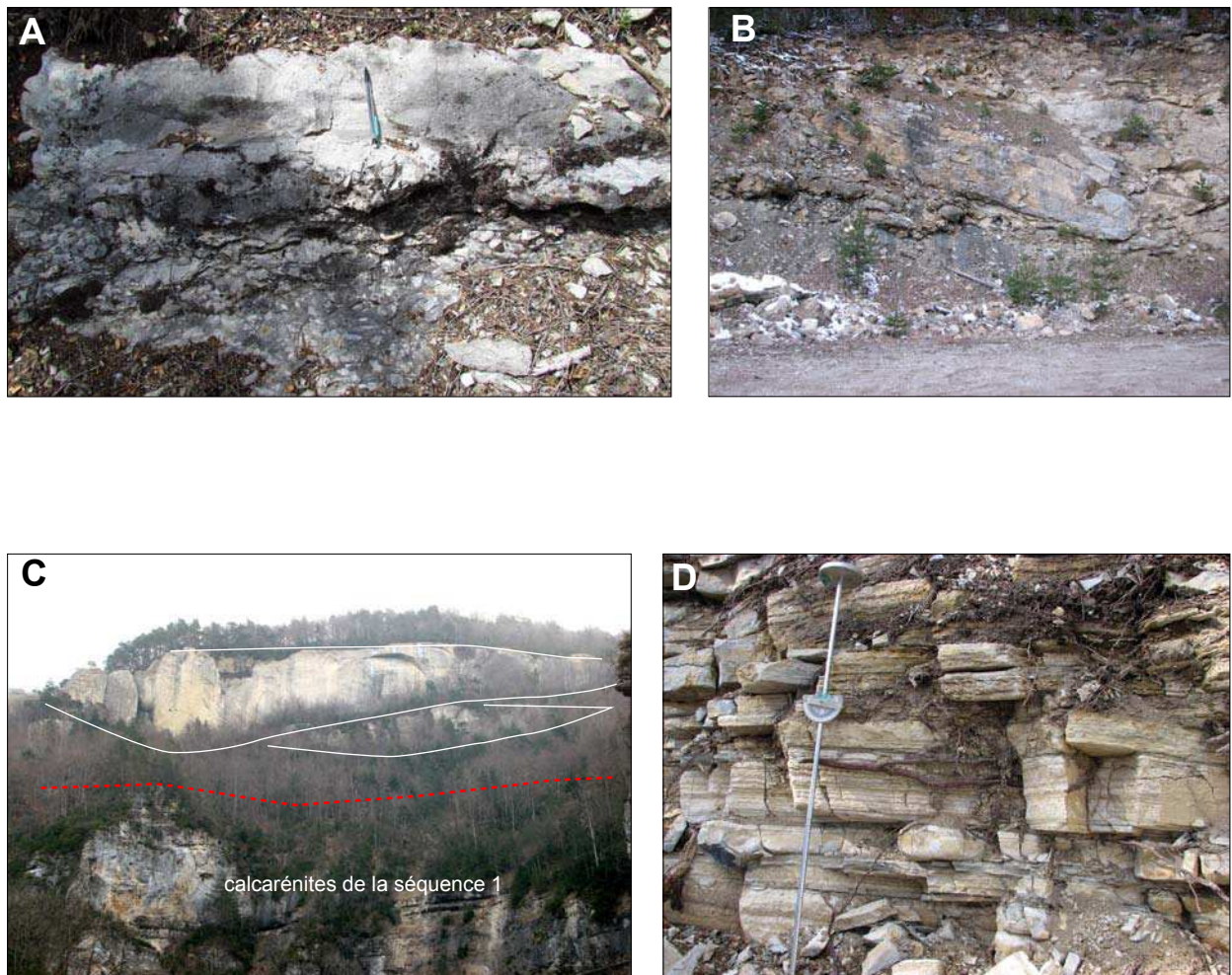


Fig. 78 - Faciès de la séquence 2 (campanienne).

A et **B**, coulées conglomératiques de base à matrice marneuse (**B**) et blocs de grande taille (**B**), couronnée (**A**) par une "turbidite de toit" gréseuse ; **C**, chenaux à remplissage gréseux à lamination plane fruste, en base de la séquence 2 ; **D**, faciès caractéristique des lauzes.

5.2. Le système campanien

Par son âge campanien, ce système post-date la phase tectonique anté-campanienne du Dévoluy proche, où les plis kilométriques E-W sont profondément ravinés par les faciès des "lauzes", déposées en transgression.

L'étendue du deuxième système gravitaire des Gâs est un peu plus grande (pour son unité basale à conglomérats et grès) que celle du système coniacien. Les conglomérats de base sont rencontrés jusque dans le Dévoluy vers l'est et dans la Montagne de Bellemotte au nord (Porthault 1974). Il s'agit peut-être de systèmes contemporains mais pas forcément connectés.

Sur l'axe du système des Gas, en position aval (S-E), les conglomérats de base sont un empilement d'épaisses coulées marneuses (Marnes Bleues remaniées) à blocs dispersés, alternant avec des lentilles de grès. Latéralement et vers l'amont, ces coulées se pincent. Il se développe un système mixte de petites coulées conglomératiques et de turbidites gréseuses qui se diluent peu à peu vers le haut dans les lauzes. Les chenaux à remplissage gréseux massif ou vaguement laminé plan sont les plus profonds à la base (Fig. 73).

6. Conclusions

L'excursion a permis de traverser rapidement un certain nombre de petits systèmes turbiditiques (s.l.) carbonatés allant des brèches et conglomérats à des systèmes calcarénitiques, voire à des turbidites de boue en domaine distal.

- Les appareils sont de petite taille (quelques dizaines de kilomètres dans leur plus grande dimension, autour de la centaine de mètres en épaisseur). La taille peut être très faible (pseudo-calcarénites de l'Aygues dont la dimension horizontale ne dépasse pas 10 km).

- Les appareils se rangent plutôt dans la catégorie "lobes". Du fait de l'exiguïté du bassin et de sa profondeur sans doute faible, les canyons tributaires, s'ils ont existé, n'ont jamais été observés car ils entaillaient des talus modestes. L'hypothèse des grands canyons entaillant toute la marge subalpine (Tithonien) doit être abandonnée.

- Il est généralement observé des lobes détachés des sources, sauf peut-être dans l'appareil des Gâs où l'hypothèse qu'il s'agisse d'un "tablier" (slope apron) est plus vraisemblable. Le hiatus source/lobe est faible dans les calcarénites barrémiennes (moins de dix kilomètres). Les appareils tithoniens proviennent principalement du décapage des talus de la plate-forme carbonatée, sans que celle-ci fournisse beaucoup de matériel. Certains ont pris naissance sur des talus profonds (Céüse).

- les mécanismes de mise en place sont très variables. Ils vont des courants turbulents de faible densité pour les "turbidites classiques" (Barrémien, Tithonien de l'Aygues) à des mécanismes de type grain flow dans certaines brèches tithoniennes et dans les calcarénites des Gâs. Les brèches tithoniennes se partagent en deux catégories, les brèches à grains jointifs à écoulement plutôt granulaire et les brèches à support de matrice qui doivent être rapprochées des grandes coulées de type debris flow. Le cas de Céüse montre que ces écoulements granulaires peuvent générer des lobes progradants en tête de dépôt. Cette observation conforte l'interprétation des conglomérats des Gâs qui sont formés par l'empilement de coulées conglomératiques massives puis de petits lobes progradants mixtes, à conglomérat de base et nappe calcarénitique de toit. Les appareils de Céüse et des Gâs présentent des faciès globalement très atypiques pour des systèmes "turbiditiques" s.l.

- le mécanisme de compensation morphologique joue fréquemment dans l'édification de ces appareils, sauf dans le cas du lobe drapant de l'Aygues.

Le point le plus intéressant de cet inventaire subalpin concerne donc les géométries en accrétion frontale et latérale, rencontrées à des degrés divers dans presque tous les appareils étudiés. Elles semblent particulièrement développées dans les appareils carbonatés à granulométrie grossière. Elles sont signalées dans les systèmes silico-clasiques (Etienne, 2012) mais sont moins développées, peut-être en raison d'une granulométrie plus fine qui intervient lors du délestage de la charge solide des écoulements gravitaires.

Sur la route du retour vers Valence, le lobe tithonien de la Drôme (Courjault et al. 2011) est traversé et permet de voir l'épaississement des brèches du Tithonien inférieur sur son l'axe, depuis la région distale jusqu'en position médiane. La brèche de base du lobe (BR2) montre notamment un épaississement spectaculaire entre la haute vallée de la Drôme et le Claps de Luc-en-Diois (Fig. 79.)

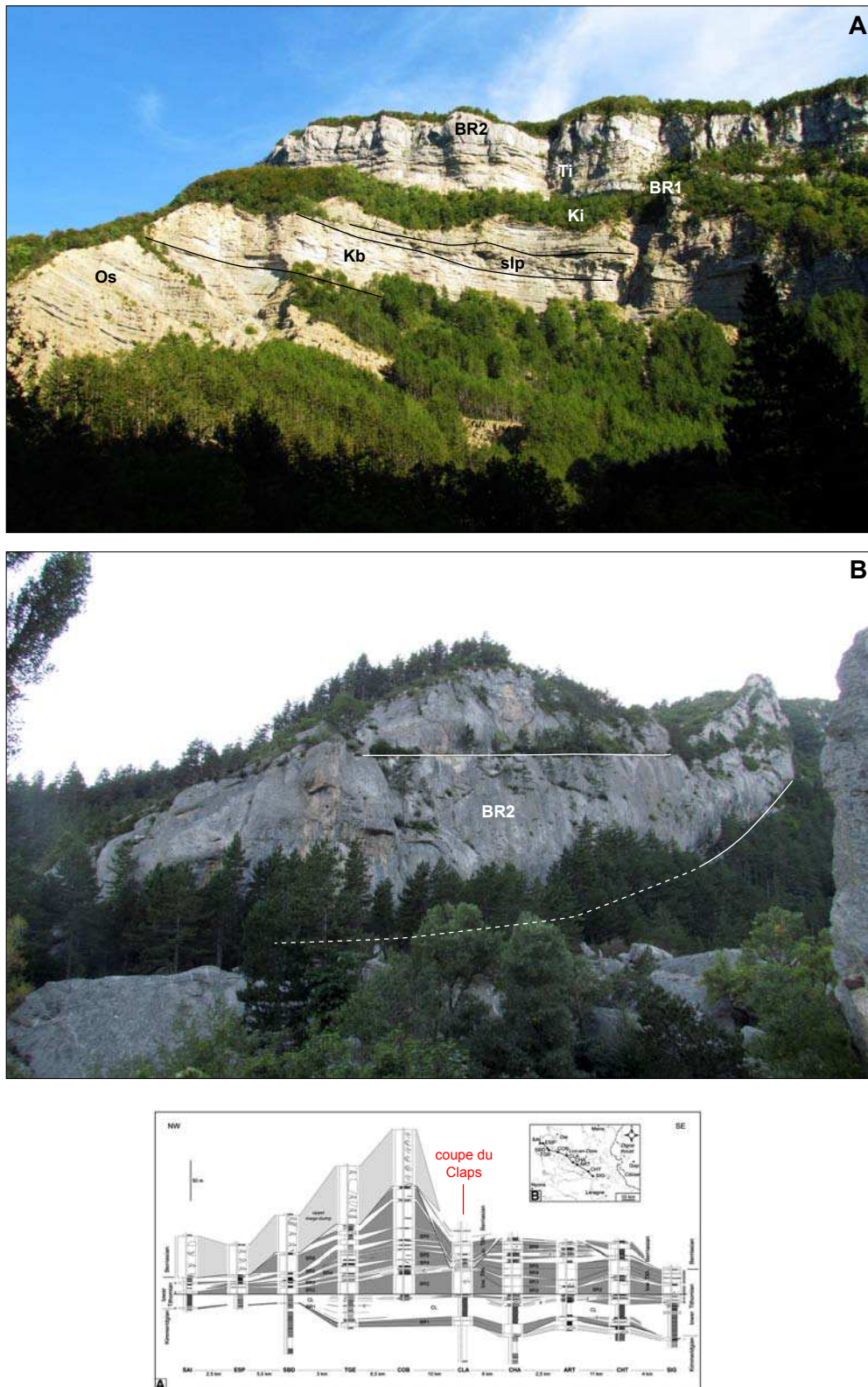


Fig. 79 - Vues de la brèche BR2 de base du lobe tithonien de la Drôme.

Photo A, en position distale (haute vallée de la Drôme) ; photo B, en position plus proximale (Claps de Luc-en-Diois) où elle atteint 25 m d'épaisseur.

C, coupe longitudinale dans le lobe de la Drôme (Courjault et al. 2011) situant la coupe du Claps (photo B).

Abréviations : Os, alternances marno-calcaires de l'Oxfordien supérieur ; Kb, barre calcaire du Kimméridgien basal ; slp, slump ;

Ki, alternances marno-calcaires du Kimméridgien inférieur ; Ti, calcaires lités et/ou noduleux du Tithonien inférieur ;

BR1, BR2, brèches (nomenclature Courjault).

Références citées

- Artru, P., 1972. Les terres noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, Sédimentologie, Géochimie. *Thèse Doct. Etat Université de Lyon*.
- Atrops, F., 1982. La sous-famille des *Ataxioceratinae* (*Ammonitina*) dans le Kimméridgien inférieur du Sud-Est de la France. Systématique, évolution, chronostratigraphie des genres *Orthosphinctes* et *Ataxioceras*. *Thèse Doct. Etat Université Lyon1 et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon* 83.
- Atrops, F., 1994. The Upper Jurassic in the Dauphinois Basin, general introduction. In: Atrops, F. (ed.), *4th Oxfordian & Kimmeridgian Working Group Meeting*, Lyon 1994, 32-46.
- Atrops, F., Ferry, S., 1987. Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géologie Alpine*, H.S. 13, 179-185.
- Baas, J.H., Van Kesteren, W., Postma, G., 2004. Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology* 51, 1053-1088. doi: 10.1111/j.1365-3091.2004.00660.x
- Backert, N., 2004. L'appareil bréchiq ue tithonien de Céüse. *Dipl. D.E.A. Université de Lyon*.
- Baudrimont, A.F., Dubois, P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin : le Sud-Est de la France. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 1, 261-308.
- Beaudoin, B., 1970. Sédimentation à « caractère flysh » dans une série carbonatée « pélagique » (Jurassique terminal – Crétacé basal des chaînes subalpines méridionales). *C.R. som. Soc. Géol. Fr.* 2, 58-60.
- Beaudoin, B., 1972. Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal – Berriasien des Chaînes Subalpines méridionales. *Thèse Docteur-Ingénieur, Université de Caen*.
- Beaudoin, B., 1977. Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal– Berriasien des chaînes subalpines méridionales. *Thèse Doct. Etat Université de Caen*, 475 p.
- Beaudoin, B., Moutte, J., Soler, P., 1975. Le canyon de Céüse, élément morphologique essentiel pour la compréhension du bassin subalpin au passage Jurassique-Crétacé. In: Mangin, J. Ph. (ed.), *Sedim Nice. 9ème Congrès International de Sédimentologie, Nice 1975, Thème 5*, livre des résumés, 61-65.
- Beaudoin, B., Friès, G., 1982. Les filons gréseux sédimentaires *per descensum* dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevens (Alpes-de-Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris* 295, 385-387.
- Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P., Paternoster, B., 1983. Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Hautes-Alpes). *C. R. Acad. Sc. Paris* 296, 387 - 392.
- Beaudoin, B., Friès, G., Parize, O. and Pinault, M. (1985) L'origine des injections sableuses : les sills et les dykes albiens du Ravin de la Baume, Bevens (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Acad. Sc. Paris* 301, 407-410.
- Borel, F., Curial, A., Monier, P., Ferry, S., 1987. Mise en évidence de turbidites boueuses dans l'Oxfordien du Sud-Est. Contrôle structural de leur répartition. *Géologie Alpine*, M.S. 13, 167-171.
- Bouchette, F., Séguret, M., Moussine-Pouchkine, A., 2001. Coarse carbonate breccia as the result of water – wave cyclic loading. *Sedimentology* 48, 767-789.
- Boulila, S., Galbrun, B., Hinnov, L.A., Collin, P.-Y., 2008. Orbital calibration of the Early Kimmeridgian (southeastern France): implications for geochronology and sequence stratigraphy. *Terra Nova* 20, 455-462.
- Boulila, S., de Rafélis, M., Hinnov, L.A., Gardin, S., Galbrun, B., Collin, P.-Y., 2010. Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleoeceanic Tethyan domain (marl–limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292, 57-70.
- Boulila, S., Gardin, S., de Rafélis, M., Hinnov, L.A., Galbrun, B., Collin, P.-Y., 2011. Reply to the comment on "Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleoeceanic Tethyan domain (marl–limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France)" by S. Boulila, M. de Rafélis, L. A. Hinnov, S. Gardin, B. Galbrun, P.-Y. Collin [Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 292 (2010) 57–70]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 306, 252-257.
- Breheret, J.-G., 1995. L'Aptien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques. *Thèse Doct. Etat Université de Tours*.
- Busnardo, R., Cotillon, P., Ferry, S., Lafarge, D., Renaud, B., Signolles, C. 1977. *Livret-Guide Excursion en Ardèche du Groupe Français du Crétacé*, 45 p. Téléchargeable à : <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00458130/fr/>
- Cartigny, M.J.B., Ventra, D., Postma, G., Van den Berg, J.H., . Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments. *Sedimentology* "Accepted Article"; doi: 10.1111/sed.12076
- Charbonnier, G., Boulila, S., Gardin, S., Duchamp-Alphonse, S., Adatte, T., Spangenberg, J.E., Föllmi, K., Colin, C., Galbrun, B., 2013. Astronomical calibration of the Valanginian “Weissert” episode: The Orpierre marlelimestone succession (Vocontian Basin, southeastern France). *Cretaceous Research* 45, 25-42.

- Colombié, C., Strasser, A., 2003. Depositional sequences in the Kimmeridgian of the Vocontian Basin (France) controlled by carbonate export from shallow-water platforms. *Geobios* 36, 675-683.
- Cotillon, P., Ferry, S., Gaillard, C., Jautee, E., Latreille, G., Rio, M., 1980. Fluctuations 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. France* XXII, 735-744.
- Courjault, T., 2007. Environnement de dépôt des conglomérats des Gâs au Crétacé supérieur dans le bassin subalpin. *Mém. Mastère Université de Strasbourg*.
- Courjault, T., Grosheny, D., Ferry, S., Sausse, J., 2011. Detailed anatomy of a deep-water carbonate breccia lobe (Upper Jurassic, French subalpine basin). *Sedimentary Geology* 238, 156-171.
- Courjault, T., 2011. Brèches gravitaires sous-marines du Tithonien subalpin (S-E France). *Thèse Université de Strasbourg*.
- Darmedru, C., 1982. La microfaune dans les alternances mame-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *Thèse Université de Lyon*.
- Darmedru, C., 1983. La microfaune dans les alternances mames-calcaires pélagiques du Crétacé inférieur dans le Bassin vocontien (SE de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *C.R. Acad. Sci. Paris* 296, 715-718.
- Darmedru, C., 1984. Variations du taux de sédimentation et oscillations climatiques lors du dépôt des alternances mame-calcaire pélagiques. Exemple du Valanginien supérieur vocontien (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 26, 63-70.
- Darmedru, C., Cotillon, P., RIO, M., 1982. Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 7, 627-640.
- Dogliani, C., Bosellini, A., 1987. Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Intern. J. Earth Sci.* 76, 735-754.
- Dott, R.H., Bourgeois, J.R., 1982. Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 93, 8, 663-680.
- Dromart, G., Ferry, S., Atrops, F., 1993. Alloctonous deep-water limestone conglomerates and relative sea-level changes : the Upper Jurassic-Berriasian of South-East France. In H. Posamentier, C. Summerhayes and G.P. Allen (eds.) Sequence stratigraphy and facies associations, *Int. Ass. Sedimentologists Sp. Pub.* 18, p. 295-305.
- Duke, W.L., 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology* 32, 167-194.
- Duke, W.L., 1987. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms (reply). *Sedimentology* 34, 344-359.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., Southard, J.B., 2005. Experiments on Oscillatory-Flow and Combined-Flow Bed Forms: Implications for Interpreting Parts of the Shallow-Marine Sedimentary Record. *J. Sedimentary Research* 75, 3, 501-513.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 12, 1073-1076.
- Etienne, S., 2012. Caractérisation architecturale haute-résolution des lobes turbiditiques sableux confinés. Exemple de la Formation des Grès d'Annot (Eocène-Oligocène, SE France). *Thèse Université Bordeaux-I*.
- Ferry, S. 1976. Cônes d'épandage bioclastique en eau profonde et glissements sous-marins dans le Barrémien et l'Aptien inférieur vocontiens de la Drôme. Implications paléostratigraphiques. *Thèse Université de Lyon*
- Ferry, S., 1978. Les "calcaires à débris" barrémo-aptiens de la Drôme vocontienne (France Sud-Est): des cônes d'épandage bioclastique en eau profonde. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, H.S. 4, 273-303.
- Ferry, S., 1979. Les turbidites bioclastiques: mode de transport du sable calcaire des plates-formes urgoniennes à la cuvette vocontienne (S-E de la France). *Geobios*, M.S. 3, 149-158.
- Ferry, S., 1984. Apports détritiques dans le bassin vocontien. In S. Debrand-Passard et al. (ed.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, chapitre Crétacé inférieur, *Mém. BRGM* 125, 332-334.
- Ferry, S., Monier, P., 1987. Correspondances entre alternances marno-calcaires de bassin et de plate-forme (Crétacé du S-E de la France). *Bull. Soc. géol. France* III, 215-218.
- Ferry, S., 1999. Apports des forages ANDRA de Marcoule à la connaissance de la marge rhodanienne crétacée. In (ANDRA édit.) Etude du Gard Rhodanien. In Actes des Journées Scientifiques ANDRA 1997, Bagnols/Cèze. *EDP Sciences*, 63-91.
- Ferry, S., Flandrin, J. 1979. Mégabrèches de résédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). *Géologie Alpine* 55, 75-92.
- Ferry, S., Schaaf, A., 1981. The Early Cretaceous environment at Deep Sea Drilling Project Site 463 (Mid-Pacific Mountains), with reference to the Vocontian Trough (French Subalpine Ranges). In Thiede J., Vallier T.L. et al., *Init. Repts. of the D.S.D.P.* LXII, Washington, (U.S. Govt. Printing Office), 669-682.

- Ferry, S., Cotillon, P., Rio, M., 1983. Diagenèse croissante des argiles dans des niveaux isochrones de l'alternance calcaire-marne valanginienne du bassin vocontien. Zonation géographique. *C.R. Acad. Sc. Paris* 297, 51-56.
- Ferry, S., Rubino, J.-L., 1990. Mesozoic Eustacy Record on Western Tethyan Margins. Post-meeting field-trip in the Vocontian Trough. *Publ. Assoc. Sedim. Fr.* 12, 141p.
- Ferry, S., Atrops, F., Backert, N., Lozano-Garcia, F., Savary, B. 2005. Systèmes turbiditiques calcaires subalpins. *Livret-guide Excursion Groupe Français du Crétacé* (1-3 septembre 2005), 1-39. Téléchargeable à : <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00458128/fr/>
- Friès, G., Beaudoin, B., Joseph, P., Paternoster, B., 1984. Les Grès de Rosans et les slumpings aptiens associés : restitution paléomorphologique. *Bull. Soc. géol. Fr.* 26, 693-702.
- Friès, G., 1987. Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomani. Thèse Doct. Etat Université Paris VI, 1986. *Mém. Sci. Terre ENS Mines Paris* 4, 370 pp.
- Friès, G., Beaudoin, B., 1987. Les grès apto-albiens dans leur contexte paléomorphologique (bassin subalpin méridional, S.E. France). *Géologie Alpine* H.S. 13, 215-228.
- Friès, G., Parize, O., 2003. Anatomy of ancient passive margin slope systems: Aptian gravity-driven deposition on the Vocontian palaeomargin, western Alps, south-east France. *Sedimentology* 50, 1231-1270.
- Gignoux, M., Moret, J., 1952. Géologie Dauphinoise (2^e. édition). *Masson, Paris*, 391 p.
- Giraud, F., 1994. Recherches 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 Université Lyon I*.
- Giraud, F., Beaufort, L., Cotillon, P., 1995. Contrôle astronomique de la sédimentation carbonatée dans la Crétacé inférieur du Bassin vocontien (SE France). *Bull. Soc. géol. Fr.* 166, 409-421.
- Goguel, J., 1944. Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le S.E. de la France. *Bull. Serv. Cart. Géol. Fr.* 44, 62-78.
- Greenwood, B., Sherman, D.J., 1986. Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology* 33, 33-45.
- Flandrin, J., 1966. Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), VIII, 376-386.
- Hand, B.W., Middleton, G.V., Sikipper, K. 1972. Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Fm, Gaspé, Quebec (Discussion). *Sedimentology* 18, 135-138.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course* 2, 0-161.
- Haug, E., 1891. Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* 3, 1-297.
- Higgs, R., 2010. 'Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France)' by Mulder et al. (2009), *Sedimentology* 56, 997-1015: Discussion. *Sedimentology* doi: 10.1111/j.1365-3091.2010.01163.x
- Joseph, P., Beaudoin, B., Sempéré, T., Maillart, J., 1988. Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 4, 363-374.
- Kilian, W., 1888. Description géologique de la montagne de Lure. *Thèse Doct. Etat Université de Paris*.
- Kilian, W., 1895. Notes stratigraphiques sur les environs de Sisteron. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 3, 105-112.
- Leckie, D., 1988. Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *J. Sedimentary Research* 58, 607-622.
- Le Hégarat, G., 1973. Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 1-308.
- Levert, J., Ferry, S., 1987. Les apports argileux dans le bassin mésozoïque subalpin. Quantification et problème d'altération diagénétique de l'héritage. *Géologie Alpine*, M.S. 13, 209-213.
- Levert, J., Ferry, S., 1988. Diagenèse argileuse complexe dans le Mésozoïque subalpin révélée par cartographie des proportions relatives d'argiles selon des niveaux isochrones. *Bull. Soc. géol. France* IV, 1029-1038.
- Levert, J., 1991. Répartition géographique des minéraux argileux dans les sédiments mésozoïques du bassin subalpin : mise en évidence d'une diagenèse complexe. *Documents Lab. Geol. Lyon* xx, 1-75.
- Lozano-Garcia, P., 2003. Les brèches de resédimentation tithoniennes des gorges de l'Eygues (bassin subalpin français). *Dipl. D.E.A. Université de Lyon*.
- Masse, J.-P., 1980. Sur l'amplitude du décrochement senestre de la faille de Nîmes déduite des variations de faciès du Barrémien-Bédoulien. 8^e Réunion Ann. Sci. Terre Marseille. *Soc. géol. Fr. edit.*, p. 245.
- Prave, A.R. & Duke, W.L. 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites; a form of antidune stratification. *Sedimentology* 37, no.3, pp.531-539.
- Malartre, F., Ferry, S., 1993. Régression forcée à la limite Cénomani/Turonien dans le bassin subalpin (S-E de la France). *C.R. Acad. Sci. Paris* 317, 1221-1227.

- Masse, J.-P., 1976. Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur). Stratigraphie, paléontologie les paléoenvironnements et leur évolution. *Thèse Doct Etat. Université Aix-Marseille II*.
- Masse, J.-P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* XVII, 1, 49-66.
- Mattioli, E., Colombié, C., Giraud, F., Olivier, N., Pittet, B., 2011. Comment on "Orbitally forced climate and sea-level changes in the Paleoeceanic Tethyan domain (marl–limestone alternations, Lower Kimmeridgian, SE France) " by S. Boulila, M. de Rafélis, L. A. Hinnov, S. Gardin, B. Galbrun, P.-Y. Collin [Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 292 (2010) 57–70]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 306, 249-251.
- Morris, S.A., Kenyon, N.H., Limonov, A.F., Alexander, J. 1998. Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology* 45, 365-377.
- Mulder, T., Razin, P., Faugères, J.-C., 2008. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology* 56, 997-1015.
- Mulder, T., Razin, P., Faugères, J.-C., Gerard, J., 2010. Reply to the Discussion by Roger Higgs on 'Hummocky cross stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France)' by Mulder et al., *Sedimentology* 56, 997–1015. *Sedimentology* doi: 10.1111/j.1365-3091.2010.01162.x
- Noel, D., 1968. Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (Fosse vocontienne, Basses Alpes). *C. R. Acad. Sci. Paris* 266, 1223–1225.
- Oudet, C., 2013. Evolution des associations de foraminifères comme bio-indicateurs des paléo-environnements : le bassin subalpin (bassin vosontien et sa marge occidentale) au Cénomani. *Thèse Université de Strasbourg*.
- Parize, O., Beaudoin, B. Friès, G., Pinault, M., Pinoteau, B., 1987. Les filons gréseux sédimentaires. *Notes et Mémoires, TOTAL Cie Fr. Pet.* 21, 211-233.
- Parize, O., Imbert, P., Rubino, J-L., 1995. Upper Aptian deep water turbidites of the Vocontian basin (South-East France) : an outcrop analogue for deep water massive sandstones in the North Sea. *Publ. Assoc. Sédiment. Fr.* 22, 116.
- Parize, O., Imbert, P., Rubino, J-L., 1997. Les sables massifs profonds (1) : un modèle à l'affleurement : l'Apto-Albien du bassin vocontien (SE France). *Mém. Assoc. Sédim. fr.* 27, 213-214.
- Pittet, B., 2009. Les alternances marno- calcaires ou l'enregistrement de la dynamique de production et d'export des plates-formes carbonatées. *Dipl. HDR Université Lyon1*.
- Porthault, B., 1974. Le Crétacé supérieur de. *Thèse Doct. Etat Université de Lyon*.
- Prave, A.R., Duke, W.L. 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites; a form of antidune stratification. *Sedimentology* 37, 531-539.
- Quesne, D., 1998. Propositions pour une nouvelle interprétation séquentielle du Vercors méridional. *Bull. Soc. géol. Fr.* 169, 537-546.
- Quesne, D., Ferry, S., 1994. Corrélations de détail entre prismes bioclastiques de plate-forme et cycles marne-calcaire pélagiques (Barrémien du S-E de la France). *Bull. Soc. géol. France* 165, 261-272.
- Quesne, D., Ferry, S., 1995. Detailed relationships between platform and pelagic carbonates (Barremian, SE France). In (M.R. House & A.S. Gale, eds.) *Orbital forcing timescales and cyclostratigraphy. Geol. Soc. London sp. publ.* 85, 165-176.
- Quesne, D., Benard, D., 2006. Interprétations nouvelles sur les relations entre calcarénites et calcaires à rudistes du Barrémien inférieur dans le Vercors méridional (sud-est de la France). *Geodiversitas* 28, 421-432.
- Raja Gabaglia, G., 1995. Stratigraphie et faciès de tempête de la rampe carbonatée du Jurassique supérieur du centre du bassin du Sud-Est (France) : calcarénites, brèches, corps glissés. *Thèse Université Montpellier II*.
- Reboulet, S., Mattioli, E., Pittet, B., Baudin, F., Olivero, D., Proux, O., 2003. Ammonoid and nannoplankton abundance in Valanginian (early Cretaceous) limestone^marl successions from the southeast France Basin: carbonate dilution or productivity? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 201, 113-139.
- Remane, J. 1960. Les formations bréchiqes dans le Tithonique du Sud-Est de la France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble* 36, 75-114.
- Remane, J. 1966. Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 8, 448-453.
- Remane, J. 1970. Die Entstehung der resédimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclog. Geol. Helv.* 63, 685-739.
- Ricken, W., 1986. Diagenetic Bedding: A Model for Marl-Limestone Alternations. *Lecture Notes in Earth Sciences* 6, .

- Rio, M., Ferry, S., Cotillon, P., 1989. Périodicité dans les séries pélagiques alternantes et variations de l'orbite terrestre. Exemple du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sci. Paris* 309, 73-79.
- Rio, M., Cotillon, P., Ferry, S., 1989. Rhythmic pelagic successions and terrestrial orbital variations. The example of the Lower Cretaceous from Angles (SE France). *Terra Nova* 1, 449-450.
- Rubino, J-L. (1981) Les grès apto-albiens du bassin vocontien et de sa bordure occidentale. *Dipl. D.E.A. Université de Lyon.*
- Rubino, J-L., 1990. Introductory remarks on Upper Aptian to Albian siliciclastic/carbonate depositional sequences. In: Mesozoic Eustacy on Western Tethyan Margins. Post-meeting field trip in the "Vocontian Trough" (S. Ferry and J-L. Rubino, eds.). *Publ. Assoc. Sédiment. Fr.* 12, 28-45.
- Rust, B.R. & Gibling, M.R. 1990. Three-dimensional antidunes as HCS mimics in a fluvial sandstone: the Pennsylvanian South Bar Formation near Sydney, Nova Scotia. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 540-548.
- Savary, B., Ferry, S., 2004. Detailed geometry and petro-physical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian-Aptian, S-E France). *Sedimentary Geology* 168, 281-304.
- Séguret, M., Moussine-Pouchkine, A., Raja Gabaglia, G., Bouchette, F., 2001. Storm deposits and storm-generated coarse carbonate breccias on a pelagic outer shelf (South-East Basin, France). *Sedimentology* 48, 231-254.
- Seguret, M., 1996. Analyse et interprétation structurale préliminaire du profil sismique FSH (82 SE 4B). *Rapport ANDRA : B RP 1 UMO 96-001/A* (inédit).
- Skipper, K. 1971. Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme Formation, Gaspe, Quebec. *Sedimentology* 17, 51-68.
- Stow, D.A.V., Shanmugan, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites : comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* 25, 23-42.
- Vail, P.R., Colin, J.-P., JanDuChene, R., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* III, 1301-1321.
- Wagreich, M., 1995. Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). *Tectonophysics* 242, 63-78.