



**Excursion du Groupe Français du Crétacé**

**Systemes turbiditiques calcaires  
du Tithonien et du Barrémo-Bédoulien  
subalpins (S-E de la France)**

1-3 septembre 2005

Organisée par Serge Ferry  
(F. Atrops, N. Backert, F. Lozano-Garcia, B. Savary)



## 1. Introduction

Les systèmes turbiditiques calcaires sont encore peu étudiés par rapport à leurs homologues silico-clastiques, bien que la notion de “calcaires allodapiques” (Meischner 1964) soit à peu près aussi ancienne que la notion de turbidite (Kuenen et Migliorini 1950, Bouma 1962). Une typologie des appareils calcaires (faciès, géométries, rapports avec les plates-formes carbonatées nourricières) reste à faire.

Grosso modo, on peut distinguer deux types d'appareils turbiditiques calcaires : les systèmes attachés et les systèmes détachés. Dans les premiers, les dépôts gravitaires de bas de pente font partie des cliniformes de progradation de la plate-forme carbonatée. Il y est difficile de faire une distinction claire entre tempestites et turbidites s. l. (incluant les brèches de resédimentation). C'est le cas dans le Trias des Dolomites où les talus de progradation atteignent 800 mètres de haut, dans le Crétacé supérieur de la Maiella italienne, dans le Dogger du Maroc, sur la marge barrémienne omanaise où on peut même suivre les cycles de plate-forme dans les faciès lités des cliniformes de progradation (Savary 2003), etc. Dans les seconds, les appareils gravitaires sont disjoints des cliniformes de progradation et constituent des éventails profonds, nourris par des canyons tributaires qui entaillent le talus. Ces systèmes de dépôt offrent certaines analogies avec les appareils silico-clastiques, bien que leur taille reste toujours beaucoup plus modeste.

Le bassin subalpin français offre de bons exemples de systèmes détachés, c'est-à-dire avec une zone de transit (talus) entre plate-forme et éventails profonds. Deux exemples seront illustrés : les brèches et calcarénites tithoniennes, les calcarénites et brèches barrémiennes (fig. 2). Les brèches tithoniennes ne prennent pas naissance dans les plates-formes carbonatées mais résultent de la déstabilisation des vases de talus. Les calcarénites associées ne sont pas bioclastiques (sauf à partir du Berriasien) mais résultent de la fragmentation ultime des galets mous de mudstones. Les turbidites calcarénitiques barrémiennes, quant à elles, sont bioclastiques ; elles tirent leur matériel des plates-formes urgoniennes.

## 2. Le bassin subalpin français

Le bassin subalpin français est un bassin mésozoïque très subsident où la série sédimentaire allant des évaporites triasiques aux derniers terrains crétacés (campaniens) conservés par l'érosion anté-nummulitique peut dépasser 8 000 m d'épaisseur. Le retraitement des profils sismiques FSH réalisés par l'Andra à l'occasion des travaux menés dans la moyenne vallée du Rhône a montré que la subsidence fut maximale au Lias-Dogger dans ce secteur où, d'après les profils sismiques FSH retraités, les épaisseurs de dépôts marno-calcaires atteignent des valeurs considérables, bien que difficiles à chiffrer en l'état des données disponibles. De pareilles épaisseurs, dans des secteurs aussi exigus, posent d'ailleurs de nombreuses questions au plan géodynamique, notamment quant à la signification du fossé cévenol et de la fosse vocontienne dans le système pyrénéo-alpin.

L'histoire mésozoïque du bassin subalpin est celle d'un comblement progressif (fig. 3), par étapes entrecoupées de phases de réapprofondissement. Ce comblement s'effectue par progradation des faciès carbonatés peu profonds depuis les plates-formes périphériques (Jura, Bas-Vivarais, Provence) mais aussi (données nouvelles non publiées) en partie depuis des

hauts-fonds installés sur les massifs cristallins externes (Pelvoux), notamment lors de la progradation urgonienne. Ainsi, au cours du temps, la zone profonde subalpine à sédimentation marno-calcaire, qui communique avec l'océan alpin vers l'Est se contracte peu à peu pour former, dès le Barrémien un domaine connu depuis Paquier (1900) sous le nom de "fosse vocontienne" (fig. 3). Cette fosse vocontienne constitue alors un diverticule profond de la mer alpine, orienté à peu près Est-Ouest, entre la plate-forme carbonatée urgonienne du Vercors au Nord et la plate-forme carbonatée provençale au Sud. On peut distinguer une fosse vocontienne occidentale couvrant le Diois et les Baronnies et une fosse vocontienne orientale couvrant le Bochaîne, le Gapençais et la partie nord des arcs subalpins de Castellane et de Nice. La différence entre ces deux domaines est la suivante : la sédimentation marine se termine au Santonien par des faciès silico-clastiques côtiers en fosse vocontienne occidentale ; elle reste marine profonde (marno-calcaires à planctoniques) en fosse vocontienne orientale probablement jusqu'à la fin du Crétacé.

Dans cette histoire mésozoïque, on peut distinguer les grandes étapes ci-dessous.

Jusqu'au Tithonien inclus, la zone profonde est assez vaste (fig. 3). Elle couvre l'ensemble des chaînes subalpines au Nord ainsi qu'une grande partie de la Provence au Sud. Elle mord assez loin sur le Bas-Vivarais vers l'Ouest. Les systèmes de dépôt gravitaires n'apparaissent qu'à l'Oxfordien, d'abord sous forme de turbidites de boue sporadiques mais de grande extension en "fosse vocontienne" (Borel et al., 1987) et de slumps, notamment à l'Oxfordien supérieur et au Kimméridgien inférieur (Atrops & Ferry 1987), certains d'entre eux étant également de très grande extension géographique. Du Kimméridgien supérieur au Tithonien supérieur, se développent des systèmes bréchiques associés à des calcarénites. Les brèches sont si nombreuses que, pour cet intervalle, il est très difficile de reconstituer une série pélagique virtuelle (c'est-à-dire celle qui aurait existé si les remaniements n'avaient pas tout bouleversé). Les brèches sont surtout abondantes dans les domaines vocontiens occidental et oriental mais on les rencontre également à l'aplomb de ce qui deviendra plus tard la plate-forme urgonienne (Vercors, notamment).

La période suivante couvre le début du Crétacé inférieur, jusqu'à l'Aptien inférieur (Bédoulien) inclus. C'est au cours de cette période que s'effectue la contraction géographique du domaine à sédimentation marno-calcaire par progradation des plates-formes carbonatées périphériques. Cette contraction procède en deux étapes (Berriasien-Valanginien et Barrémo-Bédoulien) séparées par un réapprofondissement modéré (Hauterivien inférieur). Dans le domaine vocontien, la sédimentation bréchique cesse peu à peu au Berriasien pour passer à des dépôts de type slumps qui vont rester le seul faciès gravitaire jusqu'à la fin de l'Hauterivien, à l'exception d'un épisode turbiditique mineur à "plaquettes rousses" dans la base du Valanginien supérieur. Un épisode à "plaquettes rousses" est également connu dans le sommet du valanginien inférieur dans le domaine ardéchois, plus à l'Ouest.

La période proprement "vocontienne" débute au Barrémien et se termine progressivement dans la première moitié du Crétacé supérieur. Au Barrémo-Bédoulien, la proximité des plates-formes urgoniennes (fig. 3), associée à la relative profondeur du bassin vocontien proprement dit, vont permettre la genèse de systèmes turbiditiques calcarénitiques (Ferry 1976, 1979, 1984), de type lobe, exceptionnellement bien développés. Ces systèmes calcarénitiques sont associés à des slumps et des coulées boueuses particulièrement spectaculaires par leur faciès et leur extension géographique (Ferry & Flandrin 1979).

Le Gargaso-Albien représente une période apparemment à part, avec le dépôt des “Marnes Bleues” mais présente en fait des analogies avec la période barrémo-bédoulienne. La sédimentation en effet change. De carbonatée, elle devient silico-clastique, avec des formations gréseuses à mégarides sur les bordure du bassin vocontien (Rubino ) et un système turbiditique sableux (“grès sus-aptiens” des anciens auteurs) dans la zone vocontienne où se dépose une épaisse série marneuse à niveaux de black shales, les “Marnes Bleues”. Les systèmes turbiditiques gréseux sont particuliers, marqués par la présence de sables massifs atypiques mais leur répartition rappelle celle des systèmes calcarénitiques barrémo-bédouliens (Fries & Parize 2003). Selon Fries (1986), Fries et Parize (2003), il y aurait même une permanence morphologique avec la persistance des canyons tithoniens jusque dans l’Albien.

La période suivante va du Cénomaniens au Santonien. Elle correspond au comblement définitif, toujours par étapes entrecoupées de phases de réapprofondissement, de la fosse vocontienne occidentale. Les grands systèmes turbiditiques antérieurs ont disparu au Cénomaniens. Les sables côtiers vont prograder vers le centre de la cuvette qui se rétrécit et dont la profondeur diminue. Dès le Turonien supérieur, les grès littoraux à faciès tidaux mordent largement sur le synclinal de Dieulefit. Au Santonien, les sables fluviaux envahissent la majeure partie de la cuvette vocontienne résiduelle.

Ce comblement est sans doute dû pour une grande partie aux prémisses de la compression N-S (Porthault 1974) qui va se traduire de façon paroxystique à la fin du Santonien par l’apparition des plis “anté-campaniens” du Dévoluy (Flandrin 1966). Ces plis représentent des plis en échelon sur le prolongement intra-vocontien de la faille de Nîmes, un linéament qui joue alors en transpression senestre et traduit le raccourcissement N-S par coulissage de blocs de socle (Porthault 1974). Cette phase tectonique anté-campanienne est une phase majeure dans tout le système alpin. En Provence, elle correspond au déplacement vers le Nord de l’aire de sédimentation provençale du bassin du Beausset au bassin d’Aix.

La dernière période correspond au Campano-Maestrichtien. La paléogéographie a changé. La structure vocontienne ouest-est a disparu. Seul subsiste le domaine vocontien oriental. De ce fait, la mer subalpine a une orientation qui préfigure désormais la paléogéographie nummulitique (cf cartes paléogéographiques in Debrand-Passard et al. 1984).

### **3. Le système gravitaire tithonien**

Il s’agit principalement de brèches. Les calcarénites sont mineures, sauf localement (gorges de l’Aygues, en amont de Nyons). Ces brèches peuvent constituer la totalité de la “barre tithonique” en domaine vocontien. Cette barre est l’élément directeur des paysages du Diois et des Baronnies, là où manque l’urgonien.

Au plan stratigraphique, les derniers résultats obtenus montrent que les brèches débutent dans les ammonitozones à *Acanthicum* et *Eudoxus* (Kimmeridgien supérieur) où elles constituent un premier système de lobes, dans un faciès de mudstones très calcaire. Le Kimméridgien terminal (zone à *Beckeri*) et le Tithonien inférieur sont un peu plus argileux et caractérisés par le développement de faciès noduleux (fig. 4), notamment dans le Bochaine, le Laragnais et le Gapeçais. La nodulisation a en quelque sorte “préparé le terrain” à la bréchification gravitaire, de sorte que cet intervalle est caractérisé par un deuxième système de brèches, répandues sur des surfaces considérables et corrélables une à une sur de grandes distances. Un troisième système bréchique, d’extension moindre, se développe dans le Tithonien supérieur qui reprend un faciès calcaire massif (calcaires blancs). Il se poursuit dans

le Berriasien inférieur où le faciès passe progressivement à la dominance des slumps sur les brèches lorsque la sédimentation profonde redevient plus alternante. Cette stratigraphie reste à améliorer. Elle est basée sur la datation de coupes types (fig. 5).

Les principaux types de faciès sont illustrés sur les figures 6 à 8.

Les brèches vocontiennes ont été diversement interprétées depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle. Les interprétations ont constamment oscillé jusqu'à maintenant entre des hypothèses autochtonistes et allochtonistes.

Les premières interprétations sont autochtonistes. Les brèches résulteraient d'une désorganisation sur place du sédiment (Kilian 1888, Haug 1891, Gignoux & Moret 1952, Goguel 1944) ou pourraient être le résultat d'un phénomène de concrétionnement (Kilian 1895). Le processus de bréchification sur place serait dû à la circulation de l'eau dans les zones peu profondes et agitées (Gignoux & Moret 1952) ou bien à l'effet de "table vibrante" des tremblements de terre (Goguel 1944).

C'est Remane (1960, 1966, 1970) qui, le premier, avance l'hypothèse de remaniements gravitaires sous-marins, hypothèse reprise par B. Beaudoin (1968, 1970, 1977) pour les dépôts tithoniens et par Le Hégarat (1973) pour les dépôts berriasien surincombants. La disposition ouest-est des principaux amas de brèches (Le Hégarat 1973) accrédite l'idée de canyons sous-marins ayant cette direction (Beaudoin et al. 1975, Beaudoin 1984, Joseph et al. 1988) et débouchant dans le gapençais ("canyon de Céüse").

Très récemment, l'hypothèse autochtoniste a été exhumée sous une forme plus moderne par les géologues de l'université de Montpellier (Pederneiras Raja Gabaglia 1995, Seguret *et al.* 2001, Bouchette *et al.* 2001). Elle reprend la notion d'effet de "table vibrante" imaginée par Goguel (1944) mais l'ébranlement serait dû aux effets mécaniques de l'atténuation des houles de tempête sur la tranche superficielle des sédiments, à l'image de ce qui est constaté dans le milieu actuel (Golfe du Mexique) sous l'action des cyclones tropicaux. Les ondes de cisaillement dans dix premiers mètres des sédiments du fond provoquerait des phénomènes catastrophiques de liquéfaction, à l'origine de la bréchification. Le dépôt s'effectuerait quasiment sur place ou avec des déplacements limités (cas des brèches de Céüse qui présentent des grandes stratifications obliques). La conséquence de cette réinterprétation est que la fosse vocontienne change de statut et devient pour les auteurs une rampe externe dont la profondeur ne devait guère excéder la centaine de mètres (fig. 9).

L'hypothèse ci-dessus est fondée sur un certain nombre d'arguments de terrain, notamment la présence de fréquentes stratifications entrecroisées de mamelons (Hummocky-cross stratification ou HCS) dans les calcarénites associées aux brèches. Or ces structures de type HCS ont été jusqu'à présent associées de façon exclusive aux dépôts de tempête dans les prismes côtiers (Harms et al. 1975, Dott & Bourgeois 1982, Duke 1985, Leckie, 1988, Duke et al. 1991, ..., Dumas et al. 2005). Ce n'est que récemment que des structures semblables ont été signalées dans des turbidites par ailleurs indiscutables (Prave & Duke 1990, Monaco 1992). D'autre part, un certain nombre d'observations de détail ont été faites par Seguret, Bouchette et al., qui semblent à première vue exclure un transport violent par courants de turbidité, comme des bases de bancs très irrégulières (structures en "dentelles"), des limites basales de bancs de brèches floues, etc.). Mais les bases floues ne sont pas un argument car retrouvées par B. Savary (2005) dans des turbidites bioclastiques barrémiennes du bassin subalpin.

La principale critique que l'on peut faire réside en fait dans la géométrie des formations ainsi que dans l'organisation des faciès à grande échelle, choses négligées dans la réinterprétation "autochtoniste" récente.

Nous avons donc repris l'étude du système bréchiq ue tithonien subalpin en essayant de reconstruire les appareils de dépôt pour voir si les géométries à grande échelle étaient compatibles avec l'hypothèse des tempestites. Deux systèmes ont été sélectionnés: le système calcarénitique des gorges de l'Aygu es près de Nyons, d'une part, et, le système des brèches de Céüse près de Gap, d'autre part. Ces études sont en cours dans le cadre du GDR Marges et avec le soutien de la compagnie Total. Nous en présentons les résultats préliminaires au cours de cette excursion.

Les résultats obtenus montrent que les brèches et calcarénites associées constituent bien des lobes gravitaires ancrés sur les talus bordiers du bassin subalpin ou bien sur des talus profonds (Céüse, région de Gap) (fig. 10). La notion de canyons continus d'ouest est elle-même remise en cause. L'image que nous proposons est plutôt celle d'un système complexe de cônes bréchiq ues qui s'étagent vers la mer alpine profonde, où les zones de dénudation, les canyons sont des structures localisées, liées aux talus profonds (morphologie sous-marine complexe).

#### **4. Le système barrémo-bédoulien**

Il comporte des appareils turbiditiques bioclastiques qui tirent leur origine des calcaires bioclastiques "péri-urgoniens", des slumps et des coulées boueuses. Ces dernières prennent naissance dans le haut du talus et peuvent "mordre" sur les dépôts carbonatés de plate-forme proprement dits. Quant aux slumps, ils sont plus profonds et de faciès plus homogène.

La zonation des faciès, tirée des premiers travaux (Ferry 1976) et complétés depuis, est illustrée sur la figure 11. Il a été en effet possible de démontrer que (a) les formations calcarénitiques périurgoniennes passent latéralement à des unités calcaires dans les formations marno-calcaires "hémipélagiques" de talus (Quesne et Ferry 1994) et que (b) les faisceaux calcaires habituellement dilatés des séries "hémipélagiques" passent latéralement à des bancs (correspondance faisceau à banc) en domaine de bassin profond (Ferry & Monier 1987).

Par ailleurs, les faciès "hémipélagiques" de talus hébergent des chenaux parfois de grande dimension, censés avoir été les conduits de transport des sables calcaires péri-urgoniens à la cuvette vocontienne (Ferry 1979). Ces chenaux sont restés "vides" (c'est-à-dire à remplissage marno-calcaire hémipélagique lorsqu'ils ont cessé de fonctionner) lorsqu'ils sont situés en position médiane sur le talus. Lorsqu'ils sont situés en base de talus, ils sont remplis par des calcarénites et se raccordent aux lobes turbiditiques en aval. C'est ce que nous illustrerons dans l'anticlinal de la Lance, au cours de l'excursion.

La présence de calcarénites rappelant les calcarénites péri-urgoniennes est connue depuis longtemps en fosse vocontienne (Kilian 1912, Goguel 1944, Maillard 1963, Moullade 1966). Ces calcarénites ont d'abord été reconnues en position centrale (région de Crupies). Elles furent interprétées par Goguel (1944), hypothèse reprise par Moullade (1966), comme des dépôts de haut-fond, sur une ride intra-vocontienne axiale. Leur véritable caractère turbiditique ne fut reconnu que plus tard (Ferry 1976). Leur répartition géographique montre qu'il s'agit de petits éventails ancrés sur la partie inférieure des talus bordiers de la fosse vocontienne (Ferry 1984) (fig. 12).

Les apports calcarénitiques se manifestent en zone profonde depuis la base du Barrémien dans le Dévoluy où ils tirent leur origine de hauts-fonds probablement installés, à l'époque, sur le massif du Pelvoux. Au cours du Barrémien, la progradation carbonatée comble de façon centripète (données nouvelles et travaux en cours) le domaine subalpin septentrional d'abord en gagnant sur le Vercors oriental (plateau du Glandasse) qui nourrira le lobe de Lesches-en-Diois ainsi que depuis le plate-forme jurassienne. Le Vercors occidental ne sera atteint que tardivement au Bédoulien. C'est ce qui explique la relative faiblesse des apports calcarénitiques sur la bordure nord de la fosse vocontienne au profit des grandes coulées à mégablocs. Les apports calcarénitiques sont beaucoup plus importants depuis la plate-forme du Bas-Vivarais. Ils constituent des systèmes de lobes superposés qui apparaissent à des moments précis des séquences de dépôt de 3<sup>o</sup> ordre.

La figure 13 illustre la répartition stratigraphique des apports calcarénitiques ainsi que la position stratigraphique précise des coulées boueuses de grande extension en fosse vocontienne. La figure 14 illustre la position séquentielle des types de systèmes gravitaires ainsi que les rapports avec les faciès qui composent les séquences de plate-forme. On pourra notamment discuter des rapports entre urgonien et calcarénites péri-urgoniennes, faciès censés cohabiter dans les interprétations classiques (Masse 1976, Arnaud-Vanneau 1980). Nous rejetons cette hypothèse après les travaux de D. Quesne (Quesne & Ferry, 1994, Quesne & Ferry 1995, Quesne 1998) qui montrent que les calcarénites « péri-urgoniennes » et l'urgonien proprement dit (faciès blancs à madréporaires et rudistes) ne sont pas contemporains et constituent deux types de plates-formes carbonatées qui se suivent dans le temps au cours d'un cycle de variation du niveau de base. Ces travaux permettent de bâtir un schéma séquentiel enfin cohérent sur les rapports entre faciès de plate-forme et de bassin (fig. 13) où les turbidites calcarénitiques vocontiennes puisent leur source dans les prismes côtiers calcarénitiques « péri-urgoniens » de bas niveau marin relatif (la plate-forme est alors presque totalement exondée). Les faciès urgoniens sont transgressifs et représentent un ennoyage modéré de la plate-forme qui était exondée en bas niveau. Dans le modèle précédemment en vigueur (Masse 1976), où l'urgonien à rudistes est d'une part censé coexister avec les calcarénites « péri-urgoniennes » et, d'autre part, constitue un système progradant, les apports calcarénitiques vocontiens étaient déphasés puisque n'apparaissant pas au maximum de progradation.

C'est à l'occasion du programme CNRS "GDR marges" que l'étude des appareils calcarénitiques a été reprise pour en préciser l'organisation faciologique et la géométrie de détail, à la lumière des avancées réalisées dans la connaissance des appareils turbiditiques terrigènes au cours de la dernière décennie. Ces études récentes constituent une partie de la thèse de B. Savary (2003). Nous en verrons un exemple dans l'anticlinal de la Lance (Savary & Ferry 2004).

## 5. Déroulement de l'excursion

### 5.1. Journée 1 (1er septembre) : *La transition chenaux-lobes dans le Barrémien de La Lance.*

L'anticlinal de la Lance est paléogéographiquement situé sur le talus occidental de la « fosse vocontienne » au Barrémien. L'obliquité des lignes isopiques par rapport à l'axe de l'anticlinal (fig. 15) permet d'observer le passage de séries de bassin près de Nyons à des séries de talus moyen dans sa terminaison nord. Il est ainsi possible d'observer du sud au

nord, intercalés dans les mudstones du Barrémien supérieur, des faciès de lobe proprement dit près de Nyons, des faciès de tête de lobe en position médiane (Pas-de-la-Cluse) et des faciès de remplissage de chenal tributaire au nord (Rocher des Aures) (fig. 19).

L'arrêt 1a, au Pas-de-la-Cluse, permet d'observer une coupe transversale naturelle d'un lobe calcarénitique (figs. 16 à 18). Des coupes sériées, levées en rappel dans la falaise, couplées avec l'analyse de nombreux panoramas photographiques, permettent d'en préciser la géométrie interne et l'évolution granulométrique (figs. 19 et 20). Le schéma interprétatif (fig. 21) met en lumière une géométrie de croissance (progradation). Une particularité, que l'on retrouvera plus nettement exprimée dans les appareils bréchiques tithoniens, est l'existence de coulées à turbidites de toit, disposés en accrétion latérale dans la partie supérieure de l'unité inférieure.

On pourra également observer des séquences de turbidites granoclassées dans les lobes barrémiens situés stratigraphiquement sous la "vire à hétérocères", ainsi que des structures de type HCS (hummocky cross stratification) habituellement jugées caractéristiques des dépôts de tempête de l'avant-côte.

L'arrêt 1b, au Rocher des Aures, permet d'analyser la géométrie interne très particulière (empiètement amont) du remplissage d'un chenal tributaire, large de quelques centaines de mètres et profond d'une cinquantaine (fig. 22).

## 5.2. Journée 2 (2 septembre): *Le lobe calcarénitique et bréchique tithonien des gorges de l'Aygues.*

Le système des gorges de l'Aygues (fig. 23) a été également étudié (Lozano-Garcia 2003) par coupes sériées et analyse détaillée de nombreux panoramas photographiques. Le déroulement de l'excursion permettra de voir les brèches déposées sur la pente à l'amont du lobe calcarénitique (coupe de Buis-les-Baronnies), l'apex du lobe (coupe de Tarendol) puis sa partie centrale épaisse (Rémuzat) depuis le col de Soubeyrand (fig. 24). Les coupes visitées apparaissent sur les schémas de corrélations longitudinales (fig. 25) et transversales (fig. 26) qui permettent de visualiser les évolutions faciologiques et granulométriques verticales et latérales. On remarquera notamment le passage à la fois latéral et distal des couches granoclassées à un faciès de mudstones difficile à interpréter (boues autochtones ou turbidites de boue ?). La continuité latérale des bancs dans la partie centrale du lobe (fig. 27) ainsi que les évolutions progressives vers le nord (Chalancon) et l'Ouest (Sahune) indiquent bien une géométrie en lobe à faible relief. Les données recueillies excluent un appareil tempestitique malgré la présence, ici aussi, d'HCS ou de structures de ce type (coupe du Pont de l'Aygues). La grande continuité latérale des bancs sur ce lobe en fait un appareil de type drapant. Mais les travaux en cours (Backert 2004) dans le lobe bréchique de Céüse près de Gap montrent que l'on peut avoir des géométries totalement différentes, où l'accrétion latérale et non le drapage domine.

## 5.3. Journée 3 (3 septembre) : *Les coulées à mégablocs aptiennes de la Chaudière.*

Il s'agit d'un système particulièrement spectaculaire où une coulée d'un volume estimé à plusieurs km<sup>3</sup> a pu être cartographiée en fosse vocontienne ainsi que sa niche



d'arrachement sur le rebord SO de la plate-forme du Vercors (fig. 28). L'arrêt à la Chaudière permet de voir la taille assez extraordinaire des mégablocs transportés (fig. 29). L'arrêt de Beaufort-sur-Gervanne permet de voir parfaitement dans le paysage la surface de troncature du muscle sédimentaire de talus péri-urgonien dans la niche d'arrachement (fig. 30).

Accessoirement, un arrêt aux Auberts (3b, fig. 1) permettra de voir une turbidite de toit de coulée, c'est-à-dire la turbidite calcarénitique associée à la mise en place de la coulée sous-jacente (coulée 2, fig. 28).

## Liste des figures HT

- Figure 1 : Situation des arrêts.
- Figure 2 : Systèmes gravitaires tithonien et barrémien comparés
- Figure 3 : Paléogéographie jurassique/crétacée du bassin subalpin
- Figure 4 : Faciès noduleux tithoniens
- Figure 5 : Stratigraphie du Kimméridgien -Tithonien
- Figure 6 : Textures des brèches tithoniennes
- Figure 7 : Séquences turbiditiques tithoniennes
- Figure 8 : Brèches et slumps tithoniens
- Figure 9 : Réinterprétation « autochtoniste » des brèches tithoniennes
- Figure 10 : Carte des principaux systèmes gravitaires tithoniens subalpins
- Figure 11 : Zonation des faciès barrémo-bédouliens
- Figure 12 : Carte des lobes calcarénitiques barrémiens profonds
- Figure 13 : Position stratigraphique des principaux atterrissements gravitaires au Barrémo-Bédoulien
- Figure 14 : Position séquentielle des systèmes gravitaires barrémiens et rapports avec les faciès de plate-forme
- Figure 15 : Les appareils calcarénitiques de la Lance
- Figure 16 : Le lobe du Pas-de-la-Cluse. Vue générale.
- Figure 17 : Panoramas de la falaise du Pas-de-la-Cluse, partie nord (1)
- Figure 18 : Panoramas de la falaise du Pas-de-la-Cluse, partie sud (2)
- Figure 19 : Géométrie détaillée du lobe du Pas-de-la-Cluse
- Figure 20 : Evolution granulométrique dans le lobe du Pas-de-la-Cluse
- Figure 21 : Le lobe du Pas-de-la-Cluse. Schéma interprétatif.
- Figure 22 : Structure du chenal du Rocher des Aures

Figure 23 : Situation des coupes étudiées dans le lobe des gorges de l'Aygues

Figure 24 : Vue plongeante sur la partie centrale du lobe de l'Aygues, depuis le col de Soubeyrand

Figure 25 : Corrélations lithologiques et granulométriques E-W à travers le lobe de l'Aygues

Figure 26 : Corrélations lithologiques et granulométriques N-S à travers le lobe de l'Aygues

Figure 27 : Panoramas détaillés des falaises tithoniennes dans la partie centrale du lobe de l'Aygues (Rémuzat)

Figure 28 : Extension géographique de la coulée 3 et situation de sa niche d'arrachement

Figure 29 : Vues de détail des coulées 3 et 4 à La Chaudière

Figure 30 : Vue de la troncature synsédimentaire correspondant à la niche d'arrachement de la coulée 3 (Beaufort-sur-Gervanne)

### Références citées

- Arnaud-Vanneau, A. (1980) - Micropaléontologie, paléocéologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géol. Alpine, Grenoble*, Mém. 10, 3 vol., 874 p.
- Atrops, F., Ferry, S. (1987) - Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géol. Alpine, Grenoble*, Mém. H.S., 13, 179-185.
- Backert, N. (2004) – L'appareil bréchiq ue tithonien de Ceüse. *Mém. Dipl. Etudes Approf. Univ. Lyon*, 39 p. (inédit)
- 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 Doct-Ing. Univ. Caen*, 144 p.
- 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.*, Paris, , 2, 58-60.
- Beaudoin, B., Moutte, J., Soler, P. (1975) - Le canyon de Ceüse, élément morphologique essentiel pour la compréhension du bassin subalpin au passage Jurassique-Crétacé. *IX<sup>o</sup> Congr. Intern. Sedimentologie*, Nice, Thème 5, 61-66.
- Beaudoin, B. (1977) - Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal –Berriasien des chaînes subalpines méridionales. *Thèse Univ. Caen*, 475p.
- Beaudoin, B. (1984) - Jurassique supérieur. Sédimentation de talus (Jurassique supérieur subalpin). In Debrand-Passard et al. (eds.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, v. 1 : Stratigraphie et Paléogéographie. *Mém. BRGM*, Orléans, , 281-284.
- 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. *Géol. Alpine, Grenoble*, Mém. H.S., 13, 167-171.
- Bouchette, F., Séguret, M., Moussine-Pouchkine, A. (2001) - Coarse carbonate breccias as a result of water-wave cyclic loading (uppermost Jurassic ± South-East Basin, France). *Sedimentology*, 48, 767-789.
- Bouma, A.H. (1962) - Sedimentology of some flysch deposits - A graphic approach to facies interpretation. *Elsevier, Amsterdam*, 168 p.
- Debrand-Passard, S. et al (eds.) (1984) – Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mém B.R.G.M.*, 125, 126 (2 vol.)
- Dott R.H., Bourgeois J.R. (1982) - Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 8, 663-680.
- 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.
- Duke W.L., (1985) - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, 32, 167-194.
- Duke, W.L., Arnott, R.W.C., Cheel, R.A. (1991) - Shelf sandstones and hummocky cross-stratification : new insights on a stormy debate. *Geology*, 19, 6, 625-628.
- 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 Univ. Lyon*, 144 p., 48 fig. H.T. (inédit).

- 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*, Mém. sp. n°3, p.149-158.
- Ferry, S. (1984) - Apports détritiques dans le Bassin vocontien. In Debrand-Passard et al. (eds.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, v. 1 : Stratigraphie et Paléogéographie. *Mém. BRGM*, Orléans, , 332-334.
- Ferry, S., Flandrin, J. (1979) - Mégabrèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo-"hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). *Géol. Alpine*, t.55, p.75-92.
- Ferry, S. (1984) - Apports détritiques dans le bassin vocontien. In S. DEBRAND-PASSARD (ed.), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, chapitre Crétacé inférieur, *Mém. BRGM*, n°125, p.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*, 8, III, 5, 215-218.
- Flandrin, J. (1966) - Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies.
- Friès, G. (1986) – Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanién. *Thèse Univ. Paris VI*, 370 p.
- 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.
- Flandrin, J. (1966) – Sur l'âge des principaux traits structuraux du Diois et des Baronnies. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, VIII, 376-386.
- Gignoux, M. et Moret, J. (1952) - Géologie Dauphinoise (2e. édition). *Masson*, Paris, 391 p.
- Goguel, J. (1944) - Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le S.E. de la France. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, 44, 215, 62-78.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G. (1975) - Depositional environments as interpreted from primary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists Short Course*, 2, 166p.
- Haug, E. (1891) - Les chaînes subalpines entre Gap et Digne. *Bull. Serv. Cart. Geol. Fr.*, 3, 1-297.
- Joseph, P., Beaudoin, B., Sempéré, T., Maillard, J. (1988) - Vallées sous-marines et systèmes d'épandages carbonatés du Berriasien vocontien (Alpes méridionales françaises). *Bull. Soc. géol. France*, 8, IV, 3, 363-374.
- Kilian, W. (1888) - Description géologique de la montagne de Lure. *Thèse Univ. Paris*, 456 pp.
- Kilian, W. (1895) - Notes stratigraphiques sur les environs de Sisteron. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 105-112.
- Kilian W. (1912) – Sur une carte de la répartition du « faciès urgonien » dans le Sud-Est de la France. *C.R. Assoc. Fr. Avancement des Sciences, Paris*, 361-365.
- Kuenen, P.H., Migliorini, (1950) – Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journ. Geol. Chicago*, 58, 91-127.
- Leckie, D. (1988) - Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification. *J. Sedimentary Research*, 58, 4, 607-622.
- Le Hegarat, G. (1973) - Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Thèse Univ. Lyon*, 308 p.
- Lozano-Garcia, F. (2003) - Les brèches de resédimentation tithoniennes des gorges de l'Eygues (bassin subalpin français). *Mém. Dipl. Etudes Approf. Univ. Lyon*, 34 p. (inédit)
- Maillard, J. (1963) – Le passage Barrémien-Aptien et ses rapports avec l'urgonien dans le couloir rhodanien (entre Valence et Avignon). In Colloque sur le Crétacé Inférieur, Lyon 1963, *Mém. B.R.G.M.*, 34, 147-156.

- Masse, J.-P. (1976) – Les calcaires urgoniens de Provence. Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie, paléontologie, les paléoenvironnements et leurs évolution. *Thèse Univ. Marseille*, 445 p., planches HT. (3 vol.)
- Meischner, K.D. (1964) – Allodapische Kalke, Turbidite in Riff-nahen Sedimentations-Becken. In *Turbidites, Developments in Sedimentology*, 3, Elsevier, Amsterdam, 156-192.
- Monaco, P. (1992) - Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. *Sedimentary geol.*, 77, 1-2 , 123-142
- Moullade, M. (1966) – Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la « fosse vocontienne ». Thèse Univ. Lyon, *Doc. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon*, 15, 369 p.
- Paquier, V. (1900) – Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. *Thèse Univ. Grenoble*, 402 p.
- Pederneiras Raja Gabaglia, G. (1995) - Stratigraphie et faciès de tempête de la rampe carbonatée du Jurassique supérieur du bassin du Sud-Est (France): calcarenites, brèches, corps glissés. *Thèse Univ. Montpellier II*, 399 p., 2 vol. (inédit)
- Porthault, B. (1974) - Le Crétacé supérieur de la « fosse vocontienne » et des régions limitrophes (France Sud-Est). Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie. *Thèse Univ. Lyon*, 342 p. (inédit)
- 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.
- 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. Fr.*, 165, 3, 261-272.
- Quesne, D., Ferry, S. (1995) - Detailed relationships between platform and pelagic carbonates (Barremian, SE France). *Geol. Soc. London Special Publ.*, 85, 165-176.
- Quesne D. (1998) - Propositions pour une nouvelle interprétation séquentielle du Vercors méridional. *Bull. Soc. Géol. France*, 169, 4, 537-546.
- Remane, J. (1960) - Les formations bréchiques dans le Tithonique du Sud-Est de la France. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 36, 75-114.
- Remane, J. (1966) - Note préliminaire sur la paléogéographie du Tithonique des chaînes subalpines. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 448-453.
- Remane, J. (1970) - Die Entstehung der resedimentären Breccien im Obertithon der subalpinen Ketten Frankreichs. *Eclogae Geol. Helvetiae*, 63, 685-739.
- Savary, B. (2003) – Dynamique de dépôt et géométries des turbidites carbonatées : Barrémien-Aptien de l'Oman et du Sud-Est de la France. Thèse Doct. Univ. Lyon, 278 p., Annexes, (inédit).
- Savary, B., Ferry, S. (2004) - Detailed geometry and petro-physical parameters of a calcarenitic turbidite lobe (Barremian-Aptian, S-E France). *Sedimentary Geol.*, 168, 281-304.
- Savary, B. (sous presse) – Calcareous turbidity current emplacement as an initiation mechanism for substrate brecciation and deformation. In Hodgson, D.M. & Flint, S.S. (eds) 2005. Submarine Slope Systems: Processes and Products. *Geological Society, London, Special Publications*, 244,
- Seguret, M., et al () - Andra FSH
- Seguret, 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.

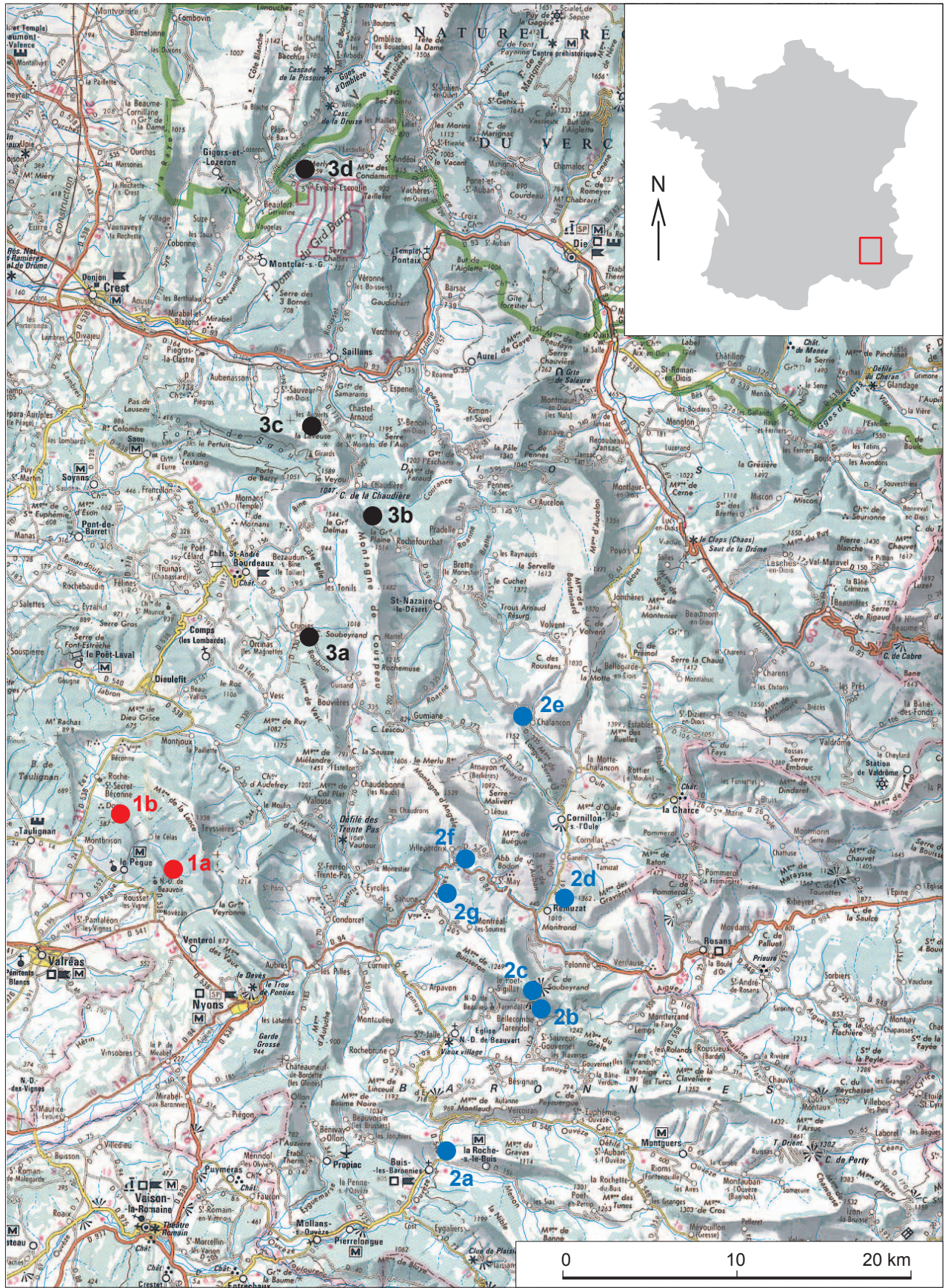
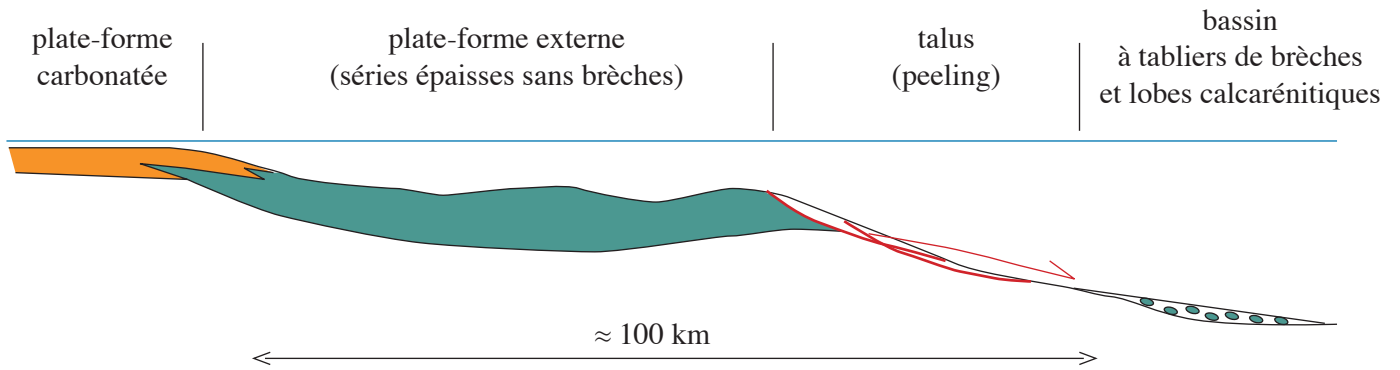


Fig. 1 - Situation des arrêts.

J1 (1a, 1b, ...), turbidites calcarénitiques barrémiennes (transition chenaux/lobes en pied de talus) ; J2 (2a, 2b, ...), brèches et calcarénites tithoniennes (lobe des gorges de l'Agues) ; J3 (3a, 3b, ...), mégabrèches aptiennes (système de la Chaudière)  
 Fond de carte : IGN TOP 250 n° 115, Provence-Côte d'Azur à 1/250 000 (échelle modifiée).

# Tithonien



# Barrémien

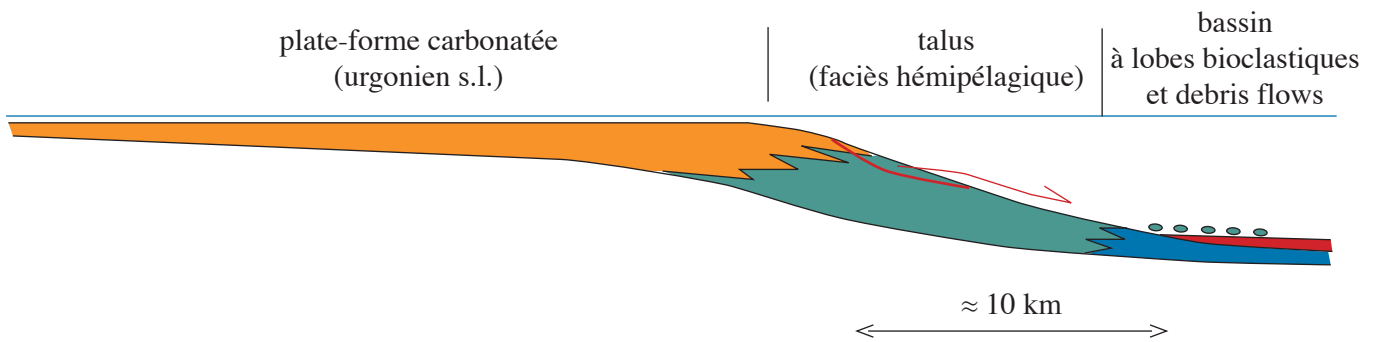


Fig. 2 - Systèmes tithoniens et barrémiens comparés (bassin subalpin)



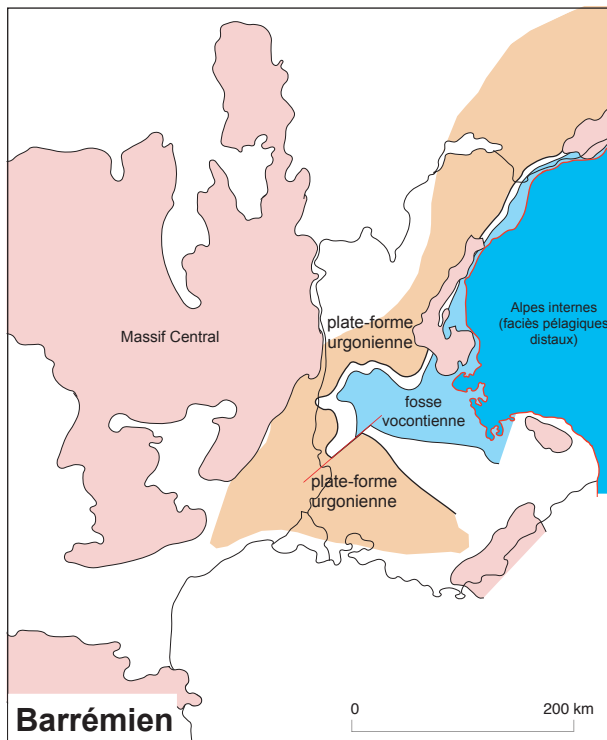
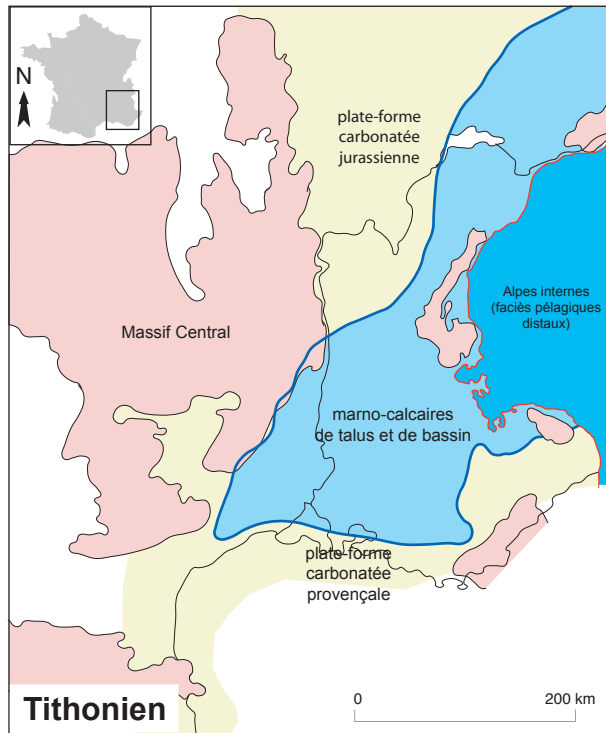


Fig. 3 - Paléogéographie jurassique / crétacée du bassin subalpin.



A - alternance marno-calcaire à faciès noduleux  
(Kimmeridgien supérieur, Gorges d'Agnielles)



B - id. A, vue de détail



C - faciès noduleux du Tithonien basal  
(Veynes)



D - id. C, vue de détail



E - bancs noduleux intercalés dans des  
turbidites (Tithonien inf., Rabou)

Fig. 4 - Faciès noduleux tithoniens autochtones.

## Veynes (Atrops in Backert 2003)

## Sederon (Atrops 1982, 1994, Atrops et Ferry 1989)

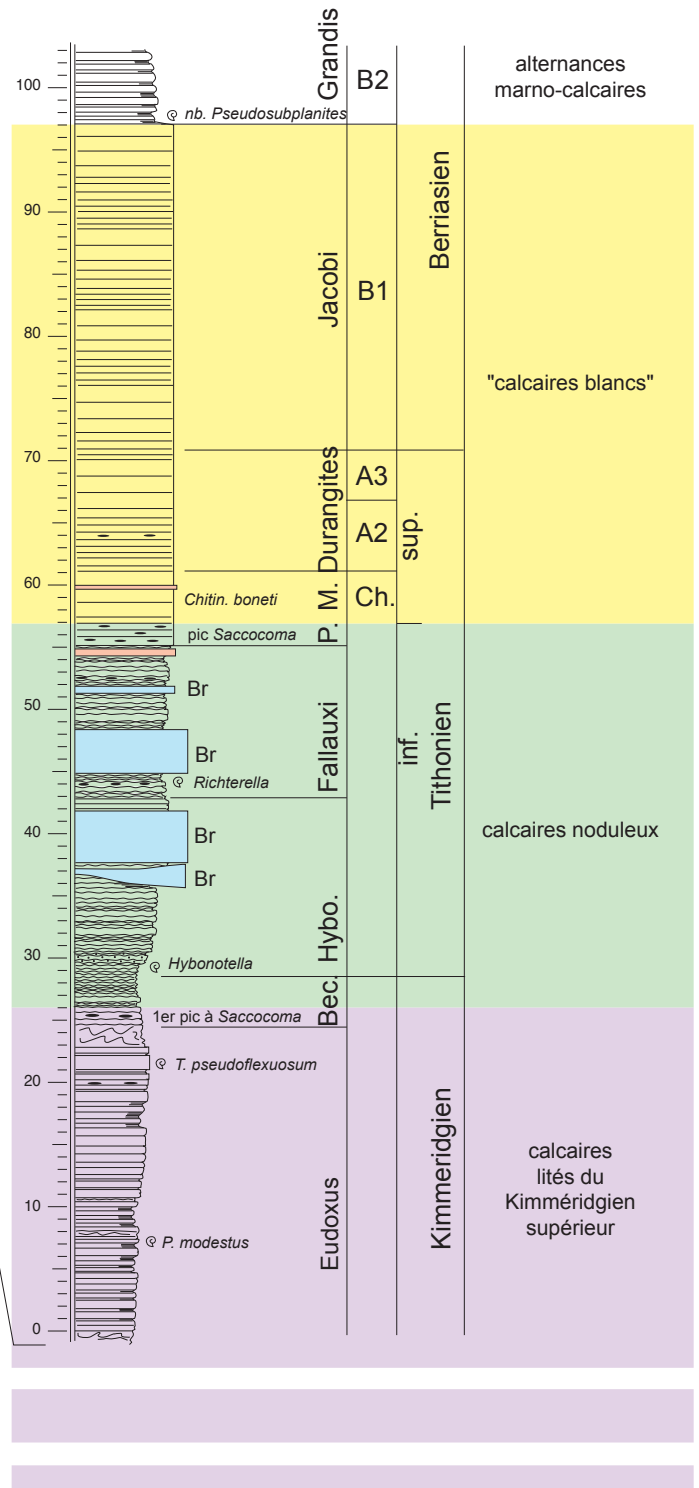
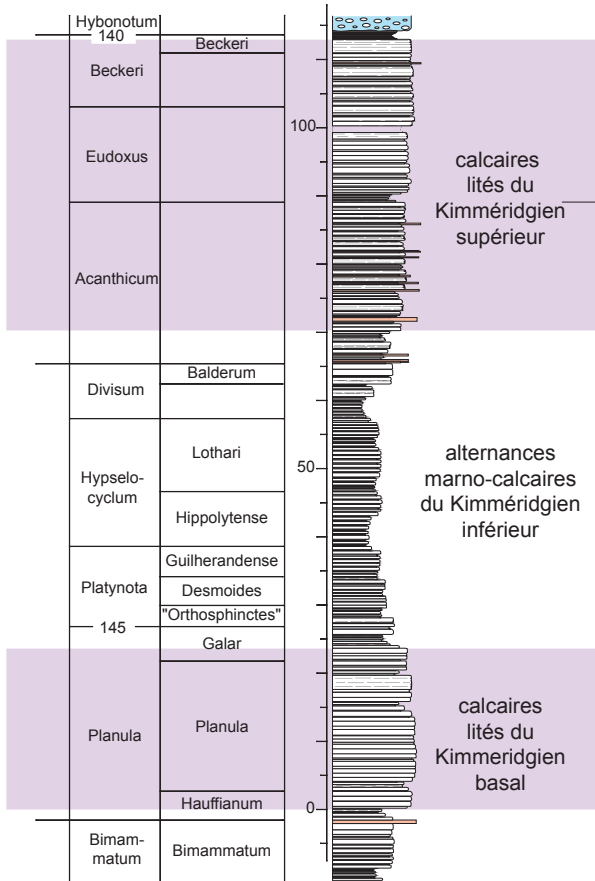
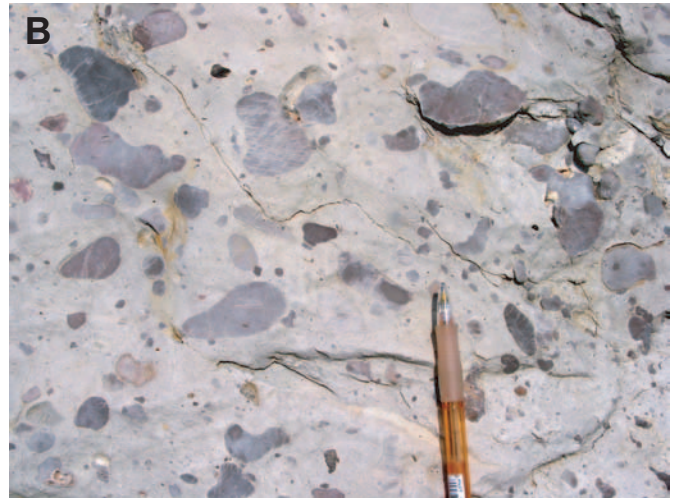


Fig. 5 - Stratigraphie de la série du Kimmériidgien - Tithonien subalpin.



A - brèche à éléments jointifs



B - brèche à éléments dispersés dans une matrice boueuse



C - brèche à gros éléments dispersés dans une matrice calcarénitique

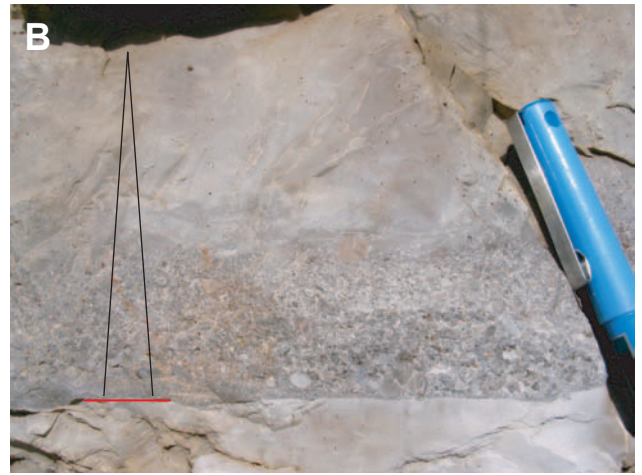


D - brèche à gros éléments dispersés dans une matrice microconglomératique

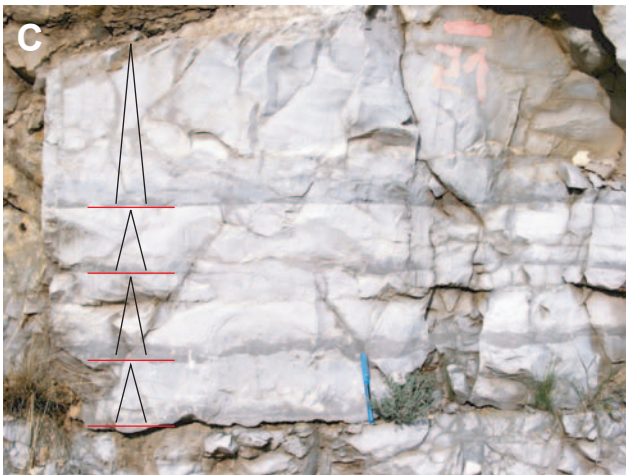
Fig. 6 - Textures des brèches tithoniennes.



A - turbidite calcarénitique à lamination plane



B - brèche granoclassée nappée de boue à lamination plane diffuse



C - turbidites de boue à base calcarénitique ou silteuse



C - turbidite de boue à lamination diffuse



E - Turbidite à base irrégulière ("dentelles")

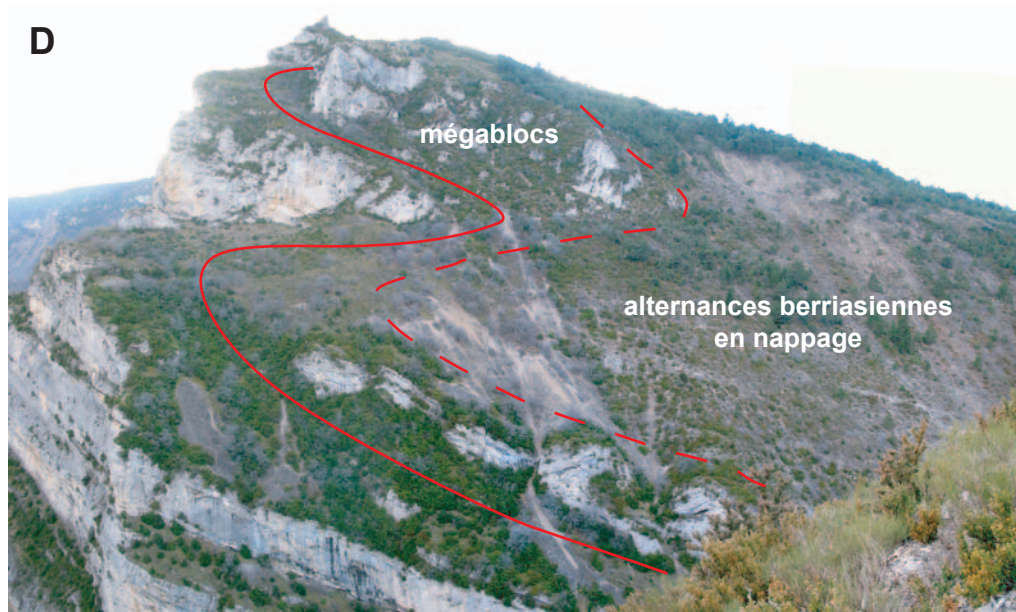
Fig. 7 - Quelques exemples de séquences turbiditiques tithoniennes.



A - brèche granoclassée (Chalancon)

B - id. A, vue de détail de la base

C - id. A, détail du sommet (passage de la brèche à une calcarénite granoclassée)



D - Le slump terminal à Chalancon. Son âge est berriasien inférieur mais il remanie du Tithonien inférieur daté par ammonites

Fig. 8 - Brèches et slumps tithoniens.

# Autochtonie : atténuation des houles de cyclones

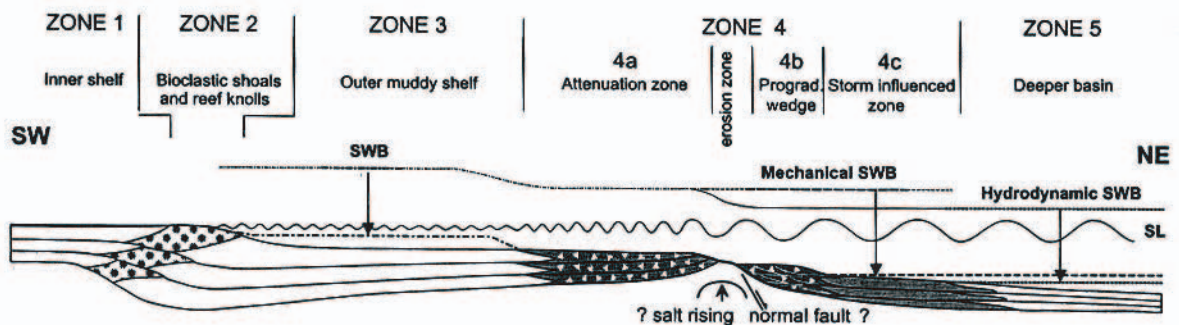
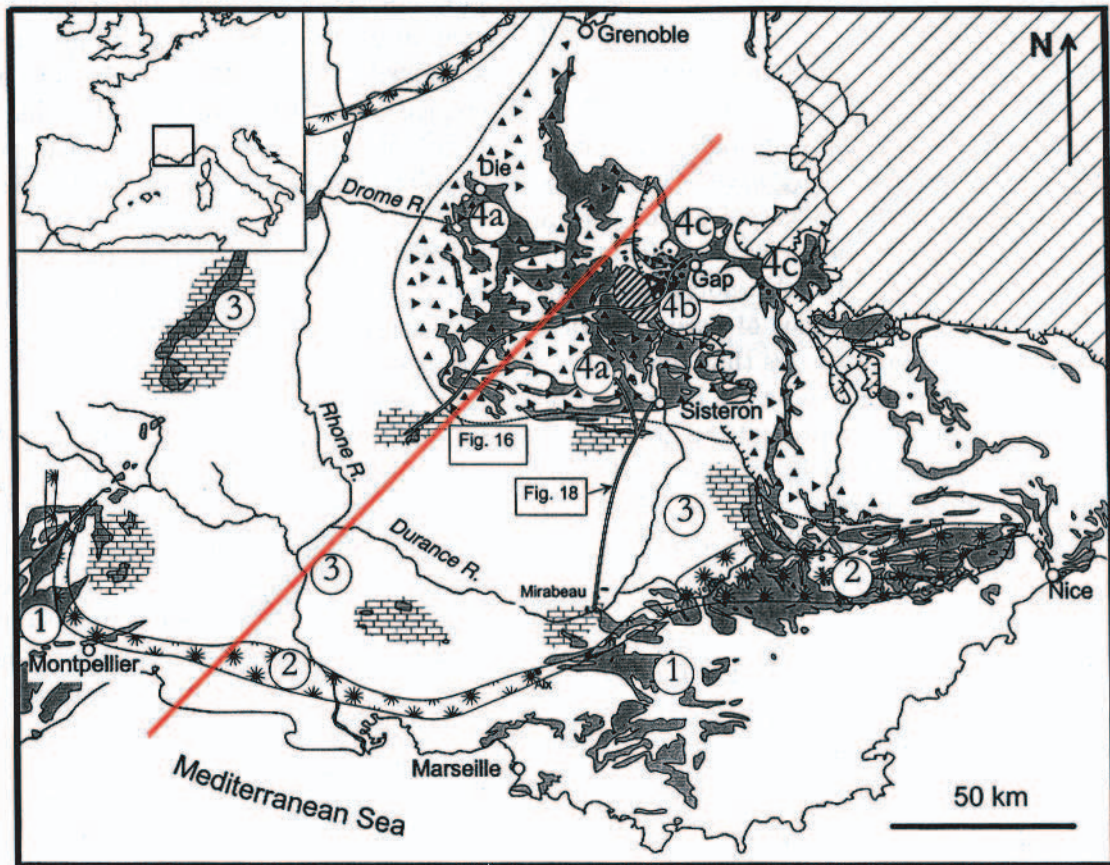


Fig. 9 - Réinterprétation "autochtoniste" des brèches tithoniennes (Seguret et al. 2001).

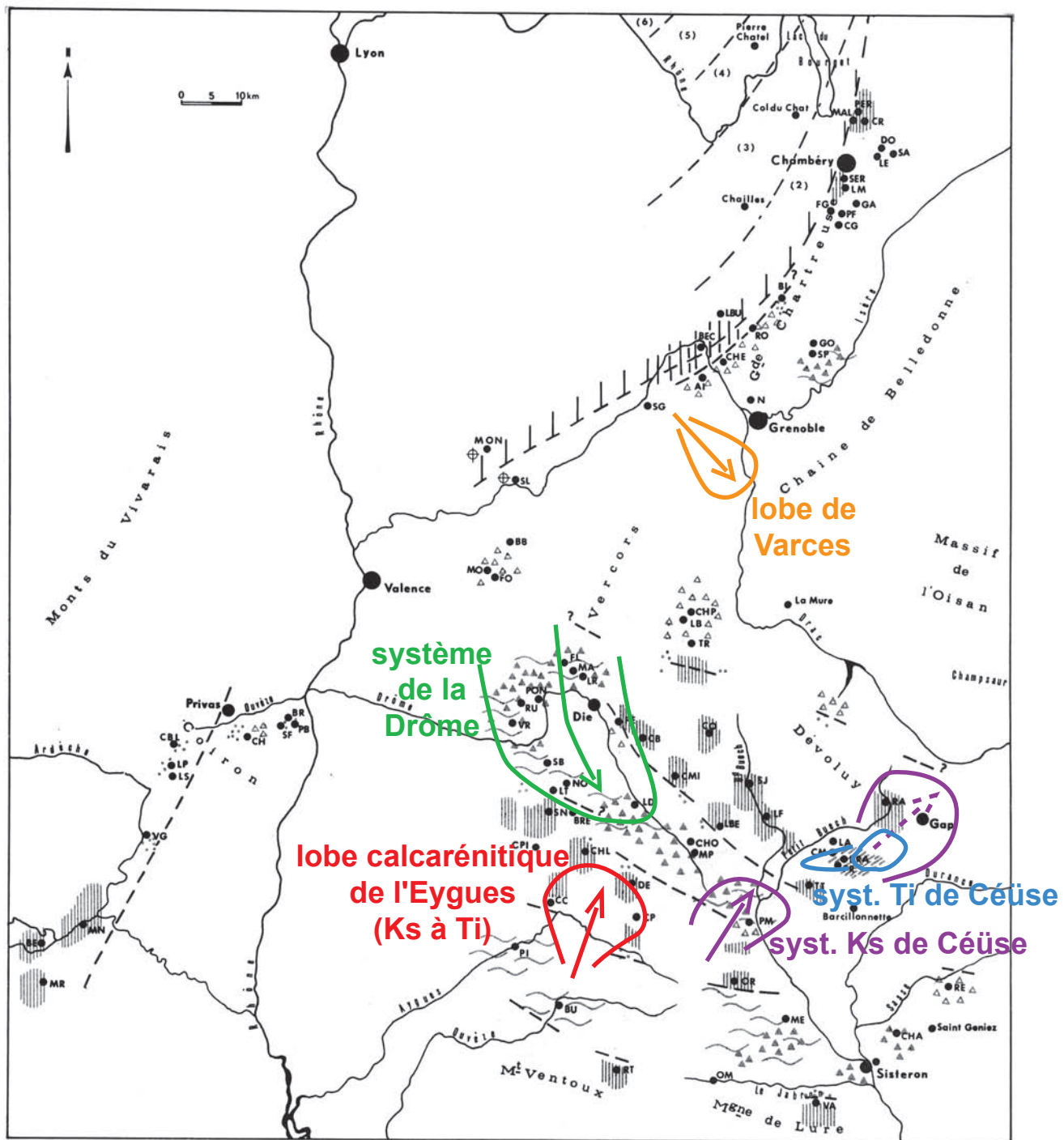


Fig. 10 - Carte des principaux systèmes gravitaires tithoniens subalpins (fond de carte tiré de Le Hegarat 1973).





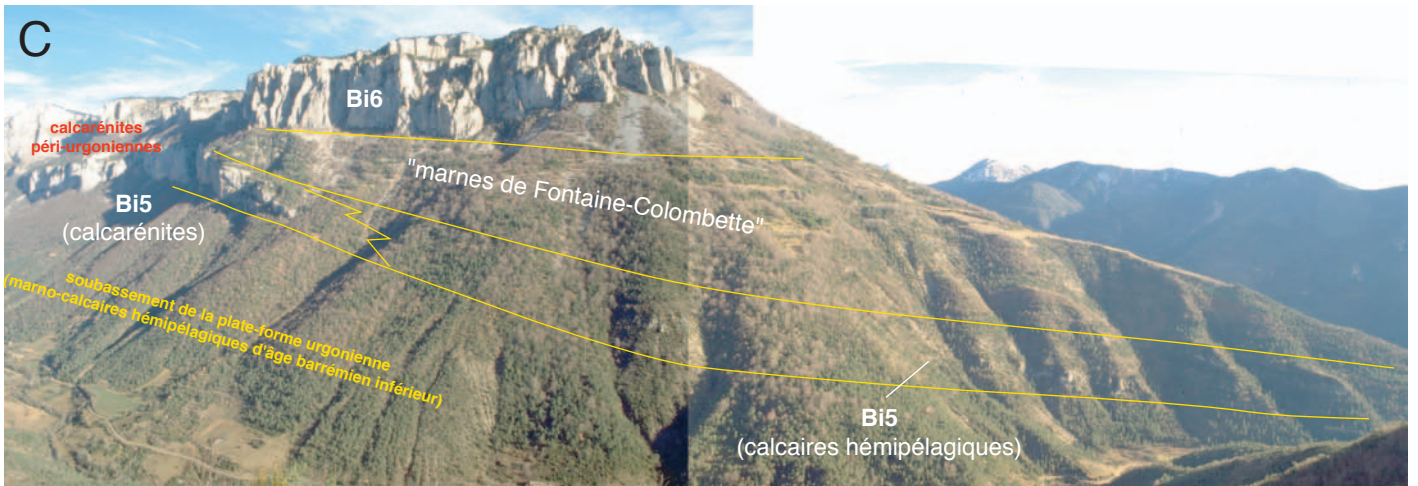
Barrémien sup., vallée de la Gervanne

← vue de détail des alternances hémipélagiques (talus péri-urgoniens)

↓ vue de détail des alternances pélagiques (bassin vocontien)



Bédoulien inf., vallée du Roubion



Passage latéral des calcarénites péri-urgoniennes à des faisceaux calcaires hémipélagiques (cirque d'Archiane, Vercors méridional). Bi5 et Bi6 : nomenclature en formations de H. Arnaud (198)

Fig. 11 - Faciès marno-calcaires profonds (pélagiques et hémipélagiques) et raccord aux unités urgoniennes.

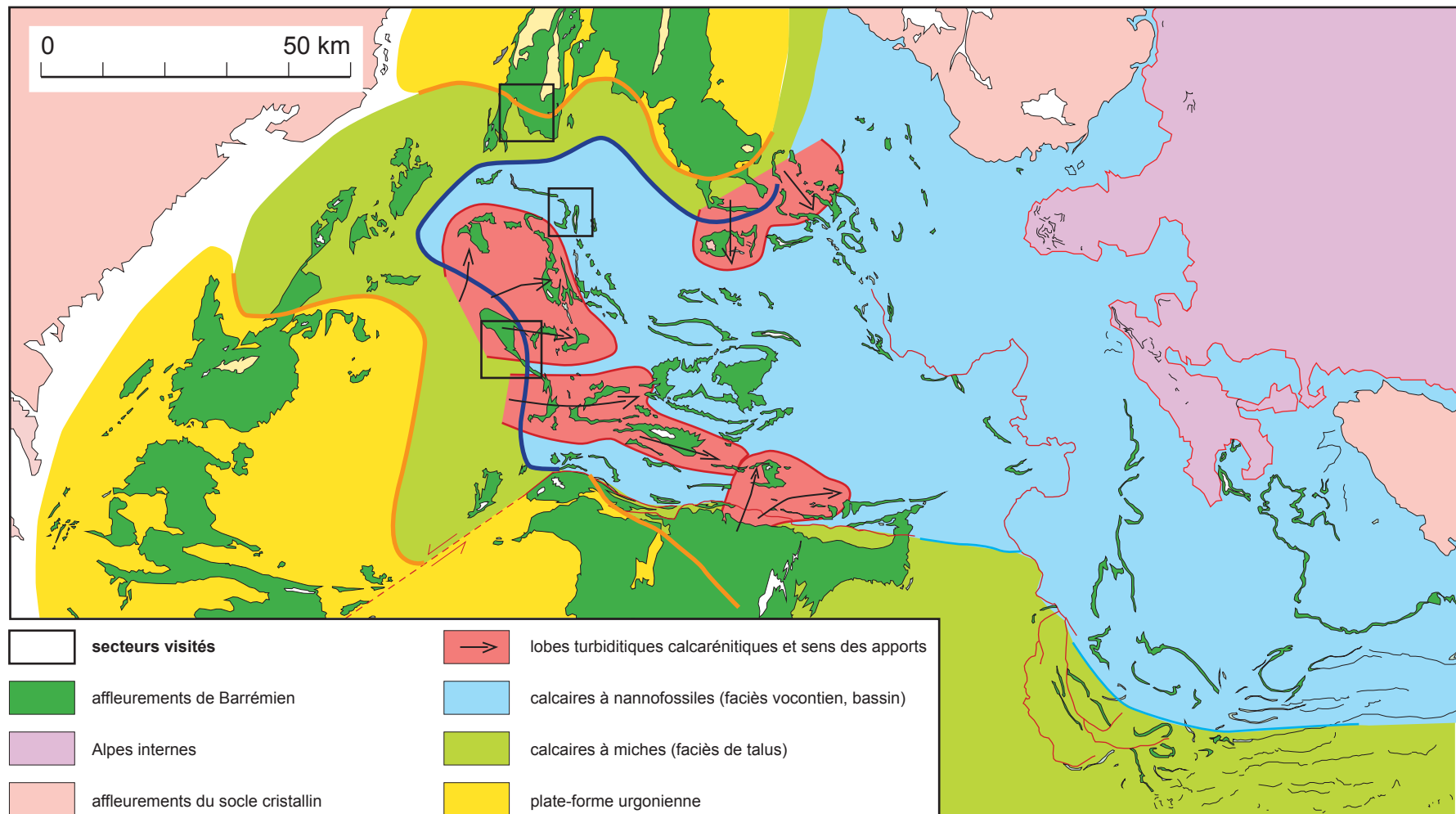


Fig. 12 - Répartition des lobes turbiditiques barrémo-bédouliens

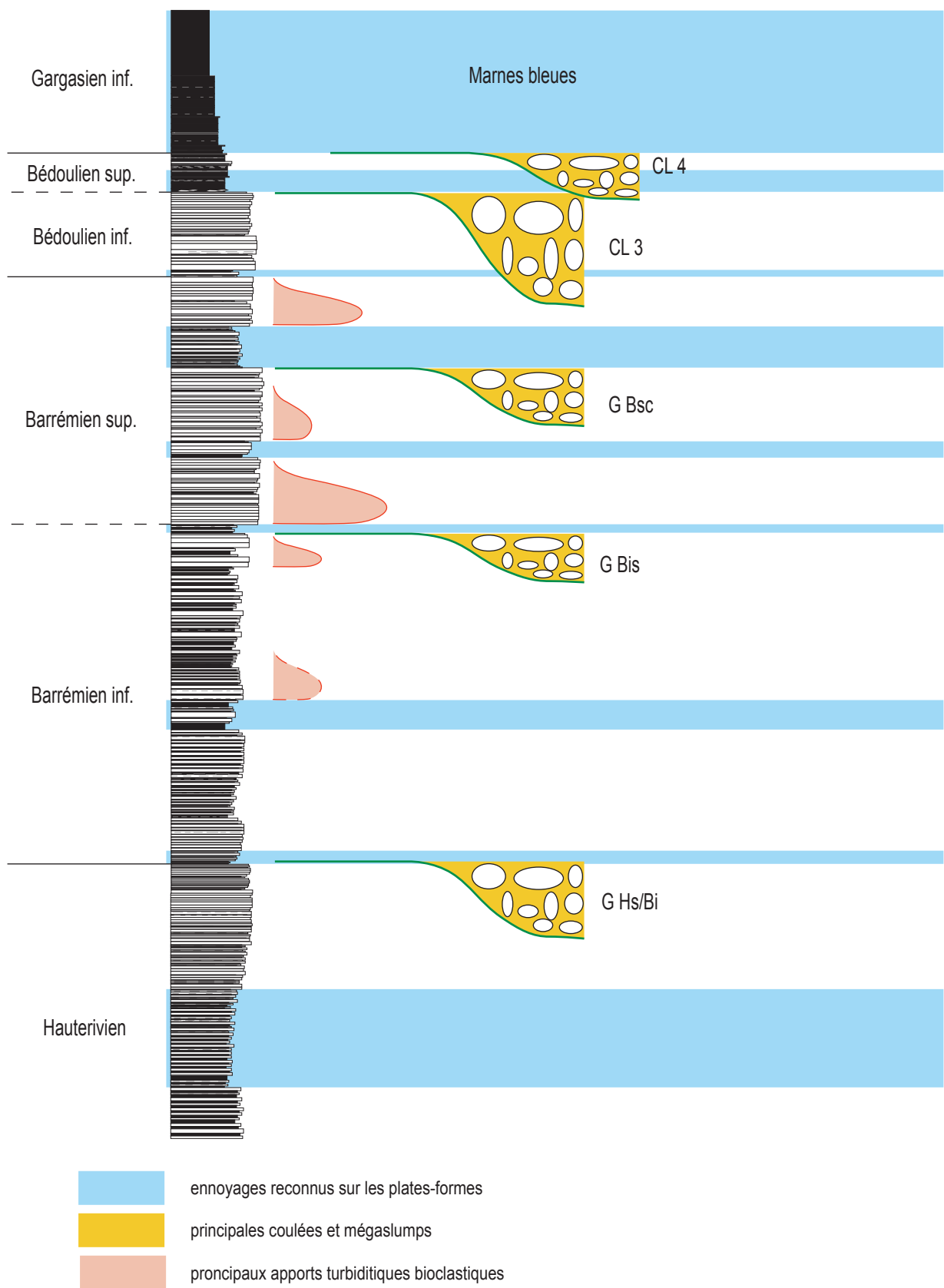


Fig. 13 - Position stratigraphique des principaux apports gravitaires dans le Barrémo-Bédoulien du bassin subalpin.

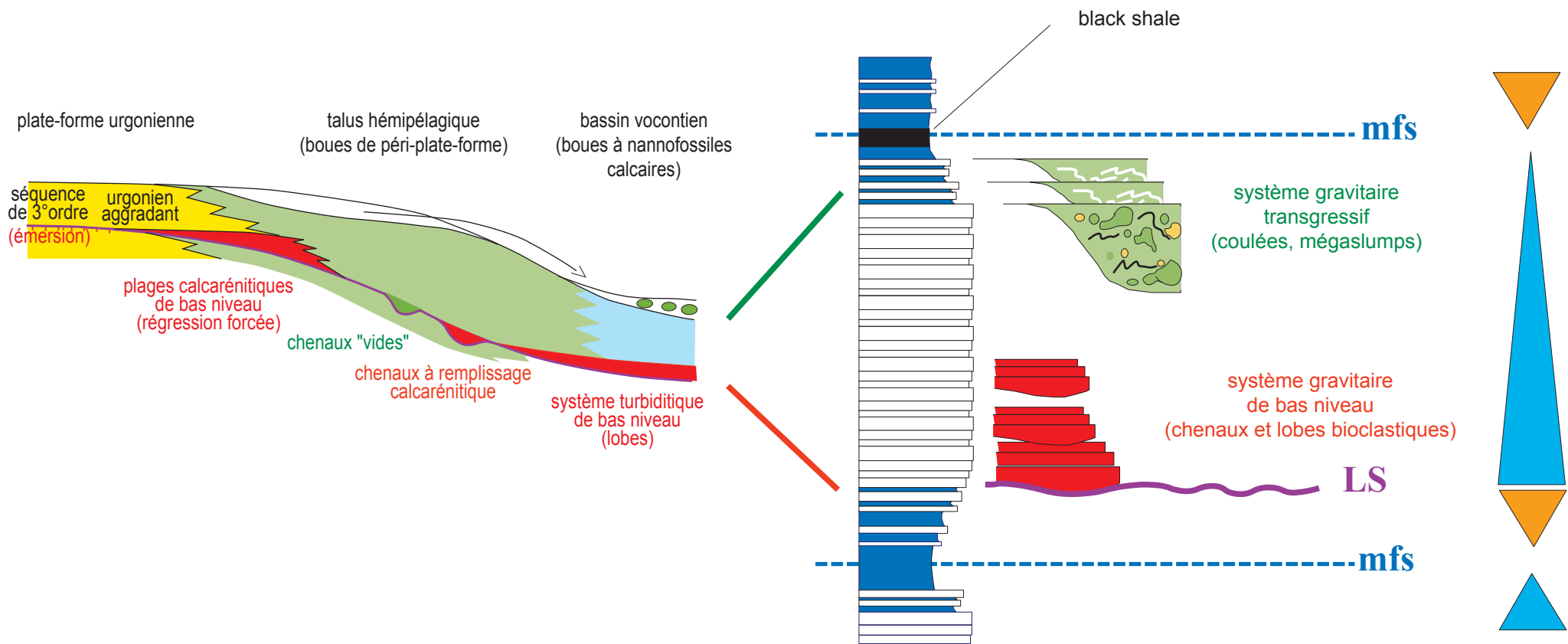


Fig. 14 - Zonation des faciès urgonien à vocontien et position séquentielle des remaniements gravitaires dans une séquence de 3<sup>e</sup> ordre.

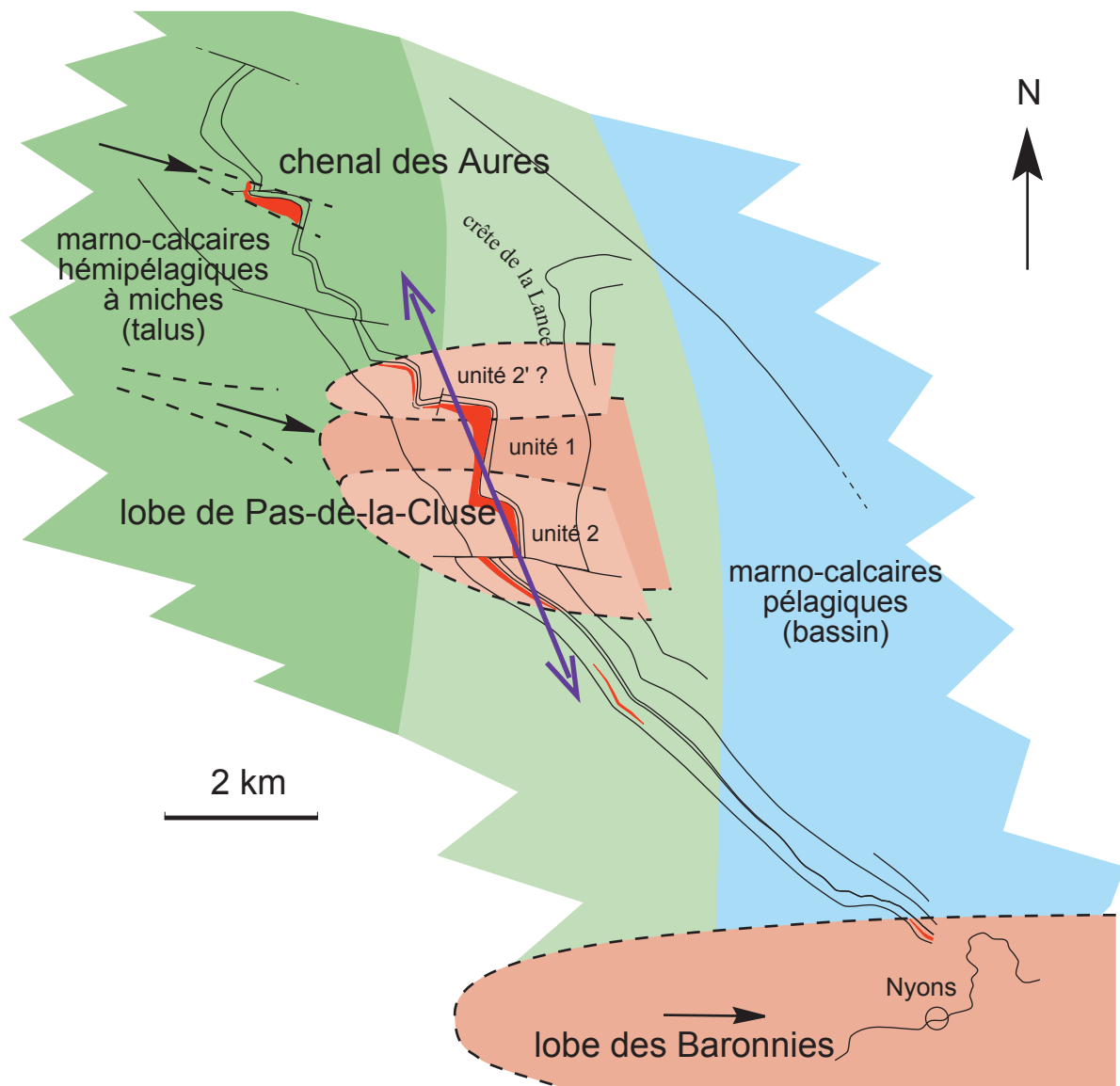
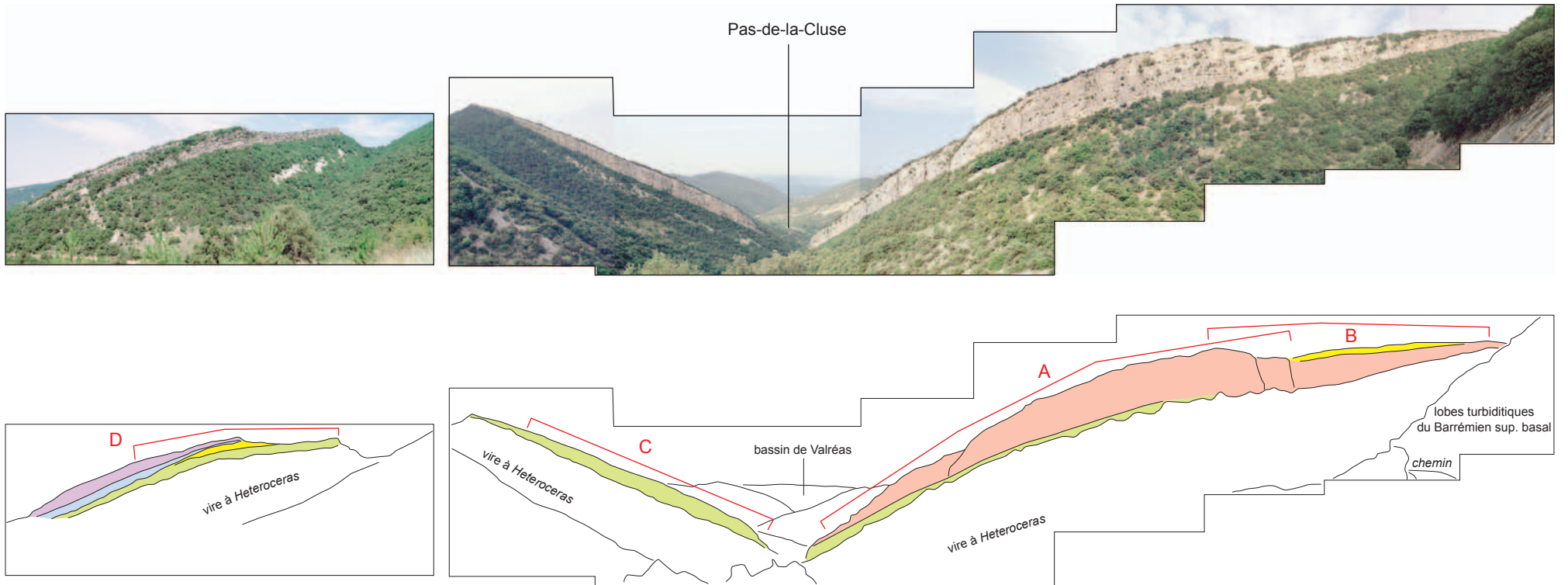


Fig. 15 - Situation des corps calcarénitiques étudiés dans l'anticlinal de la Lance (transition chenaux/lobes, base du talus)

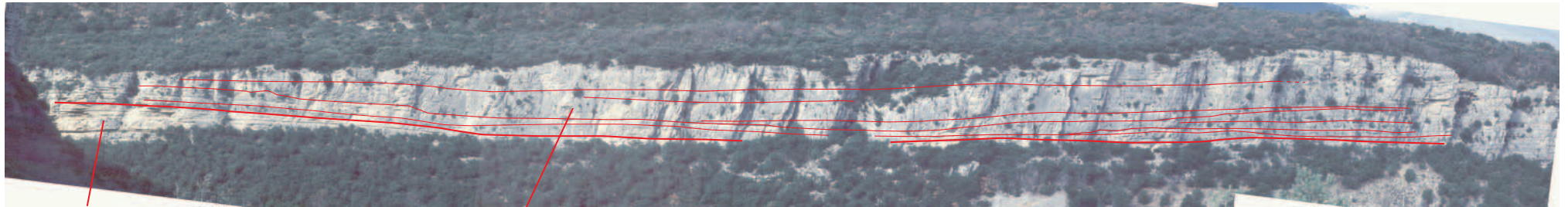


### Stratigraphie du lobe de Pas-de-la-Cluse

- lobe supérieur décalé vers le sud
- drapage marneux
- unité grossière en accréton latérale
- unité principale plus massive (chenaux télescopés à remplissages débordants)
- unité basale bien stratifiée

Fig. 16 - Déroulé de la falaise du Pas-de-la-Cluse et situation des différents panoramas photographiques (A à D).

pano A



unité basale litée

unité massive à chenaux plats emboîtés

unité grossière en accrétion latérale

pano B



unité grossière en accrétion latérale (agrandissement)



Fig. 17 - Géométrie de détail du lobe de Pas-de-la-Cluse (1).

pano C



unité basale litée

panoD



unité supérieure (sous-lobe latéral sud)

unité grossière en accrétion latérale

drapage marneux

unité basale litée (+ partie latérale débordante litée des chenaux médians)

Fig. 18 - Géométrie de détail du lobe de Pas-de-la-Cluse (2).



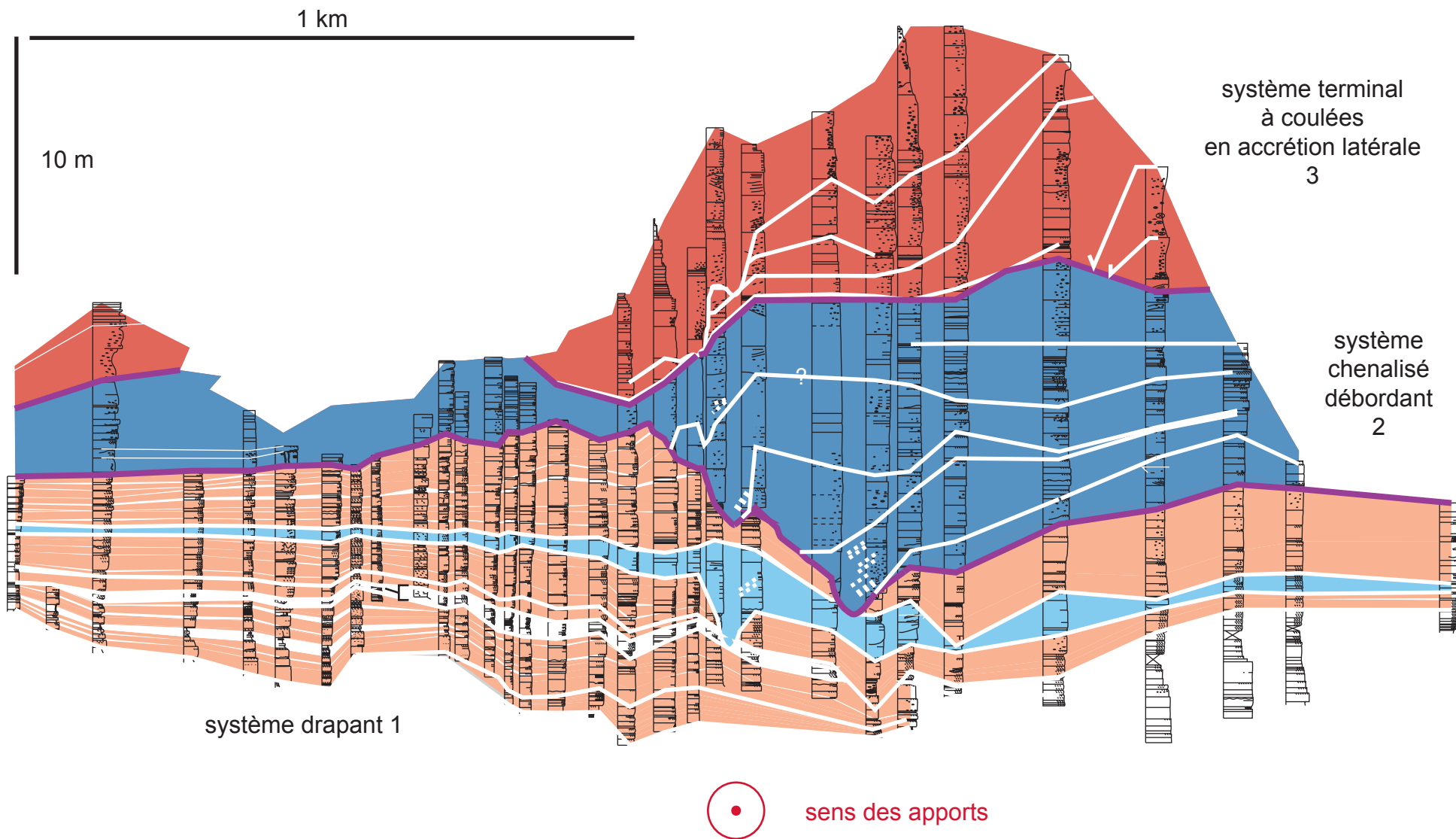


Fig. 19 - Corrélations à travers le lobe barrémien de Pas-de-la-Cluse montrnt sa géométrie interne.

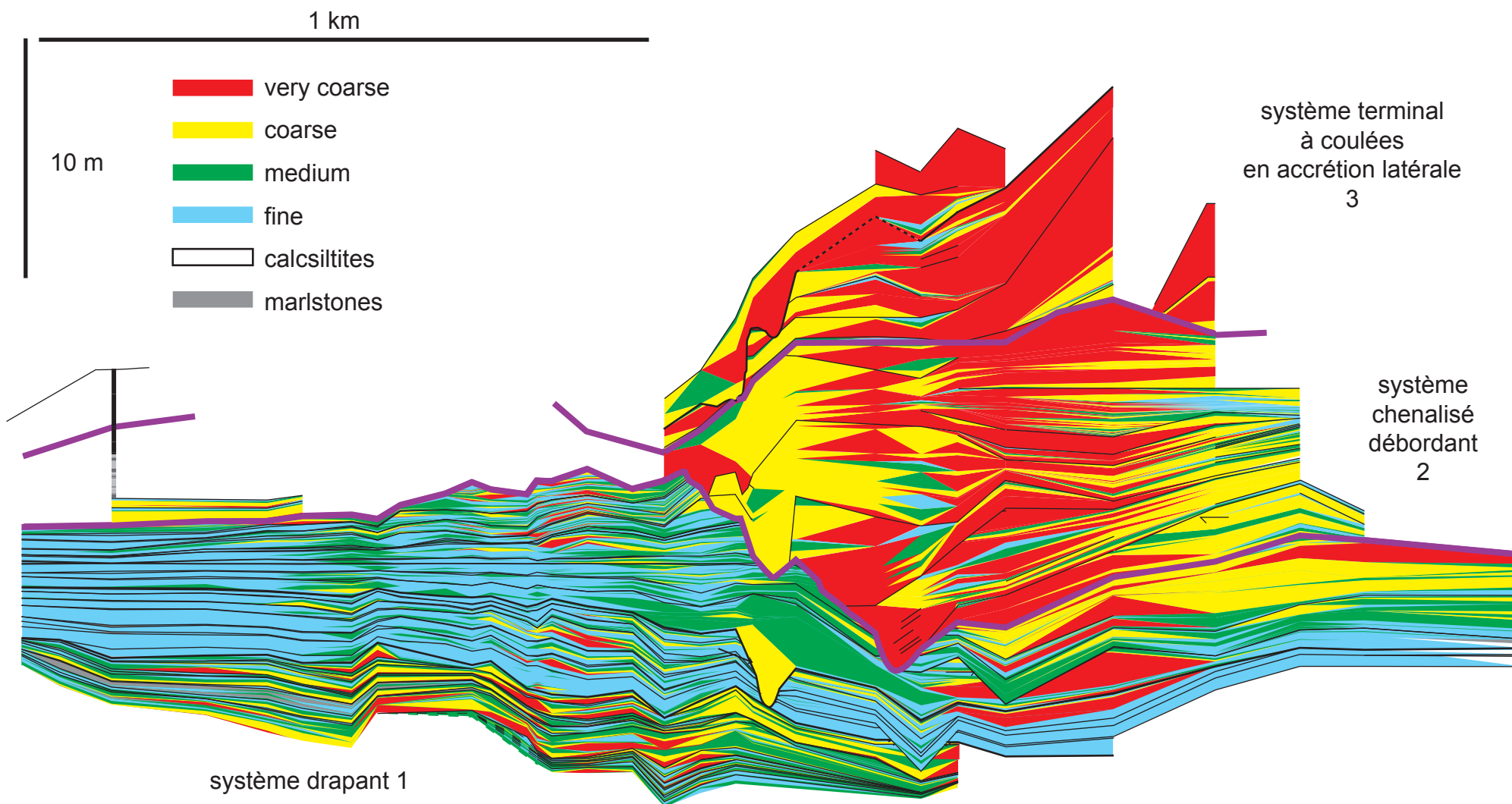


Fig. 20 - Corrélations granulométriques à travers le lobe barrémien de Pas-de-la-Cluse montrant la tendance grano-croissante.

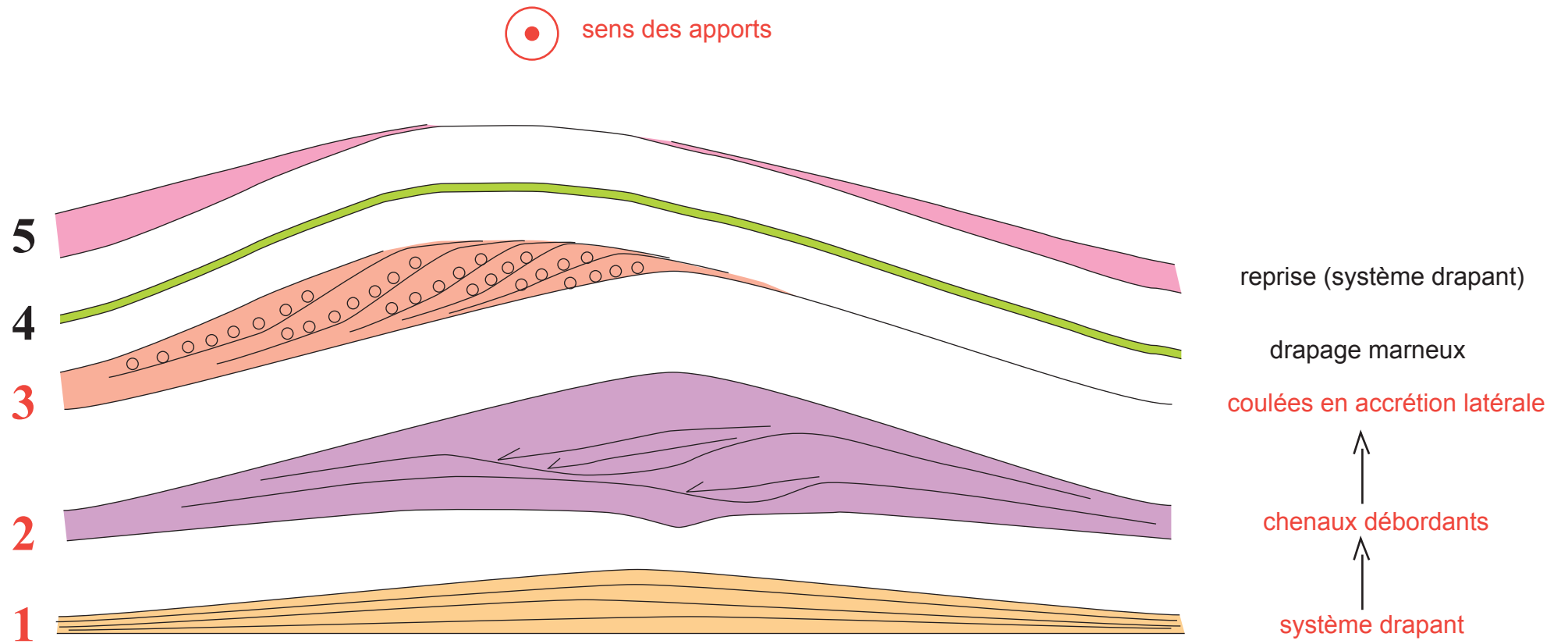
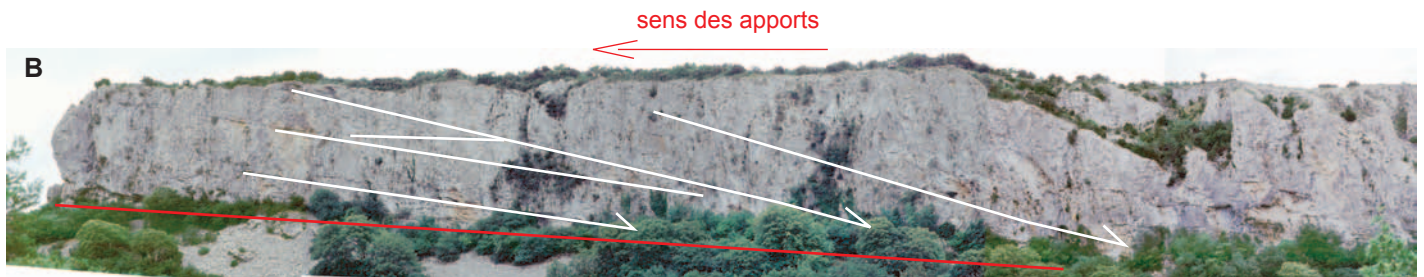


Fig. 21- Fonctionnement schématique du lobe de Pas-de-la-Cluse



A - Vue générale. A droite (B), la falaise représente une coupe naturelle longitudinale dans le chenal. A l'arrière-plan (C), on a une coupe transversale dans la partie amont du chenal.



B - Vue de détail de la partie aval du chenal montrant un onlap amont (actuellement basculé par la tectonique)



C - Vue de détail de la tête du chenal en coupe transversale

Fig. 22 - 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.

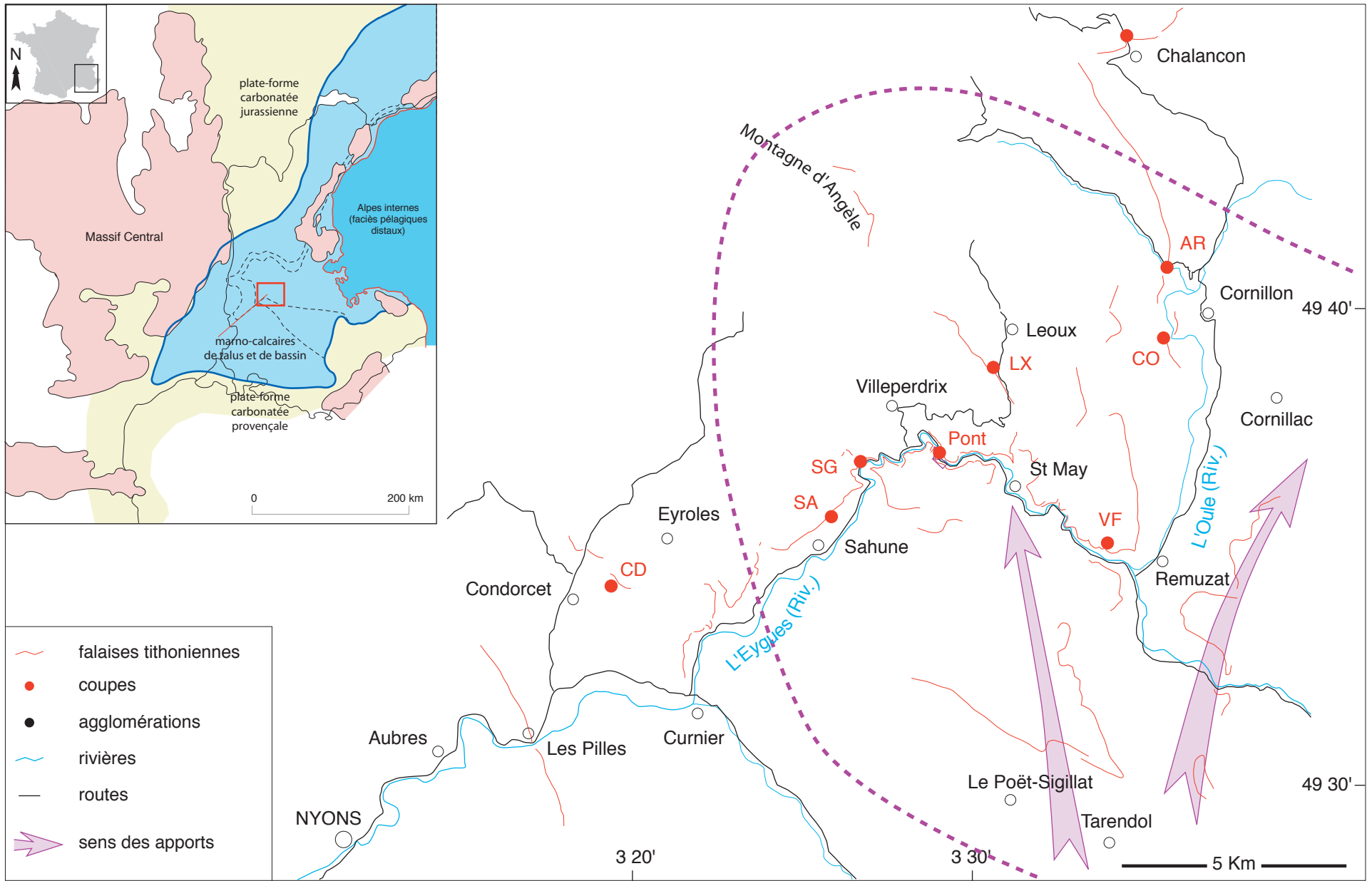


Fig. 23 - Le lobe calcarénitique et bréchiq ue tithonien de l'Aygues. Situation des coupes.

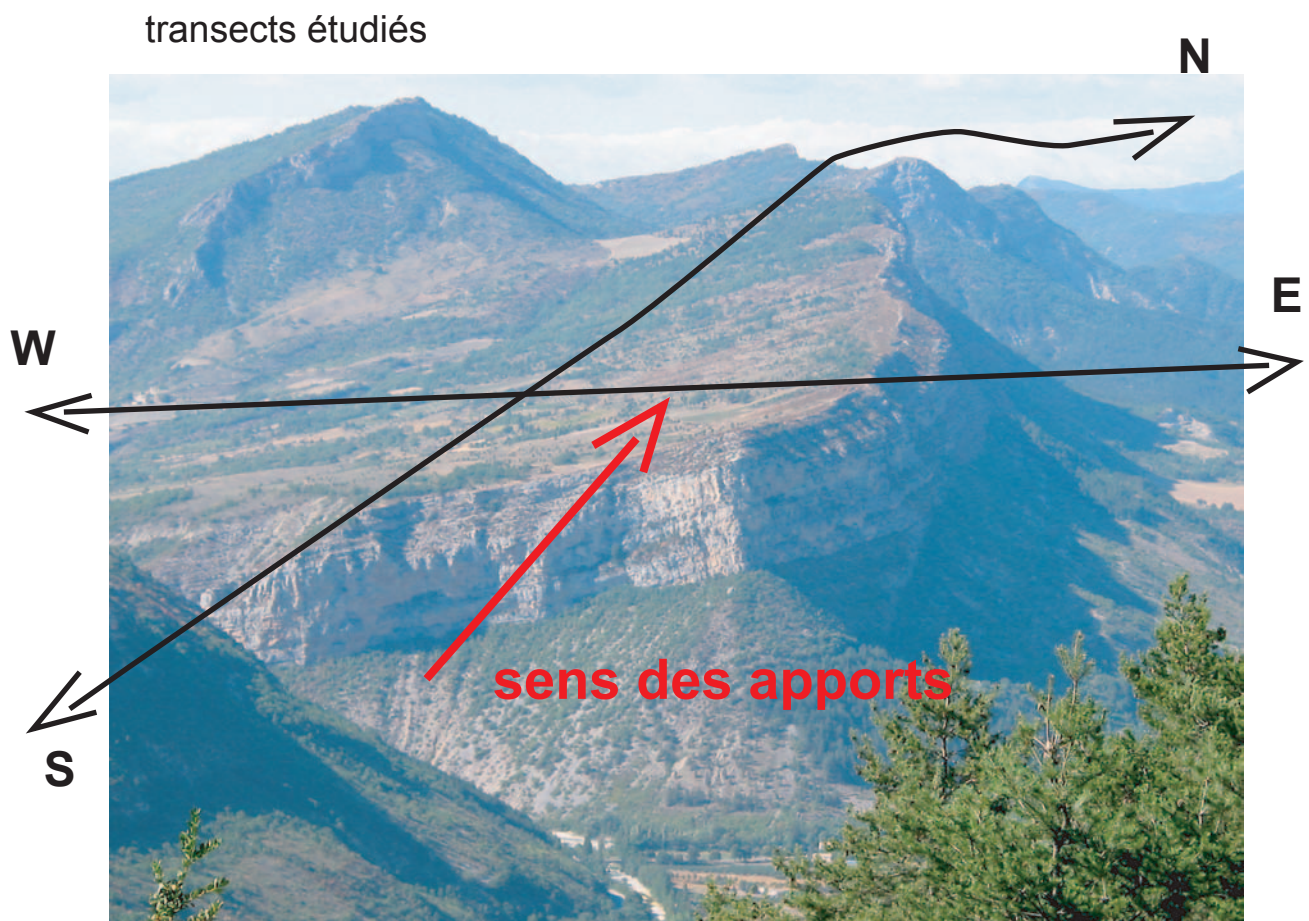


Fig. 24 - Vue de la falaise tithonienne depuis le col de Soubeyrand montrant le lobe calcarénitique de l'Aygues en position centrale (maximum d'épaisseur).

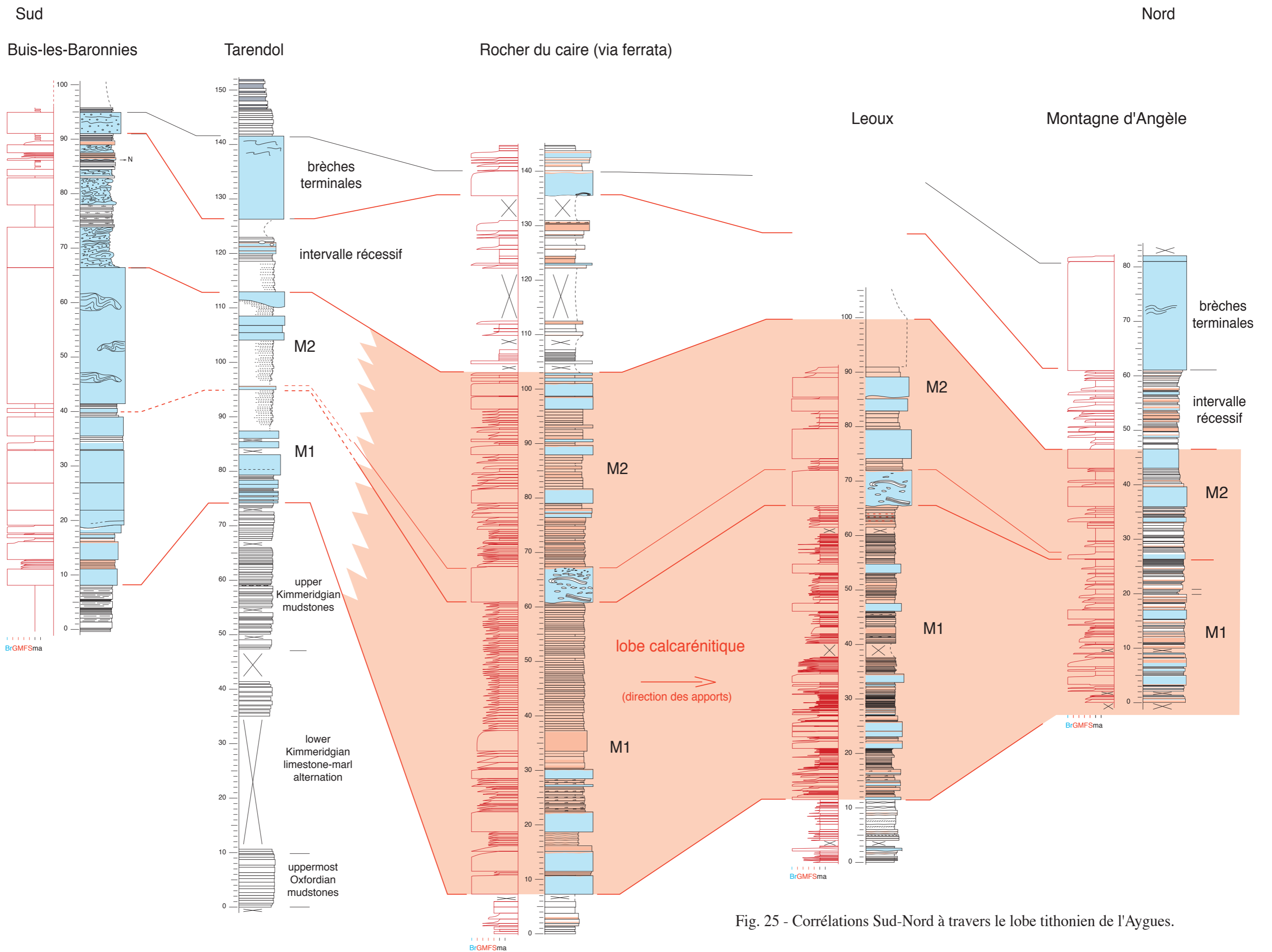


Fig. 25 - Corrélations Sud-Nord à travers le lobe tithonien de l'Aygues.

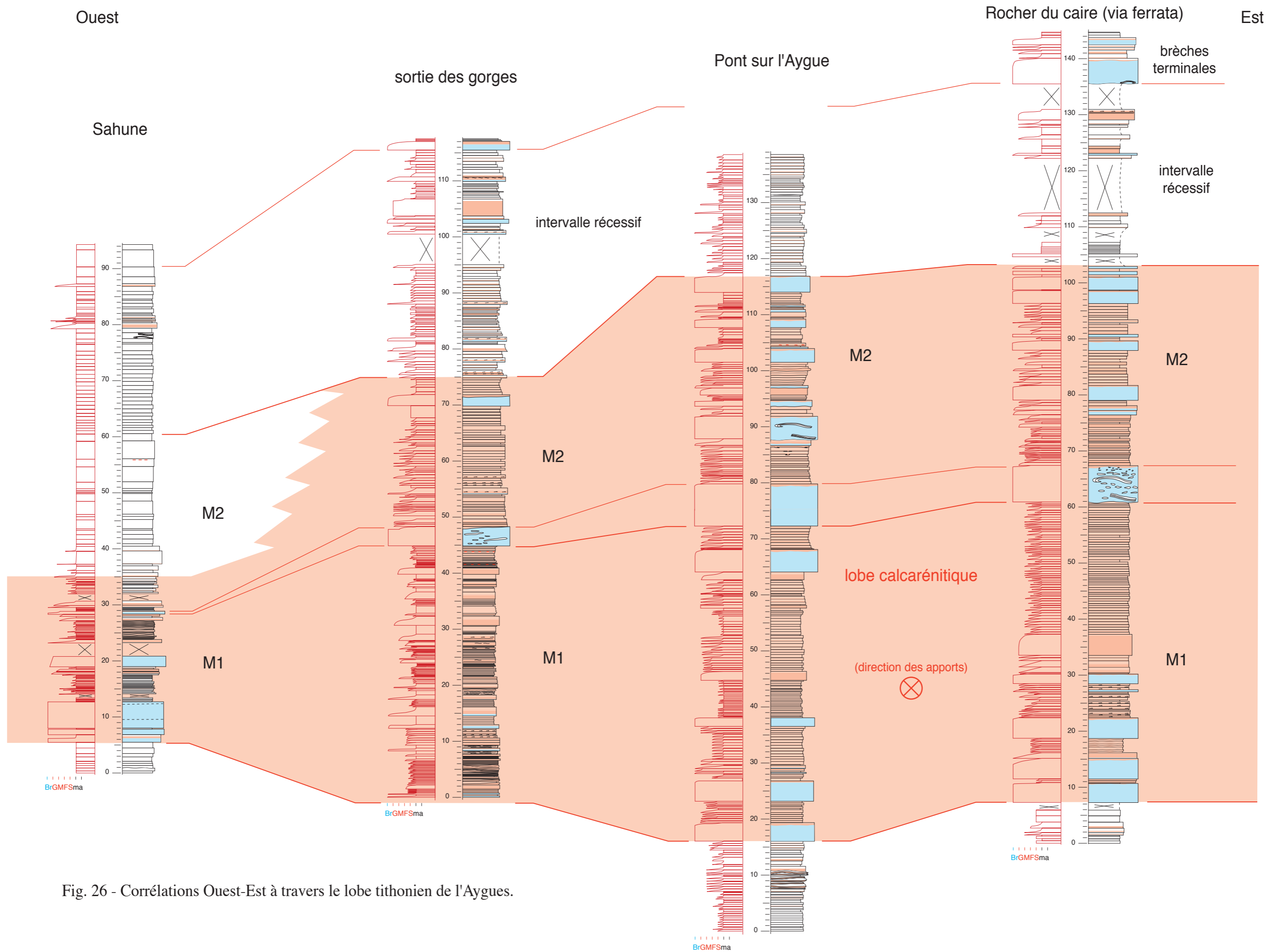


Fig. 26 - Corrélations Ouest-Est à travers le lobe tithonien de l'Aygues.



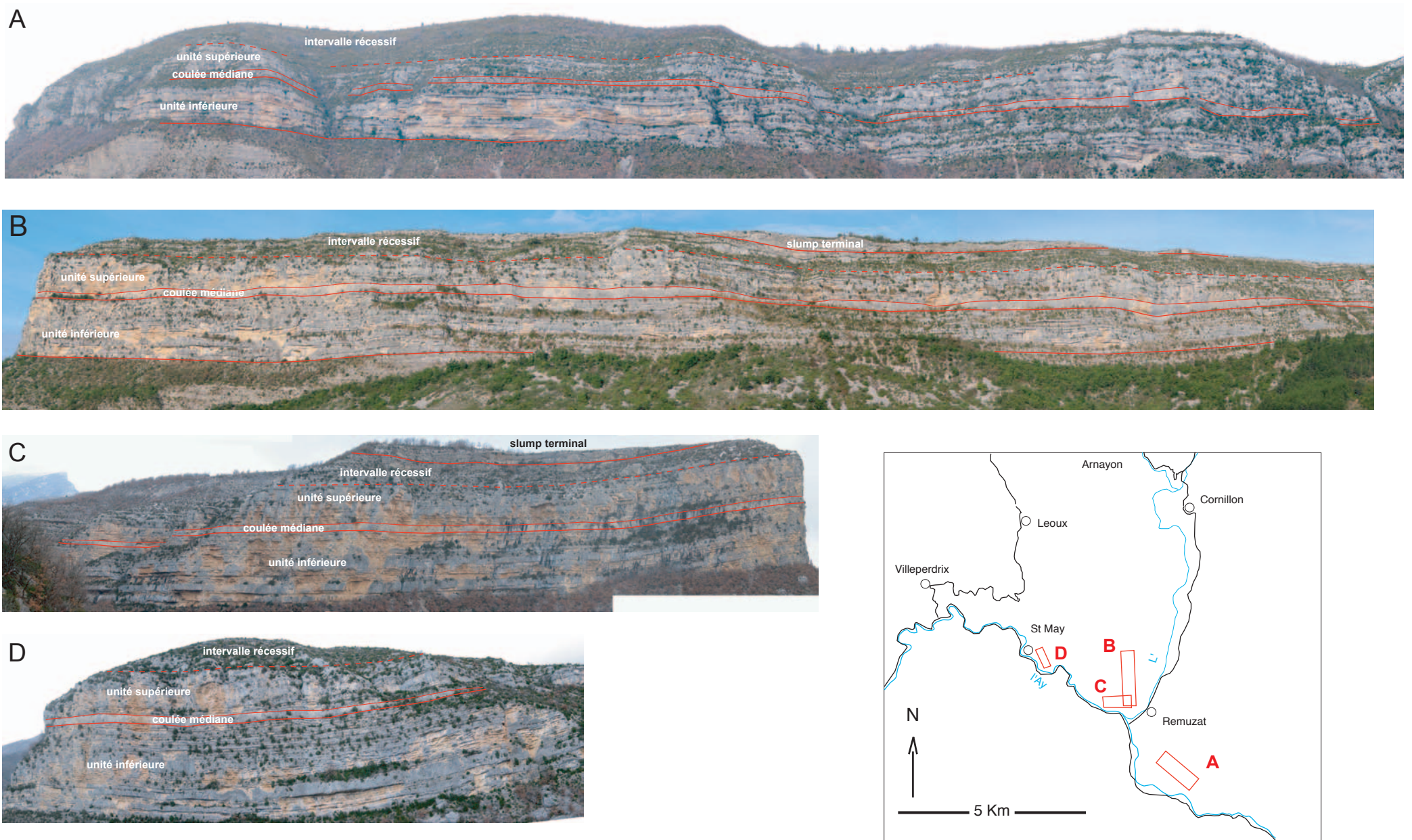


Fig. 27 - Continuité latérale N-S et E-W des unités lithologiques dans la partie centrale du lobe (environs de Rémuzat).

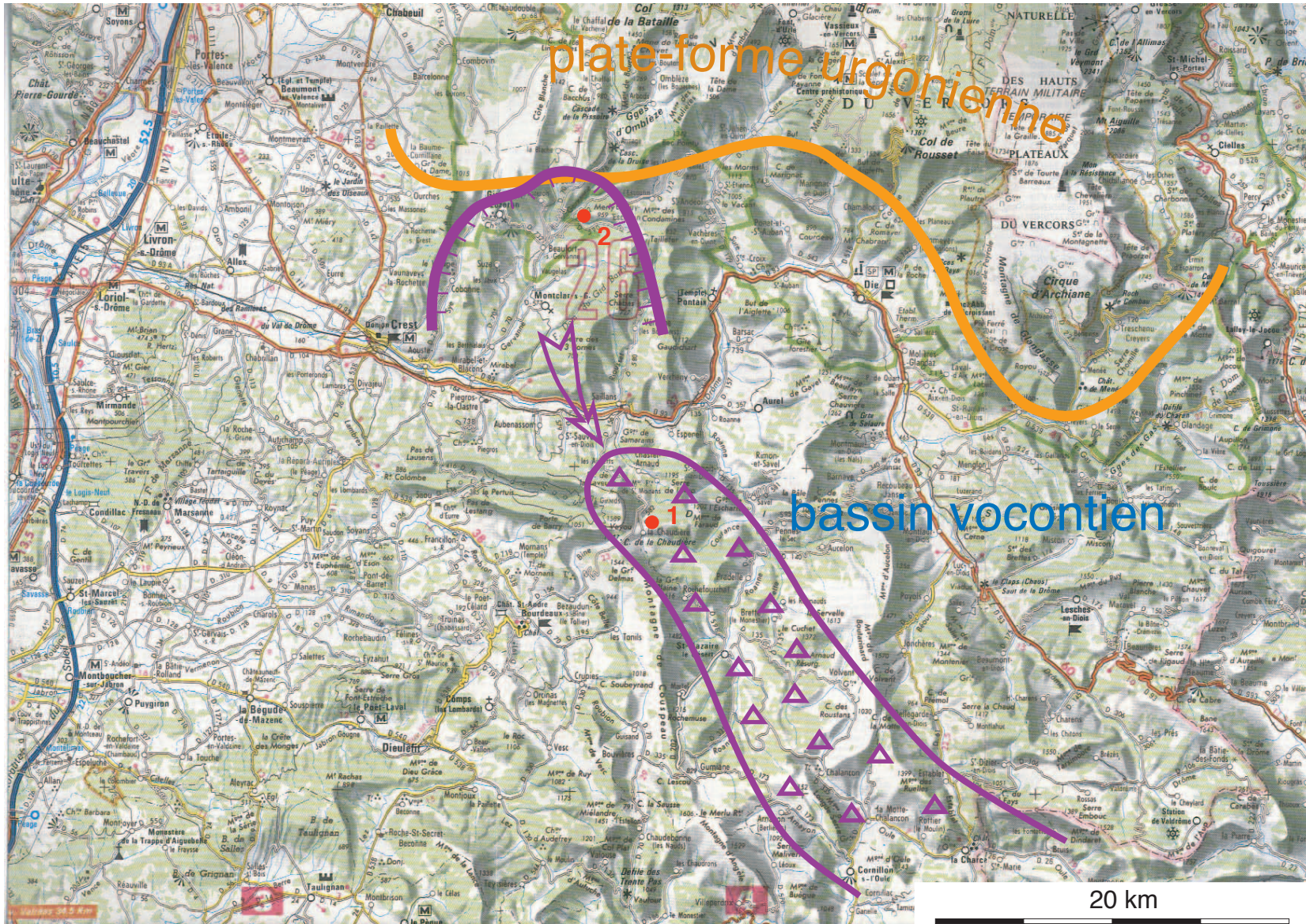
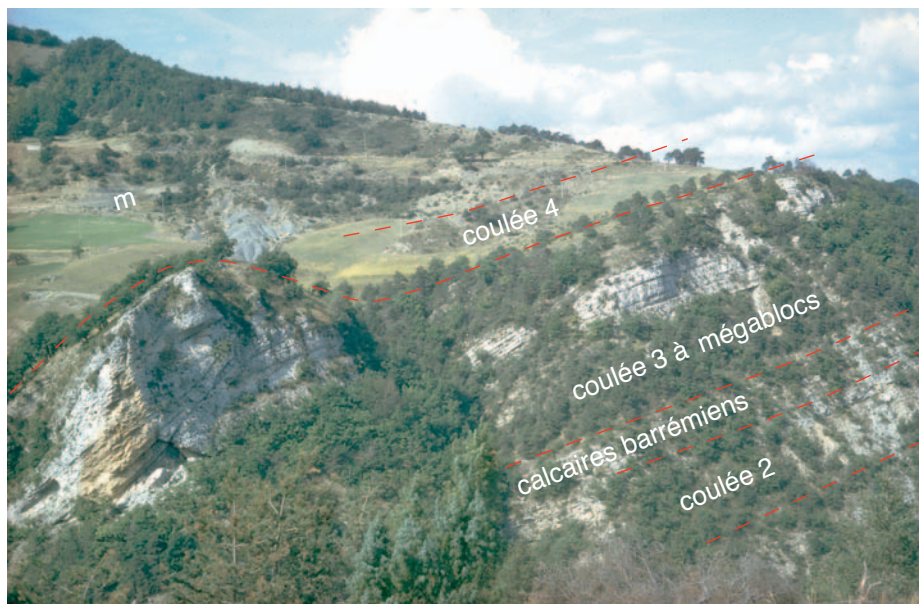


Fig. 28 - Extension géographique de la coulée 3 à mégablocs et de sa niche d'arrachement.  
 (● 1, La Chaudière ; 2, route de l'Escoulin)



coulée 4



coulée 3 à mégablocs

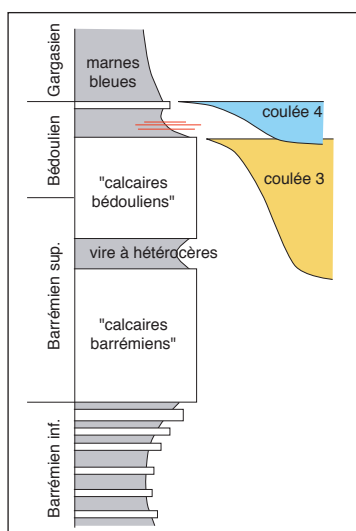


Fig. 29 - Les coulées 3 et 4 au hameau de la Chaudière.

S

N

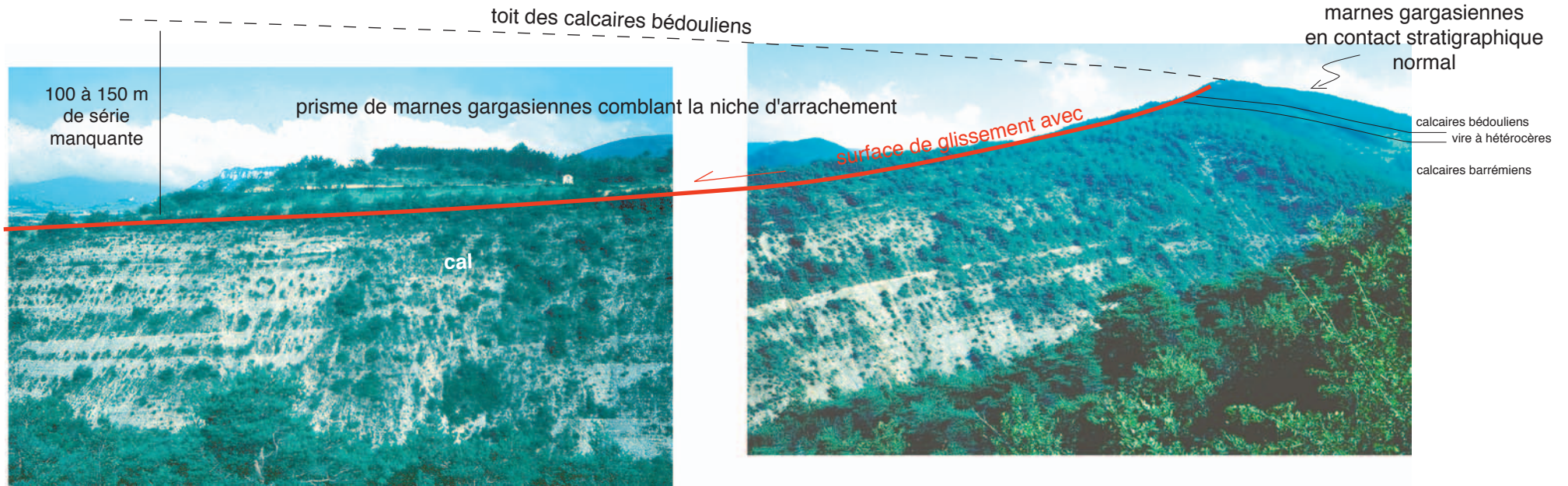


Fig. 30 - Panorama de la route d'Escoulin montrant la niche d'arrachement de la coulée 3.