

# 10<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie

Presqu'île de Giens, 7 - 15 octobre 2005



**Livret - Guide d'Excursion Géologique**  
**14 et 15 octobre 2005**

**Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques  
dans un bassin en transtension,  
séries d'âge Cénomanién à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal**



par

**Marc FLOQUET\***  
**Jâmes GARI\***  
**Jérôme HENNUY\*\***  
**Philippe LÉONIDE\***  
**Jean PHILIP\***

\*FRE CNRS 2761 «Géologie des Systèmes Carbonatés»  
Université de Provence - Aix-Marseille I  
Centre de Sédimentologie - Paléontologie, case 67  
13331 Marseille Cedex 03, France  
Marc.Floquet@up.univ-mrs.fr  
James.Gari@up.univ-mrs.fr  
leonide@up.univ-mrs.fr  
Jean.Philip@up.univ-mrs.fr

\*\*TOTAL  
DGEF/GSR/TG/ISS/CARB  
Centre Scientifique et Technique JF  
Avenue Larribau, 64018 Pau Cedex  
Jerome.Hennuy@total.com





# **Sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans un bassin en transtension, séries d'âge Cénomanién à Coniacien moyen du Bassin Sud-Provençal**

par

**Marc FLOQUET\*, Jâmes GARI\*, Jérôme HENNUY\*\*,  
Philippe LÉONIDE\* & Jean PHILIP\***

\*FRE CNRS 2761 «Géologie des Systèmes Carbonatés», Université de Provence - Aix-Marseille I, Centre de Sédimentologie - Paléontologie, case 67, 13331 Marseille Cedex 03, France ; Marc.Floquet@up.univ-mrs.fr; James.Gari@up.univ-mrs.fr; leonide@up.univ-mrs.fr; Jean.Philip@up.univ-mrs.fr

\*\*TOTAL - DGEP/GSR/TG/ISS/CARB - Centre Scientifique et Technique JF, avenue Larribau, 64018 Pau Cedex; Jerome.Hennuy@total.com

## **Livret - Guide d'Excursion Géologique X<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie, 14 et 15 octobre 2005**

### **SOMMAIRE**

*I - Introduction : problématique générale, cadres paléogéographique, géodynamique, litho- et biostratigraphique*

*II - Les resédimentations d'âge Cénomanién moyen*

*III - Les resédimentations d'âge Turonien moyen à Coniacien inférieur*

*IV - Conclusions générales, perspectives*

*Références bibliographiques*

## **I - INTRODUCTION : PROBLEMATIQUE GENERALE, CADRES PALEOGEOGRAPHIQUE, GEODYNAMIQUE, LITHO- ET BIOSTRATIGRAPHIQUE**

### **I. 1 - Problématique générale**

Il est rare de retrouver dans les séries sédimentaires fossiles toutes les composantes de complexes de resédimentations depuis leurs pôles proximaux jusqu'à leurs pôles distaux. Les raisons majeures en sont que ces complexes sont le plus souvent de grande taille et qu'il n'est pas fréquent de les retrouver préservés et visibles dans leur intégralité. Les affleurements correspondants en sont le plus souvent trop petits et / ou discontinus du fait d'érosions et / ou de déformations tectoniques ultérieures.

Les séries d'âge Cénomanién à Coniacien moyen du Bassin Sud - Provençal (BSP) ont justement le grand avantage de renfermer de tels complexes, à la fois carbonatés et silicoclastiques, fossilisés dans quasiment toutes leurs extensions.

Les géométries et anatomies de ces complexes de resédimentation peuvent être définies et, en intégrant les processus ayant régi leurs mises en place, il est possible d'appréhender les facteurs ayant contrôlé leurs genèses : tectonique, eustatisme, climat, topographie, flux sédimentaire...

La distribution spatio - temporelle des complexes met en lumière l'étroite relation de leur existence avec le fait que les paléogéographies successives correspondantes sont soit sous contrôle tectonique dominant soit sous contrôle eustatique dominant.

Les complexes de resédimentation apparaissent bien développés lorsque le BSP semble avoir été sous contrôle tectonique dominant -en transtension- et alors qu'il était bordé, d'une part, par des plates - formes carbonatées (PFC) à escarpements bordiers ou à inflexions distales et, d'autre part, par des massifs émergés proches et / ou à reliefs marqués, au Cénomanién moyen et au Turonien moyen à Coniacien inférieur.

Les complexes apparaissent réduits lorsque le BSP semble avoir été plutôt en affaissement, sous contrôle eustatique dominant, et alors qu'il était bordé, d'une part, par des rampes carbonatées homoclines et, d'autre part, par des massifs émergés éloignés et / ou émoussés, au Cénomanién supérieur, au Turonien inférieur et au Coniacien moyen.

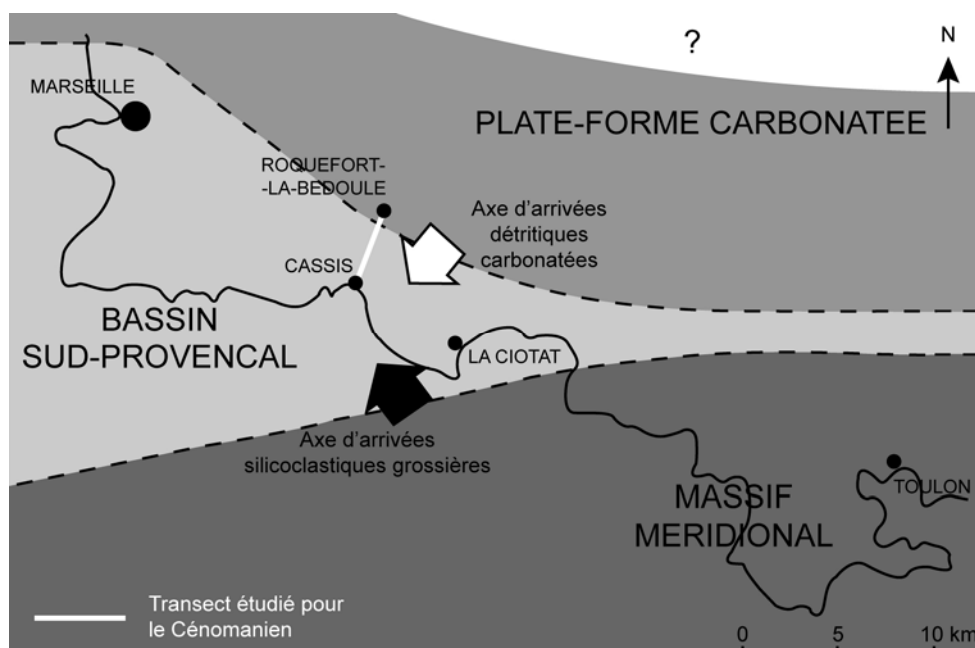
## I. 2 - Cadre paléogéographique et géodynamique

Au Cénomanién, Turonien et Coniacien inférieur, la paléogéographie sud - provençale comprenait trois grands domaines (figure 1) :

- au Nord, le Bombement Durancien (Collot, 1889 ; Masse & Philip, 1976), isthme émergé sur lequel s'appuyaient sur sa bordure sud des plates - formes carbonatées (PFC) à rudistes successives depuis le Cénomanién (Philip, 1970, 1993, 1998 ; Jolet, 1996) ;

- au centre, le Bassin Sud - Provençal (BSP) (le «Sillon Sud - Provençal» des auteurs) qui, plus subsident que les PFC situées au Nord, était le siège d'une sédimentation mixte, carbonatée et silicoclastique (Philip, 1970) ;

- au Sud et Sud - Est, des massifs émergés qui fournissaient au BSP du matériel terrigène silicoclastique (Bertrand, 1892 ; Blanc, 1951, 1956, 1963 ; Philip, 1970, 1993 ; Redondo, 1986 ; Philip *et al.*, 1994).

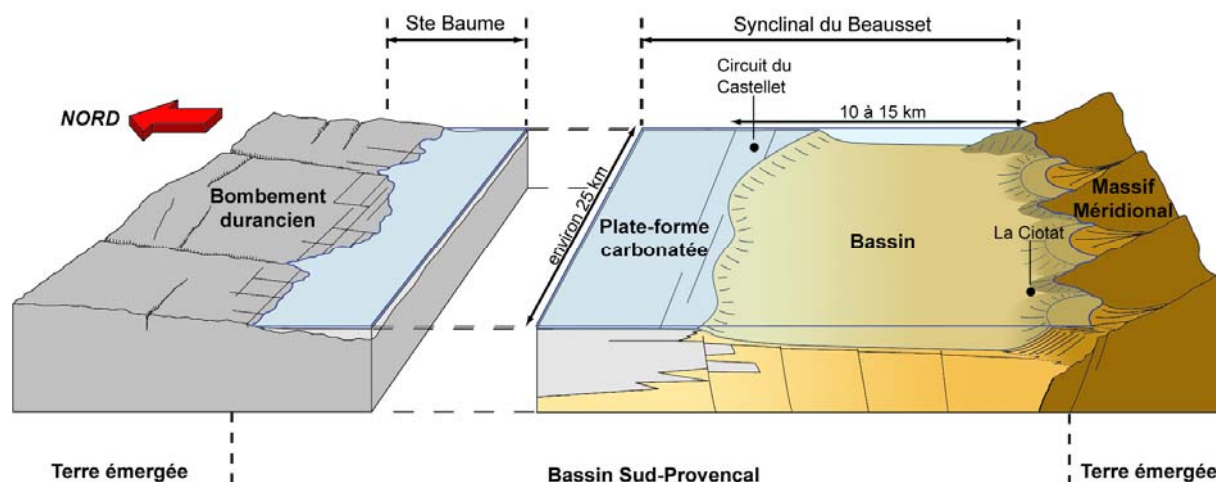


**Figure 1** - Schéma paléogéographique des aires de sédimentation d'âge Cénomanién dans les régions sud - provençales. Noter que dans ce secteur d'études la charnière entre la Plate - Forme Carbonatée (BSP) et le Bassin Sud - Provençal (BSP) est orientée ESE - WNW à SE - NW. Modifié à partir de Philip (1970).

Le BSP était allongé suivant une direction Est - Ouest, étroit mais avec une tendance à l'élargissement (à l'ouverture) au cours du temps, du Cénomanién au Coniacien (puis au Santonien) (figure 2).

Les massifs émergés situés au Sud sont réunis sous le vocable de «Massif Méridional» suivant Floquet & Hennuy (2003) et Hennuy (2003) (cf. ci-après).





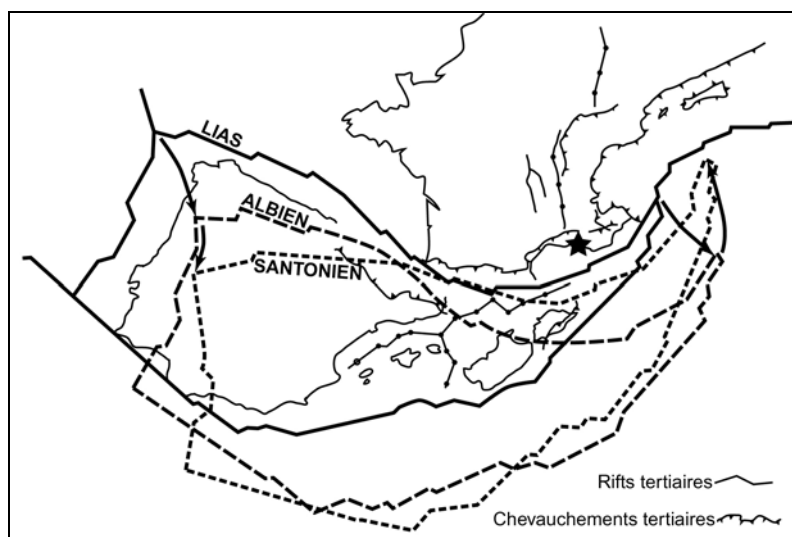
**Figure 2** - Cadre paléogéographique du Bassin Sud - Provençal (BSP) au Turonien et au Coniacien inférieur. La PFC, dépendance septentrionale du BSP, était limitée au Nord par le Bombement Durancien et au Sud par le Massif Méridional (MM). Tiré de Hennuy (2003).

Il a été proposé récemment (Hennuy & Floquet, 2000 ; Floquet & Hennuy, 2001 ; Hennuy, 2003) que, du Turonien moyen au Coniacien moyen, l'ouverture du BSP se faisait sous régime tectonique transtensif.

Cette dynamique d'ouverture devait également prévaloir au Cénomaniens.

Ce BSP en transtension, étroit et allongé suivant une direction Ouest - Est, aurait donc été similaire à des bassins pyrénéens en décrochement de même âge, tels que ceux décrits par Sancho *et al.* (1987) ; Floquet *et al.* (1988) ; Razin (1989) ; Debroas (1990) ; Mathey *et al.* (1999).

Ainsi, la dynamique d'ouverture du BSP s'intégrerait parfaitement à celle, à plus grande échelle, du grand «Rift Pyrénéo - Provençal», dynamique liée à la dérive senestre de la Plaque Ibéro - Briançonnaise par rapport à la Plaque Europe (figure 3).



**Figure 3** - Représentation de la dérive senestre de la Plaque Ibéro - Briançonnaise du Lias au Santonien. La position de la plaque est représentée par un trait plein pour le Lias, en tirets longs pour l'Albien et en tirets courts pour le Santonien. L'étoile noire indique la position du BSP. Tiré de Stampfli (1993).

Cette dérive sénestre aurait été responsable de la création du Rift Valaisan dans le prolongement Est du Rift Pyrénéo - Provençal, entre les Domaines Océaniques Atlantique à l'Ouest et Liguro - Piémontais à l'Est (Stampfli, 1993). Ce Rift Valaisan, large de quelques centaines de kilomètres (Lemoine *et al.*, 2000), océanisé (?) seulement à l'Est (dans le Valais), se

serait ouvert, selon les secteurs, au Crétacé moyen (Barrémien final - Aptien ?, ce qui correspondrait à l'apparition du BSP) et se serait fermé à la fin du Crétacé (dès la fin du Santonien ?). L'ouverture du BSP vers l'Est au moins jusqu'au Coniacien moyen sinon jusqu'au Santonien inférieur s'intégrerait donc aussi dans l'ouverture du Rift Valaisan.

L'étroitesse du BSP (10 à 15 km de large au maximum, son étendue axiale demeurant mal connue) par rapport à celle du Rift Valaisan, et le fait que le BSP ne montre généralement pas de milieux très ouverts sur le large marin, permettent de le considérer comme un élément marginal du Rift Pyrénéo - Provençal, suivant en cela l'hypothèse de Stampfli (1993), le BSP correspondant au «Bassin Marginal du Lion» de cet auteur.

La circulation Ouest - Est de forts courants de fond, particulièrement bien exprimés par toutes les structures tractives quasi unidirectionnelles dans les dépôts d'âge Turonien moyen à Coniacien inférieur (Hennuy, 2003 et III de ce livret), et le déplacement des dépôts - centres d'Ouest en Est au cours du temps (Hennuy, 2003 et III de ce livret), indiqueraient une ouverture du BSP vers l'Est, sur le Rift Valaisan.

Le Massif Méridional émergé constituant la bordure sud du BSP est considéré comme un horst isolé dédoublant le Rift Pyrénéo - Provençal (figure 4). L'hypothèse d'un Massif Méridional isolé, indépendant des Massifs des Maures, d'une part, et Corso - Sarde, d'autre part, avait déjà été envisagée par Redondo (1986).

Un tel Massif Méridional dédoublant à l'Est le grand Rift Pyrénéo - Provençal et Valaisan, et rattaché à la Plaque Europe, serait un équivalent des «Hauts Fonds Basques» (figure 4) (Floquet & Mathey, 1984 ; Floquet *et al.*, 1988 ; Mathey *et al.*, 1999) dédoublant ce même Rift à l'Ouest en un Sillon de Plencia (Basco - Cantabrique) du côté sud et un Sillon de Saint Jean de Luz (Nord - Pyrénéen) du côté nord.

### I. 3 - Cadre litho- et biostratigraphique

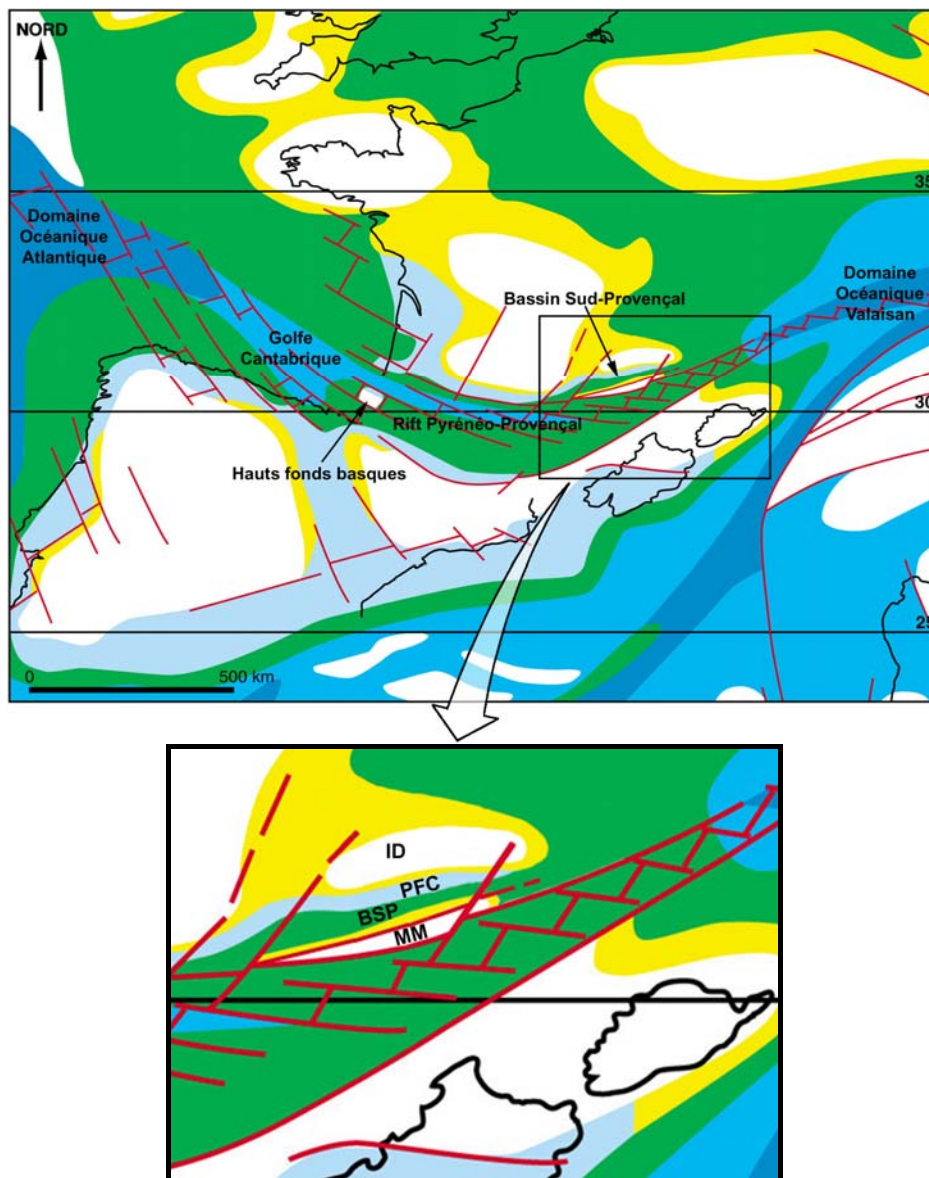
Les analyses sédimentologiques et l'approche séquentielle des séries d'âge Cénomaniens moyen à Coniacien moyen des PFC et du BSP dans lequel sont distribuées diverses sédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques, ont conduit à privilégier la définition et l'étude d'**unités sédimentologiques**.

Cette méthode a déjà été appliquée aux séries d'âge Turonien moyen à Coniacien moyen (Hennuy & Floquet, 2000 ; Floquet & Hennuy, 2001 ; Hennuy, 2003).

Ainsi sont définies des unités sédimentologiques dites **autochtones** (désignées par la lettre **A**) à matériel généré pour l'essentiel soit sur la PFC soit dans le BSP, et des unités dites **allochtones** ou de **resédimentation** (désignées par les lettres **RS**, dont **RSC** si elles sont de nature carbonatée et **RST** si elles sont de nature terrigène) à matériel généré pour l'essentiel hors du BSP.

Les séries d'âge Cénomaniens moyen et supérieur ont été regroupées en deux séquences de dépôts majeures (désignées par la lettre **S**) qui peuvent être suivies depuis les PFC jusqu'au BSP. Les unités sédimentologiques autochtones, des PFC comme du BSP, et les unités de resédimentations, plus spécifiques de la charnière PFC - BSP, sont intégrées dans ces séquences.

Les unités sédimentologiques des PFC d'âge Turonien moyen à Coniacien inférieur sont *de facto* autochtones et correspondent à des séquences de dépôt (séquences de plate - forme désignées par les lettres **SPF**). La continuation de ces séquences sur le terrain dans le BSP (cf. III. 3. 1) est plus délicate à établir que celle des séquences cénomaniennes.



**Figure 4** - Reconstitution paléogéographique du Sud - Ouest de l'Europe au Turonien supérieur. Sont représentés en blanc les terres émergées, en jaune les milieux côtiers, en bleu clair les plates - formes carbonatées, en vert les milieux marins ouverts, en bleu moyen les milieux marins profonds, en bleu foncé la croûte océanique supposée. BSP : Bassin Sud - Provençal, PFC : Plate - Forme Carbonatée Sud - Provençale, ID : Isthme Durancien, MM : Massif Méridional. (tiré de Henuy, 2003 ; modifié et adapté à partir de la carte PériTéthys pour le Cénomanién supérieur de Philip & Floquet, 2000).

Dans tous les cas, les limites de séquences retenues sont les discontinuités évidentes correspondant aux maxima de baisses du niveau marin relatif (en général marquées par des émergences sur la PFC) et souvent en même temps aux inondations marines basales.

Le rattachement de ces unités sédimentologiques aux classiques unités lithostratigraphiques (dont la plupart sont données ou rappelées par Philip, 1970) est fait systématiquement à fin du meilleur repérage possible au sein des séries (figure 5 ; ce rattachement ayant déjà été établi en détail par Henuy, 2003, pour la série d'âge Turonien moyen à Coniacien moyen).

D'une manière générale, les PFC sont bien développées au Cénomaniens moyen (Formation de la Marcouline), au Cénomaniens supérieur non sommital (Formation de Fontblanche), du Turonien inférieur élevé au Turonien moyen (unités lithostratigraphiques ou «Barres» de Roquefort, des Cuettes, Intermédiaire, du Pas d'Ourier ; Jolet, 1996), du Turonien supérieur au Coniacien basal («Barre» de Bellefille et suivantes *in* Philip, 1970, et figure 5).

Les unités lithostratigraphiques représentant des approfondissements et/ou des avancées de milieux marins francs, ouverts sur le large, sont d'âge Cénomaniens inférieur non basal à Cénomaniens moyen non sommital (Banc des Lombards *sensu lato*\* ou les dits «Grès de base»), d'âge Cénomaniens moyen élevé (Marnes de Cassis), d'âge Cénomaniens supérieur (Marnes de l'Anse Sainte Magdeleine, passant latéralement du côté proximal à des calcaires à microsolenidés, **m** sur figure 6), d'âge Cénomaniens final à Turonien inférieur (Marnes de l'Anse de l'Arène), d'âge début du Turonien moyen.

Toutes ces unités lithostratigraphiques, ainsi que les unités sédimentologiques qu'elles renferment, sont bien calées dans le temps (figure 5) grâce à d'abondantes macrofaune et microfaune.

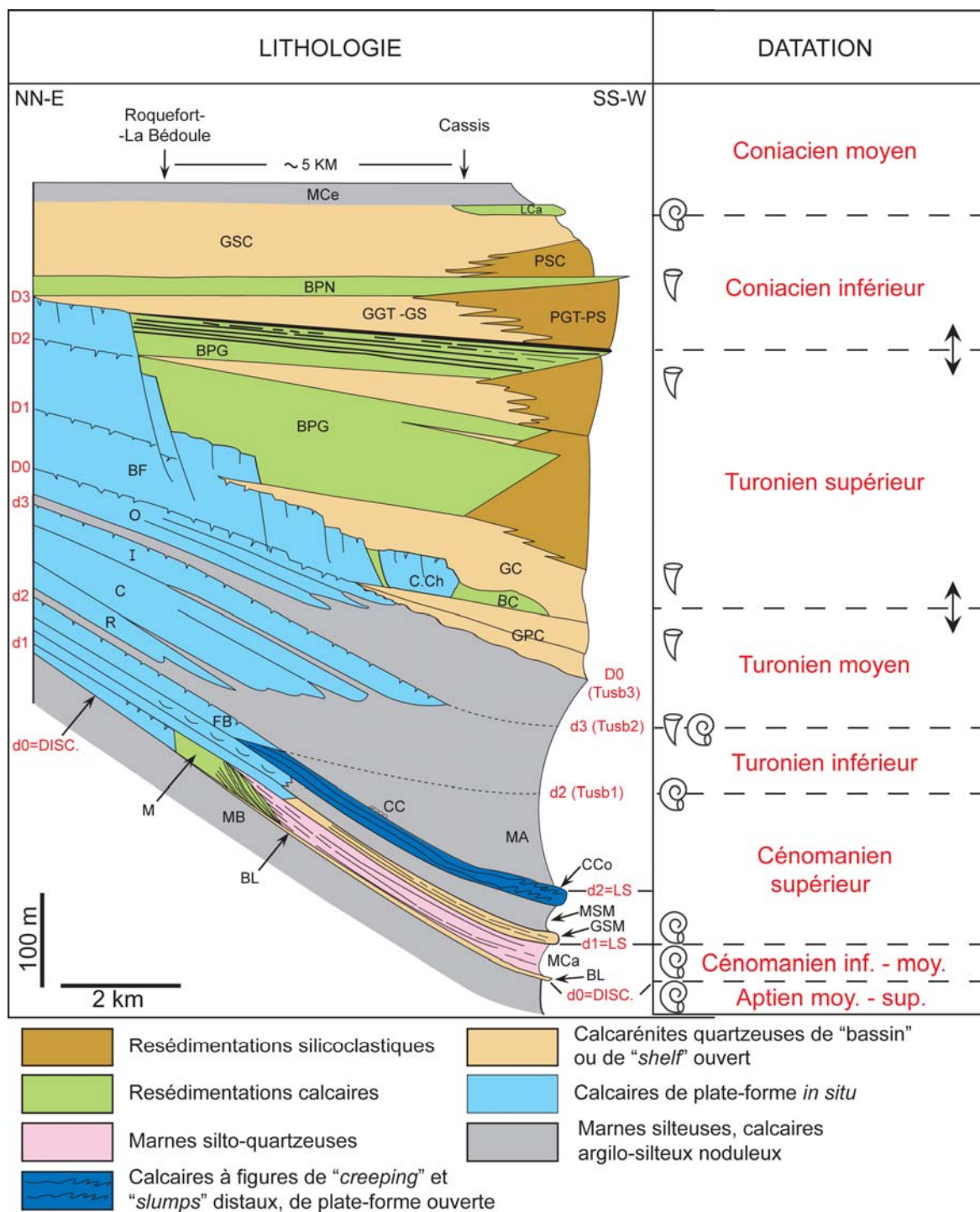
La macrofaune de rudistes permet de dater les unités des PFC au niveau du demi - étage au moins (Philip, 1970 ; Jolet, 1996 ; Simonpietri, 1999, Simonpietri & Philip, 2000 ; Hennuy, 2003).

La macrofaune d'ammonites permet de dater les dépôts de milieux marins externes ou ouverts sur le large, dans le BSP ou sur les PFC lors des inondations marines, pratiquement au niveau de la zone (Fabre, 1937, 1938 ; Fabre - Taxy & Thomel, 1964 ; Breistroffer, 1937 ; Philip, 1970, 1998 ; Crumières - Airaud, 1991 ; Kennedy, 1994, Jolet, 1996 ; Jolet *et al.*, 2001, Cecca, 2001).

Ce contrôle biostratigraphique est entièrement intégré ici pour les propositions de tout schéma de corrélation stratigraphique et séquentiel, ou de reconstitution de dynamique sédimentaire.

La non prise en compte complète de cette contrainte temporelle conduit à des reconstructions stratigraphiques incohérentes et à des interprétations séquentielles erronées, comme celles récemment proposées par Gindre (2003, figures 153, 168 à 171).

\*Classiquement, l'expression «Banc des Lombards» (Fabre, 1937) désigne la seule surface ferruginisée fossilifère qui couronne la Pointe des Lombards à Cassis. Dans cette étude, cette surface est nommée «Surface des Lombards», et l'ensemble de la formation calcarénitico - quartzreuse qui la supporte (les dits «Grès de base») est nommée «Banc des Lombards» *sensu lato*, redonnant ainsi au terme de banc son sens lithostratigraphique originel, synonyme de strate, couche.



**Figure 5** - Schéma synthétique des séries sédimentaires d'âge Cénomanién inférieur - moyen à Coniacien moyen. Place et datation des unités lithostratigraphiques. MB : Marnes Bleues (Gargasien - Aptien «moyen»); BL : Banc des Lombards *sensu lato*; M : Formation de la Marcouline; MCa : Marnes de Cassis; GSM : Grès de l'Anse Sainte Magdeleine; MSM : Marnes de l'Anse Sainte Magdeleine; FB : Formation de Fontblanche; CCo : Calcaires du Corton; CC : Conglomérat de Colongues; MA : Marnes de l'Anse de l'Arène; R : «Barre» de Roquefort; C : «Barre» des Cuettes; I : «Barre» Intermédiaire; O : «Barre» du Pas d'Ourié; BF : «Barre» de Bellefille; GPC : Grès du Pas de la Colle; C.Ch : Couronne de Charlemagne; BC : «Barre» de Canaille; GC : Grès de Canaille; BPG : «Barre» du Pin de Galaban; GGT-GS : Grès de la Grand Tête et du Sémaphore; PGT-PS : Poudingues de la Grand Tête et du Sémaphore; BPN : «Barre» du Pont Naturel; GSC : Grès de Sainte-Croix; PSC : Poudingues de Sainte-Croix; LCa : Lentille de Cabot; MCE : Marnes de Ceyreste.



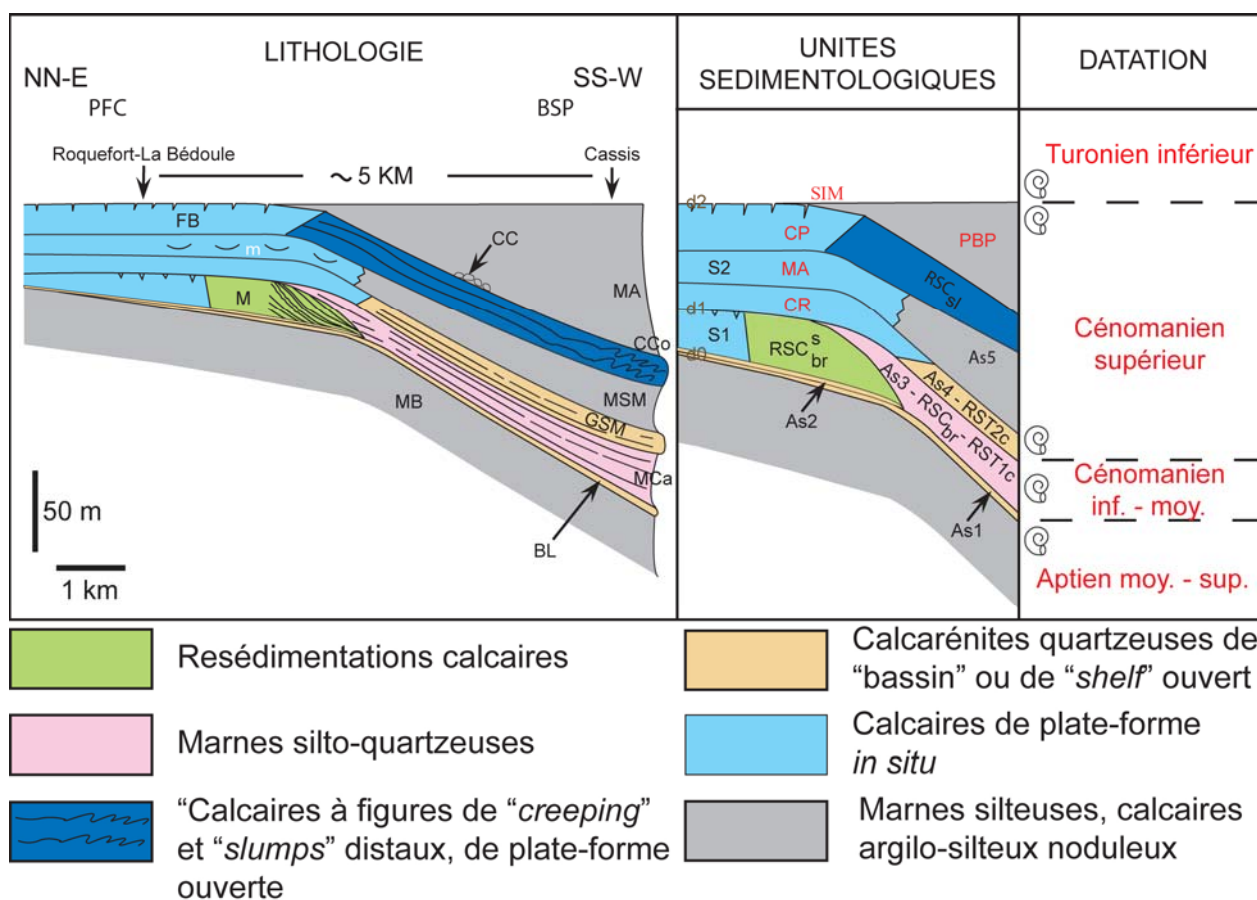
## II - LES RESEDIMENTATIONS D'AGE CENOMANIEN MOYEN

### II. 1 - Cadre sédimentologique et séquentiel, problèmes posés

L'analyse sédimentologique des dépôts des PFC sud - provençales et du BSP d'âge Cénomaniens inférieur - moyen à Cénomaniens supérieur permet de regrouper ces dépôts en **2 séquences majeures** nommées S1 et S2 (figure 6).

Chacune de ces séquences se termine par une discontinuité sédimentaire : d1 au toit de S1 et d2 au toit de S2.

Dans cette étude ne sera présentée en détail que la séquence S1 d'âge Cénomaniens inférieur - moyen avec les splendides unités de resédimentations qu'elle renferme. La raison est que la séquence S2 d'âge Cénomaniens supérieur est beaucoup plus pauvre en resédimentations.



**Figure 6** - Coupe synthétique de la série sédimentaire d'âge Cénomaniens de la PFC au BSP. Place des unités sédimentologiques autochtones (A), resédimentées carbonatées (RSC), resédimentées terrigènes (RST) et des séquences majeures (S1 et S2) de PFC reconnues dans la partie ouest du synclinal du Beausset. BL : Banc des Lombards *sensu lato* ; M : Formation de la Marcouline ; M<sub>Ca</sub> : Marnes de Cassis ; G<sub>SM</sub> : Grès de l'Anse Sainte Magdeleine ; M<sub>SM</sub> : Marnes de l'Anse Sainte Magdeleine ; F<sub>B</sub> : Formation de Fontblanche ; C<sub>Co</sub> : Calcaires du Corton ; C<sub>C</sub> : Conglomérat de Colongues ; M<sub>A</sub> : Marnes de l'Anse de l'Arène ; m : microsolenidés. C<sub>R</sub> : Cortège rétrogradant ; M<sub>A</sub> : Maximum d'approfondissement ; C<sub>P</sub> : Cortège progradant ; P<sub>BP</sub> : Prisme de Bordure de Plate-forme ; S<sub>IM</sub> : Surface Inondation maximale.

Les **unités sédimentologiques** (cf. I. 3), reconnues dans les PFC et dans le BSP (figure 6), et répondant à des processus de dépôt bien distincts sont les suivantes :

- **des unités sédimentaires autochtones** ou *in situ* calcaires, de PFC, notées **Ac** ;

- **des unités sédimentaires autochtones** ou *in situ* mixtes, calcaires ou marneuses et silicoclastiques, de *shelf* ouvert ou du BSP, notées **As** ;

- **des unités de resédimentations carbonatées**, notées RSC, de deux types, l'un méga-bréchiq ou bréchiq et noté **RSCbr**, l'autre de type calcarénitique grossier noté «**RSCs\***» (s pour «sableux»). Il existe une unité de resédimentation calcaire, faite de slumps (**RSCsl**), spécifique de la partie supérieure de la séquence majeure S2. Elle correspond aux Calcaires du Corton (figure 6), d'âge Cénomanién supérieur non terminal, équivalent le plus distal de la Formation de Fontblanche à la pointe du Corton en bord de mer au SE de Cassis.

- **des unités de resédimentation terrigènes**, notées **RST**, mais surtout développées à la partie inférieure de la séquence majeure S2.

#### **Les unités autochtones calcaires de PFC (Ac)**

Ces unités, spécifiques de la PFC de S1, sont fondamentalement :

- à la partie inférieure de S1, des calcaires à rudistes où dominant les *Caprina adversa*, *Ichtyosarcolithes triangularis*... dans des textures à dominante sableuse *grainstone* à *packstone* (voire *floatstones*) (Ac1) ;

- à la partie supérieure de S1, des calcaires où les rudistes précédents se raréfient au profit des *Apricardia* et autres rudistes associés (Philip, 1970)...dans des textures à dominante sablo - vaseuse à vaseuse, *packstone* à *wackestone*, où abondent des foraminifères benthiques à tests microagglutinés ou porcelanés dont les plus caractéristiques sont les *Praealveolina* (Ac2).

Ces unités correspondent à des séquences de dépôts d'ordres inférieurs à celui de S1 (S1a et S1b). Ces unités ne sont pas ici analysées en détail et sont simplement citées pour mémoire.

#### **Les unités sédimentaires autochtones mixtes, calcaires ou marneuses et silicoclastiques, de *shelf* ouvert ou du BSP (As)**

Ces unités sont de trois types.

1 - Type calcarénitico - quartzeux, glauconieux (As1), formé en moyenne de 60 à 80 % de matériel carbonaté, essentiellement bioclastique, et de 20 à 40 % de quartz. Il correspond au «Banc des Lombards» *sensu lato*, formation plus classiquement nommée «Grès de base». Cette dénomination est en fait impropre car la teneur en quartz est quasiment toujours inférieure à 40 %. Quand cette teneur est supérieure, et donne un aspect de grès friable, c'est en raison d'une intense décalcification, souvent de surface. Les bioclastes dérivent essentiellement d'échinodermes dont des échinides et des crinoïdes, de lamellibranches dont des inocérames, de brachiopodes, de bryozoaires, d'algues rouges, de foraminifères dont des orbitolines roulées, etc. Ces débris proviennent d'organismes indicateurs d'un milieu de dépôt ouvert sur le large, et dont les tests ont été longuement altérés et remaniés sous fort hydrodynamisme à l'interface sédiment / eau et aussi fortement biocorrochés et bioturbés. Le fort hydrodynamisme est enregistré dans les structures sédimentaires où dominant les *sand waves* et les mégarides à crêtes incurvées ; les structures mamelonnées issues de mouvements oscillatoires de houle et plus ou moins remaniées par les courants étant nettement plus rares.

2 - Type calcaire, faiblement argilo - quartzeux, glauconieux (*packstones* fins, As2) quelque peu fossilifère dont de nombreuses orbitolines surtout représentées par *Conicorbitolina conica*, des lamellibranches dont *Rastellum*, des brachiopodes... Ce type présente un débit d'altération grumeleux à noduleux. De fait, ce type ne diffère du précédent que par un pourcentage très inférieur de la fraction quartzreuse au profit d'une faible teneur en argiles, par une meilleure préservation des organismes (des fossiles entiers) et par une disparition des structures sédimentaires de fort hydrodynamisme. Ne sont occasionnellement reconnaissables que de frustes et petits litages ondulants de rides ou de micromamelons, le tout oblitéré par une évidente bioturbation. Du côté proximal (vers La Bédoule) existent dans l'unité quelques rudistes *Caprina* et *Ichtyosarcolithes* tandis que du côté distal (vers le SW) apparaissent au sein de l'unité des hémiastréridés, de rares nautilus et ammonites.

3 - Type calcaréo-argileux à marneux, silto - quartzeux, glauconieux, fossilifère (As3). Ce type est représenté par les «Marnes de Cassis» qui surmontent la «Surface des Lombards». Les fossiles les plus fréquents sont des ammonites dont d'abondants *Eucalycoceras pentagonum*, des inocérames, des brachiopodes rhynchonelles et térébratules... De fait, c'est l'équivalent distal, dans le BSP, du type précédent, caractérisant un milieu encore plus ouvert, approfondi et à hydrodynamisme faible (de rares petits litages faiblement ondulants sont décelables, très oblitérés par la bioturbation).

### Les unités de resédimentations carbonatées (RSCbr et «RSCs\*»)

#### 1 - Type macrobréchiq ue à bréchiq ue (RSCbr)

Il s'agit de brèches, polygéniques et hétérométriques, à olistolithes dont les plus gros peuvent atteindre une quinzaine de mètres de hauteur et une centaine de mètres de longueur. Les éléments sont tous calcaires.

Une part est faite des calcaires *grainstone* à *floatstone* - *packstone* à rudistes, de nature identique aux calcaires de la partie inférieure de S1 (S1a) formée *in situ* sur la PFC.

Par contre ne se rencontre aucun élément de calcaire *packstone* - *wackestone* à préalvéolinidés de la partie supérieure de S1 (cf. ci-dessus, ce dernier point étant important à retenir).

Une autre part est faite de calcaires construits à coraux lamellaires (microsolénidés) et massifs, non connus sur la PFC de S1.

La matrice est faite de microbrèche (mêmes éléments) et des calcaires *packstones* argilo - quartzeux à orbitolines.

Ces unités sont agencées en nappages qui peuvent se suivre de la bordure de la PFC jusque dans le BSP. Elles ne présentent jamais de morphologie en éventail.

Ces RSCbr correspondent à des écoulements en masse évolutifs comprenant à leur partie proximale des dépôts de pente avec glissements d'olistolithes et à leur partie distale des coulées de débris. Ces dernières demeurent en général désorganisées excepté au plus distal (plage de Cassis) où elles évoluent en turbidites grossières (Ta-b à Ta-c).

#### 2 - Type calcarénitique (calcaire sableux grossier, «RSCs\*»)

Il s'agit de *grainstones* grossiers, voire *rudstones*, à *packstones*, tous bioclastiques, où dominant les débris parfois presque entiers de rudistes (*Caprina adversa* et *Ichtyosarcolithes* surtout) accompagnés de restes d'autres lamellibranches, de madréporaires, d'échinodermes, d'algues rouges, de foraminifères benthiques parmi lesquels abondent les *Conicorbitolina conica*, etc.

Ces faciès sont agencés en remarquables corps sédimentaires, légèrement concavo - convexes ou à tendance sigmoïde, qui peuvent atteindre une hauteur de 5 à 12 m et une extension latérale de 150 à 300 m ou plus, et sont faits d'une succession latérale, progradante, de grands cliniformes très bien stratifiés.

Les *foresets* de ces cliniformes, concaves, ont un pendage amont atteignant 7 à 8 degrés et diminuant progressivement vers l'aval de manière asymptotique pour passer aux *bottomsets*.

Ces *bottomsets* sont faits de faciès *packstones* - *grainstones* bioclastiques à fossilifères, à orbitolines, noduleux, disposés en alternances de bancs calcaires durs et d'interbancs faiblement argilo - quartzeux friables, analogues au type 2 des unités autochtones calcaréo - argilo - quartzieuses de *shelf* ouvert.

Existent aussi, intercalés dans ces *bottomsets* ou vers le bas des *foresets*, des lits de calcirudites bioclastiques, à madréporaires et rudistes, voire à galets de calcarénites...

Le haut des *foresets* est fait de calcarénites bioclastiques grossières, voire de *floatstones* à gros bioclastes (madréporaires, *Caprina*, *Ichtyosarcolithes*, *Sphaerulites*... quasi entiers. Ces rudistes apparaissent souvent en position de vie sur les *topsets* des corps. En bref, des *topsets* aux *bottomsets*, les faciès sont grano - décroissants d'une manière générale et les bancs sont d'épaisseur décroissante...

Ces corps moulent les resédimentations macrobréchiq ues à bréchiq ues qui, déposées antérieurement, se situent en dessous.



La faciologie de ces corps a été faite en détail par Bouchard (1986) qui a en outre proposé la première une interprétation des processus de mise en place en terme de *grain flows*... Toutefois, les reconstitutions géométriques et cartographiques de ces corps, ainsi que leurs interprétations en terme de lobes, proposées par Bouchard (1986) demeurent discutables. En effet, il est quasi impossible d'établir des corrélations précises entre les corps et donc une cartographie assurée, étant donné que les terminaisons amont des corps ou leurs enracinements dans les unités de PFC, ont disparu, tronqués par l'érosion qui a déterminé la morphologie actuelle du plateau, non structurale.

**\*Nota Bene :** Le qualificatif de *resédimentations* ici employé pour ces faciès de calcarénites / calcirudites bioclastiques est quelque peu abusif, dans la mesure où ces *resédimentations* ne correspondent en général qu'à un déplacement limité de matériel. En effet, les aires de production de ce matériel se situent probablement sur les topsets des cliniformes et en arrière sur la bordure externe de la PFC (cf. II. 2. 1. 2. d et II. 1. 3), les *resédimentations* n'auraient correspondu qu'à un déplacement au long du talus des cliniformes, voire plus en aval dans le BSP. Une dénomination de «para - autochtone» pour ces faciès aurait peut - être été plus adaptée (malgré sa connotation structurale), mais le qualificatif de *resédimentations* (RSCs entre guillemets) a été finalement maintenu pour que la distinction avec les unités sédimentologiques vraiment autochtones soit clairement faite.

### **Les unités de resédimentation terrigènes (RST)**

Dans la séquence majeure S1, dans le BSP, les *resédimentations* silico - clastiques (RST1c, c pour Cénomaniens) sont limitées à des bancs sablo - quartzo - calcaires, à laminations parallèles dominantes et laminations obliques à convolutées, granodécroissants. Ces *resédimentations* sont intercalées dans le type 3 calcaréo - argileux à marneux et silto - quartzeux de l'unité autochtone As1 du BSP (Marnes de Cassis).

Bien développées à la partie inférieure de la séquence majeure S2, dans le BSP, les *resédimentations* silicoclastiques (RST2c, c pour Cénomaniens) sont faciologiquement analogues aux précédentes, en bancs très bien stratifiés, essentiellement à laminations parallèles mais aussi convolutées, granodécroissants, quelques bases de bancs étant faites de lits coquilliers *rudstones* - *grainstones*. Des marnes quartzueuses grises, constituant l'unité autochtone silicoclastique As4 du BSP, s'intercalent dans ces bancs, le tout correspondant aux dits «Grès de l'Anse Sainte Magdeleine».

Les principaux problèmes posés sont ceux des :

- relations entre les types de *resédimentations* carbonatées et le style de développement des PFC ;
- significations exactes des grandes «masses» existant dans les RSC bréchiques de base, ici considérées comme étant des mégablocs ou olistolithes, allochtones, et non comme étant des biohermes ou *mud - mounds in situ* selon les interprétations antérieures ;
- places des *resédimentations* dans les cortèges sédimentaires et par rapport aux variations du niveau marin relatif ;
- contrôles des *resédimentations* : déstabilisation de croissance, tectonique...

## **II. 2 - Les affleurements visités**

### **II. 2. 1 - Choix des affleurements**

Les affleurements visités ont été choisis de manière à voir, d'une part, comment une première PFC *in situ* (correspondant à S1a) est rapidement disloquée pour donner les *resédimentations* macrobréchiques et bréchiques en domaine proximal, à la charnière PFC / BSP, et, d'autre part, comment ces *resédimentations* évoluent en domaine distal dans le BSP.

Ils ont été aussi retenus pour voir comment les «*resédimentations* sableuses» en grands cliniformes correspondent, d'une part, à d'autres processus de dépôts et, d'autre part, à des modalités différentes de développement d'une deuxième PFC (correspondant à S1b).

Les quatre affleurements visités, sont alignés sur un transect orienté NNE - SSW de La Bédoule à Cassis (trait blanc sur figure 1, arrêts 1 à 4 sur trait rouge sur figure 7, et arrêts 1 à 4 sur figure 8).

Ainsi, seront successivement visités au long du trajet emprunté :

**II. 2. 1. 1 - Colline au N des Sardons, au SW de La Bédoule**

Panorama sur la crête armant le Mont Gibaou (figure 8) : vue d'ensemble sur le complexe basal de resédimentations carbonatées (Cénomaniens moyen) dans sa partie proximale. Les problèmes posés et la situation des points d'étude de l'affleurement 2.

**II. 2. 1. 2 - Crête de La Bédoule à La Marcouline, Mont Gibaou**

Trajet menant de la PFC *in situ* aux premières dislocations de cette PFC puis aux coulées de débris proximales à mégablocs ou olistolithes (au moins 2 débris carbonatés). Environnements et processus de dépôts, fracturation hydraulique, reliefs sous-marins.

Clinoformes de calcarénites - calcirudites bioclastiques mises en place par *grain flows* et entourant - moulant les olistolithes de calcaires à coraux et / ou à rudistes au sein des coulées de débris.

**II. 2. 1. 3 - Crête de la Marcouline, partie sud.**

Clinoformes progradants à points d'inflexions faiblement ascendants : installation en haut niveau marin relatif non stabilisé (montée par à coups) en équivalence latérale de l'empilement des fines séquences de la PFC interne (partie supérieure de S1 = S1b).

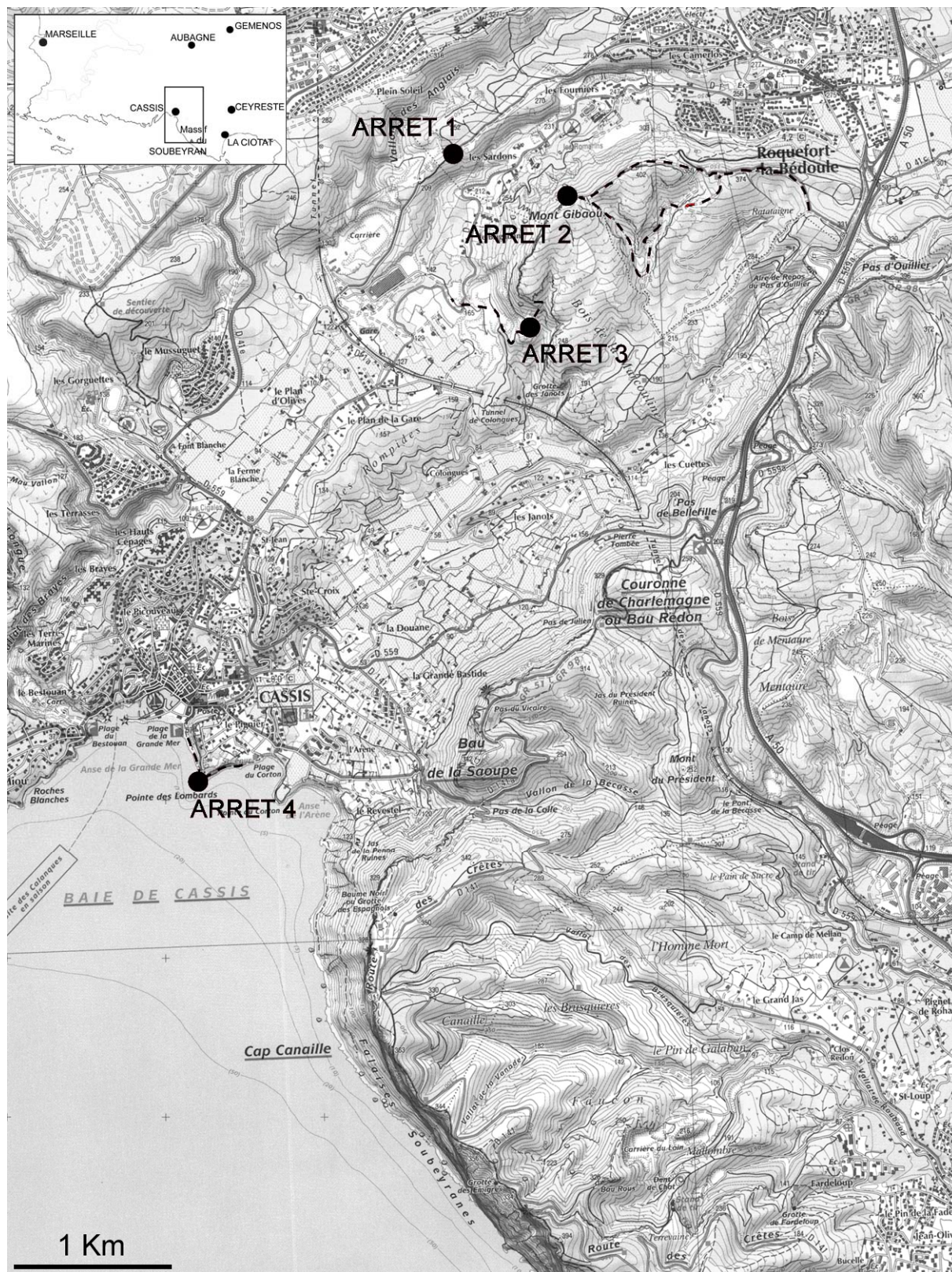
Panorama de l'évolution de la Formation de la Marcouline et des corps et cortèges sédimentaires de la séquence majeure S1, vers le BSP au Sud.

Panorama sur la Formation de Fontblanche et sur la séquence majeure S2 (début du Cénomaniens supérieur) de rampe carbonatée homocline.



**Figure 7 - Localisation géographique des affleurements visités en bordure nord - ouest et ouest du synclinal de Le Beausset.**





**Figure 8** - Localisation des quatre affleurements visités entre La Bédoule et Cassis (extrait de carte topographique IGN à 1.25000 réduite). En tirets noirs : les trajets associés aux visites d'affleurements.

#### **II. 2. 1. 4 - Coupe de Cassis - plage, sous le château. La série du BSP.**

Le «Banc des Lombards» *sensu lato* : empilement de minces séquences de rétrogradation de calcarénites circalittorales (Cénomaniens inférieur non basal à Cénomaniens moyen non sommital) en un cortège transgressif en remplissage de paléocreux d'érosion dans le substratum de marnes «gargasiennes» (discordance basale majeure «autrichienne»).

La «Surface des Lombards» : surface d'inondation majeure, condensation minéralogique et première resédimentation d'éléments de PFC.

Resédimentations carbonatées (partie supérieure du Cénomaniens moyen) en position distale : débrites calcaires (RSCbr 1 et 2) et turbidites calcaires grossières (Ta). Resédimentations à silicoclastiques en turbidites fines (Tb-c) en bancs lenticulaires (RST1c). Stratodécroissance des resédimentations carbonatées + stratocroissance des marnes silto - quartzzeuses à ammonites (As3) + série réduite = rétrogradation et approfondissement.

Limite majeure entre séquences S1 et S2 vers la fin du Cénomaniens moyen - début du Cénomaniens supérieur. Erosion, flux terrigène, régression forcée.

#### **II. 2. 2 - Description et interprétation des affleurements**

##### **II. 2. 2. 1 - Colline au N des Sardons, au SW de La Bédoule : panorama, problèmes posés**

La vue depuis le NW sur la crête de la Marcouline à la hauteur du Mont Gibaou au SE (figure 8) permet de distinguer, suivant une coupe longue de plus de 500 m et orientée NNE - SSW, les différentes RSC bréchiques et calcarénitiques qui constituent la moitié inférieure de la Formation de la Marcouline.

Sont reconnaissables (planche 1) :

- une unité bréchique basale, RSCbr1, incluant deux «masses» calcaires imposantes, l'une à l'extrémité NNE du panorama, l'autre vers le milieu. Le terme de «masse» est utilisé ici dans un état d'esprit descriptif, pour éviter les termes à connotations génétiques de «biohermes» ou «*mud-mounds*» sinon «récifs» ou «formations récifales» donnés dans les études antérieures (Philip, 1970, 1993, 1998 ; Maurin *et al.*, 1981 ; Philip *et al.*, 1994 ; Bassant, 1995 ; Gindre, 2003\*). La masse nord - orientale correspond à b1 de Philip (*op. cit.*) et la masse centrale à b2 du même auteur. Cette RSCbr1 est l'équivalent de l'unité B2 de Bouchard (1986) et de RS1 de Fouilhé (2001). Les unités sous - jacentes autochtones, As1 ou «Banc des Lombards» *sensu lato*, et As2 de calcaires argilo - quartzzeux à orbitolines, sont masquées par la végétation.

- une unité de «resédimentation calcarénitique» «RSCs»1, surtout noduleuse, d'épaisseur très inégale, équivalent de l'unité B3 de Bouchard (1986) et d'UA2 de Fouilhé (2001) ;

- une unité bréchique supérieure, RSCbr2, d'épaisseur très inégale aussi, équivalent de l'unité C1 de Bouchard (1986) et de RS2 de Fouilhé (2001) ;

- une unité de «resédimentation calcarénitique» «RSCs»2, très bien stratifiée, épaisse de 6 à 12 m, équivalent de l'unité C3 de Bouchard (1986) et de RS3 de Fouilhé (2001).

Les «masses» au NE et au centre de la crête ont une épaisseur telle que les unités «RSCs»1 et RSCbr2 et même la base de «RSCs»2 se biseautent contre elles ; seule la partie supérieure de «RSCs»2 les recouvrant (planche 1).

La partie NE de la crête avec sa «masse» sera analysée en détail avec les affleurements 2c.



## II. 2. 2. 2 - Crête de La Bédoule à La Marcouline, Mont Gibaou

Le trajet suivi (tirets sur figure 8) permet de voir successivement :

a - *La PFC in situ* (planche 2) tranchée par la route D559a parallèle à l'autoroute A50 à la sortie sud de La Bédoule.

Sans rentrer dans le détail, il convient de retenir là que la séquence S1 d'âge Cénomaniens moyen est elle-même organisée en 2 sous - séquences différentes S1a et S1b.

S1a comprend :

- l'unité autochtone As1 («Banc des Lombards» *sensu lato*) considérée comme représentant un cortège transgressif, rétrogradant, chargé des silicoclastiques de reprise par l'avancée marine, en milieu marin ouvert sous dynamique tidale ;

- l'unité As2, venant en transition sur As1 mais distincte par la diminution de la fraction quartzuse, la disparition des structures de fort hydynamisme, une teneur nettement plus élevée en glauconite granulaire, l'abondance des orbitolines... et considérée comme marquant l'approfondissement maximum ;

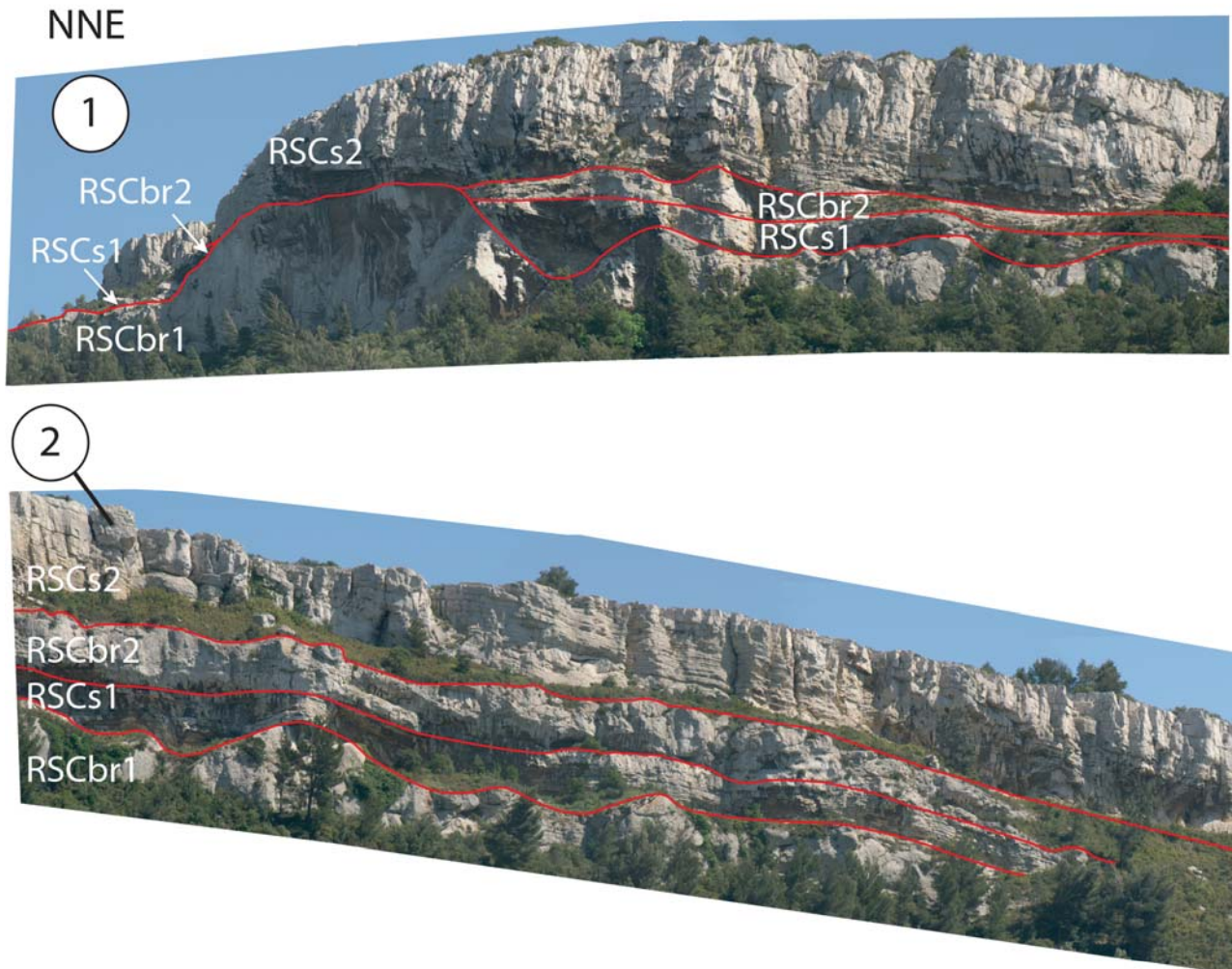
- l'unité Ac1, faite d'une barre calcaire (6 à 8 m d'épaisseur) dont l'évolution univoque des faciès, de *grainstones* à *Caprina* et *Ichtyosarcolithes* dominants, à *packstones* - *wackestones* à *Chondrodonta cf. joannae*, *Apricardia*, *Praealveolina*..., et à *wackestones* - *mudstones* argileux gris à faune de milieu lagunaire et à microfaune comprenant des charophytes..., correspond à un unique comblement biosédimentaire de l'espace créé, jusqu'à aboutir à l'émersion. Cette unité est donc considérée comme étant un cortège de remblayage, progradant, de haut niveau marin stabilisé, par une PFC à forte production et croissance rapide.

S1b est constituée d'une douzaine de séquences de dépôts élémentaires faites chacune de *floatstones* - *packstones* à *bafflestones* à rudistes, parmi lesquels de fréquents *Apricardia cf. laevigata*..., évoluant vers des *packstones* à *wackestones* à foraminifères benthiques porcelanés dominants, bioturbés, noircis et nodulés, et d'épaisseur comprise entre 0,5 et 2 m. Ces séquences sont considérées comme correspondant toutes à des comblements biosédimentaires d'espaces créés et menant à des émergences parfois accompagnées de pédogenèses. Ces séquences réunies en S1b formeraient le cortège de remblayage d'un haut niveau marin non stabilisé (haut niveau marin tardif). Agradantes sur une verticale, elle se montrent cartographiquement progradantes du côté distal (sud) et rétrogradantes du côté proximal (nord).

b - *Les premières dislocations de la PFC*, à environ 800 m à l'Ouest de l'affleurement précédent (étoile sur planche 3).

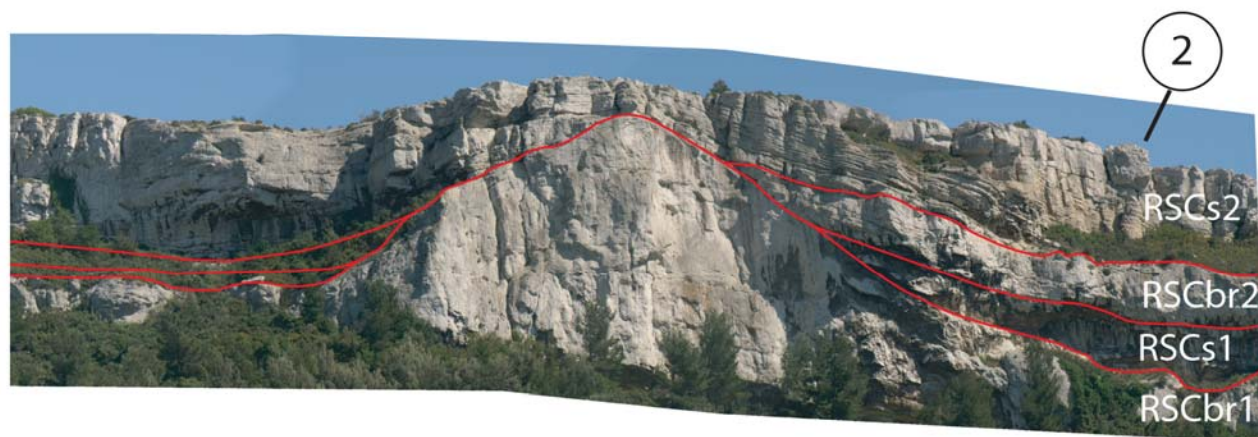
Au dessus de l'unité As2 faite de calcaires argilo - silteux glauconieux, bioturbés et à débit grumeleux, à orbitolines, ici épaisse de 5 à 6 m, la barre calcaire correspondant à Ac1, avec exactement les mêmes faciès calcarénitiques bioclastiques et la même faune de *Caprina adversa*, *Ichtyosarcolithes*, *Sphaerulites*... apparaît clairement disloquée. Des blocs de calcarénites sont emballés dans une matrice de calcaires argilo - silteux fortement perturbée. Certains mégablocs de ces calcarénites (olistolithes les plus proximaux ?) apparaissent avoir glissé sur la semelle de calcaires argilo - silteux et finissent par les poinçonner (planche 3). L'induration différente des deux faciès (précoce et forte pour les calcarénites, différée et faible pour les calcaires argilo - silteux ?) a probablement joué un rôle important dans la dislocation.

Le fait qu'apparaîtraient ici les premiers faciès de resédimentation (unité RSCbr1) comprenant des olistolithes, implique une topographie de pente et une position paléogéographique hors de la PFC *in situ*. Sachant que les lignes d'isofaciès sont orientées ESE - WNW à SE - NW (cf. figure 1) et que l'affleurement visité se situe à environ 800m à l'Ouest de la PFC vue en place précédemment, il est probable que la bordure de cette PFC se situe à quelques centaines de mètres au Nord de cet affleurement.



**Planche 1 - La crête de La Marcouline, Mont Gibaou ; panorama depuis la colline au dessus du lieu dit les Sardons à l'WNW de la crête : les unités de resédimentation carbonatées basales d'âge Cénomaniens moyen**

Sont données les équivalences des unités RSCbr1 et 2 + «RSCs»1 et 2 de cette étude avec les unités RS1 à 3 + UA 1 et 2 de Fouilhé (2001) ainsi qu'avec les unités B2 et B3 + C1 à C3 de Bouchard (1986).



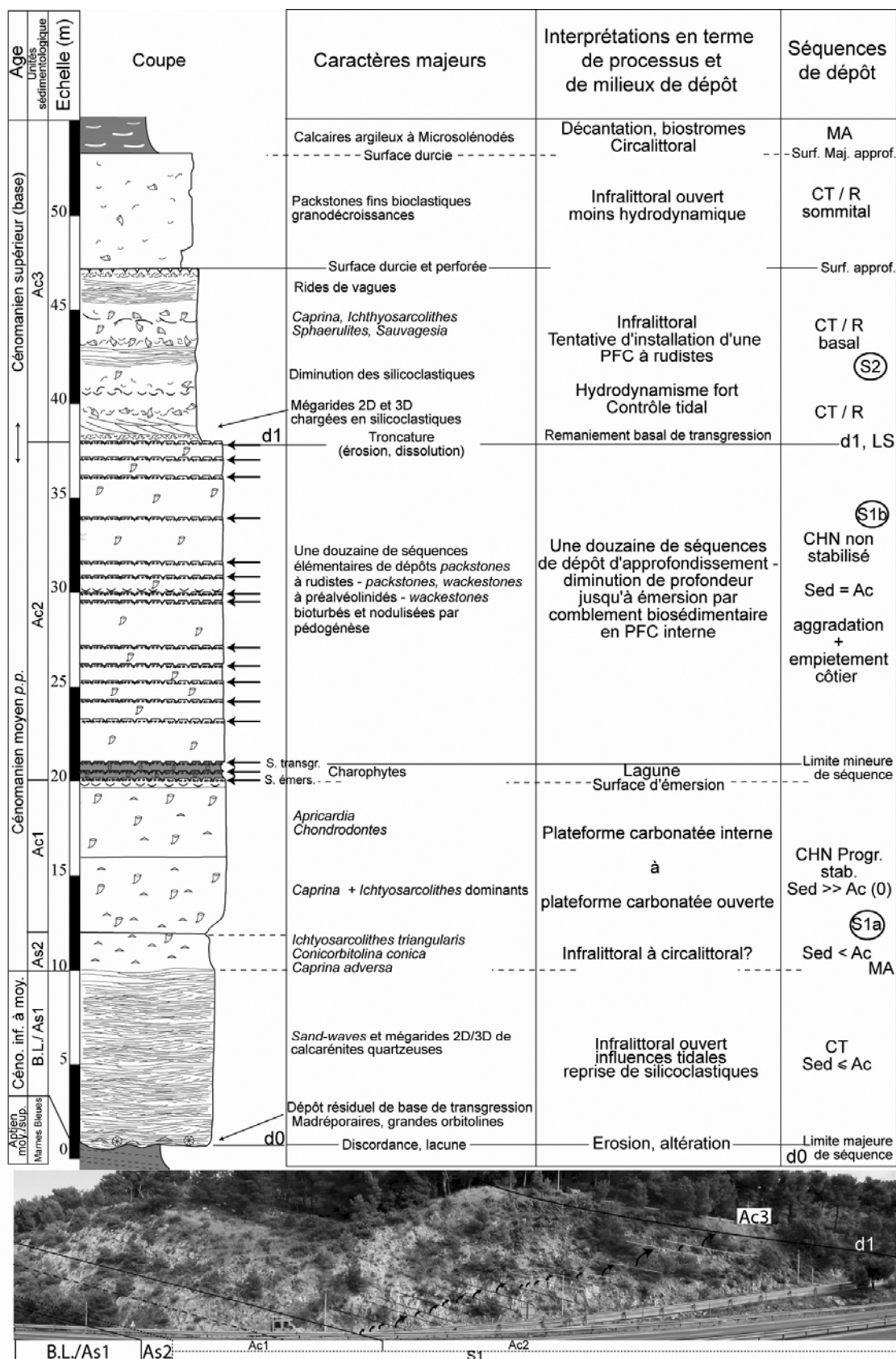


Planche 2 - Coupe schématique, levée au long de la tranchée de la route D559a, à la sortie sud de La Bédoule, de la première séquence (S1) de PFC *in situ* d'âge Cénomanien moyen



c - Les coulées de débris proximales à mégablocs ou olistolithes au Mont Gibaou (point noir -arrêt 2- sur planche 4)

Cet affleurement, situé à un peu plus d'1 km à l'WSW du précédent, permet de toucher d'abord la première «masse» (planche 4) puis la seconde «masse» (planche 5) repérées depuis le panorama du dessus des Sardons et situées sur le côté nord - est et vers le centre de la crête de La Marcouline (planche 1).

La première observation capitale est que les deux «masses» sont emballées dans une brèche hétérométrique et polygénique où sont mélangés pèle - mèle des blocs de toutes tailles de calcarénites bioclastiques à rudistes (éléments déplacés de l'unité Ac1) et des blocs de calcaires à madréporaires (microsolénidés dominants), le tout dans une matrice microbréchique à éléments identiques aux précédents et à calcaires argilo - silteux à orbitolines. La deuxième observation majeure est que la première «masse» est justement faite aussi et uniquement de ces calcaires à madréporaires, tandis que la seconde «masse» ne livre ces calcaires coralliens qu'à sa partie supérieure (dans deux olistolithes supérieurs, cf. ci-après). La troisième observation enfin est que ce faciès de calcaires coralliens n'apparaît pour la première fois qu'à environ 500 m à l'ENE de cet affleurement, et qu'il n'est pas connu sur la PFC *in situ*.

La cartographie détaillée de la première «masse», de ses limites et de ses contacts avec les éléments de la brèche (Fouilhé, 2001) montre à l'évidence que cette «masse» n'est qu'un mégabloc ou un olistolithe de cette brèche. Ne peuvent être retenus les qualificatifs de «bioherme», «récif», «formation récifale», «*mud mound*» (monticule micritique) utilisés précédemment (Philip, 1970, 1993, 1998 ; Maurin *et al.*, 1981 ; Philip *et al.*, 1994 ; Bassant, 1995 ; Gindre, 2003\*) pour désigner cette «masse», tout comme la deuxième située à faible distance vers le SW (cf. ci - après et planche 5), tout comme celles diversement réparties dans le plateau de La Marcouline en arrière au SE de la crête (exemple : 1 sur planche 6).

Ce mégabloc, haut au maximum d'une vingtaine de mètres et à extension latérale de 60 à 70 m environ, est constitué d'un faciès qui peut sans conteste être qualifié de bioconstruit.

Ce faciès est en effet un *wackestone - packstone* à coraux lamellaires (microsolénidés, 2 sur planche 4) et massifs, pouvant être aussi un *bafflestone* à microsolénidés, sinon vers le haut de l'olistolithe à un *framestone* lorsque apparaissent des coraux massifs et de rares coraux branchus, sinon encore à un *bindstone* lorsque interviennent des organismes encroûtants (cf. ci-après) (nomenclature d'Embry & Klovan, 1971). Le rapport moyen éléments figurés / matrice micritique est d'environ 0,2 (Fouilhé, 2001).

De même, la cartographie détaillée de la deuxième «masse», de ses limites et de ses contacts avec les éléments de la brèche environnante, montre que cette «masse» résulte de l'empilement d'un mégabloc ou olistolithe inférieur de calcarénite bien stratifiée à rudistes (haut d'une quinzaine de m et long d'une centaine de m) et de deux (ou trois) mégablocs ou olistolithes, entassés en une hauteur de 20 à 25 m, de calcaires coralliens identiques à ceux de la première «masse» (planche 5). Dans ce cas aussi, ne peuvent être retenus les qualificatifs de «bioherme», «récif», «formation récifale», «*mud mound*».

En outre, pas plus que la morphologie, l'abondance de la micrite ne justifie l'appellation de «*mud mound*» pour les calcaires bioconstruits à coraux de ces deux masses et des autres qui affleurent dans le bois de La Marcouline (planche 6). Les observations au MEB et les analyses des isotopes stables C et O (Fouilhé, 2001), montrent une boue micritique marine primaire fossilifère et une micrite - microsparite (pouvant évoluer en sparite), marine aussi, d'infiltration et remplissage dans les vides de dissolution (essentiellement des bioclastes) et peu de micrite d'origine microbienne, notamment de type peloidal. Il n'y a pas de *stromatactis* vrais, caractéristiques des «*mud - mounds*» mais simplement les remplissages microsparitiques à sparitiques de vides de dissolution de formes diverses et éloignées de celles des *stromatactis*.

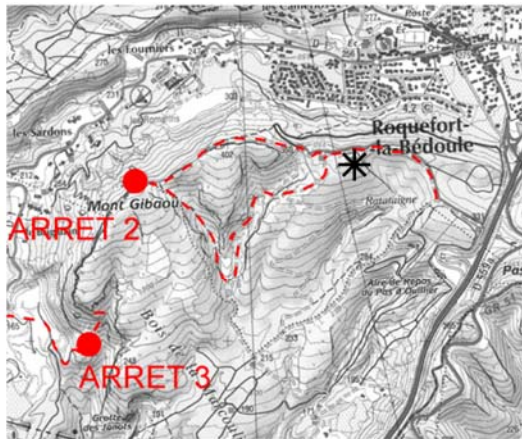
**Planche 3 - Dislocation de la PFC et premiers déplacements (glissement d'olistolithes et débruite cohésive) d'éléments de PFC (RSCbr1) : affleurement de bord de chemin forestier à 800 m - 1 km à l'Ouest du pont de l'auroroute A50 au Sud de La Bédoule**

**1** - Contact tranché entre calcaires argilo - silteux pétri de *Conicorbitolina conica* (unité As2), en dessous, et banc déplacé de calcarénite bioclastique à *Caprina adversa* et *Ichtyosarcolithes*, au dessus (élément déplacé de l'unité Ac1).

**2** - Blocs de calcarénites bioclastiques à rudistes (éléments déplacés de l'unité Ac1) emballés dans une matrice de calcaires argilo - silteux à orbitolines fortement déformée. Les degrés différents d'induration des calcarénites (induration précoce des sables bioclastiques d'origine) et des calcaires argilo - silteux (peu ou pas indurés lors de la dislocation de la PFC) ont probablement joué un rôle important dans le glissement des blocs et la déformation de la matrice.

**3** - Bloc - olistolithe de calcarénites bioclastiques à rudistes (éléments déplacé de l'unité Ac1) glissé et poinçonnant les calcaires argilo - silteux à orbitolines (unité As2 *in situ* mais déformée au contact). Figures de glissement, quelques figures de charge. Echelle : Jâmes Gari.

**4** - Détails, pris sous un angle différent, des blocs et matrice exposés sur la photographie 2.





## Planche 4 - Crête de La Marcouline : les resédimentations carbonatées brèchiques (RSCbr) à mégablocs ou olistolithes, et calcarénitiques («RSCs») en cliniformes

**1** - «Pseudo - bioherme» du côté nord - est de la crête de La Marcouline. En réalité, il s'agit d'un mégabloc ou olistolithe, fait de calcilutites à coraux (microsolénidés dominants à sa base), très probablement arraché d'un biostrome étendu sur la pente externe en contrebas de la PFC qui se situait plus au N (à une distance de l'ordre du km ?). Cet olistolithe est partie intégrante d'une mégacoulée de débris (RSCbr1) comprenant en abondance des blocs de nature très différente : de calcarénites stratifiées à rudistes issues du bord de la PFC. D'autres calcarénites («resédimentations sableuses» au départ, mises en place par *grain flows*, «RSCs») ont postérieurement moulé l'olistolithe proéminent dans la mégacoulée.

**2** - Base de l'olistolithe de RSCbr1 fait de microsolénidés à morphologie d'assiette, dans une matrice micritique. Le banc sous jacent de packstones bioclastiques quartzo - glauconieux à orbitolines (unité As2) a été cisailé par le glissement de l'olistolithe.

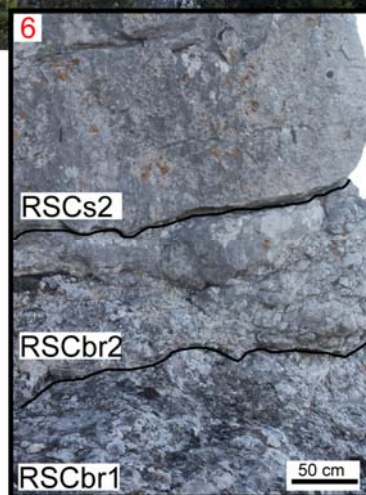
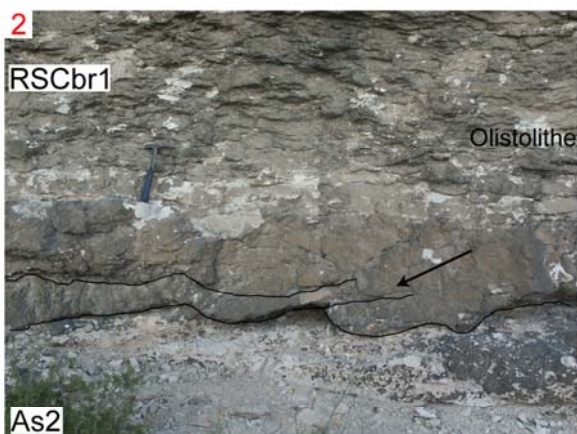
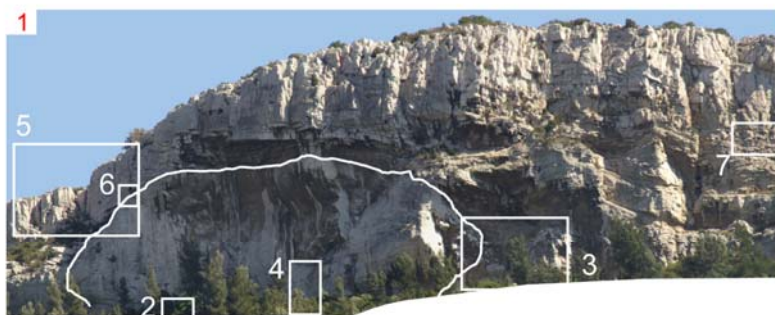
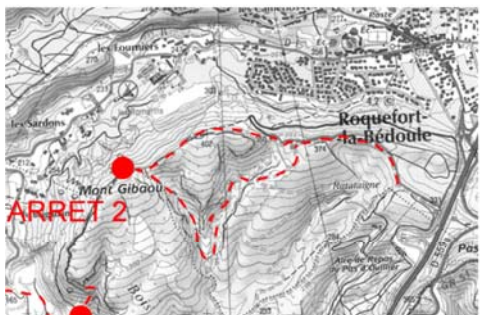
**3** - Bordure ouest (trait noir) de l'olistolithe de RSCbr1 et son emballage de brèche à blocs hétérométriques et polygéniques de calcarénites stratifiées à rudistes, de calcaires micritiques coralliens et de matrice de calcaires argilo - silteux à orbitolines remaniés. L'olistolithe est partie intégrante de la mégacoulée de débris RSCbr1. Echelle : Raphaël Blanke.

**4** - Injection verticale de brèche à blocs de calcarénites à rudistes, de calcaires argilo - silteux à orbitolines...au cœur de l'olistolithe. Largeur de 1m et hauteur visible de 5 à 6 m. Conséquence d'une fracturation hydraulique sous l'effet des énormes pressions liées au glissement de l'olistolithe sur et dans son emballage bréchiq ue d'où l'injection *per ascensum* de cet emballage.

**5** - Calcarénites bioclastiques à rudistes dominants (*Caprina* et *Ichtyosarcolites*), à coraux, à orbitolines, en bancs très régulièrement stratifiés à laminations internes planes ou subplanes et parallèles. Ces calcarénites résultent de mises en place par *grain flows* = «resédimentations sableuses» «RSCs» 2 (cf. planche 1). Ces calcarénites moulent (splendide *onlap* ou biseau de recouvrement) une coulée de débris (RSCbr2) qui elle-même moule le bord supérieur de l'olistolithe proéminent dans la mégacoulée RSCbr1. La photographie est prise sur le bord supérieur oriental de l'olistolithe du côté nord - est de la crête de La Marcouline. Latéralement, en moins de 20 m vers l'E, des faciès de calcarénites *packstones* - *grainstones* bioclastiques et à orbitolines, noduleuses, remaniées (de *bottomsets* de cliniformes de «RSCs»1) s'intercalent entre RSCbr1 et RSCbr2.

**6** - Détail de l'intercalation de RSCbr2 au dessus de l'olistolithe de RSCbr1 et en dessous des calcarénites bioclastiques de RSC2 (position du détail sur la photographie 5).

**7** - Structure canaliforme à la partie inférieure de «RSCs»2 dans l'abri sous roche à l'E de la «masse» ou «pseudo - bioherme» du centre de la crête de la Marcouline. Il s'agit d'une coulée de sables bioclastiques (calcarénite à calcirudite), érosive, de type langue de sable ou «*sand tongue*» sur un *foreset* ou un bas de *foreset* de cliniforme. Les cannelures d'érosion (mal préservées) ont une direction à peu près N - S. Latéralement, cette structure passe à un banc mince de mêmes calcarénites à laminations planes parallèles.



## Planche 5 - Crête de La Marcouline : les resédimentations carbonatées bréchiques (RSCbr) à mégablocs ou olistolithes, et calcarénitiques («RSCs») en cliniformes

**1** - «Pseudo - bioherme» du centre de la crête de La Marcouline. Cénomaniens moyens. «Masse» ou édifice en réalité constitué de l'empilement de plusieurs gros olistolithes, dont l'inférieur est fait de calcarénites bien stratifiées à rudistes et les supérieurs (2 ou 3) sont faits de calcilutites à coraux (microsolénidés dominants à leur base), au sein d'une mégacoulée de débris (RSCbr1). Des calcarénites («resédimentations sableuses» au départ, mises en place par *grain flows*, «RSCs») ont postérieurement moulé l'édifice proéminent dans la mégacoulée. Cette photographie est celle de l'affiche du X<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie et de la page d'accueil du site web du même Congrès.

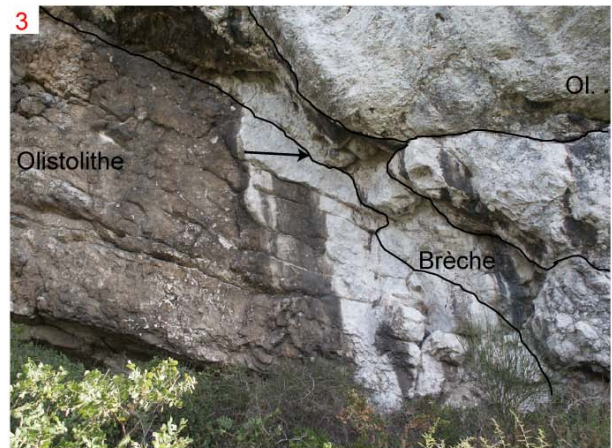
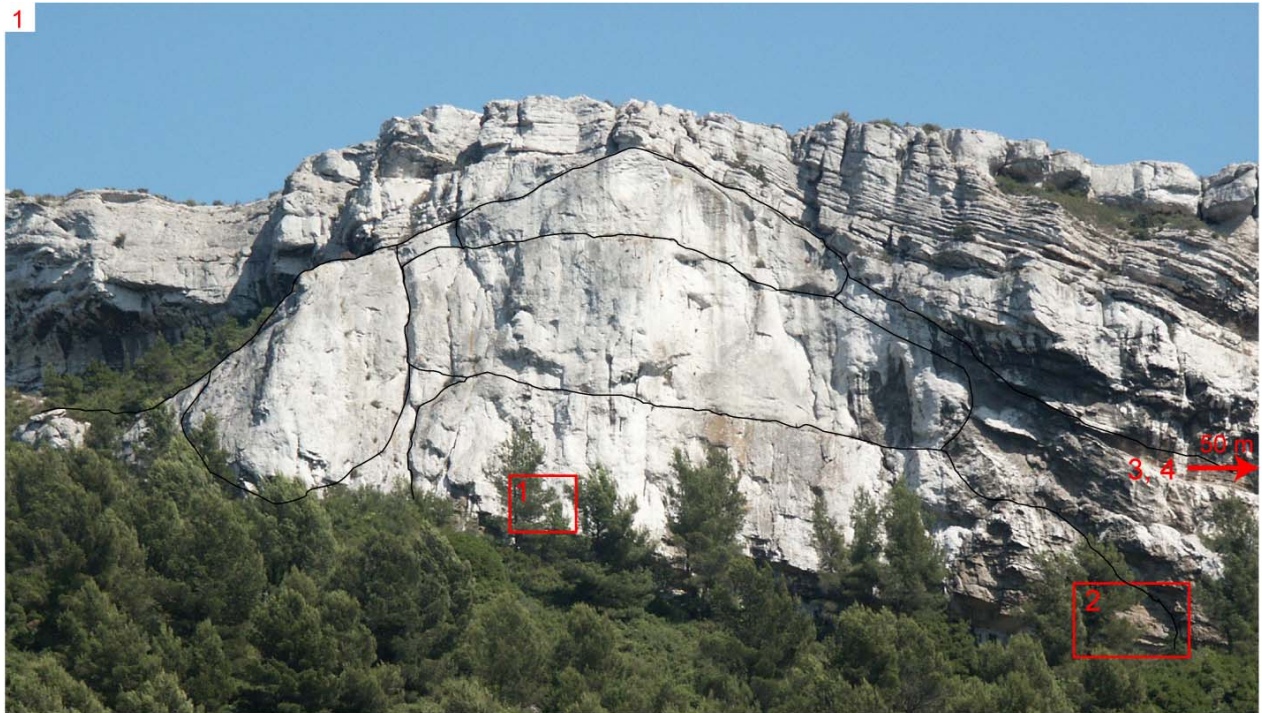
**2** - Substrat de l'olistolithe inférieure de calcarénites bien stratifiées à rudistes qui constitue la partie inférieure de la «masse» ou édifice «pseudo - biohermal» du centre de la crête de La Marcouline. Ce substrat est fait des calcaires *packstones* bioclastiques quartzo - glauconieux à orbitolines (unité As2). Cette unité est ici nettement bréchifiée (elle renferme des blocs de calcarénites qui de plus la déforment lors du déplacement) et sur - déformée par le glissement des olistolithes. Situation de la photographie dans l'encart médian de 1. Echelle : François Fournier.

**3** - Terminaison sud - occidentale de l'olistolithe inférieure de calcarénites bien stratifiées à rudistes qui constitue la partie inférieure de la «masse» ou édifice «pseudo - biohermal» du centre de la crête de La Marcouline. Cette terminaison se fait dans la brèche à blocs hétérométriques et polygéniques de calcarénites à rudistes, de calcaires micritiques coralliens et de matrice de calcaires argilo - silteux à orbitolines remaniés, de sorte que cet olistolithe est partie intégrante de la mégacoulée de débris RSCbr1.

**4** - Sommet d'un mégabloc ou olistolithe de RSCbr1 (flèche à gauche) moulé par des calcarénites *packstones* - *grainstones* bioclastiques et à orbitolines, argilo - silteuses et noduleuses, très remaniées et partiellement bréchifiées (de *bottomsets* de cliniformes de «RSCs»1) et par une autre brèche polygénique et hétérométrique (RSCbr2) (cf. planche 1, verticale 2). Les flancs quasi verticaux du mégabloc sont incompatibles avec ceux d'une bio - édification et propres à ceux d'un bloc de brèche. Photographie prise dans l'abri sous roche situé juste à l'WSW de la grande «masse» du centre de la crête de La Marcouline. Echelle : Raphaël Blanke.

**5** - Rouleau synsédimentaire, de type *slump*, de *packstones* - *grainstones* bioclastiques et à orbitolines, argilo - silteux et noduleux, bréchifiés syn - sédimentairement, sur le flanc ouest du mégabloc de la photographie 4 (cette structure se situe juste dans le prolongement du bas droit de la photographie 4). Une telle déformation d'un faciès partiellement induré aurait pu être accentuée par le glissement suivant le flanc quasi vertical du mégabloc (dans cet ordre d'idée, les calcaires bioclastiques argilo - silteux à orbitolines au contact du mégabloc apparaissent très nettement étirés). L'axe du rouleau de direction *grosso modo* N - S indiquerait un déplacement vers l'Ouest.





De plus, de tels faciès bioconstruits ne constituent généralement pas des monticules ou des biohermes ou encore des récifs au sens de relief positif.

Au contraire, ils sont le plus souvent agencés en biostromes qui peuvent atteindre une épaisseur de 10 m ou plus mais sur une grande extension latérale. Pour illustrer cette affirmation, il n'est pas nécessaire de se référer aux très nombreux exemples de telles bioconstructions, décrits en détail dans la littérature bio-sédimentologique : il suffit de se déplacer d'environ 1,5 km vers l'Est (près de «Ratatagne» sur l'encart en haut à gauche de la planche 5, affleurement susceptible d'être vu au retour du trajet) pour observer de tels faciès et biostromes micritiques à microsolénidés, mais appartenant à la deuxième séquence majeure S2, d'âge Cénomanién supérieur (m sur figure 6, correspondant au maximum d'approfondissement de S2).

La dislocation de tels biostromes a donné ces mégablocs ou olistolithes (non parfaitement sinon peu indurés au vu de leur morphologie plutôt arrondie) glissant au long de la pente en contrebas de la bordure externe de la PFC, inclus dans une coulée de débris, et qui sont autant de reliefs faisant illusion de «récif» au sens d'élévation bioconstruite.

Considérer la brèche qui emballe les mégablocs comme étant une «brèche récifale» (Bassant, 1995 ; Gindre, 2003\*) n'est pas plus recevable, étant donné que cette brèche est polygénique et qu'il y a nettement plus d'éléments faits de calcarénites à rudistes, de calcaires argilo-silteux à orbitolines et autres faciès tous complètement étrangers aux bioconstructions, que de faciès coralliens.

Outre les madréporaires dominés par les microsolénidés, la micrite des faciès bioconstruits renferme de la microfaune pélagique de radiolaires, pithonelles, foraminifères (*Hedbergella*), échinodermes (*Saccocoma*) ; de la microfaune benthique de foraminifères (orbitolines surtout, miliolidés, rares préalvéolines) et d'ostracodes ; de la macrofaune de lamellibranches dont de rares rudistes, d'éponges siliceuses (spicules d'hexactinellides), de bryozoaires ; de la microflore d'algues vertes et rouges ; des organismes encroûtants de type cyano-bactérien (*Bacinella irregularis*) ou algue rouge (*Polysrata alba*) ou foraminifère (*Lithocodium agregatum*, *Koskinobullina socialis*)...

Toute cette association de faune et flore caractérise un milieu de formation marin ouvert sur le large, dans la zone photique mais relativement profond (les morphologies lamellaires des microsolénidés sont interprétées comme étant une réponse à une faible illumination ; Insalaco, 1996) de l'ordre de -50 à -80 m (?).

De plus, la distribution de ces organismes du bas vers le haut des olistolithes de faciès à coraux (ces mégablocs, simplement glissés, ayant gardé leur polarité originelle) montre une évolution correspondant probablement à une diminution de profondeur. Ainsi :

- les microsolénidés, les plus plats et étalés, sont très dominants à la base, associés à des éponges siliceuses ;

\*Les formulations suivantes de Gindre (2003, p. 81) «L'interprétation plus récente de ces édifices en terme d'olistolithes semble en fait dériver d'une généralisation des observations effectuées dans le Turonien et le Coniacien du bassin (Floquet & Hennuy, 2001) où leur présence est indiscutable. Tandis que dans le cas du Cénomanién, les relations entre les faciès construits d'une part et la superposition de plusieurs unités sur une verticale d'autre part, semblent définitivement invalider cette hypothèse.» obligent à faire quelques remarques. Tout d'abord, il s'agit d'un procès d'intention étant donné que l'hypothèse que ces édifices ou «masses» soient des olistolithes est écrite pour la première fois par Floquet *et al.* dans ce livret guide\*\*. Cette hypothèse avait été donnée oralement et antérieurement (2001, 2002) à Gindre en fonction des travaux de Master réalisés par Fouilhé (2001, Université Laval, Québec, sous la direction de M. Floquet et P.A. Bourque) et dont Gindre était donc *de facto* informé. Cette hypothèse ou interprétation ne dérive donc en aucun cas d'une «généralisation des observations effectuées dans le Turonien et le Coniacien du bassin...» mais d'un travail méticuleux de cartographie des corps, de sédimentologie, géochimie... (Fouilhé, 2001), de plus fait en partie sur des échantillonnages pratiqués au «jumar» sur toute la hauteur des 2 «masses» principales par C. Coulier & C. Carrion (1980, 1982) sous la direction de J. Philip. En sciences il est toujours présomptueux de «définitivement invalider cette (une) hypothèse». \*\*En réalité, dès 1986, Bouchard, dans son Mémoire de Thèse remarquablement bien documenté, sans traiter nommément des deux dites «masses» (les b1 et b2 de Philip, *op. cit.*), avait déjà considéré les brèches qui les renfermaient comme étant de grandes coulées de débris (*debris flows*) incluant des olistolithes.



- les microsolenidés diminuent en nombre, comme les éponges siliceuses, au profit de coraux massifs vers le haut ;
- et enfin au sommet, des coraux branchus apparaissent parmi les formes massives (Fouilhé, 2001).

Cette évolution peut en effet indiquer une augmentation des gradients photique et hydrodynamique, liée à une diminution de la profondeur, elle même commandée par la croissance verticale et progradante de la pente sous la bordure externe de la PFC.

Il est envisageable que cette diminution de profondeur ait pu conduire de profondeur de l'ordre de -50 à -80 m (?) (lors du dépôt de AS2) à moins d'une dizaine de mètres d'eau (?). Quoiqu'il soit il a dû y avoir une tranche d'eau haute d'au moins 40 m, hauteur maximum des plus grandes «masses» resédimentées (en supposant qu'elles se sont édifiées en une fois) dont le sommet ne montre aucune indice d'émersion.

A ce propos, dans toute la séquence S1 d'âge Cénomaniens moyen dans cette partie proximale du BSP, que ce soit dans les RSCbr ou dans les RSCs, il n'existe aucune évidence sédimentologique ou géochimique d'émersion. Ainsi, quasiment tous les ciments sparitiques et matrices micritiques de toutes les unités sédimentologiques étudiées, ont donné des signatures isotopiques marines, avec des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  comprises entre -6,2 et -1,8 (PDB,  $\pm 0,1$ ) et des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  comprises entre 3 et 3,8 (PDB,  $\pm 0,5$ ) (Fouilhé, 2001).

Une zonation faciologique fonction de la profondeur, du BSP, de la charnière BSP / PFC et de la PFC, suivant un profil aval - amont, est ainsi proposée pour la sous - séquence S1a (figure 9) :

- calcaires argilo - silteux ou marnes à ammonites distalement (As3) et calcaires argilo - silteux à orbitolines proximale (As2) ;
- micrites à microsolenidés étalés et à spongiaires siliceux, en biostromes, en bas de pente ;
- micrites et sables boueux à coraux massifs voire branchus, vers le haut de la pente ;
- sables bioclastiques à rudistes *Caprina*, *Ichtyosarcolithes*, *Sphaerulites*... en bordure externe de PFC sous fort hydrodynamisme et très faible tranche d'eau ;
- boues sableuses ou micrites à *Apricardia*, monopleuridés... et préalvéolinidés... de PFC interne sous hydrodynamisme modéré ;
- boues à macro- et microfaune de milieu lagunaire, voire avec charophytes... au plus proximal.

Il est fort probable que la bordure externe de la PFC se situait à une distance de l'ordre de 1 à 2 km ou quelque peu plus (?) au N de l'endroit de cet affleurement 3, sachant que cet affleurement est éloigné vers le SW par rapport à la PFC vue en place au Sud de La Bédoule, et se rappelant que les lignes d'isofaciès sont orientées ESE - WNW à SE - NW (cf. figure 1).

La pente, reliant la PFC *in situ* au BSP, où devaient se développer les supposés biostromes à coraux lamellaires et massifs, se situait sans doute à faible distance au Nord. Les mégablocs ou les plus gros olistolithes de ces calcaires construits à coraux, inclus dans les mégacoulées, ont dû se bloquer en pied de pente et n'avoir glissé que sur des distances comprises entre quelques centaines de mètres et 1 à 2 km (?).

En ce qui concerne les processus de dépôt, il n'est pas question ici de traiter de tous les phénomènes régissant les écoulements gravitaires en masse et leur évolution. Une synthèse claire et complète à ce propos a été donnée récemment par Razin *et al.* (2003).

Il suffit de retenir ici que les RSCbr étudiées résultent d'écoulements gravitaires de type *debris flow* ou coulée de débris, interprétation identique à celle proposée par Bouchard dès 1986. Leurs matrices boueuses, leurs éléments auto - supportants sans évidence de choc, l'absence de structures de déformation de type *slump*, sont caractéristiques de coulées à viscosité élevée, cohésives, capables de transporter des blocs de grande taille. La diminution de la matrice boueuse à la partie supérieure des coulées pourrait résulter de l'infiltration du matériel fin entre les clastes après la mise en place de ces coulées.

## Planche 6 - Sur le revers sud - est de la crête de La Marcouline (bois de la Marcouline) : les resédimentations carbonatées bréchiqes (RSCbr) à mégablocs ou olistolithes, et calcarénitiques («RSCs») en cliniformes ; les surfaces de discontinuité au toit du «Banc des Lombards» *sensu lato* et au toit de la séquence majeure S1

1 - Olistolithe de calcaire corallien (bioconstruit à l'origine) rattaché à RSCbr2 et emballé dans sa matrice bréchiq polygénique (bancs moulant le dessus de l'olistolithe). Les contacts latéraux de l'olistolithe et de la brèche se voient très mal de loin et la morphologie lenticulaire, mimant une lentille biohermale, n'est que le résultat d'érosion de faciès différents mais à cimentation relativement homogène. Les strates disposées en biseaux de recouvrement du bord sud - est (droit) de l'olistolithe sont des calcarénites bioclastiques à rudistes, de coulées sableuses à l'origine («RSCs»2).

2 - Cliniformes arqués progradants et faiblement ascendants (déduction faite du pendage régional d'environ 10° vers le SE) de calcarénites bioclastiques à rudistes, de coulées sableuses à l'origine («RSCs»2). Du haut vers le bas des *foresets*, les bancs diminuent d'épaisseur (de 50 - 70 cm à 10 - 20 cm), ont une pente décroissante (de 7 - 8 degrés à presque 0 par asymptote) et ont une granulométrie décroissante pour passer aux *packstones* - *grainstones* bioclastiques noduleux, faiblement argilo - silteux, à orbitolines, qui constituent le début des *bottomsets*. Ces pieds de *foresets*, plus friables, sont disséqués en creux dans les crêtes. Des rudistes (*Caprina*, *Ichtyosarcolithes* et *Sphaerulites*... dominants) apparaissent entiers et parfois en position de vie sur le rebord supérieur des *foresets* et sur les *topsets* des cliniformes (cf. photographie 5). L'empilement vers le BSP, mais ascendant, des cliniformes (relevés cartographiques) implique que leur mise en place se faisait lors de remontées modérées du niveau marin relatif (haut niveau marin relatif non stabilisé de la sous - séquence S1b).

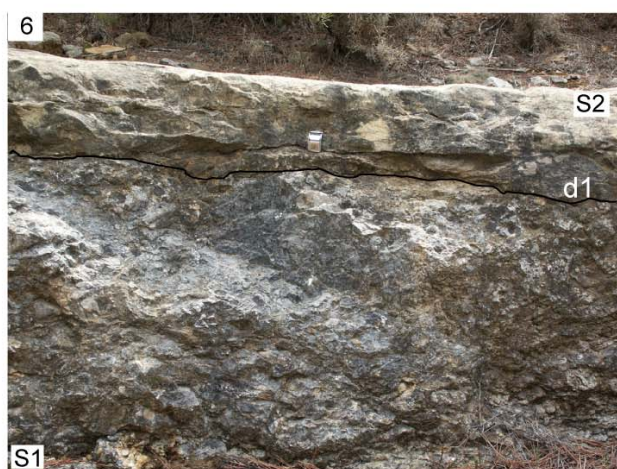
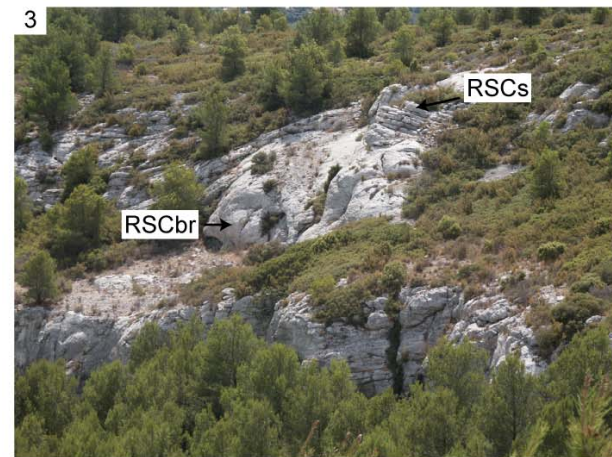
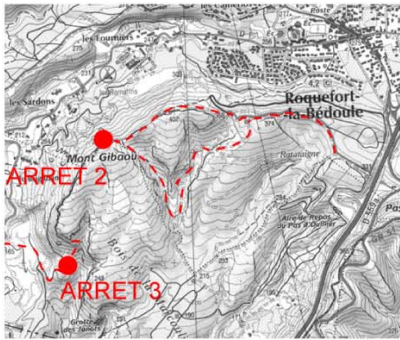
3 - Empilement d'olistolithes de calcaire corallien (bioconstruit à l'origine) emballés dans leur matrice bréchiq polygénique et recouverts par les cliniformes de calcarénites bioclastiques. Les deux mégacoulées (RSCbr1 et RSCbr2), avec leurs olistolithes, peuvent parfois être directement en superposition, sans intercalation de calcarénites en cliniformes, ce dispositif dépendant des reliefs (positifs et négatifs) de la première mégacoulée (la plus importante) qui ont guidé les progradations de sables bioclastiques.

4 - La «Surface des Lombards» dans sa position la plus proximale. Le «Banc des Lombards» *sensu lato* se termine ici par une surface durcie, verdie par concentration de glauconite (oxydation ferrique rouille de la glauconite, d'où l'aspect de surface ferruginisée), avec pseudo - galets de remaniement par bioturbation surtout (la plupart des pseudo - galets sont verdis) et recouvrement par les *packstones* bioclastiques argilo - silteux à orbitolines (unité As2) dans lesquels se trouvent ici, par placages, des *Caprina* et *Ichtyosarcolithes*. La présence de cette surface, en bordure proximale du BSP, alors qu'il y a transition entre le «Banc des Lombards» *sensu lato* (As1) et As2 à la hauteur de la PFC (cf. II. 2. 1. 2 a -), correspond à un taux de sédimentation réduit ici alors que la transgression marine se réalise sur la PFC.

5 - *Caprina adversa* entière, les deux valves encore jointes, probablement en position de vie sinon peu déplacée, sur un *topset* de cliniforme de calcarénites bioclastiques progradantes (cf. 2).

6 - Discontinuité majeure d1 faisant limite entre les séquences majeures S1 (Cénomanién moyen) et S2 (fin du Cénomanién moyen ? - Cénomanién supérieur p.p.) (cf. figures 5 et 6). Les calcaires sommitaux de S1 (toit de la sous - séquence S1b) faits ici de *bafflestones* / *rudstones* à *Apricardia* cf *laevigata* et monopleuridés (*Gyropleura* ? cf. *rugosa*), typiques de PFC interne (ils sont sous - jacents aux *wackestones* à *Praealveolina* dans les séquences élémentaires de dépôts), sont tronqués et brusquement recouverts par des grès calcaires ou calcaires très quartzeux marins roux (décalcification de surface en sables roux) agencés en mégarides. Les tests des rudistes sous la troncature ont été dissous, ce qui suggère un épisode d'émersion, avant d'avoir été remplis par le sédiment quartzo - calcaire. Cette discontinuité est donc considérée comme exprimant à la fois l'abandon et l'érosion de la PFC de S1b pendant un bas niveau marin relatif (le cortège de bas niveau marin relatif correspondant est l'accumulation des RST2c silicoclastiques non issues de la PFC, cf. affleurement 4 à Cassis) et l'érosion de base de transgression de S2 sur la PFC. Les grès calcaires / calcaires quartzeux représentent ici le cortège transgressif basal de S2 qui incorpore les derniers silicoclastiques de fin de bas niveau marin relatif.







d - Les cliniformes des «resédimentations calcarénitiques» («RSCs») en recouvrement des mégablocs ou olistolithes des RSCbr ; les surfaces de discontinuité au toit du «Banc des Lombards» sensu lato et au toit de la séquence majeure S1 dans le bois de La Marcouline (tirets noirs indiquant le trajet vers le SSE puis le NE à partir de l'arrêt 2, sur planche 6)

Les affleurements de flancs de vallons dans le revers de la crête de La Marcouline, plus ceux de la crête elle-même et du plateau permettent une reconstitution 2D à 3D des dites «resédimentations calcarénitiques» «RSCs» (2 et 5 sur planche 6). Ils permettent aussi de bien noter les évolutions de faciès dans ces corps, des *topsets* aux *foresets* et *bottomsets*.

Sur les *foresets*, les calcarénites qui constituent les bancs très bien individualisés (séparés par des joints probablement argilo - silteux) sont des *grainstones* (à *rudstones*) bio- et lithoclastiques. Elles peuvent prendre une texture *packstone* en raison d'une forte compaction marquée par une importante stylolitisation. Les débris dérivent de lamellibranches dominés par les rudistes, d'échinodermes, de madréporaires, d'orbitolines... Les lithoclastes sont souvent faits de *packstones* à *wackestones* à spicules d'éponges siliceuses, bryozoaires, foraminifères benthiques (*Dorothia*, *Nezzazata*, *Textularia*, miliolidés, orbitolines...), ostracodes, pithonelles...

Les bancs sont le plus souvent structurés, presque toujours avec des laminations parallèles planes à très faiblement ondulantes, parfois à granoclassement normal, avec à leur partie inférieure les plus gros éléments bioclastiques de rudistes presque entiers et de madréporaires (jusqu'à plus de 20 cm de taille) apparaissant comme supportés par les grains sableux. Les autres structures, occasionnelles, sont de nature canaliforme, interprétées comme étant des bases érosives de coulées de sables (7 sur planche 4), et sont des biseautages de bancs.

Vers le bas des *foresets*, les calcarénites sont de composition semblable mais avec une tendance à s'affiner et à évoluer vers des textures *grainstone* - *packstone*. S'intercalent des lits de calcirudites bioclastiques à *Caprina*, *Icthyosarcolithes*, *Sphaerulites*... presque entiers et à gros madréporaires. S'intercalent aussi des lits plus friables, de faciès plus *packstones* par apparition d'une fraction micritique, dans lesquels apparaissent des quartz, de la glauconie... et où les bioclastes deviennent micritisés...

Dans les *bottomsets*, ces faciès de calcarénites affinées et *packstones* deviennent prédominants. Ils présentent un débit à tendance noduleuse, montrent des bioturbations... La fraction argilo - quartzreuse et glauconieuse augmente. Le rapport éléments figurés / matrice peut atteindre 0,7. D'autres organismes apparaissent : éponges siliceuses entières, brachiopodes dont *Terebrirostra longirostris*, échinides irréguliers hémiastéridés, échinides réguliers dont *Conulus castaneus* et *Goniopygus major*, *Rastellum*, abondants *Acanthochaetetes*... (tous fossiles bien visibles dans l'abri sous roche à l'Ouest de la 2<sup>ème</sup> grande «masse» au centre de la crête). La microfaune, outre les nombreuses orbitolines et autres foraminifères benthiques dont des *Dorothia* et *Lenticulina*, comprend des foraminifères planctoniques de type hedbergelles, des pithonelles, des radiolaires... Algues rouges et algues vertes (codiacées ?) sont fréquentes.

A l'échelle du corps sédimentaire, les enveloppes sont faiblement sigmoïdes, les concavités des *foresets* / *bottomsets* prévalant (2 sur planche 6 et planche 7). Les tailles des corps atteignent au plus 12 m de hauteur (au maximum de gonflement du «muscle» sédimentaire) pour une extension latérale visible d'environ 300 m ou un peu plus.

Il est à noter que les corps les plus épais et grands sont les plus distaux (les plus récents et les plus progradants vers le Sud, vers le BSP, à proximité de la voie ferrée Cassis - La Ciotat, planche 7) alors que les corps proximaux (les plus anciens, près de- et sur la crête de La Marcouline, semblent de taille plus modeste, 2 sur planche 6). De plus, des passages *foresets* - *bottomsets* de cliniformes les plus distaux (vers la voie ferrée) se montrent déformés, apparemment par mouvement de type *slump*, mais très peu accentué.

En «débasculant» le plateau de La Marcouline de son pendage tectonique (10 degrés en moyenne vers le SE), l'alignement des points d'inflexion des corps sédimentaires à cliniformes et à tendance sigmoïde, des plus proximaux et anciens au plus distaux et récents, apparaît faiblement ascendant (1 à 2 - 3 m entre 2 points ?).

Les milieux et les processus de dépôts ayant donné naissance à ces corps sédimentaires seraient les suivants :

- la bordure externe de la PFC jusqu'aux *topsets* des cliniformes aurait été un platier sableux, de faible profondeur (0 à quelques mètres ?) sous fort hydrodynamisme où proliféraient les rudistes à plat (*recumbents*) adaptés à ce substrat et à cette agitation comme les *Caprina*, *Ichtyosarcolithes*, *Sphaerulites*... associés à des madréporaires et à toute la faune commensale très diversifiée. En arrière vers le Nord, se développaient les milieux de PFC interne, à hydrodynamisme affaibli, à préalvéolines... et susceptibles d'émerger (cf. A1c de S1b, planche 2). La corrélation entre ces deux grandes catégories de milieux de dépôts de la PFC est établie sur la base de levés cartographiques détaillés.

- la pente en avant de la bordure de la PFC avec les *foresets* des cliniformes dont les structures sédimentaires indiqueraient une mise en place par coulées de sables à partir des *topsets*. Nombre de gros bioclastes et des lithoclastes atteignaient le pied des *foresets* pour donner les lits des calcirudites ou brèches bio- lithoclastiques (cf. le bas du cliniforme le plus distal, du côté sud de la tranchée de la voie ferrée). La forme arquée des *foresets* indique que la crête des cliniformes devait être quelque peu sinueuse. Il est concevable, au vu d'affleurements, que des rudistes et coraux étaient susceptibles de coloniser ces pentes à certains moments.

- la transition par les *bottomsets* entre la pente et le BSP, marquée par des fonds plus micritiques, où pouvaient décanter les silicoclastiques fins propres au BSP sous un hydrodynamisme amoindri (en dessous de l'action des vagues de beau temps), à taux de sédimentation plus faible dont témoigne la bioturbation, à ouverture sur le large marin très nette traduite par la présence de microfaune planctonique... La présence des *Acanthochaetetes* n'est pas surprenante, ces organismes étant connus ailleurs (Floquet *et al.*, 1986) dans des environnements à luminosité réduite de pentes récifales.

## II. 2. 2. 3 - Crête de la Marcouline, partie sud

L'extrémité sud de la crête de la Marcouline permet de voir (planche 7) :

- la suite, dans la crête, des RSCbr de base, avec ici l'amalgame fréquent des RSCbr1 et 2 (1 et 2 sur planche 7) ;

- le prolongement de ces RSCbr vers le Sud, jusqu'à Cassis : après la tranchée de la voie ferrée à la sortie du tunnel à l'Est de la gare de Cassis où elles sont très bien exposées, elles arment le revers de la colline de Les Rompides (figure 8) où elles supportent la chapelle de Sainte Croix (par dessus le «Banc des Lombards» *sensu lato*) ;

- les cliniformes progradants les plus distaux, les plus épais et étendus, à points d'inflexions faiblement ascendants (3 sur planche 7) ;

- au-delà vers le Sud - Est, et plus haut stratigraphiquement (partie inférieure de la séquence majeure S2, début du Cénomaniens supérieur), le développement des faciès à dominante silicoclastique du BSP, les faciès à dominante calcaire de plate - forme ayant disparu ;

- la formation de Fontblanche (partie supérieure de la séquence S2, Cénomaniens supérieur non final), de rampe carbonatée homocline en position distale, qui détermine un relief de plus en plus émoussé du fait de sa diminution d'épaisseur et de son enrichissement en minéraux argileux, relief qui aboutit à la pointe du Corton ;

- le prisme sédimentaire marneux à calcaréo - argileux, d'âge Cénomaniens final - Turonien inférieur qui passe de 150 - 200 m d'épaisseur sous le Jas de la Penna au Sud à une douzaine de m d'épaisseur sous La Vigie au SSE de La Bédoule, au Nord, sur une distance d'environ 6 km ;

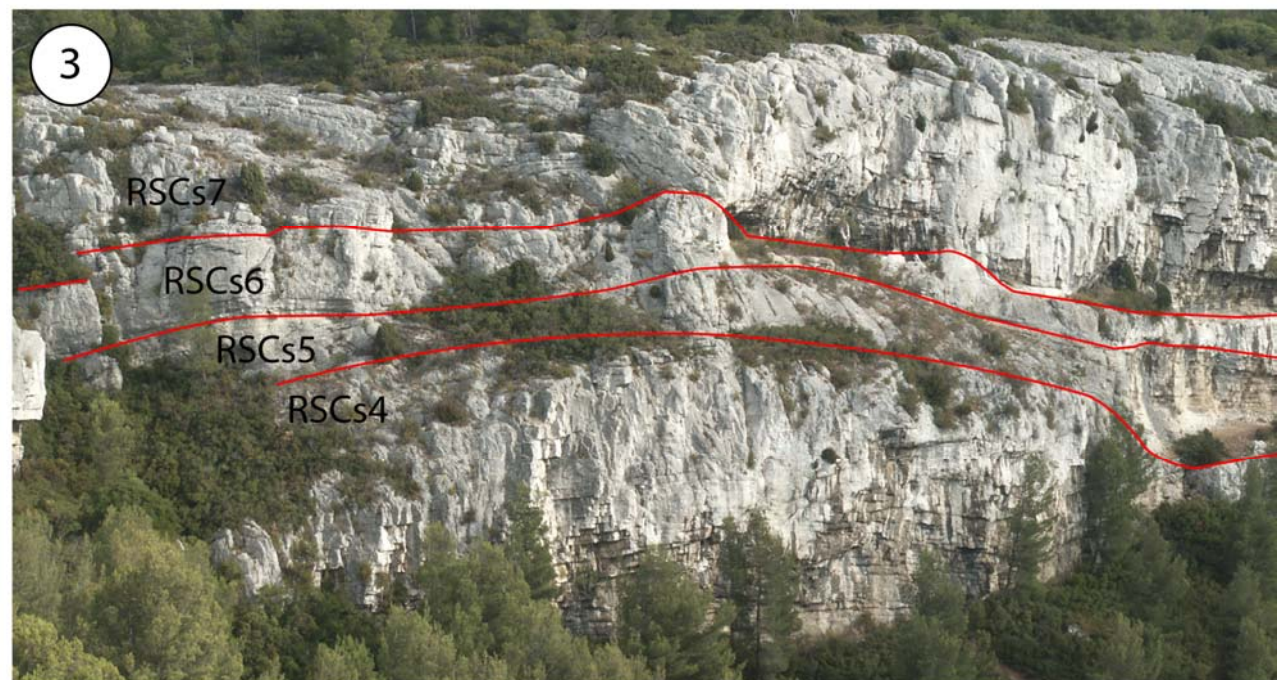
- les passages latéraux entre les dépôts calcaires de plate - forme et ceux calcaréo - argileux et marneux du BSP, d'âge Turonien inférieur élevé et Turonien moyen.

NE

SW



NNE



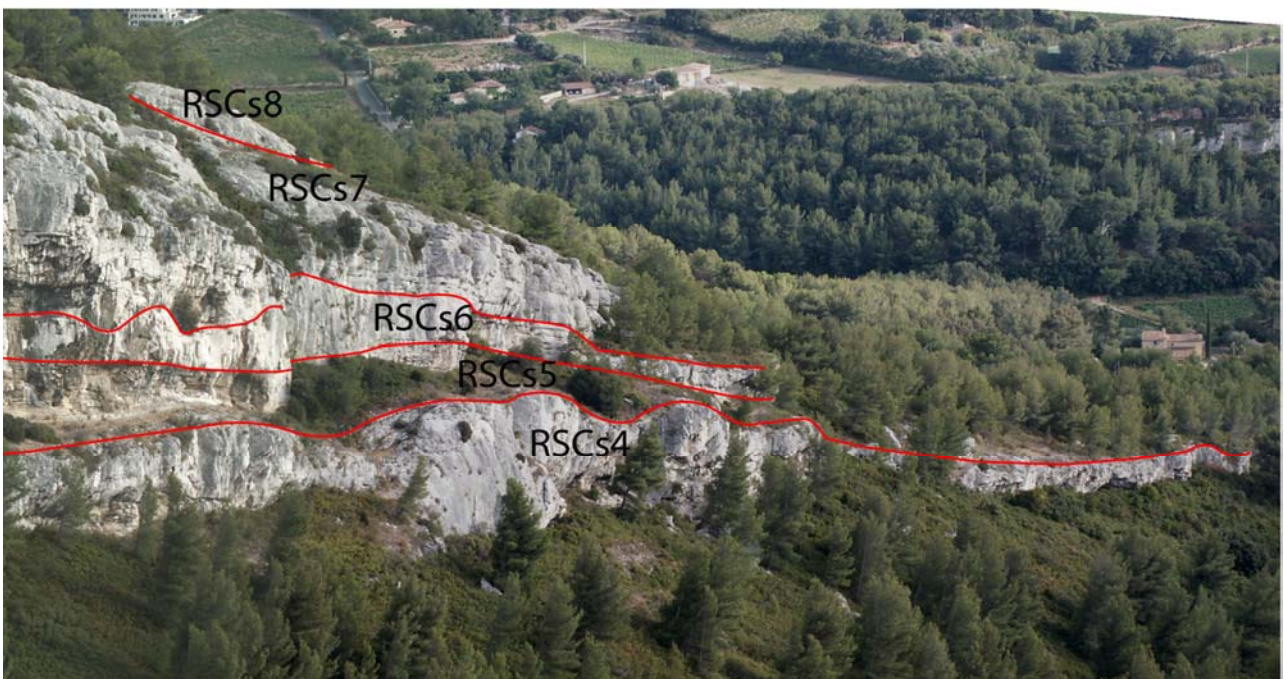


NNE

SSW



SSW



**Planche 7 - Crête de La Marcouline, partie sud : les «resédimentations calcarénitiques» («RSCs») en cliniformes progradants, ascendants, épais ; vue sur l'évolution des séquences majeures S1 et S2 et de leurs cortèges sédimentaires vers la partie distale du BSP au Sud**

## II. 2. 2. 4 - Coupe de Cassis - plage, sous le château

La description, relativement détaillée, et les interprétations qui en découlent, des unités lithostratigraphiques et sédimentologiques qui affleurent dans la coupe de Cassis, très classique pour les terrains d'âge Cénomaniens du BSP, à savoir le «Banc des Lombards» *sensu lato* (As1), la «Surface des Lombards», les «Marnes de Cassis» avec ses resédimentations carbonatées et silicoclastiques (As3 + RSCbr et RST1c), les «Grès de l'Anse Sainte Magdeleine» incluant de nombreuses resédimentations terrigènes (AS4 + RST2c), sont données en planches 8, 9, 10 et 11.

Il convient de retenir les principaux résultats suivants :

- la «Surface des Lombards» couronnant le «Banc des Lombards» *sensu lato* est une surface d'inondation majeure et ne signe en aucun cas une «émersion évidente» comme l'affirme Gindre (2003, p. 73). Toutes les données microfaciologiques, d'analyses des ciments, de contenu faunique, de minéralogie (concentration de glauconie)... infirment cette considération. Cette surface ne saurait donc être choisie comme limite de séquence (au sens défini en introduction).

Dans cet ordre d'idées, ce que Gindre (2003, p. 78 et figure 153) décrit comme «une surface de surcreusement érosif à Super Cassis surmontée par un niveau conglomératique à éléments émoussés un peu anguleux...» et dont «la configuration géométrique convexe de l'érosion nous fait penser à une profonde incision fluviale» n'est en réalité qu'une des discontinuités inter-séquentielles au sein du «Banc des Lombards» *sensu lato*, telles que décrites en 4 et 5 sur la planche 9, et qui sont des surfaces perforées et bioturbées, glauconieuses, la bioturbation étant telle qu'elle conduit à un débit pseudo-conglomératique ! De fait cette surface n'est qu'une simple surface d'inondation marine.

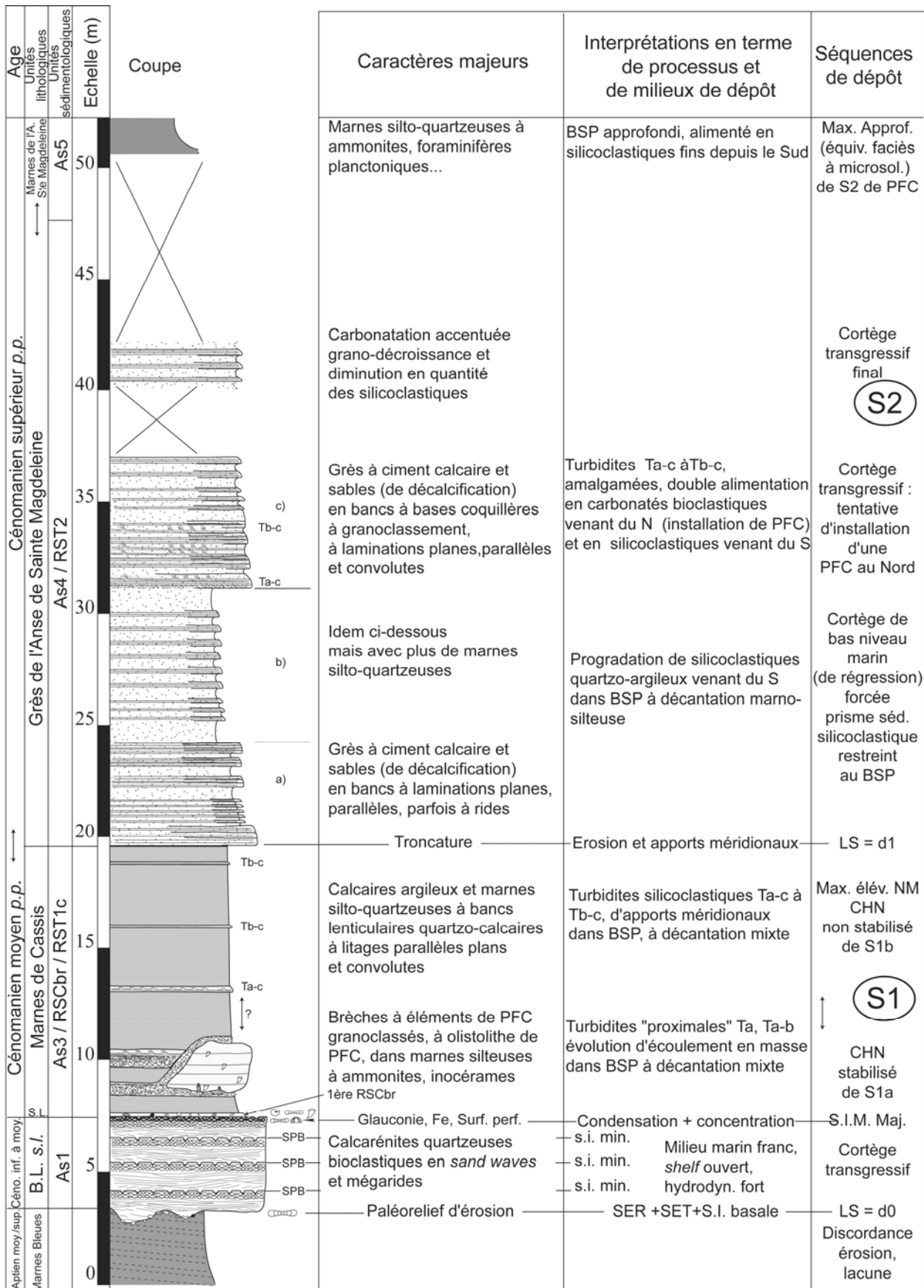
- les «Marnes de Cassis», en fait des calcaires argileux et silto-quartzeux, à micacés blancs et à débris ligniteux, déposés en milieu circalittoral, ont une origine mixte. D'une part, la fraction carbonatée provient en grande partie de la PFC sous forme de grains micritisés d'origine bio- et lithoclastique («boue» carbonatée de péri-plate-forme). D'autre part la fraction silicoclastique, quartzeuse, argileuse et micacée provient de massifs probablement émergés au Sud (le dit «Massif Méridional»). Les alignements ou lits irréguliers de granules roux (oxydation ferrique) de calcarénites fines quartzeuses et bioclastiques, fréquents à la base des «Marnes de Cassis» sont considérés comme provenant du remaniement de surfaces durcies et glauconieuses associées aux successives inondations marines en amont.

- les resédimentations au sein de ces «Marnes de Cassis» sont de deux types qui doivent être clairement distinguées. Les unes sont purement calcaires, issues de la PFC, sous forme de coulées de débris susceptibles d'évoluer en turbidites frustes et grossières. Les autres sont chargées en quartz et ont une origine différente, probablement dérivées de reprises d'accumulations silicoclastiques vers le Sud du BSP, sous forme de turbidites plus évoluées, distales.

- le prisme grésosablo-quartzeux (ses deux tiers inférieurs, au moins) des «Grès de l'Anse Sainte Magdeleine» (base de la séquence majeure S2 dans le BSP) s'est mis en place indépendamment de l'évolution de la PFC.

**Planche 8 - Coupe schématique, levée le long du sentier côtier depuis la plage de la Grande Mer à Cassis jusqu'à l'entrée de la plage du Corton, de la séquence majeure S1 d'âge Cénomaniens inférieur *p. p.* à moyen *p. p.* et de la partie inférieure de la séquence majeure S2 d'âge Cénomaniens moyen *p. p.* (?) à supérieur *p. p.***





## Planche 9 - La séquence majeure S1 d'âge Cénomanién inférieur *p. p.* à moyen *p. p.* : le «Banc des Lombards» *sensu lato* et la «Surface des Lombards», cortège transgressif et surface d'inondation majeure

1 - Vue d'ensemble de la séquence majeure S1, dans la falaise sous le château de Cassis, depuis la Pointe des Lombards. Situation des unités lithostratigraphiques, sédimentologiques, limites de séquences (détails donnés en 1, planche 11).

2 - Base du «Banc des Lombards» *sensu lato*. Blocs et galets peu arrondis de «Marnes Bleues» d'âge Aptien moyen - supérieur, de couleur encore gris - bleu à la partie inférieure, de couleur rouille à l'interface avec le «Banc des Lombards» *sensu lato* par oxydation ferrique de la concentration en glauconite granulaire ou diffuse = dépôt résiduel et surface verdie, de base de transgression marine. Les différences d'épaisseur du «Banc des Lombards» *sensu lato* se font «par le bas» (cf. photographie 1) par remplissage des creux de la surface de troncature des «Marnes Bleues» (discordance bien visible). Toutefois, les creux sont de faible amplitude et les qualifier de «vallées incises» serait abusif. Parler de paléo - surface d'érosion (de régression et de transgression) semble plus adéquat.

3 - Base du «Banc des Lombards» *sensu lato*. Dépôt résiduel de base de transgression marine livrant ici, parmi d'autres restes bioclastiques ou lithoclastiques, un remplissage (microconglomératique, avec encroûtements de serpules et stromatolites ferrugineux) de cavité interne d'ammonite d'âge Aptien terminal supposé.

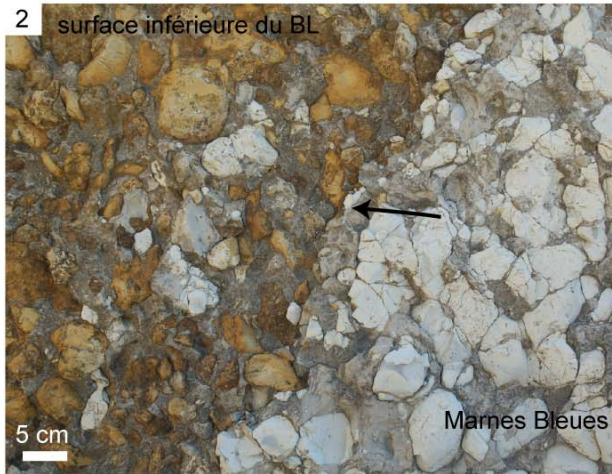
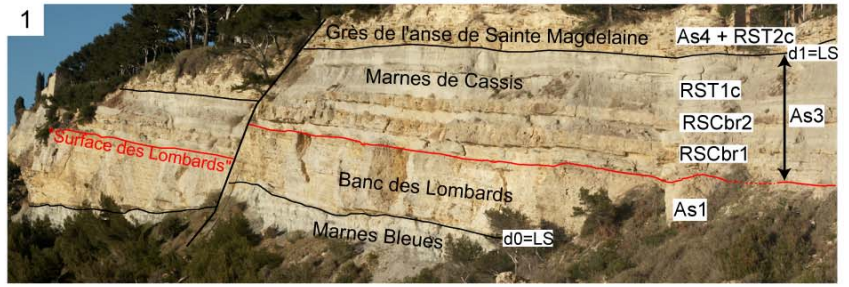
4 - Le «Banc des Lombards» *sensu lato*, vue à la Pointe des Lombards, flanc nord - ouest. Ce banc est fait de l'empilement de séquences de dépôts de calcarénites quartzieuses bioclastiques agencées en *sand - waves* et en mégarides souvent à crêtes incurvées. Ces séquences sont définies par des discontinuités d'arrêts de sédimentation marqués par des perforations que prolongent des bioturbations en profondeur. La bioturbation peut affecter la séquence sur plusieurs dizaines de cm vers le bas, efface les structures sédimentaires antérieures, et par météorisation, donne un aspect très noduleux sinon pseudo - conglomératique par quasi détachement d'éléments définis par le réseau de bioturbation. En plus de cette structure noduleuse, les faciès peuvent présenter un débit en miches ou michoïde, suivant des laminations ondulantes, qui résulte d'une diagenèse différentielle, à cimentation plus ou moins calcaire, selon la porosité initiale et les variations de teneur en quartz des bancs, et aussi selon le réseau de bioturbation. D'aucuns (?) ont pu confondre les laminations ondulantes nées de diagenèse, et le débit michoïde subséquent, pour des tempestites. Quatre surfaces sont visibles sur cet affleurement, la surface sommitale ou «Surface des Lombards» n'étant que l'expression la plus aboutie de telles discontinuités.

5 - Détail de la troisième discontinuité en partant du bas sur la photographie 4, au sein du «Banc des Lombards» *sensu lato* à la Pointe des Lombards. Seuls les 2 cm sous la surface étaient indurés puisque perforés. En dessous, le sédiment demeurait du sable meuble au vu du réseau de bioturbation. Du sédiment issu de la séquence sus - jacente a été infiltré dans ce réseau jusqu'à plus de 20 cm de profondeur. La surface perforée porte de nombreux micras blancs ainsi que de fins débris végétaux ligniteux et quelques nodules ferrugineux apparemment issus de remaniement de surface durcie proche. Elle est immédiatement recouverte par des calcaires quartzieux bioclastiques analogues à ceux du dessous mais enrichis en glauconite granulaire.

7 - Section de la «Surface des Lombards» (hauteur de 15 à 20 cm). Cette section présente les mêmes caractères que ceux de la discontinuité précédente mais accentués : surface très ferruginisée et perforée, avec concentration de glauconite, bioturbation en dessous jusqu'à plus de 50 cm de profondeur avec infiltration des faciès calcaréo - argilo - quartzieux des «Marnes de Cassis» sus - jacents...

8 - «Surface des Lombards» avec : perforations ; réseau de bioturbation rempli des faciès des «Marnes de Cassis» sus - jacentes ; croûte ferrugineuse pouvant atteindre 1 mm d'épaisseur ; ferruginisation rouille *per descensum* des 5 - 10 cm sous la surface par oxydation ferrique de l'abondante glauconite, les pseudo - galets dérivés de la bioturbation étant nettement verdés (le tout correspondant à une condensation minéralogique) ; préservation, dans la partie haute du réseau de bioturbation, d'ammonites ferruginisées de diverses zones du Cénomanién moyen au moins (dont de beaux *Turrilites* et *Puzozia* ; cf. Kennedy, 1994 pour les travaux récents), de fragments ferruginisés de rudistes *Ichtyosarcolithes*, *Caprina*, *Sphaerulites*, *Radiolites*, *Sauvagesia*... (le tout correspondant à une concentration faunique). La faune remaniée d'ammonites est considérée comme provenant des reprises de ces organismes au niveau des surfaces d'inondations successives au sein du «Banc des Lombards» *sensu lato* et ponctuant les avancées marines vers l'amont (figure 9). La faune remaniée de rudistes est considérée comme étant le première résédimentation carbonatée bréchiqque, probablement issue de l'unité As2 qui, du côté proximal amont (La Bédoule), contient ces rudistes.







**Planche 10 - La séquence majeure S1 d'âge Cénomaniens inférieur p. p. à moyen p. p. : les RSCbr en position distale et les RST turbiditiques 1 intercalées dans l'unité autochtone silicoclastique As3 («Marnes de Cassis»), resédimentations au sein d'un cortège de haut niveau marin non stabilisé**

**1** - Vue d'ensemble de la séquence majeure S1, dans la falaise sous le château de Cassis, depuis la Pointe des Lombards. Situation des unités lithostratigraphiques, sédimentologiques, limites de séquences (détails donnés en 1, planche 11).

**2** - Base de banc avec moulages de *flute casts* quelque peu déformés par phénomène de charge. Le sens du courant peut être défini. Ce banc, de nature grés - calcaire, à faible grano - classement, à laminations planes parallèles puis parfois obliques à convolutées, est une turbidite Ta-c à Ta-b. Il est intercalé dans la partie supérieure des «Marnes de Cassis» et constitue une RST1c.

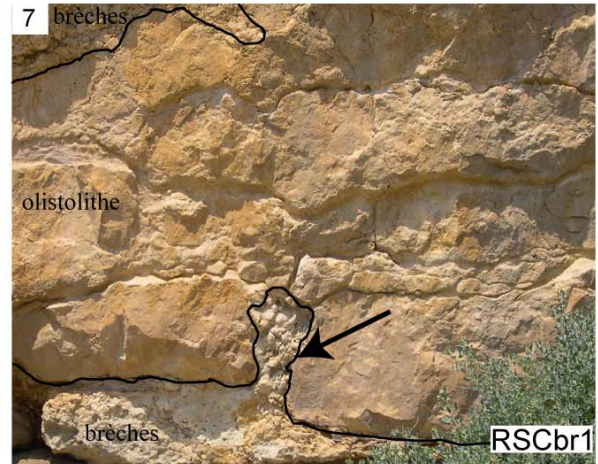
**3** - Base de banc avec moulages de figures d'affouillement autour de lithoclastes. Le sens du courant peut être défini. Même banc de turbidite que 2.

**4** - Base de banc avec moulages de bioturbations attribuables à *Paleodictyon* et à cf. *Granularia*. Banc intercalé dans la partie supérieure des «Marnes de Cassis» et constituant une RST1c.

**5** - Base de banc avec moulages de figure d'affouillement autour d'une empreinte d'ammonite. Le sens du courant peut être défini. L'ammonite (*Eucalycoceras* sp. ou *Calycoceras* sp.) était «plantée» verticalement dans le sédiment des «Marnes de Cassis» supportant ce banc, qui est le même que 2 et 3. Cette base de banc porte aussi un gros fragment de Radiolitidae, orienté et aussi avec figure d'affouillement, issu de la PFC.

**6** - Banc d'épaisseur métrique de brèche calcaire à gros lithoclastes de calcarénites bioclastiques de PFC et à gros débris de coraux et de rudistes (*Caprina adversa*, *Ichthyosarcolithes*, Radiolitidae...) également de PFC. La brèche est granoclassée et peut passer tout au sommet à des calcarénites plus fines à laminations parallèles planes = turbidite fruste de type Ta à Ta-b, par évolution d'un écoulement gravitaire en masse du côté distal. Cette brèche est intercalée dans la partie inférieure des «Marnes de Cassis» et constitue une RSCbr (RSCbr1 ? car bloc éboulé).

**7** - Olistolithe de calcirudites / calcarénites bioclastiques de PFC, à gros débris de rudistes (*Caprina adversa*, *Ichthyosarcolithes triangularis*, *Sauvagesia*, Radiolitidae...) et de coraux. La stratification originelle de cet olistolithe est encore visible malgré la dislocation sans doute due au déplacement et à la fracturation hydraulique associée. Ainsi, cette fracturation a permis l'injection *per ascensum* de la «matrice» bréchique de l'olistolithe (flèche), à la manière mais en plus petit, de la fracturation du mégabloc de la crête de La Marcouline (4 sur planche 4). L'olistolithe est entièrement emballé dans la brèche (ses bordures étant par ailleurs disloquées et bréchiques) qui, intercalée dans la partie inférieure des «Marnes de Cassis», constitue une RSCbr (RSCbr1 ?).



**Planche 11 - La séquence majeure S1 d'âge Cénomanién inférieur *p. p.* à moyen *p. p.* : les RSCbr en position distale et les RST turbiditiques 1c intercalées dans l'unité autochtone silicoclastique As3 («Marnes de Cassis»). Les RST turbiditiques 2c rattachées au cortège de bas niveau marin relatif et au cortège transgressif de la séquence majeure S2 d'âge Cénomanién moyen *p. p.* (?) à supérieur *p. p.***

**1** - L'ensemble de la séquence majeure S1, dans la falaise sous le château de Cassis, depuis la Pointe des Lombards. Situation des unités lithostratigraphiques, sédimentologiques, limites de séquences (détails de la photographie 1 des planches 9 et 10) : la discordance basale, limite majeure de séquence ; le remplissage des paléoreliefs ; le «Banc des Lombards» *sensu lato* et considéré comme étant un cortège transgressif fait de l'empilement de plusieurs séquences condensées (cf. 4 sur planche 9) en disposition rétrogradante ; la «Surface des Lombards» interprétée comme étant une surface d'inondation majeure (cf. texte) ; les «Marnes de Cassis» vues comme étant un cortège de haut niveau marin complexe.

Noter la stratocroissance des termes calcaréo - argileux et marno - silto - quartzeux propres aux «Marnes de Cassis» (As3) et la stratodécroissance et granodécroissance des RSCbr et RST1c. Ces faits sont en accord avec un recul des sources des resédimentations et donc avec une rétrogradation générale des milieux de dépôts en relation avec un haut niveau marin relatif non stabilisé, continuant de s'élever.

La partie inférieure des «Marnes de Cassis» avec les RSCbr est mise en équivalence du développement de la première PFC (S1a) faisant suite à un approfondissement rapide et important.

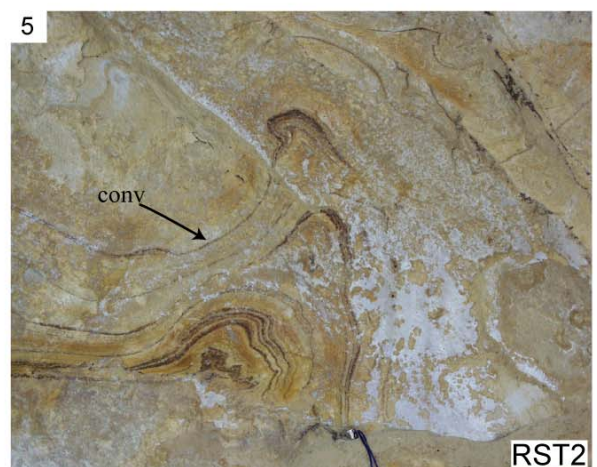
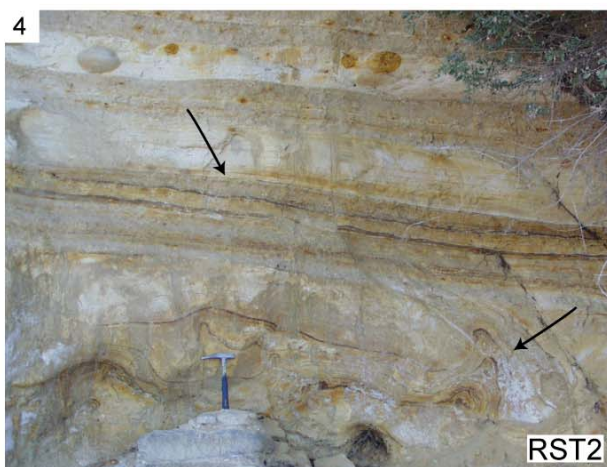
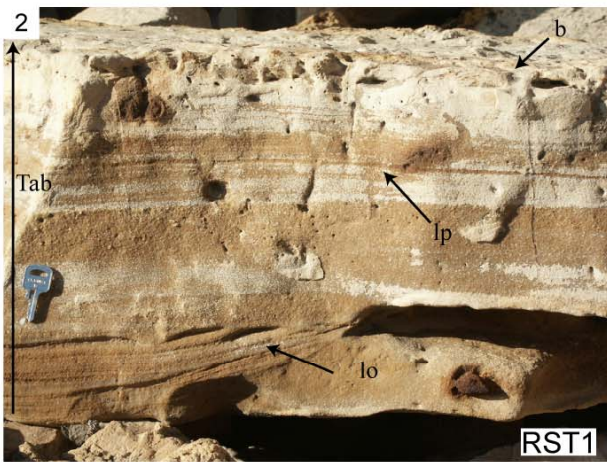
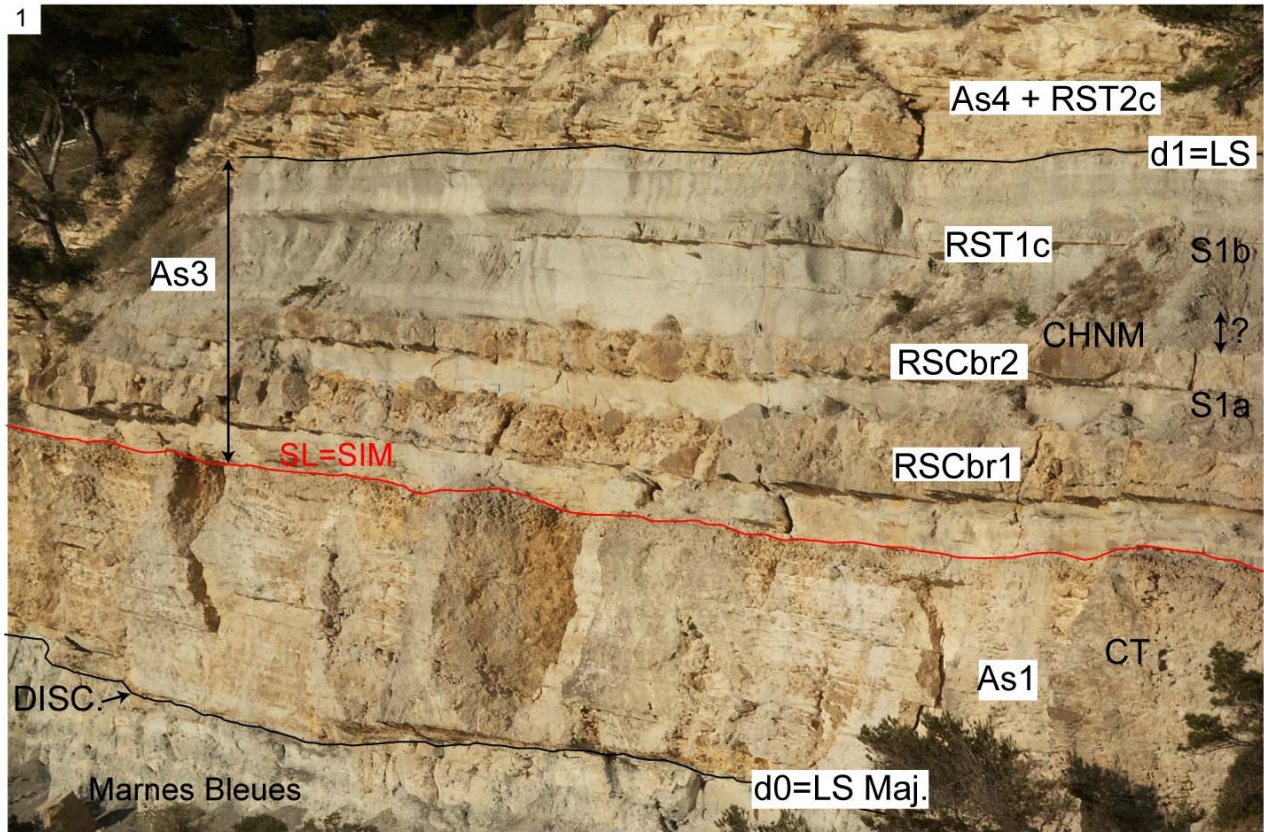
La partie supérieure des «Marnes de Cassis» avec les RST1c minces et lenticulaires (rapides biseautages latéraux visibles dans la falaise) est mise en équivalence du développement de la deuxième PFC (S1b) répondant à une succession de petites remontées du niveau marin relatif.

Au sommet de la falaise, la très nette troncature (discontinuité d1) et le changement lithologique brusque avec l'apparition des «Grès de L'Anse Sainte Magdeleine» agencés en bancs turbiditiques, sont interprétées comme représentant la limite entre les séquences majeures S1 et S2. L'empilement des grès calcaires est considéré comme étant un cortège de bas niveau marin ou de régression forcée, le matériel silicoclastique étant issu du Sud, du dit «Massif Méridional».

**2 et 3** - Empilement en bancs de grès à ciment calcaire, de minces turbidites Ta-b à Ta-c. Bancs de RST1c intercalés dans la partie supérieure des «Marnes de Cassis». Les bancs de ce type sont systématiquement recouverts de calcaires argilo - silteux très bioturbés indiquant une reprise lente de la sédimentation autochtone (As3). lo = laminations obliques, lp = laminations parallèles ; b = bioturbation.

**4 et 5** - Laminations planes parallèles et litages convolutés (conv.) dans des bancs de grès à ciment calcaire (sables par décalcification de surface) dans la partie supérieure des «Grès de L'Anse Sainte Magdeleine» (c sur figure 8). Certains de ces bancs, comportant à leur base des lits coquilliers (dont des débris de rudistes), avec un terme granodécroissant, sont considérés comme étant des turbidites Ta-c (en fait des bancs sont composites par empilement de plusieurs turbidites de même type). La concomitance de l'apparition des débris coquilliers ici, et de l'installation de faciès à rudistes (encore chargés en quartz) sur la PFC (vers les cotes 40 à 45 sur planche2) permet de rattacher cette unité au cortège transgressif de S2.





## II. 3 - Interprétation en terme de dynamique sédimentaire

II. 3 1 - Les modalités des résédimentations bréchiques RSCbr1 et 2 (cf. II. 2. 1. 2 -) permettent de remonter aux mécanismes et contrôles.

Ces mécanismes seraient de deux types, l'un passif et l'autre actif, et rendraient bien compte des dynamiques sédimentaire et structurale des PFC et BSP.

Le mécanisme passif serait lié à la vitesse de croissance de la PFC et aux différences de compétence des roches. Après l'inondation majeure et l'approfondissement maximum censé survenir au moment de la formation de la «Surface des Lombards» et au dessus avec le dépôt des calcaires argilo - silteux à orbitolines et ammonites (As2 et As3), la PFC s'est sans doute développée rapidement, connaissant le grand potentiel de production carbonatée des rudistes en amont, et des coraux plus en aval sur la pente. La sédimentation calcaire de la PFC et de sa pente vers le BSP a ainsi comblé l'espace initialement créé, sans doute assez important. La surcharge de poids que les dépôts calcaires de PFC imposaient sur les faciès plus argileux sous - jacents peu ou pas indurés, aurait induit la fracturation (failles synsédimentaires de croissance) et le démembrement des calcarénites bioclastiques à rudistes à lithification précoce (cf. II. 2. 1. 2 b -).

Ce démembrement aurait eu pour conséquence de créer des instabilités de pente, et de générer les glissements de fragments de biostromes coralliens. Des interprétations analogues ont été avancées à partir de l'analyse des mégabrèches d'âge Silurien de l'Anse à la Loutre (Gaspésie, Québec ; Bourque *et al.*, 1989).

Le mécanisme actif serait l'activité tectonique, probablement particulièrement sensible dans ce secteur charnière entre la PFC et le BSP correspondant à une zone de flexure, née avec l'ouverture du BSP à la fin du Barrémien - début de l'Aptien (Masse & Philip, 1976 ; Philip *et al.*, 1987) et perdurant au moins jusqu'au Coniacien (cf. III). L'activation de failles profondes à cet endroit aurait favorisé la déstabilisation de la bordure de la PFC, la création d'un escarpement dont le relief fût suffisant pour libérer l'importante quantité de matériel correspondant à RSCbr1 et 2.

La direction de cette zone de flexure serait autour de N110, correspondant à celle des lignes d'isofaciès reconnues au Cénomaniens (figure 1 ; Philip, 1970) et à celle des escarpements des PFC du Turonien moyen au Coniacien inférieur, bien mis en évidence par Hennuy (2003) (cf. III).

II. 3 2 - L'agencement des dites «résédimentations calcarénitiques» ou «RSCs» en corps sédimentaires à points d'inflexions alignés vers le haut démontre que ces corps se sont installés en haut niveau marin relatif non stabilisé (fin de montée) en équivalence latérale de l'empilement des fines séquences à dominante «boueuse» de la PFC interne (partie supérieure de S1 = S1b).

Une création d'espace disponible pour la sédimentation, de valeur métrique à plurimétrique, était nécessaire et suffisante pour permettre un nouveau développement de la PFC. Sa haute capacité de production (cf. ci-dessus) conduisait à la progradation des faciès «sableux» de sa bordure externe ainsi qu'aux faciès «boueux» de sa partie interne (figure 9), ces derniers empiétant aussi sur le domaine côtier au Nord.

L'épaississement et l'agrandissement, du côté distal, vers le Sud, des corps sédimentaires en cliniformes sont rendus possibles par l'augmentation de taille du réceptacle au front de la PFC du fait même de la croissance ascensionnelle de cette PFC (figure 9).

Le fait que ne se retrouvent pas, dans cette sous - séquence S1b, de faciès bioconstruits à microscolénidés comme dans la sous - séquence S1a (même s'ils n'y sont connus que démantelés), se comprend facilement dès lors que les approfondissements introduits avec S1b sont nettement insuffisants pour permettre leur installation. Par contre, ces approfondissements mineurs donnaient les conditions d'éclairement, d'hydrodynamisme, de température... optima pour la pleine activité de la PFC à rudistes.

L'activité tectonique censée avoir joué un rôle dans la mobilisation des dépôts de S1a, correspond peut - être au changement de dynamique sédimentaire qui a conduit au



développement de S1b, après la période de stase et de simple comblement post - inondation / approfondissement maximum de S1a.

La fin de la séquence majeure S1 correspond probablement à une chute du niveau marin, à une régression forcée, conduisant à l'émersion et à l'abandon prolongés de la PFC, vers la limite Cénomanién moyen - Cénomanién supérieur. Cependant, le prisme de régression forcée reconnu dans le BSP, à la partie inférieure de la séquence majeure S2, de nature surtout silicoclastique quartzreuse, ne dérive pas de la PFC, par essence calcaire peu dégradable sinon par dissolution. L'origine des constituants de ce prisme est à rechercher dans un massif émergé au Sud, probablement le dit «Massif Méridional».

II. 3 3 - Les corrélations, bien contraintes par la cartographie et par le suivi cartographique pas à pas, entre les unités sédimentologiques des PFC et du BSP conduisent aux résultats suivants :

- il y a fractionnement volumétrique des dépôts dans un cadre transgressif, rétrogradant, avec un fort développement des carbonates de PFC en domaine proximal (environ 50m d'épaisseur pour tout S1) et une sédimentation réduite des calcaires argileux et marnes du BSP (15 à 20 m pour tout S1, moins en décomptant les RSC et RST) ;

- il y a, en corrélation avec le résultat précédent, évidence du rôle de la dynamique (de la production) sédimentaire, qui fait que la profondeur maximum acquise dans le BSP (à la partie supérieure des «Marnes de Cassis») correspond aux profondeurs minima (émersions fréquentes) maintenues sur la PFC (avec les séquences élémentaires de S1b) ;

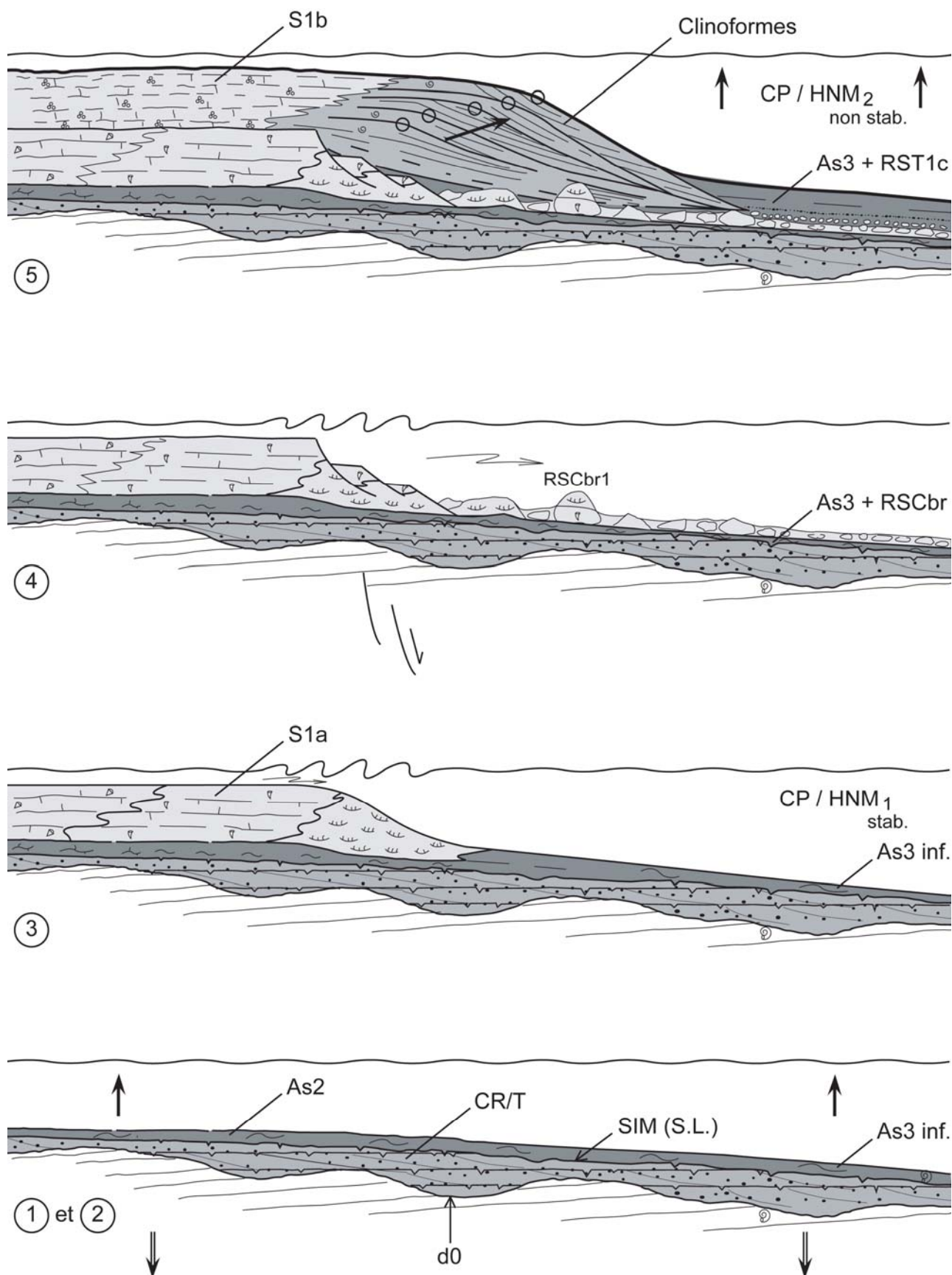
- les prismes sédimentaires préservés dans le BSP ne sont pas générés par dégradation de la PFC au Nord (cas à la base de S2 et cas du prisme d'âge Cénomanién final à Turonien inférieur)

II. 3. 4 - De la séquence majeure S1 à la séquence majeure S2, toutes deux d'âge Cénomanién, et même ultérieurement avec les séquences d'âge Cénomanién final à Turonien moyen, l'accentuation générale de l'ouverture des milieux sur le domaine marin franc, l'élargissement et l'approfondissement du BSP, non seulement vers le N comme le montrent les rétrogradations générales, mais aussi vers le Sud, indiquent que l'activité tectonique devait être distensive.

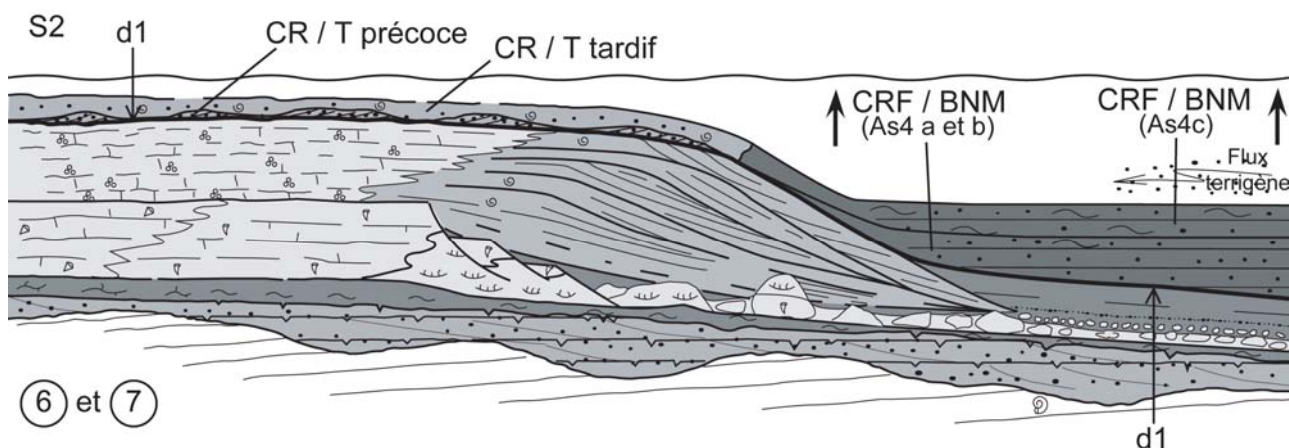
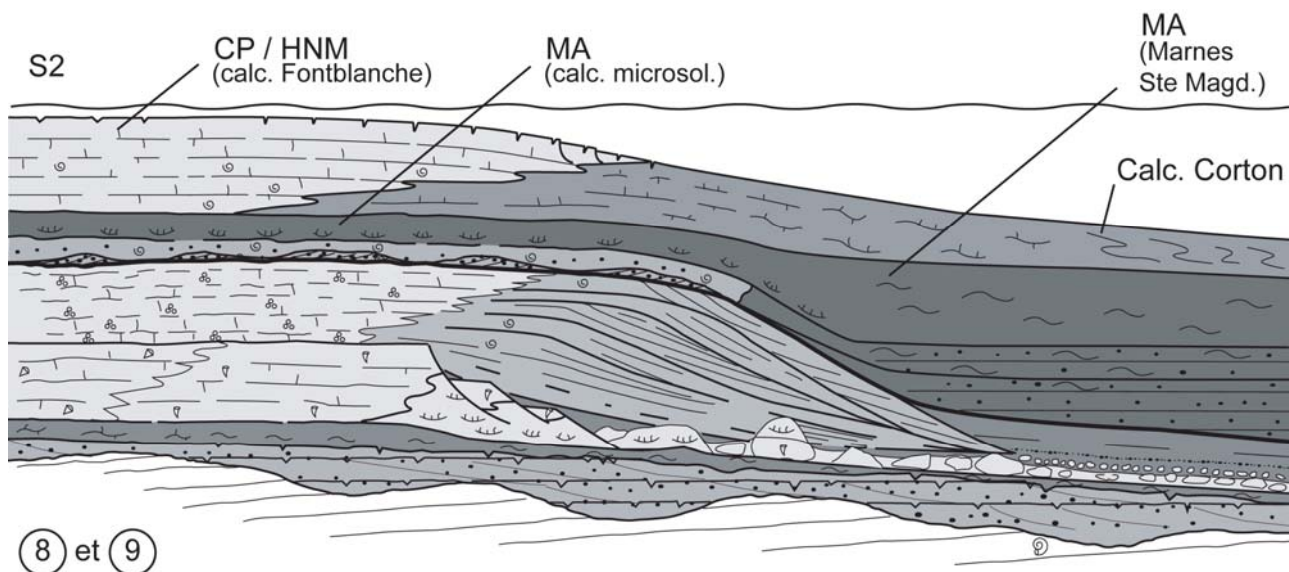
L'agrandissement des aires de sédimentation de PFC et du BSP, de l'Ouest vers l'Est au cours du Cénomanién et du Turonien inférieur (Philip, 1970), suggère que la dynamique tectonique était même de type transtensive (cf. III).

Ceci est en contradiction complète avec les conclusions de Gindre (2003) qui voit dès le Cénomanién une dynamique compressive et considère le BSP comme étant un proto - bassin flexural, possédant même un «*bulge*» tectonique à la hauteur du plateau de La Marcouline. La réalité de l'architecture stratigraphique, contrainte biostratigraphiquement, cartographiquement et sédimentologiquement font de ce «*bulge*» une vue de l'esprit.





**Figure 9** - Reconstitution schématique de la dynamique sédimentaire sur les PFC et dans le BSP pour les séquences de dépôts majeurs S1 d'âge Cénomaniens inférieur *p. p.* à moyen *p. p.* et S2 d'âge Cénomaniens moyen *p. p.* (?) à supérieur *p. p.* Transect à peu près N - S depuis les environs de La Bédoule vers Cassis. Place des resédimentations carbonatées et silicoclastiques dans cette dynamique.



**1 et 2** - Cortège rétrogradant transgressif (CT / R) de S1 («Banc des Lombards» *sensu lato*, B. L.). Influence eustatique importante ? au dessus de la discontinuité majeure basale d0 correspondant à la discordance «autrichienne». Cénomaniens inférieur *p. p.* à moyen *p. p.* Surface d'inondation majeure (SIM) de S1a («Surface des Lombards», S. L.) et approfondissement majeur. Accentuation de l'influence eustatique + affaissement / basculement tectonique ? Cénomaniens moyen élevé.

**3** - Edification et développement progradant rapide d'une première PFC (S1a) : cortège progradant de haut niveau marin stable (CP / HNM1). Cénomaniens moyen élevé.

**4** - Déstabilisation - dislocation de la PFC de S1a et création d'un escarpement (fracturation de croissance, activité tectonique ?). Mise en place des grandes resédimentations bréchiques (RSCbr) ou débris, par *debris flows*. Cénomaniens moyen élevé.

**5** - Edification et développement progradant rapide d'une seconde PFC (S1b) sous faible tranche d'eau d'où une forte production bioclastique. Cortège progradant de haut niveau marin non stabilisé, s'élevant (CP / HNM2) et «resédimentations sableuses» («RSCs») en cliniformes. Corrélativement rétrogradation ou empiètement côtier vers le Nord. Fin du Cénomaniens moyen.

**6 et 7** - Chute du niveau marin relatif. Emersion et abandon de la PFC (discontinuité - limite de séquence d1 entre S1 et S2). Cortège de régression forcée ou de bas niveau marin (CRF, BNM) dans le BSP, à alimentation silicoclastique méridionale (2/3 inférieurs des «Grès de l'Anse Sainte Magdeleine»). Vers la limite Cénomaniens moyen - supérieur. Remontée du niveau marin. Cortège rétrogradant transgressif (CT / R) de la séquence majeure S2 avec développement de bancs à rudistes sur la PFC et prisme silicoclastique et à resédimentations bioclastiques dans le BSP (1/3 supérieur des «Grès de l'Anse Sainte Magdeleine»). Début du Cénomaniens supérieur.

**8 et 9** - Maximum d'inondation et d'approfondissement (MA) avec les Marnes de l'Anse Sainte Magdeleine dans le BSP et les Calcaires à microsolinés vers la PFC. Influence eustatique importante ? Cénomaniens supérieur (Zone à Geslinianum). Cortège progradant de haut niveau marin relatif stable (CP / HNM) en rampe carbonatée homocline (formation de Fontblanche en position distale et calcaires de la Pointe du Corton «*slumpés*» en pied de pente dans le BSP). Cénomaniens supérieur (Zone à Geslinianum).

### III - LES RESEDIMENTATIONS D'AGE TURONIEN MOYEN A CONIACIEN INFÉRIEUR

#### III. 1 - Cadre sédimentologique et séquentiel, problèmes posés

L'analyse sédimentologique des dépôts des PFC sud - provençales d'âge Turonien moyen à Coniacien moyen (Hennuy, 2003) a permis de regrouper ces dépôts en **3 séquences majeures**, dites «de plate - forme» (SPF) et notées SPF1, SPF2 et SPF3 (figure 10).

Deux autres séquences majeures, moins développées, SPF4 et SPF5 (figure 10), ont été reconnues au Nord du BSP, dans le Massif de la Sainte Baume.

Chacune de ces séquences se termine par une discontinuité sédimentaire : ainsi, SPF1 qui repose sur D0 se termine par D1, SPF2 par D2, SPF3 par D3, SPF4 par D4 et SPF5 par D5 (Hennuy, 2003).

Les **unités sédimentologiques** (cf. I. 3) reconnues dans le BSP (figure 10) et répondant à des processus de dépôt bien distincts sont les suivantes :

- **cinq unités sédimentaires autochtones** ou *in situ*, notées A1, A2, A3, A4 et A5 par ordre stratigraphique ;
- **cinq unités de resédimentations carbonatées**, notées RSC1, RSC2, RSC3, RSC4 et RSC5 ;
- **quatre unités de resédimentation terrigènes**, notées RST1, RST2, RST3 et RST4.

#### Les unités autochtones

Ces unités sont calcarénitico - quartzueuses, formées de 80 à 45 % de matériel carbonaté, le reste du matériel étant silicoclastique et provenant du Massif Méridional. La partie carbonatée est essentiellement constituée d'une association bioclastique propre au BSP : débris de bryozoaires, échinodermes, algues rouges, foraminifères lagénidés... Une moindre partie est remaniée depuis les PFC au Nord.

Ces unités sont formées de l'empilement de rides, mégarides et dunes montrant des sens de courant dominant Ouest - Est sur l'ensemble de la série du BSP. Sont aussi présentes des structures mamelonnées issues de mouvements oscillatoires de houle plus ou moins remaniées par les courants.

La série autochtone se termine par des marnes silto - quartzueuses (A5) contenant des ammonites dont *Peroniceras tricarinatum*, marquant l'approfondissement presque maximum du bassin.

#### Les unités de resédimentation

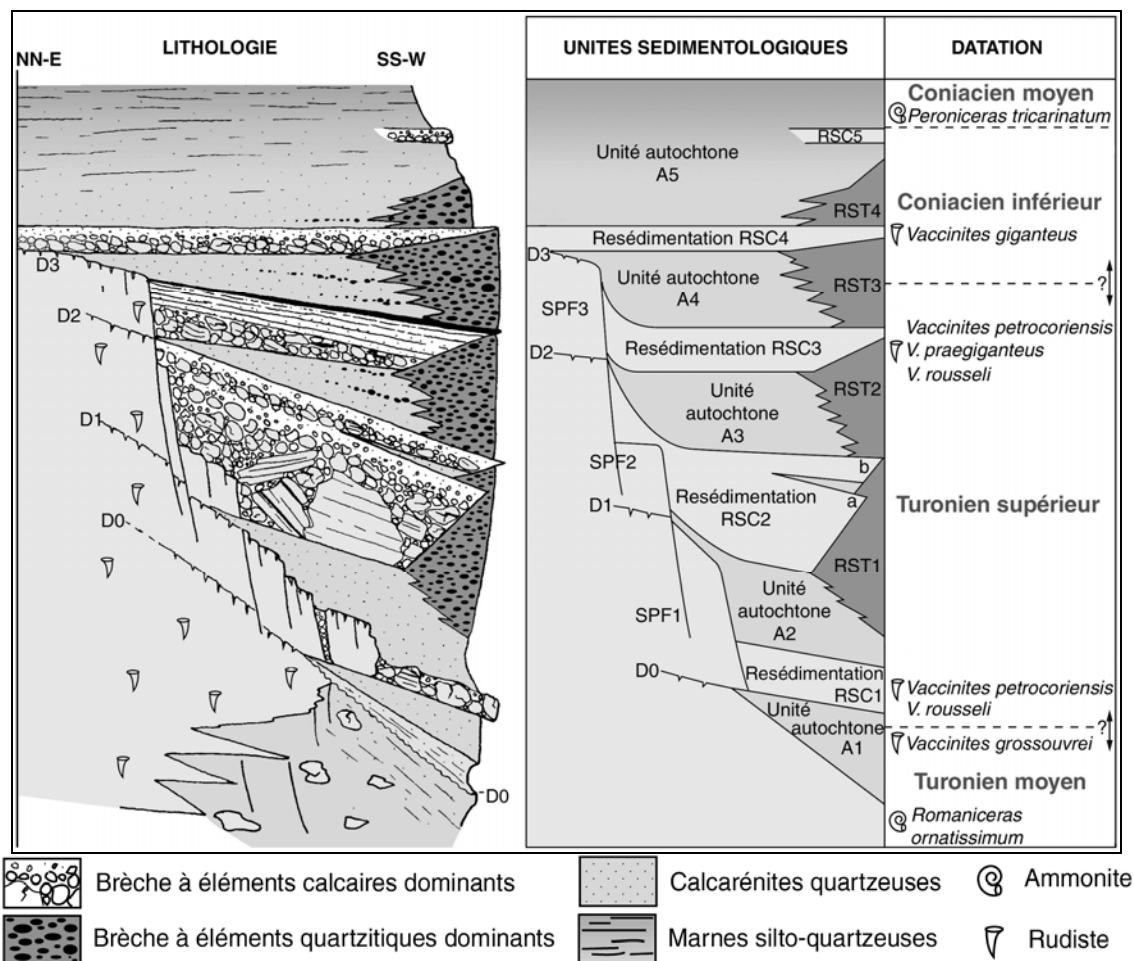
*Les resédimentations carbonatées* (RSC) sont des brèches, polygéniques et hétérométriques, à olistolithes, les éléments sont surtout calcaires et peuvent être de même nature que les unités autochtones. La matrice est calcarénitico - quartzueuse. Leurs volumes sont importants. Elles sont de type nappage : il n'existe pas de morphologie en éventail dans le BSP. Chaque RSC correspond à un écoulement en masse évolutif comprenant depuis sa partie proximale jusqu'à sa partie distale des dépôts de pente, des glissements d'olistolithes, des coulées de débris, des courants de turbidité haute puis faible densité (figure 11).

*Les resédimentations terrigènes* (RST) sont surtout sous forme de deltas en bordure nord du Massif Méridional. La nature lithologique, la géométrie, la distribution et l'agencement de ces RST impliquent que ce massif Méridional en était la source.

Les processus de mise en place des RST sont typiques des édifices deltaïques : par avalanches et glissements sur les foresets pouvant éclater en bouffées turbides à partir de la rupture de pente (figure 11).

La morphologie en nappes des RSC, et parfois en mégacoulées des RST, implique qu'un mécanisme avait été capable de remobiliser d'importantes quantités de matériel quasi-instantanément sur l'ensemble du BSP. Le mécanisme le plus plausible serait d'origine tectonique, à savoir sismique.





**Figure 10** - Coupe synthétique de la série sédimentaire en remplissage du BSP du Turonien moyen *pro parte* au Coniacien moyen *pro parte*. Place des unités sédimentologiques autochtones (A), resédimentées carbonatées (RSC), resédimentées terrigènes (RST) et des séquences majeures (SPF) de PFC reconnues dans le synclinal du Beausset. L'épaisseur totale de la série représentée est d'environ 500 m au SSW (tiré de Hennuy, 2003).

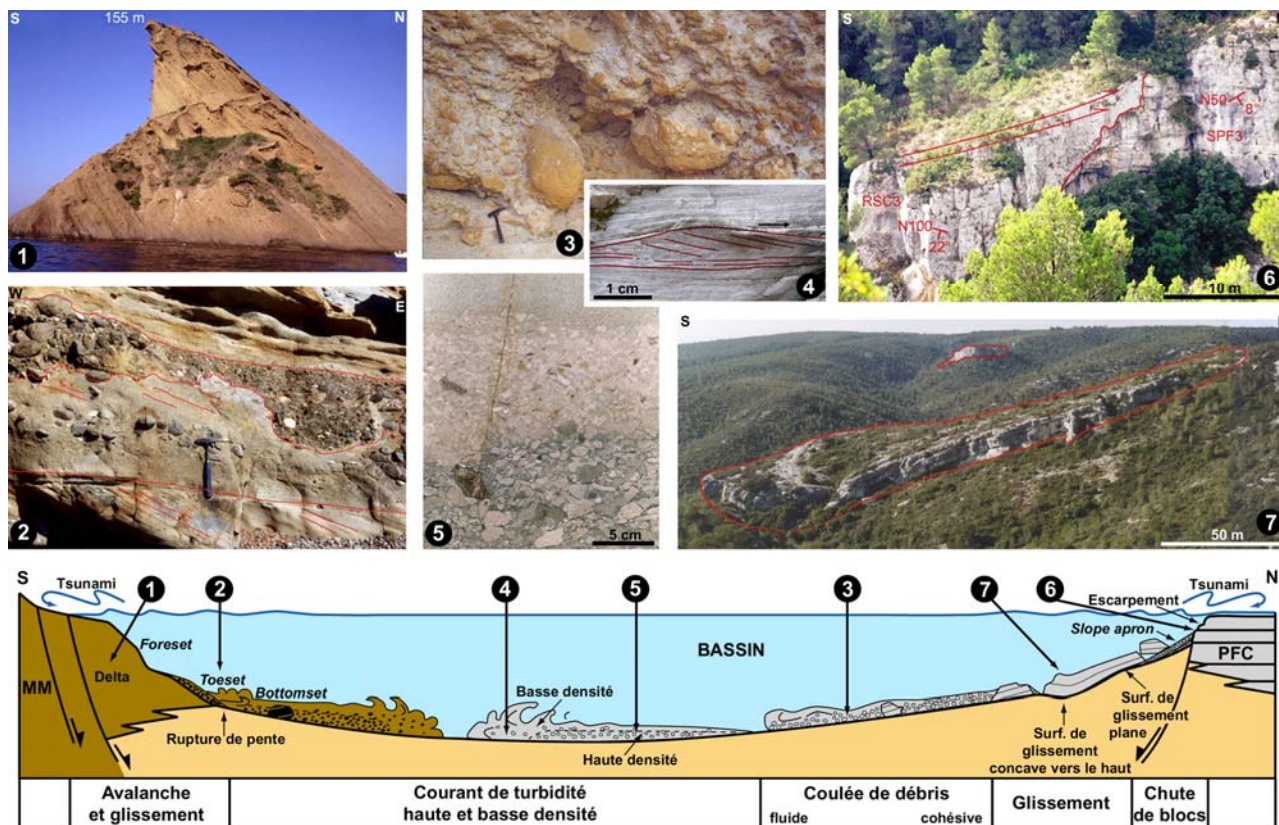
Les principaux problèmes posés sont ceux des :

- contrôles des resédimentations : séismes ? (et les subséquents tsunamis) ;
- places des resédimentations par rapport aux cortèges sédimentaires des SPF ;
- valeurs des érosions des PFC et des volumes de carbonates resédimentés ;
- proximités des sources de silicoclastiques et de la probabilité de l'existence d'un Massif Méridional distinct du Bloc Corso-Sarde...

### III. 2 - Les affleurements visités

#### III. 2. 1 - Choix des affleurements

Les affleurements visités ont été choisis de manière à analyser, d'une part, des corps carbonatés resédimentés depuis la bordure de la PFC (domaine proximal) vers le BSP (domaine distal), et d'autre part, les relations des resédimentations carbonatées avec les resédimentations terrigènes dans la partie distale de BSP. Le tout devrait permettre d'acquérir une bonne vision d'ensemble de la dynamique sédimentaire de BSP et de l'importance du contrôle tectonique dans cette partie du Rift Pyrénéo - Provençal dans la tranche de temps Turonien supérieur - Coniacien inférieur.



**Figure 11** - Images de faciès caractéristiques (1 à 7 en haut) d'écoulements sous-marins en masse dans le BSP au Turonien supérieur - Coniacien moyen et interprétations (en bas) en termes de processus de dépôts par écoulements gravitaires évolutifs. Les écoulements viennent à la fois de la marge de la PFC au Nord (à droite sur dessin) et de *fans deltas* au Sud qui bordaient le Massif Méridional émergé (MM à gauche sur dessin). Exagération verticale d'environ 6 fois. De Floquet & Hennuy (2003).

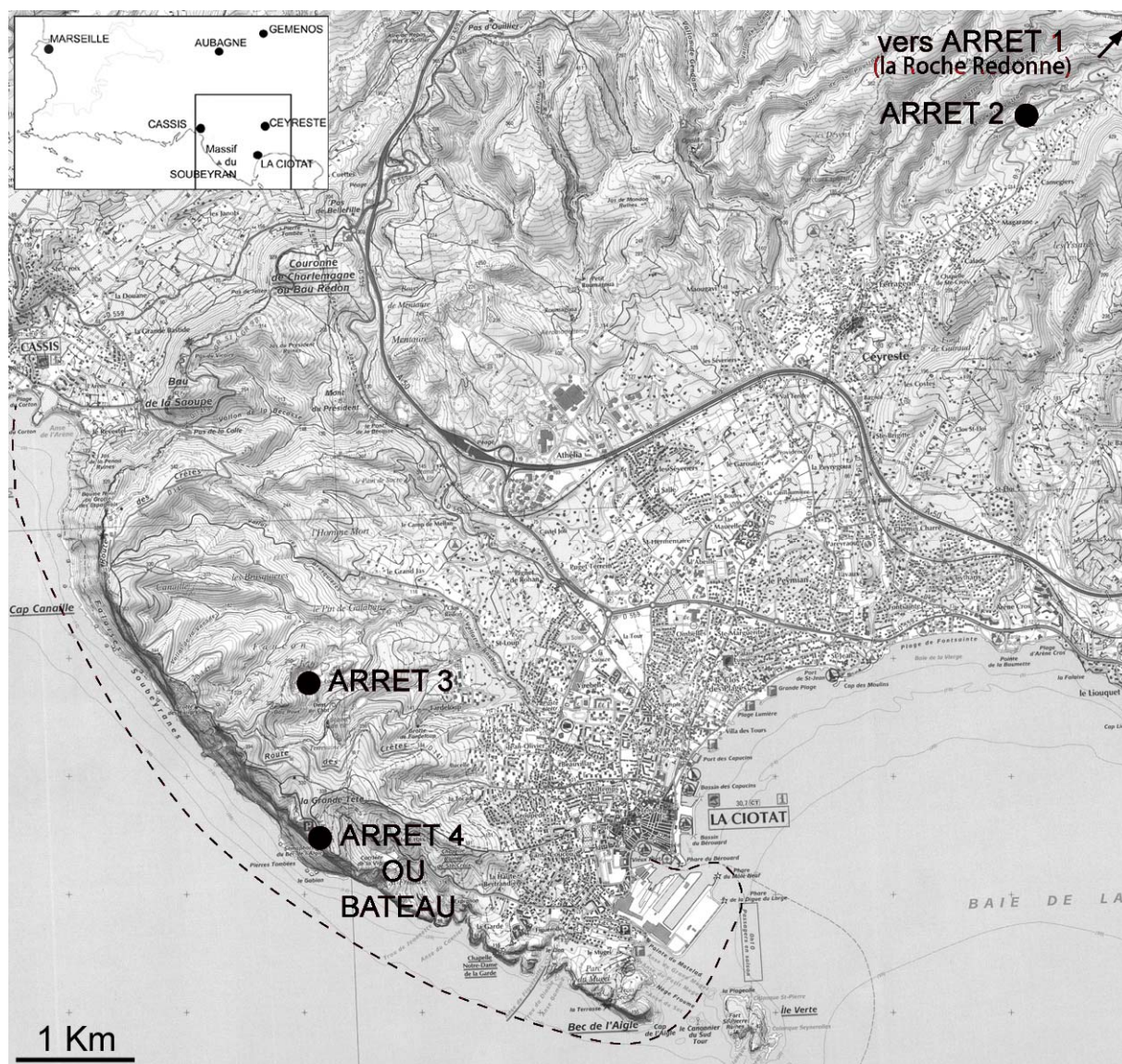
Ainsi, seront successivement visités au long du trajet emprunté (arrêts 1 à 4 en bleu sur figure 7 et arrêts 1 à 4 sur figure 12) :

**III. 2. 1. 1 - La Roche Redonne (bordure sud du plateau du Camp, vers Sainte Anne du Brûlat) :** un panorama sur le synclinal du Beausset actuel et sur le BSP d'âge Crétacé supérieur ; la limite sud de la PFC d'âge Turonien supérieur ; l'escarpement bordier et l'accumulation d'olistolites de PFC (glissement) au pied de l'escarpement.

**III. 2. 1. 2 - La route du Grand Caunet à Ceyreste :** le contact entre calcaires de PFC *in situ* et resédimentations calcaires en position la plus proximale ; des brèches de «*slope apron*» (RSC3) et une coulée de débris évoluant en turbidite grossière fruste (Ta-b par place, RSC4) ; les *onlaps* des unités sédimentologiques autochtones (A4, A5) de calcarénites bioclastiques quartzeuses circalittorales à litages en mamelons ou *hummocky*, spécifiques du BSP, expressions de rétrogradation et d'ouverture marine.

**III. 2. 1. 3 - La carrière du Loin (Ouest de La Ciotat) :** confrontation au coeur du bassin des resédimentations carbonatées venant du Nord et des resédimentations silicoclastiques venant du Sud (figure 11) ; olistolite de PFC au sein de mégabrèche carbonatée (RSC2) venant du Nord ; *onlap* latéral, contre un bord de l'olistolite, de resédimentations silicoclastiques (coulées de densité concentrées ou «*densite*», RST2) venant du Sud ; mégaturbidite carbonatée Ta-c





**Figure 12** - Localisation des quatre affleurements visités entre La Roche Redonne (affleurement hors carte) et Cassis (extrait de carte topographique IGN à 1.25000 réduite). En tirets noirs : le trajet en bateau par beau temps.

(environ 25 m d'épaisseur, RSC3) = «séismo-mégaturbidite» d'âge Turonien final - Coniacien basal mise en équivalence de formations analogues et de même âge des Pyrénées occidentales et basques ; arrachements synsédimentaires, moulages par les resédimentations silicoclastiques, expressions d'activité tectonique synsédimentaire.

**III. 2. 1. 4 option 1 (fonction des conditions météorologiques) - La route des crêtes au belvédère et le panorama du sémaphore de la route des crêtes (Ouest et Sud - Ouest de La Ciotat) :** re-sédimentation de resédimentations carbonatées et silicoclastiques dans la zone de confrontation au cœur de BSP ; *slumps* dans olistolite précoce de mégaturbidite carbonatée RSC3 ; évolution «distale» de mégaturbidite (RSC4) et scellement d'olistolites de *foresets* deltaïques (autour du belvédère de la route des crêtes ; les *onlaps* turbiditiques carbonatés vers le Sud (RSC3 et 4) sur les édifices deltaïques de la bordure sud du bassin (panorama depuis le sémaphore de la route des crêtes).



**III. 2. 1. 4 option 2 (fonction des conditions météorologiques) - Circuit en bateau de La Ciotat à Cassis en longeant le Bec de l'Aigle, les falaises sous la Grand Tête et le Massif du Soubeyran** : des *foresets* aux *bottomsets* deltaïques du Sud du BSP ; les *onlaps* turbiditiques carbonatés vers le Sud venant buter sur le pied des *foresets* deltaïques expression de l'ouverture du BSP vers le Sud ; l'épaisse sédimentation des calcarénites bioclastiques quartzieuses, circalittorales et propres au bassin, coupée par les brusques et instantanées mises en place des resédimentations carbonatées mégabréchiques et mégaturbiditiques (de RSC1 à RSC4) ; des vues saisissantes sur les rampes carbonatées homoclines d'âge Cénomaniens supérieur et Turonien inférieur et sur leur passage relativement graduel à la sédimentation marneuse du BSP.

### III. 2. 2 - Description et interprétation des affleurements

#### III 2. 2. 1 - La Roche Redonne

Panorama à 180° sur la bordure de la PFC (PFC est en place à 500 m au Nord) et sur le bassin qui s'étend au SE, S et SW (planche 12).

La bordure de la PFC, orientée N110, est ici marquée par une mégabrèche, incluant de grands olistolithes et correspondant probablement au cumul des RSC3 et RSC4 en position la plus proximale.

Les olistolithes de cette mégabrèche (planche 12) sont pour la plupart compris entre les catégories *coarse block* et *fine slab* de la classification de Blair & Mc Pherson (1999). Ils sont faits de calcaires à rudistes, madréporaires, chaetétidés.

La majorité des autres éléments de la mégabrèche sont aussi calcaires. La macrofaune : nombreux rudistes, madréporaires, chaetétidés, gastéropodes, algues rouges... et la microfaune de foraminifères benthiques, dans ces éléments, sont caractéristiques d'une PFC bien ouverte sur le large marin, sur le BSP.

La matrice est microbréchique à calcarénitique avec quartz et glauconie, à foraminifères (*Dorothyia* sp.) et *Calcisphaerulidae* caractérisant un milieu externe et ouvert, probablement de l'étage circalittoral. Elle renferme en outre une microfaune altérée et apparemment remaniée depuis les milieux de la PFC à rudistes avec *Cuneolina conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Dictyopsella kiliani*...

### Planche 12 - La Roche Redonne - Escarpement de bordure de plate-forme

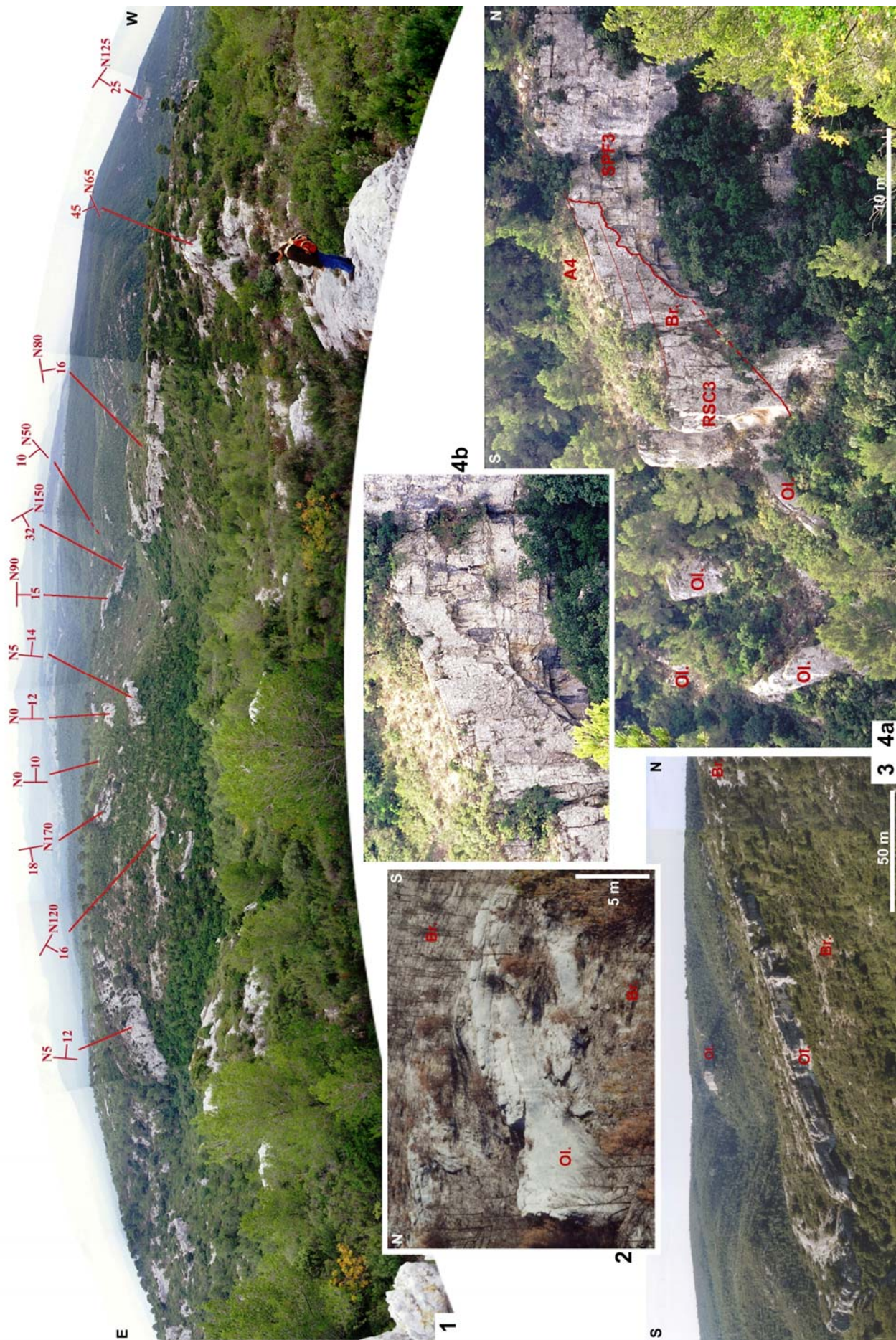
**1** - Vue panoramique vers le Sud - Est, le Sud et le Sud - Ouest sur le contrebas de l'escarpement de bordure de la PFC. Une accumulation d'olistolithes de toutes tailles rattachés à RSC3 au fond du vallon et à RSC4 au sommet s'est faite en contrebas de la bordure de la PFC (correspondant à SPF3 supposée). Ces olistolithes sont disposés de manière chaotique (les pendages sont indiqués sur le panorama).

**2** - Olistolithe calcaire déformé au sein des brèches de RSC3, à proximité de la bordure d'escarpement visible sur la photographie précédente. Vue depuis la route de Sainte Anne du Brûlat au Sud du village du Camp.

**3** - Vue d'ensemble d'un des plus gros olistolithes de RSC4, long d'environ 250 m et haut d'une quinzaine de mètres, en contrebas de l'escarpement visible sur la photographie 1 de la Roche Redonne. Le front de cet olistolithe est rebroussé, probablement par blocage en aval lors de sa mise en place. Il est constitué de séquences biosédimentaires caractéristiques de bordure externe de PFC, avec coraux, algues rouges, grands *Vaccinites* et gerbes d'*Hippurites*...

**4a** - Escarpement de SPF3 (surligné de rouge), moulé par les brèches (Br) calcaires de pente à olistolithes (Ol.) de RSC3, au Sud du circuit du Castellet. L'ensemble est scellé par les calcarénites quartzieuses de A4. SPF3 a un pendage de 8° vers le SE et de direction N50 ; les séquences de dépôts bréchiques de RSC3 ont un pendage de 22° vers le SW et de direction N10 .

**4b** - Détail de l'escarpement de SPF3 de la photographie précédente.





### III 2. 2. 2 - Route du Grand Caunet à Ceyreste

Contact entre les calcaires de PFC *in situ* (séquence SPF3) et la resédimentation calcaire RSC3, sous forme de lobe de brèche de pente ; *onlap* de l'unité sédimentologique autochtone A4 ; resédimentation RSC4 en position proximale et en recouvrement de PFC ; *onlap* de l'unité sédimentologique autochtone A5 (planche 13).

#### Planche 13 - Coupe de Ceyreste Nord (Hennuy, 2003)

A la partie inférieure de la coupe (figure ci-dessous), une brèche à cailloux noirs, épaisse de quelques dizaines de centimètres se suit sur plus de 100 m. Elle est considérée comme marquant le toit de SPF2 et correspondant à une discontinuité majeure (D2) d'abord d'émersion puis de reprise par une remise en eau marine (dépôt résiduel).

Au dessus, SPF3 est faite de calcaire *packstones* à *grainstones*, à nombreux rudistes dont *Vaccinites petrocoriensis*, *V. praegiganteus* et *Durania cornupastoris*, à chaetétidés, coraux, nérinées, rhodophycées... SPF3 se termine par une surface fracturée et perforée dont les cavités sont remplies par les calcarénites sus-jacente de A4.

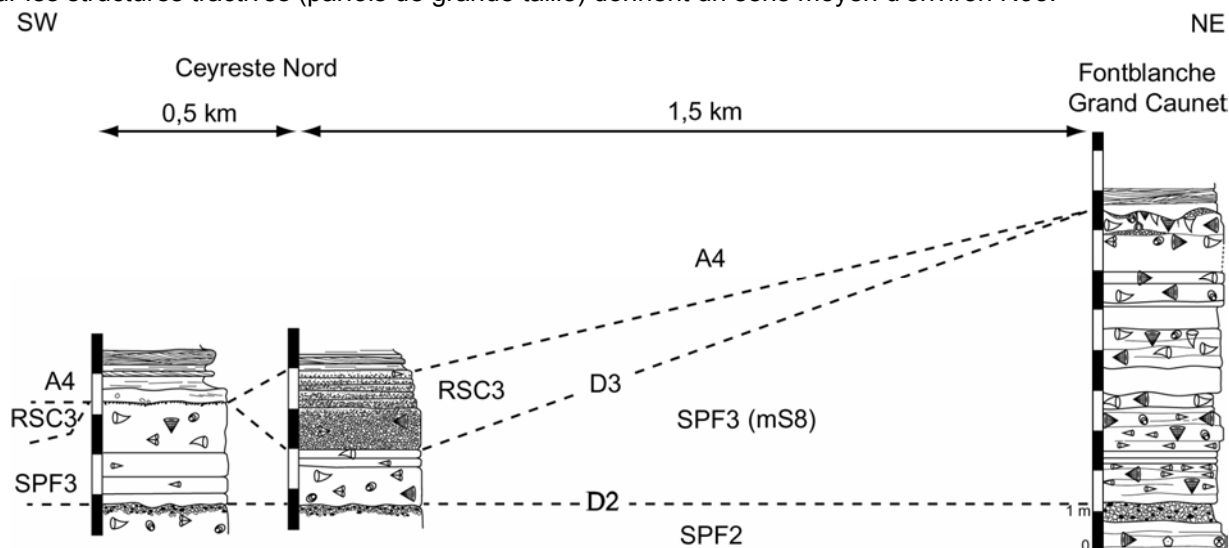
Localement, une brèche sépare SPF3 de A4. Cette brèche correspond à la partie la plus proximale de RSC3. D'une épaisseur maximum de 2,5 m, elle est polygénique et hétérométrique, à éléments surtout calcaires de PFC, dont les gros bioclastes silicifiés, et à matrice calcarénitico - quartzreuse et glauconieuse. La brèche est composée de séquences de dépôts (8 au maximum), granocroissantes à leur base puis granodécroissantes. Ces séquences sont regroupées en une séquence d'ordre supérieur granodécroissante.

L'évolution latérale de ce contact PFC / brèche sur quelques centaines de mètres et sa corrélation avec la coupe du Grand Caunet, située à 1,5 km au Nord de celle de Ceyreste Nord et en position plus interne, est donnée dans la figure ci-dessous.

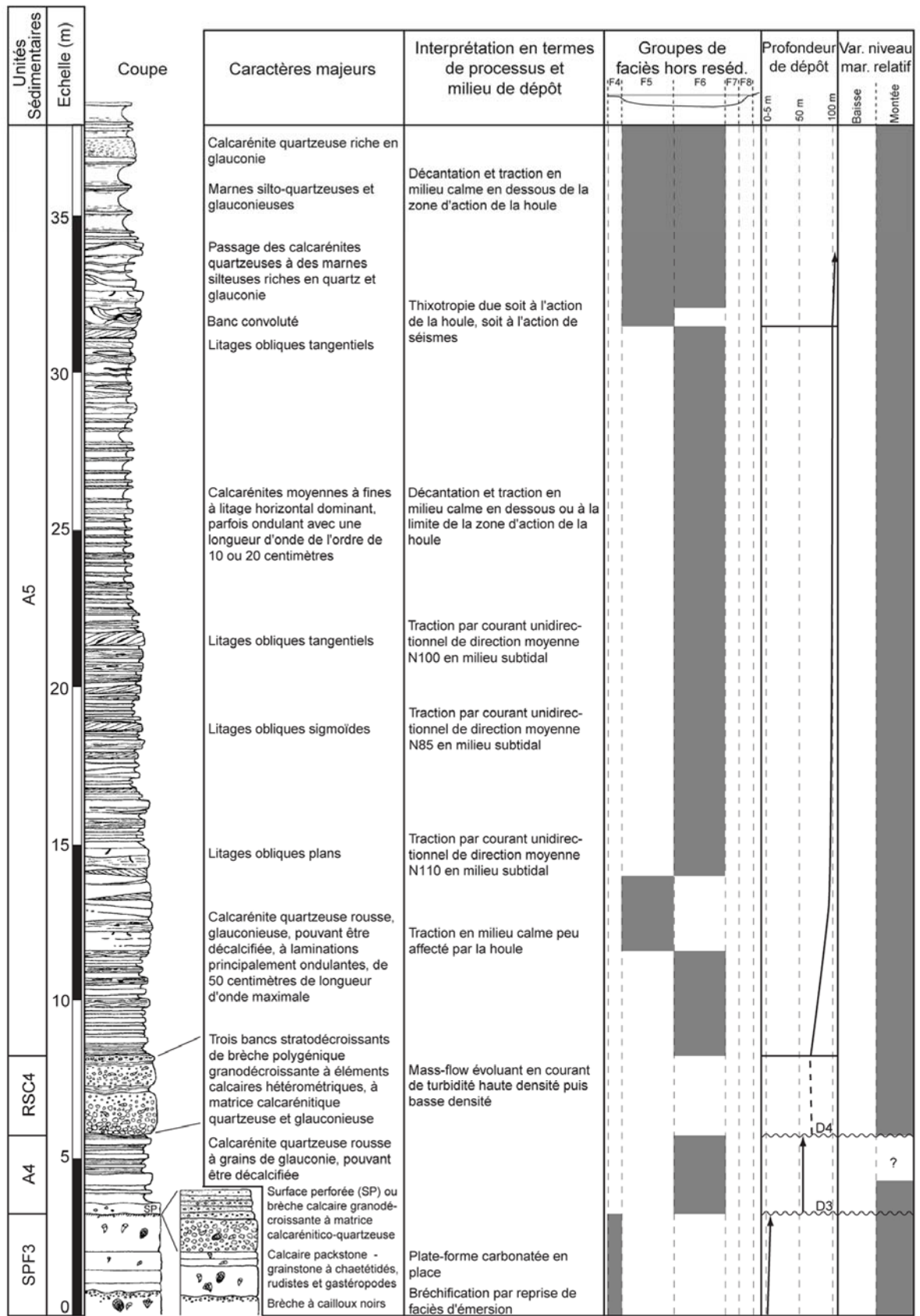
A4, épaisse d'environ 2,5 m, est faite de calcarénites rouges à grains de quartz et glauconie très arrondis. Elle est constituée de l'empilement de bancs horizontaux épais de quelques centimètres à 40 cm à rares litages visibles horizontaux. A4 se termine par une surface irrégulière issue d'érosion sur laquelle repose RSC4.

RSC4, de même composition que dans la coupe du Grand Caunet, est ici constituée de 3 séquences de dépôts strato- et granodécroissantes menant de calcirudites à blocs à des calcarénites quartzo-glauconieuses. Elle contient par endroits des olistolithes de taille métrique. La dernière séquence, la moins épaisse est recouverte par les calcarénites quartzo - glauconieuses rouges de A5.

A5 est identique à ce qu'elle est dans la coupe du Grand Caunet, avec cependant une épaisseur plus grande de sa partie inférieure calcarénitique. Le passage à la partie supérieure marno - silteuse se fait aussi par l'intermédiaire d'un banc convoluto bréchiq. Les nombreuses directions de courants relevées sur les structures tractives (parfois de grande taille) donnent un sens moyen d'environ N95.







Tiré de Hennuy (2003)

### III 2. 2. 3 - Carrière du Loin

Confrontation, au cœur du BSP, entre les resédimentations carbonatées (RSC) venant du Nord et les resédimentations silicoclastiques (RST) venant du Sud (figure 11).

La partie inférieure de la Carrière du Loin est taillée dans un méga-olistolithe calcaire de RSC2. Il s'agit d'un fragment de la PFC présentant des séquences de dépôts élémentaires épaisses de 1,5 à 5 m, déposées en milieux peu profonds susceptibles d'émerger. Les bordures de l'olistolithe sont bréchiques (planche 14 et photographie 1 planche 15).

RST2 apparaît remplir une dépression large de 150 m et profonde de 30 m environ. En fait cette resédimentation moule la bordure sud du méga-olistolithe de RSC2 ; elle s'appuie en biseau sur la bordure fracturée et fragmentée de l'olistolithe, qui localement est couronnée d'une surface perforée (photographie 1 planche 15). RST2 reprend à sa base des fragments de cet olistolithe, notamment de la surface perforée. Toutefois, RST2 ne recouvre pas entièrement l'olistolithe, qui est directement recouvert par RSC3 (photographie 1 planche 14).

RST2 est un poudingue fait de graviers et galets pouvant avoir un diamètre de 10 cm. Les éléments majoritaires sont de même nature silicoclastique et calcaire que celle des éléments de RST1. Cependant, il existe une part non négligeable (20% environ) de calcaire de PFC d'âge Turonien supérieur et de calcarénite quartzeuse rousse du type de A3. La matrice, abondante, est calcarénitico - quartzeuse et glauconieuse.

Ce poudingue est stratifié dans son ensemble et composé d'une succession de séquences de dépôts de 5 à 20 cm d'épaisseur chacune, granodécroissantes depuis des conglomérats faits de galets et graviers jusqu'à des arénites à grains calcaires, quartzeux et glauconieux. Ces séquences ont un suivi latéral de quelques mètres seulement.

RSC3 présente les mêmes caractères généraux que ceux qu'elle présente dans l'ensemble du BSP, hormis à proximité de la PFC (affleurements 1 et 2). Toutefois, elle atteint ici son épaisseur maximum de 25 m, grâce au développement des calcarénites quartzeuses stratodécroissantes et granodécroissantes et aussi des calcisiltites (photographie 3 planche 15) au détriment des brèches inférieures grossières (au contraire développées vers la bordure de la PFC).

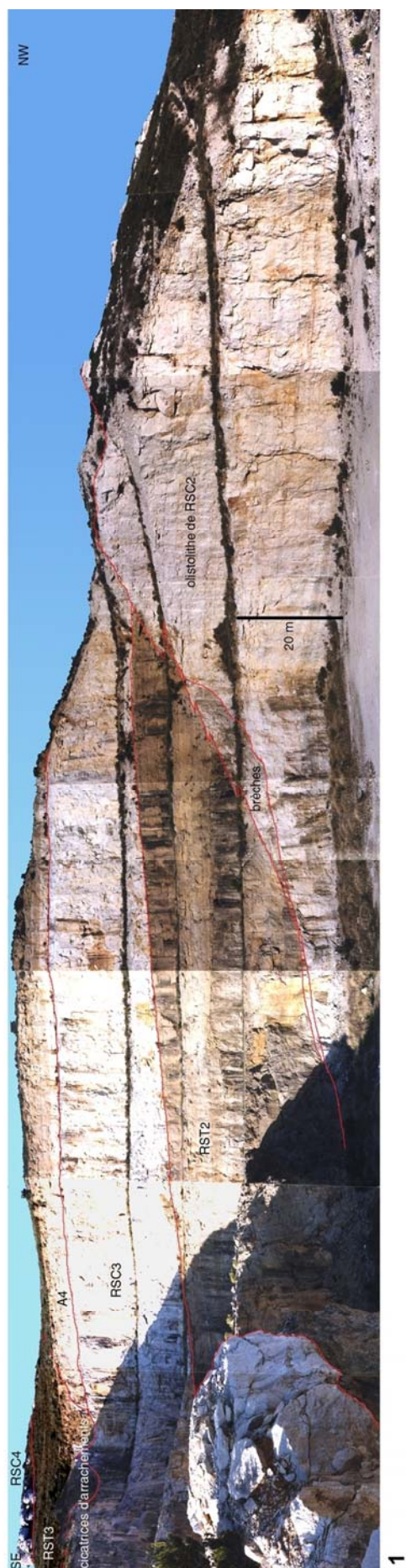
Cependant des olistolithes et des méga-*rip-up clasts* sont encore présents (photographie 4, 5 et 6 planche 15). Des galets silicoclastiques sont aussi présents à la base de l'unité (photographie 2 planche 15). L'épaisseur des calcisiltites sommitales est ici maximum, mais ne sont pas toujours conservées ainsi que les calcarénites les plus fines. C'est le cas dans les carrières annexes de celle du Loin, où la limite supérieure de RSC3 est une surface d'érosion.

En outre, RSC3 présente des cicatrices d'arrachements (photographie 8 et 9 planche 15) affectant parfois toute l'unité. Celles-ci ont été comblées par les poudingues de l'unité RST3 sus-jacente.

### Planche 14 - Carrière du Loin, vues d'ensemble

1 - Vue d'ensemble 1. RST2 s'appuie sur un olistolithe de grande taille de RSC2, sans le recouvrir. Le démantèlement de l'olistolithe et l'accumulation des brèches (entourées de rouge) sont antérieurs au dépôt de RST2. Les petits biseaux de brèches (en rouge) sont des reprises d'éléments de brèches de RSC2 par la mise en place des séquences turbiditiques de RST2. RSC3, épaisse de 25 mètres environ, est stratiforme. Elle recouvre l'olistolithe de RSC2 dont elle moule la surface sommitale irrégulière et perforée. Elle est composée d'une succession stratodécroissante et granodécroissante de séquences de dépôts elles-mêmes granodécroissantes. A4 est faite de calcarénites quartzeuses et glauconieuses à litages obliques. Des cicatrices d'arrachement affectent A4 et le sommet de RSC3 dans l'angle sud-est de la carrière. Celles-ci sont comblées par les poudingues de RST3. RSC4 forme le sommet du Baou Rous (barre dominant la carrière au Sud).

2 - Vue d'ensemble 2, depuis le bord nord de la carrière. L'aspect canaliforme de RST2 est un artefact dû à la section 2D du moulage par cette resédimentation du flanc d'un olistolithe de RSC2. Avant le dépôt de RST2, l'olistolithe calcaire était démantelé, d'où l'accumulation de brèches (entourées de rouge) sur son flanc. Au sommet de la série, au centre de la photographie, RSC3 et A4 sont affectées par des arrachements dont les cicatrices sont visibles (surlignées de rouge). Ces arrachements sont comblés par les poudingues de RST3.





## Planche 15 - Carrière du Loin, détails

**1** - Contact entre un olistolithe de RSC2 et RST2 (côté sud - est de la carrière). Le sommet de l'olistolithe, très fracturé (fentes de tension) et fragmenté présente une surface perforée. Cette surface se retrouve souvent en fragments à la base de RST2 qui mouler l'olistolithe et remplir ses fractures.

**2** - Passage de RST2 à RSC3. Du matériel quartzitique (brun) de RST2 est repris sur environ 20 cm à la base de RSC3 lors de sa mise en place.

**3** - Détail de RSC3. L'unité a une épaisseur de 25 m environ. Elle présente deux parties bréchiques, une désorganisée et la suivante organisée, puis des calcarénites et des calcisiltites.

- La partie bréchique désorganisée est faite d'olistolithes de tailles plurimétriques, de *rip-up clast* marneux, et d'éléments de plus petite taille : blocs calcaires, rudistes, chaetétidés, galets mous...

- La partie bréchique organisée est faite de quelques séquences, d'environ 80 cm d'épaisseur, granodécroissantes depuis des brèches à éléments de quelques centimètres jusqu'à des calcarénites.

- La partie calcarénitique est faite d'un ensemble stratodécroissant et granodécroissant de bancs eux-mêmes granodécroissants.

- Les calcisiltites, finement laminées, atteignent 1 m d'épaisseur.

**4** - Olistolithe calcaire de taille plurimétrique à la base de RSC3.

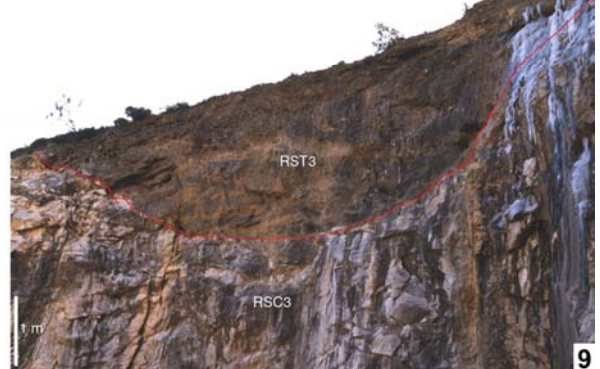
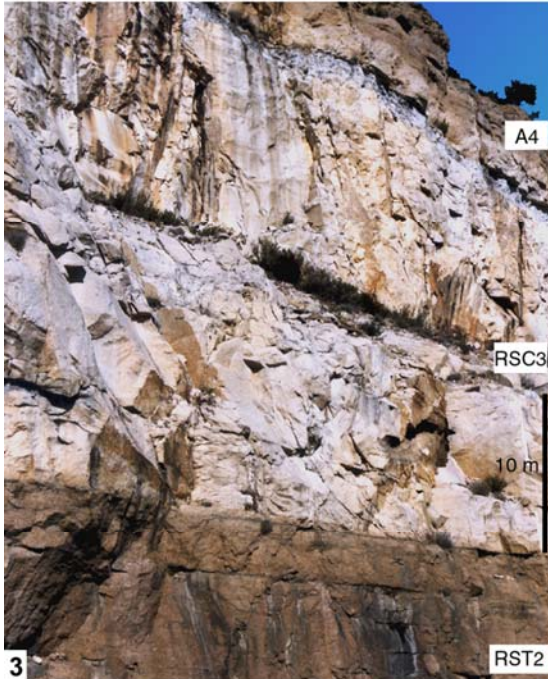
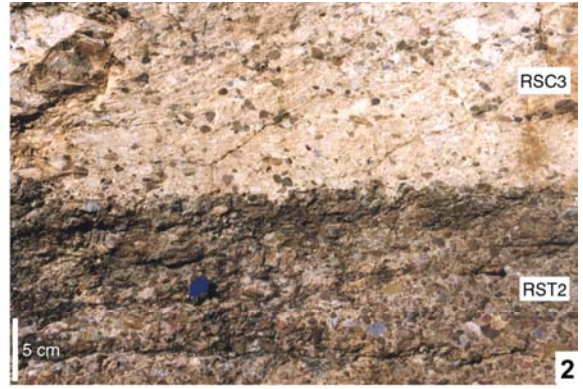
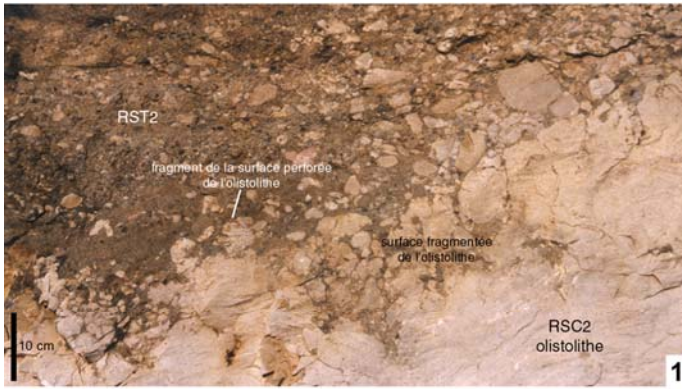
**5** - *Rip-up clast* marneux à faciès de PFC interne à *Discorbidae* dans le quart inférieur de RSC3.

**6** - *Rip-up clasts* marneux (entourés de rouge) et chaetétidés (entourés de vert) pris dans les brèches à la base de RSC3.

**7** - Accumulation de chaetétidés (entourés de rouge) de grandes tailles en partie supérieure de la brèche de RSC3. La faible densité de ces organismes explique leur regroupement et leur position en partie supérieure de la brèche globalement granodécroissante (tri par densité lors de la mise en place de RSC3).

**8 et 9** - Deux cicatrices d'arrachements affectant la partie supérieure de RSC3 dans le coin sud - est de la carrière (cf. photographie 2 planche 14). Les creux laissés par ces arrachements sont comblés par les poudingues de RST3. Sur la photographie 8, des éléments mous de calcisiltites claires du sommet de RSC3 (faciès «safe» des carriers) sont repris à la base du remplissage par RST3 ce qui indique que RSC3 n'était pas complètement indurée au moment des arrachements. Ces arrachements se situent sur un réseau de failles normales synsédimentaires dit de "Fardeloup - Baou Rous et Belvédère" (Hennuy, 2003). Le démantèlement partiel de RSC3 et la mise en place de l'ensemble inférieur chaotique de RST3 auraient donc une origine tectonique.







### III. 2. 2. 4 option 1 - Route des crêtes et sémaphore

Autour du belvédère de la route des crêtes : sédimentation autochtone du BSP et confrontations entre resédimentations carbonatées venant du Nord et resédimentations silicoclastiques venant du Sud, plus phénomènes de remobilisation de ces resédimentations (RSC et RST).

Du sémaphore : panorama sur les édifices deltaïques et *onlaps* des resédimentations carbonatées sur ces édifices.

### Planche 16 - Coupe de la route des crêtes

Contenu biologique général et datation. Les unités autochtones (A2 à A5) contiennent de très nombreux débris d'échinodermes, des bryozoaires, des algues rouges, des *Calcisphaerulidae*, et de nombreux foraminifères benthiques. Les foraminifères planctoniques sont rares et mal conservés, surtout lorsque la fraction silicoclastique est élevée. En de rares endroits des Falaises Soubeyrannes, A2 contient aussi des rhynchonelles.

Les unités de resédimentation carbonatées présentent une faune et une microfaune typiques de la PFC, non seulement dans les éléments des brèches mais aussi sous forme libre dans la matrice. Il n'est pas rare de trouver des foraminifères planctoniques dans les faciès les plus fins (calcisiltites) au sommet des resédimentations.

La faune de foraminifères benthiques et planctoniques, et de rudistes dans les RSC seulement, ont permis de dater les unités sédimentologiques : une large partie inférieure de A1 est datée du Turonien moyen ; RSC1, A2, RSC2, RST1, A3, RST2 et RSC3 du Turonien supérieur ; RSC4, A5, RSC5 et RST4 du Coniacien inférieur à moyen. Des incertitudes demeurent pour A4 et RST3 dans lesquelles se situerait la limite Turonien - Coniacien (Hennuy, 2003).

Description. A2 et RSC2 sont ici les plus épaisses, respectivement de 170 m et plus de 70 m. En revanche, A3, RSC3, A4 et RSC4 sont moins épaisses ici que plus à l'Est (Mont Caume).

A2, analysée en partie au pied des falaises et en partie le long de la route des crêtes (malgré des lacunes de visibilité), est essentiellement constituée de calcarénites quartzueuses et glauconieuses rousses par oxydation avec des intercalations de calcirudites, en corps sédimentaires 2D et 3D ainsi qu'en corps concavo - convexes, mamelonnés.

Le contact entre A2 et RSC2, comme celui entre A1 et RSC1, est irrégulier, issu d'érosion, avec figures d'affouillement.

RSC2 est faite d'une brèche polygénique et hétérométrique, de même type que celle de RSC1, mais plus grossière. Le long de la route des crêtes et plus particulièrement dans les Falaises Soubeyrannes présentant des affleurements continus sur de grandes distances, des olistolithes de près de 250 m de long occupent toute l'épaisseur de RSC2, soit plus de 70 m. RSC2 se divise ici en deux principales séquences de dépôts, la première étant beaucoup plus grossière et épaisse que la seconde. La brèche très grossière dans la moitié inférieure de la première séquence devient granodécroissante et s'affine dans la moitié supérieure pour passer à des calcarénites dans les deux derniers mètres, sous le point coté 335 m le long de la route des crêtes. Ce type de calcarénites a une plus grande épaisseur au sommet de la deuxième séquence de dépôt (environ 5 m) et présente des laminations horizontales.

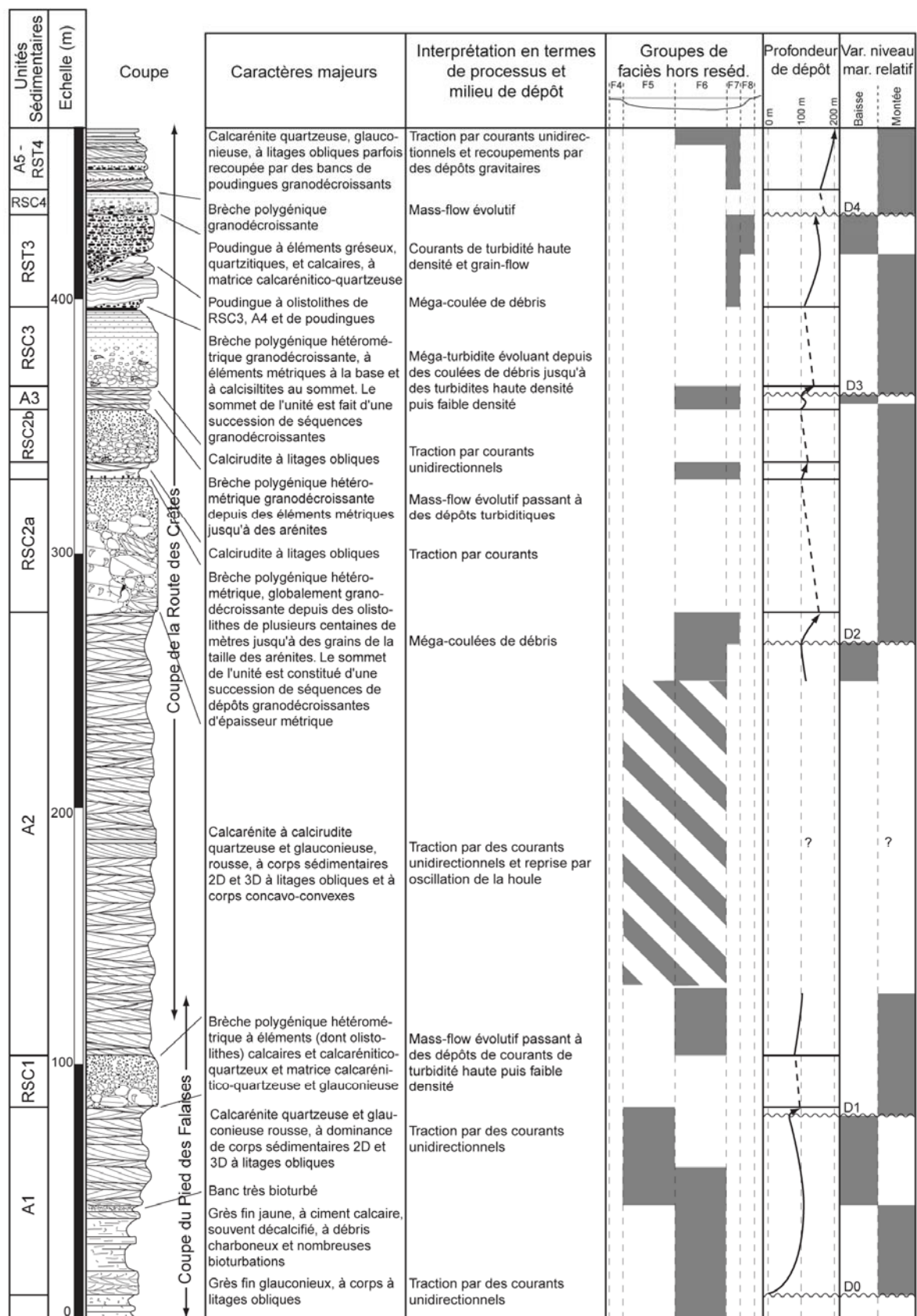
Les 2 séquences de dépôts de RSC2 sont séparées par environ 7 m de calcirudites-calcarénites silicoclastiques de couleur rousse par oxydation. Les 2,5 premiers mètres sont les plus grossiers, à éléments silicoclastiques et à bioclastes de PFC, agencés en séquences granodécroissantes. Les 4, 5 m suivants, moins grossiers, sont constitués d'une succession de corps à litages obliques, le plus souvent tangentiels à la base, d'extension métrique. Ces corps ont entre 5 et 10 m de longueur pour une amplitude de 10 à 20 cm et sont séparés par des lits plus marneux de 5 à 10 cm de hauteur et à litages obliques.

A3, d'une épaisseur inférieure à 10 m, est faite de calcirudites à forte fraction silicoclastique, dont des graviers gréseux et quartzitiques, empilées en corps sédimentaires 2D et 3D d'une amplitude de 10 à 30 cm, fréquemment recoupés par des bancs décimétriques de microconglomérats silicoclastiques.

La transition de A3 à RSC3 se fait en quelques centimètres ou tout au plus en une vingtaine de centimètres où des éléments calcaires sont mélangés à une matrice de faciès identique à celui de A3.

RSC3, épaisse de 25 m, comprend une brèche polygénique hétérométrique globalement granodécroissante sur toute son épaisseur, avec des éléments de taille métrique à la base, puis des microbrèches passant à des calcarénites (faciès «grès à pavés» des carriers) et des calcisiltites (faciès «safre» des carriers) au sommet. Les calcarénites sont empilées en une séquence granodécroissante et stratodécroissante de bancs à surfaces horizontales eux-mêmes granodécroissants. Les calcisiltites sommitales sont finement laminées horizontalement et érodées à leur sommet. RSC3 est bien visible, depuis sa base jusqu'à son sommet (ce dernier étant toutefois en partie érodé) dans le virage sous le belvédère de la route des crêtes.





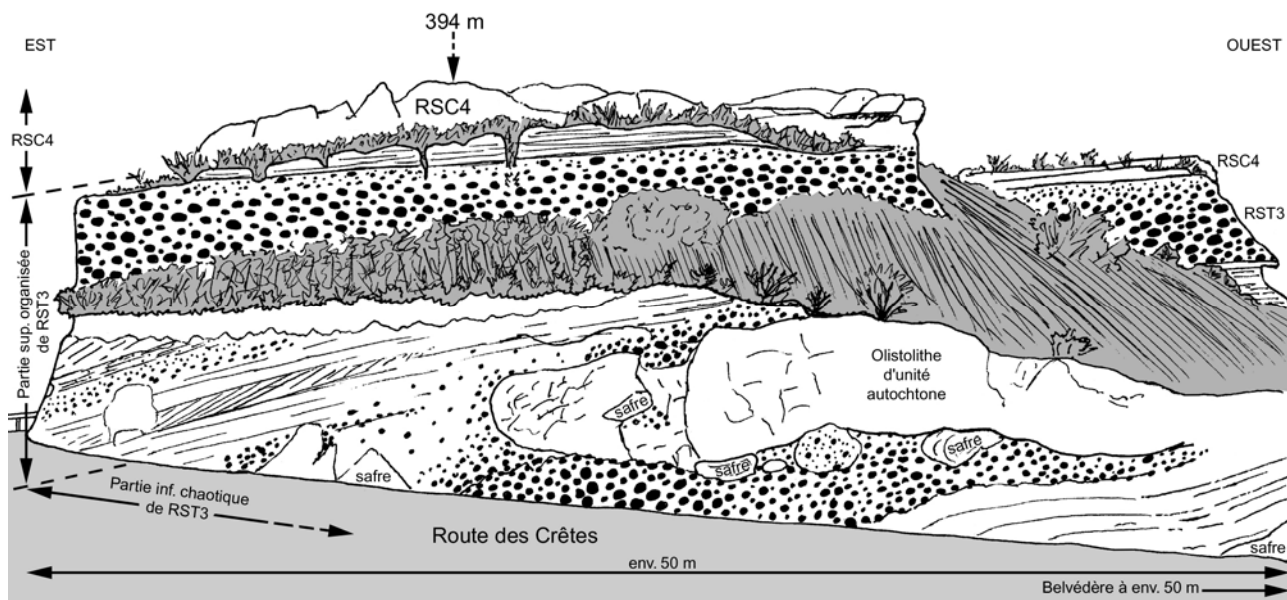
Tiré de Hennuy (2003)

RST3 est faite de poudingues à olistolithes et à éléments silicoclastiques très largement dominants et à matrice gréseuse. Cette unité présente deux parties bien distinctes. La première est très grossière, à olistolithes provenant de RSC3, de A4 ou bien encore à olistolithes de poudingues présentant des séquences de dépôts de *foresets* deltaïques. La seconde partie est faite de poudingues à éléments pluricentimétriques à décimétriques et parfois plus gros. Ces éléments sont agencés en séquences granodécroissantes au sommet de l'unité.

RSC4, épaisse d'environ 6 m, comprend à sa partie inférieure une brèche de même type que celle de RSC3 mais à éléments moins grossiers. A la base les éléments calcaires sont mélangés aux galets de quartz de poudingue du sommet de RST3, dans une matrice calcaire à grains de quartz. RSC4 est formée de 3 à 5 séquences de dépôts granodécroissantes regroupées en une séquence d'ordre supérieur granodécroissante. Elle se termine par un banc, épais d'environ 1 m, calcarénitico - quartzeux à laminations horizontales parallèles (faciès «grès à pavés») passant à environ 40 cm de calcisiltites quartzieuses à laminations faiblement ondulantes (faciès «safre»).

A5 est faite de calcarénites et de calcirudites à forte fraction silicoclastique. Les corps sédimentaires 2D et 3D avec des amplitudes pouvant atteindre 1 m, ainsi que les corps concavo - convexes mamelonnés sont fréquents. Des bancs de poudingues de RST4 recoupent A5 à plusieurs reprises.

RST4, faite de poudingues silicoclastiques, montre un maximum de développement dans les environs de la Grand Tête et du Sémaphore où elle atteint une épaisseur de 40 m. Elle y est constituée d'une succession de séquences de dépôts granodécroissantes, mal exprimées, hormis quelques séquences intercalées dans A5 et épaisses de 1 à 2 m et à suivi latéral plurihectométrique. Des calcarénites rouges par oxydation, en mégarides et corps mamelonnés, s'intercalent fréquemment dans les poudingues.



A environ 50 m au-dessus du Belvédère, le talus en bordure de la Route des Crêtes est formé des 2 parties de RST3 : chaotique et à olistolithes à la base et organisée au sommet, et de RSC4 (tiré de Hennuy, 2003).

## Planche 17 - Coupe de la route des crêtes

- 1 - Panorama NE-SW de la route des crêtes à la latitude du belvédère, vu depuis le NW. La coupe figurée en planche 16 a été levée le long de cette route.
- 2 - Olistolithes (entourés en vert) de RSC3 et A4 dans les poudingues de RST3, dans le virage en épingle sous le belvédère de la route des crêtes. En haut à gauche : RSC4 (entouré de rouge) puis les calcarénites quartzieuses de A5.
- 3 - Sommet des poudingues de RST3 et transition avec la brèche calcaire de RSC4 (photographie prise au Pont Naturel, cette transition étant identique en bord de la route des crêtes). La transition se fait sur environ 10 cm d'épaisseur, mais peut se faire sur un peu plus d'un mètre en d'autres affleurements. RSC4 reprend à sa base des galets de RST3.
- 4 - Le Baou - Rous vu depuis la route des crêtes. Deux olistolithes (entourés de vert) sont visibles dans RST3, et présentent des pendages différents des poudingues qui les entourent. La barre carbonatée du sommet du Baou - Rous est RSC4.





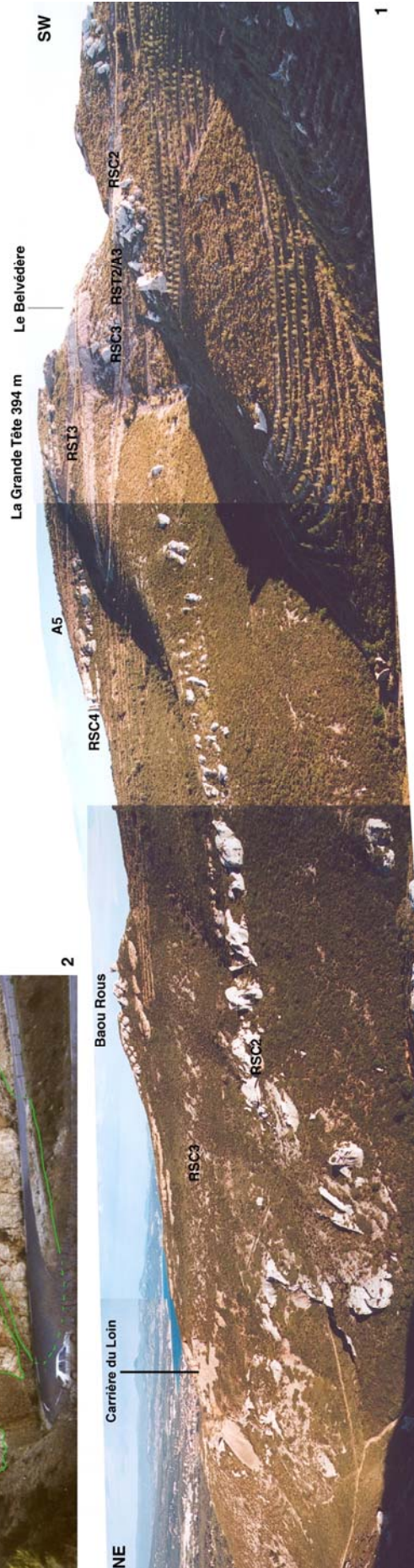
3



2



4



1



## Planche 18 - Panorama depuis le sémaphore : «*onlaps* turbiditiques» carbonatés sur les édifices deltaïques

**1** - Panorama aérien des falaises comprises entre le Bec de l'Aigle au SE et le sémaphore au NW. S'observent en particulier :

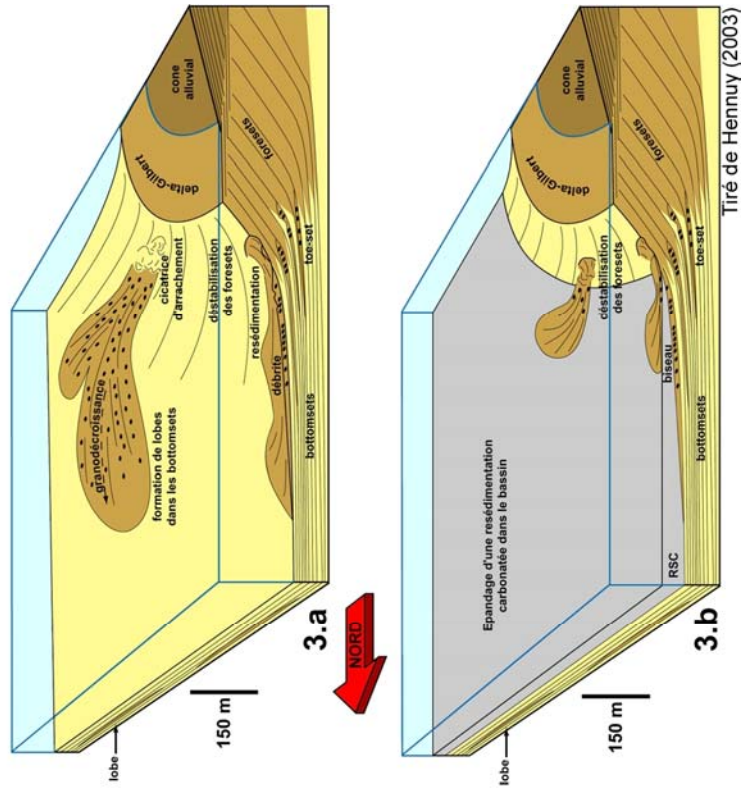
- la discordance angulaire entre l'ensemble unité autochtone A2 plus zone de transition A2-RST1 et les unités de resédimentation d'origine deltaïque RST1 à RST3 ;
- les variations de pendage (traits rouges arqués) au sein de RST1 correspondant au passage des *foresets* (au SE) vers les *bottomsets* (au NW) ;
- les biseaux des mégaturbidites carbonatées RSC2a, RSC2b, RSC3 (flèche rouge) et RSC4 (flèche rouge) venant du Nord, contre la morphologie de pente de *foresets* de RST1, RST2 et RST3. Au cours du temps ces biseaux se sont faits de plus en plus vers le SE. Ainsi, les biseaux de RSC2a et b sont à l'aplomb du sémaphore (coin supérieur gauche de la photographie), celui de RSC3 est au SE dans les environs de Saint Frétouse et celui de RSC4 est encore plus au SE ;
- le contact oblique entre un olistolithe de l'ensemble inférieur chaotique RST3a et A4 sous le Sémaphore.

**2** - Vue panoramique prise depuis le sémaphore en direction du SE, montrant les édifices deltaïques en bordure sud du BSP et les biseautages des resédimentations carbonatées RSC3 et RSC4 (flèches blanches) contre les *foresets* de ces édifices. Le biseau de RSC4 est plus au SE que celui de RSC3.

**3a et b** - Blocs diagrammes représentant un delta de type Gilbert et les milieux associés censés correspondre aux environnements de dépôts des unités terrigènes RST.

**3a** - Des déstabilisations (origine tectonique et/ou surcharge de croissance) ont pu se produire sur les *foresets* d'un tel delta, donner naissance à des arrachements et à des écoulements gravitaires silicoclastiques qui se sont accumulés en *toesets* ou plus loin en *bottomsets*. Ces écoulements gravitaires se sont faits sous forme de glissements d'olistolithes (*foresets* déjà indurés) et de courants de turbidité haute densité et de *grain-flows*, donnant les RST (planche 19).

**3b** - Un important écoulement gravitaire carbonaté provenant de la PFC au Nord est venu napper le BSP, butant contre sa bordure sud et contre les édifices deltaïques, formant ainsi un des spectaculaires biseaux de la photographie 1. En butant contre les édifices deltaïques, cet écoulement a probablement dû en déstabiliser les *foresets*, initiant ainsi des écoulements gravitaires silicoclastiques à partir des deltas, d'où le mélange fréquent de resédimentations gravitaires carbonatées et silicoclastiques dans le Massif du Soubeyran.



### III. 2. 2. 4 option 2 - Falaises Soubeyrannes de La Ciotat à Cassis en bateau

Trajet en mer permettant de voir :

- les édifices deltaïques au environ du Bec de l'Aigle à La Ciotat avec notamment le passage des *foresets* aux *bottomsets* ;
- les *onlaps* turbiditiques carbonatés sur les édifices deltaïques ;
- l'épaisse sédimentation des calcarénites bioclastiques quartzieuses propres au BSP et coupées par les brusques et instantanées mises en place des resédimentations carbonatées et silicoclastiques ;
- les rampes carbonatées homoclines d'âge Cénomaniens supérieur et Turonien inférieur et leur passage relativement graduel aux accumulations marno - silteuses du BSP.

### Planche 19 - Mécanismes d'écoulement et dépôts résultants en pied de deltas

**1** - Coupe schématique d'un pied de delta de type Gilbert (de Hennuy, 2003, modifié à partir de Sohn *et al.*, 1997). Sont localisés les milieux de dépôts des boues, des sables, des galets et des blocs.

En terme d'écoulement :

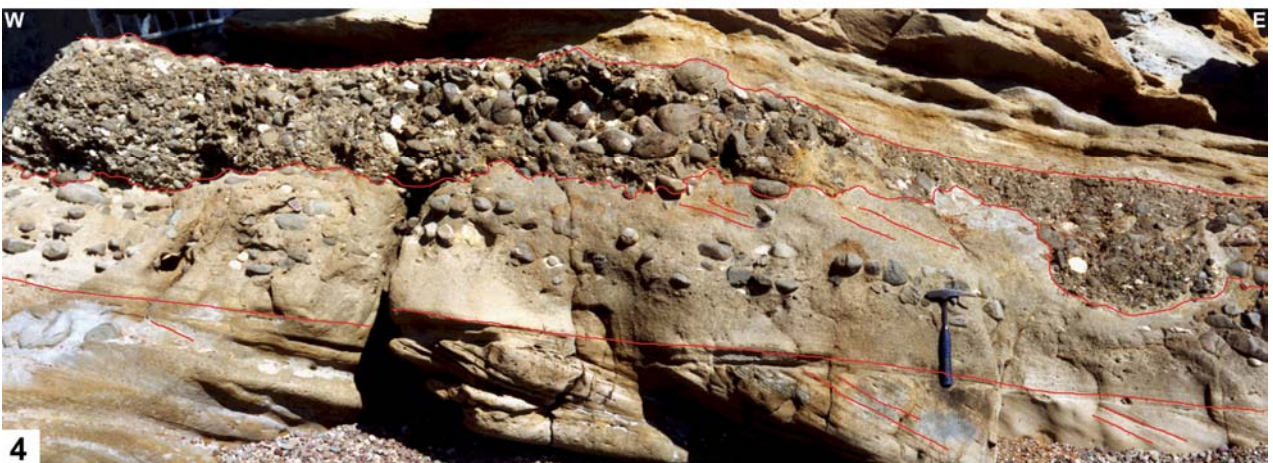
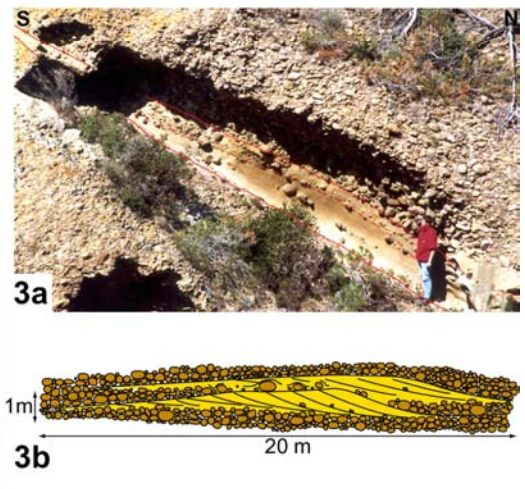
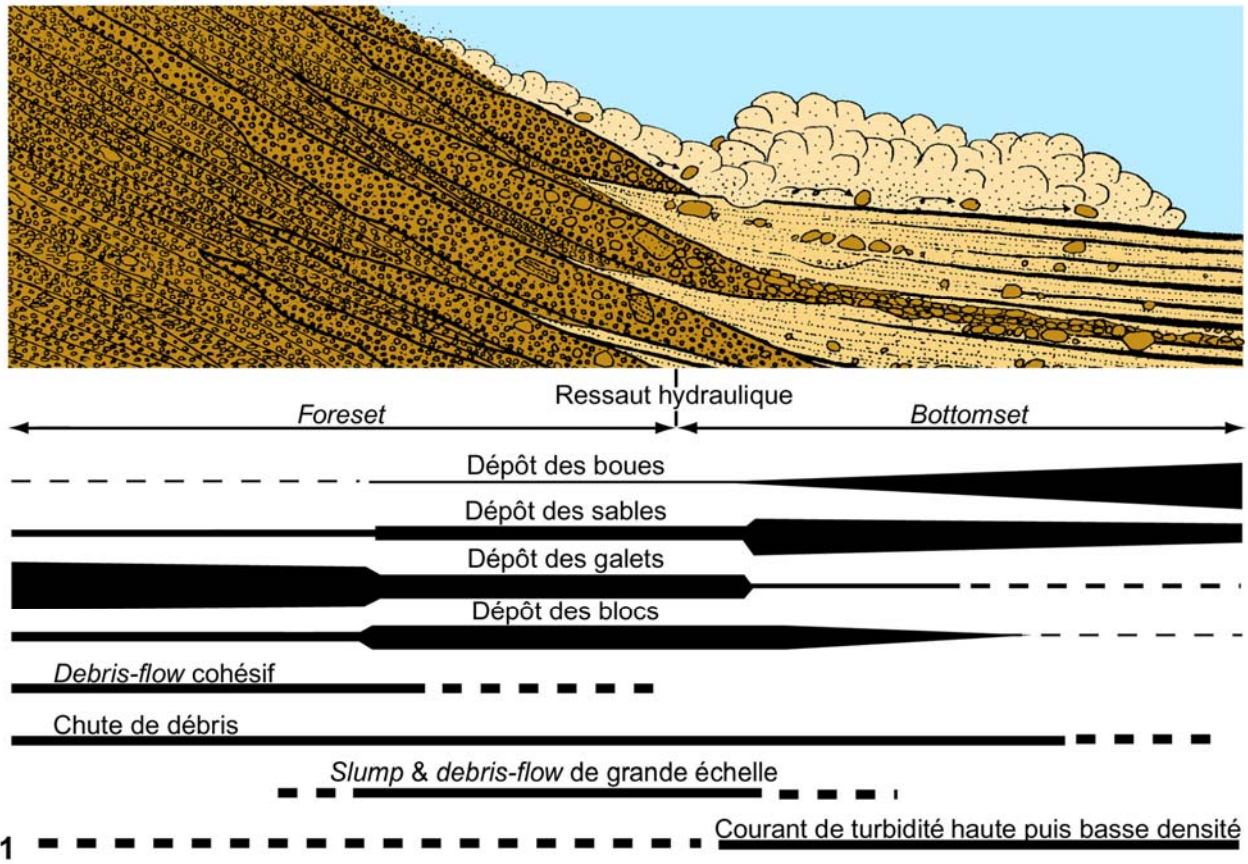
- les coulées de débris cohésives sont limitées aux *foresets* deltaïques, jusqu'à la rupture de pente ;
- les chutes de débris sont localisées sur les *foresets* et à la partie supérieures de *bottomsets* ;
- les *slumps* et coulées de débris de grande échelle sont limités au pied du delta (sur le *toeset*) ;
- les courants de turbidité «haute puis basse densité» se développent en aval du ressaut hydraulique (rupture de pente).

**2** - Exemple de dépôts de *foresets* (Bec de l'Aigle, La Ciotat).

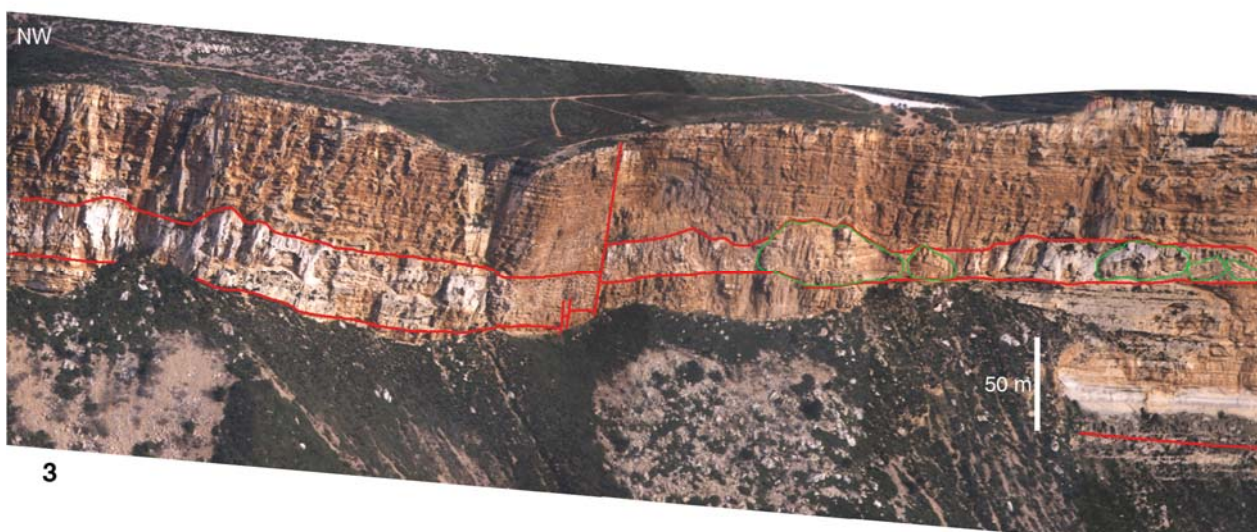
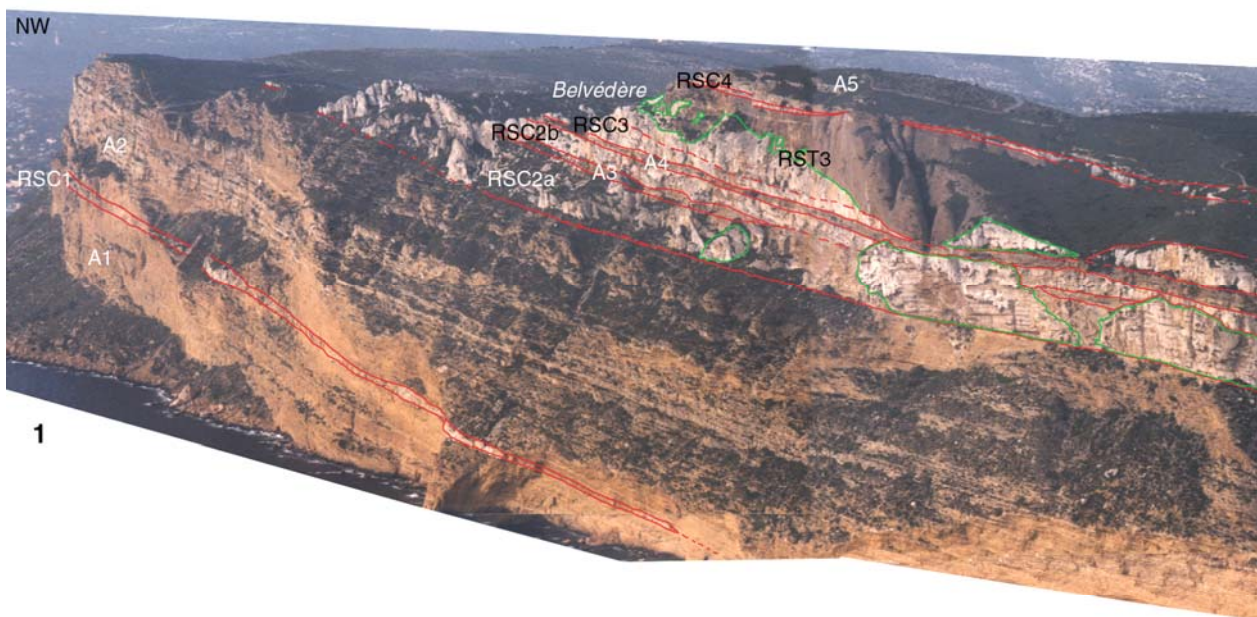
**3a et b** - Corps calcarénitico - quartzieux haut de 1,5 m et long d'environ 20 m, formé de l'empilement de rides et de mégarides parfois recoupées par des arrivées gravitaires de poudingues. Ce corps est intercalé dans les poudingues de pied de *foresets* de RST1.

**4** - Exemple d'intercalation de dépôts de courants gravitaires (poudingues) et de dépôts calcarénitiques sous régime tractif, en *bottomsets*. RST3, Anse du Mugel, La Ciotat.











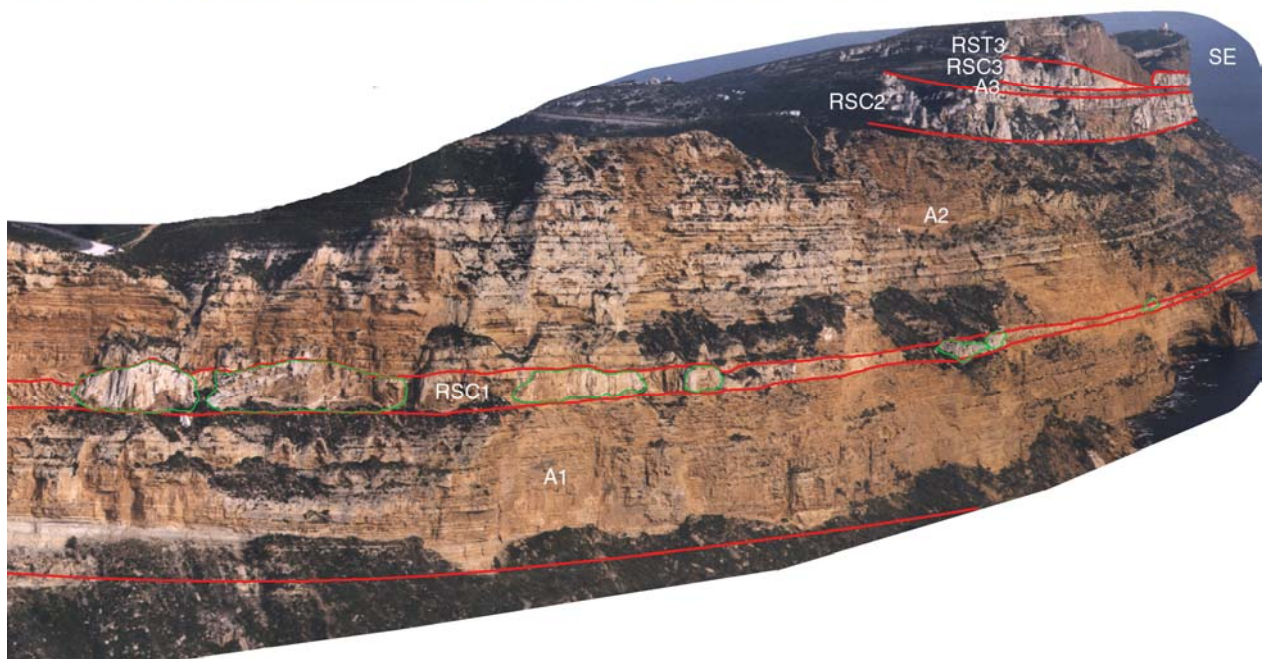
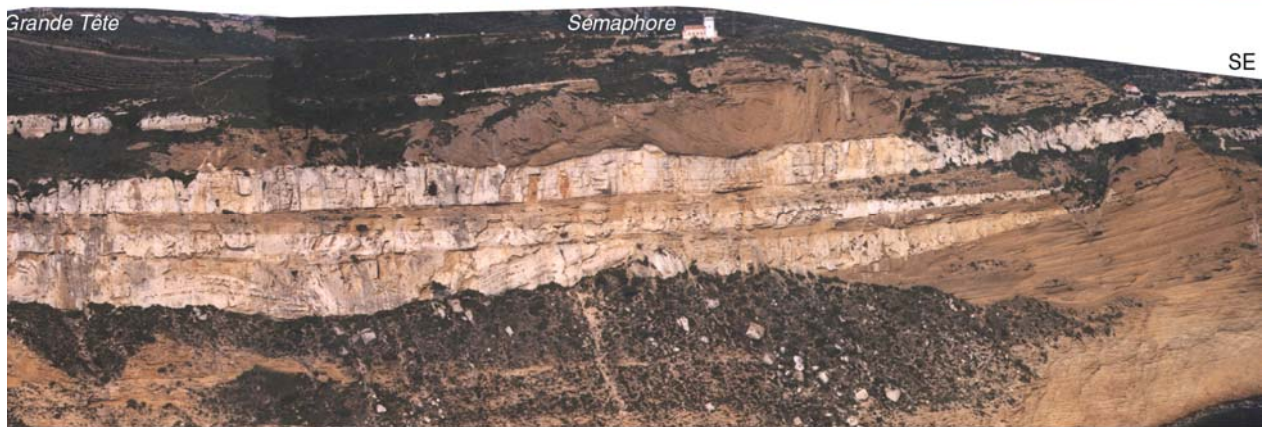
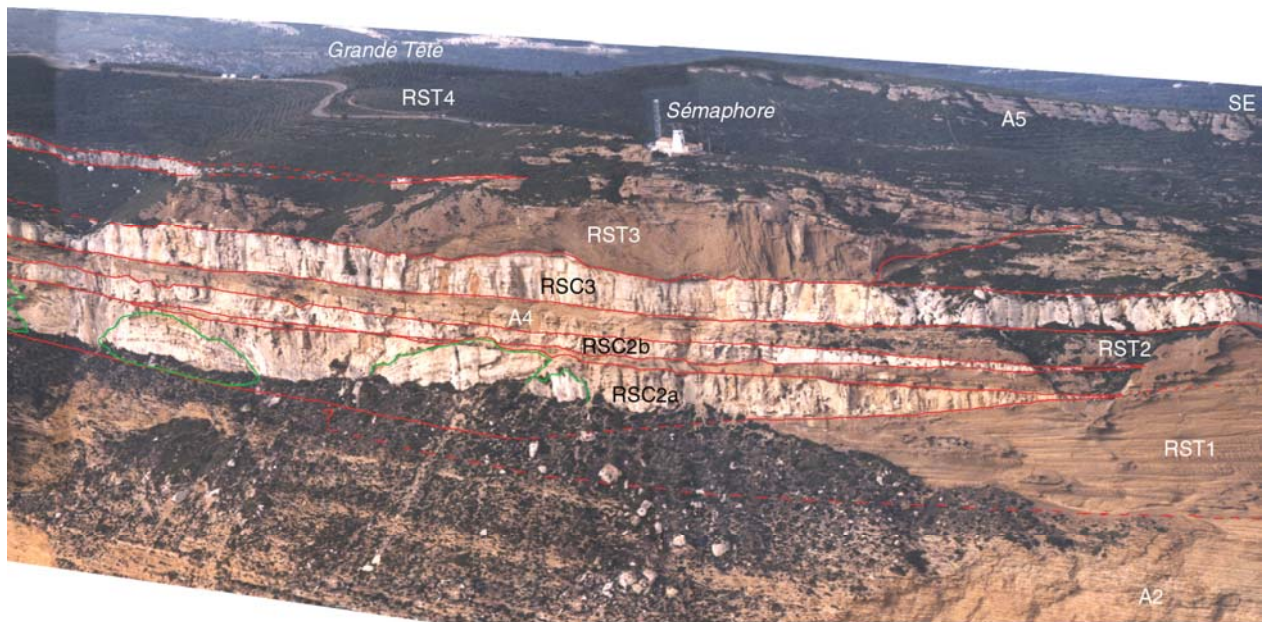


Planche 20 - Panoramas aériens des Falaises Soubeyrannes (légende p. 68)



## Planche 20 - Panoramas aériens des Falaises Soubeyrannes

**1** - Série complète depuis A1 jusqu'à A5. Les limites entre chaque unité sont représentées en rouge. Les plus gros olistolithes des unités de resédimentation carbonatées et terrigènes sont entourés de vert.

Les unités de couleur rousse sont les unités calcarénitico - quartzieuses autochtones A. A2 est épaisse d'environ 170 m.

Les unités de couleur plus claires sont les RSC. RSC1 se termine en biseau au Sud. RSC2 est épais d'environ 80 m, contient de très nombreux olistolithes de grandes tailles et se termine aussi en biseau au SE. RSC3 est discontinue. Une grande cicatrice d'arrachement est visible juste au Sud du belvédère. Sous le sémaphore le sommet de RSC3 est irrégulier car repris sous forme d'olistolithes dans RST3. RSC4 est aussi discontinue et repose en biseau sur d'importantes masses de poudingues de RST3.

Les unités de couleur beige - roux, surtout localisées au SE du panorama sont les RST1 et RST2 qui présentent des discordances angulaires avec les unités A et RSC. RST3 épaisse 80 m est très irrégulière et forme des reliefs sur lesquels RSC4 repose en biseau, sans pouvoir les recouvrir.

**2** - Détails des RSC, depuis le belvédère jusqu'au sémaphore. Les plus gros olistolithes de RSC2 sont visibles. RSC3 a son épaisseur doublée à droite du Belvédère où elle est reprise en olistolithes dans le premier ensemble de RST3.

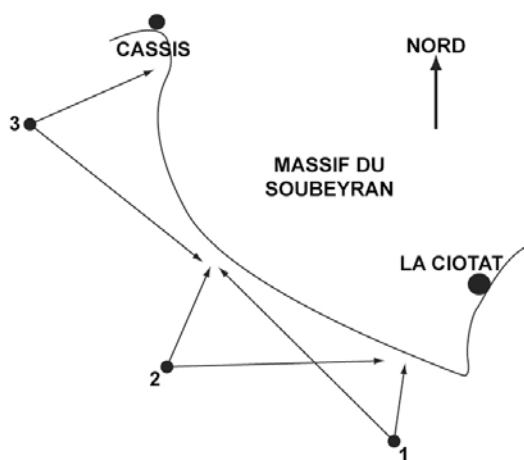
**3** - Unités inférieures de la série :

Sous A1, la discontinuité de base D0 est représentée en rouge.

Les deux ensembles de A1 se distinguent bien : le premier ensemble plus marno - quartzieux apparaît plus clair, le deuxième ensemble calcarénitico - quartzieux (qui augmente d'épaisseur vers le Sud). apparaît plus roux

RSC1 est ici épaisse et à olistolithes alors qu'elle est réduite au Sud (photographie 1).

Dans la partie nord du panorama, deux petites failles synsédimentaires de RSC1 sont visibles à proximité d'une grande faille plus récente affectant toute la série.



Localisation approximative des trois points à partir desquels les clichés aériens des trois panoramas ont été pris.

### III. 3 - Interprétation en terme de dynamique sédimentaire

#### III. 3. 1 - Mise en place des unités sédimentologiques et variations du niveau marin relatif

Une des questions posées, en relation avec la dynamique sédimentaire, est de savoir quand se placent les différents unités sédimentologiques par rapport à la position du niveau marin relatif, et même s'il y a un rapport avec cette position.

##### III. 3. 1. 1 - Les unités autochtones

Les calcarénites quartzo - glauconieuses des unités autochtones se forment quelle que soit la position du niveau marin relatif (Hennuy, 2003) (figure 13). Ainsi :

- lors de montée du niveau marin relatif, elles sont transgressives au Nord sur l'escarpement de bordure de la PFC puis sur cette dernière même, et au Sud sur les édifices deltaïques ;
- en haut niveau marin relatif, pendant le développement de la PFC à rudistes, elles continuent de se déposer grâce au fonctionnement propre au BSP à production carbonatée indépendante et de type *Heterozoan* (Philip et Gari, 2005) (bloc 1 sur planche 21) ;
- lors de chute du niveau marin relatif, à partir du moment où la PFC est émergée et dans la mesure où le BSP demeure assez profond, elles sont les seuls carbonates à être produits et à s'accumuler (bloc 2 sur planche 21).

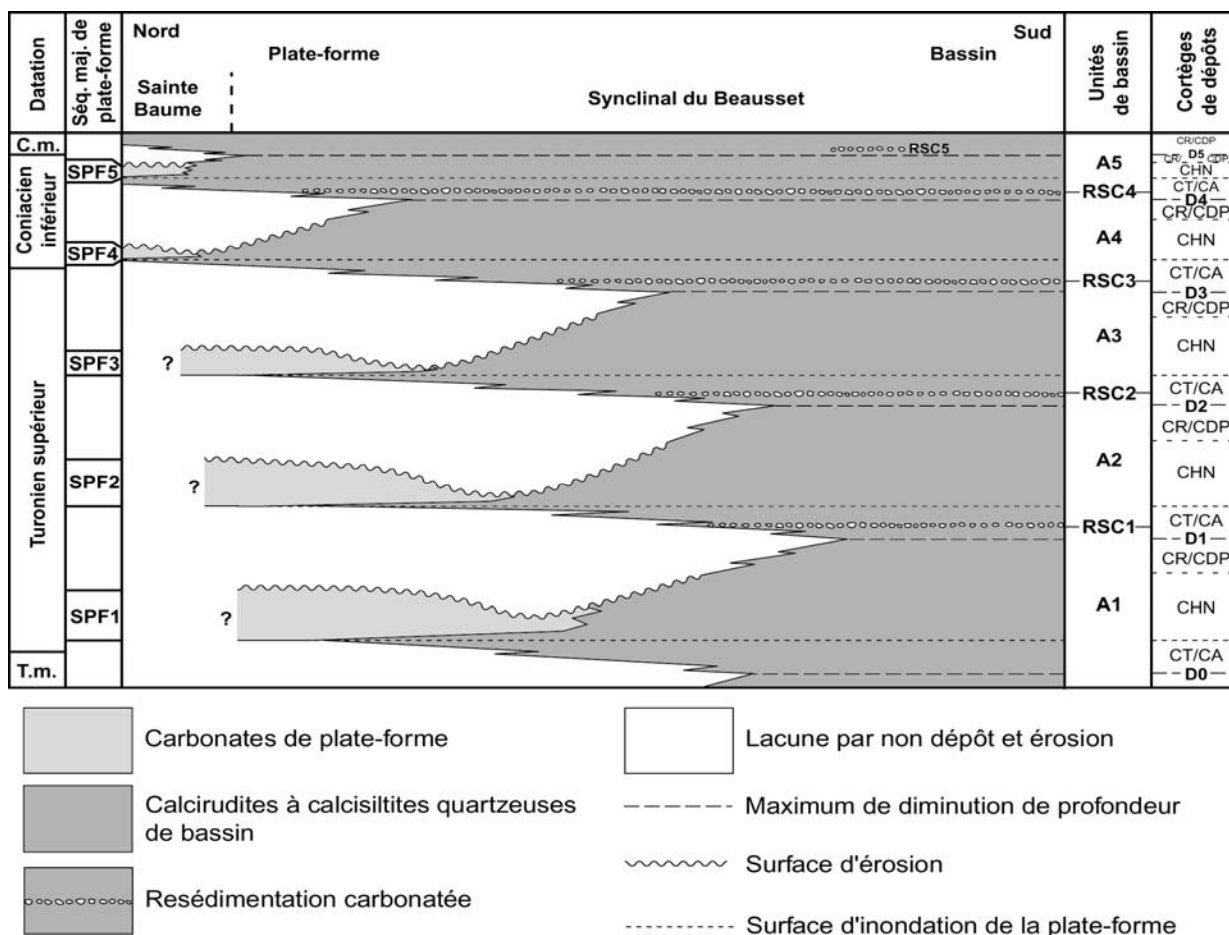
##### III. 3. 1. 2 - Les resédimentations carbonatées

Les trois principaux processus de mise en place des RSC correspondent à leurs trois principales morphologies. Ainsi, les écroulements et les glissements d'olistolithes ont donné les dépôts de brèches de pente (*slope apron*) et de pied d'escarpement de PFC ; les coulées de débris et méga - coulées de débris correspondent aux dépôts des mégabrèches inorganisées ; les successions de courants de turbidité «haute densité et faible densité» aux dépôts des mégaturbidites.

La position topographique des brèches de pentes, contre et au pied des escarpements de bordure de PFC, et leur recouvrement soit par les mégabrèches, soit par les calcarénites quartzo - glauconieuses des unités autochtones, indiquent que ces brèches se seraient déposées en chute et en bas niveau marin relatif (affleurements 1 et 2). Ces brèches font donc partie du cortège de régression forcée et/ou de diminution de profondeur et du début du cortège de transgression et/ou d'approfondissement. Leur fossilisation par recouvrement se serait faite lors de la montée du niveau marin relatif.

Les terminaisons en biseaux des mégabrèches inorganisées sur les escarpements de PFC émergée, le fait qu'elles moulent les dépôts de pente, leur infiltration par les calcarénites autochtones qui recouvrent plus loin directement les PFC, indiquent qu'elles se sont mises en place avant la remise en eau marine des PFC (affleurements 1 et 2). Ces mégabrèches sont donc partie intégrante du cortège transgressif et/ou d'approfondissement (figure 13). L'évolution des environnements diagénétiques de SPF3 / RSC3, de marin à météorique, puis de nouveau marin sous influence d'eaux douces avant la remobilisation dans RSC3 des éléments carbonatés (Hennuy, 2003), indique qu'une partie de l'escarpement et peut être qu'une partie de la bordure de la plate-forme avaient été remis en eau marine lors de la remobilisation du matériel de SPF3 en RSC3.

Les failles normales, pouvant définir de petits grabens d'effondrement, et scellées par les mégabrèches des RSC (Floquet & Hennuy, 2003 ; Hennuy, 2003), les cicatrices d'arrachement dans les unités de resédimentation (affleurement 3) et les *convolutes* attribuées à des échappements d'eau peut - être sous l'effet de séismes, sont des preuves d'une intense activité tectonique synsédimentaire. Des séismes auraient pu être à l'origine de la remobilisation du matériel carbonaté en RSC, d'où l'utilisation possible des qualificatifs de **séismo - mégabrèches** et de **séismo - mégaturbidites** (Floquet & Hennuy, 2001, 2003).



**Figure 13** - Agencement spatial des cortèges de dépôts en fonction du temps. Sont représentées en blanc les lacunes sédimentaires dues à des non dépôt et/ou à des érosions. Dans le Massif de la Sainte Baume les séquences majeures de plate-forme SPF1 à SPF3 sont absentes, SPF4 reposant directement sur les terrains d'âge Crétacé inférieur. Les irrégularités des surfaces d'érosion n'expriment pas leur diachronisme de formation mais la position et la valeur relative des terrains affectés par l'érosion. CHN : cortège de haut niveau marin relatif ; CR/CDP : cortège de régression et/ou de diminution de profondeur ; CT/CA : cortège transgressif et/ou d'approfondissement.

Le fait que les mégaturbidites surmontent directement les mégabrèches et qu'elles se terminent en biseau contre les escarpements de PFC, implique qu'elles se sont aussi mises en place lors de remontées du niveau marin relatif (bloc 3 sur planche 21).

Leur recouvrement systématique par les calcarénites quartzo - glauconieuses surmontant la surface d'inondation de PFC (bloc 4 sur planche 21) signifie qu'elles font partie du cortège transgressif et/ou d'approfondissement.

Etant donné que les mégaturbidites sont constituées de l'amalgame de plusieurs turbidites «haute densité et faible densité» (affleurements 2, 3 et 4 option I), il est possible que la rapide succession de courants de turbidité soit liée d'une part à des séismes déstabilisant le matériel carbonaté accumulé en bordure des PFC (séisme majeur plus répliques) et d'autre part à des tsunamis remontant sur la bordure des PFC et ramassant le matériel (Floquet & Hennuy, 2003) (bloc 4 sur planche 21).

Les séismes seraient liés à l'effondrement de la bordure des PFC en relation avec une remontée du niveau marin relatif. Les tsunamis auraient pu être générés non seulement par les séismes, mais aussi par les déplacements sédimentaires gravitaires sous - marins comme ont pu le montrer de manière expérimentale Lynett *et al.* (2003), Synolakis & Raichlen (2003), Walder & Watts (2003), Yuk *et al.* (2003), ou bien à partir de courants gravitaires récents et actuels (Greene & Ward, 2003 ; Lee *et al.*, 2003 ; Papadopoulos & Kortekaas, 2003).



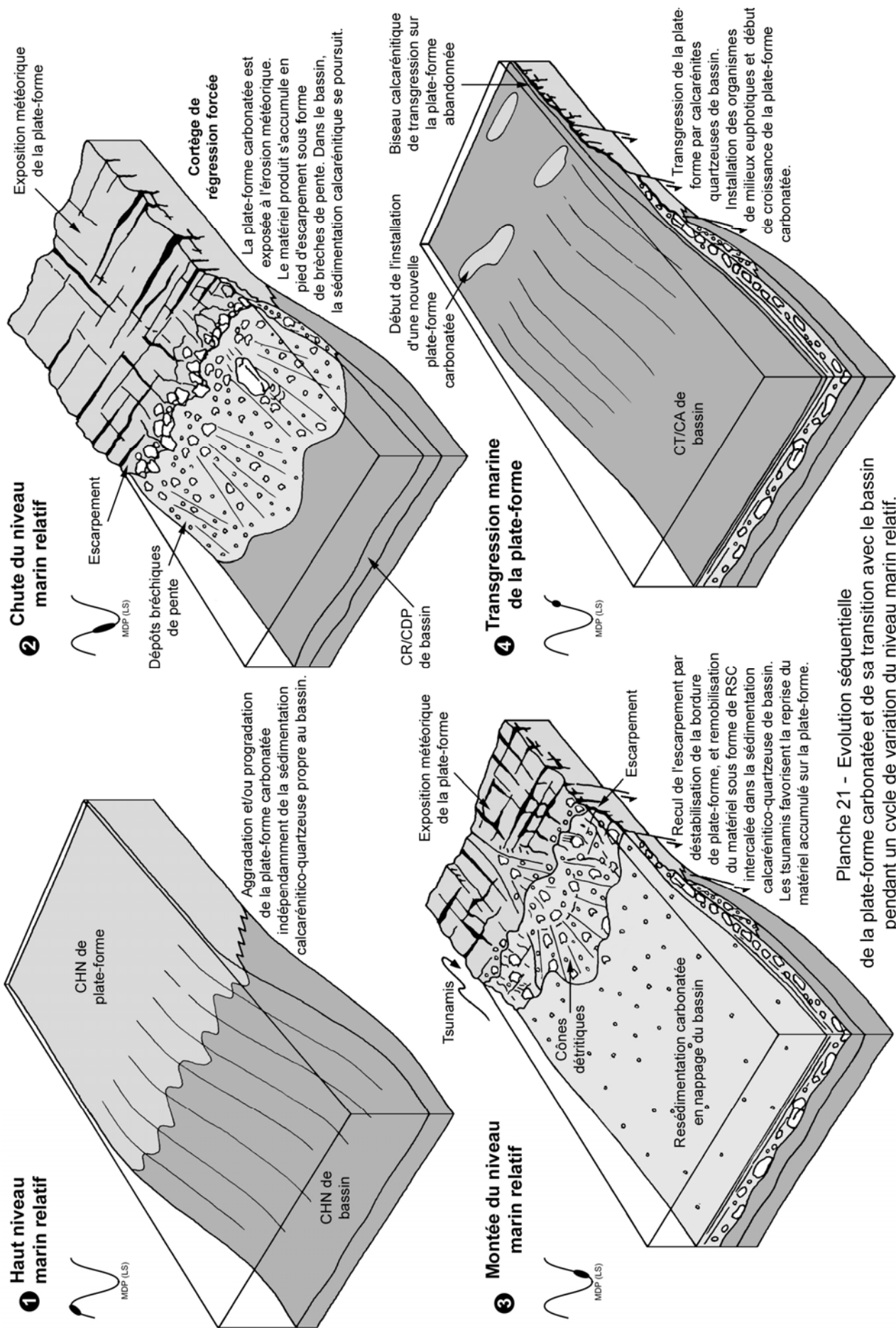


Planche 21 - Evolution séquentielle de la plate-forme carbonatée et de sa transition avec le bassin pendant un cycle de variation du niveau marin relatif.

### **III. 3. 1. 3 - Les édifices deltaïques et les resédimentations terrigènes**

Les morphologies et évolutions des édifices deltaïques silicoclastiques sur la bordure sud du BSP, bien que pas visibles dans leur intégralité, sont directement fonctions du taux d'apport sédimentaire et donc du taux d'érosion du Massif Méridional, ainsi que des variations de l'espace disponible pour leur sédimentation.

En considérant des taux d'apport sédimentaire et de subsidence constant au cours du temps, ces édifices auraient du être progradants vers le BSP lors de chute du niveau marin relatif, rétrogradants sur le Massif Méridional lors de montée du niveau marin relatif, et aggradants à progradants lors de haut niveau marin relatif stabilisé ou presque.

Le positionnement de la plupart des RST de grandes dimensions dans le BSP, directement au-dessus ou juste quelques mètres au-dessus des RSC (affleurements 3 et 4 options 1 et 2), indique qu'elles se sont mises en place concurremment ou juste après les RSC, c'est à dire lors de remontée du niveau marin relatif.

Dans quelques cas, le dépôt des RST semble s'être fait quasiment en même temps que celui des RSC. C'est le cas de la partie supérieure organisée de RST3 et la base de RSC4 en certains endroits du Massif du Soubeyran (affleurement 4 option 1).

### **III. 3. 2 - Les doubles transgressions marines et *onlaps* turbiditiques : l'ouverture du BSP**

#### **III. 3. 2. 1 - Suivant la direction Nord-Sud**

L'agencement et l'évolution Nord - Sud dans toute la série sédimentaire 1) des escarpements de bordure des PFC, 2) des RSC, 3) des unités autochtones et 4) des édifices deltaïques, caractérisent une double transgression sur les marges nord et sud du BSP et un approfondissement généralisé pour la période comprise entre la fin du Turonien moyen et le début du Coniacien moyen.

Cette double transgression et cet approfondissement définissent une dynamique générale d'ouverture marine et d'effondrement associé des marges du BSPI suivant la direction Nord - Sud.

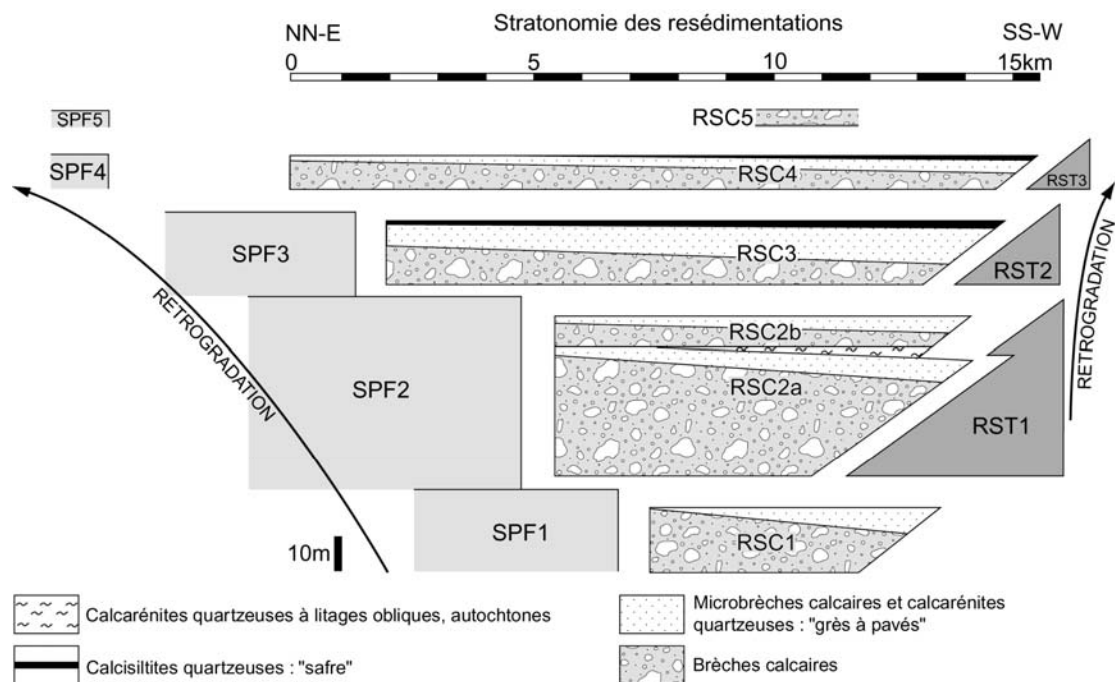
Cette dynamique d'ouverture est particulièrement bien représentée à l'affleurement par le "double *onlap* turbiditique" des RSC sur les marges nord (affleurements 1 et 2) et sud (dans les Falaises Soubeyrannes, affleurements 4 options 1 et 2) (figure 14).

#### **III. 3. 2. 2 - Suivant le sens Ouest - Est**

Etant donné que la série sédimentaire est :

- complète et avec les unités A1, RSC1, A2, RSC2 et A3 les plus épaisses dans la partie occidentale du synclinal du Beausset ;
- incomplète dans sa partie orientale (massif du Mont Caume, NW de Toulon), avec les unités autochtones de base amalgamées et les premières RSC manquantes, et inversement avec les unités supérieures RSC3, A4 et RSC4 plus épaisses que dans la partie occidentale ;

il est évident qu'une ouverture marine et qu'un approfondissement soient survenus suivant le sens Ouest - Est entre la fin du Turonien moyen et le début du Coniacien moyen (Hennuy, 2003).



**Figure 14** - "Double *onlap* turbiditique" des resédimentations carbonatées sur les marges nord et sud du BSP, corrélativement aux rétrogradations des séquences majeures de PFC vers le Nord et des édifices deltaïques vers Sud (figure synthétique de la série, sans les unités autochtones, dans les secteurs de Ceyreste et des Falaises Soubeyrannes, partie ouest du BSP). De Floquet & Hennuy, 2003 et Hennuy (2003).

### III. 3. 3 - Tectonique synsédimentaire de distension

#### III. 3. 3. 1 - Evidences de distension

En relation avec la dynamique générale d'ouverture et d'affaissement du BSP, les évidences d'une tectonique distensive synsédimentaire sont nombreuses. Cette tectonique a été enregistrée par de nombreuses failles normales scellées (parfois conjuguées en grabens), par des cicatrices d'arrachements localisées le long d'un réseau de failles normales et par des remplissages de fentes de tension (Floquet & Hennuy, 2003 ; Hennuy, 2003). La quasi totalité de ces structures a une orientation N110.

Des structures sédimentaires considérées comme étant des conséquences de secousses sismiques (certains litages convolutés et quelques brèches monogéniques calcarénitico - quartzzeuses dans A1, A2 et A5) seraient aussi liées à cette tectonique.

#### III. 3. 3. 2 - Evidences de décrochement

Le fait que la dynamique d'ouverture marine et d'affaissement des marges du BSP se faisait à la fois selon la direction Nord - Sud et dans le sens Ouest - Est, c'est à dire suivant le sens d'allongement du bassin, comme le montre la migration des dépôts - centres de l'Ouest vers l'Est au cours du temps (cf. III. 3. 2. 2 et planche 22) indique que la distension était associée à un décrochement. La morphologie étroite, allongée, asymétrique, la forte subsidence et le fort taux de sédimentation du BSP sont, en outre, caractéristiques des bassins sédimentaires en contexte tectonique transtensif (Einsele, 2000).

Les mouvements transtensifs se seraient effectués le long des failles parallèles à l'axe d'allongement du BSP, c'est à dire les failles bordières nord et sud. La principale faille active était



la faille bordière sud qui assurait le maintien de reliefs émergés au Sud (le Massif Méridional) et la forte subsidence du BSP au Nord. Cette faille a été réactivée en permanence à partir de l'Albien (Philip *et al.*, 1987), pendant la période turono - coniacienne, et jusqu'au Santonien. Le jeu de cette faille cesserait au Santonien inférieur comme en témoigne le recouvrement stratigraphique des terrains cénomaniens par les terrains santoniens à la Barre de la Jaume (Léonide, 2002) et, plus à l'Ouest à l'oratoire Saint Jean, des terrains triasiques par les terrains santoniens (Philip, 1970). Sur la bordure nord du BSP, l'activité des failles a sans doute été moindre, leur rejet plus faible, surtout vertical, délimitant néanmoins en permanence la bordure des PFC.

L'ampleur du jeu de la faille bordière sud par rapport à ceux des failles bordières nord, permet de supposer que la faille méridionale a assuré l'essentiel du décrochement.

Dans un tel régime tectonique de transtension, des subsidences différentielles, d'une part, du BSP et, d'autre part, des PFC et du Massif Méridional, pourraient en partie expliquer les variations rapides du niveau marin relatif de quelques dizaines de mètres, pendant une tranche de temps de moins de 2 millions d'années (suivant l'échelle d'Hardenbol *et al.*, 1998).

Des structures sédimentaires considérées comme étant des conséquences de secousses sismiques (certains litages convolutés et quelques brèches monogéniques calcarénitico - quartzieuses dans A1, A2 et A5) seraient aussi liées à cette tectonique.

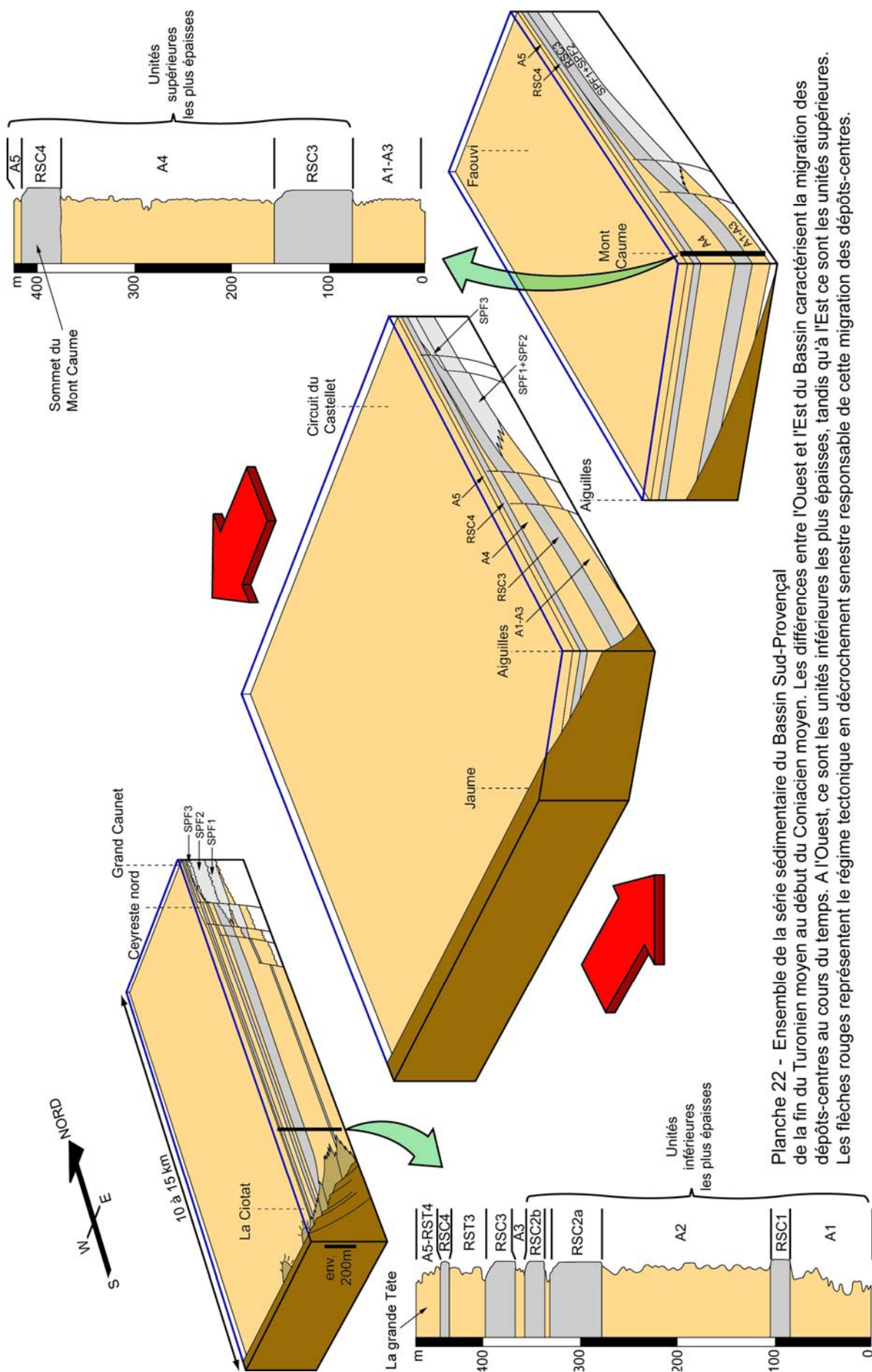


Planche 22 - Ensemble de la série sédimentaire du Bassin Sud-Provençal de la fin du Turonien moyen au début du Coniacien moyen. Les différences entre l'Ouest et l'Est du Bassin caractérisent la migration des dépôts-centres au cours du temps. A l'Ouest, ce sont les unités inférieures les plus épaisses, tandis qu'à l'Est ce sont les unités supérieures. Les flèches rouges représentent le régime tectonique en décrochement senestre responsable de cette migration des dépôts-centres.

## IV - Conclusions générales, perspectives

### IV. 1 - Pour la série d'âge Cénomaniens moyen à Turonien inférieur - moyen

- Les resédimentations carbonatées «vraies», originaire d'une PFC d'âge Cénomaniens moyen, consistent en 2 seuls grands écoulements en masse évolutifs, proches temporellement et parfois amalgamés, comprenant des dislocations et des glissements d'olistolithes en position proximale, et des coulées de débris vers le domaine distal, passant à peine à des courants de turbidité au plus distal. Ces débris, probablement générées par une activité tectonique au droit d'une bordure de PFC à croissance rapide et peu stable sur un substratum marneux, pourraient être qualifiées de séismo - brèches. Elles se seraient mises en place dans un haut niveau marin relatif.

- D'autres resédimentations carbonatées, calcarénitiques à calcirudites, ne correspondent qu'à des coulées locales, bio- et lithoclastiques, au long de *foresets* de cliniformes de bordure externe de PFC, et sur les *bottomsets* menant vers le BSP. Le contrôle de cette sédimentation est la dynamique propre de fonctionnement de la PFC en réponse à des élévations modérées du niveau marin relatif (haut niveau marin d'ensemble, non stabilisé).

- Les resédimentations silicoclastiques sont spécifiques du BSP, sous forme de turbidites distales, dont le matériel devait provenir d'un Massif Méridional, ébauche de celui beaucoup plus proche et prolifique en terrigènes au Turonien moyen - Coniacien inférieur.

- L'agencement général rétrogradant des séquences majeures de dépôt, S1 au Cénomaniens moyen, S2 au Cénomaniens supérieur, puis de la séquence majeure du Cénomaniens final au Turonien inférieur - moyen, avec des milieux de dépôts de plus en plus ouverts sur le large marin, plaide en faveur d'une ouverture d'ensemble du BSP au cours du temps, ouverture commandée par une tectonique distensive, que viennent moduler des variations eustatiques, notamment au Cénomaniens supérieur, au Turonien inférieur (Philip, 1998).

### IV. 2 - Pour la série d'âge Turonien moyen à Coniacien inférieur

- Les resédimentations carbonatées de grandes dimensions, originaires des PFC, étaient issues d'écoulements en masse évolutifs comprenant des écroulements et des glissements d'olistolithes dans le domaine proximal, des coulées de débris et des courants de turbidité haute densité puis faible densité dans le domaine distal. Les resédimentations carbonatées, de plusieurs kilomètres cubes de volume et de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, et considérées comme initiées par des séismes, peuvent être qualifiées de séismo-mégabrèches et de séismo-mégaturbidites.

- Les épandages terrigènes surtout silicoclastiques comprenant des resédimentations sous forme de glissements et de mégacoulées de débris, de *grain - flows*, de courants de turbidité, étaient issues de déstabilisations de *foresets* deltaïques.

- Le matériel accumulé en bordure de la PFC était remobilisé en écoulements gravitaires vers le BSP en période de montée du niveau marin relatif, juste avant la remise en eau marine des PFC. Lors de la remise en eau des PFC, un dépôt résiduel de transgression, bréchique à microbréchique, en partie silicoclastique (possibles «tsunamites» ?), recouvrait la discontinuité majeure issue de l'érosion correspondant au bas niveau marin précédent.

- La dynamique sédimentaire met en évidence une ouverture Nord - Sud par effondrement des marges, couplée à une ouverture vers l'Est par transtension, depuis la fin du Turonien moyen jusqu'au début du Coniacien moyen.



- Le contrôle tectonique a été omniprésent de la fin du Turonien moyen au début du Coniacien moyen, avec pour conséquences :
  - . la structuration du BSP suivant un axe d'allongement parallèle aux principaux accidents pyrénéo - provençaux Ouest - Est ;
  - . le maintien de deux domaines émergés bordant les PFC et le BSP au Nord et au Sud ;
  - . l'initiation par séismes (et probablement par tsunamis associés) des resédimentations carbonatées et silicoclastiques ;
  - . la subsidence différentielle entre le BSP et les PFC, contrôlant ainsi les types de sédimentation ;
  - . les ouvertures Nord - Sud et Ouest - Est du BSP et effondrements de ses marges par transtension.

### IV. 3 - Perspectives

A ce jour où les séries d'âge Cénomaniens à Coniacien moyen des PFC et BSP sont largement décrites des points de vue cartographique, stratigraphique, sédimentologique, paléogéographique et où l'on peut considérer que les mécanismes de la dynamique sédimentaire sont assez bien contraints dans le temps et dans l'espace, le modèle géologique désormais proposé peut servir de base à de nouvelles recherches sur la caractérisation et la quantification des productions, accumulations, préservation et processus sédimentaires.

Ces recherches sont en cours et consistent en l'étude intégrative du modèle géologique proposé et d'une nouvelle approche, quantitative, des objets géologiques correspondants (Thèse de Doctorat d'Université, doctorant Jâmes GARI, 2004-2007 ; directeur Jean BORGOMANO).

Les objets géologiques à l'affleurement sont ainsi redécrits de manière quantitative à différentes échelles et avec des outils d'investigation généralement propres à la géologie de sub-surface, afin de compléter les données préexistantes.

L'acquisition quantitative de nouvelles données repose sur une numérisation de la topographie et de l'organisation spatiale des corps sédimentaires (scannage 3D) et sur diverses investigations de sub - surface (mesures de sismique - réflexion haute résolution, diagraphies de puits, carottages).

L'ensemble des données quantitatives sera intégré dans un modèle numérique tri - dimensionnel (gOcad), permettant de tester les géométries et corrélations proposées dans le modèle issu de l'approche naturaliste.

La modélisation 3D de type «*forward*» (à l'aide des logiciels Carbonate 3D et Dionisos) permettra d'évaluer la contribution respective des changements de niveau marin, de la subsidence tectonique, de la tectonique synsédimentaire, des processus biologiques et de la diagenèse précoce... ayant présidé au fonctionnement des systèmes sédimentaires.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BASSANT, P. (1995) - Caractéristiques sédimentologiques et réservoirs du système carbonaté du Cénomaniens de Provence. Rapport inédit I.F.P 42536, 18 p.
- BERTRAND, M. (1892) - Sur l'origine des poudingues de La Ciotat. *C.R.S.S.G.F.*, (3), t. XX, 2, p. LI-LIII.
- BLAIR, T. C. & McPHERSON, J. G. (1999) - Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 1, p. 6-19.
- BLANC, J. J. (1951) - Les formations détritiques de La Ciotat (Var). *Bull. Soc. Géol. France*, VI, p. 369-380.
- BLANC, J. J. (1956). - Sédimentation et paléocéanographie du Turonien et du Sénonien dans le bassin du Beausset (Var). *Bull. Soc. Géol. France*, série 6, VI, p.797-815.
- BLANC, J. J. (1963) - Paléocéanographie du Turonien dans le Massif du Soubeyran. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Marseille*, Ann., VII, p. 59-82, 4 pl. photos.
- BOUCHARD, P. (1986) - Un modèle de talus carbonaté d'origine récifale : exemple du complexe Cénomaniens de Cassis - La Bédoule (Sud - Est de la France). Stratigraphie - Sédimentologie - Diagenèse. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, tome 1 : 516 p., 146 fig. ; tome 2 : 24 fig. annexes, 25 pl. photographiques. Marseille, Centre Saint - Charles.
- BOURQUE, P. A., HESSE, R. & RUST, B. (1989) - Sédimentologie, paléomilieux et paléogéographie des séquences taconienne et acadienne en Gaspésie. Livret - guide d'excursion géologique, Université Laval, p. 141-143.
- BREISTROFFER, M. (1937) - Sur l'âge exact du Banc des Lombards près de Cassis (B.-du-Rh.). *C. R. Somm. S. G. F.*, fasc. 16, p. 250.
- CECCA, F. (2001) - The Ammonites of the Cenomanian-Turonian transition of Anse de l'Arène section (Cassis, SE France). Integrated Platform/Basin Biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (SE France). *Geobios*, 34, 2, p. 215-223.
- COLLOT, L. (1889) - Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse-Provence, *Bull. Soc. Géol. France*, (3), XVIII, p. 49-102.
- COULIER, C., PHILIP, J. & CARRIO, C. (1982) - Technique d'échantillonnage des récifs Cénomaniens de La Marcoulène (Bouches du Rhône). *Géologie Méditerranéenne*, t. IX, n° 3, p. 141-143.
- CRUMIERE - AIRAUD, C. (1991) - Stratigraphie et évolution sédimentaire des domaines de plates-formes carbonatées à rudistes au cours du passage Cénomaniens-Turonien. Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille - Centre Saint Charles, 95 p.
- DEBROAS, E. J., LAGIER, Y. & SOUQUET, P. (1983) - Turbidites calcaires exceptionnelles dans le flysch turono-coniacien du versant nord des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, 7, XXV, 6, p. 911-919.
- EINSELE, G. (2000) - Sedimentary basins - Evolution, faciès, and sediment budget. Second Edition, Springer, 792 p., 354 fig.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. (1971) - A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, vol. 19, p. 730-781.
- FABRE-TAXY, S. (1937) - Le banc des Lombards près de Cassis-s-mer (B.-d.-R.). *C. R. Somm. .S. G. F.*, fasc. 13, p. 203.
- FABRE-TAXY, S. (1938) - Le Turonien du Bassin de Cassis. *Bull. Soc. Linn. de Provence*, t. 12, p. 16-17.
- FABRE-TAXY, S. & THOMEL, G. (1964) - La transgression cénomaniens à Cassis (Bouches-du-Rhône). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 258, p. 5491-5494.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2001) - Anatomy of resedimented carbonates in the latest Turonian - earliest Coniacien South-Provençal Basin. *Géologie Méditerranéenne*, XXVIII, 1-2, p. 67-71.
- FLOQUET, M. & HENNUY, J. (2003) - Evolutionary gravity flow deposits in the Middle Turonian - Early Coniacien Southern Provence Basin (SE France) : origins and depositional processes. In : Advances in Natural and Technological Hazards Research, Submarine Mass Movements and Their Consequences, Locat J. & Mienert J. Eds, Kluwer Academic Publishers Bookseries, vol. 19, p. 417-424, 3 fig.
- FLOQUET, M. & MATHEY, B. (1984) - Evolution sédimentologique, paléogéographique et structurale des marges Ibérique et Européenne dans les régions basco-cantabrique et nord-ibérique au Crétacé moyen et supérieur. *Strata*, 1, p. 129-136.
- FLOQUET, M., MATHEY, B., ROSSE, P. & VADOT, J. P. (1988) - Age cénomaniens et turono-coniacien des Calcaires de Sare (Pays basques, France-Espagne). Conséquences paléomorphologiques et tectonogénétiques pour les Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. géol. France*, IV, 6, p. 1021-1027.
- FLOQUET M., REITNER J. & ENGESER T. (1986) - Acanthochaetetidae (Hadromerida, Demospongiae) from the Coniacien of Vera de Bidasoa (Basque Pyrenees, northern Spain). *Géobios*, n° 19, fasc. 6, p. 849-854.

- GINDRE, L. (2003) - Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et paléogéographie des séries carbonatées du Cénomanién à l'échelle de la Téthys occidentale. Comparaison entre le golfe Arabo - Persique et la Provence. Thèse de Doctorat de l'Université Henri Poincaré, Nancy 1.
- GREENE, H. G. & WARD, S. N. (2003) - Mass movement along the central California margin and their consequences for tsunami generation. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 343-356.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P. C. & VAIL, P. (1998) - Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *In* : De Graciansky, Hardenbol, Jacquin & Vail (Eds.), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins, *SEPM Special Publication* 60, p. 3-15.
- HENNUY, J. & FLOQUET, M. (2000) - Dynamique sédimentaire de la partie occidentale du Bassin Sud-Provençal au Turonien supérieur - Coniacien inférieur. Rapport de finalisation de contrat de recherche établi entre l'Université de Provence et la société Elf-Aquitaine, réf. EP/T/IRD N° 99-609, inédit, 75 p, Atlas d'illustrations 27 pl.
- HENNUY, J. & FLOQUET, M. (2001) - Evolution de la plate-forme carbonatée sud-provençale au Turonien moyen *pro-parte* - Coniacien inférieur. Relations avec les résédimentations carbonatées dans le Bassin Sud-Provençal. Rapport de finalisation de contrat de recherche établi entre l'Université de Provence et la société Elf-Aquitaine, réf. EP/T/IRD N° 00-465, inédit, 89 p.
- HENNUY, J. & FLOQUET, M. (2002) - Sédimentation dans un bassin en transtension : exemple du Bassin Sud - Provençal au Turonien moyen *pro-parte* - Coniacien inférieur. *Docum. Lab. Geol. Lyon.*, 156, p. 125-126.
- HENNUY, J. (2003) - Sédimentation carbonatée et silicoclastique sous contrôle tectonique, le bassin Sud-Provençal et sa plate-forme carbonatée au Turonien moyen au Coniacien moyen. Evolutions séquentielle, diagénétique, paleogéographique. *Thèse de doctorat*, Université de Provence, 252 p., 42 pl.
- INSALACO, E. (1996) - Upper Jurassic microsolenid biostromes of northern and central Europe : facies and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 121, p. 169-194.
- JOLET, P. (1996) - Etude stratigraphique et sédimentologique d'une plate-forme mixte carbonatée-silicoclastique : le Turonien de Provence (S.E. de France). Thèse de Doctorat, Université de Provence, Marseille, 178 p.
- JOLET, P., PHILIP, J., CECCA, F., THOMEL, G., LOPEZ, G., TRONCHETTI, G., & BABINOT, J.-F. (2001) - Integrated Platform/Basin Biostratigraphy of the Upper Cenomanian-Lower Turonian in Provence (SE France)." *Geobios*, 34, 2, p. 225-238.
- KENNEDY, W.J (1994) - Cenomanian ammonites from Cassis, Bouches-du-Rhône, France. *Palaeopelagos Special Publication*, Roma. Proceedings of the 3<sup>rd</sup> Pergola International Symposium, 1, p. 209-254.
- LEE, H. J., KAYEN, R. E., GARDNER, J. V. & LOCAT, J. (2003) - Characteristics of several tsunamigenic submarine landslides. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 357-366.
- LEMOINE, M., DE GRACIANSKY, P. C. & TRICART, P. (2000) - De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. Gordon and Breach Science Publishers, 207 p.
- LEONIDE, P. (2002) - Enregistrement d'une transgression marine par une série condensée : l'exemple du membre à spongiaires et stromalithes de la formation de la Barre de la Jaume (Santonien inférieur, synclinal du Beausset, Sud-Est France). Mémoire de stage d'initiation à la recherche, Université de Provence, inédit, 15 p.
- LYNETT, P., LIU, P. L. F. & SYNOLAKIS, C. E. (2003) - Numerical modeling of tsunami generation by subaerial and submerged landslide. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 77-84.
- 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*, XVIII, 1, p. 49-66.
- MATHEY, B., FLOQUET, M. & MARTINEZ-TORRES, L. M. (1999) - The Leiza paleo-fault: role and importance in the Upper Cretaceous sedimentation and palaeogeography of the Basque Pyrenees (Spain). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328, p. 393-399.
- MAURIN, A., PHILIP, J. & BRUNEL, P. (1981) - Possible microbial accretions figures in Cenomanian mounds, S. E. France. *In* : C. Monty, Ed., Phanerozoic Stromatolites, Springer - Verlag, p. 121-133.
- PAPADOPOULOS, G. A. & KORTEKAAS, S. (2003) - Characteristics of landslide generated tsunamis from observation data. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 357-374.
- PHILIP, J. (1970) - Les formations calcaires à rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 438 p.



- PHILIP, J. (1993) - Late Cretaceous Carbonate-Silicoclastic Platforms of Provence, Southeastern France. *In* : Cretaceous Carbonate Platforms, Simo, Scott, Masse (Eds.), *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.* 56, p. 375-385.
- PHILIP, J. (1998) - Sequences and systems tracts of mixed carbonate-silicoclastic platform-basin settings: the cenomanian-turonian stages of Provence (southeastern France). *S.E.P.M. Special Publication*, 60, p. 387-395.
- PHILIP, J., BABINOT, J. F., JOLET, P. & TRONCHETTI, G. (1994) - Cenomanian-Turonian carbonate-Platforms of Provence. Field-guide book, Perimediterranean carbonate platforms, First International Meeting Marseille-France, 5-10 Sept 1994, Univ. de Provence, 16 p.
- PHILIP, J., MASSE, J. P. & MACHHOUR, L. (1987) - L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). *Bull. Soc. Géol. France*, 8, III, 3, p. 541-550.
- PHILIP, J. & FLOQUET, M. (2000) - Late Cenomanian (94,7 to 93,5 Ma) Carte paléogéographique et notice explicative de la carte du programme Périthéys, 12 p., 1 fig.
- PHILIP, J. & GARI, J. (2005) - Late Cretaceous heterozoan carbonates: palaeoenvironmental setting, relationships with rudist carbonates (Provence, south-east France). *Sedimentary Geology*, 175, 1-4, p. 315-337.
- RAZIN, P. (1989) - Evolution tectono-sédimentaire alpine des Pyrénées basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (province du Labourd), Thèse, Université de Bordeaux-III, 464 p.
- RAZIN, P., MULDER, T. & GERARD, J. (2003) - Processus gravitaires et évolution de bassin : le Crétacé et le Tertiaire du Pays Basque. Livret guide d'excursion géologique, 9<sup>ème</sup> Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux 11 - 13 octobre 2005, *Publ. ASF*, Paris, n° 39, 89 p.
- REDONDO, C. (1986) - Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Sédimentologie ; Pétrographie ; Minéralogie. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Provence, Marseille, 474 p.
- SANCHO, A., DUEE, G., HERVOUET, H. & TELLIEZ, H. (1987) - Evolution de la sédimentation dans une zone de décrochement complexe : le Crétacé supérieur sur le rebord nord-ibérique entre le pic d'Orhy et Saint-Jean-Pied-de-Port. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 2, p. 235-243.
- SIMONPIETRI, G. (1999) - Systématique phylogénèse ontogénèse chez les *Hippuritidae* (rudistes du Crétacé supérieur). Thèse de Doctorat de l'Université de Provence, Marseille - Centre Saint Charles.
- SIMONPIETRI, G. & PHILIP, J. (2000) - Relations ontogénèse-phylogénèse chez les rudistes : l'exemple des *Hippuritidae* Gray, 1848. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330, p. 717-724.
- SOHN, Y. K., KIM, S. B., HWANG, I. G., BAHK, J. J., CHOE, M. Y. & CHOUGH, S. K. (1997) - Characteristics and depositional processes of large-scale gravelly gilbert-type foresets in the Miocene fan delta, Pohang basin, SE Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 67, 1, p. 130-141.
- STAMPFLI, G. (1993) - Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?. *Eclogae Geologiae Helvetiae*, vol. 86, n° 1, p. 1-45.
- SYNOLAKIS, C. E. & RAICHLEN, F. (2003) - Waves and run-up generated by a three-dimensional sliding mass. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 113-119.
- WALDER, J. S. & WATTS, P. (2003) - Evaluating tsunami hazards from debris flows. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 155-162.
- YUK, D., YIM, S. & LIU, P. L. F. (2003) - Numerical modeling of submarine mass-movement generated waves using rans model. *In* : Advances in natural and technological Hazards research, Kluwer Academic Publishers, p. 183-191.